

MM 2008-01

Géologie des ressources minérales

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Géologie des ressources minérales

Michel Jébrak
Éric Marcoux



Ressources naturelles
et Faune

Québec 

Géologie des ressources minérales

Michel Jébrak
Éric Marcoux

Illustrations : Michelle Laithier

Ressources naturelles
et Faune

Québec 

Distributeurs

Pour les Amériques:



■ ASSOCIATION GÉOLOGIQUE DU CANADA

Association géologique du Canada
c/o Department of Earth Sciences
Room ER4063, Alexander Murray Building
Memorial University of Newfoundland
St. John's, NL A1B 3X5 CANADA

Téléphone : 709 737-7660
Télécopieur : 709 737-2532
Courriel: gac@esd.mun.ca
Site Internet: www.gac.ca/bookstore

Pour l'Europe de l'Ouest
et l'Afrique francophone:



■ SOCIÉTÉ DE L'INDUSTRIE MINÉRALE

Société de l'industrie minérale
17, rue Saint Séverin
75005 Paris
FRANCE

Téléphone : +33 (0)1 53 10 14 70
Télécopieur : +33 (0)1 53 10 14 71
Courriel : contact@lasim.org
Site Internet : www.lasim.org

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Robert Marquis

Direction de l'information géologique

Pierre Verpaelt

Révision

Les Textes impeccables inc.

Édition

Denis L. Lefebvre, ing.

Graphisme

Charlotte Grenier

Illustrations

Michelle Laithier

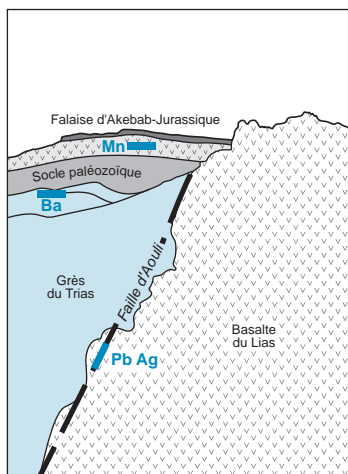


PHOTO DE LA PAGE COUVERTURE

Minéralisations de la Haute-Moulouya, Maroc

Trois styles de gîtes en contexte de rift : **Ba** = minéralisation disséminée à barytine et galène dans les grès du Trias; **Pb-Ag** = filon à galène argentifère occupant la faille d'Aouli, au contact des basaltes du Lias et des grès du Trias; **Mn** = gîte stratiforme de manganèse dans les basaltes.

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS	vii
CHAPITRE 1 - Ressources minérales et civilisations	1
1.1 Histoire des ressources minérales	3
1.1.1 De la Préhistoire au Moyen Âge	3
1.1.2 De la Renaissance à la Révolution industrielle	7
1.1.3 De la Révolution industrielle à aujourd'hui	8
1.2 Historique de production	9
1.3 Recyclage	10
1.4 Consommation par habitant	17
CHAPITRE 2 - Notions de base et définitions	19
2.1 Fondements des ressources minérales	19
2.1.1 De la cueillette des métaux à la métallurgie	19
2.1.2 Vocabulaire des ressources minérales	24
2.1.3 Échelles de la métallurgie	37
2.2 Typologie et genèse des gîtes minéraux	39
2.2.1 Typologie des gîtes minéraux	42
2.2.2 Genèse des gîtes minéraux	44
CHAPITRE 3 - Méthodes d'études des gîtes minéraux	57
3.1 Morphologie des gîtes minéraux	57
3.1.1 Filons	58
3.1.2 Gîtes stratiformes	59
3.1.3 Amas	62
3.1.4 Disséminations et stockwerks	62
3.1.5 Cheminées	63
3.2 Paragenèses et textures	63
3.2.1 Structures et textures	63
3.2.2 Minéralogie	67
3.2.3 Géothermomètres	72
3.3 Géochimie minérale et altérations	74
3.3.1 Géochimie minérale	74
3.3.2 Altérations	76

3.4 Géochimie isotopique et géochronologie	79
3.4.1 Géochronologie et métallogénie	79
3.4.2 Traçage isotopique et métallogénie	82
3.5 Modélisation et simulation	89
CHAPITRE 4 - Éléments d'économie minière et d'exploration	95
4.1 Minerais, teneurs, réserves et gisements	95
4.1.1 Gisement et minerai : deux notions essentiellement économiques	95
4.1.2 Tonnage et teneur	97
4.1.3 Ressources et réserves	100
4.2 Outils et méthodes de l'exploration minière	103
4.2.1 Méthodes géologiques	109
4.2.2 Méthodes géophysiques	110
4.2.3 Méthodes géochimiques	124
4.2.4 Forages	135
CHAPITRE 5 - Ressources minérales du plutonisme	139
5.1 Gîtes du plutonisme mafique et ultramafique	140
5.1.1 Complexes ignés lités et basaltes des plateaux à chrome, cuivre, nickel et platinoïdes	143
5.1.2 Intrusions ultramafiques à platine magmatique-hydrothermal	151
5.1.3 Komatiites à nickel	153
5.1.4 Anorthosites à titane-fer et anorthosites à nickel-cuivre	155
5.1.5 Ophiolites à chrome et platinoïdes	159
5.2 Gîtes du plutonisme intermédiaire à felsique	162
5.2.1 Pegmatites granitiques à métaux rares	167
5.2.2 Porphyres à cuivre-molybdène-or	174
5.2.3 Porphyres à molybdène	187
5.2.4 Porphyres et coupoles à étain et tungstène	191
5.2.5 Fer-oxydes à cuivre, or et uranium (IOGC)	198
5.2.6 Minéraux industriels du plutonisme felsique	204
5.3 Gîtes du métamorphisme de contact	210
5.3.1 Skarns à tungstène, cuivre et or	211
5.3.2 Cornéennes à andalousite	223
5.3.3 Skarns à wollastonite	224
5.3.4 Mantos à métaux de base	225
5.3.5 Remplacements à or dans des carbonates : type Carlin	226

5.4 Gîtes du plutonisme alcalin	231
5.4.1 Kimberlites et lamproïtes à diamants	235
5.4.2 Carbonatites à terres rares, niobium et tantale	242
5.4.3 Magmatisme alcalin différencié	246
PLANCHES PHOTOS 1 À 16	251
CHAPITRE 6 - Ressources minérales du volcanisme	285
6.1 Gîtes du volcanisme aérien	286
6.1.1 Épithermaux à or, argent et uranium	286
6.1.2 Minéraux industriels et autres ressources minérales	306
6.2 Gîtes du volcanisme sous-marin	312
6.2.1 Volcanisme mafique : les amas sulfurés à cuivre-zinc	319
6.2.2 Volcanisme bimodal et felsique : les amas sulfurés à zinc-cuivre-(plomb)	324
6.2.3 Contexte volcanosédimentaire (SEDEX)	333
CHAPITRE 7 - Ressources minérales des bassins sédimentaires	343
7.1 Gîtes sédimentaires marins	344
7.1.1 Formations de fer rubanées (BIF)	346
7.1.2 Fer oolithique	353
7.1.3 Manganèse	355
7.1.4 Phosphates sédimentaires	358
7.1.5 Barytine marine	361
7.1.6 Carbonates et dérivés, silice et charges minérales	361
7.1.7 Argiles	366
7.1.8 Évaporites marines et hydrothermales	369
7.2 Gîtes diagénétiques marins et continentaux	379
7.2.1 Grès à cuivre et uranium	380
7.2.2 Carbonates à plomb-zinc (MVT)	397
7.2.3 Charbon	403
7.2.4 Hydrocarbures	410
CHAPITRE 8 - Ressources minérales de l'hydrothermalisme continental	419
8.1 Gîtes superficiels en contexte cassant	421
8.1.1 Filons à fluorine-barytine en extension	422
8.1.2 Filons et épsyénites à uranium	426
8.1.3 Filons à « cinq éléments »	429

8.2 Gîtes profonds en contexte ductile-cassant	431
8.2.1 Filons à plomb-zinc et à fluorine	432
8.2.2 Cisaillements à or : les <i>shear zones</i> aurifères	435
8.2.3 Filons à antimoine	446
8.3 Gîtes du métamorphisme et du métasomatisme orogéniques	447
8.3.1 Silicates d'alumine	447
8.3.2 Graphite	448
8.3.3 Amiante	450
8.3.4 Talc et pyrophyllite	451
8.3.5 Magnésite	453
CHAPITRE 9 - Ressources minérales climatiques	457
9.1 Gîtes pédogénétiques	460
9.1.1 Latérites et bauxites (Al, Ni, Mn)	463
9.1.2 Chapeaux de fer et enrichissements sur gîtes	475
9.1.3 Gisements résiduels	485
9.2 Gîtes d'alluvions : les placers	487
9.2.1 Placers éluviaux	491
9.2.2 Placers fluviaux : alluvions et paléoalluvions	492
9.2.3 Placers marins	497
9.2.4 Gemmes et autres ressources des placers	499
9.2.5 Paléoplacers deltaïques à or et uranium	500
CHAPITRE 10 - Métallogénie de l'Archéen à l'Actuel	505
10.1 Cycle de Wilson et métallogénie globale	505
10.1.1 Stade de rupture	506
10.1.2 Stade océanique immature	509
10.1.3 Stade océanique avancé	509
10.1.4 Convergence	510
10.1.5 Collision et hypercollision	511
10.2 Exemples d'époques métallogéniques	512
10.2.1 Archéen : l'Abitibi du Canada	512
10.2.2 Protérozoïque inférieur : l'Afrique de l'Ouest	518
10.2.3 Protérozoïque moyen et supérieur : le Grenville d'Amérique du Nord	522
10.2.4 Paléozoïque : l'Hercynien d'Europe	525
10.2.5 Mésozoïque : l'Ouest américain	531
10.2.6 Cénozoïque à Actuel : l'Ouest Pacifique	535

CHAPITRE 11 - Conclusion	541
11.1 Quelques grandes questions	541
11.2 Métallogénie du ^{xxi} ^e siècle	543
PLANCHES PHOTOS 17 À 32	545
RÉFÉRENCES	579
GLOSSAIRE	611
INDEX MINÉRALOGIQUE	637
INDEX DES GISEMENTS, SITES ET LOCALITÉS	653

AVANT-PROPOS

Les ressources minérales constituent l'une des bases de la Civilisation. Depuis la chasse aux métaux précieux du Paléolithique jusqu'aux recherches visant à découvrir de nouvelles substances, elles n'ont cessé d'être l'un des moteurs, non seulement de l'économie mondiale, mais également du progrès de nos sociétés. Les ressources minérales sont omniprésentes, dans nos constructions comme dans nos moyens de transport et nos instruments de travail; elles ont été indispensables aussi bien au sculpteur de la Renaissance qu'elles le seront au biopharmacien de demain. Bien que depuis la Révolution industrielle au XIX^e siècle, la part des ressources minérales ait constamment baissé dans l'économie mondiale, celles-ci demeurent l'un des principaux enjeux économiques et géopolitiques de la planète. La première mondialisation, à la fin du XIX^e siècle, était largement provoquée par l'internationalisation des compagnies minières, drainant des capitaux en Europe pour les investir dans les pays en développement. La seconde mondialisation, à la fin du XX^e siècle, repose sur la mise en commun de l'expertise mondiale, avec des capitaux qui proviennent aussi bien du Nord que du Sud, dans un contexte de marché ouvert et transparent. Dans tous les secteurs stratégiques, de l'acier à l'uranium ou au pétrole, les pays développés ont su construire des filières qui leur garantissent un approvisionnement pour les années à venir. Les pays en développement concurrencent pour la rente minière, une rente qui, dans certains cas, s'est beaucoup réduite.

Beaucoup de nos contemporains du XXI^e siècle, bien à l'abri dans leurs villes en béton et leur automobile en acier et matériaux composites, ont fini par oublier d'où viennent les matériaux qu'ils consomment en quantités de plus en plus importantes. Pour certains, les industries extractives paraissent polluantes, dangereuses, voire superflues eu égard aux progrès du recyclage et des bioénergies. Toutefois, les roches sont têtues. Elles se rappellent à notre mémoire : découverte de substances aux propriétés surprenantes, pénurie de pétrole faisant exploser les cours, exploitations de plus en plus sophistiquées des ressources dans tous les recoins de la planète. L'exploration et l'exploitation continueront : la Terre recèle encore un très grand nombre de gisements qui attendent d'être mis en production. La diversification de nos produits entraînera une diversification de notre production de ressources minérales. Les géologues seront de plus en plus efficaces en comprenant mieux comment se forment les gisements. Avec la prise de conscience du caractère non renouvelable de ces ressources, les exploitants intégreront, progressivement, les souhaits de leurs concitoyens dans leur coût de production. Encore faut-il une démarche d'exploration et d'exploitation plus raisonnée !

Le présent livre est destiné aux géologues, débutants ou d'expérience, qui souhaitent disposer de l'information la plus factuelle possible sur les différents types de ressources minérales. Nous avons tenté de regrouper autour d'un objet, le type de gisement minéral, l'ensemble de l'information, économique, structurale, lithologique, minéralogique, géochimique et minière. Face à

l'éclatement des disciplines, la métallogénie constitue une science fondamentale et appliquée dont la finalité est de décrire les gisements et de guider l'exploration des ressources par une meilleure connaissance des processus de genèse et des guides de concentration. Nous utiliserons ici une approche par environnement géologique. Au cours des différentes phases d'exploration, le géologue progresse par des raisonnements à la fois analogiques et génétiques, en se posant certaines questions : suis-je dans un contexte qui peut contenir des gisements ? À l'échelle régionale, les différents éléments qui contribuent à la formation d'une concentration minérale existent-ils ? L'échelle de l'environnement géologique est donc la plus adaptée : elle fait référence à des paysages types où se forment des concentrations.

De plus, nous avons voulu réconcilier dans cet ouvrage l'ensemble des ressources minérales : minerais, minéraux industriels, matériaux de carrière et substances énergétiques qui résultent tous des mêmes processus de nature géologique et qui, dans bien des cas, s'associent ou se côtoient dans de mêmes environnements avant de jouer des rôles complémentaires dans nos industries. Cependant, le développement des diverses thématiques est inégal : nous avons privilégié les minerais métalliques, mais le lecteur trouvera des éléments sur les minéraux industriels ainsi que sur les ressources énergétiques organiques (pétrole, gaz, charbon) et les matériaux de carrière, complétés par des orientations bibliographiques.

Chaque chapitre présente quelques exemples d'environnements actuels, exemples que nous avons choisis, autant que possible, dans la francophonie afin de permettre à nos lecteurs de se reporter à des environnements connus. Nous espérons ainsi que le livre sera accessible à de nombreux géologues et qu'une meilleure connaissance de la géologie des ressources minérales contribuera, tant au Nord qu'au Sud, à une meilleure gestion de nos approvisionnements et de notre environnement.

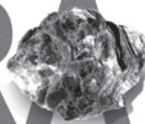
La réalisation de cet ouvrage a bénéficié de nombreux appuis, conseils et relectures. Nous remercions plus particulièrement Michel Allard, Marie Auclair, Luc Barbanson, Laetitia Barnier, Abdelhay Belkabar, Lise Boivin, Michel Bonnemaïson, Jean-Louis Bourdier, Yannick Branquet, Isabelle Cadieux, Pierre Castex, Michel Champagne, Luc Charbonneau, Alain Cheilletz, Dominique Cluzel, Michel Cuney, Christian Di Giovanni, Jean-Clair Duchesne, Michel Faure, Stéphane Faure, Damien Gaboury, Michel Gauthier, Olivier Gerbeau, Dan Germiquet, Charlotte Grenier, Charles Gumiaux, Luc Jaillard, Fatima Laggoun-Défarge, Valérie Lancrenon, Nicole Le Breton, Denis Lefebvre, Catherine Lerouge, Cédric Lheur, Jean-Marc Lulin, Louis Madore, Michel Malo, Robert Marquis, Jean-Pierre Milési, Jean-Michel Négroni, Jean-Claude Touray, Gilbert Trolly, Max Vidal, et Mohamed el Wartiti.

Nous aimerions remercier l'Université du Québec à Montréal (UQÀM) et l'Université d'Orléans, de même que le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie (CRSNG). L'édition a bénéficié de l'appui financier d'IMERYS et de SIDEX que nous remercions également.

Les figures et les planches sont dues au talent de Michelle Laithier (UQÀM), avec la collaboration de Nathalie Rouchon (ISTO, Université d'Orléans) et Maryse Marcoux.

Cet ouvrage a été rédigé lors de missions communes de recherche sur plusieurs continents. Il a été écrit à quatre mains grâce aux technologies en réseau qui permettent aujourd'hui une écriture transatlantique. Pour toutes ces années de collaboration scientifique et éditoriale, nous souhaitons remercier de tout cœur notre famille, particulièrement Maryse Marcoux et Dominique Jébrak, et nos enfants, pour leurs encouragements, leur patience et leur compréhension.

ENSEMBLE VALORISONS LES MINÉRAUX VALORISONS VOTRE CARRIÈRE



NOUS RECHERCHONS DES RESSOURCES RARES, À FORT POTENTIEL dans les 47 pays où nous sommes présents. Nous comptons sur votre enthousiasme et votre envie d'entreprendre pour développer nos nombreuses activités. Notre mission est simple : apporter de la valeur aux produits et procédés industriels de nos clients. Si vous aimez travailler en équipe dans un contexte multiculturel, nous vous offrons un espace professionnel unique. Si vous pensez que les bonnes décisions se prennent rapidement mais que l'action d'une entreprise s'inscrit dans le long terme, venez rejoindre nos 18 000 collaborateurs. Le groupe Imerys, leader mondial dans le domaine des minéraux industriels, saura vous faire évoluer.

JUN 2008  

Découvrez nos offres d'emploi
et déposez votre candidature
sur **www.imerys.com**



IMERYS
TRANSFORM TO PERFORM

Les minéraux industriels sont partout dans notre vie quotidienne. La kaolinite et la calcite donnent naissance au papier et à la peinture. L'andalousite et les chamottes permettent aux hauts-fourneaux de fabriquer nos aciers. Les feldspaths et les argiles fournissent carrelages et sanitaires. La diatomite filtre les huiles et boissons de nos supermarchés. Le talc entre dans la composition de la plupart des cosmétiques ainsi que des plastiques de nos voitures. Et nous avons des comprimés, constitués pour l'essentiel de calcite, pour ne citer que quelques exemples. Mais curieusement, cette omniprésence va de pair avec une incroyable discrétion qui les rend invisibles aux yeux du grand public.

Imerys, leader mondial des minéraux industriels, fort de 17 500 collaborateurs, est présent dans 47 pays. Le Groupe, qui approvisionne de très nombreuses filières industrielles, occupe une position stratégique internationale. Parce que les ressources minérales constituent le socle de nos métiers, nous attachons une grande importance au recrutement de géologues compétents. Notre avenir dépend en effet en grande partie de notre aptitude à maintenir et développer notre niveau d'expertise en ressources minérales. Un géologue compétent, c'est la garantie d'un accès à une ressource de qualité, adaptée aux besoins d'un marché en perpétuelle évolution. Il doit être capable de chercher les ressources, de les acquérir, de les exploiter de manière raisonnée et optimisée dans un contexte de développement durable et de sécurité.

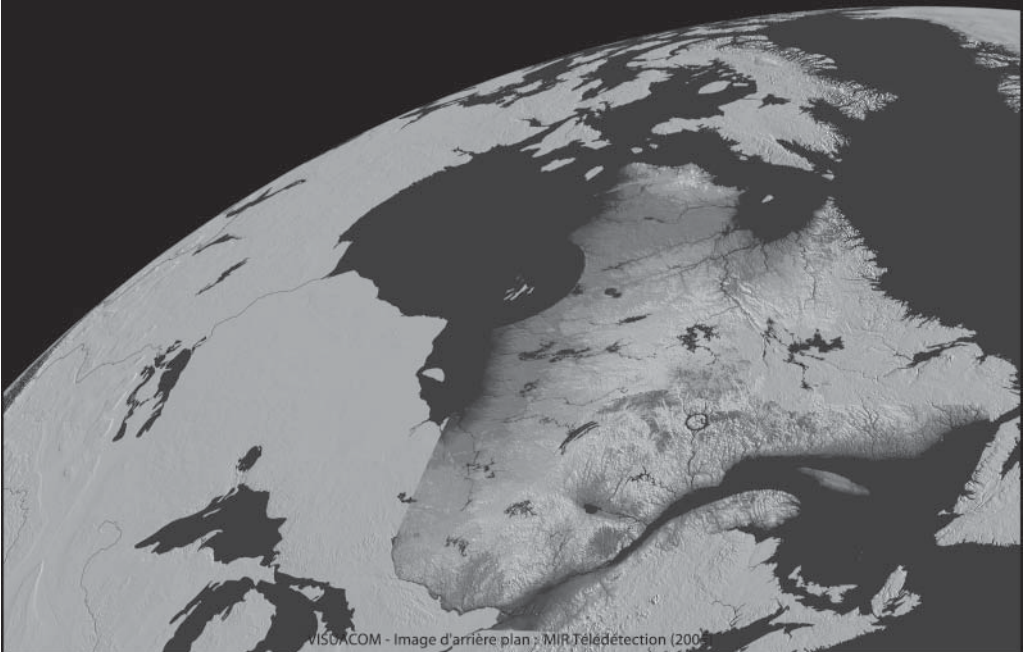
Cette vision prospective implique l'existence de centres d'enseignement supérieur performants, assurant une formation en adéquation avec nos besoins : géologie de terrain optimisée, géologie et économie des ressources minérales, pratique approfondie des outils géomatiques modernes, connaissance de l'anglais, notamment. L'ouvrage didactique des Professeurs Jébrak et Marcoux est un élément clé qui ne peut que contribuer à une formation de qualité de nos géologues. Il comble un vide de la littérature et je ne doute pas qu'il suscite des vocations dans un domaine où l'offre d'embauche a explosé ces dernières années. C'est à notre avis un des rôles des acteurs de l'industrie minérale que d'encourager et de promouvoir des ouvrages de référence de ce type. Imerys est heureux d'avoir pu apporter sa contribution.

Dan Germiquet
Imerys Group Chief Geologist

SIDEX

SIDEX favorise la diversification
de l'exploration minière
au Québec
en finançant des projets
d'exploration prometteurs

*Pour nous joindre : (514) 383-2612
www.sidex.ca*



La population de notre planète est en croissance perpétuelle... du moins jusqu'à maintenant. Le besoin requis en ressources minérales pour répondre à la demande d'infrastructures de cette population est aussi grandissant. La tendance à long terme apparaît donc assez facile à établir.

L'exploration minière est la première d'une série d'étapes qui mène à l'extraction des ressources minérales : que ce soit des métaux, des minéraux industriels, des matières énergétiques ou d'autres substances. SIDEX est une société en commandite qui a pour mandat de favoriser la diversification de l'exploration minière pour assurer un approvisionnement adéquat en toutes ces substances minérales que nous utilisons ou prévoyons utiliser dans un avenir prochain. Notre expérience personnelle à titre de géologue d'exploration et plus tard à titre d'agent financier, nous a convaincu de l'importance du rôle du géologue dès les débuts de l'étape de l'exploration. Lorsqu'il observe un affleurement rocheux, le géologue doit être capable d'identifier et de comprendre les phénomènes observés pour décider dès lors, selon l'appréciation du potentiel économique, de la poursuite, ou non, des travaux d'exploration. L'objectif du géologue d'exploration est, rappelons-le, d'identifier des ressources qui pourront être exploitées économiquement, et ce, au moindre coût possible.

Que ce soit lors de sa formation universitaire ou au cours de sa vie professionnelle, le géologue, face à la réalité du terrain, doit pouvoir trouver des réponses à ses questions dans des ouvrages de référence importants et pratiques. Comprendre les contextes géologiques, la taille des systèmes, les types d'altération et leur distribution, les caractéristiques géométriques des gisements économiques à rechercher et les outils d'exploration appropriés sont autant de paramètres qu'un géologue d'exploration compétent doit maîtriser pour remplir adéquatement sa mission.

Les ouvrages pratiques de métallogénie, particulièrement en français, ne sont pas légion et le travail de Michel Jébrak et Éric Marcoux contribuera à combler cette lacune. Nous sommes donc très heureux d'encourager la publication de ce volume en souhaitant qu'il se retrouve dans le coffre à outils de tout géologue d'exploration.

Michel Champagne, géologue
Directeur général de SIDEX

CHAPITRE 1

Ressources minérales et civilisations

La complicité entre l'Homme et le minéral a débuté il y a plus de 40 000 ans lorsque l'homme du Paléolithique tailla le silex et l'obsidienne pour la chasse et le combat, en d'autres termes pour survivre. Depuis lors, l'histoire de l'Humanité est jalonnée par les progrès que l'Homme a réalisés dans la découverte et l'utilisation des ressources minérales : âges de la pierre, du cuivre, du bronze, et du fer dans lequel nous évoluons toujours tant ce métal et ses dérivés, les aciers et les fontes notamment, restent au cœur de notre civilisation.

Aujourd'hui, l'importance des ressources minérales nous est rappelée à tous les moments de notre vie quotidienne. Le bois et les autres composés organiques exceptés, les roches et les minéraux sont les fournisseurs presque exclusifs de l'homme pour tous les matériaux, bruts et transformés, qui approvisionnent l'immense majorité de nos filières économiques (bâtiment, automobile, aéronautique, chimie, agro-alimentaire, céramiques, papeterie, pharmacie, etc.), participant ainsi et de façon vitale à la Civilisation (tableau 1.1).

Depuis que les hommes de Cro-Magnon s'abritaient sous les dalles calcaires de la vallée de la Dordogne, l'habitat est essentiellement minéral. Les matériaux de construction sont des substances minérales employées brut, comme les ardoises, les dalles ou pierres de taille, les granulats (sables, graviers, gravillons, ballasts, etc.), ou transformées pour les adapter à leur nouvel usage, en donnant briques, tuiles, carrelages, mortiers et ciments, parpaings, plâtre, laines de roche et de verre, etc. (figure 1.1). La géologie est donc l'alliée permanente du géo-logis. Les matériaux minéraux jouent aussi un rôle important dans l'ornementation et la décoration de cet habitat. Par exemple, les pierres ornementales sont travaillées depuis l'Antiquité; les faïences et les émaux sont des feldspaths recristallisés dans des fours industriels, tandis que les papiers peints doivent leur texture et leur consistance à de fines particules micacées.

L'énergie que nous utilisons provient également, pour l'essentiel, des roches et des minéraux. Les combustibles fossiles que sont le gaz, le pétrole et les charbons sont des roches d'origine organique, issues de débris végétaux entraînés dans les grands cycles géologiques de destruction et de construction. L'énergie nucléaire est tirée de l'uranium, un métal exploité sur toute la planète pour l'approvisionnement en électricité de nombreux pays.

La Terre est également un réservoir gigantesque de métaux, dispersés dans les roches et les minéraux ou concentrés dans des sites particuliers, les gisements, d'où ils sont extraits. Elle fournit également des minéraux industriels (appelés aussi substances utiles au Québec), un groupe de plus de 80 membres parmi lesquels le soufre, le sel, la montmorillonite et le kaolin, le talc, la barytine, l'andalousite, le graphite, le diamant, etc.

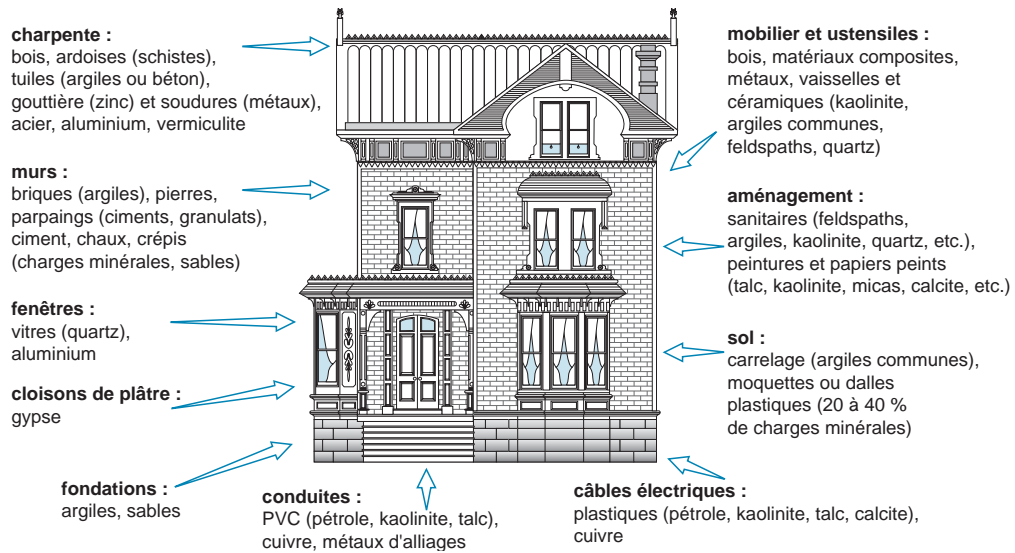


Figure 1.1 - Une maison « minérale » : principales ressources minérales employées pour la construction et l'aménagement d'une maison d'habitation standard.

D'un point de vue global, les ressources minérales sont des ressources non renouvelables. Elles se caractérisent par leur distribution géographique inégale et par leur rareté, car elles sont puisées dans des réserves fossiles avec, cependant, quelques exceptions comme le sel, abondamment récolté dans les marais salants. Si l'importance stratégique de certains métaux s'est un peu estompée, il n'en demeure pas moins que les ressources minérales jouent un rôle géopolitique de premier plan, assurant à leur détenteur à la fois un confort économique et une puissance commerciale et politique. Évidemment, le pétrole demeure l'exemple le plus actuel et le plus flagrant; toutefois, ce rôle s'étend à bien d'autres ressources minérales.

Les activités de récupération et de recyclage permettent de réguler et d'alléger le recours aux matières premières primaires extraites des mines et des carrières. Elles se développent actuellement, à un rythme encourageant, dans les pays industrialisés qui sont aussi, et de loin, les plus grands consommateurs de matières premières et les plus grands producteurs de déchets.

1.1 Histoire des ressources minérales

L'histoire des ressources minérales peut se diviser en trois grandes périodes : de la Préhistoire au Moyen Âge, de la Renaissance à la Révolution industrielle, et depuis la Révolution industrielle à aujourd'hui (Sarcia, 1973) (tableau 1.2).

1.1.1 De la Préhistoire au Moyen Âge

Il y a plus de 30 000 ans, l'homme et la femme du Paléolithique méditerranéen employaient déjà l'obsidienne comme matériau de base de l'armement, de l'ornementation et de l'outillage. Son usage allait se perpétuer jusqu'à l'âge du bronze. Plus tard, à la naissance de l'architecture, c'est la nature du sol qui imprime aux grands centres de civilisation leurs caractéristiques propres : l'Égypte, Rome et la Grèce bâtirent en pierre, la Mésopotamie et la Chine bâtirent en brique;

Tableau 1.2 - Historique des ressources minérales. Ce tableau indique quelques périodes, dates et découvertes importantes dans l'histoire des ressources minérales jusqu'à l'an 2000; certains constituent un jalon majeur de notre Civilisation. L'année associée aux mines est celle de leur ouverture.

Chronologie	Ressources	Événements et ouvertures de mines
Paléolithique (- 30 000 à - 6 500)		
	silex, métaux natifs, obsidienne	ramassage des métaux natifs et des pierres dures
Néolithique (- 6 500 à - 4 500)		
	silex	premiers mineurs et travaux souterrains : puits et galeries dans la craie (Bassin parisien)
	turquoise	Sinaï (vers - 5300)
	gypse	plâtre en revêtement de mur (Proche-Orient)
Âge du cuivre (- 5000 à - 2600)		
	cuivre	mines souterraines à Chypre (vers - 2600) et en Chine
	or	concentration du minerai par lavage (Égypte, vers - 4000)
	or	mine d'or de Cassandra (Grèce)
Âge du bronze (- 2600 à - 1000)		
- 2500	pierres semi-précieuses	exploitation et commerce (lapis-lazuli, turquoise, etc.)
	cuivre, étain	industrie minière en Erzgebirge, Cornouailles et Bretagne
- 1500	fer	premiers outils et armes en fer (Hittites)
- 1500	argent (plomb)	exploitation du Laurium (Grèce), qui se poursuivra jusqu'en l'an 200
- 1200	cuivre, étain, plomb, argent	premiers « minéraliers » phéniciens en Méditerranée
Âge du fer (début vers - 900)		
- 900	fer	début de la sidérurgie
- 500	cuivre, plomb	concentration du minerai par lavage (Égypte)
Empire Romain (- 50 à 350)		
	métaux	principaux métaux usuels connus et exploités, sauf le zinc et l'aluminium
Moyen Âge (350 à 1492)		
780 - 800	métaux usuels (sauf zinc et aluminium)	reprise de l'activité minière en Europe sous Charlemagne
968	plomb, cuivre, argent	Rammelsberg (Allemagne) qui fermera en 1987
vers 1200	charbon	première extraction mentionnée en Europe (nord de la France)
1314	charbon	première exploitation industrielle (Saint-Étienne, France)
1324	or	pèlerinage à la Mecque de Kankan Moussa, roi du Mali, avec 100 chameaux chargés d'or
1333	plomb	Bleiberg (Autriche)
Renaissance aux Lumières (1492 - 1800)		
1477	plomb, argent, cuivre	Schneeberg (Saxe)
1480 - 1570	plomb, argent	essor des mines allemandes et exode des mineurs saxons
1500 - 1700	or, argent	or et argent du Nouveau Monde en Europe
1556	toutes ressources	parution du « De Re Metallica » de Georgius Agricola
1580	charbon	début d'exploitation semi-industrielle en Angleterre
1627	toutes ressources	utilisation de la poudre dans les mines (Chemnitz, Slovaquie)
1672	charbon	découverte de charbon dans l'île du Cap Breton (Canada) par les français
1686	plomb	première mine de plomb du Canada (bords du lac Temiskaming)
1698	cuivre, argent	Kupferschiefer (Pologne, Allemagne)
1709	charbon	découverte du coke qui ne s'imposera que vers 1850
1721	zinc	découverte du zinc
1737	fer	première production de fer au Québec
1751	nickel	découverte du nickel
1762	toutes ressources	première École des Mines (Chemnitz, Slovaquie)
1774	manganèse	découverte du manganèse
1778	molybdène	découverte du molybdène
1784	or	début de l'amalgamation (Allemagne)
1797	chrome	découverte du chrome
Révolution industrielle (1800 - 1918)		
1817	platine	découverte en Oural
1817	ciment	découverte par Louis Vicat (France)
1817	lithium	découverte du lithium
1820 - 1850	toutes ressources	essor de la chimie, naissance en Europe d'une société de consommation
1824	ciment	procédé de fabrication (J. Aspdin, Écosse)
1840 - 1850	ciment	démarrage de l'industrie cimentière
1844	cuivre	cuivre du lac Supérieur
1848 - 1886	or	ruée vers l'or en Californie
1848 - 1886	fer	gisements de fer du lac Supérieur : essor de la grande sidérurgie
1853	cuivre, plomb, zinc	début de l'exploitation industrielle moderne de la ceinture pyrénéenne sud-ibérique

Chronologie	Ressources	Événements et ouvertures de mines
1857	pétrole	ouverture de l'ère moderne du pétrole en Pennsylvanie
1859	plomb, zinc, argent	démarrage de l'exploitation des Tri-State
1862	or	exploitation de l'or dans les placers de la Chaudière (Québec)
1866	diamant	découverte de diamant près de Kimberley (Afrique du Sud)
1867	phosphates	phosphates de Caroline du Sud (États-Unis)
1870	pétrole	Standard Oil Company créée par J.D. Rockefeller (contrôle total du pétrole mondial en 1878)
1871	cuivre	premiers essais de flottation (Butte, Montana)
1873	aluminium	procédé de Sainte-Claire Deville (France) : la bauxite devient un minerai d'aluminium
1878	fer	début de l'exploitation du fer de Lorraine
1880	amiante	début de la production au Québec
1883	plomb, zinc, argent	maîtrise de la flottation des minerais (Broken Hill, Australie)
1883	nickel	découverte de Sudbury lors de la construction du chemin de fer
1886	or	début de l'exploitation du Rand (Afrique du Sud)
1889	or	essor de la cyanuration industrielle et de l'exploitation de l'or
1890	or	découverte d'or à Kalgoorlie (Australie)
1891	soufre	procédé Herman Frasch pour récupérer le soufre par lixiviation : les <i>cap-rock</i> des dômes de sel deviennent les premiers gisements mondiaux de soufre
1893	plomb, zinc, cuivre, argent	Tsumeb (Namibie); vestiges d'exploitation dès la Préhistoire
1893	zinc, plomb argent	découverte du gisement de Sullivan (Colombie-Britannique), exploité jusqu'en 2001
1897	fer	gisement de Kiruna : premiers aciers suédois
1898	uranium	découverte de la radioactivité (Becquerel, France)
1903	pétrole	moteur à explosion : envolée de l'industrie pétrolière
1904	cobalt, argent	Cobalt (Ontario)
1905	cuivre, or, molybdène	Bingham (Utah)
1906	or	découverte des premiers indices d'or de l'Abitibi (Canada)
1908	pétrole, gaz	premiers indices pétroliers du Moyen-Orient (Masjid-i-Sulaiman, Iran)
1910	nickel, cuivre	Sudbury (Ontario)
1913	cuivre	gisements de cuivre du Katanga (Congo)
1913	radium	gisements du Colorado
1915	cuivre	Chuquicamata (Chili)
Temps modernes (1918 - 2008)		
1920	phosphates	exploitation des phosphates (Maroc)
vers 1920	chrome	premières mines de chrome du Bushveld (Afrique du Sud)
1923	cuivre, plomb, zinc	Mount Isa (Australie)
1923	toutes ressources	intenses prospections et nombreuses découvertes en URSS
1924	platine	découverte du Merensky Reef par Andries Lombaard (Afrique du Sud)
1926	uranium	découverte du gisement de Shinkolobwe (Katanga)
1927	fer, terres rares, niobium	Bayan Obo (Chine) (exploité au début pour le fer)
1935	nickel, platine	Norilsk (Russie)
1933	pétrole	mise au point du moteur Diesel
1945 - 1955	uranium	rush sur l'uranium des grandes puissances
1948	pétrole	découverte du gigantesque champ pétrolier de Ghawar (Arabie)
1949	terres rares	Mountain Pass
1950	uranium, vanadium	gisements du Colorado
1953	niobium	Oka (Québec)
1955	pétrole	Hassi Messaoud (Algérie)
1957	gaz	Lacq (France)
1958	or	Murantau (Ouzbékistan)
1961	or	Carlin (Nevada), second district aurifère mondial
1962	fer	Hammersley (Australie) (travaux au 19 ^{ème} siècle)
1963	zinc, cuivre, étain	Kidd Creek (Ontario)
1965	zinc, cuivre	découverte des saumures métallifères de la mer Rouge
1967	fer	Carajas (Brésil)
1973	pétrole	premier choc pétrolier : recherche d'énergies de substitution
1975	uranium, or	Olympic Dam (Australie)
1977	cuivre, étain, zinc, plomb	Neves Corvo (Portugal)
1979	zinc, cuivre	découverte des fumeurs noirs à 21° N sur l'East Pacific Rise
1979	diamant	Argyle (Australie)
1981	uranium	Cigar Lake (Canada)
1988	or, cuivre	Grasberg (Indonésie)
1988	uranium	McArthur (Canada)
1989	zinc	Red dog (Alaska)
1991	or	Yanacocha (Pérou), plus grande mine d'or d'Amérique latine
1998	diamant	Ekati, première mine de diamant canadienne
2000	or	Morila (Mali)

une règle qui s'est perpétuée jusqu'au xx^{e} siècle, lorsque le béton commence à imposer son uniformisation grisâtre.

La simple collecte des roches et des métaux natifs dût suffire aux besoins pendant le Paléolithique et le Mésolithique, soit jusqu'à 6 500 avant J.-C. Toutefois, certaines matières premières minérales ont fait très tôt l'objet de travaux miniers et donc, probablement, d'une véritable prospection. Dès le Néolithique (de 6500 à 4500 avant J.-C.), apparaissent les premiers mineurs : en France et en Angleterre, ils creusent des systèmes de puits et galeries pouvant atteindre 100 mètres de profondeur, dans la craie des terrains crétacés, pour en extraire du silex.

Cependant, c'est l'usage des métaux et l'acquisition d'un savoir-faire métallurgique qui vont révolutionner les sociétés néolithiques. Les premiers indices de métallurgie du cuivre, qui marque le passage au Chalcolithique, remontent à la fin du VIII^{e} millénaire, en Anatolie. Il faut cependant attendre la fin du V^{e} millénaire pour parler d'activité métallurgique vraie, d'abord en Iran occidental, à Suse, puis au IV^{e} millénaire en Palestine, en Mésopotamie, en Anatolie et en Égypte, avant de se répandre en Europe. Le berceau de l'orfèvrerie se situe en Bulgarie au milieu du V^{e} millénaire, mais cet art prend son essor décisif à la fin du IV^{e} millénaire, dans les régions d'Uruk (Basse Mésopotamie) et de Suse.

Cette révolution industrielle majeure de la métallurgie s'accompagne d'un début de recherche « industrielle » des métaux, les timides débuts de la prospection minière. À cette époque, de 3000 à 4000 ans avant notre ère, s'édifient les mégalithes en Europe occidentale, les dolmens (qui étaient des tombeaux), et les menhirs (de signification toujours discutée), préfigurations lointaines des monuments architecturaux. Le bronze, alliage de cuivre et d'étain, apparaît au Proche-Orient vers le milieu du III^{e} millénaire (2600 avant J.-C.), marquant le début du Bronze ancien. Plus tard, il apparaît en Europe, dans les régions riches en gisements d'étain de Bohême, de Bretagne et des Cornouailles anglaises, aux alentours de 2000 avant notre ère. Le fer semble avoir ravi au bronze la première place de la production métallurgique au ix^{e} siècle.

L'approvisionnement en métaux et pierres précieuses et semi-précieuses des grands centres urbains a donné lieu à des expéditions parfois guerrières, plus souvent commerciales, établissant des réseaux commerciaux parfois sur une très large échelle. Vers la moitié du III^{e} millénaire, par exemple, le trafic régulier du lapis-lazuli empruntait un réseau de pistes dans toute la région de l'Indus jusqu'au Tigre et au Nil, à partir du gisement de Sar e Sang (Afghanistan), un gisement encore en exploitation aujourd'hui et fournissant les plus beaux spécimens du monde. Cette quête a inspiré de nombreuses légendes. Celle de la célèbre toison d'or de Jason et des Argonautes fait référence à la technique de récupération des paillettes d'or charriées par les ruisseaux sur des peaux de mouton lestées. La légende situe cette toison d'or en Lydie (l'ouest de l'actuelle Turquie), dont le roi immensément riche, Crésus, retirait sa richesse de l'or charrié par la rivière Pactole et créait la première monnaie au monde.

Beaucoup plus tard, soit vers 1200 avant J.-C., les Phéniciens ont ouvert la Méditerranée tout entière au commerce des minerais et des métaux; ils se sont aventurés au-delà des colonnes d'Hercule (Gibraltar) et, vers 600 avant J.-C., ils atteignaient les îles Cassitérides, sans doute les côtes de Bretagne et des Cornouailles anglaises, d'où ils ramenèrent de l'étain en grande quantité. Ils ont insufflé un véritable élan de prospection dans tout l'arrière-pays méditerranéen, en Asie jusqu'au Turkestan, et sur la côte occidentale d'Afrique jusqu'au golfe du Bénin. Dans l'Antiquité, la mine de métal était propriété de l'État, car source de richesses sur laquelle il fallait avoir la mainmise totale : l'argent des mines du Laurium, exploitées depuis au moins 1000 ans

avant J.-C. et disposant de laveries, permit à Athènes d'asseoir ses siècles de gloire, et l'or de Cassandra (Macédoine), extrait dès 2500 avant J.-C., mena Alexandre jusqu'aux Indes.

L'Empire romain connaissait les métaux usuels essentiels (sauf le zinc découvert au XVIII^e siècle et l'aluminium), ainsi que toutes « nos » pierres précieuses et semi-précieuses, à l'exception du diamant qui apparut timidement en Grèce en 480. La plupart des districts miniers d'Europe et d'Afrique du Nord étaient déjà connus à cette époque, mais les grandes invasions barbares ont occasionné de nombreux arrêts d'exploitations. Une loi interdisait même toute exploitation minière sur le sol de la péninsule italienne.

Le Moyen Âge européen marque globalement une régression de l'activité minière avec, cependant, le maintien ou l'épanouissement de centres miniers importants en Cornouailles, en Saxe et en Bohême. L'an 968 voit, notamment, l'ouverture de la mine de Rammelsberg, dans le Harz allemand, d'où sont extraits, pendant plus de 1000 ans, plomb, cuivre et argent : la mine ne fermera ses portes qu'en 1987, après avoir exploité les 19 millions de tonnes de sulfures que contenait cet amas polymétallique dévonien.

1.1.2 De la Renaissance à la Révolution industrielle

Au XVI^e et au XVII^e siècles, l'arrivée en Europe des galions espagnols chargés de l'or et, surtout, de l'argent des « Indes occidentales » porte à l'extraction européenne des métaux précieux un coup dont elle ne se relèvera jamais, malgré quelques épisodes de renouveau, comme le début du XX^e siècle. Seules les mines allemandes de métaux usuels du Harz et celles des Monts Métallifères, ou Erzgebirge, (Allemagne et République tchèque) ont résisté pendant plusieurs siècles.

De cette époque date le premier traité connu de géologie et d'art des mines, le *De Re Metallica* de Georg Bauer, dit Agricola (1556), un pharmacien de la région de Freiberg. Ce remarquable ouvrage démontre l'avance indéniable des Saxons sur le reste du monde occidental dans l'art des mines. Supérieurs à la fois dans la connaissance des objets minéralisés et dans l'exploitation minière grâce à d'ingénieuses innovations techniques, les Saxons se sont vite imposés comme les meilleurs mineurs au monde. Les premières Écoles des mines ont été créées à Chemnitz (maintenant Banská Štiavnica, en Slovaquie) en 1762, puis à Freiberg en 1766, soit vingt ans avant celle de Paris établie par Louis XVI en 1783. La compétence des ingénieurs saxons (parmi lesquels Alexandre de Humboldt, élève à Freiberg en 1791) a vite été reconnue et recherchée : beaucoup s'exilèrent en Angleterre, en France, en Italie puis, quelques décennies plus tard, en Amérique et en Australie. Il est certain que la Saxe, avec ses mines des Monts Métallifères, et le Harz voisin ont joué un rôle prépondérant dans la métallurgie européenne puis mondiale et qu'ils peuvent être regardés, avec raison, comme le berceau de l'industrie minière mondiale.

Après l'essoufflement de l'or espagnol rapporté d'Amérique, le relais fut pris par les mines de l'ensemble du Nouveau Monde, de l'Australie et, surtout, de l'Afrique du Sud qui, en 1886, met en exploitation la plus fabuleuse concentration d'or de la planète : les conglomérats archéens du Witwatersrand, le fameux « Rand », qui, depuis cette date, ont produit plus de 41 000 tonnes d'or grâce à l'invention de la cyanuration. Dès 1886, cette production installe l'Afrique du Sud au premier rang mondial des producteurs d'or, un rang qu'elle conservait toujours en 2006 avec 275 tonnes d'or produites, devançant les États-Unis (260 tonnes) et l'Australie (251 tonnes). Les estimations de production suggèrent cependant que l'Australie, ou la Chine, lui a ravi cette première place en 2007.

Au Québec, l'activité minière constitue l'une des motivations premières de la colonisation française. C'est pour « découvrir certaines isles pays où on dit qu'il doit se trouver grant quantité d'or et d'autres riches choses » que Jacques Cartier entreprend sa première traversée atlantique en 1534. En 1686, la première mine de plomb est exploitée par le Chevalier de Troyes, sur les bords du Lac Temiskaming. La première ruée vers les mines a lieu en 1727, pour le cuivre natif du lac Supérieur. De 1735 à 1846, le fer des marais est exploité pour la première fois par les Forges de Saint-Maurice, au voisinage de Trois-Rivières. Ce sont deux prospecteurs français résidant à Ville-Marie, Auguste Renaud et Alphonse Ollier qui, le 19 juin 1906, découvrent de l'or filonien entre les lacs Dasserat et Renault. C'est la naissance de l'Abitibi.

L'exploitation des mines métalliques de métaux usuels s'est poursuivie modestement au cours du XVII^e et du XVIII^e siècle, jusqu'à la Révolution industrielle du XIX^e siècle. En même temps, les constructions se multiplient pour faire face à l'augmentation démographique. Toutefois, si les techniques se perfectionnent rapidement, passant du torchis et de la brique séchée aux briques cuites au four, les matériaux de base, eux, restent les mêmes.

1.1.3 De la Révolution industrielle à aujourd'hui

La Révolution industrielle du XIX^e siècle marque l'avènement d'une société hautement consommatrice non seulement de matières premières traditionnelles, comme les métaux ou les matériaux de construction, mais également de substances minérales peu employées jusque-là, rendues utilisables grâce aux progrès fabuleux de la chimie. Un avenir prometteur s'ouvre à cette époque pour les phosphates, socle de l'industrie actuelle des engrais, la potasse, le borax, le soufre, figure de proue de l'industrie chimique (dont la production a été multipliée par 11 000 de 1882 à 1963) et, surtout, pour le pétrole qui va bientôt bouleverser notre société.

Après l'invention du ciment artificiel par Louis Vicat en 1817, le procédé de fabrication est maîtrisé en 1824 par l'écosseais J. Aspdin et l'industrie cimentière démarre vers 1840-1850. Cette possibilité de fabriquer, en quelques heures, une roche artificielle mise en œuvre sous forme de pâte à partir des matériaux communs que sont le calcaire et l'argile est une révolution sans précédent dans le monde de la construction. Très vite, l'industrie cimentière devient une filière de première importance dans les pays industrialisés. En 1984, la production mondiale de ciment atteint 934 millions de tonnes; elle dépasse 2,5 milliards de tonnes en 2007.

Connue en Mésopotamie et en Iran depuis les temps bibliques, « l'huile de naphte » n'arrive en Europe que dans la seconde moitié du XV^e siècle, où elle prend le nom latin de *Petrae Oleum* (huile de pierre), qui va donner pétrole. Elle entame une modeste et discutable carrière pharmaceutique jusqu'en 1840, date à laquelle sa distillation permet de redécouvrir le pétrole lampant, utilisé dans l'Antiquité. Malgré des productions de lampant non négligeables destinées à remplacer l'huile de baleine, l'ère moderne du pétrole s'ouvre officiellement en Pennsylvanie en 1859, avec le premier sondage du « colonel » Drake et, surtout, la création par John D. Rockefeller de la *Standard Oil Company*, trust bientôt gigantesque qui règnera sans partage sur le pétrole mondial jusqu'en 1911. La *Standard Oil Company* se transformera en marque Esso, puis Exxon par la suite. Cependant, le pétrole ne prendra sa pleine puissance qu'à l'aube du XX^e siècle, avec l'avènement du moteur à explosion et, bientôt, celui de l'industrie automobile qui offre des débouchés pharaoniques à l'essence, puis au gas-oil avec l'essor du moteur diesel à partir de 1933. Les schistes bitumineux ont aussi fait l'objet d'une attention particulière dès le XIX^e siècle; en effet, c'est au cours de ce siècle que l'écosseais James Young (1811-1883) mit au point un procédé d'extraction de la paraffine à partir de « l'huile de schistes ».

En quelques décennies, les progrès techniques et scientifiques conduisent à la découverte chez certains métaux jusque-là peu ou pas employés, de propriétés qui les rendent irremplaçables. Parmi eux, l'aluminium, le métal du xx^e siècle, va devenir le métal-clé de l'aéronautique. Avant la fin de la première moitié de ce siècle, l'uranium passe de curiosité de laboratoire au rang de substance énergétique industrielle et de métal hautement stratégique. L'uranium de l'Erzgebirge a d'ailleurs pesé sur le partage de l'Europe à Yalta en 1945 : dans sa volonté farouche de disposer de la bombe atomique, Staline voulait à tout prix conserver les mines d'uranium de l'Erzgebirge, au sud de l'Allemagne qui allait devenir l'Allemagne de l'Est. Dès la seconde moitié du xx^e siècle, les domaines de l'électronique et de l'informatique consomment des métaux et des semi-métaux devenus indispensables à la haute technologie (gallium, germanium, silicium, indium, arsenic, rhénium, etc.), tandis que les surprenants matériaux composites envahissent l'industrie spatiale, aéronautique et informatique offrant, à des substances minérales souvent « classiques » comme le quartz ou le graphite, des champs insoupçonnés d'innovations de haute technologie comme les fibres de verre et de carbone ou, encore, les céramiques supraconductrices. Au xxi^e siècle, la révolution des nanotechnologies apportera, sans nul doute, de nouvelles innovations dans l'utilisation des métaux.

1.2 Historique de production

La consommation des ressources minérales n'a cessé de croître depuis les débuts de l'Humanité. D'une part, la population est passée de quelques centaines de milliers à plus de 6 milliards d'individus; d'autre part, la consommation individuelle s'est accrue avec les développements technologiques. Cependant, les métaux ayant très tôt été nécessaires à la Civilisation, il est surprenant de constater que, jusqu'aux environs de 1800, les productions annuelles d'un monde pourtant immensément agrandi n'avaient que faiblement progressé depuis l'Antiquité.

La production mondiale de plomb était ainsi évaluée à 30 000 tonnes en 1800, soit 50 % seulement de plus que la production annuelle de l'Empire romain au temps de sa splendeur. Les Romains utilisaient en abondance ce métal pour leurs réseaux de canalisations d'eau et la fabrication de leur vaisselle, ce qui laisse supposer que le saturnisme devait être un fléau national! Elle aura décuplé soixante-dix ans plus tard et de nouveau décuplé un siècle après (3 millions de tonnes en 1973), avant de se stabiliser aux environs de ce chiffre à la fin du xx^e siècle. Toutefois, la consommation mondiale de plomb dépasse le double de cette production minière, la différence provenant d'un recyclage très efficace.

Depuis 1800, la production de la plupart des métaux a fortement augmenté. Le fer, par exemple, voit sa production minière annuelle passer de 750 000 tonnes en 1800 à plus de 500 millions de tonnes dès 1980, pour approcher le milliard de tonnes en 2007. La consommation actuelle de fer approche 1,5 milliard de tonnes par an, car un recyclage très important s'ajoute à la production minière. La production d'or dans les anciens temps est très difficile à évaluer. Des écrits anciens relatent les « 1000 tonnes d'argent et d'or » du trésor d'Alexandre le Grand (-200), ou les « 165 tonnes d'or et 331 tonnes d'argent » pris par l'empereur Trajan (en 106) au roi des Daces. La production annuelle des années fastes des dynasties égyptiennes est estimée à 30 tonnes d'or, un chiffre réaliste au regard des découvertes archéologiques. On estime qu'environ 155 000 tonnes d'or ont été extraites depuis l'origine de l'humanité (dont 64 % depuis 1950), ce qui représente « seulement » un cube de 20 mètres d'arête! On pourrait multiplier les exemples.

Outre l'accroissement de la population qui nécessite de plus grandes quantités de matériaux, le développement d'un usage spécifique peut fortement doper la production d'un métal. La mise

au point de l'amalgamation (extraction sélective de l'or par le mercure) pour le traitement des minerais d'or a ainsi fait exploser la production mondiale du mercure à partir de 1850. Dès le début du xx^e siècle, la concurrence avec la cyanuration, procédé plus sain et plus performant, entraîne le déclin inexorable de la production de mercure, un métal dès lors essentiellement cantonné aux appareils de mesure.

Dans le domaine énergétique, on dispose d'exemples similaires. La production de pétrole a débuté timidement avec 2000 barils en 1860 (soit environ 310 tonnes). Elle a rapidement augmenté par la suite : 10 millions de tonnes en 1890, 100 millions de tonnes en 1920, 1 milliard de tonnes (Gt) en 1960, 2 Gt en 1968, 3 Gt en 1977, pour culminer à 3,475 Gt en 1997 (soit plus de 21,8 milliards de barils). À cette date, la production, de même que la consommation, amorce une baisse (3,45 Gt en 2000), avant que l'entrée de la Chine et de l'Inde dans le monde des grands consommateurs ouvre une ère de turbulences. Belle carrière pour un « minéral » qui avait été déclaré « sans aucune utilité » en 1808 par des experts de l'Académie impériale des sciences de Saint-Petersbourg, à leur retour du (futur) champ pétrolifère de Bakou.

Au cours des 50 dernières années, en réponse aux besoins de développement, la hausse de la production s'est largement confirmée, avec quelques exceptions, tel le mercure, dont la consommation s'est effondrée lors de la prise de conscience de sa toxicité, ou l'uranium, sujet à des cycles économiques et politiques (figure 1.2; tableau 1.3). Les grands districts miniers actifs se sont lentement déplacés depuis les pays du Nord (Europe, Amérique du Nord) vers les pays du Sud, notamment l'Amérique latine, l'Afrique, ou l'Asie du Sud-Est (figure 1.3).

L'emploi des matériaux de construction s'est accru, mais selon une logique complexe, en fonction de l'accroissement de la population modulé par le taux d'industrialisation et de mécanisation utilisable (tableau 1.4). En France, la production de sables, graves, graviers, ballasts, etc., globalement désignés par le terme de granulats, a été multipliée par 7 entre 1950 (50 millions de tonnes) et 1983 (378 millions de tonnes) avant de se stabiliser aux alentours de 400 millions de tonnes depuis 2005.

1.3 Recyclage

Le recyclage est né avec la Civilisation : « ceux-ci alors de leurs glaives forgeront des socs de charrue et de leurs lances des serpes » (Isaïe 2, 4). Le recyclage des métaux était conséquent chez les Romains, comme il l'est aujourd'hui dans les sociétés en développement. Toutefois, la prise de conscience réelle du caractère non renouvelable des matières premières minérales et des risques de pénurie afférents ne remonte qu'au milieu du xx^e siècle avec l'intensification considérable des rythmes de fabrication des produits et l'accumulation des déchets. Le cri d'alarme lancé en 1972 par le groupe d'économistes et scientifiques mondiaux du Club de Rome en est la première conséquence tangible d'envergure. L'enjeu est planétaire : les ressources minérales sont des ressources fossiles dont le rythme de renouvellement est sans commune mesure avec le rythme d'exploitation. La récupération et le recyclage des déchets de production et des produits industriels « en fin de vie » deviennent alors indispensables pour rendre partiellement renouvelables les matières premières et, ainsi, alléger le recours aux matières premières « neuves ». À l'heure actuelle, seuls les pays industrialisés, qui sont aussi les plus gros producteurs et consommateurs, mettent en œuvre, pour la plupart, une véritable politique de récupération et de recyclage des déchets. Ceux-ci deviennent des « MPS », matières premières secondaires, définies comme étant des matières premières de récupération ayant déjà été incorporées au moins une fois à un produit.

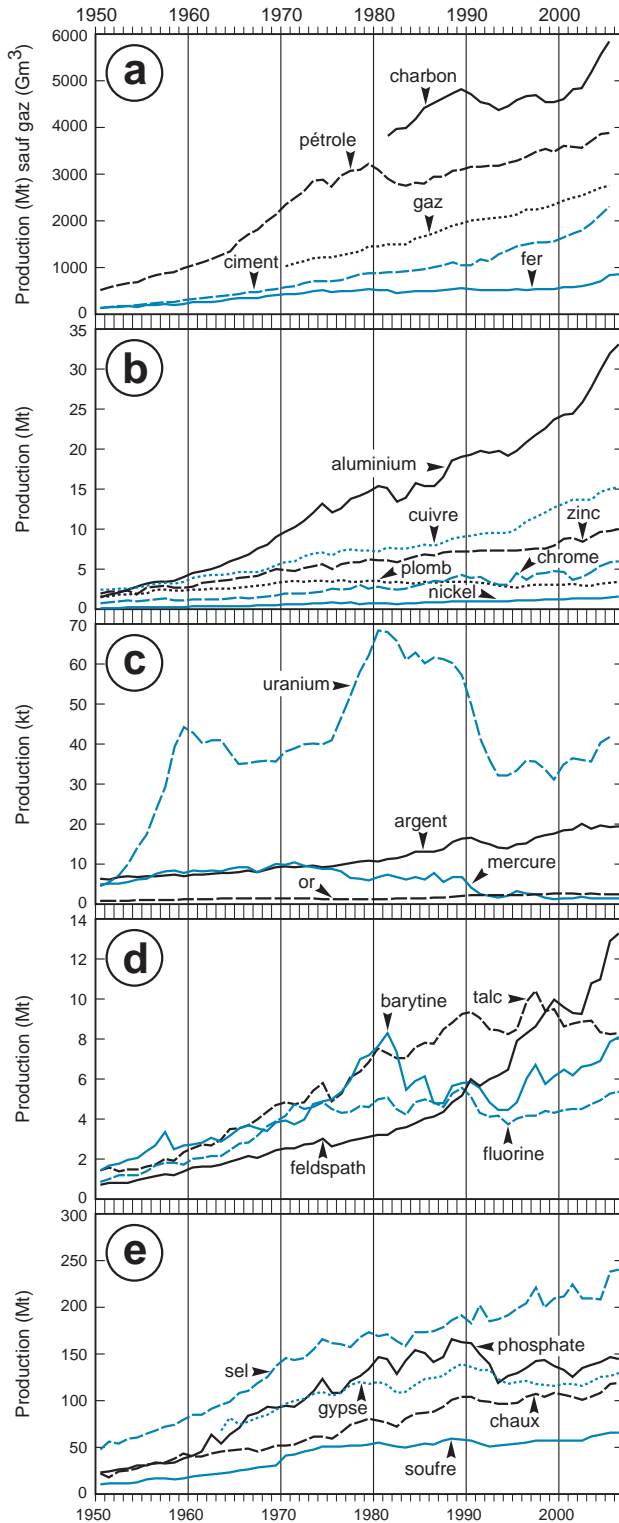


Figure 1.2 - Évolution des chiffres de production des principales ressources minérales depuis 1950 (productions minières, hors recyclage et seconde fusion, pour métaux et minéraux industriels). **a)** productions majeures supérieures ou proches de 1 Gt (fer exprimé en métal contenu); **b)** principaux métaux usuels; **c)** mercure, uranium et métaux précieux; **d)** et **e)** principaux minéraux industriels et matériaux de construction. Les courbes de productions du gaz et du charbon démarrent plus tard car les chiffres de grands producteurs comme l'ex-URSS, entre autres, ne semblent avoir été publiés que récemment (d'après *USGS Minerals Information*; *British Petroleum*; *World Mining and Metals Yearbooks*).

Tableau 1.3 - Historique de production des principales ressources minérales. Les productions correspondent aux tonnages extraits des mines (en tonnes métriques), exprimés en poids métal pour les métaux; le recyclage n'est pas pris en compte. Les chiffres du talc incluent la production de pyrophyllite, ceux du charbon celle du lignite. EGP (Éléments du Groupe du Platine) comprend platine et palladium (plus de 95 % de la production à eux deux), rhodium, ruthénium, iridium et osmium. (*) : estimation. Mt = million de tonnes; kt = millier de tonnes; t = tonne; Gm³ : milliard de mètres cubes; nd : non disponible (d'après <http://minerals.usgs.gov> pour les minerais et minéraux industriels; *British Petroleum* www.bp.com/liveassets/bp_internet/globalbp_uk_english, *Nuclear Issues Briefing Papers* et AEN infos 2006 pour les ressources minérales énergétiques).

Unité (sauf indication contraire)	Métaux										
	Fer	Aluminium	Cuivre	Zinc	Plomb	Chrome	Nickel	Argent	Mercure	Or	EGP
	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	kt	kt	t	t
1808	0,75	0	19,98 kt	3,51 kt	23,4 kt	0	0	nd	1,93	nd	nd
1900	20*	6,8 kt	495 kt	479 kt	749 kt	nd	9,29 kt	5,4	3,15	386	6,62
1950	134	1,49	2,38	1,97	1,64	0,72	0,145	6,32	4,94	879	18,7
1955	193	3,14	2,9	2,66	2,01	1,04	0,239	7	6,38	947	33,9
1960	259	4,49	3,94	2,79	2,39	1,25	0,32	7,32	8,34	1 190	39,7
1965	335	6,31	4,66	3,95	2,7	1,49	0,425	8,01	9,23	1 440	92,3
1970	431	9,65	5,9	4,83	3,39	1,91	0,628	9,36	9,79	1 480	132
1975	479	12,1	6,74	5,01	3,44	2,53	0,802	9,43	8,70	1 200	178
1980	514	15,4	7,2	6,05	3,52	2,83	0,779	10,7	6,81	1 220	213
1985	499	15,4	7,99	6,79	3,39	3,18	0,813	13,1	6,14	1 530	247
1990	531	19,3	9,2	7,18	3,37	3,95	0,974	16,6	4,10	2 180	291
1991	509	19,7	9,33	7,31	3,26	4,06	1,01	15,6	2,54	2 160	287
1992	503	19,5	9,47	7,26	3,2	3,42	1,01	14,9	1,96	2 260	280
1993	507	19,8	9,49	7,36	2,9	3,08	0,928	14,1	1,73	2 280	276
1994	516	19,2	9,5	7,33	2,8	3,09	0,932	14,0	1,96	2 260	269
1995	536	19,7	10	7,28	2,71	4,53	1,04	14,9	3,19	2 230	326
1996	516	20,8	11	7,48	2,92	3,66	1,06	15,1	2,56	2 290	324
1997	540	21,7	11,5	7,53	3,01	4,33	1,14	16,5	2,41	2 450	333
1998	535	22,6	12,1	7,57	3,1	4,46	1,18	17,2	1,58	2 500	348
1999	539	23,6	12,7	7,97	3,02	4,75	1,16	17,6	1,31	2 570	376
2000	573	24,3	13,2	8,79	3,1	4,68	1,27	18,4	1,35	2 590	365
2001	581	24,4	13,7	8,93	3,15	3,64	1,33	18,7	1,40	2 570	409
2002	604	25,9	13,6	8,36	2,91	4,06	1,34	20,0	1,76	2 550	430
2003	647	27,7	13,6	9,01	2,95	4,63	1,4	18,8	1,53	2 590	465
2004	712	29,8	14,6	9,6	3,15	5,34	1,4	19,7	1,34	2 430	492
2005	825	31,9	15,1	9,8	3,27	5,81	1,49	19,3	1,45	2 470	515

Récupération et recyclage obéissent aux mêmes lois économiques que celles auxquelles doivent obéir les ressources minérales naturelles primaires : ils n'existent que si les conditions économiques et l'organisation d'ensemble le permettent. Il est clair que la hausse du prix des matières premières est le principal responsable de l'essor de ces activités, en même temps qu'un garant de soutien à long terme.

Que recycle-t-on? En premier lieu, les métaux, produits de forte valeur, relativement aisés à récupérer; ils sont alors dits de deuxième fusion. À l'échelle mondiale, environ 40 % de la production d'aciers, soit plus de 400 Mt, proviennent du recyclage des ferrailles; le nickel affiche un taux de recyclage similaire. Sur les 6,7 Mt de plomb consommées annuellement dans le monde, 53 % environ (3,6 Mt) viennent du recyclage, alors que le chiffre n'est que de 20 % pour le cuivre (3 Mt sur une production de 15 Mt), deux chiffres qui s'expliquent par les facilités de recyclage très différentes de ces deux métaux (tableau 1.5). Le taux de récupération des métaux précieux est plus faible. Béryllium, terres rares ou uranium ne font l'objet que d'un recyclage très marginal.

Dans le domaine du recyclage, on peut parler de « gisement » seulement pour les sites qui concentrent des déchets recyclables, c'est-à-dire des déchets présents en quantités importantes et suffisamment accessibles pour que le coût de récupération reste acceptable. Les câbles en

Tableau 1.3 - Historique de production des principales ressources minérales (suite et fin).

Unité (sauf indication contraire)	Minéraux industriels							Construction			Énergie			
	Sel	Phosphates	Soufre	Talc	Barytine	Fluorine	Feldspath	Ciment	Chaux	Gypse	Gaz	Pétrole	Charbon	Uranium
	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Gm ³	Mt	Mt	kt
1808	nd	0	nd	0	0	0	0	0	nd	nd	0	0	nd	0
1900	12,2	3,15	1,42	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	21	nd	0
1950	48,1	23,4	10,8	1,43	1,45	0,844	0,721	133	nd	22,6	nd	523	1 935	4,6*
1955	65	30,5	15,5	1,62	2,42	1,41	1,07	217,3	nd	32,1	nd	763	2 131	17,3*
1960	84,8	41,8	19,6	2,52	2,71	2,02	1,57	316,5	nd	40	nd	1 040	2 621	42,75*
1965	109	71,4	25,2	3,57	3,54	2,77	2,01	433,4	75	48	nd	1 566	2 790	34,95*
1970	146	95,1	41,9	4,82	3,94	4,19	2,53	571,8	97	51,6	1 021	2 355	2 961	38,05*
1975	162	109	50,7	4,9	5,01	4,52	2,63	702,2	105	59,2	1 208	2 734	3 061	41,0*
1980	169	147	55,0	7,54	7,6	5,01	3,2	883,1	120	78,4	1 456	3 087	3 543	69,683*
1985	173	151	53,8	7,83	6,16	4,98	4,03	959,4	123	87	1 676	2 792	4 421	60,25*
1990	183	162	57,8	9,37	5,87	5,12	5,99	1 043	136	104	2 001	3 170	4 718	49,727*
1991	202	150	54,6	9,06	5,57	4,3	5,67	1 185	133	100	2 033	3 160	4 539	41,122*
1992	185	139	50,7	8,5	4,84	4,12	5,99	1 123	133	98,8	2 046	3 190	4 500	35,717
1993	187	119	51,6	8,42	4,47	4,18	6,17	1 291	123	97,2	2 081	3 188	4 382	32,226
1994	191	127	53,4	8,26	4,47	3,75	6,49	1 370	118	96,3	2 102	3 237	4 470	32,129
1995	199	130	54,0	8,49	4,83	4,04	7,91	1 445	120	98,4	2 142	3 281	4 595	33,3
1996	204	135	55,2	9,88	6,06	4,18	8,29	1 493	121	104	2 236	3 376	4 671	35,784
1997	221	143	57,1	10,4	6,69	4,18	8,65	1 547	118	107	2 239	3 481	4 701	35,692
1998	200	144	57,1	9,41	5,75	4,43	9,33	1 540	117	104	2 290	3 547	4 556	33,728
1999	210	137	57,7	9,47	6,16	4,3	9,98	1 568	116	109	2 352	3 479	4 541	31,065
2000	212	133	57,2	8,65	6,49	4,47	9,58	1 650	118	106	2 432	3 614	4 606	34,734
2001	225	126	57,3	8,78	6,2	4,53	9,28	1 730	118	104	2 492	3 594	4 819	36,366
2002	210	135	57,7	8,87	6,6	4,53	9,26	1 800	116	101	2 532	3 572	4 850	36,063
2003	210	138	61,8	8,92	6,7	4,75	10,8	1 950	120	104	2 623	3 705	5 180	35,613
2004	208	141	64,1	8,32	6,9	4,93	11,00	2 130	126	109	2 704	3 865	5 577	40,251
2005	238	147	66,0	8,25	7,87	5,26	12,9	2 310	127	118	2 763	3 895	5 852	41,702

cuivre noyés dans les bétons ou enterrés dans le sol constituent la plus importante ressource récupérable de ce métal, mais elle ne constitue pas un gisement, la dispersion rendant impossible une récupération rentable. C'est pourquoi en France, par exemple, 90 % du « gisement » de cuivre recyclable est exploité, mais il ne représente que 20 % de la production totale de ce métal (tableau 1.5). La problématique est identique pour les particules fines de métal emprisonnées dans un matériau d'une autre nature comme les platinoïdes des pots catalytiques automobiles. À l'inverse, les batteries des véhicules, avec leurs plaques de plomb facilement démontables, constituent un gisement de première importance de ce métal. Les métaux de deuxième fusion assuraient, en 2005, près de la moitié (42 %) des besoins de l'industrie française.

Les statistiques publiées sur le recyclage doivent être considérées avec précaution, car la notion de MPS n'a pas la même acception pour tous. L'assimilation de la notion de MPS au seul recyclage des objets en fin de vie est plus exacte, mais elle semble encore très partiellement prise en considération. Les taux de recyclage varient selon l'acception retenue, la première occasionnant des pourcentages plus élevés. La différence, minime pour le plomb (55 % contre 60 %), s'accroît fortement pour le cuivre (12 % contre 20 %) et devient très importante pour le zinc (5,7 % contre 30 %).

Le recyclage des minéraux industriels est plus limité, et encore plus fortement dépendant de l'accessibilité du minéral dans la pièce recyclable. Les minéraux abrasifs que sont les grenats, corindons, zircons et, bien sûr, diamants (près de 3 millions de carats recyclés en 2001) sont les mieux recyclés. Les zéolites employées comme échangeuses d'ions peuvent aussi être partiellement régénérées et réemployées. Toutefois, c'est le recyclage indirect des minéraux industriels qui est le plus performant. Les filières de récupération et de recyclage du verre et du papier

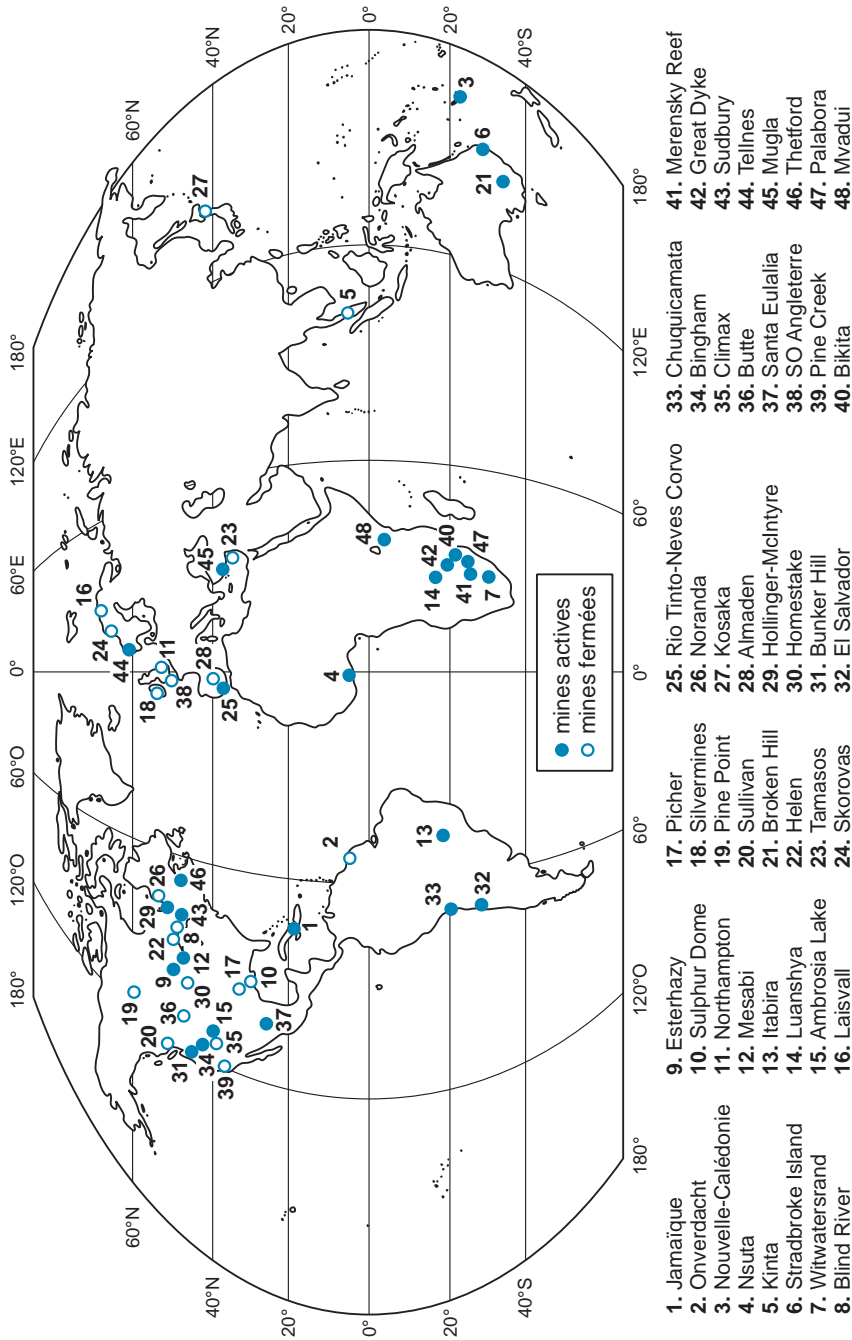


Figure 1.3 - Principaux districts miniers dans le monde selon la sélection de Dixon (1979). Les points blancs permettent de constater les grands districts fermés depuis vingt-cinq ans et le déplacement vers le sud des grands centres miniers (d'après Jébrak, 2006). Plusieurs grands districts sont absents de cette carte, tels ceux de Norilsk (Russie, Ni-Cu-ÉGP), du Magadan (Russie, Au), de Muruntau (Ouzbékistan, Au), de Cloncurry et Gawler (Australie, Cu-Au-U), de Carajas (Brésil, Fe-Cu-Au), de Catlin (États-Unis, Au), de Bayan Obo (Chine, terres rares), de Potosi (Bolivie, Sn), de Grasberg (Indonésie, Cu-Au) ou de Khouribga (Maroc, phosphates) par exemple.

Tableau 1.4 - Productions minières en 2006 et 2007. Production primaire en tonnes métriques, comparées avec les productions en 1987. (*) : estimation. Les données 2007 sont toutes des estimations basées sur la production des dix premiers mois; nd : non disponible. Gt = milliard de tonnes; Mt = million de tonnes; kt = millier de tonnes; t = tonne; Mct = million de carats; Gm³ = milliard de mètres cubes. Pour le fer, le *pig iron* est le fer brut, riche en carbone (3,5 %) et cassant, résultat de la fusion du minerai dans les hauts-fourneaux (d'après *USGS Bureau of Mines* – <http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity>; *World Mining and Metals yearbooks*, *Department of Energy* et *British Petroleum*).

	1987	2006	2007*		1987	2006	2007*
Ressources énergétiques				Métaux (tonnage métal sauf indication contraire)			
pétrole	2 947 Mt	3914 Mt	3940 Mt	aluminium	17,18 Mt	33,7 Mt	38 Mt
gaz	1 808 Gm ³	2865 Gm ³	nd	argent	13,7 kt	20,2 kt	20,5 kt
charbon (+ lignite)	4 656 Mt	6179 Mt	nd	arsenic (As ₂ O ₃)	47,2 kt	59,8 kt	59 kt
uranium	61 100 t	39 655 t	nd	chrome	3,45 Mt	6,02 Mt	6,05 Mt
Minéraux industriels et de construction (poids de matériaux sauf indication contraire)				cobalt	27 kt	67,5 kt	62,3 kt
amiante	4,1 Mt	2,3 Mt	2,29 Mt	cuiivre	8,24 Mt	15,1 Mt	15,6 Mt
barytine	4,2 Mt	7,96 Mt	8 Mt	étain	180 kt	302 kt	300 kt
bentonite	6,4 Mt	11,7 Mt	11,8 Mt	fer (pig iron)	509 Mt	865 Mt	940 Mt
borates (en B ₂ O ₃)	2,7 Mt	4,26 Mt	4,30 Mt	germanium	82 t	90 t	100 t
chaux (1)	127 Mt	271 Mt	277 Mt	gallium	38,7 t	80 *	80 t
ciment	1 033 Mt	2 550 Mt	2 600 Mt	iode	12,7 kt	25 kt	26,8 kt
diamants industriels (2)	58,4 Mct	80 Mct	75 Mct	lithium	11 050 t	23 500 t	25 000 t
diamants gemmes	52,6 Mct	104 Mct	105 Mct	magnésium	325 kt	650 kt	715 kt
diatomite	1,9 Mt	2,16 Mt	2,20 Mt	manganèse	8,34 Mt	11,9 Mt	11,6 Mt
feldspaths	4,6 Mt	15,4 Mt	16 Mt	mercure	5,53 Mt	1,48 kt	1,50 kt
fluorine	4,8 Mt	5,33 Mt	5,31 Mt	molybdène	86 kt	184 kt	187 kt
graphite	630 kt	1030 kt	1030 kt	nickel	0,81 Mt	1,58 Mt	1,66 Mt
gypse	84 Mt	125 Mt	127 Mt	niobium	9,36 kt	44,5 kt	45 kt
kaolin	21 Mt	37,5 Mt	37,8 Mt	or	1,6 kt	2,46 kt	2,5 kt
micas (3)	270 kt	410 kt	360 kt	EGP dont :	134,5 t	525 t	540 t
perlite	2,4 Mt	1810 kt	1760 kt	<i>platine</i>	87,8 t	221 t	230 t
phosphates	144 Mt	142 Mt	147 Mt	<i>palladium</i>	42,1 t	224 t	232 t
quartz (sables)	200 Mt	118 Mt	120 Mt	plomb	3,43 Mt	3,47 Mt	3,55 Mt
sel	177 Mt	251 Mt	250 Mt	rhénium	24,4 t	47,2 t	49,5 t
				tantale	275 t	1 400 t	1 400 t
				terres rares (poids d'oxydes)	46,9 kt	123 kt	124 kt
silicates d'alumine (4)	500 kt	410 kt	410 kt	titane (poids TiO ₂) (5)	5,95 kt	5,8 kt	6,1 kt
soufre	54 Mt	65,7 Mt	66,0 Mt	tungstène	42,5 kt	90,8 kt	89,6 kt
strontium (métal contenu)	182 kt	585 kt	600 kt	vanadium	32 kt	55,7 kt	58,6 kt
syilvite (potasse) (en K ₂ O)	31 Mt	29,1 Mt	33 Mt	yttrium	nd	8,9 kt	8,9 kt
talç	7,4 mt	8,92 mt	8,1 Mt	zinc	7,02 Mt	10,0 Mt	10,5 Mt
vermiculite	540 kt	520 kt	520 kt	zirconium (6)	747 kt	1180 kt	1240 kt
wollastonite	120 kt	550 kt*	550 kt				
granulats	10,25 Gt	17 Gt*	18 Gt				

(1) la Chine a presque décuplé sa production en un an passant de 24 Mt en 2005 à 160 Mt en 2006;

(2) les diamants synthétiques représentent actuellement 87 % des diamants industriels utilisés (563 Mct en 2005);

(3) la muscovite sous toutes ses formes commerciales (*scrap* et *flake*, environ 97 %, et *sheet*, environ 3 %);

(4) l'andalousite assure environ 75 % de la production (disthène et sillimanite représentent les 25 % restants);

(5) la production est assurée à 90-95 % par l'ilménite, et à 5-10 % par le rutile;

(6) inclut environ 2 % de hafnium.

carton, actuellement bien développées, limitent ainsi l'extraction de leurs matières premières que sont respectivement le sable siliceux et les charges minérales (kaolin, calcite, talc). De la même façon, le recyclage des sanitaires limite l'exploitation des feldspaths, leurs matières premières de base, et le recyclage des plaques et carreaux de plâtre, celle du gypse. En France, le recyclage du verre (2,12 Mt en 2004) se traduit par une baisse continue du tonnage extrait de matériaux siliceux, des sables pour l'essentiel : 6,7 Mt en 1991, 5,7 Mt en 1996, 5,0 Mt en 2005. Au total, 6,3 Mt d'emballages ont été recyclées en France en 2004, ce qui représente 50 % du gisement total, et 61 % l'ont été si on prend en compte les 1,3 Mt d'emballages valorisés pour leur contenu énergétique (chiffres IFEN). Cependant, de nombreux autres minéraux industriels ne sont actuellement pas recyclés ou alors le sont de façon très marginale comme, par exemple,

Tableau 1.5 - Quelques données sur le recyclage. Les chiffres fournis dans ce tableau doivent être pris avec précaution : ils varient, parfois assez grandement, selon les sources d'information. De même, la notion de MPS (matières premières secondaires) n'a pas la même acception partout; la plupart des sources prennent en compte les résidus et rebuts de production ou de transformation des métaux récupérés dans l'usine métallurgique elle-même, qui sont très rapidement remis dans les circuits de production et ne constituent pas un déchet, au sens réglementaire du terme. Les chiffres entre parenthèses de cette colonne ne prennent en compte que le recyclage « vrai » des objets en fin de vie pour quelques métaux : on observe que la différence est très importante pour le zinc. La colonne « % gisement » représente le pourcentage effectivement recyclé de la ressource considérée comme recyclable. L'antimoine (alliages des batteries), le magnésium (alliages Al-Mg des canettes) et le chrome (réfractaires) sont aussi recyclés. Mt = million de tonnes; kt = millier de tonnes (d'après ADEME 2007 pour acier, total non ferreux et non métaux en France; MINIST pour les autres métaux; UNICEM pour les granulats; IFEN pour le recyclage en France; USGS pour tous les chiffres des États-Unis).

Matière première	France (2004)				États-Unis (2005)			Estimation monde (2004)		
	Recyclé	Production totale	MPS (%)	% gisement	Recyclé	Production totale (minière + recyclage)	MPS (%)	Recyclé	Production minière	MPS (%)
fer + acier	9,0 Mt	21 Mt	43	75	65,4 Mt	122 Mt	54	480 Mt	712 Mt	40
aluminium	408 kt	723,3 kt	56	70	2,99 Mt	8,39 Mt	36	10 Mt	30 Mt	25
cuivre	136 kt	671,3 kt	20	90	0,951 Mt	3,17 Mt	30	3 Mt	15 Mt	20 (12)
zinc	126 kt	318,1 kt	40	65	0,345 Mt	1,17 Mt	29,5	2,7 Mt	9,6 Mt	22 (5,7)
plomb	165 kt	231,4 kt	71	85	1,14 Mt	1,54 Mt	74,5	3,6 Mt	3,15 Mt	53 (55)
nickel	-	-	-	-	77,3 kt	214 kt	36	0,5 Mt	1,4 Mt	26
étain	-	-	-	-	14 kt	46,5 kt	30	25 kt	270 kt	9
total tous métaux non ferreux	840 kt	2,4 Mt	35	-	-	-	-	-	-	-
total métaux	9,84 Mt	23,4 Mt	42	53	71 Mt	-	52	-	-	-
papiers - cartons	5,8 Mt	10 Mt	58	77	-	-	-	-	-	-
plastiques	360 kt	5,2 Mt	7	18	-	-	-	-	-	-
verres	2,12 Mt	5,9 Mt	36	59	-	-	-	-	-	-
granulats	16 Mt	402 Mt	4	-	-	-	-	-	-	-

la barytine, le graphite, l'andalousite, la vermiculite, la diatomite ou les micas. Quant à l'amiante, elle fait au contraire l'objet d'une élimination sanitaire systématique.

D'autres filières de recyclage se développent : les plastiques, économisant des hydrocarbures, et les gravats de démolition de plus en plus réemployés comme granulats pour chaussées routières; 4 % de ces gravats ont ainsi été recyclés comme granulats en France en 2005, soit 16 Mt, un chiffre en constante augmentation. Le soufre est récupéré comme sous-produit de traitement industriel, sous forme de SO₂ ou d'acide sulfurique au cours de diverses opérations industrielles : récupération des gaz à la fusion de minerais métalliques dans les usines pyrométallurgiques et les fonderies, épuration des gaz de cokeries et des fumées des centrales thermiques, etc. Ce soufre représente plus de 19 % de la production mondiale en 2007 (soit 13 Mt, dont 10,4 Mt sont issues de la métallurgie), un chiffre en croissance régulière. Le soufre extrait des hydrocarbures (qui ne provient pas de recyclage) et des opérations industrielles représente donc, en 2007, plus de 90 % de la production mondiale.

La « recyclabilité » d'un produit va probablement devenir un facteur important de compétitivité. Une nouvelle branche industrielle de valorisation des déchets et des produits en fin de vie voit peu à peu le jour. Les produits à valeur unitaire élevée, comme les métaux, ont toute chance de garder une place privilégiée.

1.4 Consommation par habitant

En une vie, un habitant de pays industrialisé consomme, entre autres, près de 350 kg de plomb et autant de zinc, plus de 1,5 tonne d'aluminium, près de 15 tonnes de fer, 560 tonnes de sables et graviers et plus de 100 tonnes équivalent pétrole pour ses besoins énergétiques (figure 1.4).

Ces chiffres varient considérablement selon le niveau de vie et le taux d'industrialisation du pays considéré. Pour reprendre l'exemple précédent des granulats, en France la consommation a été, en 2005, de 400 millions de tonnes, soit près de 7 tonnes par habitant, ce qui équivaut à l'extraction hebdomadaire d'un tas de granulats de la taille de la grande pyramide d'Égypte. Cette consommation comptabilise les granulats « privés » des pavillons particuliers, et les granulats « publics » des routes et autoroutes, bâtiments publics, voies ferrées, etc.

Les facteurs qui déterminent l'évolution des consommations des ressources minérales sont multiples et complexes. Les besoins à satisfaire sont, évidemment, à la base de la nécessité d'approvisionnement, mais les progrès de la technologie peuvent modifier grandement ceux-ci. À titre d'exemple, l'essor fulgurant de la photographie numérique a, par contrecoup, fait chuter au démarrage la demande pour des pellicules photo argentiques classiques et, du même coup, la demande en argent dans ce domaine. On peut faire la même constatation pour le cuivre, pour lequel le développement de la téléphonie mobile a réduit les besoins en câbles et, par conséquent, en cuivre, pour cet usage. Des problèmes reconnus de santé publique ont également des conséquences directes : les autorités de nombreux pays ont ainsi enlevé les conduites d'eau en plomb, source de saturnisme, et remplacé l'additif plombé des carburants, occasionnant une baisse de la demande mondiale pour ce métal.

À l'inverse, la découverte de nouveaux matériaux performants peut amener une forte demande sur le minéral ou le métal indispensable à sa fabrication. Les piles à lithium ont ainsi dynamisé de nouveau l'extraction à l'échelle mondiale des minéraux de lithium, tandis que les pots catalytiques des automobiles ont offert un débouché gigantesque au platine et au palladium.

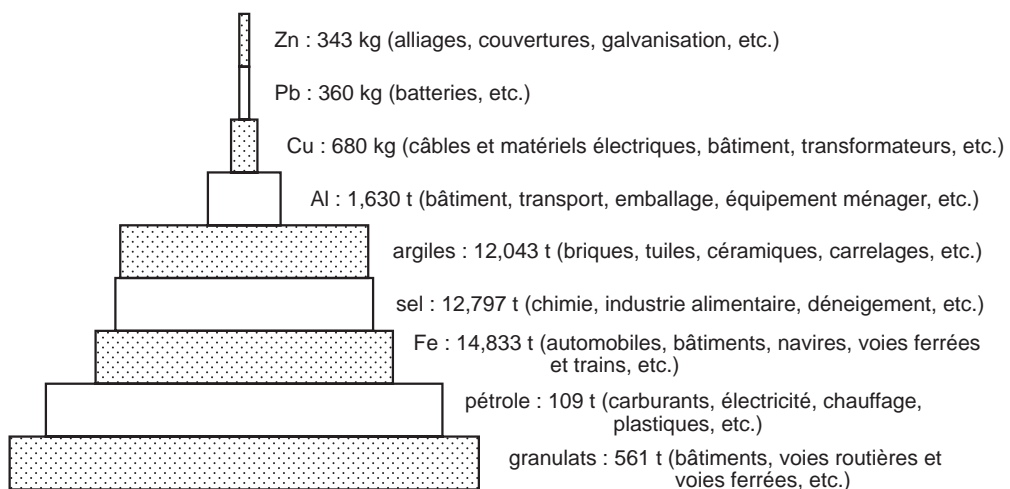


Figure 1.4 - Consommation par habitant : pyramide figurant les consommations moyennes de ressources minérales essentielles au cours d'une vie en pays industrialisé standard (d'après Varet, 2005).

CHAPITRE 2

Notions de base et définitions

La métallogénie est l'étude scientifique des gîtes minéraux. Le chapitre 2 est d'abord consacré à l'histoire de cette discipline, à son vocabulaire, puis aux grands principes qui permettent d'approcher l'origine des concentrations minérales.

2.1 Fondements des ressources minérales

2.1.1 De la cueillette des métaux à la métallogénie

L'origine des minéraux et des métaux a longtemps relevé du domaine de la philosophie et de la magie. Des classifications pragmatiques apparaissent cependant très tôt puisque les Égyptiens de l'Antiquité distinguaient déjà entre l'or du Nil, l'or des montagnes et l'or de Nubie (dans le Soudan actuel), ce qui devait correspondre à des gisements de type placer, filonien et exhalatif.

Le premier traité sur l'art des mines est l'œuvre de Georg Bauer, dit Agricola. Dès 1556, *De Re Metallica* jette les bases de l'étude des gîtes minéraux. Les observations et les interprétations contenues dans cet ouvrage ont largement contribué à la naissance de la géologie. Agricola est le premier à classer les minéralisations en fonction de la nature in situ ou alluviale des minéraux. Parmi les minéralisations in situ, il utilise une classification morphologique des gisements : filons, couches, stockwerks. Ainsi, dès l'aube de la métallogénie, les approches sont à la fois génétiques et descriptives.

Au XVII^e siècle, René Descartes, dans son *Principia philosophae* (1644), relie la formation des gisements à des processus de fumerolles venant des profondeurs de la Terre. Plus tard, en 1788, l'écosais James Hutton introduit la théorie « plutonienne » (de Pluton, Dieu romain des Enfers) selon laquelle les roches « ignées » (c'est-à-dire magmatiques), proviennent de roches fondues échappées des profondeurs de la Terre. Puissant visionnaire, Hutton prédisait le magmatisme et la tectonique des plaques, mais il étendit avec excès sa théorie à tous les gisements minéraux. Son contemporain et opposant, le directeur de l'Académie des mines de Freiberg, Abraham-Gottlob Werner, proposait quant à lui la théorie « neptunienne » totalement différente, suggérant que toutes les roches et toutes les concentrations minérales ont pris naissance au fond de la mer, c'est-à-dire au royaume de Neptune, dieu romain de la mer.

La Révolution industrielle du XIX^e siècle a entraîné une forte croissance des besoins en minéraux et a été accompagnée d'une intensification des travaux de recherche. Ainsi, le chimiste Auguste Daubrée, en 1841, se basant sur la synthèse de la cassitérite (SnO₂) à partir du chlorure d'étain, attribue la formation de ce minéral à des vapeurs chaudes contenant de l'eau, du chlore, du fluor et du bore, et issues des profondeurs de la Terre, seul lieu capable de procurer des températures

de cet ordre. Il définit ainsi ce que l'on a appelé les gisements pneumatolytiques, issus de la cristallisation finale des magmas granitiques. Dans les mêmes années, l'hypothèse de la sécrétion latérale est proposée, soutenant que ce sont des eaux de surface, les eaux météoriques, qui s'infiltrent en profondeur pour y lessiver les éléments et les précipiter dans des fractures. En 1847, Élie de Beaumont propose qu'un très grand nombre de gisements minéraux soit affilié à des roches magmatiques. Il oppose les ségrégations (accumulations à l'intérieur de ces roches) et les dépôts formés par les émanations aqueuses chaudes issues de ces intrusions : les gisements hydrothermaux. Il suggère, entre autres, à partir de l'observation des dépôts des fumerolles et sources chaudes des volcans italiens, que les amas de sulfures massifs se forment par précipitation de métaux sur des fonds sous-marins à partir de vapeurs volcaniques. Il faudra attendre plus d'un siècle pour valider cette hypothèse.

Dans le prolongement de la querelle entre Neptuniens et Plutoniens, le grand débat qui va occuper les métallogénistes à partir de 1850 portera sur les rôles respectifs des solutions ascendantes, venues des profondeurs, et des solutions descendantes issues de la surface. Philip Jacques Edmond Fuchs et Louis de Launay (1893), puis, au début du xx^e siècle, de Launay (1913) et Waldemar Lindgren (de 1913 à 1933) privilégient l'association entre gisements minéraux et roches « ignées », tandis que les métallogénistes de la seconde moitié de ce même siècle tempèrent ce lien. Ce duel entre *per ascensum* et *per descensum* n'a trouvé son issue qu'à la fin du xx^e siècle par le développement de la géochimie isotopique qui a permis de différencier les eaux profondes des eaux superficielles, toutes deux présentes dans les gisements minéraux.

La géologie économique au sens où nous l'entendons n'apparaît, en fait, qu'au début du xx^e siècle, tant en Europe qu'aux États-Unis. On peut reconnaître la paternité de cette science autour de deux pôles, l'un européen d'où se dégage la figure de Louis de Launay (1913), fondateur du terme de métallogénie, et l'autre nord-américain lors de la fondation, notamment par A. M. Bateman, W. H. Emmons, W. Lindgren, et R. A. F. Penrose, de la Society of Economic Geologists en 1920 (Skinner, 2005).

De Launay réalise une œuvre de pionnier considérable qui, aux yeux de beaucoup, en fait le vrai créateur de cette science nouvelle qu'est la métallogénie. Il a l'occasion d'étudier de nombreux gisements à travers le monde et il en dégage les premières lois essentielles sur le transport des éléments de la source au gisement, la liaison génétique des gisements avec les roches « ignées » et, à plus grande échelle, avec les orogènes, et il démontre l'importance de l'altération superficielle et des remaniements. Il dresse aussi la première classification des gisements et formule les notions de région métallifère et d'association minérale.

Lindgren (1933) classe les gîtes minéraux par concentrations mécaniques ou chimiques, ces derniers correspondant à des gisements formés par des eaux météoriques, des magmas ou des remplacements. Il propose une division des gisements selon leur température, depuis les gisements épithermaux mis en place au voisinage de la surface, à basse température (de 50 à 200 °C), les gisements mésothermaux, plus profonds et plus chauds (de 200 à 300 °C), et hypothermaux à forte profondeur (de 300 à 500 °C). À l'époque, on ne connaissait pas encore les grandes variations du gradient géothermique et on disposait de très peu de méthodes pour déterminer correctement la température de dépôt des minéralisations. Cependant, cette classification a connu un très grand succès au point que certains des termes sont encore en usage aujourd'hui, bien plus sur la base de la profondeur de mise en place que sur la température.

Au fur et à mesure du développement des méthodes rigoureuses des sciences de la Terre, chacun des grands environnements a connu son heure de gloire : dès les années 1930, on tisse des liens

entre les gisements et la formation des orogènes, on précise l'approche structurale des gisements (McKinstry, 1948), et on attribue un rôle essentiel à la sédimentologie dans les années 1960.

Héritier des travaux de F. Blondel (1955) sur les mines de fer, Pierre Routhier (1963) propose un premier essai de classification descriptive et, en 1980, un essai de métallogénie prédictive. Il définit la métallogénie comme une science de synthèse à la fois fondamentale et appliquée, au carrefour des compétences (figure 2.1). En effet, cette définition comprend à la fois la description des gisements, apte à guider l'exploration, et l'interprétation, laquelle approche les conditions de genèse en faisant appel à des paramètres comme l'énergie, la perméabilité, et les conditions physico-chimiques, pour aboutir à des synthèses métallogéniques. Avec ses collègues des universités de Paris et de Nancy, Pierre Routhier est à l'origine de l'école française, un mouvement qui vise à rechercher, dans les processus de surface, les mécanismes de concentrations des éléments, en réaction avec les modèles magmatiques exposés par Eugène Raguin.

L'école russe de Saint-Petersbourg, puis soviétique, se bâtit au xx^e siècle autour de Bogdanovich (1912), de Bilibine (1955), de Scheglov (1980), puis de Smirnov (1982). Elle repose sur une association des minéralisations avec l'évolution tectonique dite géosynclinale, un modèle antérieur à la tectonique des plaques reposant sur une vision verticaliste de la croûte.

Aujourd'hui, deux termes sont utilisés pour la science des gîtes minéraux, métallogénie et gîtologie (Nicolini, 1990). Le terme de métallogénie a été largement utilisé après son introduction par de Launay en 1913. Il signifie initialement « chercher l'explication des concentrations anormales en un métal déterminé » ; on peut étendre cette définition à l'explication des concentrations minérales, telles que andalousite, corindon, kaolinite, etc. Au cours de la première moitié du xx^e siècle, ce mot a progressivement pris en français une forte connotation génétique et, de plus en plus, il a été restreint aux études minéralogiques et physico-chimiques.

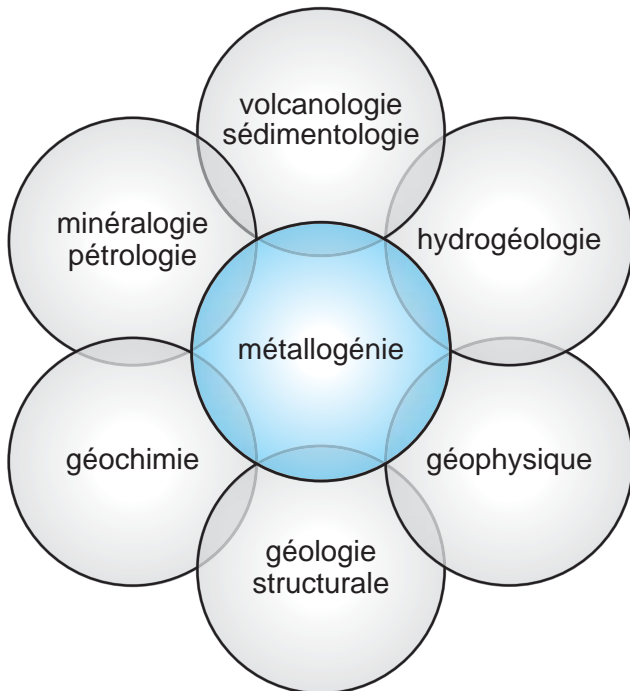


Figure 2.1 - Métallogénie : une science au carrefour de multiples disciplines des sciences de la Terre.

En réaction à cette tendance, le terme de gîtologie a été inventé à la fin des années 1960 par les géologues du Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), le service géologique et minier français, afin de décrire une démarche plus naturaliste basée sur le contexte géologique et sur une approche descriptive. La revue *Mineralium Deposita* est fondée en 1966 pour porter ce concept.

À partir de cette notion de type descriptif, un grand nombre de types de gisements ont été reconnus ou réinterprétés. La conceptualisation de type de gisement joue un rôle majeur dans les stratégies des compagnies d'exploration minière. À la fin du xx^e siècle, l'Union internationale des sciences de la Terre (IUGS) et l'UNESCO donnent une influence mondiale à cette approche (Cox et Singer, 1986; Kirkham *et al.*, 1995; Lefebure et Ray, 1995; Lefebure et Höy, 1996; Simandl *et al.*, 1999; Seal et Foley, 2004).

Au cours de la deuxième moitié du xx^e siècle, les travaux de géochimie ont permis de faire des progrès considérables dans la compréhension des mécanismes de transport et de dépôt (Barnes, 1997). Ainsi, l'essor des études sur les inclusions fluides par N. P. Ermakoff et G. G. Lemlein en Russie, G. Deicha en France, et E. Roedder aux États-Unis a démontré la grande diversité des fluides présents dans la croûte et responsables de la formation des gisements minéraux (Bodnar, 2003). La thermodynamique a permis de mieux comprendre l'origine des assemblages minéraux à partir, en particulier, de la détermination des δG des principaux minéraux, avec des chercheurs comme H. Helgeson et H. L. Barnes, notamment (Barnes, 1997). La géochimie isotopique a autorisé, d'une part, à dater avec rigueur l'âge des gisements et, d'autre part, à tracer l'origine des fluides à l'aide des isotopes du carbone, de l'oxygène, de l'hydrogène, et des métaux (plomb d'abord, puis cuivre, zinc, fer et molybdène plus récemment).

Au cours de ces vingt dernières années, l'échelle des travaux en métallogénie n'a cessé de s'élargir, prenant en considération des parties de la Terre de plus en plus vastes. Depuis quinze ans, deux grands domaines se sont développés dans le cadre d'une nouvelle approche de la dynamique mantellique, d'une part, et autour des interactions entre la formation des gisements et le climat, d'autre part. Des moments particuliers dans l'histoire de la Terre bouleversent complètement les paysages, du fond des océans à la composition de l'atmosphère, et conduisent à la formation de nombreux gisements, disqualifiant des raisonnements purement actualistes (Condie *et al.*, 2001; Schissel et Smail, 2001; Pirajno, 2004).

Le rôle de la tectonique des plaques dans la genèse des gisements entre vraiment en scène à partir des années 1980 (Mitchell et Garson, 1981) et apporte non seulement un renouvellement fondamental de notre vision de la formation des chaînes de montagnes, mais aussi une compréhension des processus océaniques et de leur hydrothermalisme (figure 2.2). La découverte des fumeurs noirs sur les rides médio-océaniques, équivalents de certains amas sulfurés, résulte d'une modélisation physique des pertes de chaleur au niveau des dorsales, pertes qui devaient s'expliquer par des processus de convection. La découverte des saumures métallifères de la mer Rouge (1965) et des événements hydrothermaux sous-marins actuels à 21° N de la ride est Pacifique (Francheteau *et al.*, 1979) a confirmé, de façon éclatante, la véracité de cette hypothèse. Dès les balbutiements de la tectonique des plaques, on savait que leurs mouvements étaient superficiels et qu'il existait des points chauds stationnaires, vraisemblablement enracinés en profondeur. Ces dernières années ont été le témoin de développements importants dans le domaine (Courtillot *et al.*, 2003; Anderson, 2003). Il semble se dégager la coexistence de deux styles de convection, responsables du plutonisme profond : une convection superficielle, cause de la tectonique des plaques, et une convection plus profonde, marquée par des points chauds sub-stationnaires,

capable de transférer du matériel provenant du manteau inférieur. Les relations avec les minéralisations se sont grandement clarifiées. Les gisements minéraux deviennent ainsi les indicateurs de conditions terrestres particulières, marqueurs d'événements globaux.

Des approches intégrées de la croûte, combinant hydrothermalisme et sismologie, ont par ailleurs permis de mieux comprendre la formation des gisements filoniens (Sibson *et al.*, 1988; Cox *et al.*, 2000; Goldfarb *et al.*, 2001).

Ce n'est qu'à la fin des années 1980 que le rôle des climats commence à être mieux pris en considération (Samama, 1986). Après les classifications de Gross (1980) et de James et Trendall (1982), on comprend que les formations de fer de type Lac Supérieur sont les principaux témoins de la transformation de l'atmosphère, qui deviendra peu à peu oxydante au Protérozoïque, la grande période de rouille de notre planète, sous l'action des algues bleues. C'est le plus bel exemple de pollution atmosphérique occasionnée par des organismes vivants! Ainsi va naître la géologie de l'atmosphère et des océans (Berner, 2001; Holland, 2002). Plus récemment, on a mis en relation les périodes de refroidissement et la géochimie océanique, conduisant par exemple à des dépôts de manganèse. Enfin, on aborde maintenant le climat des zones terrestres, et on peine encore à imaginer quelles ont été les conséquences d'une température moyenne de l'atmosphère aux environs de 70 °C à l'Archéen.

L'analyse de la distribution des gisements a toujours constitué un élément très important : celui qui saura prévoir où se trouvent les prochaines mines disposera d'un avantage économique capital. Nous sommes encore loin d'un tel objectif! Dès 1980, Pierre Routhier proposait une distribution en ceintures des grands gisements minéraux. Il fallut cependant attendre les années 1990 et le développement des systèmes d'information géographique pour voir apparaître une véritable discipline de l'analyse de la distribution des gisements minéraux, combinant observations empiriques, théories statistiques et concepts géologiques (Carlson, 1991). Ainsi, plusieurs observations importantes ont été réalisées, confirmant l'existence de districts spécialisés pour certains métaux, fait d'ailleurs connu depuis l'Antiquité, ou des lois d'exclusions entre certaines familles de gisements. Il reste cependant beaucoup à faire dans le domaine, en particulier en comprenant mieux la distribution verticale des gisements dans les continents. Il existe vraisemblablement un contrôle des sources et des mécanismes de transfert des éléments par l'architecture des continents : perméabilité, barrière d'oxydoréduction, etc.

Un progrès capital au cours de ces dernières années restera celui de l'explication des époques métallogéniques. Les métallogénistes avaient, depuis longtemps, montré qu'il existait des périodes particulières pour la formation des gisements. La liaison avec les périodes orogéniques était très évidente, mais elle ne permettait pas d'expliquer ces variations. On a d'abord mis en évidence des variations dans le comportement du manteau, avec des phases de convection affectant tantôt la partie supérieure du manteau, tantôt sa totalité, puis on a établi que ces processus montraient une distribution complexe dans le temps (Larson, 1991; Abbott et Isley, 2002). Enfin, on a compris que le manteau pouvait provoquer des accélérations brutales de la dynamique des plaques. La convection mantellique n'est en effet pas régulière et elle s'accompagne d'une arrivée brutale de matériel chaud et profond, formant des panaches mantelliques, ou plumes, à l'origine des points chauds et, parfois, des ruptures continentales. Des classes de gisements, de plus en plus nombreuses, sont mises en relation avec ce vaste processus (amas sulfurés, carbonatites, kimberlites, etc.). Le couplage de ces changements climatiques et géodynamiques est la cause des époques métallogéniques (Condie *et al.*, 2001).

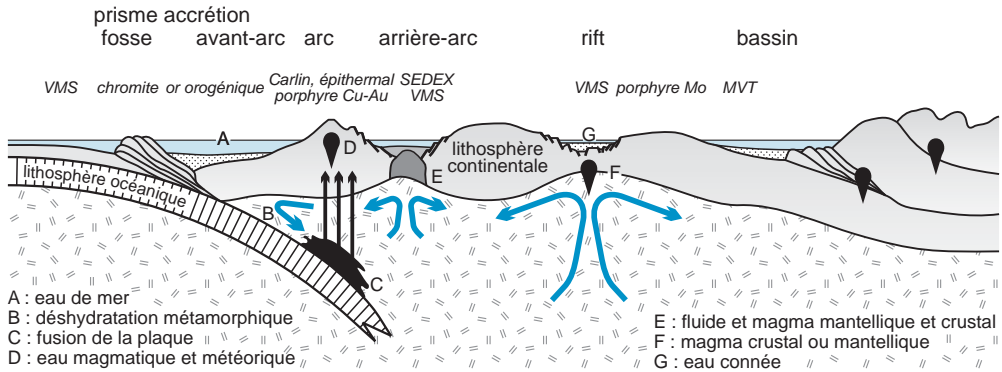


Figure 2.2 - Contextes géodynamiques et grands types de gisements.

De nombreux grands ouvrages ont synthétisé les connaissances métallogéniques. Depuis 1980, on remarque en France les ouvrages de Nicolini (1990) et Péliissonnier (2001), en Angleterre ceux de Mitchell et Garson (1981), de Sawkins (1984) et d'Edwards et Atkinson (1986), en Espagne ceux de Lunar et Oyarzun (1991), au Canada ceux de Hutchinson (1983), d'Eckstrand *et al.* (1996), de Kirkham *et al.* (1995), de Laznicka (1985, 2006) et de Goodfellow (2007), aux États-Unis ceux de Guilbert et Park (1986), Kesler (1994), et Misra (2000), en Afrique australe ceux de Pirajno (1992, 2000) et Robb (2004), en Australie ceux de Solomon et Groves (1994), et au Brésil ceux de Dardenne et Schobbenhaus (2001). Une synthèse des concepts a été publiée par Hedenquist *et al.* (2005) dans *Economic Geology* à l'occasion de son centième anniversaire.

En résumé, l'histoire de la métallogénie remonte maintenant à plus d'un siècle. Sur le plan des méthodes, la science des gîtes minéraux s'enracine, comme beaucoup d'autres, dans la magie. L'observation raisonnée débute au xvi^e siècle (Rabinovitch, 2000); mais la réconciliation entre des approches théoriques, génétiques, et les besoins pragmatiques de l'exploration minière ne se feront que pendant la seconde moitié du xx^e siècle. On passe alors progressivement d'une science au stade empirique, aristotélien, décrivant la nature, à une science platonicienne, conceptualisant la nature. C'est une histoire épistémologique assez classique, allant de la description vers la simulation. L'histoire de la climatologie est en tout point semblable, et elle nous montre comment on passe de la description des nuages à la prévision du climat. Cependant, les sciences de la Terre se heurtent bien plus à l'opacité du milieu, à sa complexité et à l'accumulation temporelle des processus.

2.1.2 Vocabulaire des ressources minérales

■ ROCHES ET MINÉRAUX

Un minéral est un solide naturel, homogène, possédant une composition chimique définie et une structure atomique ordonnée. Cette définition est acceptée par une grande majorité de la communauté internationale des minéralogistes, même si elle souffre d'un certain nombre d'exceptions parmi lesquelles le mercure natif (liquide) ou les opales (à structure désordonnée). Les minéraux sont pourvus d'un certain nombre de propriétés physiques et chimiques dont certaines ont des applications industrielles importantes. Les roches sont des associations, des « sociétés » de minéraux, et peuvent également posséder des applications industrielles notables. Cette utilité

est la base de l'extraction par l'Homme de certaines roches et minéraux qui prennent alors le nom de ressources minérales.

La minéralogie est solidement ancrée dans le monde technologique et intervient fréquemment au cœur de procédés industriels dans la conception et la synthèse de nouveaux matériaux et composés. Pour prendre un exemple bien connu, le béton est une roche artificielle constituée de sables et de graviers emprisonnés dans un liant, le ciment. La prise du ciment n'est rien d'autre que la cristallisation par hydratation d'un minéral, un hydrate de calcium de formule $\text{Ca}(\text{OH})_2$, la portlandite, qui lie entre eux les grains de sables et les graviers, assurant une cohésion et une rigidité d'ensemble.

LES MINÉRAUX

On compte actuellement environ 4000 minéraux. C'est très peu comparé au règne vivant où l'on dénombre aujourd'hui plus de 1,5 million d'espèces, dont 750 000 d'insectes. Les minéraux sont en nombre sensiblement égal à celui des espèces de mammifères et trois fois moins nombreux que les espèces d'oiseaux. Actuellement, environ 30 nouveaux minéraux sont définis par an.

Sur la base de leurs compositions chimiques, les minéraux sont groupés en 9 classes. Cependant, leur importance géologique est très variable : on estime qu'avec 300 minéraux, on forme 99,9 % de l'écorce terrestre, avec 30 minéraux, 99 %, et avec 15 minéraux, 90 %. La classe des silicates domine toutes les autres : à ce jour, elle comporte 950 minéraux et compose 92 % du volume de la croûte terrestre. La sous-classe des tectosilicates regroupe les minéraux essentiels à la charpente de cette croûte, notamment le quartz et les feldspaths, dont ils élaborent à eux seuls 64 %. Outre les silicates, les autres minéraux importants sont essentiellement des minéraux constitutifs de roches sédimentaires : calcite, dolomite, gypse, hématite, magnétite et goéthite. L'importance économique des minéraux est encore différente. L'essentiel des minerais sont des métaux natifs, des sulfures et des oxydes, tandis que les minéraux industriels concernent davantage de classes minéralogiques : sulfates (gypse, anhydrite), silicates (argiles, andalousite, etc.), carbonates (calcite), chlorures (halite, sylvite, etc.), oxydes (corindon, chromite, etc.), phosphates (apatite), natifs (soufre, diamant, graphite, etc.).

Les ressources minérales se divisent en cinq catégories de substances : les minerais, les minéraux industriels, les matériaux de carrière, les ressources énergétiques, et l'eau, une ressource dont l'étude n'est pas l'objet du présent ouvrage. Les gemmes, parfois classées dans une catégorie spécifique, sont le plus souvent considérées comme des minéraux industriels.

■ MINERAIS : SOURCE DES MÉTAUX

Un minerai est un minéral ou une roche dont on peut extraire, avec profit, un ou plusieurs éléments. Cependant, cette définition lapidaire est ambiguë. En effet, pour le minéralogiste, le minerai est le minéral qui contient l'élément à récupérer : la galène (PbS) pour le plomb, la chalcopryrite (CuFeS_2) pour le cuivre, etc., c'est le minerai au sens strict (tableau 2.1). Pour le mineur par contre, le minerai désigne la masse de matériau abattu en mine dans son ensemble, et non pas le seul minéral pouvant être valorisé : c'est le minerai au sens large. Ainsi, un grès imprégné d'hématite est un minerai de fer, et du quartz à galène, un minerai de plomb, bien que la proportion de minerais « vrais », l'hématite et la galène, y soit au plus de quelques dizaines de pour cent. Dans le cas de l'or, le minerai est souvent un quartz à sulfures et or, dans lequel le minerai strict, l'or natif, ne représente que quelques grammes par tonne. Cette acception plus large est très proche de la définition du dictionnaire Larousse (« roche contenant des minéraux utiles en proportion notable »), et n'a pas de connotation d'exploitation. Cette notion de minerai rejoint les notions de gisement et de teneur, lesquelles possèdent une dimension économique essentielle (voir la section 4.1 du chapitre 4).

Après l'extraction du minerai, l'obtention d'un produit commercialisable nécessite une suite d'opérations complexes désignée sous le nom de minéralurgie. Celle-ci débute par un concas-

Tableau 2.1 - Principaux minerais. Les teneurs théoriques sont exprimées en poids de l'élément considéré. Certains éléments sont présents en traces dans leurs minerais (hafnium, cadmium, germanium, etc.) et sont donc absents de la formule chimique standard. Les terres rares mineures (samarium, europium, erbium, thulium, etc.) sont présentes en faibles quantités dans les minerais de cérium, lanthane et yttrium. Le rôle de minerai principal est surtout lié à l'abondance d'un minéral, davantage qu'à sa teneur : des minerais accessoires peuvent ainsi avoir une teneur plus élevée que le minerai principal; ils restent « accessoires » du fait de leur plus grande rareté. Les compositions des minerais accessoires sont données dans l'annexe minéralogique.

Élément	Minerai principal	Composition	Teneur (%)	Minerais accessoires	Teneur (%)
aluminium	bauxite	diaspore + boehmite + gibbsite	45		
antimoine	stibine	Sb ₂ S ₃	72		
argent	tétraédrite	(Cu,Ag) ₁₂ Sb ₄ S ₁₃	0 à 32	argent natif pyrrargyrite - proustite polybasite - pearcécite	80 à 100 60 à 65 57 à 77
arsenic	arsénopyrite	FeAsS	46		
baryum	barytine	BaSO ₄	59		
béryllium	béryl	Be ₃ Al ₂ Si ₆ O ₁₈	5		
	bertrandite	Be ₂ Si ₂ O ₇ (OH) ₂	15		
bismuth	bismuthinite	Bi ₂ S ₃	76 à 81		
cadmium	sphalérite	ZnS	0 à 2		
cérium	monazite	CePO ₄	29 à 70	bastnaésite	64
césium	lépidolite	K(Li,Al)Si ₄ O ₁₀ (F,OH) ₂	0 à 1		
chrome	chromite	FeCr ₂ O ₄	20 à 46,5		
cobalt	skuttérodite	CoAs ₂₋₃	21 à 28	linnéite cobaltite	40 à 58 28 à 35,5
cuivre	chalcopryrite	CuFeS ₂	35	covellite	66,5
	bornite	Cu ₅ FeS ₄	63	digénite	78
	chalcocite	Cu ₂ S	80	énargite	48,5
étain	cassitérite	SnO ₂	79		
fer	magnétite	Fe ₃ O ₄	72,3	goethite	63
	hématite	Fe ₂ O ₃	70	« limonite »	60 à 65
fluor	fluorine	CaF ₂	48,5		
germanium	sphalérite	ZnS	0 à 0,2		
hafnium	zircon	ZrSiO ₄	0 à 1,5		
lanthane	monazite	CePO ₄	< 15	allanite	0 à 18
				samarskite	0 à 10
lithium	spodumène	LiAlSi ₂ O ₆	3,8	lépidolite	3,5 à 4
				pétalite	2

sage et un broyage plus ou moins poussés, et se poursuit par des opérations physiques et/ou chimiques comme la flottation ou la cyanuration destinées à séparer le minéral économique des autres. Le produit commercialisable est habituellement un concentré dans lequel le ou les minéraux économiques sont fortement enrichis par rapport au minerai de départ. Le concentré subit ensuite une opération chimique, souvent une fusion, qui fournit le ou les éléments recherchés : un solide (cuivre, or, plomb, etc.), un liquide (mercure) ou un gaz (fluor, brome, etc.).

■ MINÉRAUX INDUSTRIELS

Les minéraux industriels, ou substances utiles, sont des roches ou des minéraux munis de propriétés physiques remarquables qui sont à l'origine de leur utilisation industrielle. Il peut s'agir d'une forte dureté qui leur vaut une place dans les industries de coupe et d'abrasion (diamant, corindon, etc.), d'une densité élevée (élaboration de boues lourdes avec la barytine), d'une texture adaptée à un rôle de charges minérales (kaolinite, talc ou calcite en papeterie), d'une résistance électrique ou thermique (micas, talc, andalousite, etc.) ou, encore, d'une couleur (calcite, kaoli-

Tableau 2.1 - Principaux minerais (suite et fin).

Élément	Minerai principal	Composition	Teneur (%)	Minerais accessoires	Teneur (%)
magnésium	magnésite	MgCO ₃	29		
	eau de mer	magnésium	0,13		
manganèse	pyrolusite	MnO ₂	63		
	manganite	MnO(OH)	62,5		
mercure	cinabre	HgS	87		
molybdène	molybdénite	MoS ₂	60		
néodyme	monazite	CePO ₄	< 15		
nickel	pentlandite	(Fe,Ni) ₉ S ₈	19 à 34		
	garniérite (népouite)	Ni ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	46		
niobium	pyrochlore	(Ca,Na)Nb ₂ O ₆ (OH,F)	52,5	columbite	< 55
or	or	(Au,Ag)	60 à 100		
platine	platine	Pt	90 à 100	sperrylite	56,5
plomb	galène	PbS	87		
rhénium	molybdénite	MoS ₂	0 à 1		
rubidium	lépidolite	K(Li,Al)Si ₄ O ₁₀ (F,OH) ₂	0 à 1		
silicium	quartz	SiO ₂	46,7		
strontium	célestite	SrSO ₄	48		
tantale	tantalite	(Fe,Mn)(Ta,Nb) ₂ O ₆	< 70,5	columbite	< 20
thorium	monazite	CePO ₄	0 à 16	xénotime	0 à 15
titane	ilménite	FeTiO ₂	31,5	rutile	60
tungstène	wolframite	(Fe,Mn)WO ₄	60,5		
	scheelite	CaWO ₄	63,8		
uranium	uraninite (pechblende)	UO ₂	88	autunite	48,2
				torbernite	48
yttrium	bastnaésite	(Y,Ce,La) (CO ₃)F	53	gadolinite	5 à 38
	xénotime-Y	YPO ₄	48,5	fergusonite	3 à 36
zinc	sphalérite	(Zn,Fe)S	55 à 67		
zirconium	zircon	ZrSiO ₄	50		

nite, etc.). Ces propriétés permettent aux minéraux industriels d'alimenter de très nombreuses filières : papeteries, céramiques (réfractaires, carrelages, sanitaires, faïences, tuiles, briques, etc.), verreries, chimie, pharmacie, automobiles, etc. On recense actuellement environ 80 minéraux industriels exploités (tableau 2.2), parmi lesquels la kaolinite, la calcite, la barytine, l'amiante, le diamant, le graphite, le talc, le sel, la potasse, l'andalousite, les feldspaths, la muscovite, etc. À la différence des minerais, les minéraux industriels sont employés soit bruts, après un affinage mécanique ou physique qui consiste souvent en une simple concentration et purification hors des procédés chimiques et thermiques, soit élaborés afin d'obtenir un produit final de transformation, comme les céramiques ou les composites.

Les minéraux industriels sont donc utilisés pour eux-mêmes en conservant leur structure naturelle, au besoin aménagée, alors que les minerais sont détruits afin d'en libérer un élément. Si cette différence semble évidente, la limite entre ces deux catégories n'est pas, en fait, aussi tranchée et plusieurs minéraux jouent un double rôle. Des minéraux industriels usuels comme la halite et la barytine peuvent ainsi subir des traitements élaborés afin d'en extraire respectivement sodium et chlore, ou baryum, les transformant alors en minerais. À l'inverse, certains minerais possèdent un éventail d'utilisations en fonction de leurs compositions chimiques. La chromite (FeCr₂O₄) est un minerai de chrome, sauf lorsqu'une forte teneur en aluminium (Al³⁺ se substituant à Fe³⁺) la rend impropre à cet usage : elle devient alors un minéral industriel employé comme réfractaire. De façon similaire, la bauxite est un minerai d'aluminium seulement lorsque

Tableau 2.2 - Principaux minéraux industriels avec leurs usages essentiels. On entend par usage brut un usage ne nécessitant qu'une purification généralement mécanique, et par usage élaboré un usage nécessitant un traitement conséquent du minéral, de nature thermique (cuisson, déshydratation, etc.), chimique (dissolution), ou autre. Certains minéraux jouent un double rôle de minéral industriel et de minerai (fluorine, barytine), ou l'un ou l'autre selon leur composition (chromite). Le gypse est habituellement classé dans les matériaux de construction du fait que la quasi-totalité de sa production est utilisée pour la fabrication de plâtre.

Minéral industriel	Usages bruts	Usages élaborés
andalousite, disthène	aucun notable	matériaux réfractaires (sidérurgie, chimie)
amiante (serpentine, amphibole)	exceptionnellement pierre fine (« œil-de-tigre »)	matériel d'isolation et de construction (fibrociments), matériaux composites
argiles nobles (attapulgite, sépiolite, etc.)	barrières de confinement, géotextiles, matériaux isolants, filtres	chamottes, carrelages et autres céramiques
argiles communes (montmorillonite, beidellite, etc.)	barrières de confinement, géosynthétiques, forages pétroliers, matériaux absorbants	briques, tuiles, boisseaux de cheminée, composites, etc.
barytine	boues denses (industrie pétrolière), charges minérales (moquettes), équipements automobiles (plaquettes de freins, disque d'embrayage), bétons denses	minerai de baryum
borates	fondants métallurgiques, détergents	minerai de bore, fibres et laine de verre
calcite	charges minérales (papeterie, plastiques, etc.)	charges minérales PCC et GCC (surtout pharmacie)
chromite	matériaux réfractaires (chromite riche en aluminium)	minerai de chrome (chromite riche en chrome)
corindon	abrasifs	joaillerie (variétés rubis et saphir)
diamant	outils de coupe	joaillerie
diatomite	absorbants, filtration et abrasifs industriels	
feldspath	exceptionnellement pierre fine (« pierre de lune »)	porcelaines, céramiques, émail des pièces sanitaires
fluorine	fondant industriel (acier, aluminium)	minerai de fluor
graphite	creusets et ustensiles réfractaires, lubrifiants	
grenat	abrasifs, exceptionnellement pierre fine	
kaolin	charges minérales (papeterie, plastiques, caoutchouc, etc.)	faïence, porcelaine, peintures, dégraissants
magnésite	ciments à prise rapide	minerai de magnésium et source de magnésie (produits réfractaires)
muscovite	papiers peints, matériaux isolants électriques	
phosphates	aucun notable	source de phosphore, engrais
sel (halite)	industrie alimentaire, déneigement, engrais	source de chlore et de sodium
soufre	aucun notable à l'heure actuelle	dérivés soufrés (acide sulfurique, sulfates, sulfonates, etc.), explosifs, etc.
sylvite (potasse)	aucun notable	engrais, source de potassium, brome et iode
quartz	verres, moules de fonderie, fabrication d'aciers (ferrosilicium), abrasif (carborundum)	fibres optiques, quartz de synthèse, quartz piézoélectrique (industries électronique et informatique)
talc	charges minérales (papeterie, plastiques, caoutchoucs, peintures, etc.), céramiques, isolation, aliments animaliers, etc.	charges minérales (savons, poudres cosmétiques, etc.)
vermiculite	matériaux d'isolation thermique et phonique, emballages, bétons spéciaux	matières échangeuses d'ions
wollastonite	papeterie (usage mineur)	tuiles, céramiques, matériaux électriques isolants
gypse	exceptionnellement pierre de décoration (albâtre)	fabrication du plâtre (bâtiment)

sa teneur dépasse 40 % Al; en deçà, elle devient un minéral industriel utilisé également comme réfractaire. De même, la fluorine est un minerai de fluor lorsqu'elle est très pure; elle devient un minéral industriel, employé, notamment, comme fondant dans les industries de l'acier et de l'aluminium, lorsque sa pureté baisse (tableau 2.3).

Le faible prix de la majorité des minéraux industriels (de 5 à 100 € la tonne en première approximation) a des répercussions fondamentales sur les marchés. En effet, le coût du transport grève fortement le prix de la matière première livrée : les industriels sont donc contraints de rechercher

Tableau 2.3 - Fluorine. Qualités commerciales de la fluorine avec ses spécifications chimiques et ses principales utilisations (d'après Harben, 2002).

Nom industriel	Minimum CaF ₂ (%)	Maximum SiO ₂ (%)	Maximum S (%)	Autres limitations
Qualité chimique (<i>acidspar</i>)	97	1,5	0,1	< 12 ppm As, 100-550 ppm pour P, Pb, Cd, et CaCO ₃
Utilisations	acide fluorhydrique et chimie du fluor : acides fluoborique et fluorosilicique, chlorofluorocarbones (CFC), hydrochlorofluorocarbones (HCFC), hydrofluorocarbones (HFC), perfluorocarbones (PFC), fluorures variés; enrichissement de l'uranium en ²³⁵ U dans l'hexafluorure UF ₆			
Qualité céramique	95-96 (qualité 1), 93-94 (qualité moyenne), 85-90 (qualité 2)	3		< 0,12 % Fe ₂ O ₃ , CaCO ₃
Utilisations	verrerie et émaux (opacifiant); fabrication de calcium et de magnésium métal, de fibres de verre, intervient dans le procédé de fusion du zinc etc.			
Qualité métallurgique (<i>meispar</i>)	80	15	0,3	
Utilisations	fabrication des aciers (abaissement du point de fusion, régulation de la viscosité, amélioration de la fluidité, meilleure extraction des impuretés, etc.); production de carbure de calcium, etc.			

un approvisionnement local ou régional, et les échanges intercontinentaux sont exceptionnels, limités à des minéraux rares ou de forte valeur.

■ MATÉRIAUX DE CARRIÈRE

Les matériaux de carrière, aussi appelés matériaux de construction, ne seront pas largement développés dans le présent ouvrage, leur genèse s'identifiant à celles des formations géologiques (granites, basaltes, alluvions, etc.) et ne nécessitant pas l'intervention de processus de concentration particulier. Nous ne donnerons ici que quelques considérations générales à leur sujet.

Avant l'avènement du béton, la nature des pierres de construction était le reflet de la géologie régionale. Les cathédrales de Paris, de Bourges, de Chartres et d'Orléans sont édifiées en calcaires du Bassin parisien, celles de Clermont-Ferrand sont en trachyandésite, celle de Strasbourg est en grès vosgien, alors que les monuments bretons sont en granite, et les principaux édifices de Montréal en calcaire gris. Ce reflet de la géologie régionale se retrouve aussi dans la couverture des bâtiments : les ardoises dans les massifs anciens, les lauzes (dalle de phonolite) dans certaines régions volcaniques, et les tuiles (argiles cuites) dans les bassins sédimentaires. Cette tradition architecturale se perpétue encore dans certaines constructions modernes non seulement pour conserver un cachet régional, mais aussi pour des raisons de coût, le transport grevant lourdement ces matériaux de faible valeur pondérale.

Matériaux de carrière indispensables, les granulats sont des fragments de roche d'une taille variant de 0 à 125 mm, comprenant sables, graves, graviers et petits blocs, provenant de l'exploitation d'alluvions ou de concassage de roches massives. Employés bruts, sans autre préparation qu'un lavage et un criblage, les granulats sont essentiels au bâtiment et à la voirie. Ils entrent dans la confection des structures routières et des ballasts de voies ferrées (les deux tiers de la consommation française), des bétons et des mortiers (le tiers de la consommation), ceux-ci employant respectivement 1,9 et 1,7 tonne de granulats par m³. En France, la consommation annuelle (équilibrée avec la production) est stable aux environs de 400 Mt. La consommation mondiale est difficile à chiffrer, mais elle se situe vraisemblablement aux alentours de 18 Gt en 2007 (dont 2,95 Gt pour les États-Unis [chiffre USGS]).

Les matériaux de carrière peuvent aussi être employés comme produits transformés, ou manufacturés. Les plus communs sont le ciment, obtenu par calcination vers 1450 °C de calcaire (75 %) additionné d'argiles (20 %) et de gypse (5 %), les tuiles et les briques issues d'argiles durcies à la cuisson, et le plâtre obtenu par déshydratation partielle de gypse entre 120 et 160 °C; sa

composition est $\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2} \text{H}_2\text{O}$. La prise du plâtre est la recristallisation par réhydratation d'une multitude de microcristaux de gypse. Le verre résulte d'une fusion à haute température de sable siliceux, en présence de fondants et de divers additifs. De nombreux autres minéraux industriels (amiante, micas, etc.) entrent dans la composition de matériaux de construction.

■ RESSOURCES MINÉRALES ÉNERGÉTIQUES

Les ressources minérales énergétiques (ou substances énergétiques) sont utilisées comme source d'énergie et comprennent le pétrole, le gaz naturel, les charbons et l'uranium. Il convient d'y ajouter les sables et schistes bitumineux, ainsi que les clathrates, ces hydrates de gaz qui, dans une perspective de pénurie pétrolière programmée, commencent à faire l'objet d'investigations sérieuses. Une grande part de l'énergie électrique dans le monde provient de ces ressources minérales (tableau 2.4).

Pétrole et gaz sont des hydrocarbures naturels issus de la lente transformation dans des bassins sédimentaires subsidents de matières organiques où domine largement le phytoplancton. Tous

Tableau 2.4 - Production brute d'électricité et ressources minérales (en 2005 sauf indication contraire). Les pays bien dotés en combustibles fossiles privilégient cette source d'énergie : charbon (Pologne, Australie, Allemagne), gaz (Pays-Bas, Russie avec 43 %), ou pétrole (Arabie, Mexique, Royaume-Uni). Ceux au réseau hydrographique très développé favorisent l'hydroélectricité (Norvège, Islande, Canada, Amérique du Sud notamment le Brésil -86 %-, Suisse). D'autres développent les énergies renouvelables : l'éolien (Danemark, Espagne, Pays-Bas) ou la géothermie (Islande, Nouvelle-Zélande). Ces derniers pays sont aussi le plus souvent ceux dont les besoins énergétiques sont parmi les plus faibles. En 2006, le nucléaire fournissait 17 % de l'électricité mondiale grâce à 442 réacteurs répartis dans 31 pays, mais seulement 7 % de l'énergie consommée dans le monde. Une centrale nucléaire fournit entre 1000 et 2000 MW. En 2005, le pétrole ne produit plus que 6,9 % de l'électricité mondiale contre 25 % en 1975. En France, l'électricité d'origine renouvelable représentait 11,0 % en 2005 (dont hydraulique 92 % soit 10,12 % du total; déchets urbains : 2,9 % soit 0,32 %; bois-énergie : 2,4 % soit 0,26 %; éolien 1,7 % soit 0,19 %). 1 TWh = 1 milliard de kWh (d'après AIE/OCDE et documents inédits).

Pays	Nucléaire (%)	Combustibles fossiles (%)	Hydraulique (%)	Renouvelables (éolien, solaire, géothermie, etc.) (%)	Total produit (TWh)
Afrique (2003)	2,5	80,0	17,1	0,3	507,1
Allemagne	26,3	61,5	4,5	7,7	619,0
Amérique du Sud (2003)	2,5	26,7	68,3	2,6	829,0
Arabie (2003)	-	100	-	-	120,696
Australie	-	92,9	6,3	0,8	248,4
Belgique	55,2	40,4	1,8	2,5	86,2
Canada	14,6	25,0	58,7 (Québec : 95,6)	1,6	628,4
Chine (2003)	2,2	83,1	14,6	0,1	1942,9
Danemark	-	73,4	-	26,6	36,8
Espagne	19,5	62,4	8,2	9,9	294,9
États-Unis	18,9	71,9	6,8	2,4	4282,1
Finlande	33,0	42,1	19,6	5,4	70,5
France	78,5	10,4	9,8	1,3	575,4
Irlande	-	91,5	3,8	4,6	26,0
Islande	-	-	80,5	19,5	8,7
Italie	-	76,9	14,0	9,0	302,4
Japon	27,7	62,6	8,2	1,5	1057,5
Maroc (2004)	-	89,0	11,0	-	16,4
Norvège	-	0,4	98,9	0,7	138,1
Nouvelle-Zélande	-	34,5	55,7	9,8	42,0
Pays-Bas	4,0	86,9	0,1	9,0	100,2
Pologne	-	96,3	2,4	1,3	157
Royaume-Uni	20,4	74,9	1,8	2,8	399,5
Russie (2003)	15	64	20	1	889,0
Suède	45,4	3,3	46,0	5,2	159,0
Suisse	39,0	2,2	55,4	3,4	59,7
Turquie	-	75,3	24,5	0,2	162
Total monde (2003)	15,74	66,05 (charbon 39,9 ; gaz 19,3 ; pétrole 6,9)	16,28 (19 % en 2004)	1,93	16741,9

deux résultent du même processus génétique et sont de ce fait fréquemment associés au sein des gisements d'hydrocarbures.

■ SITES D'EXTRACTION ET CODES MINIERS

Dans la plupart des pays, une mine est une exploitation souterraine et une carrière est une exploitation de surface. En France cependant, la distinction est, en fait, purement juridique et administrative, indépendante du type d'exploitation. Les mines désignent les sites d'exploitation des substances dites concessibles, principalement les substances énergétiques (combustibles fossiles et uranium), les minerais métalliques et certains minéraux industriels (sel, potasse, fluorine, graphite, diamant, phosphates, etc.). La liste des substances concessibles est fixée et, au besoin, modifiée par le Conseil d'État. Le gisement appartient à l'État qui en concède l'exploitation à des sociétés minières et verse une redevance au propriétaire du sol. Une mine à ciel ouvert (MCO), ou découverte, ne se distingue donc d'une carrière que par la substance extraite. Le terme de carrière s'applique à toute exploitation de matériaux non concessibles : les matériaux de construction (granulats, calcaires, marbres, pierres de taille, ardoises, etc.), les minéraux industriels non concessibles (argiles, kaolin, gypse, diatomite, talc, barytine, amiante, etc.), les matériaux agricoles (tourbes, amendements, etc.). Les carrières appartiennent au propriétaire du sol et font l'objet d'un simple droit d'exploitation.

Si la réglementation minière remonte à l'Antiquité, l'un des codes fondateurs demeure un arrêt royal de Louis XV (1744), qui affirme la propriété royale sur « le tréfond », c'est-à-dire le sous-sol. Adapté et précisé par Napoléon dans un contexte de blocus économique, cet arrêt devient le code minier dont le but était de promouvoir la prospection minière. Le « système anglais », longtemps appliqué par l'Angleterre et ses anciennes colonies et établissant que le propriétaire du sol est aussi celui du sous-sol, tend à disparaître. L'organisation en permis de petite taille (*claim*) remonte à la ruée vers l'or dans l'Ouest américain, afin de réglementer les relations, parfois houleuses, entre les prospecteurs.

■ CONCENTRATION MINÉRALE, TENEURS, GÎTES, GISEMENTS ET MÉTALLOTECTE

Les notions de gîte minéral et de gisement ont une composante double, à la fois scientifique et économique. L'approche scientifique développe l'étude de leurs caractéristiques, de leur genèse, de leur place dans l'histoire géologique régionale. L'approche économique évalue leurs potentialités économiques et leur exploitation; c'est le domaine de l'économie minière qui fait intervenir des termes spécifiques : minerai, gisement, teneur, réserve. Teneurs et tonnages varient selon des ordres de grandeurs et jouent donc un rôle essentiel pour définir les concentrations minérales (figure 2.3).

Si la plupart des matériaux de carrière et certains minéraux industriels sont exploitables en masse dans des exploitations, d'autres ressources minérales, notamment les minerais, sont le plus souvent très dispersées dans la nature. Pour être exploitables, ces minerais doivent avoir été rassemblés sous l'action de phénomènes naturels variés, afin de former des concentrations minérales, désignées sous le terme de minéralisation, et exploitées dans des gisements. Une concentration minérale est un site sur lequel un ou plusieurs éléments ont été concentrés sous une forme minéralogique donnée (sulfure, oxyde, silicates, etc.). Cette notion est donc très importante et intimement liée à la substance exploitée.

La **teneur** est la proportion d'un métal (plomb, or, etc.) ou d'un minéral industriel (kaolinite, diamant, talc, etc.) contenue dans un minerai (au sens large) ou un gisement, mesurée par analyse chimique sur un fragment représentatif de minerai. Elle s'exprime en pourcentage lorsque cette

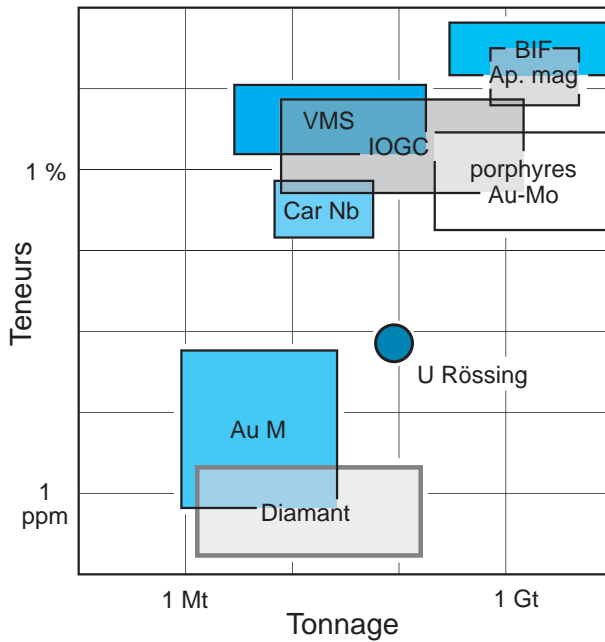


Figure 2.3 - Diagramme tonnage-teneur de grands types de gisements.

BIF = *Banded Iron Formations*;

Ap. Mag = apatite et magnétite (type Kiruna);

VMS = *volcanogenic massive sulfides*;
IOGC = fer-oxydes (*Iron Oxydes Gold Copper deposits*);

Car Nb = carbonatite à niobium;

Au M = or mésothermal;

Rössing = pegmatite à uranium.

proportion est élevée (plomb, cuivre, fer), en ppm (partie par million), équivalent des g/t (gramme par tonne de minerai), lorsqu'elle est basse (or, platine, argent). Cependant, les unités de mesures pondérales varient selon les pays. La plupart des pays utilisent le système métrique, et donc la tonne, tandis que les États-Unis conservent le système impérial et utilisent les termes de *short ton* et de *long ton* (tableau 2.5). Pour les métaux précieux, les g/t sont parfois remplacés par l'once Troy (oz/t) de 31,1035 g, mesure officielle de l'or et du platine sur les marchés internationaux. Le terme de Troy vient du commerce des céréales à la foire médiévale de Troyes, en Champagne.

Il existe plusieurs concepts liés à la teneur : teneur moyenne, teneur de coupure, teneur limite, etc. La teneur la plus couramment utilisée est la teneur moyenne, représentative de l'ensemble de la concentration minérale et établie par des méthodes statistiques d'échantillonnage. Cette teneur moyenne est étroitement liée aux tonnages exploités, aux réserves, donc à la notion de gisement (voir le chapitre 4). Du strict point de vue de la teneur, on peut considérer comme gisement d'or une concentration minérale notable qui contient plus de 1 g/t d'or, comme gisements de plomb ou de fer des concentrations contenant respectivement plus de 10 % de plomb et 50 % de fer. La taille d'un gisement varie donc énormément selon la substance (tableau 2.6; figure 2.3). En 2007, à l'échelle mondiale, un gisement d'or respectable commence à 50 tonnes d'or et un très grand gisement en contient plus de 250 tonnes, alors qu'un gisement de fer ne peut contenir moins de 50 millions de tonnes de minerai. Dans un gisement filonien, le minerai est habituellement disséminé de façon irrégulière dans le corps filonien, avec des zones particulièrement riches prenant l'aspect de lentilles verticales, connues sous le nom de colonnes.

Le **tout-venant** désigne le matériau abattu en mine, contenant le minerai au sens du mineur et les roches encaissantes; la mécanisation et les contraintes d'exploitation moderne entraînent un abattage souvent peu sélectif dans lequel le minerai ne peut représenter qu'un faible volume. Par opposition au minerai, le **stérile** désigne les matériaux non commercialisables qui seront rejetés

Tableau 2.5 - Unités de mesure pondérale du système anglo-saxon et du système métrique. La *ton* anglosaxonne est toujours la *short ton*. avdp = avoirdupois (mot français médiéval désignant toutes les unités légales de masse dans le système traditionnel britannique). Troy : vient de Troyes en Champagne (France), site d'un grand marché médiéval.

Mesures anglo-saxonnes	Equivalent métrique	Mesures internationales	Valeur
ounce (once avdp) (oz)	28,3495 g	carat (ct)	0,2 g
pound (livre avdp) (lb) (16 oz) 1 kilogramme (kg)	0,453592 kg 2,204624 livres avdp	carat (teneur en or d'un alliage)	1 ct = 1/24 d'or pur = 41,66667 mg d'or/g
ounce Troy (once Troy) (oz t)	31,1035 g	brent Baril (bbl)	42 US gallons ou 35 UK gallons = 158,9868 litres
		1 m ³	6,28983 barils
pound (livre Troy) (lb t) (12 oz)	0,373242 kg	flasque	76 pound avdp = 34,473 kg
long ton, lt (tonne longue = 2240 lb avdp)	1,0160469 t	ppm	1 g/t = 0,0001 %
unité de tonne longue, long ton unit (ltu)	1 % d'une long ton = 22,4 livres avdp	ppb	1 mg/t
		1 %	10 000 ppm
metric ton, mt (tonne métrique)	1000 kg = 1 tonne t = 2 204,62 livres avdp = 1,1023 short ton		
unité de tonne métrique (mtu)	1 % de tonne métrique = 10 kg		
short ton = ton, t (tonne courte = 2000 lb avdp)	0.9071848 t		
Conversion			
Multiplier	par	pour obtenir	Domaine spécifique d'utilisation
oz /ton = onces /tonne courte	34,28574	g/t	métaux précieux
exemple : 1 million d'onces	34,28574 x 10 ⁶	34,3 tonnes	métaux précieux
oz Troy/ton	34,2857	g/t	métaux précieux
oz Troy/ton	1,12	oz Troy/ long ton	
oz Troy/ton	1,023	oz Troy/ tonne	
oz Troy/long ton	30, 6123	g/t	métaux précieux
oz avdp	1,09714	oz t	
lb/ton	0,5000	kg/t	
lb/long ton	0,44643	kg/t	
lb de U ₃ O ₈	2,6	kg U	uranium
short ton U ₃ O ₈	0,769	tonne d'U	uranium

au cours du traitement; il comporte non seulement la roche encaissante, la gangue, mais aussi et très souvent du minerai pauvre, non traité.

La **gangue** désigne les minéraux associés au minerai, souvent non valorisables, comme le quartz, les carbonates et la barytine, et qui seront rejetés. Cette définition est cependant à nuancer : la fluorine et la barytine qui accompagnent communément les métaux de base sont parfois récupérées et vendues dans certaines exploitations.

Un **indice** est une indication de la présence de minéralisation sans indication de valeur économique; les Anglo-Saxons utilisent le terme d'occurrence, impropre en français. On notera, toutefois, que le terme est utilisé par la classification de l'ONU pour indiquer soit la présence d'une minéralisation sans certitude géologique précise (occurrence minérale), soit une concentration minérale ne présentant aucun intérêt économique (occurrence non économique). Un **gîte** est une concentration naturelle significative d'une ou de plusieurs substances. Ce terme n'a pas

Tableau 2.6 - Taille des concentrations minérales. Les tonnages indiqués sont les minima pour appartenir aux différentes classes. Classe A : gisement géant; classe B : grand gisement; classe C : gisement moyen; classe D : petit gisement. Pour les minéraux industriels et les matériaux de construction, les chiffres sont ceux des tonnages bruts en place. Noter que les substances sont exprimées et commercialisées sous différentes unités. Mt = million de tonnes; kt = millier de tonnes; t = tonne; Mct : million de carats (d'après documents BRGM, inédits).

Substance	Unités	Classe A	Classe B	Classe C	Classe D
Métaux					
Aluminium	bauxite	1 000 Mt	100 Mt	10 Mt	1 Mt
Antimoine	métal	50 kt	10 kt	2 kt	1 kt
Argent	métal	10 000 t	2 500 t	500 t	100 t
Béryllium	BeO	10 000 t	1 000 t	100 t	10 t
Bismuth	métal	5 000 t	1 000 t	200 t	20 t
Chrome	Cr ₂ O ₃	10 Mt	2 Mt	0,5 Mt	10 kt
Cobalt	métal	100 000 t	10 000 t	2 000 t	200 t
Cuivre	métal	10 Mt	1 Mt	0,1 Mt	10 kt
Étain	métal	100 kt	20 kt	2 kt	0,5 kt
Fer	métal	5 000 Mt	500 Mt	50 Mt	5 Mt
Lithium	Li ₂ O	100 000 t	10 000 t	1 000 t	100 t
Magnésium	MgCO ₃	100 Mt	20 Mt	5 Mt	0,5 Mt
Manganèse	métal	100 Mt	10 Mt	1 Mt	0,1 Mt
Mercur	métal	50 000 t	5 000 t	1 000 t	100 t
Molybdène	métal	500 kt	50 kt	5 kt	1 kt
Nickel	métal	2 000 kt	200 kt	20 kt	2 kt
Niobium	Nb ₂ O ₅	1 000 kt	100 kt	10 kt	1 kt
Or	métal	250 t	50 t	10 t	1 t
Platinoïdes	Pt métal	1 000 t	100 t	10 t	1 t
Plomb	métal	5 Mt	0,5 Mt	50 kt	5 kt
Strontium	sels	1 000 kt	100 kt	10 kt	1 kt
Tantale	Ta ₂ O ₅	10 000 t	1 000 t	100 t	10 t
Terres rares	RE ₂ O ₃	1 000 kt	100 kt	10 kt	1 kt
Thorium	métal	100 kt	10 kt	1 kt	0,1 kt
Titane (ilménite)	TiO ₂	30 Mt	10 Mt	1 Mt	0,1 Mt
Tungstène	WO ₃	200 kt	50 kt	5 kt	1 kt
Uranium	métal	100 kt	20 kt	1 kt	0,1 kt
Vanadium	métal	100 kt	10 kt	0,5 kt	0,1 kt
Zinc	métal	5 Mt	0,5 Mt	50 kt	5 kt
Zirconium	ZrO ₂	1 000 kt	100 kt	10 kt	1 kt
Substances énergétiques					
Gaz	substance	5000 km ³	1000 km ³	100 km ³	10 km ³
Charbon, lignite	substance	10 000 Mt	1 000 Mt	100 Mt	5 Mt
Pétrole	recupérable	1 000 Mt	500 Mt	50 Mt	5 Mt
Roches bitumineuses	tonnes d'huile	1 000 Mt	100 Mt	10 Mt	1 Mt
Tourbe	substance	50 Mt	20 Mt	5 Mt	1 Mt
Roches et minéraux industriels					
Amiante	substance	10 Mt	1 Mt	0,1 Mt	10 kt
Andalousite	substance	5 Mt	2 Mt	0,5 Mt	0,1 Mt
Attapulgite, sépiolite	substance	5 Mt	2 Mt	0,5 Mt	100 kt

Tableau 2.6 - Taille des concentrations minérales (suite et fin).

Substance	Unités	Classe A	Classe B	Classe C	Classe D
Bentonite	substance	5 Mt	2 Mt	0,5 Mt	0,1 Mt
Borates	B ₂ O ₃	25 Mt	10 Mt	0,1 Mt	50 kt
Barytine	substance	5 Mt	1 Mt	0,2 Mt	50 kt
Calcite (charge)	substance	100 Mt	10 Mt	1 Mt	0,1 Mt
Corindon	substance	100 kt	20 kt	5 kt	1 kt
Diamant (industriel et gemme)	substance	100 Mct	10 Mct	1 Mct	0,1 Mct
Diatomite	substance	50 Mt	10 Mt	2 Mt	0,5 Mt
Dolomie	substance	50 Mt	10 Mt	2 Mt	0,5 Mt
Feldspath, néphéline	substance	10 Mt	5 Mt	1 Mt	0,1 Mt
Fluorine	substance	5 Mt	2 Mt	0,2 Mt	50 kt
Graphite	substance	1 Mt	100 kt	10 kt	1 kt
Kaolin	substance	50 Mt	10 Mt	2 Mt	0,5 Mt
Mica (feuilles)	substance	100 kt	10 kt	1 kt	0,1 kt
Perlite	substance	20 Mt	10 Mt	5 Mt	1 Mt
Phosphate	P ₂ O ₅	2 000 Mt	200 Mt	20 Mt	1 Mt
Pierres précieuses	substance	100 Mct	10 Mct	1 Mct	0,1 Mct
Potasse	K ₂ O	500 Mt	50 Mt	5 Mt	0,5 Mt
Quartz (pour ferrosilicium)	substance	10 Mt	1 Mt	100 kt	10 kt
Sable siliceux	substance	50 Mt	10 Mt	5 Mt	1 Mt
Sel (gemme)	substance	500 Mt	50 Mt	5 Mt	0,5 Mt
Soufre	substance	20 Mt	2 Mt	0,2 Mt	20 kt
Talc - pyrophyllite	substance	20 Mt	5 Mt	1 Mt	0,1 Mt
Vermiculite	substance	10 Mt	5 Mt	1 Mt	0,1 Mt
Wollastonite	substance	5 Mt	0,5 Mt	50 kt	10 kt
Zéolites	substance	10 Mt	5 Mt	1 Mt	0,1 Mt
Matériaux de construction					
Ardoise	substance	5 Mt	2 Mt	0,5 Mt	0,1 Mt
Argiles communes	substance	5 Mt	2 Mt	1 Mt	0,5 Mt
Argiles nobles	substance	5 Mt	2 Mt	1 Mt	0,5 Mt
Calcaire à ciment	substance	100 Mt	50 Mt	10 Mt	2 Mt
Calcaire à chaux	substance	10 Mt	5 Mt	1 Mt	0,1 Mt
Granite (ornemental)	substance	5 Mt	2 Mt	0,5 Mt	0,1 Mt
Granulats	substance	100 Mt	50 Mt	10 Mt	2 Mt
Gypse, anhydrite	substance	50 Mt	5 Mt	0,5 Mt	50 kt
Marbre	substance	5 Mt	2 Mt	0,5 Mt	0,1 Mt
Ponce, pouzzolane	substance	100 Mt	50 Mt	10 Mt	2 Mt

de connotation économique. Un gîte devient un **gisement** lorsqu'il est exploitable, c'est-à-dire quand on peut en extraire le minerai dans des conditions économiquement rentables. La notion de gisement est cependant plus complexe car elle repose en grande partie, comme celles de minerai et de réserve, sur des bases économiques qui seront abordées plus loin (voir la section 4.1 du chapitre 4).

La directive 43-101 du marché boursier de Toronto au Canada définit les termes de gisement et de gîte et leur utilisation dans des rapports géologiques en vue de cotation sur le marché

boursier. Plusieurs pays (notamment Australie, Afrique du Sud, Royaume Uni) disposent d'une législation similaire. Un gisement correspond à un tonnage minéralisé qui a atteint le stade de « réserves » et dont l'exploitation peut être passée, présente ou future. Un gîte correspond à un tonnage minéralisé au stade des ressources pour lequel on ne possède pas de faisabilité positive pour trois raisons principales :

- le projet n'est pas assez avancé sur le plan technique pour réaliser une faisabilité et démontrer l'existence de réserves, donc d'atteindre le stade de « gisement »;
- une faisabilité a été réalisée et la conversion des ressources en réserves n'a pu se faire, peu importe les raisons;
- une faisabilité ne paraît pas justifiée du fait d'une teneur ou d'un tonnage trop faible.

Un **métallotecte** est un objet géologique dont la présence ou l'absence peut annoncer un gîte. Il peut donc s'agir d'une faille, d'une formation géologique, d'un contact stratigraphique, qui contrôle et guide la minéralisation : c'est un métallotecte positif. Par contre, un métallotecte négatif inhibe la formation de gisement, tel qu'une surface d'érosion ou une migmatitisation. Par extension, un métallotecte (positif) désigne un guide de prospection fort utile en exploration minière.

Les relations chronologiques d'un gisement avec son encaissant demeurent une question essentielle. On utilise le terme de gisement **syngénétique** lorsque le gisement est synchrone de son encaissant, et de gisement **épigénétique** lorsque le gisement est plus récent que la formation qui le porte (figure 2.4). Ainsi, les amas de sulfures massifs sont fréquemment syngénétiques,

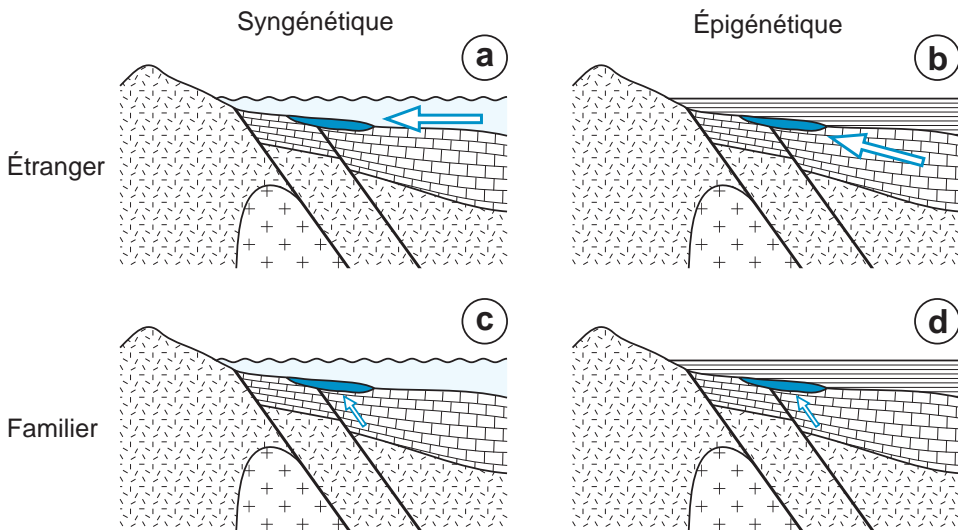


Figure 2.4 - Les quatre types de relations génétiques entre une minéralisation et son encaissant. Le diagramme illustre les relations temporelles (syngénétique, épigénétique) et la distance entre la source et le dépôt (étranger, familial). **a**) une minéralisation syngénétique étrangère est contemporaine du dépôt des roches encaissantes mais sa source est lointaine : c'est le cas par exemple des formations de fer rubanées; **b**) une minéralisation épigénétique étrangère est postérieure au dépôt des roches encaissantes et sa source est lointaine : c'est le cas entre autres des gisements de type de la Vallée du Mississippi; **c**) une minéralisation familière syngénétique correspond à un dépôt contemporain de l'encaissant dont la source est l'environnement immédiat : c'est un cas illustré par les gisements de chromite des roches ultramafiques; **d**) une minéralisation épigénétique familière correspond à une concentration d'origine locale, mais postérieure au dépôt de l'encaissant : c'est le cas des reconcentrations karstiques (d'après Routhier, 1963).

tandis que les filons sont, le plus souvent, épigénétiques. Bien qu'apparemment simple, cette question essentielle pour la compréhension et la prospection des gisements est souvent malaisée à résoudre.

Dans un district, lorsque des minéralisations de même source, mais d'âges et de types différents, se déposent au même endroit, on utilise le terme de **télescopepage**. L'écart entre les minéralisations peut être très faible, de 1 à 2 millions d'années au plus. Un exemple classique concerne le télescopepage entre des gisements épithermaux et des gisements porphyriques, cas illustré dès 1989 par Sillitoe et connu, notamment, dans le système alcalin de Porgera en Papouasie–Nouvelle-Guinée, à Ladolam, dans ce même pays (Müller *et al.*, 2002), à Lepanto aux Philippines (Arribas *et al.*, 1998) et à Cirotan en Indonésie (Milési *et al.*, 1994a). Lorsque des minéralisations sans lien génétique apparent s'associent dans un même district, le terme de superposition est alors utilisé; cette **superposition** peut se rapporter à des minéralisations très éloignées dans le temps.

2.1.3 Échelles de la métallogénie

La distribution des gisements est très hétérogène, à la fois dans le temps et dans l'espace. Ainsi, dans le temps, certaines périodes géologiques sont particulièrement favorables à la formation de gisements, par exemple la fin de l'Archéen ou le Crétacé pour les gisements de cuivre, ou le Tertiaire pour les gisements de molybdène (figure 2.5) : elles correspondent à des crises géologiques marquées par d'intenses magmatismes et/ou hydrothermalismes qui génèrent des concentrations minérales en grand nombre. Ces périodes particulières sont les **époques métallogéniques**, nombreuses à jalonner l'histoire de la Terre.

La durée d'une époque est très variable, de l'ordre du million d'années. Cependant, ces époques paraissent souvent plus longues, quand il s'agit de périodes anciennes, et plus courtes pour des périodes récentes; cela résulte d'un double effet de perspective et d'erreurs souvent grandissantes dans la détermination des événements les plus anciens. On peut également utiliser le terme de **cycle** pour désigner une succession de périodes métallogéniques, en liaison avec le cycle orogénique.

Dans l'espace, la répartition des gisements est également très inégale. On distingue des unités métallifères à des échelles différentes (figure 2.6; Michel *et al.*, 1964). Un **gisement** n'est généralement pas un corps minéralisé unique, mais un ensemble de plusieurs corps plus ou moins proches dont la plus grande dimension est généralement inférieure au kilomètre, caractérisé par une continuité des travaux miniers. Un **champ minéralisé** correspond au regroupement de plusieurs gisements; ses dimensions varient de 1 à 10 km. Un **district minéralisé** regroupe plusieurs champs dans une aire assez restreinte allant de 10 à 100 km. Les gisements peuvent y être de même nature (districts aurifères, uranifères), ou non : on utilise alors le terme de district polymétallique. Enfin, une aire ou une province correspond à une vaste zone (au-delà de 100 km). On utilise le terme de **province métallique** pour une zone riche d'un métal donné, quels que soient l'âge et le type des gisements présents. Plus précise, la notion de **province métallogénique** correspond à une province à concentration élevée en un certain type de gisement.

Comme exemples, citons la province aurifère du Witwatersrand sud-africain, et les provinces cuprifères de la cordillère des Andes et de la Copperbelt africaine en Zambie–République démocratique du Congo. Ces provinces adoptent fréquemment la forme allongée d'une ceinture (Routhier, 1980) reflétant l'organisation linéaire de l'événement géologique minéralisateur (paléorivage ou front de subduction par exemple). On peut interpréter ces provinces comme le résultat d'un paléoenvironnement particulièrement propice à former des concentrations, ou

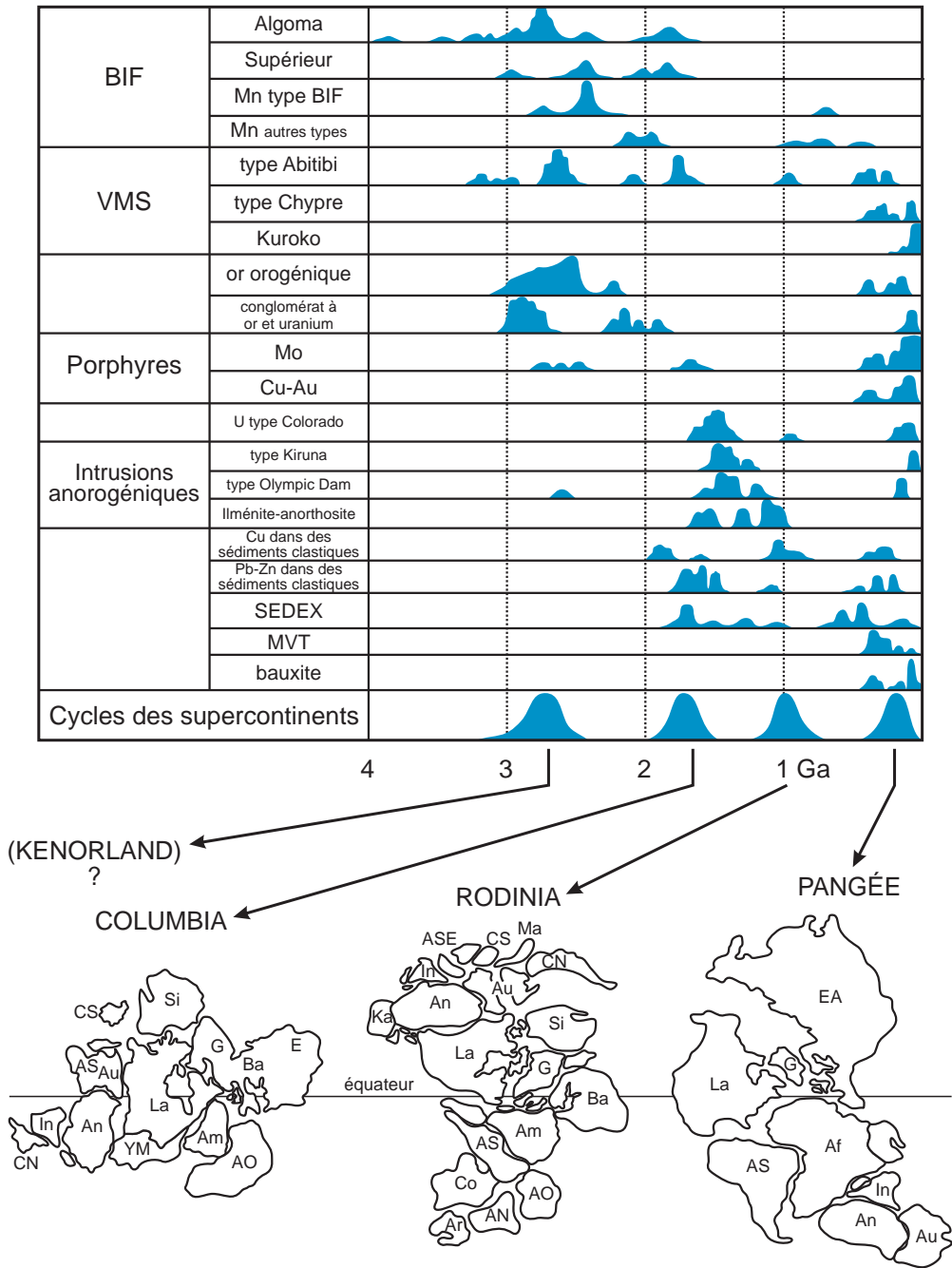


Figure 2.5 - Époques métallogéniques et fragmentation continentale. Les continents ont été regroupés à plusieurs reprises avant de se disperser. Les différents types de minéralisations apparaissent au cours du temps et marquent le cycle de Wilson (d'après Kerrich *et al.*, 2000).

comme les témoins de spécialisation géochimique de la lithosphère ou du manteau, ou une combinaison des deux. Dans l'hypothèse d'un enrichissement précoce et pérenne, les minéralisations s'exprimeraient aux mêmes sites à diverses époques du fait d'une mobilité relativement limitée des métaux dans les processus géologiques. Deux notions complémentaires expriment le transfert des métaux depuis la source jusqu'au gisement (Routhier, 1969) : on utilise le terme de **permanence** quand une même source est sollicitée à des époques différentes pour produire des gisements, et celui d'**héritage** quand les gisements possèdent entre eux une liaison génétique, les plus anciens étant mobilisés de nouveau et redistribués pour en créer de plus récents.

Époque et province métallogéniques sont deux notions complémentaires, une époque métallogénique générant habituellement plusieurs provinces métallogéniques sur le globe.

2.2 Typologie et genèse des gîtes minérales

Les concentrations minérales ne sont ni des accidents ni des anomalies relevant d'une théorie proche de celle de la génération spontanée qui prévalait en biologie jusqu'aux travaux de Pasteur. Ce sont des conséquences ordinaires des phénomènes géologiques à l'œuvre à la surface et dans les profondeurs de la Terre, comme le magmatisme, le métamorphisme, l'érosion ou la sédimentation. De par leur petite taille, les concentrations minérales sont d'importance géologique mineure en regard de l'ampleur des phénomènes géologiques générateurs. Ces concentrations n'en constituent pas moins des marqueurs précieux dont l'étude permet de mieux comprendre les phénomènes géologiques générateurs, à l'œuvre dans ces moments-clés de l'histoire de la planète.

Une concentration minérale est caractérisée par le facteur de concentration qui correspond au taux d'enrichissement en un élément chimique, c'est à dire au rapport entre sa teneur moyenne dans la concentration et son abondance dans la croûte (le *clarke*). Pour qu'une concentration soit exploitable et devienne un gisement, le facteur de concentration varie selon les éléments, mais il reste toujours de élevé à très élevé, parfois phénoménal dépassant 100 000 pour le mercure ou l'uranium (tableau 2.7).

Les agents géologiques capables d'opérer de tels enrichissements sont nombreux et présents dans tous les cycles géologiques. Parmi les plus importants figurent l'hydrothermalisme, la cristallisation fractionnée des magmas qui sépare et concentre certains minéraux, la libération finale de substances volatiles en fin de cristallisation des magmas, les interactions magmas-roches, la déshydratation métamorphique, la réduction d'eaux oxydantes, la sédimentation par gravité, la précipitation par action directe ou indirecte d'organismes vivants, etc.

Qu'ils soient silicatés ou aqueux, les fluides sont des acteurs majeurs dans la genèse des concentrations minérales. L'hydrothermalisme désigne l'ensemble des circulations de fluides chauds, principalement aqueux, chargés en éléments dissous dans la lithosphère. L'hydrothermalisme actuel permet l'exploitation géothermique.

Les fluides circulent dans tous les environnements géotectoniques :

- dans les bassins, au cours de leur enfouissement, les sédiments expulsent de grandes quantités d'eau. Ces fluides peuvent rester sans mouvement pendant plusieurs centaines de millions d'années, mais ils peuvent aussi migrer sur des centaines de kilomètres. Un bassin doit être vu comme un ensemble compartimenté : dans le plan vertical, les zones imperméables, ou aquitards, alternent avec les zones perméables, ou aquifères; dans le plan horizontal, outre les biseaux stratigraphiques, les failles peuvent constituer tantôt des conduits, mettant

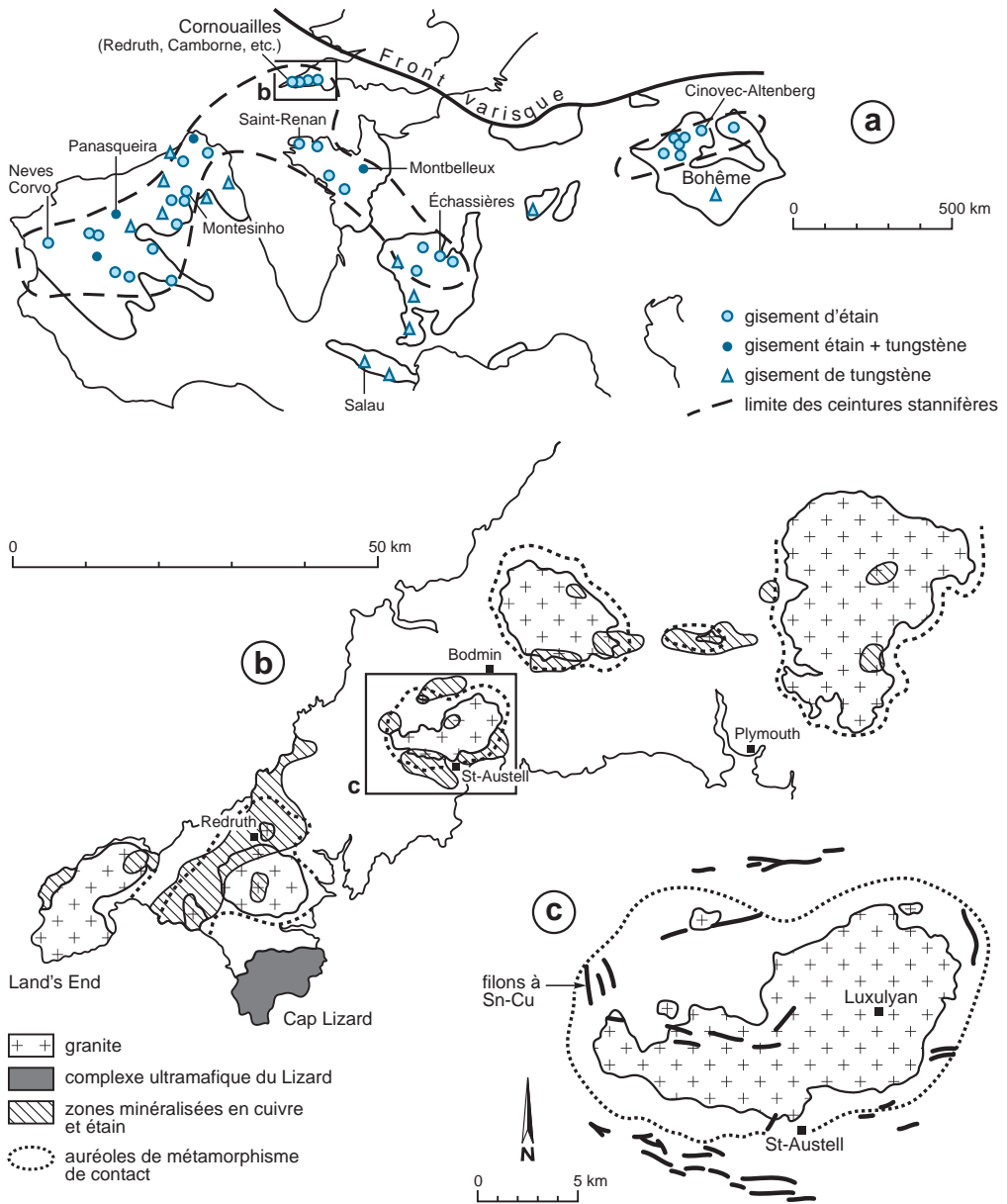


Figure 2.6 - Différentes échelles métallogéniques sur l'exemple de gisements d'étain. **a**) échelle de la ceinture ouest-européenne (d'après Routhier, 1980); **b**) province stannifère des Cornouailles (Angleterre) montrant les granites et les zones stannifères à cuivre (d'après Routhier, 1963; Cerny *et al.*, 2005); **c**) échelle du district et du champ indiquant les principaux champs filoniens à étain-cuivre du district de Saint-Austell (d'après Bray et Spooner, 1983). Ces ceintures sont polymorphes, les gisements pouvant être des VMS (Neves Corvo), des filons périgranitiques (Cornouailles) ou des placers pliocènes (Saint-Renan). Elles sont aussi diachrones, s'étageant du Dévono-Dinantien au Pliocène.

en communication différents aquifères, tantôt des barrières, isolant des compartiments avec des fluides parfois différents;

- le volcanisme sous-marin des dorsales mobilise de grandes quantités d'eau qui contribuent à son refroidissement; on estime les flux annuels à 10^{12} moles d'eau, $2 \cdot 10^{12}$ moles de carbone, $2,5 \cdot 10^{12}$ moles de soufre, $7,6 \cdot 10^{10}$ moles de chlore, de 10^9 à 10^{10} moles d'azote et 10^3 moles d'hélium;
- au cours de la subduction d'une plaque océanique, les fluides inclus dans les basaltes hydratés et les sédiments sus-jacents constituent une masse importante. Environ 870 Mt d'eau et 220 Mt de CO_2 sont « subductées » chaque année (Peacock, 1990). En profondeur, les fluides sont expulsés et remontent suivant la perméabilité de fractures et les joints de grains, pouvant parfois migrer sur des dizaines de kilomètres. En milieu marin, les fluides peuvent émerger dans les fosses et y former des sources thermales ainsi que des volcans de boues, modifiant localement le milieu et permettant le développement de faune (bivalves) et le dépôt de carbonates profonds (Caraïbes, Pacifique). Les fluides peuvent aussi émerger au sein des arcs insulaires comme en Nouvelle-Zélande où la fusion de la plaque produit des magmas silicatés fortement hydratés. Environ 10 % des fluides subductés sont ainsi réutilisés dans le magmatisme d'arc. Le flux de fluide lié au volcanisme terrestre est estimé à $2 \cdot 10^{13}$ moles d'eau et à $1,3 \cdot 10^{11}$ moles de chlore par an;
- à l'occasion d'une collision continentale, quand un chevauchement se produit, la plaque inférieure expulse son eau, ce qui s'accompagne d'un métamorphisme prograde de la plaque près de son sommet. Un chevauchement de 10 à 15 km d'épaisseur s'accompagnerait d'une libération de fluides de 4000 t/m^2 de surface de chevauchement. Une partie de ces fluides transite par les systèmes magmatiques, en s'incorporant aux magmas à différents moments de leur histoire. Certains systèmes de basse température peuvent être produits par des cellules de convection qui sont créées par de faibles différences du gradient géothermique.

Le métamorphisme général intervient aussi dans la construction et la transformation des ressources minérales (Newton, 1989; Cook et Marshall, 2004). Le gradient métamorphique s'accompagne de circulations hydrothermales qui conduisent aux dépôts de minéralisations en métaux de base et précieux. Le métamorphisme produit une recristallisation des minéraux qui, en accroissant la taille des cristaux, facilite largement le traitement. Ainsi, les techniques de flottation ont été développées à Broken Hill (New South Wales, Australie), sur des minerais

Tableau 2.7 - Facteurs d'enrichissement nécessaires pour aboutir à une concentration minéral. Le facteur d'enrichissement est obtenu en divisant la teneur d'exploitation moyenne en gisements par le Clarke. Le plus « faible » est égal à 8 (pour le fer) mais il est habituellement supérieur à 1000, et peut même dépasser 100 000 pour le mercure ou l'uranium.

Élément	Teneur moyenne dans la croûte continentale (Clarke)	Teneur d'exploitation moyenne en gisements	Facteur d'enrichissement
Fe	7,4 %	60 %	8
Ti	0,54 %	35 %	65
barytine	400 ppm Ba	30-80 % barytine	800-2000
Ni	0,011 %	3 %	270
Zn	60 ppm	5-20 %	900-3500
Cu	50 ppm	0,5-5 %	100-1000
Pb	16 ppm	8 %	5000
Sn	2,5 ppm	1 %	4000
U	1 ppm	0,02-20 %	200-200 000
Ag	0,1 ppm	100-600 ppm	1000-6000
Hg	0,08 ppm	0,25-2 %	30 000-250 000
Au	0,3 ppb	1-10 g/t	3000-30 000

fortement métamorphiques. À forte intensité, le métamorphisme peut aboutir à la fusion des concentrations minérales.

2.2.1 Typologie des gîtes minéraux

Les mêmes processus s'étant manifestés à plusieurs reprises au cours de l'histoire géologique et en plusieurs endroits du monde, il est logique que des gîtes de mêmes caractéristiques apparaissent dans des contextes comparables au sein de roches d'âges différents. Les gîtes minéraux qui partagent un ensemble de caractéristiques géologiques sont considérés comme semblables et constituent un type de gîte minéral : les amas sulfurés, les skarns, les porphyres cuprifères, les SEDEX, etc. Cette constatation impose deux corollaires :

- des gîtes minéraux du même type ont vraisemblablement été formés par des processus génétiques identiques ou similaires que l'on peut alors reconstituer. C'est l'un des fondements de la métallogénie;
- des contextes géologiques possédant les caractéristiques spécifiques favorables à un type de gîte minéral sont les plus propices à renfermer des gisements de ce type. C'est la base de l'exploration minière.

Le cycle des roches permet de diviser les gisements minéraux en deux grands groupes selon les processus géologiques qui leur ont donné naissance (figure 2.7). Les **gisements endogènes** sont générés par les processus relevant de la dynamique interne du globe comme le métamorphisme, le magmatisme et l'hydrothermalisme connexe. Les **gisements exogènes** se forment dans les conditions de surface et de sub-surface, en liaison avec des phénomènes géologiques externes comme l'érosion, la sédimentation, ou la ferruginisation; c'est le domaine de l'intempérisme où les actions du climat et de la biosphère sont déterminantes. La frontière entre ces deux grands

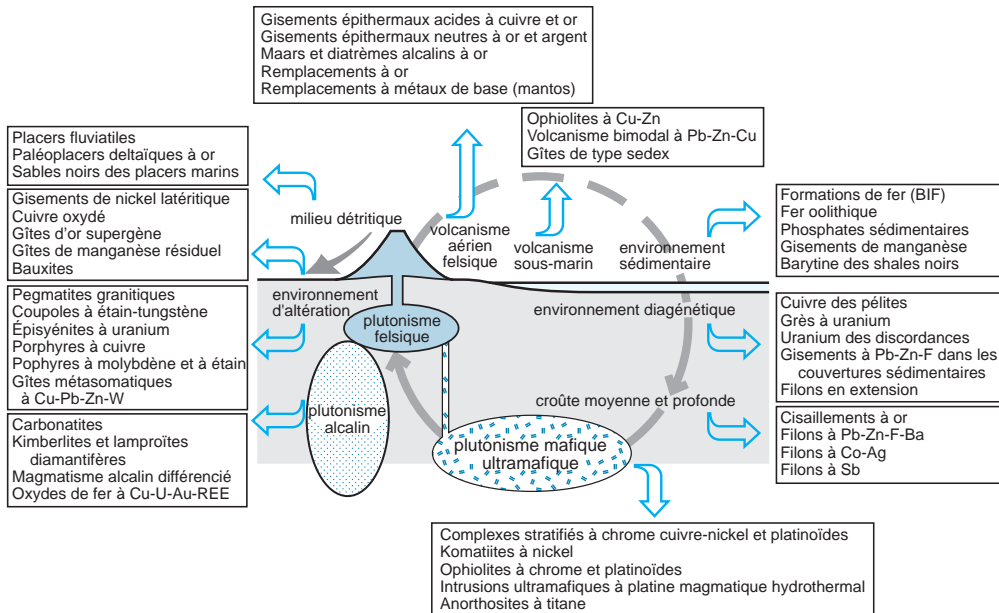


Figure 2.7 - Cycle des roches et types de gisements attachés à chaque étape du cycle (d'après Jébrak, 2006).

groupes reste plus mobile qu'on pourrait le penser dans la mesure où un gisement peut résulter de l'action combinée de processus endogènes et exogènes.

La classification habituelle des gîtes minéraux endogènes et exogènes combine nature du phénomène géologique et milieu de genèse. Les gîtes minéraux occupent quasiment tout l'espace de pression-température de la lithosphère (figure 2.8). Les paragraphes suivants donnent très brièvement les grands types de gîtes minéraux qui seront détaillés dans les chapitres 5 à 9.

Dans les gisements endogènes, on distingue principalement :

- les gîtes du plutonisme mafique et ultramafique, où dominent les processus magmatiques, tels que la cristallisation fractionnée. Ces gîtes comprennent notamment les gisements de chromite et platinoïdes des péridotites ophiolitiques, ceux de titane dans les anorthosites, de nickel, cuivre et platinoïdes dans des complexes ultramafiques;

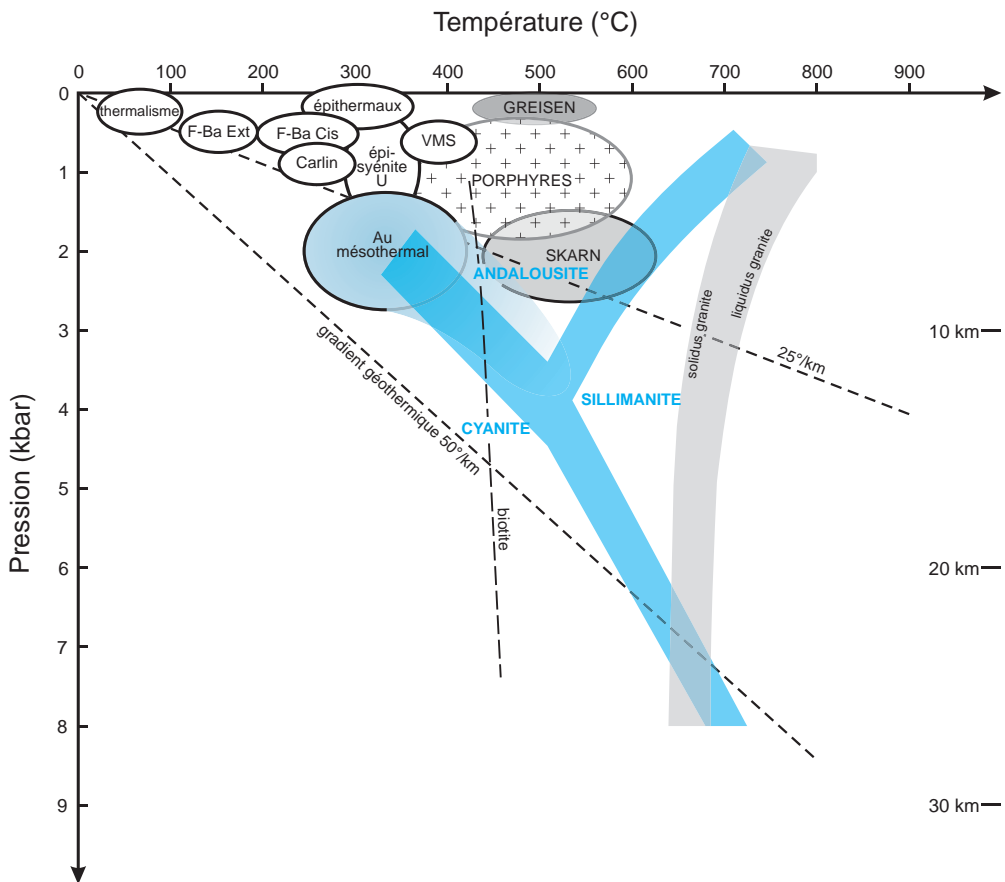


Figure 2.8 - Conditions de pression et de température préluant à la formation des gisements (F-Ba ext : filons de fluorine-barytine en extension; F-Ba cis : idem en contexte de cisaillement; VMS : *Volcanogenic Massive Sulfides*). Les traits épais bleus séparant les domaines de stabilité de l'andalousite, de la cyanite et de la sillimanite illustrent la mouance et les incertitudes de ces limites. L'isograde à biotite ainsi que le solidus et liquidus du granite sont également représentés.

- les gîtes du plutonisme alcalin, issus de l'activité magmatique des syénites néphéliniques, des carbonatites, et des kimberlites parfois diamantifères;
- les gîtes du plutonisme felsique, résultant de l'action des fluides expulsés à la cristallisation d'un magma. Ils donnent naissance à des gîtes variés à caractère hydrothermal : porphyres (à Cu, Au, Mo et/ou Sn), gisements de fer-oxydes à cuivre, or, et uranium, gîtes de contacts, dont les skarns, les mantos et les cornéennes, pegmatites qui concentrent les métaux rares, et les coupoles à étain, tungstène et bismuth;
- les gîtes du volcanisme felsique aérien, représentés par les gisements épithermaux, neutres et acides, à or et argent, dont on observe la formation actuelle au Japon et aux Philippines;
- les gîtes du volcanisme sous-marin dont les fluides magmatiques et hydrothermaux réagissent avec l'eau de mer pour donner les amas sulfurés volcanogéniques, ou VMS, gisements stratiformes de Cu, Zn, Pb, Ag, Au; si ces gisements apparaissent en contexte à forte dominante sédimentaire, il s'agit de gisements de type SEDEX;
- les gîtes associés au métamorphisme profond (plus de 10 km), contexte dans lequel les fluides carboniques et aqueux donnent naissance à de grands filons aurifères.

La formation des gisements exogènes est régie par l'altération et/ou la sédimentation généralement en contexte de bassin. On distingue schématiquement trois types de gîtes :

- les gîtes détritiques qui résultent de processus de concentration purement mécanique de fragments minéraux arrachés aux roches par altération. Les placers alluviaux, concentrations en minéraux lourds exploitables (or, platine, cassitérite, ilménite, diamant, etc.), et les sables noirs littoraux en sont les exemples les plus typiques. Ils peuvent évoluer en paléoplacers par lithification des roches meubles;
- les gîtes chimiques et biochimiques qui résultent du transport et de la précipitation des éléments dissous dans les eaux. Ces processus à l'origine de nombreuses roches (calcaires notamment) génèrent les évaporites, des concentrations majeures de fer, manganèse, plomb-zinc, cuivre et uranium. La concentration peut s'effectuer au voisinage de la surface, par sédimentation et diagenèse précoce (charbon), ou à un stade d'enfouissement plus avancé; c'est le cas du pétrole et du gaz formés ainsi par diagenèse et migrant par la suite. Il peut y avoir alors continuité avec les gisements hydrothermaux. L'appellation biochimique est basée sur l'intervention des organismes vivants, essentiellement les bactéries;
- les gîtes résiduels et d'altération qui résultent de l'altération sur place d'un protolite. L'enrichissement résulte de deux processus distincts complémentaires : la concentration en minéraux insolubles, et la mise en solution de certains éléments qui se redéposent plus en profondeur sous forme de nouveaux minéraux. Les latérites (gisements et plus grosses réserves mondiales de nickel) et les bauxites (plus grosses réserves mondiales d'aluminium) sont les représentants les plus répandus de ce type de gîtes.

2.2.2 Genèse des gîtes minéraux

La formation des gîtes minéraux se décompose en trois étapes (figure 2.9) :

- la collecte des éléments et des fluides au sein de la source;
- le transport des éléments dans un fluide à travers un réseau de failles, fractures, roches poreuses, c'est-à-dire de toute discontinuité perméable, ou en surface;

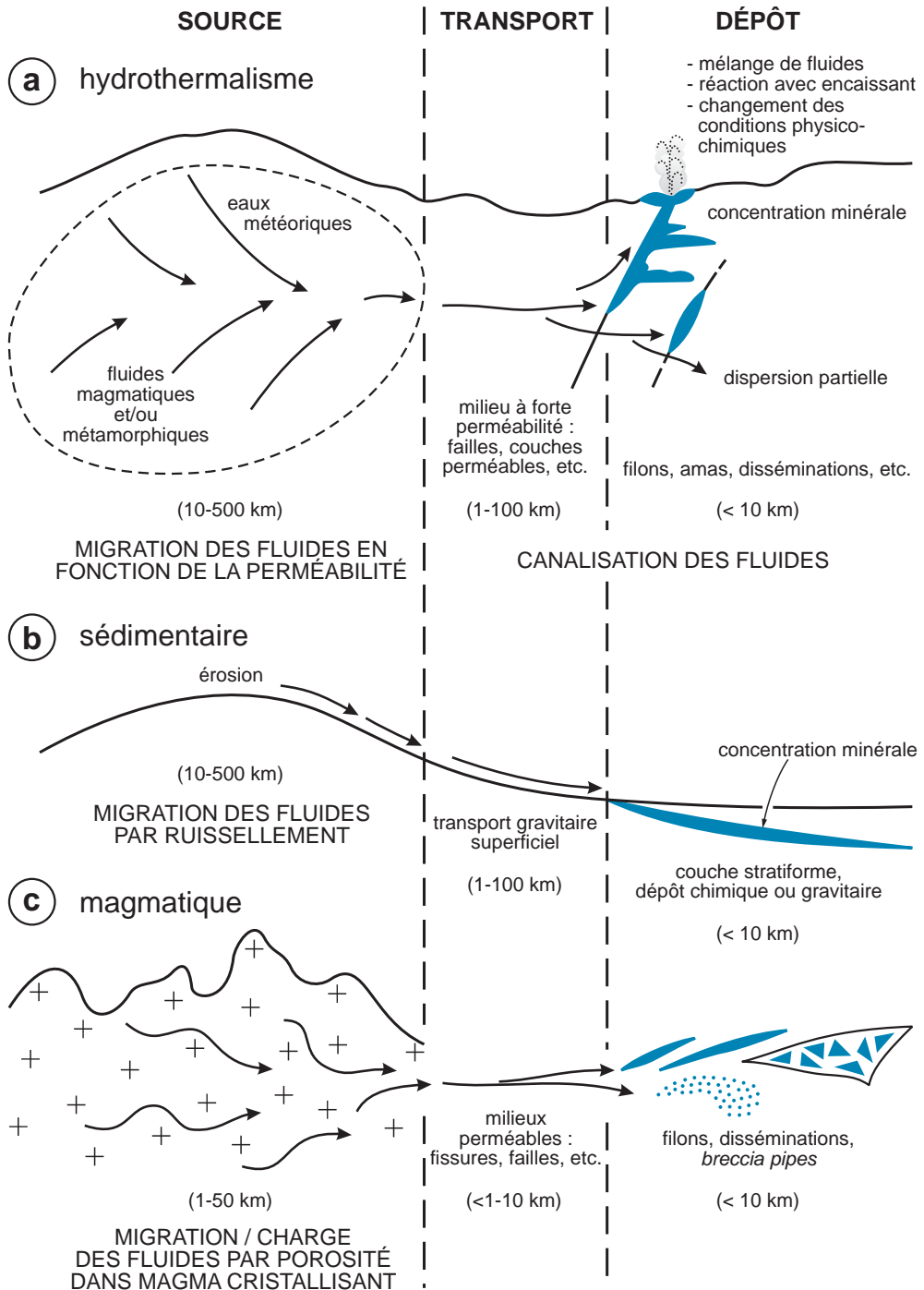


Figure 2.9 - Les trois étapes de formation d'un gisement : source-transport-dépôt, illustrées dans trois environnements : hydrothermal, sédimentaire et magmatique. Le cheminement peut être horizontal ou vertical.

- le dépôt situé dans un volume très restreint par rapport à la zone de source.

Chaque étape peut s'accompagner d'un enrichissement. L'ensemble constitue un système avec une source énergétique externe comme moteur. Alors que la formation d'un gisement débute par la source et s'achève par le dépôt, la compréhension des processus fonctionne généralement à rebours, en déchiffrant d'abord les conditions de dépôt et en remontant vers la source.

De manière générale, la connaissance de l'âge de la formation d'un gisement par rapport à son environnement est un élément déterminant. L'utilisation de chronomètres isotopiques a été décisive dans ce domaine : on a ainsi pu déterminer les âges des gisements de type Carlin au Nevada, de l'or du Witwatersrand en Afrique du Sud (Kirk *et al.*, 2002), des latérites de Nouvelle-Calédonie (Samama, 1986), des gisements filoniens à fluorine français (Jébrak, 1984; Marignac et Cuney, 1999), ou la multiplicité des événements qui conduisent aux riches formations de fer (Powell *et al.*, 1999).

■ SOURCE

La recherche des sources des éléments compte parmi les problèmes les plus difficiles de la métallogénie. La question de la source des gisements minéraux a été ouverte dès les balbutiements de la géologie, entre plutonistes et neptunistes; 250 ans après, elle n'est pas encore résolue ! L'un des acquis est sans doute la certitude qu'il n'y a pas une source, mais des sources, parfois même pour un seul gisement. On conçoit maintenant que la source du vecteur qui transporte les éléments puisse être indépendante de la source des éléments. Ainsi le cuivre de source magmatique peut-il être transporté par des eaux d'origine météorique; les diamants sont simplement cueillis au passage des magmas kimberlitiques, d'origine bien plus profonde (Haggerty, 1986).

Dans ce débat, les méthodes géochimiques et, en particulier, isotopiques ont joué un rôle essentiel. La multiplication des analyses lithogéochimiques a permis de disposer de banques d'analyses considérables (des centaines de milliers par grande province). Ainsi, on avait émis l'hypothèse que les grands gisements d'étain des Andes centrales reflétaient une anomalie en étain dans les métasédiments encaissants. Une étude géochimique a cependant démontré que ces sédiments ne présentaient pas d'anomalie particulière et que l'enrichissement en étain des intrusions était directement relié au degré de différenciation du magma (Schuiling, 1967). Par contre, la présence de ces granites est liée à la fusion de ce matériel sédimentaire réduit, ce qui lui permet de dissoudre de grandes quantités d'étain.

Stanton (1990) a démontré qu'il existe une rigoureuse association entre la nature des laves et celle des minerais. Certains magmas semblent issus d'une source particulièrement fertile (Carlile et Mitchell, 1994; Thiéblemont *et al.*, 1997; Mungall, 2002), mais cette fertilité peut, sans doute aussi, être expliquée par des processus de cristallisation ou de mélange.

La banalisation de l'utilisation des isotopes de l'oxygène, de l'hydrogène, du soufre et du carbone permet aujourd'hui de reconnaître l'origine superficielle, océanique, magmatique, voire mantellique des fluides qui transportent les substances économiques. Il n'en est cependant pas de même pour les sources des métaux, plus difficiles à cerner. Avec ces techniques, on sait maintenant que le soufre des gisements de nickel-cuivre est crustal, tandis que celui des gisements de zinc dans les shales est sans doute océanique (Sangster, 1990). On a découvert récemment que le baryum des plus grands gisements de barytine dans le monde était vraisemblablement de source biogénique (Torres *et al.*, 2003).

L'un des paramètres essentiels d'une source est sa capacité à libérer des éléments d'une manière spécifique. Selon le minéral porteur, un élément peut être mobilisable ou non par des solutions hydrothermales : l'uranium peut ainsi être plus ou moins lessivable dans un granite selon la nature du minéral qui le contient, la monazite étant très stable tandis que l'uraninite peut être solubilisée. Au cours du temps, les éléments peuvent migrer d'un minéral porteur à l'autre et devenir ainsi mobilisables par des solutions. C'est le cas au cours de la diagenèse durant laquelle de nombreux métaux pourront migrer depuis les argiles vers la matière organique d'où ils pourront être extraits.

Les fluides qui déplacent les éléments à ce stade sont souvent captifs, adsorbés sous forme de film à la surface des minéraux. Ils peuvent présenter des propriétés particulières en matière de capillarité et ils contrôlent les relations d'adhésion et de friction statique entre les grains. À l'équilibre, la distribution d'une phase fluide dans une roche est contrôlée par l'angle diédral que font les grains entre eux. Ces fluides confinés jouent un rôle majeur dans les processus de diffusion et de recristallisation sous pression, en particulier à l'occasion d'un métamorphisme.

Pour bien comprendre la formation des gisements, il faudra également être capable de mieux s'imaginer la nature des sources, situées parfois dans des environnements inaccessibles. Les sites de genèse des magmas porteurs, par exemple, sont très mal connus, en particulier en contexte de subduction. Comment se font les partages entre les minéraux et les fluides, parfois à des échelles nanométriques ? Faut-il une source concentrée pour produire ces gisements, ou la simple combinaison de seuils géochimiques et hydrologiques permet-elle des concentrations économiques ? Il n'y a vraisemblablement pas de réponse universelle. Après la signature de l'eau et des fluides, la nouvelle géochimie isotopique des éléments calco-alcalins pourrait nous aider à dévoiler le mystère toujours épais des sources des éléments.

■ TRANSPORT : SYSTÈMES CLOS ET OUVERT

Le transport des éléments peut se faire sur de courtes ou de longues distances, depuis des systèmes clos, semi-ouvert à ouvert (Oliver, 1996).

Si le système est **clos**, la mobilité des éléments est réduite dans un contexte de très faible perméabilité; la circulation se fait alors souvent par diffusion à des échelles allant du micron au mètre. On rencontre ces environnements aussi bien dans la croûte profonde, par exemple au faciès granulite, que dans la croûte superficielle, dans des aquifères captifs. Les systèmes clos ne sont pas générateurs de nouvelles concentrations minérales; cependant, ils conduisent à des gisements à la suite de l'apparition de nouveaux minéraux d'intérêt économique (wollastonite, andalousite, cordiérite, etc.). Ils peuvent aussi permettre à un élément de se déplacer d'un minéral insoluble à un minéral soluble. Enfin, l'augmentation de la taille des grains y est une conséquence fréquente qui facilite le traitement, comme dans le cas des minerais de fer.

Si le système est **semi-ouvert**, le transport s'effectue d'une manière épisodique. Ainsi, dans la croûte moyenne, au voisinage de la transition ductile-cassant, les filons aurifères montrent des structures *crack-and-seal* qui indiquent des ouvertures rythmiques des fractures sous l'effet du pompage sismique. Les bassins montrent également des systèmes très cloisonnés, sans circulation globale. Par exemple, les fluides du bassin andin sont, au cours de l'évolution, progressivement compartimentés par des failles de chevauchement. La précipitation du quartz vers 3 km peut former des barrières en cimentant les roches; ainsi, elle peut piéger des fluides, dont du pétrole, en profondeur. Enfin, au voisinage de la surface, les réservoirs de pétrole piégés sous des horizons imperméables peuvent également montrer des fuites épisodiques, traduisant un système semi-ouvert. Ces transports peuvent atteindre plusieurs kilomètres.

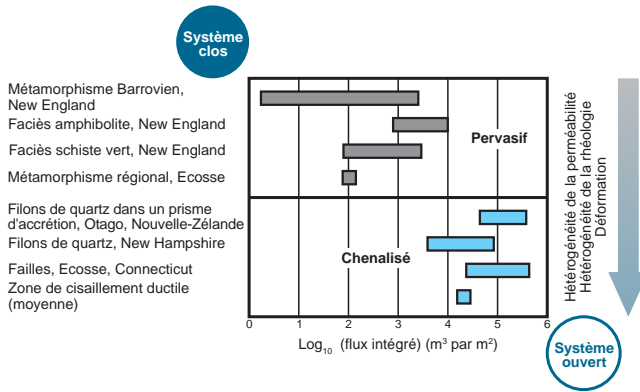


Figure 2.10 - Flux de fluides dans les métamorphismes régional ou de contact (Barrovien) et lors de la métasomatose (d'après Ague, 2005; Oliver, 1996).

Enfin, le système peut être **ouvert**, soit du fait d'une grande porosité lithologique (karst, contact lithologique), soit du fait de fractures ouvertes. Les transports sont alors canalisés dans les zones de plus fortes perméabilités. Ces systèmes se rencontrent dans la croûte superficielle, envahie par des eaux de surface, des eaux qui participent également à l'évolution rétrograde du métamorphisme autour des intrusions.

Les transformations métasomatiques et métamorphiques illustrent le cas des systèmes clos à semi-ouverts (Touret, 2001). Elles consistent en de lents transferts d'éléments dans des environnements poreux qui conduisent à des transformations minérales. On les rencontre au voisinage de la surface, dès le stade diagénétique : les dolomitisations précoces des carbonates, ou la formation de grès par cimentation de sable, témoignent de la mobilité des éléments même à basse température. Toutefois, la mobilité des éléments augmente généralement avec la température et les gisements minéraux à caractère métasomatique relèvent de circulations hydrothermales reliées à des intrusions. Ces transferts sont contrôlés par la lithologie de l'encaissant, à la fois par sa porosité et sa perméabilité, et par son caractère réactif vis-à-vis des solutions. Le mouvement des fluides peut se produire soit au sein ou en limite des minéraux, par diffusion de grain, soit par circulation du fluide entre les grains. L'échelle des transferts est une fonction directe de la racine carrée du temps. La durée de ces processus peut être extrêmement longue, parfois supérieure à 100 millions d'années dans le cas du lent refroidissement d'un pluton. Les distances maximales de transport seraient de l'ordre de deux kilomètres en un million d'années pour un transfert diffusif dans un fluide, et de quelques mètres au mieux par diffusion au sein des grains. Les systèmes métasomatiques se développent généralement dans des contextes de faible déformation, assez homogènes tant du point de vue de la rhéologie que de celui de la perméabilité, tandis que les systèmes métamorphiques résultent d'une combinaison de recristallisation, de déformation, de réaction solide-solide, de dévolatilisation et d'échange par diffusion (figure 2.10).

Au cours du métamorphisme, de grandes quantités de fluides peuvent entrer ou sortir du système. On sait maintenant grâce, notamment, à l'étude des inclusions fluides et à la géochimie isotopique, que ces fluides sont de natures très variées et qu'ils peuvent descendre à de grandes profondeurs. Les fluides météoriques profitent de fortes porosité et perméabilité jusqu'à au moins 10 km de profondeur (figure 2.11). Ils autorisent des échanges à toutes les échelles, depuis des processus d'échelle kilométrique jusqu'à des transports canalisés à l'échelle du mètre, voire du centimètre.

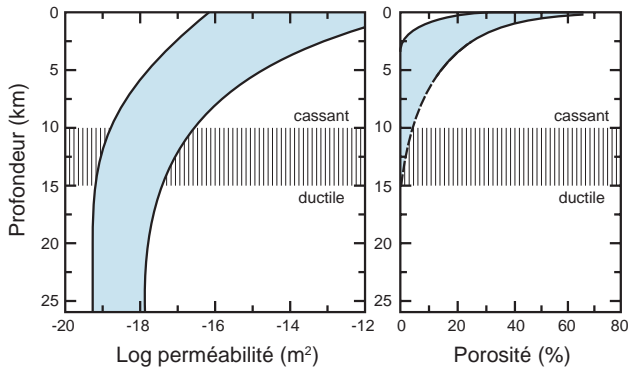


Figure 2.11 - Porosité-perméabilité en domaines ductile et cassant. La porosité connectée se ferme sous la transition ductile-cassant, tandis qu'il reste une perméabilité résiduelle, souvent à caractère pulsatif (d'après Manning et Ingebritsen, 1999; Moore et Saffer, 2001).

■ TRANSPORT : ADVECTION ET CONVECTION

Les fluides se déplacent sous l'influence de la pression et/ou de la température. Dans la lithosphère, on passe progressivement d'une pression hydrostatique à une pression lithostatique, c'est-à-dire d'une pression reliée au poids des fluides dans un milieu perméable à une pression reliée au poids des roches dans un milieu imperméable. Cette transition s'effectue aux alentours de 5 à 10 km de profondeur. Localement, sous une barrière imperméable, la pression peut devenir supra-hydrostatique, en relation avec l'accumulation des fluides (figure 2.12). Ces différences de pression sont ainsi produites par la fermeture de la porosité (principe de l'éponge), la production de fluide et son absorption par des réactions métamorphiques ou au travers de processus magmatiques, ou encore par des variations volumiques des roches au cours des déformations, d'origine tectonique ou thermique. Le déplacement peut aussi se réaliser suite à des différences de température qui produisent une expansion thermique, ou à des variations de densité du fluide.

On distingue deux grands modes de circulation des fluides : l'advection et la convection (figure 2.13). L'advection correspond à la circulation des fluides dans un sens. La déshydratation d'une plaque océanique produit ainsi des fluides qui ne transitent qu'une seule fois au travers de la marge active (*single pass*). De la même manière, la formation d'une chaîne de montagne entraîne des circulations dans les bassins adjacents, les fluides étant mis en charge hydraulique par le relief. Là aussi, les fluides passent une seule fois. On note que les flux ne sont pas toujours verticaux ou horizontaux, mais qu'ils peuvent être obliques (Ferry et Gerdes, 1998). L'advection des fluides peut résulter principalement du métamorphisme régional, d'une collision continentale, de la subduction, ou de processus de rifting, la déshydratation d'une plaque produisant des volumes considérables de fluides qui circulent en advection. À titre d'exemple, la formation de l'Himalaya au Cénozoïque revient à faire chevaucher un continent de la taille de l'Australie et à chauffer cette masse continentale à 300 °C en compression. La quantité d'eau mobilisée serait comparable à une des calottes glaciaires, sans compter de grandes quantités de CO₂, de NaCl et de composés organiques comme HCN. Les fluides auront tendance à remonter le long des zones de cisaillement (Fyfe et Kerrich, 1985).

La convection correspond à la circulation répétée des mêmes fluides (*multiple pass*) et demeure essentiellement un mécanisme thermique. La convection peut être en équilibre ou non avec la surface, en contexte hydrostatique, lithostatique ou, même, supra-hydrostatique. Les fluides froids sont plus denses et s'enfoncent; en se réchauffant, ils deviennent moins denses et remontent. Ce processus est la convection, divisée en convection libre, établie entre deux niveaux de températures différentes, et convection forcée, réalisée autour d'un point plus chaud, par exemple un pluton. Cette dernière est la plus commune dans les zones géothermales (Elder, 1981).

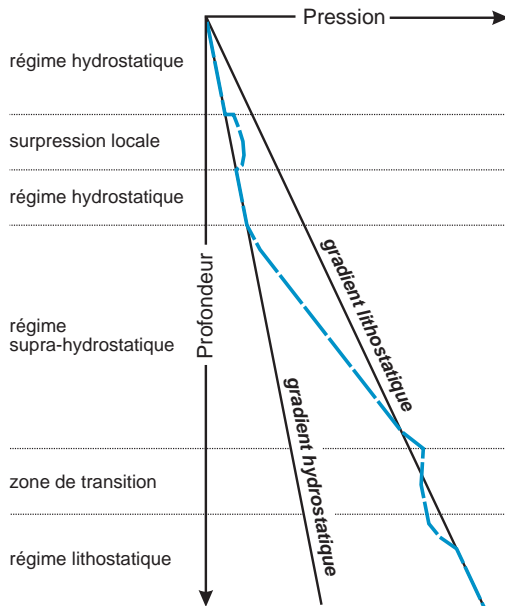


Figure 2.12 - Évolution verticale de la pression. Les premiers kilomètres sont en régime hydrostatique, et on passe ensuite progressivement à une pression lithostatique. Une surpression locale apparaît dans les aquifères confinés.

La densité des fluides est en partie corrigée du fait de l'acquisition d'éléments dissous à haute température, ce qui augmente la densité du fluide.

Dans un milieu homogène, la stabilité des mouvements convectifs est définie par le nombre de Rayleigh, correspondant au rapport entre les forces motrices de la convection (induites par la dilatation du fluide, sa densité), et les forces stabilisatrices, résultant de la viscosité et de la conductibilité thermique du milieu.

$$Ra = \frac{r a p C k g z}{dt / m L}$$

Avec r = densité, a = coefficient d'expansion volumique, pC = capacité thermique, k = perméabilité, g = gravité, z = épaisseur, dt = gradient de température, m = viscosité, L = conductibilité thermique.

Au-dessus de $Ra = 40$, la convection est stable; au-dessus de 300, elle devient instable. Le nombre de Rayleigh est très dépendant de la perméabilité. La convection s'installe progressivement en commençant par de petites cellules convectives qui s'agrandissent avec le temps (Solomon *et al.*, 2002).

De cette manière, autour d'un pluton s'installe une convection forcée dont la taille dépend de la taille du pluton, de sa forme, de son niveau de mise en place, de sa perméabilité et de la distribution de la perméabilité dans l'encaissant, en particulier l'existence de discontinuités horizontales. Dans certains cas, une double convection peut se produire, avec de l'eau salée en profondeur et de l'eau douce en surface. L'eau salée profonde perd plus rapidement sa chaleur que l'eau douce qui, moins dense, aura tendance à remonter, tandis que l'eau saline, plus dense, va descendre.

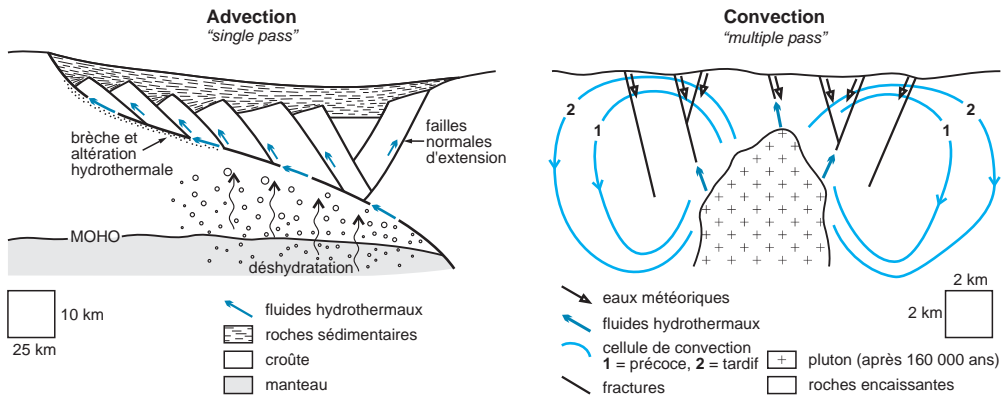


Figure 2.13 - Deux modèles de circulations des fluides : advection et convection. Sur ces exemples, l'advection est réalisée en contexte de failles de détachement tandis que la convection apparaît en contexte périgranitique (advection d'après Roddy *et al.*, 1988).

■ TRANSPORT : NATURE DES FLUIDES

Le transport des éléments peut s'effectuer dans des magmas généralement silicatés, ou dans des fluides hydrothermaux, généralement liquides, mais parfois gazeux.

Les fluides hydrothermaux sont principalement composés d'eau, de sels et de gaz carbonique (tableau 2.8). La solubilité des éléments est étroitement contrôlée par la concentration en sels et la température (figure 2.14). L'eau est plus abondante dans la partie supérieure de la croûte; sa salinité est très variable, depuis des eaux douces, près de la surface, à des eaux très salines. On peut atteindre fréquemment la sursaturation en sels, le plus abondant étant le chlorure de sodium (NaCl), suivi par CaCl_2 , plus rarement KCl. Ces fortes salinités peuvent avoir plusieurs origines : ébullition du fluide au voisinage d'intrusion, infiltration ou mélange avec des saumures d'origine évaporitique, échange de longue durée avec les roches encaissantes. Le gaz carbonique est plus fréquent en profondeur, en particulier dans la zone ductile et dans le manteau. Ainsi, on observe des inclusions à CO_2 dans les xénolithes du manteau, avec de l'eau, du méthane, de l'azote, du monoxyde de carbone (CO), du soufre, et de l'hélium.

En fait, la zone de schiste vert constitue un échangeur, en transformant des fluides carboniques en fluides salins. La carbonatation des feldspaths fixe le CO_2 , tandis que le sodium de l'albite est libéré dans les fluides. Les zones de serpentinisation produisent de l'hydrogène. On a ainsi suggéré la présence possible de 10 % H_2 dans le noyau. Le méthane et l'azote peuvent également être présents. Le premier est particulièrement abondant dans un environnement réducteur riche en matière organique, par exemple au voisinage de shales noirs; on y observe des quartz dits à faciès « Herkimer » qui montrent des inclusions à méthane.

On peut reconnaître différents types de fluides sur la base de leurs compositions géochimiques assez distinctes (figure 2.15; Kesler, 2005) :

- le fluide météorique, à sulfates alcalins et sels bicarbonatés. Son pH est neutre, avec un faible contenu en soufre. L'eau météorique peut être chauffée jusqu'à 350 °C dans des systèmes volcaniques;

Tableau 2.8 - Compositions des fluides hydrothermaux des principaux types de gisements. La salinité est exprimée par rapport à l'eau de mer (très fort indique une valeur $\geq 20\%$ équivalent poids NaCl) (d'après Phillips et Powell, 1993).

Type de gisement	Salinité	Volatils autres que H ₂ O	Température (°C)
discordance U	très forte		150 à 220
épithermal acide Au-Cu	variable		200 à 300
épithermal alcalin Au-Ag	0-10 %	< 2m CO ₂	150 à 320
épithermal neutre Au-Ag	faible		50 à 350
fer-oxydes	très forte	très peu CO ₂	300 à 400
filons cisaillement Pb-Zn	forte		100 à 200
filons cisaillement F-Ba	très forte		< 200
filons cisaillement Sb	moyenne (2-10 %)	CO ₂	150 à 300
greisen Sn-W	très forte	N ₂ , CH ₄	400 à 600
grès Cu	très forte		150
MVT	très forte		100 à 200
or disséminé (Carlin)	basse (< 10 %)	CO ₂ , H ₂ S	180 à 300
or orogénique archéen	basse	CO ₂	300 à 400
or (Witwatersrand)	basse		300 à 400
pegmatite U (Rössing)	très forte	CO ₂	< 200 ?
porphyre Au	très forte	CO ₂	300 à > 550
porphyre Cu	très forte		250 à > 450
porphyre Mo	variable	CO ₂ (3 %), H ₂ S	300 à 700
porphyre Sn-Wg	très forte	CO ₂ ou N ₂ , CH ₄	220 à 300
SEDEX apparenté Hg (Almadén)	forte	CO ₂ , N ₂ , CH ₄	100 à 150
skarn Cu-Au	très forte	peu de CO ₂	300 à 700
skarn W	forte	peu de CO ₂	450 à > 600
VMS (Chypre)	eau de mer		270 à 350
VMS (Kuroko)	eau de mer	CO ₂	150 à 350
VMS (sud-Ibérie)	très forte		200 à 400

- le fluide marin-océanique, riche en chlore, avec des sels de type halite (NaCl), carnallite (KMgCl₃.6H₂O) et/ou anhydrite (CaSO₄). Ces eaux également peuvent être chauffées jusqu'à près de 400 °C dans les systèmes hydrothermaux des fumeurs noirs;
- le fluide diagénétique (ou conné) à chlorures de calcium et sylvite (KCl), parfois à halite et hydrocarbures. Il s'agit de saumures de bassins présentes dans presque tous les bassins et qui peuvent être âgées de plusieurs dizaines de millions d'années. Elles sont issues de l'évaporation d'eau de mer riche en calcium et pauvre en sulfates; en présence d'évaporites fossiles, elles peuvent être plus concentrées en sels;
- le fluide métamorphique, issu de la déshydratation des roches. Le fluide est alors riche en bore et CO₂, avec iode, ammoniacque, hydrocarbures, et, habituellement, plus pauvre en chlore; il est souvent confiné à la zone ductile-cassante. Un type particulier est produit par la déshydratation et la fusion des plaques océaniques plongeantes;
- le fluide magmatique-juvénile, reconnu dans de nombreux types de gisements, montrant souvent une forte concentration en chlore. La salinité peut atteindre 70 % éq. poids NaCl;
- le fluide mantellique, avec CO₂, H₂O et hélium.

La distribution de ces différents fluides peut être très complexe : ainsi, le volcan Mauna Loa à Hawaii montre des alternances d'eaux douces, saumâtres, puis douces, en nappes épaisses de 100 m, avec de l'eau de mer en profondeur.

On a cru pendant longtemps que seuls des liquides pouvaient transporter des éléments métalliques (Candela, 1997). Des découvertes récentes remettent cet axiome en cause. Les gaz jouent un rôle significatif, voire essentiel, dans la formation de gisements de métaux de base et précieux.

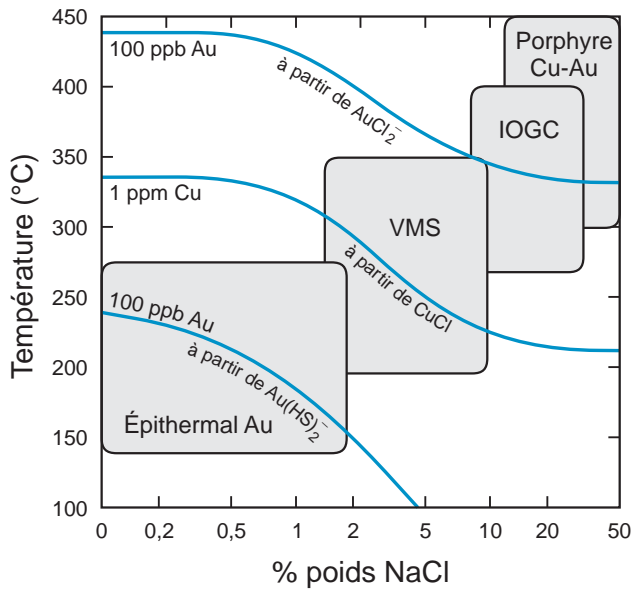


Figure 2.14 - Solubilité de l'or en conditions hydrothermales pour différents types de gisements (d'après Hannington *et al.*, 1999).

Ainsi, le soufre est souvent transporté de manière gazeuse, tandis que de nombreux métaux peuvent se concentrer dans la phase gazeuse à l'occasion d'une ébullition : c'est le cas du cuivre et de l'or (Williams-Jones et Heinrich, 2005). Ce processus a même été observé sur le volcan Kudryavi dans l'archipel des Kouriles (Russie) où des fumerolles déposent directement Au, Ag et Cu (voir la section 6.1 du chapitre 6). C'est également le cas des platinoïdes.

Le rôle des gaz dans la formation des gisements apparaît donc comme un domaine en plein développement, propice à renouveler considérablement notre compréhension de ces systèmes minéraux. Les modèles actuellement développés reprennent, d'une certaine manière, les hypothèses « pneumatolytiques » développées par les métallogénistes dans les années 1960 (Raguin, 1961), mais qui ne disposaient pas alors des observations et des outils pour étayer correctement leurs hypothèses.

■ DÉPÔT

Les processus de précipitation sont largement étudiés en laboratoire, notamment par expérimentation, ce qui explique qu'ils soient assez bien compris dans leurs principes. La compréhension des systèmes naturels en est facilitée mais bien des questions demeurent.

La précipitation des substances dissoutes dans un fluide hydrothermal est déclenchée par des variations des conditions, qui déstabilisent les complexes métalliques. Il peut s'agir d'un changement de température, de pression, une interaction entre le fluide et la roche, ou un mélange de fluides. La précipitation en masse résulte souvent d'une combinaison complexe où plusieurs de ces causes interagissent. En outre, l'action bactérienne peut jouer un rôle au voisinage de la surface, jusqu'à des températures pouvant atteindre 110 °C : les bactéries sulfo-réductrices peuvent ainsi réduire les sulfates en sulfures (pyrite) avec dégagement de H₂S.

Un changement de température a plusieurs effets : (1) une augmentation ou une diminution du produit de solubilité des minéraux; (2) un changement dans la constante d'association des ligands; (3) un changement dans la complexation des éléments. Ainsi, une baisse de tempéra-

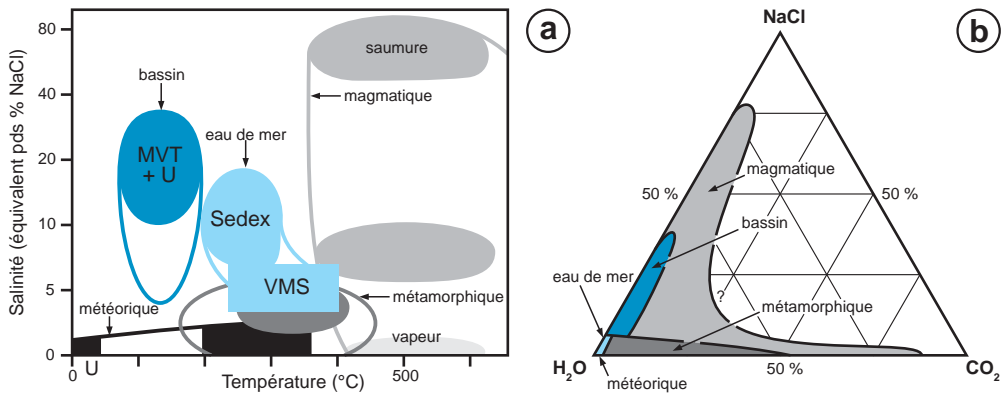
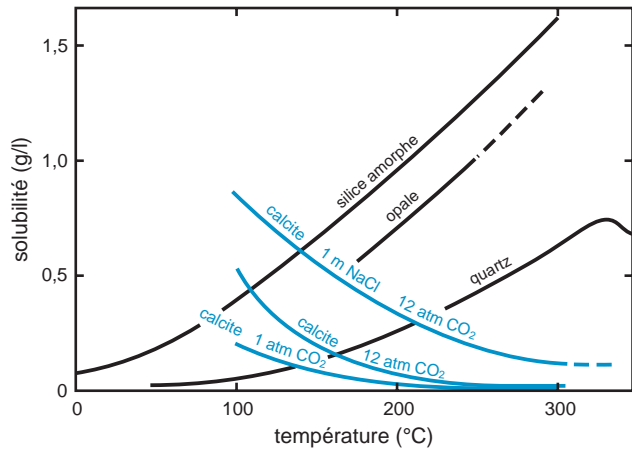


Figure 2.15 - Composition chimique des fluides hydrothermaux. **a)** diagramme salinité-température des principaux types de gisements (VMS = *Volcanogenic Massive Sulfides*; MVT = *Mississippi Valley-Type*); en couleur pleine, les compositions les plus fréquentes; les fluides magmatiques se partagent entre une saumure et une vapeur; **b)** diagramme triangulaire NaCl-H₂O-CO₂ (d'après Kesler, 2005).

Figure 2.16 - Solubilités dans l'eau pure de la silice et de la calcite, et dans l'eau à 1 mole NaCl de la calcite. La solubilité de la calcite, à l'inverse de celle de la silice, augmente quand la température baisse et croît avec la pression de CO₂ et la salinité. Calcium et silicium peuvent être transportés en solution sous d'autres formes (d'après Fournier, 1985).



ture réduit généralement la solubilité des complexes : la solution atteint la saturation, ce qui amorce la précipitation (figure 2.16). La saturation doit se produire d'une manière localisée afin de former une masse précipitée d'un volume appréciable. Cette baisse de température doit être significative (> 20 °C) et peut avoir plusieurs causes : mélange d'un fluide chaud minéralisé avec une eau superficielle plus froide, décompression adiabatique, ou forte perte thermique par échange avec l'encaissant.

Un changement de pression a généralement un effet mineur sur la solubilité des éléments. Une forte chute, de l'ordre de 1 kbar, provoque néanmoins une précipitation significative, mais seuls les fluides minéralisés d'origine très profonde peuvent chuter d'une telle amplitude. Cependant, la pression contrôle également l'ébullition, un phénomène isotherme majeur qui augmente la concentration de la solution et évacue des constituants volatils, deux effets qui provoquent la précipitation (figure 2.17). Ainsi, H₂ et CH₄ sont très volatils, et le départ de ces composants vers la phase vapeur (ou la phase la moins dense) a pour effet de laisser un liquide résiduel plus oxydé. CO₂ et H₂S sont également volatils, et leur départ vers la phase vapeur a pour effet de laisser un

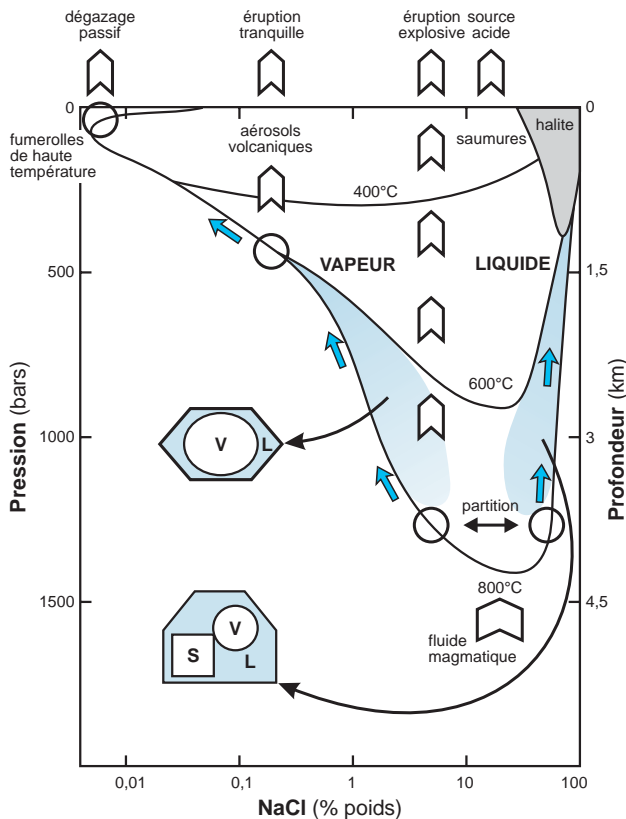


Figure 2.17 - Composition et évolution des fluides magmatiques lors de leur transit vers la surface dans le système H₂O-NaCl en fonction de la pression à 800 et 600 °C (profondeur approximative pour un gradient de pression lithostatique). Le point de départ est une solution à 5 % NaCl qui s'exsolvait d'un magma à 800 °C et 1,5 kbar. Soumise à une décompression isotherme, elle se scinde vers 1,3 kbar en une vapeur de faible densité et un liquide hypersalin. Les métaux dissous en complexes chlorurés rejoignent majoritairement le liquide, les composés gazeux surtout la phase vapeur. Les décompressions isothermes successives (flèches bleues) appauvrissent la vapeur en sels et enrichissent corrélativement le liquide en sels par condensation de liquide riche en NaCl à partir de la vapeur. La vapeur des fumerolles volcaniques contient moins de 100 ppm de NaCl et est pauvre en métaux, alors que la vapeur haute pression des éruptions volcaniques est riche en NaCl et en métaux. Les champs bleus représentent la composition des inclusions fluides dans les conditions de genèse des porphyres cuprifères. Les inclusions fluides hypersalines et riches en vapeur ont été schématisées respectivement en bas et au centre (V = bulle de vapeur, L = liquide, S = solide) (d'après Hedenquist et Lowenstern, 1994).

liquide résiduel plus alcalin. Un exemple simple vient du transport de l'argent, fortement soluble sous forme $\text{Ag}(\text{HS})_2$ et beaucoup moins sous la forme AgCl . À 150 °C, le passage d'une forme à une autre s'accompagne de la précipitation de plus de 70 % de l'argent en solution.

Les interactions fluide/roche peuvent entraîner un changement de pH, un changement dans la fugacité en oxygène, un échange de composants, telle l'addition d' H_2S , ou des processus de métasomatose qui viennent capter certains éléments. Trois types de réactions peuvent être en cause (Skinner, 1997) :

- la neutralisation des ions H^+ par réaction avec un encaissant carbonaté ou par hydrolyse de feldspaths, abaissant ainsi le pH et la capacité de dissolution d'un fluide;

- l'adjonction d'un élément de l'encaissant dans le fluide : l'adjonction de soufre réduit provoque ainsi la précipitation de sulfures;
- une variation des conditions d'oxydoréduction de la solution entraînant des changements de valences d'ions métalliques et l'instabilité de complexes ioniques, ce qui déclenche la précipitation.

Ainsi, la baisse de pH ou d'Eh entraîne la précipitation de pyrite (figure 2.18). L'apport de matière organique ou la serpentinisation crée des zones réductrices provoquant, notamment, la réduction des ions $(\text{SO}_4)^{2-}$.

L'instabilité chimique résultant du mélange de deux fluides de compositions différentes peut également déclencher la précipitation, en dehors du simple effet thermique évoqué plus haut. Ce mélange peut conduire à un changement de pH, avec addition ou dilution éventuelle d'un ligand, ce qui provoque la précipitation. Par exemple, la rencontre de fluides riches en chlorure de baryum et de solutions sulfatées permet le dépôt de barytine, un minéral très peu soluble.

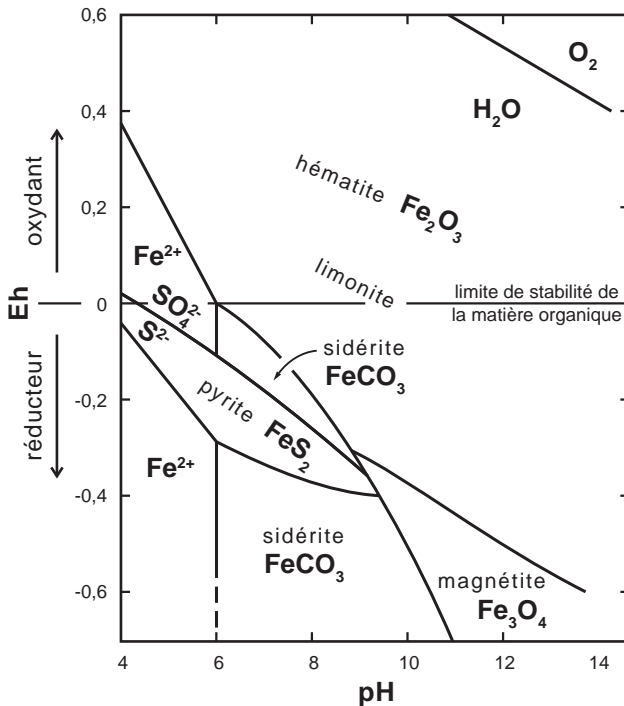


Figure 2.18 - Diagramme Eh/pH et domaines de stabilité des principaux minéraux de fer. Les activités totales des composés dissous sont de 1 mole pour le carbonate et 10^{-6} mole pour le soufre. La matière organique n'est pas stable en milieu oxydant (d'après Pélissonnier, 2001).

CHAPITRE 3

Méthodes d'études des gîtes minéraux

Un géologue des ressources minérales, qu'il soit dans le domaine académique ou dans celui de l'exploration minière, doit disposer d'un très large éventail de méthodes, ce qui fait souvent de lui un généraliste des sciences de la Terre. Ces méthodes couvrent toutes les échelles, du nanomètre avec l'analyse des substitutions cationiques, au millier de kilomètres avec la géodynamique, ce qui représente quinze ordres de grandeur. Toutefois, de manière générale, les méthodes spécifiques de l'étude des gîtes minéraux ont été développées principalement à deux échelles : l'échelle du minéral (minéralogie, paragenèse), développée dès le XIX^e siècle en Allemagne en particulier, et l'échelle du gisement (morphologie, structure), apparue au XX^e siècle. Des outils à vocation plus génétique : géothermométrie, géochimie minérale, altération, géochimie isotopique, géochronologie, modélisation et simulation complètent l'éventail des méthodes disponibles.

3.1 Morphologie des gîtes minéraux

Certaines ressources minérales sont constituées par une formation géologique dans son ensemble. La ressource se confond alors avec la formation géologique. C'est le cas pour les gisements de matériaux de carrière, de certains minéraux industriels (sel, gypse, calcite, etc.), ou du charbon. Cependant, la majorité des ressources minérales, principalement les minerais, occupent des volumes de petite taille au sein ou au contact de formations géologiques. Ces volumes peuvent prendre plusieurs formes qui ont reçu des qualificatifs d'ordre morphologique, sans connotation génétique, comme les filons, les amas ou les lentilles (figure 3.1).

La forme des concentrations minérales n'est jamais quelconque. Deux paramètres les conditionnent : d'une part, la nature et la disposition des terrains encaissants et leurs propriétés en matière de porosité-perméabilité; d'autre part, la nature et l'ampleur des phénomènes qui ont donné naissance à la minéralisation. La forme est souvent irrégulière du fait de la complexité des terrains géologiques et de l'intervention de plusieurs phénomènes.

On distingue cinq grands types morphologiques de concentrations minérales. Les frontières entre ces types sont parfois floues : une minéralisation stratiforme passe, sur ses bordures, à une minéralisation disséminée, et un filon diffuse fréquemment dans certains niveaux lithologiques horizontaux créant une minéralisation stratiforme adjacente, pour laquelle on emploie parfois les termes de « plateure » ou de « manto ». Il est important de décrire ces différentes associations morphologiques et leurs relations par des observations précises. Toutefois, ces distinctions sont commodes pour définir globalement la morphologie de la concentration minérale.

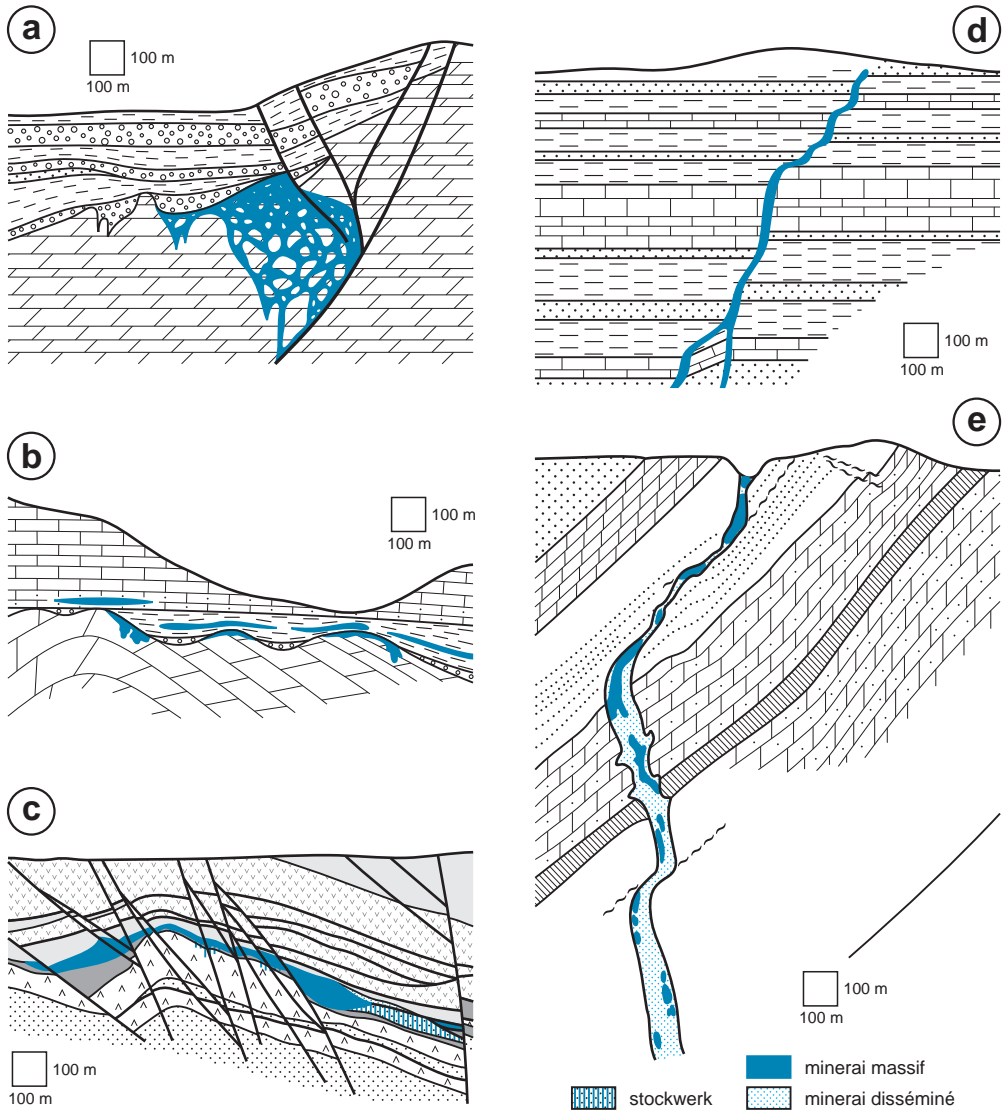


Figure 3.1 - Cinq exemples de morphologie de gisements. **a)** amas Zn-Pb (les Malines, France); **b)** amas et minéralisation stratiforme Zn-Pb (Les Malines, France); **c)** amas sulfuré volcanogénique (VMS) à Cu-Zn-Pb-Sn (Neves Corvo, Portugal); **d)** filon idéalisé; **e)** *pipe* discordant et concordant (inspiré de Tsumeb, Namibie).

3.1.1 Filons

Le terme filon n'est pas un terme spécifique des ressources minérales; il désigne une fissure ou une faille, le plus souvent verticale ou fortement inclinée, colmatée par une roche magmatique, ou des minéraux hydrothermaux. En métallogénie, les filons sont de plus en plus fréquemment appelés veines, par assimilation de l'anglais *vein*. Les filons se rencontrent dans tous les types de formation géologique et à toutes les époques. Ils sont généralement sécants sur les formations géologiques encaissantes, donc tardifs par rapport à celles-ci.

Les filons sont des structures étroites, bien développées dans deux dimensions et d'une largeur (la puissance) nettement plus restreinte, allant de quelques millimètres (les filonnets ou veinules) à 50 m pour les plus puissants; leurs proportions peuvent être comparées à celles d'une feuille de papier. La longueur d'un filon peut atteindre plusieurs kilomètres, mais rarement d'un seul tenant : on observe plutôt plusieurs filons qui se relayent de manière plus ou moins continue; on utilise alors le terme faisceaux filoniens ou champs filoniens (*lode* en anglais). Par exemple, le *mother lode* est le nom du faisceau filonien aurifère qui a été exploité en Californie lors de la ruée vers l'or de 1848. La profondeur peut dépasser plusieurs kilomètres.

Les filons sont définis par leur direction, leur pendage, leur *pitch*, plongement des colonnes minéralisées dans le plan du filon et, pour ceux dont le pendage n'est pas vertical par un toit et un mur, fréquemment soulignés par une salbande argileuse, ou *gouge* (figure 3.2). L'allure d'un filon est contrôlée par les capacités d'ouverture des roches encaissantes. Elle est fréquemment lenticulaire (*pinch-and-swallow*) lorsque des roches compétentes (calcaires, granites) alternent, autorisant la création de vides, avec des roches plastiques (argiles, schistes), réfractaires à l'ouverture et dans laquelle la fissure peine à se propager. Une autre origine fréquente de ces variations de puissance provient d'un jeu le long d'une structure présentant des orientations légèrement différentes. Cela produit des zones de transtension, en ouverture, et de transpression, fermées, voire broyées. L'ouverture se produit fréquemment dans les zones de relais entre structures filoniennes, un secteur où les roches encaissantes sont particulièrement endommagées, donc plus perméables (figure 3.3). Le contexte structural (extension, cisaillement, transpression) conditionne la taille, la morphologie et le remplissage du filon, paramètres qui nous renseignent sur le régime tectonique régnant au moment de la formation du filon.

La géologie structurale est indissociable de l'étude des filons. Ainsi, le cercle de Mohr permet de schématiser un état de contrainte, en tension ou en cisaillement (figure 3.4). Les courbes de rupture sont différentes selon la nature de la roche ou selon qu'il s'agit de première rupture ou d'une réactivation.

La morphologie des filons varie selon la profondeur, passant d'une rupture en domaine cassant à une déformation ductile (figure 3.5) (planche 1). Le quartz devient ductile vers une quinzaine de kilomètres de profondeur et à 400 °C, en présence d'eau. Les zones de cisaillement (*shear-zones*) qui portent nombre de minéralisations aurifères sont des filons formés à cette profondeur (photos g et h, planche 1). En passant de cassant à ductile, la porosité des failles qui portent les filons se modifie, depuis des structures secondaires de zone de cisaillement (cataclasites) à des tubes allongés le long de la linéation d'étirement, marquant une structure mylonitique.

3.1.2 Gîtes stratiformes

Les gîtes stratiformes ont en commun d'être contrôlés par la stratigraphie, soit parce qu'ils appartiennent à la séquence lithostratigraphique, comme les gisements de type VMS (*Volcanogenic Massive Sulfide* = amas sulfuré volcanogène), soit parce que les corps de minerais suivent plus ou moins régulièrement certains bancs de roches appelés horizons porteurs ou horizons minéralisés. Ces horizons porteurs sont de nature généralement sédimentaire ou volcanique et ils peuvent être minéralisés sur des distances atteignant plusieurs kilomètres de long et de large, pour une épaisseur (ou puissance) plus limitée, variant de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres.

Les minéralisations adoptent des formes variées : masses allant de continues à discontinues, renflées, d'allure lenticulaire (gisements stratiformes de sulfures massifs), bancs plus ou moins

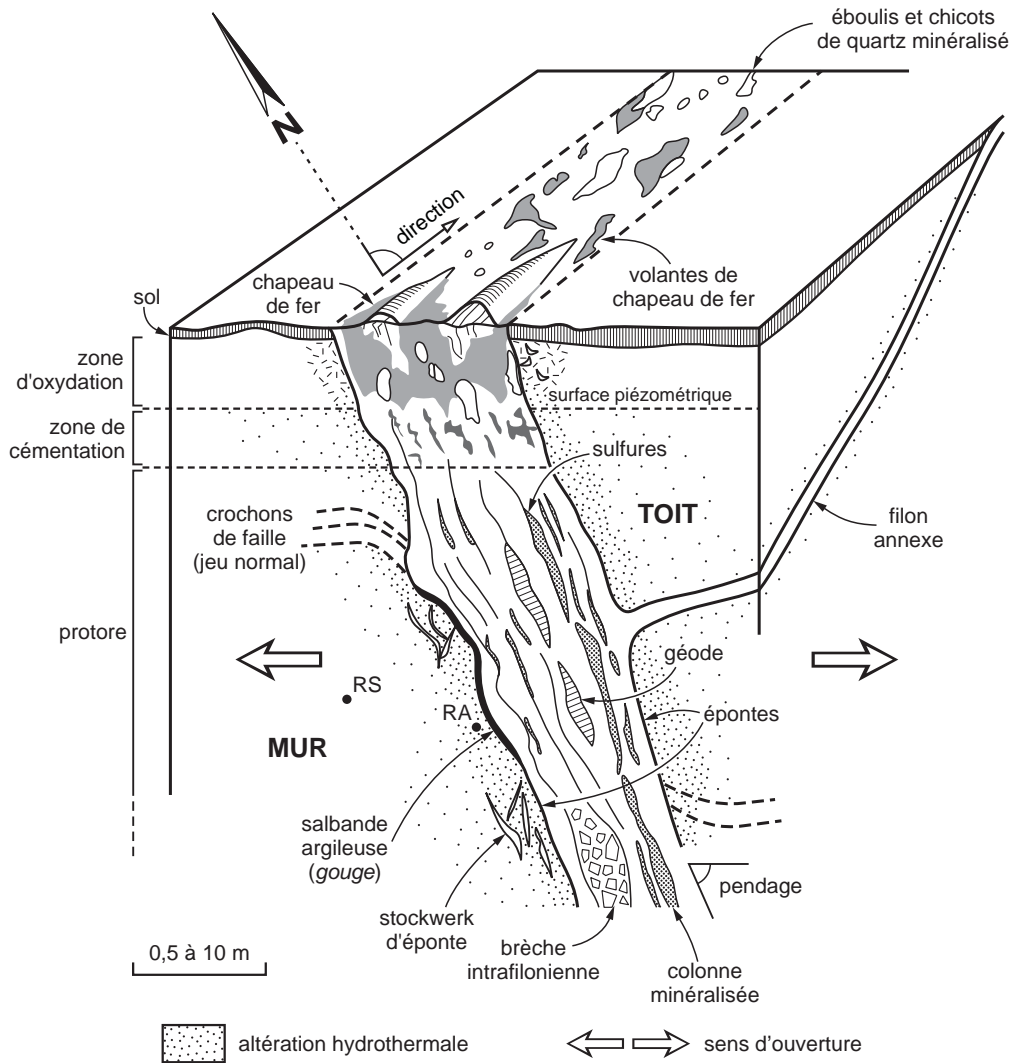


Figure 3.2 - Principaux éléments géométriques d'une minéralisation filonienne. Au voisinage de la surface, le filon est altéré du fait des conditions climatiques. On distingue une zone d'oxydation, une zone de cimentation, plus réduite, et une zone saine, non affectée par les transformations de surface, le protore. RS (roche saine) et RA (roche altérée par les fluides hydrothermaux) renvoient à la figure 3.15.

puissants et massifs (Kupferschiefer, *red bed*), ou zones irrégulières imprégnées de minerais, toujours contrôlés par l'horizon porteur. Dans les lentilles de sulfures massifs, souvent appelées de manière ambiguë « amas » de sulfures massifs, la minéralisation présente fréquemment un rubanement interne parallèle ou légèrement oblique sur la stratification.

Les roches hôtes de ces gîtes stratiformes sont variées : argiles, grès, carbonates et roches volcaniques étant les plus importantes sur le plan économique. Les gisements dans les environnements argilo-gréseux sont particulièrement remarquables par leur extension et leur continuité. Les dépôts cuprifères du Kupferschiefer européen et de la Copperbelt africaine sont reconnus

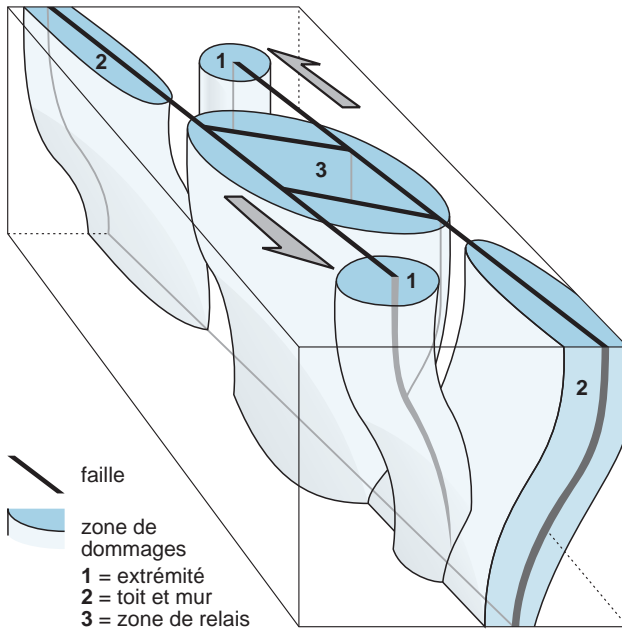


Figure 3.3 - Une zone de faille comprend une zone de cœur (faille *sensu stricto*), entourée par une zone de dommages qui peut se développer soit aux extrémités de la zone (1), aux épontes (2), ou dans les zones de relais entre deux failles (3). Les zones de dommages sont souvent perméables et peuvent porter des minéralisations, comme le cœur des failles (d'après Caine *et al.*, 1996).

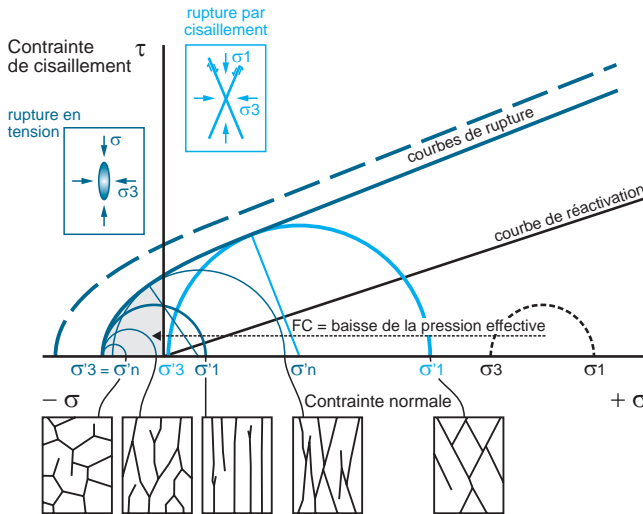


Figure 3.4 - Cercle de Mohr et conditions de rupture : la rupture se produit lorsque le cercle atteint la courbe de rupture ou droite de Coulomb. σ_1 est la contrainte principale, σ_3 la contrainte minimale et σ_n la contrainte moyenne. Trois lignes marquent les conditions de rupture. La courbe bleue représente les conditions d'une roche intacte, celle en tireté bleu celle d'une roche plus résistante, par exemple par silicification, et celle en noir les conditions d'une roche déjà fracturée, réactivée. Deux modes de rupture sont illustrés : la fracturation tectonique correspond à une augmentation de la contrainte principale σ_1 , ce qui fait grossir le cercle de Mohr (courbe bleue); la fracturation hydraulique est due à la baisse de pression effective (σ') par augmentation de la pression de fluide, ce qui déplace le cercle vers le domaine des tensions, à gauche. Les schémas illustrent le style de fracturation selon le domaine de pression (d'après Sibson, 2001 et 2004).

sur des centaines de kilomètres carrés; les gisements en milieux carbonatés (SEDEX d'Irlande), gréseux marins ou continentaux (*red bed*) sont plus localisés.

Les placers sont des gîtes stratiformes actuels en cours de formation, et les gisements de granulats alluvionnaires, de gypse, de sel, de fer appartiennent aussi à cette catégorie stratiforme. On peut également y ranger les autres formations sédimentaires comme les calcaires, le charbon, voire le pétrole.

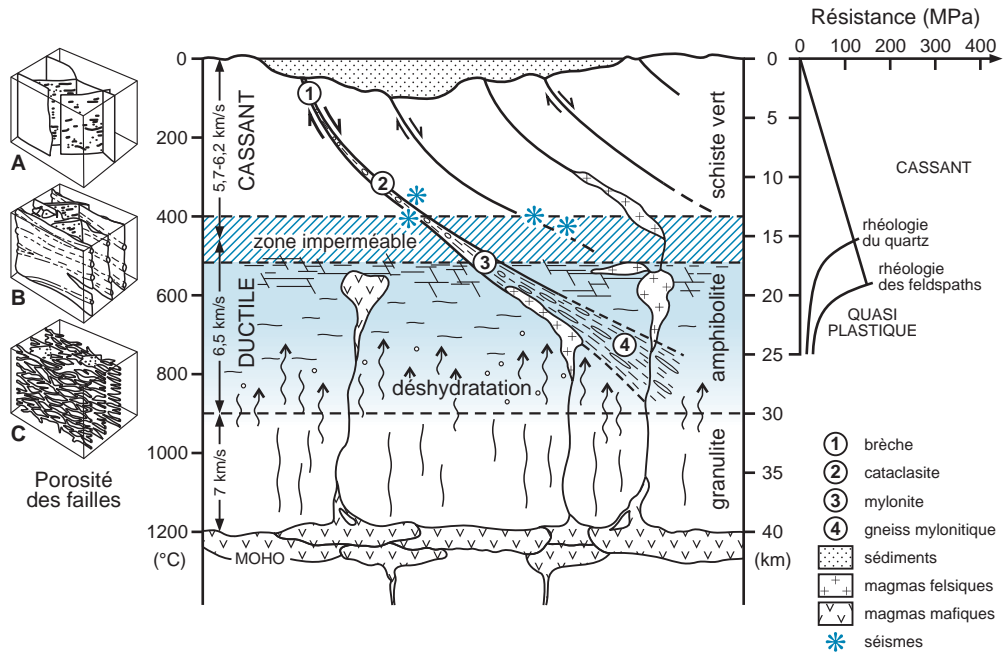


Figure 3.5 - Perméabilité à l'échelle de la croûte (d'après Stanley *et al.*, 1990), style de porosité des failles (d'après Géraud *et al.*, 1995) et conditions de rupture (d'après Scholz, 1990; Sibson, 2001).

3.1.3 Amas

Les amas constituent une catégorie très polymorphe qui rassemble les gîtes n'affichant pas de caractère stratiforme ou de caractère filonien clairement marqué. Leur taille varie de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres. Ils se rencontrent surtout dans les roches carbonatées, parfois au contact d'intrusions formant les skarns. Les amas sont globalement cantonnés à un ou à plusieurs niveaux stratigraphiques, mais ils se répartissent dans le détail de façon très capricieuse, formant des masses à contours irréguliers, à bordures nettes ou diffuses, tour à tour concordantes et discordantes, selon que le dépôt du minerai a été guidé par les contacts lithologiques ou les fractures sécantes, voire des vides de type karstique. On utilise le terme de contrôle mixte, à la fois structural et stratigraphique.

Les chapeaux de fer, zone superficielle soumise à l'action de l'eau et de l'air des concentrations minérales, sont habituellement rangés dans ce type morphologique.

L'expression « amas sulfuré », qui désigne souvent les sulfures massifs de type VMS et SEDEX, est impropre. En effet, ces types de gisements présentent un contrôle stratigraphique net et appartiennent aux gîtes stratiformes.

3.1.4 Disséminations et stockwerks

Comme leur nom l'indique, les minéralisations de ce type voient leur minéral utile disséminée dans la roche qui constitue alors le minerai sans qu'un contrôle structural ou stratigraphique n'influe sur leur répartition. La kaolinite ou la muscovite dans le granite altéré, la chromite dans les roches ultramafiques, en sont des exemples. Lorsque la minéralisation disséminée est

confinée à un horizon particulier, on préfère la considérer comme une concentration de type stratiforme, plus précise d'un point de vue contrôle géologique.

Stockwerk, terme d'origine allemande (*stockwork* en anglais), désigne de petits filons, d'une puissance variant de quelques millimètres à quelques décimètres au maximum, s'entrecroisant en un réseau relativement dense (photos e et f, planche 9). Ils donnent l'impression d'être un minerai disséminé. Ils sont habituellement liés aux intrusions felsiques à intermédiaires et recourent fréquemment le contact roche intrusive-encaissant. Disséminations et stockwerks sont fréquemment associés dans les minéralisations porphyriques. Les *sheeted veins*, réseaux serrés de minces filonnets riches en cassitérite, s'y rattachent.

3.1.5 Cheminées

Les cheminées (*pipes* ou *breccia pipes* en anglais) sont des volumes en forme de cylindre vertical ou sub-vertical, donc relativement peu développés dans deux dimensions, d'un diamètre allant de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres. Elles sont parfois remplies de brèches minéralisées en étain, tungstène, molybdène, uranium ou or, et de roches plus ou moins transformées. L'origine de ces structures est, pour l'essentiel, volcanique, certaines étant des diatrèmes (cratères d'explosion volcanique ou phréato-magmatique), mais d'autres sont magmatiques, liées à des explosions par surpression de fluides au sommet de chambres magmatiques (gîtes d'étain et de tungstène). Les kimberlites à diamants sont des cheminées volcaniques. Cependant, certaines cheminées sont d'origine karstique et représentent des zones d'effondrement de cavités souterraines dans des zones carbonatées (gîtes d'uranium du Grand Canyon du Colorado).

3.2 Paragenèses et textures

3.2.1 Structures et textures

L'observation à plusieurs échelles (terrain, échantillon, microscope) d'une concentration minérale permet d'obtenir des renseignements précieux sur la nature et l'histoire de celle-ci. Ces renseignements instruisent sur le contexte qui régnait au moment de la formation de cette concentration minérale et sur la géochimie des fluides minéralisateurs.

Une texture minérale correspond à l'agencement et aux relations spatiales des différents minéraux. Il existe un problème de sémantique entre « texture » et « structure », compliqué par le fait que ces deux termes n'ont pas la même signification en français et en anglais. De ce débat toujours d'actualité, il semble émerger que la principale différence entre les deux vocables repose sur l'échelle d'observation : le terme « texture » désigne des échelles allant de micro à mésoscopiques, le terme « structure » étant plutôt réservé à des agencements d'objets géologiques d'échelle supérieure. C'est dans ce sens que ces deux termes seront employés ici. Les textures des concentrations minérales sont très nombreuses : massives, rubanées, bréchiques, etc. (planches 1 et 4). Nous ne donnerons ici que les plus communes à l'échelle de l'échantillon et du terrain.

■ TEXTURES MASSIVES

Ces textures se caractérisent par des cristaux orientés dans tous les sens sans concentration préférentielle (photo a, planche 2). La minéralisation, au moins à l'échelle du front de taille, prend un aspect homogène. Ces textures peuvent avoir une origine primaire et traduisent alors la cristallisation simultanée des minéraux, ou secondaire, résultant d'une recristallisation diagénétique

ou métamorphique (photo h, planche 3). En particulier, les gels siliceux recristallisent en donnant des textures massives effaçant les textures initiales.

■ TEXTURES RUBANÉES

Dans les textures rubanées, les minéraux sont disposés en bandes, ou rubans, depuis les épontes jusqu'à l'axe central du corps minéralisé. Ce sont des textures particulièrement fréquentes dans les filons. On les subdivise en trois catégories (planche 1) : les encroûtements, les textures *crack-and-seal*, et les laminations (figure 3.6).

Les **encroûtements** sont des dépôts successifs globalement parallèles entre eux et parallèles aux épontes. Ils sont dits symétriques si les dépôts se répètent de façon symétrique sur les deux parois par rapport à un vide central, dissymétriques dans le cas contraire. Les différents rubans sont composés de minéraux différents (fluorine, quartz, barytine, sulfures, oxydes, etc.), ou du même minéral, le rubanement étant souligné par des variations de teintes ou de granulométries (photos a, d et e, planche 1). Dans ces textures, le quartz développe fréquemment des cristaux automorphes allongés à croissance centripète dits « en peigne » (*comb*), qui se disposent perpendiculairement aux épontes (photo c, planche 1). C'est une disposition syntaxiale. Dans des cas moins fréquents, les cristaux poussent à partir du cœur de la structure; c'est alors une disposition antiaxiale. Au cœur de la structure, il peut subsister des vides où cristallisent des minéraux automorphes, couramment de grande taille : ce sont les géodes, ou druses. La chronologie de dépôt est claire : les plus anciens sont aux épontes, les plus récents, au cœur. Ces encroûtements traduisent des réouvertures répétées, qui indiquent un contexte tectonique en ouverture, la contrainte principale σ_1 étant parallèle à la direction du filon. Les filons à texture rubanée d'encroûtement, qui peuvent dépasser 10 m de puissance, apparaissent principalement dans les niveaux supérieurs de la croûte, de 0 à 5 km. Les filons de fluorine-barytine-carbonates du Massif central et du Maroc appartiennent à ce type (photo e, planche 1).

Les **textures *crack-and-seal*** (rupture et cimentation) sont caractérisées par des rubanements de cristaux perpendiculaires aux épontes, comme dans les encroûtements, mais montrant des alignements d'inclusions fluides ou solides qui indiquent des ruptures au cours de la croissance cristalline. Ces rubanements peuvent avoir une géométrie complexe, mais sont globalement parallèles aux épontes (photo g, planche 1). Ils peuvent être très nombreux, plusieurs centaines, et traduisent des alternances de cristallisation et de rupture dans une zone filonienne. Les textures *crack-and-seal* sont caractéristiques des failles sismiques en contexte compressif (Sibson, 1990). Elles se produisent, le plus souvent, à la base de la lithosphère cassante, la schizosphère, là où la résistance des roches est maximale (figure 3.5).

Les **laminations** se caractérisent par l'allongement des cristaux le long de la zone de déformation. Le parallélisme entre les dépôts hydrothermaux et les bordures du filon n'est plus systématique du fait de l'existence de structures secondaires mylonitiques; le quartz n'adopte plus une forme en peigne, mais il montre des signes d'écrasement et de cristallisation sous contraintes (égrègements avec granulation, apparition de sous-grains, etc.) (photos f et g, planche 3). Ces textures marquent une plus grande profondeur (plus de 10 km) car elles nécessitent une ductilité du quartz, voire des feldspaths. Elles sont fréquentes dans les cisaillements aurifères, où elles voisinent couramment avec des textures *crack-and-seal*.

■ TEXTURES BRÉCHIQUES

Les textures bréchiques, ou brèches, sont caractéristiques des niveaux structuraux assez superficiels car elles correspondent à des phénomènes de rupture ou de dissolution (Laznicka, 1988).

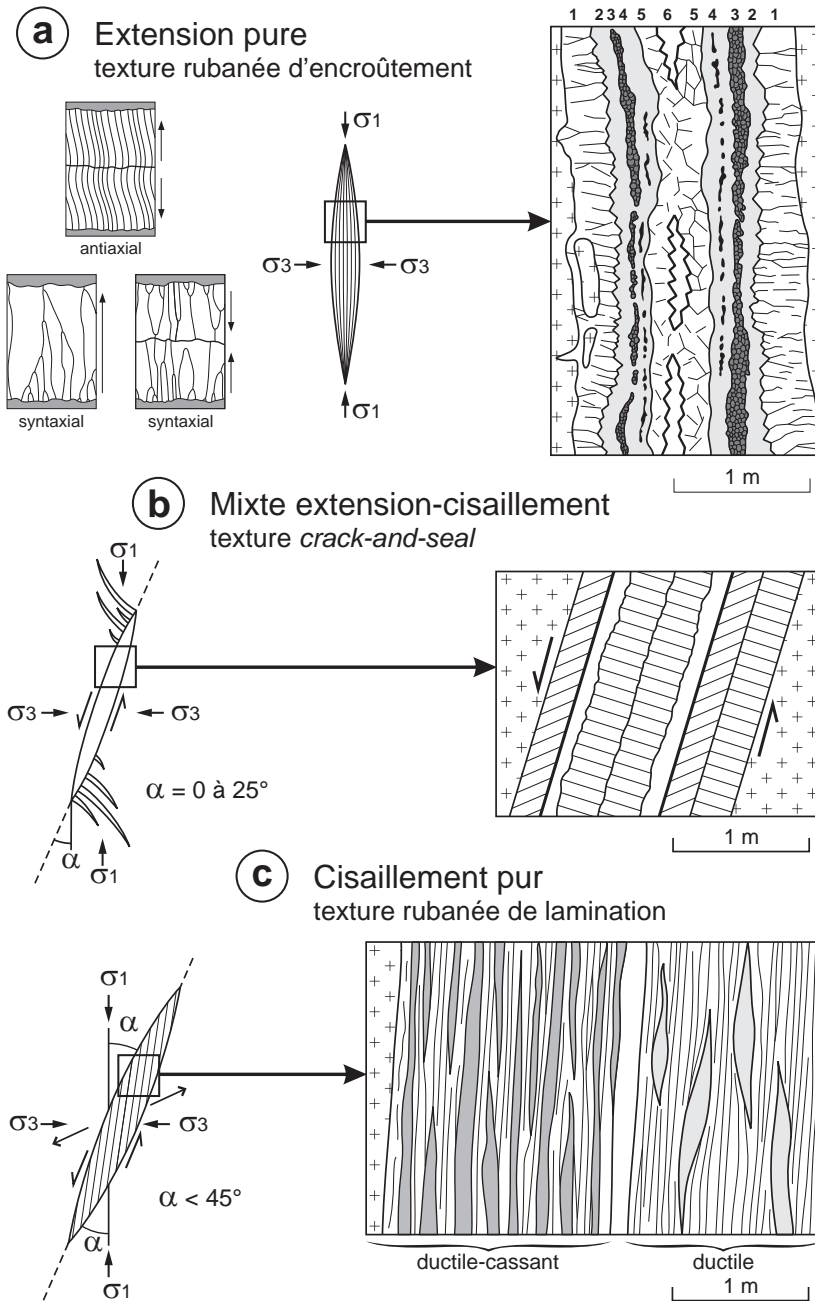


Figure 3.6 - Trois exemples de textures minérales surtout communes dans les structures filoniennes. **a**) rubanement et encroûtement dans un contexte d'extension pure, avec des variantes selon les lieux de nucléations des cristaux; **b**) *crack-and-seal* (d'après Oliver et Bons, 2001) dans un contexte mixte d'extension-cisaillement; **c**) lamination ductile et ductile-cassante dans un contexte de cisaillement pur. Ces trois faciès correspondent également à des conditions de plus en plus profondes.

On peut distinguer deux grandes familles de brèches : des brèches mécaniques, résultant de la fragmentation des roches, et des brèches chimiques, résultant de leur dissolution (Jébrak, 1997) (figure 3.7; planche 4).

Les brèches mécaniques résultent généralement de processus tectoniques dans des zones de failles, ou de processus volcaniques. On peut reconnaître plusieurs styles principaux de fragmentation :

- les brèches de friction ou de comminution. Elles sont associées à des zones de faille. L'augmentation des contraintes provoque la rupture. Elles sont caractérisées par des fragments anguleux, de taille très hétérogène, avec de la farine de roche. La farine et les fragments ont la même composition;
- les brèches d'explosion. Elles sont caractéristiques des environnements volcaniques, mais peuvent également apparaître dans les volcans de boue. Elles présentent des caractéristiques assez similaires aux brèches de friction, mais en diffèrent par le caractère très hétérogène des fragments du fait de leur déplacement;
- les brèches hydrauliques. Elles sont généralement associées à des zones de failles; elles résultent d'une augmentation de la pression de fluide, ce qui entraîne une baisse de la pression effective et une rupture souvent en traction. Les brèches sont caractérisées par des fragments de tailles souvent comparables, passant en continuité à l'encaissant. Il n'y a pas de farine de roche. La bréchification hydraulique ne nécessite pas une augmentation de la contrainte principale (figure 3.4);
- les brèches d'effondrement. Elles succèdent à une ouverture et peuvent apparaître dans tous les environnements. Elles montrent des fragments hétérogènes de toutes tailles, parfois granoclassés;
- les brèches fluidalisées. Elles montrent des fragments alignés parallèlement aux épontes et sont formées par la circulation rapide de fluides denses fortement chargés en fragments dans un filon ou un *pipe*. Les fragments sont souvent arrondis du fait de l'attrition provoquée par le transport rapide dans le conduit (*pebble dyke*).

Les brèches chimiques sont plus fréquentes qu'on ne le soupçonne généralement. La fragmentation résulte de la dissolution de la roche, souvent le long de fractures. Toutes les roches peuvent être dissoutes, non seulement les carbonates et les sulfates, mais aussi des quartzites et même des roches plutoniques silicatées. La dissolution peut provoquer des effondrements importants : il existe ainsi des karsts minéralisés dans des grès, avec des accumulations de brèches à la base des cavités.

■ TEXTURES VARVÉES

Les textures varvées, ou litées, se caractérisent par une allure finement stratifiée, due à l'alternance de lits de compositions minéralogiques différentes, ou de proportions différentes des mêmes minéraux (photo f, planche 1). Le passage d'un lit à l'autre est net mais progressif, et non pas tranché comme dans le cas des textures d'encroûtement.

Dans la plupart des cas, une texture varvée indique une précipitation chimique en milieu sous-marin. Elle est donc fréquente dans les gîtes formés en milieu sédimentaire et représente la texture habituelle des gisements VMS. Dans ces derniers, les varves relèvent davantage de variations dans les proportions des sulfures, que de variations minéralogiques.

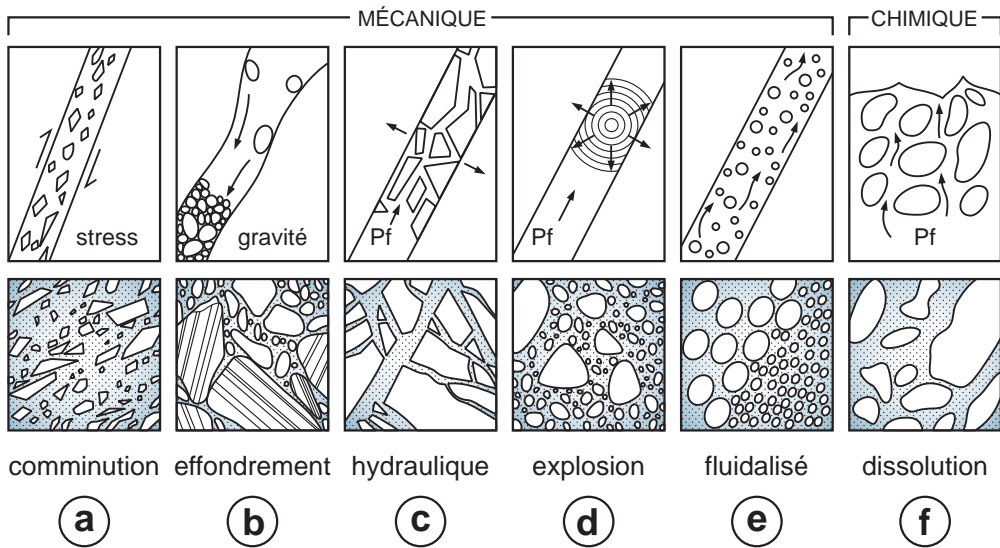


Figure 3.7 - Mode de formation des différents types de brèches (d'après Jébrak, 1997).

3.2.2 Minéralogie

L'étude minéralogique est un élément identitaire incontournable d'une concentration minérale qui fournit des informations sur sa nature, donnant accès à la composition des fluides minéralisateurs et aux conditions de formation, ce qui permet de proposer des modèles génétiques. En outre, l'étude minéralogique livre les éléments de base à la mise au point d'un procédé de traitement du minerai dans le cas d'une exploitation ultérieure.

Les minéraux les plus courants des gîtes de métaux sont des sulfures et des sulfosels (pyrite, sphalérite, galène, chalcopryrite, cuivres gris, etc.), des oxydes (magnétite, hématite, cassitérite, chromite, uraninite et autres), plus rarement des natifs (or, platine, etc.), auxquels s'ajoutent les minéraux de gangue (quartz, carbonates, fluorine, barytine, chlorites, autres silicates, etc.).

Cette association de minerais et de minéraux de gangue s'appelle la **paragenèse**. Lorsqu'elle a été définie par Breithaup en 1849, la paragenèse désignait une association minérale résultant d'un processus géologique donné. C'est donc un terme général non réservé aux seules concentrations minérales : on utilise ainsi couramment le terme de paragenèse métamorphique pour désigner l'association minérale d'une roche métamorphique.

La formation d'une concentration minérale relève généralement d'un processus complexe polyphasé. La paragenèse va donc être composée de plusieurs stades (ou étapes), chacun correspondant à un épisode de dépôt des fluides minéralisateurs. La succession paragenétique d'un gîte visualise la chronologie de dépôt des différents minéraux (figure 3.8). La paragenèse permet de remonter aux conditions de genèse de la minéralisation en fixant la température, les fugacités en soufre ou en oxygène, le pH, etc. (figure 3.9). Dans le cas où un gisement est formé par la superposition de deux ou de plusieurs processus de minéralisation, on relèvera autant de paragenèses correspondantes.

La nature des minéraux présents varie grandement en fonction du type de gîte. On distingue, en fonction de leur abondance, les minéraux majeurs, les minéraux mineurs ou accessoires, et les

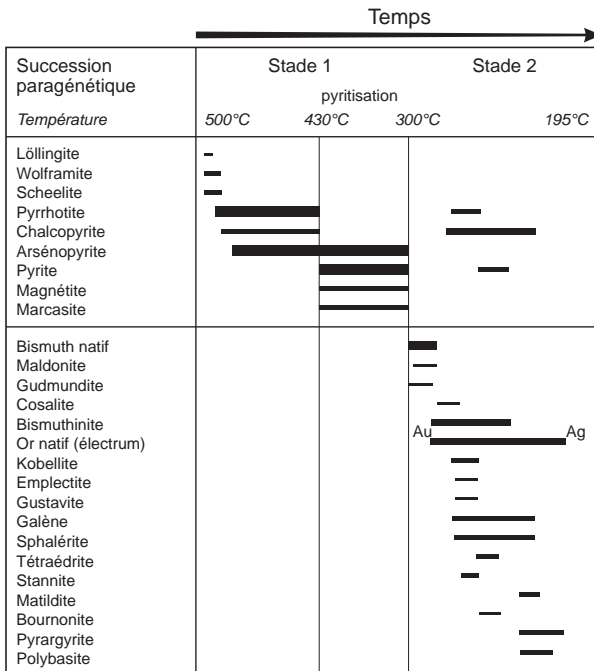


Figure 3.8 - Succession paragenétique de la minéralisation aurifère de Salsigne. La composition de l'électrum évolue au cours du dépôt d'un pôle riche en or (Au) vers un pôle plus argentifère (Ag) (d'après Marcoux et Lescuyer, 1994).

minéraux traces. Dans les gisements de sulfures par exemple, la pyrite, la chalcopyrite, la sphalérite, et la galène sont les minéraux majeurs les plus courants, leurs proportions variant selon les gisements.

Les amas sulfurés de type VMS sont ainsi composés de pyrite, le minéral le plus abondant représentant de 50 à 98 % des sulfures. La pyrite est suivie par la sphalérite, la chalcopyrite et la galène en proportions variables; sauf rares exceptions, ces quatre sulfures composent de 95 à 100 % des sulfures de ce type de gisement. La géochimie de ces minéraux peut varier, et il est souvent utile, à des fins scientifiques autant qu'économiques, de les analyser à la microsonde électronique. Ainsi, la pyrite peut contenir de l'arsenic, ce qui peut occasionner des inconvénients dans le traitement ou la mise en stériles. Une part du zinc de la sphalérite est couramment remplacée par du fer, ce qui lui confère un intérêt géothermométrique (voir infra), mais aussi par de l'argent, du cadmium, voire du germanium ou de l'indium, ce qui augmente le prix du concentré.

À ces minéraux majeurs s'ajoutent des minéraux mineurs et en traces comme la pyrrhotite, l'arsénopyrite, la magnétite, etc. Ils révèlent la géochimie précise des fluides hydrothermaux (présence de Sb, As, Bi, Au, Hg par exemple) et peuvent jouer un rôle économique non négligeable. Certains sont valorisants et augmentent la valeur du minerai si le coût de la récupération est inférieur au prix de vente : c'est le cas, par exemple, de l'or natif, de la tétraédrite (lorsqu'elle est argentifère), des sulfures de « petits métaux » (germanium, cadmium, indium, etc.) dans les gisements de plomb-zinc-cuivre, du platine ou de la sperrylite ($PtAs_2$) dans les gisements de chromite. La présence de minéraux valorisants peut être déterminante dans la décision d'exploiter un gisement, le gain financier qu'ils procurent pouvant permettre de franchir la barre de rentabilité.

D'autres minéraux, comme les sulfures d'arsenic, de mercure, de bismuth, ou de thallium, par exemple, sont pénalisants, ce qui a des répercussions sur le plan économique. Leur présence peut en effet entraîner à la fois une baisse du prix de vente du minerai, et des difficultés sur le plan

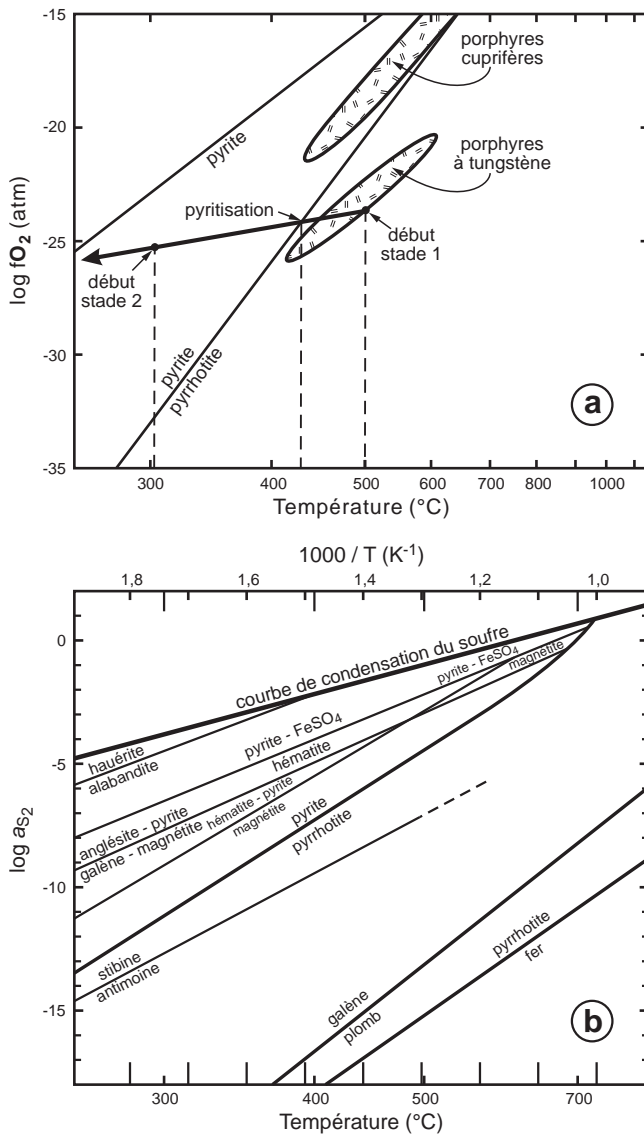


Figure 3.9 - Champs de stabilité des minéraux hydrothermaux en fonction de la température et de l'activité en soufre. **a)** conditions de formation du gisement aurifère de Salsigne (France) et comparaison avec les positions des champs porphyriques, avec P_{fluide} de 1 kbar (d'après Marcoux et Lescuyer, 1994; Ohmoto et Goldhaber, 1997); **b)** domaines de stabilité des principaux minéraux métalliques (d'après Vaughan et Craig, 1997); noter les grands champs de stabilité de la pyrite et de la galène.

environnemental, du fait de leur toxicité. La conséquence financière peut aller jusqu'à compromettre l'ouverture ou la poursuite de l'exploitation.

La **métallographie** (ou minéragraphie) est l'étude des minéraux opaques en lumière réfléchie, réalisée à l'aide d'un microscope métallographique. Elle « est à la métallogénie ce que la pétrographie est à la géologie » (Picot et Johan, 1978). À l'instar de la pétrographie, la métallographie a pour but de déterminer les différentes espèces qui constituent un minerai, d'étudier leurs relations mutuelles et, grâce à ces données, de les interpréter. La métallographie concerne principalement les minerais de métaux. Ceux-ci sont, pour la plupart, des sulfures et des oxydes, parfois des éléments natifs, c'est-à-dire des minéraux en grande majorité opaques en lame mince, par conséquent impossibles à étudier en lumière transmise. On les examine donc par réflexion, et

on utilise le terme d'observation en lumière réfléchie. Tous les intermédiaires existent entre minéraux opaques et transparents. Les minéraux opaques sont assez fréquemment désignés par l'expression « minéraux métalliques ».

L'échantillon à étudier est découpé et poli pour obtenir une section polie, ou aminci à l'épaisseur d'une lame mince (30 μm), puis poli : on obtient alors une lame mince polie dont l'avantage est de permettre l'étude à la fois des minéraux opaques et des minéraux transparents.

Au microscope, les textures des minerais sont très nombreuses (planches 2 et 3). Nous ne citerons ici que les plus communes en prenant comme base la classification établie par Craig et Vaughan (1994). Ces auteurs distinguent les textures primaires, acquises au cours de la cristallisation du minéral, des textures secondaires, issues d'un rééquilibrage des minéraux postérieurement à leur dépôt. Dans les cas favorables, une lecture correcte des textures permet de retracer l'histoire d'un gisement.

Parmi les textures primaires, les textures massives révèlent des agrégats de grains automorphes à sub-automorphes, monominéraux ou polyminéraux, de faible hétérométrie. Les textures rubanées primaires montrent des alternances de lits constitués de minéraux différents ou des mêmes minéraux en proportions différentes, avec fréquemment des cristaux en peigne et des géodes centrales. Les textures collomorphes (photo d, planche 2) s'apparentent aux textures rubanées et résultent de la cristallisation de gels colloïdaux. Les textures graphiques ou cunéiformes témoignent habituellement d'une syncristallisation (photo c, planche 2)

Les textures secondaires sont des textures acquises postérieurement à la cristallisation d'un minéral, par remplacement, déformation ou recuit, à la faveur de phénomènes comme le métamorphisme, la tectonique, l'altération supergène, ou simplement le refroidissement.

Les textures de remplacement sont nombreuses. Elles peuvent résulter de dissolution et de reprécipitation, d'oxydation supergène ou de diffusion à l'état solide. En fin de processus, le minéral remplacé peut avoir complètement disparu ou ne subsister qu'à l'état de reliques dispersées. Le nouveau minéral peut conserver la forme du minéral remplacé : c'est la pseudomorphose. Dans les remplacements hydrothermaux et supergènes, la composition du minéral secondaire est souvent proche de celle du minéral primaire, avec un ou des cations généralement identiques, mais qui changent de valence, comme dans le remplacement de magnétite (Fe^{2+} et Fe^{3+}) en hématite (Fe^{3+}), ou un changement de l'anion comme pour la galène PbS (avec S^{2-}) remplacée par l'anglésite PbSO_4 (avec SO_4^{2-}), ou la pyrite (FeS_2) transformée en hématite (Fe_2O_3) ou en goéthite (FeOOH). Le passage pyrite-goéthite (cf. limonite sur la figure 2.18) se fait avec une perte de volume, cause de l'aspect caverneux des *gossans* à goéthite, issus de la transformation de minerais riches en pyrite.

Le remplacement peut aussi évacuer sélectivement un cation, conduisant à un enrichissement relatif en cations immobiles : ainsi, le remplacement de la chalcopyrite par la bornite, la digénite puis par la covellite marque un départ progressif de fer et un enrichissement relatif en cuivre.

Les textures de refroidissement sont rares dans les minéraux dits réfractaires, qui conservent leur composition et leur forme initiale; ce sont surtout des oxydes (magnétite, chromite, rutile) plus rarement des sulfures (pyrite, arsénopyrite). D'autres au contraire, surtout des sulfures, sulfosels et des éléments natifs, vont adapter leurs compositions et leurs textures à ce refroidissement jusqu'à un état de stabilité. Cet ajustement thermique entraîne l'apparition de textures d'exsolution et de recristallisation (photos g et h, planche 2).

Les exolutions sont des marques de co-cristallisation acquises au cours du refroidissement. Elles apparaissent quand un minéral de haute température se scinde en deux phases minérales distinctes, la première accueillant la seconde dans ses plans de discontinuités. Les exolutions prennent des formes diverses (émulsions de petites plages, lamelles allongées, myrmékites, et autres) et s'organisent fréquemment en motifs guidés par les plans cristallographiques ou les faces de croissance. Les plus fréquentes sont les exolutions de chalcopyrite dans la sphalérite, connues sous le nom de *chalcopyrite disease* (Barton et Bethke, 1987; photos e et f, planche 2), de pyrrhotite ou stannite dans la sphalérite, et les exolutions de pentlandite dans la pyrrhotite.

À l'occasion d'un métamorphisme intense, les minerais peuvent fondre et produire un liquide polymétallique qui pourrait demeurer dans cet état pendant plusieurs millions d'années (Frost *et al.*, 2002). Les minéraux les plus fusibles sont la pyrite et l'arsénopyrite dont la fusion peut conduire à la cristallisation de pyrrhotite et d'un mélange fondu As-S. Un bain de sulfures produit à une température variant de 500 à 600 °C peut être enrichi en Ag, Au, Bi, Hg, Sb, Se, Sn, Tl et Te qui sont les métaux chalcophiles dont le point de fusion est le plus bas. La fusion à plus haute température, au faciès amphibolite supérieur ou granulite, peut s'enrichir en Cu et Pb. La fusion d'un minerai peut se reconnaître par des concentrations locales en Au et Ag, en particulier avec des métaux à bas point de fusion, par des inclusions multiphasées sulfurées dans des minéraux de gangue de haute température. Trois types principaux de gisements montrent des paragenèses issues de fusion, principalement des gisements de plomb-zinc dans des sédiments, que ce soit des gisements de type MVT ou SEDEX (Broken Hill et Cannington en Australie, Balmat dans l'État de New York, Calumet et Montauban au Québec), des gisements de Cu-Fe-Zn (Geco en Ontario, Outokumpu, en Finlande), et des gisements d'or disséminé dans des terrains hautement métamorphiques (Big Bell, Challenger en Australie; Renco au Zimbabwe; Hemlo en Ontario).

La recristallisation oblitère les textures primaires. Les minerais qui ont été affectés par un événement métamorphique ont subi un recuit avec une recristallisation souvent généralisée, et la formation de grands cristaux isométriques montrant des joints à 120° pour des agrégats monominéraux, un angle plus variable dans le cas d'agrégats polyminéraux (photo h, planche 3). La taille des grains est une indication de la température et de la pression. Ce phénomène qui accroît parfois considérablement la taille des grains, et donc la maille de libération, est une aubaine pour le traitement du minerai.

Les textures de déformation expriment l'aptitude de certains minéraux à garder l'empreinte des déformations subies. Cette empreinte dépend de la dureté et du caractère cassant ou ductile des minéraux, de l'intensité de la contrainte, de la température et de l'histoire postérieure à la déformation. Les minéraux les moins durs (natifs, sulfosels, sulfures d'argent) se déforment facilement. Les minéraux relativement ductiles que sont la pyrrhotite, la galène et la chalcopyrite se déforment et dessinent la foliation (photos f et g, planche 3). Les minéraux cassants comme l'arsénopyrite, la pyrite, la cassitérite ou la magnétite se fragmentent et se bréchifient, la bréchification pouvant aller jusqu'à une cataclase poussée, avec apparition d'une farine minérale, lorsque la déformation est très intense (photos b, c, d et e, planche 3).

Les « macles de déformation » (ou macles mécaniques), les *kinks*, et les lamelles de pression (ou macles de pression) sont les réponses des sulfures relativement ductiles et de dureté moyenne comme la stibine ou la pyrrhotite à des contraintes.

3.2.3 Géothermomètres

Des informations sur les conditions thermiques régnant au moment de la formation de la minéralisation peuvent être obtenues de deux manières : par mesures microthermométriques sur les inclusions fluides, ou par utilisation de géothermomètres.

■ INCLUSIONS FLUIDES

Les inclusions fluides sont des reliques des fluides minéralisateurs, gazeuses ou liquides, piégées dans les cavités des minéraux hydrothermaux au moment de leur cristallisation, de façon analogue aux bulles de l'air ambiant piégées dans les glaçons. Les inclusions fluides sont très communes dans tous les minéraux, mais généralement de petite taille (moins de 50 μm).

Les fluides piégés dans les inclusions permettent de reconstruire la composition des fluides minéralisés (Roedder, 1984; Shepherd *et al.*, 1985; Samson *et al.*, 2003). Ainsi, on peut reconnaître optiquement la nature du fluide, essentiellement de l'eau ou du CO_2 , sur la base de la plus grande réfringence du gaz carbonique. On peut aussi y observer des hydrocarbures grâce à leur couleur brune. La détermination plus précise de la composition des fluides peut s'effectuer de diverses manières. La méthode traditionnelle repose sur la détermination de la température de congélation des fluides, ce qui permet d'estimer la salinité. On dispose également d'un vaste arsenal de méthodes semi-quantitatives ou quantitatives, destructrices ou non. On peut ainsi analyser les fluides *in situ* par l'analyse ICP-MS (*Inductive Coupled Plasma-Mass Spectrometry*), la spectrométrie de masse, ou la spectrométrie Raman. Il est même possible de dater les fluides en se servant des isotopes radiogéniques.

Les inclusions fluides peuvent contenir également des solides, soit piégés au moment de la cristallisation du minéral, soit produits par saturation du fluide lors de son refroidissement. Plusieurs techniques permettent de reconnaître les solides inclus : ouverture de l'inclusion et examen au microscope électronique à balayage, analyses par fluorescence aux rayons X provoquée par un rayonnement synchrotron, ou spectrométrie de masse couplée à une ablation laser.

On peut estimer la température minimale de formation du minéral étudié par la méthode thermométrique. Le principe de cette méthode repose sur un piégeage homogène des fluides lorsque le minéral cristallise. Au cours du refroidissement, le volume du fluide inclus diminue du fait d'un coefficient de dilatation thermique plus élevé pour les fluides que pour les solides (figure 3.10). L'espace libéré dans l'inclusion est alors occupé par la phase vapeur du fluide, ce qui se marque par une bulle de retrait. L'inclusion apparaît alors biphasée. À composition identique, une grosse bulle indique un fort retrait, donc une température de piégeage élevée, tandis qu'une petite bulle indique que la température de piégeage était vraisemblablement proche de celle de l'observation. Pour évaluer rigoureusement la température réelle de cristallisation, il est nécessaire de tenir compte de la pression présente au moment du piégeage de l'inclusion (figure 3.10).

Le piégeage hétérogène d'un mélange de liquide et de gaz peut également conduire à des inclusions biphasées. Cependant, le rapport liquide/gaz est alors variable d'une inclusion à l'autre. La présence d'inclusions présentant des rapports liquide/gaz variables traduit souvent une ébullition synchrone de la cristallisation du minéral. Toutefois, cette disposition peut aussi indiquer que les inclusions fluides n'ont pas conservé leur isolement depuis leur piégeage.

Les inclusions vitreuses ou (*silicate-melt inclusions*, MI) représentent des témoins des bains magmatiques silicatés. D'une taille de moins de 300 μm , elles se trouvent dans les roches intrusives et extrusives. Pouvant se former à haute pression, elles permettent de revenir aux conditions

magmatiques initiales et, en particulier, au contenu en éléments volatils et en métaux qui sont souvent dégazés et perdus lorsque le magma cristallise (Lowenstern, 2003). On peut également calculer la pression minimale et la température du magma au moment du piégeage.

■ GÉOTHERMOMÈTRES MINÉRAUX

Les géothermomètres sont des minéraux ou des couples de minéraux qui donnent accès à des températures de cristallisation. Des observations minéralogiques fines et précises, notamment pour établir la chronologie des minéraux-clés, sont indispensables pour une utilisation fiable de ces géothermomètres. L'usage de ces géothermomètres repose sur des études expérimentales de stabilité des minéraux. Les champs de stabilité des minéraux communs et des assemblages courants, de même que les points invariants sont ainsi bien connus; la présence de tel minéral ou de tel assemblage dans une minéralisation est alors symptomatique d'une gamme de températures de cristallisation (figure 3.9) (Craig et Vaughan, 1994).

L'observation des systèmes géothermaux actuels a permis de calibrer grossièrement la température de formation de plusieurs minéraux hydrothermaux (figure 3.11). Ainsi, la kaolinite marque généralement des environnements de basse température, inférieurs à 250 °C, tandis que l'illite est stable dans des environnements dépassant 300 °C.

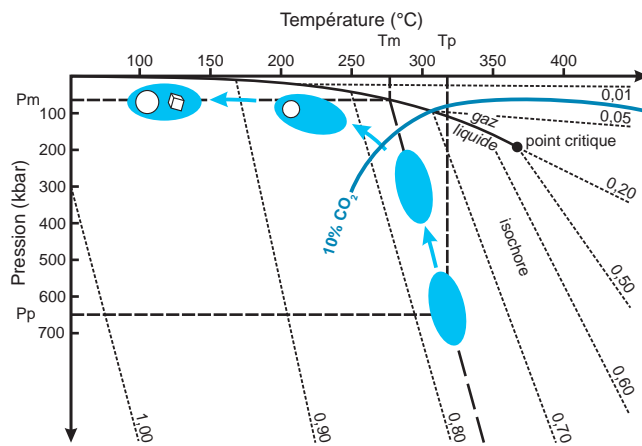


Figure 3.10 - Évolution pression-température des fluides et comportement des inclusions fluides dans ce système. T_m = température apparente mesurée lors de l'homogénéisation; T_p = température de piégeage; P_m = pression apparente mesurée lors de l'homogénéisation; P_p = pression de piégeage.

La composition chimique de certains minéraux est utilisable comme géothermomètre : arsénopyrite, pyrrhotite, sphalérite, chlorite, oxydes de fer et de titane. Les études expérimentales de Kretschmar et Scott (1976), puis de Scott (1983) sur le système Fe-As-S ont permis d'établir, de façon convaincante, le rôle de géothermomètre de l'arsénopyrite (FeAsS) : la teneur en As croît avec la température, au détriment de la teneur en soufre (figure 3.12). La teneur en fer de la sphalérite, synchrone de pyrite ou de pyrrhotite est également un géothermomètre fiable surtout au-dessus de 300 °C. De même, la composition de la pyrrhotite, idéalement FeS, est en fait plus proche de Fe_7S_8 et dépend fortement de la température, ce qui permet un usage thermométrique de ce sulfure. La teneur en Al des sites octaédriques des chlorites, par conséquent leur composition, est également fonction de la température (Cathelineau et Nieva, 1985). Les couples magnétite-ulvöspinelle et ilménite-hématite semblent également livrer des températures fiables pour des environnements à plus de 400 °C.

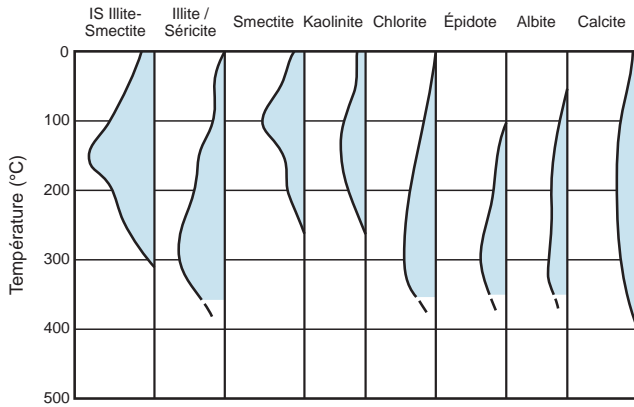


Figure 3.11 - Stabilité des minéraux hydrothermaux dans les systèmes géothermaux (synthèse des données d'après Elder, 1981); IS = interstratifiés (phyllosilicates à feuillets mixtes interstratifiés d'illite et de smectite). On peut utiliser ces gammes de température pour estimer la paléotempérature de formation d'un gisement.

Cependant, la cristallisation n'est pas un processus qui dépend seulement de la température. D'autres facteurs interviennent de façon tout aussi déterminante comme l'abondance du soufre dans le système, quantifiée par l'activité en soufre a_{S_2} (aussi appelée fugacité en soufre f_{S_2}), essentielle pour la cristallisation des sulfures, ou l'activité en oxygène a_{O_2} (ou fugacité en oxygène f_{O_2}), le pH, la pression, etc. Les géothermomètres fournissent ainsi des couples de paramètres (température-fugacité en soufre pour les sulfures), dont il faut fixer l'un pour déterminer l'autre. Les gammes de températures calculées sont fiables, bien que souvent larges, et il est prudent de les préciser par des études microthermométriques. En outre, les minéraux sont sensibles à des remobilisations ou à des transformations (hydrothermalisme tardif, métamorphisme, etc.) provoquant des recristallisations qui peuvent perturber les résultats.

Les géothermomètres cationiques sont utilisés pour déterminer la température d'équilibrage des solutions dans les puits géothermiques. Ils reposent sur l'équilibre entre le fluide et l'encaissant à haute température; on peut utiliser les alcalins (Na, Ca, K) ou la silice (Benjamin *et al.*, 1983). La mesure de ces rapports cationiques dans le fluide permet d'estimer la température maximale que celui-ci a atteinte.

3.3 Géochimie minérale et altérations

3.3.1 Géochimie minérale

La plupart des minéraux présentent des compositions variables qui autorisent des substitutions entre leurs principaux éléments. Ainsi, les tourmalines peuvent présenter de fortes variations de composition, ce qui leur confère des couleurs caractéristiques : le noir pour le schorl riche en fer, le bleu, le jaune ou le rose pour l'élbaïte riche en aluminium ou en lithium, etc. Il peut également s'agir d'éléments en trace qui se substituent, dans de faibles proportions, aux éléments majeurs; ainsi, le calcium des tourmalines peut être partiellement remplacé par du strontium ou des terres rares dont le rayon ionique est comparable. Les minéraux peuvent être zonés du fait de variations de composition pendant leur croissance. De nombreux sulfures montrent de telles variations : par exemple, la skuttérodite et la bravoïte présentent des alternances de bandes de croissances à rapports Co/Ni variables. La pyrite est également souvent zonée par des variations de son contenu en arsenic.

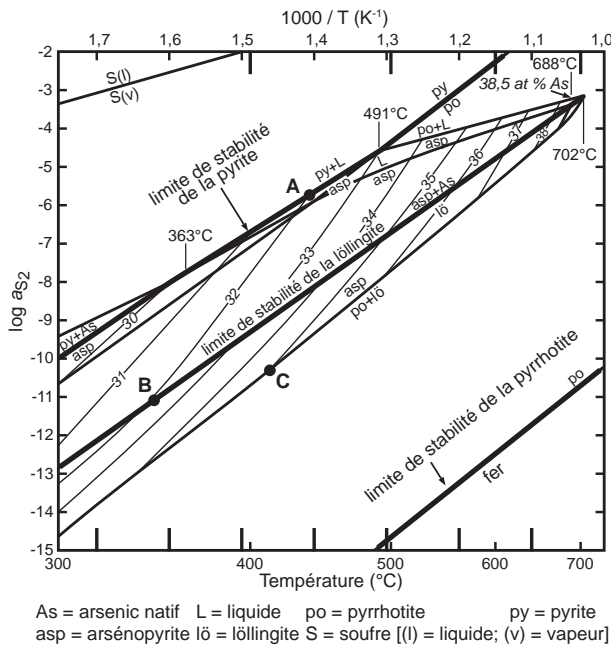


Figure 3.12 - Le système Fe-As-S et son usage comme géothermomètre. Le champ hachuré correspond au champ de stabilité de l'arsénopyrite. Les % atomiques en As (notés 30 à 38) augmentent en fonction de la température et de l'activité en soufre. Pour une même composition de 32 % atomique d'As, les conditions de dépôt de l'arsénopyrite varient grandement : en A, cette composition implique une température de 440 °C pour une activité en soufre a_{S_2} de 10^{-6} atm. Pyrite et arsénopyrite sont alors en équilibre; en B, la température est de 360 °C et l' a_{S_2} est plus basse (10^{-11}); l'arsénopyrite est alors en équilibre avec la löllingite; en C, l'activité en soufre est presque identique, mais la teneur en As est plus élevée (35 % atomique d'As) et la température de l'ordre de 420 °C; l'arsénopyrite est alors en équilibre avec la pyrrhotite et la löllingite (d'après Scott, 1983).

Ces remplacements sont contrôlés principalement par la structure des minéraux qui autorise plus ou moins ces substitutions. Plusieurs facteurs entrent en jeu, notamment la disponibilité des éléments de substitution et le coefficient de partage, ou K_D , entre le minéral et le fluide (silicaté ou hydrothermal) dans lequel il cristallise. Ce coefficient varie selon les conditions intrinsèques de la cristallisation comme la pression, la température et le niveau d'oxydoréduction. Connaissant le K_D , on pourra ainsi utiliser ces substitutions comme des traceurs des conditions de genèse des minéraux, et donc des gisements. Toutefois, il faudra être critique sur les résultats car les éléments en traces peuvent se situer aussi en position interstitielle, occuper une substitution dans les défauts de la structure ou être adsorbés en surface des minéraux, du fait de charges ioniques libres. Les minéraux concernés sont extrêmement nombreux : tourmaline, fluorine, pyrite, pyrrhotite, arsénopyrite, carbonates, apatite, rutile, scheelite, magnétite, chromite, épidote, micas, etc. Nous en donnerons trois exemples.

En contexte magmatique, les apatites présentent des signatures en éléments en traces (terres rares, Sr, Y, Mn, Th) spécifiques de chaque lithologie. La pente du spectre de terres rares normalisé aux chondrites varie systématiquement depuis les roches mafiques aux roches felsiques. Dans les roches granitiques, la composition des apatites reflète à la fois le degré de fractionnement et l'état d'oxydation des magmas, deux paramètres importants pour déterminer le potentiel minéral d'un système magmatique.

En contexte hydrothermal, les fluorines contiennent des terres rares en substitution de leurs ions calcium, Ca^{2+} . Au moment de la précipitation d'une solution saturée en CaF_2 en condition acide, les terres rares sont entraînées dans le minéral avec un fractionnement peu important (Möller et Morteani, 1983) : le spectre des terres rares d'une fluorine est donc le reflet, à un facteur près, de celui de la solution minéralisante. L'euprium, du fait de ses deux valences possibles Eu^{2+} et Eu^{3+} , présente un comportement différent et traduit les conditions d'oxydo-réduction (figure 3.13).

En contexte sédimentaire, les pyrites montrent des variations de leur contenu en nickel et cobalt, en substitution du fer. Un rapport Co/Ni inférieur à 1 est considéré comme typique d'un environnement sédimentaire, un rapport de 1 à 5 correspond à un environnement hydrothermal et un rapport de 5 à 50 serait caractéristique d'un amas sulfuré. Le rapport Co/Ni de la pyrite pourrait être aussi contrôlé par la composition des sédiments voisins.

3.3.2 Altérations

Les gisements hydrothermaux sont fréquemment associés à une transformation importante des roches dans le voisinage de la minéralisation. L'altération hydrothermale traduit la transformation des minéraux d'une roche en réponse à la circulation de fluides chauds. Les roches parcourues par ces fluides très réactifs voient en effet leur composition minéralogique initiale évoluer vers un assemblage minéralogique en équilibre avec le fluide. L'altération fait partie intégrante des systèmes minéralisés et a été définie comme « tout changement dans la composition minéralogique d'une roche occasionné par des moyens chimiques ou physiques, en particulier l'action de solutions hydrothermales » (Bates et Jackson, 1980).

L'altération hydrothermale et le métamorphisme correspondent tous deux à des échanges physico-chimiques à température et pression élevées; cependant, l'altération hydrothermale se produit en système ouvert, tandis que le métamorphisme se produit normalement en système fermé, sans apport ni départ. Au niveau de la source, les éléments chimiques des roches traversées passent progressivement en solution. La roche percolée se transforme peu car cette opération s'effectue aux dépens d'un très grand volume. L'altération est alors diffuse et généralement peu perceptible. Au niveau du dépôt par contre, les fluides sont canalisés dans des volumes restreints, ce qui concentre leur action dans des zones limitées.

Le développement des altérations, et donc la nature des minéraux néoformés, repose sur cinq principaux facteurs : la composition de la roche primaire, les conditions de température et pression, la composition du fluide, le rapport fluide-roche, et le contexte tectonique. Une altération

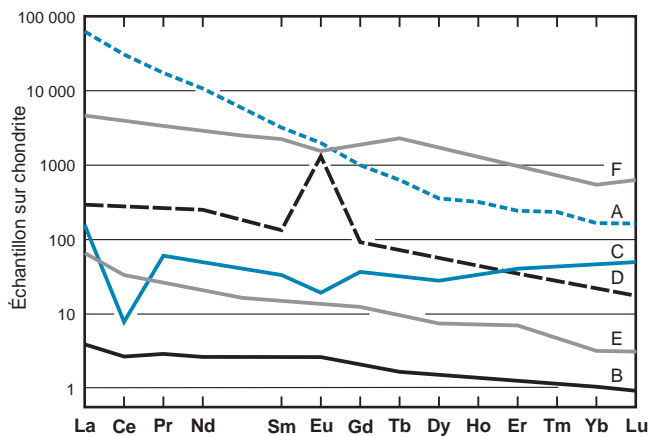


Figure 3.13 - Exemples de courbes de terres rares normalisées aux chondrites utilisées pour approcher les conditions de genèse des gisements. A = fluide montrant un très fort fractionnement des terres rares lourdes par rapport aux terres rares légères dans la carbonatite d'Okorusu (Namibie) (d'après Buhn *et al.*, 2002); B = jaspe du gisement VMS de type Chypre de Lökken (Norvège); C = courbe de l'eau de mer standard (multipliée par 10^7); remarquer l'anomalie négative en cérium; D = courbe d'un fluide hydrothermal (multiplié par 10^6); l'anomalie positive en europium traduit un héritage feldspathique (B, C, et D d'après Grenne et Slack, 2003); E et F = fluorine et calcite spathique du filon d'El Hammam, Maroc (d'après Jébrak, 1984); ces deux dernières courbes permettent de mesurer le fractionnement opéré par les minéraux lors de leur précipitation à partir d'un même fluide hydrothermal.

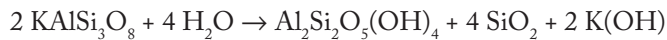
reflète fondamentalement le déséquilibre entre le fluide et la roche qu'il traverse. Les changements minéralogiques qui traduisent cette altération hydrothermale résultent :

- d'un apport d'éléments par les fluides : métaux, souvent éléments alcalins (K, parfois Na, Ca) volatils (H_2O , CO_2) dans les zones de dépôt et à leur proximité immédiate;
- d'un départ d'éléments (Na, Ca, parfois K, etc., selon les systèmes hydrothermaux), certains restant immobiles et étant pris comme référence (Al et Zr, notamment). Ces départs traduisent le lessivage des roches par les fluides qui en extraient certains éléments et les déposent de nouveau plus loin. On notera que les éléments HFSE (*High Field Strength Elements*), comme Zr, Hf, Nb, Ta, Ti et, occasionnellement, Th sont souvent considérés comme immobiles. Cependant, on a pu démontrer leur mobilité dans de nombreux environnements magmatiques, métamorphiques et hydrothermaux, en particulier dans des environnements peralumineux alcalins riches en fluor et en bore.

Les silicates d'alumine (feldspaths, amphiboles, pyroxènes, micas, cordiérite, topaze, staurotide, et autres) sont très sensibles à l'altération et s'altèrent principalement en d'autres silicates d'alumine, notamment en minéraux argileux comme la kaolinite, la montmorillonite, l'illite, ou les smectites. Le quartz est généralement inerte, sauf en environnement alcalin. La tendance générale de l'altération est une hydratation, avec évolution de minéraux anhydres vers des minéraux hydratés.

Parmi les chaînes de réaction les plus courantes, citons les suivantes:

- Biotite (ou amphibole ou pyroxène) \Rightarrow chlorite (composition fonction du minéral initial) par départ de Ca, K, Na \Rightarrow vermiculite \Rightarrow montmorillonite (par apport d'eau);
- Feldspath \Rightarrow séricite \Rightarrow kaolinite \Rightarrow montmorillonite (départ de K et apport de H_2O), la transformation de feldspath en kaolinite s'écrivant :



Les paragenèses d'altération constituent des familles caractéristiques de leurs conditions de genèse. On peut reconnaître qualitativement huit paragenèses, symptomatiques d'un couple acidité/température (figure 3.14). Les altérations potassiques et les altérations de skarns sont formées à haute température et en conditions alcalines, tandis que les altérations argileuses acides dénotent des conditions de pH acides à des températures plus basses.

Au fur et à mesure de la réaction avec la roche, les fluides, neutralisés et refroidis, perdent progressivement de leur efficacité. L'altération sera donc très forte au contact des voies de circulation des fluides, puis elle va décroître progressivement jusqu'à s'annuler à une certaine distance de ces conduits. Les minéraux traduisent cette décroissance graduelle de l'altération en dessinant une zonalité d'allure grossièrement concentrique autour du gîte. Cette auréole d'altération est très utile en exploration minière (figures 5.28, 5.29 et 8.9). La méthode des isocones de Grant (1986) permet d'évaluer très rapidement les départs et les apports entre une roche saine et une roche altérée, et ainsi de réaliser un bilan de masse de l'altération hydrothermale (figure 3.15).

L'identification précise des minéraux argileux est à la base d'une étude des altérations hydrothermales. Il est très utile de savoir si l'on a affaire à une kaolinite, une montmorillonite, une muscovite ou une margarite; dans cette perspective, l'emploi des rayons X est indispensable. Un gisement de ressources minérales peut parfois être constitué par la zone d'altération elle-même, le dépôt étant inexistant ou sans intérêt. C'est le cas par exemple des gisements de talc et des gisements de magnésite dans les serpentinites.

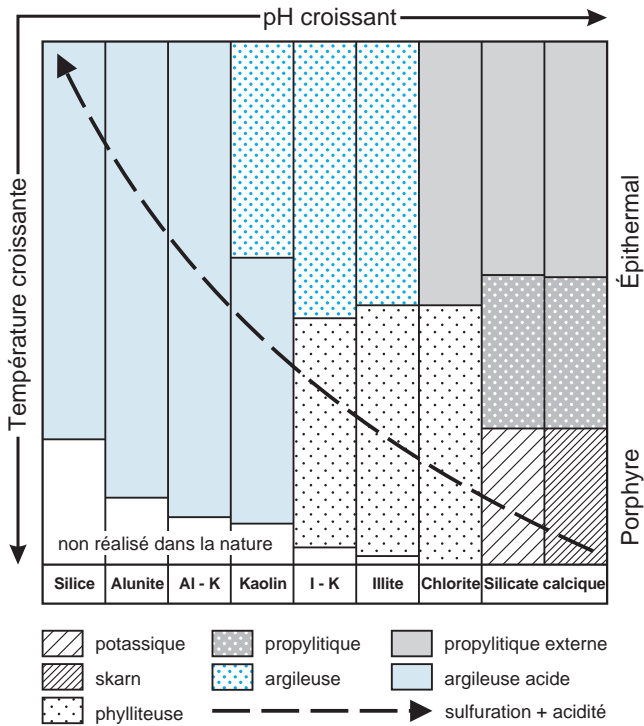


Figure 3.14 - Diagramme montrant la variation des altérations hydrothermales en fonction de la température et du pH (d'après Corbett et Leach, 1998; Sillitoe, 2000). Al = alunite, K = kaolinite, I = illite. La flèche représente la trajectoire d'un système hydrothermal allant d'un skarn à une altération épithermale acide.

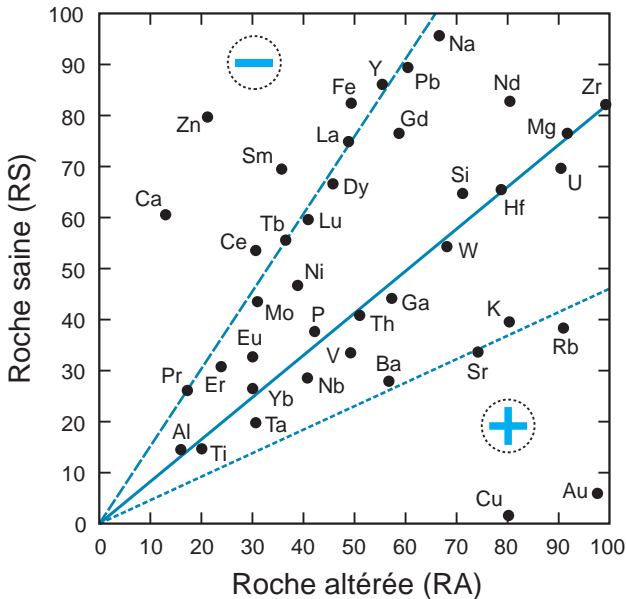


Figure 3.15 - Diagramme de Grant (1986) permettant de mettre en évidence les transferts de masse. On reporte l'ensemble des analyses dans un diagramme binaire opposant la roche saine et la roche altérée. En l'absence de mobilité, les éléments devraient s'aligner selon une pente de 45°. Les éléments les moins mobiles (Th, V, Al, Zr, Ti, etc.) s'alignent selon une droite qui montre immédiatement leur stabilité. K, Sr et Rb sont enrichis, indiquant la néoformation de micas blancs, tandis que Fe, Ca, et Na sont lessivés, témoignant de l'altération des feldspaths sodiques et de minéraux ferromagnésiens. RA et RS sont représentées dans le cas d'un filon sur la figure 3.2.

L'altération météorique est l'équivalent de l'altération hydrothermale en domaine superficiel : c'est la réponse à l'action des eaux de surface froides ($< 40\text{ }^{\circ}\text{C}$) sur les roches. De nombreuses réactions d'hydrolyse (décomposition par action de l'eau) se produisent dans les conditions de surface : kaolinisation, ferruginisation, etc. Il est parfois difficile de discriminer les minéraux de ces deux altérations.

3.4 Géochimie isotopique et géochronologie

La plupart des éléments chimiques sont composés d'isotopes, c'est-à-dire de noyaux de masses différentes à cause d'un nombre variable de neutrons. Parmi les plus couramment utilisés en géologie, citons ^1H et ^2H (ou ^2D pour deutérium) pour l'hydrogène, ^{12}C , ^{13}C et ^{14}C pour le carbone, ^{16}O et ^{18}O pour l'oxygène, ^{32}S et ^{34}S pour le soufre, ^{39}Ar et ^{40}Ar pour l'argon, ^{86}Sr et ^{87}Sr pour le strontium, ^{204}Pb et ^{206}Pb pour le plomb, ^{235}U et ^{238}U pour l'uranium.

La présence d'isotopes dans un élément chimique peut avoir deux origines :

- le phénomène de désintégration radioactive. Il transforme un élément père radioactif en élément fils stable : ainsi, ^{238}U se transforme en fin de chaîne en ^{206}Pb ; ce sont les isotopes radiogéniques;
- un mécanisme de fractionnement. Il va enrichir ou appauvrir un élément en certains isotopes du fait qu'ils ne réagissent pas de façon strictement identique aux processus géologiques comme le changement de phase (ébullition, fusion avec génération de magmas, etc.), le partage entre solide, liquide ou gaz, ou encore l'action bactérienne. Les isotopes générés par ce fractionnement naturel sont dits stables.

La mesure des abondances relatives entre les isotopes d'un même élément est à l'origine d'une branche importante des sciences de la Terre : la géochimie isotopique, qui fournit des informations en géochronologie grâce aux isotopes radiogéniques, et en traçage isotopique grâce aux isotopes radiogéniques et stables (tableau 3.1).

3.4.1 Géochronologie et métallogénie

La géochronologie est employée en métallogénie comme dans d'autres disciplines des sciences de la Terre pour obtenir des âges absolus, la datation d'un événement minéralisateur étant toujours une information précieuse. La précision de la chronologie relative peut être satisfaisante dans le cas de minéralisations syngénétiques, mais elle demeure trop souvent imprécise pour des minéralisations épigénétiques comme les filons. Nous ne reviendrons pas sur les principes de la géochronologie ni sur l'éventail des méthodes de datation, ceux-ci étant abordés dans de nombreux ouvrages consacrés à cette discipline (Vidal, 1994; Allègre, 2005).

Évidemment, la condition *sine qua non* à l'emploi de la géochronologie reste la présence, dans la minéralisation, d'un minéral « datable », bien calé dans l'histoire de la minéralisation, et en parfait état, c'est-à-dire exempt de toute altération ultérieure, hydrothermale ou supergène, et de toute recristallisation. Il faut insister sur la grande rigueur à apporter à l'ensemble des opérations, depuis le prélèvement jusqu'à la mesure afin que l'âge obtenu corresponde à l'âge de la minéralisation. Il est indispensable de s'assurer de l'état intact du minéral par des examens microscopiques, des spectres de diffraction X ou des analyses chimiques.

Plusieurs méthodes géochronologiques sont utilisées en métallogénie (tableau 3.1). La méthode la plus répandue est celle de l'argon-argon ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), plus précise et plus moderne que la

Tableau 3.1 - Géochimie isotopique et métallogénie. Ce tableau rassemble les isotopes stables et instables utilisés en métallogénie. Certains sont analysés en routine dans les laboratoires (U-Pb, Ar-Ar, etc.), d'autres en sont encore au stade expérimental. Ce domaine en évolution permanente est un des plus prometteurs pour l'avenir de la métallogénie, notamment dans la recherche des sources des éléments. RT = roche totale.

Géochronologie				
Élément	Chronomètres isotopiques	Période (ans)	Datation	Minéraux utilisés
C	¹⁴ C	5 568	Quaternaire	carbonates, matériaux carbonés, RT
Ar-Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	1,25 x 10 ⁹ (⁴⁰ K)	Phanérozoïque	muscovite, illite, biotite, phlogopite, amphibole, alunite, « séricite », feldspath potassique, RT
K - Ar	⁴⁰ K/ ⁴⁰ Ar	1,25 x 10 ⁹	Phanérozoïque	muscovite, illite, biotite, phlogopite, amphibole, alunite, « séricite », feldspath potassique, RT
Rb - Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁷ Sr	48,8 x 10 ⁹	Phanérozoïque	biotite, muscovite, amphibole, feldspath, apatite, sphalérite, RT, inclusions fluides
Sm - Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴³ Nd	1,06 x 10 ¹¹	Phanérozoïque à Archéen	fluorine, scheelite, grenat, mica, RT
Re-Os	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁷ Os	4,16 x 10 ¹⁰	Phanérozoïque à Archéen	molybdénite, pyrite, RT
Pb	²¹⁰ Pb	22,3	Actuel	sulfures, matériaux plombifères
Th	²³⁰ Th	80 000	Quaternaire	carbonates
Th-Pb	²³² Th/ ²⁰⁶ Pb	1,39 x 10 ¹⁰	Phanérozoïque à Archéen	zircon, galène et autres minéraux plombifères, sulfures, feldspath potassique, monazite, xénotime, RT
U-Pb	²³⁵ U/ ²⁰⁷ Pb	0,704 x 10 ⁹		
U-Pb	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	4,47 x 10 ⁹		
Traçage isotopique				
Élément	Traceurs	Informations	Minéraux	
Hydrogène	² H/ ¹ H	source des fluides	tous silicates hydratés, sulfates hydratés (alunite), inclusions fluides	
Hélium	³ He/ ⁴ He	source des fluides	fluides inclus dans sulfures (extraits par <i>crushing</i>)	
Bore	¹¹ B/ ¹⁰ B	oxydoréduction	tourmaline	
Carbone	¹³ C/ ¹² C	source du carbone	carbonates, graphite, hydrocarbures	
Oxygène	¹⁸ O/ ¹⁶ O	source des fluides	silicates, sulfates, carbonates, phosphates, inclusions fluides	
Néon	²⁰ Ne/ ²² Ne, ²¹ Ne/ ²² Ne	source des fluides	inclusions fluides	
Silicium	³⁰ Si	sédimentologie, océanographie	quartz, diatomite, éponges	
Soufre	³⁴ S/ ³² S	source du soufre, processus de dépôt	sulfures, sulfates, matière organique	
Chlore	³⁷ Cl/ ³⁵ Cl	modes de transport	inclusions fluides	
Calcium	⁴⁴ Ca/ ⁴⁰ Ca	processus biologiques, précipitation	calcite, aragonite	
Fer	⁵⁶ Fe/ ⁵⁴ Fe, ⁵⁷ Fe	processus diagénétiques	magnétite, sidérite	
Nickel	⁶⁰ Ni, ⁶² Ni	<i>en développement</i>	<i>en développement</i>	
Cuivre	⁶⁵ Cu/ ⁶³ Cu	source, oxydation	minéraux de cuivre	
Zinc	⁶⁶ Zn/ ⁶⁴ Zn	processus cinétiques	sphalérite	
Germanium	⁷⁴ Ge/ ⁷⁰ Ge	<i>en développement</i>	sphalérite	
Molybdène	⁹⁷ Mo/ ⁹⁵ Mo	oxydoréduction	molybdénite	
Antimoine	¹²³ Sb/ ¹²¹ Sb	source du magmatisme, oxydation	<i>en développement</i>	
Xénon	¹³⁴ Xe/ ¹³⁰ Xe, ¹²⁹ Xe	source des fluides	inclusions fluides	
Tungstène	¹⁸³ W/ ¹⁸² W, ¹⁸² Hf/ ¹⁸² W	manteau, datation processus cosmiques	météorite	
Osmium	¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁶ Os	magmatisme, traceurs sédimentaires, datation des sulfures	platinoïdes, chromite, sulfures, météorites, nodules de Mn, shales noirs	
Iridium	¹⁹¹ Ir, ¹⁹³ Ir	traceurs sédimentaires	<i>en développement</i>	
Mercure	²⁰² Hg/ ¹⁹⁸ Hg	ébullition, oxydoréduction	cinabre	
Plomb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb, ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb, ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	source du plomb (et par extension des métaux associés)	galène et autres minéraux plombifères, sulfures, feldspath potassique, RT	

méthode K-Ar, maintenant délaissée. Les minéraux employés le plus couramment sont les feldspaths potassiques, les micas (muscovite, phlogopite, parfois biotite), plus rarement la chlorite et l'illite du fait de leur fragilité qui n'autorise que rarement une parfaite conservation. L'adulaire est un faciès de basse température des feldspaths potassiques, souvent présent dans les minéralisations hydrothermales. Les zircons, fréquents dans les minéralisations, peuvent être datés par la méthode U-Pb. En effet, les équations de base ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = e^{\lambda_1 t} - 1$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} =$

$e^{\lambda t}-1$) dessinent une courbe baptisée Concordia graduée en âge; une minéralisation est donc datée directement par sa position sur la Concordia. Cependant, les systèmes isotopiques ont été fréquemment ouverts et les compositions isotopiques ne tombent pas toujours sur la courbe. Par contre, si les échantillons analysés sont cogénétiques, les points s'alignent sur une autre droite passant par l'origine, d'équation $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1/137,88 = e^{\lambda_{57}t}-1/e^{\lambda_{81}t}-1$. C'est la Discordia, qui coupe la Concordia au point correspondant à l'âge du gisement.

Les méthodes rubidium-strontium ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$) et samarium-néodyme ($^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$), classiques en pétrologie, sont assez peu employées en métallogénie malgré d'intéressants exemples de datation de sphalérites. Par contre, elles apportent de précieux renseignements sur les sources des éléments. La datation par isochrones Re/Os se développe également, dans les contextes riches en molybdène comme les porphyres cuprifères.

Les méthodes U-Pb et Th-Pb utilisent les isotopes radiogéniques du plomb (^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb) pour dater les minéraux riches en uranium et thorium (zircon, uraninite, monazite), mais aussi des minéraux qui en contiennent des traces comme l'apatite ou la calcite. La méthode classique des isochrones donne alors accès non seulement à l'âge de la minéralisation, mais aussi à l'âge des événements thermiques ultérieurs. Les particularités de ce système ($^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ constant) permettent d'utiliser $^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ et $^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb}$ comme deux chronomètres qui doivent donner des âges concordants. L'emploi de ce chronomètre en métallogénie est, cependant, fortement limité dans les contextes riches en plomb, ce métal risquant de contaminer le minéral à dater.

Cette méthode du plomb radiogénique ne doit pas être confondue avec celle, dite du plomb commun, qui utilise les compositions isotopiques de minéraux riches en plomb et dépourvus d'uranium (galène, minéraux plombifères, feldspaths). Dans ce second cas, on mesure une composition figée au moment de la cristallisation du minéral. Des méthodes, basées sur l'évolution des rapports isotopiques du plomb au cours du temps, permettent de calculer des âges modèles théoriques à partir de ces compositions. Toutefois, ces âges doivent être manipulés avec précaution car ils ne sont habituellement fiables que pour les minéralisations anciennes, âgées de plus d'un milliard d'années.

Les mesures d'âges pour des événements géologiques récents (moins de un million d'années) font appel à des méthodes qui reposent sur les déséquilibres de la famille de l'uranium. Les chaînes de décompositions radioactives de l'uranium et du thorium comportent de nombreux descendants de courte période (moins de un million d'années), totalement disparus des systèmes anciens ayant atteint l'équilibre, mais présents dans les systèmes géologiques récents; leurs mesures ont permis de connaître l'âge et la durée d'activité des minéralisations sous-marines sub-actuelles à actuelles, les fumeurs noirs, l'âge de concrétions calcaires dans des grottes, ou encore l'âge des remobilisations subactuelles dans les gisements d'uranium. Selon les échantillons, les rapports utilisés sont $^{210}\text{Pb}/\text{Pb}$, $^{228}\text{Th}/^{228}\text{Ra}$, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ ou $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$. Le carbone 14 est, lui aussi, parfois utilisé pour les datations d'événements très récents (moins de 70 000 ans).

La datation par mesure à la microsonde électronique s'est rapidement développée (Cocherie et Albarède, 2001). Cette méthode chimique et non isotopique présente le grand avantage d'être beaucoup plus simple dans sa mise en œuvre et plus rapide que la technique par géochimie isotopique. Elle consiste à mesurer très précisément les faibles quantités d'uranium, thorium et plomb contenues dans des minéraux comme la monazite (CePO_4) ou le xénotime (YPO_4), puis à calculer l'âge du minéral à partir de ces concentrations.

3.4.2 Traçage isotopique et métallogénie

La composition isotopique de certains éléments, notamment des éléments légers, est contrôlée par deux paramètres : leur source et leur histoire. Les mesures de compositions isotopiques sur différents minéraux vont donc fournir des informations sur ces deux paramètres et nous renseigner sur les processus, chimiques et/ou biologiques, qui ont prélué à leurs formations : c'est le traçage isotopique.

Les éléments les plus employés sont O et H (souvent couplés), C, et S ainsi que Pb. L'utilisation de nombreux autres isotopes est en cours de développement (tableau 3.1)(Fouillac *et al.*, 2005). La composition isotopique est habituellement mesurée sur des minéraux, mais il s'agit là d'une mesure indirecte. Pour accéder à la composition isotopique de l'eau du fluide, il est nécessaire de déterminer expérimentalement le fractionnement isotopique qui se produit lorsque les éléments quittent le milieu fluide pour intégrer un réseau cristallin. Ces données expérimentales, fonction de la température, sont connues pour tous les minéraux courants. La microanalyse ICP-MS (*Inductive Coupled Plasma-Mass Spectrometry*) couplée à un laser se généralise peu à peu et permet de mesurer directement les compositions isotopiques sur des inclusions fluides piégées dans ces minéraux.

Les mesures sont données sous forme de rapports isotopiques R. Le résultat δ est exprimé par rapport à la valeur d'un standard international. Il correspond donc à une dérive, exprimée en millièmes, entre le rapport isotopique mesuré de l'échantillon et celui du standard.

$$\delta = [(R \text{ échantillon} - R \text{ standard}) / R \text{ standard}] \times 1000$$

qui peut aussi s'écrire :

$$\delta = [(R \text{ échantillon} / R \text{ standard}) - 1] \times 1000$$

avec $R = {}^2\text{D}/{}^1\text{H}$, ${}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}$, ${}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$ ou ${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$ et $\delta = \delta\text{D}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}$ ou $\delta^{13}\text{C}$ pour les plus courants.

Les δ des standards ont donc par définition une valeur égale à 0, ce qui est une convention commune pour la lisibilité des résultats.

■ OXYGÈNE ET HYDROGÈNE : TRAÇAGE DE L'ORIGINE DE L'EAU

L'eau est le composant majoritaire des fluides hydrothermaux qui circulent dans la croûte terrestre, et elle va se retrouver, en partie, emprisonnée dans les minéralisations issues de ces fluides. Son origine, profonde ou superficielle, est un point essentiel pour bâtir des modèles génétiques. Pour la déterminer, on mesure les compositions isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène le plus souvent sur les minéraux hydratés (gypse, minéraux argileux) ou hydroxylés (micas, amphiboles, etc.) (figure 3.16).

L'oxygène possède trois isotopes principaux : ${}^{16}\text{O}$ (~ 99,756 %), ${}^{17}\text{O}$ (~ 0,039 %), et ${}^{18}\text{O}$ (~ 0,205 %). Ses variations isotopiques sont données par le rapport ${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$, et la valeur de $\delta^{18}\text{O}$ exprime l'écart de compositions de l'échantillon par rapport à un standard :

$$\delta^{18}\text{O} \text{ échantillon} = [({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} \text{ échantillon} - {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} \text{ standard}) / {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} \text{ standard}] \times 1000$$

Le standard est l'eau de mer : le SMOW (*Standard Mean Oceanic Water*) de composition très homogène à l'échelle planétaire, sauf aux pôles où elle est modifiée par le mélange avec l'eau de fonte des calottes glaciaires. Un autre standard est parfois utilisé : le PDB (*Pee Dee Belemnite*), relié au SMOW par l'équation suivante : $\delta^{18}\text{O} \text{ SMOW} = 1,031 \text{ PDB} + 30,8 \text{ ‰}$.

L'hydrogène possède trois isotopes : ^1H , ^2H (noté D, le deutérium) et ^3H (noté T, le tritium, de courte vie). En géologie le rapport δD ($^2\text{H}/^1\text{H}$) est le plus utilisé. On admet qu'au cours des temps géologiques, le rapport δD a pu varier de -40‰ à $+10\text{‰}$.

Les compositions isotopiques des eaux météoriques, qui comprennent les eaux continentales de surface et les eaux souterraines peu profondes, varient en fonction de la latitude et de l'altitude (figure 3.16). Plus l'altitude et/ou la latitude sont élevées, plus les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et de δD sont basses, donc légères car appauvries en isotopes lourds ^{18}O et ^2D . Dans le diagramme $\delta\text{D} = f(\delta^{18}\text{O})$, les eaux météoriques dessinent une ligne droite qui est la ligne de référence pour les eaux actuelles, d'équation : $\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$. On admet que cette droite est également valable pour les eaux fossiles. Par convention, le SMOW est au point de coordonnées (0, 0) dans le schéma.

Les eaux associées aux magmas ont des compositions isotopiques variables en δD , mais assez constantes en $\delta^{18}\text{O}$ avec des valeurs comprises entre $+5\text{‰}$ et $+10\text{‰}$. Les compositions isoto-

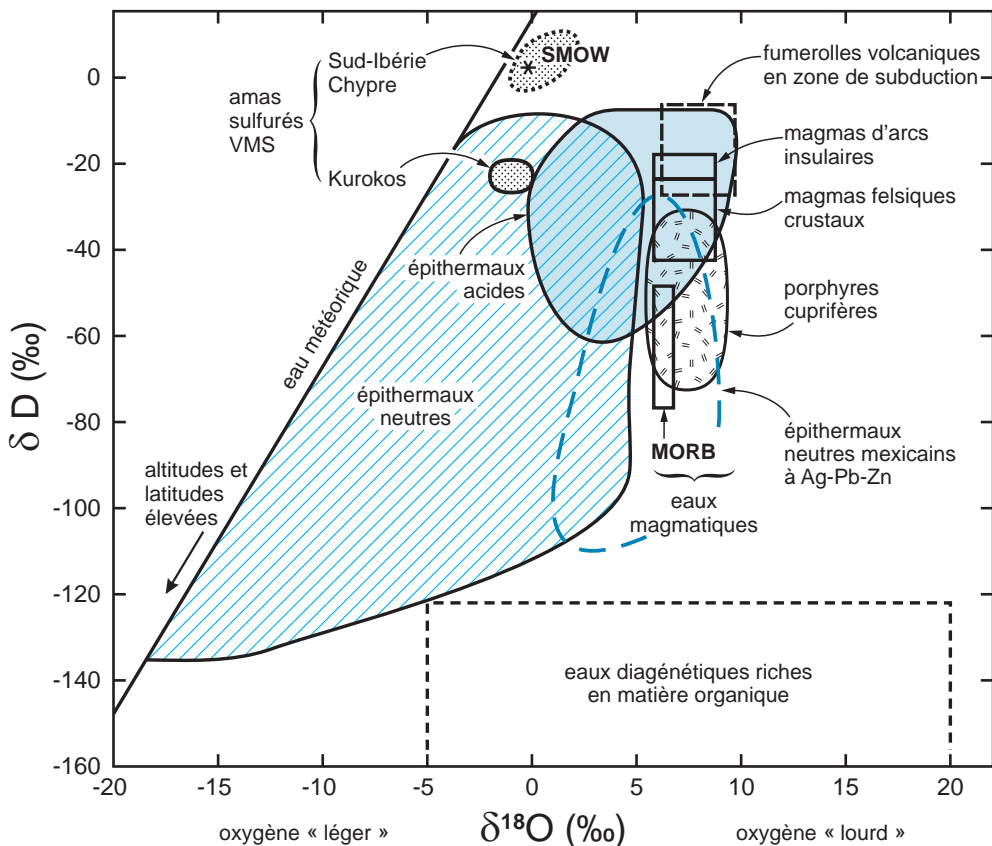


Figure 3.16 - Origines des fluides hydrothermaux par analyses combinées des compositions isotopiques de l'hydrogène (δD) et de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$). On voit notamment que les gisements porphyriques possèdent un fluide exclusivement magmatique, les épitthermaux acides ont un fluide à dominance magmatique mélangé avec des fluides superficiels météoriques et les épitthermaux neutres ont un fluide où se mêlent en proportions variables des eaux magmatiques et météoriques. Les fluides des gisements de sulfures massifs de type VMS possèdent, pour Chypre et les gisements de Sud-Ibérie, une composition identique au SMOW (*Standard Mean Oceanic Water*) dénotant leur origine marine (d'après Hedenquist et Lowenstern, 1994; Hattori et Muehlenbachs, 1980; Ohmoto, 1986; Simmons *et al.*, 2005).

piques des eaux volcaniques peuvent être mesurées directement dans les fumerolles volcaniques. Les variations isotopiques mesurées témoignent du fractionnement qui accompagne les phénomènes magmatiques (figure 3.16). Ces données ont permis de reconnaître l'origine magmatique de l'eau des systèmes hydrothermaux associés aux porphyres cuprifères. Les eaux responsables des gisements épithermaux acides ont des compositions isotopiques identiques à celles des vapeurs volcaniques, indiquant que les fluides parents de ces minéralisations proviennent majoritairement de la condensation de gaz volcaniques. Leurs compositions montrent souvent une dérive vers la ligne des eaux météoriques à la suite d'un mélange plus ou moins poussé avec celles-ci. Par contre, dans les minéralisations épithermales neutres, les mesures dessinent un vaste champ de composition montrant un mélange important entre eaux magmatiques et météoriques. Les amas sulfurés sous-marins quant à eux montrent une forte composante d'eau de mer, la signature de l'eau des fluides magmatiques ayant été masquée par celle des eaux marines, présentes en quantités bien supérieures.

■ SOUFRE

Le soufre est fréquemment présent sous forme de H_2S ou de SO_2 dans les fluides hydrothermaux, ce qui va permettre la cristallisation de sulfures. Cependant, dans le cas des minéralisations sous-marines, l'essentiel du soufre provient de la réduction des sulfates de l'eau de mer par les fluides hydrothermaux. Il possède quatre isotopes stables dont les abondances naturelles moyennes sont les suivantes : ^{32}S (~ 95,02 %), ^{33}S (~ 0,75 %), ^{34}S (~ 4,21 %) et ^{36}S (~ 0,017 %).

Le rapport $^{34}S/^{32}S$ est le plus couramment utilisé pour exprimer les rapports isotopiques. La valeur de $\delta^{34}S$ exprime la dérive du rapport $^{34}S/^{32}S$ de l'échantillon par rapport à celle d'un standard, la troïlite de la météorite de Canyon Diablo (Arizona) ($^{34}S/^{32}S = 0,0450045$), considérée comme représentative du soufre terrestre primitif.

$$\delta^{34}S \text{ échantillon} = [(^{34}S/^{32}S \text{ échantillon} / ^{34}S/^{32}S \text{ standard}) - 1] \times 1000$$

De très nombreuses mesures des compositions isotopiques du soufre ont été réalisées, au cours des dernières décennies, sur les sulfures et les sulfates (Ohmoto, 1972; Ohmoto et Goldhaber, 1997). Dans l'étude des concentrations minérales, les variations des compositions isotopiques renseignent sur l'origine du soufre et sur les processus mis en jeu au moment de la précipitation du soufre et des sulfures (figure 3.17). Ces variations tracent, notamment de façon claire, les actions bactériennes.

Le soufre d'origine magmatique a une composition proche de celle des météorites, avec une valeur de $\delta^{34}S$ proche de 0 ‰. À l'inverse, les sulfates marins et sédimentaires sont enrichis en isotopes lourds ($\delta^{34}S$ variant entre +10 et +30 ‰, selon leur âge). La valeur du $\delta^{34}S$ du soufre de l'océan a été mesurée sur des sulfates marins d'âges différents, et on a constaté que cette valeur a varié au cours des temps géologiques; elle est actuellement de $+20 \pm 1$ ‰ pour les sulfates de l'eau de mer et de $+22$ ‰ pour les évaporites marines actuelles (figure 3.17).

Dans les porphyres cuprifères, la majorité des $\delta^{34}S$ des sulfures et des sulfates se distribue dans des gammes allant de -3 à $+1$ ‰ et de $+8$ à $+15$ ‰ respectivement, dénotant un soufre d'origine magmatique pour les sulfures. Le soufre est issu soit directement des fluides magmatiques, soit indirectement de la dissolution de sulfures magmatiques.

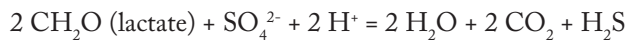
La signature isotopique du soufre dans les sulfates marins correspond à des changements dans les flux et les processus du cycle global du soufre. Les isotopes du soufre reflètent principalement le flux de sulfates issus de l'altération vers les océans par rapport au soufre piégé par

réduction bactérienne dans les pyrites des sédiments. Les amas sulfurés volcanosédimentaires montrent des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ très étendues, mais majoritairement positives, comprises entre 0 et +20 ‰, indiquant bien que le soufre est issu de la réduction de l'eau de mer. La barytine présente dans ces minéralisations possède des valeurs plus fortement positives, habituellement supérieures à +20 ‰.

Les sulfures sédimentaires d'origine hydrothermale montrent une large gamme de compositions, les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ s'étendant de -70 à +70 ‰. Toutefois, ils sont globalement appauvris en isotopes lourds ^{34}S .

Le traçage des processus générateurs est plus difficile. Globalement, les environnements biogéniques où interviennent les bactéries se caractérisent par des sulfures et sulfates à compositions isotopiques fortement contrastées.

La formation de soufre natif et de sulfures dans les *cap rocks* des dômes de sel et dans les bassins sédimentaires fait intervenir des processus de sulfato-réduction bactérienne du même type. Le *Desulfovibrio desulfuricans* tire son énergie de l'oxydation anaérobie d'un composé organique simple, le lactate. L'action de cette bactérie s'exerce en présence de sulfates marins ou évaporitiques. L'oxydation anaérobie (fermentation) provoquée par cette bactérie libère CO_2 et H_2S , selon la réaction :



CO_2 peut se combiner de nouveau au calcium du gypse pour donner une calcite biogénique qui coiffe les niveaux à gypse et soufre natif.

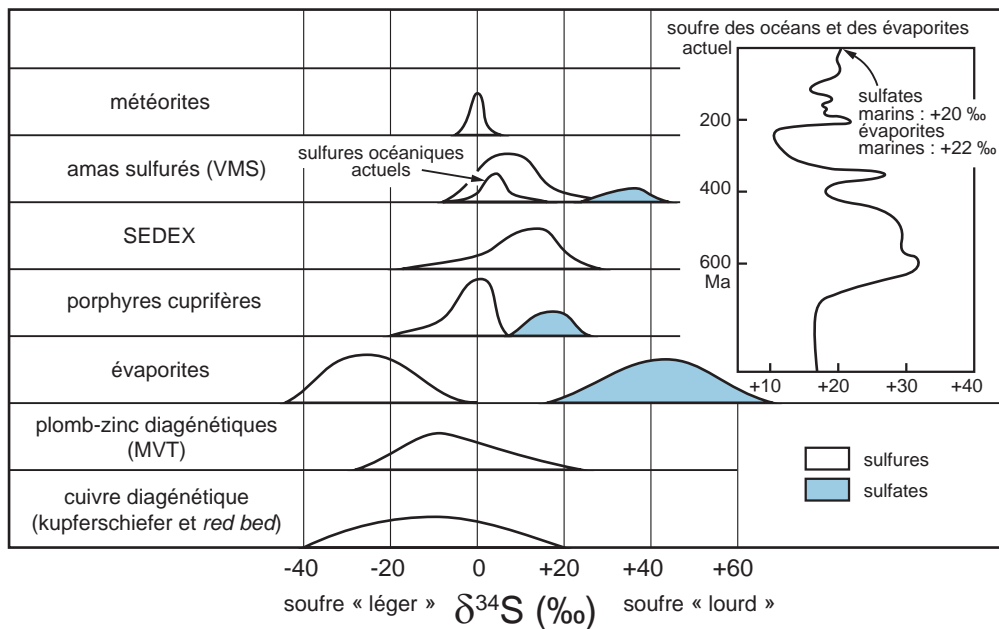


Figure 3.17 - Histogrammes des compositions isotopiques du soufre dans différents contextes et gisements sulfurés. En encart : variation de la composition du soufre au cours du Phanérozoïque (d'après Ohmoto et Rye, 1979; Hannington *et al.*, 2005; Leach *et al.*, 2005; Hitzman *et al.*, 2005; Selley *et al.*, 2005).

Ce processus de fermentation par réduction bactérienne s'accompagne d'un fractionnement isotopique très fort entre les formes oxydées (sulfates) et réduites (sulfures) du soufre, car, au moment de cette biosynthèse, les bactéries sulfo-réductrices absorbent l'oxygène des sulfates en privilégiant ceux qui sont enrichis en isotope léger ^{32}S et rejettent H_2S . Par conséquent, la réaction privilégiée dans ce contexte est la suivante :



Les sulfures et le soufre natif formés par ce H_2S rejeté en raison de l'action d'autres bactéries (*Thiobacillus thioparus*) sont donc enrichis en ^{32}S (valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ allant jusqu'à -30‰). Cet effet sélectif est le fractionnement isotopique biologique. Les ions sulfates restants s'enrichissent relativement en isotopes lourds ($\delta^{34}\text{S}$ jusqu'à $+47\text{‰}$) et peuvent intégrer des sulfates secondaires comme le gypse, la barytine ou la célestite dont les $\delta^{34}\text{S}$ sont très élevés : $+15\text{‰}$ à $+35\text{‰}$, parfois $+70\text{‰}$ (célestite).

Cette action bactérienne explique, en partie, la large gamme $\delta^{34}\text{S}$ relevée dans les sulfures sédimentaires hydrothermaux, où la formation des sulfures marins par réduction bactérienne des sulfates de l'eau de mer est courante.

■ PLOMB COMMUN

De très nombreux travaux depuis plusieurs décennies ont été accomplis sur la géochimie isotopique du plomb appliquée à la métallogénie. Le plomb commun est le plomb de tout système naturel ayant des rapports U/Pb et Th/Pb très faibles ou nuls, comme la galène (PbS), les feldspaths et, de manière générale, la grande majorité des roches et minéraux non uranifères. Il s'oppose au plomb radiogénique formé dans des milieux à rapport U/Pb élevé (uraninite, zircon, monazite, xénotime et autres).

Le plomb commun se compose de quatre isotopes : ^{204}Pb ($\sim 1,4\%$), ^{206}Pb ($\sim 25\%$), ^{207}Pb ($\sim 21,6\%$) et ^{208}Pb ($\sim 52\%$). Seul l'isotope ^{204}Pb est non radiogénique, les trois autres étant partiellement primitifs (présents dès l'origine de la Terre) et partiellement radiogéniques, issus de la désintégration de ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th respectivement. Les rapports isotopiques du plomb sont habituellement exprimés par rapport au ^{204}Pb et les diagrammes figurent le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en abscisse et le rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ou $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en ordonnée.

La composition isotopique du plomb mesurée sur la météorite métallique de Canyon Diablo (Meteor Crater, Arizona) possède des rapports isotopiques extrêmement bas, admis comme étant ceux du plomb primordial du système solaire il y a 4,56 Ga. Depuis ce moment, la composition du plomb terrestre s'est enrichie en isotopes ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb par désintégration de l'uranium et du thorium. Les constantes de désintégration des trois isotopes pères ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th n'étant pas identiques, les évolutions des rapports isotopiques de la croûte terrestre avec le temps ne sont pas linéaires et décrivent une courbe dite courbe de croissance normale dans les diagrammes (figure 3.18). Deux courbes très proches, celles de Stacey-Kramers et de Cumming-Richards, ont été établies en 1975 par mesure de compositions isotopiques de roches et de minéraux d'âges connus. Ces courbes sont des références très utilisées, bien qu'elles restent des moyennes d'évolution.

De plus, chaque grand environnement géologique n'évolue pas de la même façon à cause de teneurs et de quantités différentes d'uranium et de thorium : la croûte inférieure, le manteau, et la croûte supérieure possèdent chacun leur propre courbe de croissance normale (Doe et Zartman, 1979; Zartman et Doe, 1981; Zartman et Haines, 1988) (figure 3.19). La courbe

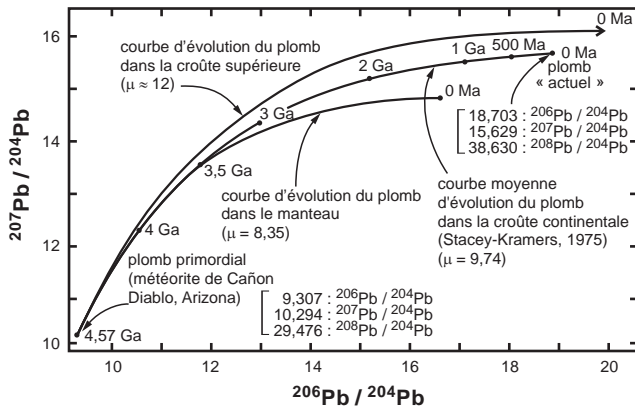


Figure 3.18 - Courbes de croissance du plomb terrestre graduées en âges modèles (d'après Stacey et Kramers, 1975; Zartman et Doe, 1981). Les courbes tracent l'évolution avec le temps de la composition isotopique du plomb à partir du plomb primordial mesuré sur la météorite de Canyon Diablo. On voit que la composition est fonction du temps et du rapport μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) du milieu d'évolution. Les compositions isotopiques du plomb sont habituellement représentées dans deux diagrammes superposés : $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (seul représenté ici) et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

« orogène », qui intègre des portions de chacun de ces grands environnements, représente une moyenne crustale très proche de la courbe de référence de Stacey-Kramers (1975). La composition isotopique du plomb d'un échantillon sera donc déterminée par son âge et son milieu-source d'évolution (figure 3.19). L'intégration du plomb dans un minéral l'isole de son milieu d'évolution et fige sa composition isotopique à cet instant.

Techniquement, on peut travailler sur des minéraux à forte teneur en plomb comme la galène ou la bournonite, mais aussi sur tout minéral ou roche contenant de faibles teneurs en plomb comme les feldspaths (de 20 à 100 ppm Pb en moyenne), ou la pyrite (de 100 à 300 ppm Pb). La séparation du plomb est faite en routine sur des résines échangeuses d'ions. Cependant, ces milieux ont des rapports U/Pb et Th/Pb non négligeables et il est souvent nécessaire de procéder à des corrections pour l'enrichissement radiogénique in situ.

Cette technique est utilisée dans trois secteurs-clés : la géochronologie, le traçage de la source du plomb et l'exploration minière (voir le chapitre 4). En géochronologie, l'évolution isotopique du plomb évolue avec le temps : à chaque composition isotopique correspond donc, en théorie, un âge. Les courbes de croissance normale ne représentent que des moyennes à l'échelle terrestre de cette évolution, sujettes à variations selon les milieux d'évolution et selon les secteurs terrestres considérés (Zartman et Doe, 1981). Les âges obtenus par comparaison avec ces courbes, appelés âges modèles, ne représentent donc que des approximations d'autant plus fortes que l'âge est récent. Pour s'en rendre compte, il suffit de considérer que le plomb « actuel » possède des compositions très variables selon que l'on mesure le plomb des solfatares volcaniques, des nodules polymétalliques ou des fumeurs noirs : dans les courbes de croissance normale, il a été obtenu en moyennant ces différents plombs « actuels ». L'âge modèle ne possède généralement aucune valeur géochronologique pour la gamme d'âge 500–0 Ma. Pour des gisements de plus d'un milliard d'années, il peut néanmoins fournir une approximation suffisante pour être fiable. Il existe également des méthodes de calcul par isochrone Pb-Pb sur échantillons synchrones, indépendantes des courbes de croissance normale, qui fournissent des âges très fiables.

La géochimie isotopique du plomb est également un outil puissant pour approcher la source du plomb, un point-clé dans l'histoire des gîtes minéraux. Les conclusions obtenues ne concernent en toute rigueur que le plomb et ses minéraux porteurs, mais elles sont étendues avec une raisonnable fiabilité aux métaux accompagnateurs. Dans un gisement aurifère à galène par exemple, la source du plomb déduite de la composition isotopique de ce minéral est considérée également comme étant celle de l'or (figure 3.19).

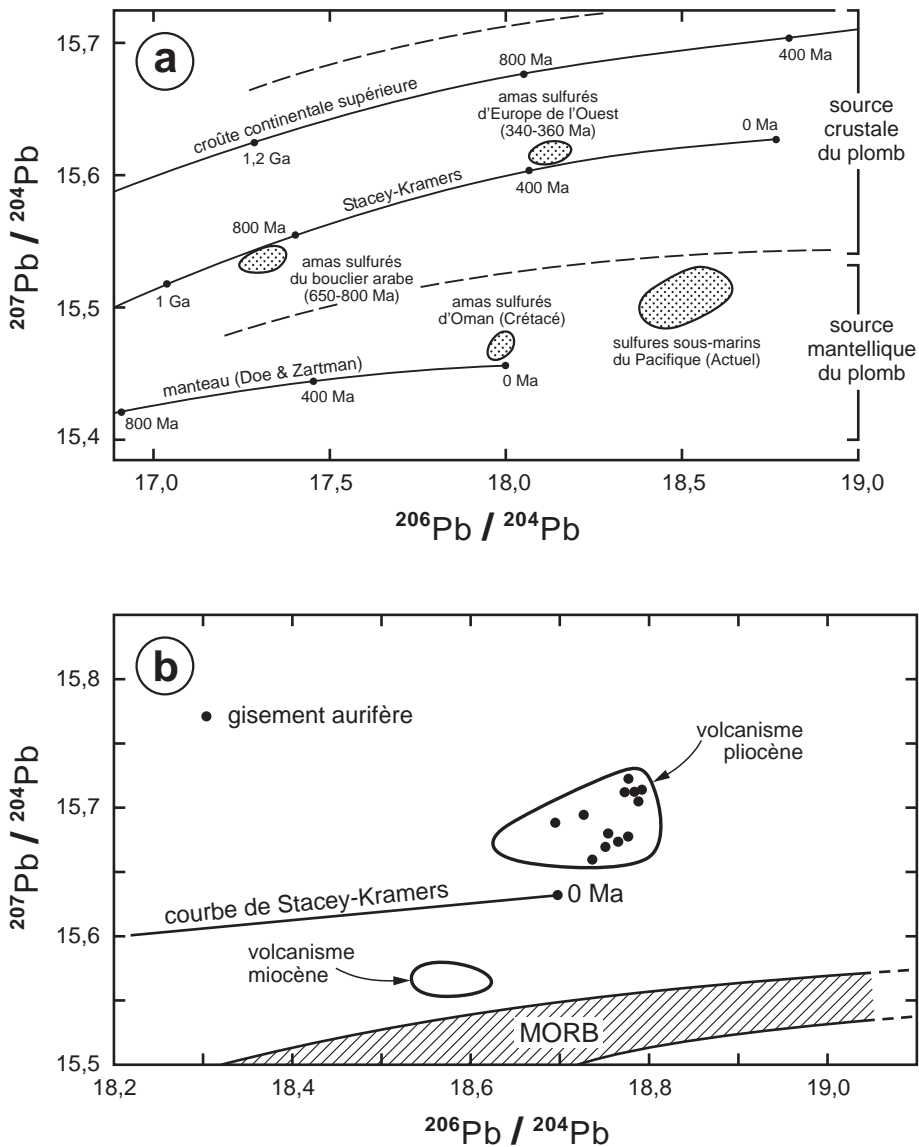


Figure 3.19 - Identification de la source du plomb, et par extension des métaux associés, par géochimie isotopique du plomb. En **a**) les signatures isotopiques des minéralisations sont comparées aux courbes d'évolution des grands milieux d'évolution. On remarque que le plomb des amas crétacés d'Oman et des sulfures hydrothermaux sous-marins est d'origine mantellique, alors que celui des amas du bouclier arabe et de sud-Ibérie est d'origine crustale; les âges modèles sont cohérents avec les âges géologiques mais peu précis. Pour les sulfures actuels du Pacifique, l'âge « futur » traduit le fait que les courbes d'évolution ne sont que des moyennes globales à validité limitée. En **b**), les signatures isotopiques démontrent que le plomb des gisements aurifères, et très probablement l'or associé, sont liés au volcanisme pliocène. En outre, la position des points dans le diagramme démontre que le volcanisme miocène intègre une forte composante de matériel mantellique, alors que celui du pliocène relève d'une fusion crustale (d'après Marcoux, 1998; Marcoux et Milési, 1994).

La technique consiste à comparer les compositions isotopiques du plomb d'une minéralisation et des roches-sources possibles, une similitude suggérant que la roche concernée est la source probable de la minéralisation. Ce rôle de traceur est très employé et peut donner des réponses claires dans un contexte géologique simple (figure 3.19), mais plus obscures dans un district complexe. Il est cependant impératif de comparer les compositions isotopiques au moment « t » de formation de la minéralisation. Cette condition nécessite des corrections lorsque roches et minéraux possèdent des rapports U/Pb non négligeables, afin d'enlever le plomb radiogénique formé entre le moment t et l'actuel : ce sont les corrections pour l'enrichissement radiogénique in situ. Elles introduisent des incertitudes quand l'âge de la roche et/ou de la minéralisation n'est pas connu avec une précision suffisante.

La géochimie isotopique du plomb répond également à des questions complexes relatives au traçage des phénomènes d'héritage ou de remobilisation. Dans un district minéralisé polyphasé, le rôle éventuel de source de minéralisations anciennes vis-à-vis de minéralisations plus récentes peut être établi ou infirmé. Lorsque aucune parenté n'existe, les deux types de minéralisations dessineront deux champs de compositions isotopiques distincts; s'il existe une parenté, le plomb ancien remobilisé se mélange avec le plomb de composition différente apporté par les fluides et définit une droite de mélange entre les deux champs de compositions; cependant, si le fluide mobilisateur est dépourvu de plomb, il va simplement transporter le plomb « ancien » sans modifier sa composition isotopique.

3.5 Modélisation et simulation

La genèse des gisements peut être évaluée de deux manières, directe et indirecte. La manière directe est basée sur la reconstruction des environnements géologiques et des données sur les sources, les mécanismes de transport et de dépôt. La manière indirecte (ou inverse) consiste en une modélisation des différents paramètres physiques et chimiques.

Un modèle géologique est une représentation simplifiée de la réalité. Il peut être empirique ou conceptuel. Un modèle empirique repose sur les observations de terrain dont on extrait les éléments-clés les plus importants. La typologie des gîtes minéraux repose principalement sur cette approche (Jébrak, 2004). Un modèle conceptuel est élaboré à partir de la compréhension des processus; on s'éloigne alors de la réalité de terrain pour généraliser les processus à différents contextes géologiques.

Afin de valider et de préciser un modèle conceptuel, il est indispensable d'utiliser une démarche expérimentale qui permettra d'examiner un à un le rôle de chacun des processus et des paramètres. Les modèles expérimentaux en laboratoire permettent de tester différents aspects de la genèse des gîtes minéraux : la solubilité des roches, les capacités de transport des fluides, la déformation sur des matériaux analogues, etc. Compte tenu de la lourdeur de ces approches, on utilise de plus en plus des modélisations informatiques, où le milieu et les processus vont être simulés. Outre les résultats prédictifs qu'elles peuvent apporter, ces modélisations permettent de mieux déterminer quels sont les paramètres importants et, par conséquent, d'orienter les autres études, y compris celles qui sont faites sur le terrain. Un dialogue doit donc s'établir entre démarche naturaliste et démarche expérimentale.

Un modèle permet d'évaluer plusieurs aspects de la formation des gîtes minéraux, depuis la nature des roches-sources, leur perméabilité, la nature et le volume des fluides, jusqu'aux gradients de pression et température, et aux barrières physico-chimiques responsables de la précipitation.

La nature des roches-sources et leur capacité de libération des éléments peuvent être testées à partir des données expérimentales qui auront permis de calculer la solubilité des minéraux dans différents types de solutions et de complexes.

La perméabilité du milieu peut être reconstituée par des travaux pétrographiques et structuraux. Les pétroliers calculent ainsi, de manière courante, les paléo-perméabilités des réservoirs à partir des études de diagenèse. Dans le cas de roches peu perméables, c'est la perméabilité de fissure qui devient l'élément dominant. Plusieurs lois peuvent être utilisées pour modéliser la perméabilité et son évolution : la loi de Darcy dans le cas de milieu poreux, la loi cubique et ses variantes dans le cas des aquifères de fissures (Ingebritsen *et al.*, 2006). De nombreux travaux ont été exécutés dans les bassins sédimentaires pour évaluer les rôles de différents facteurs dans le régime des aquifères : la compaction en liaison avec la subsidence, la topographie, le flux géothermique et la déformation. Ce milieu évolue au cours du temps. Il est possible de simuler un environnement tectonique et, en particulier, à partir de la loi de Gutenberg-Richter, de relier l'intensité de la déformation cassante à l'intensité et la fréquence des séismes. Il est également possible de prédire la position des répliques d'un séisme, et des minéralisations hydrothermales de type cisaillement aurifère qui peuvent s'y mettre en place.

Les volumes de fluides peuvent être calculés à partir du potentiel de production des roches, par déshydratation ou décarbonatation, sous l'effet de la température, par exemple. Ils peuvent aussi être approchés à l'inverse à partir du volume de minerai connu et des capacités de transport des fluides. L'exemple qui suit en donne une illustration simple.

La solubilité de la silice est d'environ 2000 ppm à 300 °C, et celle du cuivre de 20 ppm à 300 °C. Un pluton de 10 km de diamètre libère assez d'énergie lorsqu'il refroidit de 900 à 300 °C pour chauffer 1000 km³ d'eau à 300 °C, ce qui représente un potentiel de dissolution de 2 milliards de tonnes de silice et de 20 millions de tonnes de cuivre. Si 10 % de la silice et du cuivre dissous se déposent, il se forme un gisement de 2 Mt de cuivre dans une gangue de quartz de 200 Mt

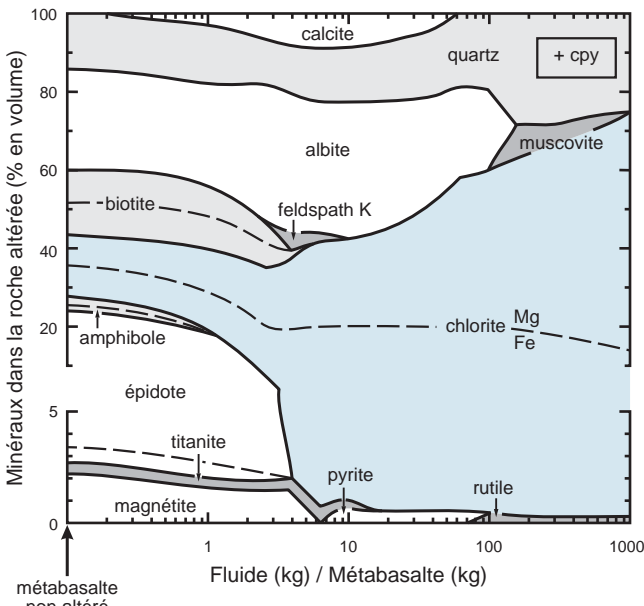


Figure 3.20 - Modèle d'évolution minéralogique à partir de paramètres physico-chimiques Ernest Henry (Oliver *et al.*, 2004). Le modèle géochimique permet de tester une hypothèse sur la source et la composition des fluides métasomatiques. On peut faire varier la pression, la température, la composition du fluide et des roches initiales. Le modèle repose sur l'équilibre dynamique du système hydrothermal. Il illustre que l'albitisation requiert moins de fluides que la chloritisation pour l'altération de métabasalte par des fluides salins.

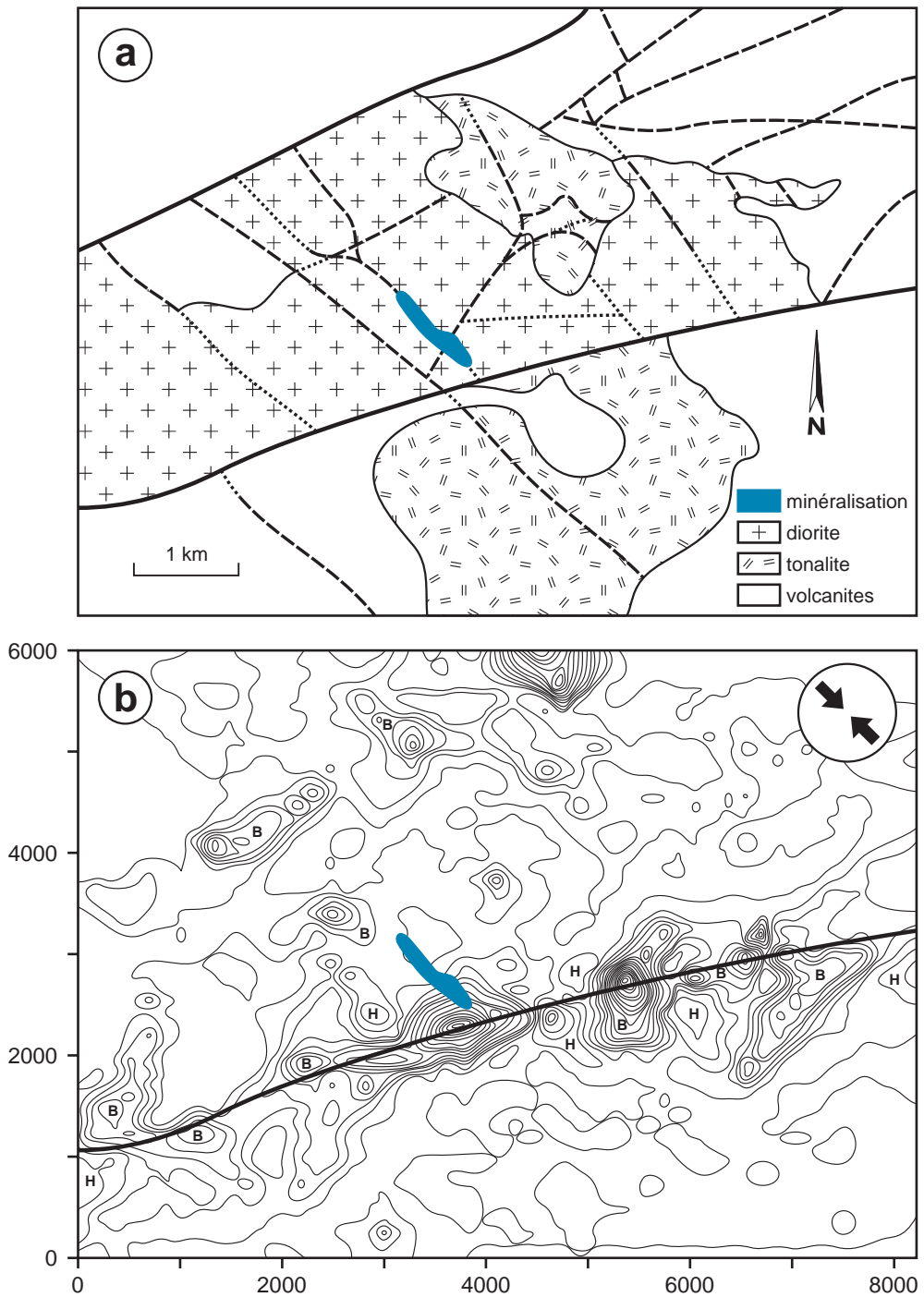


Figure 3.21 - Carte géologique de la région de Silidor (ouest de la ville de Rouyn-Noranda, Abitibi, Québec) et modèle géomécanique montrant la distribution des paléocontraintes. Le modèle prévoit la présence d'une zone de basse pression à l'emplacement de la mine Silidor, en relation avec un phénomène de poinçon produit par une diorite résistante au sud (d'après Carrier *et al.*, 2000).

(75 millions de m³). Cela correspond, par exemple, à un filon de quartz cuprifère de 10 m de puissance, long de 2,8 km et profond de 1 km.

Il existe de nombreux codes informatiques qui permettent de calculer les capacités de transport d'un fluide en connaissant sa température, sa pression et ses éléments principaux. On peut, notamment, calculer la saturation théorique pour chaque élément par des modélisations géochimiques (Bolton *et al.*, 1996) dont les bases de données ont été progressivement élargies à de nombreuses conditions. Ces modèles permettent de décrire également un équilibre géochimique local en plusieurs phases, en se basant sur des données thermodynamiques généralisées (Helgeson *et al.*, 1981). Plusieurs outils qui en sont dérivés permettent de modéliser aussi bien les sources possibles et le mode de transport que les conditions de dépôt : on peut ainsi modéliser les réactions entre un fluide et une roche à forte pression et température élevée, prédire le pH des solutions, évaluer quels minéraux pourront précipiter, dans quelles proportions et dans quel ordre ils le seront (figure 3.20). Ils permettent ainsi de vérifier si la séquence paragenétique observée est conforme à celle qui a été prédite.

Les fluides sont mis en mouvement par des gradients de pression ou de température (Ridley, 1993; Oliver *et al.*, 2006). Il est possible de modéliser les gradients de pression en utilisant des logiciels de géomécanique qui simulent en 2D ou 3D un milieu géologique en le simplifiant (Groves *et al.*, 2000). On peut en particulier examiner l'effet de la déformation sur la migration des fluides, soit à partir d'une analyse conceptuelle (Cox *et al.*, 2000), soit par des méthodes numériques (figure 3.21). On doit aussi tenir compte des variations du relief qui peuvent faire varier la pression (Garven *et al.*, 1993). Les gradients de température sont également modélisables à partir des lois physiques de conduction et de convection. Ainsi, un pluton granitique peut mobiliser thermiquement en convection un volume de fluide équivalent à son propre volume (figure 3.22) (Cathles, 1981).

Pour réaliser une modélisation informatique, il est d'abord indispensable de discrétiser le temps et l'espace, c'est-à-dire de les découper en plus petites unités. Les outils de modélisation reposent généralement sur le modèle des éléments finis, reposant eux-mêmes sur un jeu d'équations différentielles. Les éléments distincts permettent de mieux tenir compte de milieux discontinus. Dans ces deux cas, il est indispensable de connaître les lois physiques ou chimiques sous-jacentes aux processus et de définir des conditions aux limites du système. Une autre approche, celle des automates cellulaires, repose sur des lois locales; elle est bien adaptée pour modéliser des processus non linéaires sur un nombre de paramètres limités.

Ces modélisations peuvent être d'abord couplées deux à deux, puis combinées dans des modèles globaux qui vont permettre non seulement de valider l'hypothèse génétique, mais aussi de prévoir des emplacements possibles d'autres minéralisations (Oliver *et al.*, 2006). Toutefois, la complexité des couplages peut entraîner des incertitudes, car plusieurs solutions sont souvent possibles pour parvenir aux mêmes résultats.

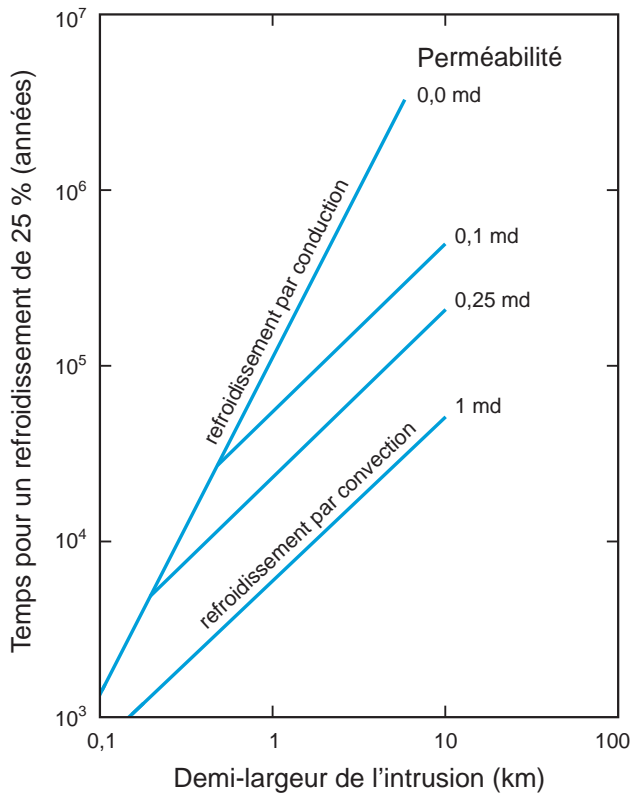


Figure 3.22 - Modèle illustrant la durée de refroidissement d'un pluton, variable selon le type de refroidissement et la perméabilité (d'après Cathles, 1977). Par exemple, pour un milieu avec une perméabilité de 0,1 milli-darcy (md), un pluton d'une demi-largeur de 10 km mettra environ 500 000 ans pour se refroidir de 25 % par convection.

CHAPITRE 4

Éléments d'économie minière et d'exploration

Un gisement est à la fois un objet géologique et un objet économique. Ce chapitre aborde, en premier lieu, quelques éléments sur l'économie minière, les notions de minerais, de teneurs, de tonnages, de ressources et de réserves, indispensables au dialogue entre géologue et mineur. Puis, une présentation sommaire des différentes méthodes d'exploration minière est proposée.

4.1 Minerais, teneurs, réserves et gisements

4.1.1 Gisement et minerai : deux notions essentiellement économiques

Les objets minéralisés sont classés en trois catégories, selon leur importance : les indices, les gîtes et les gisements. Un **indice** est un signe apparent qu'une minéralisation existe, que ce soit en affleurement ou en volantes minéralisées. Un **gîte** est une concentration significative, parfois de volume important, de minéraux industriels ou de minerais. Il est le résultat de lourds travaux accomplis en amont. À ce stade, on ne peut encore déterminer s'il sera exploitable.

Un **gisement** est une concentration minérale exploitable économiquement dans les conditions existant au démarrage de son exploitation. La rentabilité du projet dépend de deux types de facteurs : ceux dits intrinsèques, c'est-à-dire liés au gisement lui-même et à ses caractéristiques géologiques, et tous les autres, dits extrinsèques. Un lien fort unit ces deux types de facteurs. Par exemple, la localisation géographique d'un gisement pourrait être jugée intrinsèque, mais les avantages ou inconvénients qui en résultent dépendent beaucoup plus du développement du pays où il se situe, en particulier de l'existence ou non d'une infrastructure fiable garantissant l'approvisionnement en énergie et des capacités de transport. La disponibilité et le coût de l'énergie et de la main-d'œuvre qualifiée jouent également un rôle important.

Les **facteurs extrinsèques** peuvent être schématiquement divisés en trois catégories : facteurs liés au marché, facteurs politiques et facteurs sociaux. Les facteurs liés au marché varient selon les substances. Certaines substances, surtout des métaux, sont cotées de manière régulière, en général hebdomadaire, sur les places financières internationales. La bourse la plus importante, le *London Metal Exchange* (LME) de Londres, cote Al, Cu, Pb, Zn, Ni et Sn notamment, le COMEX de New York cote Al, Cu, Ag et Au, et le TOCOM (*Tokyo Commodities*) de Tokyo, les platinoïdes. Les métaux dits de spécialité (As, Bi, Cd, Cr, Co, Ge, In, Mg, Mn, W, etc.) ne sont pas cotés en bourse : leurs prix sont dits de « marché libre ». C'est la loi de l'offre et de la demande qui fixe les cours quotidiennement; il est rare qu'un gisement pèse d'une manière telle qu'il exerce une influence sur le prix du marché. Les prix varient dans une certaine fourchette publiée par des revues hebdomadaires spécialisées comme le *Metal Bulletin*. Le fer est un cas particulier : son prix est fixé par *gentleman agreement* entre les grandes compagnies productrices,

comme Vale (Brésil) et BHP (Australie). Son prix détermine, dans une large mesure, celui de l'acier et pèse, de façon considérable, sur des pans de l'industrie mondiale; il doit donc être ajusté pour maintenir les grands équilibres économiques.

Les prix des métaux subissent généralement un comportement cyclique lié aux grands cycles économiques; depuis 30 ans, on observe des cycles de 4 à 7 ans, avec des variations de prix de l'ordre de 30 %. Cette cyclicité est plus forte pour les métaux de base que pour les métaux ferreux. Elle influe considérablement sur les investissements dans l'industrie minière et le moral des industriels (figure 4.1). Des supercycles correspondent à des périodes de forte croissance économique telles que celle de la Belle Époque (1890-1900), celle de l'après Deuxième Guerre mondiale (1945) et celle qui a cours depuis 2002 et qui correspond à l'émergence économique de la Chine, de l'Inde, du Brésil et de la Russie (Hocquard et Samama, 2006).

La structure de l'industrie joue un rôle capital et déforme profondément les lois du marché. Le domaine minier donne l'exemple de structures de monopole (une compagnie dominante) et d'oligopole (quelques compagnies dominantes) qui restreignent les possibilités d'ouverture de nouveaux gisements. Ainsi, pendant plusieurs dizaines d'années, la compagnie De Beers a racheté un grand nombre de projets de diamants pour éviter une surproduction pouvant faire baisser les cours. La structure du marché exerce donc une nette influence sur la viabilité d'une exploitation minière.

Les facteurs politiques jouent toujours un rôle important, notamment pour la législation, la fiscalité et la stabilité des États. Les pays développés cherchent à assurer une sécurité d'accès aux substances stratégiques qui conditionnent en particulier l'industrie de la défense, ou qui sont une source énergétique indispensable comme l'uranium en France. Les métaux utilisés dans les aciers spéciaux (nickel, chrome, vanadium, etc.) ou les métaux légers utilisés dans l'aéronautique

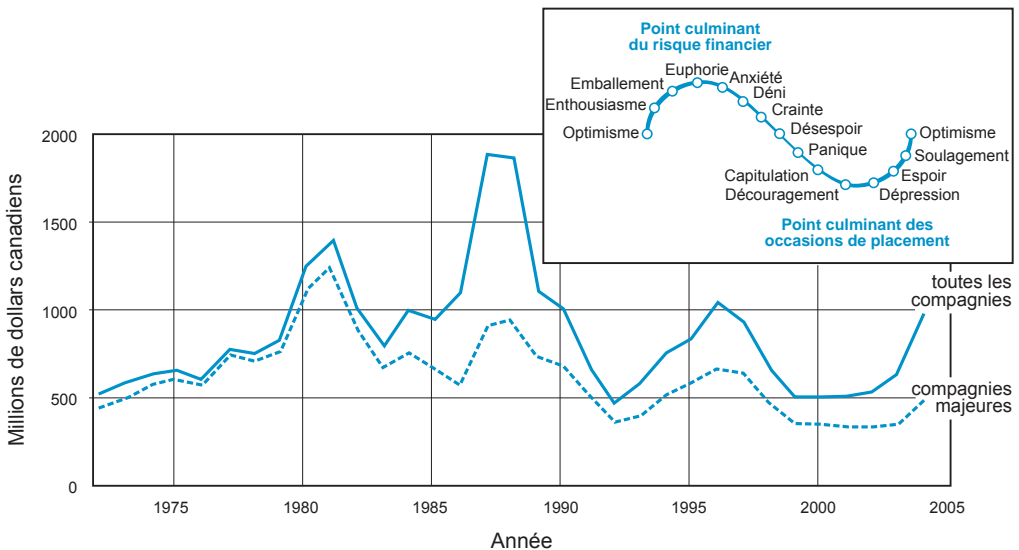


Figure 4.1 - Variation de l'investissement en exploration des compagnies minières au Canada (d'après Ressources Naturelles Canada, 2006). On observe des cycles de l'ordre de la dizaine d'années dans l'investissement, en relation avec les variations du prix des métaux. La part des investissements provenant des grandes compagnies tend à diminuer. Les sommes sont exprimées en monnaie constante. Les réactions des investisseurs par rapport au cycle sont données dans la cartouche (d'après un document de *Westcore Funds/Denver Investment Advisers LLC*, 1998).

ou l'informatique (silicium, béryllium, germanium, etc.) sont particulièrement concernés. Les États-Unis maintiennent ainsi des réserves stratégiques non seulement pour les hydrocarbures, mais aussi pour de nombreux métaux. De ce fait, une mine peut être développée pour garder des sources d'approvisionnement plus sûres, et les gouvernements appuieront les projets. Dans de nombreux pays, la mine est l'un des acteurs principaux du développement économique et régional. Elle permet la fixation de populations nomades et la création de valeur par les richesses naturelles. Les pays en développement reçoivent souvent des appuis des institutions internationales pour le développement minier, en particulier de la Banque Mondiale, tandis que les pays développés appuieront le développement par des incitatifs fiscaux ou des co-investissements dans le transport ou l'énergie; ces aides modifient l'économie des projets miniers.

Les facteurs sociaux sont un autre volet essentiel. Il faut alors tenir compte des infrastructures existantes, de la culture industrielle du pays ou de la région, de la formation des dirigeants, des cadres et des ouvriers, ainsi que de la nature du syndicalisme.

Parmi les **facteurs intrinsèques**, le mode d'exploitation est un facteur-clé. Il dépend de la géométrie, de l'accessibilité, de la nature des roches encaissantes et du minerai, et de la tectonique. Les gisements superficiels peuvent souvent être exploités en carrière, tandis que les gisements profonds nécessiteront des installations souterraines plus coûteuses. Il existe cependant des exceptions. Par exemple, aux Philippines, il arrive que l'exploitation de porphyres cuprifères par *block caving* coûte moins cher à la tonne qu'une exploitation à ciel ouvert. Les caractéristiques minéralogiques sont également essentielles car elles déterminent le traitement. La maille de libération conditionne ainsi les installations nécessaires au broyage des minerais; des minerais très fins nécessitent des technologies adaptées, souvent coûteuses. Les sulfures à or très fin ne sont devenus des minerais d'or que lorsque la cyanuration a été mise au point à la fin du XIX^e siècle permettant d'extraire ce métal. D'une manière similaire, de nombreux sulfures polymétalliques jusqu'alors délaissés se sont mués en minerais de plomb, zinc et cuivre dès le début du XX^e siècle lorsque la flottation (inventée à Broken Hill en Australie) a permis de les séparer et d'obtenir des concentrés de qualité. Ces quelques remarques montrent que la notion de minerai est surtout économique puisqu'elle est liée à un impératif de rentabilité. Par exemple, une masse de sphalérite ne devient un minerai de zinc qu'à la condition que son exploitation, son traitement et la vente du zinc se soldent par une marge bénéficiaire. D'un strict point de vue minéralogique, ce résultat suppose l'absence d'éléments pénalisants comme le mercure, qui baissent de façon draconienne le prix de vente, et/ou la présence d'éléments valorisants comme l'argent, le cadmium ou le germanium qui, à l'inverse, montent le prix de vente du concentré. Il faut aussi un coût de la main-d'œuvre adapté au prix de vente du concentré, ce qui est un facteur extrinsèque et nous ramène aux notions développées plus haut dans ce chapitre. Une masse de sphalérite, ou de n'importe quel autre minéral potentiellement économique, ne sera donc pas considérée de la même manière sous toutes les latitudes et dans tous les endroits de la planète. Elle ne sera un minerai exploité dans un gisement que lorsque les conditions de rentabilité seront réunies.

4.1.2 Tonnage et teneur

Dès qu'un gîte a été identifié, que les études et quelques sondages ont montré qu'il s'agissait d'une concentration significative, il importe de mesurer deux paramètres essentiels : le tonnage et la teneur. Plus précisément, il faut déterminer une fonction tonnage en fonction de la teneur. Un gîte possède un volume, de forme très variable suivant sa genèse. L'enveloppe de ce volume est déterminée par des observations géologiques. À l'intérieur de ce volume, les teneurs varient

parfois considérablement du fait que le dépôt du minerai n'a pas été aussi intense dans tous les points du volume minéralisé. Il existe donc des zones riches exploitables et des zones pauvres inexploitable.

L'extraction devra procéder à un tri en fonction d'une teneur au-dessus de laquelle le produit abattu sera considéré comme minerai et envoyé à l'usine de traitement, et en dessous de laquelle le produit sera considéré (parfois momentanément) comme stérile. Cette teneur critique est la teneur de coupure t_c , aussi désignée par l'expression anglaise *cutoff grade*. Le tonnage exploité, c'est-à-dire la taille du gisement est fonction de la teneur de coupure : plus elle est élevée, plus le tonnage extrait sera faible (figure 4.2).

Pour optimiser ce travail de sélection, déterminer la rentabilité d'une exploitation et la méthode d'extraction à utiliser, il est nécessaire d'obtenir une image en trois dimensions donnant, avec une précision correcte, la représentation des variations de teneurs. Depuis quelques décennies, des méthodes basées sur la géostatistique permettent de réaliser ce travail à partir d'un échantillonnage du gîte par tranchées, sondages et galeries. Si l'on divise le gisement en blocs identiques de mêmes dimensions et de mêmes volumes, on obtiendra, avec un degré de précision calculable, une estimation plus ou moins approchée de la teneur de chaque bloc, dit bloc support.

En partant de la teneur t_c , l'exploitant ne retiendra que les blocs ayant une teneur $t_n \geq t_c$. En additionnant les poids de tous ces blocs retenus, on obtient le tonnage T du gisement, et la moyenne de leurs teneurs donne la teneur moyenne t_m du gisement (figure 4.2). En répétant

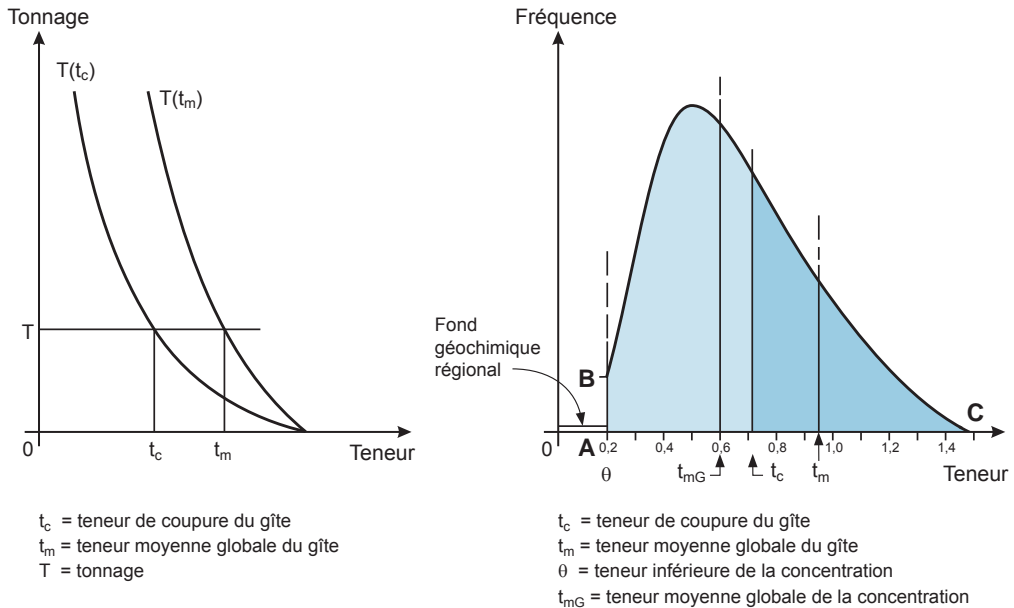


Figure 4.2 - Tonnage et teneur. À gauche, sont représentées les courbes de tonnages exploités en fonction de la teneur de coupure $T(t_c)$, et en fonction de la teneur moyenne $T(t_m)$. Le tonnage exploité, et donc la taille du gisement, monte lorsqu'on abaisse la teneur de coupure. À droite est figuré un histogramme des teneurs mesurées sur les échantillons représentatifs du gisement, ce qui a permis de définir la teneur moyenne t_m . La zone bleue représente le tonnage exploité avec la valeur retenue de t_c . La zone bleu clair est le minerai non exploitable dans les conditions économiques actuelles. Un contexte plus favorable permettrait d'abaisser t_c et d'augmenter le tonnage exploité et donc la taille du gisement (d'après Troly, 2005).

l'opération pour différentes teneurs de coupure t_c , on obtient donc une courbe $T_1 = f(t_c)$ et une courbe $T_2 = f(t_m)$. À ce stade, on a défini la ressource, qui est caractérisée par ces courbes.

La notion de gisement étant indissociable de la notion économique de rentabilité, on définit une teneur limite t_l . Un bloc n'est considéré comme exploitable que si sa teneur est égale ou supérieure à cette teneur limite t_l , une valeur qui, pour un cours du métal supposé « raisonnable » permet, par la vente du concentré, de couvrir tous les frais opératoires et frais généraux de l'exploitant. L'optimum de rentabilité pour une exploitation est de fixer la teneur de coupure égale à la teneur limite : $t_c^* = t_l$. À cette teneur de coupure optimale t_c^* correspondent un tonnage T et une teneur moyenne t_m qui caractérisent les réserves du gisement; il s'agit donc d'un point sur la courbe $T_2 = f(t_m)$.

De plus, plusieurs éléments techniques et économiques sont nécessaires pour mieux comprendre cette règle impérative de l'exploitation minière.

- **Dimension des blocs.** Les ressources, c'est-à-dire les courbes tonnage en fonction de la teneur de coupure et de la teneur moyenne, varient grandement selon la dimension unitaire des blocs. Le choix de la dimension des blocs se pose au début de l'étude de préféabilité, moment où le gîte a été reconnu par suffisamment de sondages pour donner une image assez fine qui permet de décider d'une méthode d'exploitation. Par conséquent, le bloc support est déjà assez précisément défini. S'il s'agit d'une exploitation à ciel ouvert, le bloc pourra varier de 150 à 200 tonnes. Si la méthode par *block caving* est envisageable, le bloc sera de plusieurs milliers de tonnes.
- **Rentabilité.** Exploiter un bloc à une teneur inférieure à la teneur limite est une opération non rentable. Cependant, une exploitation basée sur $t_c^* = t_l$ n'assure pas nécessairement une rentabilité. En effet, si t_l paye les coûts opératoires et les frais généraux, la marge (à ne pas confondre avec le profit) est, pour l'ensemble du gisement, d'une valeur totale de $T(t_m - t_l)$. La différence entre t_m et t_l doit couvrir les autres frais de l'exploitation : remboursement des prêts bancaires, amortissements, frais de recherche, notamment d'exploration, pour trouver d'autres gisements ou des extensions à celui qui est exploité, et une rémunération équitable des actionnaires. Si $T(t_m - t_l)$ ne paye pas tout cela, il faut prendre une nouvelle teneur de coupure $t'_c > t_l$, impliquant un nouveau tonnage $T' < T$ et une nouvelle teneur moyenne $t'_m > t_m$. On peut espérer que $T'(t'_m - t_l)$ paiera ce qui a été mentionné plus haut. Il s'agit d'un exercice d'équilibrisme : en plus de la nécessité de restructurer le projet, le rythme d'exploitation sera plus faible et, par conséquent, les coûts opératoires seront plus élevés. Ce cas est souvent celui des gîtes dont on parle dans la presse mondiale et dont, après plusieurs décennies, la mise en exploitation n'a toujours pas été décidée, tant qu'un bouleversement structurel (comme il en existe actuellement par suite de la forte demande des pays émergents) ne se produit pas.
- **Stock intermédiaire.** Il arrive que, pour atteindre une zone de minerai économique ($t_c = t_l$), on soit obligé d'extraire du minerai non économique, dont le coût d'extraction a été pris en considération dans le coût opératoire. Il est provisoirement stocké et peut être traité en laverie après la fin de l'exploitation normale.

La teneur de coupure t_c est donc le guide permanent de l'extraction : son respect est la contrainte majeure pour l'exploitation rentable d'un gisement. C'est là une des difficultés majeures : fixer la t_c suppose de prévoir le cours du métal sur une longue durée. Devant les variations importantes des cours, l'exploitant doit souvent modifier la teneur de coupure.

La teneur marchande est la teneur du minerai vendu. Elle s'exprime en pourcentage de métal par tonne de minerai pour les minerais métalliques, ou en pourcentage de substance (K_2O , SiO_2 , andalousite, etc.) pour les minéraux industriels. Elle est mesurée sur un concentré commercial (ou concentré marchand) obtenu par enrichissement du minerai extrait. Cet enrichissement, autrefois manuel (scheidage), est maintenant obtenu par une chaîne d'opérations physiques (broyage, tamisage, flottation, pelletisation, etc.) qui permettent l'obtention d'un concentré marchand. Le taux de récupération du métal, rapport entre le poids métal à l'entrée et à la sortie de la chaîne de traitement, doit être optimal.

EXEMPLE DE CALCUL MINIER

En juin 2005, une mine de zinc vendait ses concentrés produits à une compagnie située à l'étranger. Les paramètres étaient les suivants : cours du zinc à 1300 \$US la tonne, concentré à 55 % Zn, frais de fusion (*smelting charge*) égaux à 50 % de la valeur du zinc contenu dans le concentré, frais de transport de 105 \$US la tonne. Le prix payé au mineur pour une tonne de concentré était donc de 252,5 \$US. Avec un rendement de laverie de 93 % métal, la valeur de 1 % de zinc dans le minerai était de : $(252,5 \times 0,93) / 55 = 4,27$ \$US. Avec un coût d'extraction à la tonne de tout-venant de 6 \$US, un coût de laverie de 13 \$US, des frais généraux de 2,8 \$US, soit au total 21,8 \$US, la teneur limite (t_l) était de 21,8/4,27 soit 5,1 % Zn. Dans des conditions idéales, 5,1 % est aussi la teneur de coupure optimale. Si la teneur moyenne est de 8,3 % Zn, la vente des 3,2 % de différence ($t_m - t_l$) devait supporter les remboursements des emprunts bancaires, les amortissements, l'exploration pour étendre le gisement ou en trouver d'autres, et dégager un profit.

En juin 2007, le cours du zinc a fortement monté à 3700 \$US la tonne. En admettant les autres paramètres inchangés, ce qui est très probable, le prix payé au mineur pour une tonne de concentré passe à 912,5 \$US et la valeur de 1 % de zinc à 15,43 \$US. La teneur limite (t_l) devient 21,8/15,43 soit 1,41 % Zn. La teneur moyenne n'ayant pas varié (8,3 % Zn), la mine dégage un bénéfice bien plus substantiel ($8,3 - 1,41 = 6,89$ % Zn) et accroît considérablement ses réserves (d'après Troly, 2005).

4.1.3 Ressources et réserves

Le besoin de connaître les réserves des gisements n'a fait son apparition que récemment, au cours du xx^e siècle, et leur estimation n'est devenue une nécessité technique unanimement admise que depuis la fin de la Seconde Guerre mondiale. Cette prise de conscience coïncide avec celle du caractère épuisable des matières premières de la croûte terrestre (tableau 4.1). En plus de l'utilité évidente pour la gestion de l'exploitation minière, l'estimation des réserves constitue, depuis plusieurs décennies, une donnée indispensable pour obtenir des financements bancaires. L'évolution des cotations en bourse des compagnies minières est indexée sur les chiffres des réserves publiés régulièrement et elle constitue un garant pour les investisseurs potentiels des revenus à venir de la compagnie (et des leurs!).

L'analyse de la dimension des gisements semble parfois montrer une distribution fractale, ainsi que l'avait révélé la géostatistique. Cette distribution n'est cependant pas universelle : il existe des ruptures scalaires, aussi bien dans l'espace (taille des processus) que dans le temps. Si l'on imagine que les gisements sont les fruits d'un processus de croissance et de préservation (Veizer *et al.*, 1989), la dynamique des systèmes nous enseigne que leur taille et leur distribution dépendent, notamment, du taux de croissance (la vitesse de formation du gisement), un paramètre à peu près inconnu aujourd'hui pour les gisements minéraux.

Le terme **ressources** est actuellement employé dans un sens très large, tandis que le mot **réserves** s'applique à un gisement et prend une acception beaucoup plus précise (figure 4.3). La classification des réserves et des ressources a fait l'objet d'une normalisation tant à l'échelle nationale qu'à l'échelle internationale (tableau 4.2). Les compagnies doivent déclarer dans leur bilan financier leurs ressources et leurs réserves, en particulier dans le domaine des hydrocarbures. La valeur

Tableau 4.1 - Réserves prouvées à fin 2006 pour les principales ressources minérales. Les années de réserves sont calculées en consommation constante. L'équivalence en milliards de barils (Gtbl) est donnée pour les réserves de pétrole et de schistes bitumineux (exprimées en milliards de tonnes d'huile). Ces chiffres de production minière ne tiennent pas compte du recyclage. Gt = milliard de tonnes; Mt = million de tonnes; kt = millier de tonnes; t = tonne; Mct = million de carats; Gm³ = milliard de mètres cubes. Ces chiffres ne sont qu'indicatifs, les réserves évoluant chaque jour en fonction des nouvelles découvertes et des rythmes de production. En outre, les chiffres publiés varient parfois de façon importante selon les sources. nd : non disponible (d'après *British Petroleum* et *Source Energy Administration/Department of Energy* pour pétrole et gaz; *World Energy Council* pour charbon; AREVA pour uranium; USGS pour métaux et minéraux industriels).

	Réserves prouvées	Années de réserves		Réserves prouvées	Années de réserves
Ressources énergétiques			Minéraux industriels		
pétrole (1208 Gtbl)	164,5 Gt	42	andalousite	nd	nd
roches bitumineuses (1371,7 Gtbl)	191,0 Gt	nd	amiante	ressources > 200 Mt	très importantes
gaz	181460 Gm ³	65	argiles	très importantes	> 200
charbon (+ lignite)	909 Gt	155	barytine	200 Mt	25
uranium	2,52 Mt	60	borates (B ₂ O ₃)	170 Mt	36
Métaux			diamants (industriels)	580 M ct	7
aluminium	importantes	nd	diatomite	920 Mt	> 200
antimoine	1,7 Mt	nd	feldspaths	importantes	> 100
argent	270 kt	14	fluorine	240 Mt	45
cadmium	540 kt	nd	graphite	76 Mt	71
chrome	> 480 Mt	> 80	gypse	importantes	> 100
cobalt	7 Mt	122	kaolin	importantes	> 100
cuivre	480 Mt	31	perlite	700 Mt	> 200
étain	6,1 Mt	22	phosphates (PO ₄)	18 Gt	124
fer (crude ore)	160 Gt	186	quartz	importantes	> 100
fer (métal)	79 Gt	186	sel	très importantes	> 200
lithium	4,1 Mt	194	soufre	importantes	> 100
magnésium	nd	nd	strontium	6,8 Mt	14
manganèse	440 Mt	40	sylvite (potasse) en K ₂ O	8,3 Gt	> 200
mercure	46 kt	33	talc et pyrophyllite	> 450 Mt	> 54
molybdène	8,6 Mt	48	vermiculite	> 40 Mt	> 76
nickel	64 Mt	41			
niobium	4,4 Mt	73			
or	42 kt	17			
platinoïdes (EGP)	71 kt	135			
plomb	67 Mt	20			
tantale	43 kt	33			
terres rares	88 Mt	> 200			
thorium (en ThO ₂)	1,2 Mt	nd			
titane (concentré de TiO ₂)	660 Mt	> 200			
tungstène	2,9 Mt	40			
vanadium	13 Mt	> 200			
zinc	220 Mt	22			
zirconium (ZrO ₂)	38 Mt	nd			

boursière d'une compagnie en dépend. La classification des réserves repose sur le travail d'une personne qualifiée, soit un ingénieur ou un géologue avec au moins cinq ans d'expérience, et qui est membre d'une association professionnelle.

Dans la classification de la CIM (2000), reprise par la norme nationale canadienne 43 101 et par l'Institut australasien des mines et de la métallurgie, une ressource minérale est une concentration de matériel naturel, solide, inorganique ou fossilisé dans la croûte dont la forme, la quantité et la teneur, ou la qualité, pourraient permettre l'extraction économique. On distingue trois catégories de ressources : mesurées, indiquées et inférées :

- les **ressources minérales mesurées** (*measured mineral resources*) sont celles qui présentent un intérêt économique intrinsèque, et dont on connaît, avec un haut degré de certitude, le tonnage, la densité, la forme, les caractéristiques physiques, la qualité, la teneur et la continuité;

- les **ressources minérales indiquées** (*indicated mineral resources*) présentent également un intérêt économique intrinsèque, mais leurs caractéristiques sont connues avec un degré de certitude moins élevé que celui des ressources minérales mesurées. La fiabilité est cependant plus élevée qu'en ce qui concerne les ressources minérales inférées;
- les **ressources minérales inférées (ou supposées)** (*inferred mineral resources*) sont celles qui présentent un intérêt économique intrinsèque, mais avec un degré de certitude limité, et un faible degré de confiance. Elles ne sont que des espérances dont la probabilité de devenir des ressources mesurées est faible.

Les **réserves minérales** sont définies comme la partie économiquement exploitable des ressources mesurées et indiquées, démontrée au moins par une étude de faisabilité préliminaire. Une telle étude doit comprendre des informations sur le cubage du minerai avec une courbe tonnage-teneur, l'exploitation, le traitement des minerais et l'économie du projet. Les réserves tiennent donc compte de possibles dilutions du minerai au cours de l'exploitation.

Les réserves prennent en compte l'ensemble des paramètres techniques et économiques et non plus seulement géologiques. Pour l'ensemble d'un gisement, elles correspondent à une teneur de coupure optimale t_c à laquelle correspondent un tonnage de minerai et une teneur moyenne. Physiquement, les réserves constituent une masse minérale connue d'un gisement, qui pourra être exploitée de manière rentable dans un avenir à déterminer.

Les calculs miniers se font sur dix ou vingt ans, durée de vie moyenne d'une exploitation. Ils déterminent, entre autres, le rythme de l'exploitation en tonnes/jour, chiffre qui va permettre de dimensionner les infrastructures et le matériel nécessaire. Il s'agit là de la base des calculs d'exploitabilité qui permettront de décider de l'ouverture d'un gisement.

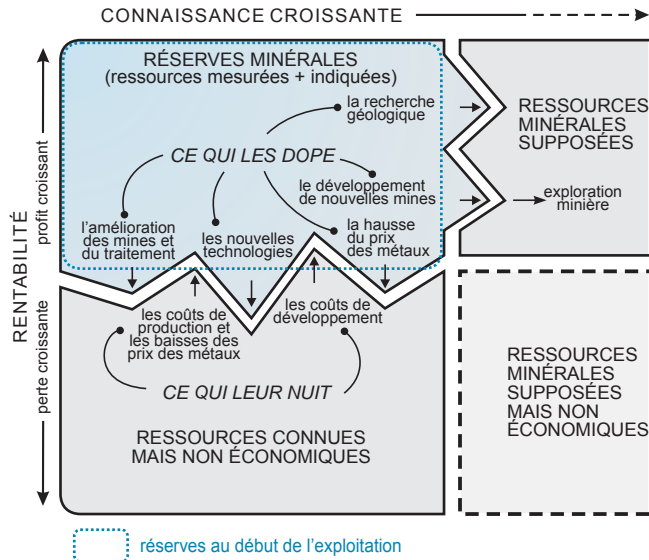


Figure 4.3 - Différents types de ressources et de réserves. On observe que les réserves définies à l'ouverture de la mine fluctuent en fonction de facteurs géologiques, économiques ou techniques, qui peuvent évoluer lors de l'exploitation du gisement.

4.2 Outils et méthodes de l'exploration minière

L'exploitation des matières premières minérales est l'une des plus anciennes activités humaines, avant l'agriculture et après la chasse. Elle impliquait la recherche de ces substances souvent rares et utiles, ce qui permit à ceux qui avaient le goût et le sens de l'observation de trouver les sites intéressants. Une preuve en est donnée par l'existence d'ornements et d'outils en ferro-nickel dès les premières dynasties pharaoniques alors que le nickel comme élément n'a été découvert qu'au milieu du XVIII^e siècle. Bien des guerres dans le passé ont été justifiées soit par l'espoir de trouver des richesses minières (les Espagnols en Amérique du Sud, Cartier et les Anglais au Québec) soit par l'annexion pure et simple des mines existantes, comme l'ont fait les Romains en Espagne.

Le terme « prospection » vient du latin *prospicere* « voir en avant », prévoir. Il s'agit donc de prévoir le site d'une concentration minérale économique. Depuis toujours, l'instinct du prospecteur, la science infuse, voire la magie et le hasard, ont été mis à contribution. Si la prospection est restée très longtemps une activité solitaire d'un prospecteur, les besoins croissants de l'économie en ressources minérales ont justifié le développement d'équipes de prospection disposant de savoirs techniques diversifiés, et comprenant de nombreuses spécialités (Sillitoe, 1995). Outre une connaissance géologique qui permet de déterminer la nature probable de la cible et son contexte géologique, il faut aussi s'appuyer sur la géochimie et la géophysique (tableau 4.2). L'ensemble des données est combiné afin de réduire la zone à explorer et de définir des cibles qu'il faut alors explorer par forages.

L'exploration minière est coûteuse; elle peut représenter de 2 à 5 % de la valeur totale du gisement à découvrir. Depuis 1930, on découvre de 20 à 30 gisements par an dans le monde. Pour cela, il faut procéder à une sélection impitoyable : environ un seul projet d'exploration sur 100 permet de conduire à une étude de pré-faisabilité, et une fraction seulement deviendra une mine en production. L'exploration repose donc sur une stratégie explicite, responsabilité du chef géologue, afin de bien focaliser l'activité. Il faut à la fois une démarche conceptuelle, visant souvent un modèle particulier de gisement, et une grande ouverture basée sur l'empirisme, le résultat d'une prospection pouvant être très différent de la cible initiale. Un exemple d'aventure de ce type est la découverte du gisement géant de cuivre, d'or et d'uranium d'Olympic Dam (Australie), une brèche de diatrème dans un granite, découvert alors que la cible initiale était une concentration de cuivre stratiforme dans des sédiments (Woodall, 1994).

La définition d'une cible repose sur quelques éléments-clés : la nature de la substance recherchée, la taille minimale de la concentration, le niveau de capital requis pour transformer la découverte en gisement (par exemple, la complexité du mode de traitement du minerai), les

Tableau 4.2 - Classification internationale de l'ONU. Ce tableau indique la dénomination légale à appliquer à une concentration minérale en fonction : 1) du stade de reconnaissance minière; 2) du degré de connaissance géologique; et 3) des analyses économiques réalisés. On voit que la limite ressources - réserves est un seuil économique. Il est nécessaire de rappeler que la plupart des états miniers dispose de classifications de ce type.

	Exploration détaillée	Exploration	Prospection	Reconnaissance
Faisabilité (économique ou potentiellement économique)	réserves prouvées (<i>proved reserve</i>)			
Pré-faisabilité (économique ou potentiellement économique)	réserves probables (<i>probable reserve</i>)			
Étude géologique	ressources mesurées (<i>measured resource</i>)	ressources indiquées (<i>indicated resource</i>)	ressources supposées (<i>inferred resource</i>)	potentiel minéral

éléments non désirables (par exemple, l'arsenic pour son impact environnemental), et l'espace géographique, souvent déterminé pour des raisons politiques ou fiscales. L'échelle constitue un élément déterminant; en effet, il importe de ne pas mélanger des guides à l'échelle régionale, par exemple d'ordre géodynamique, avec des guides plus locaux, à l'échelle du gisement. La démarche d'ensemble d'une exploration peut être centripète, si l'on travaille en aveugle sur une grande superficie que l'on va restreindre peu à peu aux zones les plus favorables à l'existence de gisements, ou centrifuge si l'on démarre l'exploration à partir de gîtes connus.

L'histoire des découvertes enseigne qu'il existe différents niveaux de maturité d'une région à explorer. Au début, on ne dispose que de peu d'informations et les risques sont très élevés. C'est cependant à cette étape que les chances de découvrir un gisement géant sont les plus fortes. L'exploration se focalise ensuite sur des zones favorables; la tendance est alors d'explorer au voisinage des gisements existants (photo a, planche 5). Toutefois, les nouvelles cibles deviennent de plus en plus difficiles à découvrir et il faut souvent recourir à des explorations de plus en plus profondes (figure 4.4). Les coûts d'exploration augmentent avec le temps. La relance de l'exploration repose sur l'apparition de nouvelles technologies ou de nouveaux concepts, une augmentation du prix des métaux ou des capitaux disponibles, des variations dans la compétition entre compagnies ou le contexte législatif.

À partir d'une stratégie, on définit une ou des cibles minières qui s'expriment par des paramètres géologiques et géographiques à rechercher; les paramètres géologiques peuvent être eux-mêmes traduits en paramètres géochimiques et géophysiques. Il existe deux types d'approches :

- l'approche analogique qui repose sur la recherche de types de gisements ressemblant à des gisements connus (Hodgson, 1990). Bien qu'elle soit empirique, c'est l'approche la plus courante;
- l'approche en termes de processus qui repose sur la connaissance des mécanismes de concentration pour une substance donnée. Par exemple, sachant que l'uranium se piège sur des barrières d'oxydoréduction, on recherchera tous les environnements géologiques propres à fournir des barrières de ce type. L'approche par processus est plus complexe, mais elle peut permettre de découvrir de nouveaux types de gisements. Elle est moins utilisée pour les mines métalliques, mais elle est courante pour les substances énergétiques.

Une cible-modèle peut alors être définie, et recherchée sur un système d'information géographique qui contient l'ensemble des données disponibles et qui est mis à jour en fonction des travaux exécutés (figure 4.5, planche 6). Deux méthodes peuvent être utilisées pour combiner les données (figure 4.6). D'une part, la superposition des données permet de sélectionner les zones qui présentent le plus de critères favorables; cette méthode est pertinente dans des zones où l'on dispose de nombreuses données. D'autre part, si l'on ne dispose que de peu de données, l'emboîtement à différentes échelles est plus efficace pour réduire les surfaces à explorer. Une fois les cibles définies, il importe de les hiérarchiser. L'absence de données ne doit pas constituer un caractère négatif. Pour calculer un rang, on peut additionner ou multiplier les scores pour chacun des paramètres.

L'exploration doit reposer sur une forte base éthique. La pratique du salage, c'est-à-dire le fait d'ajouter du minerai à un minerai, est une pratique fréquente depuis la nuit des temps. Ainsi, on tirait des plombs de chasse sur du minerai pour en augmenter la teneur en plomb, ou on ajoutait quelques pépites d'or dans des échantillons à analyser. Le scandale de Bre-X, en 1996, illustre qu'un contexte moderne de l'exploration, avec de nombreux intervenants, n'empêche pas une fraude majeure.

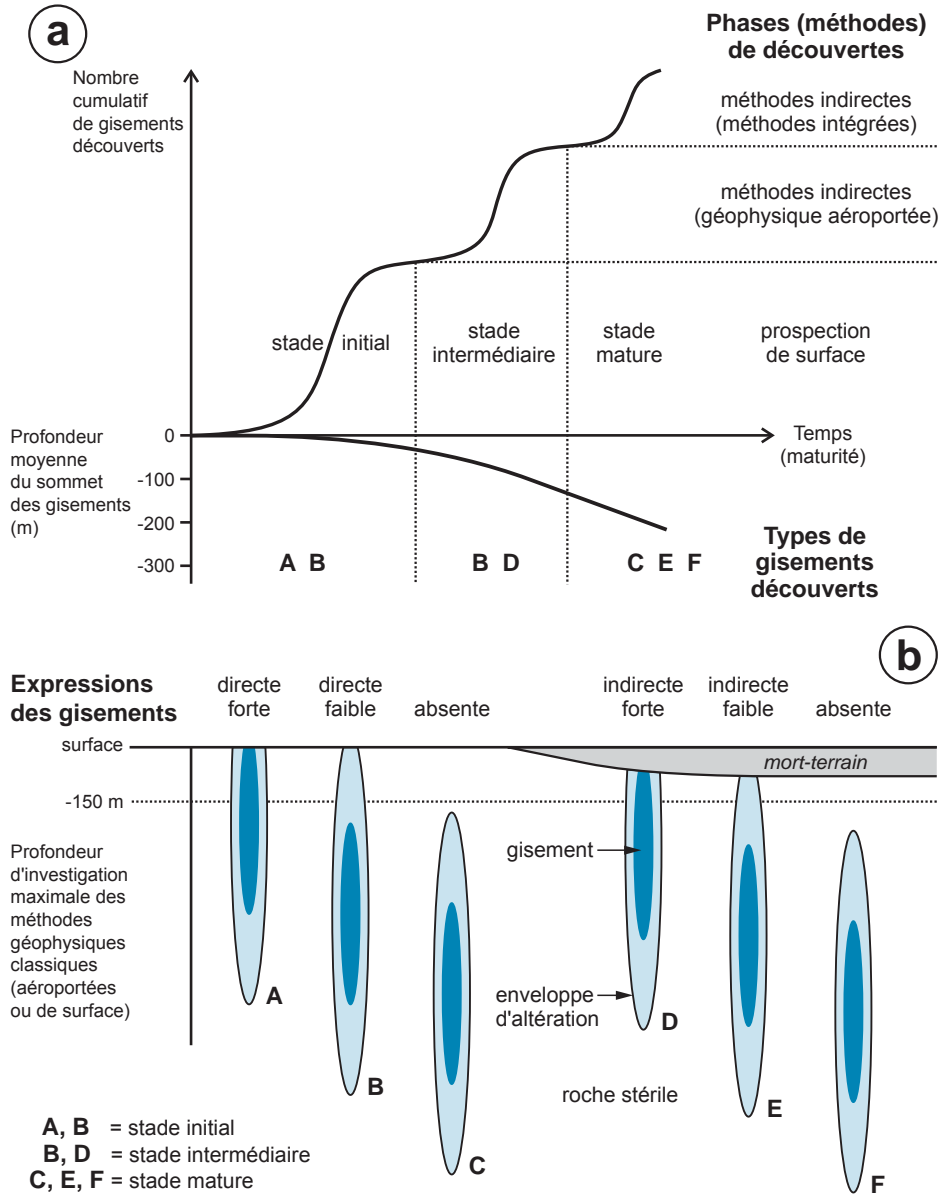


Figure 4.4 - Maturité et développement des camps miniers. Une expression directe forte est une indication directe de minéralisation; une expression directe faible est une indication directe d'un accompagnateur de minéralisation, par exemple une enveloppe d'altération hydrothermale (d'après Lulin, 1990).

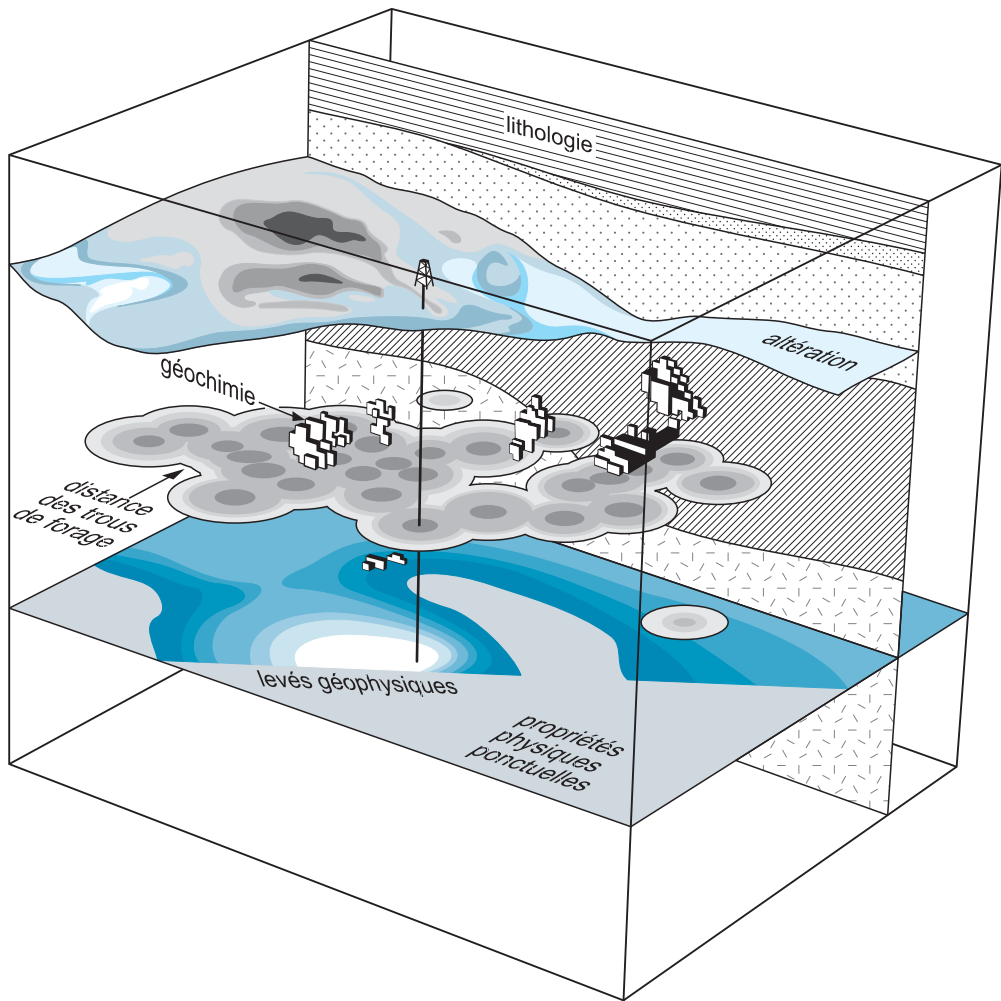


Figure 4.5 - Traitement des données multiples par un système d'information géographique (d'après un document du ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec). La sélection des zones repose ici sur une coupe géologique, une cartographie des altérations, une couche géophysique basée sur la réponse magnétique, une couche montrant la distance aux forages existants et des données géochimiques.

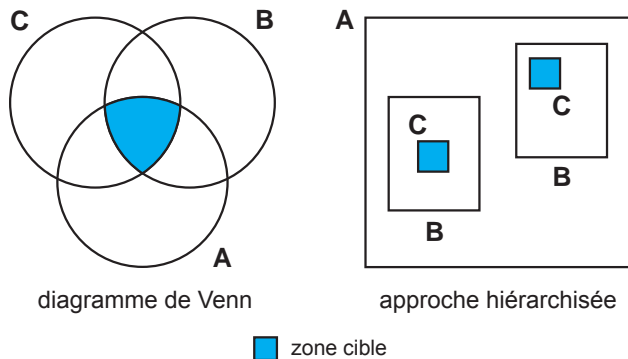


Figure 4.6 - Combinaison des données dans un Système d'Information Géographique (SIG) : la sélection de la zone cible peut être basée soit sur la recherche d'intersections de différents métallogènes, soit sur une recherche de zones en focalisant de plus en plus l'exploration.

■ zone cible

UNE FRAUDE AU XVI^e SIÈCLE

Martin Frobisher est un marin anglais qui cherchait le passage du Nord-Ouest, au nord du Canada. En 1576, il part avec trois petits bateaux et passe devant Resolution Island. Les Indiens semblent hostiles, il ne débarque pas pendant deux semaines. Cependant, il kidnappe un Inuit avec son kayak, ainsi qu'une grosse roche noire comme signe de possession; les blocs de roches sont envoyés à l'analyse : deux sont stériles, mais un autre montre des teneurs de 25 onces d'or par tonne (soit 750 g/t Au). Cette analyse permet de relancer l'expédition : M. Frobisher obtient 4000 £, soit 2 M\$ d'aujourd'hui pour repartir. Lors de sa deuxième expédition, en mai 1577, il trouve des teneurs de 40 onces par tonne (1200 g/t Au). Il prélève alors 150 t de roche et enlève trois Inuits. Pour sa troisième expédition soutenue par la reine Élisabeth 1^{re}, en 1578, 15 vaisseaux, 538 personnes dont des mineurs, et de nombreux fûts de bière l'accompagnent. Ils extraient 1300 t de roches qu'ils ramènent sur 12 bateaux. Mais au retour, un espion espagnol à bord soutient que les essais pour or sont faux. À l'arrivée en Angleterre, ils apprennent que les essais des roches du deuxième voyage sont en fait négatifs... Et le chimiste perd bizarrement tous les essais du troisième voyage ! En fait, c'est une kimberlite qui a été travaillée, et non un gîte d'or. L'île Kodlunarn, au nord-est de la baie Frobisher, abrite le site archéologique de cette aventure minière (Beaudouin et Auger, 2004).

UNE FRAUDE AU XX^e SIÈCLE : L'AFFAIRE BRE-X

La compagnie Bre-X est fondée en Alberta par un entrepreneur de Montréal, David Walsh, qui a participé à plusieurs découvertes. Le projet Busang (le vent en dialecte local), en Indonésie, débute en 1986 avec des teneurs en or irrégulières, mais intéressantes. En 1993, Bre-X acquiert le projet pour 80 000 \$, et y développe un modèle crédible de gisement d'or associé à un diatème. Dès les premiers forages, les résultats sont exceptionnels (26 m à 12,9 g/t Au). Sous prétexte de représentativité, la totalité des échantillons est analysée, et il n'y a donc pas de témoins des échantillons. Les actions de Bre-X passent de 0,75 \$ à 2,1 \$ en 1994. Un ancien directeur de l'exploration de Barrick se joint à la compagnie. Une nouvelle zone très riche est découverte, et l'action monte à 260 \$ au printemps 1995. Une firme indépendante annonce des ressources de plus de 600 t d'or. En mars 1997, Bre-X reçoit le grand prix de la découverte minière lors du congrès des prospecteurs du Canada, alors qu'on apprend que le chef géologue a disparu mystérieusement en tombant d'un hélicoptère. Réalisés par des compagnies majeures qui souhaitent acquérir le gisement, les forages de vérification sont incapables de retrouver de l'or. Les études minéralogiques soulignent que l'or, censé être primaire, a la forme de pépites arrondies. Le prix de l'action s'effondre en quelques jours, entraînant des faillites multiples. La fraude est dénoncée en mai 1997. Les échantillons étaient salés en fonction de la teneur en pyrite, évaluée par le géologue sur le terrain. L'ajout de pépites d'or avait lieu lors d'un chargement de sac au cours du trajet de l'échantillon en pirogue vers un laboratoire d'analyses indépendant. À la suite de ce scandale, la bourse de Toronto adopte une réglementation plus stricte qui conduit à l'émergence d'ordres professionnels pour les géologues d'exploration.

Après la phase de ciblage, ou exploration stratégique, on passe à la phase de reconnaissance de la minéralisation, ou exploration tactique. Le tableau 4.3 représente chacune des étapes nécessaires, de l'exploration à la mise en production d'une mine. Ces étapes correspondent également au degré de risque.

Au fur et à mesure de la progression de l'exploration, les investissements augmentent et le risque diminue (figure 4.7). Dans l'approche de l'ONU, l'évaluation géologique se compose de quatre phases :

- la reconnaissance. Elle permet de repérer, à l'échelle régionale, les zones à fort potentiel minéral, afin de situer les zones minéralisées qui justifient une étude plus poussée; à cette phase, il n'est généralement pas possible de faire une estimation quantitative;
- la prospection. Elle est un processus systématique qui consiste à rechercher un gisement minéral en délimitant les zones prometteuses. L'évaluation est basée sur l'interprétation des résultats géologiques, géochimiques et géophysiques;

- l'exploration générale. Elle consiste en la délimitation initiale d'un gisement identifié. On y cherche à évaluer la continuité des zones minéralisées, leurs dimensions, leurs géométries et leurs teneurs. Cette exploration permet de décider si une étude de pré-faisabilité et une exploration détaillée sont justifiées ou non;
- l'exploration détaillée. Celle-ci consiste à délimiter un gisement connu, dans ses trois dimensions, avec un fort degré de certitude. Des essais de traitement sont généralement nécessaires; à l'issue de cette phase, on décide de procéder ou non à l'étude de faisabilité.

Tableau 4.3 - Étapes de l'exploration minière. Ce tableau détaille les principaux travaux habituellement effectués à chaque étape de l'exploration minière (d'après un document interne de SIDEX).

	Étapes	Principales activités	Surface concernée
1	Reconnaissance (prospection stratégique)	Ce sont les premiers travaux exécutés sur la propriété; ils vont comprendre des levés de reconnaissance (à grande maille) tels que prospection, cartographie, échantillonnages choisis, levé géophysique aéroporté, etc.	L'objectif est d'étendre sur de très vastes superficies un filet à large maille (pluri-hectométrique à kilométrique) dont les nœuds sont des points de mesures variées ou des prélèvements.
2	Anomalie au sol (prospection tactique)	Les premières vérifications sont effectuées afin de connaître la raison de(s) l'anomalie(s). Des grilles peuvent être établies sur ces secteurs et des levés plus détaillés de cartographie, géophysique et géochimie, et éventuellement quelques sondages peuvent être entrepris.	Ne couvre que des superficies restreintes de l'ordre de quelques kilométriques carrés chacune, centrées sur les points d'accrochage de la prospection stratégique où ont été découverts des indices minéralisés ou des anomalies.
3	Indice	Les travaux précédents ont délimité soit des indices (affleurements minéralisés) ou des cibles assez précises qui feront l'objet soit de décapage et/ou d'une campagne de forage à maille assez large.	
4	Gîte minéralisé	Les sondages précédents ont recoupé des intersections d'intérêt économique et il existe un potentiel pour délimiter une (ou des) zone(s) minéralisée(s) avec un certain volume. Les sondages se poursuivent afin de déterminer la forme, les contrôles, le volume et la teneur approximative du gîte.	L'étude d'indice met en œuvre des moyens lourds afin d'explorer dans les trois dimensions les concentrations minérales décelées lors de la phase tactique : tranchées, sondages légers de surface, destructifs ou carottés. Elle ne concerne pas toujours le minerai lui-même mais fournit un accès à un échantillonnage profond ou des guides plus précis quant à l'enveloppe minéralisée.
5	Étude de pré-faisabilité	La forme générale du gîte a été reconnue à l'étape précédente. Une campagne de forage systématique à maille régulière sera faite pour déterminer sa teneur et son tonnage avec un niveau de confiance plus élevé. De plus, des tests spécifiques seront effectués pour recueillir des données physiques sur le minerai et les roches environnantes (densité, tenue de terrain, etc.).	
6, 7 et 8	Échantillon en vrac Technologie d'extraction Aspects économiques Faisabilité - décision	Un gîte d'intérêt économique a été délimité à l'étape précédente. L'étude de pré-faisabilité peut être suivie d'une étude de faisabilité. Tous les paramètres vont être évalués afin de déterminer avec le plus haut degré de confiance possible les coûts associés avec la mise en production et les revenus anticipés pour arriver à prendre une décision. Des sondages additionnels, un échantillon en vrac et des tests en usine peuvent être effectués.	L'évaluation du gisement a pour but d'obtenir des renseignements directs sur la concentration découverte : taille, teneurs, minéralogie, etc. Elle s'accompagne habituellement d'un pilote (essai semi-industriel de traitement du minerai). Les moyens mis en œuvre sont considérables : sondages profonds, travaux miniers de reconnaissance avec puits et galeries ou descendrie. Cette phase fournit les éléments pour définir la faisabilité de la mine, et donc les caractéristiques économiques qui font d'une mine une opération rentable ou non.
9	Développement minier	C'est le stade le plus intense en travaux et en capital. Le gisement sera développé (excavation d'un puits de production et des différentes galeries, ouverture de la carrière afin d'extraire une bonne proportion du gisement connu). À cette étape, un gisement sur deux sera mis en production.	
10	Mine	Après la mise en production du gisement, les fonds générés par l'exploitation sont, en principe, suffisants à la poursuite des travaux d'exploration et de développement.	

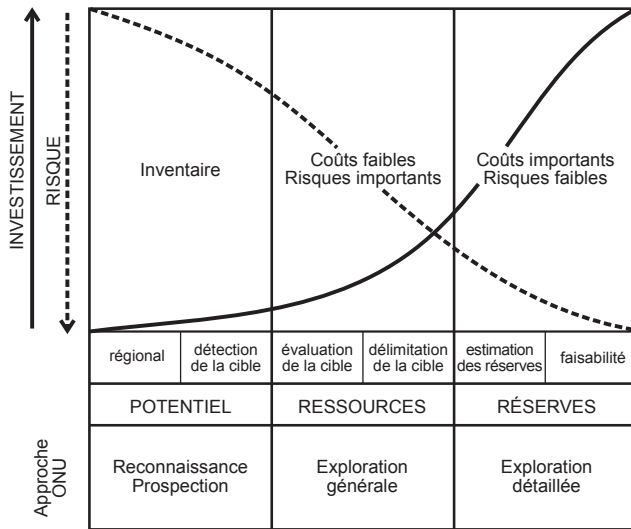


Figure 4.7 - L'exploration comprend plusieurs phases de plus en plus coûteuses et de moins en moins risquées. On passe d'approches régionales, souvent à financement public, à des approches de plus en plus détaillées allant jusqu'à l'étude de faisabilité.

4.2.1 Méthodes géologiques

L'objectif de l'exploration géologique de reconnaissance est de découvrir des indices minéralisés et de sélectionner des zones favorables.

■ DOCUMENTATION

La première étape consiste à se documenter sur la géologie du secteur à explorer. Le niveau d'information et de conservation de cette information est très variable selon les pays. Dans les pays miniers, la géo-information est une mission de l'État et elle permet aux explorateurs d'accéder aisément à un grand nombre de données que les différents explorateurs miniers ont acquises au cours du temps. L'information de base est généralement d'origine gouvernementale et ne cible pas forcément les ressources minérales. Ces données peuvent être disponibles sous différents supports, du papier jusqu'aux formats électroniques. Dans d'autres pays, l'accès aux données est très difficile, voire impossible, parce que l'archivage n'est pas bien tenu ou parce que les anciennes compagnies ont omis de laisser les résultats de leurs recherches à qui que ce soit.

Les cartes géologiques et métallogéniques constituent les fondations de la documentation. Les renseignements de la carte géologique permettent une première orientation vers les types de concentrations qui peuvent être découvertes. Les cartes minières et métallogéniques constituent l'incrément supérieur par la collecte et la synthèse des renseignements d'ordre minier qu'elles contiennent, mais elles ne sont pas toujours disponibles.

L'archéologie minière peut être d'un grand secours dans la mesure où elle est le témoin des travaux miniers anciens et des mines passées, dont toute trace a pu disparaître de la surface du sol. La toponymie des noms de lieux rappelle des activités maintenant effacées de la mémoire collective : les « lauriéras » et « aurières » du Limousin témoignent des aurières gallo-romaines; les « toul » (trous) et les « houarn » (fer) bretons sont, respectivement, des puits de mine ou des excavations, et des ferrières; le « batu hijau » indonésien signifie « pierre verte » (chrysocolle ou malachite dans ce cas-ci); Almadén, nom du plus grand gisement de mercure du monde en Espagne, signifie le minerai, etc. La connaissance des langues ou dialectes locaux se révèle donc un allié précieux.

Les données recueillies doivent être placées dans un système d'information géographique. Il faut faire preuve d'une grande rigueur, et d'une grande attention aux aspects de localisation, les erreurs étant extrêmement fréquentes à ce stade.

■ PROSPECTION AU MARTEAU

La prospection au marteau, ou prospection de reconnaissance, encore appelée « prospection marteau » en France, est la phase initiale de toute démarche d'exploration. Sur la base des résultats de l'étape de documentation, son but est de mettre en évidence toute indication de minéralisation pouvant susciter un intérêt sur le plan économique et de compléter les données géologiques. Cette prospection au marteau consiste à rechercher, sur le terrain, d'anciens travaux, des affleurements minéralisés, des altérations indicatrices de proximité de minéralisation, ou des blocs erratiques, ainsi qu'à récupérer des échantillons de roches. Dans les régions éloignées ou d'accès difficile, il est souvent nécessaire de faire appel à l'hélicoptère pour accélérer ces travaux de terrain (photo g, planche 5).

Une attention toute particulière est portée à la nature des minéraux utiles et à leur pourcentage dans la roche. Comme ces minéraux sont fréquemment altérés en surface, il faudra déterminer leur présence par leurs produits d'altération, par leurs « fantômes » c'est-à-dire les *boxworks*, ou à l'aide de simples tests de coloration. Dans certains cas, les minéraux utiles seront en si faible concentration qu'on ne pourra en déterminer la présence sur le terrain qu'à l'aide de techniques de concentration gravimétrique sommaire comme le lavage à la batée.

L'enjeu est d'éliminer, pour la suite de la campagne d'exploration, les zones qui ne présentent aucune possibilité de renfermer des minéralisations économiques.

4.2.2 Méthodes géophysiques

Les méthodes d'exploration géophysique reposent sur les propriétés physiques des terrains : conductivité ou, au contraire, résistivité électrique, densité (méthodes gravimétriques), susceptibilité magnétique, élasticité mécanique, radioactivité. Le choix de la ou des méthodes à utiliser dépend de la substance prospectée. La recherche de minerais non sulfurés (étain, tungstène, fluorine) exclut, par exemple, l'utilisation de méthodes électriques.

Les méthodes géophysiques sont utilisées à différentes échelles, depuis des approches aéroportées jusqu'à des suivis au sol. Les mêmes méthodes peuvent également être utilisées en forages en disposant de sondes qui réaliseront une exploration au voisinage des trous. Elles peuvent être passives, enregistrant les variations du milieu terrestre, ou actives, provoquant une réaction à une sollicitation physique.

Toutes les méthodes géophysiques peuvent être traitées sous une forme absolue. Elles permettent alors une modélisation en comparant le signal à celui d'un corps de minerai théorique. On peut également utiliser des méthodes reposant sur le gradient, vertical ou horizontal, des mesures géophysiques. Les méthodes gradient étant souvent plus faciles à interpréter, elles sont donc largement utilisées en exploration.

Les méthodes géophysiques sont fréquemment conjuguées afin de faire ressortir les différents éléments d'une cible minéralisée. Ainsi, les amas sulfurés montrent de nombreuses caractéristiques qui les rendent détectables par plusieurs méthodes d'exploration géophysique (figure 4.8).

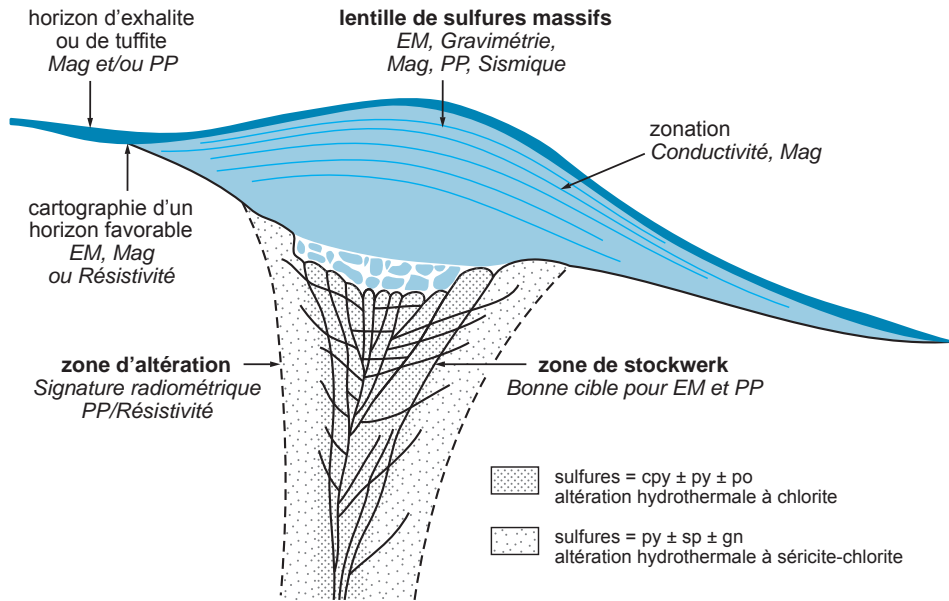


Figure 4.8 - Signatures géophysiques des amas sulfurés de type VMS. Abréviations : cpy = chalcopryrite, py = pyrite, po = pyrrhotite, sp = sphalérite, gn = galène, EM = électromagnétisme, Mag = magnétisme, PP = polarisation provoquée (d'après Ford *et al.*, 2006).

■ MAGNÉTISME

Le champ magnétique terrestre en un lieu donné est caractérisé par sa direction, son sens sud-nord et son intensité. La direction du champ se définit par sa déclinaison, écart angulaire entre la direction des lignes de force et le plan médian géographique qui contient l'axe de rotation de la Terre, et son inclinaison, écart angulaire entre la direction des lignes de force et le plan horizontal. L'intensité est maximale aux pôles (70 000 nT) et minimale à l'équateur (20 000 nT). Ce champ magnétique naturel induit un champ magnétique dans les corps rocheux. Les roches présentent différents types de magnétisme (figure 4.9) : si le champ induit agit dans le même sens que le champ inducteur, la roche est paramagnétique; c'est le cas des minéraux et des roches usuelles, qui contiennent des minéraux ferromagnésiens (olivine, pyroxène, biotite, amphibole, chlorite, grenat). Si le champ induit agit dans le sens contraire au champ inducteur, la roche est diamagnétique et la susceptibilité est très faible; c'est le cas du sel et de l'anhydrite. Enfin, plusieurs minéraux (magnétite, ilménite, pyrrhotite, hématite, maghémite) sont ferromagnétiques et enregistrent le magnétisme; ils sont dits rémanents.

Les mesures du magnétisme terrestre aéroporté dérivent des outils de recherche des sous-marins aux États-Unis, en 1938. La prospection magnétique repose sur la mesure de la déformation du champ magnétique par les champs induits par les roches et les minéraux. On mesure le vecteur d'induction du champ magnétique total, défini par ses composantes verticales et horizontales, à partir d'un aéronef ou sur le terrain, en un grand nombre de points. Cette carte du champ total établit les contrastes de susceptibilités magnétiques entre les différentes roches. Afin de disposer d'un meilleur signal, on utilise souvent le gradient magnétique, en installant deux magnétomètres dans le sens vertical ou horizontal (gradiomètre). Plusieurs traitements du signal sont nécessaires pour obtenir des cartes avec des contrastes significatifs, comme la réduction au pôle

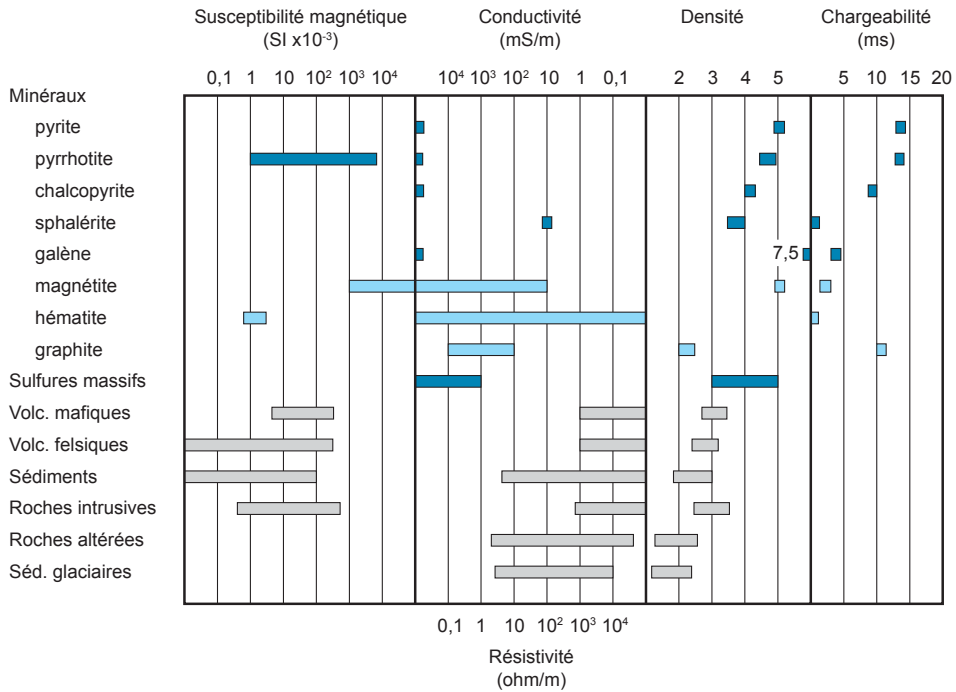


Figure 4.9 – Caractéristiques pétrophysiques de quelques minéraux, roches et gisements. Les unités sont les suivantes : SI = système international pour la susceptibilité magnétique (nombre sans dimension); mS/m = milli-siemens par mètre (1 siemens = 1/ohm); ms = milliseconde.

(nouveau calcul des données comme si elles provenaient du pôle Nord), ou les corrections des petites variations diurnes résultant de l'activité solaire.

Le magnétisme aéroporté constitue, sans doute, le meilleur moyen de faire une carte géologique en zone couverte : c'est une méthode rapide et bon marché, souvent couplée aux méthodes radiométriques. Les levés systématiques du Canada ont débuté dès 1947, avec des traverses en avion tous les demi-milles, ceux du Québec à partir de 1968, avec un espacement de 200 m. La méthode peut être utilisée pour localiser de nombreux types de concentrations minérales. Trois exemples l'illustrent :

- la méthode est naturellement très efficace pour découvrir directement les minéraux magnétiques (magnétite, pyrrhotite, ilménite). Les kimberlites diamantifères contiennent de la titanomagnétite en abondance et présentent souvent une anomalie positive circulaire bien délimitée. Compte tenu de leur petite taille, il est nécessaire de tracer des lignes de vol serrées, au moins tous les 200 m. Les levés sont contrôlés au sol et on peut évaluer le pendage de la kimberlite à partir de l'interprétation des profils. Les paléoplacers à or et uranium du Rand contiennent également de la magnétite et peuvent être suivis régionalement par cette méthode;
- dans le cas des formations de fer rubanées (BIF), on peut suivre aisément leurs signatures (figure 4.10) : l'une des premières découvertes de la méthode a été le gisement de fer de Marmora, en Ontario, en 1949. Les remplacements sulfurés à or se traduisent au contraire par une baisse du magnétisme, formant un trou dans la bande magnétique;

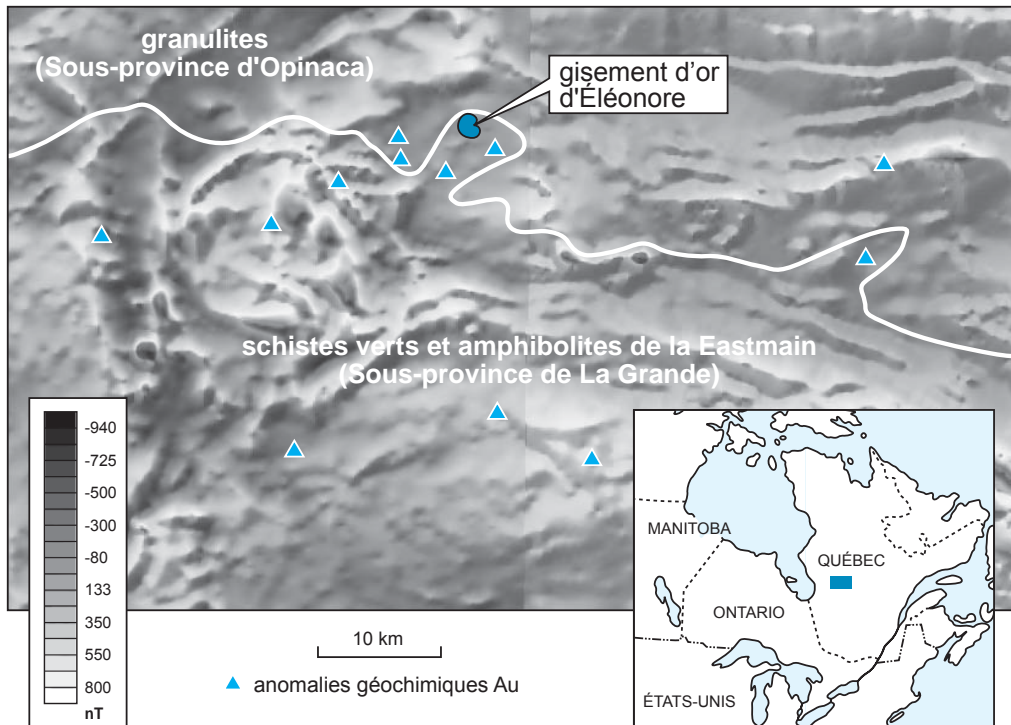


Figure 4.10 - Carte magnétique de la région d'Éléonore, Moyon-Nord, Québec. La minéralisation se situe dans une zone de fort gradient métamorphique (fond magnétique de la Commission géologique du Canada; contact entre les sous-provinces d'après M. Gauthier, et indices du ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec).

- la combinaison régionale d'anomalies magnétiques, gravimétriques et de linéaments de télédétection a permis de découvrir le gisement de type fer-oxydes à Cu-Au-U d'Olympic Dam (Australie méridionale). Dans la même province, à Prominent Hill, l'anomalie la plus magnétique reflétait une concentration en magnétite stérile, alors que la minéralisation en cuivre et hématite avait une signature plus faible (figure 4.17).

■ ÉLECTROMAGNÉTISME

Le principe de l'électromagnétisme (EM) a été découvert par J. Henry et M. Faraday en 1832. Un champ électromagnétique primaire (H_p) induit dans un conducteur un courant qui, à son tour, produit un champ électromagnétique secondaire de sens contraire (H_s) (figure 4.11). On induit le courant primaire par un courant alternatif, et on mesure $H_r = H_p + H_s$. Le récepteur mesure la différence entre courant primaire et secondaire soit en termes de retard (*time domain*, avec un signal pulsé), soit en termes de fréquence (*frequency domain*). La forme du signal émetteur peut présenter toutes sortes de variations, et permettre d'accéder à des informations sur la taille et la conductivité du corps. La physique de la réponse électromagnétique reste un domaine très complexe. On sait que le signal est plus sensible à des corps disséminés qu'à des corps massifs.

Il existe deux grands types de méthodes basées sur l'électromagnétisme : des méthodes actives où l'on induit un courant, que ce soit à partir d'un avion ou d'un hélicoptère traînant une sonde, ou « oiseau », au sol ou en forage, et des méthodes passives utilisant les fréquences radio militaires

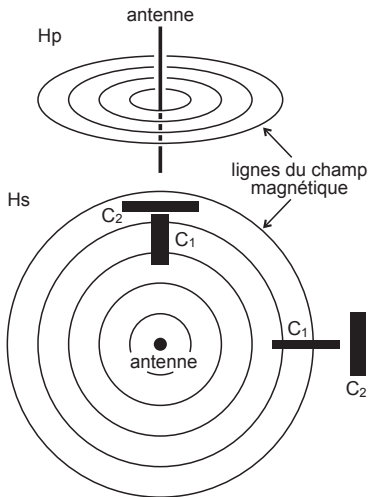


Figure 4.11 - Principe de l'électromagnétisme : une antenne produit un champ primaire (Hp) qui provoque dans un conducteur (C) un courant qui induit un champ secondaire (Hs).

ou d'origine naturelle (séismes). Les méthodes actives sont les plus utilisées en exploration minière. Une première tentative de levés aériens a été faite au Canada en 1940 avec deux avions, puis, en 1948, avec un avion en bois. De très nombreuses variantes de ces méthodes électromagnétiques ont été mises au point. L'une des premières, la méthode INPUT, exploite le domaine du temps depuis 1959. Le DIGHEM repose sur un émetteur et trois récepteurs. Le MaxMin, le TEM (*Transient ElectroMagnetic*), la méthode UTEM (recherche profonde et mesures en continu dans des environnements conducteurs), et le MEGATEM constituent des variantes du même principe. Les grands districts miniers dans le monde ont tous fait l'objet de levés EM aéroportés (figure 4.12).

Comme le magnétisme, l'EM aéroporté permet de repérer différents types de gisements. De grand succès ont été obtenus très tôt avec les sulfures massifs volcanogènes, en particulier au Canada : par exemple, on peut citer la découverte de l'amas sulfuré de Brunswick n° 6 par *vertical loop EM*, ceux de Mattagami Lake en 1957, et ceux de Selbaie en 1974. La profondeur de pénétration n'a fait qu'augmenter depuis 50 ans, passant de moins de 100 m, entre 1957 et 1975, à 300 m dans les années 1980. En Abitibi, Bell Allard était détecté à 850 m en 1993. Plus récemment, l'EM a permis la découverte du gisement de Hajar, dans le Paléozoïque du Sud du Maroc. Il a permis le suivi, par hélicoptère, du gisement de nickel de Voisey's Bay au Canada. L'EM peut être également utilisé dans des contextes sédimentaires : ainsi, les gisements d'uranium du Saskatchewan sont associés à des conducteurs graphiteux, visibles à travers les grès malgré leur profondeur atteignant jusqu'à 600 m. Les gisements de plomb-zinc de la Vallée du Mississippi sont associés à des zones de remontée du Précambrien sous la couverture, formant également des anomalies EM.

L'une des difficultés de la prospection électromagnétique aéroportée est le grand nombre d'anomalies mises en évidence, notamment celles qui sont reliées à des conducteurs formationnels comme des formations de fer ou du graphite : en 1983, dans les terrains archéens, une seule anomalie sur dix était significative. On notera que la sphalérite n'est pas détectable seule, car, non conductrice, elle est non polarisable. Le recouvrement, surtout s'il est conducteur, peut masquer largement les anomalies; on peut néanmoins évaluer la profondeur d'une anomalie en comparant la réaction à différentes fréquences.

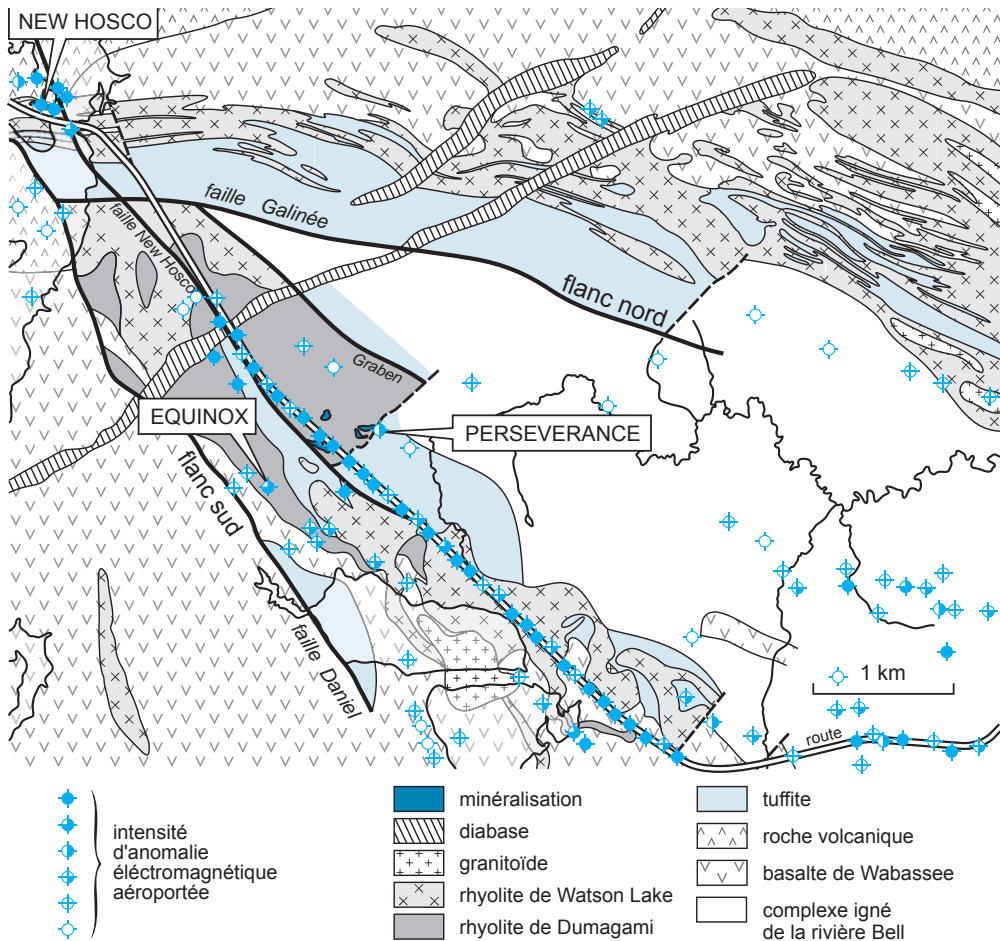


Figure 4.12 - Carte géologique du district de Matagami (Abitibi) montrant le dôme occupé par le pluton de Matagami, avec des minéralisations exhalatives sur les deux flancs. Le gîte de Persévérance a été découvert au voisinage d'un conducteur formationnel (d'après un document inédit de Xstrata Zinc Canada).

Les méthodes passives reposent sur l'utilisation des ondes hertziennes à très basse fréquence (*Very Low Frequency*, ou VLF), utilisées par les stations radio des marines de guerre des grandes puissances pour communiquer avec les sous-marins en plongée. Ces ondes sont très pénétrantes dans l'eau et s'enfoncent de plusieurs mètres dans le sol. Les composantes du champ qu'elles créent sont déviées par les corps conducteurs présents dans le sol. Mise au point en 1964, la méthode VLF consiste à mesurer ces déviations. La fiabilité et la facilité d'interprétation des résultats sont une nouvelle fois fonction des caractéristiques des terrains. Ainsi, compte tenu de l'origine des émissions radio, il n'est pas toujours possible d'utiliser la méthode, en particulier en Afrique de l'Ouest, du fait d'une orientation défavorable. Les outils VLF sont des dispositifs légers, peu onéreux et maniables qui ne comportent qu'un dispositif récepteur à lecture directe. Le signal est cependant complexe à interpréter car il est sensible à tous les champs électriques, aux conducteurs et au relief. Les détections indues des lignes électriques et des clôtures sont des

avatars courants. Le report des données avec des iso-anomales EM permet de repérer les structures, en particulier les filons et les failles, et d'évaluer leur pendage.

Le *Beep Mat* combine une mesure de la susceptibilité magnétique et une mesure de la conductivité par électromagnétisme. Il détecte ainsi les faibles conducteurs et des veinules avec un contenu aussi faible que 0,1 % de sulfures. En contexte nordique, la méthode est utilisée couramment pour détecter des roches à sulfures, en place ou déplacées par l'érosion (figure 4.13).

Les méthodes magnétotelluriques (MT) ou audioMT reposent sur la mesure du champ électrique (dipôle) ou des champs magnétiques transmis par l'ionosphère pendant les orages. On mesure le décalage de phase, ce qui permet d'accéder à la résistivité apparente en ohm/m. La profondeur de pénétration est exceptionnelle, de 1500 m jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres, mais la résolution est généralement médiocre. La méthode n'est donc pas utilisée en exploration.

■ MÉTHODES ÉLECTRIQUES

Le principe des méthodes électriques repose sur l'étude de la propagation du courant dans le sous-sol. Ces méthodes d'exploration sont largement utilisées dans l'industrie minière, en particulier la résistivité et la polarisation spontanée.

La résistivité électrique est l'aptitude d'une roche ou d'un minerai à s'opposer au passage d'un courant électrique; c'est donc l'inverse de la conductivité. Sa valeur dépend de la porosité et de la teneur en eau. Elle varie de 0,5 ohm/m pour des argiles à plus de 10 000 ohms/m pour des sables (figure 4.9); elle est faible pour les minéraux métalliques, forte pour les silicates. Les méthodes de prospection électrique vont s'appliquer à l'analyse des phénomènes géologiques qui mettent en présence des formations de résistivités différentes (figure 4.14). Elles reposent sur l'envoi d'un courant électrique continu dans le sol à l'aide de deux électrodes A et B entre lesquelles se crée un champ électrique. La différence de potentiel mesurée en deux points M et N situés entre A et B est fonction du dispositif utilisé et des propriétés électriques des roches, notamment de leurs résistivités. Cette méthode est capable de mettre en évidence non seulement des formations horizontales qui présentent des valeurs de résistivité différentes, mais aussi des structures redressées, comme des failles ou des filons, notamment des filons de quartz, qui vont s'exprimer par un fort contraste de résistivité. La profondeur d'investigation est fonction de l'écartement des électrodes A et B. Le géophysicien établit des profils qui lui permettent de dresser des cartes de résistivité. La méthode d'établissement de profil la plus courante est le « trainé simple » qui consiste à traîner le quadripôle AMNB selon une direction donnée. Cette méthode ne permet que la recherche de structures ou de corps conducteurs peu profonds.

La polarisation spontanée (PS) repose sur le fait qu'une masse sulfurée naturellement conductrice, partiellement immergée sous le niveau phréatique, constitue une pile électrique naturelle (figure 4.15) : un courant naît spontanément entre sa partie inférieure, réductrice, et sa partie supérieure, en voie d'oxydation. La réponse la plus intense peut indiquer la présence de sulfures métalliques, ou de certains oxydes métalliques tels que la magnétite, mais plusieurs autres contextes produisent des effets similaires comme le graphite, l'eau salée, la variation de composition des roches dans les zones de contacts géologiques, l'activité bioélectrique du matériel organique, la corrosion et les gradients thermiques et barométriques dans les fluides souterrains. La PS est une très vieille méthode, connue depuis 1830 : le courant est simplement détecté à la surface du sol en mesurant la différence de potentiel entre deux électrodes impolarisables que

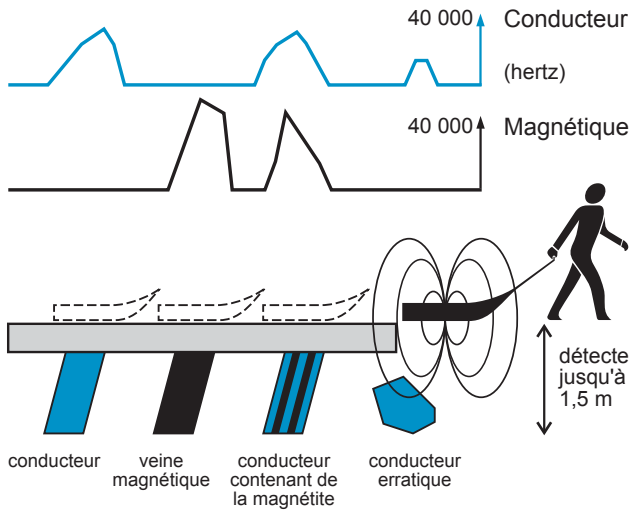


Figure 4.13 - Méthode de prospection électromagnétique *beep mat* (d'après un document inédit de E. Gaucher). Traîné à la main, l'appareil permet de détecter les corps conducteurs et les corps magnétiques superficiels.

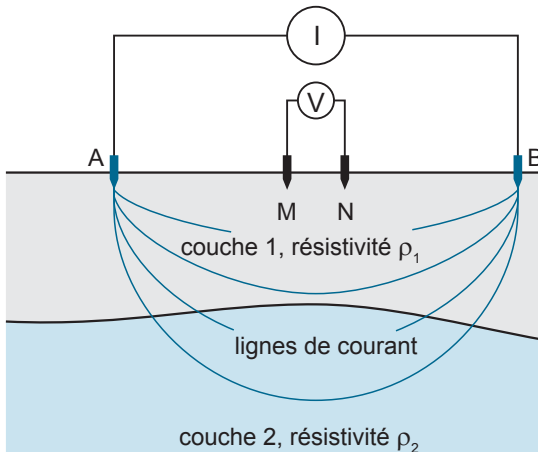
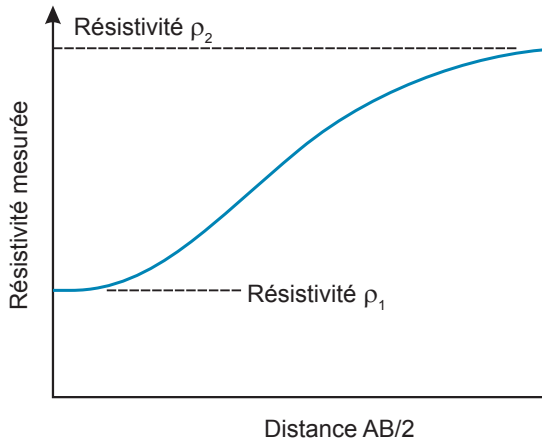


Figure 4.14 - Méthode du sondage électrique. On injecte un courant électrique dans le sol entre les électrodes A et B, et on mesure la différence de potentiel V entre deux électrodes (M et N) situées entre A et B. Les paliers dans la résistivité mesurée sont caractéristiques des différentes couches traversées.

l'on déplace le long de profils. L'anomalie maximale est située à l'aplomb de la masse conductrice. L'interprétation est aisée, mais la présence de pile n'est pas synonyme de celle de minerai.

La polarisation provoquée (PP) ou polarisation induite (IP) est une méthode active. Elle mesure l'effet de capacité, ou chargeabilité, montrée par des corps conducteurs d'électricité. Pour la déterminer, on injecte un courant dans le sol avec des électrodes, ce qui provoque un déplacement des ions dans l'eau vers la surface des minéraux. On détecte ensuite un signal secondaire au moyen d'autres électrodes non polarisantes après l'arrêt de l'injection. Les charges retournent vers l'eau, avec un décalage de phase entre le voltage induit et le voltage reçu.

La chargeabilité est une propriété physique qui tend à retenir une charge électrique, comme une capacité électrique. On peut mesurer la chargeabilité apparente : si le terrain est chargeable, les voltages mesurés ne suivront pas exactement le courant injecté dans le sol. Si on coupe brutalement l'injection, le voltage résiduel mesuré pendant quelques secondes diminuera selon la nature du matériel. Si on a injecté un courant sinusoïdal, le voltage résultant dépendra de la fréquence; on peut donc également mesurer une différence de phase entre l'injection et la mesure. Les sulfures disséminés, la magnétite, le graphite et certaines argiles (bentonite) sont chargeables. La chargeabilité peut être affectée par la taille des grains.

Ainsi, un effet PP indique la présence de sulfures, d'ilménite, ou d'argiles entre l'émetteur (*transmitter*) et le récepteur. Mais il peut aussi indiquer la présence d'eau, en particulier salée. La PP a été beaucoup utilisée pour le minerai disséminé, en particulier pour les gisements d'or de type Carlin, car elle permet de détecter des disséminations à 0,1-0,2 % de pyrite. On peut utiliser différentes configurations pour l'injection et la réception : dipôle-dipôle, pôle-dipôle, gradient. Les résultats permettent de construire des pseudo-sections. On peut aussi utiliser la PP en forages et, même, en milieu marin pour chercher les minéraux lourds.

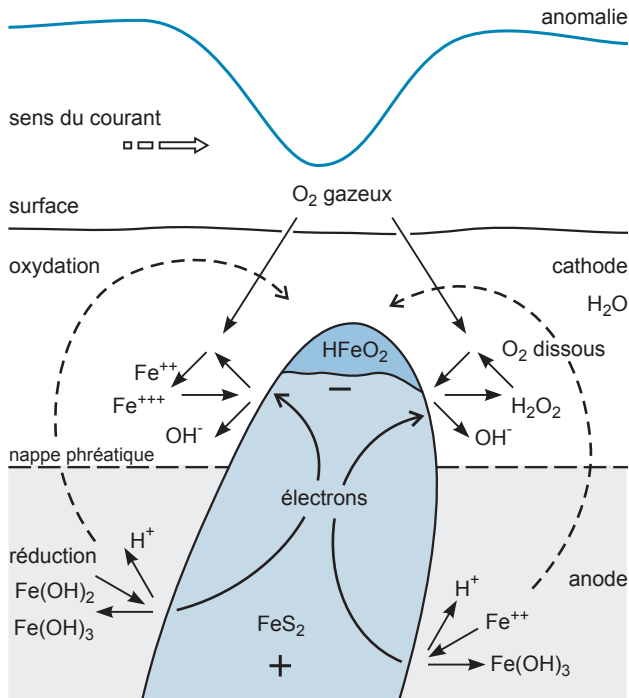


Figure 4.15 - Principe de la polarisation spontanée : un corps sulfuré en cours d'oxydation produit un effet de pile. Un courant naît donc spontanément et peut être mesuré en surface.

■ SISMIQUE

Ces méthodes d'exploration sont basées sur la propagation des ondes sismiques dans le sol et le sous-sol, phénomène qui dépend principalement du type d'onde (longitudinale, transversale), de l'élasticité des milieux qu'elles traversent, et de l'angle d'incidence de leur trajectoire sur les interfaces. Il en résulte des variations en terme de direction et de vitesse de propagation qui renseignent sur la nature des terrains traversés et les surfaces de discontinuité rencontrées. Deux grandes méthodes sont utilisées généralement de manière conjointe : la sismique réflexion et la sismique réfraction. La sismique réflexion concerne les ondes qui sont réfléchies par la première interface et retournent dans le milieu supérieur : elle ne renseigne donc que sur la frange superficielle du sous-sol. La sismique réfraction s'intéresse aux ondes qui traversent les interfaces en changeant de trajectoire et de vitesse de propagation et qui se réfléchissent sur les interfaces plus profondes : elles fournissent donc des informations sur la structure profonde des terrains.

La méthode consiste à provoquer des mini-séismes par marteau mécanique ou tirs de charges explosives. Le dispositif analytique comporte, outre le système d'ébranlement, des sismographes très précis associés à des chronomètres et à des systèmes enregistreurs disposés à différentes distances du point d'ébranlement. L'ébranlement déclenche simultanément les chronomètres et on mesure le temps écoulé jusqu'à l'arrivée des différentes ondes sismiques aux enregistreurs. L'opération est recommencée autant de fois que nécessaire en changeant la position des sites d'ébranlement et des sismographes.

Les sismogrammes obtenus visualisent les contrastes de vitesse de propagation des ondes sismiques, qui traduisent le plus souvent des formations différentes. Ces méthodes sont très employées en génie civil et en recherche pétrolière, mais assez peu en recherche minière : la sismique réflexion, par exemple, est la méthode habituelle pour définir la profondeur et le volume d'une nappe de granulats alluvionnaires.

■ GRAVIMÉTRIE

La gravimétrie est basée sur la mesure des variations de la pesanteur g , égale à 981,724 gals au niveau moyen des mers. Cette valeur n'est pas uniforme et varie en fonction de l'altitude, de la latitude, de la proximité de masses montagneuses, de la répartition dans le sous-sol de masses de densités différentes, et de la configuration astrale (comme les marées). Il est cependant possible d'extraire le signal purement lithologique. La prospection gravimétrique se focalise essentiellement sur la recherche de masses anormalement lourdes, qui peuvent être constituées par des concentrations de minerai, mais aussi par des roches mafiques de densité supérieure à 3,3.

La gravimétrie nécessite un nivellement très précis, parfois de l'ordre de quelques centimètres, ce qui a réduit longtemps l'utilisation pratique de la méthode. Cependant, l'utilisation de GPS différentiel permet maintenant des positionnements rapides qui ont conduit à mettre au point des mesures gravimétriques héli- ou aéroportées. Dans tous les cas, l'interprétation demande la réalisation journalière d'un certain nombre de corrections (altitude, latitude, luni-solaire) pour dresser une carte préliminaire d'anomalies dite de Bouguer. Les autres corrections tiennent compte de l'altitude et de l'influence des masses de densités différentes à plusieurs échelles.

La gravimétrie a été essentielle dans la découverte de plusieurs gisements importants; c'est en particulier le cas de Neves Corvo (Portugal), l'un des plus grands amas de sulfures au monde (figure 4.16), mais aussi de Tambo Grande (Pérou), d'Hajar (Maroc), d'Anarraaq (l'extension profonde du gisement géant de Red Dog, en Alaska, découverte par une combinaison gravimétrie, polarisation provoquée et électromagnétisme) et de Prominent Hill (Australie) (figure 4.17).

Figure 4.16 - Anomalie gravimétrique et forage de découverte du gisement de Neves Corvo (Portugal) en 1977 (d'après Leca, 1985). Le premier forage réalisé en 1973 avait été réalisé au même endroit, mais n'était pas assez profond.

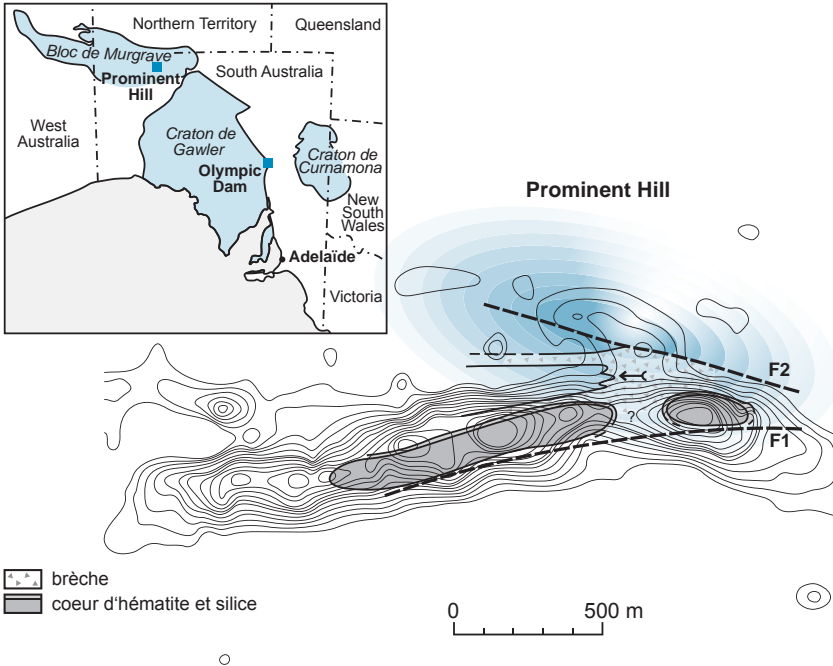
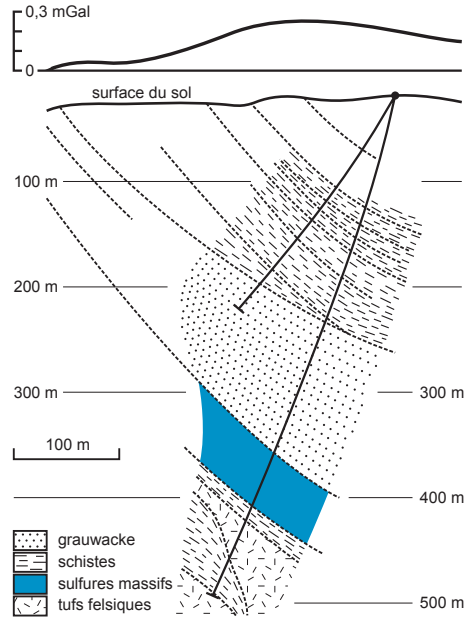


Figure 4.17 - Carte des anomalies gravimétrique et magnétique à Prominent Hill, un gîte de type fer-oxydes (IOGC) d'Australie méridionale au nord-ouest d'Olympic Dam (d'après un document de Minotaur, 2002). La minéralisation bréchique en cuivre, or et uranium est associée à la zone à hémateite et silice (contour en noir) et non à la zone à magnétite (anomalie magnétique en bleu). Les failles F1 et F2 limitent la minéralisation.

La gravimétrie au sol permet, notamment, une modélisation précoce des volumes de minerai sulfuré. Exceptionnellement, certains gisements sont caractérisés par une perte de masse occasionnée par l'altération hydrothermale et, par conséquent, une signature gravimétrique négative (uranium du Saskatchewan).

Il est nécessaire de traiter le signal gravimétrique en tenant compte de la topographie (correction au niveau de la mer). L'anomalie de Bouguer se calcule en soustrayant à la gravité observée plusieurs éléments dont la gravité théorique à l'altitude de mesure. On peut utiliser une méthode de gradient, ce qui renforce les petits signaux. La gravimétrie reste parfois d'interprétation délicate car il est nécessaire de bien connaître la géologie pour évaluer l'effet des roches encaissantes. Pour cette raison, il est plus facile de l'utiliser dans des milieux assez homogènes que dans des séries très contrastées en densité avec, par exemple, rhyolite et basalte, et dans des milieux où l'épaisseur des formations superficielles peut être prise en compte. Des méthodes d'inversion permettent d'estimer le volume de sulfures.

■ RADIOMÉTRIE

À toutes les échelles, l'uranium se trouve surtout par sa signature radioactive (radiométrie, géochimie du radon, etc.) (Bigotte et Obellianne, 1968). La radiométrie repose sur la radioactivité naturelle de certains isotopes et éléments qui émettent trois types de rayonnements α β γ ; α et β sont des particules (α est un noyau d'hélium, neutre, et β , une association électron+neutrino), et possèdent donc une faible pénétration. La radiation γ est plus pénétrative et correspond à une longueur d'onde entre les rayons X et les rayons cosmiques.

La radiométrie est née avec la radioactivité. Le compteur Geiger-Muller a été conçu en 1928, et les premiers levés aéroportés ont lieu en 1947, à Port Radium au Canada. Cependant, il ne mesure que la radioactivité totale sans pouvoir séparer l'origine des radiations (figure 4.18). La spectrométrie gamma apparaît en 1958 avec un scintillateur à iodure de sodium activé qui permet de mesurer l'abondance de trois éléments : K, U et Th. C'est à la fois un outil de caractérisation

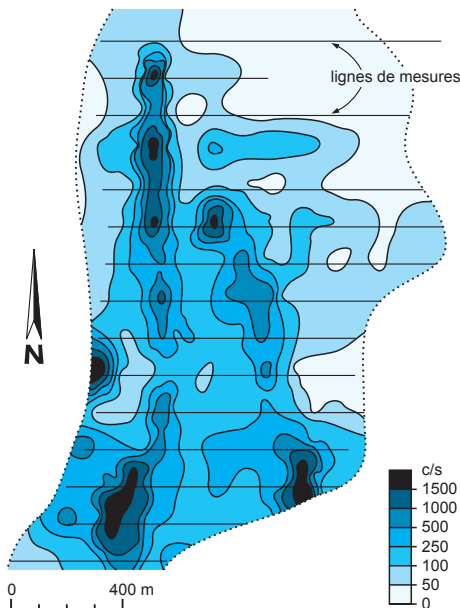


Figure 4.18 - Carte d'anomalie radiométrique (en coups/seconde) montrant un alignement des anomalies selon deux directions de fractures, ce qui suggère une morphologie filonienne de la minéralisation.

géologique, très efficace pour la cartographie, et un outil de détection des minéraux radioactifs, comme la monazite, l'uraninite ou la thorite (photo f, planche 5).

L'une des difficultés des méthodes radiométriques réside dans un signal qui faiblit très vite avec la distance, ce qui réduit rapidement le signal dès que la couverture dépasse 50 cm. On peut cependant cartographier sur le terrain le potassium relié à la séricite ou à la chlorite. C'est le cas, par exemple, dans l'ancienne mine de Sullivan (Colombie-Britannique, Canada) qui montre une anomalie potassique reliée à l'abondance de séricite. On doit à la radiométrie la plupart des découvertes de gisements d'uranium au voisinage de la surface.

■ TÉLÉDÉTECTION

La télédétection (en anglais *remote sensing*) est l'ensemble des techniques qui permettent, par l'acquisition d'images, d'obtenir de l'information sur la surface de la Terre, sans contact direct avec celle-ci. La télédétection englobe tous les processus qui consistent à capter et à enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et à analyser l'information qu'il représente pour, ensuite, mettre en application cette information. Elle trouve ses racines dans la photographie aérienne, donc dans une méthode analogique sensible principalement à la lumière visible. La photographie aérienne, sous toutes ses formes, reste un moyen courant de télédétection; elle est cependant de plus en plus utilisée sous forme numérique de façon à permettre des corrections géométriques (orthophotos) et l'intégration dans les Systèmes d'information géographique (SIG).

Depuis 1972, la télédétection s'effectue surtout depuis les satellites. Tant les vecteurs (satellites) que les capteurs (radiomètres, radars) se sont diversifiés et ont permis des mesures de plus en plus précises des caractéristiques du rayonnement naturel ou provoqué. En 2008, il y avait plus de 50 satellites d'observation de la Terre en orbite. La résolution des images dans le domaine civil est maintenant de l'ordre du mètre. La série des satellites LANDSAT a révolutionné les méthodes de la cartographie géologique. Les radars imageurs, surtout aéroportés, sont également très utilisés.

En mesurant la réflectance et l'absorption des ondes électromagnétiques à la surface du sol, la télédétection appartient à l'ensemble des mesures géophysiques. La télédétection utilise plusieurs domaines du spectre électromagnétique : l'ultraviolet, le visible et l'infrarouge sont les plus fréquemment utilisés (figure 4.19). L'infrarouge (IR) se divise en deux catégories : IR réfléchi et IR émis ou thermique. La région des hyperfréquences comprend les plus grandes longueurs d'onde utilisées en télédétection, entre le thermique et les ondes radio. La vapeur d'eau dans l'atmosphère absorbe une bonne partie du rayonnement infrarouge de grandes longueurs d'onde et des hyperfréquences de petites longueurs d'onde qui entrent dans l'atmosphère, ce qui restreint l'utilisation de la télédétection à certaines bandes.

La surface de la Terre répond de manière très différente selon les longueurs d'onde utilisées. En mesurant l'énergie réfléchie ou émise par la cible avec une variété de longueurs d'onde, on détermine la signature spectrale d'un objet, caractéristique de sa composition. On utilise aujourd'hui de 64 à 384 bandes distinctes, ou canaux : c'est l'imagerie multispectrale. Dans le cas des mesures radar, l'onde est polarisée et peut générer une onde rétrodiffusée avec différentes polarisations. La polarimétrie radar exploite ce signal en combinant ces polarisations.

Pour qu'une image soit utilisable, il est nécessaire de lui appliquer une série de transformations numériques : (1) un traitement préalable, correspondant à des corrections géométriques et radiométriques; (2) un rehaussement de l'image, par étirement des contrastes et filtrage spatial;

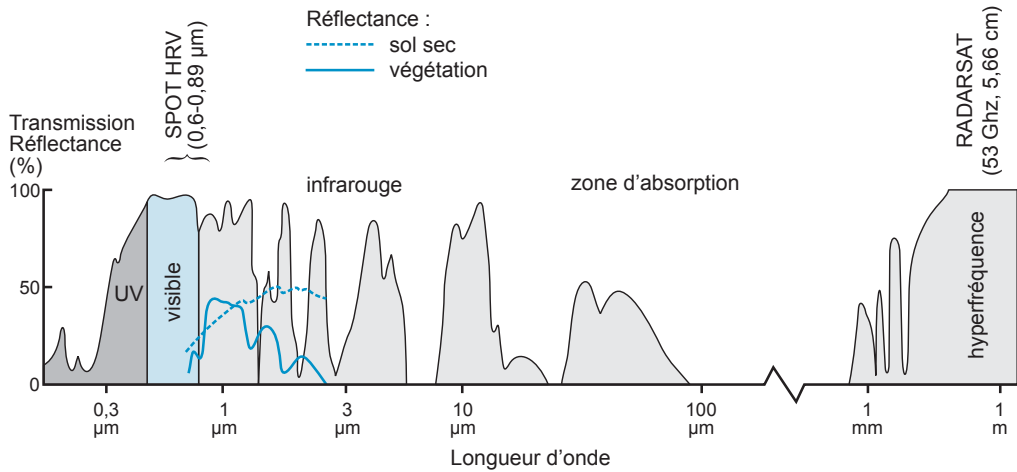


Figure 4.19 - Spectre électromagnétique. Seule une partie du spectre est utilisable en télédétection car une grande partie est absorbée. On peut donc utiliser quelques fenêtres dans l'ultraviolet (UV), le spectre visible, et plusieurs zones dans l'infrarouge. Le satellite SPOT par exemple ne mesure qu'une partie des radiations. RADARSAT mesure de grandes longueurs d'ondes. On peut déterminer la nature des objets par leur réflectance sur plusieurs longueurs d'onde, illustrée ici par le spectre de la végétation et d'un sol sec.

(3) des transformations de l'image, pour combiner des pixels entre eux; (4) des classifications et analyses de l'image, correspondant à des traitements statistiques élaborés, tels que des rapports de bandes, des analyses en composantes principales, etc. De nouvelles approches reposent sur la logique floue ou les réseaux de neurones. Les images résultantes sont ensuite intégrées dans un système d'information géographique.

Les photographies aériennes sont utilisées de manières très diverses. En premier lieu, elles permettent de déterminer la nature et l'extension des recouvrements superficiels, que ce soit des sables, des alluvions, ou des dépôts glaciaires. Elles traduisent également la structure profonde, par l'effet de l'érosion différentielle, de la géométrie du réseau de drainage, des failles et des plis qui peuvent être identifiés directement. On produit ainsi des cartes de synthèse morphostructurale, des cartes de la fracturation, ou des photo-interprétations géologiques. L'analyse des linéaments a permis la découverte de gisements importants, tels que Olympic Dam (Australie) (O'Driscoll, 1985) et Silidor (Abitibi, Québec). Les photographies aériennes permettent de préciser l'environnement géologique et de le comparer avec des environnements existants. Les images satellites peuvent être utilisées dans le prolongement des photographies aériennes, et elles bénéficient d'un effet synoptique intéressant.

Les images multispectrales et la cartographie thématique constituent un appui direct à la cartographie géologique et à la détermination des altérations. On dispose maintenant de catalogues de spectres pour les sols, les roches et la végétation, ce qui permet d'interpréter plus finement les données multispectrales. Les produits d'altération, en particulier les argiles, peuvent être déterminés par leur signature spectrale; par exemple, on peut distinguer les altérations supergènes des altérations hydrothermales. Ces méthodes permettent d'identifier des mélanges de deux ou trois minéraux. On peut ainsi reconnaître directement la composition des chapeaux de fer. Les changements du couvert végétal traduisent souvent des variations dans la lithologie, ou la présence dans les sols de métaux toxiques (Pb) ou favorables (Zn) à la croissance végétale.

Les satellites d'observation de la Terre les plus récents sont équipés pour permettre la cartographie du relief, soit par des méthodes stéréoscopiques dans le cas des satellites équipés de radiomètres optiques (SPOT 5 par exemple), soit par la méthode de l'interférométrie dans le cas des satellites équipés de radars imageurs à synthèse d'ouverture. Ces radiomètres imageurs sont des capteurs qui mesurent de façon quantitative le rayonnement.

La télédétection peut être suivie au sol par des systèmes qui utilisent des technologies comparables. Ainsi, le spectroradiomètre de terrain POSAM (*Portable Spectroradiometer for Mineral identification*) est constitué de trois détecteurs mesurant chacun 350 canaux. La spectrométrie infrarouge permet de déterminer les minéraux à différentes échelles, depuis des mesures prises par satellite jusqu'à l'emploi de détecteur sur le terrain. Les données brutes par canal sont généralement corrigées et transformées afin de calculer des indices spécifiques permettant de déterminer les minéraux par comparaison avec des banques de données.

4.2.3 Méthodes géochimiques

Les méthodes de prospection géochimique sont basées sur la distribution des éléments en trace dans les roches, les sols, les alluvions, l'eau et même les végétaux. On distingue quatre grandes familles d'éléments : les lithophiles (Si, Na, K, Ca, Al, terres rares, etc.) qui s'associent préférentiellement avec l'oxygène, les sidérophiles (Fe, Mn, Co, Ni, EGP, Au, etc.), souvent à l'état métallique, les chalcophiles (Cu, Pb, Zn, etc.), habituellement associés au soufre, et les atmosphériques (gaz rares, chlore, fluor, brome, oxygène, carbone, azote), à l'état gazeux. Cette classification permet de prévoir d'une manière simple le comportement des éléments.

Une anomalie géochimique est une teneur anormalement élevée (ou anormalement basse) par rapport à la teneur moyenne de l'environnement régional, le fond géochimique. C'est donc une notion statistique qui nécessite de disposer d'une base de données de référence pour estimer précisément le fond géochimique. En supposant une distribution gaussienne, un échantillon est dit anomal si sa concentration dépasse de 2 ou 3 écarts-types la valeur moyenne. Dans les cas des éléments en trace dont la distribution naturelle est log-normale, il est fréquemment nécessaire d'utiliser une échelle logarithmique.

En surface, une concentration anormale en un élément donné se manifeste alentour par une auréole de dispersion, résultat de l'érosion mécanique et de l'altération qui disséminent cet élément et l'étaient (figure 4.20). La dispersion peut être primaire, au moment de la mise en place de la minéralisation, ou secondaire, lors de son érosion en surface. Deux types de transport apparaissent : un transport mécanique (ou clastique) des particules et un transport chimique (ou hydromorphique) des éléments en solution. Les eaux de surface dissolvent, en partie, les minéraux des roches et de la concentration. Les éléments dissous précipitent de nouveau, et partiellement, à plus ou moins grande distance sous des formes minérales variées, ou sont fixés par les organismes vivants. La dispersion mécanique des fragments de roches et de minéraux insolubles se fait sous l'action de la gravité et des eaux de ruissellement qui les transportent dans les alluvions.

La mobilité des éléments varie beaucoup selon leurs caractéristiques chimiques et leur environnement : la dispersion est principalement mécanique dans les pays nordiques au climat froid, et principalement chimique dans les pays tropicaux. Le relief joue un rôle important. Les conditions de mise en solution, de transport et de piégeage dépendent souvent des conditions redox, largement contrôlées par la présence de matière organique et donc par la végétation. La figure 4.21 illustre la stabilité des diverses formes ioniques, compte tenu de leur solubilité. L'exploration

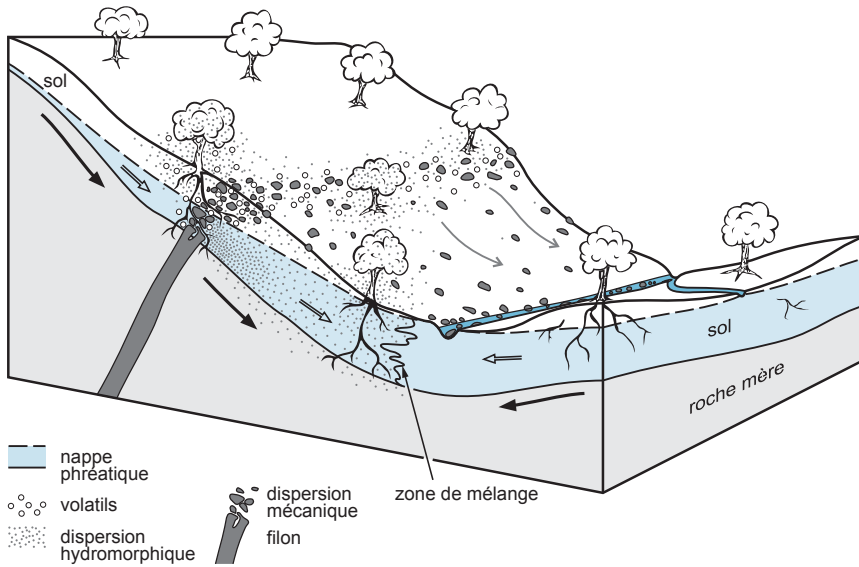


Figure 4.20 - Formation d'une anomalie géochimique en conditions de surface : la zone minéralisée (à gauche), est oxydée au voisinage de la surface. Une partie des éléments est lessivée et dispersée par la nappe phréatique, formant une anomalie hydrogéochimique. Le pompage de l'eau par la végétation conduit à des enrichissements biogéochimiques. En surface, les particules sont dispersées dans les sols et peuvent être transportées dans les vallons où elles formeront des anomalies de sédiments de ruisseaux et des minéraux lourds.

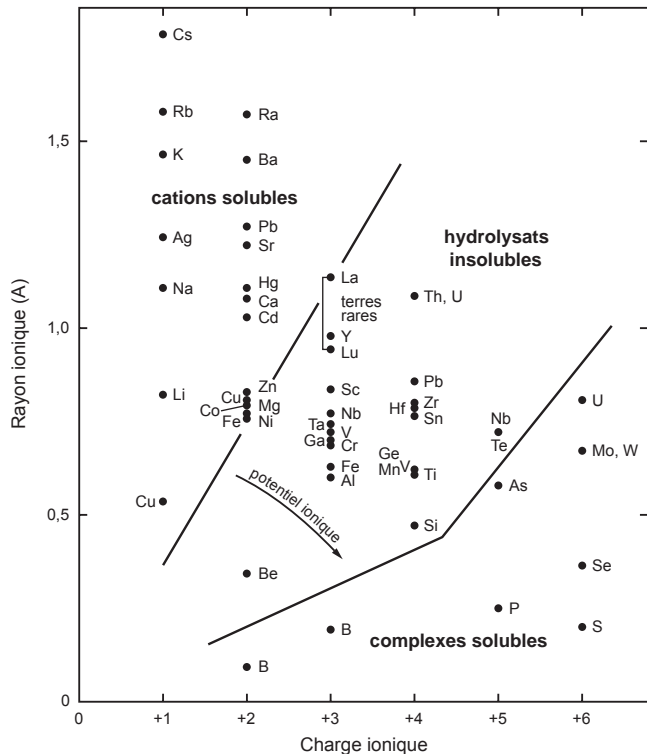


Figure 4.21 - Mobilité des éléments en conditions de surface. On distingue trois grands domaines : les cations solubles et mobiles, les hydrolysats insolubles et moins mobiles, et les complexes solubles et mobiles. Certains éléments peuvent présenter différentes valences et apparaissent de ce fait plusieurs fois avec des mobilités différentes (d'après Rose *et al.*, 1979).

géochimique doit donc largement tenir compte des paysages, et s'adapter aux conditions locales. Il est souvent nécessaire de réaliser une étude préliminaire d'orientation, afin de bien paramétrer les coûteuses études ultérieures.

Compte tenu de la mobilité différentielle des éléments, il est parfois plus efficace de rechercher les éléments qui accompagnent la substance recherchée. Ainsi, on recherchera souvent des anomalies en arsenic, métalloïde très mobile, pour trouver de l'or, ou des anomalies en cuivre pour trouver des gisements de nickel. Dans le cas des gisements d'or disséminé, la présence de thallium est utilisée pour discriminer et trouver ce type de gisements quasi invisibles.

La géochimie a contribué à la découverte de très nombreux gisements, dans tous les environnements, souvent en collaboration avec d'autres méthodes. Par exemple, la géochimie des sédiments de ruisseaux a permis la découverte de Mount Pleasant, Nouveau-Brunswick (Sn-W-Mo), de Howard Pass, Yukon (cuivre) et de Hayl-a-Afir, Oman (or). La géochimie au sol est à l'origine de la découverte des gisements de Navan, Irlande (plomb-zinc), Lady Loretta, Australie (Zn, Pb, Ag) et Tasiast, Mauritanie (or). La méthode du BLEG (*Bulk Leach Extractable Gold*) est efficace en contexte méditerranéen ou tropical et a permis, entre autres, la découverte des gisements d'or de Perama (Grèce), Ovacik (Turquie), Granny Smith (Australie occidentale), Alto Chicama (Pérou, avec en complément des sédiments de ruisseaux). La géochimie a joué aussi un rôle important dans les découvertes des gisements de Louvicourt, Québec (Zn, Cu, lithogéochimie des altérations), et pour le gisement d'uranium de Cigar Lake au Saskatchewan (géochemie de lac). La géochimie fonctionne aussi bien à l'échelle régionale par les méthodes de sédiments de ruisseaux ou de lac, qu'à l'échelle locale par lithogéochimie ou géochimie de sol.

■ LITHOGÉOCHIMIE

La lithogéochimie consiste à rechercher les anomalies de composition chimique des roches au voisinage d'une minéralisation. Elle peut servir à l'échelle régionale, pour chercher des niveaux de concentrations anormales, par exemple afin de discriminer les intrusions ou des horizons sédimentaires favorables, et à l'échelle locale, pour permettre de reconnaître les transformations au voisinage immédiat des gisements. Il s'agit donc, le plus souvent, d'auréoles de dispersion primaire. Trois approches peuvent être utilisées pour les métaux de base et les métaux précieux (Franklin, 1997) : l'analyse des tendances pétrologiques diagnostiques, l'analyse des signatures minérales caractéristiques, et l'analyse des altérations. Ces dernières fournissent plusieurs des marqueurs et des vecteurs les plus utiles, en particulier pour les gisements associés aux intrusions et pour les gisements exhalatifs. À la différence de la plupart des autres méthodes géochimiques, la lithogéochimie est souvent très spécifique du type de gisement recherché.

La lithogéochimie repose généralement sur des prélèvements à une maille serrée, fonction de la variabilité des roches encaissantes. On prélève des échantillons les moins affectés par l'altération de surface. On utilise soit l'écaillage (*grab sampling*) ou le rainurage (*channel sampling*) pour disposer d'échantillons représentatifs. Les soviétiques utilisaient de grandes tranchées longues de plusieurs kilomètres (photos b et h, planche 5). Les analyses multi-élémentaires sont réalisées par des méthodes bon marché, souvent semi-quantitatives. Elles peuvent ensuite être traitées de différentes façons. Comme dans toute géochimie, une première approche consiste à obtenir des statistiques sur une population d'échantillons suffisamment nombreux, et d'en extraire les échantillons anormaux, élément par élément. On peut utiliser différents niveaux de sophistication, depuis l'analyse mono-élémentaire jusqu'aux traitements multivariés. Un simple diagramme binaire permet de distinguer deux familles de population présentant des rapports

Au/As distincts (figure 4.22). Une deuxième approche consiste à utiliser des diagrammes qui permettent d'extraire les échantillons anomaux. Ainsi, il est possible de discriminer régionalement des volcanites ou des intrusions différenciées en utilisant des rapports tels que Rb/Sr, K/Rb, ou les diagrammes de concentrations en terres rares normalisées aux chondrites (Barrie *et al.*, 1993). On peut également reconnaître le caractère fertile ou non des intrusions mafiques et felsiques à partir de différents index sur les éléments en traces (par exemple Se/S et Y versus Sr/Y). Pour la prospection des gisements épithermaux et porphyriques, on recherchera les adakites, des laves calco-alcalines intermédiaires à felsiques peu communes, caractérisées par $\text{SiO}_2 \geq 56\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$, $\text{Sr} \geq 4000$ ppm, $\text{Yb} < 1,8$ ppm, $\text{Y} < 20$ ppm, La/Y autour de 20, et $\text{Sr/Y} \geq 40$ (figure 4.23) (Thiéblemont *et al.*, 1997). Enfin, une troisième approche consiste à utiliser des index géochimiques, combinaisons d'éléments permettant de résumer rapidement les changements. Ces index permettent, notamment, d'éviter les problèmes de bouclage, à 100 %, des analyses. Les plus courants sont donnés dans le tableau 4.4.

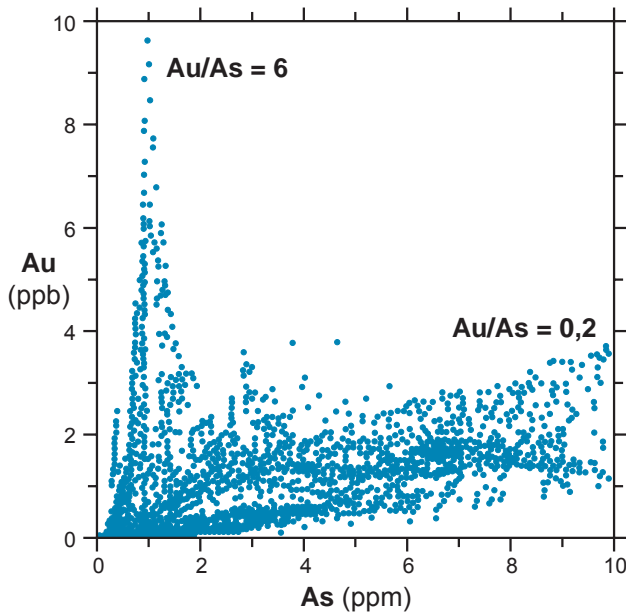


Figure 4.22 - Diagramme binaire or-arsenic. La distribution des points permet de distinguer deux associations, l'une riche en or ($\text{Au/As} = 6$), l'autre riche en arsenic ($\text{Au/As} = 0,2$). Ce type de diagramme permet de distinguer différentes associations géochimiques et de les cartographier sur le terrain.

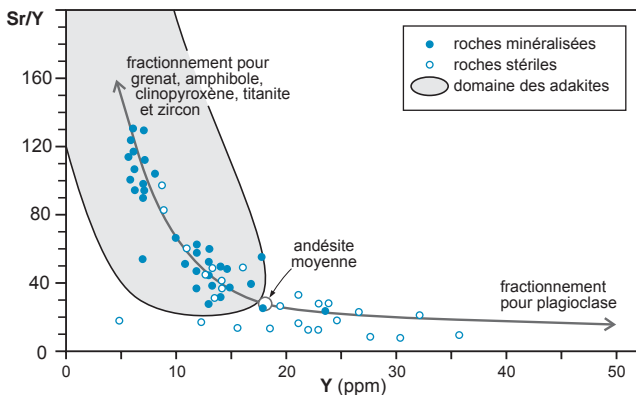
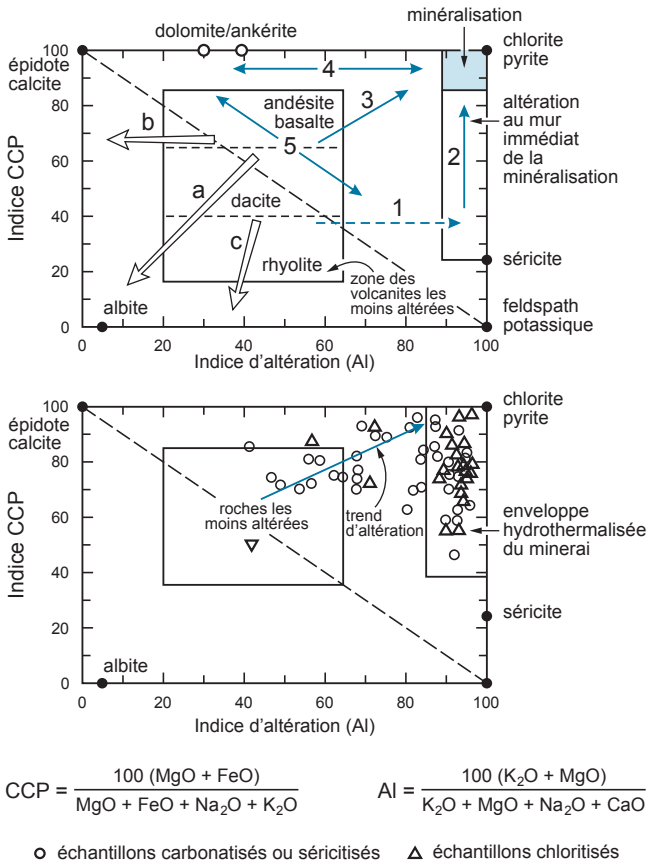


Figure 4.23 - Diagramme géochimique Y versus Sr/Y montrant la composition essentiellement adakitique des roches porteuses de gisements de type porphyre cuprifère (d'après Thiéblemont *et al.*, 1997; Richards et Kerrich, 2007).

Tableau 4.4 - Index géochimiques. Ce tableau rassemble les principaux index géochimiques utilisés pour mettre en évidence des transformations chimiques de roches, pouvant indiquer le passage de fluides hydrothermaux.

Index	Formule	Signification
séricite	$K_2O/(K_2O+Na_2O)$	transformation du feldspath en séricite
chlorite	$(MgO+Fe_2O_3)/(MgO+Fe_2O_3+2CaO+2Na_2O)$	chloritisation et destruction des feldspaths
alcalins	$(Na_2O+CaO)/(Na_2O+CaO+K_2O)$	destruction des feldspaths et lessivage
Hashimoto	$(MgO+K_2O)/(MgO+K_2O+CaO+Na_2O)$	chloritisation et séricitisation
Hashigushi	$Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO)$	addition de fer
carbonates	CO_2/Ca	carbonatation
Pearce Element Ratios	Fe/Zr, Mg/Zr, Mn/Zr, K/Zr, CO_2/Zr molaires	addition d'éléments par rapport à Zr
index Normat	Calcul normalisé à partir des éléments majeurs	présence de minéraux d'altération
phyllosilicates	$3K/Al$	distinction d'une biotitisation (riche en K) d'une chloritisation
riverindex	Ti/Zr	différenciation

**Figure 4.24 - Alteration box** de Large et al., 2001 b. Ces diagrammes conjugués de l'indice d'altération (AI) et l'indice chlorite-carbonate-pyrite (CCP). À partir de la composition des roches altérées ces *alteration box* permettent de distinguer les altérations de type hydrothermal (notées 1 à 5), de celles de type diagenétique (notées a, b et c). Elles permettent en outre de mesurer l'intensité de l'altération hydrothermale et par là même la proximité de la minéralisation. Cette méthode est surtout pertinente pour les minéralisations de type VMS (*Volcanogenic Massive Sulfides*) en contexte volcanique felsique à intermédiaire.

Enfin, il existe des méthodes plus sophistiquées qui ont été mises au point en particulier pour chercher les amas sulfurés volcanogènes. La principale difficulté de ces contextes est la grande variabilité des roches encaissantes, depuis des basaltes jusqu'aux rhyolites. On peut tenter de s'affranchir de la composition primaire de différentes manières, en tenant compte de la différenciation magmatique (Barrett et MacLean, 1999), en utilisant la méthode des *alteration box*, basée sur des indices (figure 4.24), ou en calculant une norme des minéraux d'altération indépendante du protolite (Piché et Jébrak, 2004).

■ GÉOCHIMIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES

Les formations superficielles dispersent souvent très largement les anomalies géochimiques. Elles constituent donc un milieu très favorable à l'exploration de grandes surfaces avec très peu d'échantillons. Ainsi, les mailles varient d'un échantillon pour plus d'une dizaine de kilomètres carrés en exploration stratégique à des mailles serrées avec des échantillons tous les 10 mètres en exploration tactique.

Selon la zone climatique, plusieurs types de sédiments superficiels peuvent être prélevés : des sols, du till glaciaire (photo c, planche 5), des sédiments de ruisseaux ou de fonds de lacs. On notera toutefois que, compte tenu des grandes variations climatiques, les paysages actuels montrent parfois des traces fortes des climats anciens. Ainsi, il est possible d'utiliser les sédiments de ruisseaux en plein désert du Sahara, en se servant des alluvions déposées par les fleuves aujourd'hui asséchés. Dans tous les cas, on se méfiera de la pollution par des effets anthropiques : les villes rejettent de grandes quantités de métaux lourds, mais on se sert également de cuivre dans le traitement des vignes. Il faut donc souvent prélever un peu en dessous de l'horizon le plus superficiel.

Les sédiments de lac sont un outil d'exploration courant dans les régions nordiques. On prélève généralement les sédiments dans de petits lacs actifs, avec des ruisseaux qui entrent ou sortent. Les sédiments inorganiques fins sont les plus favorables pour traquer la dispersion hydromorphique, surtout sur les particules oxydées de fer et de manganèse. Dans les régions nordiques, les lacs présentent des gels organiques (*gyttja*), vers le centre du lac, de couleur brun-verdâtre à gris. Les *gyttja* présentent des teneurs plus élevées et plus constantes car elles reflètent l'environnement chimique des eaux profondes et sont moins sensibles aux variations saisonnières.

Les sédiments de ruisseaux (*stream-sediments*) proviennent de la désagrégation mécanique par les agents atmosphériques des bassins versants. Ils constituent ainsi un « concentré » représentatif des terrains soumis à l'altération météorique (figure 4.25). On utilise généralement la granulométrie inférieure à 200 μm , voire à 64 μm , la plus sensible au transport hydromorphique. La taille des bassins versants jouant un rôle important, elle doit être déterminée avant la campagne de terrain. Les sédiments de ruisseaux sont fréquemment utilisés à l'échelle régionale car ils permettent aux compagnies d'exploration minière de balayer à peu de frais de vastes territoires. Les terrains paléozoïques de France ont fait ainsi l'objet de levés systématiques multi-élémentaires dans le cadre d'un inventaire géochimique.

Cette technique peut être complétée par l'utilisation de la prospection alluvionnaire à la batée (figure 4.26). Celle-ci reste très employée, notamment dans les zones vierges, car elle permet d'obtenir rapidement une première estimation des potentialités minières. La méthode consiste à récupérer, dans les sédiments des ruisseaux, les grains grossiers ($> 50 \mu\text{m}$) de minéraux lourds ($d > 2,9$) qui seront ensuite identifiés. La batée ne récupère de façon efficace que les minéraux résistants (or, diamant, cassitérite, magnétite, quartz, etc.) ce qui exclut la majorité des sulfures,

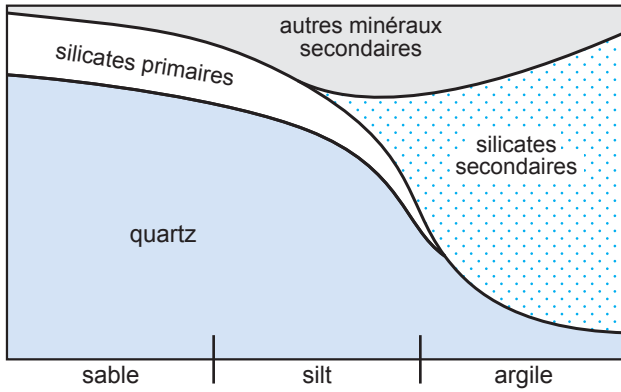


Figure 4.25 - Diagramme classique montrant la distribution minéralogique des principales fractions granulométriques lors de l'exploration dans les sédiments de ruisseaux. Les phases les plus grossières et les moins évoluées sont riches en quartz qui dilue les contenus en éléments en traces. Les phases les plus fines sont riches en minéraux secondaires susceptibles de concentrer les éléments recherchés.

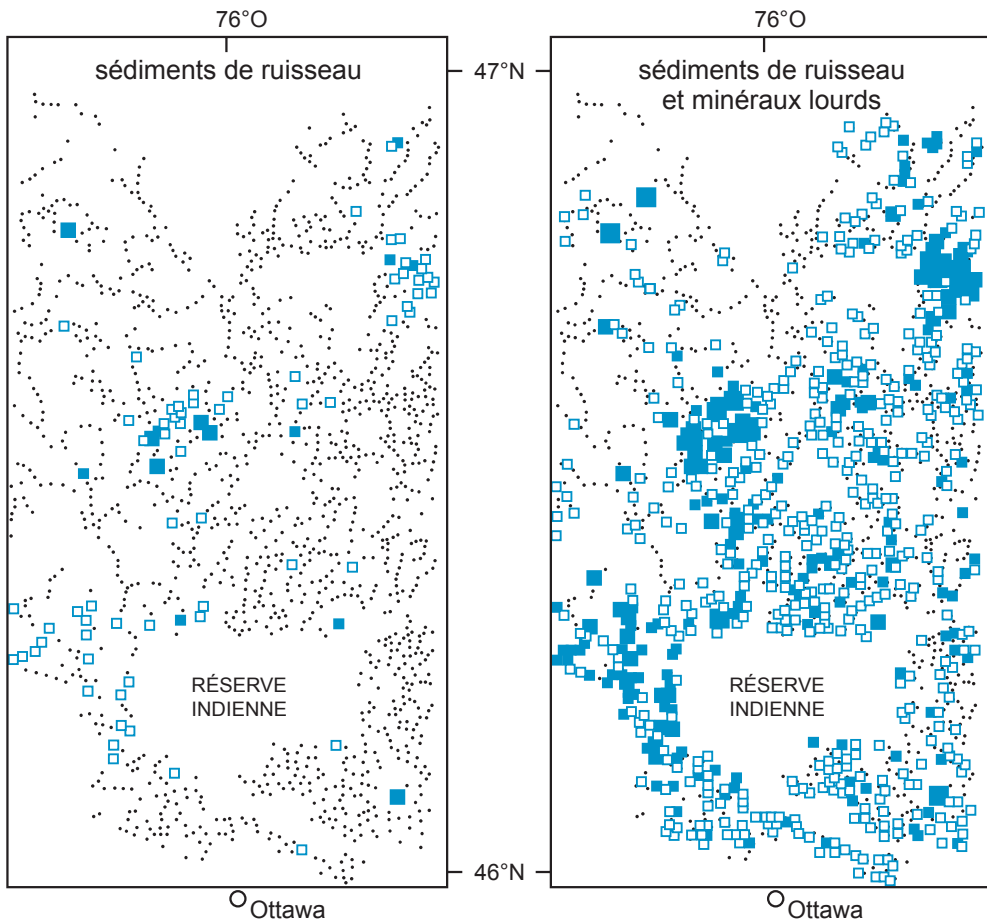


Figure 4.26 - Comparaison de deux méthodes d'exploration géochimique, à partir du contenu en terres rares des sédiments de ruisseaux, ou de la somme des terres rares dans les minéraux lourds et les sédiments de ruisseau, dans la Gatineau, province de Québec (le territoire de la Réserve indienne n'a pas été échantillonné). Les deux méthodes donnent des résultats convergents, mais les minéraux lourds permettent de mieux mettre en évidence le bassin carbonaté protérozoïque de Mont-Laurier (d'après Bellehumeur et Jébrak, 1993).

facilement altérables, sauf si le prélèvement intervient à peu de distance de la minéralisation en place.

Les sols sont largement utilisés en exploration tactique. On cherche à localiser précisément les zones anormales avant de les forer. La maille de prélèvement est orientée afin de recouper les structures; les échantillons sont pris sur une grille de 200 x 200 m à 25 x 25 m, voire moins. Les conditions pédologiques variant largement sur la planète, il faut adapter l'échantillonnage aux conditions pédo-climatiques. Dans la zone tempérée, on prélève soit dans l'horizon B, situé entre la terre végétale et la roche désagrégée, à la pelle, soit au *bedrock*, au contact avec la roche en place, avec une tarière ou une pelle mécanique. En contexte désertique, on peut échantillonner le cailloutis ferrugineux qui est souvent autochtone. En milieu latéritique, il faut tenir compte des surfaces d'érosion emboîtées et des effets reliés aux horizons de ferruginisation superficielle et d'accumulation sous-jacente. Une manière efficace de prélever des sols consiste à utiliser les termitières qui échantillonnent de grandes surfaces. L'interprétation des régolithes requiert une bonne compréhension de l'évolution des paysages (Butt et Zeegers, 1992).

Les tills sont utilisés en environnement périglaciaire. Ils forment plusieurs niveaux dans les dépôts glaciaires, avec quelques mètres de puissance, en aval de noyaux rocheux érodés par les glaciers. On prélève des échantillons du till de base par des forages destructifs qui atteignent la roche en place. Il importe de déterminer les directions d'écoulement afin de pouvoir cerner la zone d'origine des anomalies (figure 4.27). On analyse les échantillons pour les principaux métaux et leurs accompagnateurs (Au, As, Cu, Pb, Zn, etc.), et on examine l'usure des minéraux, en particulier des pépites d'or, afin de déterminer l'importance du transport.

Les échantillons de sols et de sédiments sont séchés, pesés, tamisés afin de prélever la fraction la plus significative pour analyse. On peut éventuellement appliquer un traitement magnétique, pour enlever ou renforcer les signatures géochimiques. Plusieurs techniques permettent de n'extraire qu'une partie du signal. Ainsi, le BLEG (*Bulk Leach Extractable Gold*) repose sur le prélèvement d'un gros échantillon (4 kg) de sédiments fins, dans un sac en tissu qui agira comme filtre. On réalise un lessivage partiel de l'or par du cyanure versé directement dans le sac, ce qui

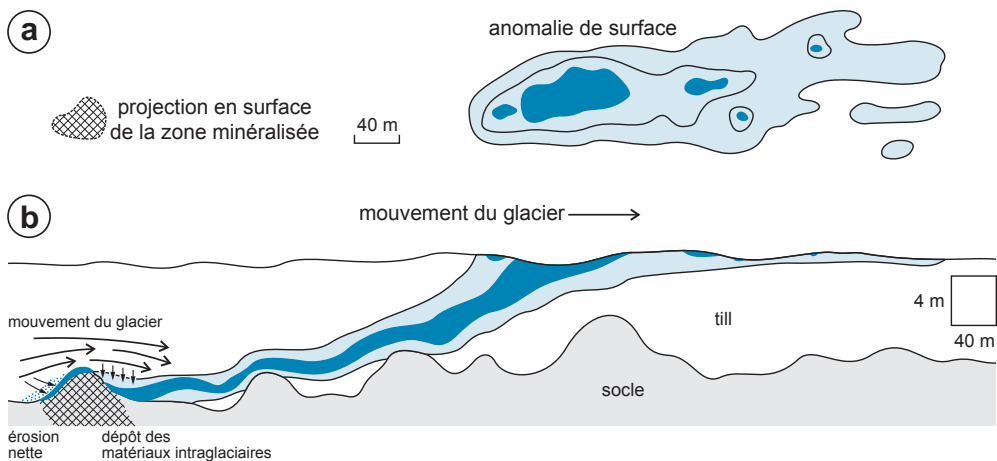


Figure 4.27 - Échantillonnage glaciaire. **a)** en plan, l'anomalie géochimique est décalée en aval de la zone minéralisée; **b)** en section, la zone minéralisée est érodée par le glacier, et les particules remontent progressivement vers la surface. L'érosion de la zone minéralisée résistante, par exemple un filon de quartz, est asymétrique, avec accumulation à l'aval.

permet d'extraire seulement l'or très fin ($< 20 \mu\text{m}$), et on analyse le lessivat. La méthode nécessite une connaissance du pH de l'environnement, mais présente une très forte sensibilité (0,01 ppb). Une autre technique, basée sur un traitement par des enzymes (Actlabs), permet d'extraire les éléments adsorbés sur les oxydes amorphes de manganèse ou de fer autour des grains de sable et de silt. La méthode permet de détecter les éléments du groupe du platine, le cuivre, même le diamant, au moyen du lanthane, dans tous les types d'environnement et, en particulier, en contexte de recouvrement glaciaire. Enfin, de nouvelles méthodes expérimentales reposent sur la concentration des éléments par des membranes organiques adsorbantes placées dans le sol qui vont concentrer le signal hydrogéochimique.

Il est souvent souhaitable de traiter les sédiments avant de les analyser. Ainsi, on retirera le quartz qui tend à diluer fortement le signal géochimique, en particulier en milieu désertique. Le traitement des résultats géochimiques sur les formations superficielles doit tenir compte de la composition des roches et des formations superficielles, de la présence de minéralisation et d'éventuelles contaminations anthropiques.

■ MINÉRALOGIE D'EXPLORATION

On peut utiliser directement la minéralogie en exploration, en particulier par l'étude des minéraux lourds ($d > 2,9$) dans les alluvions. La technique est commune pour l'exploration de l'or, des diamants et d'autres minéraux résistants tels que la chromite ou le pyrochlore. On peut extraire les minéraux sur place, soit à l'aide d'une batée, soit par des outils plus sophistiqués : sluice, table à secousse, pan mécanique, cyclone, densimètre, méthodes magnétiques. La méthode s'applique pour des grains ayant au moins une taille de $100 \mu\text{m}$. Les minéraux concentrés sont ensuite identifiés en laboratoire à la loupe binoculaire et sont parfois analysés par microscopie électronique et microsonde. L'exploration du diamant repose largement sur la reconnaissance des minéraux accompagnateurs (Fipke *et al.*, 1995). C'est ainsi que la découverte de diamant G10 en 1989 par la compagnie Diamet a conduit à la mise en production de la mine d'Ekati (Canada) dix ans plus tard. Le prélèvement de volume important de sédiments ou de till (jusqu'à 40 kg) et son traitement gravimétrique et magnétique permettent de repérer les microdiamants et les minéraux accompagnateurs comme la chromite, le pyrope, le zircon, la giekéélite (ilménite magnésienne), et le spinelle. La détermination de l'état d'usure permet d'évaluer la distance de transport, et la composition du grenat permet de déterminer le gradient géothermique et l'environnement au moment de sa formation (figure 4.28).

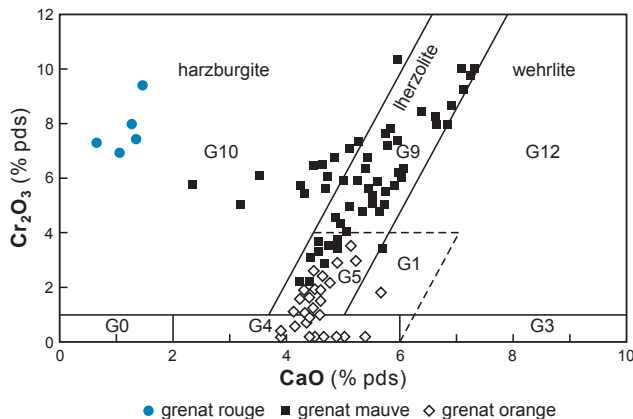


Figure 4.28 - Exploration du diamant à l'aide de grenats comme minéraux indicateurs. On distingue ainsi des grenats G0 = non classés, G1 = mégacristsaux kimberlitiques, G3 = éclogitiques, G4 et G5 = pyroxénitiques, G9, G10 et G12 = péridotitiques (d'après classification de Gurney et Zweistra, 1995, et de Grütter *et al.*, 2004).

LA DÉCOUVERTE DE LA MINE D'EKATI, AU LAC DE GRAS (TERRITOIRES DU NORD-OUEST, CANADA)

Un géochimiste formé à l'University of British Columbia, Charles (Chuck) Fipke, commence la recherche du diamant dans le cadre d'un programme d'exploration regroupant Superior Oil et Falconbridge. Le programme est d'abord focalisé sur le sud de la Colombie-Britannique où plusieurs kimberlites sont connues. Plusieurs autres cibles en Amérique du Nord sont alors testées. Au début des années 1980, ils apprennent que de Beers fait des recherches dans les Territoires du Nord-Ouest et entreprennent alors leur propre programme. John Gurney reçoit une subvention de recherche à l'Université du Cap en Afrique du Sud, afin de disposer de critères géochimiques pour faire la différence entre les kimberlites minéralisées et stériles. Le caractère diagnostique des grenats G10, pauvres en calcium et riches en chrome, est découvert.

À la suite du retrait de ses partenaires, Fipke crée Diamet en 1983 pour aller chercher du financement. En 1985, un ensemble de minéraux kimberlitiques est découvert et pointe vers le Lac de Gras. Un premier permis est pris en juin 1989. Dès ce moment, Gurney et son associé Rory Moore ont montré la présence de grenats G10 dans les échantillons de Fipke. La communauté minière ne croit cependant pas à la présence de diamants. Mais Hugo Dummett, alors avec BHP, comprend la signification de ces découvertes et permet la conclusion d'une entente Diamet-BHP à l'automne 1990. La même année, Fipke et son fils Mark montrent la présence d'une kimberlite à Point Lake. Le géophysicien de BHP confirme la présence d'un conducteur sous le lac. Un programme de forage est alors entrepris à l'automne 1991, avec le premier trou montrant 65 microdiamants et 16 macrodiamants dans 59 kg de carottes. Un rush se produit alors, ce qui conduit à la découverte de 100 kimberlites.

En 1992, un échantillon de 160 tonnes montre des gemmes dont plusieurs de 1 à 3 carats; l'action de Diamet passe alors de 8 à 13,50 \$ en un jour. Cependant, tout n'est pas simple : les diamants d'une kimberlite de la propriété Tenby sont, en fait, issus de la couronne de forage! En 1994, BHP soumet un rapport pour développer cinq kimberlites. Kenecott et Aber découvrent le *pipe* A 154 sur la propriété Diavik, à 35 km d'Ekati, sur une propriété de Rio Tinto et d'Aber Resources.

En 1995, la pré-faisabilité est décidée et dure deux ans. Tous les permis sont obtenus en 1997. L'ouverture de la mine d'Ekati a nécessité un investissement de 700 millions de dollars US. Depuis, deux autres mines ont été mises en production au Canada : Diavik (28,2 Mt à 3,3 ct/t) et Jericho (5,5 Mt à 0,85 ct/t).

Plusieurs autres minéraux peuvent servir d'indicateurs en exploration : le rutile s'enrichit en étain au voisinage des amas sulfurés archéens, la pyrite présente un rapport Co/Ni > 5 en contexte volcanogénique, et la tourmaline montre de larges variations selon la nature des associations minérales.

De nouvelles techniques spectrales permettent également de réaliser des déterminations minéralogiques directement sur le terrain (Herman *et al.*, 2001). Le PIMA (*Portable Infrared Mineral Analyser*) est employé pour vérifier la présence de plusieurs des minéraux d'altération hydrothermale. Sans préparation des échantillons, il analyse en moins d'une minute la réflectance relative des ondes du spectre infrarouge entre 1300 et 2500 nanomètres (nm). C'est dans cette région du spectre que plusieurs des minéraux associés aux systèmes d'altérations hydrothermales possèdent des bandes d'absorption discriminantes. Le PIMA rend possible la cartographie des altérations hydrothermales (hydroxydes, carbonates, borates et certains sulfates). Il est surtout utilisé pour les systèmes porphyriques et les kimberlites, mais son application est potentiellement plus large. On a également utilisé cette même technique par survol aérien afin de couvrir rapidement de vastes zones de territoire.

La minéralogie trouve de nombreuses autres applications en exploration, en complément à la géochimie. Au stade de la découverte, la détermination des phases minérales est basée sur des observations de terrain et au microscope, parfois en diffractométrie de rayons X afin de préciser la nature des phases d'altération. Un des points-clés est la nature et la position dans la paragenèse des minéraux valorisants et/ou pénalisants. Le lien avec la composition de l'anomalie géochimique permet de bonifier l'interprétation des résultats multi-élémentaires. Enfin, la minéralogie est souvent caractéristique du type de gisement. Durant la phase de reconnaissance, les informations recherchées sur le minéral devront être obtenues sur un nombre important

d'échantillons pour caractériser le minerai et en cerner tous les paramètres : présence de zonalité verticale ou horizontale mais, surtout, nature, taille et position des minéraux. Ces informations, et en particulier la maille de libération, sont indispensables pour concevoir le mode de traitement minéralurgique. L'or, par exemple, ne présente pas la même réceptivité aux réactifs censés le dissoudre s'il est en fissures, en inclusions ou en globules dans des silicates, des oxydes ou des sulfures.

■ AUTRES MÉTHODES GÉOCHIMIQUES

L'hydrogéochimie consiste à analyser directement les eaux de surface ou profondes. Elle doit tenir compte des grandes variations de solubilité des éléments, fonction de l'Eh et du pH. L'une de ses approches les plus aisées repose sur l'utilisation d'électrodes spécifiques, capables de donner des résultats immédiats sur le terrain. Le fluor est ainsi facilement détecté et a été utilisé pour la recherche des gisements d'uranium, de fluorine ou de carbonatites. L'interprétation des résultats des analyses chimiques d'eau tient compte de la solubilité : en effet, certains éléments arrivant rapidement à saturation, ils ne peuvent pas présenter des teneurs très élevées. L'utilisation de codes de calcul hydrogéochimiques permet de déterminer les éléments les plus proches de la saturation.

La géochimie des gaz est utilisée pour la recherche de gisements cachés sous des sédiments. Les gaz présentent souvent une migration complexe en profondeur; au voisinage de la surface, il faut aussi tenir compte du rôle de la pression atmosphérique, de la pluie, et de la neige. À l'exception de la mesure du radon pour tracer les concentrations en uranium, l'utilisation de la géochimie des gaz demeure exceptionnelle. Le radon est un gaz issu de la radioactivité naturelle de l'uranium. Il a une demi-vie très courte (3,8 jours), mais il a le temps de migrer vers la surface dans l'eau ou l'air. Plusieurs autres méthodes ont été développées. L'oxydation des sulfures en profondeur, par exemple, produit une baisse de l'oxygène dans les sols et une augmentation du CO₂. Il est alors possible de recueillir ces gaz en surface en enfonçant une canne à un mètre de profondeur. D'autres méthodes reposent sur la mesure des gaz adsorbés sur la fraction argileuse des sols, en réalisant une pyrolyse contrôlée afin de provoquer leur désorption. On peut aussi utiliser le mercure, fréquemment associé aux minéralisations sulfurées.

La biogéochimie utilise les plantes comme milieu de concentrations des éléments. Les plantes prélèvent les éléments dans le sol, à des profondeurs variant selon les espèces, profondes (phréatophytes) ou superficielles (xérophytes). Chaque partie d'une plante peut montrer des concentrations distinctes, mais les extrémités (épines, feuilles) sont souvent les plus concentrées. Le prélèvement est souvent rapide, et les échantillons sont réduits en cendres avant analyse. Ainsi, depuis 1984, on a utilisé la géochimie Au, As et Ba dans le sagebrush du district de Carlin, au Nevada. La signature biogéochimique passerait au travers de 30 à 100 m de sédiments ou de volcanites recouvrant les gisements. Une variante de la biogéochimie consiste à analyser l'humus accumulé par la végétation.

La géochimie isotopique est encore rarement utilisée en exploration, bien que son potentiel soit important. On a pu ainsi tracer les corridors d'altération hydrothermale sous les amas sulfurés à l'échelle régionale (Cathles, 1993).

LA GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE DU PLOMB EN EXPLORATION

La géochimie isotopique du plomb est basée sur l'existence d'une signature isotopique spécifique des gisements économiques d'une région, comparable à une empreinte génétique (Gulson, 1986; Marcoux et Calvez, 1985). Elle est souvent beaucoup plus discriminante que la signature multi-élémentaire. On peut analyser la galène (1 mg), des sulfures (1 g) ou des oxydes de fer (1 g), le lessivage de surface ne modifiant pas la composition isotopique de façon significative. Une teneur en plomb de quelques ppm suffit pour l'analyse. Cette méthode impose de disposer d'une référence : la signature isotopique des gisements de la région; celle-ci doit être constante et spécifique, différente des gîtes non économiques qui peuvent exister dans la région. On procède ensuite à une simple comparaison avec les signatures isotopiques des indices en cours de reconnaissance : une similitude suggère que l'indice appartient à la même catégorie de minéralisation que les gisements régionaux, ce qui est un facteur favorable; à l'inverse, une différence isotopique indique l'absence de parenté entre l'indice et la classe de gisements. Il s'agit d'un complément d'information au fort pouvoir sélectif, car elle permet de hiérarchiser les indices, mais ne préjuge pas de leur importance économique. Dans un district complexe, cette méthode permet de distinguer les différentes unités minéralisées (figure 4.29).

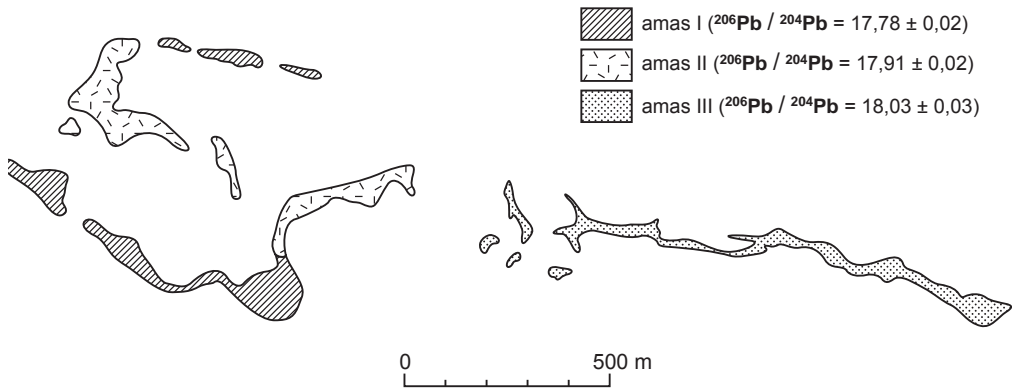


Figure 4.29 - Géochimie isotopique du plomb et prospection minière dans le district d'Ariab (Soudan). Les compositions isotopiques du plomb mesurées sur les *gossans* d'Hadal Auatib ont montré que ceux-ci s'étaient développés aux dépens de trois amas sulfurés différents, expliquant les variations des teneurs en or (d'après Marcoux *et al.*, 1989).

4.2.4 Forages

Les forages constituent normalement le cœur d'une campagne d'exploration. En effet, ce sont eux qui donnent la vérité-terrain, permettent de vérifier les hypothèses des explorateurs et fournissent des données objectives sur la taille des objets et la nature réelle des anomalies et des minéralisations. Le rôle du géologue est particulièrement important lors des phases de forages puisque celles-ci correspondent aux coûts les plus importants d'une campagne d'exploration (figure 4.30).

Il existe deux grandes familles de forages d'exploration minière : destructifs et carottés.

Les **forages destructifs** sont généralement plus rapides et moins chers que les forages carottés, ce qui permet de reconnaître rapidement un secteur. Toutefois, ils ne permettent généralement pas de pénétrer à des profondeurs de plus de 100 à 150 m. Ils présentent le grand avantage de recueillir une grande quantité de matériel, ce qui peut se révéler un atout précieux quand il s'agit de minerai à forte variabilité, l'or à basse teneur par exemple. Cependant, la récupération n'est pas toujours optimale, les mélanges sont possibles, et il faut donc être prudent sur la représentativité des échantillons remontés par ces forages. On peut faire des batées dès la sortie du matériel,

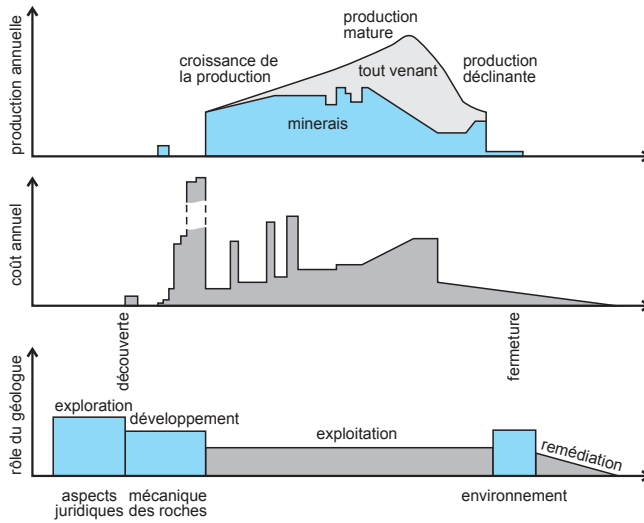


Figure 4.30 - Évolution des activités lors de l'exploration, de la production et de la réhabilitation d'un gîte minéral. En haut : production minérale, avec une augmentation du tout-venant au cours du temps; au milieu : niveau de dépenses, avec un maximum au moment de la mise en production (achat d'équipement), et un coût de production augmentant au cours de la vie de la mine; en bas : rôle du géologue dans les différentes étapes minières, avec un maximum avant la mise en production.

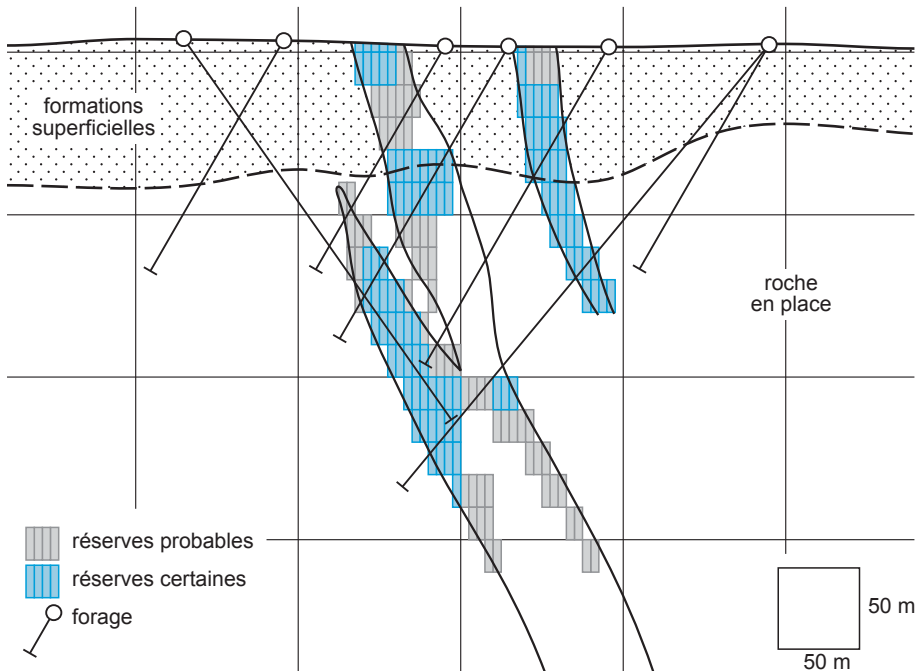


Figure 4.31 - Cubage de réserves sur la minéralisation en or du Tasiast (Mauritanie). L'objectif est d'exploiter la minéralisation par carrière à ciel ouvert. Les réserves sont classées probables ou certaines selon la maille des forages qui recoupent la minéralisation (d'après un rapport inédit de LaSource Compagnie minière).

ce qui permet de suivre la progression du forage. On distingue plusieurs méthodes : tarière, marteau fond de trou, roto-percussion; on a même proposé une méthode de forage thermique basée sur la fusion des roches pour l'exploitation de l'or filonien.

Les **forages carottés** sont l'outil de prédilection de l'exploration (photo i, planche 5). Ils fournissent des carottes qui permettront un échantillonnage rigoureux du minerai et de son environnement, et la constitution d'archives sous forme de carothèques (photo d, planche 5). On peut réaliser une interprétation géologique par l'étude détaillée de carottes (figure 4.31). Après les premières phases d'exploration, on développe une grille régulière de forages afin de disposer d'une image quantifiée du gisement (figure 4.32). Le suivi de tels forages repose sur une approche géostatistique afin de bien adapter la maille à la variabilité dans le gisement. À partir d'un même trou, on peut planifier plusieurs intersections du minerai en utilisant des coins et la technique de forage directionnel. Un tel outil est utilisé en particulier pour reconnaître les petits corps riches en uranium au fond du bassin de l'Athabasca (Canada) ou la partie profonde d'un porphyre en Mongolie.

Une campagne de forage peut avoir plusieurs objectifs. Au stade de reconnaissance, on utilise les forages destructifs pour obtenir une information sur la roche en place et sur l'épaisseur du recouvrement (photo e, planche 5). En pays nordique, ils servent à échantillonner le till de base et à obtenir un échantillon de la roche en place. En contexte tropical, les forages destructifs permettent de réaliser des coupes rapides de zones latéritisées. On peut alors utiliser des mototarières embarquées sur des véhicules tout-terrains afin de balayer de grandes surfaces sous un recouvrement sableux. Les forages sont cependant surtout utilisés au moment de la reconnaissance des anomalies et lors du développement d'un gîte.

En outre, les forages permettent de descendre des instruments géophysiques. Les techniques de diagraphie reposent sur la mesure de la signature géophysique ou géochimique en continu dans le forage (figure 4.33). Elles ont d'abord été développées pour l'exploration pétrolière, utilisant de larges diamètres de foration, puis miniaturisées afin de pouvoir descendre dans les forages miniers. Cette technique est connue depuis 1927, alors que les frères Schlumberger réalisaient les premières mesures de résistivité à Pechelbronn (Alsace, France). Différents outils, ou sondes, sont descendus dans un forage à l'extrémité d'un câble afin d'y réaliser plusieurs mesures simultanément ou de façon indépendante. On peut ainsi mesurer la température, la vitesse des ondes sismiques, la radioactivité (par gamma ray ou gamma ray spectroscopique), la résistivité et la conductivité, la densité ou la porosité, la susceptibilité magnétique, le potentiel spontané, la propagation du courant (polarisation provoquée ou EM multifréquence), ou descendre une caméra.

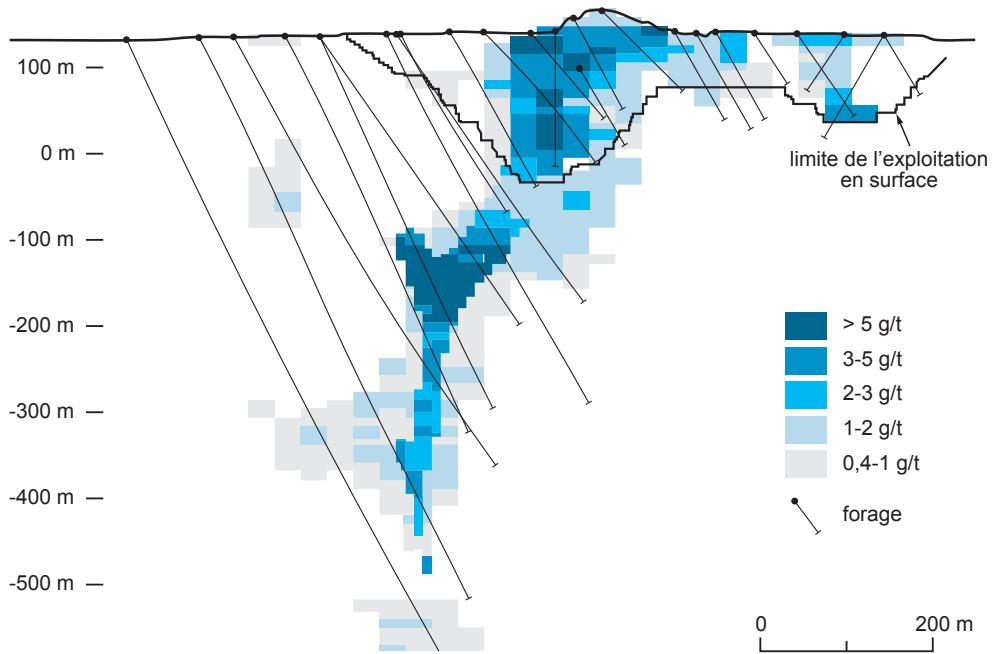


Figure 4.32 - Définition de blocs par forages à Sadiola (Mali). Le gisement fait l'objet d'une exploitation en surface mais présente un important potentiel en profondeur (d'après un document inédit de IAMGOLD).

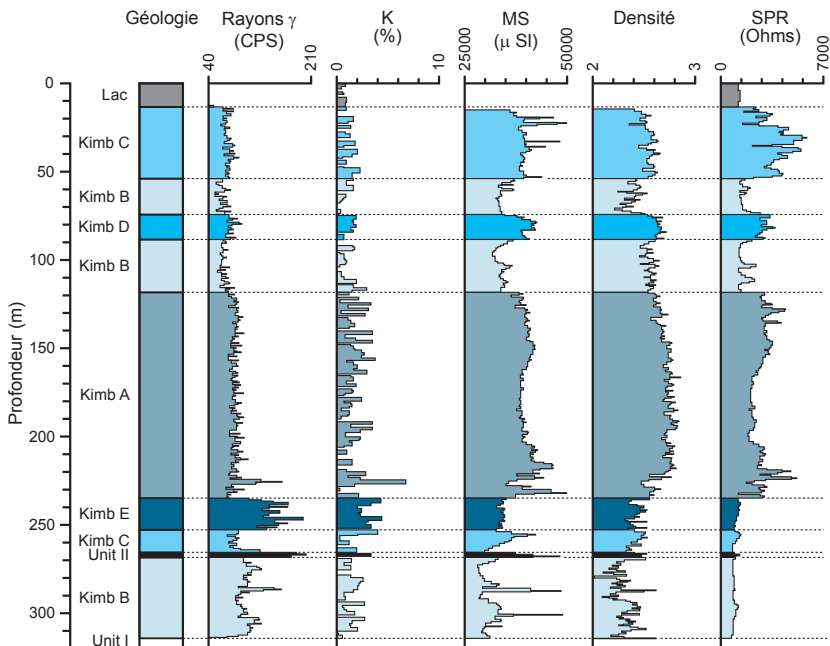


Figure 4.33 - Diagraphies d'une kimberlite. CPS = coups par seconde, MS = susceptibilité magnétique en μ SI (micro-siemens), SPR = résistivité en ohms, K = teneur en potassium (d'après un document Internet).

CHAPITRE 5

Ressources minérales du plutonisme

Les minéralisations associées au plutonisme sont de très importantes productrices de métaux, en particulier de nickel, de cuivre, de chrome, d'étain et de tungstène; elles produisent également l'essentiel des platinoïdes, du molybdène, ainsi qu'une part importante de l'or et de l'argent.

Sur la base de leur association plutonique, plusieurs grandes familles de gisements sont distinguées :

- les minéralisations associées au plutonisme mafique et ultramafique, source de nickel, cuivre, chrome et des éléments du groupe du platine ou EGP (platine, palladium, osmium, iridium, ruthénium et rhodium). On les rencontre aussi bien en contexte continental qu'en contexte océanique;
- les minéralisations associées au plutonisme felsique. Il s'agit de plutons spécialisés, riches en volatils, avec tungstène, étain, béryllium et or, de porphyres à or, molybdène ou étain, marquant les contextes de subduction, de gisements de type fer-oxydes à cuivre, or et uranium (IOGC), ou de skarns à tungstène, cuivre ou or;
- les minéralisations associées au plutonisme alcalin : par exemple, les kimberlites à diamants, les carbonatites et les complexes alcalins qui produisent, entre autres, niobium, tantalite et zirconium.

Lors de la cristallisation d'un magma, les éléments peuvent avoir deux types de comportement selon leur coefficient de partage K_D entre magma et cristaux. Certains intègrent le réseau cristallin des minéraux, essentiellement des silicates, qui se forment : ce sont les éléments compatibles (Fe, Mg, V, Cr, etc.); d'autres, au contraire, se concentrent dans le liquide résiduel : ce sont les éléments dits incompatibles ou hygromagmaphiles.

La nature incompatible d'un élément résulte de deux facteurs qui peuvent se combiner : un rayon ionique trop grand pour une incorporation dans le réseau des minéraux communs, ou une charge ionique trop forte qui contrarie les liaisons atomiques. On divise les éléments incompatibles en deux familles : les LILE (pour *Large Ion Lithophile Element*), à grand rayon ionique et à charge faible, assez mobiles, qui comptent notamment Sr, K, Rb, Ba et Cs (classés par ordre d'incompatibilité croissante); et les HFSE (pour *High Field Strength Elements*), à petit rayon ionique mais à forte charge, moins mobiles, qui comprennent notamment Th, Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, les terres rares, Ti, Y et Yb (classés par ordre d'incompatibilité croissante). La nature incompatible n'est pas une caractéristique intrinsèque d'un élément; elle varie en fonction de la valence de l'ion, de la nature du magma, de la présence ou non d'eau, du K_D qui peut changer selon les conditions du milieu, etc. Ainsi, le nickel est compatible dans les magmas ultramafiques où il intègre le réseau de l'olivine, et incompatible dans les magmas mafiques en présence de soufre,

où il rejoint le liquide résiduel et cristallise ensuite sous forme de sulfures. En fin de processus, le liquide résiduel concentre donc ces éléments incompatibles qui cristallisent sous forme de minéraux accessoires rares, ou s'enrichissent anormalement dans des minéraux ordinaires.

5.1 Gîtes du plutonisme mafique et ultramafique

Les roches mafiques et ultramafiques sont générées à partir d'un magmatisme à composante mantellique. Le manteau représente 83 % en volume de la terre (figure 5.1). Il est composé de dunité (à olivine), d'harzburgite (à olivine, orthopyroxène, spinelle) et de lherzolite (à olivine, pyroxène, spinelle). Sa composition chimique est hétérogène puisqu'il échange largement avec la croûte qui plonge dans les zones de subduction. Sur le plan physique, le manteau commence à devenir partiellement liquide en atteignant le solidus au voisinage de la surface par décompression adiabatique ou sous l'effet d'une augmentation locale de la température (figure 5.2). Ces liquides cristallisent en refroidissant sous forme de gabbros, basaltes, andésites, etc.

Deux grands types de magmatisme mafique sont distingués à partir de leur source (figure 5.1) :

- le magmatisme issu du manteau inférieur, dans un contexte de point chaud. Il est à l'origine des vastes complexes ignés lités, immenses chambres magmatiques différenciées, surmontés par le volcanisme effusif des basaltes des plateaux;
- le magmatisme issu du manteau supérieur, en particulier dans les rifts médio-océaniques. On y reconnaît deux grandes familles de basaltes, tholéïitiques ou alcalins. Les basaltes tholéïitiques, sans olivine, souvent à orthopyroxène et quartz, sont pauvres en éléments alcalins et en titane, et riches en silice. Ils résultent d'une fusion de 25 % de magma mantellique primaire à 30 km de profondeur. Les basaltes alcalins montrent de l'olivine sans orthopyroxène ni quartz et résultent de la fusion du manteau péridotitique en présence de CO₂.

La différenciation magmatique préside à la formation de ces roches et conduit à des concentrations primaires d'éléments métalliques compatibles (Whitney et Naldrett, 1989). Ces magmas sont enrichis en nickel, cuivre et EGP, et généralement pauvres en soufre. Au fur et à mesure de leur ascension dans la croûte, ils se refroidissent et peuvent être contaminés par du soufre ou de la silice, une contamination qui conduit à la cristallisation de gouttelettes de sulfures immiscibles dispersées dans le magma. Les magmas oxydants ont des capacités plus fortes d'enrichissement en métaux. Ces gouttelettes collectent les éléments métalliques présents qui peuvent s'accumuler sous forme de sulfures par gravité à la base des intrusions. Des reprises hydrothermales au sein des chambres magmatiques permettent une augmentation locale des teneurs.

Ce magmatisme produit des gisements où l'on exploite des minerais de titane (surtout sous forme d'ilménite), de chrome (chromite), de nickel (pentlandite, millérite), de cuivre, de vanadium et de platinoïdes (planche 7). À l'échelle mondiale, 99 % des platinoïdes, 70 % du nickel et 2 % du cuivre sont produits par ces gisements. Fer, manganèse, étain, soufre et cobalt, parfois or, constituent des sous-produits qui, à eux seuls, ne sont pas économiques.

Les gisements peuvent être associés à quatre grands types de magmatisme mafique ou ultramafique (tableau 5.1) :

- les complexes ignés lités et les basaltes de plateaux, ou trapps. Ils se mettent souvent en place dans des rifts continentaux, avec deux familles de gîtes, ceux à chrome, nickel, cuivre et platinoïdes magmatiques, et les concentrations hydrothermales en platinoïdes;

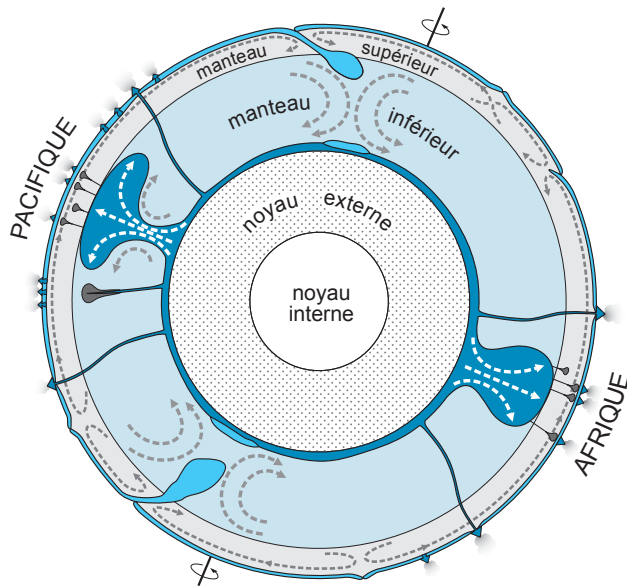


Figure 5.1 - Coupe schématique de la Terre montrant notamment des *plumes* mantelliennes, en forme de champignons évasés, et du volcanisme de type point chaud prenant naissance à la frontière du noyau (d'après Courtillot *et al.*, 2003).

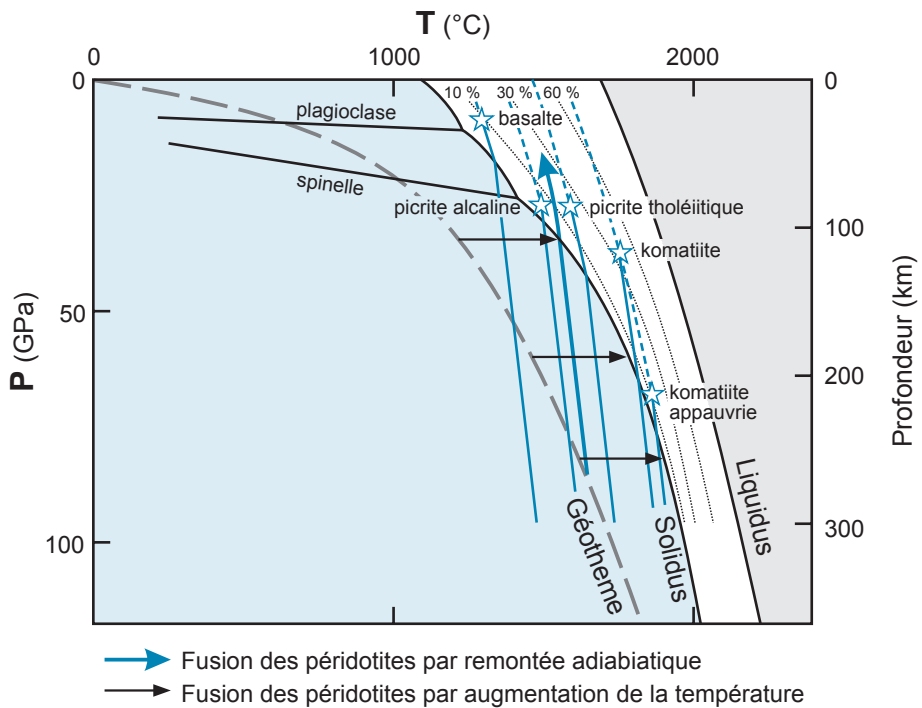


Figure 5.2 - Modes de fusion des basaltes, soit par augmentation de la température (flèches horizontales), par exemple dans le cas d'un *plume*, soit par baisse de pression (flèches subverticales) lors de la remontée d'un magma (d'après Arndt, 2005).

- le plutonisme et le volcanisme effusif archéens (komatiites), à nickel et cuivre;
- les anorthosites différenciées à titane et nickel-cuivre;
- le plutonisme et le volcanisme effusif post-archéens (ophiolites à chromite podiforme), mis en place en contexte océanique.

Tableau 5.1 - Gisements principaux et gisements représentatifs du magmatisme mafique et ultramafique. Les tonnages (production + réserves) sont indiqués en millions de tonnes (Mt) et en teneurs moyennes. Ces chiffres sont indicatifs, les sources consultées donnant des chiffres parfois différents. Ils sont de plus susceptibles d'évolutions pour les gisements en exploitation, les tonnages de réserves augmentant lors de découvertes d'extensions des gisements, et les teneurs de coupure étant revues en cas de variations notables des cours, ce qui entraîne une variation des tonnages de réserves et des teneurs moyennes. (b) = gisements de basaltes de plateau; nd = non disponible (tableau réalisé à l'aide de nombreuses publications, notamment les données d'Eckstrand *et al.*, 1996 et de Barnes et Lightfoot, 2005, et de documents inédits).

Gisement	Pays	Tonnage (Mt)	Ni (%)	Cu (%)	Cr (%)	EGP (ppm)	Âge
Complexes ignés lités et basaltes de plateaux							
Bushveld (complexe)	Afrique du Sud	9815	-	-	nd	5 (Merensky Reef)	2,06 Ga
Sudbury	Canada (Ontario)	1648	1,2	1,03	-	0,8	1850 +/- 1 Ma
Lac des Iles	Canada (Ontario)	74	nd	nd	-	6,34	2,74 Ga
Muskox (b)	Canada (Territoires du Nord-Ouest)	555	2,7	8,1	-	38,6	1,27 Ga
Jinchuan (b)	Chine	515	1,06	0,67	-	0,5	Paléozoïque inférieur
Duluth (b)	États-Unis (Minnesota)	422	0,08	0,28	-	0,31	1,10 Ga
Stillwater	États-Unis (Montana)	50	-	-	nd	18 (J-M Reef)	2,70 Ga
Noril'sk - Talnakh (b)	Russie	1903	1,77	3,57	-	4,7	248 +/- 4 Ma
Udokan-Chiney	Russie	nd (19,9 Mt de Cu)	-	0,47-2,5	-	1	Paléoprotérozoïque
Great Dyke (Shangani, Trojan, Hunter's road)	Zimbabwe	72	0,71	nd	-	3,7	2,55 Ga
Kemi	Finlande	236	-	-	26	-	2,44 Ga
Komatiites							
Honeymoon Well	Australie occidentale	128	0,79	0,008	-	-	Archéen
Kambalda (district)	Australie occidentale	34,3	3,08	0,25	-	-	Archéen
Mt Keith	Australie occidentale	503	0,55	0,01	-	-	Archéen
Perseverance	Australie occidentale	129,1	0,97	0,06	-	-	Archéen
Yakabindi	Australie occidentale	290	0,58	0,008	-	-	Archéen
Thompson Belt	Canada (Manitoba)	89	2,5	0,13	-	-	Protérozoïque inférieur
Langmuir	Canada (Ontario)	1,2	2	-	-	4,5	Archéen
Cape Smith (Raglan)	Canada (Québec)	21,7	2,9	0,88	-	-	1, 9-1,96 Ga
Marbridge	Canada (Québec)	15	3,3	0,22	-	1,1	Archéen
Pechenga	Russie	36	1	0,4	-	-	1977 +/- 52 Ma
Ophiolites à chrome							
Kempirsai	Kazakhstan	> 300 Mt Cr ₂ O ₃	1,1	-	50	0,71	420 Ma
Tiébaghi	Nouvelle-Calédonie	3,3	-	-	nd	-	Crétacé supérieur - Paléocène (?)
Zambales	Philippines	8,5	-	-	nd	-	Crétacé supérieur - Paléocène (?)
Anorthosites à titane							
		Tonnage (Mt)	Ni (%)	Cu (%)	Cr (%)	Ti (%)	
Voisey's Bay	Canada (Labrador)	142	1,59	0,85	-	-	1332,7 +/- 1 Ma
Lac Tio (Lac Allard)	Canada (Québec)	75	-	-	-	34,2	1327-1008 Ma
Tellnes	Norvège	85	-	-	-	11	925 Ma
Okiep	Afrique du Sud	121	-	1,75	-	-	1030 Ma

5.1.1 Complexes ignés lités et basaltes des plateaux à chrome, cuivre, nickel et platinoïdes

Les complexes ignés lités sont de vastes plutons stratifiés qui correspondent à des pulsions magmatiques différenciées, mises en place dans la lithosphère continentale. Ces complexes apparaissent dans des cratons d'âge archéen à protérozoïque inférieur (de 2 à 2,7 Ga), mais aussi dans des séries plus récentes, et ils sont associés au fonctionnement de rifts intracontinentaux en relation avec des points chauds (figure 5.3). Les plus importants sont les complexes du Bushveld (Afrique du Sud) et de Duffek en Antarctique, le grand dyke du Zimbabwe, les complexes de Sudbury (Ontario), Muskox (Territoires du Nord-Ouest, Canada), Stillwater (Montana), Duluth (Minnesota), Musgrave en Australie, Chiney (Russie) et Jinchuan (Chine). Les équivalents effusifs de ces complexes sont les basaltes des plateaux, les trapps, qui couvrent d'importantes surfaces au Dekkan (Inde), en Amérique du Sud, en Sibérie, etc. Plusieurs de ces vastes systèmes sont encore mal connus, masqués par des formations plus récentes.

La production des complexes stratifiés en chrome, nickel, cuivre, vanadium et éléments du groupe du platine (EGP) est très importante. Ils produisent en effet 75 % du chrome mondial et possèdent de plus un potentiel pour l'apatite, utilisée comme source de phosphore pour les engrais.

De manière générale, les plutons stratifiés présentent une forme caractéristique en entonnoir et comportent différentes zones qui plongent à angle faible vers le centre (figure 5.4). Ils se mettent en place rapidement en contexte d'extension et profitent des zones de faiblesse, ce qui peut leur donner une forme allongée (grand dyke du Zimbabwe). On distingue habituellement une base ultramafique et une zone intermédiaire mafique. Les niveaux minéralisés en chrome et platinoïdes sont souvent remarquablement continus (jusqu'à 200 km), malgré la présence locale de déformations synmagmatiques qui compliquent l'exploitation (Kemi en Finlande; Stowe, 1994). La chromite cristallise avec de l'olivine, de l'orthopyroxène, parfois du plagioclase; sa composition est globalement plus ferrifère que celle des chromites ophiolitiques (figure 5.17). Les gisements de platinoïdes sont des couches d'une puissance centimétrique à métrique (1 m au plus), les *PGE-reefs*, qui se situent au voisinage d'une discordance entre les différents horizons magmatiques. Des dépressions imprévisibles (*potholes*), d'un diamètre variant de 4 à 300 mètres et d'une profondeur allant jusqu'à 60 mètres, recoupent la stratigraphie magmatique et affectent les zones platinifères.

Le plus grand complexe lité du monde, le Bushveld d'Afrique du Sud, est daté vers 2054-2059 Ma sur titanite et zircon (figure 5.5). Il se met en place dans le Craton du Kaapvaal, avec une géométrie en demi-graben. On y distingue trois grands ensembles : la suite litée mafique-ultramafique de Rustenburg, à la base, puissante de 7 à 8 km, puis une suite granitique, enfin les volcanites felsiques du groupe de Rooiberg au sommet. La suite litée est elle-même divisée en cinq ensembles :

- une zone marginale, à norite hétérogène, parfois absente, mais pouvant atteindre 800 m de puissance;
- une zone inférieure de dunites, norites et pyroxénites (bronzitites), puissante de 800 à 1700 m;
- une zone critique montrant une différenciation magmatique poussée, avec norites, anorthosites et bronzitites, puissante de 1430 m, contenant les minéralisations chromifères (chromitites) et à Cu-EGP-Ni;
- une zone principale à gabbros, norites, et anorthosites avec des couches de magnétite à titane (titanomagnétite), puissante de 2780 m;

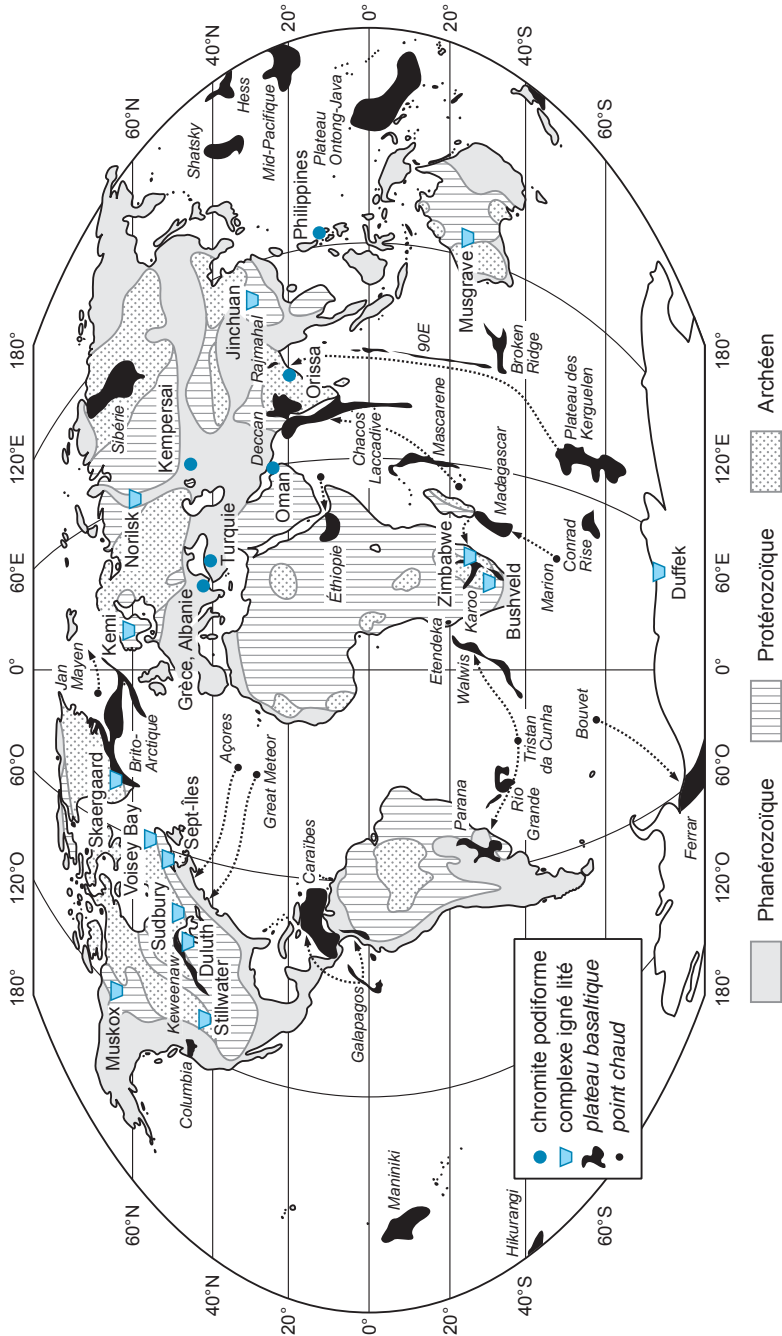


Figure 5.3 - Carte des principaux complexes ignés lité (CIL) et plateaux basaltiques, avec position de quelques minéralisations de type chromite podiforme, associées aux ophiolites. Le tracé des principaux points chauds est également représenté.

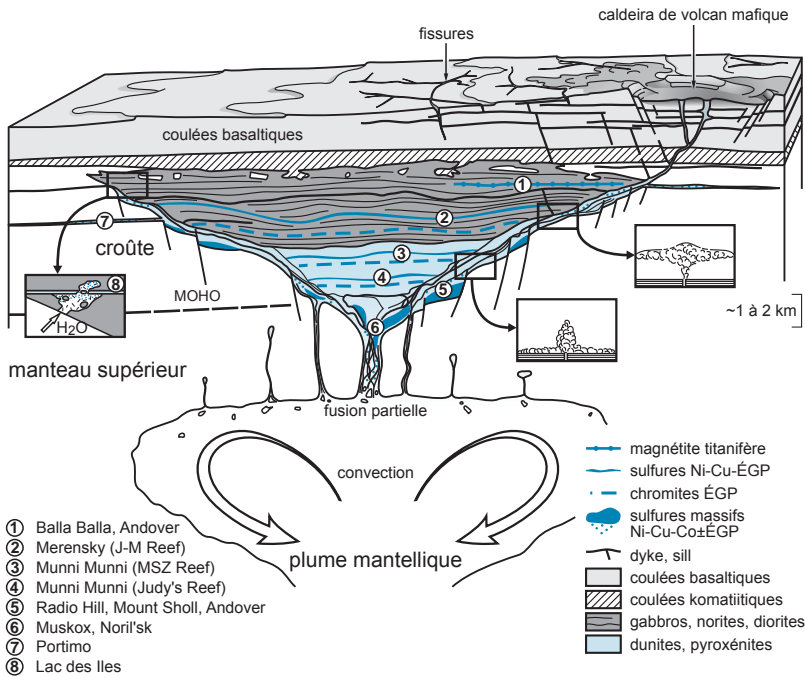


Figure 5.4 - Modèle de complexe igné lité montrant la *plume* mantellique à la base et le complexe en forme d'entonnoir. Des minéralisations apparaissent à plusieurs niveaux (*reef*) du complexe, en particulier à la base et lors de transitions magmatiques. Les schémas donnent trois mécanismes d'injection : des fontaines turbulentes, des *plumes* turbulentes et des injections de fluides aqueux. En surface, le complexe s'exprime par des coulées basaltiques construisant un vaste plateau. Échelle verticale variable. Un complexe igné lité peut atteindre plusieurs centaines de kilomètres de diamètre (d'après Naldrett, 2004).

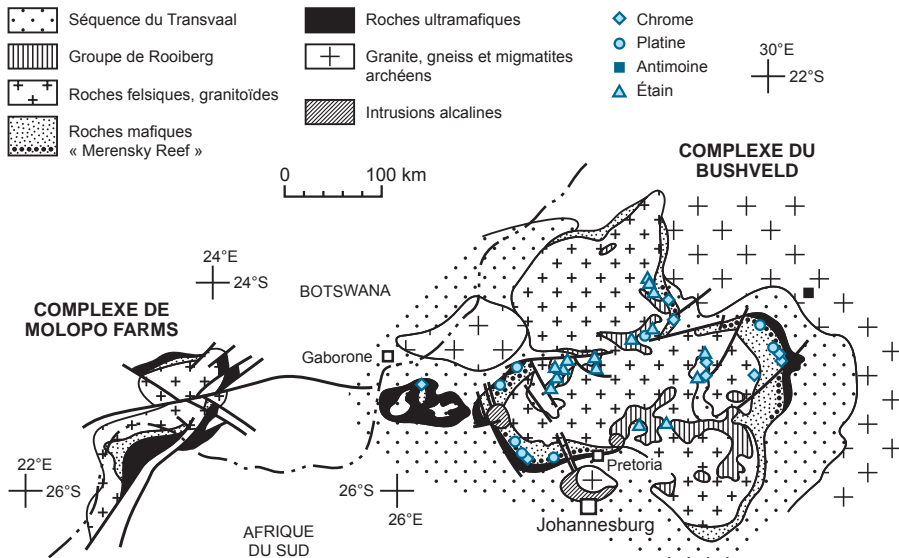


Figure 5.5 - Carte géologique simplifiée du complexe igné lité du Bushveld-Molopo (Afrique du Sud).

- une zone supérieure à gabbros, anorthosites et diorites, puissante de 2130 m, contenant jusqu'à 25 niveaux de magnétite vanadifère.

On rencontre les chromitites ferrifères dans la zone critique inférieure où elles forment 21 horizons continus sur plusieurs dizaines de kilomètres d'extension, avec des puissances de 0,30 à 1,2 m. Dans la même zone apparaissent des niveaux métriques à platinoïdes, ou *reef*, associés soit aux chromitites, soit à des niveaux pegmatoïdes très différenciés (*Merensky Reef*, *UG-2*, *Platreef*). Les teneurs en EGP y sont très constantes, entre 5 et 7 g/t. Les associations minéralogiques varient suivant les niveaux, le principal minéral platinifère étant la braggite, associée à d'autres minéraux de platine (sperrylite), d'arsenic, de cuivre et d'or. Les sulfures y sont peu abondants, ce qui reflète l'absence de contamination de cette immense chambre magmatique par son encaissant. Des hétérogénéités magmatiques, tels des glissements gravitaires, produisent de nombreux effondrements des horizons riches en platine, appelés *potholes*, qui compliquent l'exploitation du niveau minéralisé.

Plusieurs autres complexes ignés lités produisent de la chromite, en particulier celui de Kemi en Finlande, daté à 2,45 Ga, le plus grand producteur d'Europe avec des teneurs de 25 % Cr_2O_3 . Kemi appartient à une ceinture comprenant une dizaine de complexes ignés (Porttivaara, Konttijärvi, Narankavaara, Syöte, etc.) qui s'étendent jusqu'à la frontière russe, et dont certains produisent du nickel et du cuivre. En Inde, les dépôts de chromites stratiformes de la région d'Orissa (Sukinda et Boula-Nuasahi) forment des bandes, des lentilles et des poches dans des dunités serpentinisées d'âge précambrien.

Les faciès anorthositiques (photo c, planche 7), situés plus haut dans la séquence, contiennent des niveaux de magnétite titanifère et vanadifère, comme dans le complexe du lac Doré (Chibougamau, Québec). Les chromites sont plus riches en Fe^{2+} et s'appauvrissent en Mg^{2+} et Cr^{3+} en montant dans la séquence.

NICKEL-CUIVRE DE SUDBURY (ONTARIO)

Le complexe de Sudbury est un cas unique car il ne comprend qu'une seule séquence magmatique (figure 5.6). Il se serait mis en place à la suite de la chute d'un astéroïde d'un diamètre de 10 km il y a 1850 ± 1 Ma (Dietz, 1964) (figure 5.7; photos a et b, planche 7). Le cratère, creusé dans les terrains fin-archéens et protérozoïques, mesurait environ 200 km de diamètre. C'est la plus grande région productrice de nickel du monde avec des ressources de l'ordre du milliard de tonnes de minerai à 1 % Cu et 1 % Ni (Naldrett, 2004). En outre, elle contient des zones riches en EGP. Le complexe est composé principalement d'une séquence différenciée de norite quartzifère à la base, surmontée de gabbros quartzeux et de granophyres, et d'un sous-niveau bréchique montrant des évidences de fusion. La formation sus-jacente est riche en clastes et est interprétée comme une brèche de retombée (suévite) consécutive à l'impact. L'ensemble est recouvert de shales et de roches détritiques pouvant contenir de petits gîtes de zinc de type SEDEX. Les brèches de Sudbury forment des corps pouvant atteindre jusqu'à plusieurs centaines de mètres de puissance, dans un rayon allant de 50 à 80 km autour du complexe igné. À la base du complexe, des dykes de norite ou de diorite pénètrent profondément dans le socle et peuvent contenir des sulfures. La structure globale est asymétrique, à cause de charriages tardifs. Les gîtes de nickel-cuivre sont associés à des dykes dans l'encaissant ou au sous-niveau fondu. Le minerai est massif, disséminé ou bréchique. L'assemblage métallique est à fer-nickel (pyrrhotite, pentlandite, pyrite), d'une part, et cuivre-fer (chalcopyrite, cubanite, bornite), d'autre part. Les gisements du sud du complexe contiennent des minéraux d'arsenic. La michenerite (PdBiTe), la monchéite (PtTe_2) et la sperrylite (PtAs_2) sont les principaux minéraux d'EGP. Certains gisements du complexe de Sudbury sont formés par ségrégation magmatique à la suite de la coalescence de gouttelettes de sulfures, tandis que d'autres traduisent le rôle de circulations hydrothermales tardives. Le quartz y est parfois abondant, déposé par des fluides hypersalins à CO_2 dans le sud et sans CO_2 dans le nord du massif. Les minéralisations pourraient être dérivées de la croûte précambrienne sous-jacente, et concentrées du fait de la contamination du magma mafique par la croûte continentale riche en soufre. On a émis l'hypothèse que d'autres complexes ignés lités pourraient également être liés à un impact météoritique (Ontong Java, Bushveld).

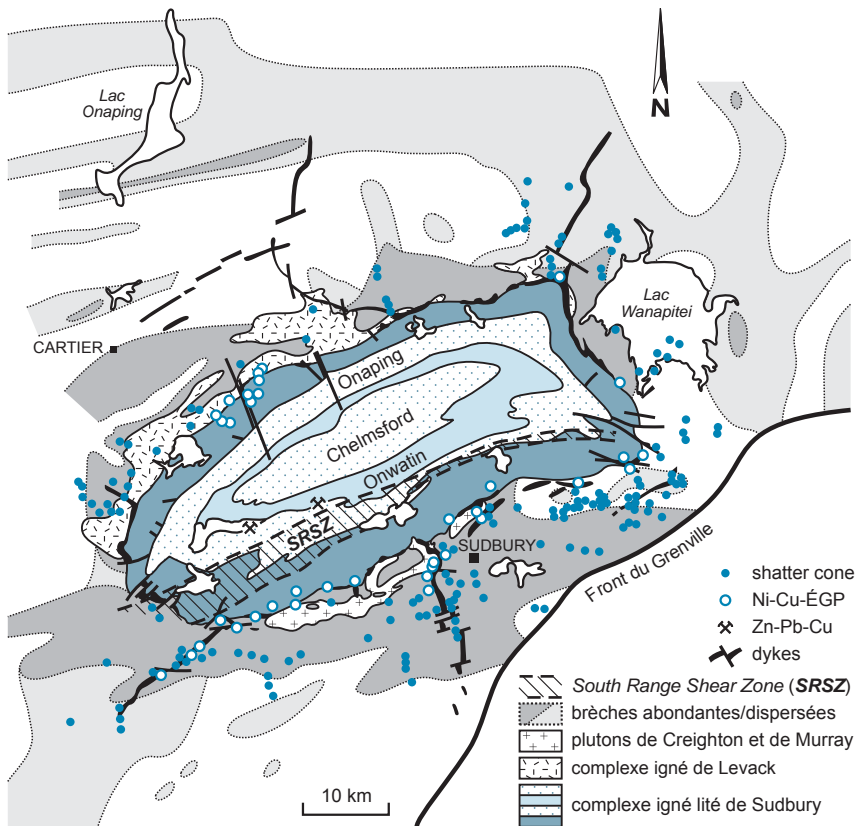


Figure 5.6 - Carte du district à nickel-cuivre de Sudbury (d'après Roussel *et al.*, 2003; Naldrett, 2004; Ames *et al.*, 2002).

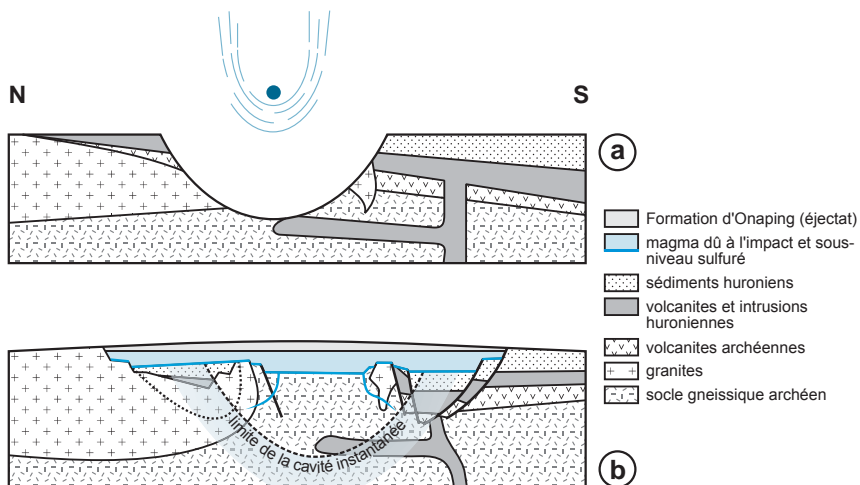


Figure 5.7 - Mise en place de l'impact météoritique de Sudbury. **a)** étape avant l'impact, montrant la marge passive d'âge Huronien; **b)** étape après impact, avec formation d'un magma consécutivement au choc (d'après Murphy et Spray, 2002; Naldrett, 2004; Naumov, 2005).

Les épanchements de basaltes continentaux apparaissent dans le même type de contexte géodynamique que les complexes stratifiés : des rifts intracratoniques associés à des points chauds. On en connaît à toutes les époques : trapps de Sibérie (de 248 à 216 Ma, Russie), du Dekkan (de 62 à 42 Ma, Inde), basaltes du Lac Supérieur (1,1 Ga), du Karoo (180 Ma, Afrique du Sud), du Parana/Etendeka (de 134 à 129 Ma, Brésil et Namibie), d'Éthiopie (de 40 à 15 Ma), et de la Colombia River (de 6 à 1 Ma, Washington, États-Unis).

Le district de Noril'sk-Talnakh (Oural, Russie) est situé dans le plus puissant ensemble de basaltes de plateau de ce type (3000 sur 4000 km pour 3,7 km d'épaisseur), à la limite occidentale du craton sibérien (Yakubchuk et Nikishin, 2004) (figure 5.8). Il est exceptionnellement riche en palladium (Pd/Pt autour de 3,5), ce qui en fait le premier producteur mondial pour ce métal, et le deuxième producteur de platine, après le Bushveld. Il s'agit d'un complexe de sills de basaltes tholéïtiques et de gabbros, sans roche felsique, d'âge fin-Permien à Trias (de 248 à 216 Ma) qui représenterait une zone associée à l'alimentation des basaltes effusifs. Ce complexe marquerait l'emplacement d'un *superplume* au centre du continent Laurasien. La minéralisation sulfurée en Cu, Ni et EGP est encaissée par des intrusions en sill différenciées à olivine, pouvant atteindre 20 km de long, de 2 à 3 km de large, et jusqu'à 300 m d'épaisseur au cœur. Les intrusions sont accompagnées d'un métamorphisme de contact, indicateur d'échanges thermiques avec

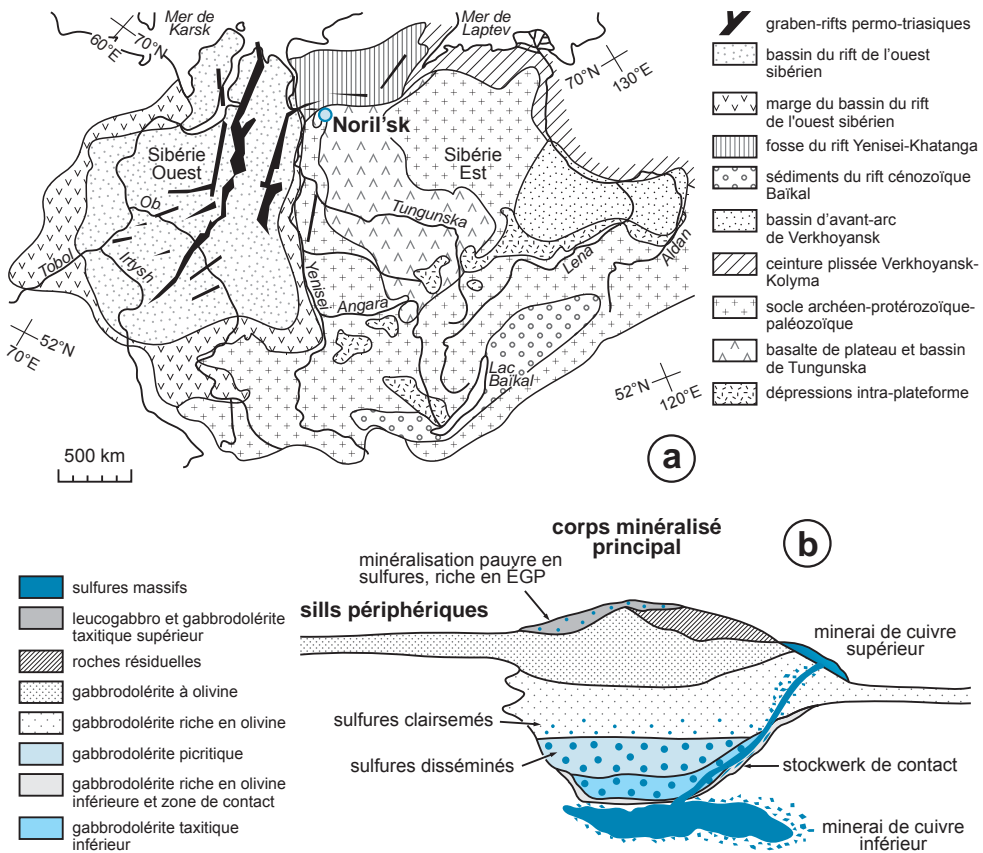


Figure 5.8 - Noril'sk et les trapps basaltiques de Sibérie. **a)** carte géologique du district; **b)** coupe schématique du gisement de Noril'sk (d'après Diakov *et al.*, 2002; Naldrett, 2004).

l'encaissant, ce qui est rare pour ce type de roche. Les minéralisations peuvent avoir plusieurs faciès : le plus important consiste en des amas de sulfures massifs à la base des sills, formant des couches puissantes de 5 à 50 m. On y observe une zonalité, avec des zones riches en cuivre au centre (chalcopyrite et cubanite essentiellement), passant à un assemblage à pyrrhotite, chalcopyrite et pentlandite en périphérie. Les minéralisations peuvent aussi se présenter sous forme disséminée dans les picrites et les gabbros, dans le tiers inférieur des sills, ou sous forme de brèches à cuivre au sommet des sills, au contact avec l'encaissant (figure 5.8).

Généralement, il n'y a pas d'altération aux épontes des complexes. Il existe cependant des modifications très discrètes de la composition des roches magmatiques sous les niveaux minéralisés du fait de la percolation de solutions salines.

Les complexes ignés lités sont issus de mélanges de magmas. Ainsi, au Bushveld, on considère que le magma U (ultramafique) provient de la fusion d'une lherzolite à forte profondeur (200 km), et qu'il se mélange dans la zone critique avec le magma A, un magma anorthositique issu de la fusion de la granulite de la croûte continentale inférieure à une profondeur se situant aux alentours de 40 km. La stratification se forme par convection avec diffusion entre différents horizons magmatiques, les minéraux pouvant cristalliser simultanément dans plusieurs niveaux, se mélanger et cristalliser aux interfaces. Des processus de double diffusion ou d'expulsion de fluides peu denses dans des niveaux supérieurs par effondrement, ont été proposés (Stowe, 1994).

Ces gisements stratifiés se forment par un processus de ségrégation magmatique. Il n'y a pas d'enrichissement particulier des magmas primitifs dans les complexes, mais plutôt des processus de ségrégation magmatique efficaces. Les concentrations en chrome seraient issues du mélange entre un magma d'affinité boninitique (cristallisation précoce d'orthopyroxène et d'olivine) et un magma d'affinité tholéiitique marqué par la cristallisation précoce de feldspaths (Irvine *et al.*, 1983). Ce mélange déplace la stabilité du bain magmatique dans une zone à chromite stable, à faible fugacité en oxygène; celle-ci s'accumule ensuite par gravité ou par un mécanisme de filtre-presse.

Dans le cas des gisements de sulfures, l'essentiel du soufre provient de la croûte, en particulier des roches encaissantes : c'est le cas des sédiments évaporitiques à Noril'sk. La contamination du magma par l'encaissant conduit à la précipitation de sulfures de nickel et de platine. Cependant, cette contamination doit se produire au voisinage du site de dépôt, donc pas trop tôt au cours de l'ascension du magma. Sur le site de dépôt, au niveau des coulées ou des sills, les sulfures cristallisent et s'accumulent par gravité in situ.

Il existe de nombreux autres modèles de précipitation des sulfures. Ainsi, la contamination du magma par la silice a un effet comparable. On a également fait appel à deux phases magmatiques plus ou moins enrichies en métaux. À la base du système, une grande chambre magmatique stratifiée se forme, avec des niveaux de cumulats. Elle est injectée par des *plumes* turbulentes de magma primitif chaud qui montent selon leurs densités et s'étalent latéralement. Au cours de sa remontée, le magma primitif se mélange avec le magma résident, et des gouttes de sulfures immiscibles précipitent par mélange et refroidissement.

La géométrie des chambres magmatiques provoque des variations dans le débit des magmas et peut conduire à des concentrations de sulfures. Un facteur R élevé (rapport magma silicaté/liquide sulfuré) a pour effet de piéger, de manière efficace, les EGP dans les sulfures du fait de leur forte affinité chalcophile : les EGP se distribuent 100 000 fois plus dans les sulfures que dans les silicates.

Les platinoïdes sont alors piégés soit chimiquement dans les sulfures, soit mécaniquement dans les chromites. Au fur et à mesure de la cristallisation, le mélange magmatique contenant des sulfures riches en EGP s'enfonce par gravité et forme des niveaux de cumulats à la base de l'injection magmatique. Les niveaux platinifères montrent également des signes d'activité hydrothermale de haute température, ainsi que d'une mobilité du chlore.

Pour évaluer le potentiel d'un corps de roche mafique ou ultramafique, il est souhaitable de savoir si le magma, ou une partie du magma, a été saturé en sulfures. Du fait de la mobilité du soufre au cours du métamorphisme, il n'est pas possible de se contenter d'une mesure simple de cet élément pour évaluer son éventuelle sursaturation. On ne peut pas utiliser non plus les teneurs brutes en métaux car les magmas qui ont cristallisé des sulfures à un stade précoce sont ensuite appauvris en éléments chalcophiles. Par contre, en comparant les teneurs mesurées à des teneurs modélisées, on peut évaluer le potentiel des minerais à découvrir (Naldrett, 2004). Les modèles peuvent être complexes car il existe plusieurs modes de cristallisation fractionnée et d'incorporation des sulfures, brutale ou progressive. Plusieurs outils d'exploration ont été mis au point : teneurs en nickel comparées à celles en MgO, utilisation du contenu en forstérite de l'olivine comme marqueur des conditions de cristallisation, diagramme opposant les éléments compatibles et incompatibles (Barnes *et al.*, 1993) (figure 5.9). Afin de déterminer le potentiel en platine, on peut utiliser le rapport Cu/Pd versus Pd en stratigraphie, car il permet de repérer les magmas plus riches que le manteau. Le rapport Cu/Pd décroît en dessous et augmente au-dessus des zones à EGP. On peut aussi utiliser deux éléments incompatibles au début de la

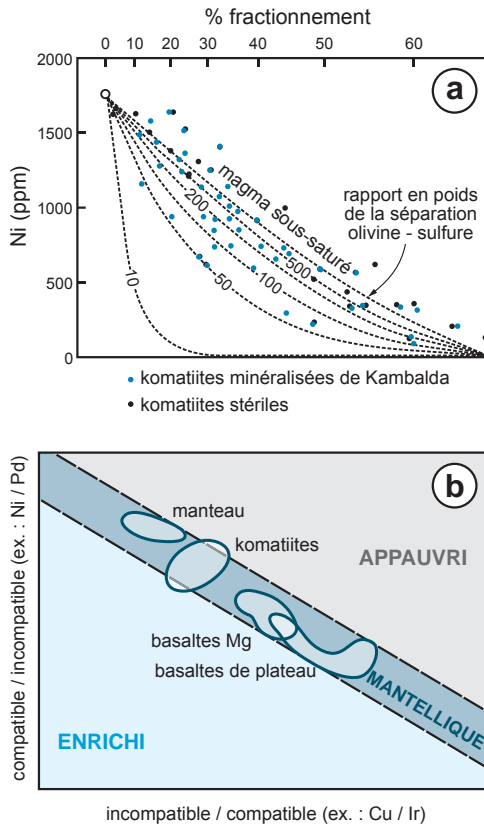


Figure 5.9 - Utilisation des diagrammes pour reconnaître la fertilité des roches mafiques et ultramafiques. **a)** teneur en nickel en fonction du pourcentage de fractionnement et de la séparation olivine-sulfures. Le report des points permet de déterminer la capacité du magma à contenir du nickel dans les sulfures ou dans l'olivine (d'après Naldrett, 2004); **b)** diagramme permettant de distinguer l'enrichissement relatif en éléments en fonction du rapport compatible/incompatible en ordonnée, et du rapport incompatible/compatible en abscisse (d'après Barnes *et al.*, 1993). Plusieurs couples d'éléments peuvent ainsi être étudiés pour déterminer l'origine du magma.

crystallisation fractionnée, comme cuivre et zinc. Si la saturation en soufre se produit, le cuivre sera piégé par les sulfures et le rapport Cu/Zn diminuera (Lightfoot et Naldrett, 1996).

Dans un complexe stratifié, on recherchera les niveaux favorables par une analyse pétrographique : on peut repérer les injections de magma par des niveaux d'olivine ou de chromite, qui sont des indicateurs de haute température, ou un rapport Mg/Fe élevé. On prospectera les concentrations sulfurées cupro-nickélifères par électromagnétisme et par méthode électrique (polarisation provoquée), par la géochimie (sols, arbres) et par la reconnaissance de la violarite (FeNi_2S_4). On recherchera les platinoïdes liés aux sulfures entre 400 et 1000 mètres au-dessus de l'apparition des cumulats à plagioclase qui marquent une variation importante de la solubilité des sulfures dans la chambre magmatique.

5.1.2 Intrusions ultramafiques à platine magmatique-hydrothermal

Le platine peut être associé à des intrusions ultramafiques dans une nouvelle famille de gisements qui s'est dessinée dans les années 1990. Les contextes géotectoniques correspondent à l'accrétion fin-archéenne ou à du magmatisme des marges d'un rift. Les principaux représentants connus sont le gisement fin-archéen (2,69 Ga) du Lac des Iles, en Ontario (74 Mt de minerai à 1,64 g/t Pd, 0,18 g/t Pt, 0,14 g/t Au) (figure 5.10; photos d et h, planche 7), les indices de River Valley près de Sudbury, et le gisement archéen de Baula, dans le nord-est de l'Inde.

Les gîtes sont associés à des intrusions mafiques de quelques kilomètres de diamètre, dans des unités intrusives qui contiennent aussi des anorthosites, des norites, des gabbronorites, mais peu de phases à olivine. Ces intrusions occupent des limites structurales majeures fin-orogéniques. La minéralisation peut se situer dans les fragments ou dans la matrice de zones de brèches, formant des cheminées, ou être subconcordante avec des litages magmatiques. Les brèches magmatiques contiennent des fragments mafiques souvent arrondis et des fragments de socle. On observe des traces d'éléments volatils, marquées par des faciès de pegmatites, et la présence de silicates hydratés, en particulier d'amphiboles.

On peut reconnaître deux types de minéralisations, l'un associé aux sulfures, peu fréquent, et l'autre indépendant des sulfures. Au Lac des Iles, le palladium est dominant (Pd/Pt autour de 10, Pd/Au autour de 13). Le platine se présente sous forme d'arséniures, surtout de sperrylite, dans les amphiboles, associé à chalcopyrite, pentlandite et pyrrhotite (Hinckley et Hattori, 2005). On observe régionalement une altération à chlorite et épidote, et des remobilisations dans des zones de cisaillement à talc et actinote. La minéralisation est associée à des magmas tardifs mélanocrates. À Baula, la minéralisation est à la fois primaire, en éléments de brèche au sein d'un gabbro, et associée à des minéraux hydratés secondaires (amphibole, biotite, chlorite), avec des métaux de base (Augé *et al.*, 2002). La minéralisation comprend sudburyite, et sperrylite, avec chalcopyrite, violarite, millérite et pyrite. Il s'agirait d'une cristallisation tardive plus que d'une remobilisation.

La genèse de ces minéralisations comprend au moins deux étapes. Elle implique d'abord le fractionnement d'un magma mafique à ultramafique, contaminé par les roches encaissantes (Thériault *et al.*, 2000). De petites gouttelettes de sulfures apparaissent alors dans un grand volume de magma silicaté. Les sulfures sont ensuite transportés dans le magma par convection et incorporent les platinoïdes; il faut donc d'importants mouvements turbulents pour une bonne efficacité du processus. L'extinction de phases fluides entraînerait une fusion partielle du cumulat gabbroïque nouvellement cristallisé et sa reprise permettrait ensuite aux sulfures d'emporter les EGP incompatibles (Pt, Pd) et Au, tandis que les platinoïdes compatibles (Ir, Os, Rh, Ru) seraient enrichis dans la restite. Dans les zones minéralisées les plus riches, les platinoïdes

subissent finalement une reconcentration par des fluides résiduels de fin de cristallisation des intrusions mafiques. De haute température ($> 600\text{ }^{\circ}\text{C}$) et riches en chlore, ces fluides sont capables de remobiliser les platinoïdes et de les précipiter avec des silicates dans des brèches de diatrème.

Un type de complexe ultramafique particulier à platine a été distingué par certains auteurs sous le nom de type alaskéen (Himmelberg et Loney, 1995). Son originalité réside dans une composition alcaline, avec un cœur de dunite ou périclote, entouré de pyroxénites très calciques à olivine ou hornblende, associée à l'absence d'orthopyroxène et de plagioclase. Ces complexes dessinent deux ceintures parallèles orientées nord-nord-ouest en Colombie-Britannique. On en connaît également dans l'Oural (Uktus), en Colombie et en Australie. Le platine est associé aux chromites des dunités. Le type alaskéen est une source primaire significative de platinoïdes qui a alimenté de nombreux placers, en particulier dans l'Oural (400 tonnes). Le complexe de Goodnews Bay (Alaska) a ainsi produit plus de 20,5 tonnes de platinoïdes, celui de Salt Chuck mine, également en Alaska, plus de 20 tonnes en sous-produit de l'exploitation du cuivre (Mertie, 1969).

L'exploration de ces gisements est difficile car les platinoïdes ne sont pas toujours associés à des sulfures et ils peuvent être très peu visibles. La variété et la complexité des faciès d'intrusions, les indices de fluides abondants et d'instabilités magmatiques contemporains de la mise en place des intrusifs, sont des éléments utilisables en exploration.

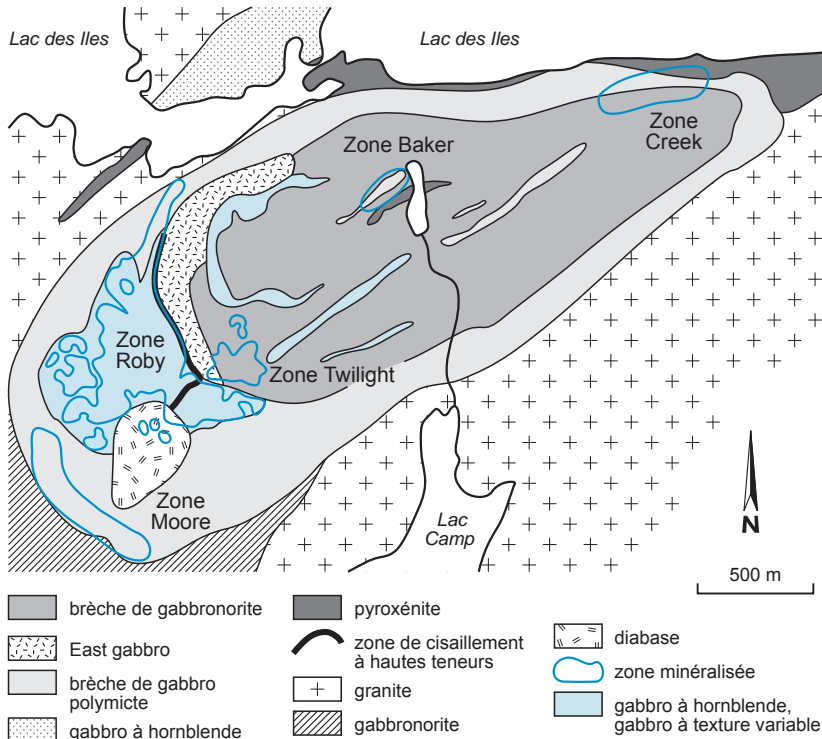


Figure 5.10 - Carte du gisement de platinoïdes du Lac des Îles, Ontario (d'après Lavigne et Michaud, 2001).

5.1.3 Komatiites à nickel

Les komatiites (de la rivière Komatii en Afrique du Sud) contiennent une part importante des ressources mondiales de nickel (avec une teneur souvent supérieure à 0,8 %; cf. figure 9.11) et produisent, parfois, du cuivre et des platinoïdes. Il s'agit de roches effusives très magnésiennes (de 18 à 32 % MgO) formées par fusion partielle de péridotite à une profondeur de 200 à 400 km dans un contexte de point chaud (figure 5.2). Ce type de gisement a été reconnu dès 1964, sous le nom de type Kambalda (Australie), ou de gîtes de péridotites volcaniques (Duke, 1990). Les komatiites minéralisées sont limitées aux ceintures de roches vertes d'âge fin-archéen (de 2,9 à 2,7 Ga) et à des environnements de rift au Paléoproterozoïque. La Province du Supérieur montre ainsi des minéralisations dans le craton lui-même, en Abitibi (Marbridge au Québec, Langmuir en Ontario), et sur ses bordures (Cap Smith-Raglan au Québec, Thompson au Manitoba) (figure 5.11). Formées à plus basse température, les komatiites protérozoïques sont moins magnésiennes (de 16 à 18 % MgO) et les minéralisations y ont un rapport Ni/Cu plus bas.

Les komatiites forment des intrusions synvolcaniques, puissantes de l'ordre du kilomètre et qui s'étendent sur plusieurs dizaines de kilomètres. Elles peuvent passer à des sills différenciés avec roches ultramafiques à la base, péridotite et dunite, puis gabbro au sommet. Les coulées individuelles de komatiites sont généralement très puissantes (100 m).

Les amas minéralisés peuvent apparaître à différents niveaux des coulées, mais généralement à la base, dans les premiers termes de l'empilement volcanique, au sein des dépressions (figure 5.12). Ils forment des essaims de corps assez nombreux, tels ceux de la région du Cap Smith. L'empilement volcanique présente des variations de faciès très caractéristiques à l'aplomb des minéralisations : disparition des niveaux sédimentaires, apparition de textures cristallines squelettiques particulières, dites harisitiques. Les minéralisations suivent des chenaux correspondant à des tubes de laves, puissants de l'ordre du mètre à 10 m, larges de 50 à 300 m et longs de un à deux kilomètres. Les sulfures sont massifs à la base, où ils emplissent des dépressions creusées dans les volcanites sous-jacentes, et disséminés au sommet (photo i, planche 7). On ne connaît pas de stockwerk d'alimentation dans les volcanites sous-jacentes, mais on peut en observer qui résultent d'une remobilisation.

Deux sous-types sont distingués : l'extrémité distale des coulées komatiitiques qui contient des gisements petits, mais riches (< 5 Mt à 1,5 % Ni) dans les mésocumulats de dunite, et la partie proximale qui peut contenir de très grands gisements à basses teneurs (100 Mt à < 1 % Ni) dans les adcumulats. Des lentilles riches en nickel sont également exploitées dans les sills de dunites à cumulats de chromite et clinopyroxène, à la base des coulées. Plus rarement, la minéralisation est située dans les termes sédimentaires inter-coulées ou dans les coulées supérieures (Thompson, Manitoba). Des formations de fer se développent alors au toit des coulées de dunite-péridotite. Dans la plupart des cas, ces roches sont fortement déformées, ce qui conduit à des reconcentrations tectoniques, par transposition et bourrage dans des charnières souvent synclinales.

La minéralogie des amas comprend pyrrhotite, pentlandite, chalcopryrite, magnétite, pyrite, sphalérite et un peu de carbonates. Les minéraux adoptent souvent une texture en filet autour des cristaux d'olivine. À Kambalda, l'olivine porte des minéraux d'éléments du groupe du platine (sperryllite, monchéite).

Émises par des fissures, les komatiites se forment dans des environnements de plaine de lave et elles constituent les équivalents des pahoehoe d'Hawaïi. Les coulées très fluides parcourent des dizaines de kilomètres. La position des amas dans des dépressions résulterait d'une érosion thermique occasionnée par le magma ou par des jeux de failles synvolcaniques. La formation de ces

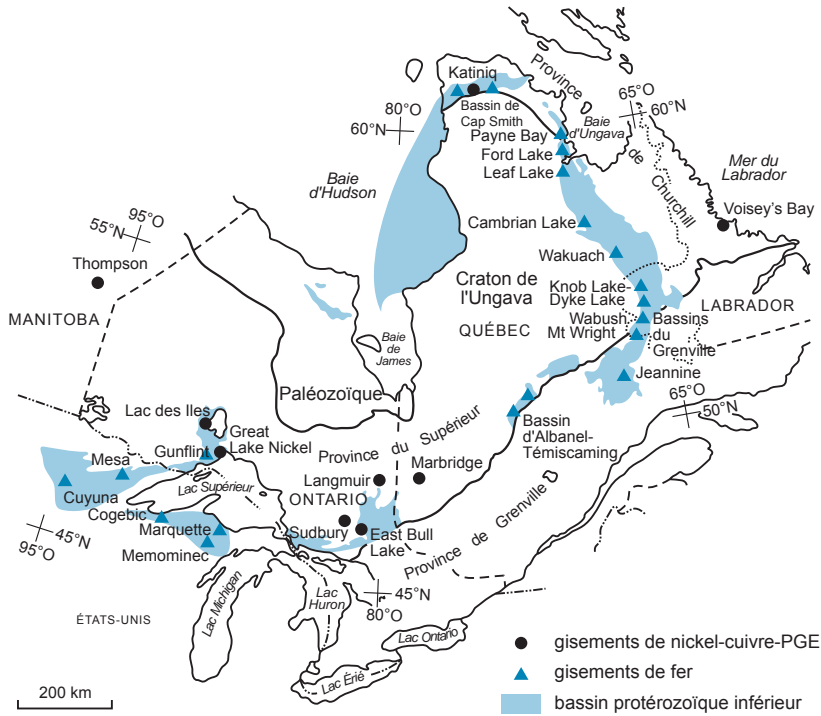


Figure 5.11 - Carte des gisements de Ni-Cu-EGP et des gisements de fer autour du craton du Supérieur. Les bassins d'âge protérozoïque forment une ceinture autour du craton; certains sont repris dans l'orogène du Grenville.

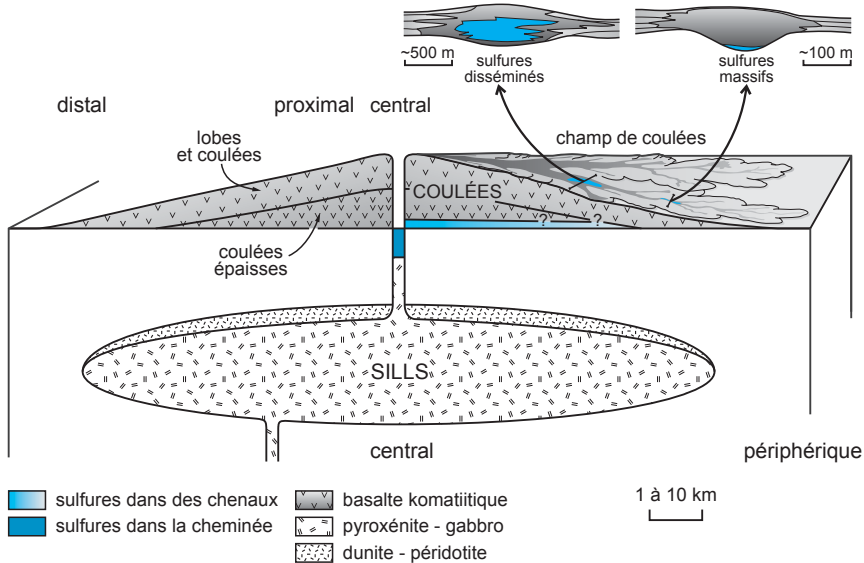


Figure 5.12 - Reconstitution d'un volcan komatiitique à l'Archéen, comprenant un sill et un appareil fissural éruptif. Les minéralisations peuvent se situer en cumalats dans le sill ou dans les coulées (d'après Prendergast, 2003; documents CSIRO E&M 31/07/2001).

gisements relève d'une origine magmatique directe, avec une sursaturation en soufre du magma avant sa cristallisation. Du fait de son caractère primitif, le magma montre un fort rapport initial Ni/Cu. L'origine du soufre est discutée, cet élément pouvant provenir d'une contamination par la croûte continentale ou par les sédiments déposés entre les coulées, d'une saturation au cours du refroidissement, ou de la décompression du magma. Au-delà d'un rapport limite entre les liquides sulfuré et silicaté, des gouttelettes de sulfures de nickel se séparent, sont transportées dans la coulée avec les cristaux d'olivine, puis se déposent par gravité. La déformation permet une augmentation mécanique locale de la taille de ces gisements.

Le principal guide pour ces gisements est l'identification des komatiites, bien reconnaissables à leur structure spinifex (photo e, planche 7). On recherchera les provinces d'âge archéen supérieur ou du début du Protérozoïque, avec des ceintures de type rift. Les gisements sont généralement situés dans un niveau de métamorphisme élevé, de faciès amphibolite. La prospection aéromagnétique est efficace du fait de l'abondance de magnétite issue de la serpentinitisation des basaltes. Les komatiites présentent des chromites ferrifères riches en zinc avec un appauvrissement en éléments chalcophiles. La plupart des gîtes australiens ont été découverts par leurs *gossans*. Les gisements se regroupent parfois autour de dômes anticlinaux (Kambalda), mais ils présentent des tailles très variables. À l'échelle locale, on utilisera la géochimie en roche (titane, rapport Ni/Cr, déficit en nickel, etc.), la géophysique (magnétisme et électromagnétisme, en particulier polarisation provoquée).

LA CEINTURE DE NICKEL-CUIVRE DU CAP SMITH (QUÉBEC)

La ceinture du Cap Smith correspond à un avant-pays charrié de l'orogène de l'Ungava, d'âge paléoprotérozoïque. La partie sud comprend des roches volcaniques et sédimentaires parautochtones et allochtones représentant des séquences de rift du Supérieur (Saint-Onge et Lucas, 1993). Le groupe de Povungnituk (1918 Ma) représente un ensemble de sédiments continentaux clastiques, des pélites graphiteuses, et de basaltes continentaux qui se sont accumulés dans un rift. Ce groupe est recoupé par des sills et dykes de gabbros massifs qui représentent les zones d'alimentation des basaltes du groupe de Povungnituk, et par des sills lités de gabbros-péridotites qui représentent le groupe de Chukotat, une séquence allochtone de picrites et de basaltes tholéïtiques. Ces laves sont à olivine, à pyroxène ou à plagioclase, la première représentant le magma en équilibre avec le manteau et les autres, des roches différenciées.

Les premiers indices ont été découverts en 1898 par la Commission géologique du Canada, mais la production n'a débuté qu'un siècle plus tard en 1997 à Raglan, dans la zone est de la ceinture ! La production et les réserves sont de 21,7 Mt à 2,9 % Ni et 0,8 % Cu. Les minéralisations en nickel-cuivre se présentent en petites lentilles associées à la base des sills du groupe de Chukotat, formant l'horizon de Raglan, et en concentrations dans les sills du groupe de Povungnituk. Les plus importantes sont dans des faciès de conduits, au contact avec les sédiments du mur, du toit ou en horizon mince (Leshner, 2007). Des concentrations en EGP y ont également été découvertes. Le minerai peut avoir des textures variées, de massives à réticulées. Il se serait formé par érosion thermomécanique de pélites graphitiques sulfurées.

5.1.4 Anorthosites à titane-fer et anorthosites à nickel-cuivre

Les massifs d'anorthosites-diorites ferrifères (ou ferrodiorites) sont situés dans les socles fortement déformés et métamorphisés où ils forment de vastes massifs, atteignant jusqu'à 200 km de diamètre, et relativement peu épais (de 3 à 8 km). Ils s'associent à des Mangérites, des Charnokites et des Granites (suite AMCG), pouvant également contenir des granites à texture rapakivi. Cette suite présente un caractère alcalin à hyperalcalin, avec une forte composante mantellique.

On en connaît depuis la Scandinavie jusqu'aux États-Unis, en passant par le Québec (Duchesne *et al.*, 1999). Ils apparaissent caractéristiques du Protérozoïque moyen, entre 1800 et 900 Ma environ (Rämö et Haapala, 1995; Vignerresse, 2005). Ces massifs ont une forme en champignon, ils sont lités, et peuvent contenir des niveaux composés à plus de 90 % de

plagioclase calcique (andésine-labrador) avec des concentrations en ilménite, magnétite, hématite, ulvöspinelle, et un peu de rutile, accessoirement des minéraux de vanadium, chrome et phosphore (figure 5.13).

On distingue deux types d'anorthosites : (1) des anorthosites à labradorite et titano-magnétite (magnétite à exsolutions d'ulvöspinelle $TiFe_2O_4$), avec une gangue de labradorite, olivine, pyroxène, apatite, formant souvent des horizons disséminés dans les mangérites; (2) des anorthosites à andésine, type Adirondacks, avec ilménite magnésienne (geikiélite, $MgTiO_3$), pauvres en apatite, souvent massives et discordantes. Les phases ultimes de cristallisation de ces plutons montrent parfois des assemblages à topaze, microcline-albite, avec des micas riches en lithium et fluor. Des minéralisations à Sn-Be-Zn-Pb-Cu leur sont associées, tels les skarns à étain de Pitkaranta (Russie).

Les gisements de titane constituent des corps tabulaires, d'une puissance de l'ordre de quelques dizaines de mètres et d'un diamètre de l'ordre du kilomètre, associés aux ferrodiorites ou englobés dans les anorthosites. Le principal minerai de titane est l'ilménite. Dans les ferrodiorites, l'ilménite forme des niveaux concordants entre des cumulats de pyroxène ou d'olivine, associés à des constituants accessoires qui sont magnétite, sulfures de nickel-cuivre, apatite, hercynite et zircon. Les roches riches en ilménite forment également des dykes tardifs recoupant les anorthosites, ainsi que des faciès particuliers, les nelsonites, à ilménite et apatite. La taille des gîtes varie de 1 à 300 Mt, exceptionnellement 1 Gt, avec des teneurs de 32 à 45 % Fe, de 10 à 45 % TiO_2 , avec parfois jusqu'à 0,2 % V. Au Québec, le gisement du lac Tio est l'un des six gisements du district du lac Allard, découvert en 1946 (figure 5.14). Il a produit plus de 40 Mt de titane et couvre 19 % des besoins mondiaux. Le minerai est constitué par des cristaux centimétriques d'ilménite (75 %) et d'hématite (25 %), avec une teneur variant de 32 à 36 % TiO_2 . Les gisements norvégiens de Tellnes et Storgangen couvrent 12 % des besoins mondiaux (19,5 Mt de production, 57 Mt de réserves, 18,5 % TiO_2) (Charlier *et al.*, 2007).

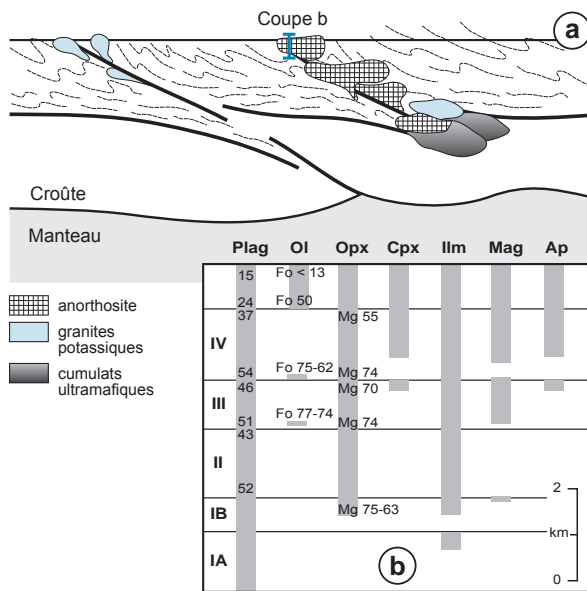


Figure 5.13 - Coupe d'un complexe anorthositique à cumulats et modèle de formation selon le *crustal tongue melting model* de Duchesne *et al.*, 1999. Plag = plagioclase, OI = olivine, Fo = forstérite, Opx = orthopyroxène, Cpx = clinopyroxène, Ilm = ilménite, Mag = magnétite, Ap = apatite.

Deux modèles ont été proposés pour la genèse de ces massifs, avec des contextes géotectoniques très différents. Dans le premier, les anorthosites marquent des rifts, donc des flux de chaleurs élevés produits par un *plume*. La fusion des tholéïtes mantelliques produit un magma riche en potassium et en fer qui se mélange avec le matériel fondu issu de la croûte inférieure. Ce modèle se heurte à l'absence de dykes et à la fixité de ce magmatisme. Dans le second, les anorthosites témoignent d'une collision continent-continente, avec incorporation de fragments de croûte inférieure dans le manteau. La fusion partielle à la base de la croûte dans des zones

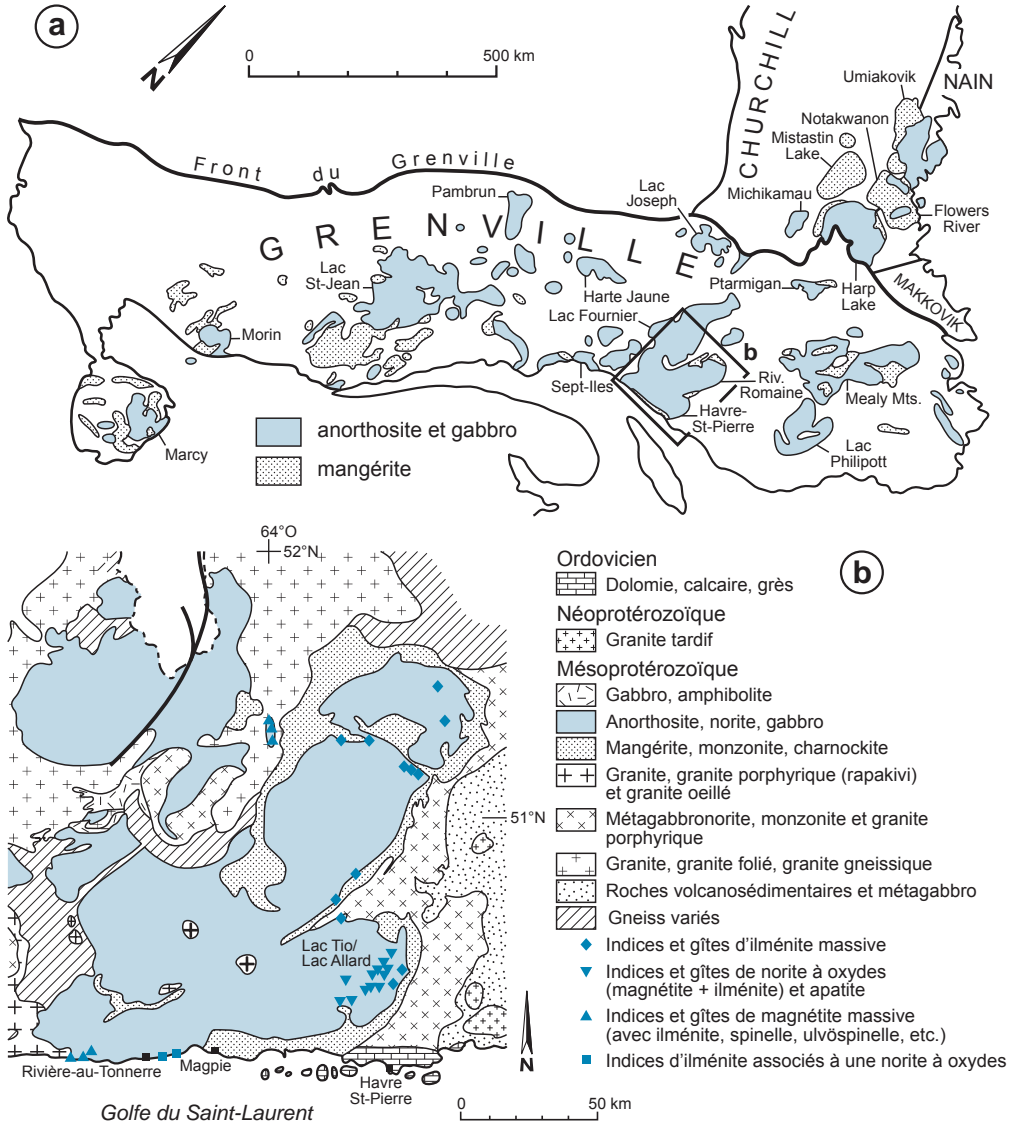


Figure 5.14 - Anorthosites du Grenville. **a**) carte de la Province de Grenville montrant les principaux massifs d'anorthosite, gabbro et mangérite; **b**) carte géologique du massif d'anorthosite du Havre-Saint-Pierre contenant le gisement de titane et de fer du lac Tio. Le pluton s'est mis en place en deux temps, à 1126 Ma et 1062 Ma (d'après Gauthier et Chartrand, 2005).

de cisaillement produit des magmas granitiques et un résidu appauvri correspondant à une granulite à plagioclase et pyroxène (Duchesne *et al.*, 1999). L'assimilation de ce résidu par les magmas mafiques et un fractionnement à haute pression conduisent à la formation de magmas basaltiques riches en plagioclases calciques, qui montent dans la croûte moyenne et forment les massifs d'anorthosite (Emslie *et al.*, 1994).

La formation de ces anorthosites a été reliée à une isolation thermique du manteau au Protérozoïque. La rupture du grand continent Protérozoïque s'accompagne entre 1790 et 1340 Ma d'un abondant volcano-plutonisme bimodal, avec des granites à texture rapakivi, des gabbros et des anorthosites, qui dessine une vaste ceinture s'étendant de l'Ukraine à l'Arizona. Ces gisements se mettraient en place entre 13 et 22 km de profondeur.

Plusieurs mécanismes ont été proposés pour la genèse des gisements d'ilménite associés aux anorthosites : formation de magma immiscible riche en Fe-Ti-P (Philpotts, 1967), contamination crustale (Force, 1991), mélange de magmas (Robinson *et al.*, 2003), cristallisation fractionnée d'un magma de composition jotunitique (monzodiorite à hypersthène) initialement riche en titane (> 4 % TiO₂). Ce dernier mécanisme est le plus plausible : en effet, on connaît des liquides à TiO₂ dans différents complexes anorthositiques (Mitchell *et al.*, 1996) et, même, dans des laves tholéïitiques modernes comme ceux de *Craters of the Moon*, dans l'Idaho (Nekvasil *et al.*, 2000). L'enrichissement en ilménite résulterait de sa densité plus forte comparée au plagioclase (4,8 contre 2,7). Les gisements d'ilménite massive peuvent apparaître dans des chambres magmatiques à refroidissement lent. L'orientation des minéraux est acquise au cours de la subsidence du corps dense dans l'anorthosite et au cours de la formation de dômes. La position interstitielle de l'ilménite et la présence de veines riches en ilménite dans l'anorthosite seraient les résultats de déformations à l'état sub-solidus.

On prospectera ces gisements de titane dans les zones différenciées des grandes intrusions anorthositiques. Sur le terrain, il importe de distinguer les différents types d'ilménite (ilménite avec des lamelles d'hématite, ou « hémo-ilménite », ilménite avec des lamelles de magnétite, ou ilménite pure). Il faut aussi tenir compte de la teneur en TiO₂ dans l'ilménite et dans la roche, et de la présence d'éléments pénalisants tels que MgO, CaCO₃, Al₂O₃ et Cr₂O₃ qui doivent être en teneurs inférieures à 2 %. On utilise en prospection les minéraux lourds (ilménite, magnétite) dans les ruisseaux et la géochimie des fonds de lacs. La gravimétrie permet de différencier des zones plus denses dans les anorthosites. Le magnétisme est également un bon outil.

LE NICKEL-CUIVRE DE VOISEY'S BAY (LABRADOR)

Les anorthosites contiennent parfois des indices de nickel-cuivre, avec du cobalt, souvent assez pauvres, à l'exception du gîte protérozoïque de Voisey's Bay au Labrador (Naldrett, 2004) dont les ressources sont estimées à 142 Mt à 1,6 % Ni et 0,85 % Cu. Le gisement a été découvert lors d'une exploration pour le diamant à partir d'affleurements rouillés (chapeaux de fer) visibles depuis un hélicoptère.

Ce gisement est situé sur le contact tectonique des provinces du Nain (Archéen) et du Churchill (Paléoprotérozoïque). L'intrusion de Voisey's Bay comprend des ferrodiorites, des ferrogabbros, des troctolites de textures très variées, et des gabbros à olivine. Datée à 1333 Ma, elle se serait mise en place aux alentours de 12 à 15 km de profondeur et aurait été contaminée par des roches crustales, en particulier des gneiss riches en sulfures issus de matière organique représentant des sédiments déposés à la marge du craton. Plusieurs sous-zones, qui s'étalent sur plus de 4 km, montrent des concentrations de nickel-cuivre magmatique (figure 5.15) : une concentration massive, l'ovoïde, est la plus riche et se situe à la base d'une troctolite. Le liquide silicaté était riche en MgO (> 8 %). Le facteur R est évalué à 200, soit 200 fois plus de liquide silicaté que de liquide sulfuré. La minéralisation reflète donc la cristallisation fractionnée du magma (Naldrett, 2004); la concentration des sulfures se ferait à la faveur de zones de turbulence dans des conduits magmatiques à géométrie complexe.

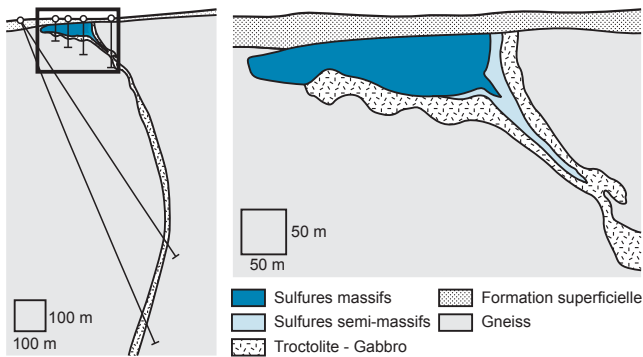


Figure 5.15 - Coupe de l'ovoïde de sulfures du gisement de Voisey's Bay au niveau de la section 1400E, et coupe montrant la géométrie de l'intrusion de troctolite-gabbro en profondeur (d'après Evans-Lamswood *et al.*, 2000).

On connaît des indices comparables dans l'anorthosite de Suwalki (Pologne), à Okiep (Namaqualand, Afrique du Sud) et dans le craton de Kimberley (Australie occidentale). Okiep est un gisement atypique riche en bornite, parfois interprété comme issu du métamorphisme de minéralisations magmatiques.

5.1.5 Ophiolites à chrome et platinoïdes

La chromite est un spinelle de composition théorique FeCr_2O_4 , soit 68 % de Cr_2O_3 . C'est le seul minerai de chrome. Cependant, sa composition est variable à cause des possibles remplacements de Cr^{3+} par Fe^{3+} et de Fe^{3+} par Al^{3+} . De sa composition dépend son utilisation. La chromite à forte teneur en chrome ($> 46\%$ Cr_2O_3) avec un rapport $\text{Cr}/\text{Fe} > 2$ est de qualité métallurgique et sert de minerai de chrome; les aciers inoxydables contiennent 16 % de chrome en moyenne. Cette chromite représente 80 % de la chromite extraite dans le monde. Une chromite qui contient de 40 à 45 % de Cr_2O_3 avec un rapport Cr/Fe compris entre 1,5 et 2 est dite de qualité chimique et employée pour le traitement du cuir, de la laine, pour la fabrication des insecticides, et pour les pigments verts et jaunes dans les peintures, les encres et les plastiques. La chromite de qualité réfractaire possède, au contraire, une forte teneur en Al_2O_3 (plus de 20 %) et contient plus de 60 % de $\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$. Elle sert à la fabrication de briques et autres matériaux réfractaires résistant aux hautes températures, destinés à la sidérurgie.

Bien que l'essentiel de la production de chromite provienne des complexes ignés lités, les chromites ophiolitiques sont exploitées en particulier le long de la suture alpine, en Albanie, Grèce, Turquie, Iran et Pakistan. On exploite également des chromites podiformes au Kazakhstan (Kempirsai, dans le Paléozoïque du sud de l'Oural), en Russie (Soransovsky), dans le Précambrien de Madagascar (Andrimena), au Zimbabwe (Belingwe) et aux Philippines. Dans ce dernier pays, sur l'île de Luzon, le complexe de Zambales produit à la fois des chromites métallurgiques (Acoje) et réfractaires (Coto, le plus grand dépôt mondial). La chromite a été exploitée dès 1884 en Nouvelle-Calédonie, à Mont Dore et Nakéty (photo f, planche 7). Le gisement de Tiébaghi, découvert en 1877, a produit 3,3 Mt d'une chromite très riche en chrome (54 % Cr_2O_3) lors de son exploitation entre 1902 et 1990 (cf. figure 9.12).

Les ophiolites renferment très souvent des corps de chromite à morphologie complexe, au voisinage du contact manteau supérieur-croûte océanique (figure 5.16). Ces gisements apparaissent depuis la fin de l'Archéen (Li *et al.*, 2002). On distingue deux types d'ophiolites : les ophiolites lherzolitiques, liées à un manteau appauvri (MORB riche en TiO_2) à chromites pauvres en chrome, et les ophiolites harzburgitiques associées aux arcs insulaires et aux bassins marginaux,

plus pauvres en TiO_2 , mais à chromites riches en chrome. Les gisements de chromite sont situés sur deux sites : (1) dans des niveaux stratiformes déformés au sein des dunites, principalement des harzburgites, et (2) sous forme podiforme dans les tectonites mantelliques (Bouladon, 1986). Les corps de chromite, ou chromitites, sont constitués de chromite, de serpentines interstitielles, d'olivine (forstérite) et d'orthopyroxènes magnésiens (enstatite) serpentinisés, de magnétite et de sulfures de nickel (pentlandite notamment).

Les chromites stratiformes sont encaissées dans les dunites, à la base des cumulats ultramafiques, au-dessus de l'unité tectonique, donc au-dessus du manteau (Moho pétrographique), mais sous le Moho sismique. Elles sont souvent de type chromites réfractaires, riches en aluminium et pauvres en chrome (figure 5.17). On observe des restes de structures cumulatives. Ces dépôts de

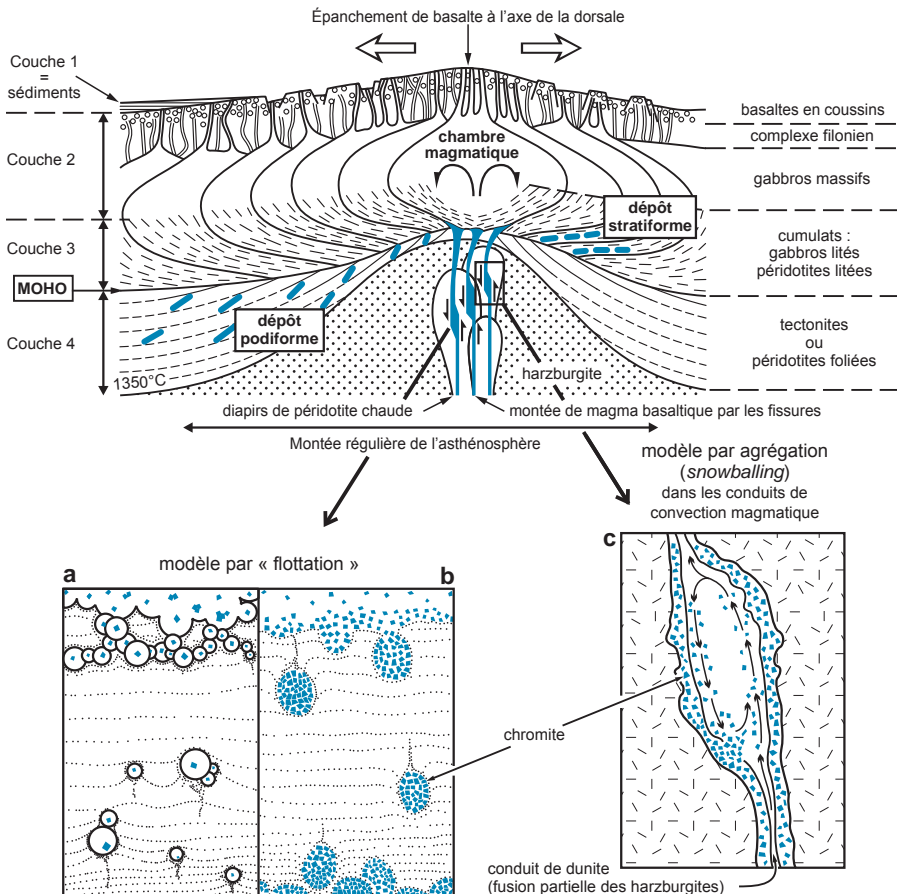


Figure 5.16 - Coupe de la croûte océanique au niveau d'un rift avec position des gisements de chromite, et mécanismes proposés pour la genèse dans les conduits de convection magmatique des chromitites podiformes. Le modèle par « flottation » (Matseev et Ballhaus, 2002, repris par Cawthorn *et al.*, 2005) privilégie la remontée de bulles fluides nucléées sur un petit grain de chromite au sein d'un magma cristallisant. L'accumulation des bulles de fluides entraîne une pelletisation des grains de chromite jusqu'à former des nodules polycristallins dont le poids entraîne la sédimentation par gravité et la formation de chromitite. Le modèle par agrégation, ou *snowballing* (Lago *et al.*, 1982) propose le développement de cellules de convection dans l'ouverture en *pull-apart*, entraînant une nucléation des grains de chromite, une remontée par effet Bagnold, et un brassage provoquant une accretion jusqu'au dépôt de grains devenus trop lourds.

chromite ressemblent à ceux des complexes stratifiés, mais ils se forment dans un contexte tectonique instable, marqué par des arrivées de magmas différenciés et de chromites orbiculaires.

Les chromites podiformes sont situées dans les dunites des tectonites de base (harzburgites intramantelliques, correspondant à du manteau appauvri) : les chromites sont alors de qualité métallurgique, riches en chrome et pauvres en aluminium et, parfois, enrichies en platine. Les corps de chromite podiforme occupent des zones de transtension qui correspondent à des élargissements des ouvertures de conduits magmatiques (Leblanc et Nicolas, 1992). Initialement discordants, ils se parallélisent progressivement avec la déformation ductile (Cassard *et al.*, 1981). Les amas de chromite sont alignés selon la foliation de la masse harzburgitique, souvent en crayons. Ces corps de chromite sont déformés irrégulièrement; leur taille varie de 5 à 1200 m de long et de 1 à 130 m de puissance, avec des tonnages variant de 10 t à 10 Mt.

La composition des chromites est contrôlée principalement par la composition de son magma parent et reflète le degré de fusion partielle des péridotites, dépendant de celle du clinopyroxène. Elle peut aussi être modifiée au cours de son refroidissement au stade subsolidus ou au cours du métamorphisme (Barnes, 2000). Le simple équilibre cotectique du magma ne permettant pas d'obtenir les concentrations de chromite observées, plusieurs mécanismes capables de former des cristallisations enrichies ont été proposés : addition de silice, mélange de magmas, augmentation de la fugacité en oxygène au cours de la cristallisation, ou augmentation de la pression totale. Tous les processus peuvent se combiner : ainsi, l'assimilation de formations de fer ajoute de la silice et oxyde le magma. L'arrivée d'une phase fluide riche en volatils peut transformer radicalement le comportement de la chambre magmatique et sa cristallisation fractionnée : c'est un modèle probable pour les gîtes de chromite dans les ophiolites harzburgitiques. En effet, dans ces zones d'arrière-arc, il y a davantage de volatils disponibles, ce qui permet une fusion partielle des basaltes plus importante que dans les zones de rift médio-océanique, et entraîne une différenciation du chrome et des EGP. Les concentrations de chromite se formeraient soit par

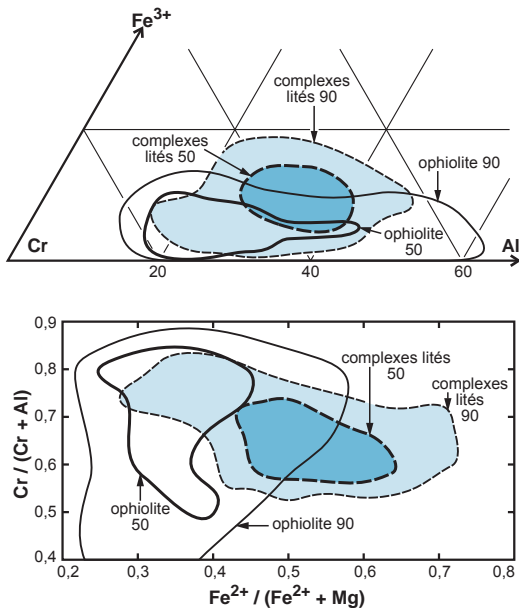


Figure 5.17 - Variations de compositions des chromites issues des complexes lités et des ophiolites. Les lignes contourant 50 % et 90 % des analyses sont figurées (d'après Barnes et Roeder, 2001).

agrégation-pelletisation et sédimentation dans des conduits magmatiques (modèle *snowballing*), soit par flottation puis agrégation et sédimentation (Matseev et Ballhaus, 2002) (figure 5.16).

L'exploration régionale repose sur une bonne connaissance de la stratigraphie des ophiolites, en se focalisant sur la recherche de dunite sous les gabbros. En géophysique, seule la magnéto-métrie semble avoir été efficace. La prospection des volantes est fructueuse le plus souvent (Oman), de même que la prospection alluvionnaire. À l'échelle plus locale, on observe des modifications structurales au voisinage des corps minéralisés qui peuvent présenter une position en échelon. La géochimie est peu utilisée, mais les teneurs en chrome de la racine du génévrier yougoslave ont donné des résultats (!).

5.2 Gîtes du plutonisme intermédiaire à felsique

La croûte continentale est fortement différenciée et enrichie en éléments incompatibles par rapport au manteau. Elle a une composition moyenne d'andésite (61 % SiO₂), mais elle apparaît fortement stratifiée avec une croûte inférieure plus mafique et une croûte supérieure, plus felsique, marquée par le plutonisme.

Les granitoïdes naissent par fusion partielle de la croûte continentale ou par différenciation de magma mantellique. Dans le premier cas, la fusion est provoquée à sec par sous-placage de magma basaltique, ou plus rarement par fusion humide de la croûte continentale durant la relaxation thermique de zones orogéniques épaissies (figure 5.18). Le magma remonte soit par diapirisme, soit rapidement le long de fractures. Sa mise en place se fait par arrivées successives de corps magmatiques souvent tabulaires (Petford *et al.*, 2000). La fusion initiale générée par le plongement de la croûte océanique amène la production de magmas chauds de composition mafique. L'injection multiple de dykes et sills gabbroïques dans la croûte profonde provoque une seconde fusion mélangeant les matériels crustaux et mantelliques et donnant des magmas hybrides : c'est la zone MASH (*Melting Assimilation Storage Homogenization*) (Hildreth et Moor bath, 1988). Cette fusion étagée à magmas hybrides va donner naissance à des porphyres cuprifères dans le batholite de la croûte supérieure et à des gisements épithermaux en surface et subsurface (figure 5.18).

Les granitoïdes naissent à différents niveaux de la croûte. Suivant le matériel initial, on peut distinguer quatre grands types de sources, selon la classification alphabétique de Chappel et White (1974) (tableau 5.2). Les lignées les plus abondantes sont de type I, originaire des roches ignées ou de la croûte inférieure, et de type S, dérivé par anatexie d'un protolite sédimentaire ou supra-crustal. Les granitoïdes de type I sont souvent des tonalites ou des diorites quartziques passant à des granodiorites, plutôt oxydées, tandis que les granitoïdes de type S, sont des monzonites quartziques et des diorites, et sont peralumineux et réduits. Les types A et M sont des variantes du type I. Cette classification a été affinée en y reconnaissant six types (Barbarin, 1999) :

- deux types de granitoïdes d'origine crustale. Ce sont les MPG (*Muscovite Peraluminous Granitoid*) à muscovite et biotite, et les CPG (*Cordierite-bearing Peraluminous Granitoid*);
- deux types de granitoïdes calco-alkalins d'origine mixte croûte-manteau. Ce sont les ACG (*Amphibole-rich Calc-alkaline Granitoid*), riches en calcium et pauvres en potassium, où la participation mantellique domine, et les KCG (*K-feldspar porphyritic Calc-alkaline Granitoid*), pauvres en calcium et riches en potassium, où la croûte est dominante;

- deux types de granitoïdes d'origine mantellique. D'abord, un type alcalin, les PAG (*Peralaline and Alcaline Granitoid*), pauvres en aluminium et calcium mais riches en sodium et potassium. Puis, un type « tholéïitique », les ATG (*Arc Tholeiitic Granitoid*), essentiellement des tonalites et des diorites des arcs volcaniques et des marges actives, et intégrant les rares RTG (*Ridge Tholeiitic Granitoid*) associés aux roches mafiques en contexte de rift.

De très nombreux gisements sont associés au plutonisme felsique. Il s'agit, principalement, de gîtes de métaux de base (cuivre, plomb, zinc, etc.), de métaux précieux (or, argent) ou de métaux rares (étain, tungstène, molybdène, lithium, uranium, etc.). Il existe une relation génétique entre la nature du magma et celle des minéralisations associées. Deux facteurs semblent

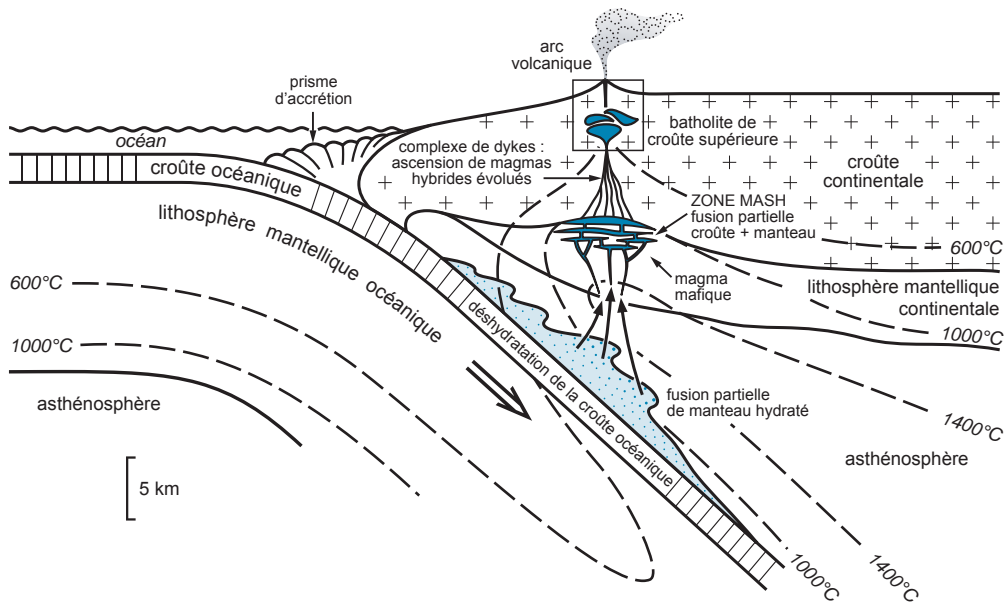


Figure 5.18 - Genèse de magma en zone de subduction. La fusion initiale générée par le plongement de la croûte océanique amène la production de magma chaud de composition mafique. L'injection multiple de dykes et de sills gabbroïques dans la croûte profonde provoque une seconde fusion mélangeant le manteau et la croûte profonde et donnant des magmas hybrides : c'est la zone MASH (*Melting Assimilation Storage Homogenization*, de Hildreth et Moorbath, 1988). Cette fusion étagée à magmas hybrides va donner naissance à des porphyres cuprifères dans le batholite de la croûte supérieure et à des gisements épithermaux en surface et subsurface. L'encart correspond à la figure 5.20 (d'après Richards, 2003).

Tableau 5.2 - Grandes lignées granitiques et métaux associés (d'après Pitcher, 1983).

Lignée	S	I	M	A
Matériel	sédimentaire	igné (magmatique)	mantellique	alcalin
Géodynamique	chaîne de collision	cordillère (zones de subduction)	rift océanique	rift continental
Nature	leuco-monzogranite	tonalite, diorite à monzonite porphyrique	plagiogranite, gabbro	granite rapakivi, syénite, anorthosite
Volcanisme associé	rhyolite	andésite et dacite	basalte et andésite	volcanisme bimodal à dominante felsique
Contexte	réducteur	oxydant	oxydant ?	oxydant
Métaux associés	Sn, W, Mo, F, U (granophile)	Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Mo	Au, Cu	Fe, Cu, TR, Au, Nb, Sn, Ta, F
Profondeur	5-12 km	3-9 km	5 km	0-5 km

les plus importants : l'état d'oxydation du magma et son degré de différenciation (figure 5.19). Les magmas oxydés de la série à magnétite (Ishihara, 1977), de type I, montrent des minéralisations en cuivre et or, tandis que les magmas plus réducteurs à fortement réduits, de type S, produisent des minéralisations en étain. Le molybdène est associé à des plutons plus fractionnés, tandis que le tungstène semble lié à des granites plus réduits que ceux à molybdène, mais moins oxydés que ceux à étain. Ces associations reflètent l'origine magmatique d'une partie des métaux et des fluides hydrothermaux. Au cours de sa différenciation depuis les termes dioritiques vers des termes plus felsiques, le magma expulse par exsolution des fluides directement associés à l'évolution des intrusions. Ces fluides magmatiques contribuent aux apports métalliques surtout s'ils sont riches en ligands comme le chlore, capable de transporter les métaux. Ces gisements de Sn-W-Mo associés étaient autrefois désignés sous les termes de gîtes de type « départ acide » ou « granophile ».

Par ailleurs, des fluides d'origines plus variées, parfois météorique, sont mis en mouvement convectif dans l'encaissant par la chaleur du pluton (Norton, 1984). Ces fluides peuvent mobiliser des éléments des roches encaissantes, et concernent les épisodes tardifs des gisements porphyriques, notamment les phases de rétro-morphose tardive et, bien sûr, les phénomènes d'oxydation de surface. Dans les deux cas, la masse de fluide mobilisée est inférieure ou égale à celle du pluton (Elder, 1981); les fluides présentent un contenu très variable en éléments métalliques, emprunté aux roches encaissantes ou issu du magma lui-même. Les granites issus de fusion crustale pourront hériter des métaux déjà concentrés dans leur environnement.

Les principaux éléments volatils dans les magmas felsiques sont l'eau, le chlore et le CO_2 . Le contenu minimum en eau des magmas peut être estimé à partir de la présence de phases hydratées telles que la muscovite, la biotite, ou la hornblende qui contiennent respectivement 7,4 %, 3,3 % et 2,7 % d'eau. Avec l'apatite, ces minéraux permettent d'estimer le contenu en volatils du magma.

Le transport des métaux aurait lieu sous forme de complexes chlorurés, sulfurés ou organiques, en phase liquide ou gazeuse. Le chlore est le principal ligand des métaux, mais son abondance est très variable (rapport $\text{Cl}/\text{H}_2\text{O}$ allant de 0,01 à 0,1). Il est plus abondant dans les magmas de type I que dans ceux de type S, une différence qui dépendrait de la source, les premiers étant dérivés de la fusion de croûte océanique percolée par l'eau de mer. Une augmentation du contenu en soufre s'observe généralement avec la baisse de température.

La solubilité du CO_2 est dix fois plus faible que celle de l'eau dans les magmas felsiques (Giggenbach, 1997), et le CO_2 commence à s'exsoler en formant des vésicules à plus forte pression. Il s'échappe sous forme gazeuse dès 20 kbar (70 km) pour un magma riche en CO_2 (1 %), et vers 2 kbar (de 7 à 8 km) pour un magma plus pauvre en CO_2 (0,1 %).

Le dépôt des minéralisations peut s'effectuer selon plusieurs mécanismes : un refroidissement, une baisse de pression pouvant entraîner une ébullition, un mélange avec d'autres fluides, ou un effet de réaction avec des roches. Si la perméabilité est plus faible, le refroidissement présente un caractère conductif.

La morphologie des gisements associés aux intrusions est très variée : pegmatites, greisens, filons, skarns et mantos, épithermaux et porphyres (figure 5.20). Elle dépend de la perméabilité de l'encaissant et des intrusions au moment de la circulation des fluides (diffuse ou fissurale, faible ou forte) et du rapport de forces existant entre la pression fluide et la pression lithostatique. Ces gisements s'inscrivent très souvent au sein de zonalités régionales qui fossilisent l'évolution

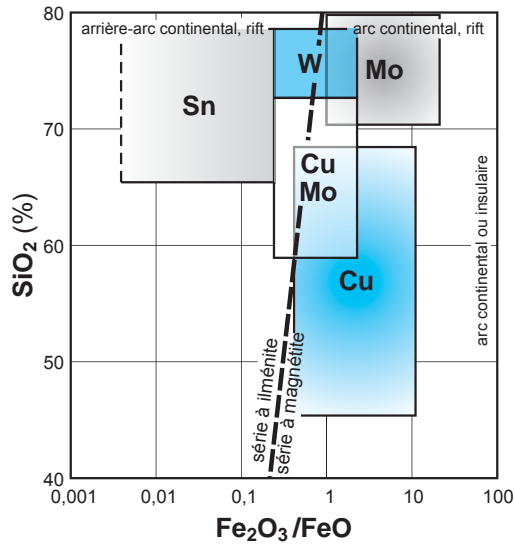


Figure 5.19 - Potentiel métallique des granitoïdes en fonction de leur caractéristique d'oxydoréduction et de leur fractionnement. On utilise ici le rapport en $\log \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ pour le premier paramètre et la teneur en silice pour le second. On peut utiliser également la teneur en rubidium pour exprimer le fractionnement. Le diagramme reporte également les grands domaines géodynamiques de genèse des granitoïdes et les séries à ilménite et à magnétite.

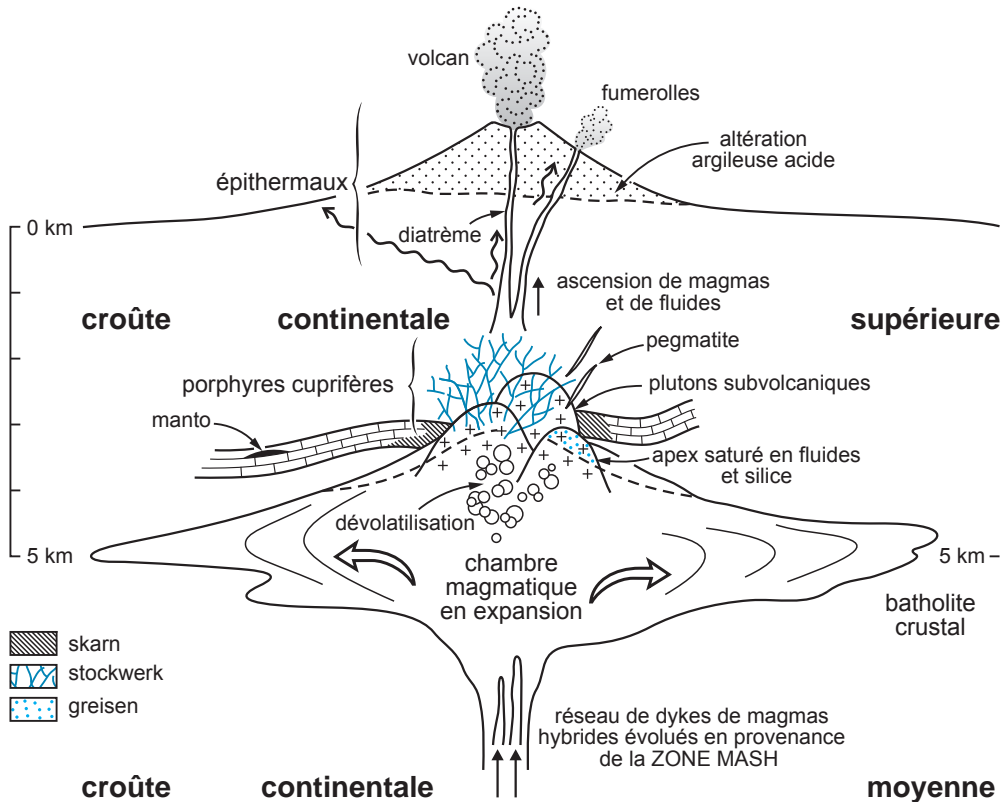


Figure 5.20 - Modèle de genèse des porphyres cuprifères dans le batholite de la croûte supérieure (voir cadre plus large de genèse sur la figure 5.18). On remarque la position des porphyres à l'apex du batholite, en liaison avec des intrusions polyphasées et emboîtées, où les aplites et les textures miarolitiques et microgrenues sont fréquentes. Les fluides et magmas qui s'échappent et atteignent la surface peuvent donner des gisements épithermaux (d'après Richards, 2003; Candela et Piccoli, 2005).

en température, en Eh, en pH, et la composition chimique des circulations hydrothermales. Les métaux sont plus ou moins mobilisés selon la température. On distingue ainsi des métaux déposés à température élevée ($> 300\text{ }^{\circ}\text{C}$: Sn, W, Mo), à température moyenne (Cu, Zn, Ni, Co) et à relativement basse température (de 100 à $200\text{ }^{\circ}\text{C}$: Pb, Hg, U, Ba, F). Certains métaux, tels que l'or, l'argent et l'antimoine, sont mobiles à des températures variées. La nature des minéraux peut également dessiner une zonalité pour un même élément. Par exemple, l'étain s'exprime sous une forme oxydée (cassitérite) à haute température, et sous une forme sulfurée (stannite) à basse température; le fer s'exprime sous différentes espèces selon les conditions du milieu (magnétite / pyrrhotite / pyrite / marcasite). Des perturbations peuvent apparaître dans ces schémas de zonalité, en particulier par télescopage entre différentes pulsations hydrothermales.

La majeure partie des systèmes hydrothermaux actuels de haute énergie est associée au volcanoplutonisme intermédiaire à felsique, en particulier dans les zones de collision (Elder, 1981). On a ainsi découvert des intrusifs sous les champs géothermaux actifs de Larderello (Italie), de Geysers (Californie) ou de Kakkonda (Japon) (figure 5.21). Les systèmes fossiles ont produit de

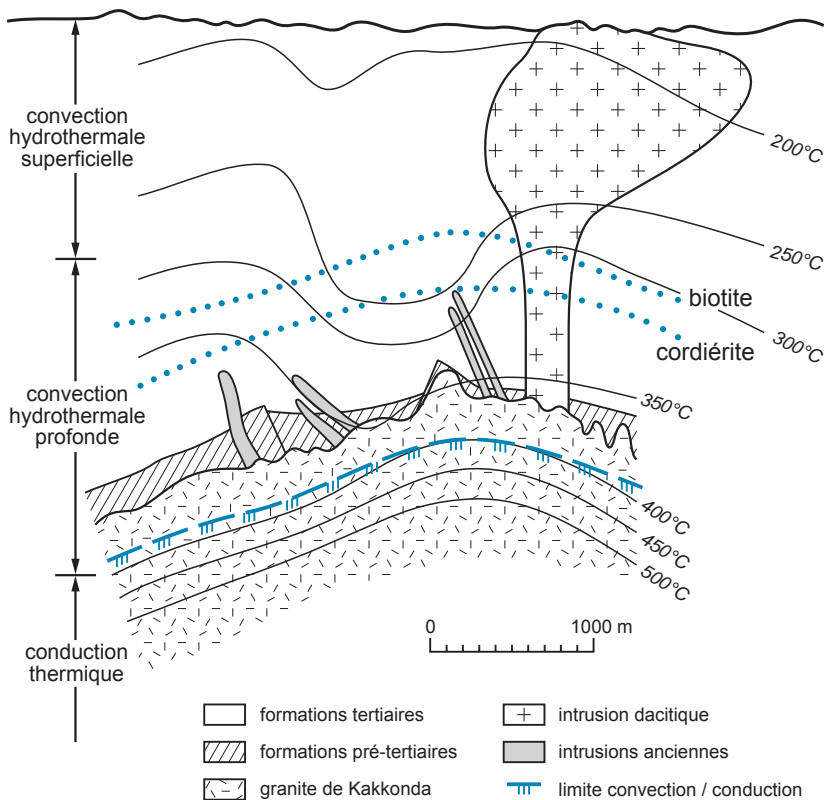


Figure 5.21 - Coupe du système géothermal de Kakkonda, Japon. Le système illustre les trois zones thermiques autour d'un granite : une zone de conduction profonde, actuellement au sein du granite en cours de refroidissement, une zone de convection hydrothermale profonde, sous l'isograde à biotite, dominée par les fluides magmatiques, et une zone de convection hydrothermale superficielle, avec descente des fluides météoriques (d'après Sasaki *et al.*, 2003).

nombreuses concentrations métallifères en relation avec des intrusifs qui sont depuis longtemps considérés comme des vecteurs métallogéniques très importants. Ils concernent la plupart des métaux de base et précieux.

5.2.1 Pegmatites granitiques à métaux rares

Les pegmatites sont des roches magmatiques silicatées à gros grains qui correspondent aux produits de fin de cristallisation des magmas enrichis en éléments volatils : H_2O , CO_2 , F, Cl, B. Les plus fréquentes se rencontrent en association avec le magmatisme felsique (planche 8), d'autres, plus rares, avec le magmatisme mafique : on utilise alors le terme de pegmatoïdes. Dans ce chapitre, seules les premières, couramment dénommées pegmatites granitiques, seront traitées (Cerny, 1991; Cerny *et al.*, 2005).

Une pegmatite est composée principalement de quartz, feldspaths (microcline et albite sous son faciès cleavelandite) et micas, avec de nombreux minéraux accessoires souvent à valeur économique. Les principaux sont le béryl (Be), la cassitérite (Sn), la molybdénite (Mo), le spodumène, la pétalite, le lépidolite et l'amblygonite (Li), la columbite, le pyrochlore et la tantalite (Nb, Ta), la pollucite (Cs), ainsi que divers minéraux d'uranium, de thorium et de terres rares (allanite, monazite, etc.), et plusieurs phosphates. Ces métaux occupent une place de choix dans les nouvelles technologies, que ce soit la métallurgie des métaux légers (Be, Li, plus léger que l'eau), des métaux résistants (tantale, inaltérable et opaque aux radiations), ou le domaine de l'énergie (niobium pour les supraconducteurs, lithium pour les piles). De ce fait, les pegmatites revêtent une importance économique pour ces métaux, ainsi que pour le césium, le rubidium et le gallium. Cependant, bien que le béryllium ait été autrefois extrait des pegmatites qui ont fourni des cristaux de béryl de très grande taille (7 mètres pour 18 tonnes à Albany, Maine, et un cristal record de 18 mètres de long pour 470 tonnes à Malakialina, Madagascar), ce métal est maintenant surtout fourni par la bertrandite du gisement volcanique de Spor Mountain et il sera traité au chapitre 6. On exploite aussi les pegmatites pour leurs constituants principaux : les feldspaths pour la céramique, les micas comme isolants, le quartz pour son caractère piézo-électrique. Enfin, les pegmatites peuvent contenir plusieurs sortes de gemmes, en particulier des variétés précieuses de béryl (aigue-marine, bleu-vert; morganite, rose; héliodore, jaune; plus rarement émeraude), des topazes et des tourmalines.

On peut distinguer quatre types principaux de pegmatites felsiques selon leur profondeur de formation (figure 5.22; tableau 5.3) :

- les pegmatites abyssales (> 11 km). Ce sont des mobilisats et des leucosomes anatectiques dans des terrains au faciès amphibolite ou granulite, encaissées par des schistes à sillimanite et disthène; elles sont riches en Ca, Ba, Sr, Mg, Fe, mais généralement sans intérêt sur le plan économique;
- les pegmatites profondes (de 7 à 11 km), à muscovite, conformes à la foliation, rarement minéralisées, mais qui peuvent produire des feldspaths et de la muscovite (photo e, planche 8). On les a parfois considérées comme résultant d'un métamorphisme de haute pression, encaissées par des schistes à grenat almandin et disthène; elles peuvent contenir des concentrations en Th, U, Nb-Ta, Zr ou Ti;
- les pegmatites de profondeur moyenne (de 3,5 à 7 km), à éléments rares, de basse pression, avec des terres rares et des minéralisations en éléments lithophiles (Li, Rb, Cs, Be, Ta, Sn, etc.), encaissées par des schistes à cordiérite-andalousite et associées à des granites

allochtones. Les teneurs sont souvent assez basses, de l'ordre de 0,02 % Ta_2O_5 , 0,05 % BeO et 1 % Li_2O ;

- les pegmatites miarolitiques, à gemmes, associées aux coupoles épizonales à subvolcaniques (de 1,5 à 3,5 km) dans des zones faiblement métamorphiques; elles contiennent du quartz pur pour usage piézo-électrique, du béryl parfois précieux, de la topaze et, parfois, de la fluorine de qualité optique.

Les gisements sont presque tous liés aux pegmatites de profondeur moyenne, que la géochimie permet de scinder en deux grands groupes : un premier à Nb, Y et F (NYF, ou pegmatites à terres rares), à affinités alcalines, et un second à Li, Cs et Ta (LCT), associés à des intrusions de type S (Cerny, 1991). Le premier groupe comporte le gisement d'uranium de Rössing, en Namibie, le second des gisements tels que Greenbushes et Wodgina en Australie, Tanco au Canada, Keketuahai en Russie, Bikita et Kamativi au Zimbabwe, ou Kenticha en Éthiopie. Sur une base minéralogique, Cerny et Ercit (2005) ont distingué cinq grandes familles de pegmatites : (1) à terres rares, allanite, monazite ou gadolinite; (2) à béryl, columbite, ou phosphates,

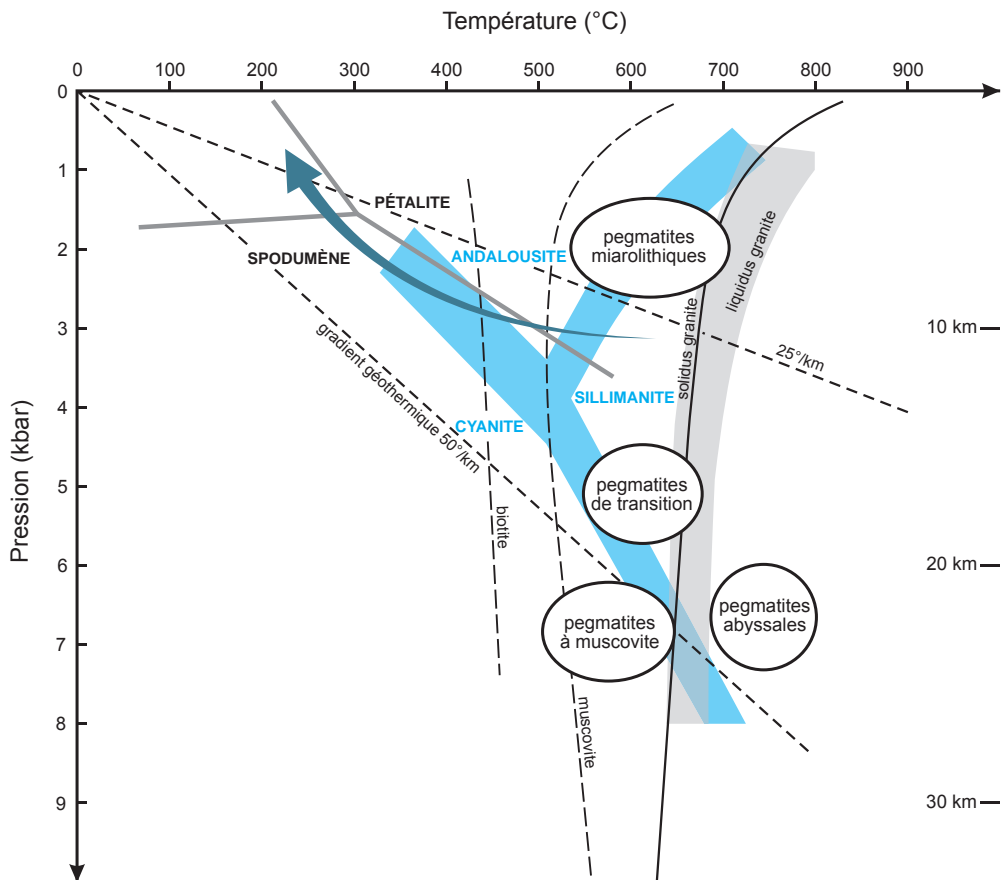


Figure 5.22 - Diagramme pression-température montrant la position des différents types de pegmatite vis-à-vis du point triple des silicates d'alumine et de différents gradients géothermiques. La flèche indique un chemin de refroidissement post-orogénique en contexte de basse pression. Les pegmatites de transition désignent les pegmatites de profondeur moyenne, à éléments rares.

à potentiel en terres rares, yttrium et uranium; (3) complexes, à spodumène, pétalite, lépidolite, elbaïte ou amblygonite, à potentiel en Be, Li, Rb, Cs, Be, Ta; (4) à albite et tantalite; et (5) à albite et spodumène, à potentiel en lithium et étain (tableau 5.4).

Il ne semble pas exister d'époque métallogénique particulière pour les pegmatites : on en connaît depuis l'Archéen précoce du Swaziland (3 Ga), dans les granites hyperalumineux fin-archéens en Abitibi (Preissac-Lacorne à Li, Mo, Be; photo c, planche 8), au Protérozoïque dans le Grenville (U, Th, Mo, de Mont-Laurier), ou associés aux leucogranites de la chaîne hercynienne de l'Europe et du Cénozoïque.

La morphologie des corps pegmatitiques dépend de nombreux facteurs : la profondeur de mise en place, le contexte structural et la compétence de l'encaissant. Les pegmatites forment généralement des corps de petites dimensions (moins d'une centaine de mètres) à l'exception de quelques « monstres » comme les pegmatites à terres rares de Tanco (Manitoba; 1,9 Mt à 0,2 % Ta₂O₅ et 6,5 Mt à 2,75 % Li₂O), à lithium de Bikita (Zimbabwe; 10,8 Mt à 3 % Li₂O), ou de Greenbushes (Australie; 42 Mt à 2,93 % Li₂O). Leur morphologie est souvent complexe, en

Tableau 5.3 - Grands types de pegmatites et exemples de gisements de pegmatites à métaux rares. Les tonnages des gisements (production + réserves) sont indiqués en millions de tonnes (Mt) et en teneurs moyennes. Ces chiffres sont indicatifs, les sources consultées donnant des chiffres parfois différents. Ils sont de plus susceptibles d'évolutions pour les gisements en exploitation, les tonnages de réserves augmentant lors de découvertes d'extensions des gisements, et les teneurs de coupure étant revues en cas de variations notables des cours, ce qui entraîne une variation des tonnages de réserves et des teneurs moyennes (d'après Cerny *et al.*, 2005).

Type	Conditions métamorphiques des roches hôtes	Liaison avec granites parents	Minéraux majeurs	Éléments mineurs
Pegmatites abyssales	faciès granulite à amphibolite supérieur 4-9 kbar (> 11 km) 700-800 °C	rare, association éventuelle avec granite migmatitique	quartz, feldspaths (microcline)	minéralisation rare à faible U, Th, Zr, Nb, Ti, Y, terres rares, Mo; B et Be rares
Pegmatites à muscovite	faciès amphibolite supérieur 5-8 kbar (7-11 km) 580-650 °C	rarement visible, bordure et périphérie de corps anatectiques	muscovite, feldspaths, quartz	minéralisation absente à rare à U, Th, Nb, Ta, Zr, Ti
Pegmatites à éléments rares	faciès amphibolite moyen à schistes verts supérieur 2-4 kbar (3,5-7 km) 500-650 °C	périphéries d'intrusions, rarement intérieur des intrusions	quartz, feldspath (albite, microcline), muscovite, biotite	minéralisation rare à abondante soit à Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn, Hf, Nb, Ta, B, P, F, soit à Be, Y, terres rares, U, Th, F et Nb > Ta
Pegmatites miarolitiques (gemmifères)	faciès schistes verts à contexte subvolcanique 1-2 kbar (1,5-3,5 km) < 500 °C	intérieur ou bordure d'intrusions plutoniques à subvolcaniques	quartz, feldspath, muscovite, biotite	minéralisation pauvre en B, Be, Li, Ta > Nb, F ou pauvre en Be, Y, terres rares, Ti, U, Th, Zr, Nb > Ta

Gisement	Taille et teneurs
Tanco (Manitoba, Canada)	1,9 Mt à 0,216 % de Ta ₂ O ₅ 6,6 Mt à 2,76 % Li ₂ O 0,3 Mt à 23,3 % Cs ₂ O 0,8 Mt à 0,20 % BeO
Preissac – Lacome (Québec, Canada)	19 Mt à 1,25 % Li ₂ O
Yellowknife (Territoire du Nord-Ouest, Canada)	13,9 Mt à 1,19 % Li ₂ O
Greenbushes (Australie occidentale)	28 Mt à 0,114 % Sn 0,043 % Ta ₂ O ₅ 0,031 % Nb ₂ O ₅ 33,5 Mt à 2,55 % Li ₂ O
Bikita (Zimbabwe)	10,8 Mt à 3 % Li ₂ O
Kamativa (Zimbabwe)	100 Mt à 0,114 % Sn et 0,603 % Li ₂ O
Uis (Namibie)	87 Mt à 0,134 % Sn
Manono – Kitotolo (République démocratique du Congo)	35 Mt à 1,3 % Li ₂ O
Foote, Kings Mountains, etc. (Caroline du Nord, États-Unis)	56,5 Mt à 1,5 % Li ₂ O

pipes, amas, ou lentilles. À Bikita, la zone à pollucite mesure 150 mètres de long; à Tanco, il existe de nombreux corps dont le plus gros mesure 175 mètres de long (figure 5.23).

La mise en place des pegmatites est contrôlée par des zones de fractures et elle résulte, le plus souvent, d'une fracturation hydraulique. Les pegmatites sont souvent plus abondantes dans les encaissants compétents recoupés par des failles majeures qui peuvent être marquées par des ruptures sédimentaires ou des grabens. Les pegmatites profondes peuvent occuper des zones en selles, conformes à l'encaissant, des fentes de tension, ou des zones d'ombres de pression.

Tableau 5.4 - Minéraux des pegmatites à éléments rares. En gras, les minéraux les plus fréquents pour chaque élément. La plupart de ces minéraux peuvent être des minerais; ceux en italiques sont des minerais plus occasionnels. La tourmaline n'est cependant pas un minerai de bore, élément extrait des borates.

Eléments	Minéraux
Si, Al, K, Na	quartz , microcline , muscovite , albite
B	tourmalines : schorl $\text{NaFe}_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{O},\text{F},\text{OH})_4$ <i>elbaïte</i> $\text{Na}(\text{Al},\text{Li})_2\text{Al}_5(\text{BO}_3)_2\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$
Be	béryl $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ béryllonite NaBePO_4 hamborgite $\text{Be}_2\text{BO}_3(\text{OH})$ bertrandite $\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$
F	fluorine CaF_2 topaze $\text{Al}_2\text{SiO}_5(\text{F},\text{OH})_2$ <i>cryolite</i> Na_3AlF_6
Li	spodumène $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ <i>pétalite</i> $\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$ lépidolite $\text{K}(\text{Li},\text{Al})_3(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{F},\text{OH})_2$ <i>bikitaïte</i> $\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}\cdot\text{H}_2\text{O}$ amblygonite $\text{LiAlF}(\text{PO}_4)$ <i>elbaïte</i> $\text{Na}(\text{Al},\text{Li})_2\text{Al}_5(\text{BO}_3)_2\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$ <i>triphylite</i> $\text{LiFe}(\text{PO}_4)$ <i>lithiophyllite</i> LiMnPO_4
Nb - Ta	« columbo-tantalite » : columbite $(\text{Fe},\text{Mn})(\text{Nb},\text{Ta})_2\text{O}_6$ et tantalite $(\text{Fe},\text{Mn})(\text{Ta},\text{Nb})_2\text{O}_6$ <i>microïte</i> $(\text{Ca},\text{Na})_2\text{Ta}_2\text{O}_6(\text{O},\text{OH},\text{F})$ pyrochlore $(\text{Na},\text{Ca})_2\text{Nb}_2\text{O}_7(\text{OH},\text{F})$ <i>euxénite</i> $(\text{Y},\text{Ca},\text{Ce},\text{U},\text{Th})(\text{Nb},\text{Ta},\text{Ti})_2\text{O}_6$ <i>fergusonite</i> YNbO_4
P	triplite $(\text{Mn},\text{Fe})_3(\text{PO}_4)(\text{F},\text{OH})$ triphylite $\text{LiFe}(\text{PO}_4)$ <i>amblygonite</i> $\text{LiAlF}(\text{PO}_4)$ <i>éosporite</i> $\text{MnAl}(\text{PO}_4)(\text{OH})_2\cdot\text{H}_2\text{O}$ <i>childrenite</i> $\text{FeAl}(\text{PO}_4)(\text{OH})_2\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ lithiophyllite LiMnPO_4
Rb, Cs	pollucite $(\text{Cs},\text{Na})\text{AlSi}_2\text{O}_6\cdot n\text{H}_2\text{O}$ lépidolite (Cs) <i>microcline</i> (Rb)
Sc	<i>thortvéïtite</i> $(\text{Sc},\text{Y})_2\text{Si}_2\text{O}_7$
Sn	<i>cassitérite</i> SnO_2
Terres rares (Ce, La, Gd, Sm, Nd, Dy, etc.) et Y	<i>aeschynite</i> $(\text{Ce},\text{Ca},\text{Fe},\text{Th})(\text{Ti},\text{Nb})_2(\text{O},\text{OH})_6$ <i>allanite</i> $(\text{Ce},\text{Ca})_2(\text{Al},\text{Fe})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$ monazite CePO_4 <i>xénotime</i> YPO_4 <i>euxénite</i> $(\text{Y},\text{Ca},\text{Ce},\text{U},\text{Th})(\text{Nb},\text{Ta},\text{Ti})_2\text{O}_6$ <i>gadolinite</i> $\text{Y}_2\text{FeBe}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$ <i>fergusonite</i> YNbO_4 <i>samarskite</i> $(\text{Y},\text{Ce},\text{Fe},\text{U})(\text{Nb},\text{Ta})\text{O}_4$
Ti	rutile TiO_2
U, Th	<i>uraninite</i> UO_2 <i>samarskite</i> $(\text{Y},\text{Ce},\text{Fe},\text{U})(\text{Nb},\text{Ta})\text{O}_4$ monazite $(\text{Ce},\text{La},\text{Nd},\text{Th})\text{PO}_4$ <i>xénotime</i> $(\text{Y},\text{Th})\text{PO}_4$ <i>fergusonite</i> $(\text{Y},\text{U},\text{Th})\text{NbO}_4$ <i>euxénite</i> $(\text{Y},\text{Ca},\text{Ce},\text{U},\text{Th})(\text{Nb},\text{Ta},\text{Ti})_2\text{O}_6$ <i>aeschynite</i> $(\text{Ce},\text{Ca},\text{Fe},\text{Th})(\text{Ti},\text{Nb})_2(\text{O},\text{OH})_6$
Zr	zircon ZrSiO_4

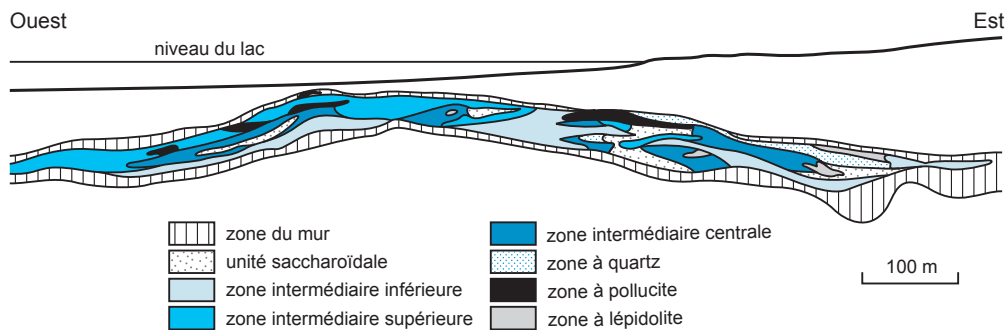


Figure 5.23 - Coupe de la pegmatite géante de Tanco, Manitoba. Les zones à pollucite peuvent se situer au centre ou sur les limites du corps pegmatitique (d'après Cerny *et al.*, 2005).

Les corps de pegmatite sont généralement zonés, avec quartz, feldspath, muscovite, quartz et tourmaline en cristaux fins aux épontes, puis une zone à grain moyen à quartz, mica et feldspaths, une zone à minéraux économiques parfois de grande taille (spodumène en cristaux de 12 mètres à la mine Etta, Dakota-du-Sud, amblygonite, pétalite) et, enfin, au cœur, du quartz grossier (Cameron *et al.*, 1949) (figure 5.24). Il peut exister des échanges géochimiques avec l'encaissant en bordure des corps pegmatitiques. Cette organisation minéralogique peut être perturbée par des mouvements syntectoniques cisailants durant le remplissage, et par des remplacements métasomatiques tardifs, en particulier l'albitisation des feldspaths potassiques. La différenciation est marquée par des variations du contenu en éléments rares (Nb, Ta, Cs, Rb, Th, Zr, U) et par les variations de certains minéraux typomorphes : la tourmaline, verte et rose, le béryl, d'abord jaune (variété héliodore), puis incolore (variété goshénite), puis rose en cristaux plats (variété morganite). Les altérations (feldspathisation, séricitisation, etc.) peuvent être marquées avec une extension, centimétrique à métrique, qui semble dépendre de l'encaissant.

À l'échelle régionale, les pegmatites dessinent souvent une zonalité, avec des faciès de plus en plus différenciés en s'éloignant du pluton (figure 5.25). Cette zonalité est mieux marquée dans le sens vertical que dans le sens horizontal. Ainsi, on a construit une séquence générale avec, du cœur vers la périphérie, des associations à : (1) magnétite-biotite; (2) plagioclase-microcline; (3) microcline-albite; (4) minéralisation à lithium-rubidium; (5) albite-spodumène, parfois minéralisée en Be, Ta, Sn; et (6) quartz à béryl, cassitérite et wolframite. Au sein d'une telle zonalité, les pegmatites à tantale sont associées à des zones de grandes complexités texturales et paragénetiques, avec une augmentation du fractionnement géochimique et une baisse du niveau métamorphique des roches encaissantes. Par ailleurs, certaines pegmatites originales sont associées à la rencontre d'éléments généralement distincts dans la croûte : les pegmatites à émeraude (un béryl vert à chrome et vanadium) du Brésil (Socoto) résultant de la rencontre d'un magma granitique évolué riche en béryllium et de roches ultramafiques.

La base de la croûte continentale est réputée pauvre en minéralisations économiques. Il s'agit, en effet, d'une zone de lessivage où les roches expulsent leurs éléments volatils et des éléments associés. Le seul type de minéralisations reconnues correspondrait à des concentrations en uranium associées à des fronts de migmatitisation marqués par des pegmatites profondes (Cuney *et al.*, 1992). On connaît des gîtes de ce type dans le Précambrien de Namibie (Rössing, chaîne Damara) et du Québec (Baie-Johan-Beetz). À Rössing, les roches sédimentaires carbonatées et volcaniques sont fortement métamorphosées et migmatitisées, et elles sont recoupées par six générations de dykes d'alaskites pegmatitiques à uranium syn- à post-tectoniques (photo g, planche 8).

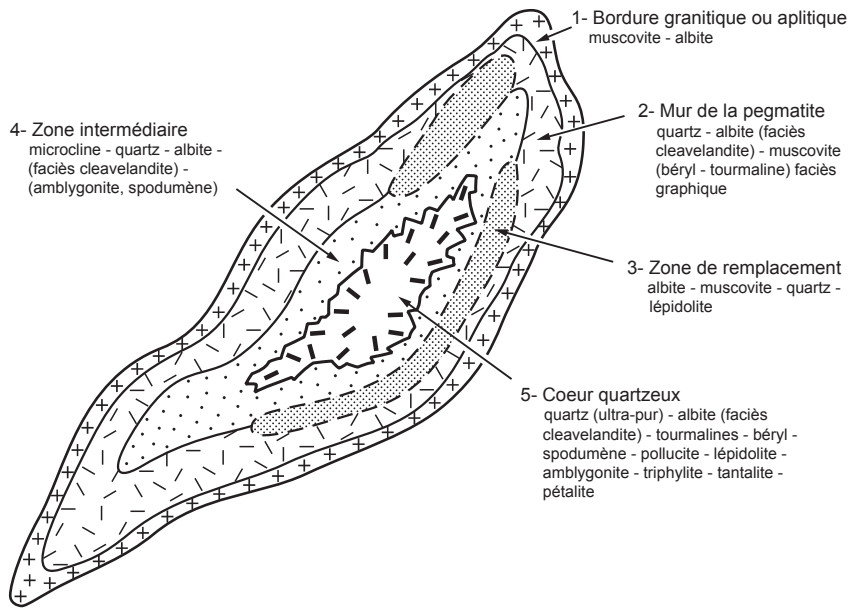


Figure 5.24 - Zonalité idéalisée dans une pegmatite à quartz et éléments rares. Les minéraux rares ou peu abondants sont entre parenthèses.

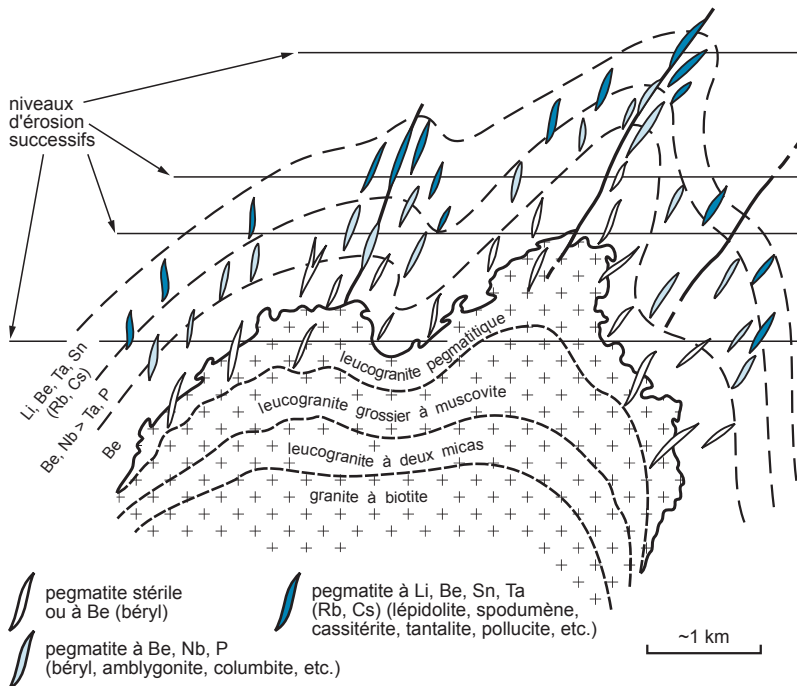


Figure 5.25 - Zonalité périgranitique idéalisée des filons de pegmatite autour d'un granite (les filons ne sont pas à l'échelle). On remarque la disposition concentrique des filons de pegmatite autour du toit irrégulier du batholite et la forte influence du niveau d'érosion sur la composition des filons affleurants (d'après Cerny *et al.*, 2005).

Le faciès favorable est caractérisé par du quartz fumé et contrôlé par la déformation développée au cours de la rotation d'un dôme plutonique (Basson et Grenways, 2004). Le gisement présente des teneurs moyennes d'exploitation de 450 ppm U_3O_8 , avec des réserves de 135 kt d' U_3O_8 . L'uraninite est à grain très fin et associée à de la biotite et du zircon. Une altération secondaire à uranophane, torbernite, carnotite et gummite est observée près de la surface et serait responsable d'enrichissements. L'uranium pourrait avoir été extrait des roches encaissantes par anatexie, puis enrichi par réduction occasionnée par l'assimilation de roches mafiques.

La formation des pegmatites résulte principalement de la différenciation magmatique. On observe, parfois, des intrusions successives de magmas, de plus en plus différenciées. Les pegmatites représentent une fraction résiduelle tardive d'un magma siliceux extrait d'une intrusion magmatique en fin de cristallisation. Cependant, il existe tous les intermédiaires entre des pegmatites correspondant à des mobilisations métamorphiques de l'encaissant (leucosomes) et des cristallisations fractionnées de magma silicaté. En présence de fluides, Cs, B, Be, K, Li, Nb, Ta, Sn sont des éléments incompatibles. Au cours de la cristallisation des pegmatites, les K_D de Si, K et Al évoluent et ces éléments, déjà fixés dans les minéraux, peuvent redevenir solubles et se concentrer dans la solution pour donner quartz et feldspaths potassiques. Dans les deux cas, la cristallisation en système quasi fermé permet de concentrer les éléments en trace qui deviennent presque majeurs dans les fluides résiduels, souvent hypersalins. Toutefois, les fluides associés aux pegmatites à Li-Cs-Ta sont de faible salinité (4 % éq. NaCl). Par ailleurs, la mobilisation du chrome pour générer des émeraudes nécessite des fluides riches en HF. Les pegmatites à béryl sont associées à des granitoïdes peralumineux ou alcalins. Ces granites ne sont pas particulièrement saturés en béryllium, et les pegmatites résultant donc de processus de cristallisation fractionnée évoluant de telle manière que l'enrichissement se poursuit même à basse température.

Les températures de cristallisation des pegmatites sont souvent inférieures au solidus des granites riches en eau, soit de 650 à 700 °C, et on mesure parfois des températures beaucoup plus basses (450 °C à Tanco, au Manitoba; 375 °C à Harding, au Nouveau-Mexique). Ces basses températures reflètent la présence de fondant, comme Li, B, P, H_2O ou de carbonates et indiquent une transition vers l'hydrothermal. Ce processus de transport du magma est vraisemblablement rapide, de l'ordre du millier d'années (Clemens et Mawer, 1992). À basse température, la cristallisation anarchique conduit à la formation de pegmatites graphiques.

Contrairement à ce que l'on a cru longtemps, la durée de cristallisation des pegmatites est assez brève, de l'ordre de quelques mois (London, 2006). La taille, parfois énorme, des cristaux résulterait du caractère dépolymérisé des magmas, devenant peu visqueux et permettant une forte mobilité des éléments.

Parfois, les pegmatites sont issues de fluides complexes, mettant en œuvre un métasomatisme hydrothermal tardif : ainsi, dans le gisement de Tanco (Manitoba) coexistent des fluides à hydrocarbures issus de la dévolatilisation de sédiments graphiteux et des fluides magmatiques.

En exploration régionale, l'une des meilleures approches est la géochimie des sédiments de ruisseaux, en particulier des fractions lourdes, mécaniquement résistantes (Trueman et Cerny, 1982). On observe également des enrichissements dans les argiles glacio-lacustres au moyen de techniques de lessivage enzymatique (Mo, W, In, Sn, Mn et Sr), et en biogéochimie. La lithogéochimie joue aussi un rôle essentiel. La recherche des granites fertiles, fractionnés, consiste à identifier des intrusions souvent leucocrates, de taille moyenne à petite (< 150 km²), post-orogéniques, sur des zones de faiblesse. Rb, Li (> 25 ppm), Cs et B forment des halos de dispersion primaire autour des corps de pegmatites. Les indicateurs géochimiques permettent une

typologie : Mg/Li (< 100) dans les muscovites, Li, Rb, Cs, K/Rb dans les feldspaths, Na, Li et Cs dans les béryls et Mg/Fe/Mn dans les grenats. À l'échelle locale, on utilisera les zonalités, les critères paragénetiques et le typomorphisme des minéraux : l'apatite bleue indique ainsi une minéralisation en Be, Nb-Ta; le spodumène vert colonnaire est limité aux pegmatites à lithium; les tourmalines sont noires dans les zones stériles (schorl), bleu-vert dans les zones albitisées à Sn-Nb-Ta (elbaïte variété indicolite) et roses (elbaïte variété rubellite) dans les pegmatites à Li, Cs, Rb. D'autres éléments, comme Li, Be, Sn dans les muscovites et le césium dans les feldspaths potassiques, peuvent donner des indications sur le potentiel métallique. Les rapports K/Cs et Rb/Sr, la teneur en sodium et l'anomalie en europium permettent de mesurer le fractionnement et de classer les différents types de pegmatites.

On peut aussi utiliser le béryllium et le chrome dans les sédiments de ruisseaux; le béryllomètre utilise une radiation gamma dans un appareil portable, capable de mesurer 0,01 % Be en quelques minutes. Bien que la gravité ait été utilisée à Tanco et que le magnétisme et l'électromagnétisme soient des indicateurs indirects, les pegmatites n'ont généralement pas de bonne réponse en géophysique.

5.2.2 Porphyres à cuivre-molybdène-or

Un porphyre minéralisé est un gisement disséminé à basse teneur associé à un système pluto-nique de faible profondeur (de 1 à 5 km), polyphasé, souvent mais pas toujours, avec des roches à texture porphyrique (d'où son nom), situé juste sous un volcan. Il est composé de petites intrusions polyphasées emboîtées (de 2 à 3 km de diamètre en moyenne), en général trois ou quatre, de diorite à monzonite quartzique, de granodiorite, parfois de tonalite, associés à des pyroclastites andésitiques. La notion est ancienne, perçue dès 1848 en Australie puis développée par Lindgren (1933) au Chili et en Arizona.

Les porphyres cuprifères sont liés au magmatisme calco-alkalin (série à magnétite) des zones de subduction dans des ensembles de monzogranite à texture subvolcanique avec des minéraux peu hydroxylés (hornblende, biotite). Les gisements apparaissent aussi bien dans les arcs insulaires, comme Panguna (île de Bougainville), et Batu Hijau (Indonésie), que dans les cordillères continentales, où les gisements existent jusqu'à 100 km de la côte andine (Gustafson et Hunt, 1975) (figure 5.26). La cordillère des Andes abrite de gigantesques gisements, parmi lesquels Bajo de la Alumbrera en Argentine, Chuquicamata, La Escondida, El Teniente (plus de 12 Gt de minerai), Rio Blanco-Los Bronces et Los Pelambres, tous au Chili, expliquant la position de leader mondial de ce pays dans la production de cuivre. Toutefois, de très grands gisements sont exploités également aux États-Unis (Bingham, Utah; photo g, planche 9), en Indonésie (Grasberg, le deuxième gisement d'or de la planète avec plus de 2500 tonnes de réserves exploitables), en Mongolie (Oyu Tolgoï), ou au Kazakhstan (Almalyk) (tableau 5.5).

Les intrusions superficielles occupent des zones de distension soumises à une remontée rapide du bâti; elles sont donc rapidement érodées. Cela explique que ces systèmes porphyriques sont souvent mésozoïques (Queensland, Colombie-Britannique) et, surtout, cénozoïques. On connaît cependant des porphyres dès l'Archéen, riches en or (Troilus, Malartic au Québec), et des porphyres à cuivre-molybdène dès le Protérozoïque (Vaikijaur en Suède, Liptako au Niger, Malanjkhand en Inde).

Les teneurs moyennes d'exploitation sont faibles : de 0,2 à 1,5 % Cu au maximum (soit quand même 100 fois le clarque du cuivre), de 50 ppm à 0,03 % (300 ppm) Mo et de 0,004 à 0,35 g/t Au. Par contre, les tonnages de minerai sont si énormes que les porphyres constituent souvent de très

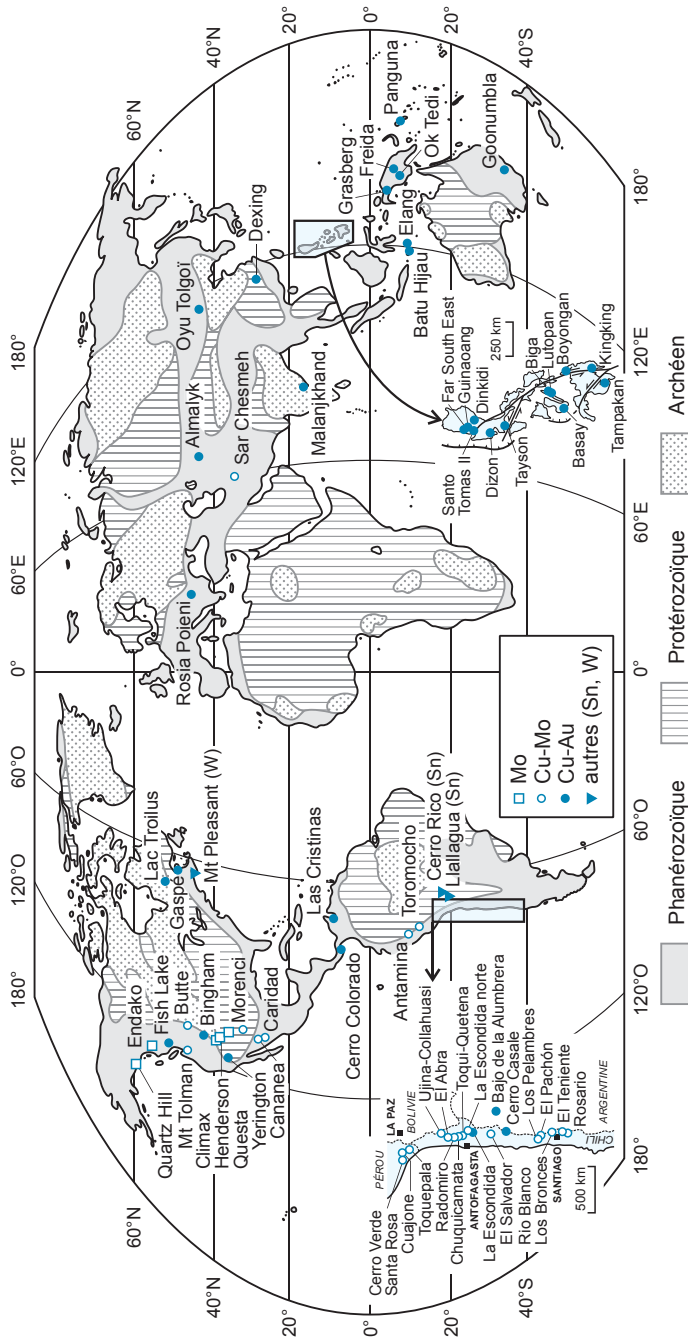


Figure 5.26 - Carte mondiale des principaux gisements porphyriques à cuivre, molybdène, or, étain et tungstène.

Tableau 5.5 - Principaux gisements porphyriques. Les tonnages (production + réserves) sont indiqués en millions de tonnes (Mt) et en teneurs moyennes. Ces chiffres sont indicatifs, les sources consultées donnant des chiffres parfois différents. Ils sont de plus susceptibles d'évolutions pour les gisements en exploitation, les tonnages de réserves augmentant lors de découvertes d'extensions des gisements, et les teneurs de coupure étant revues en cas de variations notables des cours, ce qui entraîne une variation des tonnages de réserves et des teneurs moyennes. nd = non disponible (tableau réalisé à l'aide de nombreuses publications, notamment les données de Kirkham et Sinclair, 1996, et de Garwin *et al.*, 2005, et de documents inédits).

Gisement	Localisation	Tonnes (Mt)	Teneurs			Tonnages métaux			Âge (Ma)
			Cu (%)	Mo (%)	Au (g/t)	Cu (Mt)	Mo (Mt)	Au (t)	
Gisements porphyriques à cuivre (et parfois or et/ou molybdène)									
Bajo de la Alumbreira	Argentine	605	0,54		0,64	3,27	-	387	6,75 à 8,02
Copper Mountain (Ingerbelle)	Canada (BC)	235	0,45	-	0,16	1,06	-	38	Jurassique inférieur
Fish Lake	Canada (BC)	1148	0,22	-	0,41	2,53	-	472	79
Island Copper	Canada (BC)	345	0,42	0,017	0,19	1,45	0,06	66	174
Lornex	Canada (BC)	545	0,42	0,015	-	2,29	0,08	-	202-190
Mount Milligan	Canada (BC)	298	0,22	-	0,45	0,66	-	134	183
Mount Polley	Canada (BC)	293	0,25	-	0,343	0,73	-	100	202
Valley Copper	Canada (BC)	692	0,41	0,01	-	2,86	0,05	-	202-190
Gaspé	Canada (Québec)	344	0,78	0,05	-	2,68	0,17	-	357
Casino	Canada (Yukon)	560	0,25	0,03	0,3	1,40	0,17	168	73
Cerro Casale	Chili	1285	0,35	0,02	0,7	4,50	0,26	900	13,89
Chuquicamata	Chili	5400 (hypogène)	0,48	0,02	-	25,92	1,30	-	31,1 à 34,6
		2229 (supergène)	1,41	-	-	31,43	-	-	
		506 (oxydé)	1,56	-	-	7,89	-	-	
El Abra	Chili	650	0,53	-	-	3,45	-	-	39,1
El Pachon	Chili	2106	0,55	0,013	-	11,58	0,27	-	Miocène supérieur
El Salvador	Chili	974	0,63	0,02	0,1	6,14	0,21	97	40,8 à 42,2
El Teniente	Chili	12480	0,63	0,02	-	78,62	2,50	-	4,58 à 5,06
Escondida	Chili	1670 (supergène)	1,59	0,021	0,24	26,55	0,35	401	34,8 à 39
Escondida Norte	Chili	1280 (supergène)	1,24	-	-	15,87	-	-	37,4 à 38,7
		330 (oxydé)	0,77	-	-	2,54	-	-	
Los Pelambres	Chili	3300	0,63	0,016	-	20,79	0,53	-	10,2 à 12,39
Quetena	Chili	856	0,42	-	-	3,59	-	-	Eocène supérieur
Radomiro Tomic	Chili	1300 (hypogène)	0,53	-	-	6,89	-	-	31,8 à 32,7
		180 (supergène)	0,93	-	-	1,67	-	-	
		850 (oxydé)	0,62	-	-	5,27	-	-	
Rio Blanco - Los Bronces	Chili	6991	0,75	0,02	-	52,43	1,40	-	4,59 à 5,12
Rosario	Chili	1094	1,03	0,03	-	11,27	0,27	-	32,6 à 34,5
Toki	Chili	1830 (hypogène)	0,50	-	-	9,15	-	-	34,5 à 37,3
		720 (oxydé)	0,40	-	-	2,88	-	-	
Ujina	Chili	741	0,81	-	-	6,00	-	-	34,2 à 35,2
Dexing	Chine	1500	0,43	0,02	0,16	6,45	0,26	240	170 à 148
Tongkuangyu	Chine	440	0,69	-	-	3,04	0,02	-	Protérozoïque
Morenci - Metcalf	États-Unis (Arizona)	1822	0,77	-	-	14,03	-	-	56
Sierrita	États-Unis (Arizona)	579	0,32	0,03	-	1,85	0,18	-	62
Butte	États-Unis (Montana)	2083	0,85	-	-	17,71	-	-	62,8
Bingham	États-Unis (Utah)	2038	0,78	0,03	0,29	15,90	0,65	591	37,5 à 39,8
Mount Tolman	États-Unis (Washington)	1180	0,08	0,05	-	0,99	0,65	-	52
Malanjkhand	Inde	789	0,83	0,01	0,2	6,55	0,03	158	Protérozoïque inférieur
Batu Hijau	Indonésie	1640	0,44	-	0,35	7,22	-	574	3,7
Elang	Indonésie	600	0,35	-	0,4	2,10	-	240	2,7
Grasberg	Indonésie	4000	0,60	-	0,64	24,00	-	2560	2,9 à 3,3
Sar Cheshmeh	Iran	1200	1,20	0,03	-	14,40	0,36	-	12
Dalnee-Karabulak (Almalyk)	Kazakhstan	2500	0,38	-	0,4	9,50	-	1000	Paléozoïque supérieur
Kalmakyr (Almalyk)	Kazakhstan	2000	0,40	-	0,4	8,00	-	800	Carbonifère supérieur
Cananea	Mexique	1633	0,70	0,01	-	11,43	0,10	-	58
La Caridad	Mexique	1274	0,42	0,04	-	5,35	0,48	-	53
Oyu Tolgoi	Mongolie	2600	0,73	-	0,17	18,98	-	442	Dévonien
Cerro Colorado	Panama	2210	0,60	0,01	0,07	13,26	0,20	155	7
Freida	Papouasie-Nouvelle-Guinée	1060	0,52	-	0,31	5,51	-	329	11,5 à 13,6

Tableau 5.5 - Principaux gisements porphyriques (suite et fin).

Gisement	Localisation	Tonnes (Mt)	Teneurs			Tonnages métaux			Âge (Ma)
			Cu (%)	Mo (%)	Au (g/t)	Cu (Mt)	Mo (Mt)	Au (t)	
Ok Tedi	Papouasie-Nouvelle-Guinée	700	0,64	-	0,63	4,48	-	441	1,1 à 1,2
Panguna	Papouasie-Nouvelle-Guinée	1397	0,46	-	0,55	6,43	-	768	3,4
Antamina	Pérou	559	1,24	0,03	-	6,93	0,16	-	10,15
Cerro Verde-Santa Rosa	Pérou	1470	0,55	0,015	-	8,09	0,22	-	61,8 à 62,2
Cuajone	Pérou	1400	0,64	0,03	-	8,96	0,46	-	52,3
Toquepala	Pérou	778	0,96	0,05	-	7,47	0,37	-	56
Toromocho	Pérou	618	0,71	-	-	4,39	-	-	7,4
Dizon	Philippines	187	0,36	-	0,93	0,67	-	182	2,7
Far South East (FSE)	Philippines	650	0,65	-	1,33	4,23	-	865	1,3 à 1,4
Lutopan	Philippines	533	0,50	-	0,31	2,67	-	165	108
Santo Tomas II	Philippines	449	0,38	-	0,7	1,71	-	314	1,5
Tampakan	Philippines	900	0,75	-	0,3	6,75	-	270	3,2
Tayson	Philippines	336	0,31	-	0,35	1,04	-	118	20,5
Rosia Poieni	Roumanie	431	0,55	-	0,25	2,37	-	108	14,7 à 7,4
Gisements porphyriques à or									
Moss Lake	Canada (Ontario)	75	-	-	1,06	-	-	80	Archéen
Lac Troilus	Canada (Québec)	79,5	0,11	-	1,3	0,09	-	103	Archéen
Dublin Gulch	Canada (Yukon)	90	-	-	1,2	-	-	108	93
Fort Knox	États-Unis (Alaska)	158	-	-	0,82	-	-	130	Crétacé supérieur
Zortman - Landusky	États-Unis (Montana)	81,6	-	-	1,13	-	-	92	62
Las Cristinas	Venezuela	189	-	-	1,27	-	-	240	nd
Gisements porphyriques à molybdène									
Endako	Canada (Colombie-Britannique)	282	-	0,08	-	-	0,23	-	138
Quartz Hill	États-Unis (Alaska)	1700	-	0,14	-	-	2,31	-	30 à 27
Climax	États-Unis (Colorado)	907	-	0,24	-	-	2,18	-	33 à 24
Henderson	États-Unis (Colorado)	727	-	0,17	-	-	1,24	-	30 à 27
Thompson Creek	États-Unis (Idaho)	300	-	0,11	-	-	0,32	-	88
Questa	États-Unis (Nouveau-Mexique)	277	-	0,14	-	-	0,40	-	28
Mount Emmons	États-Unis (Colorado)	141	-	0,26	-	-	0,37	-	18
Gisements porphyriques à étain-tungstène									
			Cu %	Mo %	Sn %	Ag g/t	Mo (Mt)	Sn (Mt)	
Altenberg	Allemagne	60	-	-	0,3	-	-	0,18	Carbonifère
Cerro Rico (Potosi)	Bolivie	985	-	-	0,15	200	-	1,48	14
Llallagua	Bolivie	100	-	-	2,00	-	-	2,00	21
Pitinga	Brésil	nd	-	-	nd	-	-	5,00	1689
					W %	Bi %		W (Mt)	
Mount Pleasant	Canada (Nouveau-Brunswick)	22,5	-	0,1	0,21	0,08	0,02	0,05	330
Logtung	Canada (Yukon)	162	-	0,03	0,1	-	0,05	0,16	Crétacé
Xinglokeng	Chine	78	-	-	0,18	-	-	0,14	Paléozoïque supérieur

gros gisements (figure 5.27). Le gisement de Chuquicamata, au Chili, pèse près de 10,8 milliards de tonnes de minerai pour un stock métal de 60 Mt de cuivre, exploitées au rythme de 400 000 tonnes de tout-venant par jour! Plus de la moitié de la production mondiale de cuivre (55 %), environ 16 % de l'or et 65 % du molybdène proviennent de ces gisements.

■ MINÉRALISATIONS

Les gisements porphyriques sont composés de vastes volumes minéralisés de formes souvent très irrégulières, au sein ou au voisinage immédiat d'intrusions multiples emboîtées. Dans les grands gisements, ces volumes dépassent le kilomètre cube. La minéralisation se présente sous

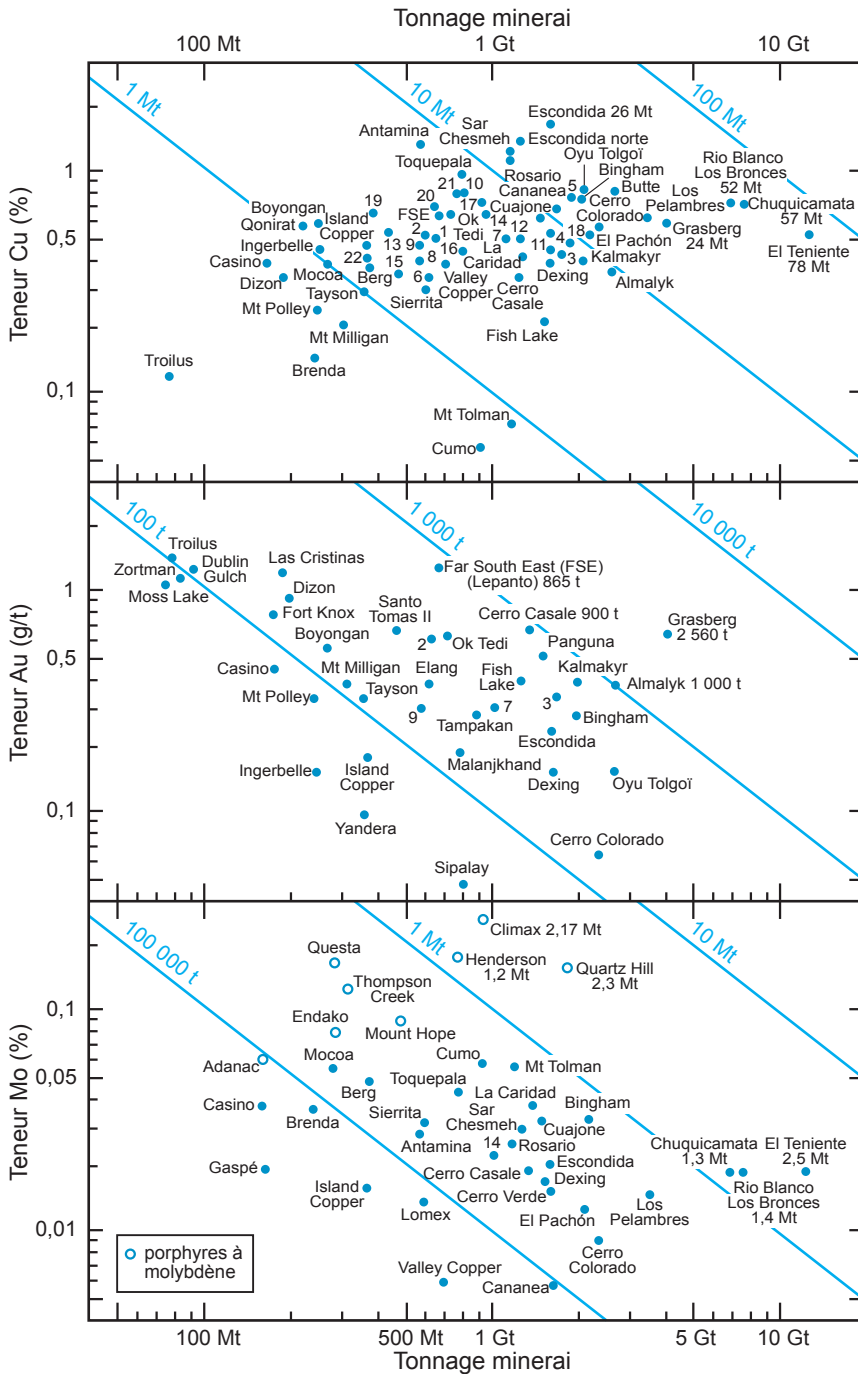


Figure 5.27 - Diagrammes tonnages/teneurs des principaux gisements porphyriques Cu-Mo-Au. 1 = El Abra, 2 = Bajo de la Alumbrera, 3 = Batu Hijau, 4 = Cerro Verde, 5 = Clifton-Morenci, 6 = Elang, 7 = Freida, 8 = Lomex, 9 = Lutopan, 10 = Malanjkhanda, 11 = Panguna, 12 = Radomiro Tomic, 13 = Rosia Poieni, 14 = El Salvador, 15 = Santo Tomas II, 16 = Sipalay, 17 = Tampakan, 18 = Toki, 19 = Tong Kuang Yu, 20 = Toromocho, 21 = Ujina, 22 = Yandera.

différents faciès : des stockwerks, des filonnets, des disséminations, des *pipes* bréchiques, voire des zones de remplacement (voir la section 5.3). Ces styles reflètent les conditions de mise en place variant depuis des porphyres plutoniques profonds, à altération diffuse sans zonalité, vers 3 à 4 km de profondeur, à des porphyres subvolcaniques, immédiatement sous la surface, associés à des dykes (Sutherland et Brown, 1976).

Le relevé systématique des directions des veinules de stockwerks montre que leurs orientations ne sont pas aléatoires et que les fractures s'ouvrent de manière organisée en réponse aux directions de contraintes maximales, résultat d'un compromis entre les contraintes régionales et celles qui sont reliées à la mise en place de l'intrusion.

Les *pipes* bréchiques constituent de vastes unités qui peuvent atteindre quelques centaines de mètres de diamètre et plus d'un kilomètre de haut. Ils se forment à l'apex d'intrusions, par dégazage brutal des volatils. On distingue des *pipes* plutoniques-hydrothermaux, en profondeur, souvent bien minéralisés, des *pipes* volcaniques-hydrothermaux, ouverts vers la surface, et souvent stériles car ils matérialisent l'évacuation des fluides vers l'atmosphère (Cooke *et al.*, 2005) (cf. figure 6.12).

Les sulfures apparaissent dans des fissures et des veinules quartzes de toutes dimensions formant un fin stockwerk donnant un caractère disséminé à la minéralisation (photos e et f, planche 9). Outre le quartz porteur, la paragenèse est à chalcopyrite, bornite, magnétite et pyrite, parfois molybdénite, avec comme minéraux accessoires digénite, énarigite, tétraédrite-tennantite, bismuthinite et sulfosels d'argent. L'or natif, quand il est présent, apparaît en fines plages dans les sulfures de cuivre.

La minéralisation et les altérations hydrothermales dessinent toutes deux une zonalité très marquée (figure 5.28). Les différentes zones minéralisées sont grossièrement concentriques autour d'un noyau sub-stérile, construisant un système de cylindres emboîtés (Lowell et Guilbert, 1970; Beane et Titley, 1981). Du cœur vers la périphérie, on observe (tableau 5.6) :

- une zone interne à altération potassique avec biotite et orthose hydrothermaux, quartz (et parfois amphibole, magnétite et anhydrite) néoformés en veinules et disséminations (photos a et h, planche 9). La biotite domine dans les roches à tendance mafique, l'orthose dans les roches felsiques. Une altération sodique à albite secondaire s'y superpose parfois. Cet assemblage prédomine dans les zones profondes. Globalement stérile, avec pyrite disséminée, cette zone interne peut s'enrichir au cœur en molybdénite. La zone minéralisée cuprifère à pyrite-chalcopyrite-bornite-(magnétite), connue sous le nom de *ore shell* (coque minéralisée), dessine une enveloppe cylindrique à la périphérie de cette zone potassique;
- une deuxième zone intermédiaire phylliteuse ou argileuse, avec séricite, illite, et divers minéraux argileux (kaolinite, montmorillonite, smectite, etc.), quartz et pyrite (photo b, planche 9). Cette zone est la *pyrite shell*, riche en pyrite disséminée (jusqu'à 10 %), mais pauvre en cuivre;
- une zone périphérique propylitique beaucoup plus largement développée à quartz, épidote, chlorite, carbonates, kaolinite, montmorillonite, ne montrant qu'un minerai disséminé pauvre à veinules de pyrite (photo i, planche 9).

Les porphyres sont parfois entourés d'un réseau filonien à plomb, manganèse et argent, souvent les premiers découverts dans l'histoire minière d'un district. Ils peuvent être très importants, comme dans le district de Butte, Montana (3,4 Mt Pb+Zn) ou celui de Darasun (Russie).

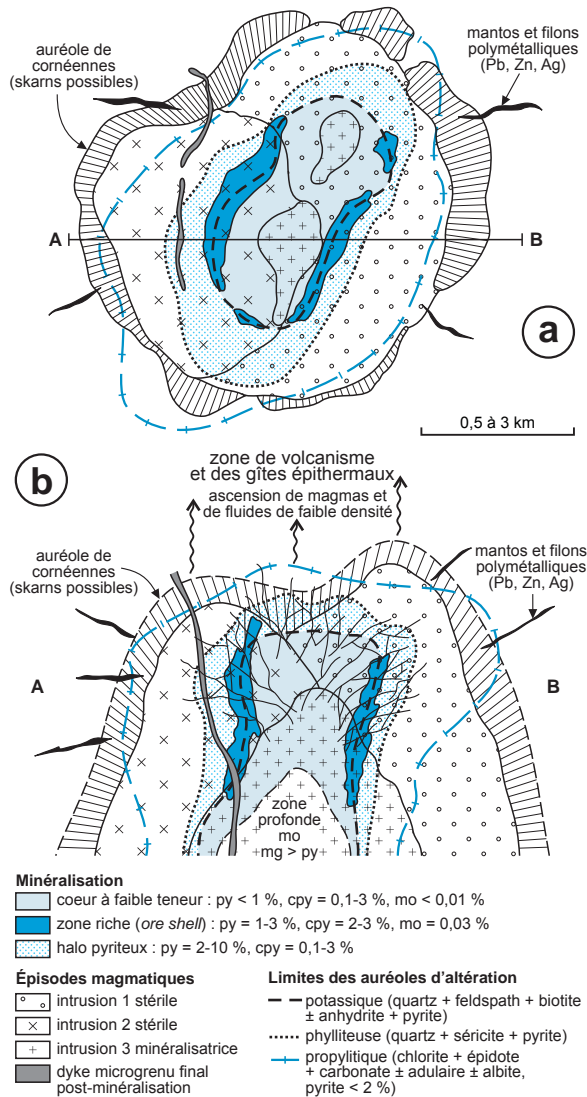


Figure 5.28 - Carte (a) et coupe (b) idéalisées d'un porphyre cuprifère. On remarque la zonalité des altérations hydrothermales et des minéralisations, qui dessinent des auréoles concentriques (d'après Lowell et Guilbert, 1970).

Tableau 5.6 - Altérations des systèmes porphyriques. Ce tableau représente les grands types d'altérations hydrothermales attachées aux systèmes porphyriques avec leurs caractéristiques minéralogiques. Certaines altérations (argileuse acide et argileuse intermédiaire, propylitique) se retrouvent dans les gisements épithermaux.

Altération	Assemblage minéralogique
potassique	feldspath potassique et/ou biotite, quartz
phylliteuse	séricite, quartz (lessivage Mg-Na-Ca), pyrite
argileuse intermédiaire	kaolinite, montmorillonite, quartz, interstratifiés illite-smectite
argileuse acide	alunite, quartz, diaspore
propylitique	albite, kaolinite, montmorillonite, séricite, chlorite, épidote, carbonates, quartz, pyrite

Il existe également des zones de remplacements et de disséminations distales à or et cuivre (Melco près de Bingham en Utah; Purisima Concepción, au Mexique; Mt Needle en Gaspésie, Québec – figure 5.29).

De nombreuses variantes locales existent, comme l'absence de la zone phylliteuse dans les diorites quartziques, l'inversion des zones potassiques et phylliteuses (Chuquicamata, Chili) ou un chimisme particulier résultant du rôle de l'encaissant : oligoclase à la place du feldspath potassique, paragonite à la place de la séricite (Batu Hijau, Indonésie). La réactivité de l'encaissant joue un rôle essentiel dans la localisation des zones riches, parfois limitées aux zones calciques (diorite, calcaire), où se développent des skarns de grande dimension comme à Twin Buttes (Arizona). Des fluides tardifs peuvent conduire à des enrichissements en cuivre dépassant 2,5 % (Oyu Tolgoï, Mongolie).

Les porphyres à or constituent un cas particulier dans lequel l'or est soit le seul minéral économique (teneur d'exploitation > 0,4 g/t Au), soit associé aux minéraux de cuivre. Ce type est associé au magmatisme oxydant de type I (série à magnétite), avec cuivre, ou au magmatisme plus réduit. Dans le premier cas, le magmatisme est alcalin (Mount Miligan, Ajax, Colombie-Britannique), ou dioritique à monzodioritique dans le nord-est de l'Australie (Mt Leyshon), en Alaska (ceinture de Tintina) ou en Indonésie (Batu Hijau). Les porphyres peuvent se développer aussi bien sur la croûte continentale que sur la croûte océanique (Sillitoe, 2000). L'association est à hématite, magnétite et sulfates, parfois chalcopyrite. Certains porphyres alcalins peuvent contenir également des platinoïdes dans leurs zones les plus mafiques (de l'ordre du g/t de concentré sulfuré). La minéralisation se présente souvent comme un ensemble de veinules de quartz sans sulfures, avec de fines altérations à biotite ou albite. Le deuxième cas, plus réduit, est associé au magmatisme calco-alcalin fractionné à tungstène des chaînes de collision. Il s'agit souvent de systèmes filoniens externes au pluton (*intra-intrusion-related gold*), connus de l'Archéen (Boddington, Washington) au Phanérozoïque (Tighza, Maroc) (Lang et Baker, 2001; Goldfarb *et al.*, 2005) (figures 5.30 et 5.31).

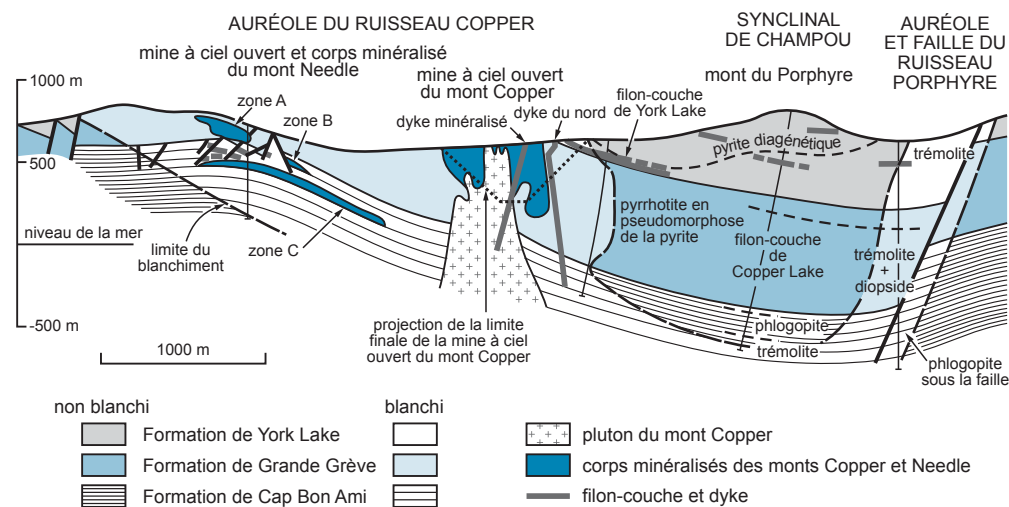


Figure 5.29 - Relation entre porphyre et skarn et distribution des altérations dans le district de Gaspé-Murdochville, Gaspésie, Québec (d'après Allcock, 1977).

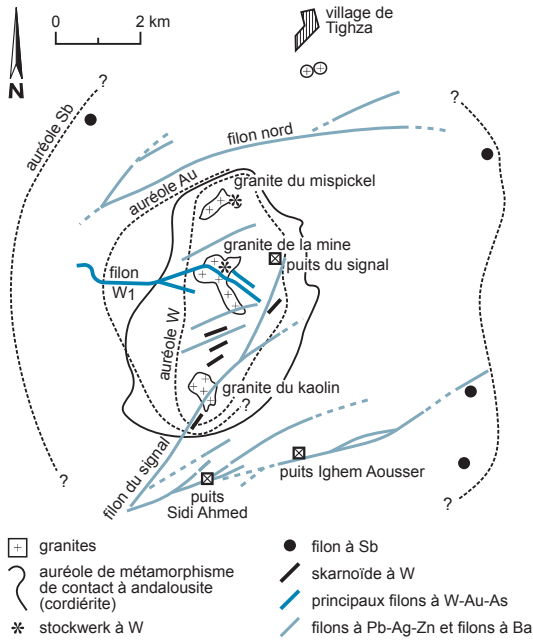


Figure 5.30 - Zonalité périgranitique des minéralisations à Jbel Aouam (Tighza) dans le Maroc central (d'après Agard *et al.*, 1958; Cheilletz et Isnard, 1985; Nerci, 2006).

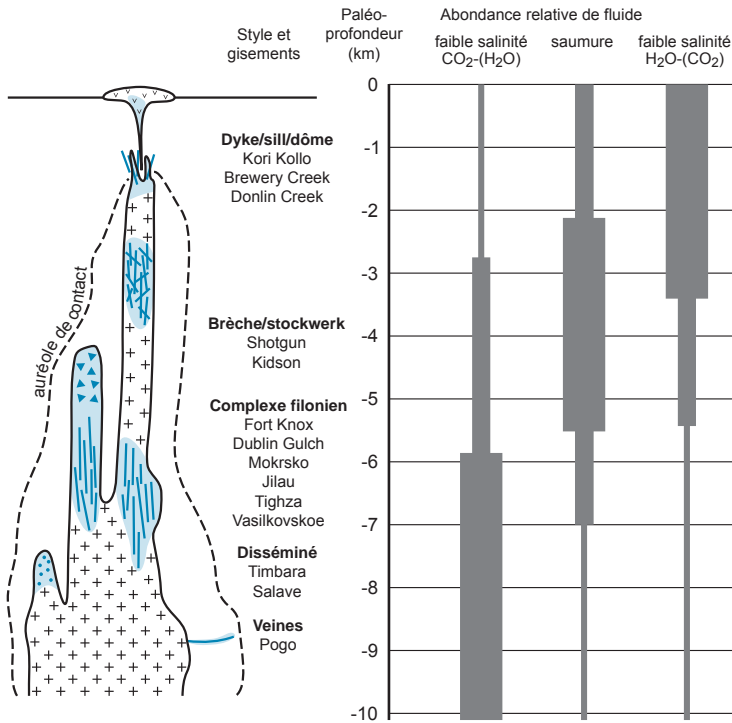


Figure 5.31 - Schéma montrant dans les porphyres aurifères l'évolution des morphologies avec la profondeur ainsi que la zonalité verticale des fluides, avec H₂O dominant en surface et CO₂ dominant en profondeur (d'après Baker, 2002).

L'OR DE TIGHZA (MAROC)

Le district de Tighza (ou Jebel Aouam), exploité pour plomb-zinc et argent, montre également des minéralisations aurifères en liaison avec un magmatisme calco-alcalin de mise en place superficielle (apophyses de granite à biotite, rhyolites et microgranites), daté à 286 +/- 1 Ma (Agard *et al.*, 1958; Cheilletz et Isnard, 1985; Nerci, 2006). Les structures majeures sont des filons quartzeux bordant l'apophyse principale. Les teneurs en or croissent avec la proximité du granite, en même temps qu'apparaissent löllingite, wolframite-scheelite, et minéraux de bismuth, dessinant une zonalité périgranitique. Les fluides minéralisateurs sont aquo-carboniques (18 mole % CO₂), calciques, peu salés (1 % éq. poids NaCl), avec H₂S et cuivre. La pression de piégeage est de l'ordre de 1,5 à 2 kbar avec une température moyenne de 300 à 350 °C. Les inclusions ont subi des explosions, traduisant une remontée du bâti (Nerci, 2006). La morphologie des minéralisations aurifères est fonction de la perméabilité et de la réactivité de l'encaissant : une fracture précoce ouverte réactivée donne les filons aurifères, tandis qu'un encaissant carbonaté montre des disséminations aurifères et des skarns. La présence sous-jacente d'un corps magmatique de grand volume a été démontrée par gravimétrie.

Muruntau (Ouzbékistan) représente le gisement d'or le plus important de l'ancienne URSS et de la planète, avec une teneur de 1 à 4 g/t, pouvant atteindre de 20 à 30 g/t, pour un tonnage qui dépasse 5100 tonnes d'or (Morelli *et al.*, 2007) (figure 5.32; photos c et d, planche 9). La minéralisation disséminée est encaissée dans des tufs, schistes noirs et carbonates du Cambrien, recoupés par un stockwerk de quartz, et elle se limite à une auréole de métamorphisme (biotite, orthose, albite et quartz rose). Elle est synchrone et en liaison avec un granite calco-alcalin autunien (290 Ma) mis en évidence à 4000 m sous le gisement. L'attribution de Muruntau au type porphyrique reste incertaine, ce gisement pourrait en effet être considéré comme un cas particulier de zone de cisaillement aurifère, porté par des zones de chevauchement.

En climat désertique, la partie superficielle des porphyres subit une altération supergène qui provoque la formation d'une zone de cimentation enrichie en cuivre appelée *chalcocite blanket*; la zone riche peut être largement déplacée. Ainsi, au Chili, le gisement d'Exotica est situé à 2 km de Chuquicamata (voir la section 9.1 du chapitre 9). Les porphyres à cuivre et or, tel celui de Ok Tedi (Papouasie-Nouvelle-Guinée), montrent une évolution supergène particulière, avec des teneurs allant de 2 à 10 g/t Au dans la zone de cuivre lessivée.

■ GENÈSE

Les granites porphyriques se mettent en place à une température comprise entre 750 et 850 °C, et à une profondeur située entre 1,5 et 4 km. Ils se situent donc à la racine de volcans (figure 5.33). Des systèmes actuels ont été forés à 2500 m de profondeur aux Philippines (Alto Peak).

La durée du système magmatique a été estimée à 10 Ma, tandis que celle du système hydrothermal est inférieure à 2 Ma. Le refroidissement d'un pluton et la succession des trois étapes de formation s'opèreraient en 10 000 ans (Cathles, 1977; Norton et Knight, 1977) (figure 3.22).

Étape 1 : magmatique

Les porphyres à cuivre et or sont liés à une succession d'intrusions différenciées calco-alcalines. Ainsi, à Grasberg, en Indonésie, on passe d'andésite/diorite porphyrique à une monzodiorite, puis une monzonite à hornblende. À Bingham (Utah), les intrusions débutent par des monzonites, auxquelles succèdent des latites. L'intrusion minéralisée est généralement la dernière, la plus différenciée; elle est scellée par une ultime venue, microgrenue et stérile, comme l'Andy dyke à Bingham ou le South Kali dyke à Grasberg.

Les grands systèmes porphyriques à cuivre et or sont fréquemment associés à des magmas produits par subduction dans un milieu oxydant, au-dessus du tampon fayalite-magnétite-quartz (Mungall, 2002). Dans ces conditions, dès le stade précoce, les sulfates précipitent à la place

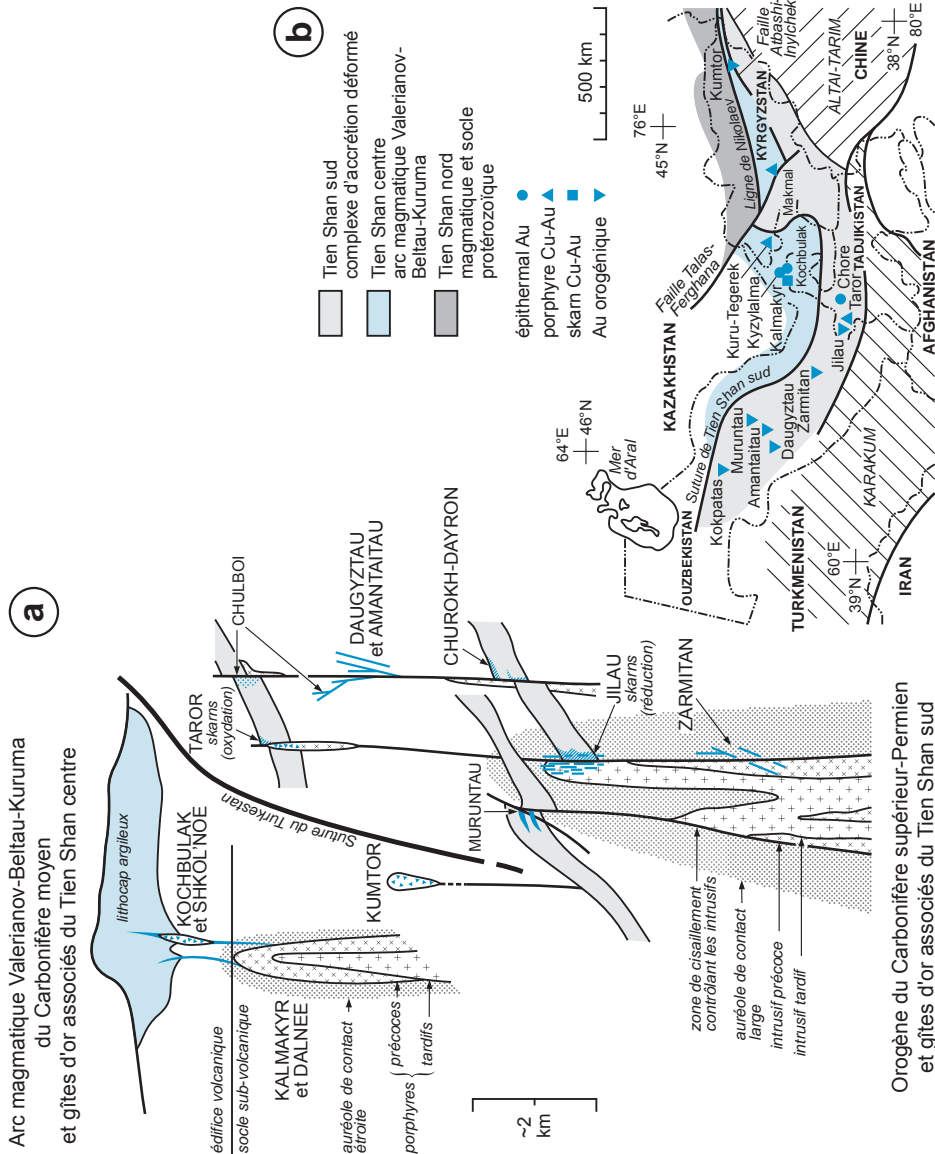


Figure 5.32 - Schéma des minéralisations en or d'Asie centrale. **a**) modélisation des principales minéralisations (d'après Yakubchuk *et al.*, 2002); **b**) position des minéralisations (d'après Porter, 2006; Mao *et al.*, 2004).

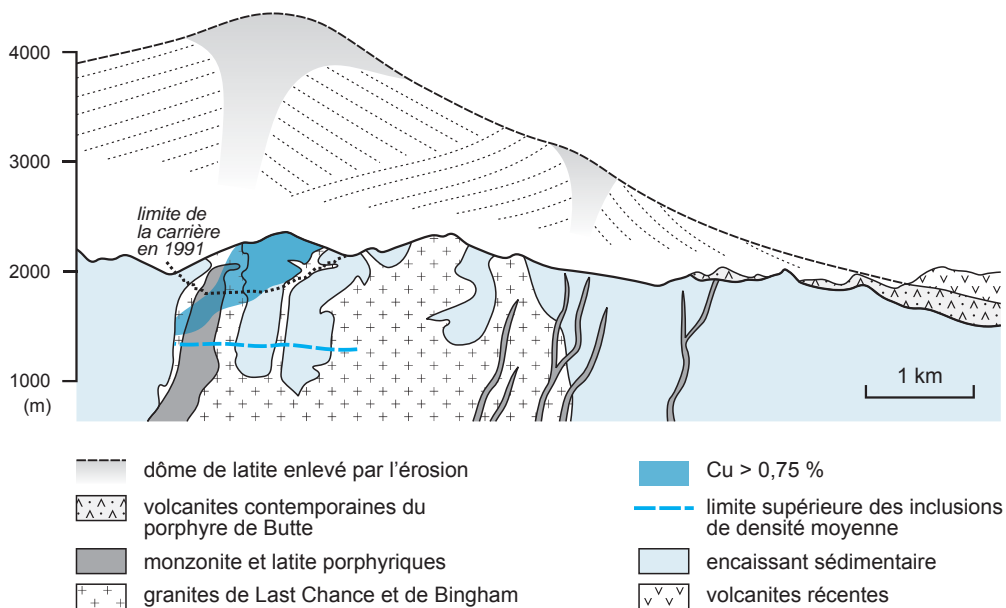


Figure 5.33 - Coupe et reconstitution paléo-volcanique avant érosion du porphyre à cuivre-molybdène-or de Bingham, Utah (d'après Keith *et al.*, 1998; Landtwing *et al.*, 2002).

des sulfures, ce qui laisse le cuivre et le zinc disponibles pour un transport hydrothermal. L'or doit se partitionner précocement dans les fluides hydrothermaux précoces, sinon il est piégé par les sulfures (Blevin, 2004). En contexte plus réduit (série à ilménite), ces éléments compatibles seraient piégés par la précipitation précoce des sulfures. Les magmas fertiles oxydants ont une composition alcaline ou adakitique, ce dernier témoignant d'une origine par fusion partielle à haute pression (> 12 kbar) d'un protolite mafique à la partie supérieure de la plaque plongeante (Solomon, 1990; Maughan *et al.*, 2002; Mungall, 2002). On les observe dans les arcs volcaniques et les zones de collision arc-continent. Le lien adakite-gisement d'or serait dû à la richesse en soufre de la croûte océanique plongeante, un paramètre qui augmente fortement la solubilité de l'or dans les magmas adakitiques.

Au cours de la cristallisation, les fluides percolent à travers la chambre magmatique, collectant un stock métallique et le concentrant dans de petites coupoles sommitales. Ces fluides concentrent également les éléments volatils et, de ce fait, ils abaissent les températures de liquidus dans les coupoles, les maintenant dans un état essentiellement liquide au cours du processus minéralisateur. L'accumulation de fluides en sommet de coupole crée une pression hydrostatique croissante qui finit par dépasser la pression lithostatique et la résistance à la traction des roches sus-jacentes. On assiste alors à une fracturation à l'apex qui permet l'échappement rapide des fluides hydrothermaux dans les espaces créés et abaisse fortement la pression du milieu, provoquant la précipitation de ces mêmes fluides. Ces processus entraînent la formation d'un stockwerk minéralisé ou d'un *pipe* bréchiq.

La montée du magma s'accompagne généralement d'un bombement du volcan en surface. Celui-ci peut alors devenir instable et ses flancs s'effondrer, réduisant brutalement la pression au-dessus de la chambre magmatique. Ce processus a été bien observé pour la première fois lors de l'éruption du mont Sainte-Hélène (chaîne des Cascades, Washington) et semble assez fréquent.

On passe ainsi brutalement d'un système porphyrique à un système épithermal : c'est le phénomène de télescopage (Sillitoe, 1994).

Étape 2 : magmatique-hydrothermal (figure 5.34)

Cette expansion rapide, associée à une dépressurisation, entraîne une ébullition des fluides, généralement aqueux et riches en cuivre (Landtwing *et al.*, 2002). Cette ébullition sépare une phase liquide dense très saline qui va rester sur place, et une phase vapeur moins saline et plus légère qui va être expulsée du magma pour former les gisements épithermaux (voir la section 6.1 du chapitre 6) (cf. figures 2.17 et 5.20). La phase liquide dense peut contenir quelques centaines de ppm de cuivre sous forme de complexes chlorurés; elle précipite 99 % de son contenu métallique en se refroidissant jusqu'à 250 °C (Cline et Bodnar, 1991; Hedenquist *et al.*, 1998). L'altération potassique et le cuivre sont bien associés à la saumure magmatique ainsi que le montrent les inclusions fluides hypersalines (de 30 à > 50 % éq. poids NaCl). Il est cependant possible pour la phase gazeuse de concentrer encore plus le cuivre, qui atteint alors plusieurs pourcents. Dans ce cas, le cuivre est associé au soufre, probablement issu d'une contamination par des roches mafiques, et peut-être au chlore.

Les textures aplitiques ou microgrenues fréquentes des dykes tardifs résultent d'une cristallisation par refroidissement rapide à la suite de la dépressurisation occasionnée par la fuite rapide des fluides minéralisateurs.

Étape 3 : hydrothermale

Les fluides plus tardifs, associés aux altérations à sérinite-pyrite (+/- anhydrite et carbonate), sont de plus faible salinité. Ils correspondent à la mise en convection de fluides superficiels, tel que le montre la signature isotopique de l'oxygène, ou à un mélange entre les fluides magmatiques et les fluides superficiels, de 10 à 100 fois plus abondants mais beaucoup moins riches en métaux. Ce mélange avec les eaux de surface peut conduire à une acidification entraînant la formation d'un « chapeau » à alunite-kaolinite-quartz +/- illite très proche des altérations épithermales acides.

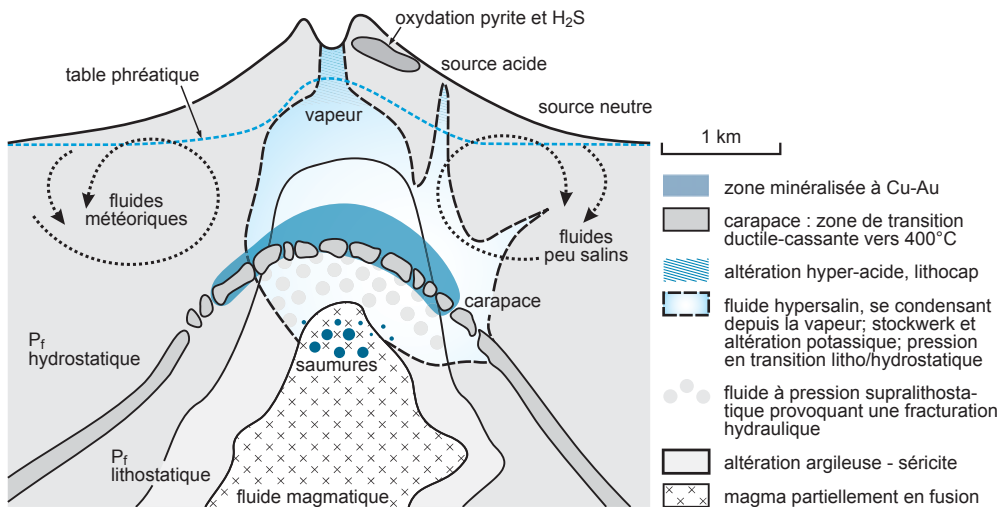


Figure 5.34 - Modèle des circulations de fluides autour d'un système porphyrique à cuivre-molybdène. Le schéma représente la première étape de dégazage conduisant à la formation de saumures et de vapeur, et la seconde étape mettant en convection des fluides météoriques (d'après Rye, 2005). P_f = pression fluide.

■ EXPLORATION

Les porphyres doivent être recherchés dans les terrains volcanoplutoniques, que ce soit dans les arcs plutoniques ou les arcs insulaires calco-alcalins, en contexte de subduction (jusqu'à 100 km du paléofront de subduction). Les porphyres cuprifères riches en or sont associés à un magmatisme alcalin dans des environnements plus continentaux. À l'échelle régionale, on recherche les coupoles superficielles, de composition felsique à intermédiaire (et porphyrique), de petite taille (de 1 à 2 km), polyphasées, avec présence de textures porphyriques et microgrenues traçant les parties apicales minéralisées.

Les gisements s'alignent couramment sur de grandes failles crustales qui servent de drains aux magmas minéralisateurs : ainsi, au Chili, les porphyres sont situés aux croisements d'une faille majeure nord-sud et de couloirs transverses marqués par des anomalies magnétiques. Les porphyres de la cordillère américaine sont souvent encaissés dans des carbonates massifs, imperméables, ou des roches riches en fer. La profondeur de l'érosion est déterminante : la racine se reconnaît au caractère équigranulaire, à l'absence de plomb-zinc, à la présence de magnétite. Au voisinage de la surface, on observe des altérations à alunite et jarosite.

La densité des fractures augmente vers le cœur du système (Tittley *et al.*, 1986). L'abondance des fractures peut être quantifiée par la mesure de la surface occupée par les fractures dans un volume de roche ou de la longueur des fractures sur une surface rocheuse. L'isopleth d'abondance des fractures entourant les centres minéralisés augmente de 0,01/cm sur les marges du système à plus de 0,5/cm au sein des volumes minéralisés. En profondeur (plus de 1 km), les fractures s'orientent, pour l'essentiel, dans le sens horizontal, en accord avec la direction supposée des paléocontraintes tandis que, dans les niveaux plus superficiels, elles s'organisent en réseaux de joints et de dykes, en accord avec une contrainte principale verticale.

Les outils principaux (figure 5.35) sont la télédétection (anomalie de couleur), le magnétisme aéroporté, la gravimétrie, la polarisation provoquée, la géochimie des sédiments de ruisseaux (Cu, Mo, Au, comme à Panguna), la géochimie des sols (Cd, Zn, Bi, K, etc.) ou des fines de talus (Los Pelambres), la reconnaissance de rutile rouge et de la biotite, les altérations très caractéristiques, voire les inclusions fluides très riches en sels (figure 5.34). Les méthodes géophysiques sont efficaces : elles permettent de repérer un halo de magnétite et pyrrhotite (cornéennes) par électromagnétisme autour d'un centre moins magnétique, et la pyrite par polarisation provoquée au cœur du système.

5.2.3 Porphyres à molybdène

Il existe deux types de porphyres à molybdène : le plus commun est à cuivre disséminé dans des quartz-monzonites (voir la section 5.2.2) ; l'autre, plus siliceux, sans cuivre et avec fluorine, constitue un type particulier (tableau 5.7). Il s'agit également de plutons de faible profondeur, situés juste sous un volcan. Le rôle économique des porphyres à molybdène est fondamental pour ce métal, mais aussi pour le tungstène, dont il représente les plus grosses réserves mondiales. Les exemples les plus fameux sont Climax, Mount Emmons, Henderson (Colorado), Questa (Nouveau-Mexique), mais aussi Dzhida (lac Baïkal, Russie), Yanchuling et Xinglokeng (Chine). Au Canada, on peut citer les gîtes Endako, Alice Arm et Adanac (Colombie-Britannique), Mount Pleasant (Nouveau-Brunswick, qui contient en outre 25 % des réserves mondiales d'indium) et Logtung (Yukon). Ces deux derniers gisements, également riches en tungstène, sont actuellement plutôt rattachés à la classe des porphyres à tungstène-étain, de même que le gisement chinois de Xinglokeng (voir plus loin). Il existe aussi de petits porphyres de ce type

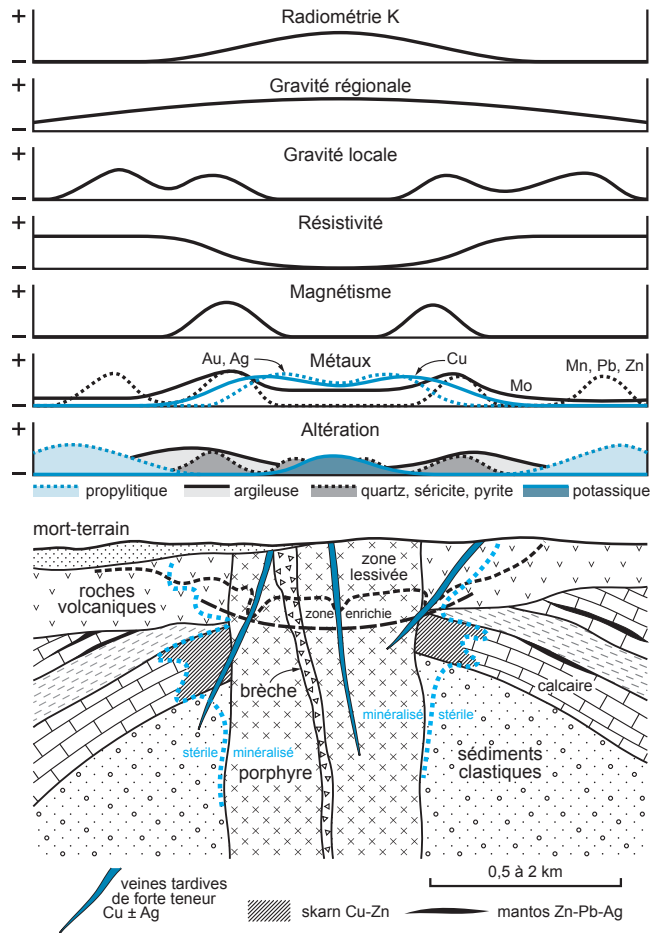


Figure 5.35 - Signatures géochimiques et géophysiques des porphyres en exploration (d'après Guilbert et Park, 1986).

Tableau 5.7 - Comparaison des différents types de porphyres. Ce tableau présente succinctement les caractéristiques essentielles des différents types de gisements porphyriques. nd = non disponible; A = alcalin; I = igné (cf. tableau 5.2).

Caractéristiques	Cu-Mo	Mo-F	Au-(Cu)	Sn
encaissant	diorite, granodiorite, monzonite à quartzique	rhyolite, granites à tendance alcaline	diorite, monzodiorite	dacite-latite
magmatisme	type I (série à magnétite)	type A	type A ou I	série à ilménite
paysage	subduction	rift en arrière des zones de subduction	subduction, collision	collision et hypercollision, rifts continentaux
forme	cylindre	bonnet	cylindre	variable
minéralogie dominante	chalcopyrrite, bornite, pyrite, magnétite, tétraédrite, molybdénite, digénite	molybdénite, fluorine, topaze, pyrite	hématite, magnétite, or, chalcopyrrite	cassitérite, pyrite, tourmaline, bismuth, etc.
Cu	moyenne 0,8 % (0,2 à 1,5 %)	< 0,45 %	< 0,15 %	variable
Mo	moyenne 0,015 % (50 ppm à 0,03 %)	0,1 - 0,3 %	absent	variable
MgO/CaO	> 1	nd	> 1	nd

dans les tonalites archéennes (photo i, planche 4), dans la chaîne hercynienne, et dans le rift permien d'Oslo. On connaît exceptionnellement des porphyres à molybdène en contexte océanique sur la côte est du Groenland (Wallace, 1995).

Ces gisements sont liés à des zones de rift, en arrière des zones de subduction. Dans l'Ouest américain, les principaux porphyres à molybdène sont associés au rift du Rio Grande, d'âge oligo-miocène (photo g, planche 10). Il s'agit de granites crustaux, à tendance alcaline, caractérisés par de petites intrusions polyphasées : quatre à Climax, douze à Henderson. Ces granites se mettent en place en bordure de caldeira (Questa), à une profondeur variant de 600 à 4000 m sous la surface (White *et al.*, 1981; Ross *et al.*, 2002; Seedorff et Einaudi, 2004).

Les porphyres à molybdène présentent l'allure de stockwerks ou de brèches en coupole, formant un bonnet au-dessus des intrusions (figure 5.36; photo e, planche 10). Les altérations du granite sont bien développées. L'altération potassique est intense, avec remplacement complet des plagioclases par des feldspaths potassiques, et de la biotite hydrothermale abondante; elle est antérieure à la minéralisation, mais se superpose parfaitement à la zone économique dans le gîte de Henderson (Carten *et al.*, 1988). Au-dessus se développe une zone d'argilisation, de silicification puis, autour, une zone de propylitisation. Il n'y a pas d'altération argileuse acide.

Le molybdène est présent sous forme de molybdénite (MoS_2) généralement précoce avec des teneurs qui varient de 0,1 à 0,3 % Mo; le tungstène (0,2 %) se présente sous forme de hubnérite (MnWO_4), plus rarement sous forme de scheelite (CaWO_4), et il apparaît plus tardivement. La molybdénite contient couramment du rhénium, jusqu'à 0,1 %. La teneur en pyrite est inférieure à 5 %, la chalcopryrite étant encore plus rare. En outre, la paragenèse comprend quartz, minéraux de fluor (topaze, fluorine; photo h, planche 10), bismuthinite (Bi_2S_3), magnétite, rarement or, parfois calcite et rhodochrosite tardives (Questa, Henderson). Il existe une zonalité nette des minéralisations, avec les métaux de base (plomb-zinc) et des filons à quartz, pyrite, rhodochrosite et fluorine à la périphérie.

■ GENÈSE

La genèse de ces gisements est associée au dégazage de CO_2 et H_2O dans de grandes chambres magmatiques contenant un magma relativement pauvre en Mo (de 1 à 5 ppm). Le dégazage est pulsatif, sur une longue période. Les bulles de fluides purement magmatiques s'accumulent au sommet du magma et elles peuvent bréchifier l'encaissant lorsque la pression fluide est supérieure à la pression lithostatique (Ross *et al.*, 2002) (figure 5.37). Il n'y a pas d'évidence de fluides en convection. Les coupoles constituent le sommet d'intrusions étroites en forme de dyke issues des chambres magmatiques (Lowenstern, 1994). On a aussi proposé l'existence de magmas très enrichis en molybdène (jusqu'à 1,3 % Mo), ce qui nécessite de fortes quantités de F, S et SiO_2 .

Deux types de fluides hydrothermaux sont observés : hypersalins au-dessus des centres intrusifs, et peu salins, avec des températures décroissant de 600 à 300 °C. Le molybdène serait transporté sous forme de complexes hydroxylés dans des fluides peu salins. Le plomb trouverait son origine dans la croûte inférieure, sans contamination locale. L'encaissant fournirait certains éléments comme le calcium et le soufre, enrichi en ^{34}S , ce qui pourrait suggérer une connotation marine. La mise en place se fait à une profondeur de 1 à 2 km.

■ EXPLORATION

Les guides d'exploration sont le contact du granite, l'existence de pendage vertical favorable, la présence de dykes, et la géophysique. Pour repérer l'apex des intrusions, on peut utiliser les

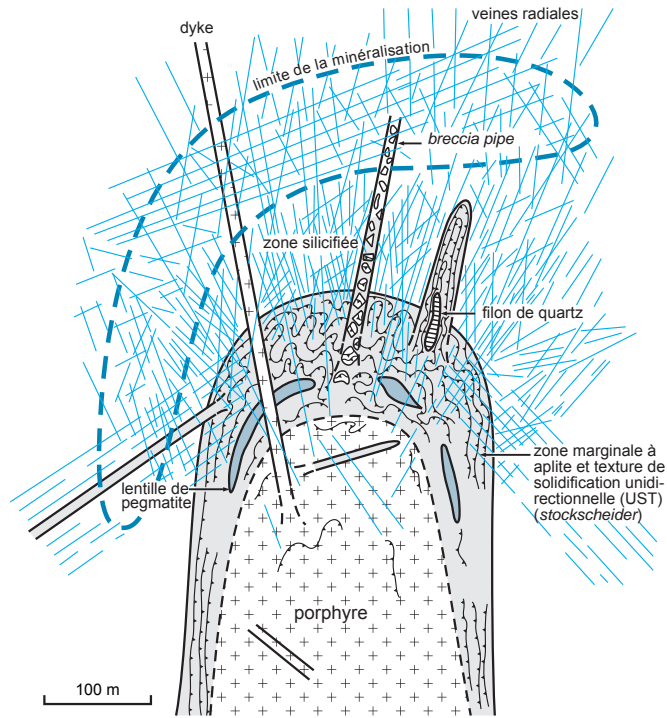


Figure 5.36 - Coupe idéalisée d'un porphyre à molybdène (d'après Shinohara *et al.*, 1995).

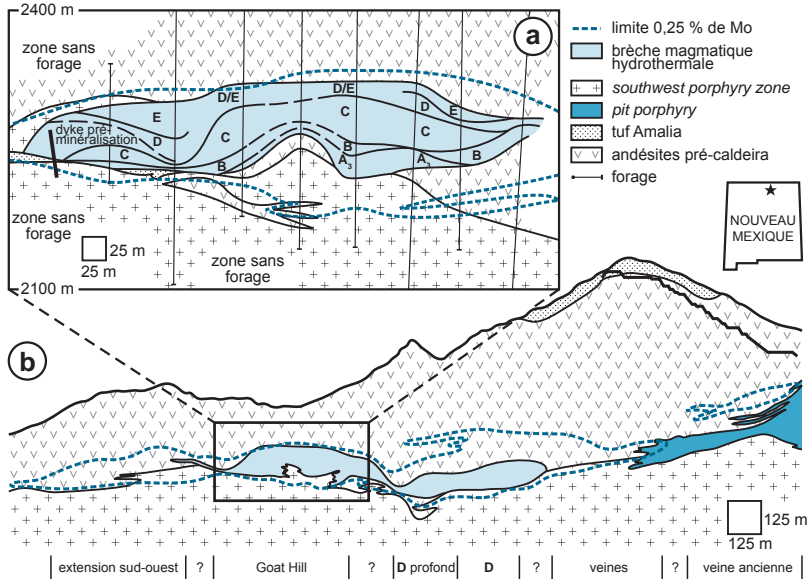


Figure 5.37 - Coupe du porphyre à molybdène de Questa, Nouveau Mexique. Les lettres A3, B, C, D et E renvoient à des faciès bréchiques distingués par les auteurs. A et B = brèches à mosaïque avec altération à biotite; C et D = brèches à quartz-séricite-biotite; E = brèche à quartz-séricite (d'après Ross *et al.*, 2002).

textures de solidification unidirectionnelles (*Unidirectional Solidification Textures* – UST), des feuilletés très continus de feldspath et quartz subparallèles aux contacts intrusifs, parfois contournés, appelés *brain-rocks*, avec des cristaux orientés vers le centre de l'intrusion (photo c, planche 10). Le gisement de Questa a été découvert grâce à son chapeau de fer molybdique jaune brillant (couleur résultant de la présence de molybdite MoO_3 abondante, prise longtemps pour du soufre alors que la molybdénite était prise pour du graphite.

5.2.4 Porphyres et coupoles à étain et tungstène

Les porphyres et coupoles à étain-tungstène se situent au sommet de plutons fin- à post-orogéniques mis en place à faible profondeur (de 2 à 4 km, parfois plus). Il s'agit des traces de systèmes hydrothermaux fossiles centrés sur les intrusions tardives fortement fractionnées de granites (figure 5.38).

Elles apparaissent dans trois types de contextes géodynamiques :

- les zones d'hypercollision continent-continent. Elles sont associées à des granites tardi-orogéniques leucocrates à deux micas, à caractère crustal marqué, très différenciés, rattachés au type S, riches en minéraux hydroxylés (muscovite) et enrichis en éléments lithophiles tels que Nb, Ta, Li, Be, P, F. Les tailles des coupoles varient de 1-5 Mt à 1 % Sn à 15-80 Mt à 0,2-0,3 % Sn, et l'association avec des filons de quartz à wolframite (de 0,3 à 1,5 % WO_3) est fréquente. L'Europe centrale avec les gisements de l'Erzgebirge allemand (Altenberg) et tchèque (Cinovec-Zinnwald), connus depuis Agricola (1556), les Cornouailles anglaises (rôle historique), Panasqueira (Portugal) ou Montbelleux (Massif armoricain, France) constituent des exemples classiques de ce type de gisement. Ils ont également été décrits en Thaïlande, en Australie (Aberfoyle et Taronga), au Japon (Akenobe), et en Indonésie (Pemali, dans l'île de Bangka), le gisement le plus important étant celui de Xihuashan en Chine, avec près de 0,9 Mt de tungstène. En 1990, les coupoles fournissaient environ 15 % de la production d'étain (soit environ 20 000 t Sn), le reste provenant surtout de placers, et 50 % de la production de tungstène (soit environ 25 000 t W). En France, des réserves potentielles très importantes de Li, Sn, Ta (et peut-être Be) existent également dans la coupole de granite à albite-lépidolite-topaze de Beauvoir-Échassières dans le Massif central français (Cuney et Autran, 1987);
- les zones de collision continentale produisant un surépaississement crustal, avec des porphyres à étain. Il s'agit d'intrusions subvolcaniques très superficielles hyperalumineuses (Sillitoe *et al.*, 1975), avec de nombreux minéraux d'étain (cassitérite dominante, stannite, mawsonite, cylindrite etc.), du quartz, de la pyrite et de la marcasite etc. Ces gisements sont connus dans les Andes, surtout en Bolivie (Oruro, Llallagua, Cerro Rico de Potosi, et Chorolque), souvent en position d'arcs continentaux internes. Leur taille très importante (de 100 à 1000 Mt à 0,2 % Sn) a conduit à les désigner parfois sous le nom de porphyre à étain;
- les rifts continentaux à granites anorogéniques annulaires alcalins (voir la section 5.4 du chapitre 5) à Sn, W, Be, et Zn, quelquefois à texture rapakivi, en particulier dans le Protérozoïque du Brésil (Rondônia et Itu), ainsi qu'au Mésozoïque, au Nigeria (Younger granites). Ils ont produit plus de 0,5 Mt d'étain en Amazonie. Il s'agit de granites très fractionnés, riches en fluor, peralumineux à feldspath alcalins, riébeckite, hastingsite, biotite, topaze, muscovite ou zinnwaldite. Le style des minéralisations varie depuis des stockwerks, rarement des skarns, à des coupoles avec des greisens.

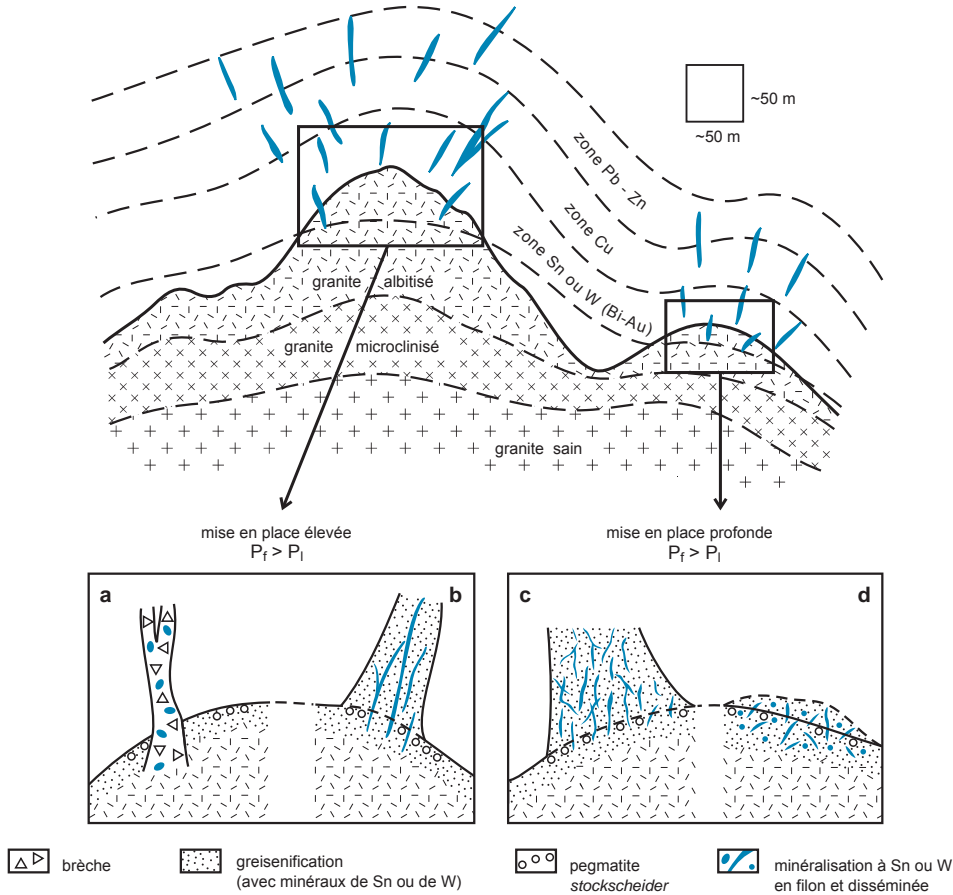


Figure 5.38 – Coupôles stannifères. En haut : coupe idéalisée d'une coupole de granite stannifère montrant la zonalité des filons minéralisés. En bas : morphologie des minéralisations en fonction du rapport entre pression fluide (P_f) et pression lithostatique (P_l). **a**) $P_f \gg P_l$ la très forte surpression fluide entraîne des explosions avec création de conduits et cheminées bréchiques; **b**) $P_f > P_l$ provoque la création de fissures donnant de puissants filons; **c**) $P_f = P_l$ pressions équilibrées entraînant une fissuration du bâti et la formation de stockwerks et de complexes filoniens; **d**) $P_f < P_l$ pression lithostatique forte maintenant les fluides dans la coupole : on a alors une greisenisation intense et une minéralisation stannifère disséminée (d'après Sinclair, 1996).

■ GÉOLOGIE DES COUPOLES

Les coupôles minéralisées constituent l'apex de systèmes d'intrusions complexes, parfois porphyriques au sommet de vastes batholites de granitoïdes felsiques et hyperalumineux, localement de gabbros quartziques (Indonésie) (figure 5.39). Les intrusions sont multiphasées et montrent un enrichissement en éléments incompatibles vers les intrusions les plus récentes et les plus petites qui prélèvent des fractions d'une chambre magmatique en cours de solidification. Les isotopes du strontium et du néodyme indiquent une source crustale pour ces granites, parfois avec une composante mantellique. Les encaissants sont souvent sédimentaires et faiblement métamorphiques. Les granites à biotite et/ou muscovite contiennent des micas lithinifères et montrent des teneurs élevées en F, Rb, Sn et basses en Ca, Ba, Sr et Eu. Les granites à lépidolite-albite sont hyperalumineux, riches en tantale, et contiennent souvent de la topaze; en périphérie, ils présentent des faciès plus fins (Pollard, 1989).

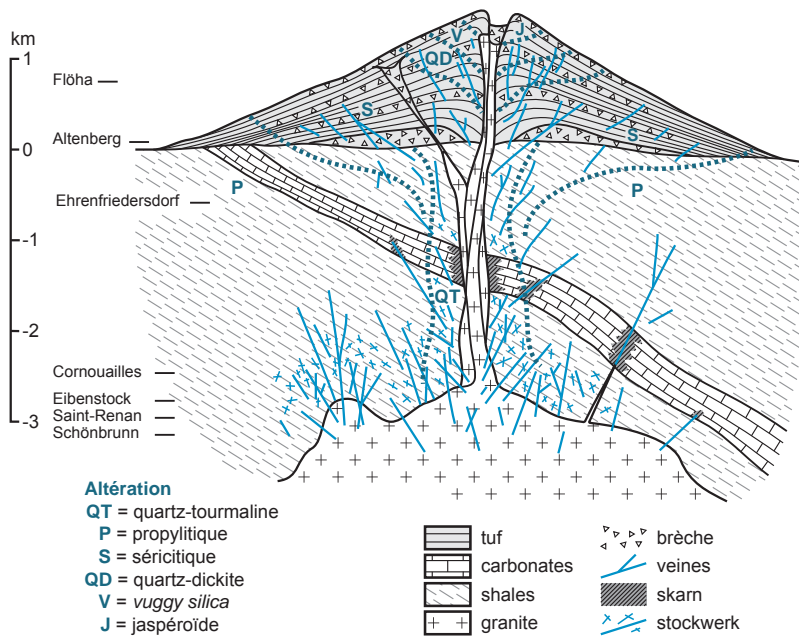


Figure 5.39 - Synthèse de la position verticale des minéralisations plutono-volcaniques à étain, avec position des enveloppes d'altération d'Europe Centrale, de Saint-Renan (Bretagne, France) et des Cornouailles (Angleterre).

Le contact supérieur des intrusions est souvent marqué par un *stockscheider* (en allemand : séparation entre deux unités granitiques ou, en anglais : *Unidirectional Solidification Textures – UST*), puissant de quelques mètres. Il est marqué par des feldspaths pegmatitiques de forme arquée et plumeuse, et du quartz, croissant à partir du toit du pluton. Sa formation est attribuée à l'accumulation des magmas résiduels et de fluides au sommet de la chambre magmatique, et à des fractures de contraction au contact entre le pluton et son encaissant.

Les minéralisations sont associées à des zones d'aplite riches en tourmaline et des granites à topaze. Les morphologies sont variées : stockwerks (photo b, planche 10), filons simples et étroits (puissance de quelques dizaines de centimètres), réseaux filoniens étroits (photo d, planche 10), brèches, cheminées (Puy-Les-Vignes, France; Correas, Brésil), disséminations dans des greisens, skarn-remplacement à sulfures. La morphologie dépend des conditions locales de perméabilité et du rapport entre la pression fluide P_f générée par le magma et la pression lithostatique P_l (figure 5.38) :

- une P_l basse permet la formation de puissants filons. Les champs filoniens peuvent présenter des structures variées : parallèles, avec deux directions, verticale ou horizontale, divergentes au-dessus d'un apex (Engualès), subhorizontaux (Panasqueira). Ils peuvent s'étendre sur des centaines de mètres en vertical et sur une longueur de plus de un kilomètre;
- des P_l et P_f fortes s'équilibrent, donnant une fracturation étendue avec des filons feuilletés et des stockwerks;
- une P_f très élevée, en profondeur ou dans un environnement peu perméable proche de la surface, entraîne une rupture explosive avec formation de brèches hydrauliques et de *pipes*;

- une P_i élevée et une P_f faible aboutit à un piégeage des fluides dans l'espace intergranulaire des cristaux du magma, pouvant former des pegmatites marginales, peu de filons et une minéralisation disséminée associée à une greisenisation étendue (Thaïlande, Montebras en France, Lagarès au Portugal).

Ces diverses présentations résultent du passage d'une tectonique radiaire ou concentrique, au sommet d'une intrusion formant poinçon pour les gîtes les plus précoces, à une tectonique résultant de contraintes régionales pour les gîtes plus tardifs.

Les altérations observées peuvent comprendre des altérations précoces, potassiques, à muscovite dominante (greisenification) ou borée, avec tourmaline noire (photos a et f, planche 10), reprises par albite, séricite et argiles. Les greisens sont des roches métasomatiques à muscovite et quartz dominants, avec parfois zinnwaldite, lépidolite, béryl, phlogopite lithinifère, qui marquent une métasomatose à potassium et lithium au sommet du système. Ils correspondent à une transformation de feldspath potassique ou plagioclase en muscovite à une pression de l'ordre de 1 à 2 kbar et à une température variant de 500 à 600 °C. Ces ensembles d'altération peuvent être repris par la percolation d'eau météorique, une superposition qui provoque la formation de kaolinite, matière première à l'origine de la porcelaine (*china clay*) des Cornouailles et de Bretagne (photos c, h et i, planche 12).

Les zonalités à l'échelle d'une coupole sont souvent très marquées. On observe étain-tungstène au cœur, puis tungstène-bismuth, enfin cuivre précédant souvent plomb-zinc (figure 5.38). D'autres minéraux sont moins fréquents : sulfosels argentifères, stibine, molybdénite, or. Enfin, il est rare que l'étain et le tungstène soient en quantités économiques équivalentes dans un gisement : on observe souvent des gisements d'étain, ou de tungstène, rarement des gisements mixtes.

■ GÉOLOGIE DES PORPHYRES

Les gîtes porphyriques à étain de Bolivie sont associés à des intrusions hyperalumineuses mises en place au-dessus des niveaux profonds du plan de Benioff andin; ils sont donc situés en arrière des porphyres cuprifères par rapport à la subduction du Pacifique. Les intrusions montrent une forte teneur en silice (SiO_2 variant de 65 à 75 %) et appartiennent à la série à ilménite; sur le plan géochimique, elles sont donc proches des systèmes réduits à or.

Ces gîtes porphyriques apparaissent hybrides entre les systèmes porphyriques et les épithermaux acides, ce qui traduit un télescopage des processus. Ce sont presque exclusivement des gisements situés en Bolivie, avec deux « monstres » : Llallagua et le Cerro Rico de Potosi, exploités pour l'étain et l'argent. Le *Cerro Rico* (le « Mont Riche ») a eu une importance considérable sur le plan économique et historique puisqu'il fournissait en argent l'Espagne du xvi^{e} siècle. Trente-cinq filons très riches, de puissance métrique, y occupent des failles normales (figure 5.40). Llallagua est l'un des plus gros gisements mondiaux d'étain : sa production historique est d'environ 500 000 t d'étain, et l'ensemble du minerai et du halo géochimique atteindrait environ deux millions de tonnes d'étain. L'or est généralement peu abondant dans ces gisements.

Ces gisements se sont formés au cours de deux épisodes métallogéniques. Le premier survient à la fin du Trias et au début du Jurassique, surtout dans la zone nord-ouest bolivienne, et le second, plus important, à l'Oligocène-Miocène (de 21 à 14 Ma) dans toute la province.

Ils sont associés à des magmas peralumineux qui conduisent à des roches à phénocristaux de feldspaths, de biotite et de quartz très corrodés; ce sont des dacites-latites superficielles et monophasées, en forme de tube, montrant des faciès phréatomagmatiques, recoupant des tufs et des

sédiments mis en place entre 12,5 et 9 Ma (Columba et Cunningham, 1993). Ces gisements sont caractérisés par de nombreuses brèches hydrothermales, cimentées par de la tourmaline, de la cassitérite, dominante et précoce, et de la pyrite. En outre, la paragenèse contient des argents rouges, en particulier pyrargyrite-polybasite, plus tardifs, donnant de l'argent natif par altération.

Une forte zonalité verticale est souvent la règle. Les filons occupent des failles normales à argent-étain au voisinage de la surface, ils sont alors marqués par une altération à quartz-dickite et une silicification, et passent à des veines plus porphyriques à étain (W-Bi) en profondeur, avec une altération à séricite (figure 5.40). La tourmaline occupe la base du système. Julcani (Pérou) montre une disposition zonée de filons à Ag, Cu, Bi, Pb, Au, W, associés à un dôme dacitique miocène recoupant d'épais sédiments paléozoïques (Petersen *et al.*, 1977). Une altération précoce de type épithermal acide est suivie par des *pipes* bréchiques à tourmaline-pyrite-quartz. L'altération hydrothermale, assez discrète, comprend également de la tourmaline, mais il n'y a pas d'altération potassique au cœur.

Une variante de ces systèmes est constituée par les systèmes filoniens à étain-cuivre comme San Rafael (Pérou, environ 15 Mt à 5,14 % Sn), ou certaines parties du district des Cornouailles, associés à des granites peralumineux réduits, avec une composante mantellique marquée par des dykes de lamprophyres. La minéralisation est contrôlée par des fractures issues des contraintes régionales; elle est postérieure à l'ébullition rétrograde dans la chambre magmatique, et par conséquent plus tardive que dans les systèmes porphyriques proprement dits.

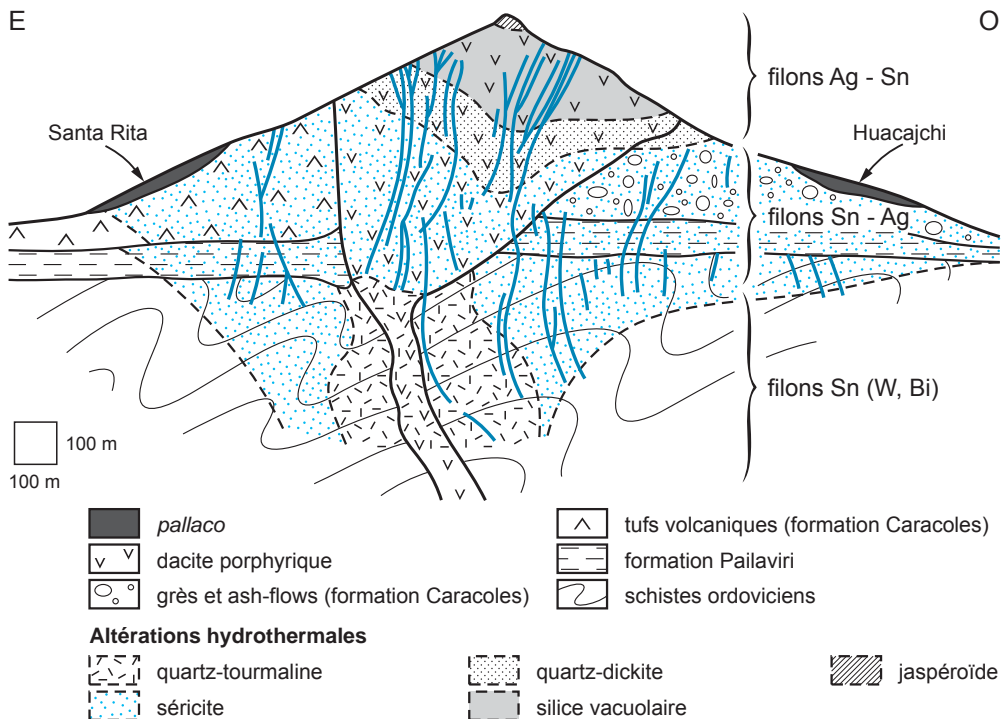


Figure 5.40 - Gisement d'étain du Cerro Rico de Potosi (Bolivie). Le terme *pallaco* désigne des éluvions minéralisées. Ce gisement présente des caractères intermédiaires avec les épithermaux acides, ce qui explique que certains auteurs le classent dans cette catégorie (d'après Bartos, 2000).

Enfin, on peut regrouper, dans cette catégorie, les **porphyres à tungstène-molybdène**, une classe rare, parfois individualisée, représentée par quelques gisements dans le monde (Mount Pleasant, Nouveau-Brunswick; Logtung, Yukon; Xinglokeng, Chine). On les rencontre dans le même contexte géodynamique que les porphyres à molybdène ou étain. La paragenèse dénote un milieu plus pauvre en soufre que les autres porphyres, avec scheelite et wolframite comme minerais principaux, cassitérite, stannite, quartz et souvent muscovite, fluorine et topaze. On y relève également des quantités variables de löllingite, arsénopyrite, pyrite ou pyrrhotite, molybdénite, bismuth natif et bismuthinite, galène et cuivre gris, dénotant une cristallisation jusqu'à des températures de l'ordre de 150 °C.

■ GENÈSE DU MAGMATISME À ÉTAÏN-TUNGSTÈNE

Les gisements d'étain sont liés à des granites très différenciés, fractionnés, dits spécialisés. Cette spécialisation en étain ne relève pas d'un enrichissement de la croûte, mais d'un processus de cristallisation fractionnée dans une croûte épaisse. Cette épaisseur permet un long temps de résidence du magma dans la croûte, plus que dans les porphyres à cuivre. Les petites intrusions ne contiennent pas suffisamment de métal pour constituer la source des gisements associés, ce qui implique la contribution de grandes chambres magmatiques sous-jacentes. La signature isotopique de l'hélium dans les inclusions laisserait supposer une contribution mantellique.

La genèse des concentrations en étain des coupoles et des granites spécialisés repose sur des conditions réductrices à la source, un fort contenu en eau, une lente cristallisation fractionnée et une expulsion de fluides acides riches en chlore. Les minéralisations porphyriques se mettent en place moins de 500 000 ans après la formation du dôme et sont parfois recoupées par des dykes dacitiques à anhydrite.

Les granites à étain-tungstène, peralumineux et réduits, prennent leur source dans la fusion partielle de sédiments réducteurs, avec un fort ratio Fe^{2+}/Fe^{3+} , et/ou un fort contenu en carbone. C'est le cas des séquences péliques sédimentaires puissantes d'une dizaine de kilomètres (chaîne permo-triasique de la péninsule malaisienne, chaîne de Sikhote Alin en Sibérie orientale, ceinture de Bolivie, chaîne hercynienne des Cornouailles et du Portugal; Lehman, 1987). Ces séries sont souvent également enrichies en bore par rapport à la croûte (de 100 à 200 ppm B au lieu de 10 ppm B). Les granites boliviens sont ainsi issus de la fusion des métasédiments riches en graphite déposés sur la marge du Pacifique. Dans ce contexte, les granites s'enrichissent fortement en éléments en trace à caractère lithophile (Li, Rb, Cs, B, Sn).

L'importante cristallisation fractionnée se fait lentement du fait de l'épaisseur de la croûte. On aboutit le plus souvent à des compositions de rhyolites. Le degré d'oxydation des magmas contrôle le coefficient de distribution entre les cristaux et le magma. Les granites à étain montrent un état d'oxydation inférieur au tampon Ni-NiO (série à ilménite), tandis que les granites à molybdène sont plus oxydés (série à magnétite) (figure 5.41). Le coefficient décroît au cours de la cristallisation et avec l'enrichissement en H, O, B, et F. Au cours de cette étape, l'étain se conduit comme un élément incompatible.

Quand un magma riche en eau cristallise, les fluides, et en particulier le chlore, sont expulsés et le magma cristallise alors en conditions anhydres. Cu, Mo, Sn et W sont enrichis dans la phase fluide du fait de leur coefficient de partage vers les solutions riches en chlore. Au cours de cette transition magmatique-hydrothermale, les fluides précoces sont aqueux (de 400 à 600 °C, de 500 à 600 bars), à N_2 et CH_4 en présence de matière organique ou à CO_2-H_2O (Kelly et Rye, 1979). Les filons seraient remplis par des pulsations de fluide. Les éléments halogènes, en particulier le

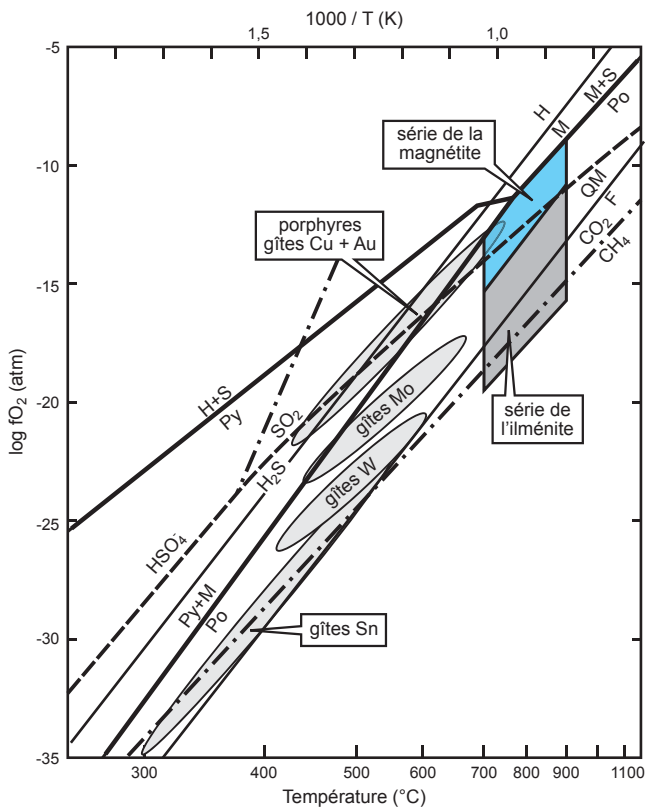


Figure 5.41 - Diagramme fO_2 versus température avec position des principales lignées magmatiques et de différentes minéralisations liées aux plutons (d'après Cerny *et al.*, 2005).

fluor (5 %), sont très abondants dans ces magmas dont ils modifient les comportements, ce qui conduit à un enrichissement en albite (Manning et Pichavant, 1985; Webster *et al.*, 2004).

Les textures pétrographiques retracent les interactions du magma avec les fluides minéralisateurs. Des textures blastomylonitiques indiquent la coexistence de cristaux et de magma avec une phase fluide dont la pression était supérieure à la pression lithostatique. La convection sépare les fluides des cristaux. Les textures aplitiques, micrographiques et/ou granophyriques des faciès finaux marquent la dépressurisation brusque avec surfusion ou refroidissement rapide qui suit la libération des fluides. Les pegmatites de type *stockscheider* en sommet de coupole traduisent les concentrations de fluides au contact même de l'encaissant.

L'étain et le tungstène sont ensuite transportés surtout par des complexes chlorurés, en fonction du pH et de fO_2 . Le système hydrothermal débute à forte température (> 500 °C) par l'exsolution précoce de vapeur magmatique (première ébullition) des parties profondes mafiques du système, ce qui permet d'extraire cuivre, argent et sans doute or. La cristallisation fractionnée dans les parties rhyolitiques les plus apicales conduit à des enrichissements en étain, et en éléments incompatibles tels que As, B, Cs, Ta et W avec un appauvrissement en éléments compatibles comme titane et zirconium. Des fluides acides peuvent contenir de grandes quantités d'étain, même à 200 °C. Les éléments précipitent lors d'une dilution par des fluides peu salins, ou à la rencontre d'un fort gradient thermique. Le dépôt de la cassitérite peut être provoqué par la greisenisation de roches quartzo-feldspathiques et la neutralisation des fluides.

Dans les systèmes porphyriques, la décompression rapide au niveau du volcan permet d'extraire des fluides riches en volatils. Étain et bore sont alors fixés dans la partie centrale du système, tandis que Cu, Ag et Au sont plus mobiles et forment des halos externes. Les fluides se mélangent progressivement avec des fluides superficiels à plus basse température. Le dépôt de la minéralisation est associé à l'ébullition rétrograde des fluides.

Certains éléments peuvent être mobilisés plusieurs millions d'années après la mise en place du pluton par des fluides superficiels. En effet, ces granites sont également riches en uranium (10 ppm) et restent chauds longtemps après leur mise en place du fait de leur radioactivité (granite de type *High Heat Productive*). Ce processus nécessite la présence d'un couvercle imperméable comme une série de shales.

■ EXPLORATION

Les porphyres à étain du sud du Pérou et de la Bolivie sont recherchés à travers leur association avec des monzogranites hyperalumineux à cordiérite-biotite, souvent encaissés dans des sédiments. Les minéralisations s'associent à des zones de métasomatisme alcalin, qui sont reconnaissables à des structures pseudo-rapakivi, des feldspaths turbides, des inclusions fluides secondaires hypersalines de grandes dimensions (50 μm), de la tourmaline noire et de la chlorite dans les roches altérées. Des concentrations détritiques à cassitérite apparaissent à la base des pentes du volcan.

Les coupoles à Sn-W sont recherchées dans les auréoles de métamorphisme de contact, même, et surtout, si le granite est peu visible et en relation avec le plissement régional et les structures cassantes tardives. La télédétection permet de déceler des structures circulaires souvent révélatrices d'intrusions cachées. Ainsi, à Échassières apparaissent une anomalie circulaire en radiométrie du proche infrarouge et une anomalie en étoile qui se corrélient à des anomalies en As, Li, Sn et W du sol, et en As des plantes herbacées (Burnol *et al.*, 1978). Des auréoles primaires de diffusion géochimique en roche à Sn, W, B, Be et Rb peuvent être utilisées, de même que la présence de cassitérite alluvionnaire. Il apparaît une spécialisation en étain, dès les termes granitiques les moins différenciés, ce qui conduit à utiliser la lithogéochimie. En sols ou en sédiments de ruisseau, la géochimie est efficace, en particulier pour F, Li et B. Les altérations, notamment la greisenisation, constituent d'excellents guides. La gravimétrie peut renseigner sur la taille des coupoles.

5.2.5 Fer-oxydes à cuivre, or et uranium (IOGC)

Ce type a été individualisé récemment (Hitzman *et al.*, 1992; Williams *et al.*, 2005) pour classer des gisements parfois exploités depuis très longtemps. Il regroupe principalement des gîtes majeurs de fer, de cuivre, d'or et, parfois, d'uranium dans des contextes périplutoniques, caractérisés par l'abondance du phosphore et du fluor, le caractère oxydé du fer, l'abondance des terres rares, et la pauvreté en titane (< 0,5 %) (figure 5.42). On utilise le terme de gisements IOGC pour *Iron-Oxyde-Gold-Copper*, traduit en français par gisements de type fer-oxydes (planche 11).

On peut y reconnaître deux grands groupes (tableau 5.8) :

- des gisements magmatiques de fer à magnétite, comme le gisement de Kiruna (ou Kirunavaara) en Suède, qui a fourni l'Europe en ce métal depuis le Moyen Âge. Ces gisements produisent de 1 à 2 % du fer dans le monde. Il s'agit de gisements de haute température, connus depuis le Protérozoïque jusqu'à l'actuel. Kirunavaara est un corps en forme de sill situé entre un porphyre syénitique et des porphyres à quartz précambriens. La minéralisation comprend

de la magnétite à grain fin, de l'hématite et de la fluorapatite (figure 5.43). Le gisement d'El Laco (Chili) est situé dans une caldeira autour d'un volcan andésitique à rhyolitique d'âge pliocène (1,9 Ma). Il est constitué par des coulées de lave d'une vingtaine de mètres de puissance très riches en magnétite, avec un peu d'hématite, de fluorapatite et d'actinote. Ces minéralisations ferrifères se sont sans doute mises en place par remplacement;

- des gisements hydrothermaux de cuivre, or et parfois uranium, riches en oxydes de fer. Il s'agit de gisements parfois de classe mondiale, comme les gisements australiens d'Olympic Dam et d'Ernest Henry, ou de champs de petits corps riches (Tennant Creek, Australie). On en connaît dès l'Archéen (Salobo et Igarapé Bahia, district de Carajas, Brésil), mais ils sont particulièrement abondants au Protérozoïque moyen (notamment autour de 1,8 Ga, 1,6 Ga et 1 Ga; Corriveau, 2007) et au Crétacé, en particulier dans la Cordillère des Andes (Marschik et Fontboté, 2001); de petites veines à hématite, sulfures et terres rares pouvant être rattachées à ce type sont connues dans toute l'Europe (Williams *et al.*, 2005). Ces gisements sont associés à des rifts intracratoniques ou à des marges continentales, avec un magmatisme anorogénique. Toutefois, ce magmatisme montre aussi une liaison avec des processus compressifs d'arc continental.

Ces deux groupes sont souvent associés au sein des mêmes districts, par exemple en Laponie, ou dans le Gawler Range en Australie (Olympic Dam, Prominent Hill, Carrapateena). Le plus grand gisement de terres rares du monde, Bayan Obo, en Mongolie intérieure (Chine), a été rattaché à cette famille; ses réserves sont estimées à 40,1 Mt contenant de 3,5 à 5,4 % de terres rares et plus d'un million de tonnes d'oxydes de niobium. Les corps minéralisés sont stratiformes et lenticulaires, encaissés dans des carbonates et des grès protérozoïques (ou paléozoïques) qui les rapprochent de skarns magnésiens et ferrifères, avec de la fluorine (photo e, planche 11). On y compte plus de 60 espèces minérales à niobium, terres rares, titane, zirconium et fer.

Les gisements hydrothermaux sont encaissés dans des roches diverses, souvent des roches magmatiques alcalines siliceuses anorogéniques, à tous les niveaux de la lithosphère supérieure (figure 5.44). Ils sont en relation avec un magmatisme bimodal principalement felsique, à rhyolite, quartz-monzonite ou trachyte porphyrique, intrusifs ou extrusifs.

Les morphologies sont variées et dépendent de la nature de l'encaissant, volcanique ou sédimentaire : il peut s'agir de corps concordants ou discordants, mais toujours épigénétiques, avec un contrôle structural marqué. La minéralisation présente souvent un faciès bréchique qui peut résulter soit de processus tectoniques (brèches de faille), volcaniques (diatrèmes), soit de dissolutions hydrothermales, même en milieu silicaté (photo c, planche 4; photos b, g et i, planche 11).

La minéralogie comprend surtout des oxydes de fer (hématite en surface, magnétite en profondeur), de la chalcopirite et de la pyrite, parfois de la bornite et de la chalcocite hypogène. L'uranium est porté par l'uraninite, les terres rares par la monazite, la bastnaésite et la florencite. On observe des enrichissements en CO₂, F, Ba, Co et P. L'or est situé à la périphérie des concentrations en cuivre, et se dépose tardivement.

Les altérations sont importantes, bien structurées dans les roches magmatiques, plus confuses dans les roches sédimentaires. En profondeur, l'altération est sodique, avec albite-magnétite, actinote ou chlorite, devenant plus potassique vers le haut, avec un assemblage à feldspath potassique et micas blancs, biotite, actinote et chlorite. Le sommet des systèmes est marqué par une altération à séricite, avec hématite-carbonate, chlorite et quartz (altération propylitique).

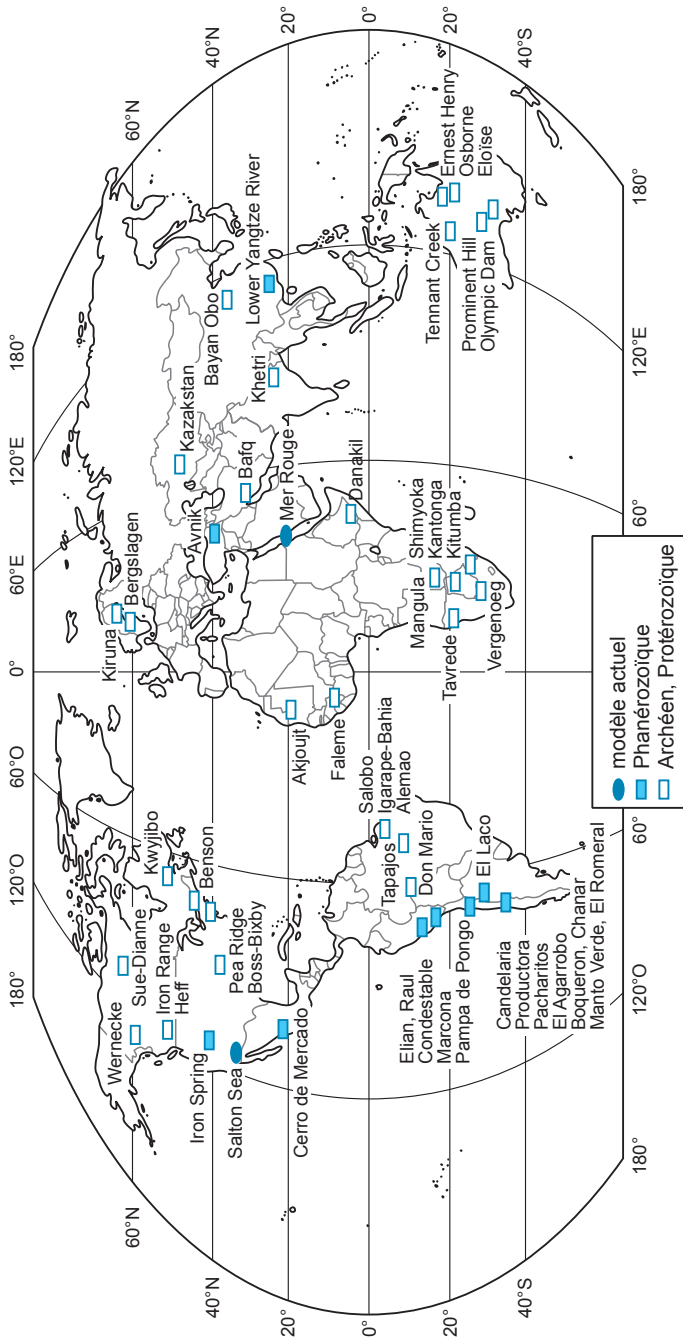


Figure 5.42 - Distribution mondiale des gisements de type fer-oxydes (IOGC). Les boues métallifères de la mer Rouge, sulfurées en profondeur et oxydées en surface, peuvent être considérées par leurs conditions de dépôt comme un équivalent actuel des SEDEX, ou par leur état d'oxydation comme proches des fer-oxydes.

Tableau 5.8 - Principaux gisements de type fer-oxydes (IOGC). Les tonnages (production + réserves) sont indiqués en millions de tonnes (Mt) et en teneurs moyennes. Ces chiffres sont indicatifs, les sources consultées donnant des chiffres parfois différents. Ils sont de plus susceptibles d'évolutions pour les gisements en exploitation, les tonnages de réserves augmentant lors de découvertes d'extensions des gisements, et les teneurs de coupure étant revues en cas de variations notables des cours, ce qui entraîne une variation des tonnages de réserves et des teneurs moyennes. nd = non disponible (tableau réalisé à l'aide de nombreuses publications, notamment les données de Williams *et al.*, 2005, et de documents inédits).

Gisement	Localisation	Cadre géologique	Âge	Tonnage (Mt)	Fe (%)	Cu (%)	Remarques
Vergenoeg	Afrique du Sud	granite du Bushveld et complexe basique stratifié	Protérozoïque inférieur	195	42	-	28,1 % de fluorine
Olympic Dam	Australie	séquence volcano-plutonique felsique à mafique (?)	Protérozoïque moyen	3810	26	1	0,5 g/t Au; 0,04 % U ₃ O ₈ ; 3,6 g/t Ag
Prominent hill	Australie	séquence volcano-plutonique felsique à mafique (?)	Protérozoïque moyen	101	-	1,5	0,6 g/t Au
Ernest Henry	Australie	suites plutoniques felsiques à intermédiaires	Protérozoïque moyen	167	-	1,1	0,54 g/t Au
Osborne	Australie	suites plutoniques felsiques à intermédiaires	Protérozoïque moyen	11	-	3,51	1,49 g/t Au
Alemao	Brésil	volcanosédimentaire felsique à mafique, complexes granite - diorite	Archéen	170	-	1,5	0,8 g/t Au
Cristalino	Brésil	volcanosédimentaire felsique à mafique, complexes granite - diorite	Archéen	675	-	1,3	0,3 g/t Au
Salobo	Brésil	volcanosédimentaire felsique à mafique, complexes granite - diorite	Archéen	789	-	0,96	0,52 g/t Au
Sossego	Brésil	volcanosédimentaire felsique à mafique, complexes granite - diorite	Archéen	355	-	1,1	0,28 g/t Au
Igarape Bahia	Brésil	volcanosédimentaire felsique à mafique, complexes granite - diorite	Archéen	30	-	-	2,3 g/t Au
Candelaria	Chili	complexes volcano-plutoniques mafiques à intermédiaires d'arc en extension	Jurassique à Crétacé inférieur	470	16	0,95	0,22 g/t Au, 3,1 g/t Ag
Manto Verde	Chili	complexes volcano-plutoniques mafiques à intermédiaires d'arc en extension	Jurassique à Crétacé inférieur	230	-	0,55	0,11 g/t Au
El Laco	Chili	volcanisme intermédiaire de bassin fermé	Pliocène	1000	50	-	
Bayan Obo	Chine	typologie très discutée	Protérozoïque - Paléozoïque inférieur	750 Mt à 4,1% TR ₂ O ₃ ; 48 Mt à 6% TR ₂ O ₃ ; 15 Gt à 35% Fe; 800 Mt à 6% TR ₂ O ₃ (1990)	35	nd	30 à 85 Mt de terres rares; 1 à 3 Mt de Nb
Pea Ridge	États-Unis (Missouri)	caldeira dans province anorogénique felsique	Protérozoïque moyen	200	55	-	
Boss-Bixby	États-Unis (Missouri)	caldeira dans province anorogénique felsique	Protérozoïque moyen	70	20	0,7	
Bourbon	États-Unis (Missouri)	caldeira dans province anorogénique felsique	Protérozoïque moyen	200	40	-	
Cornwall	États-Unis (Pennsylvanie)	sills mafiques dans bassin Mésozoïque inférieur	Trias - Jurassique	> 100	45	> 0,2	
Khetri	Inde	granites anorogéniques dans séquence volcanosédimentaire	Protérozoïque supérieur	140	-	> 1,1	0,5 g/t Au
Akjoujt	Mauritanie	volcanisme bimodal et BIF	Protérozoïque - Paléozoïque inférieur	23,6	-	1,88	1,41 g/t Au et 143 g/t Co
Cerro de Mercado	Mexique	bassins continentaux et centres volcaniques felsiques à alcalins	Tertiaire moyen	> 100	62	-	
Marcona	Pérou	complexes volcano-plutoniques mafiques à intermédiaires d'arc en extension	Crétacé inférieur	1400	54	0,11	
Pampa de Pongo	Pérou	complexes volcano-plutoniques mafiques à intermédiaires d'arc en extension	Crétacé inférieur	1000	49,5	-	
Raul-Condestable	Pérou	complexes volcano-plutoniques mafiques à intermédiaires d'arc en extension	Crétacé inférieur	32	-	1,7	0,3 g/t Au et 6 g/t Ag
Magnitogorsk	Russie	complexes volcano-plutoniques mafiques à intermédiaires d'arc	Dévonien	500	45	-	
Kiruna	Suède	séquences volcaniques felsiques-mafiques	Protérozoïque inférieur	2600	60	-	
Malmberget	Suède	séquences volcaniques felsiques-mafiques	Protérozoïque inférieur	840	55	-	
Grangesberg (Bergslagen)	Suède	séquences volcaniques felsiques-mafiques	Protérozoïque inférieur	400	55	-	
Avnik	Turquie	séquences volcaniques felsiques-mafiques	post-Ordovicien	104	14-58	-	

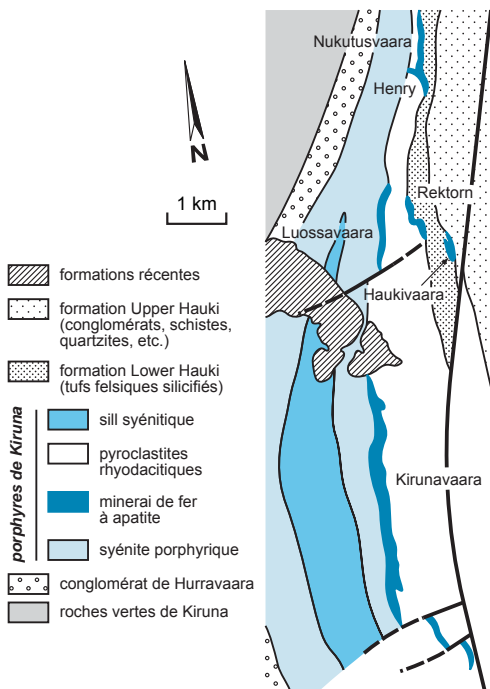


Figure 5.43 - Carte géologique du gisement de fer de type fer-oxydes de Kiruna (Suède) (d'après Romer *et al.*, 1994).

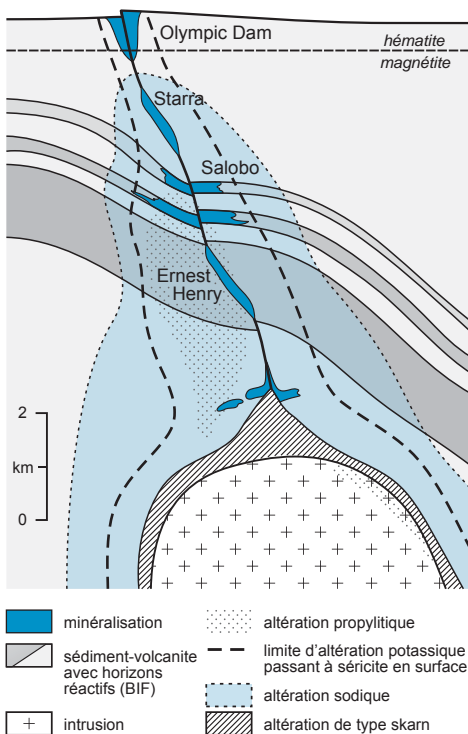


Figure 5.44 - Différents modèles de gisements de type fer-oxydes (IOGC), le long de zones de déformation et en association parfois distale avec des intrusifs. Une zone propylitique existe au sommet de l'intrusion (d'après Kerrich *et al.*, 2000; Papageorge, 2000).

La genèse de ces gîtes reste encore mal connue. Ils se seraient formés entre la surface et une profondeur allant de 4 à 6 km, à la même époque que les intrusions auxquelles ils sont associés. Celles-ci sont de haute température (1000 °C), mises en place à plus grande profondeur que celles qui sont responsables des gisements porphyriques. Les fluides minéralisateurs sont des saumures fortement concentrées, de haute température (de 400 à 600 °C), contenant du CO₂. Deux modèles de genèse ont été proposés : (1) une origine mantellique, du fait de l'association des éléments mafiques et de similarités entre la carbonatite mafique de Palabora (Afrique du Sud) et ces gisements (Groves et Veilreicher, 2001). Une filiation a ainsi été proposée avec des magmas riches en fer, caractérisés par l'abondance inhabituelle d'alcalins et l'absence de titane (figure 5.45); (2) une origine dans des saumures superficielles compte tenu de la composition sodi-calcique des solutions hydrothermales. Cependant, le caractère post-orogénique de la plupart de ces gisements suppose que les évaporites aient été lessivées avant la mise en place des minéralisations.

On peut rapprocher du type fer-oxydes, d'une part certains gisements d'or et platine complexes et mal compris dans des contextes oxydés et, d'autre part les gîtes d'uranium dans les albitites. Dans le premier cas, il s'agit des gîtes de Serra Pelada au Brésil, site d'une des plus récentes ruées sauvages de prospecteurs (garimpeiros), de Caue (une formation de fer à PGE-Au au Brésil), et de Coronation Hill (Protérozoïque inférieur du district de Pine Creek, Australie, avec uranium-or-platinoïdes). Dans le second cas, on connaît des gisements d'uranium dans les albitites à l'échelle mondiale, principalement dans les terrains du Protérozoïque : Ukraine (région de Krivoy Rog et de Kirovograd), Suède, Brésil (Caetite, Lagoa Real; Lobato et Fyfe, 1990), Guyana, Inde (Rajasthan), Cameroun (Kitongo), Québec (Sagar) et Australie (Queensland). Les teneurs sont de l'ordre de 0,2 à 0,3 % U₃O₈, avec parfois de l'or et du cuivre. Les minéralisations sont encaissées dans des grès et des roches détritiques, avec des basaltes, marquant un contexte de rift. Elles sont encaissées par des zones métasomatiques d'apparence bréchique jalonnant des failles, et peuvent atteindre 10 m de puissance pour plusieurs centaines de mètres de longueur. La minéralisation est associée à des altérations à albite, amphibole ou pyroxène sodiques, grenats (andradite), biotite,

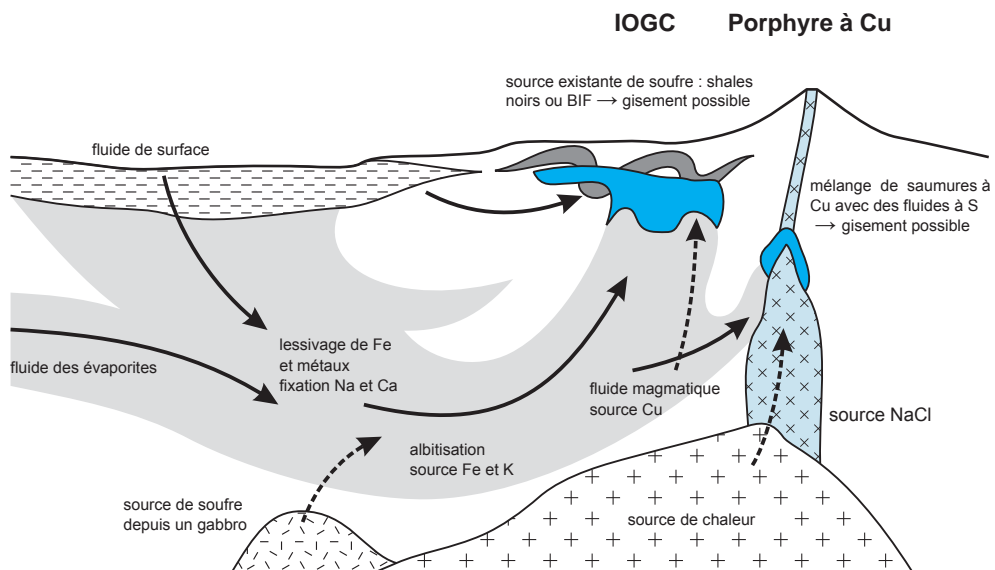


Figure 5.45 - Modèles de genèse des gisements de type fer-oxydes (IOGC) : la source du sel peut résulter soit d'une ébullition au stade magmatique, soit d'infiltrations provenant de la surface.

calcite, titano-magnétite ± brannérite, apatite, zircon uranifère, uraninite, anatase, magnétite et hématite). Des sulfures sont parfois présents. Les altérations sont sodiques, parfois potassiques; la minéralisation serait synmétamorphe et associée à des fluides oxydants, riches en sodium, calcium, fluor et phosphore de température élevée (de 340 à 380 °C).

L'exploration des gisements fer-oxydes repose sur une approche régionale du magmatisme, souvent hyperpotassique, à forte signature radiométrique. Olympic Dam a été découvert par l'intersection d'anomalies gravimétriques, magnétiques et linéamentaires. La géophysique TEM a permis de découvrir Ernest Henry, enrichi en cuivre natif près de la surface. Les gisements brésiliens ont été découverts surtout grâce à leur signature géochimique. L'albitisation régionale peut constituer un guide sur le terrain.

OLYMPIC DAM (AUSTRALIE MÉRIDIONALE) (FIGURE 5.46)

La compagnie Western Mining a découvert ce gisement sur la base d'une étude fondamentale; elle visait la découverte d'un gisement de cuivre dans des sédiments protérozoïques, au voisinage de basaltes et de zone de faille. Le premier forage de reconnaissance fut implanté sur une zone d'anomalies gravimétriques (17 mGal) et magnétiques (1400 nT) positives, au voisinage d'un accident NO-SE. Le socle du Gawler Range a été atteint sous 300 m de sédiments crétacés. Au lieu des shales noirs recherchés, il a recoupé une brèche granitique à chalcocite. Cette découverte quasi fortuite a conduit à la définition du type fer-oxydes. Avec des ressources de 3,81 Gt à 26 % Fe (non récupéré), 1 % Cu, 0,04 % U₃O₈, 0,5 g/t Au et 3,6 g/t Ag, Olympic Dam est actuellement le plus important gisement d'uranium du monde, avec une production de cuivre, de zinc, d'argent et d'or, et des concentrations en terres rares et cobalt.

Olympic Dam est encaissé dans un granite appartenant à la série Hiltaba (1590 Ma), des granites protérozoïques oxydés formant une ceinture nord-sud. Une auréole d'hématitisation entoure la minéralisation. Le gisement s'allonge le long d'une large zone de cisaillement et comprend diverses zones de brèches, tantôt granitiques (matrice broyée), tantôt à magnétite ou hématite. Il comprend une zone centrale siliceuse, stérile, marquée par un diatrème, autour duquel se développent des corps minéralisés. La minéralisation se présente sous forme de grains disséminés et de veinules de sulfures (chalcopyrite, pyrite, bornite, chalcocite) et uraninite (pechblende), avec un peu de coffinite et de brannérite dans la matrice des brèches à hématite. L'or et l'argent sont associés aux sulfures de cuivre. Une altération à mica blanc leur est associée. Les faciès oxydés de surface passent en profondeur à des faciès sulfurés. Des faciès de formations de fer très déformées peuvent être interprétés comme le reste d'un lac sus-jacent ou des sédiments internes de cavités de dissolution. Des filons à barytine rubanée ferrière et fluorine recoupent l'ensemble (photo c, planche 11). L'anomalie gravimétrique correspond vraisemblablement à un corps mafique encore inconnu en profondeur.

La minéralisation a le même âge que son encaissant, entre 1600 et 1584 Ma. Elle se serait formée au voisinage de la surface par le mélange de fluides magmatiques, équilibrés avec des roches mafiques, et de fluides superficiels, en relation avec un milieu évaporitique.

5.2.6 Minéraux industriels du plutonisme felsique

Outre les minéraux accessoires mais sources de métaux abordés précédemment, les minéraux majeurs du plutonisme felsique sont également exploités lorsqu'ils sont suffisamment abondants et purs pour constituer des gisements (planche 12). Feldspaths, micas, kaolin et quartz, notamment, vont ainsi alimenter les industries du verre, de la céramique, du papier, du plastique, etc.

■ FELDSPATHS

Les feldspaths sont des silicates d'alumine alcalins ou calco-sodiques formant de 51 à 59 % de l'écorce terrestre. Ils sont abondants dans la plupart des roches magmatiques et métamorphiques. On distingue les feldspaths alcalins, qui forment une série entre KAlSi₃O₈ (orthose, microcline et sanidine) et NaAlSi₃O₈ (albite), et les feldspaths plagioclases qui constituent une seconde série entre NaAlSi₃O₈ (albite) et CaAl₂Si₂O₈ (anorthite).

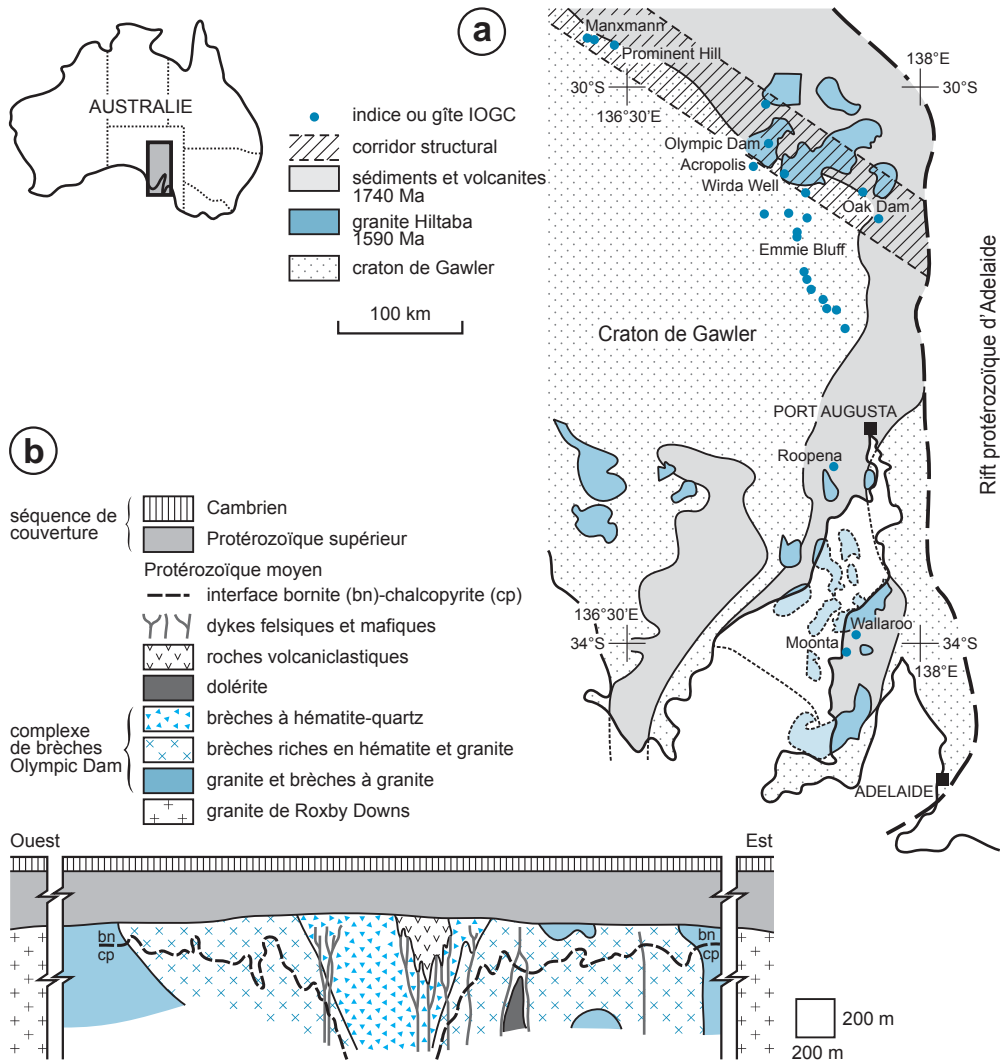


Figure 5.46 - Coupe et plan d'Olympic Dam avec carte des granites de type Hiltaba et des minéralisations de type fer-oxides sur la marge orientale du Craton de Gawler (Australie méridionale) (d'après Skirrow *et al.*, 2002; Drummond *et al.*, 2006; coupe d'Olympic Dam d'après Reeve *et al.*, 1990).

Seuls les feldspaths alcalins sont des minéraux industriels importants, employés pour 95 % de leur production dans les industries de la verrerie et de la céramique (tableau 5.9). L'aluminium apporte dureté et résistance à la corrosion et à la chaleur, tandis que les alcalins agissent comme fondants, abaissant le point de fusion des matériaux de base. Des usages annexes existent comme fillers dans les peintures, plastiques et caoutchoucs. En 2007, la production mondiale s'élevait à 16 Mt. Les principaux producteurs sont la Chine (> 5 Mt), la Turquie (5,5 Mt) et l'Italie (2,5 Mt) devant le Japon et la Thaïlande (1 Mt chacun). La France produit 0,65 Mt de feldspaths, principalement extraits de leucogranites albitiques (Montebras) et des albitites des Pyrénées.

Tableau 5.9 - Spécifications requises pour les feldspaths industriels. Comparaisons avec les compositions des feldspaths naturels et des verres courants (composants principaux, borates non compris). Les feldspaths entrent à hauteur de 10-55 % dans les carreaux de sols et muraux, 15 à 30 % dans la porcelaine, 25 à 30 % dans les sanitaires, 0 à 18 % dans les verres. L'alumine introduit une meilleure stabilité car elle ralentit la dévitrification et accroît la résistance, la soude une meilleure fusibilité. Les feldspaths potassiques sont préférés pour l'émaillage des céramiques en raison d'une fusion plus progressive et d'une viscosité qui reste élevée (spécifications des feldspaths d'après Harben, 2002, et données Imerys).

Spécifications des feldspaths industriels et des syénites néphéliniques					
	K ₂ O + Na ₂ O (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	Granulométrie	
feldspath pour verrerie (surtout sodique)	> 8 (souvent 4-6 % K ₂ O et 5-7 % Na ₂ O)	> 18	< 1 (verre coloré) < 0,08 (verre blanc)	20 - 40 mesh (850-425 µm)	
feldspath pour céramique (surtout sodique)	> 8	> 15	< 0,07 (émaux) < 0,35 (carrelage)	200 mesh (75 µm)	
syénite néphélinique pour verrerie	> 14	> 23	< 0,08 (verre blanc)	-	
Compositions théoriques des feldspaths alcalins					
	K ₂ O (%)	Na ₂ O (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	
orthose-microcline	16,9	-	18,4	-	
albite	-	11,7	19,6	-	
Compositions des verres courants					
	Sable siliceux (%)	Feldspath (%)	Dolomite (%)	Calcite (%)	NaCo ₃ (%)
verre blanc	54	8	4	15	18
verre à bouteille	50,4	3,6	2,9	8	15,8
verre à vitre	44	1	9	4	13

Les feldspaths alcalins sont présents dans de nombreuses roches magmatiques (granites et leurs pegmatites, rhyolites et dacites, granodiorites, syénites, etc.). Cependant, seules celles à feldspaths particulièrement abondants et purs (> 8 % K₂O pour les feldspaths potassiques et > 6 % Na₂O pour les feldspaths sodiques) et pauvres en ferromagnésiens (pour des raisons de blancheur) sont exploitées. Il s'agit de syénites et de granites très différenciés, comme des leucogranites albitisés (Échassières et Montebas, en France), de pegmatites et d'aprites, surtout si elles sont albitisées, ou d'albitites, roches métasomatiques composées d'au moins 50 % d'albite. Les syénites néphéliniques, employées comme substituts aux feldspaths dans certains pays, fournissent une production d'environ 2 Mt.

MONTEBRAS ET BEAUVOIR-ÉCHASSIÈRES (FRANCE) (figure 5.47)

Au nord du Massif central français, le district de Montebas – Échassières est caractérisé par un groupe d'intrusions différenciées d'âge carbonifère, auxquelles sont associées des minéralisations comportant, notamment, tungstène, étain, tantalite, lithium et kaolin.

La coupole granitique à Sn, Nb, Ta de Montebas (Creuse, France) est un petit massif intrusif. La masse principale de l'intrusion est un microgranite montrant en couronne une formation de granite très clair à albite-muscovite enrichi en cassitérite et tantalite fines, puissante de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, qui ressemble à un greisen. Le contact avec le granite encaissant est souligné par un *stockscheider* pegmatitique métrique à grands feldspaths rouges (photo e, planche 12). Le granite à albite-muscovite, très riche en feldspath, est exploité en masse puis simplement broyé avant de prendre le chemin des usines de céramiques.

Le complexe granitique à lithium-fluor d'Échassières est exploité pour le kaolin depuis 1852 et pour la cassitérite depuis 1961 (figure 5.47). Il a été reconnu par un sondage, profond de 900 m, qui a mis en évidence sa structure zonée en trois unités emboîtées et son caractère intrusif en forme de lame puissante d'environ 500 m inclinée vers le sud. Le granite de la Bosse, non affleurant, est le plus ancien; il est à l'origine du stockwerk à wolframite anciennement exploité. Le granite porphyroïde des Colettes est la seconde intrusion, la plus importante en masse. La troisième unité est le granite de Beauvoir, daté à 308 +/- 2 Ma (Cheilletz et al., 1992), qui montre dans sa partie apicale une importante minéralisation disséminée à Li-Sn-Ta (et peut-être Be), matérialisée par la présence de lépidolite, topaze, cassitérite, et manganocolumbite. L'exploitation actuelle (IMERYS) extrait du kaolin de la partie supérieure kaolinisée des granites des Colettes et de Beauvoir, des sables lithinifères, et récupère de la cassitérite (60 t/an) et de la manganocolumbite du granite de Beauvoir.

■ QUARTZ ULTRA-PUR

Le quartz est la forme cristallisée de la silice la plus commune. Les sables quartzeux représentent l'essentiel des ressources minérales exploitées pour la silice et suffisent à approvisionner les deux grands marchés de la fonderie et de la verrerie. Cependant, certaines applications industrielles qui tirent parti des propriétés piézo-électriques et d'une qualité optique optimale requièrent un quartz de très haute pureté ($\text{SiO}_2 > 99,9\%$), dite de qualité électronique. Ce quartz est employé pour la fabrication du silicium métal, des composants électroniques (semi-conducteurs, oscillateurs à fréquence contrôlée, filtres de fréquence, supports de puces, chronomètres, etc.) utilisés dans l'aérospatiale, l'informatique, les jeux électroniques, les instruments de navigation, etc. Le silicium métal (ou silicium métallurgique) entre dans la composition des silicones, siliciures, silicates, nitrures de silicium pour les céramiques, et sert à l'élaboration de cristaux de silicium de grandes dimensions pour l'industrie spatiale, l'optique et l'électronique.

Les cristaux limpides de quartz hyalin ont été exploités pour ces usages jusqu'en 1971. À cette date, les quartz de synthèse (élaborés dès 1947) ont peu à peu remplacé ces quartz naturels et, aujourd'hui, tous les quartz de qualité électronique sont des quartz de synthèse, obtenus dans des autoclaves à partir de blocs de quartz naturel très pur, appelés *lascas*, ou *seed quartz*. Ces *lascas* sont extraits des pegmatites du Brésil, du Kazakhstan et d'Arkansas, un peu de celles de Madagascar, des filons hydrothermaux de Russie, des placers alluviaux du Brésil, et de quelques autres pays. La production annuelle ne dépasserait pas 2000 tonnes (Harben, 2002).

■ MICAS

Deux phyllosilicates du groupe des micas, la muscovite et le phlogopite, sont exploités annuellement à raison de 360 kt et environ 20 kt, respectivement (productions mondiales 2007).

Leur atout principal est leur texture en feuillets qui les fait apprécier comme filler (« remplissant ») dans de nombreux produits, car elle abaisse la perméabilité et augmente la résistance à la fissuration, et leur confère de fortes résistances thermique et électrique. La muscovite est ainsi employée, entre autres, dans les joints, les boues de forage, les plastiques, les caoutchoucs (notamment les pneus), les tuiles asphaltées, divers isolants électriques et les papiers peints. Le

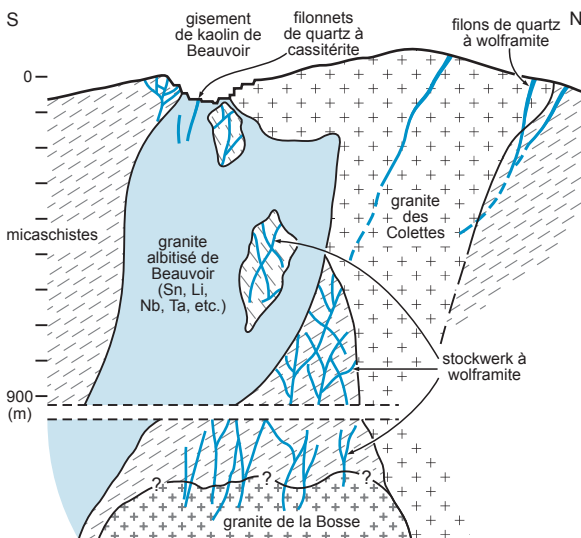


Figure 5.47 - Coupe de la coupole granitique de Beauvoir-Échassières (Allier, France). Les 900 mètres dessinés en continu correspondent à la profondeur du sondage de reconnaissance réalisé dans le cadre du programme Géologie Profonde de la France – GPF (d'après Cuney *et al.*, 1992).

phlogopite est employé dans les disques de freins et les embrayages pour réduire les vibrations, dans divers plastiques et caoutchoucs, et sert parfois de substitut à l'amiante.

De grandes lames de muscovite, pouvant dépasser un mètre carré, sont encore extraites de pegmatites granitiques. Toutefois, cette production, appelée *sheet mica* (taille minimale des lamelles de 2,4 cm), est très faible, avec 5200 t produites en Inde et en Russie en 2007, soit 2 % de la production. L'essentiel de la muscovite commercialisée est un sous-produit de l'exploitation de feldspath et de kaolin. Elle se présente alors en fines paillettes, et prend le nom de *flake mica* ou *scrap mica*, produites essentiellement par les États-Unis (35 %), la Russie (30 %) et la Finlande. La France en produit annuellement 10 000 t comme sous-produits dans ses gisements de kaolin et de feldspath. Le phlogopite est produit, pour l'essentiel, au Québec où il est extrait de roches mafiques pegmatitiques.

■ KAOLIN

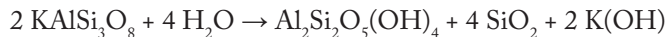
Le kaolin est une roche argileuse (voir le chapitre 7) formée à plus de 90 % de kaolinite, un silicate d'alumine hydraté dioctaédrique de composition $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$. De 60 à 90 % de kaolinite, le matériau est une argile kaolinique, moins prisée. Le kaolin est principalement utilisé dans l'industrie du papier (60 % de sa consommation en France), dans l'industrie céramique (20 %) et il entre accessoirement dans la fabrication des peintures, plastiques et caoutchoucs.

En 2007, la production mondiale était de 37,8 Mt. Les plus grands producteurs sont les États-Unis, avec les grands gisements de Géorgie (7,3 Mt), l'Ouzbékistan (5,5 Mt), le Brésil (2,5 Mt), la République tchèque (3,7 Mt), l'Allemagne, et l'Angleterre avec les gisements des Cornouailles (2,4 Mt). Le mot kaolin vient du chinois *kao ling*, la haute colline, d'où le terme de *china clay* en anglais pour désigner ce produit.

La kaolinite est un minéral secondaire formé par altération, supergène et hydrothermale, de silicates d'alumine, surtout des feldspaths potassiques. On distingue deux types de gisements de kaolin : les gisements primaires, formés in situ par altération d'un protolite, et les gisements secondaires (ou sédimentaires) pour lesquels la kaolinite a été transportée et sédimentée à distance de son lieu de formation (photo f, planche 12).

Dans les gisements primaires, le kaolin se forme par transformation sur place de roches-mères variées ayant en commun une richesse en feldspath potassique : principalement des roches magmatiques (granites, syénites, diorites quartziques, aplites, rhyolites, etc.), plus rarement métamorphiques (gneiss) ou sédimentaires (arkoses), les meilleurs kaolins apparaissant aux dépens de granites riches en muscovite.

La réaction essentielle d'hydrolyse du feldspath potassique s'écrit :



En conditions acides, la muscovite peut aussi être kaolinisée :



Si le potassium n'est pas lessivé, de l'illite se forme à la place de la kaolinite.

La genèse des gisements primaires de kaolin est un problème toujours débattu entre les tenants d'une formation précoce par altération hydrothermale et les tenants d'une formation plus tardive par altération météorique. La formation d'un gisement de kaolin débute par la circulation de fluides hydrothermaux chauds au sein d'une roche perméable, qui transforment les feldspaths

en kaolinite. Le plus souvent, ce sont les fluides finaux du magma qui « auto-altèrent » le massif granitique dont ils sont issus; il s'agirait donc d'un processus deutérique. Cette phase de kaolinisation se développe surtout à haute température et dans des conditions acides, le pH étant trop bas pour que cristallisent d'autres silicates d'alumine. L'existence de cette altération est attestée par l'association du kaolin avec des manifestations hydrothermales de haute température (greisen, tourmalinite, etc.), ou par sa présence en profondeur, loin de toute connexion avec les eaux de surface, dans les systèmes porphyriques par exemple.

Cependant, pour créer un gisement d'importance, une altération plus tardive par les eaux météoriques doit se superposer à cette altération hydrothermale. Cette seconde altération se développe en milieu continental, sous climat tropical humide marqué par une forte pluviométrie (plus de un mètre par an), des températures supérieures à 20 °C et une alternance des saisons. L'altération météorique lessive totalement les éléments alcalins et alcalino-terreux (K, Na, Ca) ainsi que le fer, et provoque le départ d'une partie de la silice. La formation de kaolinite s'accompagne d'une forte réduction de volume. Les zones d'altération kaolinique dépassent souvent 50 m d'épaisseur, et peuvent être surmontées par des latérites ou des bauxites lorsque l'évacuation du fer et de l'aluminium est faible (Guyana, Australie, etc.).

Ce phénomène d'altération météorique débute le long des zones de plus forte perméabilité (fractures, fissures) et gagne latéralement pour concerner de larges volumes de roche, au sein desquels on rencontre des zones granitiques préservées. La kaolinite apparaît d'abord en filonnets, ou pellicules intimement associées aux feldspaths, avant de constituer, dans les zones d'altération complète, des accumulations très importantes de plusieurs kilomètres d'allongement pouvant contenir plus de 100 Mt de kaolin.

Ces gisements primaires, dans lesquels la kaolinite est sur son site originel de formation, représentent de 30 à 40 % de la production mondiale mais 78 % des gisements exploités en Europe (Cornouailles anglaises, Échassières, Ploemeur et Berrien en France), tous situés sur des leucogranites. La teneur du minerai en kaolinite varie de 25 à 50 %. La muscovite et le quartz sont des sous-produits couramment récupérés dans les exploitations de kaolin. La muscovite ainsi produite contribue, pour une part non négligeable, à la production mondiale de ce minéral.

La recherche de gisements primaires repose sur plusieurs paramètres bien connus :

- présence de leucogranite surtout à gros grain, plus altérable (riche en muscovite, pauvre en fer);
- intense fracturation, accroissant sa perméabilité. Les fractures sont parfois soulignées par des filons de quartz ou des greisens. La kaolinisation est maximale à l'intersection de fractures;
- présence d'une altération hydrothermale : greisen, indices minéralisés à étain ou tungstène, tourmalinisation;
- présence d'un recouvrement ayant protégé le gisement (recherche des paléosurfaces);
- position en périphérie, latérale ou verticale, d'un massif granitique, zone de déformation maximale. Toutefois, des gisements importants sont parfois en position intragranitique (Ploemeur, France).

LE KAOLIN DE PLOEMEUR (FRANCE)

Le gisement de kaolin de Ploemeur, également appelé de Kergantic-Lanvrian du nom des deux principales fosses d'extraction, est situé dans le Morbihan, à 8 km à l'ouest de Lorient (figure 5.48). Il est exploité dans plusieurs carrières par IMERYS. Le début de l'exploitation remonte à 1904.

Le gisement est encaissé dans le leucogranite de Ploemeur, daté à 304 ± 6 Ma, élément de la ceinture la plus méridionale des leucogranites hercyniens sud-armoricains. C'est un leucogranite alcalin à quartz, microcline, albite, muscovite et rare biotite qui montre deux faciès : un faciès méridional équant à gros grain et un faciès septentrional orienté.

Le gisement est constitué de nombreux amas de kaolin de forme habituellement irrégulière au sein du massif de leucogranite (photos c et i, planche 12). Le contrôle structural est net : les principaux amas s'alignent sur 2,7 km suivant des failles majeures N 20° E et leurs conjuguées N 160° E, partiellement occupées par des filons de quartz. La kaolinisation est maximale au point de jonction des deux failles et décroît fortement lorsqu'on s'en éloigne.

Le gisement de kaolin présente plus de 100 m d'extension verticale. On observe un gradient horizontal d'intensité de la kaolinisation perpendiculaire aux zones de failles, ce qui traduit clairement l'action des fluides hydrothermaux tardi-magmatiques chauds (vers 550 °C) circulant dans les failles majeures. La silice libérée par la kaolinisation se redépote presque in situ dans ces failles et les fissures connexes formant les grands filons de quartz. L'altération météorique ultérieure occasionnée par le climat tropical humide de l'Éocène (vers 38 Ma) renforce la kaolinisation dans la zone de surface.

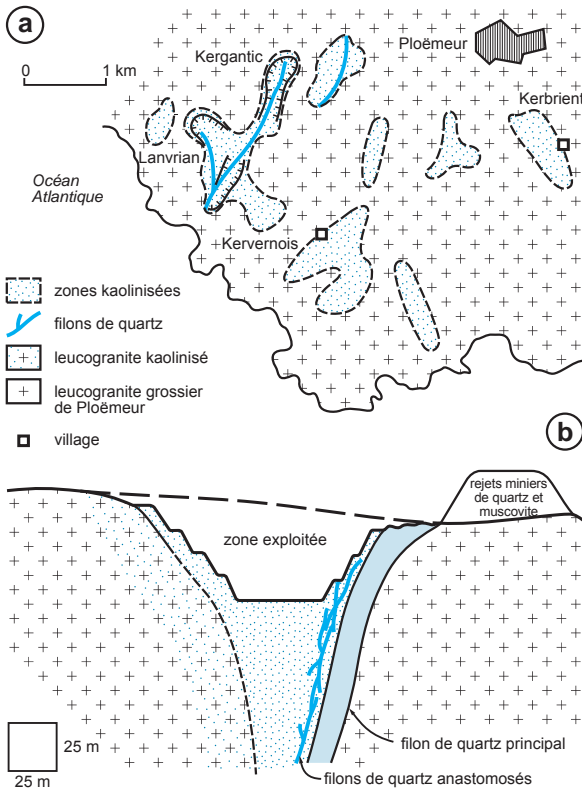


Figure 5.48 - Granite hercynien kaolinisé de Ploemeur (Morbihan, France) : position des zones à kaolin et du principal gisement de Kergantic-Lanvrian (coupe d'après documents inédits de F. Lanzi, Imerys).

5.3 Gîtes du métamorphisme de contact

Le métamorphisme de contact s'accompagne de processus métagénétiques ou de remplacement au voisinage d'une intrusion, appartenant à deux principaux types : les skarns et les mantos. Les

skarns sont au voisinage immédiat de l'intrusion, tandis que les mantos (mot espagnol signifiant couverture, allusion à l'allure fréquemment stratiforme) peuvent se situer jusqu'à plusieurs kilomètres de l'intrusion.

La métasomatose, également appelée métamorphisme allochimique, consiste en un lent transfert d'éléments (Si, Al, Fe, Mn, etc.) par des fluides en imprégnation dans les roches, ce qui provoque des transformations minérales pouvant conduire à des gisements. Ces déplacements se réalisent à la faveur de circulations hydrothermales en environnement poreux, sans fracture ouverte. Les circulations de fluides et les transformations métasomatiques attenantes sont alors contrôlées par la lithologie de l'encaissant, à la fois par sa porosité et sa perméabilité, et par son aptitude à réagir avec les fluides.

Les gisements développés par ces processus métasomatiques se rencontrent en environnement métamorphique. Les skarns, les mantos et les remplacements distaux aurifères de type Carlin, notamment, sont liés au métamorphisme de contact, ou thermométamorphisme. L'action des fluides magmatiques de haute température se manifeste par l'arrivée de volatils (fluor, chlore, bore) et de métaux d'origine magmatique (tungstène, molybdène, cuivre, or, etc.). Ces gisements sont en relation avec la mise en place de plutons dans des roches sédimentaires et souvent associés à d'autres types de minéralisations, en particulier les porphyres cuprifères, les coupoles granitiques différenciées à étain-tungstène, et les gisements épithermaux.

Souvent stratiformes, les skarns du métamorphisme général sont plus rares et moins importants d'un point de vue économique. Ils comprennent surtout des skarns ferrifères substratiformes développés par métamorphisme de protolites ferrifères d'origine mal connue et sont aussi responsables de remplacements conduisant à des gisements de wollastonite, de magnésite et de talc. Ce phénomène conduit également à la formation des zones de cisaillement minéralisées en or (voir le chapitre 8).

5.3.1 Skarns à tungstène, cuivre et or

Les skarns comptent parmi les types de gisements les plus répandus sur la planète et ont été largement étudiés (Einaudi *et al.*, 1981; Meinert, 1997; Meinert *et al.*, 2005). Les skarns constituent des gisements importants de tungstène, de plomb-zinc, de cuivre ou d'or (figure 5.49), mais on y exploite également l'étain sous forme de cassitérite, le béryllium sous forme de béryl, le bore sous forme de datolite et de danburite, le fer sous forme de magnétite ou, encore, la molybdénite et la wollastonite (tableau 5.10). En 1987, ils représentaient 70 % de la production mondiale de tungstène et plus de 20 % de l'étain, mais leur production s'est considérablement réduite depuis. Le skarn d'Antamina (Pérou) est le troisième producteur mondial de concentrés de cuivre et le septième de zinc. Les skarns cuprifères associés aux porphyres cuprifères se distinguent des autres skarns par leur grande taille (de 50 à 320 Mt avec une moyenne vers 100 Mt d'un minerai titrant 1 % Cu); ils sont exploités conjointement au porphyre, comme le skarn de Carr Fork à Bingham (Utah; photo h, planche 13). Les skarns cuprifères non associés à des porphyres cuprifères sont plus modestes (de 2 à 30 Mt), mais porteurs d'un minerai titrant de 1,5 à 2,5 % Cu.

Le terme de skarn est au cœur d'un débat sémantique. En effet, à l'origine, le terme suédois « skarn » désignait, dans l'argot des mineurs de la mine de Persberg, en Suède, des minéraux sans valeur associés aux minerais de fer, principalement des grenatites. Il désigne maintenant des roches particulières dominées par des silicates calciques (grenat, pyroxène) à grain grossier, formées par remplacement métasomatique essentiellement siliceux de roches majoritairement

Tableau 5.10 - Principaux gisements de type skarns et mantos. Les tonnages (production + réserves) sont indiqués en millions de tonnes (Mt) et en teneurs moyennes. Ces chiffres sont indicatifs, les sources consultées donnant des chiffres parfois différents. Ils sont de plus susceptibles d'évolutions pour les gisements en exploitation, les tonnages de réserves augmentant lors de découvertes d'extensions des gisements, et les teneurs de coupure étant revues en cas de variations notables des cours, ce qui entraîne une variation des tonnages de réserves et des teneurs moyennes. nd = non disponible (tableau réalisé à l'aide de nombreuses publications, notamment les données de Dawson, 1996, de Dawson et Kirkham, 1996, de Garwin *et al.*, 2005, d'Hannington *et al.*, 2005, de Meinert *et al.*, 2005, et de documents inédits).

Gisement	Pays	Tonnage (Mt)	Teneurs			
Skarns ferrifères						
			Fe (%)			
Musan	Corée-du-Nord	5200	50			
Kachar	Russie (Oural)	2000	45			
Magnitogorsk	Russie (Oural)	500	48			
Sarbai	Russie (Oural)	725	45,6			
Sokolovsk	Russie (Oural)	967	41			
Skarns cuprifères						
			Cu (%)	Zn (%)	Fe (%)	Ag (g/t)
Gaspé	Canada (Québec)	67	1,45	-	-	-
Twin Buttes	États-Unis (Arizona)	320	0,7	-	-	6
Antamina	Pérou	559	1,24	1,03	-	13,7
Skarns cuprifères et aurifères; (p) = associé à un porphyre						
			Cu (%)	Au (g/t)	Ag (g/t)	
Red Dome (p)	Australie (Queensland)	15	0,46	2,6	4,6	
Galore Creek (p)	Canada (Colombie Britannique)	284	0,67	0,35	7,7	
Greenwood	Canada (Colombie Britannique)	31,8	0,8	1,1	15	
Ingerbelle (p)	Canada (Colombie Britannique)	216	0,4	0,16	0,63	
Mount Polley (p)	Canada (Colombie Britannique)	10	0,38	0,55	4,5	
Bisbee (p)	États-Unis (Arizona)	120	nd	0,5	-	
Christmas (p)	États-Unis (Arizona)	80	0,7	0,2	-	
Mission (p)	États-Unis (Arizona)	320	0,8	0,1	9,6	
Ely (district) (p)	États-Unis (Nevada)	68	0,7	0,3	0,9	
Santa Rita (p)	États-Unis (Nouveau-Mexique)	70	0,9	0,2	-	
Carr Fork (Bingham) (p)	États-Unis (Utah)	80	2,2	0,6	12	
Kucing Liar	Indonésie	320	1,42	1,57	-	
Big Gossan	Indonésie (Irian Jaya)	37	2,69	1,02	-	
Ertsberg East	Indonésie (Irian Jaya)	210	1,14	0,9	-	
Gold Coast	Papouasie - Nouvelle-Guinée	54	1,53	1,6	-	
Ok Tedi (pro parte) (p)	Papouasie - Nouvelle-Guinée	265	0,8	0,65	-	
Tintaya (p)	Pérou	139	1,23	0,23	-	
Varvarinskoye	Russie (Oural)	95,3	0,25	1,15	-	
Skarns aurifères						
			Au (g/t)	Cu (%)		
Hedley (Nickel Plate)	Canada (Colombie Britannique)	8,4	7,3	-		
Rio Narcea	Espagne	19	4,65	0,39		

carbonatées; on les scinde parfois en skarns calciques et magnésiens, formés par remplacement respectif de calcaires et de dolomies. Le terme « tactite » utilisé autrefois est tombé en désuétude, absorbé par le terme « skarn » dont il est maintenant synonyme. Le terme « cornéenne » est très général et désigne les roches formées par métasomatose au contact d'intrusions, sans connotation économique ou minéralogique. On l'emploie plutôt pour les contextes alumineux, réservant le terme skarn pour les contextes carbonatés.

Les skarnoïdes sont des remplacements en contextes lithologiques complexes ou hétérogènes, carbonatés en partie seulement (Cheilletz, 1988). On peut les assimiler aux skarns de réaction qui se développent au sein de séries très contrastées où alternent de fins rubans de schistes, cherts et calcaires (Einaudi et Burt, 1982). Les silicates calciques s'y forment par les mêmes phénomènes de transferts chimiques entre les lithologies adjacentes que dans les skarns.

La grande majorité des skarns se développe au contact ou à proximité d'un intrusif. Ils résultent de phénomènes de diffusion généralement à haute température (d'où l'expression gîtes pyrométasomatiques, maintenant obsolète), associés aux intrusions granitiques à dioritiques des ceintures orogéniques. La composition et la texture du protolite vont contrôler, dans une large mesure,

Tableau 5.10 - Principaux gisements de type skarns et mantos (suite et fin).

Gisement	Pays	Tonnage (Mt)	Teneurs				
			Au (g/t)	Cu (%)			
Skarns aurifères							
Beal Mountain	États-Unis (Montana)	15	1,49	-			
Fortitude	États-Unis (Nevada)	10,3	6,9	-			
Wabu	Indonésie	117	2,16	-			
Sadiola	Mali	39	2,8	-			
Navachab	Namibie	14	1,9	-			
Larap	Philippines	20	1,2	0,42			
Novogodnee-Monto	Russie (Oural)	101	1,92	-			
Skarns tungstifères			WO₃ (%)				
King Island	Australie (Tasmanie)	16,9	0,78				
Fostung	Canada (Ontario)	16,2	0,23				
Mactung	Canada (Yukon)	57	0,95				
Shyzhuyuan	Chine	170	0,33				
Sang-Dong	Corée-du-Sud	13,8	0,45				
Pine Creek	États-Unis (Californie)	10	0,5				
Indian Springs	États-Unis (Nevada)	15,8	0,2				
Tymyauz	Russie	50,8	0,6				
Vostoc-2	Russie	22	0,58				
Uludag	Turquie	17	0,5				
Skarns stannifères			Sn (%)				
Renison Bell	Australie (Tasmanie)	26	1,46				
Skarns (S), mantos (M) et cheminées (C) à Zn-Pb-(Ag)			Pb (%)	Zn (%)	Cu (%)	Au (g/t)	Ag (g/t)
Gilman (MC)	États-Unis (Colorado)	11,7	1,5	8,5	0,9	1,7	228
Leadville (MS)	États-Unis (Colorado)	23,8	4,2	3	0,2	3,7	320
Lark, Bingham Canyon (MS)	États-Unis (Utah)	39,2	4,7	1,9	0,93	1,85	108
Park City (M)	États-Unis (Utah)	13,1	8,7	4,5	0,38	2,3	556
Tintic (district) (MC)	États-Unis (Utah)	17,2	5,9	1,2	0,9	4,86	485
Kamioka (district) (S)	Japon	28	1,2	6,2	0,5	6,1	6
Nakatatsu (district) (S)	Japon	16,2	0,4	5,5	0,1	nd	31
Charcas (S)	Mexique	15	2,5	8	0,5	nd	140
Naica (SC)	Mexique	21	4,5	3,8	0,4	0,3	150
Providencia - Concepcion del Oro (SMC)	Mexique	25	1	0,5	2	0,6	30
San Martin (SC)	Mexique	21	0,6	5,3	1,24	0,7	146
Santa Eulalia (SMC)	Mexique	50	2	3	0,1	nd	125
Velardena (SMC)	Mexique	15	4	5	2,5	0,5	175
Nikolaevskoe (S)	Russie	40	nd	nd	0,35	nd	40
Stari -Trg (S)	Yougoslavie	12,5	8,6	3,8	0,2	nd	140

celles du skarn résultant, ce qui explique la grande variété de faciès de ces gisements. Cette variété a conduit à un grand nombre de classifications, selon la profondeur, la nature du minéral calcique dominant (calcite, avec hédénbergite-vésuvianite-malayaite ou dolomite-forstérite-serpentine), et la taille de la percolation (cornéennes versus vastes auréoles; Cheilletz, 1988). En termes d'oxydoréduction, on distingue ainsi deux types de skarns :

- les skarns oxydés, riches en Fe³⁺. Ils montrent des grenats abondants (andradite) et du diopside au stade prograde (ou initial), et un assemblage rétrograde (ou tardif) à épidote, chlorite, calcite, quartz et pyrite. Les skarns oxydés comprennent la plupart des skarns cuprifères, quelques skarns tungstifères et aurifères;
- les skarns réduits, riches en Fe²⁺ et Mn²⁺, montrent des pyroxènes et du grossulaire progrades, et un stade rétrograde à biotite, plagioclase, magnétite et pyrrhotite. Ils comprennent la plupart des skarns tungstifères, parfois à molybdène, stannifères, ferrifères, zincifères, et l'essentiel des skarns riches en or.

La fugacité en oxygène dépend à la fois de la nature du magma et de la capacité de réduction des roches, influencée, par exemple, par la présence de graphite.

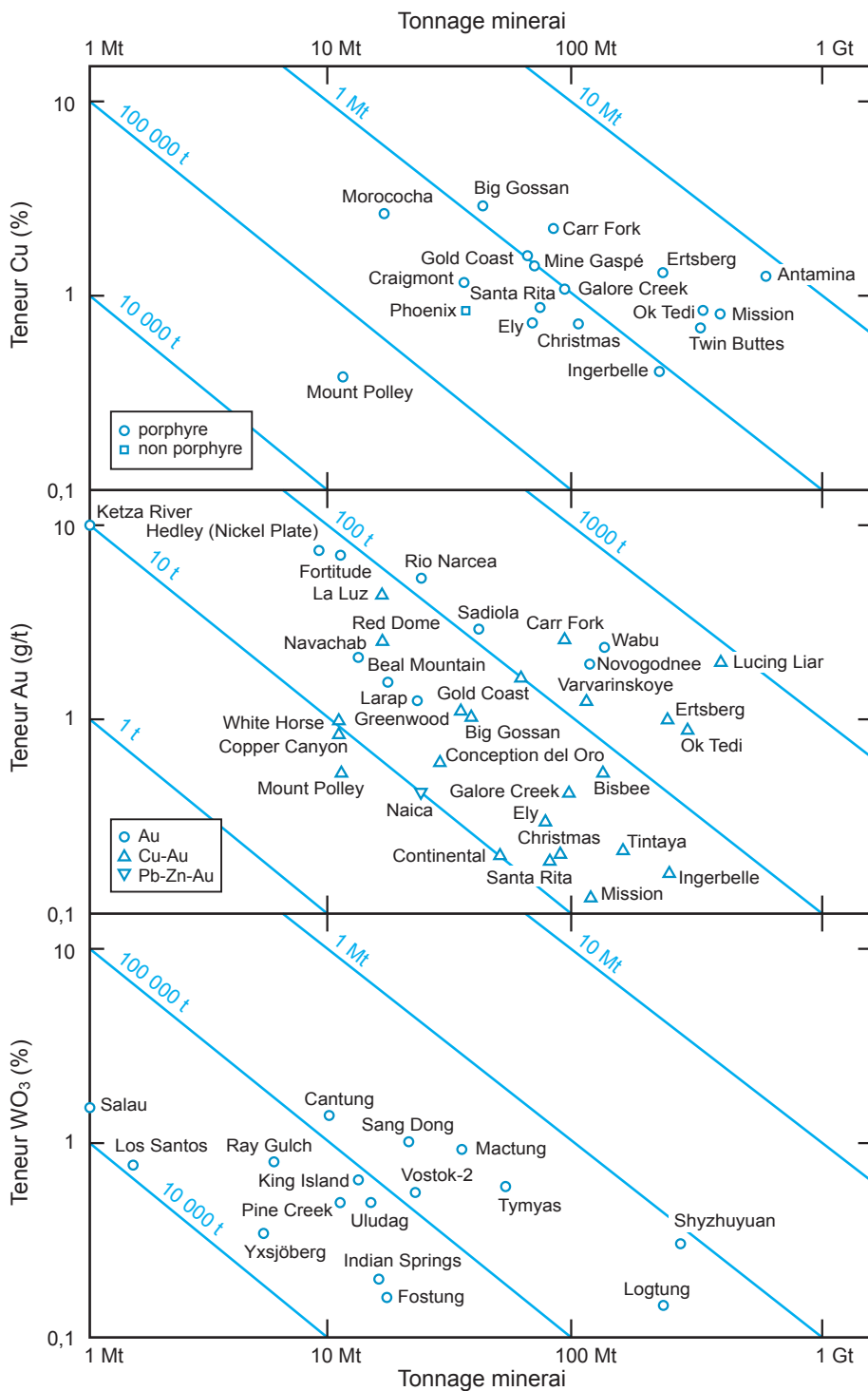


Figure 5.49 - Diagramme tonnages/teneurs des principaux gisements de type skarn.

Les skarns des systèmes porphyriques sont particulièrement complexes, à cause du télescopage des intrusions (Meinert, 1997). Ils s'insèrent au sein d'une zonalité régionale avec le porphyre au cœur, des skarns et des mantos en périphérie (figure 5.20). Certains gisements décrits pendant un temps comme des skarns cuprifères (Candelaria, Chili; Cerro de Mercado, Mexique) ou ferrifères (Lyon Mountain, New York; photo c, planche 13), ont depuis rejoint la catégorie des fer-oxydes, preuve que les critères de classement ne sont pas toujours univoques.

La majorité des auteurs propose une classification pragmatique basée sur le métal économique dominant. Einaudi et Burt (1982) distinguent cinq catégories : Fe, W, Cu, Zn-Pb et Sn-(W), alors que Meinert *et al.* (2005) en individualisent sept en ajoutant les skarns à molybdène et les skarns à or. Ces derniers se distinguent des skarns cuprifères à or par de fortes teneurs (de 5 à 15 g/t Au), un encaissant de calcaires détritiques, et, surtout, par une liaison avec des magmas dioritiques et granodioritiques réduits. Cependant, certains skarns aurifères oxydés affichent des caractéristiques hybrides qui les apparentent aux gîtes épithermaux et aux gîtes d'or mésothermaux (Goldfarb *et al.*, 2005). Les caractéristiques des différents skarns sont résumées ci-dessous et présentées de façon plus exhaustive dans le tableau 5.11 :

- les skarns ferrifères sont les plus grands (Musan, en Corée du Nord, contient 5,2 Gt de fer, Sokolovsk, dans l'Oural, près de 1 Gt) et apparaissent dans des contextes géodynamiques variés. Les skarns de l'île d'Elbe, en Italie, sont à l'origine de la métallurgie européenne (photos a et b, planche 13). Les skarns de la Falémé, au Sénégal, constituent des gîtes présentant également des affinités avec les fer-oxydes (Schwartz et Melcher, 2004). On y distingue les skarns calciques, à paragenèse classique avec pyroxène et grenat, et les skarns magnésiens, à forstérite, diopside et périclase, plus riches en magnétite;
- les skarns cuprifères sont associés aux magmas calco-alcalins (type à magnétite) des zones de subduction; les plus grands côtoient des porphyres cuprifères auxquels ils sont génétiquement liés. Une variante aurifère est retenue par plusieurs auteurs (photo e, planche 13);
- les skarns zincifères accompagnent des diorites jusqu'à des granites siliceux et apparaissent toujours en position distale par rapport à l'intrusion, en mantos et en cheminées riches en sulfures. Les teneurs sont fortes (de 10 à 20 % Zn+Pb et > 100 ppm Ag);
- les skarns à tungstène apparaissent en profondeur, au sein de vastes auréoles métamorphiques à skarnoïdes et cornéennes, en liaison avec des plutons calco-alcalins dépendant de vastes batholites;
- les skarns à étain se forment en liaison avec des granites très siliceux, à la suite d'une fusion partielle de la croûte continentale; leur forte activité en fluor développe une altération rétrograde originale de type greisen qui voit la cristallisation de topaze, fluorine, tourmaline, muscovite et quartz;
- les skarns à molybdène sont plus rares (Azegour, Maroc; Little Boulder Creek, Idaho) et parfois regroupés avec les skarns tungstifères dont ils se rapprochent par la paragenèse riche en scheelite, mais en diffèrent par leur association à des granites leucocrates;
- les skarns ont été exceptionnellement exploités pour le bore en Russie où le gîte de Dalnegorsk (Sibérie orientale) a fourni 90 % de la production de ce pays depuis 1970. Les borates précipitent dans des cavités de dissolution hydrothermale associées à une intrusion éocène recoupant des calcaires du Trias.

Tableau 5.11 - Caractéristiques générales des principaux skarns.

	Skarn Fe	Skarn Au et Au(Cu)	Skarn Cu	Skarn Zn-(Pb, Ag)	Skarn W	Skarn Mo	Skarn Sn
Magmatisme							
Contexte géodynamique	arcs insulaires océaniques (skarns calciques à Fe-Cu); marge continentale et contextes variés (skarns magnésiens)	arcs magmatiques en zone de subduction croûte continentale; bassins d'arrière-arc	arcs magmatiques en zone de subduction océanique et continentale	subduction ou rifting en contexte continental	arcs magmatiques en zone de subduction; rifting continental	subduction continentale; magmatisme intracontinental	rifting en contexte de croûte continentale
Magmatisme habituel	granite à diorite, gabbro, syénite; magmatisme méta-alumineux; Mg, Fe, Ni, V et Sc forts; K et Si faibles	diorite à granodiorite; magmatisme méta-alumineux; Mg, Fe, Ni, V, Y, K et Si faibles	granodiorite à monzonite quartzique; magmatisme calco-alcalin (<i>magnetite series</i>); Si, K, Ba, Sr, La	granite siliceux à diorite, souvent monzonites quartziques; diorite à syénite; tardi-orogéniques à post-orogéniques	diorite quartzique à monzonite quartzique; plutons calco-alcalins avec pegmatites et apaites	granites leucocrates et leucogranites	granités très siliceux
Niveau de mise en place	superficiel	superficiel à profond	superficiel	profond à sub-surface	profond	superficiel	superficiel à profond
Contexte de dépôt							
Etat d'oxydation							
Éléments associés							
Caractéristiques	Cu, Co, Ni, Au	Bi, Te, As, Co	Mo, Au, Bi, Pb, Zn	Pb, Ag, Cu, Fe, Mn	Mo, Cu, Zn, Pb, Bi, As	W, Cu, Zn, Pb, Bi, Sn, U	F, B, Be, Li, W, Mo, Rb
	endoskarn souvent plus important qu'exoskarn	sulfures abondants; milieu de calcaires détritiques; fréquentes coménènes à feldspaths potassiques	stockworks et brèches fréquents; intense altération hydrothermale; endoskarns rares	minéralisation essentiellement distale en mantos et cheminées; pas d'aurole métamorphique centrée sur le skarn	vastes auréoles de métamorphisme	forte teneur en fluor; carbonates argileux et calcaires détritiques	minéralisation essentiellement distale avec zonalité nette; présence de greisen; forte activité en fluor
Principal minéral économique	magnétite	or natif, chalcopryrite (avec porphyre); bornite et chalcocite (sans association avec porphyres)	chalcopryrite (avec porphyre); bornite et chalcocite (sans association avec porphyres)	sphalérite, galène, chalcopryrite, sulfosels d'argent	scheelite	molybdénite, scheelite	cassitérite
Gisements							
Grands gisements	Musan (Corée-du-Nord), Kachar (Russie), Sokolovsk (Russie)	Erisberg (Indonésie), Ok Tedi (Papouasie-Nouvelle-Guinée), Lucing Liar (Indonésie)	Anlamina (Pérou), Twin Buttes (Arizona)	Santa Eulalia (Mexique), Tintic (Utah)	Shyzhuyuan (Chine), Logtung (Yukon)	Little Boulder Creek (Idaho)	Renison Bell (Australie)

La minéralogie des skarns varie également en fonction de la spécialisation géochimique du pluton (tableau 5.12). Les skarns associés à des intrusions calco-alcalines renferment une minéralisation de type porphyre cuprifère avec de l'andradite comme seul grenat, du diopside et de la wollastonite. Les skarns associés à des plutons sans minéralisation porphyrique montrent, en plus du grenat grossulaire, de la magnétite et de l'épidote. Les plutons alcalins, riches en cuivre et or, possèdent de l'andradite, du diopside, et des minéraux marqueurs d'une métasomatose sodique et potassique intense : orthose, biotite, albite, scapolite, épidote, titanite, et vésuvianite. On y observe une richesse en fer ferrique et une pauvreté en magnésium, ainsi que de fortes teneurs en argent (4,5 g/t en moyenne contre 1,66 g/t dans les skarns des gîtes porphyriques de cuivre).

Tableau 5.12 - Minéralogie des différents types de skarns. Les minéraux dominants sont en majuscules, et les minéraux occasionnels entre parenthèses (d'après Einaudi et Burt, 1982; Dawson, 1996; Meinert *et al.*, 2005).

Type	Minéraux du stade prograde	Minéraux du stade rétrograde	Minéraux économiques	Gisements
Au	grenat : andradite (grossulaire) pyroxène : hédénbergite wollastonite, vésuvianite, scapolite, biotite	amphibole : actinote-hornblende chlorite, épidote	OR, CALAVÉRITE, PETZITE, pyrite, tétradymite, pyrrhotite, marcasite, arsénopyrite, chalcopryrite, bismuth sphalérite, galène, (cobaltite)	Fortitude (Nevada), Nickel Plate (Colombie-Britannique)
Cu associé à porphyre	grenat : andradite pyroxène : diopside wollastonite, (épidote ferrique, vésuvianite)	amphibole : actinote-trémolite chlorite, calcite, quartz, montmorillonite, (fluorine)	CHALCOPYRITE, BORNITE, MAGNÉTITE, MOLYBDÉNITE, hématite, pyrite, pyrrhotite, arsénopyrite, scheelite, tellurures d'or, or, bismuth, tennantite, tétraédrite, chalcocite, sphalérite, galène, bismuth	Cananea (Mexique) Carr Fork (Bingham, Utah), Ingerbelle (Colombie-Britannique)
Cu sans porphyre	grenat : grossulaire-andradite pyroxène : diopside wollastonite, magnétite, épidote	amphibole : actinote-hornblende-(trémolite) épidote, chlorite, calcite, quartz	BORNITE, CHALCOCITE, CHALCOPYRITE, or, pyrite, molybdénite, pyrrhotite, bismuth, arsénopyrite	Ertsberg (Indonésie)
Fe	<i>Skarns ferrifères calciques :</i> grenat : grossulaire-andradite pyroxène : diopside-hédénbergite magnétite, épidote, (hématite), scapolite <i>Skarns ferrifères magnésiens :</i> forstérite, diopside, périclase	<i>Skarns ferrifères calciques :</i> amphibole : actinote, chlorite, épidote, ilvaïte, albite, orthose <i>Skarns ferrifères magnésiens :</i> talc, serpentine	MAGNÉTITE, HÉMATITE (mar-tite), GOETHITE, or, cobaltite, pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite, arsénopyrite	Hancock (Nevada), Empire (Colombie-Britannique), Eagle Mountain (Californie), Janggun (Corée), Musan (Corée-du-Nord) West Humbolt
Zn-Pb	pyroxène : hédénbergite-johannésinite grenat : andradite vésuvianite, wollastonite, bustamite, rhodonite, (épidote, diopside)	amphibole : actinote Mn, dannemorite épidote Mn, chlorite Mn, sidérite, ilvaïte, quartz, calcite, fluorine, rhodochrosite	SPHALÉRITE, GALÈNE, pyrrhotite, chalcopryrite, magnétite, tétraédrite, tennantite, arsénopyrite, pyrite, scheelite, sulfosels de Pb, sulfosels d'Ag	Santa Eulalia, Concepcion del Oro, Zimapan (Mexique), Kamioka (Japon)
W	<i>Type réduit :</i> pyroxène : hédénbergite-diopside-(johannésinite) grenat : grossulaire-andradite-(almandin) calcite, dolomite, quartz, vésuvianite, wollastonite <i>Type oxydé :</i> idem avec andradite > hédénbergite-diopside	amphibole : hornblende et actinote biotite, plagioclase, épidote, titanite, chlorite, apatite	<i>Type réduit :</i> SCHEELITE (à Mo), PYRRHOTITE, CHALCOPYRITE, MAGNÉTITE, arsénopyrite, pyrite, löllingite, sphalérite, molybdénite, bismuth, bismuthinite <i>Type oxydé :</i> idem avec PYRITE > pyrrhotite et SCHEELITE avec peu de Mo	<i>Type réduit :</i> Mactung (Colombie-Britannique), Salau (France), Sandong (Corée), Mt Reed, Logtung (Canada), Shizhuyan (Chine) <i>Type oxydé :</i> Pine Creek (Californie), King Island (Australie)
Sn	vésuvianite (à Sn) grenat : grossulaire-andradite-(spessartite), andradite (à Sn) malayaïte, danburite, datolite	amphibole, biotite, plagioclase, épidote, titanite (à Sn), chlorite, apatite, fluorine, topaze, muscovite, quartz, tourmaline, grunérite, ilménite	CASSITÉRITE, scheelite, sphalérite, pyrrhotite, magnétite, pyrite, arsénopyrite	Renison Bell (Australie), Lost River (Alaska)
Mo	pyroxène : hédénbergite grenat : grossulaire-andradite wollastonite	amphibole, fluorine	MOLYBDÉNITE, SCHEELITE, CHALCOPYRITE, bornite, powellite, sphalérite, galène, bismuth, cassitérite, uraninite	Azegour (Maroc), Little Boulder Creek (Idaho)

■ CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Les skarns apparaissent souvent dans les arcs magmatiques récents (Mésozoïque et Cénozoïque), principalement en contexte de cordillère. Dans la ceinture péripacifique (Canada, Nevada, Japon, Corée, etc.), tous les skarns ont environ 90 Ma (Einaudi et Burt, 1982; photo c, planche 14). Comme pour les porphyres, il y a relativement peu de skarns au Précambrien, sans doute du fait de la rareté des carbonates et du niveau d'érosion généralement important; il existe cependant d'importantes exceptions (Sadiola au Mali, Navachab en Namibie; photos f et g, planche 13). De rares skarns sont associés à des amas sulfurés.

Les skarns sont souvent associés à de petites intrusions (quelques km²), avec des pendeloques d'encaissants, en contact franc avec un encaissant carbonaté un peu tectonisé (figure 5.50). Localement, le granite peut se situer au-dessus des carbonates. On distingue l'exoskarn, qui correspond à la minéralisation remplaçant l'encaissant au contact ou à proximité immédiate de l'intrusion, et l'endoskarn, en remplacement dans l'intrusion; ce dernier est plus rare, moins minéralisé. Une forte diffusion du calcium dans l'intrusif est marquée par la disparition du feldspath et un remplacement par un assemblage à clinopyroxène, plagioclase, titanite et quartz.

■ MORPHOLOGIE

La morphologie des skarns varie selon la profondeur de mise en place des intrusions. L'auréole de thermométamorphisme est moins étendue et de plus faible intensité dans les skarns cuprifères liés aux intrusions porphyriques mises en place à relativement faible profondeur, que dans

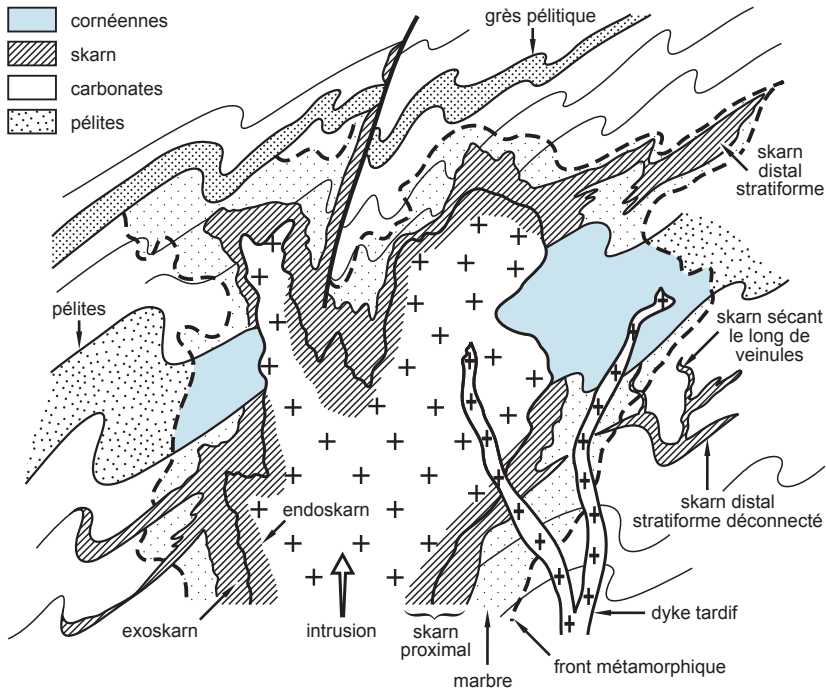


Figure 5.50 - Auréole de métamorphisme de contact idéalisée autour d'une intrusion. Les skarns se développent dans les niveaux carbonatés de l'encaissant et peuvent se propager assez loin de l'intrusion si la diffusion des fluides se réalise. Les skarns distaux déconnectés sont équivalents des mantos. Les cornéennes apparaissent dans les niveaux silico-alumineux. Échelle variable.

les batholites mis en place plus profondément et communément associés aux skarns à tungstène. Cependant, l'étendue des skarns superficiels peut être plus importante en cas de forte intensité de la fracturation.

La morphologie est fonction de l'importance respective de contrôles stratigraphiques et structuraux, ainsi que de la forme du pluton. Les skarns sont constitués par des bandes mono-minérales très irrégulières, globalement concordantes, mais souvent localement discordantes sur le litage (figure 5.51). On estime que 85 % des skarns se situent à moins de 800 m du contact avec une intrusion (Kwak, 1987). Les gisements apparaissent généralement dans les zones indentées de la partie supérieure du pluton. Il peut exister des skarns le long d'accidents faillés préexistants qui drainent les solutions, mais les skarns sont souvent absents dans les zones à filons d'étain-tungstène (Bolivie). Les déformations syn-intrusions conduisent à une géométrie complexe aboutissant à une forme lobée des intrusions et à une géométrie en colonne des minéralisations.

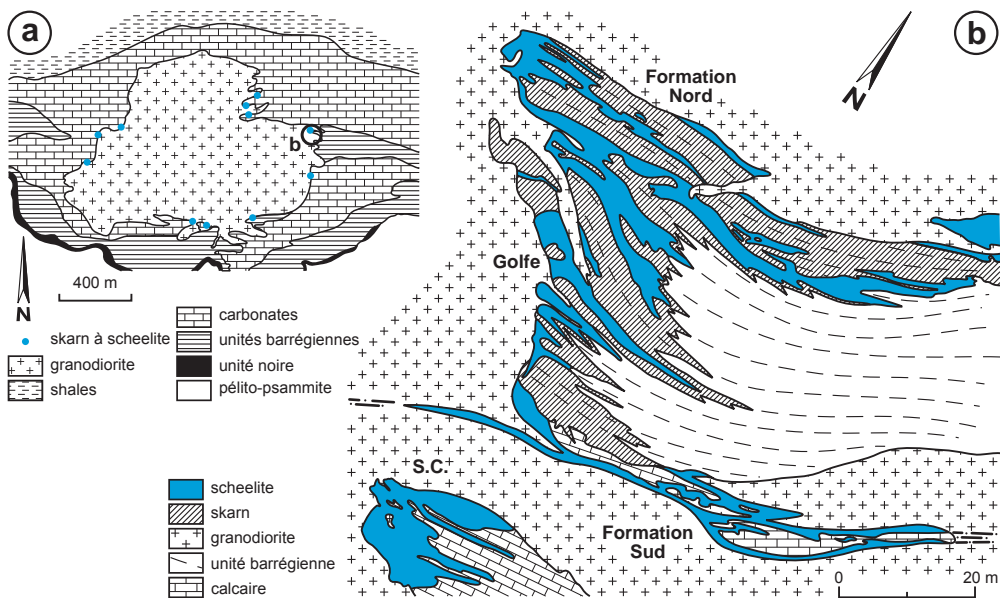


Figure 5.51 - Coupe et plan de la mine de tungstène de Salau (Pyrénées, France) (d'après Ledru et Autran, 1987).

■ ZONALITÉ

Les skarns montrent une nette zonalité, avec parfois un greisen ou une tourmalinisation de l'intrusion (Yukon), souvent affirmée dès l'étape initiale, appelée prograde. Cependant, la minéralogie des zones de réaction métasomatique, dominée par les silicates calciques, est hautement variable : elle dépend de la nature lithologique de l'intrusion et de l'encaissant, ainsi que de la température et du degré d'oxydation des solutions. Une zonalité typique montre, d'un marbre pur vers une granodiorite, la succession suivante (figure 5.52) :

- marbre à minéraux (andradite, chondrodite, corindon, etc.);
- wollastonite, avec vésuvianite fréquente dans les contextes très alumineux;
- pyroxène (hédénbergite-diopside) dominant sur grenat, plagioclase, magnétite et scheelite;

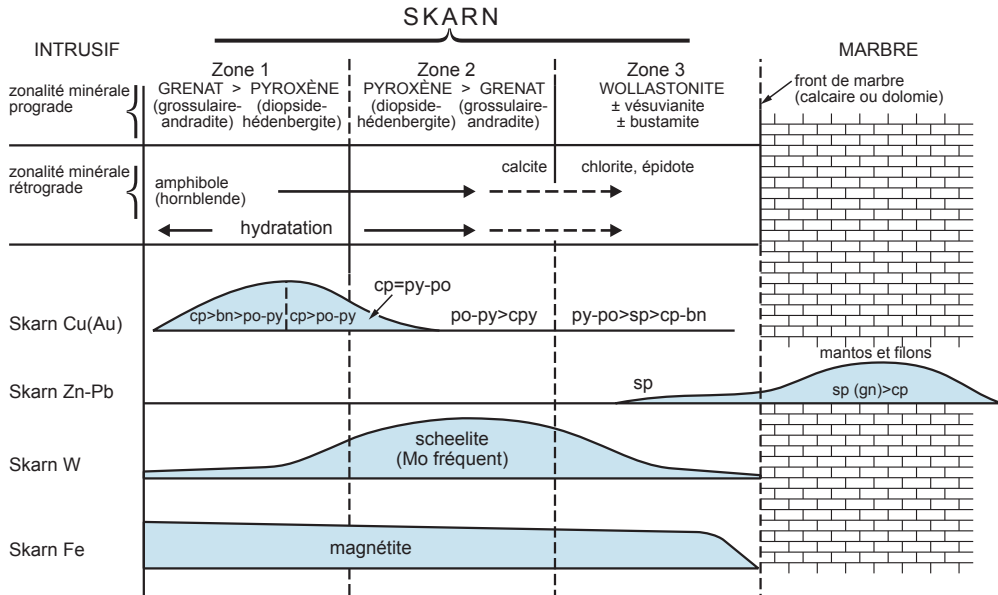


Figure 5.52 - Zonalité minéralogique idéalisée des différents types de skarns où seuls les minéraux principaux ont été représentés. Le quartz est omniprésent.

- grenat dominant sur pyroxène, avec hornblende abondante, plagioclase, microcline, magnétite, scheelite.

Cette minéralogie va évoluer lors de la deuxième étape de formation d'un skarn, appelée rétrograde, par apparition de minéraux hydratés et de sulfures; ces changements ne perturbent habituellement pas cette zonalité de manière significative.

■ GENÈSE

Les gisements présentent une mise en place polyphasée avec trois grandes étapes qui se superposent habituellement très largement (figure 5.53) :

- **l'étape thermométamorphique** correspond à la mise en place de l'intrusion et à la déshydratation de l'encaissant, avec expulsion des fluides. Il s'agit d'un processus isochimique qui transforme les calcaires en marbres;
- **l'étape métasomatique prograde** correspond à une métasomatose précoce avec apport de fer, de manganèse et d'aluminium à haute température (de 600 à 500 °C) par les fluides magmatiques libérés par le pluton. À ce stade apparaissent des silicates métamorphiques anhydres typiques par réaction avec les roches hôtes : pyroxènes (diopside-hédenbergite), grenat (andradite-grossulaire), clinozoïsite, titanite, wollastonite, vésuvianite, ainsi que de la calcite et de la biotite. Il s'agit d'un processus de diffusion où les transferts d'éléments sont limités. Le moteur est le gradient de concentration : la roche diffuse ses éléments dans le fluide, sans qu'il y ait percolation. Les fluides seraient issus d'une démixtion précoce sous pression lithostatique d'un fluide magmatique en une saumure et une vapeur riche en cuivre (Baker *et al.*, 2004). L'ébullition en profondeur peut aussi libérer des gaz acides et concentrer les métaux dans un fluide pauvre en soufre. Dans le cas des skarns à tungstène, de fins dépôts de scheelite disséminée à basse teneur (0,01 % WO₃) peuvent apparaître dès

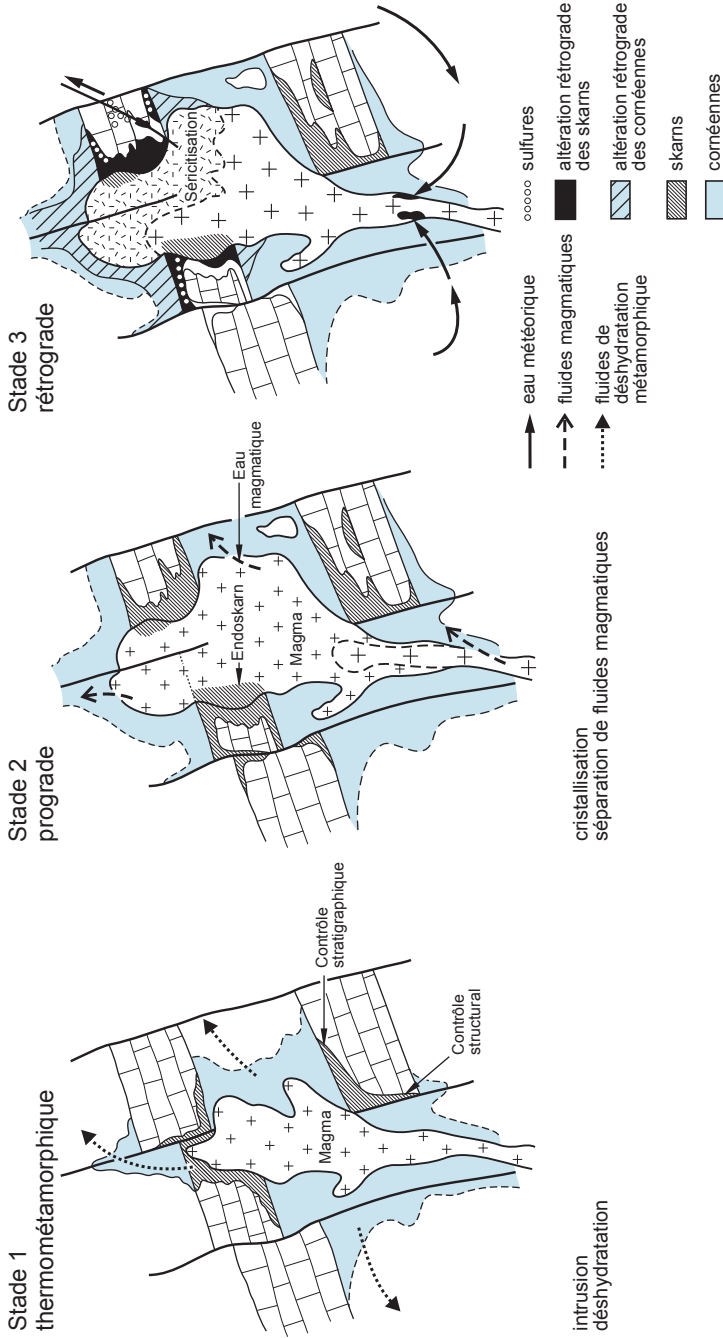


Figure 5.53 - Genèse en trois étapes des skarns progrades et rétrogrades. La nature météorique ou magmatique froide des eaux responsables de l'étape rétrograde (stade 3) est discutée dans le texte. Échelle variable (d'après Einaudi *et al.*, 1981).

cet épisode. Cet épisode est pauvre en cuivre et en sulfures et la part du soufre de l'encaissant dans la genèse des quelques sulfures présents est encore discutée. Des endoskarns se forment par apport de calcium à partir de l'encaissant;

- **l'étape hydrothermale rétrograde** traduit l'envahissement du système par des fluides de plus basse température (de 450 à 300 °C) dont l'origine reste discutée. Ils seraient météoriques, aboutissant à une baisse de salinité, une ébullition locale, et des circulations localement en convection, ou magmatiques, sans ébullition, traduisant simplement la baisse de température qui accompagne le refroidissement du pluton. Cet afflux d'eau provoque l'hydrolyse partielle des minéraux de l'étape prograde et des roches intrusives, conduisant à l'apparition de nombreux minéraux hydratés, notamment des amphiboles (actinote, hornblende et trémolite), de l'épidote, du talc, des chlorites, parfois des argiles de type séricite et montmorillonite, en plus du quartz et de la calcite. La nature des minéraux rétrogrades dépend de l'état d'oxydation et de sulfuration des fluides hydrothermaux. C'est aussi l'étape essentielle de dépôt des sulfures : le minerai peut alors s'enrichir jusqu'à une teneur exploitable.

Le fluide circule à travers un massif poreux avec lequel il effectue des échanges chimiques (métasomatose de percolation). Le moteur est le gradient de pression existant au sein du fluide avec apport et départ d'ions; en amont, le fluide impose ses conditions, tandis qu'en aval, c'est la roche, un contraste qui renforce la zonalité minéralogique. Il se développe donc une colonne métasomatique, avec des unités tranchées, qui progresse vers l'extérieur. Ce stade peut être contemporain de mouvements tectoniques qui contrôlent alors la géométrie des corps minéralisés (Salau en France, Ertsberg en Indonésie). Des stockwerks et des épisodes de bréchification peuvent accompagner la mise en place des sulfures.

La paragenèse finale des skarns comprend donc des minéraux progrades préservés et des minéraux rétrogrades plus tardifs. On connaît ainsi des skarns à hornblende-pyroxène avec, selon leur spécificité métallique, pyrrhotite, pyrite, chalcopryrite, ou magnétite, parfois cubanite et scheelite, associées à actinote et chlorite, et des skarns à grenat-wollastonite avec sulfures (bornite, chalcopryrite, sphalérite, galène, tennantite) associés à de l'épidote dominante. Les sulfures de plomb-zinc peuvent constituer des filons, des cheminées ou des couches (mantos) périphériques. Les skarns à bore sont rétrogrades et marqués par des filons à axinite et datolite. Une phase hydrothermale encore plus tardive peut se superposer à ces étapes, avec des altérations pseudo-épithermales à jaspéroïde qui se rapprochent du type Carlin (Rio Narcea, Espagne).

Les remplacements métasomatiques impliquent des fluides d'origines très variées : métamorphiques, magmatiques, météoriques, voire marins. Toutefois, la nature des minéralisations est étroitement associée à celle des magmas : étain-tungstène avec les granites à ilménite, Mo-Cu-Pb-Zn-Ag-Au avec les granites à magnétite (figure 5.19). Les inclusions fluides montrent couramment des températures allant de 400 à 800 °C, avec des fluides souvent très salins, en particulier au voisinage du contact. Les fluides précoces de l'étape prograde montrent les valeurs les plus élevées (> 500 °C et > 50 % total de sels dissous), ceux de l'étape rétrograde sont de plus basse température et moins salés (≤ 20 % total de sels dissous). Les inclusions montrent une association parfois complexe à H₂O, CO₂, CH₄ et en plus faible quantité N₂ et H₂S. Ces fluides hydrothermaux n'étaient pas nécessairement riches en métaux, mais les colonnes métasomatiques constituent des filtres très efficaces.

■ EXPLORATION

En surface, la présence de zones étendues de cornéennes ou de silicates calciques disséminés permet évidemment une focalisation rapide sur des zones potentiellement porteuses de skarns. En leur absence, l'exploration des skarns peut être réalisée de manière empirique, en recherchant pour le tungstène les petits massifs de granite (inférieur à 50 km²) recoupant des séries carbonatées assez épaisses (Salau en France, Antamina au Pérou), ou pour l'or des lames de diorite recoupant des carbonates (Sadiola au Mali, Beal Mountain au Montana, ou Navachab en Namibie). La présence de brèches, de cheminées bréchiques, ou de stockwerks à proximité des stocks porphyriques est un critère favorable, car il est un indice d'une activité hydrothermale notable.

Les méthodes géophysiques peuvent donner de bons résultats, bien que souvent complexes à interpréter. Le magnétisme est très utile en présence de magnétite, ainsi que la gravimétrie, la polarisation provoquée (PP), et l'électromagnétisme lorsque les sulfures sont abondants. On pourra également utiliser la prospection alluvionnaire pour la scheelite et la malayaite. En 1913, c'est parce que des chercheurs d'or avaient du mal à purifier leur batée que l'on a découvert le premier gisement de scheelite de Californie. La lampe à ultraviolets permettra de repérer la scheelite dans les batées et sur le terrain. Les guides géochimiques sont proches de ceux des gisements de porphyres : ainsi, les skarns proximaux se marquent fréquemment par des anomalies en Mo, Pb, ou W, parfois Co, les skarns distaux par des anomalies en Cu, Zn, Ag, As et/ou Sb. Des anomalies en mercure ont été relevées sur des skarns de Chine.

Au stade tactique, l'existence de rentrants et de cuvettes dans le granite est un caractère favorable. Les teneurs les plus élevées sont contrôlées par les zones de plissement les plus intenses, ou par des zones à lithologie peu perméable envahies par les fluides rétrogrades qui sont habituellement les plus riches en métaux. L'abondance des différents minéraux métamorphiques (quantifiée par le rapport grenat/pyroxène) et leur composition évoluent en se rapprochant des zones minéralisées (Meinert, 1997), notamment par une augmentation de la teneur en fer qui se traduit par des variations de la couleur.

5.3.2 Cornéennes à andalousite

Les auréoles de métamorphisme de contact développées autour d'intrusions plutoniques en contexte alumineux peuvent donner lieu à la formation de cornéennes riches en andalousite, aux dépens de schistes ou de micaschistes très alumineux. L'andalousite est un minéral recherché pour l'industrie des réfractaires : chauffée à 1510 °C, elle se transforme en mullite (Al₆Si₂O₁₃), constituant essentiel des briques, céramiques et pâtes réfractaires à haute teneur en alumine, indispensables comme revêtements de fours ou supports de coulées dans les industries sidérurgique et métallurgique. Sa faible expansion dimensionnelle à la calcination (4 %) la fait préférer à la sillimanite et au disthène, de même composition, mais de structures cristallines différentes. La sillimanite exige en effet une température de calcination supérieure (1560 °C), tandis que le disthène possède un taux d'expansion élevé assez pénalisant (de 16 à 18 %). La réaction de transformation en mullite est la suivante :



L'andalousite représente 75 % de la production mondiale de silicates d'alumine (soit environ 315 000 tonnes d'andalousite en 2007). Elle est surtout exploitée en Afrique du Sud et en France, à Glomel.

L'ANDALOUSITE DE GLOMEL

Le gisement d'andalousite de Glomel (Côtes d'Armor, France), propriété d'IMERYS, exploite une cornéenne formée aux dépens des schistes ordoVICIENS d'Angers (photos a et b, planche 12). La mise en place du granite hercynien de Rostrenen (320 Ma) a en effet développé une importante auréole de métamorphisme de contact qui a transformé en andalousite les silicates alumineux des niveaux pélitiques ordoVICIENS (figure 5.54). Ce minéral représente en moyenne 25 % en volume de la roche exploitée; il constitue des cristaux en baguettes de 1 à 4 mm de section sur 4 à 7 cm de long, localement altérés en « damourite » (mélange de muscovite fine et d'illite). La gangue est composée de quartz, biotite, et rutile avec jusqu'à 2,5 % de pyrite. Le gisement est encaissé dans deux petits anticlinaux appartenant au flanc nord d'une grande structure synclinale d'axe est-ouest. Le gisement de Glomel produit annuellement 80 000 tonnes d'andalousite (soit 16 % de la production mondiale de silicates d'alumine), ce qui en fait le deuxième gisement mondial en importance. Il comprend deux fosses profondes d'une cinquantaine de mètres en activité et une troisième, épuisée, qui est utilisée pour les stériles. Le traitement pour isoler l'andalousite des autres minéraux est complexe, basé sur l'utilisation de liqueurs denses et de séparations électrostatique et magnétique haute intensité (SMHI). Les produits commercialisés sont dénommés « kerphalite » ou « guerphalite », du nom de Guerphalès, hameau où a démarré l'exploitation en 1970 : « KA » (pour Kerphalite A, haut de gamme à teneur en Al_2O_3 supérieure à 59 %, teneur en fer < 1 % et teneur totale en alcalins < 2 %), et « KB » (pour kerphalite B à plus de 53 % d' Al_2O_3). Leur granulométrie varie de 0,3 à 2 mm. Plus de 60 % de la production est destinée à la fabrication de réfractaires pour la sidérurgie.

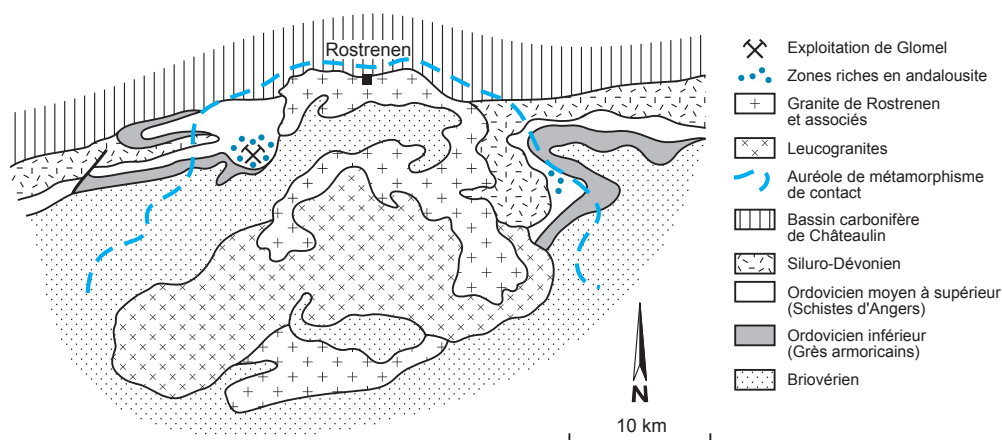


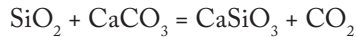
Figure 5.54 - Gisement d'andalousite de Glomel (Côtes d'Armor, France). On remarquera que l'andalousite est également présente en grandes quantités dans les schistes d'Angers situés à l'est du granite de Rostrenen. (cf. figure 10.10 pour la localisation du gisement).

5.3.3 Skarns à wollastonite

La wollastonite $CaSiO_3$ est un minéral caractéristique du métamorphisme de contact exploité depuis une cinquantaine d'années. Elle se présente sous forme de cristaux aciculaires aplatis, généralement de teinte blanchâtre. Finement broyée, elle est employée dans la confection des pâtes, émaux et glaçures de céramiques (40 % de sa consommation), où l'on apprécie son faible retrait et le maintien de sa blancheur à la cuisson. On l'emploie aussi dans les plastiques et caoutchoucs (35 %), les peintures, les pièces soumises à des frictions, comme fondant en métallurgie, dans la confection des fibres de verre, et comme substitut de l'amiante. La production mondiale de l'année 2005 est estimée à 530 000 t; elle est assurée essentiellement par la Chine (plus de 300 000 t), de même que par l'Inde (gîte de Khila) et les États-Unis (autour de 100 000 t, chacun).

La wollastonite apparaît le plus souvent dans les skarns des auréoles du métamorphisme de contact, où elle est associée à grenat (grossulaire-andradite), calcite, diopside, trémolite, vésuvianite, etc.

Elle cristallise à température élevée (vers 600 °C) et pression moyenne par métasomatose siliceuse de calcaires selon la réaction :



Les principaux gisements américains sont situés dans les Adirondacks (État de New York) : Willsboro, Gouverneur et Valentine (7 Mt de minerai), un skarn formé au contact d'une syénite et d'un marbre calcitique (Gerdes et Valley, 1994). Dans ces gisements, la flottation est souvent nécessaire pour séparer la wollastonite des autres minéraux. La wollastonite se rencontre plus rarement en lits finement grenus dans des roches du métamorphisme régional, notamment des marbres (Californie).

5.3.4 Mantos à métaux de base

Ces gîtes de remplacement distaux à métaux de base constituent l'équivalent de skarns distaux et présentent des analogies avec le type Carlin (Beaty *et al.*, 1990; Megaw, 1998). Il s'agit de gisements stratiformes parfois très importants, en particulier dans les Cordillères américaines (Pérou, Mexique, Colorado, Arizona, Colombie-Britannique) où on les désigne parfois sous le terme de mantos (remplacement d'un horizon) : on peut citer, notamment, les gisements de Tintic, de Gilman-Leadville et de Santa Eulalia. En Afrique australe, le district des montagnes d'Otavi en Namibie (Tsumeb et Kombat; Lombaard *et al.*, 1986) contient des mantos exceptionnellement riches, tandis que les gisements de plomb-zinc du Shaba seraient également du même type, mis en place à plus haute température (voir la section 7.2). Ils montrent souvent des teneurs élevées (25 % Pb+Zn), avec localement du cuivre et de l'or (tableau 5.10).

Des mantos d'Amérique centrale et des États-Unis, tels que Gilman (Carbonifère plissé du Colorado, district de Leadville) (figure 5.55) ou El Mochito (Honduras), montrent certains caractères semblables aux gisements dans les couvertures de type MVT (Beaty *et al.*, 1990). Cependant, ils sont souvent situés au voisinage d'intrusions du Tertiaire, et montrent une association minérale de plus haute température (de 350 à 500 °C).

Les mantos apparaissent sur des marges continentales d'âge phanérozoïque, avec une sédimentation de type plateforme carbonatée, recoupée par des intrusions superficielles tardives souvent multiphasées. Ils peuvent se situer dans les sédiments ou les volcanites. La morphologie des gîtes est très variée, allant de concordante à discordante, car elle est contrôlée par la perméabilité des couches porteuses; ainsi, on connaît au Colorado, en Gaspésie et en Namibie, des cheminées sécantes sur la stratification ainsi que des corps stratiformes (figure 5.56). Comme dans les MVT, les phénomènes de karstification sont fréquents et les transformations diagénétiques de la dolomie confèrent à ces roches un aspect zébré caractéristique. À l'échelle locale, les cheminées discordantes sont plus riches en cuivre-or que les corps stratiformes. Les mantos mésozoïques du Chili sont composés de cheminées épigénétiques le long d'un même niveau.

L'association minérale comporte principalement chalcopyrite, galène et sphalérite, pyrite, pyrrhotite, et magnétite (photo d, planche 13). On observe parfois une zonalité avec un cœur de chalcocite, bornite, hématite, puis de la pyrite en périphérie (Chili). Les minéralisations des monts Otavi en Namibie présentent une paragenèse complexe, riche en Pb, Zn, Cu, et Ag, mais aussi en germanium, vanadium (jusqu'à 1 % V₂O₅), arsenic et antimoine.

Habituellement, ce type de gisement métasomatique s'insère au sein de zonalités métallogéniques régionales, entre des porphyres cuprifères et/ou des gîtes épithermaux à énarigite riches en or situés au cœur, et des gîtes filoniens plus riches en Ag et Mn situés à la périphérie. Ces mantos

peuvent être associés localement à des skarns à magnétite (Leadville), ou à des remplacements épigénétiques plus distaux à or et mercure. L'altération associée est zonée verticalement, passant d'une altération potassique profonde à une altération à séricite, puis argileuse acide plus superficielle. Ces caractéristiques les différencient des gisements de type MVT. Les géothermomètres isotopiques enregistrent un pic thermique parfois très tardif. Le soufre serait d'origine magmatique et les éléments métalliques seraient d'origine magmatique ou évaporitique; tous ces éléments auraient été transportés par des eaux salines (5 % éq. poids NaCl), parfois même hypersalines, à haute température (de 300 à 400 °C). Ils pourraient être en relation avec la présence d'un pluton à faible profondeur (de 5 à 6 km).

Les gisements de Namibie présentent des caractéristiques génétiques un peu différentes. Les hautes températures persistent, mais les très fortes salinités mesurées ont conduit à impliquer la dissolution d'évaporites dans le modèle de circulation de fluides à caractère métamorphique.

L'exploration de ces gîtes peut s'appuyer sur le contrôle structural de la mise en place des intrusions, la présence de discordance, ainsi que sur l'analyse de la perméabilité des carbonates et leur géochimie localement riche en soufre (calcaire fétide de Zimapan, Mexique). Ils sont parfois entourés par des zones de silicification et des jaspéroïdes au voisinage d'indices à manganèse et argent.

5.3.5 Remplacements à or dans des carbonates : type Carlin

Ces gisements correspondent à des imprégnations d'or très fin dans des séries souvent carbonatées (Radtke et Dickson, 1976). On utilise également les termes de gisements à or invisible du fait de la taille sub-micronique de l'or, ou de type Carlin, du nom du principal district dans le Nevada (figure 5.57; planche 14). Longtemps connus seulement dans l'Ouest américain, ces gisements ont maintenant été décrits dans le Pérou central, en Chine (Dian-Qian-Gui et Qinling, province du Ghizhou), en Mongolie, en Indonésie (Mesel), dans la cordillère canadienne, en Italie (Lattanzi, 1999), en Espagne, en Russie, en Macédoine, au Yémen et en Iran, dans les Appalaches (Malo *et al.*, 1998) et la Province de Grenville. Il s'agit habituellement de gisements à forts tonnages pouvant être exploités à des teneurs très faibles, bien que certains en possèdent de fortes (> 15 g/t Au). La production et les réserves du Nevada approchent 200 millions d'onces (soit 6200 t Au), ce qui en fait le deuxième district au monde après le Rand d'Afrique du Sud. Les gîtes chinois sont plus petits (de 1 à 80 t Au). Quasi inconnu avant les années 60, ce type de gisement a d'abord été développé grâce à l'utilisation d'un traitement novateur des minerais, la cyanuration en tas. Les gisements à haute teneur (> 5 g/t Au) ont été découverts largement après la mise en production des carrières à basses teneurs. En 2005, la production d'or de ce type de gisement représentait plus de 82 % de la production des États-Unis (212 tonnes sur 256) et 9 % de la production mondiale.

Dans l'Ouest américain, en Chine et en Mongolie, les gisements sont situés dans un bassin paléozoïque, en marge d'un craton précambrien, sur des zones de faiblesse crustale (figure 5.57). Le contexte est de type rift intracratonique. Le gisement de Mesel (Indonésie) est en contexte d'arc insulaire. Des alternances de calcaire et de shale, localement des cherts noirs, issus de silicifications subconcordantes (jaspéroïdes), riches en matière organique, sont déformés et charriés, puis repris par un système de failles en distension. Les minéralisations apparaissent surtout dans les roches carbonatées argileuses, plus rarement dans des roches détritiques siliceuses, des volcanites mafiques ou des intrusifs. On observe souvent une relation avec des zones de charriage.

Ces gisements présentent globalement un caractère stratoïde sur les horizons favorables, mais on peut aussi remarquer un contrôle structural, avec des minerais sur des anticlinaux (Post),

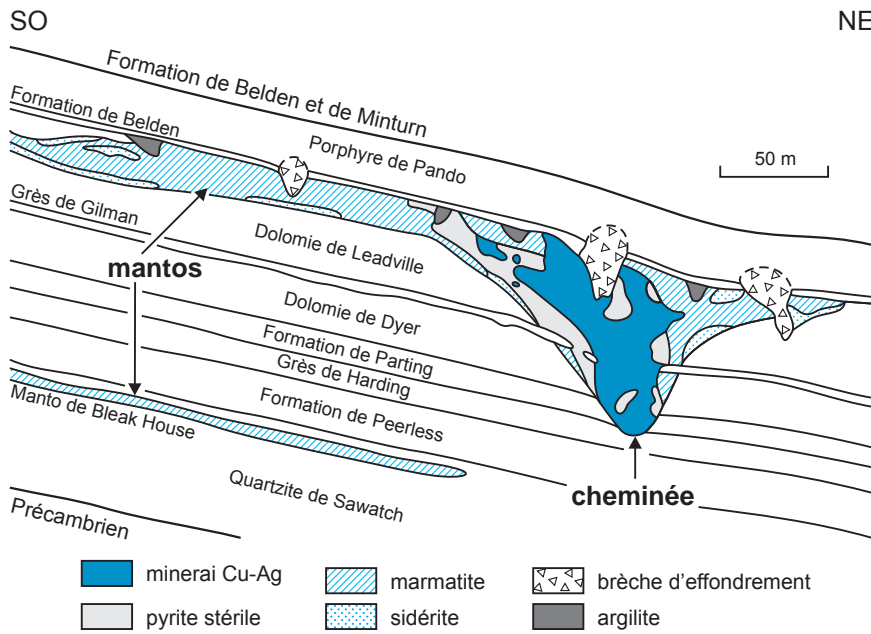


Figure 5.55 - Coupe du gisement de type manto de Gilman. La marmatite est une variété de sphalérite très riche en fer (d'après Radabaugh *et al.*, 1968).

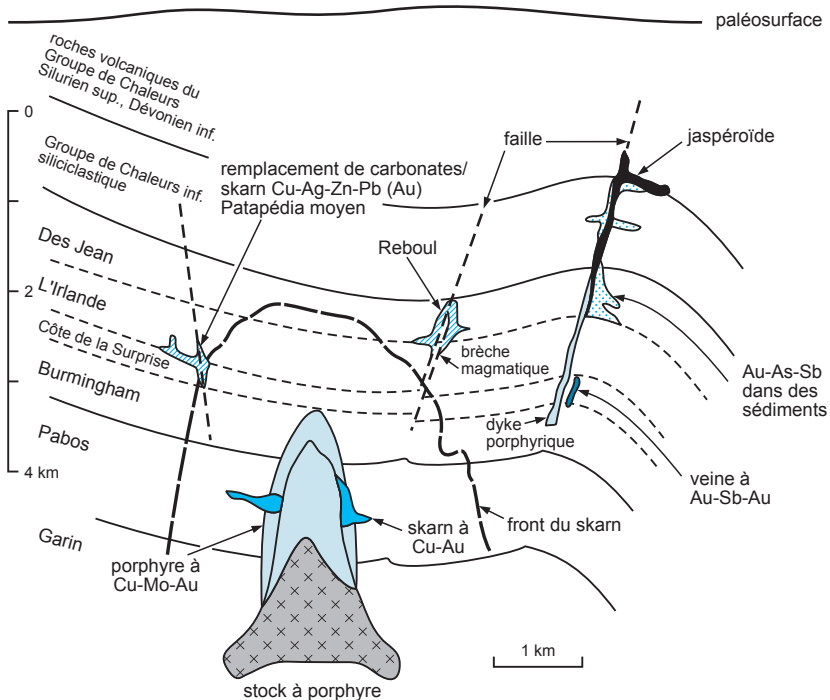


Figure 5.56 - Coupe synthétique des mantos de Gaspésie dans le district de Murdochville, Québec (d'après Malo *et al.*, 1998).

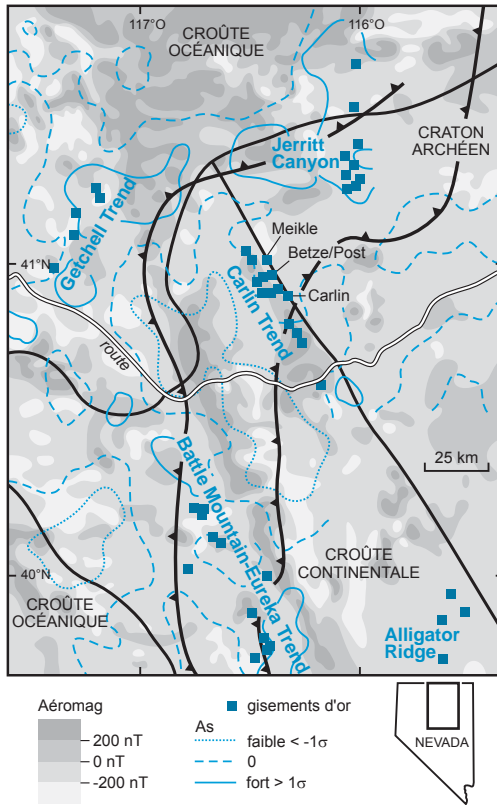


Figure 5.57 - Carte des gisements de type Carlin sur la marge ouest du paléo-continent nord-américain (carte magnétique d'après Grauch *et al.*, 2003; teneur en arsenic d'après Luddington *et al.*, 2006; limite du craton selon Hofstra et Cline, 2000).

sur des failles subverticales, ou dans des brèches sédimentaires ou karstiques (Gold Quarry) (figure 5.58). Des sills plus anciens jouent parfois le rôle d'écran en limitant la perméabilité verticale. Les gisements karstiques peuvent contenir des brèches et des sédiments internes à très hautes teneurs : le gisement de Meikle, au Nevada, possède ainsi des poches à 300 g/t d'or (photo g, planche 14).

Pyrite (arséniée), arsénopyrite, stibine, réalgar, orpiment, cinabre et minéraux d'argent sont portés par une gangue de quartz, calcite, halloysite, barytine et/ou fluorine. Les métaux de base sont rares; l'or est associé à la pyrite arséniée, ou inclus dans le quartz et l'illite. On observe parfois une zonalité autour d'un intrusif, variable selon la profondeur, avec énergite au cœur, énergite-chalcopryrite-bornite en première auréole, sphalérite, galène et minéraux d'argent en périphérie (gisements du Pérou). L'or est encore plus externe; il est très fin et pauvre en argent (de 50 à 200 Å, Au/Ag > 9). Suivant son association, le minerai est oxydé, siliceux, ou riche en carbone, justifiant alors un traitement particulier.

Les altérations sont discrètes, parfois zonées avec, à partir de la minéralisation, une zone décarbonatée à jaspéroïde hématisé et kaolinite-dickite, puis une zone siliceuse-argileuse (illite-séricite), entourée par une zone de dissolution des carbonates et une zone à veines de calcite (figure 5.59; photos a et e, planche 14). L'intensité de la silicification et de la décarbonatation dépend de l'encaissant. Le rapport $K/(K+Al)$ et la densité des roches diminuent vers la zone minéralisée (Kuehn et Rose, 1992). Une altération supergène à goethite et des dissolutions tardives peuvent se superposer à ces associations.

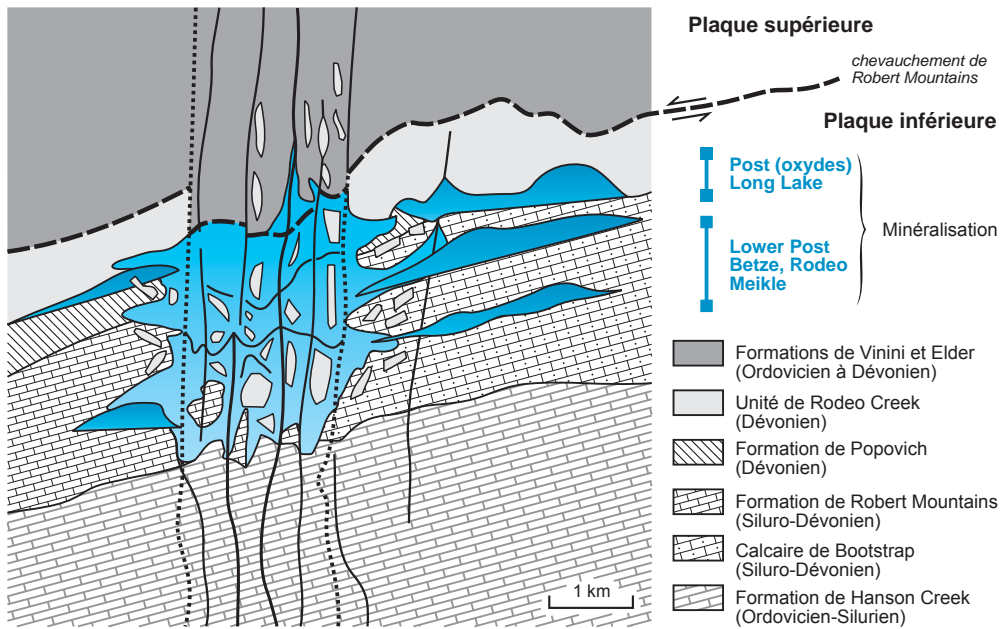


Figure 5.58 - Plan schématique des grandes failles et des principaux gisements d'or de la zone de Carlin. L'intensité de la coloration bleue est proportionnelle à l'intensité de la minéralisation (d'après Heitt *et al.*, 2003).

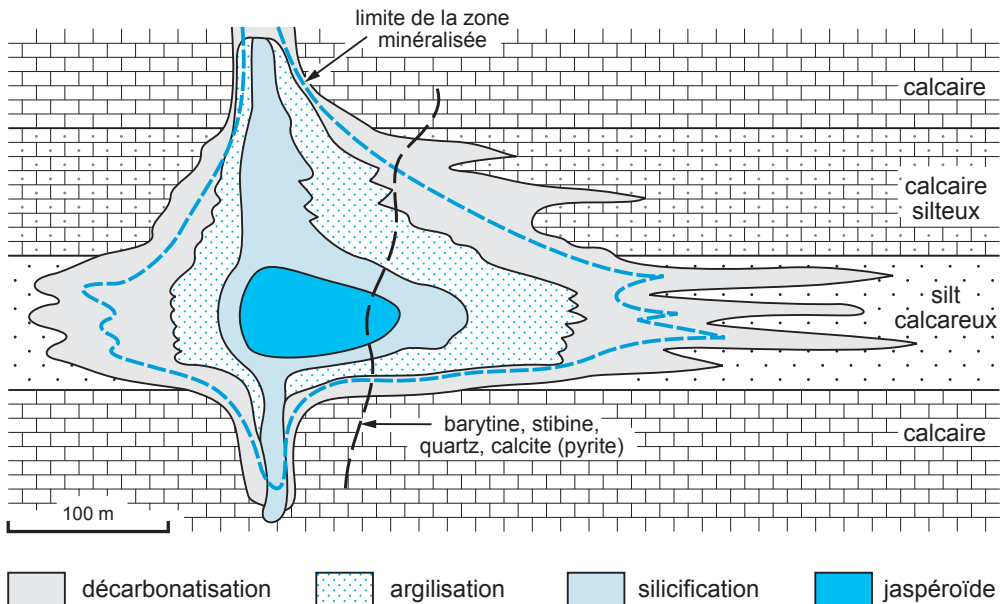


Figure 5.59 - Altération des gisements de type Carlin. On remarque le développement le plus important dans les roches les plus perméables (d'après Arehart, 1996).

Ces gisements sont épigénétiques, d'âge Éocène à Carlin (de 42 à 36 Ma), associés à des circulations hydrothermales de courte durée légèrement postérieures à des intrusions de dykes. Les indices italiens sont situés au voisinage de champs géothermiques actuels associés à des plutons granitiques (Larderello, Monte Amiata, Latera). Les fluides d'origine météorique affichent une température allant de 200 à 270 °C dans l'Ouest américain, de 150 à 250 °C en Chine, et une salinité de 1 à 8 % éq. poids NaCl (Rui-Zhong *et al.*, 2002), avec présence d'H₂S et CO₂. La présence de fluides plus profonds (métamorphiques ou magmatiques) a été suggérée à Getchell (Nevada). Les fluides sont d'abord acides, puis ils deviennent progressivement neutres, avec de l'or transporté sous forme de complexes bisulfurés. L'or se dépose essentiellement par réaction avec le fer de l'encaissant, et non par ébullition comme dans les gîtes épithermaux. Ces gisements se mettraient en place à une profondeur de un à trois kilomètres, en contexte de pression lithostatique. La pyritisation serait occasionnée par la sulfuration du fer issu de la décarbonatation de dolomie, un phénomène produisant des eaux acides qui peuvent entraîner des dissolutions, donc des morphologies de type karstique.

La source thermique à l'origine de ces gisements reste discutée. Compte tenu de l'extension des districts, on a recherché des sources de chaleur régionale et invoqué, pour le district de Carlin, le début du fonctionnement du diapir mantellique de Yellowstone, ou la dénudation d'une lithosphère chaude lors de l'extension du *Basin and Range*. La source des fluides serait alors météorique ou métamorphique (figure 5.60). L'origine de l'or reste inconnue, et elle a été recherchée dans des systèmes magmatiques ou dans des concentrations exhalatives précoces (Emsbo *et al.*, 2003). Certains gisements du Nevada (Battle Mountain, Mike) et de l'Utah (Melco, près de Bingham) sont synchrones de la mise en place de granites éocènes, une contemporanéité confirmée par la datation isotopique Rb/Sr de la galkhaïte des gisements de type Carlin au Nevada. Les relations entre ces systèmes magmatiques et les gisements d'or disséminé restent cependant encore discutées (Muntean *et al.*, 2004).

Les gisements à or disséminé de type Carlin se rapprochent de certains gisements aurifères encaissés dans les serpentinites (McLaughlin), les formations de fer, ou les séries de shales noirs (Muruntau, Crixas, Morro de Ouro). Cependant, ils ont également des affinités avec les

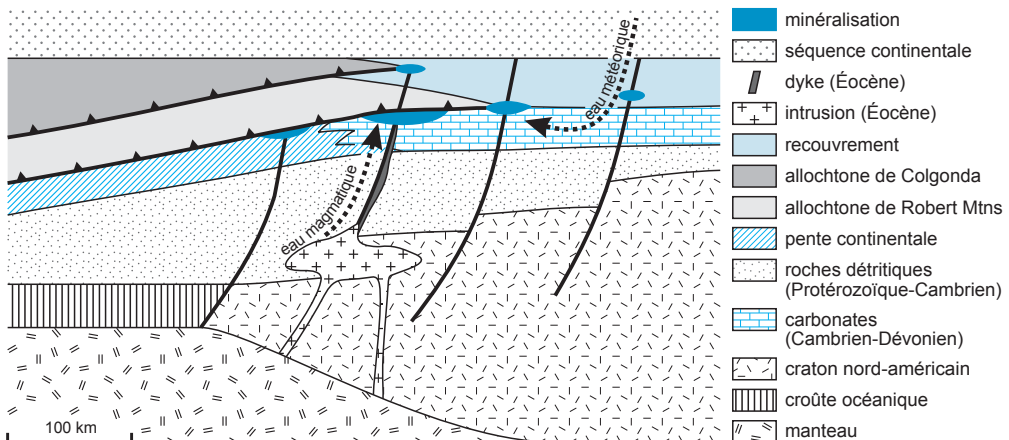


Figure 5.60 - Genèse des gisements de type Carlin. Les minéralisations se situent en limite de craton et de marge continentale, à l'intersection de failles profondes et de chevauchements (d'après Hofstra et Cline, 2000).

gisements associés aux plutons, en particulier les gîtes épithermaux filoniens et les skarns à or (Sillitoe et Bonham, 1984).

Ce sont des gisements d'or difficiles à découvrir. Un contexte de séries carbonatées riches en matière organique, recoupées par de petits intrusifs porphyriques semble favorable. À une échelle régionale, ils forment de grands alignements visibles en télédétection (60 km à Carlin et à Battle Mountain-Eureka, Nevada), ce qui traduit la structure du socle, repris par des mouvements tectoniques plus tardifs (photos h et i, planche 14). Gravimétrie et magnétisme peuvent refléter ces structures anciennes (figure 5.57). L'exploration tactique de ces gisements repose sur les altérations hydrothermales, la prospection géochimique et la géophysique. On recherchera en particulier les calcaires dolomitiques silicifiés proches de zones de faille, la décalcification et la dégradation des phyllosilicates; on peut utiliser la densité de filonnets, en particulier s'ils sont à gangue siliceuse. L'anomalie thermique peut également être suivie par les traces de fission sur apatite, la géochronométrie (U-Th)/He, et la couleur des conodontes. En géochimie, ces gisements peuvent être tracés par des anomalies en As, Ag, Hg, Sb, Tl, F, W, ou Ba, aussi bien en sol que dans la végétation. Les gisements chinois sont associés à des concentrations de Hg, Sb, As et U. L'or, le mercure et l'arsenic sont des indicateurs plus précis du centre des minéralisations. La polarisation provoquée a permis plusieurs découvertes de minerais disséminés dans le district de Carlin.

5.4 Gîtes du plutonisme alcalin

Le magmatisme alcalin est rare puisqu'il ne représente que 5 % des roches magmatiques; mais il regroupe près de 50 % des noms de roches, ce qui donne une idée de la complexité des assemblages distingués par les pétrographes (tableau 5.13). Les granites qui lui sont associés appartiennent à la famille des granites de type A : A comme Alcalin, mais aussi comme Anormal, Anorogénique, et Alumineux.

Les roches alcalines comprennent de nombreux types de roches, d'ultramafiques à felsiques; la définition la plus largement acceptée correspond à des roches contenant des feldspathoïdes et/ou des pyroxènes et des amphiboles alcalines. Les roches peralcalines (ou hyperalcalines) sont caractérisées par un indice d'agpaïcité ($[(Na+K)/Al]$) supérieur à 1.

Le magmatisme alcalin peut apparaître dans deux types de contextes géotectoniques en extension qui permettent le passage direct vers la surface, sans contamination, au niveau des rifts ou à l'arrière des zones de subduction. Il est particulièrement abondant au niveau des rifts continentaux ou océaniques, associés en particulier avec des points chauds occasionnés par des *plumes* mantelliques, les *hots spots*; des exemples classiques de magmatisme alcalin continental sont la chaîne des collines montérégiennes, au Québec (Crétacé), le volcanisme récent du Massif central français, du Rif marocain ou du fossé de la Bénoué (Cameroun). Ces contextes recèlent des minéralisations magmatiques, comme la mine de niobium d'Oka, près de Montréal, ou hydrothermales, comme les minéralisations à Sn, Nb et Ta des granites différenciés (Nigeria). L'île de la Réunion, dans l'océan Indien, ou l'archipel des Açores, dans l'océan Atlantique, correspondent à un magmatisme alcalin en contexte océanique, mais sans minéralisation.

Le magmatisme alcalin apparaît également à l'arrière des zones de subduction, tant en contexte continental qu'en contexte océanique. La tectonique en extension et la fusion partielle dans le coin mantellique, résultant d'une décompression adiabatique, permettent de produire des magmas alcalins, sous-saturés en silice et avec une forte fugacité en oxygène. On peut ainsi produire

Tableau 5.13 - Minéraux habituels des contextes alcalins. La minéralogie de ces contextes étant extrêmement riche, notamment dans les carbonatites et les syénites néphéliniques, seuls les minéraux parmi les plus courants ont été mentionnés. Les éléments entre parenthèses suivent leurs minerais usuels dans les différents contextes alcalins. TR = terres rares.

Contexte	Minéraux majeurs	Minéraux accessoires	Minéraux secondaires (zone d'altération supergène)	Remarques
Kimberlite	olivine, phlogopite, diopside, grenat (pyrope), ilménite (geikiélite), spinelle (magnétite), calcite, enstatite	monticellite, apatite, diamant, pérovskite	serpentine, carbonates	le diamant est un xénoïthe
Lamproïte	olivine, leucite, sanidine, phlogopite, diopside, richtérite	apatite, pérovskite, chromite, magnétite, diamant, pridérite, wadéite, ilménite, enstatite	serpentine, vermiculite	le diamant est un xénoïthe
Carbonatite	calcite, dolomite, apatite (P), magnétite, pyrochlore (Nb, Ta), monazite (TR, Y, Th)	ankérite, sidérite, biotite, grenat, bastnaésite (TR), parisite (TR), baddeleyite (Zr), columbite (Nb, Ta), tantalite (Ta, Nb), fluorine (F), latrapite, ilménite (Ti), rutile (Ti), pérovskite (Ti), loparite (Ti, Nb, Ta, TR), allanite (Y, TR), synchysite (TR), fergusonite (Y, Ce, Nd, Th)	crandallite, florencite (P), apatite II (P), monazite II (TR, Y, Th), wavellite, gorceixite, gibbsite, goethite, hématite, vallériite, vermiculite, bastnaésite (TR), synchysite (TR)	calcite (sôvite) ou dolomite (béforsite) constituent 80 % de la roche; bornite et chalcopryrite sont exploitées à Palabora
Syérite néphélinique	microcline, albite, néphéline, sodalite, biotite, riébeckite, aegyrine, apatite (P)	analcime, haüyne, zircon (Zr), titanite, calcite, pyrochlore (Nb, Ta, U), fluorine, corindon, bastnaésite (TR), monazite (TR, Y, Th), columbite (Nb, Ta), tantalite (Ta, Nb), loparite (Ti, Nb, Ta, TR), eudialyte (Zr), villiamite, cancrinite, orthose, diopside, astrophyllite, fergusonite (Y, Ce, Nd, Th)	apatite (P), crandallite, florencite (P)	minéralogie accessoire extrêmement variée
Granite alcalin	albite, riébeckite, quartz, biotite, orthose, aegyrine, fluorine (F)	topaze, cassitérite (Sn), elpidite (Zr), apatite, zircon (Zr), tourmaline, hornblende, augite, astrophyllite, narsarsukite, titanite, gittinsite (Zr)	séricite, chlorite, hémattite	

des fluides potassiques supercritiques à grande profondeur dans une zone de subduction. Les magmas alcalins peuvent apparaître très loin de la zone de subduction, en liaison avec une rupture profonde de la plaque subductée. Ainsi, le magmatisme alcalin du Rio Grande, au sud de Denver (Colorado), responsable de la formation du gisement d'or géant de Cripple Creek (voir la section 6.1), a été relié à l'enfouissement en profondeur de la plaque Pacifique. En contexte océanique, les arcs magmatiques peuvent contenir de très importantes minéralisations en métaux précieux associées au magmatisme alcalin, tel le gîte épithermal de Ladolam sur l'île de Lihir (Papouasie-Nouvelle-Guinée).

Ce magmatisme représente les produits de la fusion partielle du manteau. Les mécanismes de formation des magmas alcalins restent discutés. Ils trouvent leur source dans un manteau vraisemblablement hétérogène pouvant appartenir à la lithosphère ou à l'asthénosphère.

Le modèle asthénosphérique propose la fusion d'une péridotite à grenat entre 200 et 600 km de profondeur. Suivant le taux de fusion partielle et l'intensité de la cristallisation fractionnée du magma, on pourrait obtenir les différents produits alcalins suivants :

- pour 0,3 % de fusion, on obtiendrait un solide et un liquide remontant sous forme de diapir. La cristallisation de la chambre magmatique vers 80 km de profondeur produirait ainsi des ijolites (variétés de syénite néphélinique) et des carbonatites;
- pour 1 % de fusion à forte pression, on produirait le liquide d'où seraient issues les kimberlites;
- pour plus de 1 % de fusion partielle, on produirait des basaltes alcalins (basanites).

Le modèle lithosphérique fait l'hypothèse d'une fusion partielle vers 70 km de profondeur. Le manteau incorporerait du CO₂ par un phénomène de métasomatose dont l'origine pourrait être un apport d'eau et de carbone profonds issus de fragments de plaque océanique subductée. Un apport d'éléments alcalins (K₂O et Na₂O) est également possible, mais il pourrait aussi se produire par contamination crustale. Cette incorporation s'accompagnerait d'une immiscibilité, produisant ijolites et carbonatites. Ces magmas très riches en fluides donnent des lignées agpaïtiques riches en chlore (syénites néphéliniques à uranium et zirconium) et des lignées miaskitiques, riches en CO₂ (syénites néphéliniques à apatite, carbonatites à pyrochlore et minéraux de terres rares).

Le magmatisme alcalin présente fréquemment un enrichissement en éléments incompatibles tels que zirconium, niobium, uranium, yttrium, et terres rares. On les regroupe sous le terme d'éléments à fort potentiel ionique, ou type *high field-strength elements* (HFSE). Le potentiel ionique (π) représente le rapport de valence du cation sur le rayon ionique (ou Z/r). On distingue les éléments à π faible ($Z/r < 3$), moyen ($Z/r = 3$) ou fort ($Z/r > 3$). Cette concentration résulte de plusieurs facteurs, énoncés ci-dessous :

- les magmas sont issus de la fusion d'un manteau lithosphérique métasomatisé, donc déjà plus riche en HFSE que le manteau qui produit les MORB;
- ces magmas sont enrichis en volatils, comme le fluor, qui possède la propriété d'augmenter la solubilité des HFSE dans les magmas alumineux en favorisant la formation de polymères et de complexes alcalins fluorés; les magmas alcalins s'enrichissent très tardivement en eau au cours de leur cristallisation, au moment où il y a le plus de HFSE et d'halogènes disponibles (Cl, F);
- les HFSE sont fortement incompatibles, et s'enrichissent donc dans le magma résiduel;
- les HFSE sont enrichis dans des minéraux denses qui peuvent ainsi se concentrer par accumulation gravitaire dans des magmas peu visqueux, comme à Ilimaussaq ou Lovozero.

Le magmatisme alcalin est ainsi à l'origine d'un grand nombre de minéralisations qui apparaissent à différents niveaux structuraux et, parfois même, au voisinage de la surface sous la forme de diatrème (tableau 5.14). On peut y reconnaître plusieurs grands groupes (figure 5.61) :

- les minéralisations associées à des diatrèmes de kimberlites (à diamants) ou de carbonatites (Nb-Ta, terres rares; exceptionnellement Fe, Sr, Ti, Mo, Ta, U, Cu, Zn, vermiculite et platinoïdes);
- les minéralisations associées aux massifs de syénites néphéliniques et carbonatites : il s'agit principalement de minéraux très réfractaires comme le zircon, de minéraux de métaux de haute technologie (niobium-tantale, terres rares, thorium-uranium), ou encore d'apatite (fluorapatite principalement) utilisable dans l'industrie des phosphates;
- l'hydrothermalisme associé aux granites et pegmatites des systèmes alcalins plus évolués est également à l'origine de minéralisations variées. Les pegmatites alcalines ont produit du fer, de la barytine et de la fluorine, des métaux rares (Ce, terres rares, Y, Zr, Nb), et les granites différenciés des complexes annulaires à Nb, Ta et Sn.

Les gisements de type fer-oxydes (IOGC pour *Iron Oxydes Gold Copper*), décrits à la section 5.2.5, montrent également une composante alcaline, du fait de la présence de fluorine et de barytine. En contexte volcanique, quand les gisements alcalins se mettent en place au voisinage

Tableau 5.14 - Gisements principaux et gisements représentatifs du magmatisme alcalin. Ce tableau inclut les gisements du Brésil, dont seules les parties superficielles enrichies par altération supergène sont actuellement exploitées (cf. chapitre 9). Les tonnages (production + réserves) sont indiqués en millions de tonnes (Mt) et en teneurs moyennes. Ces chiffres sont indicatifs, les sources consultées donnant des chiffres parfois différents. Ils sont de plus susceptibles d'évolutions pour les gisements en exploitation, les tonnages de réserves augmentant lors de découvertes d'extensions des gisements, et les teneurs de coupure étant revues en cas de variations notables des cours, ce qui entraîne une variation des tonnages de réserves et des teneurs moyennes. TR = terres rares. nd = non disponible (tableau réalisé à l'aide de nombreuses publications, notamment les données de Richardson et Birkett, 1996a, de Gurney *et al.*, 2005, et de documents inédits).

Kimberlites et lamproïtes diamantifères					
Gisement	Pays	Teneur (ct/t)	Lithologie	Âge (Ma)	
Bullfontein	Afrique du Sud	0,5	brèche kimberlitique de diatrème	92	
De Beers	Afrique du Sud	0,9	brèche kimberlitique de diatrème	92	
Finsch	Afrique du Sud	0,9	dykes	118	
Jagersfontein	Afrique du Sud	0,7	brèche kimberlitique de diatrème	91	
Kimberley	Afrique du Sud	1	brèche kimberlitique de diatrème	92	
Koffiefontein	Afrique du Sud	0,15	brèche kimberlitique de diatrème	90	
Premier	Afrique du Sud	0,35	brèche kimberlitique de diatrème, kimberlite hypabyssale	1200	
Venetia	Afrique du Sud	1,3	brèche kimberlitique de diatrème, kimberlite hypabyssale	519	
Argyle	Australie	6	lamproïte	1180	
Jwaneng	Botswana	0,6	kimberlite volcanoclastique de sub-surface	240	
Koala (Ekati)	Canada-Territoire du Nord-Ouest	1	kimberlite volcanoclastique résédimenté	53	
Panda (Ekati)	Canada-Territoire du Nord-Ouest	1,1	kimberlite volcanoclastique résédimenté	52	
Diavik	Canada-Territoire du Nord-Ouest	2-4,5	kimberlite volcanoclastique résédimenté	55	
Snap Lake	Canada-Territoire du Nord-Ouest	1,2	sill	535	
Victor	Canada-Ontario	0,23	kimberlite hypabyssale	176	
Jericho	Canada-Nunavut	1,3	kimberlite aphanitique	172	
Fort à la Corne	Canada-Saskatchewan	0,2	kimberlite volcanoclastique résédimentée	100	
Dalnaya	Russie	?	brèche kimberlitique de diatrème	355	
International	Russie	?	brèche kimberlitique de diatrème	360	
Mir	Russie	2	brèche kimberlitique de diatrème	361	
Udachnaya	Russie	1,1	brèche kimberlitique de diatrème	360	
Magmatisme alcalin différencié					
Gisement	Pays	Tonnage et teneur	Lithologie	Minéraux et substances	Âge (Ma)
syénites néphéliniques					
Poços de Calda	Brésil	26 Mt à 0,08 % U ₃ O ₈ ; 23 Mt à 0,11 % MoO ₃ ; 21 Mt à 0,81 % ZrO ₂	foyaïte, phonolite	pechblende, uranotorianite et coffinite (U), Mo, Zr	60-87
Ilimaussaq-Kvanefeld*	Groenland	110 Mt à 0,36 % Zr; 73 Mt à 0,07 % Nb; 141 Mt à 0,8 % TR; 131 Mt à 0,08 % Y; 794 Mt à 3,4 ppm U	syénite néphélinique, lujavrite (principale roche minéralisée), naujaïte, kakortokite	thorite et steenstrupine (U, Th), Y, Zr, Nb, TR	1130
Khibiny	Russie	> 4 Gt	khibinite, foyaïte, urtite, ijolite	apatite (P), Zr, Nb	290
Lovozero	Russie	plusieurs Gt	lujavrite à eudialyte, murmanite et lovozerite, foyaïte, urtite, syénite à néphéline	loparite (Nb, Ce, Th), eudialyte (Zr, Hf, Nb, Ta, Ce, La, Ti), apatite (P), lovozerite (Zr, Nb, Ta, Ce et TR)	290
granites alcalins et pegmatites alcalines					
Zaaiplaats (Bushveld)	Afrique du Sud	22 kt Sn	granites alcalins à biotite et hornblende (rare augite)	cassitérite (Sn)	postérieur à 2060
Strange Lake	Canada	52 Mt à 2,93 % ZrO ₂ , 31 % de Y ₂ O ₃ , 0,38 % Nb ₂ O ₅ , 0,54 % TR et 0,08 % BeO	pegmatite au cœur d'un granite hyperalcalin à arfvedsonite-aegyrine	Zr, Y, Nb, Ce et TR, Be	Protérozoïque moyen
Khaldzan-Buregtey	Mongolie	> 1,2 Mt TR à 0,3 % TR; > 0,4 Mt Nb à 0,1 % Nb; > 8 Mt Zr à 2,0 % Zr	granite et laves hyperalcalines, syénites néphéliniques	fergusonite, allanite, bastnaésite, synchysite, monazite, etc. (Zr, Nb, et TR)	385

Tableau 5.14 - Gisements principaux et gisements représentatifs du magmatisme alcalin (suite et fin).

Jos - Lirnei (younger granites)	Nigeria	nd	granites à riebeckite-arfvedsonite, granites à fayalite	cassitérite (Sn), columbo-tantalite (Nb, Ta)	175
Carbonatites					
Gisement	Pays	Tonnage et teneur	Lithologie	Minéraux et substances	Âge (Ma)
Palabora	Afrique du Sud	3 Gt au total à 2,5 % P ₂ O ₅ ; 600 Mt à 7 % P ₂ O ₅ (et terres rares), 286 Mt à 0,69 % Cu	syénite, pyroxénite, foskorite, carbonatite	apatite (P), pyrochlore (Nb), magnétite (Fe, Ti), baddeleyite (Zr), chalcopryrite et bornite (Cu), uranorhorianite (U, Th), vallériite (Cu, Ni), or, vermiculite	2030
Araxa	Brésil	418 Mt à 2,5 % Nb ₂ O ₅ ; 375 Mt à 14,5 % P ₂ O ₅ ; 0,5 Mt à 10,5 % TR ₂ O ₃	carbonatite, pyroxénite, glimmérite, toutes latéritisées	pyrochlore (Nb), apatite (P), monazite et goyazite (Ce et autres TR)	Crétacé supérieur
Catalao	Brésil	188 Mt à 7,04 % P ₂ O ₅ ; 22 Mt à 1,07 % Nb ₂ O ₅ ; 125 Mt à 10 % TiO ₂	carbonatite, pyroxénite, glimmérite, péridotite serpentinisée, toutes latéritisées	monazite, rhabdophane, florencite, gorceixite (P, Nd, TR), anatase et pérovskite (Ti)	83-87
Jacupiranga	Brésil	200 Mt à 5,3 % P ₂ O ₅	carbonatite, syénite à néphéline, ijolite	apatite (P)	130
Morro do Seis Lagos	Brésil	2,8 Gt à 2,81 % Nb ₂ O ₅	carbonatite (ferrocarbonatite) et syénite latéritisées	rutile à niobium	Crétacé
Salitre	Brésil	353 Mt à 27,5 % TiO ₂	carbonatite	anatase, pérovskite (Ti), magnétite, apatite	Crétacé supérieur
Tapira	Brésil	114 Mt à 1,2 % Nb ₂ O ₅ ; 241 Mt à 8 % P ₂ O ₅	carbonatite (sôvite), pyroxénite, glimmérite, bébédourite	apatite (P), pyrochlore (Nb)	Crétacé supérieur
Niobec (Saint-Honoré)	Canada	38,5 Mt à 0,7 % Nb ₂ O ₅	carbonatite	pyrochlore et columbite (Nb), basnaésite et monazite (TR)	629-656
Oka	Canada	112,7 Mt à 0,44 % Nb ₂ O ₅ ; 23,8 Mt à 0,35 % TR ₂ O ₃	carbonatite	pyrochlore, niocalite, pérovskite, latrappite, loparite, lueshite (Nb et TR)	117
Bayan Obo	Chine	37 Mt de TR ₂ O ₃ (minéral à 6 % TR ₂ O ₃ et 0,10 % Nb)	carbonatite à magnétite et hématite	basnaésite, monazite, parisite, aeschynite, allanite (terres rares), xénotime (Y)	1580
Mountain Pass	États-Unis (Californie)	31 Mt à 7,67 % TR ₂ O ₃ et 23 % BaSO ₄ (prouvées); 90,7 Mt à 5 % TR ₂ O ₃ (probables)	carbonatite	basnaésite et parisite (Y, Ce et autres TR), barytine	1375
Siilinjärvi	Finlande	470 Mt à 4 % P ₂ O ₅	carbonatite, glimmérite	apatite (P)	2580
Sarfartoq	Groenland	500 Mt à 3,5 % P ₂ O ₅ ; 0,3 Mt à 10 % Nb ₂ O ₅	carbonatite	apatite (P), pyrochlore (Nb)	598
Amba Dongar	Inde	11,6 Mt à 30 % CaF ₂	carbonatite (sôvite et béforsite), fénite	fluorine (F)	post-Crétacé
Okorusu	Namibie	7,9 Mt à 50 % CaF ₂	fénite, carbonatite	fluorine (F)	127
Kovdor	Russie	700 Mt à 6,5 % P ₂ O ₅	carbonatite, pyroxénite, phoscorite	apatite (P), magnétite (Fe), chalcopryrite (Cu), et vermiculite	290
Panda Hill (Mbeya)	Tanzanie	113 Mt à 0,79 % Nb ₂ O ₅	carbonatite (sôvite)	pyrochlore, columbite (Nb), apatite (P)	nd

de la surface, on passe progressivement à des gisements hydrothermaux à métaux précieux, de type épithermal (voir le chapitre 6). En surface, les fortes concentrations primaires en éléments incompatibles pourront être encore enrichies par l'altération de surface (voir le chapitre 9).

5.4.1 Kimberlites et lamproïtes à diamants

Le diamant est la forme stable du carbone à haute pression, se transformant en graphite à plus basse pression. Il possède une structure extraordinairement solide dans laquelle chaque atome de carbone possède une liaison covalente directionnelle très puissante avec quatre atomes de carbone voisins disposés au sommet d'un tétraèdre régulier.

Le marché du diamant est très particulier. Il existe près de 3000 catégories de diamants, depuis des diamants industriels (2 \$ le carat) jusqu'à des gemmes de grande qualité (65 000 \$ le carat).

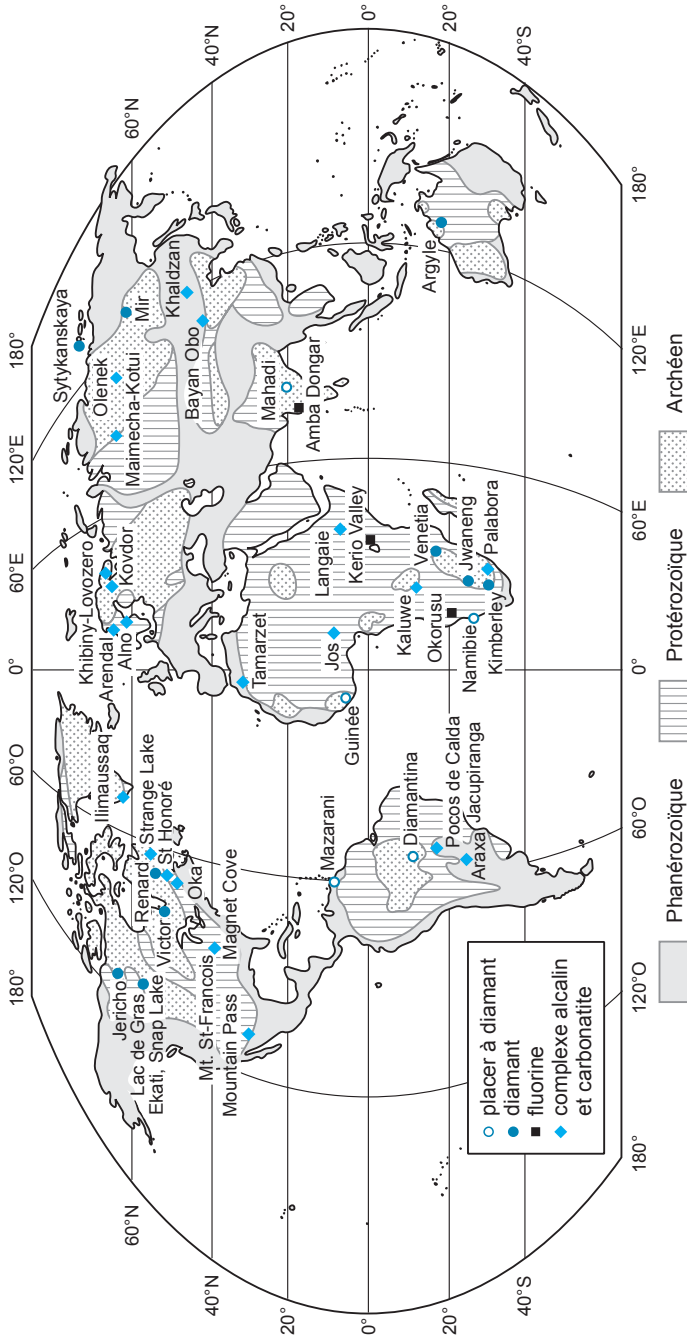


Figure 5.61 - Principaux gisements du magmatisme alcalin. Bayan Obo est considéré par certains auteurs comme une carbonatite, bien qu'il soit plus proche des fer-oxydes. Langate est un volcan actif à coulées de carbonatites. Kimberley désigne collectivement toutes les kimberlites d'Afrique du Sud.

Le prix des gemmes repose sur les « 4C » : carat, clarté, couleur, coupe. La compagnie De Beers a le quasi-monopole de la distribution avec environ 75 % de la production de diamants bruts en valeur. Le Botswana est le principal fournisseur de diamant gemme avec plus de 24 millions de carats, un rôle tenu par l'Australie pour le diamant industriel, avec 25 millions de carats. En 2007, la production mondiale de diamant naturel est de près de 180 millions de carats, tandis que celle du diamant synthétique atteint 560 millions de carats (cf. tableau 1.4).

Le Canada est un producteur de diamant depuis 1998 avec la mise en service de la mine d'Ekati, à 300 km au nord-est de Yellowknife (Territoires du Nord-Ouest). Les mines de Diavik et de Snap Lake (Territoires du Nord-Ouest) et de Victor (Ontario) permettent au Canada d'être maintenant le troisième producteur mondial de diamant (12,6 millions de carats en 2004). Au Québec, les premières indications de diamant viennent de la découverte, en 1978, de la kimberlite de Beaver Lake lors d'activités de prospection pour l'uranium. Le gisement de Renard comprend 11 zones de kimberlites dont certaines ont fourni jusqu'à 67 carats/tonne, avec des diamants de qualité gemme. Plusieurs autres secteurs ont été reconnus sur les grandes zones de faiblesse du Bouclier canadien (figure 5.62).

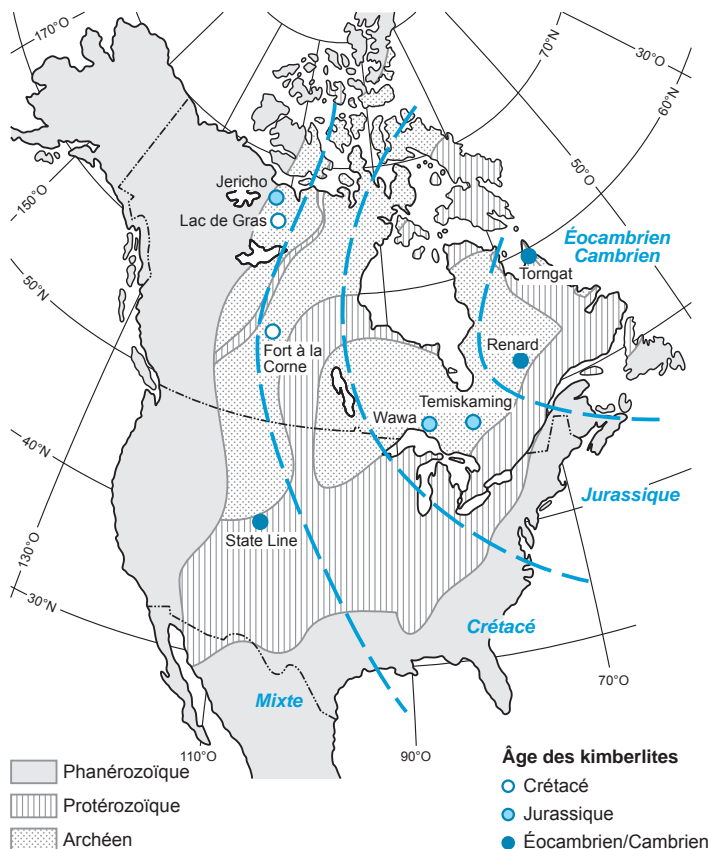


Figure 5.62 - Carte des gisements de diamants d'Amérique du Nord. La formation des kimberlites refléterait la fragmentation du supercontinent Gondwana (d'après Heaman *et al.*, 2003).

Les teneurs en diamants des minerais sont très faibles, variant de 0,5 à 5 carats/tonne (1 carat = 0,2 g). La proportion de diamants gemmes se situe actuellement aux alentours de 50 % de la production mondiale de diamants naturels. La couleur du diamant la plus fréquente est le brun mais, jusqu'au développement de la mine d'Argyle (Australie) en 1986, tous les diamants bruns étaient considérés comme des diamants industriels. Depuis 1986, grâce à une mise sur le marché en Australie de ces diamants bruns, certains ont pu accéder au statut de gemmes, sous les noms de diamants « champagne » pour les plus clairs, et de diamants « cognac » pour les plus sombres. La deuxième couleur la plus fréquente est le jaune, la couleur des « diamants du Cap », devenant des diamants « canari » quand la couleur est intense. Les diamants roses, rouges et pourpres sont rares et atteignent un prix très élevé; les plus rares seraient les orangés. Le vert de certains diamants n'est qu'une teinte de surface, tandis que la couleur noire d'autres spécimens résulte d'inclusions de graphite, ce qui les rend conducteurs et difficiles à polir.

Les gisements de diamants sont parmi les cibles d'exploration les plus rares, mais ce sont également les plus rentables. Outre les placers, on les rencontre essentiellement associés à des roches alcalines particulières, les kimberlites et les lamproïtes. Les diamants ont été également observés dans d'autres environnements, mais sans permettre, jusqu'à présent, d'exploitation économique : komatiites (Guyane, Ontario), lamprophyre calco-alcalin archéen, impact météoritique, roches métamorphiques, péridotites, et même chromite podiforme d'une ophiolite tibétaine ! On a pu également synthétiser du diamant hydrothermal à 800 °C et 1,4 kbar.

Les kimberlites sont des roches ultramafiques potassiques. Les magmas kimberlitiques sont pauvres en silice (de 25 à 30 % SiO₂; Dalton et Presnall, 1998), à très faible viscosité (<1 Pa/s), riches en volatils, jusqu'à 20 % CO₂ en poids (Mitchell, 1986; Kurszlaukis et Barnett, 2003) et présentent une très faible viscosité. Les kimberlites contiennent toujours de l'olivine accompagnée, suivant les cas, par monticellite (olivine calcique), phlogopite, diopside, serpentine ou calcite, avec des minéraux mineurs (apatite, grenat, magnétite) et des xénolites de diamant. Le phlogopite forme des phénocristaux et apparaît dans la matrice, indiquant que l'eau était un composant du magma. La calcite primaire est stable à la base des *pipes*. On distingue deux grands groupes de kimberlites (Mitchell, 1997) : un groupe à olivine abondante, et matrice de pérovskite, spinelle, monticellite ou calcite, et un second groupe à phlogopite abondant qui serait typique de la lithosphère continentale.

Les kimberlites sont situées dans les anciens cratons, ou archons (> 2,7 Ga, Clifford, 1966; Helmstaedt et Gurney, 1995) possédant une quille lithosphérique, mais leur mise en place est plus récente, souvent phanérozoïque. Il en existe également dans les socles du Protérozoïque (district de Kenieba, Mali). On en connaît plus de 5000 sur la planète. Elles forment des essaims de 10 à 40 corps répartis sur quelques hectares, alignés ou non sur des fractures profondes.

Les *pipes* de kimberlites sont des cheminées volcaniques, parfois reconnues sur plus de 2500 m de profondeur. On distingue trois grands faciès : un faciès hypabyssal, magmatique, à la base, sous forme de dyke (Digonnet *et al.*, 2000); un faciès de diatrème, bréchiq, formant un cône plus ou moins ouvert; un faciès de cratère, ou maar, avec des roches volcanoclastiques et épicalastiques (figure 5.63). La morphologie des *pipes* peut varier largement, les plus classiques étant ceux décrits en Afrique du Sud (Skinner et Marsh, 2004; Hawthorne, 1975), avec leur racine riche en dykes, leur zone de diatrème à fort pendage (82°), à brèche magmatique et phréatomagmatique, et un cratère d'un diamètre généralement inférieur à un kilomètre. Plus récemment ont été reconnues dans les Prairies canadiennes des zones de cratères comprenant des tufs cendreaux, des argiles et des grès. Enfin, les *pipes* d'Ekati (Canada) et de Jwaneng

(Botswana) montrent des bordures subverticales avec un abondant matériel sédimentaire volcanoclastique et peu de pyroclastites.

L'analyse des textures permet de reconnaître les trois faciès principaux (Clement et Skinner, 1985). Le faciès hypabyssal se caractérise par une kimberlite macrocristalline homogène, à texture magmatique, avec de la calcite et de l'antigorite, parfois de l'olivine fraîche. Le faciès de diatrème consiste en une brèche kimberlitique, plus ou moins riche en xénolithes souvent peu altérés, avec une nette composante magmatique à olivine serpentinisée et clastes magmatiques. Le faciès de cratère réunit différentes roches à grain fin, depuis des tufs à lapillis, des cendres, des brèches d'effondrement, parfois très hétérogènes. En surface, les kimberlites sont généralement fortement altérées : l'olivine est remplacée par des serpentines, donnant des « terres bleues » dans lesquelles ont été découverts les premiers diamants d'Afrique du Sud. Des faciès de bordure plus oxydés sont fréquents.

La vitesse d'ascension des kimberlites est de plusieurs dizaines de km/h en profondeur, et les laves arrivent en surface à une vitesse supérieure à celle du son, ce qui provoque une décompression et un refroidissement extrêmement rapide des diamants, trop rapide pour qu'ils aient le temps de se résorber et de se transformer en graphite. La mise en place des *pipes* de kimberlites s'effectuent en quatre étapes : (1) une explosion d'origine magmatique, du fait du fort contenu en CO₂ du magma; l'exsolution du CO₂ se produirait vers 3 km de profondeur dans le cas des *pipes* reconnus au Canada; (2) l'élargissement du conduit par érosion; (3) le passage d'un transport fluidalisé du magma à un transport plus turbulent; et (4) une phase d'altération hydrothermale qui serpentinise les roches. L'exsolution catastrophique des volatils au cours des stades finaux de l'ascension du magma kimberlitique peut conduire à des éruptions explosives de type Plinien. Le phénomène explosif est rapide et violent et pourrait produire plusieurs dizaines de millions de tonnes de brèches kimberlitiques en moins d'une minute. La plupart des kimberlites montrent des explosions polyphasées.

La majorité des kimberlites est d'âge mésozoïque à cénozoïque, mais on en connaît également au Phanérozoïque, en particulier dans le Dévonien de Yakoutie (Russie) (360 Ma). Les kimberlites du district de Kimberley en Afrique du Sud sont crétacées (de 80 à 114 Ma), à l'exception de celle de la mine Premier, rendue célèbre par sa production de grands diamants gemmes dont le fameux Cullinan (3106 carats) découvert en 1905, et qui est d'âge protérozoïque (1200 Ma). En Amérique du Nord, les kimberlites se distribuent progressivement depuis le Jurassique dans l'est jusqu'au Crétacé au centre (figure 5.62). Dans le monde, les âges les plus fréquents sont 540, 240, 160, et 90 Ma en Afrique du Sud. Les diamants portés par les kimberlites crétacées sont protérozoïques (de 990 à 1580 Ma), donc bien plus anciens que leur roche-hôte.

L'origine des magmas kimberlitiques reste incertaine. Deux modèles ont été développés. Dans le premier, les kimberlites seraient issues de la fusion partielle de la base du manteau lithosphérique (Kirkley *et al.*, 1992; Haggerty, 1999). Dans le second, les magmas kimberlitiques se formeraient par fusion partielle de certaines lherzolites à grenat à la limite du manteau inférieur et supérieur (de 400 à 640 km), en association avec des *plumes* mantelliques (figure 5.64). L'argument-clé de cette hypothèse est la présence en inclusion dans le diamant de majorite, un grenat de très haute pression.

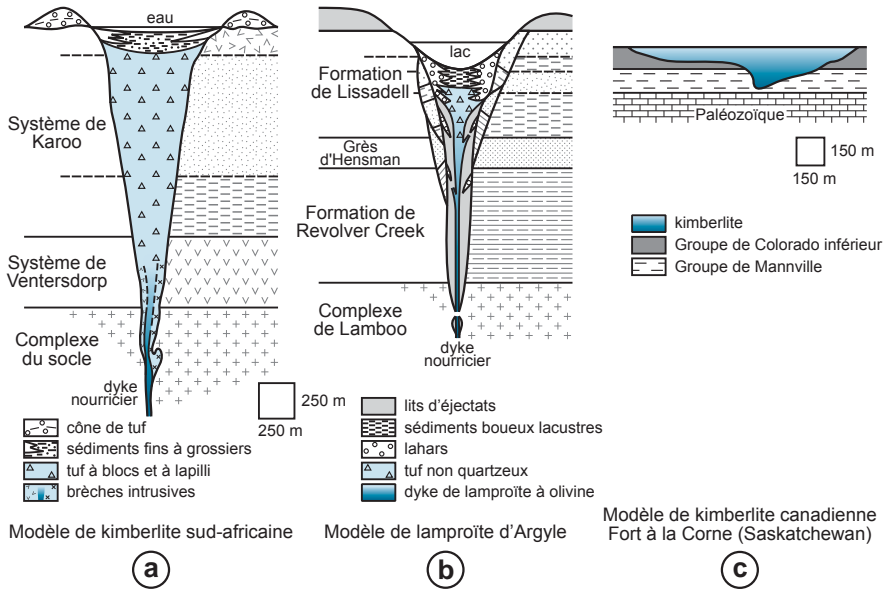


Figure 5.63 - Comparaison en coupe de trois différents styles de kimberlite et de lamproïte. **a)** modèle de kimberlite sud-africain (coupe composite d'après Hawthorne, 1975); **b)** coupe de la lamproïte d'Argyle, Australie occidentale (d'après Boxer et Jacques, 1990); **c)** coupe de la kimberlite de Fort à la Corne, Saskatchewan, Canada (d'après Berryman *et al.*, 2004); la partie profonde reste actuellement inconnue.

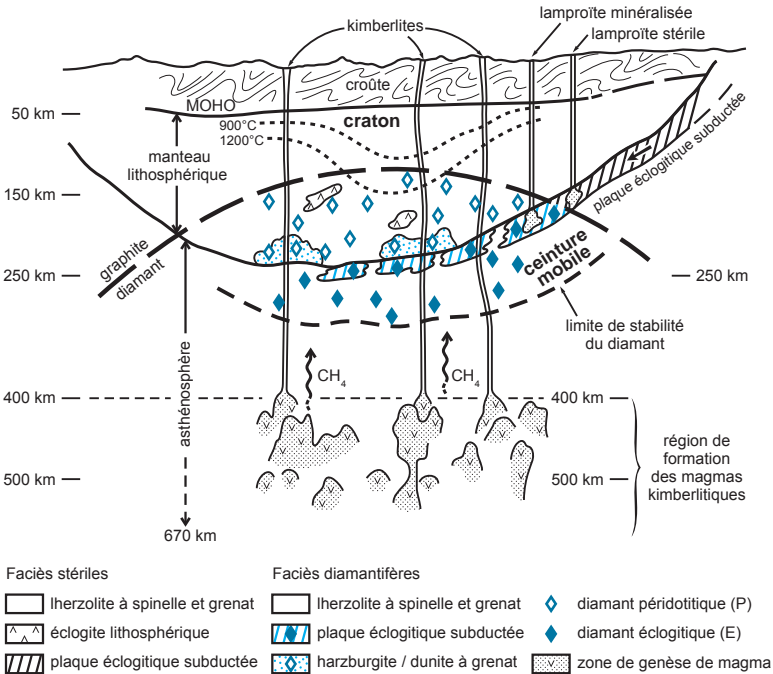


Figure 5.64 - Coupe schématique d'un craton avec sa quille lithosphérique et d'une ceinture mobile montrant les régions-sources des diamants, des magmas kimberlitiques et lamproïtiques ainsi que les chemins d'ascension de ces deux magmas. Noter que les lherzolites à spinelle et grenat peuvent être stériles ou minéralisées (d'après Mitchell, 1991).

LES LAMPROÏTES

Les lamproïtes sont des lamprophyres hyperpotassiques à olivine, leucite et phlogopite, sans plagioclase (Michel, 1988), donc plus felsiques que les kimberlites. Elles seraient issues de péridotites mantelliques métasomatées enrichies en potassium à la base de la lithosphère. Le cratère est plus évasé que celui des kimberlites (figure 5.63). Les lamproïtes sont connues surtout en bordure du craton de Kimberley, Australie occidentale (Boxer et Jaques, 1990) avec le *pipe* précambrien d'Argyle, le plus important producteur mondial (figure 5.63; photos b, e, et h, planche 15). Le *pipe* est daté à 1180 Ma, les diamants à 1580 Ma.

Les diamants des kimberlites et des lamproïtes sont des xénolithes stockés dans les racines mantelliques « froides » (moins de 1200 °C) des blocs cratoniques (Haggerty, 1986). Les formes observées des cristaux semblent indiquer qu'en majorité, les diamants ont cristallisé dans des veines intra-mantelliques où circulent des fluides carbonés (CO₂, CO, CH₄, etc.). Deux principaux types peuvent être distingués (figure 5.64) :

- les diamants des péridotites (type P) sont les plus abondants. Ils se sont formés à une température comprise entre 900 et 1300 °C et à une pression allant de 45 à 60 kbar; ils sont associés à olivine, ortho-clinopyroxènes, chromite et pyrope. Ils se forment dans la lithosphère, vers 150 à 200 km de profondeur, et exceptionnellement dans le manteau inférieur. Des circulations de fluides riches en carbone, issus de sédiments subductés, imprégneraient le manteau de quelques fractions de pour cent en carbonate de magnésium, puis entraîneraient la cristallisation des diamants au sein du matériel mantellique. Diamants et carbonates de magnésium restent stockés à la base de la lithosphère des cratons;
- les diamants éclogitiques (type E). Plus rares, ils sont associés à des clinopyroxènes omphacitiques et des grenats de composition pyrope-almandin. Ils proviendraient d'une source plus profonde située dans l'asthénosphère et la zone de transition, probablement la croûte océanique subductée, riche en sédiments, donc en carbone, recristallisée à haute température et haute pression (1500 °C, 200 km). Ces diamants sont entraînés par la convection générale du manteau; quand cette convection, lente, les amène au-dessus de 120 à 150 km, ils se transforment en graphite.

Les diamants sont donc l'un des minéraux accessoires du manteau sous-cratonique. L'âge des diamants est généralement celui du craton où il se trouve, souvent archéen.

L'exploration s'effectue en plusieurs étapes. À l'échelle régionale, on prospecte les zones à lithosphère anormalement épaisse, avec des failles profondes marquées en télédétection ou en géophysique. Les *pipes* de kimberlites se placent souvent à la rencontre de fractures orthogonales. Ils présentent une signature magnétique (qui peut être confondue avec celle des gabbros) et électromagnétique. En géochimie, on utilise les minéraux indicateurs tels que la chromite, le grenat pyrope, la geikiélite (ilménite magnésienne), le diopside chromifère, le spinelle chromifère ou les micro-diamants, prélevés en alluvions, dans des zones de déflation, voire dans les sols ou les dépôts glaciaires. On peut aussi utiliser ces minéraux pour prévoir la teneur en diamant des kimberlites. La lamproïte d'Argyle (Australie) a été découverte à partir d'une prospection alluvionnaire du diamant à une maille de 5 km, avec des échantillons de 40 kg traités pour en extraire les minéraux lourds ($d > 2,87$). Une kimberlite sur 10 est diamantifère, une sur 100 est économique. L'évaluation initiale d'une kimberlite repose sur une pétrographie détaillée et de gros échantillonnages (150 tonnes) prélevés par puits et analysés dans des centres spécialisés.

LE DIAMANT SYNTHÉTIQUE

Le premier diamant synthétique a été « officiellement » obtenu en 1953 par Erik Lundblad en Suède, sous une pression de 76 kbar et à 2130 °C; en effet, des essais fructueux auraient été réalisés dès 1917. Les diamants de synthèse sont aujourd'hui obtenus par deux techniques. La technique HPHT (*High Pressure High Temperature*) porte un mélange de graphite et de métaux de transition à 1400 °C sous une pression de 58 kbar pour fabriquer des diamants colorés de petite taille. La technique CVP (*Chemical Vapor Deposition*) permet de déposer des couches ultrafines de diamant sur un support de silice ou de diamant par injection d'un plasma à très haute température de méthane et d'hydrogène dans une chambre à atmosphère raréfiée; elle permet d'obtenir des diamants très purs, parfois difficiles à distinguer des diamants naturels.

5.4.2 Carbonatites à terres rares, niobium et tantale

Les carbonatites actuelles sont très rares puisque seul le volcan de Langaie, à la frontière Tanzanie-Kenya dans le rift est-africain, en rejette. Les laves, noires comme du goudron lorsqu'elles s'écoulent, blanchissent en se refroidissant par cristallisation de calcite. Elles s'altèrent rapidement en surface.

La première carbonatite a été décrite en 1895 à Alnö, en Suède. Cinq cents carbonatites sont connues actuellement (dont 34 % en Afrique), et environ 25 gisements sont actifs. On peut distinguer deux sous-groupes :

- les carbonatites primaires. Elles produisent des terres rares, du niobium-tantale (pyrochlore, occasionnellement latrappite et columbite) et, parfois, du titane (pérovskite) et du fer, à partir de fluides très riches en CO₂. La première exploitation a eu lieu à Oka, dans la banlieue de Montréal (figure 5.65). Des carbonatites de ce type sont en exploitation à Mountain Pass (Californie, États-Unis), Saint-Honoré (Québec), et Araxa (Brésil). Cette dernière est particulièrement riche avec un minerai à 3 % Nb₂O₅. Bayan Obo (Mongolie intérieure, Chine) a parfois été rattaché à ce sous-groupe. La carbonatite à pyroxène de Palabora (Afrique du Sud) constitue une variante de ce type et contient des minéralisations à magnétite, olivine, apatite, phlogopite; elle a produit du fer, des terres rares, du niobium, du nickel, de la vermiculite, du cuivre, de l'or, de l'argent et des platinoïdes (figure 5.66);
- les carbonatites hydrothermalisées. Exploitées pour la fluorine, elles résultent d'une réaction entre le magma et des eaux souterraines, tels les gisements d'Amba Dongar (Inde) et Okorusu (Namibie; photos c et d, planche 15).

Les corps de carbonatites sont souvent situés dans des zones de failles ou au cœur de complexes alcalins à syénites néphéliniques dominantes (ijolites, malignites, etc.) et souvent pyroxénites (figure 5.67) : ils occupent donc généralement des appareils volcaniques de type diatrème-maar, et forment parfois des filons. Leur allure en surface est grossièrement circulaire à elliptique, mais leur morphologie générale est celle de *pipes* ou de dykes, avec le cœur et la base constitués de carbonates plus ferrifères, intrusifs dans les ijolites-malignites et les roches associées (Sage et Watkinson, 1991). Les coulées de carbonatites sont plus rares. Les carbonatites sont très rarement associées à des kimberlites (une dizaine de cas d'association sur plus de 500 carbonatites connues).

Parmi les carbonatites primaires, on distingue les sövites, à calcite dominante, et les beforsites, à dolomite dominante. Le phosphore, sous forme d'apatite, et le fer, sous forme de magnétite et d'hématite, sont souvent abondants. Pyrochlore, columbite, tantalite, bastnaésite, apatite et feldspaths alcalins sont fréquents. Bien que l'abondance des carbonates puisse prêter à confu-

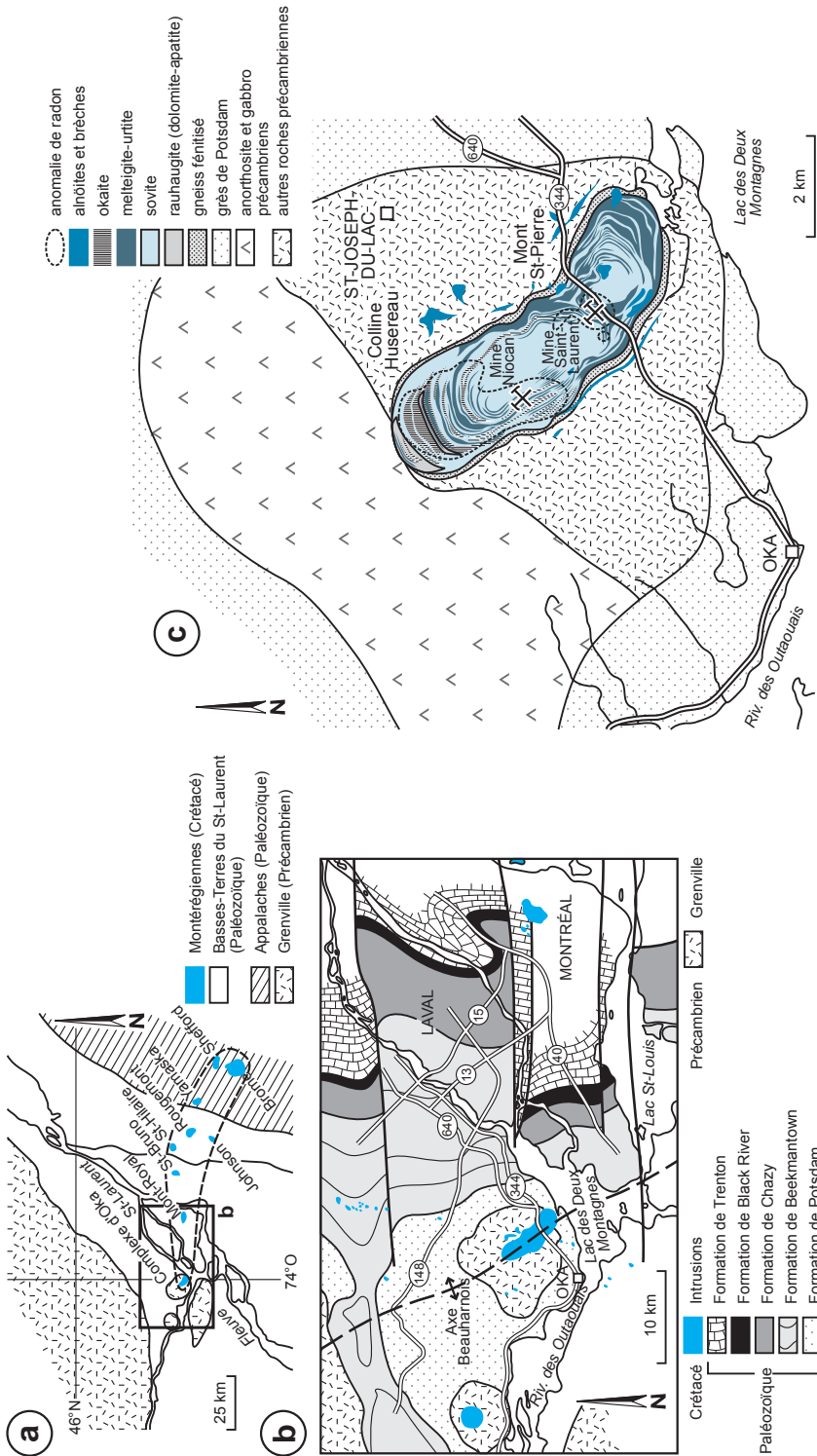


Figure 5.65 - La carbonatite d'Oka dans son contexte géologique. **a)** alignement des collines montérégiennes dans la région de Montréal, Québec, Canada; **b)** carte géologique de la région d'Oka montrant la position de la carbonatite sur un dôme; **c)** détail de la carbonatite d'Oka montrant un cœur de carbonatite, recouvert par des roches très sous-saturées de type syénite et ultrabasite (okaité, melteigite, ijolite et urtite), ainsi que des alnoïtes (d'après Gold *et al.*, 1986). La mine d'Oka (1961-1977) a été développée dans le complexe intrusif et a produit un concentré d'oxydes de niobium contenant également des terres rares et du thorium. Niocan inc. a réalisé récemment des travaux d'évaluation d'une zone plus au nord.

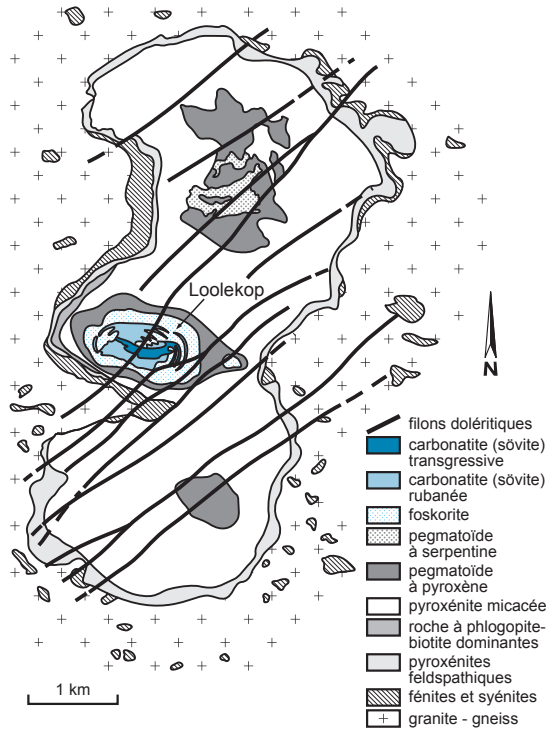


Figure 5.66 - Complexe mafique-ultramafique de Palabora (Afrique du Sud). On remarque la présence de trois grandes zones de pegmatoïdes à pyroxènes dont une recoupée par les carbonatites minéralisées exploitées (Loolekop). L'exploitation moderne débute en 1932 par *open pit* et se poursuit depuis 2002 par travaux souterrains. Palabora est surtout une mine de cuivre et de vermiculite, exploitée au rythme de 10,7 Mt de minerai par an. La production annuelle est de 64,3 kt Cu et de 198 kt de vermiculite, avec également 1,13 Mt de magnétite titanifère. Pour le cuivre, les réserves sont de 225 Mt à 0,68 % Cu. Le gisement contient en outre 240 Mt de magnétite titrant 56 % Fe et 2,3 % TiO_2 . Le zirconium et l'uranium ont été des sous-produits extraits respectivement de la baddeleyite (7000 t par an) et de l'uranothorite jusqu'en 2001, date de la fermeture de l'usine de récupération des minéraux lourds. De petites quantités d'or, d'argent, de platine et de palladium sont également récupérées. L'apatite, abondante, ne semble pas valorisée (d'après documents inédits de Palabora Mining Company Ltd).

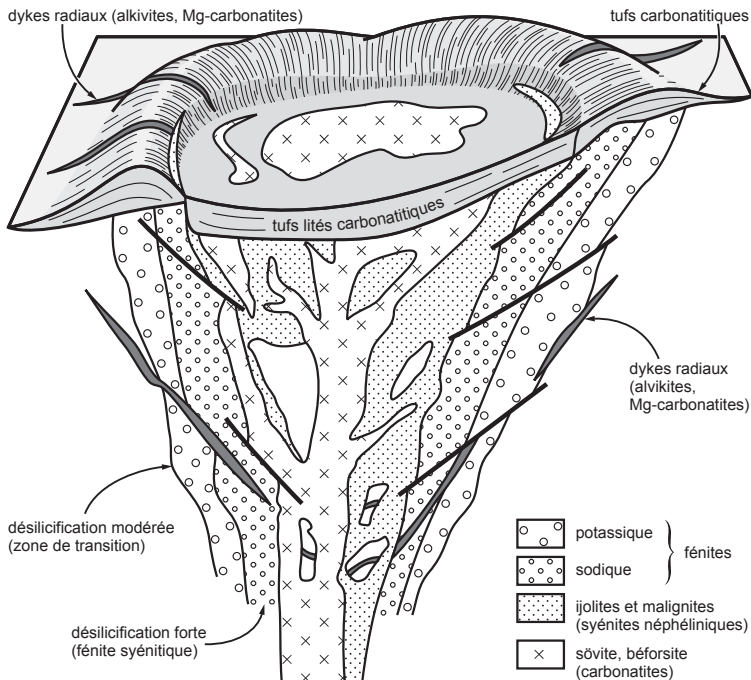


Figure 5.67 - *Pipe* idéalisé de carbonatite montrant notamment le maar avec son anneau de tufs carbonatitiques en surface, et les syénites néphéliniques en profondeur.

sion, les carbonatites diffèrent des carbonates sédimentaires par un enrichissement en Nb, Zr, Ti, U, Th, Sr et terres rares légères.

La minéralisation occupe généralement un croissant à la périphérie des *pipes* et peut constituer des corps tabulaires puissants de 50 m. Les carbonatites sont souvent entourées d'un halo d'altération, ou fénitisation, qui obscurcit les contacts et peut s'étendre jusqu'à 4 km autour de l'intrusion (figure 5.67). La fénitisation est une désilicification accompagnée d'un développement de minéraux alcalins (aegyrine, riébeckite et microcline). La composition des fénites dépend également de la nature des roches encaissantes. La zonalité des altérations traduit un métasomatisme potassique au sommet, et des altérations plus sodiques en profondeur. La fluorine apparaît tardivement et remplace les carbonates.

On observe généralement la chronologie suivante (Birkett et Simandl, 1999) : (1) pyrochlore, apatite, magnétite, minéraux de terres rares et sulfures dans la carbonatite; (2) filons ou remplacements à fluorine; (3) filons à barytine et strontianite; (4) minéralisation tardive en uranium-thorium; (5) filons à calcite avec oxydes de fer.

Découvert en 1949 par radiométrie au sol, le gisement de Fe, Ba, Ce, et Y de Mountain Pass (Californie) est un massif de carbonatite daté à 1375 Ma qui produit de la bastnaésite. Il est associé à une suite plutonique composée de huit plutons et de dykes, allant de roches ultramafiques potassiques (« shonkinite ») à des granites alcalins et des carbonatites. Le minerai comprend environ 60 % de carbonates, 20 % de sulfates (barytine et célestite), 10 % de bastnaésite et 10 % de quartz, avec de l'apatite abondante. On observe une fénitisation et une hématitisation supergène. Le minerai a une teneur de 9,3 % de terres rares, surtout légères, et des réserves totales de 20 Mt de terres rares à une teneur de coupure de 5 %.

Les carbonatites hydrothermalisées exploitées pour fluorine sont des sövites, riches en magnétite, apatite, parfois pyroxène. La fluorine remplace les carbonates de l'intrusion ou de l'encaissant dans des zones de fénitisation sodique ou calcique. Elle est associée à quelques sulfures (chalcopyrite, sphalérite, galène, pyrrhotite, marcasite, pyrite). On observe un dépôt précoce de quartz et de minéraux de terres rares, et des dépôts géodiques tardifs de quartz, calcite et barytine. Le dépôt de la fluorine serait lié à des fluides peu salins.

Une altération tropicale supergène peut jouer un rôle important, en permettant un enrichissement résiduel (voir le chapitre 9). Ce type est bien connu à Araxa (Brésil), où la minéralisation primaire en niobium devient un minerai meuble et enrichi, exploitable en carrière dans sa partie superficielle altérée, faisant de ce gisement le premier producteur mondial de niobium.

Les carbonatites se formeraient dans un contexte d'extension et de dôme lithosphérique. Deux hypothèses ont été proposées pour expliquer la genèse d'un magma aussi particulier : la cristallisation fractionnée de magmas alcalins riches en CO_2 , ou la séparation d'un magma à composition néphélinique en deux magmas, carbonaté et silicaté, lorsque la température s'abaisse. Au cours de la remontée, la baisse de la pression provoquerait une séparation de fluides riches en volatils, en particulier du CO_2 . L'enrichissement en éléments économiques se produit souvent au cours de processus d'altération hydrothermale post-magmatique. L'interaction avec des fluides météoriques permet le dépôt sur le site de mélange (Palmer et Williams-Jones, 1996).

Du fait de leur chimisme qui favorise l'altération de surface, les carbonatites affleurent peu et sont souvent marquées par des dépressions occupées par des lacs circulaires. Elles sont souvent situées à l'intersection de linéaments. Les meilleures méthodes d'exploration sont la radiométrie et le magnétisme aéroportés. La prospection géochimique des carbonatites par le Zn, Pb, Ba, U,

Th et terres rares a également donné des résultats. Moins de 10 % des carbonatites recensées ont présenté une importance sur le plan économique.

LA CARBONATITE D'OKA (QUÉBEC)

Le complexe de carbonatite d'Oka (figure 5.65) est situé à 30 km au nord-ouest de Montréal (Canada). Il est composé d'anneaux de carbonatite calcique et de roches silicatées, intrusives dans le socle précambrien. Il contient plusieurs zones minéralisées en niobium principalement situées au sein de carbonatites à richtérite, magnétite et phlogopite rubanées. Les minéraux porteurs sont le pyrochlore, la latrappite et la niocalite; ils ont été exploités jusqu'en 1972. On observe l'évolution d'une sôvite vers une ferrocarnatite (carbonatites à forstérite-magnétite-apatite et à diopside-magnétite-apatite). La cristallisation fractionnée de la calcite enrichit le magma en fer et manganèse, ce qui produit de la magnétite au stade plus tardif. L'enrichissement en niobium se corréle avec le fluor dans l'apatite fluorée. La cristallisation de ce dernier minéral induit la précipitation du pyrochlore du fait de la réduction de la fugacité en fluor. Par ailleurs, on observe des veines tardives de calcite à minéraux de terres rares, et le développement de glimmérites et de fénites dans les roches encaissantes.

5.4.3 Magmatisme alcalin différencié

Le magmatisme alcalin différencié est représenté par des plutons, souvent zonés, appelés complexes alcalins, mis en place en contexte anorogénique (figure 5.68). On en distingue deux grands types, assez couramment associés au sein d'un complexe (Tamazert, Maroc; Khaldzan-Buregtey, Mongolie) :

- les syénites néphéliniques à zirconium et niobium, respectivement sous forme de zircon et pyrochlore, ou à sodalite, riches en terres rares, uranium et thorium. Elles recèlent fréquemment des gisements de métaux rares (Zr, Nb, Ta, Y, Be, terres rares), tels que ceux d'Arendal en Norvège, d'Ilimaussaq au Groenland, de Lovozero en Russie, de phosphates (Khibiny en Russie), et même d'uranium (Ilimaussaq) ou de molybdène, comme Poços de Caldas (Brésil), un complexe annulaire à foyaites, tinguaites et phonolites;
- les granites hyperalcalins et leurs pegmatites, de nature variable. Ils sont particulièrement abondants dans le continent fin-protérozoïque (Rodinia) et dans le Phanérozoïque. Le terme « hyperalcalin » indique un rapport $(Na+K)/Al$ supérieur à 1. Ces complexes sont localement exploités pour Zr, Nb, Ta, Sn, parfois uranium et même or, celui-ci étant lié à des intrusions alcalines tardives des ceintures de roches vertes archéennes. Les granites peralumineux, riches en rubidium et césium, de type S, parfois rapprochés des granites alcalins, sont traités à la section 5.2 du chapitre 5.

■ SYÉNITES NÉPHÉLINIQUES

Les syénites néphéliniques constituent habituellement des massifs intrusifs de petite taille, d'allure fréquemment circulaire, et polyphasés montrant la succession monzonite-syénite-syénite néphélinique-ijolite-péridotite, souvent recoupés par des dykes tardifs de carbonatites. Les syénites néphéliniques d'Ilimaussaq (Groenland; photos f et g, planche 15), montrent aussi une fénitisation associée aux concentrations en zirconium, yttrium et terres rares.

Ce sont des roches magmatiques grenues fortement sous-saturées constituées de feldspaths alcalins (habituellement du microcline perthitique et de l'albite) constituant près de 70 % de la

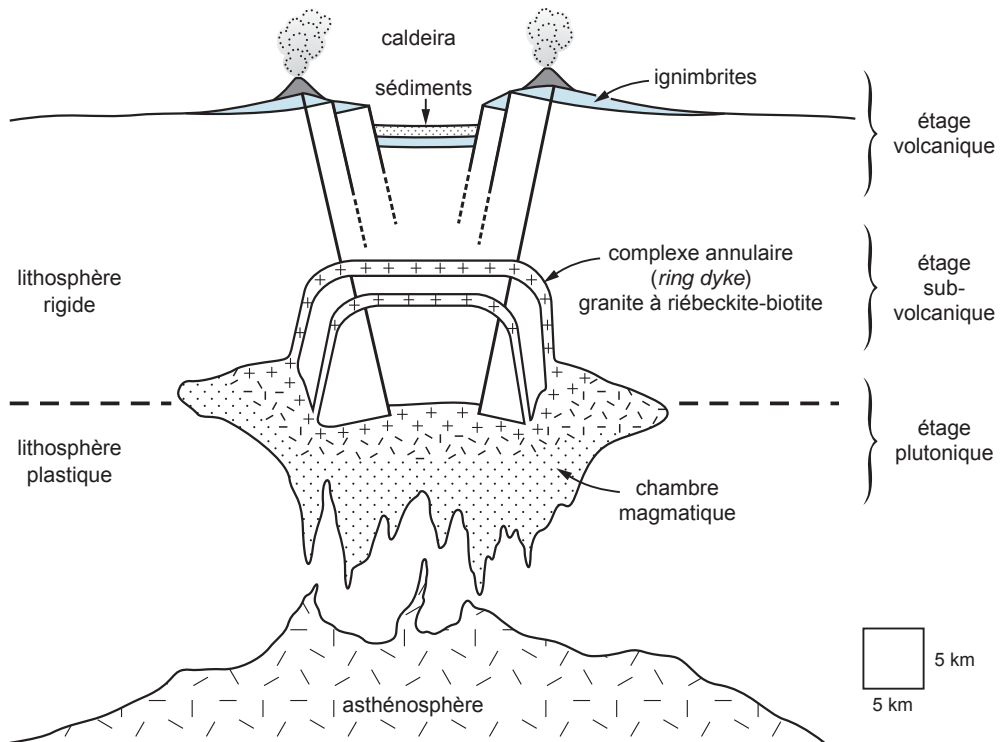


Figure 5.68 - Coupe de la croûte montrant la genèse du magmatisme alcalin (d'après Bonin, 1982; Mehier, 1995).

roche, de feldspathoïdes (néphéline, plus rarement sodalite, analcime ou hâïyne) à hauteur de 20 %, de biotite, d'amphibole et de pyroxènes alcalins (respectivement riébeckite et aegyrine), et d'un cortège impressionnant de minéraux accessoires parmi lesquels le zircon, la titanite, la fluorine, le pyrochlore, le corindon, la bastnaésite, l'apatite, etc. Elles peuvent contenir exceptionnellement de grandes quantités de phosphate sous forme d'apatite (« urtite » de Khibiny, Russie). Les phosphates magmatiques représentent 14 % de la production mondiale de phosphates. Les ijolites sont proches de cette famille et se composent de pyroxène alcalin et de feldspathoïde, sans feldspath alcalin.

Les syénites néphéliniques sont également exploitées comme pierre ornementale et minéral industriel. Riches en feldspathoïdes et en feldspaths alcalins, elles concurrencent en effet ces derniers sur les marchés de la verrerie et de la céramique, où elles servent de fondants et de sources d'alcalins (potassium et sodium). À masse de matériau identique, le feldspath sodique apporte 20 % d' Al_2O_3 , le feldspath potassique, 18 %, tandis qu'une syénite néphélinique en apporte de 23 à 24 %. Environ les trois quarts de la production de syénites néphéliniques prennent le chemin des verreries. La production mondiale annuelle est d'environ 3,5 Mt, soit moins du tiers de la production de feldspaths. Elle est assurée pour l'essentiel par la Russie (2,5 Mt), qui exploite ses gisements de la presqu'île de Kola, par la Norvège et par le Brésil.

LES COMPLEXES ALCALINS DE LA PÉNINSULE DE KOLA, EN RUSSIE

Les complexes alcalins de la péninsule de Kola (Carélie, Russie), sont des massifs de syénites néphéliniques, parfois avec carbonatites, d'âge carbonifère, dont les deux principaux sont Khibiny (1330 km²) et Lovozero (600 km²).

Le complexe alcalin de Khibiny constitue la principale source de phosphate de Russie (deux tiers de la production totale) avec une production annuelle de 46 Mt de minerai à 16 % P₂O₅. La production totale a dépassé 4 Gt de minerai (photos a et i, planche 15). Le minerai est composé en moyenne de 41 % d'apatite, 37 % de néphéline, 2 % de titanite, 2,5 % de titano-magnétite, et de 4 à 5 % de feldspath. Le complexe est composé d'intrusions emboîtées et revêt une forme de cône, de 30 km de diamètre environ (figure 5.69). Les levés géophysiques suggèrent un modèle en lopolite d'environ 20 km de profondeur. On distingue quatre épisodes intrusifs principaux : (1) les syénites néphéliniques de la zone externe; (2) le faisceau minéralisé plus sombre à ijolite et urtite, avec des couches peu pentées de plusieurs centaines de mètres d'apatite magmatique; (3) les syénites néphéliniques de la zone interne (foyaïtes); et (4) les intrusions tardives en forme de dykes et cheminées avec les carbonatites (Jébrak et Sustrac, 1985).

Le complexe intrusif polyphasé voisin de Lovozero est exploité pour niobium et terres rares. C'est un lopolite en forme d'entonnoir d'une profondeur allant de 6 à 8 km composé de filons-couches hyperalcalins à stratification magmatique. On observe la succession suivante : (1) syénites néphéliniques à sodalite; (2) roches à loparite (lujavrite, foyaïte, urtite) qui composent 75 % du volume total et l'essentiel des volumes économiques; (3) lujavrites variées à eudialyte ou murmanite; et (4) dykes et filons de lujavrites. Ces roches constituent plus de 200 couches pentées de 6 à 8° vers le centre du massif, totalisant 1650 m de puissance, regroupées en 65 unités, les concentrations économiques de loparite se situant à la base de ces unités. Les roches à loparite, minéral de composition (Ce,Na,Ca)₂(Ti,Nb)₂O₆, fournissent annuellement 2300 t de Nb₂O₅. Les réserves sont de l'ordre de plusieurs milliards de tonnes à 0,30 % Nb₂O₅, et de 0,8 à 1,5 % d'oxydes de terres rares. Les lujavrites à eudialyte contiennent 3,45 % (Zr,Hf)O₂, 0,28 % (Nb,Ta)₂O₅, 0,30 % d'oxydes de terres rares; les horizons minéralisés sont constitués de 50 à 80 % de cristaux d'eudialyte.

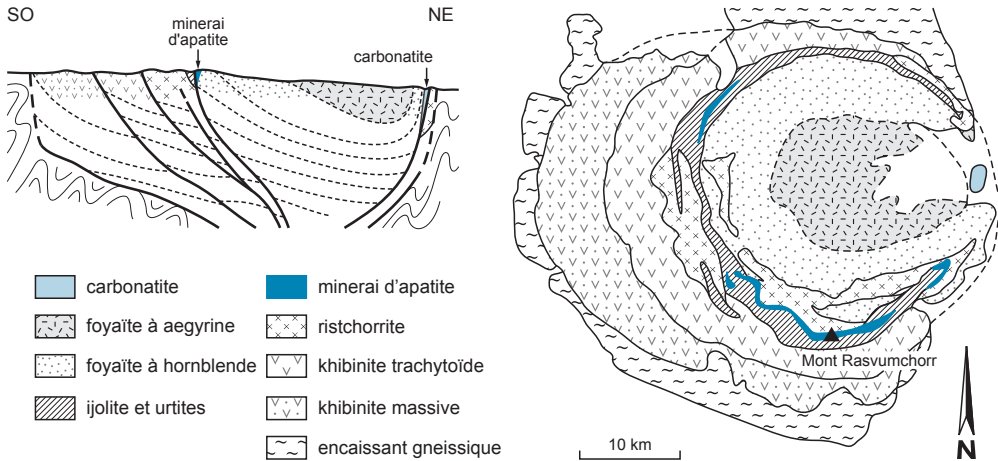


Figure 5.69 - Carte géologique et coupe du massif de syénite néphélinique à carbonatite de Khibiny (presqu'île de Kola, Russie) (d'après Jébrak et Sustrac, 1985).

■ GRANITES HYPERALCALINS

Ces granites peuvent s'aligner le long de grandes structures crustales en extension (1600 km au Nigeria) et semblent en liaison avec les horsts du soubassement précambrien. Les massifs se présentent sous forme de complexes annulaires ou de corps massifs avec un cœur felsique et une marge plus mafique. L'organisation de ces massifs résulte du fonctionnement de caldeiras dont le diamètre varie de 10 à 25 km (figure 5.68). Ces intrusions trouvent leur source dans la différenciation des basaltes alcalins. Leur teneur en silice dépend à la fois du taux de fusion à la

source et de la contamination avec des roches crustales. Les rhyolites extrusives peuvent contenir de la topaze et être minéralisées en or et en uranium (voir la section 6.1.1.4).

La suite magmatique s'étend des gabbros alcalins aux granites à riébeckite-biotite avec une bordure de granite à albite : on connaît ainsi les *Younger Granites* à biotite avec Nb-Ta-Sn de Jos (Nigeria), les pegmatites à terres rares, zirconium et niobium de Strange Lake (Labrador), les filons hypovolcaniques de Tamazert (Maroc). Le complexe alcalin de Khaldzan-Buregtey (Mongolie) est constitué de huit intrusions successives à granite, laves peralcalines, syénites néphéliniques, et deux granites hyperalcalins qui portent la minéralisation disséminée à zirconium, niobium et terres rares. On observe souvent des xénolites et des *roof pendant* (fragments de toit), avec des septa courbes de roches encaissantes. Le faciès rapakivi est parfois présent (Strange Lake, Labrador). Ces complexes présentent en outre des rhyolites extrusives, des *rings dykes*, et des *cone sheet* d'intrusions subvolcaniques felsiques.

Les granites hyper-alcalins à éléments rares sont caractérisés par une très faible teneur en phosphore, une grande abondance de fluor, terres rares, yttrium, zirconium et niobium, ainsi que de fortes teneurs en thorium, étain, béryllium, rubidium et uranium. La paragenèse est essentiellement à albite, riébeckite, zircon, aegyrine, arfvedsonite, et minéraux de niobium (columbite, tantalite).

Sur le plan économique, outre l'étain, exploité sous forme de cassitérite presque exclusivement dans les alluvions et les éluvions (Imeokparia, 1985), les granites hyperalcalins du Nigeria ont produit Pb, Zn, U, Nb, Th et des terres rares. Le molybdène peut être présent. Des gisements d'étain comparables d'âge protérozoïque existent au Missouri (monts Saint-François, avec W, Nb, U) où ils sont rattachés aux fer-oxydes. Les minéralisations alcalines se forment au stade magmatique et sont souvent reconcentrées au stade hydrothermal. Ainsi, les premières concentrations sont directement issues de la cristallisation fractionnée dans de vastes chambres magmatiques superficielles.

Le gisement de Strange Lake (Labrador) représente sans doute les plus grandes réserves mondiales de terres rares lourdes avec, en outre, un tonnage de 53 Mt à 0,31 % Y_2O_3 et 2,93 % Zr porté par l'elpidite et la gittinsite. Ce gisement est encaissé par un granite hyperalcalin à texture rapakivi et montre une métasomatose calcique. La mise en place des minéralisations est polyphasée, avec une phase magmatique de haute température, riche en fluor, suivie d'une reconcentration par des fluides hydrothermaux d'origine externe (de 200 à 300 °C) (Salvi *et al.*, 2000). Les concentrations alcalines (Na, Ca) résultent souvent d'un double processus, magmatique puis hydrothermal. Le facteur d'enrichissement hydrothermal est estimé entre 10 et 100 (Salvi et Williams-Jones, 2004).

Les minéralisations alcalines se forment au stade magmatique et sont souvent reconcentrées au stade hydrothermal. Ainsi, les premières concentrations sont directement issues de la cristallisation fractionnée dans de vastes chambres magmatiques superficielles.

L'exploration des plutons alcalins repose sur la géophysique et la géologie au stade régional : les granites présentent souvent une forte signature potassique sur les levés spectrométriques et magnétiques sur les levés aéroportés, au voisinage de zones de faille. La complexité fréquente des intrusions nécessite des levés géochimiques multi-élémentaires, une cartographie détaillée et des forages.

PLANCHES PHOTOS 1 À 16

Planche 1 - Textures minérales

- a. Filon quartzeux à texture rubanée (puissance maximale du filon = 80 cm). Gisement épithermal neutre aurifère de Pongkor, Java, Indonésie.
- b. Quartz en lamelles, ou quartz haché, marquant la dissolution d'un minéral précoce et la recristallisation de quartz; faciès « cowstitite » (« en forme de dents de vache »). District protérozoïque-paléozoïque à or et uranium de Mount Painter, Australie méridionale.
- c. Quartz en mégacristaux formant une texture palissadique autour de fragments d'encaissant; la taille des cristaux atteint 80 cm. Porphyre protérozoïque à or de la mine Tribag, district de Sault-Sainte-Marie, Ontario.
- d. Texture rubanée à sulfures (zones sombres), quartz et carbonates (zones claires) en contexte épithermal neutre. Largeur = 1,5 m. Filon aurifère de la mine de Cavnic, district de Baia Mare, Roumanie.
- e. Texture rubanée d'encroûtement du filon liasique à fluorine verte et violette-quartz-barytine de Josat-La Tourette, district de Langeac, Massif central français.
- f. Texture varvée de sulfures massifs vue au microscope. Le rubanement est dû pour l'essentiel à des variations dans les proportions de pyrite (blanc jaunâtre, cristaux individualisés) et de sphalérite (gris sombre). La galène, assez rare, est blanc grisâtre. Largeur = 1,05 mm. Amas sulfuré polymétallique de la mine Concepción, ceinture pyriteuse sud-ibérique, Espagne. Lumière réfléchie naturelle.
- g. Deux filons de quartz d'un gisement d'or orogénique archéen. Celui du haut montre une texture *crack-and-seal* avec des résidus d'encaissant formant des zones allongées au sein du quartz blanc. Celui du dessous montre une structure avec tourmaline noire (schorl) aux épontes et quartz blanc en remplissage, de type syntaxial. Remarquer l'obliquité des cristaux par rapport à l'orientation du filon, témoignant d'une ouverture avec une composante en transtension. Hauteur = 1 m. Mine Silidor, district de Rouyn-Noranda, Québec.
- h. Zone de déformation ductile intense dans un filon d'or orogénique montrant des petits boudins de quartz obliques sur la foliation. Mine d'or d'Hemlo, Ontario.

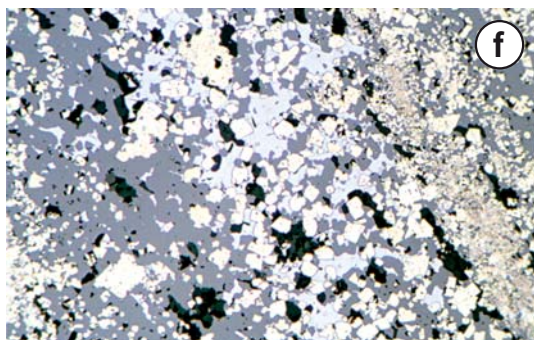
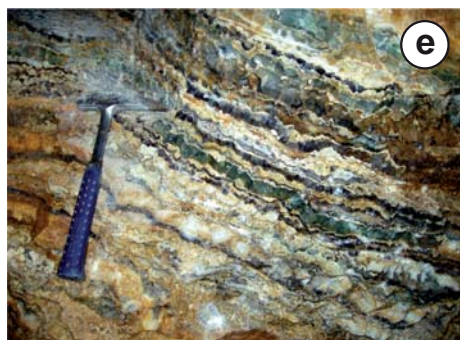


Planche 2 - Textures minérales au microscope à réflexion (1)

- a. Texture massive primaire de minerai polymétallique à pyrrhotite (brun clair), sphalérite (gris), galène (blanchâtre) et chalcopirite (jaune) (LN). Largeur = 0,82 mm. Amas sulfuré de Draa Sfar, Jebilet, Maroc.
- b. Fragments ovoïdes de pyrite (jaune pâle) et sphalérite (gris sombre) dans une matrice de sphalérite et galène (gris-blanc). Il s'agit de figures de microplissements gravitaires, des fragments de sulfures ayant roulé dans une boue sulfurée lors de la formation de l'amas (LN). Largeur = 0,5 mm. Amas sulfuré polymétallique de la mine de Rio Tinto, Espagne.
- c. Texture graphique de galène (blanc grisâtre) et chalcopirite (jaune) dans sphalérite (gris) indiquant une syncrystallisation des trois sulfures (LN). Largeur = 2,1 mm. Mine d'or de Cirotan, Java, Indonésie.
- d. Texture collomorphe de todorokite, recoupée par des filonnets blanc jaunâtre de pyrolusite (LN). Largeur = 2,1 mm. Mine de manganèse d'Efate, près d'Erromango, Vanuatu.
- e. Texture de *chalcopirite disease* : myriades de micro-exsolutions de chalcopirite (jaune) dans sphalérite (LN). Largeur = 1,05 mm. Mine d'or épithermale de Suior, district de Baia Mare, Roumanie.
- f. Texture de *chalcopirite disease* : myriades de micro-exsolutions de chalcopirite (jaune) dans sphalérite, avec galène (blanc-gris) et microplages d'or (jaune lumineux) (LN immersion). Largeur = 0,25 mm. Mine d'or de Cirotan, Java, Indonésie.
- g. Texture de refroidissement : exsolutions de chalcopirite (jaune, localement transformée en bornite brunâtre), digénite (gris-bleu), mawsonite (gris violacé pâle) et réniérite (orange pâle) dans tennantite (gris bleuté) (LN). Largeur = 0,5 mm. Gîte épithermale acide de Layo, district d'Orcopampa, Pérou.
- h. Texture de refroidissement : exsolutions d'ilménite (fines lamelles parallèles blanches) cristallisées dans deux familles de plans cristallographiques d'un grand cristal maclé de rutile (LP). Largeur = 2,1 mm. Concarneau, Finistère, France.

LN : lumière polarisée non analysée, LP : lumière polarisée et analysée

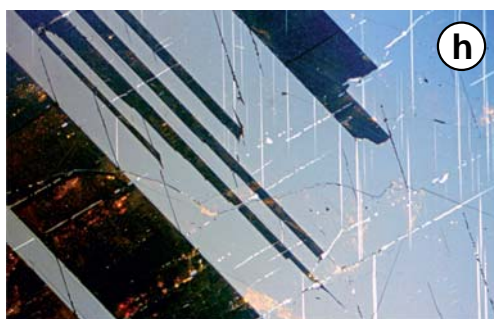
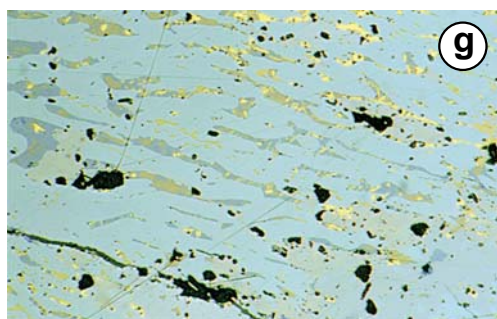
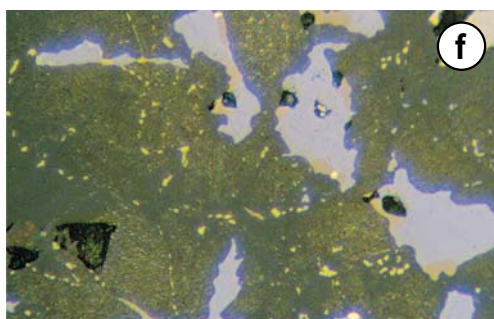
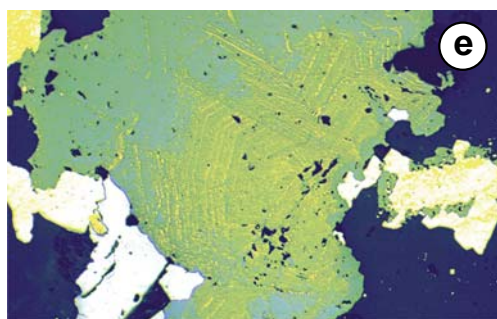
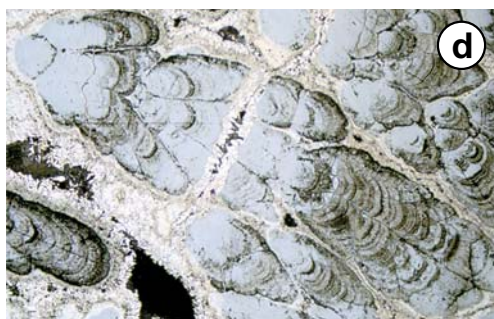
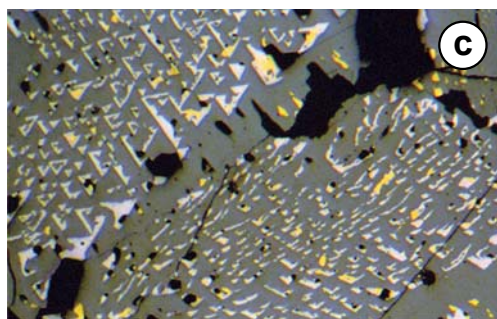
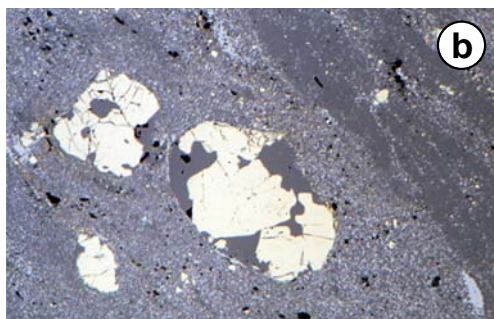
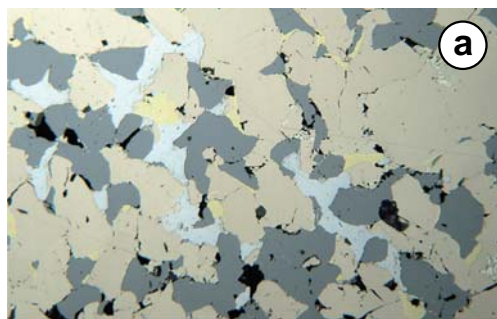


Planche 3 - Textures minérales au microscope à réflexion (2)

- a. Remplacement de bornite (brun-violacé) par chalcopryrite (jaune) progressant le long des plans cristallographiques. On note la présence de cassitérite résiduelle (gris sombre, à fort relief) (LN). Largeur = 1,05 mm. Ancienne mine de cuivre et d'étain du Charrier, Allier, France.
- b. Pyrite fragmentée (blanc jaunâtre) envahie et corrodée par chalcopryrite (jaune), sphalérite (gris sombre) et sulfures de bismuth (gris bleuté clair) (LN). Largeur = 1,05 mm. Stockwerk de l'amas sulfuré polymétallique de la mine Concepción, district de Rio Tinto, Espagne.
- c. Cassitérite (gris sombre) et pyrite (blanc jaunâtre) fragmentées et envahies par chalcopryrite (jaune) et stannite-kestérite (gris clair). L'étain de ces deux derniers minéraux est fourni par la dissolution de la cassitérite (LN). Largeur = 1,05 mm. Mine de Cu-Zn-Sn de Neves Corvo, Portugal.
- d. Texture microbréchique d'un minerai à pyrite (blanc jaunâtre) et arsénopyrite (blanc) (LN). Largeur = 2,1 mm. Minerai 2X de la mine d'or de Salsigne, Aude, France.
- e. Grand cristal cataclasé d'arsénopyrite (LP). Largeur = 2,1 mm. Minerai 2X de la mine d'or de Salsigne, Aude, France.
- f. Minerai à pyrrhotite massive (blanc et rougeâtre) déformé dans une zone de cisaillement. Le quartz (translucide) se comporte en noyau dur et peut former des ombres de pression (LP). Largeur = 0,5 mm. Amas sulfuré Zn-Cu-(Pb) de Koudiat Aïcha, Jebilet, Maroc.
- g. Texture mylonitique acquise par un minerai à pyrrhotite massive (plages blanches et rougeâtres) et quartz (gris translucide) (LP). Largeur = 0,5 mm. Amas sulfuré Zn-Cu-(Pb) de Draa Sfar, Jebilet, Maroc.
- h. Recristallisation métamorphique avec angles à 120° d'un minerai à pyrrhotite avec chalcopryrite accessoire (plages maclées brunes et bleues en haut à droite) (LP). Largeur = 1,05 mm. Amas sulfuré Zn-Cu-(Pb) de Draa Sfar, Jebilet, Maroc.

LN : lumière polarisée non analysée, LP : lumière polarisée et analysée

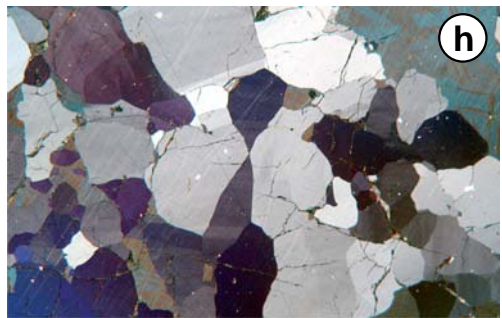
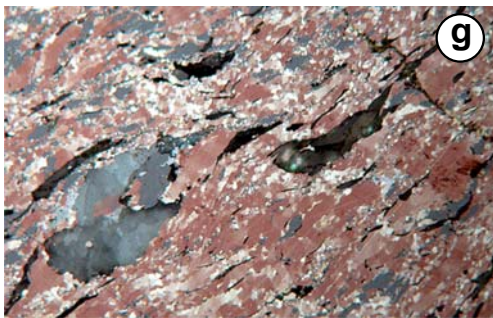
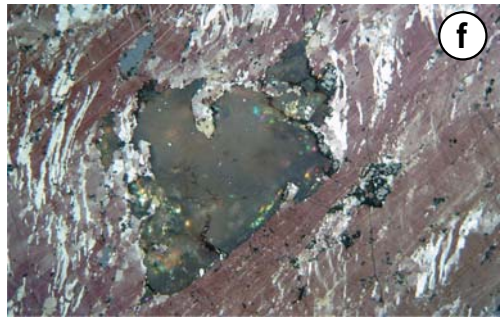
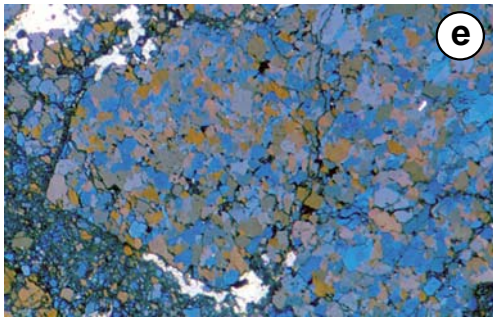
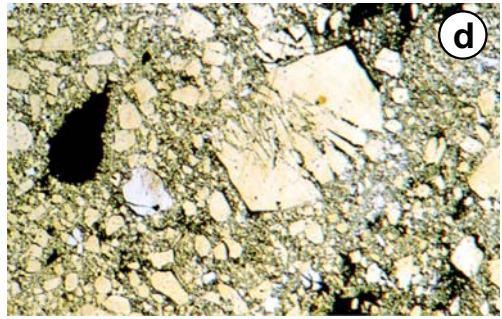
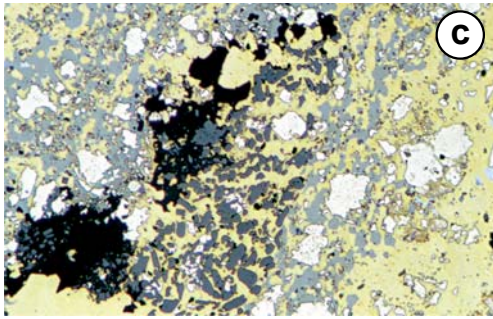
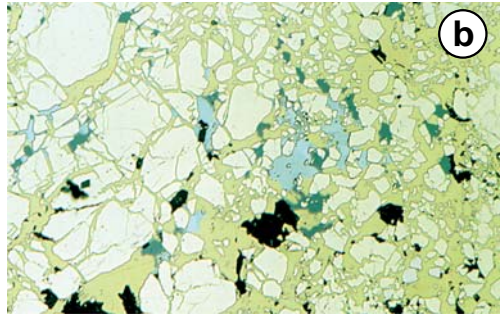
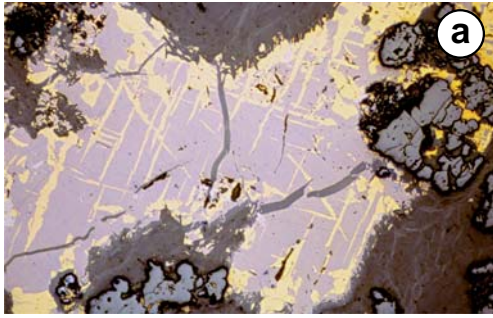


Planche 4 - Textures bréchiques

- a. Brèche d'effondrement d'âge permien montrant des éléments de tailles et de compositions variées. Certains, basculés, représentent des lithologies de l'encaissant et du remplissage précocce du filon (fragment rubané à sphalérite et sidérite), emballés dans un ciment de calcite. Filon du Camp fortifié, district à Pb-Ag-(Zn) de Tighza (ou Jebel Auouam), Maroc Central.
- b. Brèche de comminution. Cette brèche protérozoïque minéralisée en or et EGP montre des fragments de l'encaissant à divers degrés d'altération, dans une matrice constituée de roche broyée. Elle est reprise par une altération supergène récente. Taille de l'échantillon = 8 cm. Filon d'Ouest Bleida, Anti-Atlas, Maroc.
- c. Brèche de dissolution d'âge protérozoïque montrant des fragments de compositions variées : certains sont corrodés, marqués par un arrondissement des angles des fragments, allant jusqu'à une forme en lobe, caractéristique d'une dissolution assez lente. La carotte fait 4 cm de diamètre. Forage RV32, gisement de type fer-oxydes (IOGC) d'Olympic Dam, Australie méridionale.
- d. Brèche en cocarde d'âge pliocène qui montre des fragments de taille assez homogène, mais de composition variée, emballés par un ciment hydrothermal formant des concrétions successives de quartz, rhodonite-rhodochrosite (rose) ou de sulfures variés (pyrite, sphalérite, galène, chalcopyrite, etc.). Largeur = 50 cm. Filon épithermal neutre à or et argent de la mine de Cirotan, Java, Indonésie.
- e. Brèche hydraulique à l'éponte d'un filon à barytine. La brèche d'âge fini-Hercynien probable montre des fragments de l'encaissant fracturé in situ, avec des tailles assez homogènes, démantelés et commençant à basculer. Filon à barytine de la mine de Dreislar, Forêt Noire, Allemagne.
- f. Brèche fluidalisée. Les fragments de granite présentant une altération potassique sont organisés en poches de granulométries très différentes, sans discontinuité de faille au contact entre les poches. *Pipe* bréchique de Queylus, district archéen à Cu-Au de Chibougamau, Abitibi, Québec.
- g. Brèche d'explosion hydrothermale à éléments dacitiques; certains éléments de cette brèche dépassent un mètre cube par endroits. *Pipe* bréchique (*breccia-pipe*) de la mine d'or épithermal de Shila, sud-est d'Orcopampa, Pérou.
- h. Brèche montrant notamment un mégabloc arrondi de granite entouré par des blocs plus petits, avec une matrice bréchique. *Pipe* bréchique paléozoïque à or de Mount Wright, Queensland, Australie.
- i. Brèche hydraulique de porphyre archéen. Des blocs anguleux de tonalite commencent à basculer dans une zone de transtension. Porphyre archéen à molybdène de Tilly, région de la Baie James, barrage LG2, Québec.

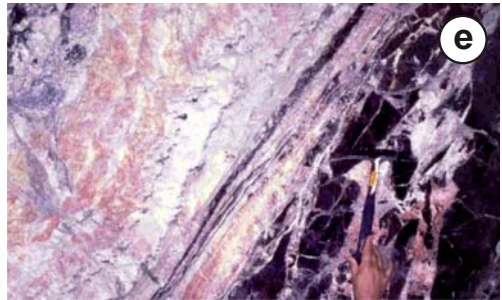
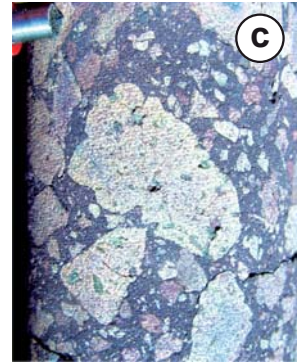
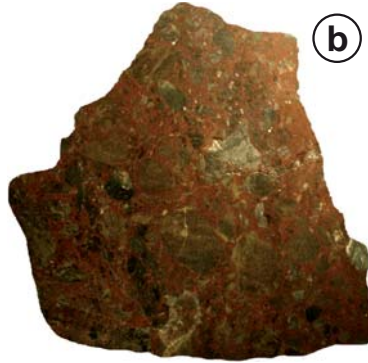


Planche 5 - Méthodes d'exploration

- a. Vue aérienne de la mine d'or orogénique Silidor (puits au premier plan), du porphyre à silice, cuivre et or de la mine Don Rouyn (carrière inondée) et de l'amas sulfuré de Noranda, avec la fonderie Horne (arrière plan), dans le district archéen de Rouyn-Noranda, Abitibi, Québec. Cette photographie prise en 1995 illustre qu'un district, même bien connu, contient encore souvent des gisements. L'amas sulfuré de Noranda a été découvert en 1923, le porphyre de la mine Don Rouyn a été exploité de 1957 à 1980, tandis que le filon Silidor était découvert en 1985. Moins de 5 km séparent ces trois gisements.
- b. Échantillonnage et cartographie systématique d'une tranchée dans la latérite. La tranchée a été creusée directement à la pelle mécanique. Projet BRGM Or Batouri, district protérozoïque de Colomines, Est-Cameroun.
- c. Till de base remplissant les creux du socle archéen, érodé par les glaciers. Le till de base constitue un matériel intéressant en prospection géochimique car c'est souvent le moins déplacé. Gîte aurifère de Gand, Abitibi, Québec.
- d. Carothèque de la compagnie COGEMA en 1998. La conservation des carottes de forage dans de bonnes conditions est essentielle pour permettre des ré-analyses et des ré-interprétations. Mine d'uranium de Cluff Lake, Saskatchewan.
- e. Foreuse à percussion sur camion. Le forage à percussion permet un échantillonnage rapide des terrains, avec des échantillons souvent plus gros que ceux d'une foreuse carottée. On peut aussi réaliser une batée sur les poudres de percussion pour une évaluation rapide avant analyse. Projet à or et tungstène d'El Kader, près d'Akjoujt (Inchiri), Mauritanie.
- f. Bloc glaciaire, ou boulder, très riche en pechblende, présent en surface. Le traçage de ces blocs permet de remonter à la source des minéralisations primaires. District de Cluff Lake, bassin protérozoïque de l'Athabasca, Saskatchewan.
- g. Hélicoptère en reconnaissance. Il est rapidement nécessaire de disposer d'aires aménagées pour permettre un stationnement plus facile des appareils. Ici, un grand décapage fait l'affaire. Projet Pontax, SIRIOS, région de la Baie James, Québec.
- h. Grandes tranchées d'échantillonnage. Cette technique d'exploration était fréquemment utilisée par les Soviétiques qui y réalisaient ensuite un prélèvement lithogéochimique systématique. Région de Balpantau, Tien Shan, Ouzbékistan.
- i. Forage carotté de nuit. La nécessité de disposer d'eau constitue parfois un enjeu dans les zones désertiques. Les géologues d'exploration ont fréquemment à suivre des forages 24 h sur 24. Projet or du Tasiast, Mauritanie.

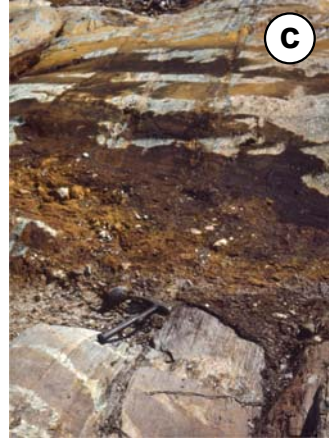
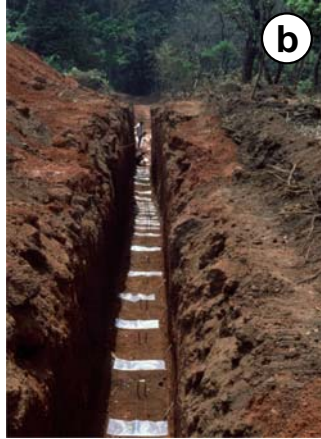


Planche 6 - Modélisation régionale

- a. Modélisation 3D permettant de mieux caractériser les relations spatiales entre les minéralisations (points jaunes) et la géométrie 3D des plutons granitiques (rouge) en Oural russe. La réalisation de ce modèle repose sur l'intégration de données cartographiques (limites d'unités et orientation de la fabrique) et de données géophysiques (profils de sismique réfraction, représentés en traits rouges sur le bloc diagramme, et anomalies du champ gravimétrique). Les autres terrains sont représentés par des couleurs différentes. Largeur de la zone = 250 km. Modèle réalisé avec le logiciel 3DGeomodeler (Intrepid/BRGM) (d'après B. Sterligov et C. Gumiaux, Université d'Orléans).
- b. Exemple de calcul d'une carte de favorabilité probabiliste pour la localisation de gisements en or d'Oural. Le modèle statistique est calculé sous un système d'information géographique; les facteurs de favorabilité utilisés combinent des informations brutes ou dérivées, à la fois géologiques (lithologie, proximité aux structures, etc.) et géophysiques (gradients des anomalies gravimétriques ou magnétiques, alignements d'anomalies, etc.). Les zones les plus favorables sont représentées en transparence bleue et se superposent bien aux gisements en or connus (points jaunes). L'analyse de la carte montre les fortes relations existant entre les minéralisations, les zones majeures de cisaillement et les intrusions granitiques (d'après B. Sterligov et C. Gumiaux, Université d'Orléans).
- c. Représentation 3D des minéralisations aurifères le long de la faille Cadillac. Secteur de la mine Francoeur vue de l'ouest. La taille des sphères est fonction de la teneur. Le ruban orange en transparence représente le cisaillement de Francoeur au sud-ouest de la ville de Rouyn-Noranda, puissant de 1,2 km. La taille des points est proportionnelle aux teneurs dans les gisements Francoeur 1, 2, et 3, et Arntfield, entre 0,1 et 24 g/t Au (image O. Rabeau).

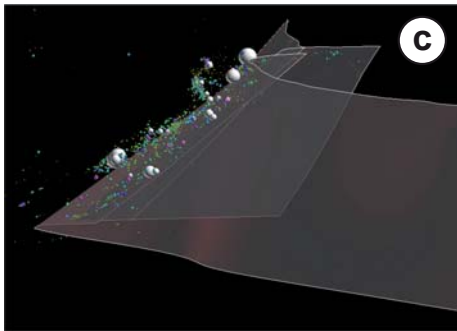
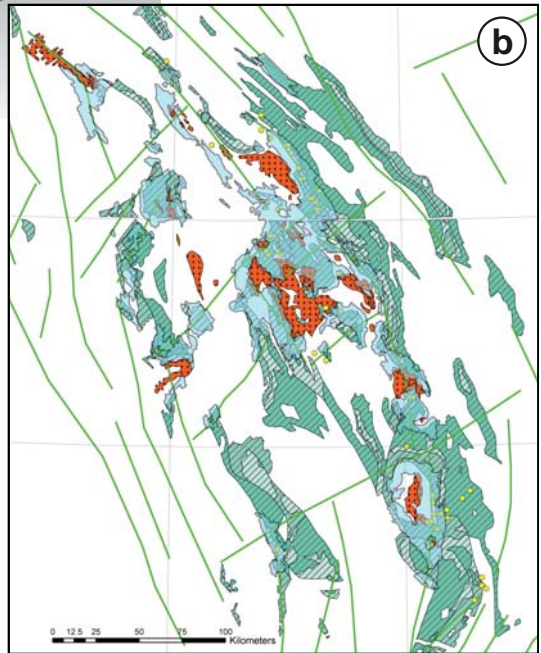
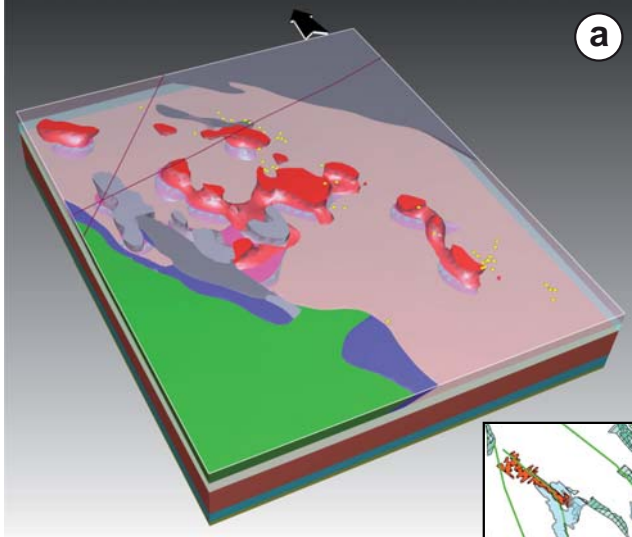


Planche 7 - Gîtes du plutonisme mafique et ultramafique

- a. *Shatter cones* caractéristiques d'un impact météoritique. Largeur = 50 cm. Région de Sudbury, Ontario.
- b. Brèche de Sudbury sur une zone de contact, montrant des fragments de socle de natures très diverses. Largeur = 1 m. Secteur de Strathcona, Ontario.
- c. Anorthosite claire, litée. La pointe du marteau donne l'échelle. Complexe à EGP de Stillwater, Montana.
- d. Fragment clair de diorite en cours d'assimilation magmatique dans la mine de platinoïdes du Lac des îles, Ontario.
- e. Séquence de komatiite avec texture spinifex largement développée en sommet de coulée. Spinifex Ridge, Abitibi, Québec.
- f. Cristaux de chromite (gris clair) dans serpentinite. Lumière réfléchie naturelle. Largeur = 2,1 mm. Nouvelle-Calédonie.
- g. Gabbro lité proche de la mine d'amiante d'Amiantos, massif de Troodos, Chypre.
- h. Zone en forme de doigt de pegmatoïdes. Cette texture témoigne de l'abondance des fluides dans les intrusions ultramafiques. Mine de platinoïdes du Lac des îles, Ontario.
- i. Zone de sulfures (pyrrhotite, chalcopyrite) massifs à lités. Les sulfures sont recoupés par des filons de quartz qui témoignent d'une reprise tectonique de la zone. Mine de nickel-cuivre de Kambalda, Australie occidentale.

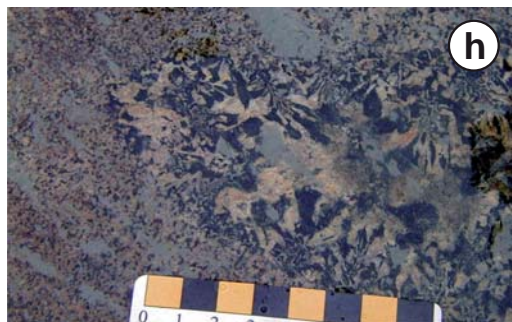
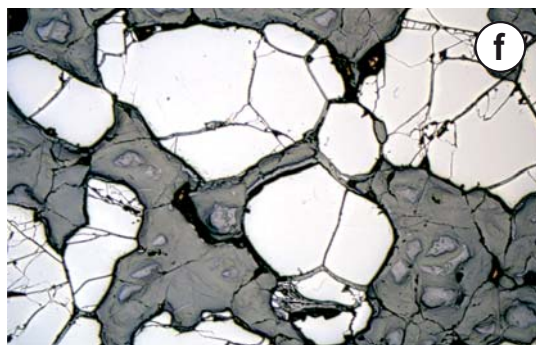
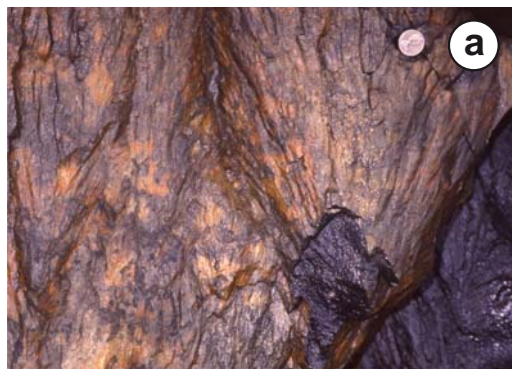


Planche 8 - Pegmatites granitiques

- a. Phénocristaux subautomorphes de cordiérite au contact de pegmatite, Namibie.
- b. Pegmatite à phénocristaux de feldspath pouvant être riches en lithium. Lacorne, Abitibi, Québec.
- c. Filon de pegmatite à quartz, feldspath (rosé) et lamelles de molybdénite aux épontes. Preissac-Lacorne, Abitibi, Québec.
- d. Pegmatite granitique hercynienne à feldspath potassique et quartz avec bordures d'aplite. Ces pegmatites sont riches en tourmaline noire et localement béryl. Roscoff, Finistère, France.
- e. Pegmatite profonde précambrienne à diopside, parfois phlogopite et apatite. Hauteur = 2 m. Gatineau, Québec.
- f. Pegmatite montrant une morphologie en doigts de gant, en bordure du granite de Preissac-Lacorne, Abitibi.
- g. Gisement d'uranium à ciel ouvert de Rössing, Namibie. Le fond de l'*open pit* montre des plis injectés de pegmatite de type alaskite.

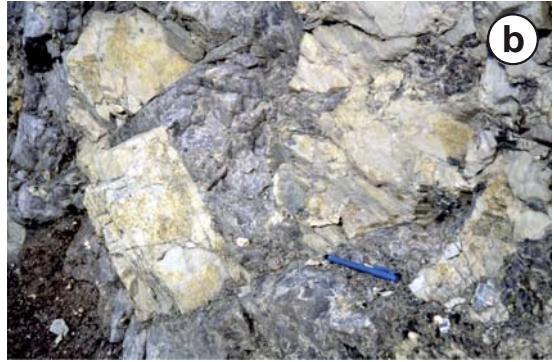


Planche 9 - Porphyres à cuivre-molybdène-or

- a. Carotte de porphyre cuprifère montrant l'altération potassique caractéristique (ici de couleur rose), ainsi que des veinules quartzueuses à chalcopyrite (jaune). La carotte fait 5 cm de large. Porphyre cuprifère de la mine du Mount Polley, Colombie-Britannique.
- b. Altération hydrothermale zonée autour de filonnets à sulfures. On note l'argilisation très poussée au contact des filonnets et l'atténuation progressive de l'altération (brunâtre) au fur et à mesure qu'on s'éloigne des filonnets. Porphyre à cuivre et or de Valea Morii, Monts Apuseni, Roumanie.
- c. Muruntau, Ouzbékistan, le plus grand gisement d'or de la planète. Le nom de Muruntau vient de la forme en nez de la colline.
- d. Filons de quartz déformés dans un échantillon de la mine de Muruntau, Ouzbékistan. La minéralisation en or est polyphasée et associée aux différentes générations de quartz.
- e. Stockwerk minéralisé en or montrant les différentes générations de veinules. Gisement de porphyre à cuivre et or de Rosia Poieni, Monts Apuseni, Roumanie.
- f. Stockwerk cupro-aurifère du porphyre à cuivre de la mine Ray (Arizona).
- g. Le gisement porphyrique à Cu-Au-Mo exploité en *open pit* de Bingham, Utah, en 1996. A cette époque l'excavation mesurait 4,5 km de long et 1,6 km de large pour 900 m de profondeur.
- h. Altération potassique marquée par le développement de veinules de feldspath potassique de couleur rose. L'échantillon fait 20 cm. Porphyre aurifère de la mine Canadian Malartic, Abitibi, Québec.
- i. Altération à chlorite dans une tonalite archéenne. Porphyre à Cu-Mo-Au riche en silice de la mine Don Rouyn, Abitibi, Québec.

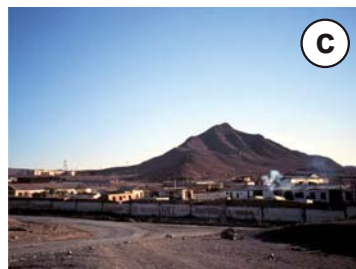


Planche 10 - Porphyres à molybdène et coupoles à étain-tungstène

- a. Veinule de quartz à scheelite avec altération à mica blanc. Largeur = 2 m. Mine de tungstène de Montredon-Labessonnié, Tarn, France.
- b. Stockwerk à quartz et tourmaline. Carrière de St Austell, Cornouailles, Angleterre.
- c. Texture de solidification unidirectionnelle (UST, ou *brain rock*), représentée par des filonnets contournés de quartz gris pointant vers l'intérieur de l'intrusion. Questa, Nouveau-Mexique.
- d. Filon quartzeux à minéraux de cuivre, étain et tungstène. Groverakes, Cornouailles, Angleterre.
- e. Stockwerk quartzeux portant la molybdénite dans la rhyolite de Kidston, Queensland, Australie.
- f. Filon de quartz en peigne avec diffusion de tourmaline noire dans les épontes. District de El Hammam (proche de l'intrusion à étain), Maroc.
- g. Vue sur le rift du Rio Grande depuis la mine de Questa, Nouveau-Mexique.
- h. Fluorine verte associée au porphyre à molybdène. Largeur = 10 cm. Questa, Nouveau-Mexique.

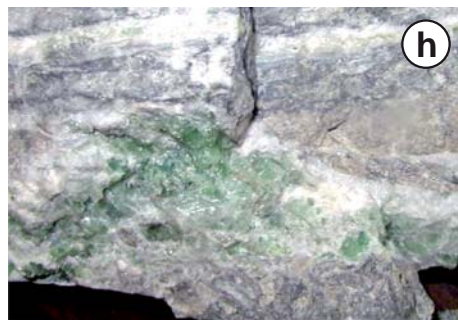
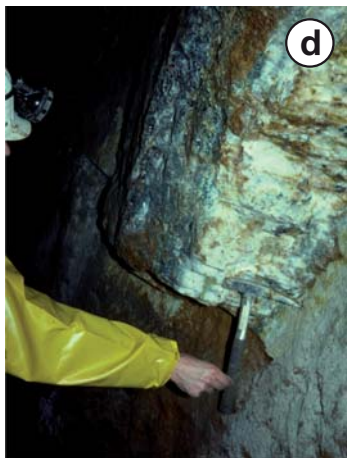
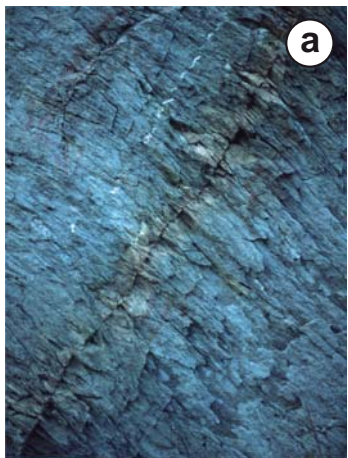


Planche 11 - Fer-oxydes à cuivre-or-uranium

- a. Filonnet quartzeux montrant une structure en relais dans une structure rubanée à magnétite massive. Gisement de cuivre-or d'Ernest Henry, Queensland, Australie. *Photo M. Gauthier.*
- b. Brèche dans le gîte à U-Th-terres rares de Kwyjibo, indice Andradite (stockwerk allongé démantelé et plissé). On remarque une veinule à magnétite plissée séparant deux fragments (en bas à gauche). Basse-Côte-Nord, Province de Grenville, Québec.
- c. Filon de barytine rubanée de la mine d'Olympic Dam, Australie méridionale; à comparer avec le faciès ferrobarytique des Redoutières à Chaillac, France (planche 26).
- d. Granite hématisé à 300 m de la zone minéralisée. Largeur = 2 m. Olympic Dam, Australie méridionale.
- e. Brèche à carbonates ferrifères interprétés comme des carbonatites ou comme une lentille de carbonate protérozoïque. Bayan Obo, Mongolie intérieure, Chine.
- f. Veine de tension subhorizontale tardive avec dépôt tardif de chert ferrugineux évoquant une microformation de fer. Kouroudiako, montagnes de fer de la Falémé, Sénégal.
- g. Brèche à magnétite, hématite et sulfures de cuivre. Prominent Hill, Australie méridionale.
- h. Carothèque en plein air de la mine d'Olympic Dam, Australie méridionale.
- i. Brèche dans le gîte à U-Th-terres rares de Kwyjibo. Les fragments montrent une bordure d'altération et sont recoupés par un filonnet tardif. Indice Malachite. Basse-Côte-Nord, Province de Grenville, Québec.

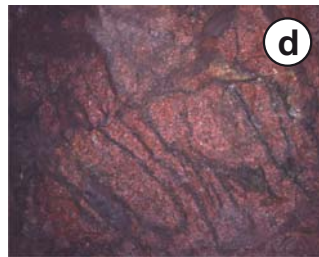


Planche 12 - Minéraux industriels du plutonisme felsique

- a. Exploitation d'andalousite de Glomel (Côtes d'Armor, France) en 2003. La fosse 2 au premier plan est le principal site d'extraction du gisement. *Photo Imerys.*
- b. Détail du minerai de Glomel (Côtes d'Armor, France). La cornéenne contient 25 % en volume d'andalousite en cristaux blanchâtres bien visibles.
- c. L'exploitation de kaolin de Ploemeur (Morbihan, France) vue vers le sud. On remarque la grande fosse d'exploitation de Kerbrien-Lanvrian, l'usine de traitement (premier plan) et les rejets de sables quartzeux partiellement valorisés (gauche). C'est un gisement primaire sur un leucogranite hercynien. *Photo Imerys.*
- d. Gisement d'halloysite de Kerikeri (Nouvelle-Zélande). *Photo Imerys.*
- e. Pegmatite stockscheider à microcline rouge et quartz au contact du granite à albite-muscovite. Largeur = 2 m. Gisement de feldspath de Montebas (Creuse, France).
- f. Gisement de kaolin de Rio Capim Caulin (Brésil). C'est un gisement secondaire constituant une puissante couche de couleur blanche. *Photo D. Lecuire pour Imerys.*
- g. Gisement de pyrophyllite, constitué par remplacement de tufs felsiques paléozoïques. Mine Manuels, Saint-Jean de Terre-Neuve, Terre-Neuve-et-Labrador, Canada.
- h. Extraction de kaolin par jet hydraulique, une technique actuellement en voie d'abandon. Gisement de Saint-Austell, Angleterre. *Photo D. Lecuire pour Imerys.*
- i. Détail d'un front de granite kaolinisé dans le gisement de Ploemeur, Morbihan, France. La roche étant très friable, l'extraction se fait à la pelle mécanique.



Planche 13 - Gîtes du métamorphisme de contact

- a. Skarn miocène (7 Ma) rubané à gros cristaux d'ilvaïte et hédenbergite (centre) dans matrice d'oxydes de fer. Mine de fer de Calamina, île d'Elbe, Italie.
- b. Contact métasomatique : un skarn miocène à grenat remplace un marbre blanc. Rio Marina, île d'Elbe, Italie.
- c. Skarn protérozoïque lité avec brèche à magnétite. Lyons Mountains, massif des Adirondacks, État de New York.
- d. Manto à galène grossière et calcite. L'échantillon mesure 10 cm. Mine Black Hill, district de Leadville, Colorado.
- e. Vue du carreau de la mine d'or Midas, Nevada. Le skarn est exploité sur un relief du *Basin and Range*.
- f. Filon à calcite et or visible du skarn de Navachab, Namibie. L'échantillon mesure 10 cm.
- g. Carrière exploitant le skarn à or de Navachab, Namibie.
- h. Skarn rubané à grenat (rougeâtre), actinote, hématite et sulfures. Le skarn est intimement associé à un porphyre à Cu-Mo-Au. *Open pit* de Bingham, Utah.

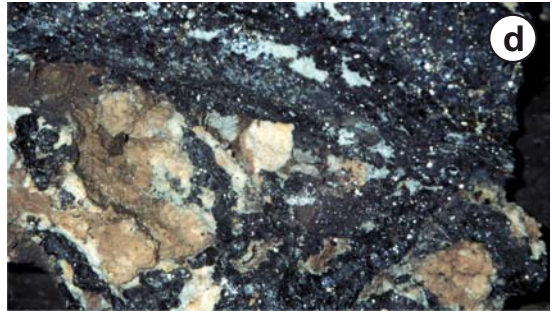
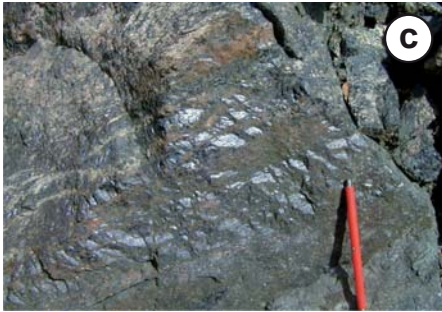
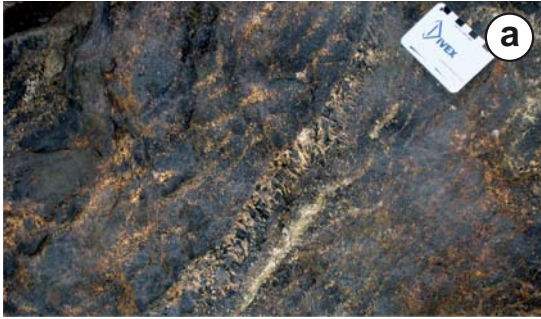


Planche 14 - Remplacement à or dans les carbonates : type Carlin

- a. Calcaire en cours de silicification. Golden Quarry, district de Carlin, Nevada.
- b. Codage (marqueurs permettant de localiser les parties minéralisées en or). *Open pit* de Betze-Post district de Carlin, Nevada.
- c. Zone de remplacement de carbonates par un skarn au voisinage de *Carlin Trend*. Gisement d'or Fortitude, Nevada.
- d. Vue panoramique de Golden Quarry, un des gisements aurifères majeurs de *Carlin Trend*, Nevada.
- e. Jaspéroïde bréchique. Gisement d'or Mercur, Utah.
- f. Veinule à calcite et orpiment (jaune) dans carbonates. Ces veinules sont les manifestations hydrothermales visibles à l'œil nu. Gisement d'or Mercur, Utah.
- g. Brèche d'effondrement dans une monzonite jurassique. Largeur = 3 cm. Gisement d'or Meikle, district de Carlin, Nevada.
- h. Plissement dans la formation de Rodeo Creek. *Open pit* de Betze-Post, district de Carlin, Nevada.
- i. Vue vers le nord-nord-ouest de l'alignement de Carlin, Nevada (*Carlin Trend*).

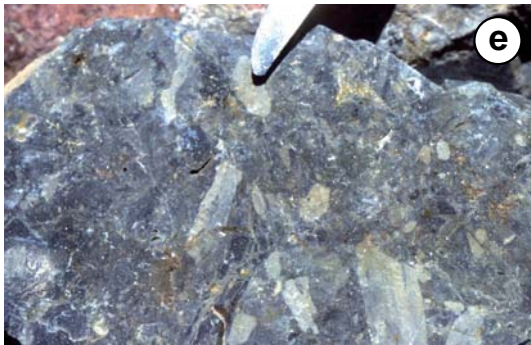
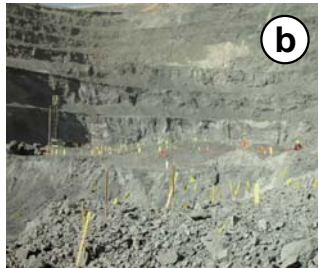
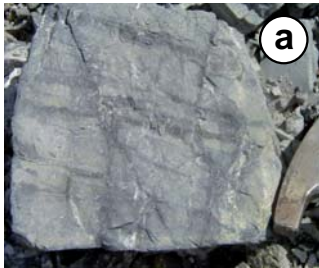


Planche 15 - Gîtes du plutonisme alcalin

- a. Syénite néphélinique (khibinite) du Paléozoïque supérieur exploitée pour l'apatite. Presqu'île de Kola, Carélie, Russie.
- b. Brèche d'explosion de lamproïte diamantifère protérozoïque. Argyle, Australie occidentale.
- c. Fluorine violette (largeur = 40 cm) dans la carbonatite mésozoïque d'Okorusu, Namibie.
- d. Veine à magnétite-fluorine dans l'encaissant métamorphisé de la carbonatite mésozoïque d'Okorusu, Namibie.
- e. Plis en limite du diatrème diamantifère protérozoïque d'Argyle, Australie occidentale.
- f. Détail de syénite néphélinique protérozoïque (kakortokite) à sodalite et néphéline (blanc), aegyryne (noir), et eudialyte (rouge). Largeur = 1 m. Complexe alcalin protérozoïque d'Ilimaussaq, Groenland.
- g. Rubanement magmatique dans les syénites néphéliniques du complexe alcalin protérozoïque d'Ilimaussaq, Groenland.
- h. Paysage d'Argyle montrant le diatrème de lamproïte diamantifère protérozoïque en creux sur la corniche protérozoïque. Australie occidentale.
- i. Vue générale d'exploitations d'apatite dans les syénites néphéliniques du Paléozoïque supérieur de la presqu'île de Kola, Carélie, Russie.

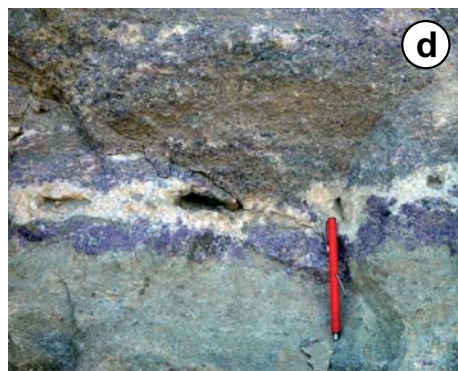
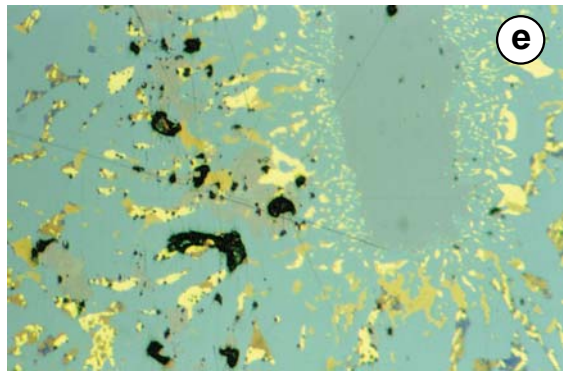
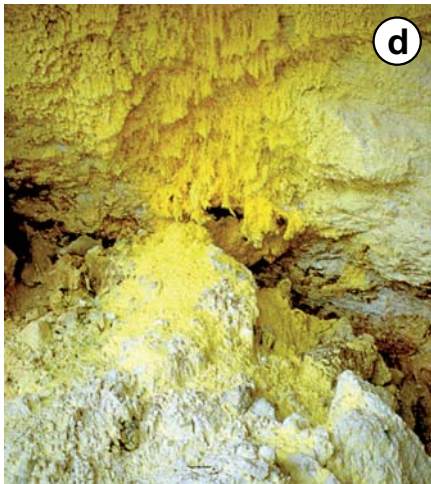


Planche 16 - Gîtes du volcanisme aérien : épithermaux acides

- a. Panorama de la caldeira résurgente de Creede, Colorado (vue vers le sud). Le Rio Grande forme un arc de cercle ceinturant la zone résurgente et coule sur les sédiments du paléolac de la caldeira.
- b. Maqui-Maqui, un des sites d'exploitation du gisement d'or de Yanacocha, Pérou. La chape de *vuggy silica*, plus dure, forme le relief. Les auréoles d'altération blanchâtres à alunite puis à kaolinite débutent au pied du relief et se prolongent jusqu'au chantier de forage. *Photo J-P. Milési.*
- c. Lac de cratère acide (pH = 1). C'est un site épithermal acide actuel. La rhyolite du cratère est fortement vacuolaire, et la couleur jaune de la plage est due à la présence d'alunogène et d'abondants granules de soufre natif. Volcan Kawah Putih, Ouest Java, Indonésie.
- d. Dépôt de soufre natif à l'air libre par oxydation de fumerolles de H₂S au contact de l'oxygène de l'air. Largeur = environ 1 m. Sulfur cave, Waiotapu, Taupo, Nouvelle-Zélande.
- e. Minéralogie de gisement épithermal acide. Énergite résiduelle (gris violacé, partie droite) dans tennantite (gris bleuté) riche en exsolutions de chalcopyrite (jaune) assez transformée en bornite (brun), avec digénite-covellite (bleue), mawsonite (gris-brun violacé), vinciennite (orangé). Lumière réfléchie naturelle. Largeur = 0,35 mm. Gîte cupro-aurifère Layo, district d'Orcopampa, Pérou.
- f. La Solfatare, site actif de fumerolles acides depuis l'Antiquité, qui témoigne d'un hydrothermalisme très actif. Champs Phlégréens près de Naples, Campanie, Italie.
- g. Silice vacuolaire (*vuggy silica*) montrant bien les vides (*boxworks*) laissés par la dissolution des porphyroblastes de feldspath sous l'action de l'acide. Mine d'or de Summitville, Colorado.
- h. Conduit de lessivage acide à silice vacuolaire et altération argileuse acide dans les rhyolites porphyriques de la mine d'or de Summitville, Colorado. Largeur = 5 m.



CHAPITRE 6

Ressources minérales du volcanisme

Le volcanisme, surtout lorsqu'il est aérien, est d'abord le phénomène géologique le plus spectaculaire et le plus médiatisé de la planète, largement connu du grand public pour sa dangereuse beauté et ses colères aux conséquences souvent dramatiques. Un système volcanique comprend plusieurs éléments : une zone de fusion profonde qui constitue la source du magma, le conduit par lequel le magma monte vers la surface, la chambre magmatique, souvent mais pas toujours présente, la zone d'influence géothermique et l'édifice volcanique proprement dit. Dans ce chapitre, nous traiterons des deux derniers environnements.

Le volcanisme est la source de nombreuses ressources exploitées par l'Homme depuis des temps immémoriaux. Avant la mise en production des métaux (vers 2500-2000 avant J.-C.), les volcans servaient déjà de sites d'approvisionnement pour les obsidiennes utilisées dans les industries lithiques; celles des îles de Milos, dans les Cyclades, et de Lipari, dans la mer Tyrrhénienne, étaient très recherchées. Il semble que les besoins en obsidiennes de Lipari aient attiré les marins des Cyclades, puis les Minoens de Crète, et conduit à l'expansion de la civilisation vers la Méditerranée occidentale (Routhier, 1999). Depuis, les produits volcaniques sont largement exploités comme matériaux de construction (pouzzolanes, granulats, ponces, etc.), ou comme minéraux industriels (obsidienne, zéolites, soufre, perlite, et autres).

Les ressources de contexte volcanique peuvent aussi être des substances générées par une activité hydrothermale latente ou exprimée, issue du volcanisme. Au premier rang de celles-ci figurent les minéralisations métalliques à or, argent et cuivre, exploitées depuis l'Antiquité. Des filons d'or et d'argent de ce type sont exploités en Europe centrale depuis près de 2000 ans et ont permis la naissance en Bulgarie de la métallurgie européenne de l'or. Ce sont également les gisements d'origine volcanique du Pérou et du Mexique qui ont fourni l'or et l'argent du Nouveau Monde à partir du XVI^e siècle. De petits métaux ou des métalloïdes associés (mercure, antimoine, arsenic, tellure, sélénium, béryllium), plus rarement de l'uranium, sont également extraits de ces minéralisations. Les amas polymétalliques de sulfures massifs de type VMS et SEDEX, qui constituent des gisements majeurs de Zn, Cu, Pb, Ag et parfois d'or ou d'étain, sont également la conséquence directe du volcanisme, sous-marin cette fois.

Dans les ressources du volcanisme, il faut aussi inclure celles qui sont liées au contexte lui-même, comme les diatomites, conséquence du développement d'algues unicellulaires dans les eaux siliceuses volcaniques. Les gisements de borates et de nitrates dans les sédiments et les volcanites tertiaires de Turquie, des États-Unis ou du Chili constituent un cas particulier de source thermique amenant à l'émergence des fluides volcaniques riches en bore et azote qui se déposent dans des lacs endoréiques en contexte volcanique actif (Floyd *et al.*, 1998). Ils sont habituellement classés dans les évaporites à cause de leur mode de dépôt (voir le chapitre 7). De plus, les fluides

volcaniques sont souvent riches en CO₂, ce qui conduit à la formation de travertins, soit directement à l'émergence, soit dans des lacs comme ceux de la région de Rome (Tivoli), la première productrice de travertins ornementaux au monde, largement utilisés en décoration.

6.1 Gîtes du volcanisme aérien

Les produits émis par le volcanisme aérien sont très variables. Les magmas fluides, car pauvres en silice, sont essentiellement basaltiques et ils donnent des coulées, caractérisant le volcanisme effusif du type hawaïen. Les magmas plus visqueux, riches en silice, de nature rhyolitique à rhyodacitique, caractérisent le type plinien (ou vulcanien). Ces magmas visqueux obstruent les cratères donnant des dômes ou des dômes-coulées appelés protrusions. Habituellement, ceux-ci explosent peu après à la suite de la pression croissante du magma ascendant, se dispersant en nuées ardentes qui dévalent les pentes du volcan et en retombées cendreuses saupoudrant de grandes surfaces. Le type strombolien, au cône caractéristique emblème du volcanisme, est intermédiaire. La limite de viscosité entre magmas fluides et visqueux se situe vers 10⁸ poises.

Les ressources minérales du volcanisme aérien sont également nombreuses : minéralisations épithermales à or et argent, parfois cuivre, plomb ou zinc, voire uranium, ainsi que ponces, perlites, zéolites et pouzzolanes, diatomites, certains corindons, et autrefois le soufre.

6.1.1 Épithermaux à or, argent et uranium

Les minéralisations métalliques associées au volcanisme felsique aérien sont habituellement désignées sous le terme d'« épithermales ». Ce terme est forgé par Lindgren qui, dès 1907 puis en 1933, propose une genèse de ces minéralisations à faible profondeur et, par conséquent, à basse température. Il basait son hypothèse sur la nature et les textures des minerais, ainsi que sur les reconstitutions du cadre géologique. Depuis, les études ont montré que, si la plupart des minéralisations épithermales se forment bien à faible profondeur (depuis la surface jusqu'à 2 km), elles ne sont pas particulièrement de basse température, leur dépôt se réalisant, pour la plupart, à une température variant de 190 à 300 °C, parfois moins (Berger et Bethke, 1985; Heald *et al.*, 1987; Hedenquist et Lowenstern, 1994).

Les gisements épithermaux *sensu stricto* fournissent actuellement environ 16 % de l'or et une part importante de l'argent (tableau 6.1). Plus de 30 gisements épithermaux actuellement connus dépassent 100 tonnes d'or, les plus importants (Ladolam sur l'île de Lihir en Papouasie-Nouvelle-Guinée, Cripple Creek, Colorado, Yanacocha, Pérou, etc.) dépassant 500 tonnes. Ils peuvent constituer des gisements majeurs pour l'argent, tel Pachuca-Real del Monte au Mexique (46 500 t d'argent et 220 t d'or) (figure 6.1; planches 16 et 17).

D'un point de vue géodynamique, les minéralisations épithermales se rencontrent essentiellement dans les arcs volcanoplutoniques, arcs insulaires aussi bien qu'arcs de cordillère, associés aux zones de subduction (Heald *et al.*, 1987); elles jalonnent ainsi toute la Ceinture de feu du Pacifique (figure 6.2) et l'arc alpin en Europe. La plupart des minéralisations épithermales de l'Ouest Pacifique se sont formées depuis le Miocène supérieur et peuvent être très récentes (Pongkor : 2,05 Ma; Milési *et al.*, 1999), ou même actuelles : le gisement d'Hishikari au Japon était d'abord connu comme une source thermique! L'exploitation du gisement de Ladolam (Papouasie-Nouvelle-Guinée) est compliquée du fait des explosions hydrothermales du système géothermal actif. Les sites du Yellowstone (Wyoming) et de Taupo (Nouvelle-Zélande) sont des épithermaux en cours de formation dont l'étude se révèle précieuse pour comprendre

Tableau 6.1 - Principaux gisements épithermaux. Les tonnages (production + réserves) sont indiqués en millions de tonnes (Mt) et en teneurs moyennes. Ces chiffres sont indicatifs, les sources consultées donnant des chiffres parfois différents. Ils sont de plus susceptibles d'évolutions pour les gisements en exploitation, les tonnages de réserves augmentant lors de découvertes d'extensions des gisements, et les teneurs de coupure étant revues en cas de variations notables des cours, ce qui entraîne une variation des tonnages de réserves et des teneurs moyennes. nd = non disponible (tableau réalisé à l'aide de nombreuses publications, notamment les données de Simmons *et al.*, 2005, et de documents inédits).

Gisement	Localisation	Au (t)	Ag (t)	Âge (Ma)
Épithermaux acides				
Kori Kollo	Bolivie	133	976	15,7
Chelopech	Bulgarie	195	0	74 à 78
Hope Brook	Canada (Terre-Neuve-et-Labrador)	45	0	575
El Indio - Tambo	Chili	310	3 100	6,2 à 8,5
El Peñon	Chili	118	1 965	52
La Coipa	Chili	88	5 540	17,3 à 20,3
Pascua	Chili	520	18 135	7,8 à 9
Rodalquilar	Espagne	10	nd	10,4
Summitville	États-Unis (Colorado)	17,3	23,3	22,4
Goldfield	États-Unis (Nevada)	136	49	20,5
Cerro de Pasco	Pérou	62	46 000	14,5
Julcani	Pérou	0	2 000	9,7
Pierina	Pérou	220	1 750	14,9
Yanacocha	Pérou	1 320	4 200	8,2 à 13,6
Lepanto	Philippines	115	393	1,2 à 1,5
Pueblo Viejo	République Dominicaine	1 242	7 062	Crétacé inférieur
Chinkuashih	Taiwan	92	183	1 à 1,5
Épithermaux neutres et alcalins				
Cerro Vanguardia	Argentine	131	1 605	138,5
Esquel	Argentine	118	216	Jurassique moyen à supérieur
Pajingo	Australie	110	139	342 (probable)
Portovelo	Équateur	139	250	Mio-Pliocène
Bullfrog	États-Unis (Nevada)	77	65	9,99
Oatman	États-Unis (Arizona)	61	36	17 à 19
McLaughlin	États-Unis (Californie)	109	380	0,75 à 2,2
Creede	États-Unis (Colorado)	4,7	2 619	25,1
Cripple Creek	États-Unis (Colorado)	710	90	28 à 31
Comstock Lode	États-Unis (Nevada)	238	5 475	13,5
Midas (Ken Snyder)	États-Unis (Nevada)	79	945	15,2
Round Mountain	États-Unis (Nevada)	358	180	26,1
Sleeper	États-Unis (Nevada)	79	650	14 à 16
Tonopah	États-Unis (Nevada)	53	4 937	18,6 à 19,6
Emperor	Fidji	136	faible	< 3,5
Kélian	Indonésie	240	480	20
Pongkor	Indonésie	100	970	2,1
Hishikari	Japon	260	140	0,73 à 1,11
Konomai	Japon	73	1 243	12,2 à 12,9
Imiter	Maroc	0	8 000	550
Fresnillo-Zacatecas	Mexique	76	45 000	30
Guanajuato	Mexique	175	34 850	27 à 31
Pachuca - Real del Monte	Mexique	220	45 000	20,3
Tayoltita	Mexique	300	15 000	33 à 37
Martha Hill - Favona	Nouvelle-Zélande	263	1 253	6
Ladolam	Papouasie-Nouvelle-Guinée	1 150	faible	< 0,5
Misima	Papouasie-Nouvelle-Guinée	78	1 176	3,2 à 3,7
Porgera	Papouasie-Nouvelle-Guinée	395	936	5,1 à 6,1
Acupan	Philippines	200	200	0,65
Baia Mare (district)	Roumanie	35	nd	8 à 11,5
Sacarimb	Roumanie	85	nd	18,2
Hodrusha (district)	Slovaquie	80	4 000	10,5 à 14,5
Ovacik	Turquie	26,8	32,7	18,2
Beregovo	Ukraine	450	4 500	Miocène

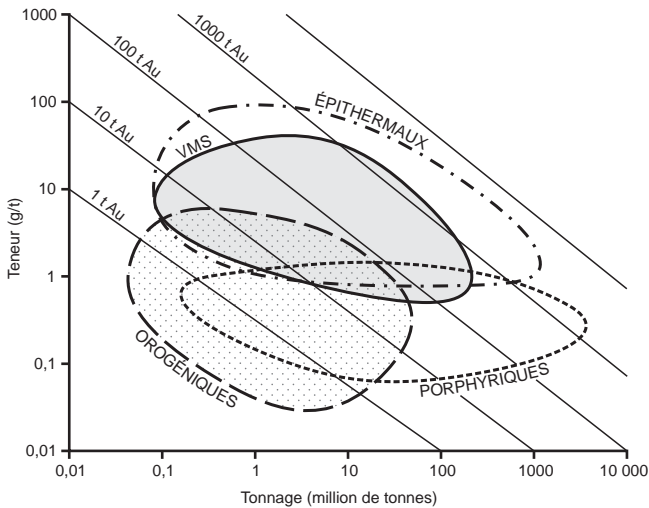


Figure 6.1 - Tonnages/teneurs des gisements épithermaux; comparaison avec d'autres types de gisements aurifères.

les systèmes fossiles (planche 17). Pour leur part, les âges des gisements de l'Ouest américain et des Caraïbes s'échelonnent du Jurassique au Miocène terminal, soit de 110 à 9 Ma (Sillitoe, 1994). Ces âges récents doivent être reliés à la mise en place superficielle de ces minéralisations qui les rend très sensibles à l'érosion, surtout en contexte d'arc insulaire. Les minéralisations épithermales se rencontrent jusqu'à 100 km du front volcanique actif, vers l'arrière-arc (Hedenquist et Lowenstern, 1994). Dans tous les centres volcaniques, l'activité hydrothermale et les minéralisations épithermales apparaissent peu de temps (moins d'un million d'années) après la phase volcanique paroxysmale et l'effondrement subséquent.

Dans les zones de subduction des orogènes plus anciens, ces minéralisations sont plus rares, non seulement du fait de leur érosion mais aussi en raison de la difficulté de les reconnaître dans les terrains métamorphiques. On en connaît néanmoins dans tout le Paléozoïque (Hope Brooke à Terre-Neuve-et-Labrador, Oural, Mount Painter en Australie méridionale), dans le Protérozoïque, en particulier dans l'Anti-Atlas (Imiter, Cheilletz *et al.*, 2002) et dans l'Archéen de la Province du Supérieur (Red Lake, Campbell).

Les gisements épithermaux sont encaissés principalement dans des roches volcaniques et des formations volcanosédimentaires contemporaines. Il existe souvent une zone aquifère profonde ayant servi de réservoir aux solutions hydrothermales : socle fracturé par des failles normales précoces (Nouvelle-Zélande), ou bassin continental discordant sur le socle (Colorado).

Les roches magmatiques associées sont de deux types (figure 6.3). D'une part, des roches volcaniques subaériennes de composition andésitique à rhyolitique appartenant aux séries calco-alcalines et adakitiques (Thiéblemont *et al.*, 1997); les minéralisations épithermales acides et neutres leur sont associées. D'autre part, des roches magmatiques alcalines ou shoshonitiques des arcs intra-océaniques matures, qui portent des minéralisations de type épithermal neutre comme Ladolam et Emperor (Fidji), et de régions continentales, comme Cripple Creek, au Colorado (Mutschler *et al.*, 1985; Jébrak, 1986; Jensen et Barton, 2000; Kelley et Ludington, 2002; Sillitoe, 2002). Les roches mafiques ne contiennent généralement pas de minéralisations épithermales, sauf dans le cas du volcanisme alcalin; par contre, elles contiennent, localement, des gisements de zéolites.

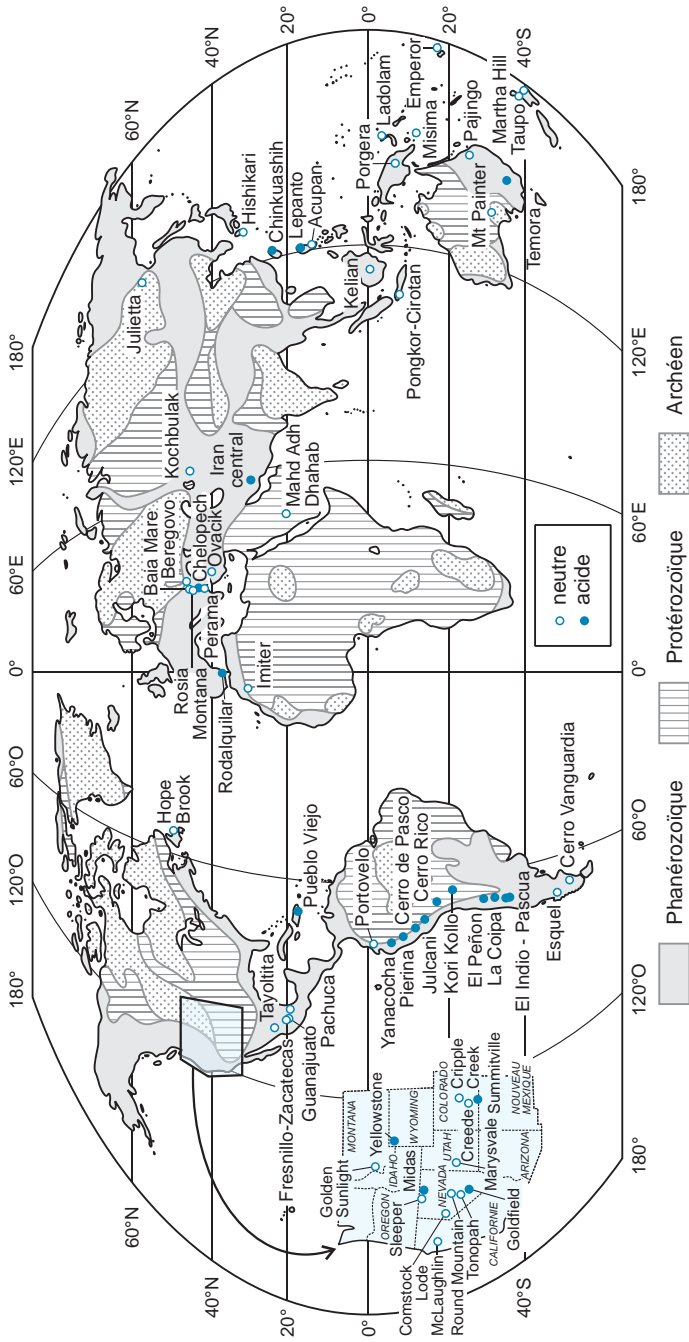


Figure 6.2 - Carte mondiale des principaux gisements épithermaux. Imiter est un gisement épithermal à argent et mercure, sans or, l'un des rares exemples d'épithermaux proterozoïques.

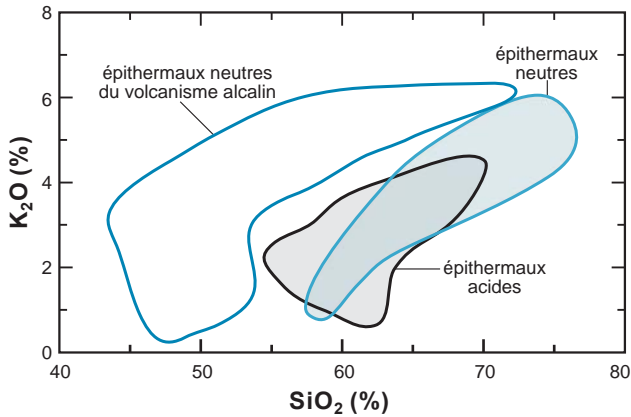


Figure 6.3 - Diagramme K_2O/SiO_2 montrant la variabilité du chimisme des volcanites associées aux minéralisations épithermales (d'après Arribas, 1995).

Les minéralisations liées au volcanisme obéissent à des contrôles structuraux et volcaniques à plusieurs échelles. À l'échelle de la centaine de kilomètres, les grandes failles crustales apparaissent comme les drains majeurs qui vont faciliter la mise en place des systèmes plutono-volcaniques et les circulations hydrothermales qui leur sont associées. Il peut s'agir de fractures parallèles à la subduction ou à l'axe du rift, ou de fractures obliques pouvant correspondre à des failles de transfert (Corbet et Leach, 1998).

À l'échelle d'un district, les failles majeures déca- à hectokilométriques constituent le principal métallotecte qui contrôle la distribution des sites minéralisés; c'est par exemple le cas au Pérou, aux Philippines ou en Roumanie (Milési *et al.*, 1994b). Ces accidents parfois anciens sont réactivés lors des phases éruptives; cependant, les minéralisations sont habituellement portées par des accidents de moindre ampleur. La géométrie des structures est contrôlée à la fois par la dynamique volcanique (extension radiaire; Tosdal et Richards, 2001) et par le régime régional des contraintes. On aura donc tous les intermédiaires entre des structures souvent à symétrie circulaire (caldeira) et des systèmes asymétriques reflétant les distensions qui succèdent généralement à la mise en place des volcans.

Les fractures minéralisées les plus nombreuses sont des fentes de tension en échelon, des zones en transtension, ou des fractures secondaires des zones de cisaillement. Plus rarement, il s'agit de failles en décrochement évoluant en failles normales, comme à Cirotan (Java, Indonésie) (Genna *et al.*, 1996). Un contrôle supplémentaire peut intervenir quand les contraintes associées à la remontée d'un pluton se superposent à ces structures régionales. Par exemple, dans le district de Baia Mare, l'ensemble volcanisme et minéralisations est localisé dans la projection de surface du batholite sous-jacent (Milési *et al.*, 1994 b; Koderer *et al.*, 2005).

Les caldeiras constituent l'un des contrôles essentiels des minéralisations épithermales. Celles-ci occupent soit la bordure de la caldeira à un stade précoce (Summitville, Colorado, Gray et Coolbaugh, 1994; Pongkor, Indonésie, Marcoux *et al.*, 1996a; Yanacochoa, Pérou, Simmons *et al.*, 2005), lieu privilégié d'évacuation des fluides, soit des fractures normales tardives associées à la résurgence des caldeiras si les fluides circulent plus tardivement (figure 6.4; photo a, planche 16). Le plus gros gisement d'uranium russe (Streltsov – ou Streltsovskaya – en Transbaïkalie) est situé dans ce contexte. Au Japon (Hishikari), en Nouvelle-Zélande (Taupo) et en Indonésie (Cirotan), les gisements d'or sont situés dans des dépressions volcanotectoniques, qui peuvent être des grabens ou des structures de type transtension résultant de mouvements décrochants (figure 6.5). L'emboîtement de deux ou trois caldeiras est un dispositif fréquent (Cole *et al.*, 2005).

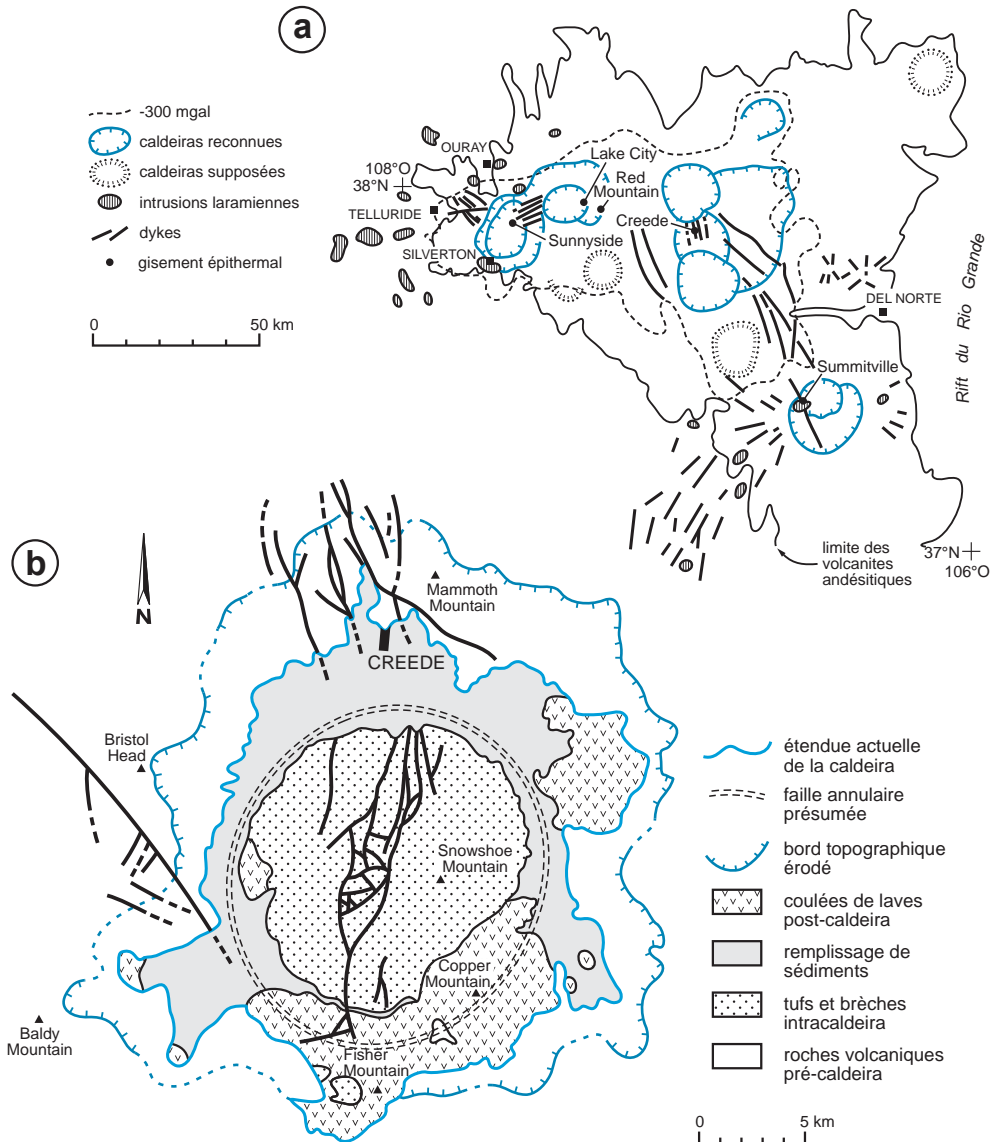


Figure 6.4 - Champ volcanique de San Juan (Colorado) montrant : **a**) les positions des caldeiras et des principaux gisements épithermaux; et **b**) la caldeira de Creede (d'après Jébrak, 1986). Le gisement épithermal de Creede occupe le faisceau de failles au nord de la localité.

À l'échelle des appareils volcaniques, les fluides minéralisés transitent dans des zones de faiblesse, qu'elles soient d'origine tectonique ou volcanique. L'encaissant joue un rôle multiple, pouvant constituer un aquifère ou un aquitard (barrière hydrologique), une zone de réaction (jaspéroïde, matière organique, carbonates) ou une zone rhéologique particulière. Les maars et diatrèmes contiennent aussi des gisements d'or (Wau, Golden Sunlight), parfois de première importance comme Acupan, aux Philippines (Cooke *et al.*, 1996), Ladolam en Papouasie-Nouvelle-Guinée, Roşia Montana en Roumanie (photos d et e, planche 17), ou Cripple Creek au Colorado (Sillitoe et Bonham, 1984; Sillitoe, 2002).

Trois types de minéralisations épithermales ont été reconnus, selon l'état de sulfuration (forte, moyenne et élevée) du soufre dans les fluides (Sillitoe et Hedenquist, 2003), un paramètre qui a des conséquences majeures sur la nature de l'association minérale et des altérations. Cependant, la majorité des auteurs ne distingue que deux types, acide et neutre, (figures 6.6 et 6.7; tableau 6.2) qui se rencontrent en contexte géologique similaire de volcanisme rhyolitique à andésitique, les termes rhyodacitiques étant les plus communs (Simmons *et al.*, 2005). Une variante plus rare est rattachée aux épithermaux neutres : les maars et diatrèmes associés à un volcanisme alcalin de rifts ou de fossés d'arrière-arc à caractère continental, donnent parfois naissance à des gisements majeurs.

Des minéralisations de remplacement à Pb-Zn-Ag dans des sédiments sont parfois directement liées à ces gisements. Le plus souvent, elles adoptent une allure stratiforme et sont connues sous le nom de mantos; plus loin du volcanisme, dans des environnements sédimentaires carbonatés, des remplacements à or très fin constituent le type Carlin (voir le chapitre 5).

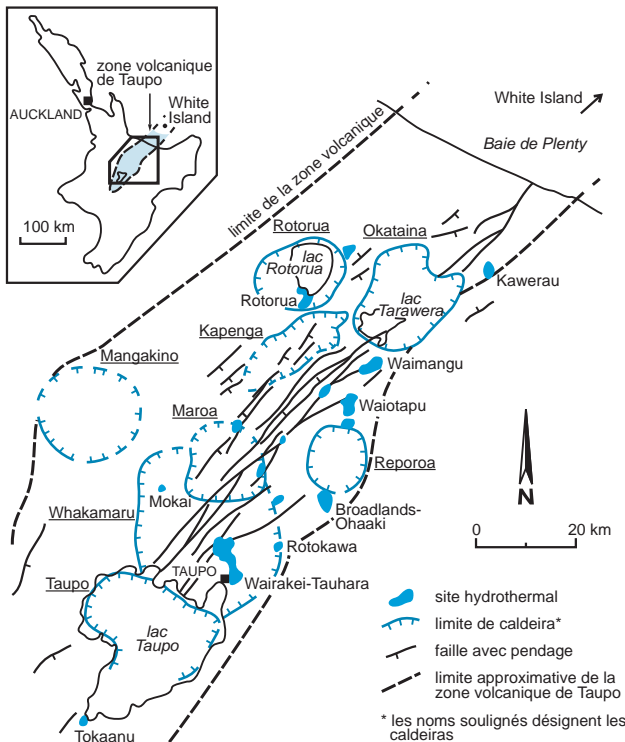


Figure 6.5 - Champ volcanique de Taupo (Nouvelle-Zélande) avec ses huit caldeiras. Ce champ volcanique très actif est le siège de nombreuses manifestations volcaniques et hydrothermales; on peut y observer notamment la formation actuelle de minéralisations aurifères épithermales, un élément précieux pour comprendre la genèse des épithermaux fossiles (d'après Krupp et Seward, 1987; Cole *et al.*, 2005).

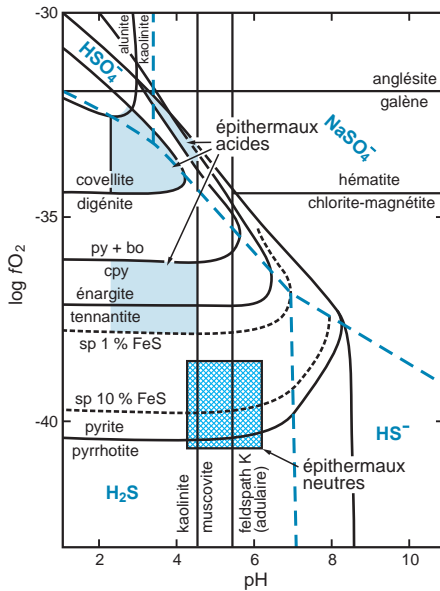


Figure 6.6 - Conditions de dépôt des sulfures des gisements épithermaux acides et neutres dans un diagramme pH-log f_{O_2} . Les conditions sont fixées à 250 °C pour une activité en soufre total log ΣS de -2. Les épithermaux acides peuvent se former dans plusieurs domaines de stabilité selon les conditions locales de fugacité en soufre : faible (on aura alors l'association chalcopryrite-énargite-tennantite), ou forte (covellite dominante, kaolinite); bo = bornite, cpy = chalcopryrite, py = pyrite, sp = sphalérite (d'après Hayba *et al.*, 1985).

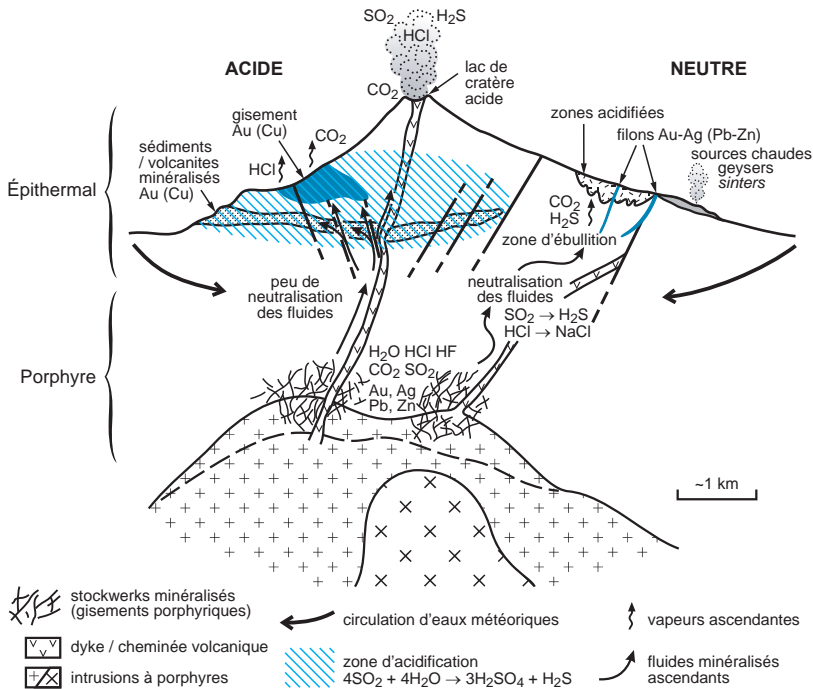


Figure 6.7 - Parenté des gisements épithermaux et porphyriques. Les fluides magmatiques accumulés au sommet du batholite en fin de cristallisation du magma subissent une dépressurisation qui provoque une démixtion. Celle-ci les scinde en deux phases : une saumure dense qui reste sur place et imprègne la roche pour former les gisements porphyriques, et une phase aqueuse plus volatile qui s'échappe vers la surface en compagnie d'une partie du magma pour former les gisements épithermaux. Le point de départ des épithermaux acides et neutres est donc le même. Des skarns (non figurés) s'associent couramment aux gisements porphyriques.

Tableau 6.2 - Caractéristiques comparées des gisements épithermaux acides et neutres (modifié d'après White et Hedenquist, 1995).

Caractères	Épithermaux acides	Épithermaux neutres
autres appellations	<i>high sulfidation</i> -HS-, <i>acid-sulfate</i>	<i>low sulfidation</i> -LS-, adulaire-séricite
contexte géodynamique	arc magmatique à extension modérée ou nulle; rarement en contexte compressif	arc magmatique en contexte d'extension; <i>rifting</i> post-collision
magmatisme associé	calco-alcalin à andésite et dacite, parfois rhyolite	calco-alcalin et alcalin avec andésite à rhyolite; parfois bimodal tholéiitique à basalte et rhyolite
contrôle dominant	lithologique et hydrothermal (fonction de la pression et de la réactivité des fluides)	structural, rarement lithologique
contrôle de la perméabilité	ignimbrites ou sédiments poreux, fracturation hydraulique par surpression fluide, éruptions hydrothermales, lessivage acide; contacts lithologiques; liaison fréquente avec caldeiras	structures de transtension – extension de second et troisième ordres, fentes de tension; liaison fréquente avec caldeiras
morphologie des corps minéralisés	disséminations stratoïdes dans quartz vacuolaire (remplacements fréquents); stockwerks; brèches hydrothermales	filons fortement pentés dominants et faisceaux filoniens; stockwerks et remplacements rares (sauf dans les sédiments de caldeira)
association minérale caractéristique	alunite, pyrite-covellite-énargite, tennantite	adulaire, illite, rhodochrosite, tétraédrite, acanthite, tellurures d'or et/ou d'argent, séléniures d'argent
minerais fréquents	chalcopryrite, énargite, famatinite, luzonite, or natif (électrum), orpiment, digénite, bornite, hématis, magnétite, stannite (sphalérite peu ferrifère, galène et tétraédrite rares)	pyrite, sphalérite (souvent ferrifère), galène, chalcopryrite, arsénopyrite, or natif (électrum), argent natif, polybasite, löllingite, pyrrhotite, magnétite (tennantite possible), stibine
minéraux de gangue communs	quartz, kaolinite, dickite, pyrophyllite, diaspore, alunite, barytine, zunyite	quartz, calcite (sidérite), albite, chlorite, smectites, interstratifiés, calcédoine, rhodonite, barytine
faciès de quartz	quartz vacuolaire (<i>vuggy silica</i>)	rubans, géodes, brèches, travertins ou geysérites (<i>sinters</i>)
position de la minéralisation aurifère	zone la plus acide (<i>vuggy silica</i>)	zone la moins acide
altération de surface	acidification : alunite, kaolinite, halloysite, jarosite, limonite, goethite	illite, smectite, chlorite, adulaire (zone minéralisée); opale, alunite, kaolinite, pyrite marcasite (zone acidifiée de <i>steam-heated</i>)
conditions de transport de l'or	complexes chlorurés	complexes bisulfurés
association géochimique	Au, Ag, As, Cu, Sb, Bi, Hg, Te, Sn, Pb, Mo	Au, Ag, Zn, Pb, As, Sb, Hg, Se, K
contexte chimique	acide oxydé	neutre réduit
fluides	fluides magmatiques aqueux à CO ₂ et HCl dominants; salinité variable : 0,5 à 32 % éq. pds NaCl) (globalement plus salés que les neutres); températures de 180 à 320 °C; ébullition commune	fluides météoriques réduits avec H ₂ S et O ₂ dominants; peu salés (0 à 5 % éq. pds NaCl) (8 à 23 % dans gisements Ag-Pb-Zn); températures de 120 à 300 °C; ébullition commune
isotopes stables	δ ¹⁸ O : -4 à +10 ‰; δD : -12 à -75; δ ³⁴ S alunite : > de 8 ‰ au δ ³⁴ S des sulfures associés	δ ¹⁸ O : -20 à +5 ‰; δD : -20 à -140; δ ³⁴ S alunite : égal au δ ³⁴ S des sulfures associés
production	Au, Cu avec Ag, (Hg, W, Bi) distaux	Ag, Au, Pb avec souvent U, Hg, Sb, As, Te, Se, Ti, Zn
principaux gisements	Yanacocha, El Indio, Pueblo Viejo, Lepanto, Kori Kollo, Pascua	Cripple Creek, Ladolam, Porgera, Hishikari, Pongkor, Guanajuato, Round Mountain, Beregov, Comstock

■ GISEMENTS ÉPITHERMAUX ACIDES À OR ET CUIVRE

Les épithermaux acides sont des gisements formés par des systèmes hydrothermaux dans des conditions de très faible pH. Les fumerolles acides de certains volcans felsiques en sont les équivalents modernes, comme celles au sommet du Vulcano, dans les îles Éoliennes italiennes, ou celles des Champs Phlégréens, près de Naples, en Italie (photo f, planche 16). Ces fumerolles sont riches en métaux : le volcan de White Island, au large de la Nouvelle-Zélande, relâche quotidiennement dans l'atmosphère plus de 160 tonnes de soufre, 300 kg de cuivre et 100 g d'or (Le Cloarec et Marty, 1991). L'Etna (Sicile, Italie) rejette annuellement 360 tonnes de cuivre, 130 tonnes de plomb, 27 tonnes de mercure et 700 kg d'or (Bourdier, 1994). D'autres manifestations actuelles de ce phénomène sont les lacs acides de cratère comme Satsuma Iwojima, au Japon (Shinohara *et al.*, 1993), Kawah Injen et Kawah Putih, en Indonésie (photo c, planche 16). L'exploitation artisanale du Kawah Injen fournirait 4000 tonnes de soufre par an. Les systèmes géothermaux acides véhiculent donc des métaux en quantités qui peuvent se concentrer

en profondeur pour constituer des gisements d'or, souvent de cuivre, rarement d'uranium, mais presque jamais de plomb ou de zinc à l'inverse des systèmes géothermaux à fluides neutres.

Les épithermaux acides sont également désignés sous le terme d'*acid-sulfate* (Heald *et al.*, 1987; Gray et Coolbaugh, 1994), en faisant référence à leur altération dominante à sulfates acides (alunite notamment), ou de gîtes à haute sulfuration (*high sulfidation, HS*) par référence à l'état de valence S^{4+} du soufre dans le gaz dominant, le SO_2 . Ils sont situés au voisinage immédiat d'un appareil volcanique, dans des volcanites ou des sédiments lacustres.

Ces gisements sont associés à un volcanisme rhyodacitique de stratovolcans et de dômes, au cœur des édifices volcaniques, issus en profondeur d'un magmatisme calco-alkalin de composition andésitique à dacitique, à caractère oxydé (Arribas, 1995) (figure 6.7). Ils constituent l'apex des systèmes porphyriques près desquels on les rencontre parfois (Lepanto aux Philippines, ou Bor, en Serbie; Arribas *et al.*, 1995). On peut alors observer un télescopage de ces gisements avec des systèmes porphyriques, phénomène qui s'explique par une baisse très rapide de la paléosurface par érosion ou par effondrement du volcan (Sillitoe, 1994). Les gisements sont souvent situés en bordure de caldeira, à moins de 100 m de la paléosurface. Ils peuvent occuper des fractures radiales, comme à Rodalquilar (Espagne) ou au Kamtchatka (Russie), mais ils adoptent souvent une morphologie en amas irréguliers.

Ils peuvent constituer des gîtes d'or très importants tels que Yanacocha (Pérou; photo b, planche 16), El Indio (Chili), Lepanto (Philippines), Goldfields (Nevada), Pueblo Viejo (République dominicaine). Bien que d'importance moindre, Summitville (Colorado, États-Unis; Bethke *et al.*, 2005), Rodalquilar (Espagne; Arribas *et al.*, 1995) et Furtei (Sardaigne; Lattanzi, 1999) ont été l'objet d'études détaillées qui font de ces gisements modestes des références en la matière. Les zones d'altération hydrothermale peuvent parfois être exploitées pour pyrophyllite (Foxtrap, Terre-Neuve-et-Labrador; photo g, planche 12).

Le processus de minéralisation débute par une condensation des vapeurs volcaniques riches en SO_2 , H_2S et HCl lors de leur mélange avec les eaux superficielles. Cette réaction produit de l'acide sulfurique qui lessive les roches encaissantes. Une zonalité marquée, verticale et horizontale, se dessine et s'étale parfois sur plusieurs kilomètres. Elle comprend, en allant du cœur vers la périphérie du système, (Henley et Ellis, 1983; Rye *et al.*, 1992) (figure 6.8) :

- une zone centrale d'altération siliceuse, poreuse et perméable, formée d'une silice vacuolaire, appelée *vuggy silica*. Elle marque les chenaux empruntés par les fluides hydrothermaux. L'altération est caractéristique d'une forte acidification ($pH < 2$) à des températures comprises entre 200 et 250 °C. Cette acidification a dissout les silicates d'alumine (feldspaths, amphiboles, micas etc.) dont il ne subsiste plus que les *boxworks*, et laissé un résidu siliceux vacuolaire, dont le faciès à trous est caractéristique (photos g et h, planche 16). Cette zone est parfois surmontée d'une *silica cap*, puissante chape siliceuse résultant d'une silicification pervasive des niveaux supérieurs de l'appareil volcanique;
- une zone plus externe d'altération argileuse acide (*advanced argillic alteration*), composée de quartz-alunite primaire, exceptionnellement relayée en profondeur par de l'andalousite ou du diaspore. Elle est indicatrice d'un pH compris entre 2 et 3, et entourée d'une auréole à quartz-dickite-pyrophyllite, passant à de la kaolinite, parfois à de la zunyite, qui traduit une élévation du pH;
- une zone périphérique d'altération argileuse à illite, illite-smectite, ou smectite selon la température; elle dénote un pH proche de 5;

- en auréole externe, une altération propylitique (calcite+chlorite+montmorillonite), traduisant le retour progressif à des conditions moins acides.

Cette zonalité illustre l'abaissement de température et l'élévation du pH qui se produisent dès qu'on s'éloigne des conduits où circulent les fluides hydrothermaux chauds et acides.

La précipitation s'opère après cette phase d'altération. Les fluides minéralisés imprègnent les zones intensément lessivées et le contrôle structural disparaît habituellement au profit d'un contrôle essentiellement lithologique, sauf en profondeur ou dans les zones latérales où apparaissent des structures filoniennes et des brèches hydrothermales (El Indio, Lepanto; Hedenquist *et al.*, 1998) (figure 6.9). La hauteur minéralisée varie de moins de 300 m à 500 m.

L'essentiel de la minéralisation aurifère est piégée dans la zone siliceuse centrale qui joue le rôle d'éponge, et où règnent toujours des conditions acides. Les sulfures se déposent préférentiellement à la périphérie, au contact entre les zones à kaolinite et à illite, ou encore dans des structures quartzzeuses bréchiques. Ils adoptent fréquemment une allure lenticulaire, ce qui a parfois conduit à les interpréter de façon erronée comme étant des amas de sulfures massifs, suggérant implicitement une liaison (inexistante) avec un volcanisme sous-marin. Ces gisements contiennent de nombreux sulfures de Cu-As : énarгите, luzonite et tennantite, indicateurs d'une forte activité en soufre (Hedenquist et Lowenstern, 1994). L'association énarгите+pyrite+covellite primaire (+tennantite) est discriminante de ce type de gisement (photo e, planche 16). Les autres sulfures de cuivre (bornite, chalcopyrite, chalcocite, digénite, etc.) sont également abondants,

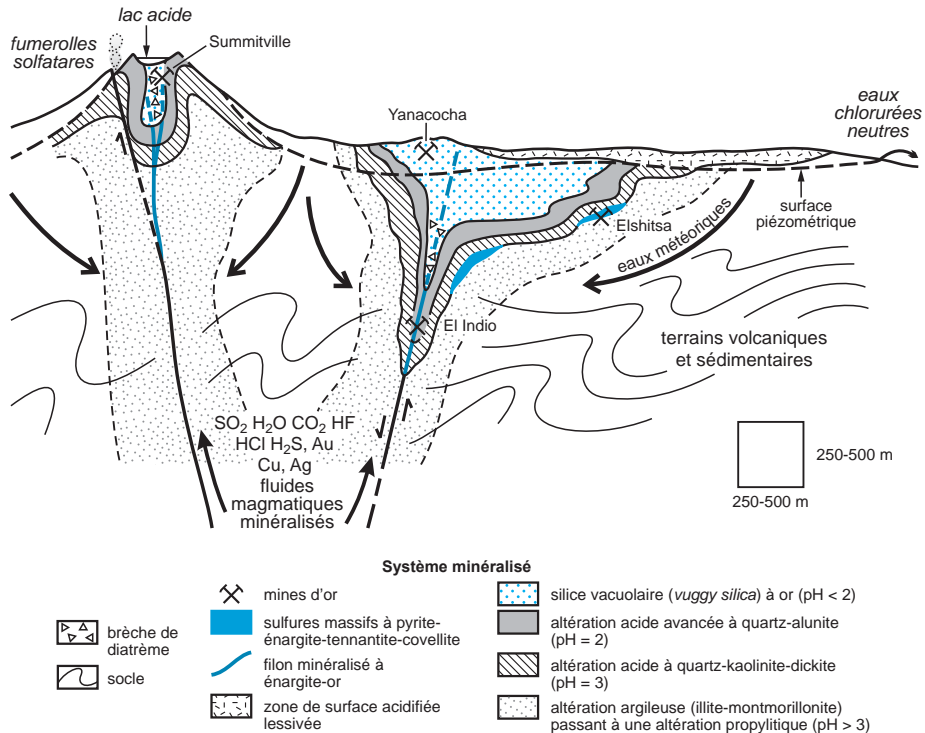


Figure 6.8 - Contexte géologique des épithermaux acides. On retiendra entre autres la zonalité de l'altération hydrothermale et le caractère habituellement non filonien de ce type de gisement. La position de quelques gisements représentatifs est indiquée (d'après Hedenquist *et al.*, 2000).

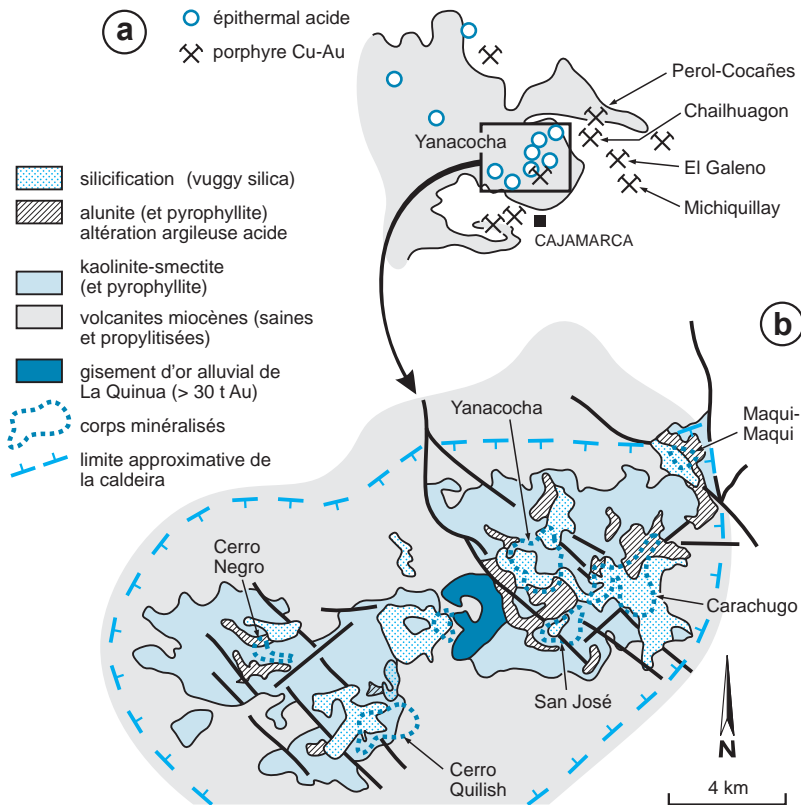


Figure 6.9 - District épithermal aurifère de Yanacocha-Minas Conga (Pérou). C'est actuellement le gisement épithermal acide le plus important au monde avec 1360 tonnes d'or (d'après Simmons *et al.*, 2005).

mais les sulfures de plomb et de zinc, bien que souvent présents, demeurent rares, tout comme l'arsénopyrite. Ces gisements ne sont pas plus riches en sulfures que les épithermaux neutres.

En conditions particulièrement sèches, H_2S peut se combiner avec l'oxygène pour former H_2SO_4 et une altération de sulfatation. Des gîtes de soufre natif peuvent ainsi se former au cœur des appareils volcaniques (photo d, planche 16).

Certains gisements peuvent présenter un faciès d'abord acide, puis neutre. Le gisement de Perama, en Grèce, est encaissé par des grès volcaniques et prend une allure conforme à la stratification. Il montre une première étape acide, puis des veines neutres à calcédoine, barytine et pyrite. Une zone oxydée à quartz et barytine sans cuivre en surface surmonte une zone réfractaire à or et sulfures de Cu, Ag, Pb, As, Bi et Sn, en profondeur. Les 42 tonnes d'or sont associées à un système de fractures hydrauliques dans la roche silicifiée, avec de la pyrite très fine, parfois sous-micronique, et des tellurures d'or et d'argent.

■ GISEMENTS ÉPITHERMAUX NEUTRES À OR ET ARGENT (PLOMB - ZINC)

Les systèmes de type épithermal neutre sont connus dans des environnements rhyolitiques à andésitiques associés au magmatisme calco-alcalin des chaînes de collision. Ils constituent généralement des gisements d'or et d'argent avec plomb et zinc assez abondants. On connaît

des gisements de ce type dès l'Archéen (Campbell, Ontario), mais aussi dans le Paléozoïque (Oural). Néanmoins, la majeure partie se situe dans des roches du Cénozoïque. Parmi les gisements les plus importants, il faut citer Creede (Colorado; Sillitoe et Bonham, 1984), Guanajuato (Mexique), Hishikari (Japon; Izawa *et al.*, 1990; Shikazono *et al.*, 1993), Kelian (Van Leeuwen *et al.*, 1990) et Pongkor (Indonésie; Milési *et al.*, 1999; photo a, planche 1). Plusieurs gisements de ce type sont connus en Europe, en particulier en Sardaigne, en Roumanie (Baia Mare) et en Grèce (Perama, Olympias).

Les gisements épithermaux neutres se forment actuellement dans des champs géothermaux, comme ceux de Yellowstone (Wyoming, États-Unis) ou de Taupo (Nouvelle-Zélande; Browne et Ellis, 1970; Hedenquist, 1986). Ils forment des sources chaudes et des geysers souvent spectaculaires, tous deux à pH neutre, déposant à leurs griffons d'épais travertins siliceux (geysérites) ou des calcaires à texture finement laminée, désignés globalement sous le nom de *sinters* (photos h et i, planche 17). Ces *sinters* peuvent être enrichis en mercure et en or : plus de 70 g/t Au dans la Champagne Pool de Taupo (Krupp et Seward, 1987; photo b, planche 17).

Ces minéralisations ont reçu plusieurs noms : épithermaux à adulaire-séricite (type *adularia-sericite*), du nom des minéraux d'altération dominants (Heald *et al.*, 1987), ou à basse sulfuration (*low sulfidation*, *LS*) évoquant l'état de valence du soufre (S^{2-}) dans H_2S , le gaz dominant de ces gisements.

Les minéralisations épithermales neutres se mettent généralement en place peu de temps après les éruptions volcaniques majeures et occupent des structures cassantes tardives, à l'intérieur, sur la bordure, ou à proximité de caldeiras (figure 6.7). Elles forment des gisements discordants à morphologie filonienne souvent nette dans un encaissant volcanique felsique à intermédiaire, parfois dans des sédiments (figure 6.10). Les filons dans les volcanites peuvent passer à des imprégnations riches en argent dans les sédiments détritiques du remplissage de la caldeira (Creede, figure 6.11), ou dans des grabens volcaniques.

Certains gisements filoniens ont été exploités jusqu'à 900 m de profondeur (Acupan aux Philippines; Cooke *et al.*, 1996), mais les hauteurs minéralisées sont généralement plus faibles du fait de la zonalité verticale. On peut ainsi passer de zone oxydée à quartz et barytine sans sulfures en surface, à des zones sulfurées. On observe souvent une réduction du nombre de structures en profondeur (monts Apuseni, Roumanie).

Le remplissage est généralement polyphasé, avec des venues précoces à quartz-carbonates (rhodochrosite) et sulfures à faible teneur, recoupées par des filons de quartz aurifère à très hautes teneurs appelés « bonanza » (de l'ordre de 100 à 200 g/t et jusqu'à 2 kg/t Au; photo e, planche 17). Des brèches et filons irréguliers, avec barytine et or, sont généralement tardifs. Les textures des filons sont rubanées et bréchiqes, fréquemment à cocardes, montrant souvent des géodes finales, comme à Cirotan en Indonésie (Marcoux et Milési, 1994; Genna *et al.*, 1996; photo d, planche 4), et exceptionnellement des stalactites (Jébrak *et al.*, 1996).

La minéralogie du remplissage est caractéristique et très différente des épithermaux acides. La gangue est à quartz, adulaire ($KAlSi_3O_8$), minéraux de manganèse symptomatiques (rhodochrosite, rhodonite), calcite à structure lamellaire cloisonnée (*bladed calcite*), conséquence habituelle de l'ébullition, fréquemment pseudomorphosée par du quartz (Simmons et Christenson, 1994). Sphalérite et galène peuvent être très abondantes (photos e et f, planche 2; photo c, planche 17). Par contre, les fluides étant trop froids pour transporter de grandes quantités de cuivre, la chalcopyrrite est rare, tandis que l'énargite, la luzonite et la tennantite sont généralement absentes. L'or

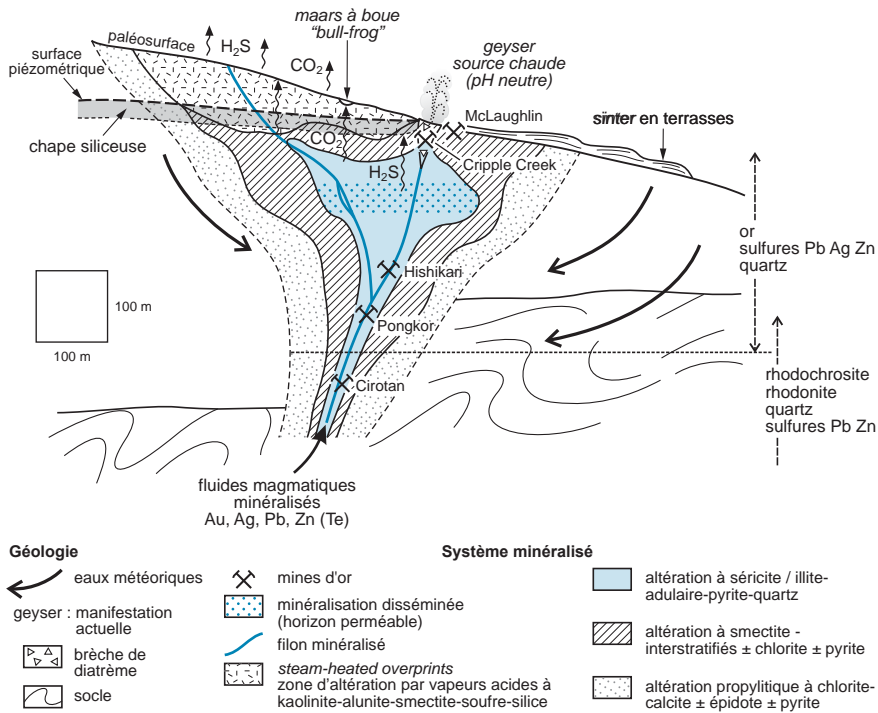


Figure 6.10 - Contexte géologique des épithermaux neutres. On remarque les zonalités, latérale pour l'altération, et verticale pour la minéralisation. L'arrivée en surface de H_2S et CO_2 provoque des acidifications locales connus sous le nom de *steam-heated overprints*, avec maars à boue chaude, dégagement de vapeurs sulfurées et cristallisation d'alunite, qui peuvent amener des confusions avec les altérations des épithermaux acides. La position de quelques gisements représentatifs est indiquée (d'après Hedenquist *et al.*, 2000).

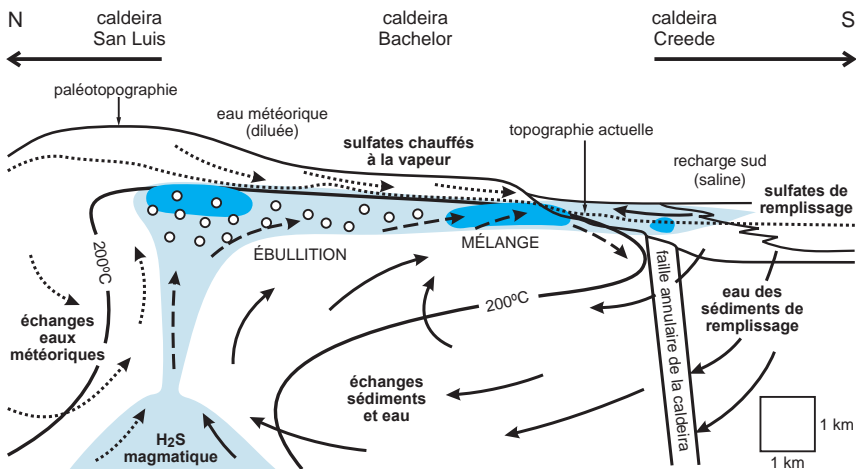


Figure 6.11 - Coupe dans le plan du filon et genèse du gisement épithermal neutre de Creede, Colorado. Les fluides magmatiques sont dilués en surface à la rencontre des eaux météoriques et des eaux du paléolac remplissant la caldeira au sud (d'après Rye, 2005). Les zones en bleu clair indiquent le passage des fluides, et les zones en bleu foncé les zones de précipitation des minéralisations.

se présente sous forme d'électrum et de tellurures d'or, assez communs. L'abondance de l'argent est un autre trait caractéristique de ces épithermaux neutres : il se présente sous forme de tellurures, de sélénures et de nombreux sulfures et sulfosels du type tétraédrite, acanthite, polybasite ou pyrrargyrite (photo g, planche 17).

L'altération hydrothermale est zonée avec, au cœur, une zone silicifiée montrant de l'adulaire et parfois de la chlorite, entourée par une altération fissurale micacée-argileuse à illite, interstratifiés, et fréquemment fines muscovites, assez improprement appelée « altération à séricite », puis par une enveloppe externe de type propylitique. Cet ensemble d'altérations est interprété comme le résultat de la condensation des fluides neutralisés au cours de leur ébullition au voisinage de la surface.

Une zonalité verticale marquée existe dans la plupart des gisements. En profondeur se déposent sulfures et carbonates (rhodochrosite, calcite), souvent avec rhodonite, ce qui se traduit par un enrichissement en métaux de base, et une baisse du rapport Au/Ag. Au voisinage de la surface, les filons deviennent fortement quartzeux et très pauvres en sulfures, mais souvent très riches en or : Pongkor (Indonésie, Marcoux *et al.*, 1996a) ou Hishikari (Japon).

■ MAARS ET DIATRÈMES ALCALINS À OR

Il s'agit de gisements à métaux précieux beaucoup moins fréquents, mais qui peuvent présenter un intérêt considérable sur le plan économique. Leur association minéralogique ressemble à celle des gîtes épithermaux neutres avec, en plus, la présence en abondance d'éléments caractéristiques de ce contexte comme K, Te, V, Ba, et F. Les exemples les plus significatifs sont ceux de Ladolam et Porgera, en Papouasie-Nouvelle-Guinée (respectivement 1150 et 395 t Au), Cripple Creek au Colorado (710 t), et Emperor aux îles Fidji (136 t Au, avec des teneurs atteignant 2,7 % Au).

Ces gisements sont associés à un volcanisme alcalin felsique ou mafique favorable à la formation de maars et diatrèmes, dans des rifts ou des fossés d'arrière-arc à caractère continental. Ils pourraient représenter les sommets de systèmes alcalins, carbonatites, tinguaïtes, ou porphyres à molybdène.

MAAR ET DIATRÈME

Un diatrème est un petit volcan isolé, marqué en surface par un cratère d'explosion rempli de sédiments qui constitue le maar. Il est généré par une activité volcanique explosive (figure 6.12). Sa composition est généralement basaltique au sens large (andésite, lamprophyre, gabbro alcalin, etc.). La racine d'un diatrème est constituée par un complexe de filons et de sills, passant à un *pipe* bréchiq ue à fragments d'encaissant. Dans sa partie supérieure, il présente une morphologie en cône, avec une profondeur égale ou supérieure à une centaine de mètres. Le remplissage est constitué de pyroclastites et de sédiments lacustres, de nombreuses brèches souvent complexes et polyphasées, avec des effondrements hectométriques (épicastites), l'ensemble étant recoupé par des intrusions et des *pebble dykes*. Le diatrème est une zone de passage privilégiée pour les fluides hydrothermaux profonds qui peuvent y déposer les métaux contenus en solution. Le maar est marqué par des sédiments avec des pyroclastites fines bien litées, riches en verre, qui remplissent le cratère et constituent des dépôts surbaissés autour de lui. Il montre des traces d'effondrement et est souvent occupé par un lac.

La formation de l'ensemble diatrème-maar est un phénomène très rapide, résultant d'explosions phréatomagmatiques, associées à la présence de zones hydrostatiques importantes à l'aplomb de cours d'eau. Les diatrèmes occupent généralement des zones de failles préexistantes, en particulier dans les zones de transtension le long de failles décrochantes. Un socle imperméable peut bloquer le développement en profondeur du système. Il existe également des maars sous-marins qui apparaissent après la construction d'un édifice volcanique arrivant à fleur d'eau (Açores, Islande), vers une centaine de mètres de profondeur.

Les minéralisations épithermales peuvent occuper différents sites dans un diatrème : des filons géodiques et des remplacements le long des zones de failles (dans le diatrème et l'encaissant), des imprégnations dans les sédiments du maar au sommet, et des stockwerks de type porphyrique à

la base. Des *pipes* bréchiés de grandes dimensions sont fréquents (photo g, planche 4); ainsi, la mine Cresson, creusée dans un *pipe* de ce type à Cripple Creek atteignait 625 m de profondeur pour un diamètre d'une centaine de mètres.

Relativement peu abondante, la gangue comprend du quartz, de la barytine, de la célestite, des carbonates, accessoirement de la fluorine, de la roscoélite et de l'adulaire, parfois très commun (Sillitoe, 2002). Les principaux sulfures sont la pyrite, la sphalérite, localement la stibine et la chalcopryrite, et la tétraédrite-tennantite (Saunders, 1987). Les tellures sont fréquents, notamment ceux d'or (calavérite), mais l'or natif est plus rare, issu de l'altération de la calavérite : on ne connaît pas alors de placer en aval.

Les diatrèmes minéralisés en or montrent parfois une altération potassique très développée, liée à la nature alcaline du métasomatisme. À Cripple Creek, on observe une altération à pyrite, silice et chlorite, associée au dépôt de l'or, sur quelques centimètres (Kelley et Luddington, 2002). À Porgera (Papouasie-Nouvelle-Guinée) et à Golden Sunlight (Montana), on observe une intense altération phylliteuse, à micas blancs et carbonates (Richards, 1992). À Golden Sunlight, les horizons riches en matière organique recoupés par le diatrème s'enrichissent en or (300 ppb) au voisinage de la minéralisation (figure 6.13).

Les magmas associés à ces gisements se sont mis en place au voisinage de la surface; ils sont relativement oxydés, riches en halogènes (Cl, F) et en eau, ainsi que l'indique la présence de phénocristaux de hornblende ou de biotite. Ils produisent des fluides aqueux, légèrement carboniques, de salinité assez faible (< 10 % éq. poids NaCl), déposant les minéralisations à une température variant de 150 à 320 °C. Les dépôts terminaux se produiraient à moins de 200 °C (Saunders, 1987). L'origine des éléments reste discutée : magmatique (démontrée pour le soufre) et/ou issus du lessivage des roches basaltiques en profondeur. La fluorine est vraisemblablement d'origine magmatique, ainsi que le montrent les abondants dégazages de fluor depuis le volcan de l'Etna (200 t/jour émis, dont 1 % se dépose aux événements). Il y a parfois ébullition, ce qui conduit à de fortes variations de la salinité. Le CO₂ est peu abondant. Les

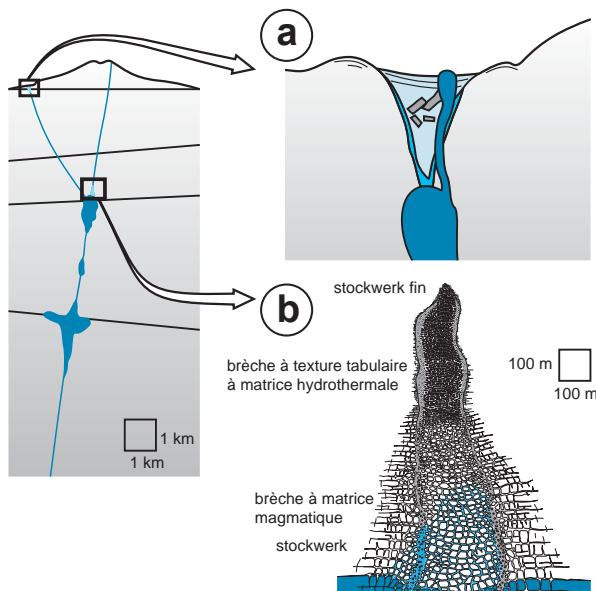


Figure 6.12 - Formation des diatrèmes; le schéma du volcan est basé sur le Vésuve (d'après Lima *et al.*, 2007); **a)** *breccia pipe* superficiel (d'après Corbett et Leach, 1998); **b)** *breccia pipe* profond de la mine de cuivre de Messina en Afrique du Sud (d'après Jacobsen *et al.*, 1976).

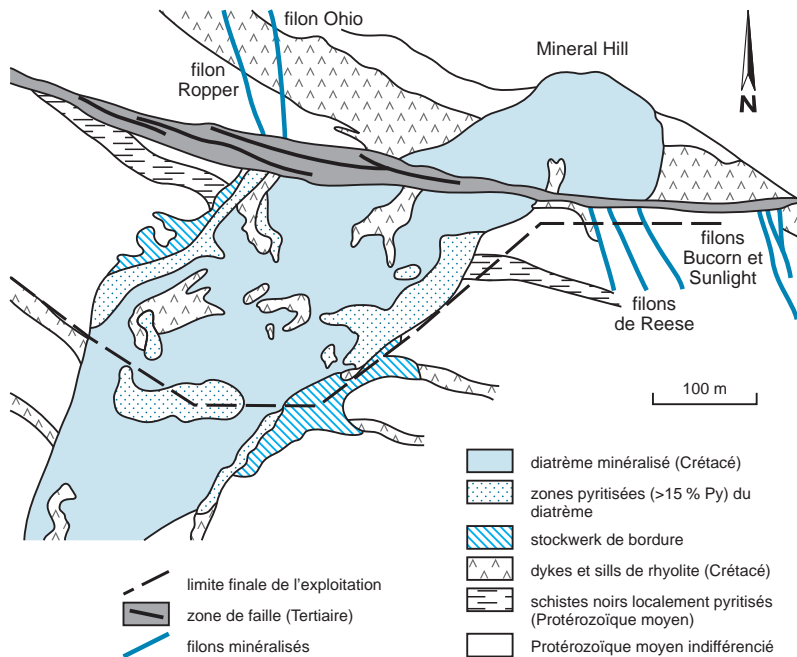


Figure 6.13 - Coupe du diatrème de la mine d'or de Golden Sunlight, Montana. Le diatrème n'a pas atteint la surface (d'après de Witt *et al.*, 1996).

très fortes teneurs en or observées seraient en relation avec une séparation de phase dans des fluides riches en soufre, ce qui conduit à une oxydation du liquide magmatique résiduel et provoque le dépôt de l'or et de la barytine.

■ GISEMENTS D'ARGENT ET D'URANIUM

Plusieurs autres types de gisements d'argent ou d'uranium à basses teneurs sont également associés au volcanisme felsique, et peuvent être considérés comme une variante des gisements épithermaux. Il existe plusieurs présentations de ces minéralisations.

Des gisements filoniens d'uranium à basses teneurs ($< 0,5 \% \text{U}_3\text{O}_8$), béryllium et fluor, sont connus dans différents districts associés à des roches calco-alcalines felsiques, principalement des rhyolites à topaze, en contexte de caldeira (Burt *et al.*, 1982). Des skarns pauvres en fluorine leur sont associés. Pour les désigner, les auteurs soviétiques utilisent le terme d'ongonite. Des gisements comparables sont connus en Asie du Sud-Est (Birmanie, Thaïlande), dans lesquels cassitérite, stannite et wolframite sont portées par des filons et des greisens situés au voisinage de granite à deux micas d'âge crétacé. On peut citer les districts de Ben Lomond (Queensland, Australie), Streltsov (Transbaïkalie, Russie), Dornot (Mongolie), Sierra Peña Blanca (Mexique), ou le district de Macusani, dans l'Altiplano du Pérou. On connaît également ce type de gisement dans l'ouest des États-Unis, associé aux granites à deux micas de la fin du Crétacé aux confins du Nevada et de l'Utah. Il montre parfois des concentrations de béryllium sous forme de bertrandite (Marysvale, Spor Mountain; Cunningham *et al.*, 1998).

Le gisement le plus important est Streltsov (ressources de 280 000 t U_3O_8 à 0,2 % de teneur moyenne; Chabiron *et al.*, 2003). Dans ce gisement, un volcanisme crétacé bimodal se développe

dans une caldeira sur un socle gneissique (figure 6.14). La minéralisation est située dans les volcanites et partiellement dans le socle, à une profondeur comprise entre 150 et 600 m. Elle est contrôlée par des fractures, des dykes et des zones de perméabilité. L'uranium sous forme de brannerite et de pechblende est associé à de l'albite et du quartz, de la fluorine, des sulfures et de la jordisite, une variété amorphe de molybdénite. La minéralisation se serait mise en place vers 180-250 °C, à basse pression (< 0,2 kbar) par des fluides à bicarbonates et chlorures, et elle pourrait correspondre au sommet d'un porphyre à molybdène. L'uranium proviendrait du lessivage accompagnant la dévitrification des rhyolites.

Dans le district de Macusani (Pérou), la minéralisation est plus superficielle. Elle occupe des fractures de 1 à 2 mm, parfois des joints columnaires, et des zones disséminées le long des fractures. La minéralisation est constituée de minéraux secondaires d'uranium, en particulier la coffinite, l'autunite, la tyuyamunite et la carnotite. Les fluides étaient oxydants et sans doute de haute température.

Dans ces gisements, l'altération est intense avec, notamment, un lessivage du sodium. Elle peut conduire à des concentrations supergènes à très basses teneurs en aval, sous forme d'autunite et de torbernite, au sein de rhyolites argilisées, constituant des lentilles sub-horizontales minéralisées à alunite.

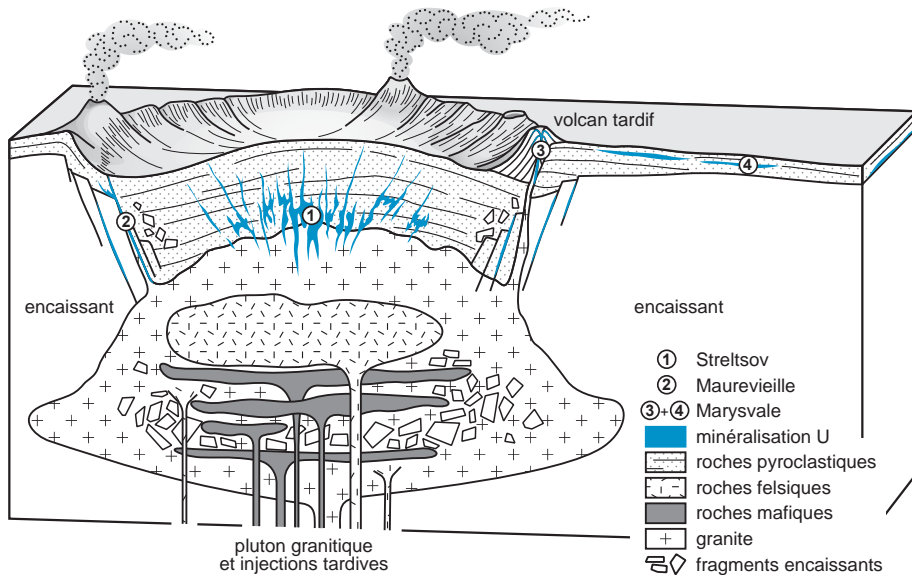


Figure 6.14 - Gisements d'uranium associés aux caldeiras. Les gisements d'uranium se déposent en sommet de pluton dans les failles et les appareils bordiers de la caldeira, ou en disséminations stratiformes dans les roches pyroclastiques (structure du pluton d'après Hawkins et Wiebe, 2004).

■ GENÈSE ET FLUIDES DES SYSTÈMES ÉPITHERMAUX

Les gisements épithermaux sont parmi les modèles métallogéniques les mieux connus (Henley, 1985; Heald *et al.*, 1987; Sillitoe, 1989; Hedenquist et Lowenstern, 1994; Marcoux, 1995; Camprubi *et al.*, 2006).

L'histoire des minéralisations volcano-plutoniques débute par la formation d'un magma suite à une fusion de la croûte en profondeur. Ce magma ascendant va fournir non seulement l'essentiel des composants nécessaires (gaz et métaux, partiellement les fluides), mais aussi l'énergie indispensable aux systèmes hydrothermaux (Cathles, 1981). Les fluides accumulés au sommet de la chambre magmatique entrent en ébullition, dissociant une saumure qui va former les porphyres cuprifères, et une vapeur acide riche en eau, en gaz dissous (H_2O , CO_2 , SO_2 , H_2S), et en complexes métalliques. La condensation de cette vapeur est responsable de la formation de deux types de gîtes épithermaux dont le point de départ est donc le même.

Cependant, sur une colonne d'environ 2 km de hauteur depuis la chambre magmatique jusqu'à la surface, les fluides disposent de différents trajets possibles et de multiples pièges. Plusieurs types de gisements de morphologies et de caractéristiques variées peuvent donc se former (cf. figure 2.17). La vapeur acide peut atteindre la surface sans interaction notable avec les roches encaissantes : elle reste chaude (de 200 à 300 °C), riche en SO_2 , CO_2 et HCl , salée (de 2 à 30 % NaCl), acide et oxydante. Elle conduit à la formation de gisements de type épithermal acide par réaction avec les eaux superficielles ou plus profondes. Dans ces gisements, les températures de dépôt oscillent entre 225 et 275 °C, avec des salinités variables, faibles à El Indio, forte à Rodalquilar (présence d'eau de mer?). Des flux importants, une faible perméabilité et des températures initiales relativement faibles seraient favorables à une intense précipitation de l'or.

À l'inverse, si les interactions avec les roches encaissantes sont fortes, le fluide acide est progressivement neutralisé, ce qui conduit à la formation de gisements épithermaux neutres. Près de la surface, à faible pression, les fluides dégazent : le CO_2 arrive à ébullition le premier, déposant les carbonates et les métaux de base, puis H_2S , qui porte l'essentiel de l'or sous forme de complexes bisulfurés. Bien que présent en traces tout au long du dépôt, l'or se dépose donc essentiellement à la fin du processus, lors du dégazage final de H_2S . Ces gisements épithermaux neutres se caractérisent par des températures de dépôt plus faibles (entre 180 et 250 °C) et des salinités atténuées (< 3 % NaCl) qui conduisent à considérer ces gisements comme plus distaux par rapport aux intrusions. Le transport latéral des fluides par rapport à l'intrusion porphyrique pourrait atteindre 10 km.

Les métaux précieux et le soufre sont vraisemblablement issus du magma, tandis que les métaux de base dériveraient du lessivage des roches crustales (Camprubi *et al.*, 2006).

L'or peut être transporté sous forme de complexes bisulfurés stables jusqu'à des teneurs du ppm à 200 °C (figure 6.15); ces complexes peuvent être stables au cours du refroidissement à condition qu'il y ait un excès de H_2S par rapport à (Cu+Fe). Cette condition n'est possible que pour des contextes initiaux riches en soufre (surtout pour des fluides de basse salinité), ou grâce à un partage préférentiel du soufre dans la vapeur faiblement saline et une partition du fer dans le liquide hypersalin résiduel à haute température. La neutralisation des solutions acides optimise le transport de l'or en maximisant la concentration du ligand HS; cela peut se produire au cours d'une altération détruisant les feldspaths, à la transition porphyre-épithermal, ou par la dissolution de calcite dans les gisements de type Carlin, du fait de la rétroaction positive entre la neutralisation et l'augmentation de la perméabilité.

Les processus de dépôt résulteraient soit d'une ébullition des fluides hydrothermaux qui libèrent les métaux dissous à cette occasion, soit directement par condensation des gaz. Ainsi, les fumerolles du Kudryavi, un volcan de l'arc insulaire des Kouriles, montrent des teneurs en or (avec cuivre et argent) qui conduisent à des dépôts de condensation.

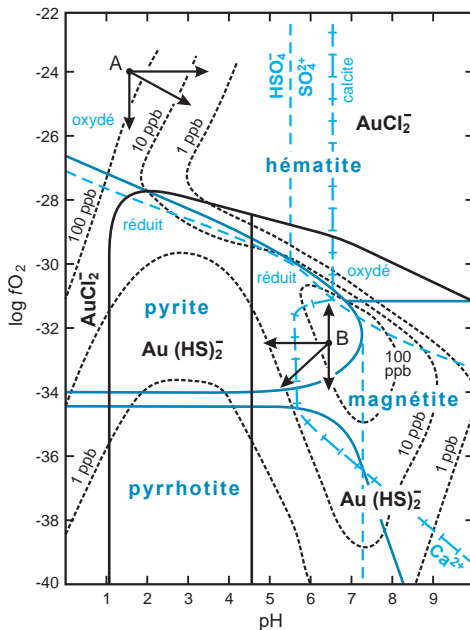


Figure 6.15 - Mécanismes de dépôt de l'or dans les gisements hydrothermaux. L'or est transporté en solution essentiellement sous forme d' $Au(HS)_2^-$ ou d' $AuCl_2^-$, le second prédominant en milieu oxydant ou à pH très bas. Les courbes d'isosolubilité de l'or sous les deux formes sont indiquées pour 1, 10 et 100 ppb. L'or peut précipiter suite à différents changements des conditions du milieu. En milieu oxydant (A), l'or précipite suite à une élévation du pH, ou à l'apparition de conditions plus réductrices, ou à une combinaison des deux. L'or est alors associé à de l'hématite. En conditions réductrices (B), un changement quelconque peut amener la précipitation de l'or, le plus efficace semblant l'apparition de conditions plus oxydantes. Dans ce second cas, l'or cristallise avec la pyrite. Dans ce diagramme, la température est de 300 °C et l'activité en soufre total ΣS est de 0,004 M (d'après Cooke et Simmons, 2000).

■ EXPLORATION DES GISEMENTS ÉPITHERMAUX

L'exploration des gisements épithermaux s'est longtemps concentrée sur les cordillères volcaniques récentes, en particulier autour du Pacifique. Plus récemment, l'exploration s'est tournée, avec succès, vers les arcs volcaniques synchrones de la formation de la Téthys, entre l'Afrique et l'Europe (Mitchell, 1996). Enfin, on sait maintenant qu'il existe de nombreux exemples de minéralisations épithermales dans les chaînes plus anciennes, depuis l'Archéen au Paléozoïque. La position des gisements épithermaux dans les ensembles volcaniques est contrôlée par le réseau de failles qui constitue la « plomberie » des systèmes hydrothermaux. Ces zones de failles peuvent correspondre à une réactivation d'accidents plus anciens, et être associées au fonctionnement de caldeiras.

La géologie reste un outil d'exploration primordial, présent dans 83 % des découvertes dans la zone pacifique (Sillitoe, 1995). Son principal intérêt repose sur la compréhension de la volcanologie, lue en termes magmatiques, structuraux et de perméabilité. Par exemple, la présence d'aquifères profonds, sous les volcans, est un caractère positif. L'identification de zones favorables pour une exploration plus détaillée passe souvent par celle de zonalités minérales et d'altération à différentes échelles. À Cripple Creek, les zones externes comprennent ainsi des filons à Pb-Zn-Ag, et la cartographie des altérations potassiques a permis de situer les zones minéralisées. La zonalité verticale des minéraux permet de déterminer l'aval pendage des structures. Les zones économiques occupent parfois un horizon favorable que l'on suit d'un filon à l'autre (Tayoltita, Mexique). Dans le cas du gisement d'uranium de Streltsov, la fluorine passe à l'uranium en profondeur. Il est ainsi possible de dessiner les paléo-isothermes par une cartographie des minéraux d'altération, permettant l'identification des paléoconduits hydrothermaux.

La reconnaissance des zones d'altération hydrothermale est essentielle, notamment lorsque le couvert végétal est pauvre ou inexistant. Ces zones peuvent être reconnues par leur couleur en prospection aéroportée ou par satellite, et par diffraction de rayons X en prospection au sol (spectrophotomètre Pima). Il faut cependant se méfier de certaines similitudes dans les altérations.

En effet, l'arrivée en surface de H_2S et CO_2 des épithermaux neutres provoque des acidifications locales connues sous le nom de *steam-heated overprints*, avec maars à boue chaude, dégagement de vapeurs soufrées et cristallisation d'alunite, qui peuvent amener des confusions avec les altérations des épithermaux acides (photos a et f, planche 17).

La géochimie, en particulier multi-élémentaire (Au, As, Pb, Zn, Ag et Hg, pour les gisements neutres, Au, Ag, Te, Mo, Tl et V pour les gisements alcalins), en sédiments de ruisseaux ou à large maille de type BLEG, resserrée par les techniques classiques de géochimie sol, est également un outil performant. Le graben de Maronia, en Grèce, a été reconnu par Newcrest en 1993, par la technique du BLEG (*Bulk Leach Extractable Gold*), sur 47 échantillons; le gisement de Perama Sud y fut découvert en 1994 sur la base d'une anomalie de 9 ppb en BLEG. Les ressources sont estimées à 11,7 Mt à 3,62 g/t Au et 8,2 g/t Ag. La technique de la batée est généralement peu adaptée à la prospection des gisements épithermaux compte tenu de la minéralogie de l'or, malgré quelques beaux succès (Kelian, Indonésie; Van Leeuwen *et al.*, 1990).

Les méthodes géophysiques restent, cependant, celles qui ont fourni les meilleurs résultats. Les levés de résistivité sensibles aux discontinuités, ainsi que les levés magnétiques, donnant des anomalies négatives par pyritisation de la magnétite, sont les plus employés. À l'échelle du gisement, la polarisation induite (IP) détecte les zones à pyrite disséminée, surtout communes dans les épithermaux acides. La résistivité et la méthode magnéto-tellurique par fréquence audio contrôlée (CSAMT) permettent de localiser les zones silicifiées des épithermaux neutres et acides, malgré des interprétations parfois difficiles (présence d'autres zones de faible résistivité comme les zones argileuses). Des carapaces siliceuses (*silica caps*) surmontant la minéralisation peuvent ainsi être détectées au niveau de la paléo-nappe phréatique.

6.1.2 Minéraux industriels et autres ressources minérales

Outre les ressources en métaux, le volcanisme aérien est également la source de minéraux industriels et de matériaux de carrière, comme les pouzzolanes, les ponces, les perlites, les diatomites, les zéolites et le soufre (figure 6.16). Nous ne traiterons pas ici des roches volcaniques concassées (essentiellement des basaltes) et employées comme granulats.

■ POUZZOLANES, PONCES ET PERLITES

Les **ponces** et les **pouzzolanes** sont des matériaux pyroclastiques meubles et peu denses, à texture alvéolaire, composés pour l'essentiel de verre volcanique, connus en éléments très fins (cendres), fins (lapillis) ou grossiers (blocs). Les industries du bâtiment et de la voirie apprécient leurs qualités isolantes et leur légèreté, et leur offrent leurs principaux débouchés comme charges pour bétons légers. Les pouzzolanes améliorent la résistance des bétons, tandis que les ponces possèdent une forte dureté utilisée dans les industries d'abrasifs (délavage des textiles, notamment). Ces matériaux ont en outre une texture poreuse appréciée des fabricants d'absorbants. Des usages annexes existent en agriculture et en assainissement des sols sportifs. Étant donné leur fragilité face à l'érosion, les formations volcaniques exploitées sont habituellement récentes.

Les 18,3 Mt de ces matériaux produits dans le monde en 2007 se partagent équitablement entre ponces et pouzzolanes, plus de la moitié provenant du bassin méditerranéen. L'Italie est le grand producteur de pouzzolanes et de ponces (4 Mt et 0,6 Mt respectivement), devant la Grèce (1,4 Mt de pouzzolanes et 0,85 Mt de ponces), le Chili (1,6 Mt cumulées) et l'Espagne (0,9 Mt cumulées). La Nouvelle-Zélande et les États-Unis assurent également une part de la production de ponces, tandis que la France produit annuellement 450 kt de pouzzolanes.

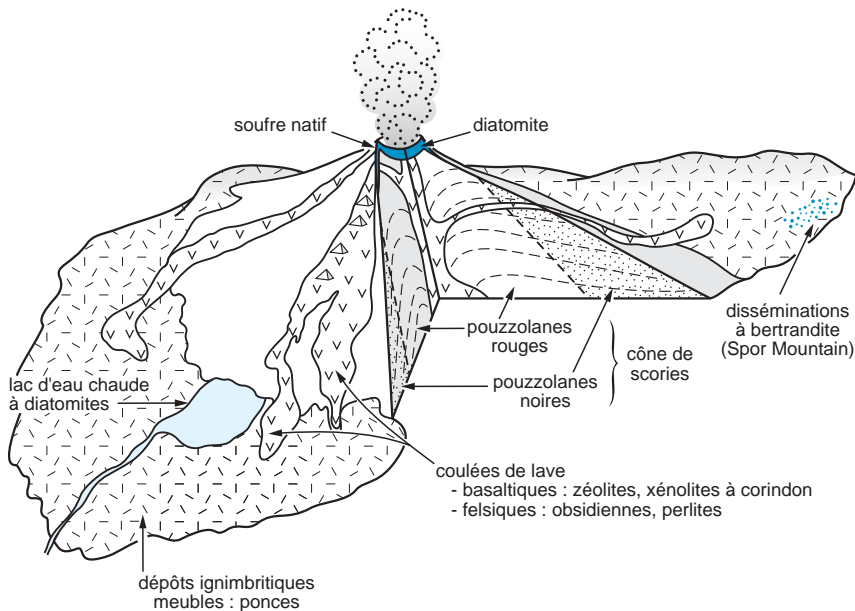


Figure 6.16 - Bloc-diagramme illustrant les ressources du volcanisme en minéraux industriels et matériaux de construction. Les coulées de basaltes et d'andésite ont également un emploi important comme granulats pour la construction et la voirie. L'exemple illustré, en contexte volcanique, montre un cas de diatomées vivant en eau chaude, mais celles-ci se développent surtout en eaux froides.

Les **ponces** sont des roches volcaniques vitreuses, très poreuses et vacuolaires, de teinte claire, de chimisme majoritairement rhyolitique à andésitique. Elles se caractérisent par une grande porosité et une faible densité qui leur permet de flotter sur l'eau. Les fragments ponceux varient de 1 à 20 cm, rarement plus. Les ponces sont produites en abondance lors d'éruptions volcaniques explosives violentes (pliniennes, notamment) de magmas visqueux très siliceux, riches en composants volatils dissous. Les fragments de magmas projetés au cours de l'éruption subissent de brutales chutes de pression et de température qui provoquent un dégazage et la formation de vésicules séparées par des parois de verre volcanique. Cette expansion brutale génère des dépôts pyroclastiques dévastateurs, les coulées ignimbritiques, transportant les ponces parfois très loin de leur site d'émission. Lorsque les quantités de gaz et de vapeur sont importantes, l'émulsion ponceuse se fragmente et donne des cendres volcaniques très fines (granules, écharde, etc.) de moins de 3 mm, appelées *pumicite* en anglais, qui vont retomber en cendres pour former des retombées aériennes ou tufs ponceux.

Ces dépôts pyroclastiques ponceux peuvent avoir une épaisseur allant de plusieurs mètres à dizaines de mètres et s'étendre sur de grandes superficies; ils sont souvent interstratifiés avec d'autres dépôts volcaniques ou sédimentaires. Outre les ponces, ils contiennent aussi des minéraux magmatiques isolés (pyroxènes, feldspaths, etc.), des blocs massifs de lave (souvent de l'obsidienne) témoins du magma d'origine, et des enclaves lithiques arrachées aux roches encaissantes lors de l'éruption.

Les **pouzzolanes** sont de chimisme essentiellement andésitique à basaltique, parfois trachytique (site de définition à Pouzzoles, au nord de Naples, Italie), de teinte rouge ou noire, avec des vésicules irrégulières. Ce sont des dépôts pyroclastiques scoriacés générés par un volcanisme

faiblement explosif de type habituellement strombolien. Les pouzzolanes sont des gouttes de lave solidifiées lors de leur projection dans l'air qui retombent autour du cratère, édifiant peu à peu un cône, la forme emblématique du volcanisme. Le refroidissement rapide trempe la lave assurant une forte proportion de verre. Les autres composants sont les mêmes que pour les ponces. Les éléments constitutifs des pouzzolanes sont divisés selon leur taille : cendres (< 2 mm), lapilli (de 2 à 64 mm) et bombes (> 64 mm), le terme général de scorie s'appliquant souvent à l'ensemble du dépôt. La couleur dépend de l'état d'oxydation du fer et du minéral présent : rouge à hématite dans les zones oxydées proches du cratère (faciès qualifié de « cœur de cône »), noire à magnétite dans les zones moins oxydées sur les flancs du volcan (figure 6.16). En France, la grande majorité des volcans quaternaires de la chaîne des Puys et du Velay (Auvergne) sont des cônes pouzzolaniques de ce type.

Les **perlites** sont des laves vitreuses de composition rhyolitique, contenant de 2 à 5 % d'eau, se fragmentant en petites sphères. La perlite brute, dite crue, est peu utilisée, mais cette roche possède la propriété de s'expanser de 10 à 40 fois par chauffage brutal entre 760 et 1100 °C, suivi d'un refroidissement instantané. Ce traitement provoque une chute drastique de la densité et de la conductibilité thermique. La perlite expansée sert en construction pour la fabrication de bétons légers, de panneaux et enduits isolants phoniques et thermiques, de revêtements de toits, applications où elle est concurrencée par la vermiculite et le polystyrène expansé. On l'emploie aussi en horticulture, qui met à profit sa forte capacité d'absorption d'eau (50 % en poids et 500 % en volume) en la mélangeant à la tourbe pour prévenir sa déshydratation, dans la filtration des boissons, huiles et sucres, ainsi qu'en cryogénie.

La production mondiale, de l'ordre de 1,76 Mt en 2007, est assurée, principalement, par les États-Unis (0,44 Mt), la Grèce (0,50 Mt) et le Japon (0,24 Mt). La production de la Chine n'est pas publiée. La perlite non expansée est utilisée en fonderie pour ses propriétés isolantes, dans l'industrie des abrasifs et dans l'industrie chimique.

On exploite la perlite dans des dômes et necks rhyolitiques, plus rarement dans les bordures vitreuses figées de sills rhyolitiques, et dans des tufs soudés. Sa genèse résulte d'une lente hydratation par les eaux météoriques de verres volcaniques comme les obsidiennes. L'eau est sous forme libre (H₂O) ou hydroxylée (OH)⁻. Dans un gisement, après la formation de perlite, les pressions hydrostatique et lithostatique conduisent progressivement à une dévitrification partielle puis totale du dépôt perlitique, ce qui explique pourquoi la plupart des gisements sont d'âge récent (post-Oligocène).

Le plus souvent, les gisements se présentent en poches lenticulaires de plusieurs centaines de mètres dans un encaissant rhyolitique. Le gisement perlitique est presque toujours parcouru de sills et de dykes volcaniques. Les textures apparaissent souvent de plus en plus compactées du sommet (à texture cendreuse, peu commercialisée) vers la base (à texture classique en pelure d'oignon concentrique) avec de fréquentes reliques d'obsidienne.

■ DIATOMITES

La diatomite, parfois appelée *kieselguhr* ou tripoli, est une roche sédimentaire biochimique siliceuse d'aspect crayeux, extrêmement fine, légère et friable. Elle est constituée par l'accumulation de diatomées fossilisées : des algues brunes unicellulaires microscopiques dont on a recensé à ce jour plus de 12 000 espèces (*Navicula*, *Melosira*, et autres), et qui possèdent une coque siliceuse d'opale à deux valves, la frustule. La diatomite possède une large palette de caractéristiques qui en font une ressource recherchée, difficile à remplacer : inertie chimique, extrême finesse, forte

porosité, faible densité (moins de 1), faible conductibilité, haut point de fusion, forte dureté (7 sur l'échelle de Mohs), et aussi forte capacité d'absorption et surface spécifique élevée en raison de la structure en nid d'abeille des frustules. La diatomite sert principalement à filtrer les boissons alcoolisées (vins, bières), les huiles, les sucres, diverses substances organiques et minérales, et l'eau. Elle est aussi employée comme charge dans les produits absorbants pour effluents industriels, litières animales ou déversements pétroliers, et pour quelques usages annexes (peintures, abrasif doux, additif siliceux de ciments, explosifs), ainsi que comme isolant thermique lorsqu'elle est frittée à haute température. La production mondiale de diatomite s'est élevée à 2,2 Mt en 2007. Les États-Unis sont les premiers producteurs, avec 0,83 Mt, grâce à l'exploitation de Lompoc (Californie; photo b, planche 30), le plus grand gisement du monde, suivis de la Chine avec 0,42 Mt.

Les diatomées sont connues dans des eaux siliceuses douces, saumâtres et salées, en milieu marin ou lacustre. En milieu marin, leur développement est lié le plus souvent à des courants côtiers ascendants froids, les *upwellings*, qui façonnent les accumulations de diatomites. Cependant, la majorité des gisements exploités de diatomite est située en contexte volcanique : lacs de cratères d'explosion (ou maars), sources hydrothermales et lacs d'altitude alimentés par des eaux volcaniques riches en silice, suggérant que ces organismes trouvent là un milieu particulièrement favorable à leur développement. À la mort des organismes, les frustules se sédimentent : leur accumulation au fond des cratères ou des bassins constitue les couches diatomifères, parfois associées avec des couches d'argiles ou de sel. Si les eaux sont calmes et fortement siliceuses, la sédimentation des diatomées peut être très rapide, allant de 1 mm à, exceptionnellement, 25 mm par an. Les gisements sont toujours récents, miocènes à quaternaires. Lors la diagenèse, l'opale des frustules évolue en silice cristallisée, et le métamorphisme peut transformer la diatomite en d'autres roches siliceuses.

La France produit annuellement 100 kt de diatomite grâce à deux gisements liés au volcanisme néogène du Massif central : Saint-Bauzile (La Montagne d'Andance) en Ardèche, le plus important, et Virargues (ou Foufouilloux) dans le Cantal. Ces deux gisements occupent des maars (cratères d'explosion envahis par l'eau) d'un diamètre de l'ordre du kilomètre, d'âge miocène supérieur (entre 5 et 7 Ma). La couche de diatomite, épaisse de 20 à 60 mètres, y a été protégée de l'érosion par des coulées basaltiques postérieures.

■ ZÉOLITES

Les zéolites forment un vaste groupe d'aluminosilicates hydratés, très proches en termes de composition, d'association et de mode de gisement, et qui possèdent de nombreux usages industriels. Elles doivent essentiellement ces utilisations à leur structure cristalline à canaux de diamètres spécifiques dans lesquels peuvent prendre place, se fixer et se déplacer des molécules d'eau, d'hydrocarbures ou des ions (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , etc.). Cette particularité dote les zéolites d'étonnantes capacités d'échanges ioniques, de déshydratation, et aussi de tamisage moléculaire, leurs canaux agissant comme des tamis séparant les hydrocarbures gazeux selon la taille de leurs molécules. Le clinoptilolite est également utilisé comme engrais, son potassium étant libéré lentement dans les sols.

La demande industrielle est importante. Cependant, sur la quarantaine de zéolites actuellement connues, seules quelques-unes sont suffisamment abondantes et pures dans la nature pour constituer des gisements exploitables : analcime et clinoptilolite en premier lieu, puis chabazite, heulandite, ériomite, mordénite, et phillipsite. Pour satisfaire la forte demande du marché, les zéolites sont produites artificiellement depuis 1941. La production de zéolites naturelles s'élève à près de 4 Mt (dont 2,6 Mt en Chine), celle des zéolites synthétiques à environ 2,5 Mt par an.

Les zéolites sont présentes dans des contextes géologiques variés, majoritairement volcaniques. Toutes les roches pyroclastiques, cendreuse et/ou ponceuse, y compris les ignimbrites, ainsi que les épicastites sont des milieux favorables à la formation de zéolites. Les gisements exploités (Chine, États-Unis) sont majoritairement des horizons pyroclastiques tuffacés. La phillipsite et la chabazite se développent plus souvent aux dépens de matériel basaltique, la clinoptilolite aux dépens de matériel plus siliceux. Les vacuoles des coulées basaltiques sont parfois remplies de ces minéraux donnant de superbes cristallisations, trop disséminées cependant pour être exploitées, sauf par les collectionneurs (gisements indiens de Bombay et Poonah). Ce sont des minéraux fragiles qui ne résistent pas aux processus géologiques comme le métamorphisme, ni à une hydratation trop forte; ils se rencontrent par conséquent seulement dans des formations récentes, essentiellement cénozoïques.

Dans la très grande majorité des cas, la cristallisation des zéolites résulte de la transformation de verre volcanique par action d'eaux alcalines salées, au cours de la diagenèse ou de l'épigenèse. Elles s'associent à des minéraux argileux authigènes de type smectite. Cette transformation peut se faire dans différents contextes :

- dans les systèmes hydrologiques fermés à eau confinée. C'est le cas des zéolites des dépôts tuffacés vitreux et cendreux des lacs salés comme le lac Magadi (Kenya), le lac Natron et le bassin d'Olduvai (Tanzanie). À Olduvai, l'imprégnation des volcanites par des eaux alcalines salines a conduit au remplissage des pores par des zéolites, de la chabazite pour l'essentiel, ou de l'analcime dans les zones de plus fortes salinité et alcalinité (Mees *et al.*, 2005);
- dans les systèmes hydrologiques ouverts (formation JohnDay, Oregon), caractérisés par un pH souvent élevé (~ 9,5);
- dans le métamorphisme de très faible intensité, où les zéolites définissent le faciès zéolites (ou préhnite-pumpellyite); les gisements japonais appartiennent à ce contexte;
- dans le contexte hydrothermal (Taupo, Nouvelle-Zélande);
- dans le milieu sédimentaire marin, où clinoptilolite et phillipsite peuvent remplacer à basse température jusqu'à 80 % des sédiments marins initiaux.

Le gisement de zéolite de Nettetel (Eifel, Allemagne) s'est formé par altération du verre phonolitique de trois niveaux cendreux, la matrice vitreuse se transformant en chabazite-phillipsite-analcime et feldspath potassique, les fragments ponceux, en chabazite (Bernhard et Barth-Wirsching, 2002). Le modèle proposé invoque l'action d'une tranche d'eau très superficielle, au-dessus de la nappe phréatique. Dans certains gisements (Alaçati, Turquie), la zéolitisation se développe à partir de zones de fractures qui rendent perméables aux eaux sodi-calciques des couloirs de tufs acides riches en verre.

■ SOUFRE

Le soufre est l'un des piliers de l'industrie chimique moderne. En 2007, 66 Mt de soufre ont été extraites principalement aux États-Unis (8,8 Mt), au Canada (9 Mt), en Chine (8,5 Mt) et en Russie (7 Mt). Le soufre est pour l'essentiel (plus de 85 %) transformé en acide sulfurique, nécessaire à la fabrication des engrais phosphatés (50 % de ses débouchés) et à une myriade d'industries de transformation (peintures, métallurgie, papiers, etc.). Le soufre élémentaire est employé comme pesticide et dans l'industrie du caoutchouc, entre autres.

On recense quatre sources de soufre. La plus ancienne est le soufre volcanique, exploité jusqu'à la Révolution industrielle du XIX^e siècle. On extrayait alors le soufre natif qui se dépose aux événements de fumerolles volcaniques par oxydation de H₂S au contact de l'air. Ces gisements ont été activement exploités dans le passé, notamment en Sicile (Italie), mais aujourd'hui, ils n'ont plus qu'une importance anecdotique : l'exploitation artisanale du volcan indonésien Kawah Injen (Java) fournirait ainsi 4000 tonnes de soufre par an. Actuellement, le soufre industriel est essentiellement d'origine sédimentaire, obtenu par extraction des hydrocarbures (plus de 60 % de la production) et accessoirement des dômes de sel (voir la section 7.1 du chapitre 7). On le récupère aussi dans diverses industries (voir la section 1.3 du chapitre 1) et, plus marginalement, par grillage de sulfures d'amas sulfurés polymétalliques.

■ CORINDON VOLCANIQUE

Le corindon est un oxyde d'aluminium anhydre, de formule Al₂O₃, très commun comme minéral accessoire des roches alumineuses. C'est le corps naturel le plus dur après le diamant (9 sur l'échelle de Mohs), ce qui explique son emploi industriel comme abrasif. En plus de son faciès commun pierreux, il possède deux variétés gemmes rares et très recherchées : le rubis, (du latin *rubeus*, rouge) de couleur rouge (« sang-de-pigeon ») à rose, chromifère, et le saphir, ferro-titanifère, généralement bleu mais parfois jaune, vert, rose-orangé (« padparadcha »), ou incolore.

Bien que de plus en plus remplacé dans ses emplois industriels par de l'alumine de synthèse, le corindon naturel dit pierreux, par opposition aux variétés gemmes, reste toujours exploité à raison de 60 000 t par an. La quantité extraite de gisements d'émeri en Grèce et Turquie s'élève à 38 000 t, et plus de 20 000 t sont extraites de gisements variés au Zimbabwe, en Afrique du Sud, en Russie et aux États-Unis. Il n'existe pas de chiffres fiables de la production globale de corindons gemmes, les exploitations étant presque toujours artisanales. Le rubis est surtout extrait de gisements d'Afghanistan, du Sri Lanka, de Tanzanie, du Brésil et du Myanmar, le saphir de gisements d'Australie, du Brésil, du Myanmar, de Colombie, du Kenya, de Madagascar, de Sri Lanka et de Tanzanie. En grande majorité, les gisements exploités sont alluvionnaires (voir la section 9.2 du chapitre 9), rarement primaires en place (Umba, Tanzanie, et Sumjam, Inde).

On peut classer les gisements primaires de corindons en fonction du type de gisement et de la roche-hôte (Garnier *et al.*, 2004). Les gisements primaires sont divisés en deux groupes : ceux en contexte magmatique, et ceux en contexte métamorphique.

Le magmatisme à corindon est essentiellement mafique, majoritairement basaltique, presque toujours alcalin, à xénolites ultramafiques (lherzolites mantelliques), et il apparaît surtout en contexte d'extension (Levinson et Cook, 1994). Les basaltes représentent ainsi la principale source mondiale de saphirs, mais n'entrent que pour une modeste part dans la production de corindon pour l'industrie. Les gîtes de saphir sont connus dans la ceinture de l'Est australien, dans la région Vietnam-Cambodge-Thaïlande, au Kenya, en République démocratique du Congo, à Antsiranana à Madagascar, à Yogo Gulch (Montana), avec des lamprophyres alcalins, en France, à Espaly (Haute-Loire), etc. (Hughes, 1997). Les corindons sont toujours des xénocristaux car ils ne peuvent pas cristalliser à partir d'un magma basaltique alcalin (Levinson et Cook, 1994; Guo *et al.*, 1996). La seule exception connue est la syénite hyperalcaline à corindon de Garba Tula (Kenya). L'origine de ces xénocristaux de corindon reste discutée, les auteurs privilégiant une origine magmatique allochtone. Les mécanismes proposés divergent mais tous suggèrent une forte interaction croûte-manteau avec, au départ, un faible taux de fusion partielle générant des magmas felsiques syénitiques aptes à cristalliser du corindon (Sutherland *et al.*, 1998). L'intervention d'un diapir mantellique augmenterait le taux de fusion avec, pour conséquence, la genèse

de magma basaltique alcalin qui arracherait et transporterait vers la surface les assemblages à corindon. Les conditions de genèse du corindon ont été calculées pour les gisements de saphir de Thaïlande entre 800 et 1150 °C, et à une pression de 10 à 25 kbar, soit des profondeurs allant de 35 à 88 km (Sutthirat *et al.*, 2001).

■ BÉRYLLIUM ET BERTRANDITE

Le béryllium est un métal précieux : très léger, possédant le plus haut point de fusion des métaux légers (1824 °C), il est très résistant à la chaleur et aux contraintes mécaniques. On l'utilise pur, comme oxyde, ou en alliages avec le cuivre. Il entre dans la composition de composants variés pour l'aérospatiale, l'informatique, l'électronique, les communications, etc. Le béryllium est extrait de deux silicates : le béryl (4 % Be), assez commun, et la bertrandite (< 1 % Be), plus rare.

La production mondiale de minéraux de béryl était de 5650 tonnes, ce qui correspond à environ 550 t de béryllium en 2000 (Harben, 2002); elle ne serait plus que de 3440 t en 2005 (bertrandite calculée en équivalent poids de béryl contenant 11 % BeO) pour environ 127 t de béryllium métal (chiffres USGS). Les États-Unis fournissent 73 % de la production mondiale devant la Chine et le Mozambique. Depuis la mise en exploitation du grand gisement de Spor Mountain (Utah) en 1970, le principal minerai de béryllium est la bertrandite. Le béryl est accessoirement extrait de pegmatites de roches felsiques (Chine, Mozambique, Russie, Dakota du Sud, Madagascar, etc.), et de granites (Colorado, Utah), plus rarement de remplacements liés à l'hydrothermalisme pégrinitique.

Le gisement de Spor Mountain est le premier gisement mondial de béryllium avec 5,5 Mt de minerai à 0,69 % BeO, soit environ 38 kt de BeO (Harben et Kuzvart, 1996). Il a été exploité pour la fluorine dès 1943 et contient aussi de l'uranium et du lithium. Le minerai de béryllium est de la bertrandite très fine, disséminée et en nodules de 2 à 3 cm dans des tufs ignimbricitiques du Miocène inférieur (21 Ma) en bordure d'une caldeira. Le gisement est d'origine métasomatique, les clastes carbonatés des tufs ayant été altérés et remplacés par un assemblage à fluorine-bertrandite sous l'action de fluides hydrothermaux à fluor et béryllium, probablement issus d'un pluton sous-jacent (Lindsey, 1977).

6.2 Gîtes du volcanisme sous-marin

Le volcanisme sous-marin constitue le plus important processus magmatique de la planète, responsable de la formation des planchers océaniques et des 75 000 kilomètres de montagnes sous-marines qui s'étirent le long des dorsales océaniques. Les circulations hydrothermales liées à ce volcanisme sous-marin jouent un rôle fondamental dans l'équilibre thermique et géochimique de la planète : le refroidissement hydrothermal des fonds océaniques dissipe un tiers de la chaleur terrestre, tandis que les océans sont recyclés tous les trois millions d'années ! De plus, l'océan leur doit tout son sel. Ces circulations jouent également un rôle dans le système océan-atmosphère, le magmatisme océanique, et même les processus biologiques, puisqu'elles auraient contribué à l'émergence de la vie vers 3,8 milliards d'années. Deux processus physiques génèrent ces circulations dans la croûte océanique : sur la ride, le magmatisme provoque une convection forcée, avec des fluides atteignant 400 °C, tandis que, sur les flancs, une convection libre plus faible se produit entre quelques kilomètres et jusqu'à 1000 km de la ride.

Les gisements exhalatifs sulfurés sont les produits de l'hydrothermalisme sub-aquatique, qu'il soit océanique, marin ou lacustre, le terme « exhalatif » désignant l'arrivée de fluides de la lithosphère dans l'hydrosphère (Oftedahl, 1958). Ce type de gisement combine une « racine » épigénétique

recoupant le fond du bassin, le stockwerk, composé d'un réseau de veinules sulfurées constituant le chemin d'accès des fluides hydrothermaux, avec une masse sulfurée stratiforme constituant le corps de minerai proprement dit, généralement déposée à la base du bassin ou dans les sédiments immédiatement sous-jacents. L'ensemble constitue un amas sulfuré, une roche composée d'au moins 50 % de sulfures.

L'importance de ces minéralisations sur le plan économique est considérable (figure 6.17; tableaux 6.3 et 6.4). Les principaux métaux extraits sont le cuivre, le zinc, le plomb (à partir du Protérozoïque), l'or, l'argent, parfois le tungstène et l'étain (Kidd Creek, au Canada, en produit 700 t/an, et Neves Corvo, au Portugal, en a produit jusqu'à 1200 t en 2001); de plus, la barytine est un sous-produit fréquent. Ces gisements comptent pour 5 % de la production mondiale de cuivre et pour plus de 50 % de celle de zinc, et leur taille peut être considérable, dépassant 100 Mt.

Les amas sulfurés volcanogènes ont été pendant longtemps une source importante de soufre : grillés, les sulfures donnent en effet de l'anhydride sulfureux SO_2 qui est ensuite transformé en acide sulfurique. La pyrite (FeS_2 avec 53 % de soufre) a été la plus utilisée, parfois la pyrrhotite (FeS , 39 % de soufre). Au XIX^e siècle, la production d'acide sulfurique a été la cause de l'exploitation intense des grands amas pyriteux de la ceinture sud-ibérique (Rio Tinto, Tharsis, La Zarza, et autres). Actuellement, la seule production notable de ce type est en Chine (4 Mt de soufre, soit 52 % de sa production), où elle est obtenue par grillage de la pyrite.

HISTORIQUE DU CONCEPT ET DES DÉCOUVERTES SUR LES VMS

L'hypothèse de précipitation de métaux sur des fonds sous-marins à partir de vapeurs volcaniques a été émise par Élie de Beaumont dès 1847, à partir de l'observation des dépôts des fumerolles et sources chaudes des volcans italiens. Des hypothèses similaires sont émises pour les gîtes Kuroko au Japon par Kukuchi et Tsujimoto, en 1904, et surtout par Ohashi, en 1919-1920. Révolutionnaire à l'époque, cette idée d'exhalatif-volcanogène doit attendre le milieu du XX^e siècle pour être acceptée par la communauté scientifique internationale. D'abord développée en Allemagne par Schneiderhöhn (1941) pour les gisements de fer allemands de Lahn-Dill, elle prend réellement son essor dans les années 1950-1960 grâce au renouveau des études sur les Kurokos (par Watanabe, formé dans les universités allemandes), et par la controverse qui s'installe à propos des amas sulfurés du Canada dans le camp de Noranda. La découverte des saumures métallifères de la mer Rouge (1965), puis des événements hydrothermaux sous-marins actuels à 21°N sur la ride Est-Pacifique (Francheteau *et al.*, 1979) apporte les preuves de cet hydrothermalisme sous-marin. La distinction entre les différents types d'amas apparaît dans les années 1970, notamment par une séparation fondamentale entre les amas Cu-Zn de type Chypre, associés à des basaltes tholéitiques de ride océanique, et les amas Cu-Zn-Pb de type Kuroko, liés à un magmatisme rhyolitique d'arc insulaire en contexte distensif. La liaison entre les types d'amas et les sites géodynamiques en a été une conséquence immédiate. Après avoir considéré le lessivage des roches encaissantes par des fluides marins en convection comme le facteur principal (Parmentier et Spooner, 1978; Scott, 1997), les modèles de genèse s'orientent actuellement vers le rôle essentiel des fluides magmatiques dans l'apport métallique.

On connaît des gisements de ce type depuis l'Archéen jusqu'à l'époque actuelle, avec plus d'une centaine de sources thermales déposant des sulfures aussi bien au cœur des océans que dans les lacs des rifts intra-continentaux. Leur contexte géodynamique est varié, depuis des gîtes directement associés à des zones de subduction avec un magmatisme andésitique, jusqu'à des contextes de rift avec un magmatisme bimodal (Franklin *et al.*, 2005).

On peut distinguer quatre grandes catégories d'environnements géodynamiques en regard de la composition de la série volcanique (figure 6.18) :

- les gisements associés à un volcanisme mafique. Ils correspondent à des zones d'accrétion de rifts ou des arrière-arcs intra-océaniques primitifs, fossiles (ophiolites) ou actuels, à cuivre et zinc dominants. C'est le type Chypre, mis en place sous tranche d'eau profonde, reconnu

Tableau 6.3 - Principaux gisements de type VMS. Les tonnages (production + réserves) sont indiqués en millions de tonnes (Mt) et en teneurs moyennes. Ces chiffres sont indicatifs, les sources consultées donnant des chiffres parfois différents. Ils sont de plus susceptibles d'évolutions pour les gisements en exploitation, les tonnages de réserves augmentant lors de découvertes d'extensions des gisements, et les teneurs de coupure étant revues en cas de variations notables des cours, ce qui entraîne une variation des tonnages de réserves et des teneurs moyennes. nd = non disponible (tableau réalisé à l'aide de nombreuses publications, notamment les données de Franklin *et al.*, 2005, et d'Hannington *et al.*, 2005, pour les gîtes actuels, et de documents inédits).

Nom	Pays	Tonnes (Mt)	Cu (%)	Pb (%)	Zn (%)	Ag (g/t)	Au (g/t)	Âge (Ma)	Type
Mount Morgan	Australie (Queensland)	50	0,7	0,05	0,1	0,6	4,7	385	bimodal felsique/épithermal
Hellyer	Australie (Tasmanie)	16	0,4	7	13	160	2,3	493	bimodal felsique
Mount Lyell	Australie (Tasmanie)	98,6	1,17	0,01	0,04	7,2	0,39	505	bimodal felsique
Rosebery	Australie (Tasmanie)	32,7	0,58	4,4	14,5	145	2,7	495	bimodal felsique
Harper Creek	Canada (Colombie-Britannique)	96	0,41	-	-	2	0,05	350	bimodal felsique
Eskay Creek	Canada (Colombie-Britannique)	3,3	-	2,9	5,6	2224	45,97	150	bimodal felsique/épithermal
Flin Flon	Canada (Manitoba)	62,93	2,2	-	4,1	43,2	2,85	1875	bimodal mafique
Brunswick #12 (district de Bathurst)	Canada (Nouveau-Brunswick)	229,8	0,46	3,01	7,66	91	0,46	465	felsique
Geco	Canada (Ontario)	58,4	1,86	0,15	3,45	50,06	-	2720	bimodal mafique
Kidd Creek	Canada (Ontario)	147,88	2,31	0,22	6,18	87	0,01	2714	bimodal mafique
Bousquet #1	Canada (Québec)	20,73	0,3	-	-	-	4,5	2700	bimodal mafique
Horne H&G (district Noranda)	Canada (Québec)	53,7	2,2	-	-	13	6,1	2700	bimodal mafique
Horne n°5 (district Noranda)	Canada (Québec)	144	1	-	0,9	-	1,4	2698	bimodal mafique
La Ronde	Canada (Québec)	69,2	0,3	-	1,94	46,08	4,79	2710	bimodal mafique
Matagami	Canada (Québec)	25,6	0,42	-	5,1	21,6	0,3	2725	bimodal mafique
Selbaie	Canada (Québec)	29,9	1,21	-	1,91	37,02	0,63	2730	bimodal felsique
Dahongshan	Chine	118	0,64	-	-	-	-	303	bimodal felsique
Galun	Chine	124	0,72	4,62	6,66	157	0,46	200	bimodal felsique
Lalachang	Chine	70	0,92	-	-	1,89	0,5	1900	bimodal mafique
Tongkuangyu	Chine	323	0,67	-	-	-	-	1900	bimodal mafique
Mavrovouni	Chypre	15	4	-	0,5	39	0,3	90	mafique
Skouriotissa	Chypre	5,4	2,35	-	0,5	69	11	90	mafique
Troodos (district)	Chypre	43,6	-	-	-	-	-	90	mafique
Aznalcollar	Espagne	90	0,51	0,85	1,8	37	0,48	350	felsique
Concepcion	Espagne	55,8	0,57	0,19	0,48	6,68	0,21	350	felsique
La Zarza	Espagne	164	1,2	1,1	2,5	47	1,8	350	felsique
Los Frailes	Espagne	70	0,34	2,25	3,92	62	-	350	felsique
Masa Verde	Espagne	120	0,5	0,6	1,3	38	0,8	350	felsique
Rio Tinto	Espagne	335	0,39	0,12	0,34	22	0,36	350	felsique
Sotiel-Migollas	Espagne	75,2	0,56	1,34	3,16	24	0,21	350	felsique
Tharsis	Espagne	110	0,5	0,6	2,7	22	0,7	350	felsique
Ducktown	États-Unis (Tennessee)	163,34	1	-	0,9	3	0,3	1000	mafique
Kuusilamp	Finlande	221	0,14	-	0,53	-	-	1910	mafique
Talvivaara	Finlande	300	0,14	-	0,53	2,6	-	1970	felsique
Rouez	France	90,7	0,6	-	1,5	21	1,5	600	mafique
Madneuli	Géorgie	102,6	1,29	-	1,8	4,31	0,73	70	bimodal mafique
Kuroko : Hanaoka (district)	Japon	43,5	1,2	1,5	4,7	68	0,4	15	bimodal felsique
Kuroko : Kosaka-Uwamuki	Japon	19,8	1,99	1,54	5,31	110	0,88	15	bimodal felsique
Ridder-Sokol	Kazakhstan	125	0,3	2	4	10	2,5	370	felsique
Zyryanov	Kazakhstan	125	0,4	2,7	4,5	20	0,23	365	felsique
Hajjar	Maroc	20	0,6	2,8	9,5	74	-	330	bimodal felsique
Kettara	Maroc	33	0,5	-	-	-	-	330	mafique
San Nicolas	Mexique	79,9	1,34	-	2,27	30	0,53	136	bimodal mafique
Tambo Grande 3	Pérou	82	1	0,3	1,4	25	0,8	104	mafique
Aljustrel	Portugal	250	1,2	1,2	3,2	38	1	350	felsique
Neves Corvo	Portugal	270	1,59	0,15	1,41	9,87	-	350	felsique
Zlate Hory	République Tchèque	50	0,34	0,29	1,19	-	-	395	felsique
Kholodnina	Russie	300	0,04	0,79	5,2	-	-	750	mafique
Yubileinoe	Russie	107	1,9	0,1	1,2	16	2,5	365	bimodal mafique
Gai	Russie (Oural)	205	1,4	0,06	0,5	7,9	1,1	365	bimodal mafique
Gai East	Russie (Oural)	269	1,2	-	0,7	7,7	1,1	365	bimodal mafique
Ozernoe	Russie (Oural)	130	0,01	1,2	6,2	-	-	365	felsique/SEDEX
Sibai	Russie (Oural)	115	1	0,04	1,56	16	0,6	365	bimodal mafique
Uchaly	Russie (Oural)	106	1,1	-	3,8	15,5	1,1	365	bimodal mafique

Tableau 6.3 - Principaux gisements de type VMS. Les tonnages (production + réserves) sont indiqués en millions de tonnes (Mt) et en teneurs moyennes (suite et fin).

Nom	Pays	Tonnes (Mt)	Cu (%)	Pb (%)	Zn (%)	Ag (g/t)	Au (g/t)	Âge (Ma)	Type
Boliden	Suède	8,3	1,45	-	0,9	50	15,5	1882	bimodal mafique
Falun	Suède	20	0,5	2,5	4,5	-	-	1875	bimodal felsique
Anayatak-Ergani	Turquie	24,1	2,94	-	-	18,7	1,12	175	mafique
Kure	Turquie	13,6	2,17	-	0,01	11	2,2	175	mafique
Murgul	Turquie	83,1	0,76	0,05	0,03	3,7	0,05	175	felsique
VMS actuels									
EPR 13°N off axis	dorsale est-Pacifique (rapide)	7	6,4	0,1	11,1	61	0,45	actuel	rift océanique à sédiments
Explorer Ridge	dorsale est-Pacifique (rapide)	10	3,2	0,1	5,4	125	0,72	actuel	rift océanique
Lucky Strike	dorsale médio-atlantique (lente)	important	1,1	0,1	6,8	102	nd	actuel	rift océanique
Snake pit	dorsale médio-atlantique (lente)	3	6,5	0,1	4,6	70	1,66	actuel	rift océanique
TAG	dorsale médio-atlantique (lente)	30	4,9	< 0,1	6,5	92	1,8	actuel	rift océanique

presque exclusivement au Phanérozoïque. Les sources thermales du Bassin de Manus, de la ride Est-Pacifique, ou des Nord-Fidji en sont les équivalents actuels. Franklin *et al.* (2005) y distinguent un autre type à sédiments pélitiques dominants ou quantitativement équivalents aux laves mafiques : le *pelitic-mafic type*. On passe ainsi progressivement à des gisements SEDEX, tel le type Besshi;

- les gisements associés à un volcanisme bimodal. Ils marquent un contexte d'arc insulaire primitif ou d'arrière-arc océan-continent, à cuivre et zinc. On subdivise cette catégorie en deux types. Le premier type est associé à un volcanisme mafique dominant (*bimodal-mafic* de Franklin *et al.*, 2005) : ce sont les gisements de type Noranda en Abitibi (Canada), mis en place à assez grande profondeur. Le second type est associé à un volcanisme felsique dominant (*bimodal-felsic* de Franklin *et al.*, 2005) : ce sont les gisements de type Kuroko à cuivre, zinc, parfois or, associés à des dômes felsiques mis en place au voisinage de la surface, et les gisements de Tasmanie (Australie). Les manifestations hydrothermales du bassin d'Okinawa, au Japon, constitue un analogue actuel des gisements de type Kuroko;
- les gisements associés à un volcanisme felsique et à une abondante sédimentation riche en silicates (*siliciclastic-felsic* de Franklin *et al.*, 2005). Ils se rencontrent dans les arrière-arcs océan-continent (par exemple, Bathurst au Nouveau-Brunswick), ou en position intra-arc comme les grands amas pyriteux en contexte continental de la province sud-ibérique (Rio Tinto, Neves Corvo, Tharsis, etc.);

Ces trois premiers types sont des amas spatialement et génétiquement liés à des roches volcaniques, fréquemment rassemblés sous l'appellation de VMS (*volcanogenic massive sulfide* ou VHMS, *volcanic-hosted massive sulfide*) ou d'amas sulfurés volcanogènes. Le dépôt des sulfures correspond à une période d'arrêt ou de ralentissement de l'activité volcanique (break ou quiescence).

- les gisements SEDEX (*sedimentary exhalative*; Large, 1980; Carne et Cathro, 1982), avec des encaissants clastiques ou carbonatés dominants et parfois des roches volcaniques mafiques, constituent le quatrième type (tableau 6.5). Le volcanisme y est toujours discret, parfois absent. La mer Rouge en montre un quasi-équivalent actuel. Le type Besshi en est l'équivalent en milieu benthique tel qu'on le trouve aux Guaymas (Mexique), associé à des basaltes de rides océaniques.

La morphologie et le contenu minéral des amas sulfurés en contexte volcanique dépendent de la perméabilité, de la composition des volcanites, de la température et de la chimie des fluides, ainsi que de la profondeur de l'eau (Large, 1992). Latéralement et au sommet, les amas passent

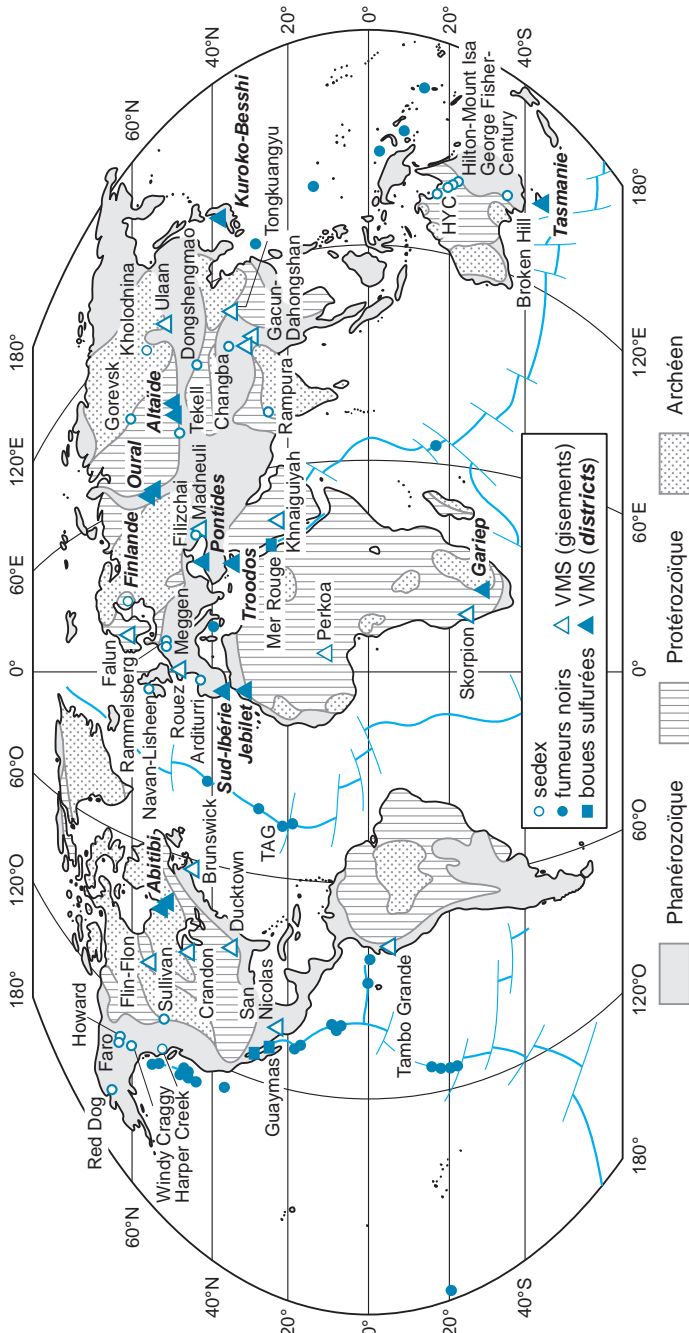


Figure 6.17 - Principaux gisements mondiaux de type VMS (*Volcanogenic Massive Sulfides*) et SEDEX (*Sedimentary Exhalative*). Les VMS actuels que sont les fumeurs des zones de rifts ont également été reportés. Les boues métallifères de la mer Rouge, sulfurées en profondeur et oxydées en surface, sont considérées selon les auteurs comme un équivalent actuel des SEDEX ou des fer-oxydes (IOGC). Voir la figure 6.28 pour une carte détaillée de la ceinture pyriteuse sud-ibérique.

Tableau 6.4 - Principaux gisements de types SEDEX et SEDEX métamorphisés. Les tonnages (production + réserves) sont indiqués en millions de tonnes (Mt) et en teneurs moyennes. Ces chiffres sont indicatifs, les sources consultées donnant des chiffres parfois différents. Ils sont de plus susceptibles d'évolutions pour les gisements en exploitation, les tonnages de réserves augmentant lors de découvertes d'extensions des gisements, et les teneurs de coupure étant revues en cas de variations notables des cours, ce qui entraîne une variation des tonnages de réserves et des teneurs moyennes. nd = non disponible (tableau réalisé à l'aide de nombreuses publications, notamment les données de Leach *et al.*, 2005, et d'Hannington *et al.*, 2005, pour les gîtes actuels, et de documents inédits).

Nom	Pays	Tonnage minéral (Mt)	Cu (%)	Pb (%)	Zn (%)	Ag (g/t)	Tonnage Pb+Zn (Mt)	Âge encaissant (Ma)
Gamsberg	Afrique du Sud	150	-	0,6	7,1	-		Mésoprotérozoïque inférieur
Meggen	Allemagne	50	0,1	2	7	14	4,5	Dévonien moyen
Rammelsberg	Allemagne	30	2	6	14	140	6,0	Dévonien moyen
Aguilar	Argentine	30	-	5,5	6,2	110	3,5	Ordovicien inférieur
Broken Hill	Australie	280	0,1	10	8,5	148	51,8	Paléoprotérozoïque
Cannington	Australie	44	-	11,6	4,4	538	7,0	Paléoprotérozoïque
Century	Australie	94,6	-	1,8	13,1	46	14,1	Mésoprotérozoïque
Dugald River	Australie	47,9	-	2,1	12,1	-	6,8	Mésoprotérozoïque
George Fisher	Australie	107	-	5,4	11,1	93	17,7	Mésoprotérozoïque supérieur
Hilton	Australie	120	-	5,4	11,5	100	20,3	Paléoprotérozoïque supérieur
HYC (McArthur River)	Australie	227	-	4,1	9,3	60	30,4	Paléoprotérozoïque supérieur
Lady Loretta	Australie	13,6	-	5,9	17,1	100	3,1	Mésoprotérozoïque
Mount Isa	Australie	150	-	6	7	150	19,5	Paléoprotérozoïque supérieur
Filizchai	Azerbaïdjan	100	0,64	2	4,5	54	6,5	Jurassique inférieur
Sullivan	Canada (Colombie Britannique)	162	-	6,1	5,9	-	19,3	Mésoprotérozoïque
Windy Craggy	Canada (Colombie Britannique)	297,4	1,38	-	0,25	3,83	0,74	220
Faro	Canada (Yukon)	57,6	-	3,4	4,7	-	4,7	Cambrien
Howards Pass	Canada (Yukon)	476	-	2	5	-	33,3	Silurien inférieur
Changba - Lijagou	Chine	142,5	-	1,3	7	-	11,8	Dévonien moyen
Dongshengmiao	Chine	238	-	0,86	3,1	-	9,3	Paléoprotérozoïque
Jinding	Chine	200	-	1,29	6,08	-	14,7	Paléocène (?)
Arditurri	Espagne	120	-	1	8	50	10,8	Carbonifère supérieur
Anarraaq	États-Unis (Alaska)	18	-	5,4	18	85	4,1	Mississippien supérieur
Balmat-Edwards	États-Unis (New York)	31,7	-	0	8,9	-	2,8	Mésoprotérozoïque
Red Dog	États-Unis (Alaska)	165	-	4,6	16,6	-	35,0	Mississippien
Outokumpu	Finlande	50	3,3	0,005	1,97	9	1,0	1970
Rajpura - Dariba	Inde	45	-	2,4	6,5	125	4,0	Paléoprotérozoïque
Rampura - Agucha	Inde	60	-	2	13,5	50	9,3	Paléoprotérozoïque
Zawarmala	Inde	50	-	2,2	5	40	3,6	Paléoprotérozoïque
Galmoy	Irlande	10	-	1,3	11,8	31	1,3	Mississippien inférieur
Lisheen	Irlande	22,5	-	2,19	13	25,4	3,4	Mississippien inférieur
Navan-Tara	Irlande	95,3	-	2,1	8,3	-	9,9	Mississippien inférieur
Silvermines	Irlande	17,7	-	2,5	6,4	24,2	1,6	Mississippien inférieur
Besshi	Japon	30	2,6	-	0,3	21	0,1	210
Tekeli	Kazakhstan	50	1	5	6	-	5,5	Néoprotérozoïque
Skorpion	Namibie	85	-	0,71	8,05	-	-	752
Gorevsk	Russie	300	-	6,5	1,4	-	23,6	Néoprotérozoïque
Kholodninskoye	Russie	340	-	0,9	6	28	23,5	Néoprotérozoïque
Zinkgruvan	Suède	40	-	1,5	10	45	4,6	Paléoprotérozoïque
SEDEX actuels								
Middle Valley	dorsale est-Pacifique	18	1,1	<0,1	2,8	7	faible	actuel
Atlantis II	mer Rouge	91,6 (tonnage sec)	0,46	0,1	6,2	170	5,6	actuel
Bassin de Guaymas	Mexique (golfe de Californie)	nd	0,4	0,4	2,2	82	faible	actuel

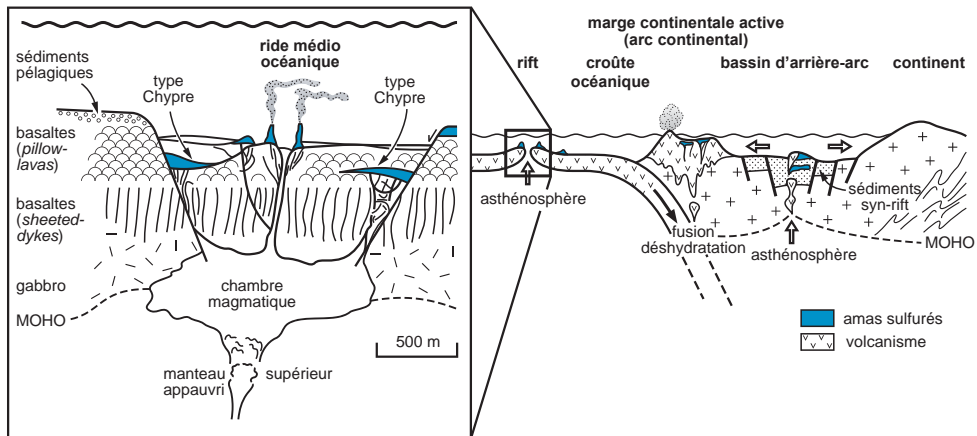


Figure 6.18 - Schéma géodynamique montrant les différents sites possibles pour la formation des gisements de type VMS.

Tableau 6.5 - Caractéristiques comparées des gisements de métaux de base dans les sédiments des types SEDEX, MVT et irlandais. Comparaison avec les gisements de type VMS. Les caractéristiques du type Broken Hill, variante métamorphique du type SEDEX, ont été distinguées. MVT = *Mississippi Valley-Type*; SEDEX = *SEDimentary EXhalative*; VMS = *Volcanogenic Massive Sulfides*

	MVT	MVT-grès	Irlandais	SEDEX	VMS
Contexte de dépôt	plate-forme stable, souvent carbonatée, en bordure d'orogène	plate-forme stable, souvent carbonatée, en bordure d'orogène	plate-forme stable, souvent carbonatée	rift intracontinental ou de marge continentale (contexte d'extension)	rift océanique, arrière-arc
Roche encaissante	séquences carbonatées dominantes	sédiments quartzeux pour les gîtes dans des grès		argillites dominantes; fréquentes unités carbonatées à sédiments clastiques type Broken Hill : faciès amphibolite-granulite et gneiss felsiques	ryholites à basaltes, volcanoclastites, exhalites
Âge	surtout Paléozoïque à Mésozoïque	surtout Paléozoïque	Paléozoïque	Protérozoïque et Phanérozoïque	Archéen à actuel
Âge de la minéralisation / encaissant	minéralisation épigénétique, plus jeune de 10 à 100 Ma	diagénétique précoce dans les grès	minéralisation dia-épigénétique (< 5 Ma)	minéralisation syndiagenétique précoce, parfois épigénétique	
Éléments présents	Pb, Zn, Ag (Ba, F, Cu) dans carbonates; Pb et Zn dans grès; Pb/Zn = 1/4 à 1/20 (sauf SE Missouri = 10/1)	Pb > Zn Cu, Ag	Pb/Zn = 1/1 à 1/4	Pb, Zn, Cu, Ag fort, Ba, pas de F, Pb/Zn = 10/1	Cu-Zn-(Pb) (Au, Ag, Sn, Ba)
Morphologie des corps minéralisés	stratoïde (échelle du district), discordant-stratoïde (échelle du gisement)	stratoïde (échelle du district et échelle du gisement)	stratoïde (échelle du district), discordant-stratoïde (échelle du gisement)	lentille stratiforme avec griffon proximal discordant	partie épigénétique : stockwerk et remplacement généralement discordants; partie syngénétique : massive, en champignon
Textures du minerai	brèches, karsts (rarement sulfures rubanés); zonalité généralement absente	remplacements		sulfures rubanés avec rubanement parallèle à la stratification; brèches rares; zonalité	sulfures rubanés avec rubanement parallèle à la stratification; brèches abondantes; zonalités très fréquentes
Fluides	saumures de bassins : 90-200 °C à 10-30 % éq. pds NaCl	saumures de bassins	250 °C	saumures de bassins : 90-200 °C à 10-30 % équivalent poids NaCl	magmatiques-hydrothermaux et marins

à des sédiments exhalatifs : cherts ferrugineux souvent rouges (jaspe à hématite), avec chloritites associées, parfois des sulfates (barytine-anhydrite dans les gisements phanérozoïques), ou du chloritoïde.

6.2.1 Volcanisme mafique : les amas sulfurés à cuivre-zinc

Il s'agit de petits gisements actuels et fossiles, à cuivre et zinc, déposés sur la croûte océanique. Vingt-cinq des deux cents séquences ophiolitiques connues dans le monde contiennent des amas économiques : Chypre (figure 6.19), Oman, Turquie, Philippines, Californie, Terre-Neuve-et-Labrador, Altaï russe, etc. (Galley et Koski, 1999; planche 18). C'est l'un des cas en métallogénie pour lesquels le principe d'actualisme est valable : les minéralisations sulfurées actuelles des fonds océaniques sont en effet les stricts équivalents de ces amas. Les amas apparaissent au sommet des séquences ophiolitiques composées de gabbros à la base, des complexes de dykes, puis des basaltes avec des faciès en coussins au sommet (figure 6.20). Ils sont recouverts par d'autres coulées volcaniques ou des sédiments. La taille moyenne des amas est assez modeste, de l'ordre de 2 Mt.

Le contexte géotectonique varie des rides médio-océaniques aux bassins d'arrière-arc. Il peut y avoir plusieurs niveaux de volcanites (Chypre) reflétant un contexte de supra-subduction. La majeure partie des minéralisations est située dans les 200 m du graben d'accrétion, surtout sur les rides rapides. Cependant, les amas actuels les plus importants sont situés sur des dorsales lentes, notamment la ride médio-Atlantique. Ils forment des districts d'une centaine de km².

Les gîtes anciens ont souvent une allure de cuvette, tandis que ceux qui sont formés actuellement constituent des monts hydrothermaux, allongés sur des longueurs atteignant exceptionnellement 500 m (TAG – *Trans-Atlantic Geotraverse* – sur la ride médio-Atlantique nord), le long de fractures à jeux normaux, actives pendant le volcanisme (figure 6.21). Les gîtes actuels montrent de spectaculaires cheminées hydrothermales qui expulsent des particules sulfurées : ce sont les fumeurs noirs, où se déposent pyrite, marcasite, wurtzite, sphalérite, anhydrite, chalcopryrite, et bornite, et les fumeurs blancs, rejetant des sulfates (barytine) et des silicates (opale) qui précipitent à plus basse température, vers 200 °C (figure 6.22). Une faune et une flore particulières leur sont associées.

Ces gisements présentent une zonalité verticale très nette, depuis la profondeur vers la surface. La zone de racine, le stockwerk, montre une minéralisation disséminée à chalcopryrite et sphalérite en profondeur, devenant plus fissurale vers la surface. Le stockwerk est surmonté par une zone siliceuse à or et cuivre, avec fragments de pyrite dans une matrice de calcédoine. Les dépôts d'anhydrite observés dans les systèmes actuels sont absents des systèmes fossiles. Enfin, vers la surface, on passe graduellement aux constructions hydrothermales, composées essentiellement d'amas de sulfures. Latéralement, on observe des niveaux de chert rouge hématisé, connus dans les dépôts anciens, mais pas dans les systèmes actuels.

Les minerais des gîtes anciens sont massifs, surtout à la base, colloformes et bréchiques au sommet. Pour l'essentiel, ils sont composés par l'association pyrite-chalcopryrite-sphalérite avec parfois de la magnétite. Les amas reposent directement sur les laves en coussins (photos e, g, et i, planche 18). Ils sont parcourus de tubes de vers, de 1 à 5 mm de diamètre, vestiges de la faune qui vivait dans ces milieux lors de leur formation. Une zone litée, constituée de cherts à goethite (les « ocres »), de montmorillonite, d'oxydes et de sulfures secondaires de cuivre et zinc, se développe au sommet par oxydation supergène des sulfures (figure 6.20). La jarosite apparaît proximale, tandis que des sédiments jaspeux à magnétite, parfois à vivianite, de l'aragonite et de la kaolinite (Tahiti) indiquent des dépôts plus distaux de plus basse température. Dans certains cas, des reprises sulfurées peuvent y être intercalées. Les teneurs les plus élevées en Cu-Zn se

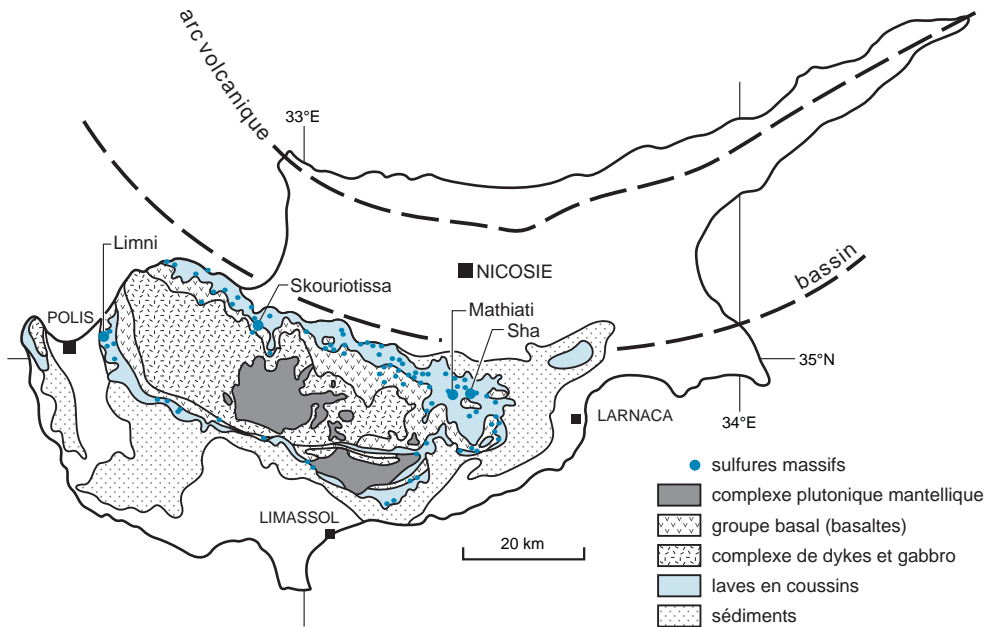


Figure 6.19 - Carte et coupe de Chypre montrant les différentes formations du complexe ophiolitique du Troodos et les amas sulfurés à cuivre et zinc. Seuls les principaux amas ont été localisés (d'après Galley et Kosky, 1999).

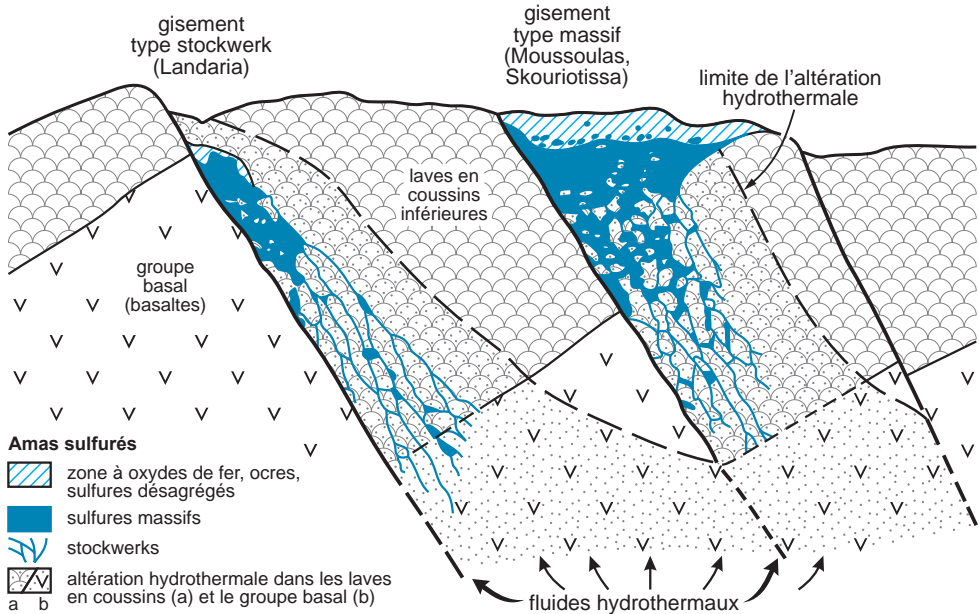


Figure 6.20 - Coupe-type des gisements de Chypre (d'après Galley et Kosky, 1999).

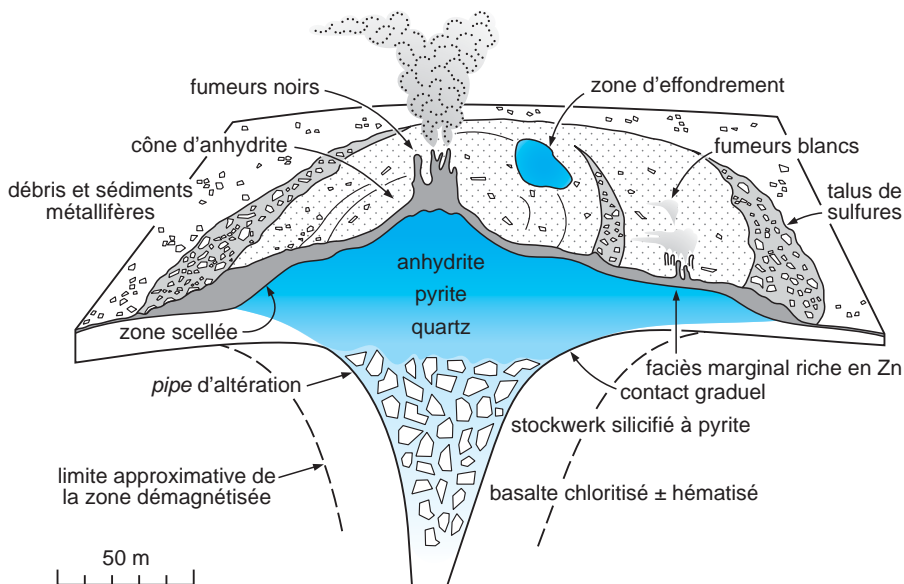


Figure 6.21 - Amas sulfuré actuel de TAG sur la ride médio-Atlantique : avec 30 Mt de sulfures à 4,9 % Cu et 6,5 % Zn, ce site est pour l'instant le plus important VMS actuel connu (d'après Galley et Kosky, 1999).

situent dans le tiers supérieur des amas pyriteux, et les plus fortes teneurs en or sont liées à des circulations tardives (< 300 °C), riches en sulfures, fréquemment à barytine, opale et sphalérite. Outre les amas sulfurés, les rides actuelles montrent deux autres types de concentrations : des amas de talc (Kolbeinsey, Islande) déposés vers 250 °C, et des constructions de carbonates sur des roches ultramafiques (Lost City dans l'Atlantique).

L'altération hydrothermale se manifeste à une grande profondeur sous les zones minéralisées. À la base de la séquence plutonique, on observe une altération à zoïsite-épidote (épidosite) qui témoigne de la convection d'eaux marines après la formation des chambres magmatiques; les basaltes sont hydratés ce qui conduit à la formation de minéraux hydroxylés. L'oxygène est fixé dans la magnétite et l'hématite : c'est la zone de réaction. Au-dessus, dans le complexe de dykes, on observe épidote, albite, quartz et sulfures de cuivre et nickel, qui, généralement, ne forment pas de concentration économique. Préhnite et calcite sont tardives, plus proches de la surface. Au voisinage des minéralisations, l'altération forme un *pipe* qui peut atteindre 200 m de diamètre, englobant le stockwerk (Chypre) avec, au cœur, silice, chlorite, et pyrite, puis quartz, chlorite magnésienne (clinocllore), et montmorillonite en périphérie. La formation des amas actuels s'accompagne d'une transformation de la matière organique préexistante, avec formation de condensats et de naphthènes.

Ces gisements sont formés par la circulation convective d'eau de mer dans la croûte océanique, parfois fortement guidée par des fractures (figure 6.23). Les métaux proviennent des basaltes, des sédiments et, surtout, du fractionnement de la chambre magmatique sous-jacente. Le fluide impliqué dans ces circulations est surtout de l'eau de mer transformée, chauffée, acidifiée, appauvrie en Mg et SO_4 , enrichie en SiO_2 , Ca, H_2S et métaux, parfois très saline, qui interagit avec la croûte océanique (tableau 6.6). Le basalte est alors enrichi en Na, K, Mg, U et Rb, tandis que la silice et les métaux de transition (Fe, Mn, Cu, Zn et Ag) sont lessivés. Il y a interaction de ces fluides avec les gabbros au voisinage des chambres magmatiques, en contexte oxydant, à une

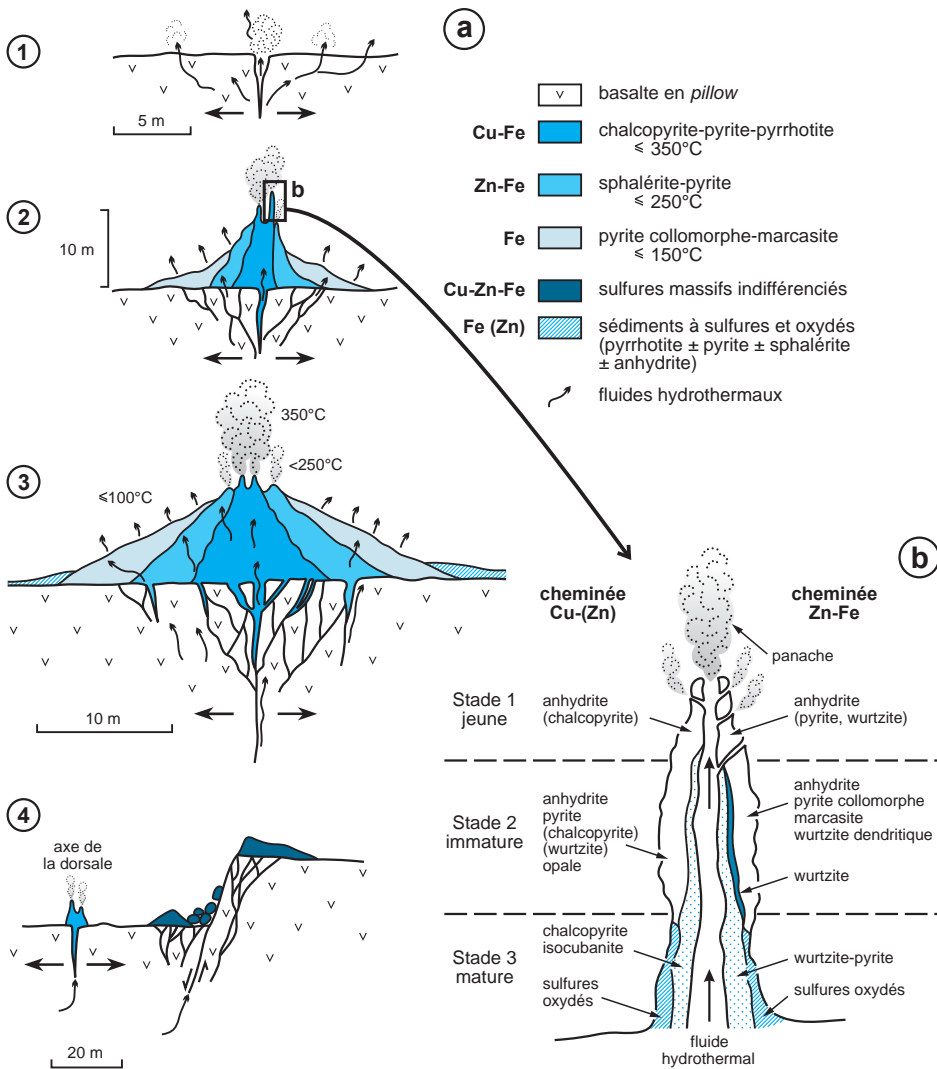


Figure 6.22 - Hydrothermalisme actuel sur l'*East Pacific Rise* : **a**) naissance et évolution d'un site hydrothermal en amas sulfuré de type VMS à cuivre et zinc; et **b**) coupe-type d'un fumeur noir (d'après Hékinian et Fouquet, 1985; Edmond et Van Damm, 1983).

température de 350 à 400 °C et à une pression de 400 à 500 bars. À cette eau de mer s'ajoutent des fluides très chargés en métaux issus de la chambre magmatique sous-jacente. Les fluides remontent par les failles du rift et précipitent au contact de l'eau de mer froide (2 °C), alcaline et sulfatée. Les températures d'émission varient de 270 à 350 °C. En fonction de sa densité, le fluide forme soit un panache de particules de sulfures de forte extension latérale (faible densité) ou sédimente dans des cuvettes (saumure dense). Dans le premier cas, une faible partie des particules de sulfures (environ 3 %) précipite sur place en édifiant des cheminées de sulfures atteignant jusqu'à 10 m de haut : ce sont les fumeurs noirs, dont la chute, l'accumulation et la reprise par des fluides hydrothermaux aboutiront à la formation d'amas sulfurés. Des sulfates et des carbonates se forment également et précipitent sous forme d'anhydrite, de barytine et de calcite, à des températures

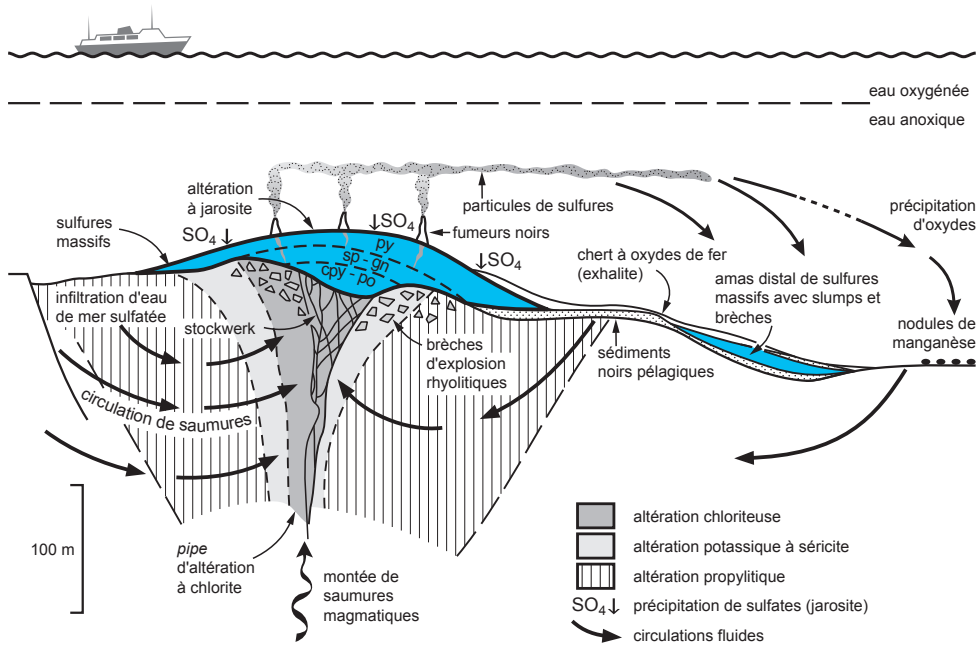


Figure 6.23 - Coupe idéalisée d'un amas sulfuré de type VMS et de son stockwerk d'alimentation. On remarque la zonalité de l'altération hydrothermale autour du stockwerk et la zonalité minérale au sein de l'amas. Cette dernière n'est pas toujours présente et varie largement selon les gisements; la richesse en cuivre dans le stockwerk et à la base de l'amas est probablement le caractère le plus constant.

Tableau 6.6 - Hydrothermalisme actuel. Caractéristiques physico-chimiques essentielles des fluides et des dépôts hydrothermaux actuels dans différents contextes. La comparaison avec l'eau de mer permet d'apprécier les modifications subies par celles-ci lors de son transit dans la croûte océanique. nd = non disponible (d'après Scott, 1997).

	Eau de mer	Fluides hydrothermaux			Sulfures hydrothermaux		
		Rides sans sédiments	Rides à sédiments	Arrière-arcs	Rides sans sédiments (EPR, Galapagos, TAG)	Rides à sédiments (Guaymas, Middle Valley)	Seamounts et arrière-arcs (Manus, Lau, Nord-Fidji)
température	2 °C	224-380 °C	100-315 °C	238-334 °C	-	-	-
pH	7,8	3,2-5	5,4-5,9	2-4,7	-	-	-
milieu	oxydant	réducteur	très réducteur	réducteur	-	-	-
		mmol/kg			mmol/kg		
Cl ⁻	541	32,6-978	412-668	544-769	nd	nd	nd
H ₂ S	0	2-110	1,1-4,8	2,6-12,5	nd	nd	nd
SiO ₂	0,16	2,7-22,9	6,9-12,3	12,5-14,2	1,2-21,5	2,2-28,4	0,8-28,1
Ca	10,2	10,2-86,1	40-81	22,2-39,4	0,02-11,2	0,07-6,7	0,2-3,7
Na	464	419-747	315-560	425-586	nd	nd	nd
K	9,8	17,0-44,8	13,5-42,7	31-73,7	nd	nd	nd
Li	0,026	0,6-1,5	0,4-1,3	0,6-2,5	nd	nd	nd
		μmol/kg			%		
Mn	< 0,001	250-3559	15,5-160	370-6800	nd	nd	nd
Fe	< 0,001	32-15619	5-67	21-1710	12,4-35,5	5,9-31,2	2,4-30,1
Zn	0,01	0,9-700	< 0,1-11	7,6-2400	4-36,7	1,0-5,8	6,6-26,9
Cu	0,007	0,04-150	< 0,1-1,3	0-24	0,2-12,2	0,2-2,3	0,4-10,9
		nmol/kg			%		
Pb	0,01	59-900	191-300	36-4900	0,04-0,26	0,04-1,1	0,06-12,1
Cd	1,00	25-211	< 1-17	1200	< 0,05	< 0,03	< 0,12
Ag	0,02	< 1-26	4-33	84	< 0,01	< 0,01	< 0,12
Co	0,03	108-1371	< 1,32	2,7-27	nd	nd	nd

plus basses (vers 200 °C). Des cheminées à barytine sont observées dans le Crétacé de Géorgie. La durée de vie de ces systèmes serait de 1000 à 10 000 ans. Le dépôt des cherts rouges résulte de la floculation de gels siliceux, d'origine océanique, par du fer hydrothermal.

On recherchera ces gisements à l'interface entre les volcanites et les sédiments, dans des zones de failles actives, montrant des altérations chloriteuses. Les roches riches en épidote marquent les zones de recharge des fluides. Les plus grandes concentrations sont associées à des accidents précoces de la croûte océanique, réactivés après la mise en place. La partie sulfurée est souvent effondrée par rapport au *gossan*. Latéralement, la puissance et la géochimie des dépôts de cherts ferrugineux peuvent focaliser l'exploration. Ces sulfures massifs sont bien visibles en électromagnétisme. Ils peuvent parfois être recoupés par un essaim de dykes qui diluent le minerai (Chypre, Oman; photos d et f, planche 18).

6.2.2 Volcanisme bimodal et felsique : les amas sulfurés à zinc-cuivre-(plomb)

Les gisements associés au volcanisme bimodal et felsique sont parmi les plus grosses concentrations de sulfures massifs du monde. On en connaît depuis l'Archéen jusqu'à l'époque actuelle.

La ceinture sud-ibérique, par exemple, avait produit, jusqu'à l'an 2000, 280 Mt de minerai à 46 % S, 0,7 % Cu, 4 % Pb+Zn, 0,8 g/t Au et 30 g/t Ag, pour une masse totale de sulfures estimée à plus de 1800 Mt. Le gisement de Neves Corvo, au Portugal, produit par an 77 000 t de cuivre (82 900 t en 2001) et 200 t d'étain, et contient 3,54 Mt Zn, 3,46 Mt Cu, 0,8 Mt Pb et 0,25 Mt Sn (production et réserves). L'Oural montre également plusieurs gîtes de plus de 100 Mt. Des équivalents actuels probables en contexte volcanique restent rares; ils sont connus dans les arrière-arcs du Pacifique (fosse des Mariannes, bassin de Lau) et dans les îles Éoliennes, au nord de la Sicile.

Ces gisements apparaissent dans tous les contextes de volcanisme sous-marin, en particulier dans les arcs insulaires et, plus généralement, dans les arcs de marge active ou les bassins d'arrière-arc. Les amas de la ceinture pyriteuse ibérique se mettent ainsi en place en position intra-arc dans un arc émergent, en bordure d'un continent (Onézime *et al.*, 2003). Leur profondeur de mise en place est très variable. On connaît des amas proximaux, associés à des dômes émergents ou sub-émergents, qui peuvent passer à des gisements épithermaux, jusqu'à des cryptodômes mis en place à plus grande profondeur (figure 6.24).

■ CORPS MINÉRALISÉ

L'amas sulfuré enraciné sur son stockwerk est concordant et de forme lenticulaire. Il peut atteindre un diamètre de quelques centaines de mètres, formant une galette, un monticule en relief, parfois en champignon sur la surface des volcanites (figure 6.23). La taille varie et elle peut dépasser 100 millions de tonnes. Les plus gros, Neves Corvo (Portugal), Rio Tinto (Espagne) et Kidd Creek (Ontario) dépassent 300 Mt de sulfures. Rio Tinto dépassait probablement 500 Mt avant que n'intervienne l'oxydation supergène du Miocène. En volume cependant, ces amas énormes restent des objets géologiques de taille modeste, dont l'ordre de grandeur est celui d'une coulée volcanique.

Le minerai massif montre fréquemment une zonalité, avec de la chalcopryrite et de la pyrite ou de la pyrrhotite à la base, et un minerai plus lité à pyrite, sphalérite et galène au sommet, passant à des sédiments parfois graphiteux. L'or se situe à la base ou au sommet des amas, souvent

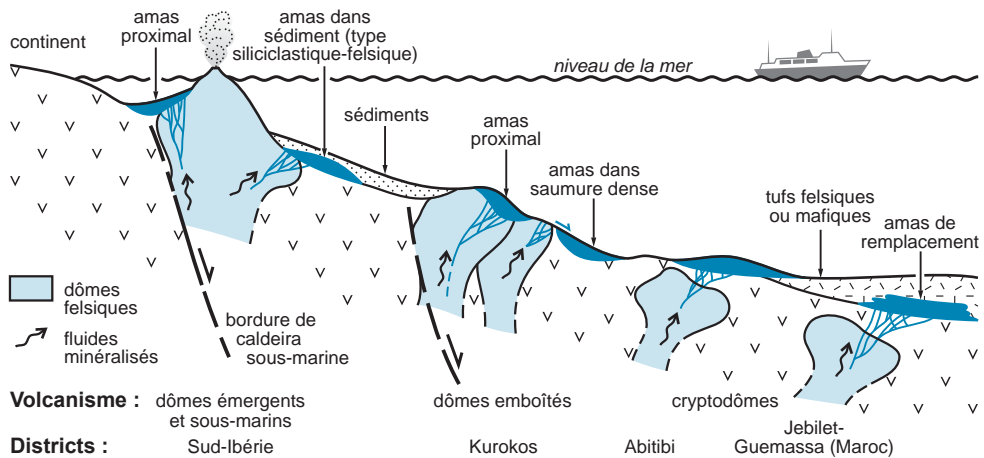


Figure 6.24 - Différents types d'appareils volcaniques felsiques susceptibles de porter des amas sulfurés de type VMS. Les amas peuvent se développer sur le fond marin, ou sous le fond marin par remplacement de roches volcaniques ou sédimentaires (d'après Routhier, 1980; Tornos, 2006)

avec la silice. L'argent est parfois abondant, de même que la magnétite, habituellement tardive. La racine est constituée de filonnets dans une zone fortement altérée à chlorite, formant un stockwerk. Dans certains gisements, c'est ce stockwerk enrichi en cuivre qui est économique (Isle Dieu, Selbaie, dans la ceinture nord de l'Abitibi, Aznalcollar en Espagne; photos a et h, planche 19). Dans la ceinture sud-ibérique, ces stockwerks présentent une paragenèse distincte de celle des sulfures massifs, plus riches en Bi, Co et Te, avec bismuth natif et bismuthinite, alloclasite et tétradyomite (Marcoux *et al.*, 1996 b; photo b, planche 3).

■ DIFFÉRENTS TYPES DE GISEMENTS

Suivant la nature des roches volcaniques sous-jacentes, on peut distinguer trois grands types d'associations : un pôle bimodal mafique à basalte dominant, à Cu-Zn, le type Noranda, un pôle bimodal felsique à rhyolite dominante, à Zn-Cu-(Pb), le type Kuroko (Franklin *et al.*, 2005), et un pôle felsique à composante volcanosédimentaire, le type Rio Tinto, à Zn-Pb-Cu.

Dans les roches mafiques, les gisements coïncident avec des arrêts du volcanisme marqués par de fins niveaux de chert, parfois du manganèse. La minéralisation se met en place sous une profondeur d'eau de plus de 500 m, dans des grabens, à l'intersection avec des failles synvolcaniques. Les altérations hydrothermales forment des *pipes* d'altération circulaires sous les amas sulfurés, qui peuvent s'étendre jusqu'à un kilomètre de profondeur en suivant des fractures. Ils montrent un cœur bien défini enrichi en magnésium et fer, et lessivé en silice et sodium (chlorite magnésienne, parfois talc), et une auréole à séricite, avec parfois une augmentation en K_2O , en particulier au-dessus de l'amas. On observe une mobilité du zirconium et des terres rares. La pile volcanique sous-jacente (puissante de 200 à 1000 m) est le lieu d'une silicification subconcordante qui peut localement faire passer une andésite pour une rhyolite (figure 6.25). Cette altération est zonée, avec de l'épidote en bordure passant sous l'amas à une altération à grenat, chlorite plus ferrifère, parfois biotite-staurotide.

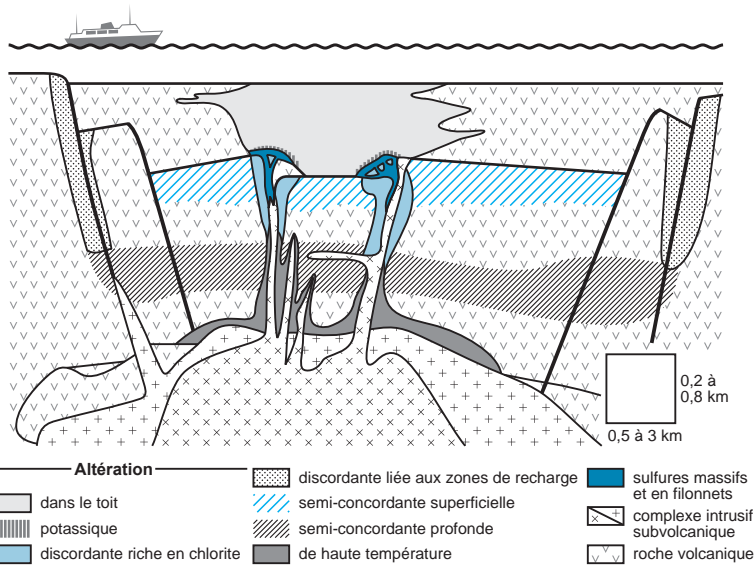


Figure 6.25 - Coupe d'un système de type VMS associé à une caldeira montrant la zonalité des altérations (d'après Gifkins *et al.*, 2005).

CUIVRE ET ZINC DE NORANDA (QUÉBEC)

Le district Archéen de Noranda (figure 6.26) a été découvert en canoë, en 1928, par Edmund Horne et une équipe de prospecteurs. Un vaste système de caldeiras d'âge archéen (2,7 Ga) est rempli par des coulées massives et en coussins d'andésite et de rhyolite souvent fragmentaires. On observe un découpage par des failles synvolcaniques. Plus d'une dizaine d'amas sulfurés à Zn-Cu ont été découverts, parfois à plus de 1100 m de profondeur, puis exploités. Ils comprennent, principalement, de la pyrite, de la chalcopryrite, et de la sphalérite. Les amas forment des monticules au voisinage des appareils felsiques, enracinés sur des stockwerks, avec des zones d'altération à chlorite au centre et à séricite en bordure. La chlorite se transforme en cordiérite au cours du métamorphisme de contact, et forme des taches, donnant une roche mouchetée : la dalmatianite (photo b, planche 18). Ces zones d'altération s'enracinent dans un sill de tonalite formant le plancher de la caldeira. Les niveaux porteurs des amas sont signalés par des niveaux de cherts lités, les exhalites, dont la puissance augmente brutalement au voisinage des minéralisations. Parfois, plusieurs amas sont empilés le long d'une même faille synvolcanique. Les zones de recharge hydrothermale sont marquées par des altérations semi-concordantes à épidoite et albite. La mine Horne, la plus grosse accumulation du secteur, se distingue par sa position sur une faille bordière de la caldeira située sur un vaste édifice volcanique felsique, et par sa richesse en or.

En contexte felsique, les gisements sont associés aux bordures de dômes de rhyolites bréchiques silicifiées, de sills pépéritiques, parfois dans des caldeiras réurgentes (Kuroko au Japon, Mattabi en Abitibi, amas sud-ibériques; Morton et Franklin, 1987) (figure 6.27). Les roches volcaniques sont souvent vésiculées, indiquant une faible profondeur de mise en place, parfois marquée par des dépôts de carbonates (Selbaie, Abitibi; Avoca, Irlande). Les rhyolites sont souvent mises en place à haute température, et montrent un enrichissement en zirconium.

La pyrite est de loin le sulfure le plus abondant (de 50 à 98 % des sulfures), suivie par la sphalérite, la chalcopryrite, et la galène, à partir du Protérozoïque, en proportions variables selon le contexte géodynamique. Ces quatre sulfures composent la quasi-totalité des sulfures des amas. Les autres minéraux sont accessoires ou rares : la tétraédrite-tennantite et l'arsénopyrite sont les plus communes, suivies par la magnétite, la pyrrotite, l'hématite, la bornite, la cassitérite, l'or, et une myriade de minéraux occasionnels (planche 20). La nature et l'abondance relative de ces

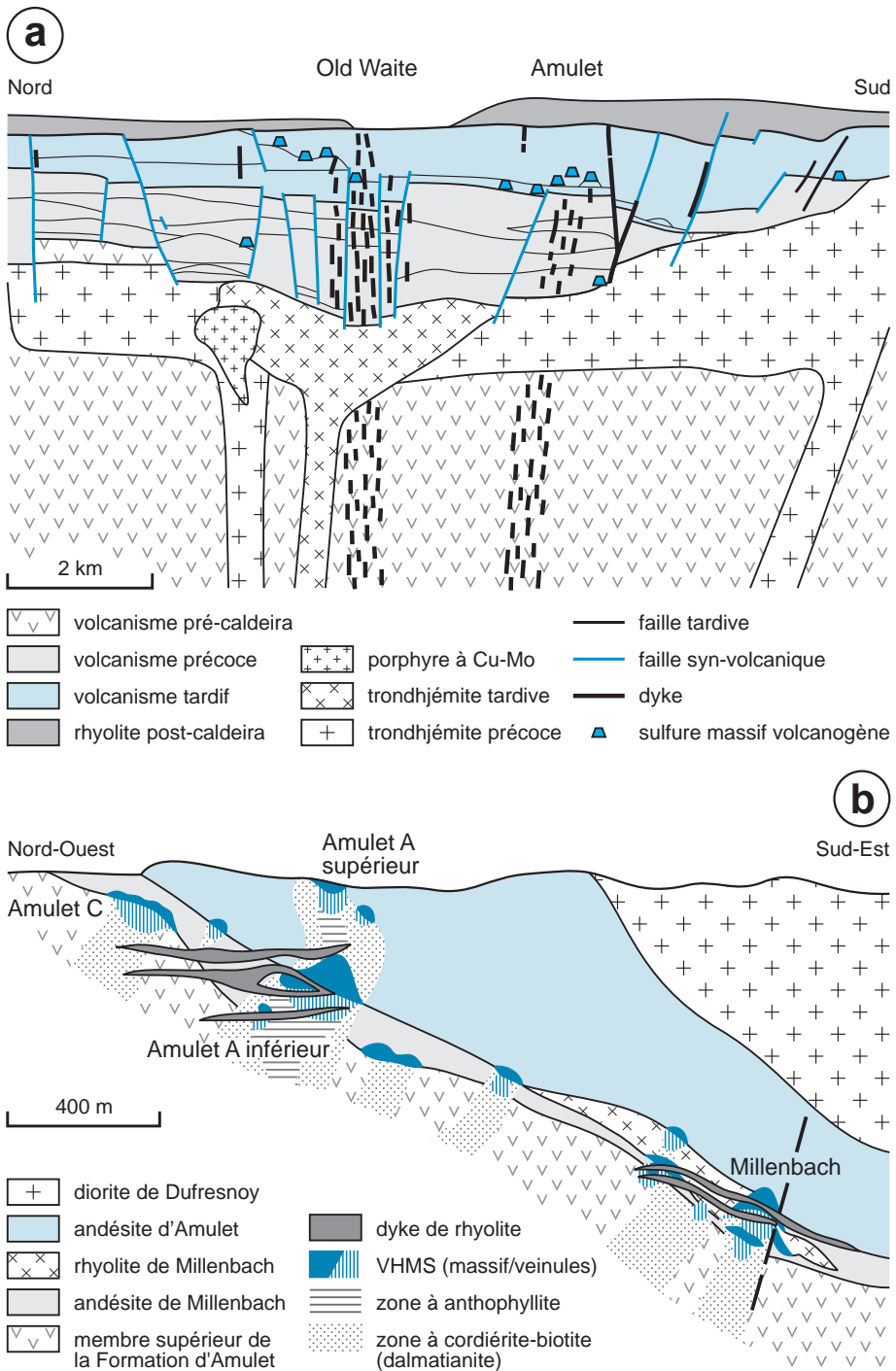


Figure 6.26 - Caldeira de Noranda (Abitibi, Canada). **a)** coupe montrant l'organisation des faciès plutoniques et volcaniques (d'après Galley, 2003; Gibson et Galley, 1997), et **b)** empilement de gisements, ou *stacking*, à Amulet (Knuckey *et al.*, 1982).

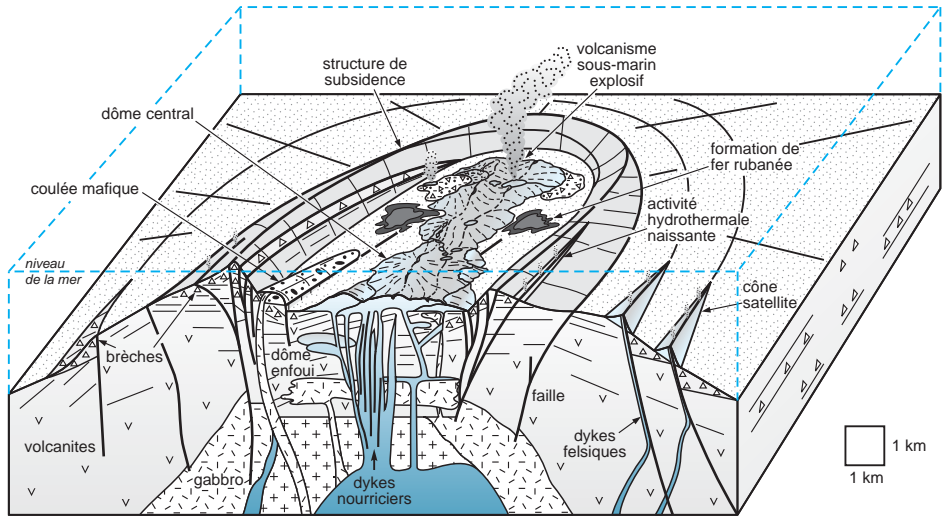


Figure 6.27 - Modèle 3D d'une caldeira sous-marine archéenne portant des gisements volcanogéniques de type VMS, contrôlés par des fractures synvolcaniques (d'après Mueller et Mortensen, 2002).

minéraux accessoires varient fortement selon les amas : la pyrrhotite est abondante et constitue le sulfure majeur dans les amas marocains (Hajar, Kettara, Draa Sfar; photo a, planche 2; photo i, planche 19). L'étain sous forme de cassitérite et de stannite est parfois abondant (Neves Corvo, Portugal; photos d, g et h, planche 20; Kidd Creek, Canada) et semble caractériser les amas les plus importants. L'or peut constituer le premier métal sur le plan économique (Eskay Creek). La gangue est présente en quantités variables selon les amas; il s'agit généralement de quartz, fréquemment de sulfates (barytine, gypse), de chlorites, et de carbonates.

Au-dessus de l'amas se déposent fréquemment des niveaux siliceux de cherts ou de jaspes, qui s'étendent latéralement jusqu'à plusieurs centaines de mètres : *Main contact tuf* à Noranda, exhalites siliceuses de Bathurst, cherts à manganèse en sud-Ibérie (photo d, planche 19). Ces niveaux correspondent à des dépôts de silice colloïdale, parfois enrichis en potassium, issus des fumeurs blancs, ou à des remplacements tardifs.

Les altérations hydrothermales s'étalent plus largement sous l'amas que dans les systèmes ophiolitiques; les *pipes* d'altération sont alors moins bien définis (jusqu'à 1 km de diamètre en Espagne). Elles montrent une zone silicifiée à séricite au cœur et chlorite-séricite en périphérie (Ohmoto et Skinner, 1983; Leistel *et al.*, 1998; photo e, planche 19), parfois carbonates et silicates d'alumine (chloritoïde, andalousite, disthène, pyrophyllite). La perte de masse peut atteindre 60 % en poids, avec un départ important du sodium et du calcium. L'altération semi-concordante est souvent présente et montre également des carbonates.

Si l'ensemble volcanique devient sub-émergent, la minéralisation prend un caractère superficiel à tendance épithermale, avec apparition de filons minéralisés et un enrichissement en or dans l'amas et les filons (mine Horne à Noranda, Doyon-Bousquet, au Canada; Boliden en Suède; La Zarza en Espagne). Les filons sont à pyrite, arsénopyrite et minéraux de cuivre (bornite, énar-gite, covellite) avec une altération acide hyper-alumineuse, et du quartz abondant (*silicatado* de La Zarza). On connaît de petits dépôts actuels transitionnels vers des gisements épithermaux, tels ceux au large de l'île de Lihir (Papouasie-Nouvelle-Guinée). Généralement, les gisements archéens ne contiennent pas de plomb, mais davantage de pyrrhotite et de magnétite.

Les gisements associés à des environnements volcanosédimentaires sont bien plus importants que ceux des contextes strictement volcaniques (taille moyenne de 23,7 Mt contre 5,2 Mt dans les ensembles volcaniques de type bimodal) : ce sont, en particulier, les districts de Bathurst dans le Nouveau-Brunswick, la ceinture sud-ibérique, le gisement de Mount Reed en Tasmanie. Brunswick n° 12 (Nouveau-Brunswick) représente 229 Mt à 7,66 % Zn, 3,01 % Pb, 0,46 % Cu et 91 g/t Ag. L'or est parfois significatif (jusqu'à 6,8 g/t à Bathurst) et apparaît dans le faciès lité (avec Sb et As), dans le stockwerk avec bismuth et cobalt (Tharsis, Espagne), ou dans des zones à tennantite (Neves Corvo, Portugal) (photos e et f, planche 20). Leur encaissant est principalement composé de dépôts volcaniques fragmentaires, mais ils peuvent aussi être encaissés dans les sédiments associés, tels des shales noirs. L'interaction avec la matière organique produit des environnements alcalins et la présence de NH_4^+ dans les fluides.

LA CEINTURE PYRITEUSE SUD-IBÉRIQUE

Dans le sud de la péninsule sud-ibérique, au Famennien-Tournaisien, entre 356 et 350 Ma (Tucker-Barrie *et al.*, 2002), le volcanisme bimodal sous-marin s'accompagne d'un hydrothermalisme de très grande ampleur à l'origine de la plus importante ceinture d'amas sulfurés du monde (plus de 1,8 Gt de sulfures), appelée ceinture pyriteuse sud-ibérique, ou *Iberian Pyrite Belt* (IPB) (figure 6.28). Le volcanisme est à forte dominante de laves et de pyroclastites rhyolitiques, et riche en faciès ignimbritiques qui suggèrent la présence de caldeiras (Onézime *et al.*, 2003). L'IPB montre 82 amas sulfurés (Leistel *et al.*, 1998), ce qui signifie qu'elle porte 22 % des VMS de classe mondiale (> 32 Mt), dont 8 gisements de plus de 100 Mt : Rio Tinto, Neves Corvo, Tharsis, La Zarza, Aljustrel, Sotiel-Migollas, Aznalcollar-Los Frailes et Valverde (planches 19 et 20). Cependant, la plupart sont à dominante de pyrite et 11 seulement peuvent être considérés comme des gisements géants au regard de leur contenu en Cu-Zn-Pb. Le gisement de Rio Tinto est le plus important avec 350 Mt de sulfures (figure 6.29; photos a, b et e, planche 19). Cependant, une partie a été oxydée au Miocène et partiellement érodée, libérant de l'acide sulfurique et des oxydes ferriques qui ont teinté en ocre et rouge les fleuves locaux : le Rio Tinto (fleuve coloré) et le Rio Odiel. Des calculs suggèrent que le gisement de Rio Tinto contenait à l'origine près de 510 Mt de sulfures (Tornos, 2006); Neves Corvo contient plus de 220 Mt et Aljustrel, plus de 300 Mt (surtout de la pyrite). Les teneurs moyennes calculées pour l'ensemble de la ceinture sont de 2,0 % Zn, 0,85 % Cu, 0,74 % Pb, 26 g/t Ag et 0,45 g/t Au, avec des teneurs en étain à Neves Corvo (Leistel *et al.*, 1998). Tous les amas ont été exploités de manière plus ou moins continue, d'abord pour la pyrite jusqu'au milieu du xx^{e} siècle, puis progressivement pour les métaux de base et enfin pour l'or dans les chapeaux de fer de Rio Tinto (120 t d'or produits de 1980 à 2001) et de Tharsis. Seule la mine portugaise de Neves Corvo est encore active en 2008. Excepté le gisement de la Zarza, composé d'une seule lentille de sulfures massifs, les autres gisements géants sont composés de 2 à 6 lentilles. La tectonique ayant fortement affecté ces gisements, il est souvent impossible de dire s'ils étaient à l'origine composés d'une seule lentille démembrée par la tectonique, ou de plusieurs.

On distingue trois environnements de dépôt des amas qui dessinent une zonalité assez nette de la ceinture :

- un domaine nord fortement volcanique, avec des dômes felsiques et des sills, des sédiments volcanoclastiques. Les sulfures massifs se mettent en place par remplacement stratiforme sous le fond marin dans des roches poreuses, avec émergence limitée ou sans émergence sur le fond marin. Les amas sont de taille modeste (Concepción, San Telmo, San Miguel, etc.);
- un domaine intermédiaire, avec exhalaisons hydrothermales sur le fond océanique associé à du volcanisme felsique, et probablement des remplacements mineurs sous le fond marin (Rio Tinto, La Zarza, etc.);
- un domaine sud à forte composante sédimentaire, où les sulfures apparaissent sous forme de grands dépôts exhalatifs, sans doute dans des cuvettes de saumures, associés à des shales noirs, avec apport de H_2S biogénique (Tharsis, Sotiel-Migollas, Valverde, etc.).

La signature isotopique du plomb des amas est très constante dans toute la ceinture ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18,18$); elle suggère une origine magmatique des métaux (Marcoux, 1998).

Le site géodynamique reste débattu. Des études récentes (Onézime *et al.*, 2003) ont montré l'importance du volcanisme acide et des faciès ignimbritiques impliquant la présence de caldeiras et un contexte d'arc émergent. Le modèle propose une double subduction vers le nord : la première entraîne l'obduction de croûte océanique (ophiolites de Beja-Acebuches), avec prisme d'accrétion associé (Pulo de Lobo), et en déclenche une seconde plus au sud qui amorce l'édification de l'arc volcanique. La collision continentale du Viséen empile des terrains allochtones ultérieurs. Tornos (2006) voit la formation des gisements dans des bassins intracontinentaux en *pull-apart*, en liaison avec de grands décrochements crustaux sénestres.

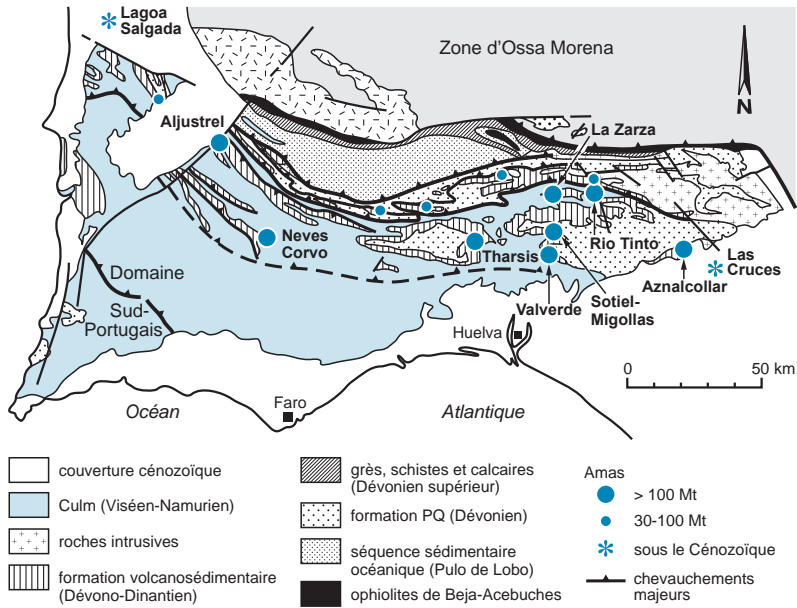


Figure 6.28 - Carte géologique simplifiée de la ceinture pyriteuse sud-ibérique (Espagne et Portugal) avec position des gisements les plus importants. Les amas sont tous associés aux rhyolites du groupe volcanosédimentaire dévono-dinantien. Les travaux d'exploration géophysique menés ces vingt dernières années ont permis de découvrir des amas cachés sous la couverture cénozoïque comme Las Cruces (16 Mt à 6,62 % Cu) et Lagoa Salgada (tonnage non publié).

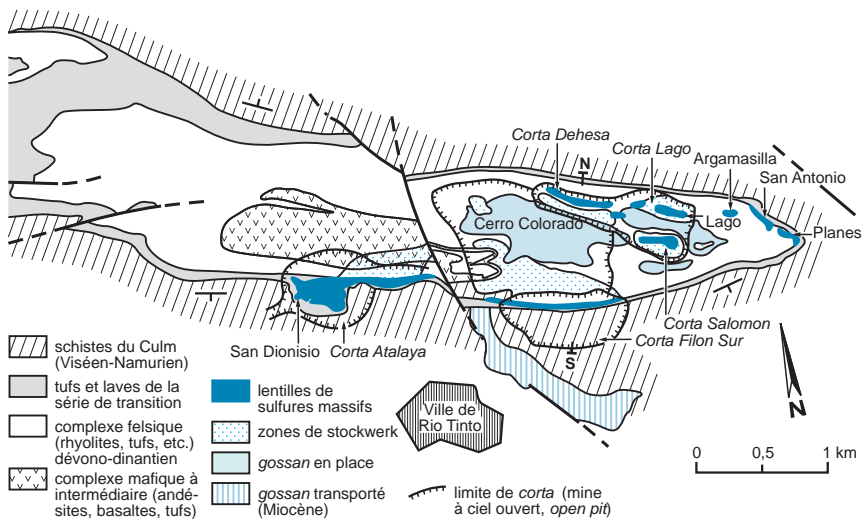


Figure 6.29 - Gisement de Rio Tinto (Espagne). Ce nom ne désigne pas un amas unique mais un ensemble de plusieurs masses de sulfures probablement interconnectées à l'origine mais dispersées par la tectonique hercynienne. La masse la plus importante est l'amas San Dionisio, exploité dans la *corta* (open pit) Atalaya et en souterrain. Le *filon Sur*, et le *filon Norte* (exploité dans les *cortas* Dehesa, Lago et Salomon) sont les deux extrémités d'un amas sulfuré plissé à l'Hercynien qui occupait l'emplacement du Cerro Colorado, et que l'érosion a considérablement réduit : avant l'exploitation, il ne subsistait plus que sous la forme d'un chapeau de fer développé aux dépens d'un stockwerk et de sulfures disséminés (cf. coupe NS sur la figure 6.33) (d'après Pinedo, 1963; Garcia Palomero, 1980; Tornos, 2006).

■ MODÈLE GÉNÉTIQUE

Ces gisements sont formés par la convection d'eau de mer mélangée avec des fluides magmatiques ainsi que le montrent les systèmes hydrothermaux actuels (bassin d'Okinawa, mer de Bismarck, îles Éoliennes), le magma apportant les métaux, parmi lesquels Cu, Sn et Au (figure 6.30). On estime la profondeur des magmas sous-jacents à moins d'un kilomètre, bien que la source thermique profonde puisse correspondre à un point chaud, marqué par des roches mafiques (komatiïtes à Kidd Creek). Même si l'essentiel du fluide hydrothermal est de l'eau de mer réchauffée, une participation, même accessoire, des fluides magmatiques est indispensable pour générer des amas sulfurés. Compte tenu de la forte concentration en métaux des fluides magmatiques, on estime que 1 % de fluide magmatique suffit à créer un dépôt d'intérêt économique.

Le soufre des sulfures océaniques actuels montre un très faible enrichissement en isotopes lourds ($\delta^{34}\text{S} = +1$ à $+7$ ‰ en moyenne) démontrant une source du soufre dans les basaltes du substrat; la contribution des sulfates réduits de l'eau de mer est notable surtout dans les dépôts de sulfures sur rides lentes, comme la ride médio-Atlantique (Hannington *et al.*, 2005). Par contre, le soufre des amas sulfurés fossiles de contexte mafique est très enrichi en isotopes lourds, ce qui pourrait traduire un contexte de ride lente et/ou la présence d'une couverture sédimentaire notable qui augmente le temps d'interaction entre les fluides hydrothermaux et l'eau de mer.

Plusieurs modèles de dépôt ont été proposés (figure 6.24) : dépôt distal dans des cuvettes, sédimentation d'un fluide hydrothermal dense, cuvette remplie par le fond, construction d'amas coalescents, remplacements sous-marins, etc. Le minerai massif est interprété comme s'étant déposé sur le fond sous-marin, mais peut aussi correspondre à un remplacement local de niveaux perméables dans la pile volcanique proche de la surface (Espagne, Abitibi, Tasmanie). Un arrêt du volcanisme et une sédimentation limitée constituent des facteurs favorables. La construction de l'amas se ferait d'abord à température croissante (Large, 1992), avec précipitation des sulfures et remplacements à la base (souvent riche en cuivre et bismuth à la suite de l'arrivée tardive de fluides plus chauds), puis par des dépôts stratifiés à température décroissante au sommet. Des explosions brutales de fluides ont été observées dans les systèmes actuels, ce qui provoque des bréchifications.

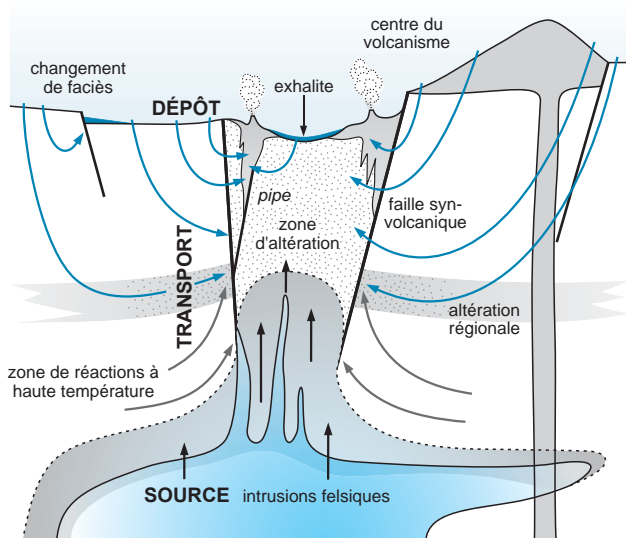


Figure 6.30 - Modèle des circulations hydrothermales conduisant à la formation des gisements de type VMS (d'après Franklin *et al.*, 2005).

Ces gisements partagent avec les gisements SEDEX une richesse en plomb-zinc, une mise en place dans un environnement anoxique, et une source du soufre dans l'environnement immédiat. À Bathurst, quatre pulsations hydrothermales sont reconnues, mais les plus gros gisements naissent en environnements euxiniques, ce qui traduit un océan stratifié, avec des eaux profondes riches en H_2S .

La perméabilité des terrains est fonction de la perméabilité des roches et de l'intensité de la fracturation. La zone d'échange thermique et la source doivent posséder une faible perméabilité afin d'avoir une efficacité maximale, et la zone d'ascension, une forte perméabilité afin de focaliser au maximum les sites de décharge. Les failles transformantes et les failles des rides océaniques jouent un rôle essentiel dans le drainage des fluides vers la surface. L'existence d'un écran imperméable est un facteur favorable au développement de grands amas. Sa présence entraîne en effet une résidence prolongée des fluides, réduit les possibilités de mélange avec l'eau de mer et focalise l'émission des fluides. Des structures de remplacement apparaissent alors dans la zone de griffon.

La précipitation des sulfures obéit à deux mécanismes principaux. Ordinairement, c'est l'ébullition des fluides qui provoque la déstabilisation des complexes métalliques et le dépôt des sulfures. Toutefois, un fluide libéré à des profondeurs supérieures à 2000 m, même à 350 °C, ne bout pas à cause de la pression hydrostatique. C'est alors le mélange avec l'eau de mer, froide et alcaline, qui va provoquer le refroidissement et la modification de la chimie, qui conduisent à la précipitation des minéraux métalliques.

Les gisements sont fréquemment affectés par le métamorphisme et la tectonique (photos f, g et h, planche 3; photos c, g et i, planche 19). On observe alors une recristallisation des minéraux, un accroissement de la taille du grain des sulfures, la transformation de la pyrite en pyrrhotite au stade prograde, des concentrations dans les charnières ou le long de linéations d'étirement (Gauthier, 1994); l'or et l'argent sont remobilisés dans des fractures, ce qui peut enrichir le minerai. Le métamorphisme de contact produit par les intrusions conduit à des assemblages particuliers dans les zones d'altération hydrothermale : l'anthophyllite apparaît dans la zone chloritisée, et la hornblende conduit à une roche tachetée. Le lessivage intense, en particulier dans le cas d'amas mis en place sous le fond de la mer, provoque lors du métamorphisme la formation de minéraux alumineux : on observe ainsi un assemblage à quartz, pyrite, disthène, andalousite (parfois visible à la lampe ultraviolet), muscovite, staurotide, ou une association à cordiérite-anthophyllite-sulfures (ou CAS). En s'approchant de la minéralisation, la muscovite et un grenat rose riche en manganèse peuvent devenir plus abondants.

■ EXPLORATION

L'exploration régionale est basée sur la géophysique aéroportée dans un contexte volcanosédimentaire favorable : fin de cycle volcanique, nature favorable des roches volcaniques, mobilité structurale sous-marine associée à des contextes géodynamiques favorables. Une sélection du volcanisme le plus chaud peut être faite à l'échelle régionale par l'analyse des teneurs en zirconium des magmas. On recherchera l'intersection entre des niveaux volcaniques favorables et des zones de failles syn-volcaniques. Les gisements forment généralement des chapelets, souvent avec une périodicité de l'ordre de 2 km illustrant la taille des cellules de convection.

La gravimétrie est un outil qui cible les gisements géants et qui a fonctionné dans la plupart des districts (cf. figures 4.8 et 4.16). Cependant, les anomalies gravimétriques pouvant également être causées par des corps mafiques denses situés en profondeur, le recours au forage devient

indispensable. Les méthodes électriques et électromagnétiques sont également efficaces. La géophysique de forage doit être utilisée en routine pour élargir les zones reconnues.

La géochimie multi-élémentaire régionale permet de détecter les minéralisations aussi bien en roches que dans les sédiments de ruisseaux. Les gisements de Bathurst sont associés à une formation de fer de type Algoma à carbonates, oxydes, et silicates qui s'étend sur plusieurs kilomètres au-delà des gisements. Cette formation montre une zonalité, avec une augmentation des rapports Fe/Mn, Ba/Al, P/Al, Eu/Eu* et des teneurs en métaux en s'approchant de la minéralisation (Goodfellow, 2002). La lithogéochimie des altérations permet de repérer des gisements profonds.

Plus localement peuvent apparaître des anomalies géochimiques dans les tufs. On recherchera l'intersection entre des interfaces volcaniques, marquées par des niveaux exhalatifs (cherts, chloritites), et des zones de failles synvolcaniques (changement de faciès ou de puissance, intrusions, altérations, etc.). On a également employé la géochimie du mercure dans les sols, et le rapport Co/Ni plus élevé des sulfures près des *pipes*.

6.2.3 Contexte volcanosédimentaire (SEDEX)

Il s'agit de gisements très importants sur le plan économique en tant que producteurs, soit de plomb et de zinc, soit de barytine, avec parfois du cuivre et de l'argent; ils sont situés dans des environnements sédimentaires ou volcanosédimentaires (Klau et Large, 1980; Leach *et al.*, 2005). En 1996, ils représentaient 26 % de la production de zinc, avec des gisements majeurs comme Red Dog (Alaska), McArthur River (gîte HYC, pour *Here is Your Chance*), Broken Hill et Mount Isa (Australie), Balmat-Edwards (New York), Sullivan (Colombie-Britannique), Gorevskoye (ou Gorevsk, Sibérie, Russie), ou Navan (Irlande) (tableau 6.4; planche 21). Rammelsberg en Allemagne et Pierrefitte en France ont été des producteurs historiques de métaux de base. Cannington (Australie) est l'un des premiers producteurs d'argent au monde, avec une teneur de plus de 500 g/t Ag. D'autres métaux comme Cd, Au, Sb, Co, portés par des minéraux en traces, peuvent constituer des sous-produits propres à être valorisés, et du platine a été récupéré au stade de la fonderie dans les minerais de Sullivan.

On connaît des gisements SEDEX à toutes les époques et dans tous les faciès métamorphiques, mais ils sont particulièrement importants au Protérozoïque et au Dévonien; ils s'éteignent quasiment au Carbonifère. Cette distribution temporelle correspondrait à la constitution du stock de soufre dans les océans après le retrait du fer par les formations de fer et l'établissement d'océans stratifiés avec des eaux basales réductrices, au cours du Protérozoïque et du Paléozoïque (Sangster, 1990; Lyons *et al.*, 2006). Leur abondance particulière autour de 1,7 Ga a aussi été mise en relation avec la rupture du supercontinent protérozoïque (Hutchinson, 1983; Young 1992). On connaît cependant des gisements récents, voire actuels : Jinding, en Chine du Sud, pourrait être l'un des gisements de ce type, encaissé dans des terrains crétacés et paléocènes (Xue *et al.*, 2007). De nos jours, plusieurs sources thermales déposent ce type de minéralisation : les exemples les mieux connus sont celui de la fosse Atlantis II, en mer Rouge, et celui du bassin des Guaymas, au Mexique, qui s'apparentent cependant davantage au type Besshi.

Ces gisements sont exploités à tous les niveaux structuraux de la croûte continentale et, en particulier, dans les faciès amphibolite-granulite où ils comptent au rang des principales cibles économiques (Broken Hill et Cannington en Australie, Gamsberg en Afrique du Sud, Balmat-Edwards dans l'État de New York).

■ GÉOLOGIE

Les gisements de type SEDEX sont généralement situés dans des bassins sédimentaires, d'une puissance allant de 3 à 7 km, qui comprennent des niveaux sédimentaires clastiques à forte perméabilité (figure 6.31). Ils apparaissent souvent aussi bien dans des contextes de rift continentaux (roches clastiques) que dans des contextes de drift (carbonates) en milieu de plate-forme. La sédimentation y est peu profonde et de faible énergie, souvent anoxique, avec argilites carbonées, carbonates dolomitiques, et anhydrite. De soudaines passées clastiques peuvent témoigner d'une instabilité sédimentaire. En règle générale, les gîtes sont enracinés dans les failles normales syn-sédimentaires, des biseaux sédimentaires et des brèches intraformationnelles pouvant en indiquer la présence (photo f, planche 21). Par la suite, ces failles peuvent rejouer ce qui peut en oblitérer la nature première. Le volcanisme peut être très lointain, marqué par des tufs, voire absent.

Les gisements en faciès métamorphique profond sont encaissés à l'échelle régionale par des paragneiss avec des niveaux fins d'amphibolite et d'orthogneiss felsique. Les horizons marqueurs sont constitués par des niveaux lenticulaires silicifiés, souvent dénommés « quartzite », avec des traces de gahnite (un spinelle de zinc) et de grenat riche en manganèse, des tourmalinites, et des pegmatites profondes à feldspaths riches en plomb.

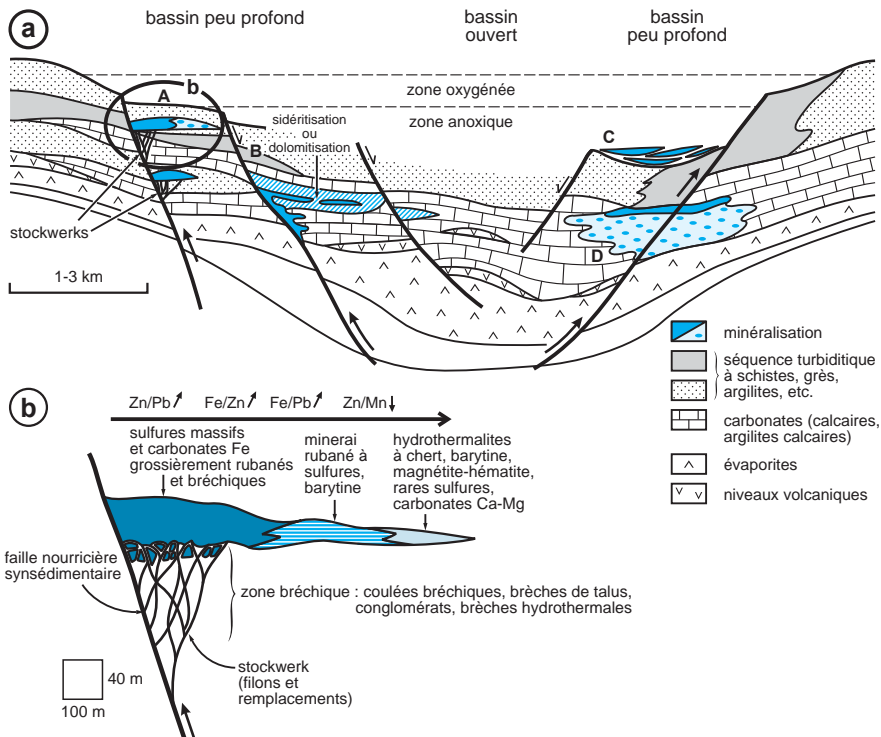


Figure 6.31 - Sites de genèse et morphologie des gisements de type SEDEX. **a)** schéma illustrant la diversité de morphologie et de contexte de dépôt des gisements de type SEDEX; **b)** section idéalisée d'un SEDEX montrant la zonalité minéralogique et chimique habituelle. A = lentille et amas proximaux synchrones étagés (type Sullivan, Canada); B = amas en remplacement de carbonates (type Century, Australie, et Anarraaq, Alaska); C = lentilles allongées de sulfures dans des flaques de saumures stratifiées (type HYC, Australie); D = remplacement en disséminations (type Red Dog, Alaska, remplacement de barytine) (d'après Large *et al.*, 2001a; Lydon, 2004; Leach *et al.*, 2005).

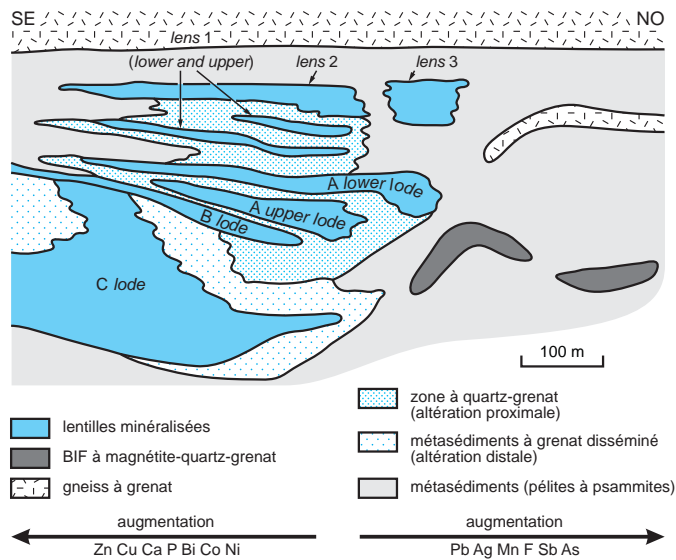


Figure 6.32 - Coupe du gisement de Broken Hill (Nouvelles-Galles-du-Sud, Australie) montrant les zones minéralisées et les altérations associées. L'ensemble a subi un métamorphisme de fort gradient (d'après Huston *et al.*, 2006).

À l'échelle du gisement, la partie syngénétique est composée d'un ou de plusieurs amas sulfurés stratiformes continus et zonés, avec des sulfures au cœur et des sulfates ou des oxydes en périphérie, passant en particulier à des formations de fer. Cette zone minéralisée syngénétique est généralement la mieux développée et elle peut atteindre une puissance de plusieurs dizaines de mètres et une longueur de deux kilomètres. On observe fréquemment plusieurs niveaux sulfurés (cinq à Broken Hill) plus ou moins lenticulaires (figure 6.32). La partie épigénétique est peu développée, souvent même absente. Elle comprend des brèches et des stockwerks à sphalérite, galène, chalcopryrite et pyrite le long de structures cassantes.

Les caractéristiques primaires de ces amas peuvent être considérablement oblitérées par la déformation et le métamorphisme, avec des redistributions à la fois de l'altération et des minéralisations (figure 6.33).

BALMAT-EDWARDS (ÉTAT DE NEW YORK, ÉTATS-UNIS)

La mine Balmat est située sur le flanc sud-ouest d'un synclinal isoclinal dans le massif des Adirondacks, dans l'État de New York. La lithostratigraphie comprend des lits de marbres siliceux et de dolomie parfois fétide, avec des horizons d'anhydrite au sommet, et des niveaux de quartzites à niveaux graphitiques à grenat, sillimanite et pyrite. Le synclinal représente un pli de nappe avec de forts contrastes de ductilité, depuis des roches très ductiles (anhydrite; photo i, planche 21), des marbres dolomitiques (modérément ductiles) et des niveaux de quartz-diopside à comportement cassant. Il y a 14 corps minéralisés à Balmat, répartis en 3 essais contenant de 3 à 5 corps chacun. Les lentilles de sulfures à sphalérite dominante, avec un peu de galène et de pyrite, ont été localement remobilisées sous forme plastique dans les charnières des plis pour créer des zones conformes parallèles aux axes des plis. Au cours des phases plus tardives de la déformation Grenvillienne, une deuxième phase de remobilisation a été suffisamment intense pour produire des corps secondaires dans des unités stratigraphiques différentes, jusqu'à 1500 m en vertical! Les remobilisations latérales, qui s'étendent jusqu'à 600 m, sont bloquées par les niveaux d'anhydrite.

Balmat a été interprété comme un gisement de type MVT ou de type SEDEX dans les calcaires du Grenville. Les relations entre les corps-parents et les remobilisations n'ont été élucidées que dans les années 1990 et, en 1996, elles ont permis de découvrir quatre nouvelles zones, pour un total de 11 Mt de minerai.

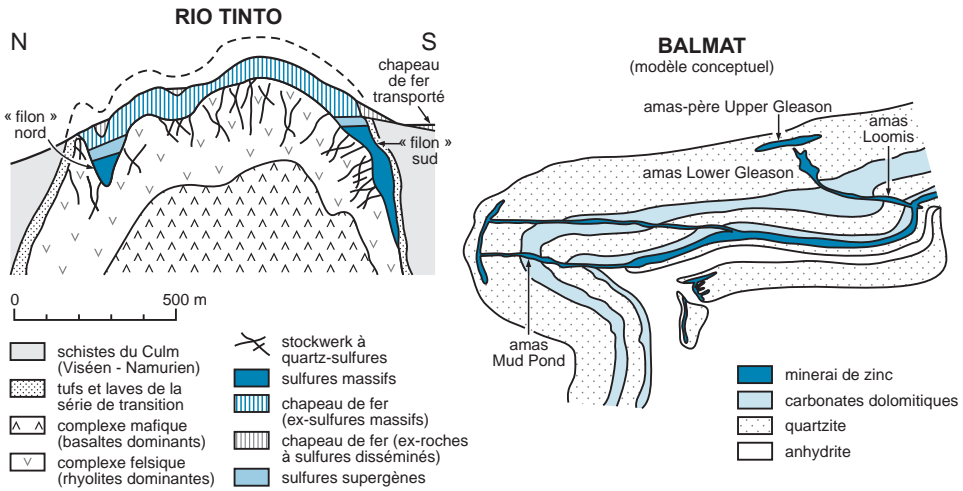


Figure 6.33 - Déformation à Rio Tinto (d'après Garcia-Palomero, 1980, voir la figure 6.29 pour la situation de la coupe) et à Balmat-Edwards (modèle conceptuel d'après Steers, 2003). L'échelle est valable pour les deux schémas.

■ MINÉRALOGIE ET ALTÉRATION HYDROTHERMALE

L'association minéralogique classique comprend sulfures, carbonates (calcite, sidérite, dolomite, ankérite), barytine, et quartz en proportions très variables, associés à des cherts. Les sulfures sont composés de pyrite (rare à dominante), sphalérite habituellement dominante sur galène, pyrrhotite (surtout dans les amas protérozoïques), sulfures et sulfosels d'argent (tétraédrite, freibergite), parfois chalcoppyrite (> 2 % à Rammelsberg, Allemagne) et arsénopyrite. Ces minéraux montrent un litage marqué et dessinent une zonalité Cu-Pb-Zn-(Ba) dans les sens vertical et horizontal à partir de la zone de stockwerk, la pyrite traçant parfois une auréole externe et le rapport Zn/Pb augmentant vers l'extérieur. Des minéraux de baryum (barytine à grain fin, parfois celsian; photo b, planche 21), de bore (tourmaline) et de manganèse (rhodonite, rhodochrosite) forment souvent un rubanement concordant et des rythmites finement laminées. De l'anhydrite d'origine évaporitique est présente à Balmat-Edwards, dans le faciès amphibolite supérieur. On a observé des cheminées hydrothermales dans un gisement de barytine irlandais (Silvermines-Ballynoe). Les cherts sont fréquents et la matière organique (hydrocarbures polycycliques aromatiques) est abondante et zonée en fonction de la température.

L'altération hydrothermale associée se développe occasionnellement au toit et au mur des amas et, dans certains cas, de manière synchrone de la déformation. Il s'agit principalement d'une carbonatation, les carbonates devenant plus ferriques et manganésifères au voisinage de la minéralisation. À Meggen, en Allemagne, le halo manganésifère est présent jusqu'à 5 km de la minéralisation. On observe aussi une silicification, une albitisation, parfois une tourmalinisation, qui s'étendent verticalement ou latéralement en remplacements métagénétiques. À Sullivan (Colombie britannique), la zone d'altération à tourmaline adopte une forme de cheminée bréchique à l'aplomb de la partie la plus puissante de l'amas, qui s'étend jusqu'à une profondeur de 450 m; elle passe latéralement à une altération à chlorite-pyrrhotite, puis à une zone à muscovite sous les sédiments rubanés. Toujours à Sullivan, l'altération est marquée au toit par une puissante (200 m) zone à chlorite-albite-pyrite surmontée d'une altération à muscovite abondante. Au voisinage de la minéralisation, on observe un enrichissement en fer-manganèse dans les

grenats et l'apparition de minéraux variés, riches en calcium, conduisant à des faciès ressemblant aux skarns (Walters *et al.*, 2002).

■ VARIANTES DE SEDEX

Il existe de nombreuses variantes de ces gisements, suivant la nature de la minéralisation et de l'encaissant. Parmi les plus importantes figurent les gisements de Pb-Zn-Ag-Ba de type irlandais, pouvant être considérés comme des intermédiaires avec les gisements de type MVT, et les gisements de cuivre de type Besshi. De nombreux autres gisements stratiformes ont été rapprochés des SEDEX, en particulier des gisements associés à des impacts, ainsi que des niveaux exhalatifs à tungstène, or ou mercure dans des shales carbonés.

Les gisements irlandais constituent l'une des provinces minières majeures d'Europe, avec plusieurs gisements importants (Navan-Tara, Galmoy, Lisheen, Tynagh, Silvermines, etc.). Navan est le plus gros gisement de plomb-zinc en milieu carbonaté du monde (Leach *et al.*, 2005). Les minéralisations sont encaissées par les carbonates d'âge fini-paléozoïque constituant une large plate-forme; elles sont considérées tantôt comme syn-, tantôt comme dia- à épigénétiques, mises en place vers 150 m de profondeur sous le fond marin. Elles sont conformes à la stratification, bien qu'elles soient associées à des failles normales qui basculent les blocs et auraient servi de drains. Des brèches se développent au talus de ces failles et portent le minerai.

Ces gisements irlandais constituent des intermédiaires entre les SEDEX typiques et les gisements de type Mississippi Valley – MVT (tableau 6.5; figure 6.34). Ils présentent des caractéristiques proches à similaires en termes de minéralogie, tonnage, genèse et modalités de dépôt. Ils diffèrent essentiellement par le milieu de dépôt, carbonaté pour les MVT, plus argileux pour les SEDEX. Les gisements SEDEX sont généralement plus riches en cuivre, et peuvent montrer les indices d'une activité volcanique.

Les gisements de cuivre-pyrite de type Besshi (Japon) sont caractérisés par un environnement sédimentaire clastique (métapélite à métagreywacke), parfois carbonaté, avec des volcanites mafiques tholéiitiques serpentinisées. Ils sont parfois rattachés à la famille des VMS (voir la section 6.2.2). Leur taille moyenne est de 1,3 Mt à 1,43 % Cu. Les Besshi sont associés à des horizons particuliers à quartz, magnétite, grenat spessartite, tourmaline, chlorite et séricite, plagioclases sodiques et carbonates (Sawkins, 1976) avec, localement, des concentrations de gra-

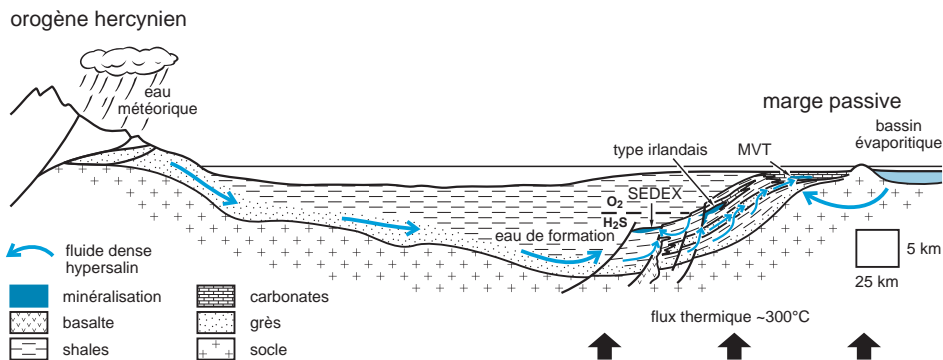


Figure 6.34 - Modèle de genèse du type Navan (Irlande), comparé à ceux des gisements de type MVT et SEDEX (d'après Kesler et Reich, 2006).

phite, interprétés comme des exhalites ou des zones d'altération. Des gisements de ce type sont connus dans le faciès amphibolite en Namibie (Matchless, Otchihase; photo g, planche 19), en Finlande (Outokumpu), et dans le faciès schiste vert en Colombie-Britannique (Windy Craggy), au Québec et au Kenya.

Ce type de gisement se dépose actuellement dans les rides océaniques couvertes de sédiments (fossé d'Escanaba, ride Juan de Fuca, bassin de Guaymas dans le golfe de Californie; Rona, 2003). Dans ce dernier site, le fond océanique est recouvert par 500 m de sédiments turbides et hémipélagiques, avec des dykes mafiques. La minéralisation comprend pyrrhotite, marcasite, barytine, isocubanite, chalcopyrite, sphalérite, par ordre décroissant d'abondance. Deux types de fluides hydrothermaux coexistent : l'un, profond, est responsable de circulations de haute température ($> 300\text{ }^{\circ}\text{C}$); l'autre, plus superficiel, de plus basse température ($< 200\text{ }^{\circ}\text{C}$), est mis en mouvement par l'intrusion des sills. Les fluides débouchent sur le fond marin par des cheminées hydrothermales et, après percolation dans les sédiments, ils arrivent en surface dans des zones riches en bactéries oxydantes. Ces processus et la réaction avec la matière organique provoquent la formation d'hydrocarbures. Par l'abondance de la magnétite et le contexte de rift, ces gisements présentent certaines affinités avec les gisements de type fer-oxydes (IOGC).

D'autres gîtes sont aussi apparentés au type SEDEX. Les shales noirs sont généralement enrichis en métaux et ils peuvent présenter localement des concentrations qui en ont justifié l'exploitation pour diverses substances, notamment le tungstène, l'or, l'antimoine et le mercure. La genèse de ces minéralisations, syngénétiques ou épigénétiques, est souvent discutée car le potentiel élevé de réduction de ces séries carbonées leur permet de piéger des métaux bien après leur sédimentation. Sur le plan descriptif, on peut ainsi rapprocher plusieurs grands gisements d'or associés à des shales noirs comme Sukhoi Log (Russie), Olympiada (Russie), Muruntau (Ouzbékistan; photo d, planche 9), Ashanti (Ghana), Aktash (Altaï, Russie) ou Homestake (Dakota du Sud). Le gisement argentifère d'Imiter (Maroc) est également parfois rapproché de ce groupe du fait de son encaissant. Dans la littérature, on a souvent rattaché ces gisements à des types différents : gisements de type SEDEX, gîtes liés aux granitoïdes, zones de cisaillement, BIF, etc.

Certaines concentrations riches en tungstène (Felbertal, Autriche : 2,23 Mt à 0,67 % WO_3) sont encaissées dans les schistes graphiteux, avec des niveaux d'amphibolite (Cheilletz, 1988). Elles pourraient être les équivalents des dépôts hydrothermaux observés actuellement dans les lacs hypersalins des rifts continentaux (Plimer, 1994).

Des gîtes d'or sont associés à des niveaux de tourmalinite exhalative dans l'Archéen et le Protérozoïque (Dorlin en Guyane, Loulo au Mali, Lac aux Loutres au Québec; photo c, planche 21). Toutefois, l'âge de l'introduction de l'or reste discuté (Slack, 1996). On a décrit également des platinoides et de l'or dans les schistes noirs siluriens d'Espagne et de Russie.

Les concentrations en stibine de la Chine du Sud sont encaissées dans des argilites pyriteuses riches en matière organique du Dévonien. Pour sa part, le gisement de Maxiong exploite une minéralisation stratiforme puissante de 0,2 à 3,5 m, à quartz, stibine, et dolomite, associée à des veines discordantes de même minéralogie situées au mur.

Les gîtes de mercure d'Almadén, en Espagne (Saupé, 1973; Hernandez *et al.*, 1999) et d'Idrija, en Slovénie (Lavrič et Spangenberg, 2003), comportent également des niveaux exhalatifs proches de shales riches en matière organique (figure 6.35). Almadén, la plus grosse concentration de mercure du monde, est constituée d'un niveau de quartzite d'âge Silurien à cinabre et mercure natif disséminés au voisinage de volcanites mafiques alcalines qui montrent un caractère

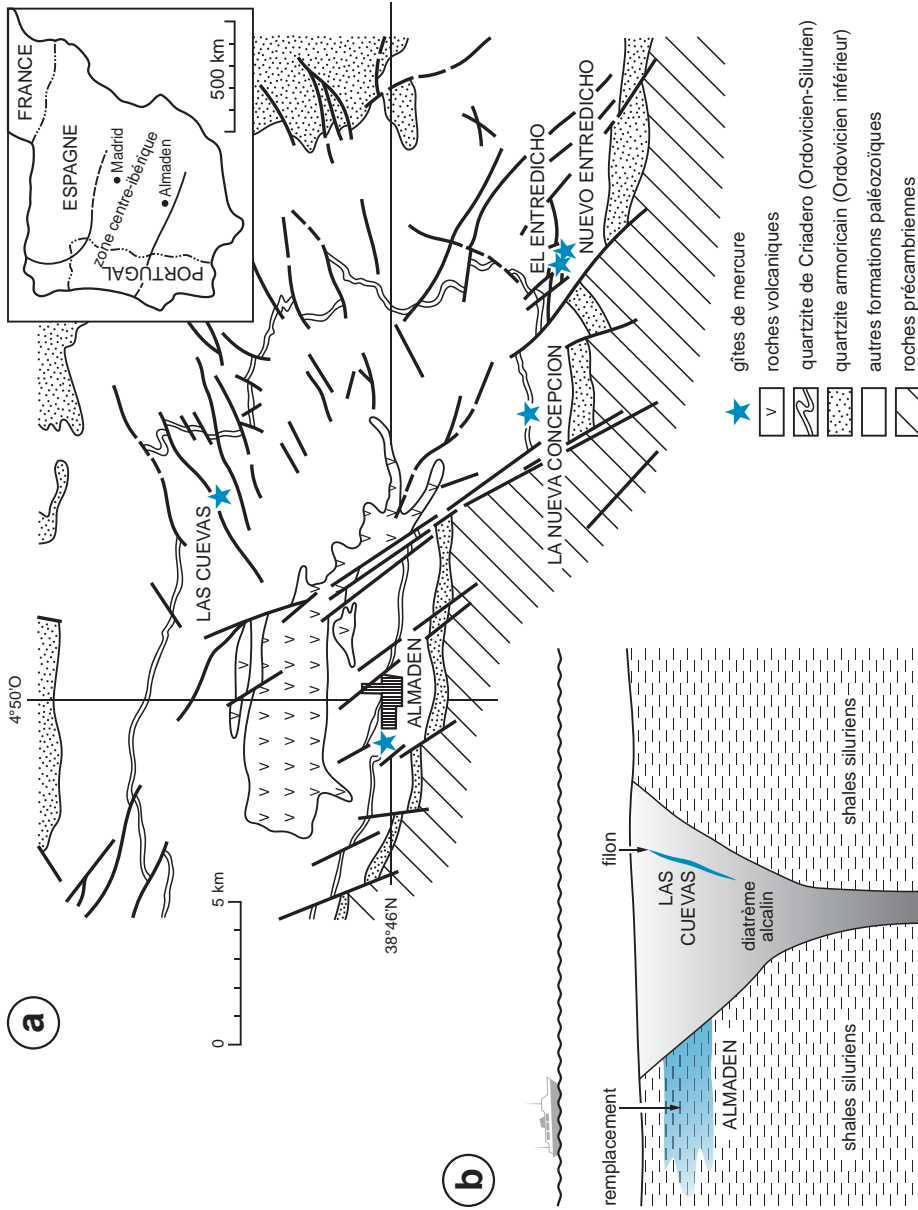


Figure 6.35 - Localisation des différents sites exploités et modèle génétique du gisement de mercure d'Almaden, Espagne (d'après Hernandez *et al.*, 1999).

explosif synsédimentaire (photos d, g et h, planche 21). La minéralisation se serait mise en place au cours de circulations exhalatives syndiagénétiques, vraisemblablement similaires aux sources hydrothermales sous-marines qui déposent actuellement du cinabre à une profondeur de 10 m au large des côtes mexicaines (Prol-Ledesma *et al.*, 2002).

Un cas très particulier d'hydrothermalisme de ce type peut être mis en relation avec les impacts météoritiques majeurs. Ainsi, le premier amas sulfuré dans l'histoire géologique, celui de Sulphur Springs dans le craton de Pilbara en Australie, trouverait peut-être son déclencheur dans l'un des derniers grands bombardements météoritiques de la Terre vers 2,25 Ga (Glikson et Vickers, 2006). De plus, des gîtes exhalatifs de zinc ont été reconnus dans les niveaux sédimentaires qui comblent l'impact de Sudbury.

■ MODÈLE GÉNÉTIQUE

La formation des gisements dans les grands bassins sédimentaires repose sur trois paramètres majeurs : (1) un contexte hydrogéologique permettant la migration des fluides, et dans lequel les fluides de subsurface peuvent accéder à de grands volumes de roche-source; (2) un mécanisme hydrologique autorisant des migrations pendant plusieurs millions d'années, de manière continue ou épisodique; (3) un mécanisme géochimique permettant de transporter les métaux et de les déposer dans des zones de focalisation des fluides. Ces trois paramètres s'appliquent aussi bien aux gisements SEDEX qu'à ceux de type MVT (Garven *et al.*, 2001).

Il existerait deux sous-familles de gisements de type SEDEX : des gisements en environnements de shales (bassin de Selwyn, Yukon), provenant de fluides acides, peu oxydants riches en HS^- , et des gisements oxydants (bassin de McArthur, Australie) provenant de fluides salins oxydants, à pH neutre à acide, sur des plates-formes évaporitiques qui contiennent des sédiments clastiques hématitiques. Ces derniers sont associés à des altérations de sidérite ou de carbonates ferrugineux, dessinant des halos.

Dans l'histoire d'un bassin, les gisements SEDEX se mettent en place de manière précoce. Les fluides sont de température assez basse (de 90 à 200 °C), mais ils reflètent un équilibre thermique à la base du bassin et une capacité à transporter des éléments et de la chaleur. Souvent très salins, ils constituent de véritables saumures riches en Na, Ca et Cl, et ils se déplacent probablement sur plusieurs centaines de kilomètres en profondeur dans des aquifères clastiques et volcaniques afin d'acquiescer cette charge saline et leurs éléments (figure 6.34). Ils remontent rapidement le long de failles bordières de bassins, à l'occasion d'événements sismiques synsédimentaires qui s'accompagnent d'expulsion de fluides. Ainsi, on a attribué la mise en mouvement des fluides à des surpressions tectoniques (transpression) au sein du bassin. En dehors des périodes sismiques, les fluides sont en convection libre. Ils émergent en utilisant des fractures souvent bien enracinées, et se mélangent alors au voisinage de la surface avec des eaux plus riches en soufre. À l'émergence, le milieu marin montre parfois les indices d'une stratification des eaux. Les sulfures se déposeraient dans des zones anaérobies, tandis que les sulfates marqueraient des dépôts en eaux un peu plus oxydantes. Dans certains cas, les faciès évoquent ceux de volcans de boue (figure 6.36) avec leurs sources hydrothermales associées (bassin d'arrière-arc; Slack *et al.*, 1998). Une part des minéralisations syngénétiques correspond à des remplacements dans des niveaux sédimentaires par migration latérale des fluides.

Jusqu'à la fin du Protérozoïque, le contenu en soufre des océans est resté très bas (de 5 à 15 % de la valeur actuelle; Kah *et al.*, 2004). Puis, les océans se sont progressivement enrichis en

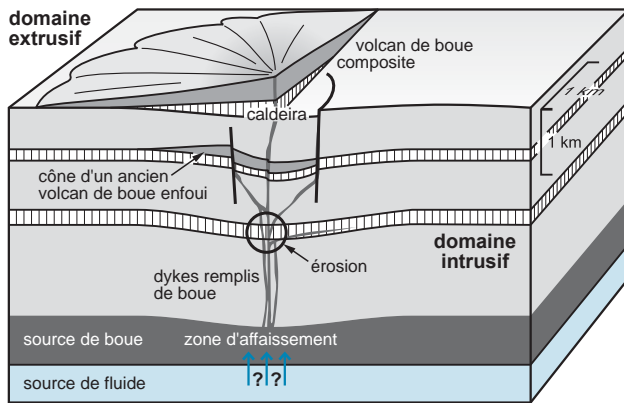


Figure 6.36 - Modèle de volcan de boue inspiré par le site actuel de Lusi-Porong, Est Java, Indonésie, actif depuis mai 2006 (d'après Davies *et al.*, 2007).

soufre, du fait de l'apport continu de soufre d'origine volcanique : l'apparition des gisements SEDEX coïncide donc avec l'augmentation de la concentration en soufre de l'océan à la fin du Paléoprotérozoïque.

La source des éléments doit être recherchée dans les séries sous-jacentes, souvent riches en évaporites et pouvant produire des fluides riches en métaux, comme à Salton Sea (Californie). Contrairement aux VMS et aux SEDEX archéens, les SEDEX protérozoïques sont couramment riches en plomb, jusqu'à constituer quelques-unes des plus importantes accumulations de la planète (Broken Hill, Australie). L'abondance de plomb est en relation directe avec la présence au Protérozoïque d'une croûte continentale mieux différenciée et plus épaisse qu'à l'Archéen, riche en feldspaths, des minéraux riches en plomb par substitution du potassium par du plomb ($2K^+ \leftrightarrow 1Pb^{2+}$) et très sensibles à l'altération, ce qui rend le plomb facilement mobilisable par les fluides hydrothermaux (Sawkins, 1984).

UN SEDEX ACTUEL : LA MER ROUGE

La mer Rouge est un rift d'ouverture récente (5 Ma), qui comporte de nombreuses dépressions situées sur des accidents transformants, remplies de saumures chaudes, extrêmement salées et riches en métaux (figure 6.37). La fosse Atlantis II, large de 7 km et longue de 9 km, est remplie de boues sulfurées sur une épaisseur moyenne de 10 mètres, surmontées de saumures où des sulfures précipitent encore à l'heure actuelle. Les saumures sont stratifiées par densité croissante vers le bas, la couche inférieure étant très salée (30 % éq. NaCl), riche en calcium, pauvre en magnésium, réductrice et chaude (65 °C). La richesse en métaux résulte du jaillissement de fluides hydrothermaux au fond des dépressions. Ce sont les mêmes fluides que dans les fumeurs noirs : il s'agit d'eau de mer infiltrée dans des roches volcaniques des zones marginales, qui traverse d'épais bancs de sel gemme messinien enfouis dans la croûte et qui se charge en métaux. Dans les couches de saumures inférieures, le milieu réducteur provoque la précipitation des métaux sous forme de particules de sulfures qui s'étalent sur le fond des dépressions sous-marines et se mélangent aux sédiments pour constituer des boues métallifères. Celles-ci ont une texture varvée et une minéralogie à pyrite, chalcopryrite, sphalérite et rare galène qui les rapprochent de certains grands amas sulfurés fossiles. La quantité de sulfures présents à Atlantis II est de 94 Mt (à sec) avec 29 % Fe, 3,5 % Zn, 0,6 % Cu, 60 ppm Ag et 0,43 ppm Au (soit 2,5 Mt de zinc et 0,5 Mt de cuivre) : il s'agit là d'un des plus grands gisements sous-marins de minerais métalliques. Dans les couches supérieures, le mélange avec l'eau de mer conduit à un milieu oxydant et les métaux précipitent sous forme de sulfates et d'oxydes (goethite, manganite, etc.) avec des argiles (montmorillonite, etc.), ce qui rapproche ces boues oxydantes des fer-oxydes. Toutes ces particules minérales s'accumulent sur le plancher océanique pour y former des dépôts stratifiés de sédiments métallifères multicolores à grain fin qui, par endroits, peuvent atteindre une puissance de 100 mètres.

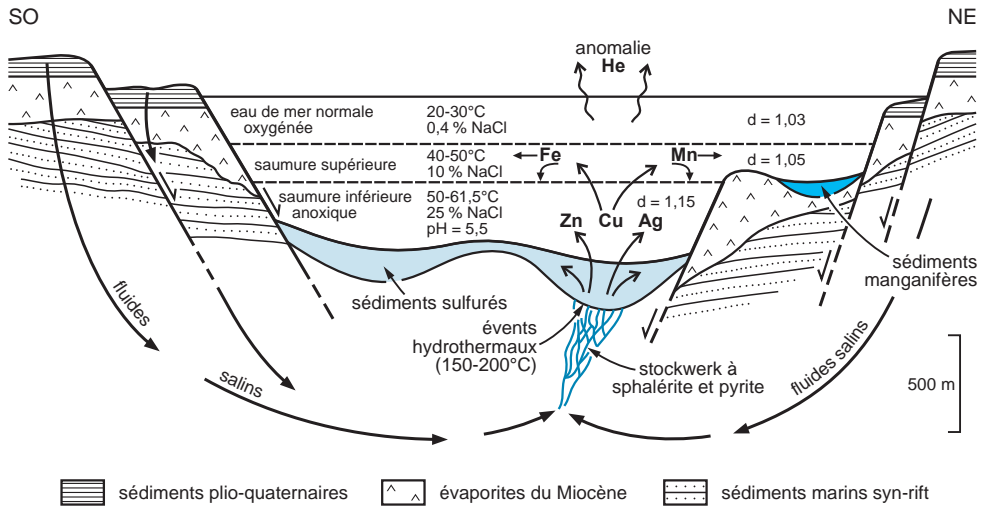


Figure 6.37 - Coupe synthétique de la mer Rouge au niveau de la fosse Atlantis II (d'après Bischoff, 1969).

■ EXPLORATION

De nombreux gisements SEDEX ont été découverts par leur *gossan* ou par géochimie. Le volcanisme étant très discret, il ne peut servir de guide géologique. Ce type d'amas est difficile à détecter par géophysique car la sphalérite est souvent le sulfure prédominant; cependant, la polarisation provoquée a permis de délimiter Navan. Quand la magnétite est présente (Gamsberg), l'aéromagnétisme est le principal outil. La géochimie (ruisseau, sol, traçage de blocs erratiques glaciaires, géobotanique) répond bien autant en terrain déformé qu'en terrain non déformé. La recherche alluvionnaire de gahnite (spinelles riches en Mn) et l'examen des signatures isotopiques du plomb ont appuyé la découverte de Cannington (Australie).

On a utilisé les halos latéraux importants, enrichis en baryum et manganèse, parfois en Zn, Hg, Tl, Pb et Cu, qui peuvent s'étendre jusqu'à une distance de 15 km et sur une hauteur de 200 m. Une zone d'enrichissement en $\delta^{18}\text{O}$ apparaît (Large *et al.*, 2001a) et une faible anomalie potassique (séricite) est parfois visible en radiométrie (Sullivan). On peut chercher les failles synsédimentaires en télédétection. La remobilisation des amas sulfurés dans les charnières de plis est à la fois une difficulté et un atout pour l'exploration : la recristallisation métamorphique augmente la taille du grain facilitant le traitement minéralurgique.

CHAPITRE 7

Ressources minérales des bassins sédimentaires

Les bassins sédimentaires constituent l'un des éléments les plus marquants des environnements terrestres. Ils apparaissent dès l'Archéen, et se développent à toutes les époques en réponse aux mouvements lithosphériques et climatiques. Les civilisations se sont développées le plus souvent dans ces bassins du fait de leur richesse en eau et en éléments nutritifs.

Leur taille peut être considérable. Le bassin de Paris, par exemple, d'âge mésozoïque à cénozoïque, avec son diamètre de près de 500 km, est de taille modeste comparativement à l'immense plate-forme sédimentaire d'une largeur excédant 5000 km qui couvre au Cambrien l'Amérique du Nord depuis les Rocheuses jusqu'à l'Atlantique. On peut distinguer plusieurs grands types de bassins (Woodcock, 2004), chacun d'entre eux étant associé à des minéralisations à métaux de base et à des substances énergétiques :

- les bassins intracratoniques. De longue durée de vie (plus de 100 Ma), ils peuvent contenir des gîtes de plomb-zinc et des gisements de pétrole; ils apparaissent comme des bassins d'avant-pays en contexte de collision;
- les bassins formés le long des marges passives, en contexte extensif (d'une durée de vie de l'ordre de 100 Ma), et les rifts (environ 10 Ma). Ils peuvent contenir des gîtes de Fe, Mn, Pb, Zn, Cu, U, pétrole et gaz;
- les bassins liés au développement des arcs, généralement à comblement très rapide, en contexte compressif. Ce sont les bassins d'arrière-arc ou d'intra-arc qui contiennent des gisements de fer et de manganèse, ou du pétrole;
- les bassins sur décrochement, de faible durée de vie (moins de 10 Ma en général) et les bassins de collision (de l'ordre de 10 Ma) qui peuvent contenir des conglomérats minéralisés en or et uranium.

Par définition, les bassins sont des pièges à fluides. Ils constituent les principaux réservoirs d'eaux fossiles de la planète. À ce titre, ce sont dès leur formation des lieux privilégiés de circulation de fluides, ce qui autorise le transport sur de grandes distances des éléments tout au long de leur histoire. Plusieurs mouvements de fluides interviennent au cours de l'histoire d'un bassin sédimentaire, avec des sens d'écoulement variables (figure 7.1) :

- lors de la formation, la sédimentation et le transport des éléments se font principalement depuis les marges vers le cœur du bassin (à l'exception des courants de type *upwelling*). C'est à ce stade que se produisent les dépôts syngénétiques, que ce soit des métaux (fer, manganèse), des évaporites ou du charbon, et que les eaux de pluies peuvent circuler dans la marge; ce processus a été observé au Yucatan, avec une importante dissolution de carbonates marins.

Ces circulations peuvent être provoquées par une convection saline, les eaux de pluies dissolvant des évaporites et se transformant en saumures denses susceptibles de descendre sous le niveau de la mer;

- lors de la diagenèse, les fluides subissent un déplacement centrifuge du cœur vers les marges des bassins qui peuvent atteindre plusieurs centaines de kilomètres. Les fluides diagénétiques, souvent très salins, sont responsables de minéralisations en métaux de base, mais ils accompagnent aussi la migration des hydrocarbures. Des mouvements convectifs peuvent également se produire, notamment pour les eaux de formations, très salines, autour des diapirs de sel. Les fluides froids descendent le long des diapirs et remontent ensuite, plus chauds, vers la surface en provenance de zones sous pression. Très tôt dans l'histoire des diapirs, ces mouvements génèrent donc des cellules d'un diamètre de l'ordre du kilomètre, vers 3 à 4 km de profondeur;
- à la maturité du bassin, le mouvement s'inverse et devient centripète, transitant des marges vers le cœur;
- enfin, à la faveur d'une reprise tectonique, les fluides peuvent à nouveau remonter vers les avant-pays, le transit étant accentué par la convergence tectonique et la mise en place des nappes.

Le dépôt des minéralisations peut se produire en réponse à de nombreux mécanismes : mélange avec des fluides riches en H_2S , remplacement de sulfures de fer diagénétiques, dégradation thermique ou réduction de la matière organique, ce qui a pour effet de libérer du soufre, changement de pH, dilution des fluides ou baisse de la température.

7.1 Gîtes sédimentaires marins

Les gîtes sédimentaires se forment principalement au cours de la sédimentation, par des processus géochimiques. Les concentrations sédimentaires de type physique, provoquées par la dynamique des dépôts, sont traitées au chapitre 9. Les processus sédimentaires sont capables de concentrer directement le fer, le manganèse et les phosphates avec des facteurs d'enrichissement de l'ordre de 10, conduisant à des dépôts exploitables (figure 7.2). Dans la plupart des cas, des

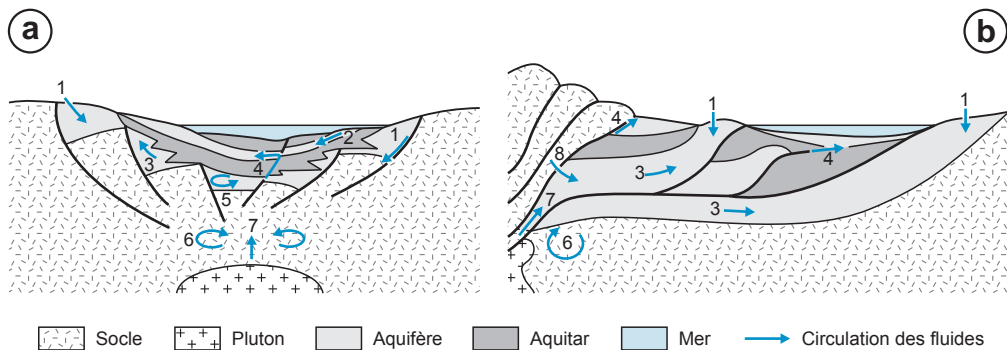


Figure 7.1 - Circulation des fluides dans les bassins en extension (a), et en compression (b); 1 = eaux météoriques; 2 = fluides diagénétiques; 3 = fluides de bassins mis en mouvement par compaction ou orogénie; 4 = fluides remontant le long de faille; 5 = fluides en convection au fond des bassins; 6 = fluides en convection forcée autour d'intrusions; 7 = fluides magmatiques (d'après Lawrence et Cornford, 1995; Hutcheon *et al.*, 2000; Bradley et Leach, 2003; Roure *et al.*, 2005; Oliver *et al.*, 2006).

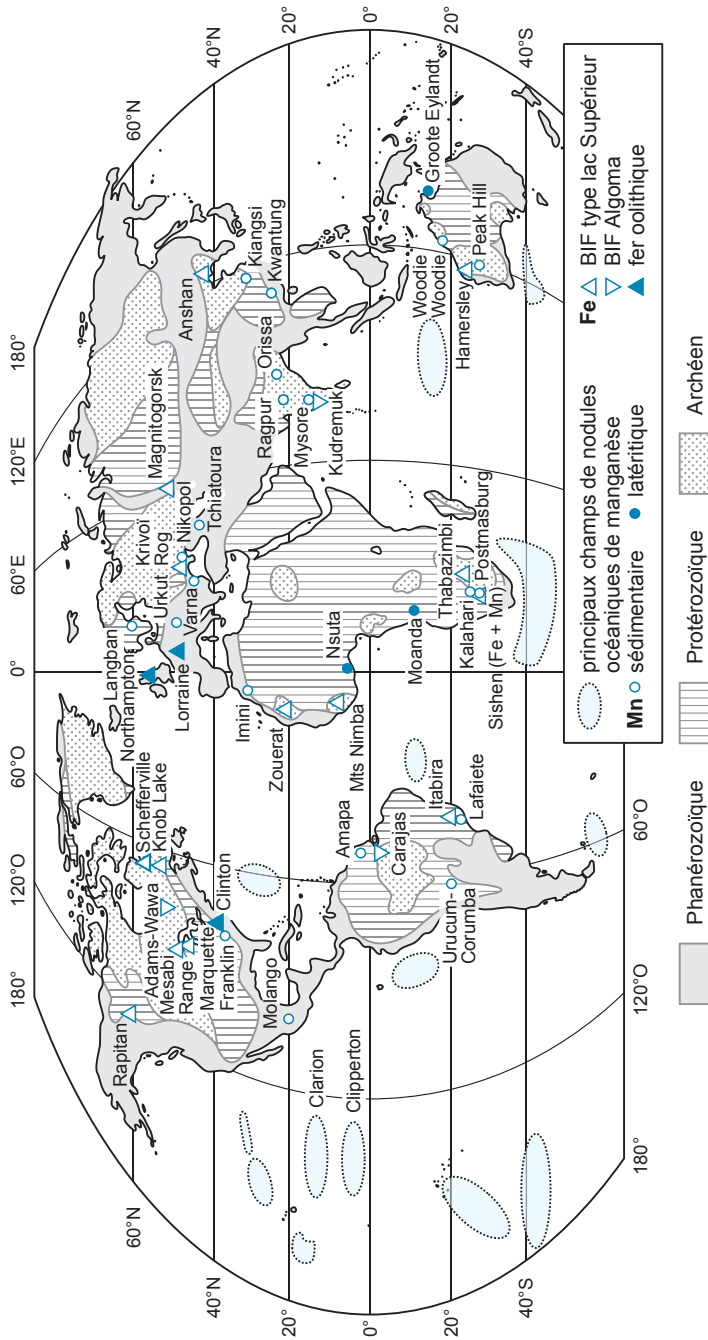


Figure 7.2 – Carte mondiale des principaux gisements de fer et de manganèse.

processus diagénétiques ou métamorphiques affectent le dépôt, mais ils le modifient dans une plus faible mesure que les gîtes diagénétiques présentés à la section 7.2.

Le facteur-clé de la concentration du fer et du manganèse est le niveau d'oxydoréduction des océans. La forme oxydée de ces éléments est très peu mobile (cf. la rouille), tandis que la forme réduite peut être stockée en solution. Le niveau d'oxydoréduction varie largement dans le temps et dans l'espace. Ainsi, depuis la formation de la Terre, l'atmosphère et la surface des océans sont progressivement devenues de plus en plus oxydantes. Ce processus d'oxydation est marqué par le dépôt de grandes concentrations sous forme de formations de fer en particulier lors du *Great Oxidation Event* au Protérozoïque (Holland, 2002). Les océans montrent également une large variation spatiale de leur niveau d'oxydoréduction, opposant les mers fermées, réductrices ou euxiniques, aux mers ouvertes, plus oxydantes, et la surface à la profondeur océanique. De forts gradients d'oxydoréduction apparaissent ainsi dans les environnements euxiniques : le fer réduit se concentre au voisinage de la chemocline, zone de contact entre des eaux froides profondes, et les eaux de surface, plus tièdes et plus oxydantes.

Plusieurs types de substances seront abordés : les formations de fer rubanées, ou BIF, les oolites ferrugineuses, les formations de manganèse, les phosphates, la barytine marine, les minéraux de charges minérales, les sables siliceux, les argiles et les évaporites.

7.1.1 Formations de fer rubanées (BIF)

Une formation de fer est composée de roches sédimentaires d'origine chimique, finement litées ou laminées, contenant au moins 15 % de fer d'origine sédimentaire et, très souvent, des cherts très fins (James et Trendall, 1982). On les désigne sous les termes de *Banded Iron Formation* (BIF), de taconites ou d'itabirites (planche 22). La Taconic Range est un massif des États-Unis, tandis qu'Itabira est une ville minière du Quadrilatere Ferrifero au Brésil.

Gross (1980) a distingué deux types de BIF : le type lac Supérieur, à caractère sédimentaire épicontinental, et le type Algoma, présent dans des ceintures volcanosédimentaires (figure 7.3; tableau 7.1). La caractéristique majeure des BIF est l'existence d'un rubanement à toutes les échelles résultant de l'alternance de lits riches en oxydes de fer, de lits siliceux, de lits carbonatés et parfois de lits sulfurés pour le type Algoma, qui a conduit à la définition de microrubanements, microbandes, mésobandes et macrobandes (figure 7.4). En outre, on observe à la base des BIF des textures granulaires, cherteuses, à pellets et, au sommet, de rares textures granulaires à

Tableau 7.1 - Caractéristiques comparées des gisements de fer stratiformes. Cal = calcite; Chl = chlorite; Dol = dolomite; Green = greenalite; Hm = hématite; Mg = magnétite; Minn = minnesotaïte; Py = pyrite; Sd = sidérite; Stp = stilpnomélane.

Caractéristiques	BIF (type lac Supérieur)	BIF (type Algoma)	Oolithique
Âge	1,9 à 2,3 Ga	antérieurs à 2,6 Ga	Paléozoïque et surtout Jurassique
Encaissant	chert, dolomie, quartzite, shales noirs pas de volcanites	chert, grauwacke, schistes carbonatés andésite-basalte	schistes, grès, grauwacke, carbonates pas de volcanites
Paysage	plateforme continentale	> 100 m de profondeur	proche du rivage
Taille en surface	100-1000 km	quelques kilomètres	10 km
Puissance	10-100 m	1-10 m	1-10 m
Minéralogie	Mg, Hm, chert, Sd, Green, Dol, Py	Mg, Hm, chert, Sd, Green, Minn, Stp, Sd, Cal, Dol, Py	Gt, Hm, chamosite, glauconite, Chl, Dol, Py
P ₂ O ₅	< 0,45 %	< 0,45 %	0,25 à > 1,5 %
Al ₂ O ₃	0,1 à 0,5 %	0,1 à 2,5 %	2 à 5 %
Teneur Fe	65 %	15 à 65 %	25 à 35 %

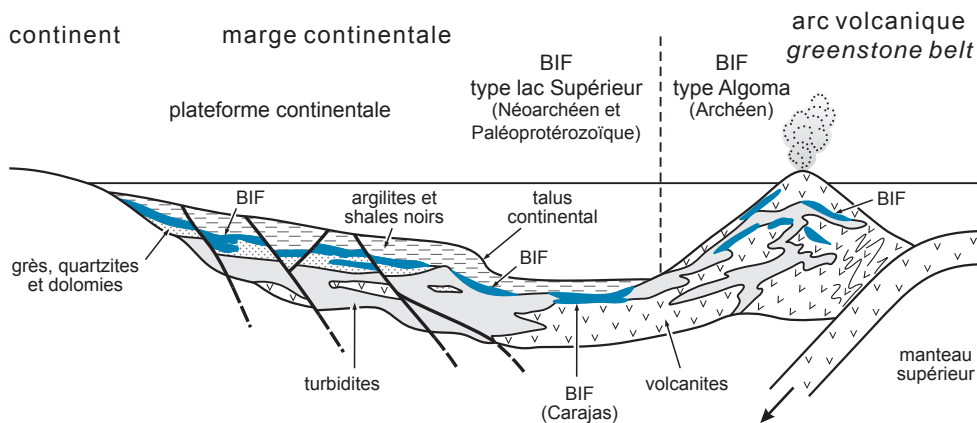


Figure 7.3 - Cadre géodynamique de genèse des différents types de formations de fer rubanées – BIF (d'après Gross, 1996).

oolithiques. Les gisements primaires de BIF ont fréquemment été enrichis à l'occasion d'altérations supergènes pour aboutir à des gisements plus riches, d'une teneur allant de 50 à 65 % Fe. Ces concentrations en fer sont connues depuis l'Archéen, bien que l'essentiel de la production provienne du Protérozoïque inférieur (2300 et 1900 Ma).

■ GÉOLOGIE

Les formations de fer du **type lac Supérieur** constituent 90 % des réserves et de la production de fer dans le monde (tableau 7.2). Elles forment des unités de minerais, toujours siliceux ($Fe/Si = 0,7$), puissantes de 30 à 150 m, et de plusieurs kilomètres d'extension. Ces formations montrent en outre une grande continuité latérale, se suivant parfois sur plus de 1000 km de long (Labrador, Canada) (figure 7.5). La taille des gisements est colossale : de 1 à 100 Gt (Krivoi Rog, Ukraine; Hamersley, Australie), et dépend de la teneur de coupure. Les mines australiennes présentent une taille de 900 à 1700 Mt, avec une réserve totale de 27,8 Gt d'un minerai supérieur à 55 % Fe, pouvant atteindre 69 % (photo f, planche 22). En 2005, elles produisaient 16 % du fer dans le monde. En Mauritanie, les gisements de Zouérat ont produit 300 Mt de fer à partir d'un minerai à haute teneur (60 %) dans des quartzites protérozoïques à basse teneur (37 %) développés sur des cherts archéens. Les monts Nimba (Guinée) et le gisement de Belinga (Gabon) restent parmi les seules réserves africaines encore inexploitées. Ces unités sont souvent plissées, ce qui entraîne des surpuissances favorables sur le plan économique.

Les zonalités régionales sont souvent très nettes. On distingue plusieurs faciès : oxydé (hématite et magnétite; photo c, planche 22) près des marges du bassin, silicaté en position plus interne, sulfuré et carbonaté en zone interne. La profondeur de dépôt varierait de 200 m à moins de 100 m (Isley, 1995). Les assemblages minéraux sont complexes et dépendent en grande partie du degré du métamorphisme régional. Le fer se présente sous forme d'hématite, de magnétite et de silicates, tels la greenalite et le stilpnomélane. On observe également de la goéthite et des minéraux de manganèse (pyrolusite, manganite, hollandite) pouvant parfois constituer des concentrations économiques. Le métamorphisme provoque une augmentation de la taille du grain et modifie la paragenèse, avec cristallisation d'amphibole et de pyroxène ferri-fères.

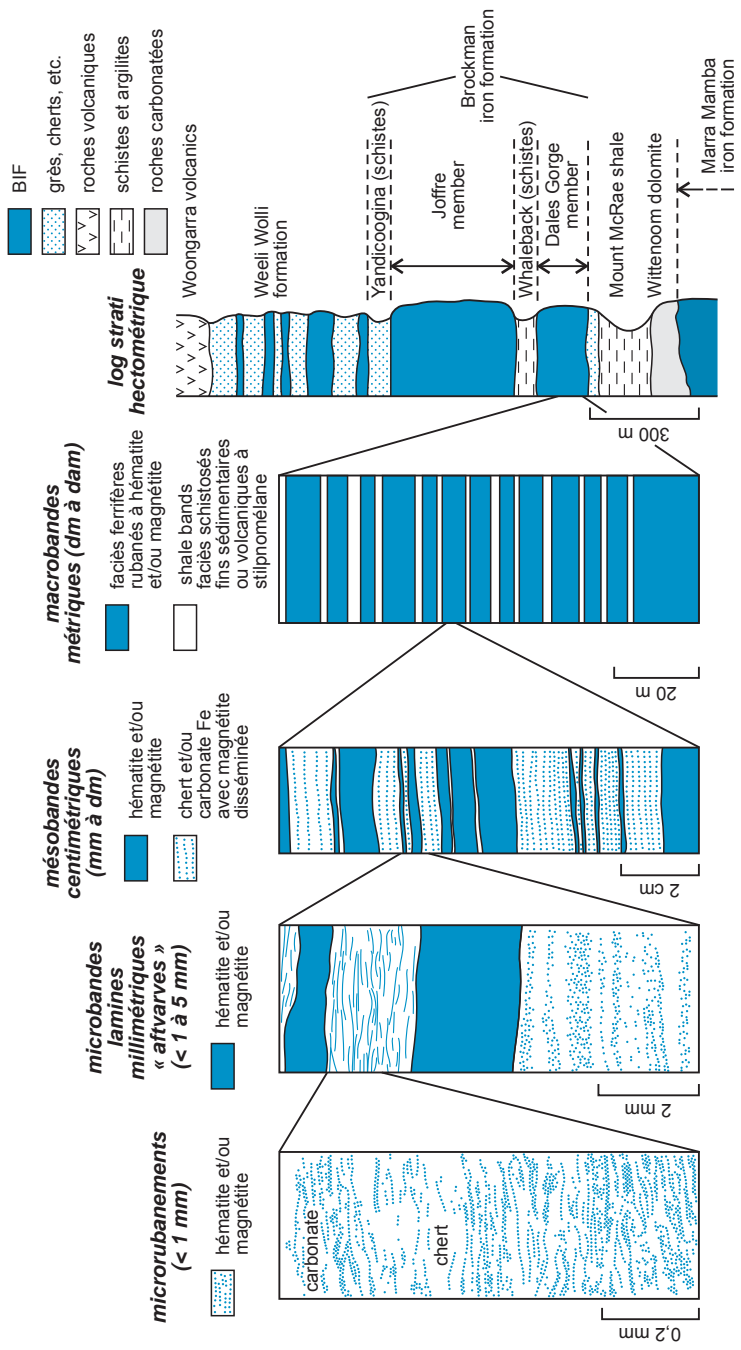


Figure 7.4 - Textures rubanées des formations de fer rubanées (BIF). L'organisation caractéristique en rubans existe à toutes les échelles, des micro-rubanements inframillimétriques jusqu'aux séquences stratigraphiques de puissance hectométrique. Le caractère très contrasté de ces rubanements est dû à de brusques et fortes variations minéralogiques. Microbandes à mésobandes redessinées d'après Irendal (1973). Le log de droite représente la base de la formation de Hamersley (Australie) datée entre 2350 et 2000 Ma.

Tableau 7.2 - Principaux gisements de fer et de manganèse. Les tonnages (production + réserves) sont indiqués en millions de tonnes (Mt) et en teneurs moyennes. Ces chiffres sont indicatifs, les sources consultées donnant des chiffres parfois différents. Ils sont de plus susceptibles d'évolutions pour les gisements en exploitation, les tonnages de réserves augmentant lors de découvertes d'extensions des gisements, et les teneurs de coupure étant revues en cas de variations notables des cours, ce qui entraîne une variation des tonnages de réserves et des teneurs moyennes (tableau réalisé à l'aide de nombreuses publications, notamment les données de Clout et Simonson, 2005, et de documents inédits).

Districts et gisements	Pays	Taille	Type
Fer			
Sishen-Beeshoek	Afrique du Sud	1,69 Gt de fer à 64,8 % Fe	lac Supérieur
Northampton	Angleterre	470 Mt de fer à 31 % Fe	oolithique
Hammersley (district) : Mount Tom Price, Mount Whaleback, Paraburadoo, Channar, Yarrrie, Giles Mini	Australie	19,2 Gt de fer à 64 % Fe	lac Supérieur
Quadrilatère ferrifère (district) : Aguas Claras, Alegria, Ouro Fino, Pico, Retiro das Almas, etc.	Brésil	17,5 Gt de fer à 64 % Fe	lac Supérieur
Carajas	Brésil	11,8 Gt de fer à 60-66 % Fe	Algoma
Wabush (Labrador)	Canada (Québec)	1,15 Gt de fer à > 38 % Fe	lac Supérieur
Mount Wright (Labrador)	Canada (Québec)	320 Mt de fer à 32 % Fe	lac Supérieur
Birmingham (type Clinton)	États-Unis (Alabama)	1,2 Gt de fer à 30 % Fe	oolithique
Marquette Range (district) : Tilden, Empire	États-Unis (Michigan)	173 Mt de fer à 51 % Fe	lac Supérieur
Mesabi Range (district) : Hibbing, North Shore	États-Unis (Minnesota)	3,4 Gt de fer à 54 % Fe	lac Supérieur
Lorraine	France	3,7 Gt de fer à 29 % Fe	oolithique
Simandou	Guinée	2,8 Gt de fer à 40 % Fe	lac Supérieur
Bailadila	Inde	1 Gt de fer à 66,5 % Fe	Algoma ?
Zouerat	Mauritanie	300 Mt de fer à 60 % Fe	lac Supérieur ?
Belgorod	Russie	5,93 Gt de fer à 60,5 % Fe	lac Supérieur
Krivoï Rog	Ukraine	2,8 Gt de fer à 57 % Fe	lac Supérieur
Cerro Bolivar	Venezuela	3 Gt de fer à > 55 % Fe	Algoma
Manganèse			
Kalahari (district) : Hotazel, N'Chwaning, Postmasburg	Afrique du Sud	13 Gt de minerai	
Groote island	Australie	222 Mt de manganèse à 46 % Mn	
Moanda	Gabon	275 Mt de manganèse à 35 % Mn	
Tchiatoura	Géorgie	600 Mt de manganèse à 20 % Mn	
Molango	Mexique	1,6 Gt de manganèse à 10 % Mn	
Nikopol	Russie	940 Mt de manganèse à 24-30 % Mn	

Les gîtes de **type Algoma** sont généralement plus petits et associés à l'activité volcanique, souvent bimodale. Ils apparaissent dès l'Archéen, entre 3,4 et 2,9 Ga. Les teneurs sont en moyenne de 25 % Fe (de 15 à 45 % selon les gîtes) avec parfois du manganèse au Paléozoïque (de 10 à 40 %). Les exemples classiques sont les mines Wawa et Adams, dans le district de Kirkland Lake (Ontario), et le grand district de Carajas (Brésil); des gîtes similaires sont connus au Nouveau-Brunswick, en Inde, en Chine (Sajiiaying dans la province de Hebei). Ces gisements contiennent davantage de sulfures, et ils sont encaissés dans des shales, des volcanites ou des roches détritiques. Les gisements ayant subi un métamorphisme profond sont encaissés dans des gneiss à feldspaths potassiques, avec des niveaux mineurs d'amphibolites, de quartzites et de marbres. Les minéralisations forment des couches puissantes (de l'ordre de 100 m), avec une association à magnétite, hématite, sidérite magnésienne, pyrite, pyrrhotite, quartz sous forme de chert, chlorite, amphibole, biotite, feldspath, chalcopyrite. Les dépôts peuvent avoir une texture oolithique. On observe de l'apatite et du grenat spessartite dans ces formations de fer, soit au sommet des sulfures, soit en équivalent latéral. Elles sont parfois enrichies par des métaux de base ou associées à ceux-ci (Cu, Pb, Zn, W), comme à Navan (Irlande), Pegmont et Broken Hill (Australie), et enrichies en or (plusieurs centaines de ppb).

Un grand nombre de transformations minéralogiques et géochimiques se produisent entre le dépôt des formations de fer à magnétite et l'enrichissement du minerai en un assemblage magnétite-hématite (Webb *et al.*, 2003; Rosière et Rios, 2004). Des fluides acides et oxydants post-métamorphiques, de température allant de 120 à 350 °C, lessivent les carbonates et les silicates des BIF. Ils induisent de multiples recristallisations conduisant à des dépôts de magnétite,

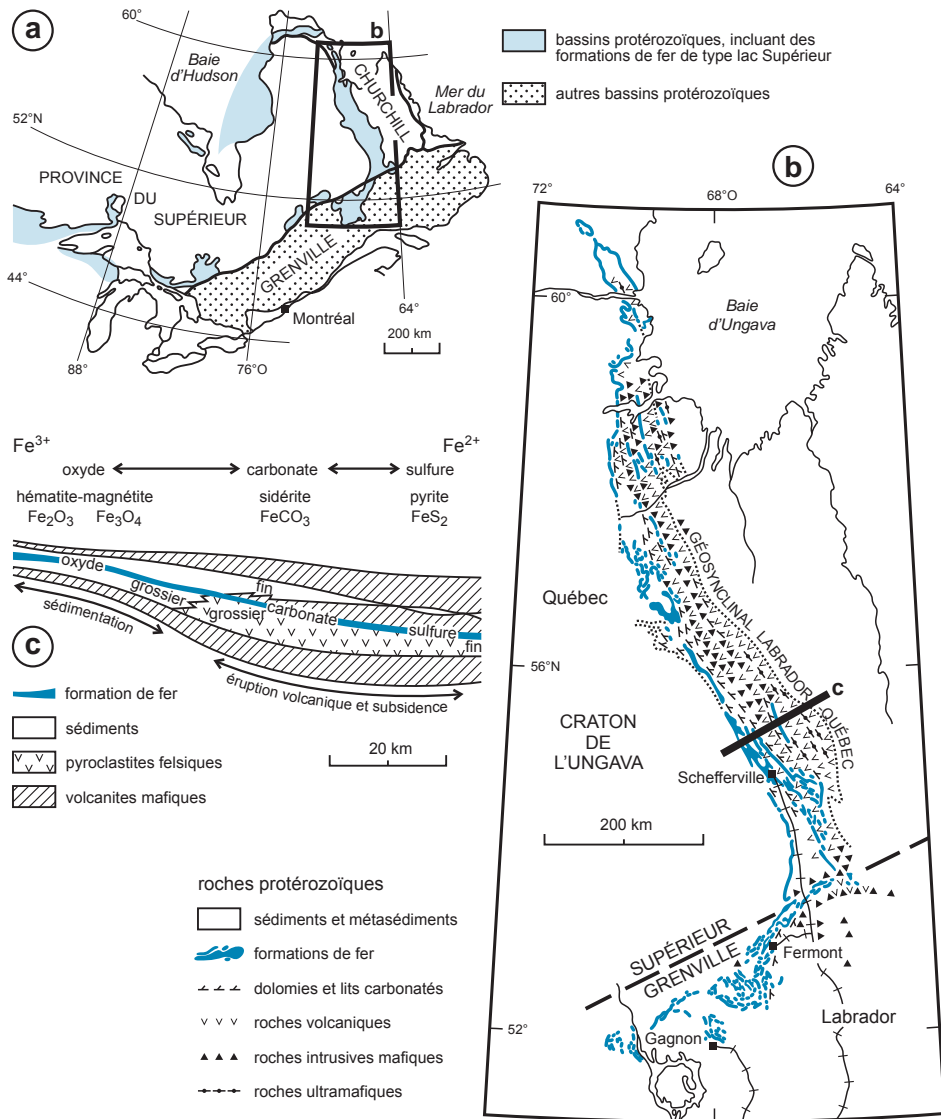


Figure 7.5 - Formations de fer de type lac Supérieur du Labrador. **a**) craton Laurentien avec les bassins marginaux; **b**) carte de l'orogène du Labrador (d'après Clark et Wares, 2004); **c**) coupe idéalisée (d'après Zajac, 1974).

d'hématite secondaire par transformation de magnétite (martitisation), ou de « spéculaire » (hématite lamellaire) (figure 7.6). Ces fluides ont été mis en relation avec des épisodes métamorphiques, parfois multiples, lors de fracturations et de plissements (Powell *et al.*, 1999).

En contexte tropical, l'altération peut lessiver les concentrations primaires et produire alors un minerai pouvant être envoyé directement vers les aciéries : le départ de la silice et des carbonates atteint parfois 90 % (Dalstra et Guedes, 2004). Trois faciès oxydés sont distingués : (1) à la base, la formation de fer enrichie, ou minerai bleu à hématite (49 % Fe); (2) le minerai intermédiaire à hématite-goethite est friable et peut être très épais (350 m à Carajas) : c'est la zone la plus

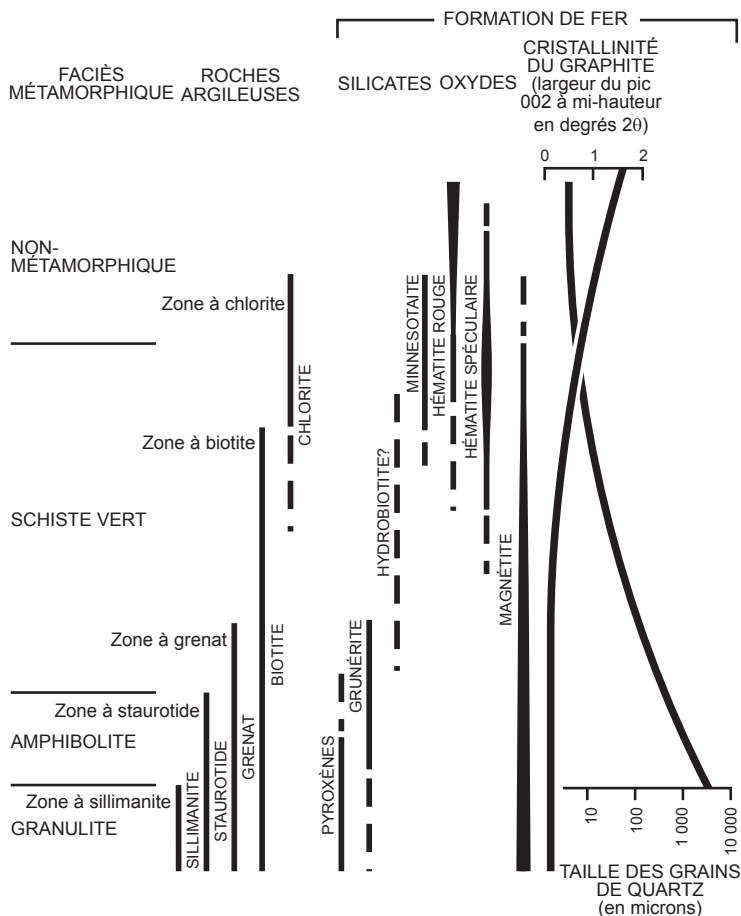


Figure 7.6 - Évolution de la minéralogie des formations de fer rubanées (BIF) au cours du métamorphisme (d'après Klein, 2005).

riche (63 % Fe); et (3) la croûte supérieure, ou *canga*, poreuse et bréchique, à éléments cimentés par de la limonite.

■ GENÈSE

La genèse des formations de fer de type lac Supérieur doit être replacée dans son contexte au début du Protérozoïque : c'est l'époque des premiers grands bassins, le tout début de la Vie, la première atmosphère oxydante. Les formations de fer apparaissent juste avant les premiers calcaires, alors que l'océan est en voie d'oxydation du fait de l'activité de bactéries photosynthétiques.

L'eau de mer actuelle contient moins de 1 ppb de fer car ce métal est insoluble sous sa forme oxydée Fe^{3+} . Cependant, sous sa forme réduite (Fe^{2+}), le fer est relativement soluble. L'essentiel des BIF se serait formé lors d'une période durant laquelle l'atmosphère contenait peu d'oxygène libre. Les bassins océaniques profonds anoxiques étaient riches en fer et silice, progressivement accumulés par les fluides hydrothermaux (issus de fumeurs noirs volcanogènes ou de circulations dans les bassins) ou par l'altération continentale de basaltes, dans un environnement plus réducteur que celui d'aujourd'hui. Ces fluides remontaient vers les marges continentales à la faveur

de courants de fond, les *upwellings*. Le mélange de ces fluides avec les eaux de surface oxygénées a conduit à la précipitation des minéraux de fer et à leur dépôt, par gravité, sur le fond marin (figure 7.7). Ainsi, la fin des dépôts des BIF vers 1,8 Ga refléterait l'oxydation progressive des océans.

L'état actuel des minéralisations suggère que ces premiers dépôts ont été enfouis, puis transformés lors du métamorphisme et de pulsations hydrothermales en un assemblage de magnétite martitisée et de goéthite, puis d'hématite en microplaques.

Les formations de fer de type Algoma seraient issues de la recristallisation de silice colloïdale et de fer, comme il s'en dépose, actuellement, en petites quantités autour de volcans (Santorin, Grèce) ou parfois en association avec des diapirs de sel dans des bassins (golfe du Mexique, lac Baïkal). Des bactéries filamenteuses contribuent à la précipitation (Duhig *et al.*, 1992).

Les BIF sont également associées à des dépôts glaciaires. Le Protérozoïque est marqué par plusieurs événements climatiques où des glaciers continentaux atteignent la mer à des basses latitudes. Dans le modèle « boule de neige » (Hoffman et Schrag, 2002), la quasi-totalité de la

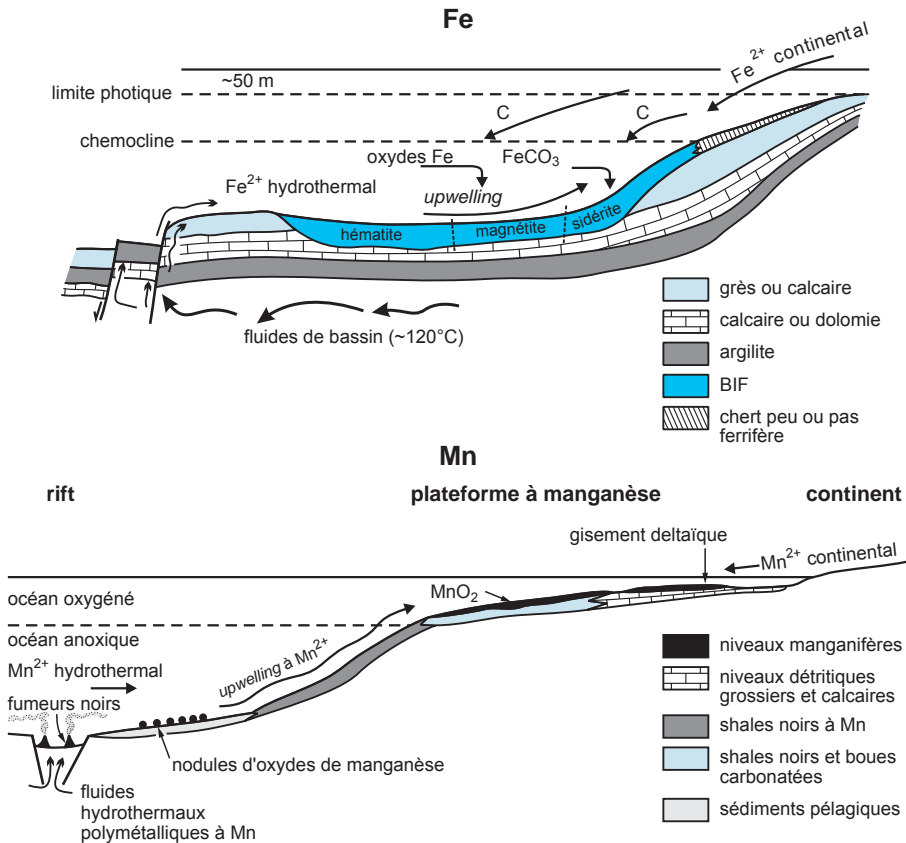


Figure 7.7 - Genèse et environnement de dépôt des formations de fer rubanées (BIF), (schéma du haut, d'après Klein et Beukes, 1989) et des gisements de manganèse (schéma du bas, d'après Winter et Knauth, 1992). Ces modèles de genèse illustrent le débat sur les apports respectifs de l'hydrothermalisme sous-marin et du domaine continental dans la genèse de ces minéralisations. Les séquences stratigraphiques peuvent être plus diversifiées qu'indiqué sur le schéma.

surface des océans est glacée. Cette glaciation généralisée est provoquée par une augmentation de la teneur en oxygène qui provoque une destruction du méthane présent dans l'atmosphère, et conduit à une réduction drastique de l'effet de serre provoqué par ce gaz. Ce refroidissement est renforcé par l'effet de l'albédo et dure plusieurs millions d'années. Il prend fin seulement lorsque des quantités suffisantes de CO₂ produites par le volcanisme permettent à l'effet de serre de réchauffer rapidement l'atmosphère. Ces bouleversements climatiques sont marqués par des séries sédimentaires caractérisées d'abord par des tillites, puis par des dépôts de carbonates. Des événements similaires ont été décrits au Huronien (2400 Ma), au Sturtien (710 Ma) et Marinoen (635 Ma). La réapparition des BIF vers 750 Ma, après un hiatus de plus de 1 Ga, a ainsi été mise en relation avec une crise glaciaire de ce type. La réduction des échanges entre atmosphère et océan, du fait du développement de la banquise, conduit à la formation d'eaux océaniques profondes anoxiques, riches en fer. À la fin de la période de glaciation, l'océan s'oxyde et le fer précipite en association étroite avec les dépôts des dernières tillites.

■ EXPLORATION

La plupart des grandes formations de fer de la planète ont été reconnues. Toutes ne sont pas exploitées. Les principaux enjeux de l'exploration sont de nature économique car ces gisements nécessitent des infrastructures et des investissements très lourds. À l'échelle régionale, l'analyse sédimentologique permet de repérer les faciès oxydés les plus intéressants. Le métamorphisme augmente la taille du grain et favorise le traitement métallurgique.

À une échelle plus locale, les enrichissements peuvent être recherchés en prospection électromagnétique au sol ou aéroportée. Les épaississements par plissement et au voisinage des zones de faille doivent particulièrement être recherchés par analyse structurale.

7.1.2 Fer oolithique

Avant la mise en production des formations de fer rubanées, l'essentiel du minerai de fer qui a permis l'essor de l'ère industrielle provenait de gisements de fer oolithique. Les minerais de fer oolithique peuvent être définis comme des roches sédimentaires avec plus de 5 % volumique d'oolithes et plus de 15 % pondéraux de fer. Les oolithes possèdent une texture concentrique caractéristique autour d'un nucleus minéral ou organique. On distingue habituellement le type Clinton, cambrien à dévonien, à hématite, maghémite et parfois magnétite, et le type Minette, mésozoïque ou plus récent. La minéralogie de ce deuxième type est à goethite dominante, hématite, très rares sulfures (pyrite, marcasite), calcite et sidérite, silicates authigènes cryptocristallins : des berthiérines (improprement appelées chamosites), montmorillonites ferrifères ou « pseudo-chlorites », et apatite, en fait une carbonate-fluorapatite dénommée « collophanite » ou « francolite ». Le minerai comprend également des peltoïdes, des détritits terrigènes ou biologiques, et des argiles. L'apatite confère au minerai une teneur en phosphore (habituellement de 0,6 à 0,8 % P) qui a longtemps posé un problème de traitement.

Plus de 500 gisements sont connus dans le monde. Les principaux gisements du type Minette sont situés dans le Jurassique du bassin franco-luxembourgeois (Lorraine), en Allemagne (Thuringe) et en Angleterre (Northampton). Ceux du type Clinton sont dans le Paléozoïque moyen des Appalaches (de l'Alabama jusqu'à New York, États-Unis; Terre-Neuve-et-Labrador, Canada) et du Maroc. On en connaît également en Égypte et en République tchèque, ainsi qu'en France, en Anjou (Segré), Bretagne et Normandie (Soumont, Mortain) où l'on a exploité des couches métriques de magnétite résultant du métamorphisme de minerai de fer oolithique

ordovicien. Ces gisements ont une taille moyenne d'environ 1 Gt à 30-35 % Fe; celui de Lorraine, en France, contenait 3 Gt de minerai (figure 7.8).

Le contexte global correspond à un niveau marin élevé et à des continents largement dispersés (Van Houten, 1985). Les gisements sont associés à des environnements sédimentaires de plateforme stable, d'estuaire, avec des variations du niveau marin d'origine eustatique. La plupart des gisements d'âge paléozoïque se déposent sur des marges en distension, plus rarement dans des bassins internes. Les gisements sont portés par une couche sédimentaire dont l'épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. La séquence lithologique est caractérisée par un granoclassement inverse, et elle se termine par un calcaire coquillier (crassin) et des conglomérats, traduisant un environnement marin agité, peu profond. Le dépôt se produit au sommet de séquences de plus en plus grossières et de moins en moins profondes qui reflètent une régression (Teyssen, 1989). Le gisement de Lorraine montre 8 à 10 couches de « minette », un minerai composé de matériaux détritiques et de débris organiques, cimentés par des oolites ferrugineuses.

Deux modèles de genèse ont été proposés : (1) la reprise sédimentaire en milieu marin d'altération ferrugineuse pédologique telles que des latérites, avec des colloïdes de matière organique; ou (2) la formation des ooïdes en milieu marin, dans des lagons ou sur le littoral (Young, 1989),

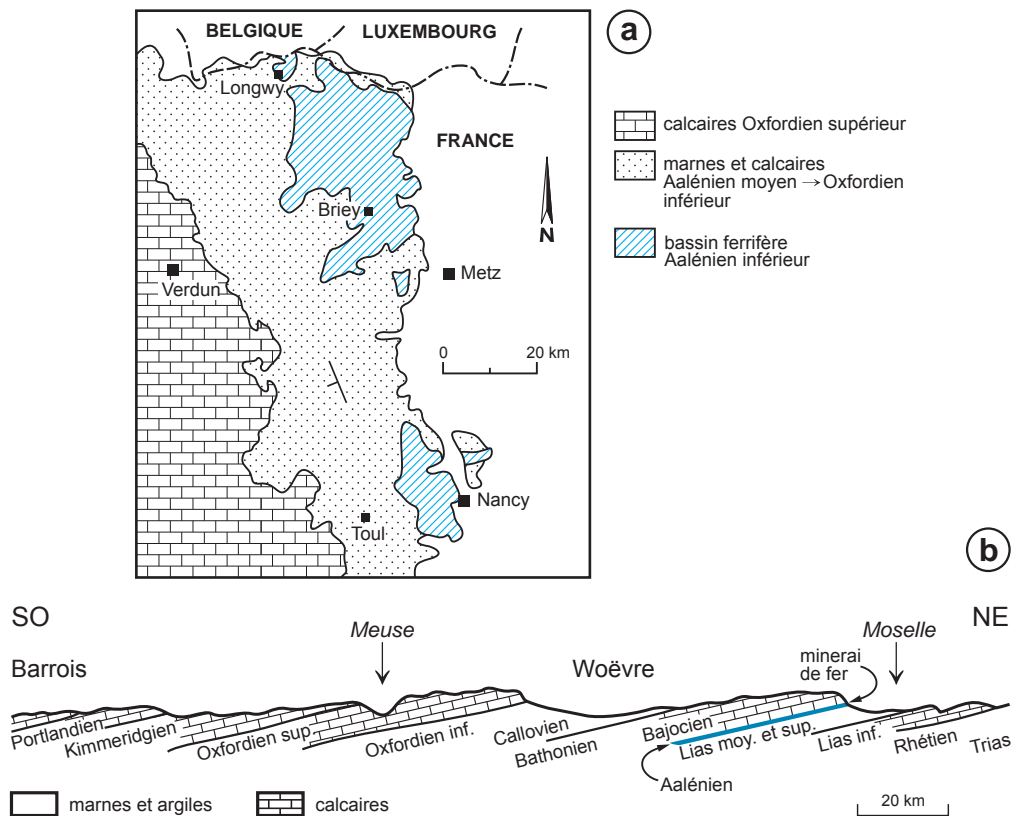


Figure 7.8 - Gisement de fer oolithique de Lorraine (France). La sédimentation ferrugineuse s'est déroulée lors de l'Aalénien inférieur. La carte montre l'extension générale du bassin ferrifère et seules les zones riches (plus de 7 tonnes de fer au m²) ont été exploitées (d'après Routhier, 1963; Pomerol, 1973).

avec le fer remonté d'un milieu euxinique profond. Ce second processus a été observé en mer Noire, où précipitent des sulfures, mais pas de carbonates. La fixation du fer sous forme de limonite a lieu dans les oolithes : la teneur en fer dépend de la teneur en oolithes, puis d'effets diagénétiques et organiques qui transforment les oxydes de fer en sidérite, berthiérine et rare pyrite (Duhig *et al.*, 1992).

7.1.3 Manganèse

La quasi-totalité (99 %) du manganèse dans le monde est encaissée par des roches sédimentaires ou volcanosédimentaires post-archéennes (Roy, 2006), tantôt formée en eaux profondes, dans les formations de fer, les environnements euxiniques et les dépôts littoraux (figure 7.9).

On peut distinguer quatre grandes familles :

- les gîtes associés aux formations de fer;
- les gîtes du Protérozoïque enrichis par oxydation climatique;
- les gîtes en environnement gréso-carbonaté;
- les nodules polymétalliques actuels.

Il existe également de petites concentrations de manganèse associées aux ophiolites de Californie et de la Téthys, ainsi que dans les filons épithermaux associés aux volcanites.

■ GÉOLOGIE

Les gisements de manganèse peuvent être encaissés dans des roches volcaniques et dans des sédiments.

Dans les roches volcaniques, les dépôts de manganèse sont l'équivalent des formations de fer de type Algoma. Le manganèse peut être associé à des niveaux oxydés, carbonatés ou silicatés. Le gisement de Nsuta (Ghana) est constitué par une zone de concentration supergène affectant un niveau de sédiments carbonatés à rhodochrosite et magnésite, et sulfures (alabandite) reposant sur des metabasaltes d'âge protérozoïque (Birrimien). Il s'agirait d'un dépôt en environnement volcanosédimentaire réducteur proche de la surface (Mücke *et al.*, 1999). Une première altération superficielle sous-marine (halmyrolyse) ajouterait magnésium et calcium.

Toujours dans les volcanites, le manganèse peut former des concentrations au sommet des amas sulfurés (Chypre, minéralisations de type SEDEX comme en mer Rouge). Les monts hydrothermaux actuels du Pacifique sont parfois composés de sédiments carbonatés enrichis en fer et manganèse, recouverts par des couches de nontronite et des oxydes de manganèse. Ce modèle est illustré par les gîtes de Danakils (Afars, 200 000 ans), ceux des Apennins italiens, et de l'ophiolite franciscaine de Californie.

Dans les sédiments, le manganèse est associé à trois types d'environnements : des formations de fer (BIF), des niveaux gréseux, et des niveaux carbonatés.

Les plus grands gîtes de manganèse dans le monde sont des BIF à manganèse, dont le plus bel exemple est le gisement du Kalahari (Afrique du Sud) avec 13 Gt de minerai, presque complètement caché sous des dépôts tertiaires. Il montre des minerais finement laminés dans une série dolomitique riche en formations de fer. Les niveaux minéralisés sont constitués de carbonates, d'oxydes et de silicates microcristallins de manganèse (braunite, kutnahorite, rhodonite, bixbyite,

etc.) et d'hématite (Schissel et Aro, 1992). Sur un plan stratigraphique, le manganèse est situé au-dessus des concentrations en fer. On connaît des gisements comparables en Inde (Orissa) et dans le Minas Gerais (Brésil), au-dessus des itabirites. Le gisement crétacé de Groote Eyland, dans le nord de l'Australie, est composé de carbonate de manganèse (rhodochrosite) déposé dans des eaux profondes euxiniques.

Les gisements protérozoïques sont généralement associés à des shales noirs : Moanda (Francevillien du Gabon), Serra do Navio (Brésil), Chine. La succession-type comprend, de la base vers le sommet : shales noirs, carbonates, puis des roches plus claires qui témoignent d'une transition depuis un milieu réducteur à un milieu oxydant dans les premiers stades de la régression (figure 7.7). Les gîtes de manganèse dans les carbonates et les grès sont associés à des marges passives d'âge généralement phanérozoïque, parfois protérozoïque (Bronkhorstfontein, Afrique du Sud) en contexte de plate-forme. Les eaux étaient peu profondes ainsi qu'en témoigne la présence de stromatolithes et d'évaporites.

Dans les environnements carbonatés dolomitiques, tel celui d'Imini dans l'Anti-Atlas du Maroc, le minerai peut occuper la base de cavités karstiques. Il forme plusieurs niveaux et présente un faciès laminé, rubané, oolithique, pisolithique ou bréchiq. On connaît également des stockwerks et des filons dans le socle et des filons tardifs, parfois à barytine et fluorine (Lalaoui *et al.*, 1991; Gutzmer *et al.*, 2006). La minéralogie des gisements comprend des oxydes (pyrolusite, psilomélane, cryptomélane), des silicates (braunite et rhodonite), des carbonates (rhodochrosite) et des hydroxydes (manganite, todorokite). La rhodochrosite est plus abondante à la base, les carbonates mixtes Mn-Ca (kutnahorite) le sont au sommet. En outre, les gisements contiennent de la matière organique, de la magnétite et de la maghémite.

Les gisements de manganèse oligocènes de Nikopol (Ukraine) et Tchiatura (Géorgie) occupent des niveaux gréseux très continus dans une série transgressive comprenant des carbonates et de la glauconite. Un seul horizon, de 2 à 3 m de puissance, est connu sur une largeur de 25 km et une longueur de 150 km. On observe un étroit contrôle paléogéographique. Trois faciès peuvent être distingués : (1) un faciès oxydé, marquant le paléorivage et formant le minerai le plus ancien, à oolithes, pyrolusite, psilomélane et manganite; (2) un faciès à oxydes-carbonates; (3) un faciès carbonaté remplaçant le minerai oxydé, le plus distal, concrétionné ou poreux, à rhodochrosite, avec spicules d'éponge, diatomées, et os de poissons. Au sommet apparaissent des hydroxydes de fer.

Le manganèse se dépose actuellement dans des environnements très variés, continentaux et profonds, associés aux rides océaniques rapides, aux arcs insulaires, aux failles transformantes et à certaines mers fermées, en particulier la mer Noire.

Les nodules de manganèse ont été découverts en 1868 dans l'océan Arctique russe. Sur le plan économique, ils constituent une importante ressource en nickel-cuivre (38 Gt à 1,7 % Ni, 1,4 % Cu, parfois avec du platine), avec des teneurs maximales de 9 kg/m², mais très difficile à exploiter. Les nodules sont situés surtout dans des zones océaniques pélagiques qui présentent un faible taux de sédimentation (inférieur à 7 m/Ma), avec des boues à radiolaires sans turbidites, mais on en connaît également en milieu lacustre. Ils sont répartis un peu partout au fond des océans (figure 7.2), la zone de Clarion-Clipperton, dans le Pacifique Nord, montrant la plus forte concentration vers 5000 m de profondeur. Il s'agit d'agrégats de taille décimétrique à texture grossièrement concentrique accrés autour de foraminifères benthiques et de nuclei exotiques (photo e, planche 21). Ils sont composés d'oxydes et d'hydroxydes de fer et de manganèse (todorokite, manganite) ainsi que de silicates plus ou moins amorphes, à croissance

extrêmement lente. Des croûtes de manganèse forment également des enduits de quelques centimètres d'épaisseur sur les flancs des monts océaniques à plus faible profondeur. La genèse des nodules est complexe, attribuée soit à un dépôt direct (nodules lisses hydrogénétiques), soit à un processus diagénétique (nodules à surface rugueuse). Trouvant son origine dans les sources hydrothermales sous-marines, le manganèse aurait été transporté par les eaux profondes de l'océan Antarctique il y a 12 Ma avant d'être piégé dans les fluides diagénétiques et précipité par l'activité de bactéries. Au cours du vieillissement se produiraient une recristallisation et un apport de nickel et cuivre par le plancton siliceux.

■ GENÈSE

La formation des gisements de manganèse ne requiert qu'un faible facteur d'enrichissement par rapport au clark, de l'ordre de 200, et se corréle avec les épisodes de transgression et régression (Frakes et Bolton, 1984). Plusieurs mécanismes de concentration du manganèse ont été proposés : lors de l'altération d'un continent, après un stockage dans les eaux profondes, ou par hydrothermalisme en relation avec le volcanisme sous-marin (figures 7.7 et 7.9) (Pouit, 1989).

Dans le premier modèle, le manganèse est issu directement de l'altération en climat chaud et humide de zones continentales. Le fer précipite au voisinage du rivage, tandis que le manganèse (Mn^{2+}), plus soluble donc plus mobile, migre vers la zone distale des deltas. Il se dépose alors soit en surface, dans un environnement agité à la rencontre d'eaux riches en oxygène, soit dans des cavités karstiques oxygénées. La précipitation du manganèse est contrôlée par des micro-organismes.

Dans le deuxième modèle, l'approfondissement des bassins lors d'une transgression, la destruction du couvert végétal, la haute productivité biologique conduisent à la formation d'océans stratifiés, anoxiques en profondeur, riches en manganèse, avec des sources hydrothermales exhalatives

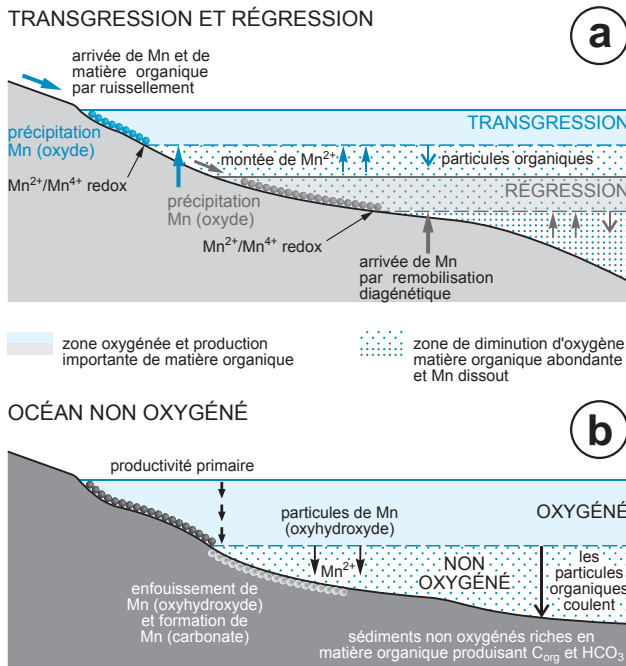


Figure 7.9 - Deux modèles de genèse des gisements de manganèse. **a)** processus de transgression et de régression permettant le dépôt de manganèse sur le littoral; **b)** modèle d'océan anoxique permettant le dépôt de manganèse profond (d'après Misra, 2000; Roy, 2006).

et des dépôts de shales noirs. La zone superficielle reste oxydante. De tels milieux très enrichis en manganèse sont connus actuellement sur les marges de mers stratifiées euxiniques à shales noirs à une profondeur de plus de 150 m (mer Noire, fjords de Colombie-Britannique, mer Baltique, etc.). Des courants de fonds marins, les *upwellings*, ou une baisse du niveau marin (régression), provoquent une reprise du manganèse des shales noirs et une remobilisation des eaux profondes. Le manganèse est alors oxydé sur de larges plates-formes au voisinage de la surface. Dans ce modèle, la taille des gisements est une fonction de l'importance des mélanges; la teneur dépendrait de l'apport détritique et de la précipitation précoce de pyrite par mélange avec H_2S biogénique, retirant le fer du système. Une alternance climatique serait également un facteur favorable : les climats humides favorisent un apport de manganèse d'origine pédologique dans les océans, tandis qu'un climat froid favorise une forte circulation océanique et augmente le contenu en manganèse des océans (Force et Cannon, 1988).

7.1.4 Phosphates sédimentaires

Les phosphates sédimentaires, ou phosphorites, représentent 85 % de la production et plus de 95 % des réserves en phosphates. Ce sont des roches sédimentaires majoritairement formées de minéraux phosphatés amorphes ou cryptocristallins du groupe de l'apatite : essentiellement de la carbonate-fluorapatite dénommée « collophanite » ou francolite, $Ca_5(PO_4,CO_3)_3(F,OH)$, de la fluorapatite, $Ca_5(PO_4)_3(F,OH)$, plus rarement de l'hydroxylapatite, où OH domine sur F. Ces minéraux se présentent sous forme de grains, d'épigénies de fragments de squelettes organiques, de fins cristaux cimentant des débris divers, ou en nodules concrétionnés. La taille de ces éléments varie de 10 à 2000 microns, avec un mode autour de 200 microns. Les autres composés sont des carbonates ainsi que des minéraux détritiques variés, notamment le quartz (Slansky, 1980). Les phosphates sédimentaires contiennent de 26 à 36 % P_2O_5 et sont parfois fortement enrichis en fluor (3 %), en uranium (de 60 à 200 ppm) et en terres rares lourdes. Les concentrés sont transformés en acide phosphorique par voie humide.

Il existe deux types de phosphorites :

- les guanos, qui sont des déjections d'oiseaux. Sur certains sites, fréquentés par des générations de colonies d'oiseaux, souvent des îles côtières, l'accumulation de ces guanos peut former des masses considérables à haute teneur (60 % P_2O_5), exploitées en particulier dans le Pacifique (Île de Nauru, Chili);
- les phosphates des bassins sédimentaires. Ils forment les plus importants gisements du monde. Intensément exploités aux États-Unis, en Chine et au Maroc, ces phosphorites sont à la base de l'industrie des engrais. Plus de 80 % des phosphates sont transformés dans cette industrie qui, en 2007, produisait 147 millions de tonnes de concentrés à 31,2 % P_2O_5 . En France, les Causses calcaires du Quercy contiennent des bancs de phosphorite autrefois exploités.

Avec une production de 28 Mt de phosphates en 2007, le Maroc est le troisième producteur mondial de phosphates après la Chine (35 Mt) et les États-Unis (30 Mt), mais détient 75 % des réserves mondiales, avec plus de 80 milliards de m^3 . Les phosphates marocains se distinguent par une pureté exceptionnelle, qui peut atteindre en roche 78 % BPL (*Bone Phosphate of Lime*, unité mesurant la qualité des concentrés phosphatés; $BPL = P_2O_5 \times 2,1852$). Les phosphates marocains sont exploités dans quatre bassins principaux : Oulad Abdoun près de Khouribga (37 milliards de m^3), Gantour (31 milliards de m^3), Meskala (15 milliards de m^3) dans la meseta marocaine, et Oued Eddahab, plus au sud (1 milliard de m^3) (figure 7.10; photos d et e,

planche 23). Les principaux gisements se sont déposés à la fin du Mésozoïque et au début du Cénozoïque (du Maastrichtien jusqu'à l'Yprésien, soit de -72 à -45 Ma) sur la vaste plateforme continentale irrégulière d'un golfe peu profond et très allongé. Les couches de phosphates sont puissantes (jusqu'à 47 m avec une moyenne de 15 m à Oulad Abdoun) et intercalées avec des couches de calcaires, de marnes et de marnes argileuses. Une dalle calcaire, la dalle à thersités, s'est déposée au Lutétien (-40 Ma), protégeant les phosphates de l'érosion (figure 7.11).

Les gisements sédimentaires de phosphates sont d'origine marine, formés dans un paysage de bassin en communication avec une mer ouverte (figure 7.12). Sur des hauts-fonds, à moins de 400 m de profondeur, des courants ascendants, les *upwellings*, remontent localement des eaux froides riches en phosphore (de 90 à 100 $\mu\text{g/l}$), augmentant le pH et la température, et favorisant la baisse de CO_2 , des conditions qui facilitent la précipitation de carbonates et la conservation de l'apatite. Ce milieu phosphaté favorise le développement d'une vie algale et micro-organique (dinoflagellés) qui attire une faune abondante dont les os sont riches en phosphore. Une fois morts, ces organismes participent à l'enrichissement des vases à la base de la zone d'oxydation de la matière organique et des bioturbations. Dans ce contexte, les eaux interstitielles sont saturées en phosphore du fait de l'oxydation ménagée qui libère cet élément de la matière organique.

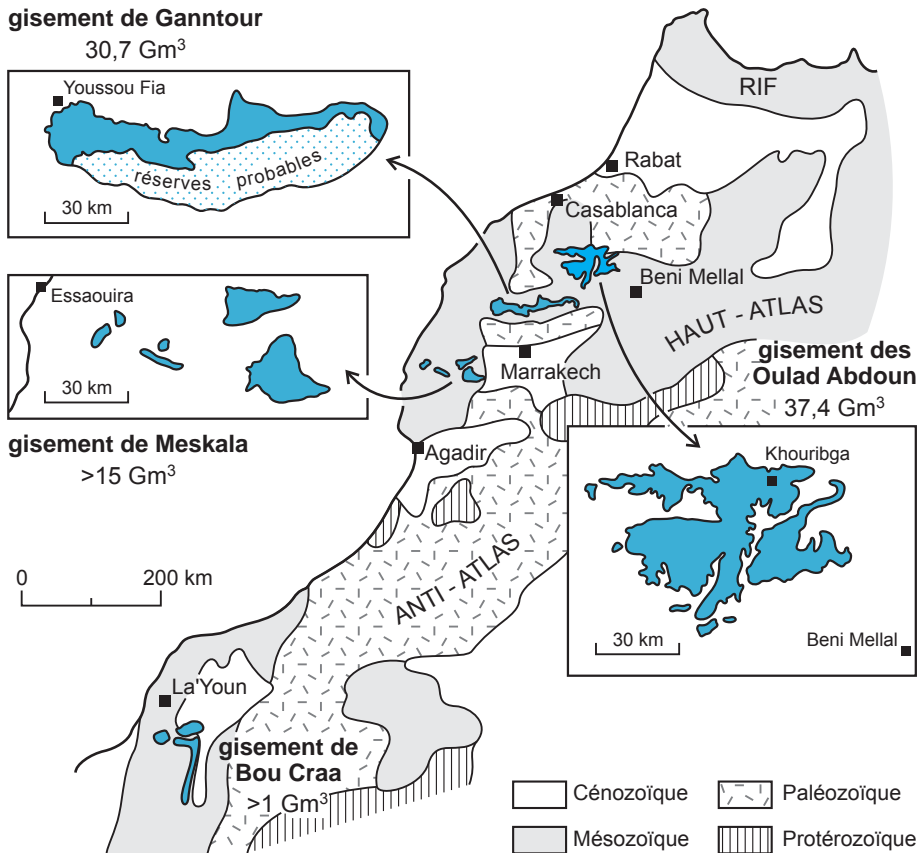


Figure 7.10 - Localisation des gisements de phosphates du Maroc avec les ressources (production + réserves) (d'après Salvan, 1986; Gharbi, 1998).

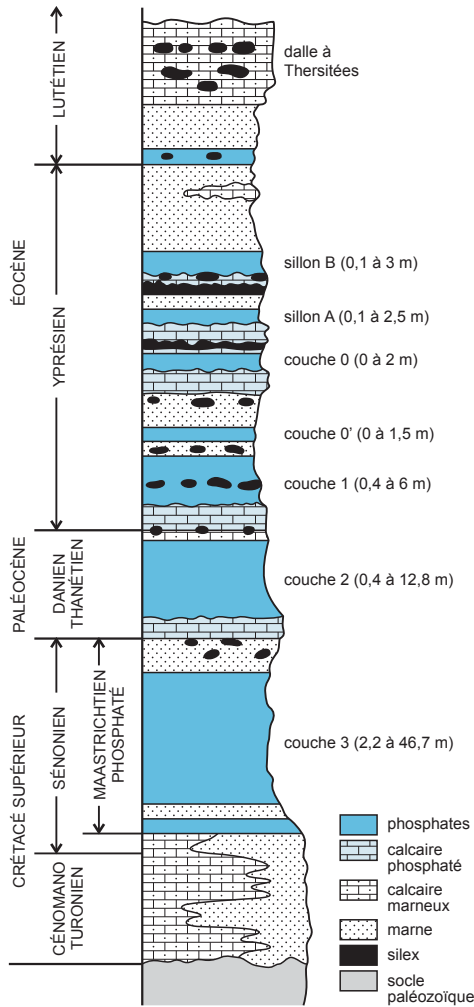


Figure 7.11 - Colonne stratigraphique de la formation à phosphates du Maroc (d'après Gharbi, 1998).

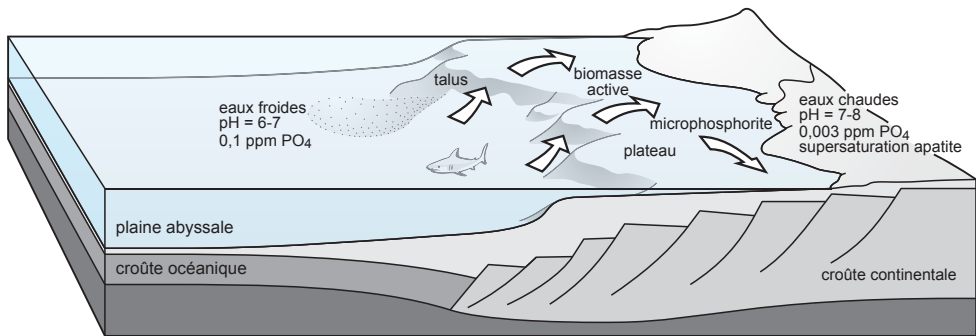


Figure 7.12 - Modèle de formation des gisements de phosphates sur une marge continentale avec intervention d'un courant de type upwelling (flèches).

Aidée par les actions microbiennes, la diagenèse permet alors une phosphatisation progressive des éléments non phosphatés comme les tests carbonatés, les pelotes fécales, les algues, etc., à la surface ou à l'intérieur des sédiments. Des courants de fond peu intenses agitent les dépôts phosphatés assurant un façonnement des phosphates en grains en même temps qu'un vannage et une classification des grains. La source du phosphore est donc double : d'une part, le biota, c'est-à-dire les restes organiques, notamment les os des poissons; d'autre part, les eaux océaniques froides et profondes, riches en phosphore soluble du fait d'une forte teneur en CO₂. Le calcium serait fourni par des algues et certains constituants du plancton.

La formation des gisements de phosphates sédimentaires est un processus très lent qui pourrait prendre entre 200 000 ans et un million d'années. Ces gisements apparaissent seulement après l'Archéen, avec l'apparition de quantité significative de matière organique, notamment après l'oxydation globale qui se produit vers 1,8 à 2,4 milliards d'années. On en connaît des exemples subactuels sur les côtes ouest d'Afrique du Sud et du Chili, jusqu'à 40° de latitude Nord ou Sud.

7.1.5 Barytine marine

Il existe deux types de gisements de barytine marine : (1) des gisements en environnement marin profond; et (2) des gisements plus superficiels en contexte de transgression.

Les gisements de barytine marine stratiforme constituent la principale ressource de ce minéral, avec des gisements importants au Nevada (photo c, planche 23), au Mexique et en Chine. Le plus gros gisement mondial de ce type est Mangampeta (37 Mt), près de Madras (Inde), dans le Protérozoïque moyen. Des équivalents actuels sont connus sur la bordure Pacifique des États-Unis et du Pérou, et dans la mer du Japon. Ces gisements sont composés de lentilles de barytine massive, sans sulfures, encaissées dans des séries sédimentaires riches en chert et en matière organique (figure 7.13). On observe une riche faune chemosymbiotique au voisinage de ces gisements, en particulier des vers et des brachiopodes (au Paléozoïque). La formation de ces gisements est attribuée à des sources froides riches en méthane et baryum, celui-ci provenant de la remobilisation de la barytine biogénique qui précipite dans la colonne d'eau (Torres *et al.*, 2003). Au griffon de la source, la barytine précipite du fait d'un mélange avec les sulfates de l'eau de mer. Les fluides chargés en Ba²⁺ migreraient par faille vers des lieux de dépôt proches de la marge continentale (figure 7.13).

La fin des époques de glaciation globale est marquée par le dépôt de carbonates et de barytine. Les dolomies passent à des calcaires ou à des shales avec un niveau de barytine. Par exemple, dans la formation de Hayhook dans les montagnes Mackenzie (NO du Canada), la barytine et un ciment d'aragonite forment un horizon continu sur plus de 150 km, parallèle au paléorivage. La barytine marque une transgression, et indique le mélange d'une eau marine profonde et froide, relique de l'océan glacé, avec une eau continentale oxydante.

7.1.6 Carbonates et dérivés, silice et charges minérales

Les minéraux industriels des roches sédimentaires comprennent essentiellement les carbonates, les argiles et le quartz. Ils sont utilisés dans un large éventail industriel, depuis les charges minérales jusqu'aux ciments (tableau 7.3). Les marchés sont parfois très spécialisés, tels ceux de la pharmacie ou des cosmétiques.

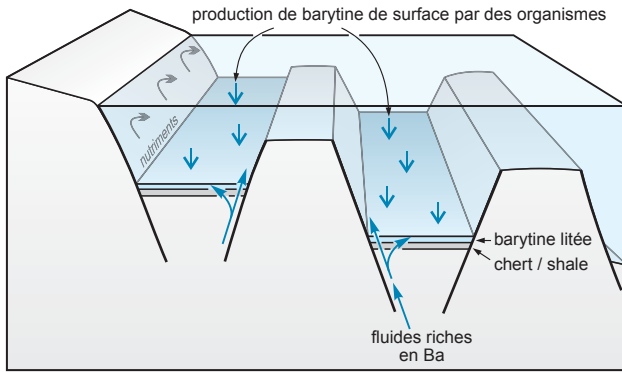


Figure 7.13 - Genèse des concentrations de barytine marine (d'après Clark *et al.*, 2004).

■ CHARGES MINÉRALES

Les charges minérales sont des minéraux de natures diverses (argile, talc, calcite, mica, etc.) ajoutés aux produits manufacturés pour améliorer certaines de leurs caractéristiques (résistance thermique, conductivité, abrasivité, densité, couleur, liaisons entre les particules et leur liant) ou pour résoudre des problèmes de fabrication. Elles sont largement utilisées dans des domaines industriels aussi variés que la papeterie, les peintures, les plastiques, les caoutchoucs, les cosmétiques, l'agro-alimentaire, le bâtiment, etc. Les effets d'une charge minérale dépendent largement de sa nature, de sa granulométrie, et de la force du lien entre les particules minérales et la matrice. Bien que cette notion soit assez large, elle exclut généralement les boues barytées, dans lesquelles la barytine est incorporée jusqu'à 40 %, pour obtenir une boue de densité de 2,516.

Les charges doivent répondre à des spécifications en matière de granulométrie, de pureté chimique, mais aussi de forme des particules, de surface spécifique, de rhéologie des suspensions concentrées, de capacités d'absorption d'eau (hydrophilie ou hydrophobie) ou d'huile (oléophilie ou oléophobie). On les classe généralement en charges grossières (de 20 à 45 μm), moyennes (de 10 à 20 μm), fines (de 3 à 10 μm) et ultra-fines (de 0,5 à 3 μm).

Trois minéraux occupent plus de 90 % du marché des charges minérales : la kaolinite, le talc, et la calcite, qui représente la quasi-totalité des charges carbonatées. Toutefois, beaucoup de minéraux peuvent avoir un usage accessoire comme charge, résultat d'une propriété unique, d'une innovation technologique ou d'une opportunité géologique (wollastonite, muscovite, etc.). Les avancées technologiques permanentes, conjuguées aux fluctuations des prix des charges minérales, font de ce marché un domaine concurrentiel d'évolution rapide. Dans l'industrie du papier par exemple, la place des charges carbonatées s'accroît au détriment de celle du kaolin et du talc, plus chers pour des performances proches. En effet, un papier se compose d'une trame de fibres de cellulose renforcée de charges minérales : de 1 à 5 % pour le papier journal, jusqu'à 50 % pour les papiers glacés de luxe, le pourcentage moyen se situant autour de 12 à 30 pour les papiers ordinaires. La « charge » qui remplit les interstices entre les fibres est réalisée avec une granulométrie de 2 à 10 μm , le couchage, qui donne son aspect final par un mélange de charges minérales beaucoup plus fines (0,7 μm), de latex et d'eau. Dans les peintures, les charges carbonatées permettent de réduire la proportion d'oxyde de titane (charge de synthèse bien plus coûteuse) : elles entrent à hauteur de 10 à 35 %, exceptionnellement 50 % dans la composition des peintures à solvant, mais les rend plus sensibles à l'acidité de l'air. Les mastics sont composés de 85 % de carbonates et de 15 % d'huile de lin.

Tableau 7.3 - Charges minérales. Ce tableau présente les spécificités courantes et les principaux usages des trois charges minérales essentielles : la calcite (pour GCC et PCC), le kaolin et le talc. gr = granulométrie; br = brillance (*GE brightness*); ph = prise d'huile; GCC = *Ground Calcium Carbonate* (calcaire broyé), PCC = *Precipitated Calcium Carbonate* (calcite de synthèse); P+W = *Printing + Writing* (papier ordinaire). Les pourcentages non suivis d'un nom de minéral indiquent que celui-ci est de nature variable (d'après Harben, 2002, et documents Internet).

Emplois et rôles dans le produit fini	Teneur en charge du produit fini	Spécificités requises (variables selon l'utilisation)
papiers (charge) imprimabilité, blanchueur	1-5 % (journal) 12-35 % (papier ordinaire P+W) 40-50 % (papier glacé)	GCC fin et ultrafin, PCC gr : 86 % < 3 µm et 1 % max > 10 µm br : 95-98 (P+W) kaolin (> 90 %) gr : 50-70 % < 2 µm ; br : > 80 %
papiers (couchage) aspect de surface; douceur au toucher (talc)	charges des P+W > 50 % de calcite	GCC et PCC fin et ultrafin gr : 95 % < 1,5 µm et moyenne 0,7 µm br : 97-99 kaolin (90-100 %) gr : 80-100 % < 2 µm; br : > 85 % talc (papiers glacés) gr : > 98 % de < 45 µm; br : > 78 %
plastiques finition surfacique (GCC et kaolin); résistance à la tension (GCC ultrafin, talc), électrique et thermique (kaolin, talc); charge renforçante (kaolin); rigidité (talc)	pour GCC : 5-35 % (PVC) 15-60 % (nylon, polyuréthane, polypropylènes) 80 % (dalles de sol) 70 % volume (câbles électriques)	GCC fin et ultrafin (polypropylènes) gr : 1-3 µm et < 0,1 µm br : 96-98 ph : 14-18 g/100 g kaolin (> 90 %) gr : 50-70 % < 2 µm; br : > 80 % talc gr : >99 % de < 45 µm; br : > 90 %
caoutchouc finition surfacique et résistance à la contrainte et à l'abrasion; charge renforçante et rigidité (kaolin); anticollant (talc)	5-40 %	PCC ultrafin gr : 1-3 µm et < 0,1 µm br : 96-98 ph : 14-18 g/100 g kaolin, talc
peintures blancheur, solidité, pouvoir couvrant (GCC, talc); pigment blanc (remplace jusqu'à 10 % de TiO ₂); faible prise d'huile (GCC); pouvoir couvrant et viscosité (talc)	10-35 % (volume) (exceptionnellement 50 %) de GCC et PCC	GCC et PCC gr : 97 < 25 µm et 20 à 50 % < 2 µm (aspect satiné) ou > 6 µm (aspect mat); br : 85-95 % ph : 14-18 g/100 g kaolin (90-100 %) gr : 80-100 % < 2 µm; br : > 85 % talc
adhésifs et étanchéité meilleure résistance aux contraintes; viscosité adaptée	de 0 % (adhésifs de hautes performances) à 85 % (mastic)	kaolin talc GCC pour mastic : gr : 99 % < 44 µm et 10 % max < 1 µm, moyenne 5-7 µm; br : 85-90; ph : 14-18 g/100 g
pharmacie composant principal	80-99,9 %	très grande pureté PCC (dentifrice, comprimés) talc
cosmétiques composant principal	98,5-99,9 %	très grande pureté talc (poudres corporelles) gr : > 98 % de < 45 µm; br : > 90 %
encres d'imprimerie facteur de texture	5-15 % (kaolin)	PCC et GCC kaolin

Les charges carbonatées sont obtenues soit par broyage de craies, de calcaires ou de marbres contenant habituellement plus de 95 % de calcite, ce sont les GCC (*Ground Calcium Carbonate*), soit par synthèse, ce sont les PCC (*Precipitated Calcium Carbonate*), aussi appelés CCP (Carbonate de Calcium Précipité), précipitats chimiques de CaCO₃ obtenus par action du CO₂ sur du lait de chaux Ca(OH)₂. La granulométrie du produit est très précise (de 0,7 à 5 µm). Le PCC est utilisé, entre autres, comme excipient dans la fabrication pharmaceutique des cachets.

La production mondiale annuelle de calcaires pour charges et granulats est estimée à plus de 4 Gt (Harben, 2002), dont environ 25 Mt sont commercialisées comme GCC et PCC. À ces chiffres, il faut ajouter les calcaires destinés à l'industrie cimentière, à la fabrication de chaux, et les pierres ornementales et dimensionnelles (photo g, planche 30).

■ CIMENT ET CHAUX

À partir de matériaux très communs (du calcaire et des argiles), on fabrique une poudre (le ciment) qui une fois mélangée à du sable, des graviers et de l'eau, fournit une roche artificielle, le béton, qui possède les caractéristiques mécaniques des matériaux de construction naturels, mais présente l'énorme avantage d'être mis en œuvre sous forme de pâte. L'industrie cimentière est depuis presque deux siècles à la base de l'industrie du bâtiment : elle a produit environ 2,6 Gt de ciment en 2007, dont 21 Mt pour la France et 17 Mt pour le Canada. La production mondiale de chaux en 2007 était de 277 Mt.

Le ciment est obtenu par calcination à 1450 °C d'un mélange composé de 75 % de calcaire, 20 % d'argiles, et 5 % de gypse (retardateur de la prise) avec, éventuellement, d'autres composants mineurs (pouzzolanes, cendres volantes, laitiers de hauts-fourneaux, etc.) selon les caractéristiques exigées des bétons. La prise du ciment est la cristallisation massive de portlandite $\text{Ca}(\text{OH})_2$, déclenchée par hydratation; l'enchevêtrement des myriades de cristaux de ce minéral constitue une trame rigide, qui lie les grains de sable et les graviers et assure cohésion d'ensemble et rigidité.

Les cimenteries s'implantent dans des régions pourvues des matières premières nécessaires. La roche idéale dont la composition chimique se rapproche le plus du ciment, dénommée *cement rock*, est un calcaire marneux à 80 % de CaCO_3 et 20 % d'argile qui n'existe pas en quantités suffisantes dans la nature. Le ciment est donc obtenu par mélange de calcaires et d'argiles. Il faut de 1,55 à 1,60 tonne de matières premières pour fabriquer une tonne de *clinker*, la scorie extraite du four qui est ensuite broyée pour donner la poudre grise bien connue.

La chaux est obtenue par calcination de roches carbonatées à une température supérieure à 900 °C. La cuisson dissocie le carbonate de calcium (CaCO_3) en oxyde de calcium CaO , la chaux vive, et en CO_2 . Additionnée d'eau, la chaux vive forme un hydroxyde de calcium $\text{Ca}(\text{OH})_2$, la chaux éteinte (également appelée chaux hydratée ou fleur de chaux) et différents hydrates qui gonflent, dégagent de la chaleur et durcissent. La chaux éteinte est une base chimique très caustique, fortement bactéricide. Une tonne de calcaire permet de fabriquer 540 kg de chaux vive après 4 heures de cuisson dans des fours hautement sophistiqués verticaux ou horizontaux rotatifs. Les calcaires à forte teneur en CaCO_3 ne sont pas les seuls matériaux calcinés pour l'obtention de la chaux. On calcine aussi des calcaires argileux ou des dolomies pour obtenir, respectivement, la chaux hydraulique et la chaux magnésienne (encore appelée chaux grasse ou chaux dolomitique).

Les usages de la chaux, fonction de ses qualités de pureté, de réactivité et de couleur sont très diversifiés : sidérurgie (fabrication de l'acier à raison de 40 kg de chaux par tonne d'acier), voirie, pollution, agriculture, bâtiment, etc.

■ SABLES EXTRA-SILICEUX

Le quartz est la forme cristallisée la plus commune de la silice, présente dans presque tous les types de roches et dans une grande diversité d'environnements géologiques. C'est un matériau industriel incontournable utilisé dans de nombreux secteurs au premier rang desquels la verrerie et la fonderie (respectivement 45 et 35 % de la consommation mondiale), mais également l'électrometallurgie, le bâtiment (bétons cellulaires), les charges minérales pour peintures et caoutchoucs, les abrasifs ou encore la filtration des fluides et l'incinération des boues d'épuration (tableau 7.4).

Les gisements de silice sont essentiellement des roches sédimentaires meubles (sables très riches en quartz dits siliceux ou extra-siliceux, galets de quartz), plus rarement consolidées (grès, quartzites, silex), ou beaucoup plus rarement du quartz de pegmatite ou de filons (voir le chapitre 5).

Les sables siliceux (tableau 7.4) constituent l'essentiel des ressources exploitées (106 Mt pour une production mondiale de l'ordre de 120 Mt en 2007); ils sont suivis par les grès et les quartzites. La France a produit 5 Mt de silice en 2005, un chiffre en net recul (6,7 Mt en 1991) grâce au recyclage efficace du verre qui limite l'exploitation du sable siliceux pour verrerie. Une petite part de cette production (2 à 3 %) provient de la récupération du quartz dans les gisements de kaolin (photo a, planche 23). Le Québec produit 600 000 t de silice par an essentiellement à partir de quartzites et de quartz massif de filons et de pegmatites.

La formation de sables quartzeux de haute qualité (sables dits extra siliceux à plus de 95 % de quartz) se fait en plusieurs étapes. Après érosion et transport des grains minéraux, l'intervention de puissants processus de sélection comme le vent et/ou les eaux côtières marines, est nécessaire pour éliminer les micas, argiles et feldspaths et concentrer efficacement les grains de quartz. Ces sables se rencontrent principalement dans les formations marines épicontinentales, notamment les dunes, qui ont bénéficié d'un tri éolien final. Les grès et les quartzites sédimentaires

Tableau 7.4-Silice industrielle. Ce tableau présente les spécifications requises pour les principaux emplois industriels de la silice. Il s'agit de données générales, les spécifications pouvant varier avec les exigences des clients et les impératifs nécessaires à certaines applications. Les *lascas*, extraits en général de pegmatite, sont destinés à la fabrication de quartz de synthèse. nd = données non disponibles (d'après Harben, 2002).

Usages	Spécifications chimiques				Granulométrie	Remarques
	min. SiO ₂ (%)	max. Al ₂ O ₃ (%)	max. Fe ₂ O ₃ (%)	max. TiO ₂ (%)		
sable de verre (bouteilles en verre coloré)	98,5	0,15	0,15	0,10	0,1-0,5 mm	Cr et Co < 2 ppm; pas de Ni ni Cu
sable de verre (bouteilles en verre blanc)	99,5	0,10	0,03	0,02		
sable de verre (verre plat)	99,5	0,20	0,04	0,02		
verre optique qualité supérieure	99,8	0,1	0,02	nd	< 20 mesh	Cr et Co < 1 ppm
verre qualité céramique	97,5	0,55	0,2	nd	< 75 µm	
sable de fonderie	98	variables selon les usages, toujours très faibles			0,08-0,85 mm (fonction des pièces à mouler)	grains de quartz arrondis à semi-anguleux
fondant métallurgique	90 à 95	1,5	1,5	nd	20-50 mm	< 0,2 % CaO + MgO
carbure de silicium (SiC)	99,7	0,05	0,05	nd	0,15 mm	< 0,01 % CaO, < 5 % humidité
silicium métallurgique	99,5	0,20	0,10	0,006	0,17-1,7 mm	résistance aux chocs thermiques; < 0,2 % CaO+MgO, pas de P ni As
chimie du silicium (tétrachlorures, etc.)	99,8 à 99,99	0,10	0,05	0,005	0,17-1,7 mm	
ferrosilicium	98,7	0,40	0,20	0,05	0,17-1,7 mm ou 40-120 mm	
fibres de verre isolantes	98,1	0,52	0,4	nd	0,1-0,4 mm	CaO+MgO < 0,16 %, K ₂ O+Na ₂ O < 2,5 %
fibres de verre textiles	99,2	0,60	0,04	0,05	0,1-0,4 mm	CaO+MgO < 0,20 %, K ₂ O+Na ₂ O < 2,5 %
silicones	98,5	0,15	0,1 à 1,5	nd	25 mm	ni P, ni As
silicate de soude	99,4	0,20	0,05	0,05	0-6 mm	CaO+MgO < 0,05 %
<i>lascas</i> (fragments de quartz hydrothermal de haute pureté)	nd (mais > 99 %)	1 -20 ppm	2-5 ppm	1 ppm	quelques cm	métaux et alcalins < 100 ppm
Types de silice avec principaux domaines d'utilisation						
sables extra-siliceux – sables siliceux purs	> 99		< 0,02			crystallinerie, verrerie optique, miroiterie, céramique fine
sables extra-siliceux – sables siliceux	> 98	< 0,4	< 0,2			verrierie, fonderie, filtration, céramique, abrasifs
sables extra-siliceux – sables siliceux maigres	95 - 97					fonderie, aciérie
sables silico-argileux	75 à 92					fonderie, métallurgie
quartz ultra-pur	> 99,9	jusqu'à < 1 ppm (hyperpureté)	jusqu'à < 1 ppm (hyperpureté)	jusqu'à < 1 ppm (hyperpureté)		silicium métal, verrerie optique, chimie du silicium

(cimentation d'un grès par diagenèse) ou métamorphiques (recristallisation d'un grès) formés aux dépens de telles formations conservent, voire accentuent, cette pureté.

LES SABLES ET GRÈS DE FONTAINEBLEAU (FRANCE)

Le bassin de Paris représente la plus importante ressource de sables siliceux purs d'Europe, devant le bassin de Mol en Belgique. Deux sites, Beauchamp (Sud-Picardie) et Fontainebleau (Essonne), totalisent des ressources estimées respectivement à 100 Mt et 80 Mt. Les sables de Fontainebleau sont les plus purs d'Europe, remarquables par leur finesse (0,12 mm), leur pureté (de 95 à plus de 99 % SiO_2) et leur granulométrie homogène. Ils s'étendent sur près de 50 km au sud de Paris où leur puissance peut atteindre 75 mètres (photo b, planche 23). Ils constituent une formation originellement marine déposée au Stampien inférieur et moyen (Oligocène) lors de la dernière incursion marine majeure dans le bassin de Paris (figure 7.14). À la fin du Stampien, les sables laissés à sec par le retrait de la mer sont remaniés par le vent qui les façonne en dunes séparées par des chenaux marécageux dans lesquels se déposent marnes et limons. L'eau de ces chenaux s'infiltre à la base des dunes, se charge de silice et remonte par capillarité. Au sommet et sur les flancs des dunes, l'évaporation libère la silice qui cimente alors les grains de quartz, consolidant les sables. Ce phénomène de grésification donne naissance à une carapace gréseuse, atteignant une épaisseur de 6 à 8 m, les grès de Fontainebleau, démantelés par l'érosion pour donner les célèbres rochers du même nom.

7.1.7 Argiles

Une argile est une roche composée d'au moins 50 % de minéraux argileux, c'est-à-dire de silicates d'alumine hydratés à grains très fins ($< 2 \mu\text{m}$) appartenant à la sous-classe des phyllosilicates. De comportement plastique lorsqu'elle est riche en eau, l'argile durcit par séchage ou

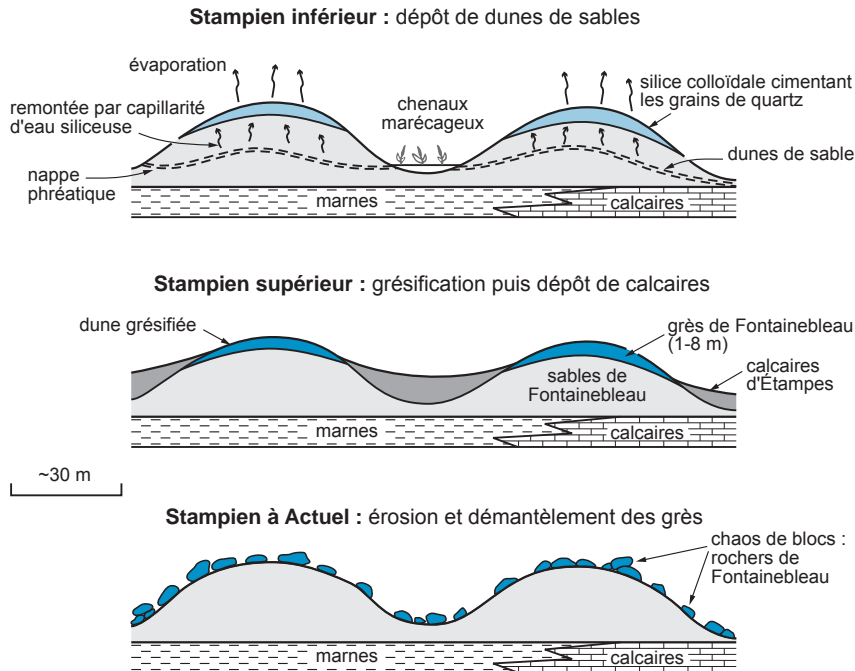


Figure 7.14 - Formation des gisements de silice industrielle de Fontainebleau, dans le Bassin de Paris. Les dunes de sables déposées au Stampien inférieur subissent une grésification sommitale lors du Stampien supérieur. Depuis, cette chape de grès a été fragmentée et démantelée donnant les rochers de Fontainebleau. Ces sables siliceux constituent le second gisement d'Europe de silice industrielle.

chauffage. Les argiles sont les produits de l'altération chimique des roches et se retrouvent dans les sols dont elles sont les constituants essentiels. Elles représentent l'une des plus importantes ressources minérales connues et utilisées depuis l'Antiquité et constituent la matière première minérale la mieux répartie au monde. On l'emploie en fonction de ses caractéristiques physiques dans de nombreuses industries : céramique, bâtiment (tuiles, briques, etc.), terres cuites (photos a et d, planche 30), réfractaires, papeterie, polymères, peintures etc. Les statistiques mondiales de production des argiles sont difficiles à établir, tant les centres de production sont nombreux, dispersés, et de tailles très variables. Il est vraisemblable qu'en 2007 les productions annuelles ont dépassé 250 Mt et 100 Mt, respectivement pour les argiles communes, destinées aux briques, tuiles et matériaux similaires, et pour les argiles de qualité supérieure. Pour ces dernières, la production est dominée par le kaolin avec 37,8 Mt (dont 20 % aux États-Unis), suivi des argiles kaoliniques, des bentonites (11,8 Mt dont 43 % pour les États-Unis), de l'attapulgitite et de la sépiolite (4,02 Mt dont 67 % aux États-Unis).

Outre leurs applications industrielles, les argiles jouent un rôle essentiel dans la biosphère. La disponibilité ou la rétention de la nourriture des végétaux, le stockage de l'eau dans les sols et leur sensibilité aux gaz et polluants atmosphériques dépendent dans une large mesure de la nature et des propriétés des argiles présentes. De plus, certaines argiles ont la propriété d'adsorber dans leurs espaces interfoliaires des ions présents en solution, et peuvent ainsi jouer le rôle de pièges pour les métaux lourds. Cette propriété est utilisée en environnement pour la réalisation de barrières actives destinées à étanchéifier les sites de stockage de déchets, et la dépollution d'effluents industriels. Les systèmes mis en place sont des couches d'argiles compactées, ou des géosynthétiques bentonitiques (GSB), constitués d'une nappe de bentonite de 7 à 10 mm d'épaisseur retenue entre deux films de composants synthétiques, le plus souvent du polyéthylène.

Il existe plusieurs classifications des minéraux argileux qui diffèrent et se recouvrent, les minéralogistes se basant sur la structure pour établir les catégories, les industriels prenant davantage en compte les usages (tableau 7.5). Le mot « bentonite » est un terme du domaine industriel; il recouvre habituellement un mélange de minéraux argileux du groupe de la smectite (montmorillonite dominante, beidellite, nontronite, saponite, hectorite). Les smectites possèdent un grand pouvoir plastifiant lié à l'extrême finesse des particules, et un fort pouvoir gonflant en présence d'eau, donnant un retrait important au séchage, d'où leur nom « argiles gonflantes ». Les « argiles nobles » sont des matériaux argileux de composition variable au sein desquels la kaolinite est le minéral dominant, les autres constituants étant l'illite, la montmorillonite, le quartz, la matière organique, voire la gibbsite et la boehmite. Le kaolin (appelé *China clay* par les Anglo-Saxons) avec 90 à 100 % de kaolinite, est l'argile noble par excellence. Dans les pays anglo-saxons, ce terme d'argile noble englobe plusieurs matériaux argileux de compositions, qualités et usages différents (tableau 7.5; photos c, f, h et i, planche 12).

Les argiles se forment dans des conditions très variées, allant de celles du milieu supergène, donnant sols et altérites en surface, à celles plus extrêmes et plus rares de l'hydrothermalisme, générant les argiles hydrothermales, en particulier la kaolinite. Bien qu'elles se forment sous presque tous les types de climat, les climats humides, chauds ou tempérés, sont les plus efficaces. Les argiles se forment aux dépens de tous types de roches contenant des silicates d'aluminium (feldspaths, amphiboles, micas, pyroxènes, etc.). Les mécanismes mis en jeu sont purement chimiques et complexes, et incluent l'oxydation, l'hydrolyse, la ferrolyse, les échanges d'ions etc., souvent avec une participation bactérienne.

Tableau 7.5 - Principales argiles et leurs utilisations. En France, le terme d'argiles kaoliniques désigne des argiles à 50-90 % de kaolinite et englobe les termes anglo-saxons de *ball clays*, *refractory clays*, *flint clays*, etc. La calcination d'argiles kaoliniques à 850 °C élimine l'eau de constitution et donne du métakaolin; poussée jusqu'à 1300 ou 1600 °C, elle permet la formation de mullite et d'un peu de verre, donnant les chamottes dont la qualité est fonction de la quantité de mullite et donc de la teneur en Al_2O_3 . De 35 à 38 % Al_2O_3 la chamotte est destinée au grès sanitaires (bac à douches, grands éviers, carrelages, etc.), de 40 à 44 %, aux produits réfractaires, et à 47 % à des réfractaires hautes performances. Le kaolin calciné est un kaolin dont les propriétés ont été modifiées par cuisson entre 700 et 1200 °C : blancheur améliorée, particules moins hydrophiles et conductivité électrique abaissée.

Noms	Minéralogie	Particularités	Usages principaux
argile commune (argile à terre cuite)	illite (dominante), kaolinite, montmorillonite		produits en terre cuite : briques et briquettes, tuiles, carrelages, boisseaux, granulats légers
smectites (ou argiles gonflantes)	groupe de minéraux argileux comprenant montmorillonite dominante, beidellite, nontronite, saponite, hectorite, etc.	fort pouvoir plastifiant, pouvoir gonflant en présence d'eau	moules de fonderie, absorbants, boues de forages, travaux publics
terre à foulon (<i>fuller's earth</i>)	variétés d'attapulgite et de montmorillonite	fort pouvoir absorbant	absorbants, déodorants, filtres et réfractaires
bentonite	argile riche en smectites	fort pouvoir plastifiant, pouvoir gonflant en présence d'eau	moules de fonderie, absorbants, boues de forages, travaux publics, terres décolorantes
attapulgite (palygorskite), sépiolite		fort pouvoir absorbant	litières animales, filtres, absorbants industriels, pharmacie
Argiles nobles			
kaolin	kaolinite (90-100 %)	couleur blanche, réfractarité	papiers, céramiques fines (porcelaine, faïence), peintures
halloysite	kaolinite hydroxylée	couleur blanche, réfractarité	papiers, céramiques fines (porcelaine, faïence)
argile kaolinique	kaolinite (50-90 %), illite	forte réfractarité (teneur élevée en alumine)	métakaolin, produits réfractaires (chamottes), porcelaine, céramiques sanitaires
<i>ball clay</i>	kaolinite (70 %), illite, quartz, montmorillonite, chlorite, matière organique (2-4 %)	forte réfractarité	tuiles de sol et murales, céramiques sanitaires, produits réfractaires (chamottes), porcelaine pour table
<i>refractory clay</i> (ou <i>fire clay</i> , incluant <i>superduty clay</i>)	kaolinite dominante (sans cuisson blanche), traces de micas et de minéraux ferrifères	forte réfractarité	produits réfractaires (chamottes), produits argileux denses
<i>flint clay</i>	kaolinite bien cristallisée, diaspore ou boehmite	forte réfractarité (teneur élevée en alumine)	produits réfractaires (chamottes de hautes performances)

Les gisements peuvent être constitués d'argiles résiduelles formées in situ : ils correspondent alors au résidu solide d'altération des roches-mères (ou altérite). Toutefois, les gisements sont beaucoup plus souvent allochtones, composés d'argiles sédimentaires détritiques, arrachées aux altérites et transportées jusqu'à un bassin de sédimentation marin, lacustre ou lagunaire, soit par les eaux courantes, soit par le vent (cas du lœss ou limon des plateaux). Dans ce cas, les gisements sont dits sédimentaires ou secondaires et ils se rencontrent à différentes époques géologiques (Trias, Crétacé) lorsqu'un climat tropical favorisait une intense altération.

La plupart des grands gisements de kaolinite de l'est de la Chine (province de Zhejiang, Jiangxi et Fujian), et ceux de Géorgie et de Caroline du Sud (États-Unis) sont de type sédimentaire. La kaolinite a été érodée, transportée par les eaux superficielles et redéposée, plus loin sous forme de sable kaolinique, en milieu continental (fluvial) ou épicontinental (deltaïque). Dans le grand gisement de Suzhou Yangshan (Jiangxi, Chine), la kaolinite s'est déposée sur plus de 5 km, essentiellement dans des cavités karstiques. Les minéraux accompagnateurs (muscovite, rutile, ilménite, etc.) ont subi une sélection lors du transport et sont donc moins nombreux que dans les gîtes primaires. Ces gisements représentent 60 à 70 % de la production mondiale de kaolin. La teneur du minerai varie de 7 à 85 % de kaolinite avec une granularité en général plus fine que dans les gîtes primaires.

La prospection de gisements sédimentaires de kaolin doit viser les formations sédimentaires détritiques dans lesquelles on recherche en priorité les contextes adéquats : chenaux fluviaux et surtout deltas. Une étude sédimentologique régionale avec reconstitutions paléogéographiques des sites possibles de dépôt reste l'approche essentielle. Une épaisseur minimale des dépôts de deux mètres est nécessaire pour permettre une exploitation mécanisée. La recherche d'éléments minéralogiques pénalisants (quartz fin difficile à éliminer, oxydes de fer, smectite génératrice de viscosité élevée) doit être réalisée au plus tôt afin d'évaluer les usages possibles du matériau découvert.

7.1.8 Évaporites marines et hydrothermales

Les évaporites constituent la meilleure illustration des gîtes chimiques, catégorie majeure des gisements d'origine exogène (voir le chapitre 2). Ce sont des formations salifères qui se forment en milieu aride par précipitation des sels contenus dans des eaux salées, devenues, par évaporation, des saumures sursaturées. Elles comprennent des minéraux essentiels à de vastes secteurs industriels comme l'agro-alimentaire et la chimie (halite, sylvite) ou le bâtiment (gypse).

Il faut distinguer deux types d'évaporites, marines et hydrothermales. Les évaporites dites marines, chlorurées et sulfatées, présentes en milieu marin et continental, sont formées par évaporation d'eau de mer ou d'eaux de lagunes en communication avec la mer. Depuis le Moyen Âge, l'Homme reproduit ce processus dans les marais salants pour satisfaire ses besoins en sel (photo f, planche 23). Plus rarement, elles proviennent de la solubilisation de couches salifères profondes plus anciennes, et forment de gigantesques gisements de halite, de potasse, de gypse, parfois de célestite, comme ceux de l'Altiplano andin. Dans ce dernier cas, elles n'ont habituellement aucune communication avec la mer et peuvent se situer dans des déserts, comme en Mongolie et au Tibet, ou en altitude, tels les *salars* d'Argentine et de Bolivie.

Plus rares, les évaporites hydrothermales à sulfates, nitrates, carbonates et/ou borates sont formées par évaporation d'eaux hydrothermales issues d'exhalaisons volcaniques. Bien que présentes strictement en contexte continental, ces évaporites seront traitées dans ce chapitre car leur genèse est semblable à celle des évaporites marines. Leur appellation fréquente d'évaporites « continentales » doit être proscrite dans la mesure où les évaporites dites « marines » peuvent aussi se former en contexte continental. Ainsi, la mer Morte est un lac hypersalin issu de l'évaporation d'un bras de mer de la Méditerranée.

■ CARACTÉRISTIQUES DES ÉVAPORITES MARINES

Les évaporites marines se forment en milieu marin et continental. Il peut s'agir de bassin cratonique, de rift, de marge passive ou de bassin de collision. Les milieux marins sont généralement des bassins marginaux peu profonds à connexion limitée avec l'océan mondial, bordés de vastes *sebkhas*, en liaison avec une phase précoce ou avortée de rifting. Actuellement, on en observe dans les zones littorales de la mer Rouge et du golfe Persique.

En milieu continental, les évaporites marines se déposent dans des bassins endoréiques partiellement occupés par des lagunes ou des lacs salés, dans des étendues salifères basses (*sebkhas*), en régions désertiques, semi-arides et même polaires. Il s'agit notamment du Grand lac salé (Utah), du lac Tchad ou de la mer Morte (en fait un lac hypersalin profond). Parfois, ces bassins endoréiques sont situés en altitude comme les salars des altiplanos andins ou les lacs salés du plateau tibétain. Ainsi, le salar d'Uyuni en Bolivie, situé entre 3650 et 4500 m d'altitude, est la plus vaste croûte halitique du monde avec 10 000 km².

Un dépôt évaporitique est nettement stratifié, composé d'une alternance de séquences salifères et de roches détritiques très variées : dolomies souvent fétides en raison de la présence de matière organique, shales parfois bitumineux, calcaires récifaux, argilites et, en milieu continental, des grès rougeâtres qui protègent les dépôts salifères d'une solubilisation. Chaque séquence salifère se compose, de bas en haut, de : carbonates très minces (aragonite/dolomite/ankérite)-gypse-sel (halite dominante, jusqu'à 95 %)-sylvite, toujours déposés dans cet ordre. À ces minéraux majeurs s'ajoutent des quantités variables d'anhydrite (toujours secondaire), soufre, célestite et divers chlorures, bromures et iodures de Ca, Na, Mg et Sr (tableau 7.6). On observe également une zonalité des dépôts, avec une bordure de carbonates évaporitiques, autour d'une zone à gypse et, plus au cœur, une zone à halite (figure 7.15). Les sulfates et chlorures de potassium et de magnésium se déposent dans des saumures concentrant 70 à 90 fois l'eau de mer.

LA MER MORTE (ISRAËL ET JORDANIE)

La mer Morte est un lac de désert hypersalin en phase terminale (figure 7.16; photo h, planche 23). C'est l'endroit le plus bas de tous les continents avec un littoral à 415 m sous le niveau de la mer et un fond à -730 m. Cette mer occupe un bassin en transtension le long d'un cisaillement sénestre séparant la sous-plaque du Sinaï de la plaque arabique. Le bassin se forme depuis 15 Ma, avec une sédimentation continentale, un envahissement par la Méditerranée vers 4 à 6 Ma conduisant à la formation d'évaporites (sel de Sodom). La mer Morte est apparue il y a 70 000 ans sous forme d'un lac beaucoup plus large, montant au nord jusqu'à la mer de Galilée (ou lac Kinnereth). Son contenu actuel en sel est fortement enrichi par rapport à l'eau de mer : 20 fois plus de potassium, 32 fois plus de magnésium, et 81 fois plus de brome. La densité de l'eau y est de 1,24 avec une concentration totale de 340 g/l de sels. Autour de la mer Morte, des saumures profondes infiltrées dans les aquifères carbonatés et détritiques montrent une forte salinité (400 ppm Na ou Cl) et un faible rapport Na/Cl, jusqu'à 100 km à l'ouest (Stanislavsky et Gvirtzman, 1999).

Le potentiel minéral de la mer Morte est exploité depuis l'Antiquité. Ainsi, le sel est produit par évaporation de l'eau, exploité en carrière sur le rivage ou dans le diapir de sel du mont Sodom, connu depuis l'époque biblique. Les eaux de la mer Morte et des sources hypersalines sont fameuses depuis plusieurs millénaires pour leurs qualités thérapeutiques. L'asphalte qui se rencontre localement sur les rives, parfois flottant sur le lac, a été utilisé depuis le Néolithique pour imperméabiliser les paniers et pour des besoins décoratifs. C'était un produit exporté en Égypte, utilisé également pour la momification. La potasse est extraite des saumures par chauffage au soleil depuis 1931. La mer Morte est aujourd'hui une source majeure de potasse (1,7 Mt en 2001, 34 % de la production mondiale), de brome (250 000 t en 2001, 35 % de la production mondiale) et de magnésium (35 000 t en 2001, 8 % de la production mondiale). Les ressources en brome sont estimées à un milliard de tonnes.

L'exploitation de 300 millions de m³ de saumures par an se fait en plusieurs étapes : (1) bassin d'évaporation pour produire environ 30 Mt de sel par année. Une partie du sel subit une électrolyse qui donne du sodium et du chlore, lequel est ensuite utilisé pour produire le brome; (2) ces saumures sont ensuite dirigées vers des bassins d'évaporation où l'on récupère la carnallite, par succion à l'aide de pompes flottantes; et (3) les saumures restantes contiennent plus de 11 000 ppm de brome. Elles sont chauffées à 90 °C, puis elles réagissent avec le chlore qui les oxyde, ce qui produit une vapeur contenant du brome élémentaire. Par ailleurs, les solutions riches en chlorure de magnésium issues de l'extraction de la potasse permettent de produire du magnésium à partir d'un procédé électrolytique.

Le niveau de la mer Morte a largement varié dans les temps historiques. Il baisse actuellement d'environ un mètre par an du fait de la réduction des apports du Jourdain. Le lac est parfois stratifié. Il est maintenant saturé en NaCl qui précipite au fond.

Les formations évaporitiques marines sont très nombreuses et souvent gigantesques, dépassant très couramment un kilomètre d'épaisseur pour une masse pouvant atteindre plus d'un milliard de tonnes. Les réserves planétaires sont si colossales qu'elles n'ont pas fait l'objet d'estimations complètes. Elles sont connues depuis l'Infracambrien (Iran) jusqu'à l'actuel (mer Morte, lac d'Asal, golfe Persique, mer Rouge), les dépôts majeurs étant dévoniens (Amérique du Nord), permien (bassin du Zechstein d'Allemagne et de Pologne), jurassiques (golfe du Mexique) et néogènes (Miocène moyen de Mésopotamie, Messinien de mer Rouge et de Méditerranée).

Tableau 7.6 - Minéraux évaporitiques. Seuls les minéraux évaporitiques les plus communs sont signalés ici. Les sulfures apparaissent pour l'essentiel dans les *cap rocks* des dômes de sel.

Minéraux majeurs	Minéraux accessoires
Évaporites marines	
halite NaCl	célestite SrSO ₄
sylvite KCl	polyhalite K ₂ Ca ₂ Mg(SO ₄) ₄ ·2H ₂ O
gypse CaSO ₄ ·2H ₂ O	kieserite MgSO ₄ ·H ₂ O
soufre S	kainite KMgSO ₄ Cl·3H ₂ O
anhydrite CaSO ₄	strontianite SrCO ₃
carnallite KMgCl ₃ ·6H ₂ O	dolomite (Ca,Mg)CO ₃
calcite CaCO ₃	ankérite CaFe(CO ₃) ₂
	hauérite MnS ₂
	pyrite FeS ₂
	marcasite FeS ₂
Évaporites hydrothermales	
nitre KNO ₃	halite NaCl
nitratine NaNO ₃	sylvite KCl
borax Na ₂ B ₄ O ₇ (OH)·8H ₂ O	glaubérite Na ₂ Ca(SO ₄) ₂
colemantite Ca ₂ B ₆ O ₁₁ ·5H ₂ O	nahcolite NaHCO ₃
kernite Na ₂ B ₄ O ₆ (OH) ₂ ·3H ₂ O	burkérite Na ₆ (SO ₄) ₂ CO ₃
trona Na ₃ CO ₃ (HCO ₃) ₂ ·2H ₂ O	hanksite KNa ₂₂ (SO ₄) ₆ (CO ₃) ₂ Cl
gypse CaSO ₄ ·2H ₂ O	epsomite MgSO ₄ ·7H ₂ O
anhydrite CaSO ₄	mirabilite Na ₂ SO ₄ ·10H ₂ O
natron Na ₂ CO ₃ ·10H ₂ O	thénardite Na ₂ SO ₄
ulexite NaCaB ₅ O ₉ (OH) ₆ ·5H ₂ O	marcasite FeS ₂
boracite Mg ₃ B ₃ O ₁₃ Cl	carbonates

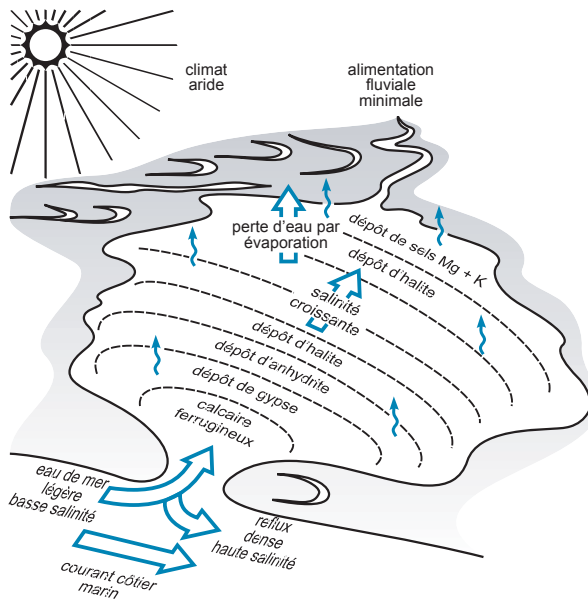


Figure 7.15 - Schéma d'un bassin évaporitique comparable à celui du Kara-Bogaz (mer Caspienne), montrant les zones de dépôts en fonction de l'intensité de l'évaporation (d'après Guilbert et Park, 1986).

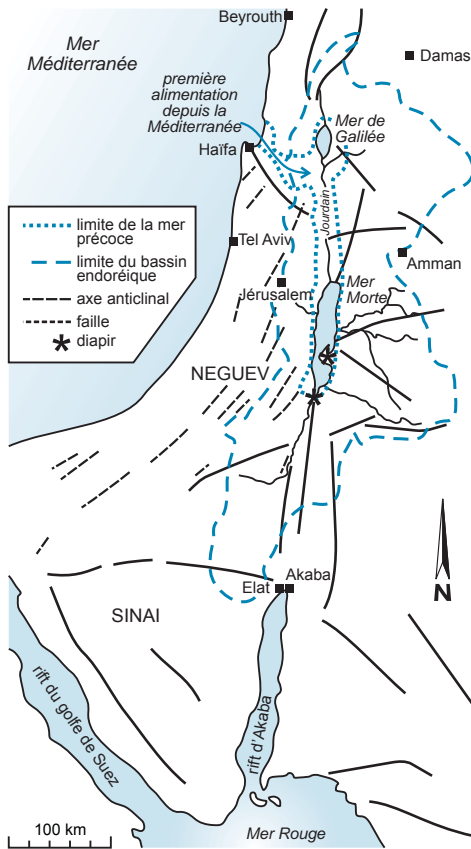


Figure 7.16 - Carte du système hydrographique et des concentrations en sel de la mer Morte (d'après Stanislavsky et Gvirtzman, 1999).

Le terme « potasse » vient de la vieille technique permettant de produire des engrais potassiques à partir du lessivage de cendre de bois, puis en évaporant les solutions dans de grands pots en métal... le *pot ash*. Il s'applique à des minéraux solubles contenant du potassium, tels que le chlorure de potassium (sylvite), les sulfates et les nitrates de potassium. Le potassium étant l'un des trois principaux nutriments des plantes, avec l'azote et le phosphore, la potasse est donc un composant majeur des engrais. On l'exploite surtout sous forme de sylvite, essentiellement en Allemagne, Russie, Biélorussie, Israël, Espagne, Grande-Bretagne et aux États-Unis.

De plus, les diapirs de sel dérivant de ces évaporites marines ont été les premiers producteurs mondiaux de soufre dans la première moitié du xx^e siècle. Ils peuvent constituer de bons pièges pour le pétrole et le gaz (environ $6,4 \times 10^9$ t d'huile et 10^{12} m³ de gaz pour l'ensemble des diapirs de la Gulf Coast, aux États-Unis).

Le comportement plastique et la faible densité des évaporites leur confèrent un rôle de « couche-savon », c'est-à-dire de lubrifiant dans des secteurs sous contrainte. Elles facilitent le décollement des plans de chevauchement et la formation de replis tectoniques complexes qui augmentent considérablement la puissance exploitable des gisements. En outre, les diapirs de sel percent par endroits les sédiments sus-jacents.

LA POTASSE DU SASKATCHEWAN (CANADA)

Le Saskatchewan est le premier producteur de potasse au monde. La série évaporitique des Prairies, d'âge Dévonien moyen, a été découverte lors d'exploration pour le pétrole en 1942. La production a commencé réellement en 1958. La potasse se situe au sommet d'une séquence d'évaporites à halite et anhydrite, d'une puissance pouvant atteindre plus de 200 m (figure 7.17). Quatre niveaux de potasse sont reconnus, d'une puissance individuelle de 6 à 15 m. Le minerai, ou sylvinite, est composé d'un mélange de halite, de sylvite (jusqu'à 30 %), de carnallite et d'insolubles. Des zones à carnallite jusqu'à 50 km de large sont observées vers les zones centrales des niveaux. Les composants insolubles augmentent vers le sommet stratigraphique. Chaque niveau est composé de sylvinite près du centre géographique et de sylvinite carnallitique ou de halite carnallitique plus en périphérie. Ils montrent une grande continuité latérale. Le contact franc entre les composants carnallitique et non carnallitique forme une surface qui peut se suivre régionalement, et est sécante sur la stratification. Ce contact monte stratigraphiquement vers les marges.

Les données paléogéographiques indiquent que la majeure partie de l'anhydrite s'est déposée dans le centre du sous-bassin du Saskatchewan. Les bancs d'évaporites se sont déposés plus à l'ouest, ce qui suggère un basculement progressif du bassin dans cette direction (Worsley et Fuzesy, 1979). La distribution des sels n'est pas primaire; elle résulte d'un lessivage avec une migration des saumures à chlorures de magnésium vers le centre du bassin, tandis que les chlorures de potassium restaient en place.

Les teneurs en K_2O varient de 21 à 27 %. Les mines sont exploitées par des méthodes traditionnelles jusqu'à une profondeur de 1100 m et au-delà par des lixiviations in situ. Les réserves de ces deux types d'exploitation atteindraient 100 Gt de chlorure de potassium, dont 10 % peuvent être exploités par des techniques de minages traditionnels et 90 %, par lixiviation. Ces chiffres représentent plusieurs centaines d'années de consommation mondiale pour les fertilisants.

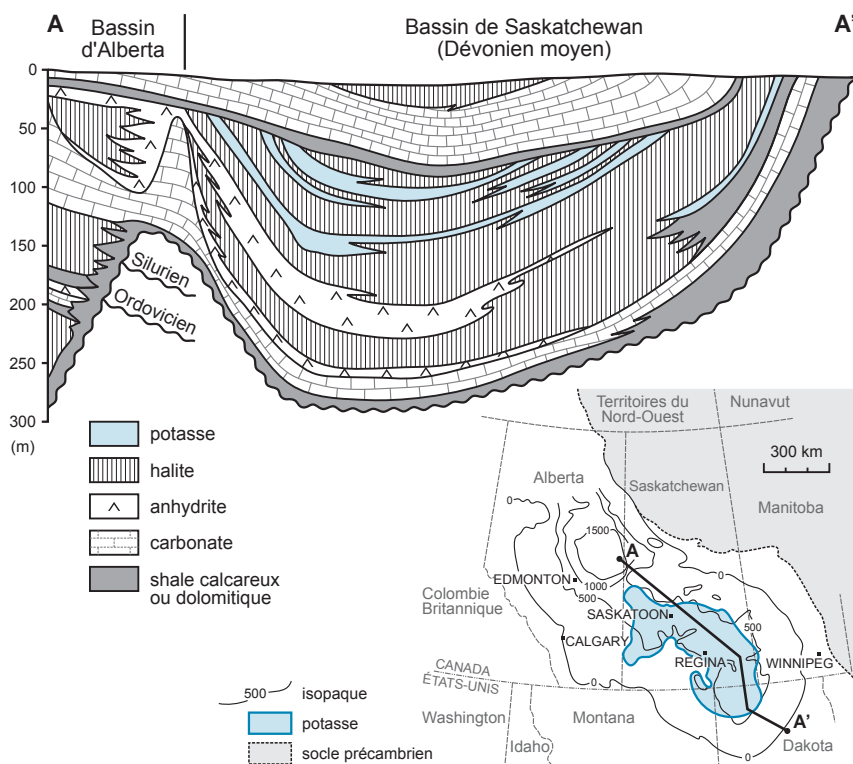


Figure 7.17 - Coupe régionale et plan du bassin de potasse du Saskatchewan (d'après Fuzesy, 1982).

Habituellement, un *cap rock* se compose, de bas en haut :

- d'une formation résiduelle à anhydrite secondaire dominante litée pouvant dépasser 200 m de puissance;
- d'une zone de transition rubanée à gypse abondant formé par hydratation de l'anhydrite secondaire avec, dans sa partie haute, le gypse systématiquement associé à du soufre natif et fréquemment à de la barytine, de la célestite, de la calcite et parfois des sulfures massifs (voir la section 3.4 du chapitre 3);
- d'une couronne carbonatée sommitale puissante de 10 à 100 mètres, nettement rubanée, couramment minéralisée en soufre à sa base, et imprégnée d'hydrocarbures au sommet (golfe du Mexique). Les eaux de formations autour des diapirs sont très salines et ont tendance à descendre autour de plusieurs dômes du sud de la Louisiane. Les fluides chauds en provenance de zones sous pression remontent ensuite vers la surface. Très tôt dans l'histoire du diapir, on a donc des mouvements convectifs formant des cellules d'un diamètre de l'ordre du kilomètre vers 3 à 4 km de profondeur.

Le soufre des *cap rocks* des dômes de sel a été intensément exploité au xx^e siècle grâce au procédé Frasch qui consiste à fondre le soufre par injection de vapeur d'eau très chaude et à le pousser vers la surface par de l'air comprimé. En 1970, ce procédé fournissait 60 % de la production mondiale, mais il subit un repli depuis la fin des années 1980. Il a été abandonné depuis 2000 aux États-Unis, année où il ne fournissait plus que 2,29 Mt, soit 4 % de la production mondiale. Le soufre provient maintenant, pour plus de 60 %, du raffinage du gaz et du pétrole.

■ GENÈSE DES ÉVAPORITES MARINES

Le mécanisme de formation des évaporites est simple et bien connu. Le développement de conditions évaporitiques dans un bassin, qu'il soit marin ou continental, nécessite des pertes d'eau par évaporation, supérieures aux apports d'eau douce. Le lac Asal (Djibouti) reçoit ainsi 200 mm de précipitations annuelles pour une évaporation de 2 m par an (Gasse et Fontes, 1989). Un tel bilan nécessite un isolement du bassin vis-à-vis de l'océan, réalisé par une barrière tectonique, volcanique, sableuse ou récifale et une aridité climatique, réalisée en climat tropical chaud ou en climat froid.

L'évaporation de l'eau de mer concentre les sels contenus jusqu'à atteindre le seuil de solubilité, ce qui déclenche leurs précipitations (figure 7.19). Celles-ci se réalisent selon l'ordre inverse de solubilités des différents sels pour donner une séquence minérale caractéristique : (1) carbonate de calcium, avec traces de strontianite et d'hydroxydes de fer; (2) gypse; (3) halite; et (4) sulfate de magnésium et sylvite, puis carnallite (avec kiesérite, kaïnite, etc.). Après ce dépôt, il reste une saumure riche en chlorure de magnésium et en acide borique (« l'eau mère », les « sels déliquescents » ou les « sels ultimes » des anciens auteurs) qui ne se dessèche jamais en contexte marin.

D'un point de vue quantitatif, l'évaporation d'une colonne d'eau de mer de 1000 m produit, de bas en haut : 5 cm de carbonates avec oxydes de fer, 50 cm de gypse, 12 m de halite, puis 5 à 6 m d'un mélange de halite, sylvite et de chlorures et sulfates de potassium et de magnésium (carnallite, etc.) (figure 7.19). En conséquence, la puissance couramment kilométrique des séries évaporitiques ne peut s'expliquer par la seule dessiccation d'un bassin, même s'il est très profond; la formation de telles séries exige des apports répétés d'eau de mer associés à une subsidence du bassin.

Hors de toute communication avec la mer, la source des éléments évaporitiques doit être recherchée dans un recyclage de couches évaporitiques plus anciennes (Altiplano andin) ou dans le lessivage de roches potassiques (Éthiopie).

L'exploration des évaporites repose sur la géochimie des sources et la présence de suintements à teneurs anormales en Na, K, Li, Br, Cl. Des levés géophysiques, notamment en gravimétrie et en sismique, permettent de préciser la géométrie des couches salifères. Les réserves sont tellement gigantesques que l'« exploration » est concentrée sur la recherche d'extensions aux gisements déjà exploités, ou sur la délimitation précise des couches exploitables. On peut aussi exploiter directement les saumures dans les bassins par pompage.

LES ÉVAPORITES FRANÇAISES

En France, les évaporites se sont formées au Trias en Lorraine et à l'Éocène-Oligocène dans le Bassin parisien et en Alsace.

Les évaporites du Trias se sont déposées au Trias supérieur (Keuper et Rhétien) en même temps que des marnes bariolées qui les ont protégées de l'érosion. Ces dépôts marquent un épisode lagunaire ou laguno-marin dépendant de la plus grande transgression du Lias. Le sel gemme et le gypse, parfois l'anhydrite, se sont déposés en Allemagne (sud de Hanovre) et en France (Lorraine, Jura). L'étendue du gisement lorrain est considérable : 230 km de long sur 100 km de large. Le gisement salifère, daté du Keuper inférieur, a une puissance de 130 m environ, dont 60 m de sel en couches d'épaisseur irrégulière et à pendage faible (2 %), séparées les unes des autres par des couches d'argilites. Actuellement, le sel gemme est toujours extrait dans la région de Varangéville, près de Nancy, par la Compagnie des Salins du Midi et des Salines de l'Est, selon deux méthodes : par sondages avec dissolution in situ, et par mine souterraine à Saint-Nicolas de Varangéville, la seule exploitation de sel gemme en activité en France en 2008. Ouverte en 1855, cette mine extrait le sel gemme par puits et galeries à une profondeur de 160 m sur un seul niveau. La méthode de chambres et piliers abandonnés a été développée dans la couche la plus riche du gisement. La capacité annuelle de production de la mine est de 550 kt de sel, destiné au déneigement routier.

Les évaporites oligocènes sont la conséquence des allées et venues de la mer à l'ère tertiaire dans le Bassin parisien et ses dépendances. Les importantes couches de gypse du bassin de Paris (17 m pour la couche principale du gisement de Corneilles près de Paris) se sont déposées à l'Éocène supérieur (Ludien) dans un contexte laguno-lacustre qui achève une transgression majeure mais brève qui avait atteint Reims (figure 7.20). Des études isotopiques du soufre et de l'oxygène ont montré que le gypse provenait d'un lessivage par les eaux douces de l'arrière-pays salifère lorrain.

En Alsace, l'Oligocène inférieur (Lattorfien) se marque par un environnement lagunaire à connexion limitée avec la mer qui permet le dépôt de couches d'évaporites localement riches en halite et sylvite. Le bassin potassique d'Alsace couvre environ 20 000 hectares à une profondeur de 400 à 1000 m dans la partie sud du fossé rhénan. Le gisement a été découvert par hasard en 1904 par Joseph Vogt, un industriel alsacien qui recherchait par forage du pétrole ou de la houille. Le gisement comprend deux couches de sylvinite séparées par 20 m d'argiles, intercalées dans une série salifère oligocène puissante de 1000 m à anhydrite et marnes schisteuses. Chaque couche est constituée d'une alternance de bancs centimétriques d'halite (58 % en moyenne), de sylvite (24 %) colorée en rouge par des oxydes de fer, et d'insolubles (18 %, de l'anhydrite et des marnes schisteuses principalement). La couche supérieure est puissante de 1,2 m à 2,1 m avec 22 à 25 % de sylvite, la couche inférieure de 2,5 à 3 m avec 14 à 20 % de sylvite. La production a démarré en 1910 et s'est achevée en 2002, après avoir produit 540 Mt d'un minerai qui a fourni plus de 80 Mt de K_2O utilisées presque en totalité pour la fabrication d'engrais. La sylvinite contient également 0,35 % de brome récupéré comme sous-produit.

■ CÉLESTITE

La célestite est un sulfate de strontium assez répandu à la base de toute la chimie de ce métal dont elle est actuellement le seul minerai, le carbonate naturel de strontium, la strontianite, n'étant plus exploité. La production mondiale de célestite s'est élevée à 600 kt en 2007, principalement fournie par l'Espagne (200 kt), la Chine (190 kt) et le Mexique (125 kt). L'industrie des verres et des céramiques emploie environ 80 % de la production. Le carbonate de strontium entre, par exemple, dans la composition des verres pour écrans (un usage en net déclin), tandis que le nitrate de strontium est fortement demandé en pyrotechnie, sa combustion dégageant une intense couleur rouge.

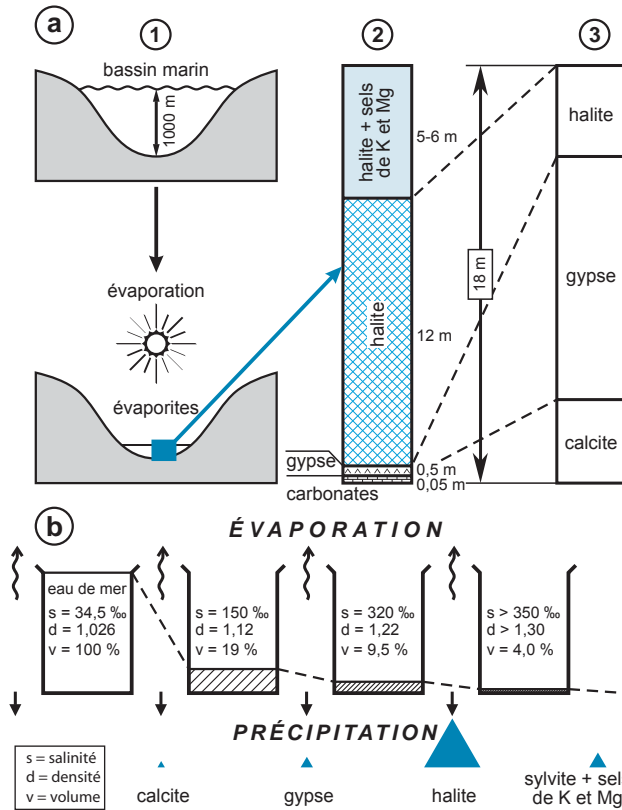


Figure 7.19 - La genèse des évaporites **a**) en conditions naturelles : 1) évaporation d'eau de mer; 2) quantités d'évaporites produites par l'évaporation d'une colonne d'eau de mer de 1000 m; et 3) log le plus couramment rencontré dans les dépôts évaporitiques; on remarque que la sylvite est peu fréquente; **b**) les étapes majeures d'évaporation de l'eau de mer; la taille des triangles est proportionnelle à la quantité de sels précipités (d'après collectif, 2001).

La célestite est essentiellement un minéral des séries évaporitiques lacustres et lagunaires. Les concrétions, couches ou imprégnations de célestite s'associent au gypse, aux carbonates, et parfois à la barytine dans des horizons de sédiments argileux, gréseux, ou tuffacés. Les grands gisements d'Espagne (Montevive, Andalousie) et du Mexique (San Agustín, Coahuila) appartiennent à ce type. La célestite peut être syngénétique et précéder alors le dépôt du gypse, ou diagénetique. Dans ce second cas, le strontium, qui avait intégré les réseaux de l'anhydrite ou de l'aragonite, migre au cours de la diagenèse pour imprégner calcaires et dolomies. C'est vraisemblablement un processus métasomatique de ce type qui est à l'origine des lentilles et géodes de célestite rencontrées au sein de roches carbonatées, argileuses ou barytiques en dehors de contexte évaporitique. La célestite pourrait aussi être déposée à la faveur de mélanges entre des solutions chaudes (170 °C) enrichies en strontium par lessivage de séries riches en feldspaths et des eaux de surface sulfatées (Souissi *et al.*, 2007).

La célestite peut également être présente dans les *cap rocks* des diapirs de sel et associée à l'anhydrite (zone des dômes en Tunisie; Rouvier *et al.*, 1985), dans les filons hydrothermaux à barytine et fluorine, et dans certains gisements volcanosédimentaires de contexte lacustre. Ces types n'offrent cependant pas d'intérêt économique.

■ ÉVAPORITES HYDROTHERMALES

Des saumures évaporitiques de chimisme notablement différent de celui des saumures marines s'accumulent dans certains bassins continentaux lacustres. La genèse de ces évaporites requiert

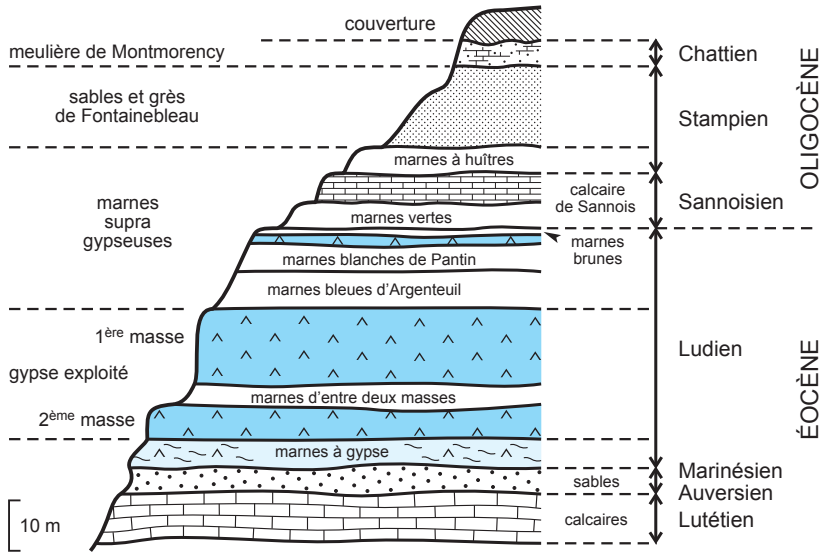


Figure 7.20 - Carrière de Corneilles-en-Parisis (Val d'Oise, France) exploitée pour le gypse depuis 1832. La carrière offre une coupe géologique très complète du Paléogène du Bassin de Paris avec notamment les deux bancs importants de gypse d'âge Ludien (Éocène supérieur) (d'après documents Internet BPB Placo; Pomerol, 1973).

les mêmes conditions que les évaporites marines. Cependant, la différence fondamentale est l'origine hydrothermale de ces saumures, liées à un volcanisme sous-jacent, parfois totalement caché. Néanmoins, la contribution des roches environnantes lessivées lors du transit de ces saumures est souvent notable.

Ces évaporites hydrothermales ont une minéralogie différente et plus variée que celle des évaporites marines. On y remarque la présence caractéristique de sulfates, carbonates et silicates de sodium, dont le trona (NaCO_3) et, selon les gisements, d'importantes quantités de borates de Na, Ca, Mg (borax, colemanite, etc.), nitrates, phosphates, iodates, parfois de saumures riches en Li, Mg, W, de sylvite, et des sulfures (pyrite, marcasite et autres). Ces bassins continentaux représentent les plus grands gisements mondiaux de borates, nitrates et iodates. Les nitrates apparaissent en fin de cycle, dans des conditions d'aridité extrême. L'halite est une phase mineure de ces évaporites, sauf dans le cas du lessivage de séries évaporitiques marines.

Malgré la production de nitrates de synthèse, les nitrates du désert d'Atacama (Chili) sont encore extraits à raison de 1 Mt/an, essentiellement pour les iodates associés qui permettent au Chili d'assurer 50 % de la production mondiale d'iode (soit 9000 t). Les gisements de Californie (lac Searles et district de Borax-Kramer dans le désert de Mojave; photo g, planche 23) et ceux des régions d'Emet et Kirka (Turquie) sont les deux grands producteurs de borates mondiaux avec 1,4 Mt et 1,07 Mt respectivement, pour une production mondiale de 4,2 Mt. Les saumures de Searles Lake (Californie) contiendraient aussi 50 % des ressources en tungstène des États-Unis.

Une part importante de magnésite (près de 10,1 Mt en 2006, soit environ 40 % de la production mondiale) est extraite de dépôts de lagunes, lacs salés et eau douce, où ce minéral précipite à partir d'eaux carbonatées magnésiennes, ainsi que d'eau de mer.

7.2 Gîtes diagénétiques marins et continentaux

La diagenèse correspond à la consolidation d'un sédiment meuble en une roche compacte et inclut tous les processus entre la sédimentation et le métamorphisme (figure 7.21). C'est la réaction du sédiment face à de nouvelles conditions physico-chimiques : température, pression, pH, Eh, concentrations en anions et cations. En milieu marin, la diagenèse comprend plusieurs processus, dont l'halmyrolyse, l'hydratation ou la déshydratation, et la dolomitisation. L'halmyrolyse correspond à une altération sous-marine, et produit de la glauconite, de la phillipsite et des minéraux argileux; la glauconite se forme entre 15 et 500 m, à partir des minéraux argileux, des micas et des feldspaths, tandis que la phillipsite est un composant des argiles rouges du Pacifique qui se forme à partir du verre de basalte (palagonite). Les processus d'hydratation et de déshydratation conduisent à la formation de gypse, d'anhydrite, mais aussi d'opale. La dolomitisation peut se produire à tous les stades de la diagenèse et se poursuit lors du métamorphisme.

Dans un bassin, les carbonates et les grès subissent des évolutions diagénétiques contrastées. Les carbonates, déposés précocement, enregistrent un grand nombre de fluides et de conditions pression-température qui s'expriment par des ciments différents : stylolithisation parallèle aux strates reflétant des processus de compaction, dolomitisation zébrée reliée à l'expulsion des fluides à pression supra-hydrostatique... À l'inverse, les grès se déposent à la fin du stade de marge passive, et leur évolution est très contrôlée par des processus compressifs, marqués par des stylolithes obliques sur la stratification, voire perpendiculaires.

Au cours de l'évolution des bassins sédimentaires, des fluides, essentiellement de l'eau salée et des hydrocarbures, migrent sur de grandes distances jusqu'aux sites de dépôt. Au cours de cette migration, de nombreux échanges géochimiques peuvent se produire, en relation avec l'évolution diagénétique des lithologies traversées.

Il existe différents types de gisements diagénétiques :

- les grès à cuivre et uranium résultent pour la plupart du passage de fluides diagénétiques dans des formations riches en anhydrite ce qui produit un fluide oxydant capable de mobiliser du cuivre. L'uranium est souvent mobilisé à plusieurs reprises lors de changements d'oxydoréduction;

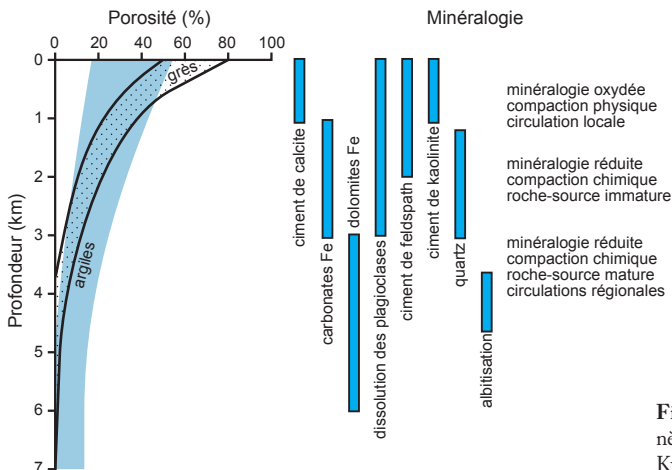


Figure 7.21 - Mécanismes de la diagenèse : détail de la zone superficielle (d'après Kyser, 2000; Hiatt et Kyser, 2000).

- les gîtes de type Mississippi Valley (MVT) sont des concentrations à plomb-zinc dans des carbonates de plateforme. Ils résultent de l'interaction de fluides salins avec des formations silicoclastiques. La migration des fluides peut s'opérer sur de très grandes distances de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres;
- les charbons se forment lors de l'enfouissement de débris végétaux en contexte marin ou continental;
- les hydrocarbures se forment par diagenèse de phytoplancton et migrent sur de longues distances dans des bassins sédimentaires.

Plusieurs autres types de minéralisations se forment en contexte diagénétique. Certains gisements de minéraux rares comme l'émeraude sont reliés à la circulation de fluides chauds dans les bassins sédimentaires.

7.2.1 Grès à cuivre et uranium

Les grès contiennent de très importantes minéralisations en cuivre et en uranium (planche 24). Leur perméabilité en fait en effet des aquifères particulièrement favorables aux circulations de fluides. Il existe de nombreuses présentations des minéralisations, correspondant à des mises en place précoces dans l'histoire du bassin, au cours de la diagenèse, ou plus tardive, en particulier lorsque les bassins subissent les contrecoups des orogènes de collision. Grès et pélites cuprifères sont souvent associés. Leur genèse reste discutée.

■ CUIVRE DES PÉLITES ET DES GRÈS

Les gisements de cuivre dans les pélites et les grès constituent une classe de gisements largement distribués à la surface du globe (Brown, 1992) (figure 7.22). Ces minéralisations occupent les bassins intracratoniques en extension, montrant fréquemment un volcanisme mafique. Elles apparaissent après l'Archéen, en particulier au Protérozoïque moyen et à la fin du Paléozoïque. Les minéralisations se situent dans des séries transgressives légèrement diachrones, au passage entre des niveaux oxydants rouges et des niveaux réducteurs gris, riches en soufre et/ou en matière organique, proches de paléoreliefs, en relation avec des failles synsédimentaires (Mauk *et al.*, 1992). Elles sont caractérisées par un grain fin, souvent peu visible, et l'abondance de chalcocite et cuivre natif dans un encaissant variable, passant des pélites aux grès et aux carbonates. Ces gisements sont traditionnellement divisés en deux groupes :

- les shales cuprifères (en allemand, *kupferschiefer*), dans lesquels la minéralisation est portée par des sédiments détritiques très fins, à carbonates. Ce sont des niveaux concordants, déposés au voisinage du littoral, dans des bassins de sédimentation, en début de subsidence;
- les conglomérats et grès cuprifères (*red bed*), dans lesquels la minéralisation est portée par des sédiments à grain plus grossier; les sédiments et les roches volcaniques mafiques associées sont cimentés par la minéralisation (Boyle *et al.*, 1989).

Ces gisements se rencontrent au sein de deux provinces majeures : le Kupferschiefer, d'âge permo-triasique en Europe, et le Shaba (ou Katanga), d'âge protérozoïque, en Afrique centrale à la frontière République démocratique du Congo/Zambie, où les gisements dessinent la célèbre Copperbelt. On les connaît également dans de nombreux districts comme ceux de White Pine (Michigan), Spar Lake (Montana), Dzhezkazgan (Kazakhstan), Udokan (Russie), Talaat N'Ouamane (Anti-Atlas marocain) et Timna (Israël; photo e, planche 24). Des gîtes similaires

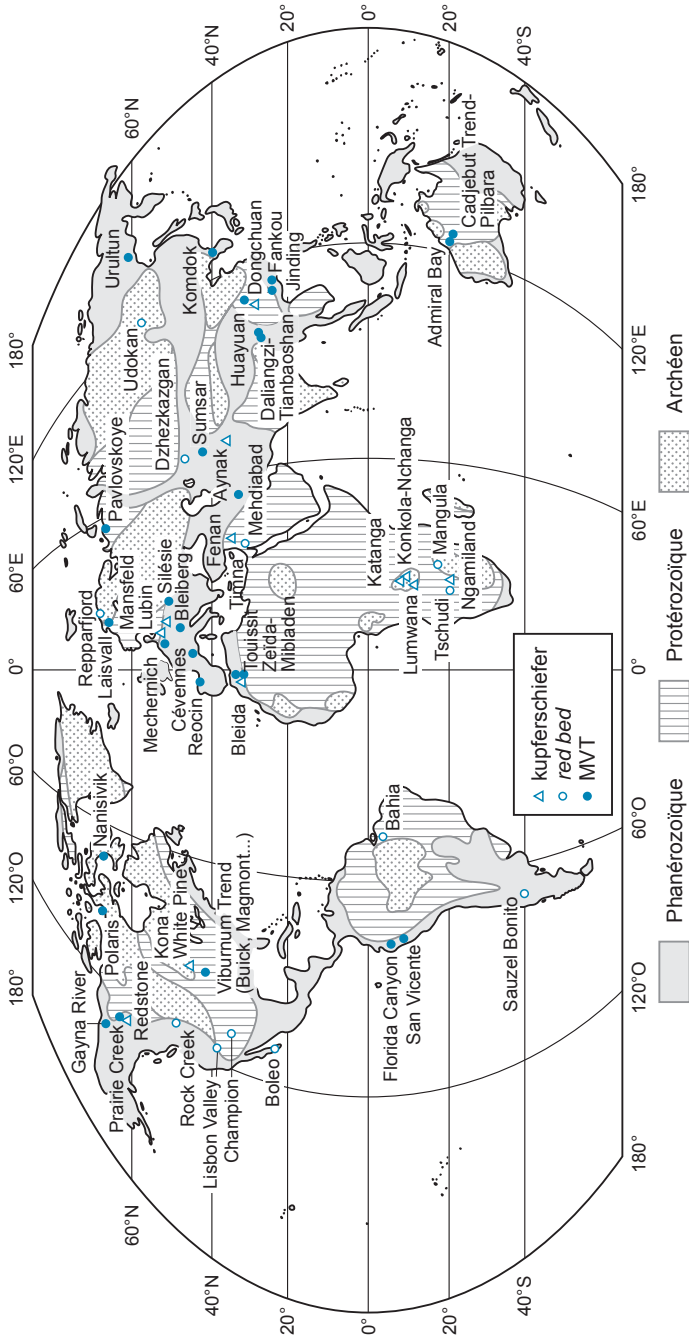


Figure 7.22 - Distribution mondiale des principaux gisements diagenétiques de types *red bed*, kupferschiefer et MVT. Lubin désigne collectivement tous les gisements polonais, Katanga tous les gisements du sud de la République démocratique du Congo.

Tableau 7.7 - Principaux gisements de type MVT, kupferschiefer et red bed. Les tonnages (production + réserves) sont indiqués en millions de tonnes (Mt) et en teneurs moyennes. Ces chiffres sont indicatifs, les sources consultées donnant des chiffres parfois différents. Ils sont de plus susceptibles d'évolutions pour les gisements en exploitation, les tonnages de réserves augmentant lors de découvertes d'extensions des gisements, et les teneurs de coupure étant revues en cas de variations notables des cours, ce qui entraîne une variation des tonnages de réserves et des teneurs moyennes. nd = non disponible (tableau réalisé à l'aide de nombreuses publications, notamment les données de Leach *et al.*, 2005, et de Hitzman *et al.*, 2005, et de documents inédits).

Type MVT	Pays	Tonnage minéral (Mt)	Pb (%)	Zn (%)	Cu (%)	Ag (g/t)	Tonnage Pb+Zn (Mt)	Âge encaissant
El Abed	Algérie	38	2,3	3,5	-	-	2,2	Jurassique moyen
Admiral Bay	Australie	120	2,3	6,4	-	32	10,4	Ordovicien inférieur
Cadjebut Trend	Australie	16,4	5	8,9	-	-	2,3	Dévonien moyen
Coxco	Australie	7,8	1,0	4,2	-	-	0,3	Paléoprotérozoïque supérieur (1,64 Ga)
Bleiberg	Autriche	43	1,1	5,9	-	-	3	Trias moyen à supérieur
Nanisivik	Canada (Nunavut)	19	0,7	8,7	-	41	1,8	Protérozoïque moyen
Gayna River	Canada (Territoires du Nord-Ouest)	50	0,3	4,7	-	-	2,5	Protérozoïque supérieur
Pine Point (district)	Canada (Territoires du Nord-Ouest)	76,1	2,91	6,51	-	-	7,2	Dévonien moyen
Polaris	Canada (Territoires du Nord-Ouest)	22	4	14	-	-	4	Ordovicien supérieur
Daliangzi	Chine	40	0,8	10,4	-	43	4,5	Protérozoïque supérieur
Fankou	Chine	51,7	4,9	10	-	102	7,7	Dévonien moyen à supérieur
Huayuan	Chine	50	-	3,4	-	-	1,7	Cambrien inférieur
Komdok	Corée-du-Nord	300	0,3	1,4	-	-	5,1	Paléoprotérozoïque
Reocin	Espagne	62	1,4	11	-	-	9,7	Crétacé inférieur
Magmont (Viburnum trend)	États-Unis (Missouri)	23,4	7,3	1	0,26	10,6	1,9	Cambrien supérieur
Old lead Belt (Viburnum Trend)	États-Unis (Missouri)	206	2,8	nd	-	-	nd	Ordovicien moyen
Southeast Missouri (district)	États-Unis (Missouri)	500	nd	3	-	-	nd	Ordovicien inférieur
Tri-State (district)	États-Unis (Missouri)	453,6	0,57	2,33	-	-	13,1	Mississippien inférieur à supérieur
Central Tennessee (district)	États-Unis (Tennessee)	71	nd	3,31	-	-	nd	Ordovicien inférieur
Upper Mississippi	États-Unis (Wisconsin)	40,2	1,86	2,73	-	-	1,8	Ordovicien moyen
Cévennes (district)	France	13	6,2	9,6	-	123	2,05	Jurassique inférieur et Cambrien
Mehdiabad	Iran	217	2,3	7,2	-	51	20,6	Crétacé inférieur
Touissit - Bou Beker	Maroc	29	13	2,3	-	-	4,4	Jurassique moyen
Florida Canyon	Pérou	19,9	1,7	10,9	-	-	2,5	Trias supérieur - Jurassique inférieur
San Vicente	Pérou	20	0,9	12	-	-	2,6	Jurassique inférieur
Haute-Silésie (district)	Pologne	731	1,34	4,24	-	-	40,8	Trias moyen
Pavlovskoye	Russie	128	1,5	3,9	-	-	7	Dévonien inférieur
Laisvall	Suède	60	3,9	0,5	-	8	2,6	Cambrien (grès)
Type kupferschiefer	Pays	Tonnage (Mt)	Co (%)	Zn (%)	Cu (%)	Ag (g/t)	Tonnage Cu (Mt)	Âge encaissant
Mansfeld - Sangerhausen	Allemagne	108,9	-	-	2,35	125	2,6	Permien
Spremberg - Graustein	Allemagne	98	-	-	1,53	-	1,5	Permien
Ngamiland	Botswana	1460	-	-	1	-	14,6	Néoprotérozoïque
Redstone	Canada (Ontario)	33,6	-	-	3,92	9	1,32	Néoprotérozoïque
Tangdan (Dongchuan)	Chine	289	-	-	0,45	4	1,3	Mésoprotérozoïque
Calumet-Hecla (Keweenaw)	États-Unis (Michigan)	114	-	-	2,4	-	2,7	Mésoprotérozoïque
Presque Ile	États-Unis (Michigan)	90,7	-	-	1,3	5	1,2	Néoprotérozoïque
White Pine	États-Unis (Michigan)	308	-	-	1,1	-	3,1	Mésoprotérozoïque
Timna	Israël	7,4	-	-	1,36	-	0,1	Cambrien
Fenan	Jordanie	65	-	-	1,2	-	0,8	Carbonifère
Bleida	Maroc	2,7	-	-	4,5	-	0,12	Néoprotérozoïque
Lubin - Sierszowice	Pologne	3400	-	0,1	2	40	68	Permien
Wartowice	Pologne	59	-	-	1,17	-	0,7	Permien
Kimbwe	République démocratique du Congo	50	-	-	4	-	2	Néoprotérozoïque

Tableau 7.7 - Principaux gisements de type MVT, kupferschiefer et red bed (suite et fin).

Type kupferschiefer	Pays	Tonnage (Mt)	Co (%)	Zn (%)	Cu (%)	Ag (g/t)	Tonnage Cu (Mt)	Âge encaissant
Kolwezi (mines de Mashumba, Kamoto, Musonoi, Mupine, Kolwezi, Mutoshi)	République démocratique du Congo	880	0,4	-	4,5	-	39,4	Néoprotérozoïque
Musoshi	République démocratique du Congo	111,9	-	-	2,11	-	2,4	Néoprotérozoïque
Ruashi - Étoile du Congo	République démocratique du Congo	62,5	0,46	-	3,45	-	2,2	Néoprotérozoïque
Tenke - Fungurune	République démocratique du Congo	547	0,27	-	3,5	-	19,1	Néoprotérozoïque
Chambishi	Zambie	190	-	-	2,58	-	4,9	Néoprotérozoïque
Konkola	Zambie	830	-	-	2 à 4	-	30	Néoprotérozoïque
Luanshya	Zambie	263	-	-	2,8	-	7,4	Néoprotérozoïque
Mufulira	Zambie	296	-	-	2,8	-	8,1	Néoprotérozoïque
Nchanga	Zambie	712	-	-	2,5	-	17,8	Néoprotérozoïque
Nkana	Zambie	540	-	-	2,28	-	12,2	Néoprotérozoïque
Type red bed	Pays	tonnage (Mt)	Co %	Zn %	Cu %	Ag (ppm)	Tonnage Cu (Mt)	Âge encaissant
Sauzel Bonito	Argentine	50	-	-	0,5	-	0,2	Crétacé
Bahia	Brésil	105	-	-	0,75	-	0,8	Paléoprotérozoïque
Buena Esperanza	Chili	nd	-	-	nd	-	0,3	nd
Rock Creek	États-Unis (Montana)	124,3	-	-	0,72	49,8	0,9	Mésoprotérozoïque
Dzhezkagan	Kazakhstan	2000	-	-	nd	-	22	Carbonifère
Zharnan-Aibat	Kazakhstan	170	-	-	1,7	27,5	2,9	Carbonifère
Boleo	Mexique	464	0,06	0,71	0,7	-	3,2	Miocène
Tschudi	Namibie	66	-	-	0,8	11	0,55	Néoprotérozoïque
Repparfjord	Norvège	13	-	-	0,66	1	0,06	Néoprotérozoïque
Udokan	Russie	1200	-	-	2	13,6	24	Paléoprotérozoïque
Mangula	Zimbabwe	60	-	-	1,2	-	0,7	Paléoprotérozoïque

à cuivre, cobalt et zinc d'âge crétacé à pliocène ont été exploités au Mexique (Nacimiento). Ces gisements représenteraient 27 % du cuivre mondial et ils possèdent une teneur moyenne d'exploitation élevée (2,4 % Cu) (tableau 7.7).

Le Kupferschiefer est constitué par un mince niveau (60 cm en moyenne) de shales bitumineux, calcaireux ou dolomitiques, reposant sur des grès éoliens ou fluvio-lacustres, blancs ou rouges (Rotliegendes), et surmontés par des évaporites et des carbonates. Ce niveau est le marqueur de la transgression permienne du Zechstein : il est connu de l'Angleterre à la Pologne, soit sur 600 000 km², mais il est exploitable sur seulement 0,2 % de sa superficie, en bordure méridionale du bassin (figure 7.23). Les minéralisations sont concentrées en limite externe des secteurs de haut-fond où les grès sous-jacents sont oxydés et riches en hématite (faciès *Rote Faule*) (figure 7.24). Dans ces secteurs, les grès du Zechstein peuvent montrer des minéralisations localement discordantes, sous forme de minces filonnets et remplacements stratiformes de sulfures.

Essentiellement en Pologne (Lubin) et en Allemagne (Mansfeld), le Kupferschiefer a produit plus de 68 Mt de cuivre à des teneurs de 1,5 % Cu, avec des coproduits. On a ainsi reconnu 51 éléments chimiques dans ces minerais et extrait cuivre, plomb, zinc, argent, or, nickel, platine, palladium, cérium, mais également rhénium, thallium, vanadium et iode ! La matière organique est abondante dans les shales et la dolomie, tandis que les métaux précieux sont associés à la tucholite, un bitume polymérisé sous l'action des radiations émises par l'uranium et le thorium (Kucha et Przybyłowicz, 1999).

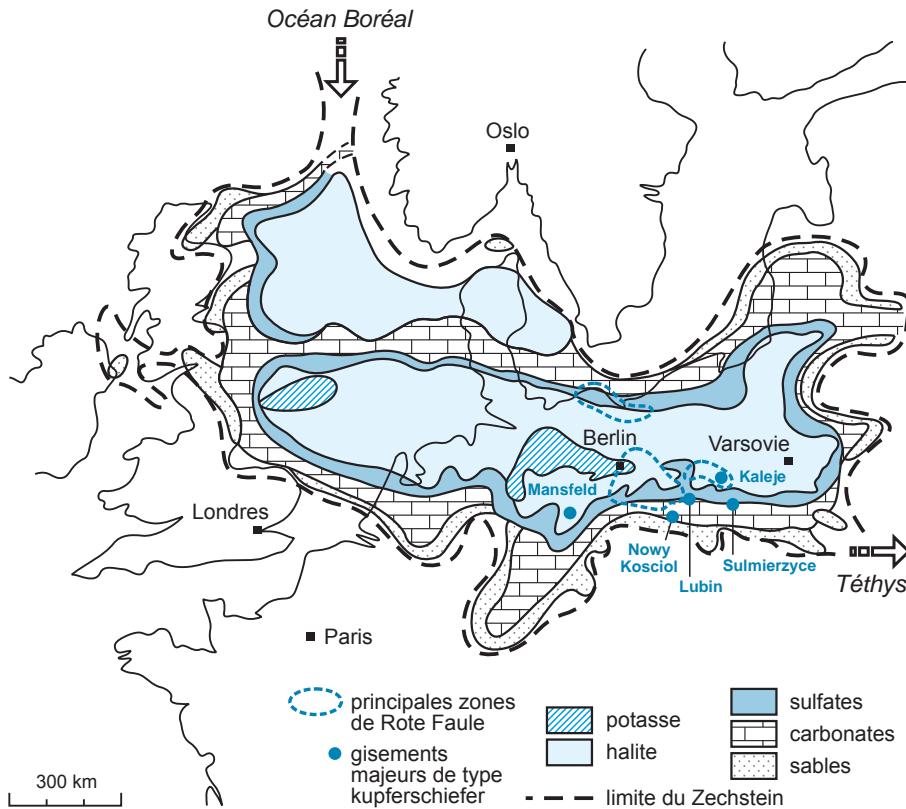


Figure 7.23 - Extension de la mer du Zechstein au Permien supérieur avec localisation des faciès évaporitiques et des dépôts cuprifères (Kupferschiefer) associés (d'après Ziegler, 1982).

Le Kupferschiefer montre une zonalité régionale très marquée à la fois dans le sens vertical et le sens horizontal. Depuis le littoral et les récifs côtiers vers le large, on observe la succession cuivre natif-chalcocite-bornite-chalcopyrite-pyrite, marquant donc un déficit en soufre et en fer vers le rivage (figure 7.24). Dans le sens vertical, les minéralisations passent de zones à hématite stérile à la base, à des zones à pyrite, chalcopyrite, galène et sphalérite au sommet. Ces zonalités traduisent donc des environnements oxydants à la base et vers le rivage, et réducteurs au sommet et vers le large, indiquant que la minéralisation jalonne des fronts d'oxydoréduction. La présence du cuivre natif, une altération à albite et zéolites, et les inclusions fluides indiquent des températures de mise en place comprises entre 150 et 200 °C. Le cuivre trouverait sa source principale dans les volcanites sous-jacentes du Rotliegendes. Bechtel *et al.* (2001) ont proposé une formation par l'ascension de fluides oxydants, métallifères, réagissant avec le carbone réduit et la pyrite des shales.

La Copperbelt du Shaba (ou Katanga) constitue l'une des plus importantes provinces minières du globe (Annels et Simmons, 1984; Cailteux *et al.*, 2005). Une quarantaine de mines dessinent une ceinture de près de 700 km de long, entre le Katanga, dans le sud-est de la République démocratique du Congo, et le nord de la Zambie, et représentent 20 % du cuivre et les deux tiers du cobalt dans le monde (réserves supérieures à 150 Mt de cuivre et 8 Mt de cobalt) (figure 7.25). L'une des motivations de la (re)découverte de cette ceinture en 1892 est la croyance qu'avait Cecil

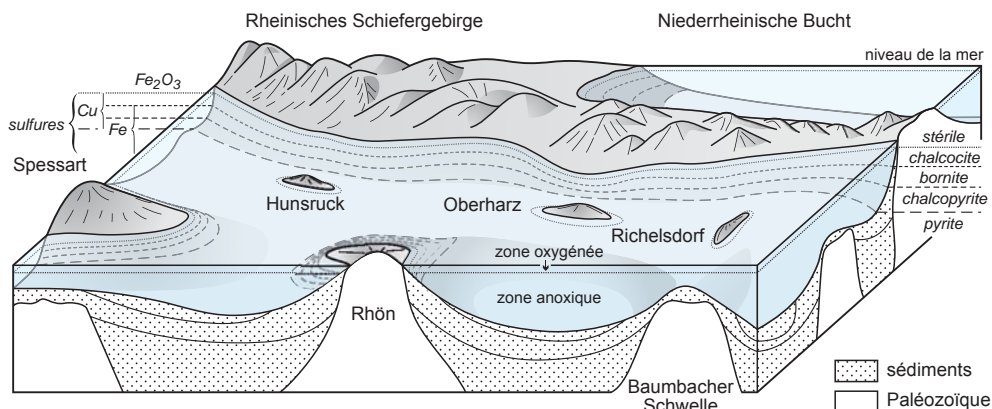


Figure 7.24 - Paysage de la mer du Zechstein au Permien-Trias (vue vers le nord-ouest). La zonalité représentée est un modèle conceptuel (d'après Fleischer *et al.*, 1976; Vaughan *et al.*, 1989).

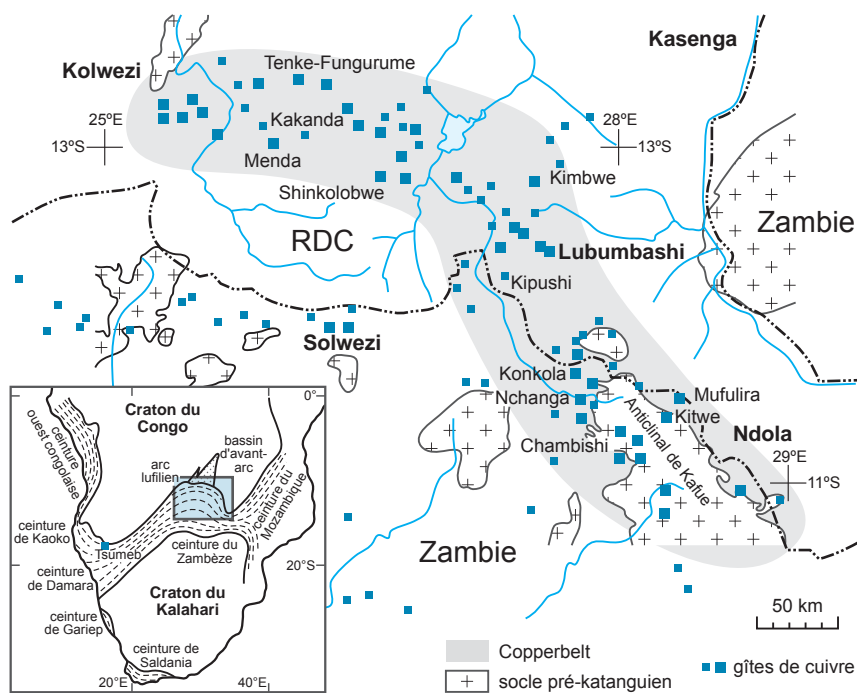


Figure 7.25 - Carte de la Copperbelt avec situation des mines principales (d'après Wendorff, 2005; document de *Simberi Mining*, 2006).

Rhodes en la présence de minéralisations au niveau des crêtes séparant des bassins versants ! La série du Katangien (de 900 à 600 Ma) comprend des séries détritiques, des évaporites (Roan), puis des conglomérats de type tillite et des pélites dolomitiques, avec des roches mafiques caractéristiques d'un environnement de rift continental; l'ensemble a une puissance de 5 à 10 km. Du côté du Katanga, la tectonique est très complexe, avec des décollements de séries et des brèches cyclopéennes. Les minéralisations à Cu, Co et Ni sont stratiformes et elles occupent des encaissements variés. À l'échelle du gisement, la zonalité verticale est marquée par de la pyrite dans des arénites albitiques au toit, de la chalcopryrite-séricite au centre, et un niveau sulfuré cobaltifère à carrollite au mur. À l'échelle régionale, depuis le bassin vers les zones hautes, on passe de la pyrite à la carrollite, à la chalcopryrite, puis à la bornite et la chalcocite. L'uranium forme des corps bréchiques discordants (Shinkolobwe, Katanga).

Les minéralisations du Shaba diffèrent selon les secteurs. Du côté congolais, la série des mines est dolomitique et peu métamorphique : les gîtes de Cu-Co-U-Ni, pauvres en gangue, sont encaissés dans des pélites carbonées avec des pseudomorphoses de gypse montrant des variations rapides de faciès. La disparition de l'anhydrite serait liée à l'hydrothermalisme. Deux niveaux minéralisés sont distingués, le premier associé à des roches argilo-talqueuses (RAT) et le second, à des carbonates dolomitiques. En Zambie, la série est plus terrigène : 30 % des minéralisations sont situées dans les grès, le reste dans les shales. Le niveau métamorphique est variable, depuis des faciès à peine métamorphiques à des corridors de déformation de faciès schiste vert, alors associés à une recristallisation plus intense et des concentrations à contrôles structuraux (photos c et f, planche 24). Les silicates de gangue (biotite, talc, trémolite) contiennent du cobalt. Les puissances minéralisées sont plus élevées que pour le Kupferschiefer : elles peuvent atteindre 10 m.

LES MÉTAUX DE TSUMEB (NAMIBIE)

Dans le même orogène, des gisements de plomb-zinc et le gîte à paragenèse complexe à Zn-Cu-Ge de Kipushi sont encaissés dans les carbonates sus-jacents. La minéralisation y forme des *pipes* elliptiques d'origine karstique d'un diamètre de quelques mètres qui rappellent certains gisements associés aux diapirs. Plus à l'ouest, le gisement de Tsumeb (Namibie) est un énorme *pipe* bréchique profond de 1700 m, à remplissage karstique polymétallique recoupant et remplaçant des carbonates de plateforme post-glaciaires, juste sous une interface avec des shales (cf. figure 3.1e). Il s'agit d'un gîte hybride ressemblant aux minéralisations Pb-Zn-Cu de type mantos, bien que l'on ne connaisse pas d'intrusion associée, et que l'encaissant soit le même que dans la Copperbelt de la République démocratique du Congo. Il est très riche en vanadium sous forme de desclozite et de mottramite. Une altération supergène a produit tardivement l'apparition d'un cortège minéralogique spectaculaire jusqu'à une profondeur de plus de 750 m (Pirajno, 1992; Boni *et al.*, 2007).

Le cuivre de ces gisements est fréquemment remobilisé en conditions de surface et conduit à la formation de concrétions de malachite (République démocratique du Congo), avec azurite, chrysocolle, diopside, fréquemment associées à un enrichissement en cobalt, marqué par le dépôt de carrollite. La malachite est exploitée pour ses qualités ornementales.

Udokan (Transbaïkalie, Russie) est un important district à cuivre stratiforme, avec des ressources de plus de 20 Mt Cu et des teneurs en argent et ÉGP, qui reste inexploité (Laznicka, 2006). Il occupe un rift d'âge protérozoïque (2,3 Ga) qui montre une série de grès parfois arkosiques avec des siltstones pyriteux et de la magnétite détritique. L'horizon minéralisé a une puissance de 140 à 330 m et il est connu sur une longueur de 10 km dans un synclinal déversé. La minéralisation comprend chalcopryrite, pyrite et bornite, avec une mise en place polyphasée.

Outre ces gisements, il existe de nombreuses variantes de gisements de métaux de base associés à des niveaux de shales noirs dans un contexte de rift. Des concentrations de cuivre natif ont été exploitées dans les basaltes continentaux tholéïtiques, les conglomérats interstratifiés et les

shales noirs sus-jacents dans les districts de Keweenaw au Michigan (figure 7.26), de Buena Esperanza au Chili, de Sustut en Colombie-Britannique, et sont reconnues au mont Saint-Alexandre, en Gaspésie au Québec. Le gîte de Boleo, au Mexique, présente des similitudes. Ces gisements sont constitués par des minéralisations à chalcocite, bornite, cuivre natif, avec de l'argent, disséminées dans les vacuoles des basaltes, sous forme de filonnets, ou en ciment des conglomérats inter-coulées (photos b et g, planche 24). Les teneurs sont variables, mais peuvent atteindre 2 %. Bien que concordantes à grande échelle sur plusieurs kilomètres, on observe souvent un contrôle de ces concentrations par des failles synsédimentaires et le faciès métamorphique à préhnite-pumpellyite.

D'autres métaux sont également concentrés : le gisement de Nick (bassin de Selwyn, Yukon) est encaissé dans un niveau d'âge dévonien et montre des teneurs jusqu'à 5,3 % Ni, avec zinc, platinoïdes et or (Hulbert *et al.*, 1992). Les shales noirs cambriens du sud de la Chine montrent des gisements de molybdène qui contiennent jusqu'à 7 % Mo, 2 % Zn et 2,5 % As (Mao *et al.*, 2002; Lehman *et al.*, 2007). D'une puissance de quelques dizaines de centimètres, le niveau porteur couvre des surfaces dépassant un millier de kilomètres carrés. La mine de Zunyi (province de Guizhou) présente des réserves de 240 kt Mo et 150 kt Ni, avec platinoïdes et or. Les minéralisations sont contemporaines de la sédimentation, mais leur origine demeure discutée : s'agit-il

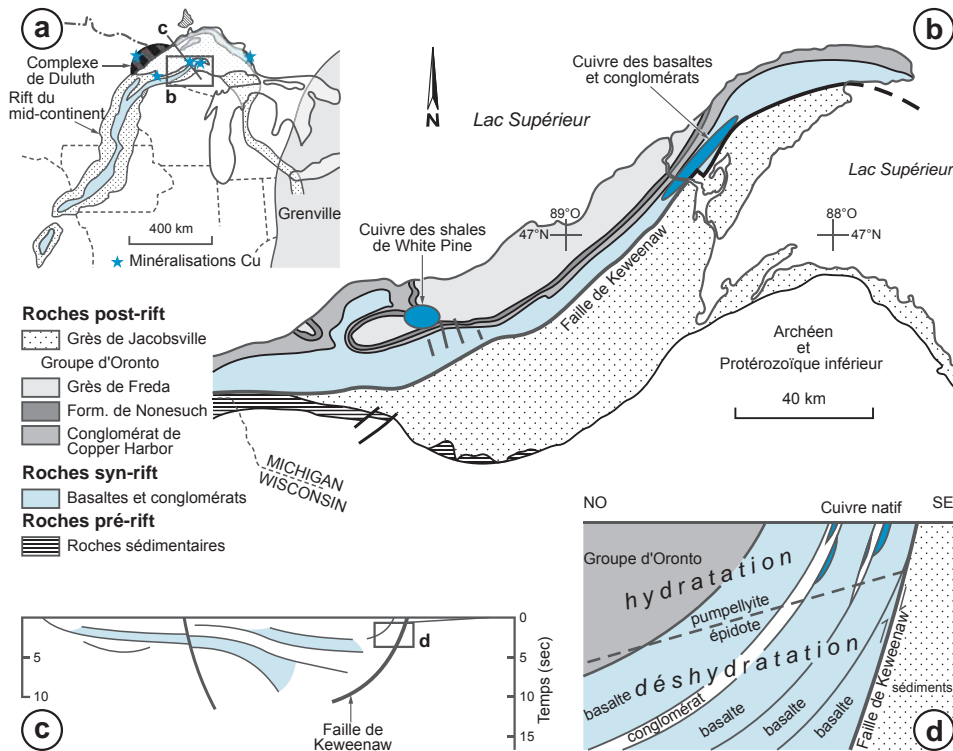


Figure 7.26 - Cuivre de Keweenaw (Michigan). a) position du rift du mid-continent nord américain; b) carte de la péninsule du Keweenaw; c) coupe du rift d'après le profil sismique GLIMPCE, montrant l'asymétrie de ce bassin; d) coupe détaillée de la péninsule du Keweenaw et position des minéralisations par rapport au front du métamorphisme régional (a, b et d, d'après Brown, 2006).

de concentrations de type SEDEX ou de concentrations des métaux par précipitation chimique depuis l'eau de mer dans un bassin à très faible taux de sédimentation ?

Tous ces gisements ont été considérés comme syngénétiques du fait de la conformité et de la grande continuité latérale de la minéralisation et de leur lien avec les faciès sédimentaires (Renfro, 1974). On aurait également signalé des grains arrondis de malachite dans l'ex-URSS, ou de sulfures au Maroc. Dans ce modèle, les métaux auraient été lessivés par l'érosion des continents et transportés par des rivières avant leur dépôt sur le littoral.

Cependant, le caractère hydrothermal de la paragenèse, la liaison avec les failles, le caractère discordant en grand et les âges isotopiques plaident pour un modèle épigénétique, faisant appel à des fluides oxydants venant du bassin, et rencontrant des fluides plus réducteurs dans des horizons riches en matière organique (Brown, 1992; Vaughan *et al.*, 1989; McGowan *et al.*, 2003; Jowett *et al.*, 1987). Les circulations hydrothermales sont contrôlées par la perméabilité des différents niveaux. La diagenèse des évaporites (compaction et déshydratation du gypse, transformation des minéraux argileux en chlorite) et/ou leur évolution postérieure (charriages à White Pine et en République démocratique du Congo) provoqueraient une expulsion de fluides hypersalins sous des pressions lithostatiques et une redistribution des éléments, bloqués par la barrière carbonatée imperméable du dessus. La genèse comporterait trois étapes :

- la sédimentation grise en milieu réducteur, généralement carbonatée et riche en soufre (présence de gypse, de sulfures, d'anhydrite);
- le métasomatisme par percolation de fluides hypersalins riches en métaux de base depuis un sédiment continental voisin, de couleur rouge, très perméable parce que grossier. Les éléments seraient lessivés dans les basaltes, les arkoses ou le socle sous-jacent. Les données sur les fluides les plus précoces, avant la déformation, indiquent la présence de fluides salins à $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} + \text{MgCl}_2 \pm \text{CaCl}_2 \pm \text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$ (de 11 à 23 % éq. poids NaCl), avec des températures d'homogénéisation allant de 80 à 130 °C (Greyling *et al.*, 2005);
- le dépôt des minéralisations contemporain de la diagenèse précoce ou tardive, voire du métamorphisme (figure 7.27). Dans la zone de dépôt, la limite entre horizons noirs et rouges représente le contact entre l'aquifère oxydant sursalin et l'aquifère supérieur, réducteur. Dans la Copperbelt zambienne, le dépôt du minerai de cuivre résulterait des réactions de basse température, soit par réduction bactérienne des sulfures, soit par réduction thermo-chimique de sulfates par la matière organique (Speczik, 1995). La zonation dessinée par les sulfures est liée à la séquence des produits de solubilité.

L'exploration de ces gisements fait appel à la paléogéographie. On recherchera les bordures de bassins post-archéens en contexte de rift sous des paléolatitudes basses. Les minéralisations sont situées au voisinage d'évaporites et de grès rouges. Le bassin devra contenir des séquences puissantes de couches rouges et, éventuellement, des roches volcaniques extrusives bimodales. La minéralisation est située immédiatement à la base de la zone grise, riche en sulfures. Les faciès de sebkha, les carbonates de bordure de bassin et les schistes noirs sont les encaissants les plus fréquents, les évaporites pouvant avoir été dissoutes. Au Shaba, la géochimie en sol est efficace, en particulier pour reconnaître des *gossans*. La présence de la fleur du cuivre (*Ocimum homblei*) a été utile. Les photographies aériennes ont été employées dès 1927 pour repérer les clairières d'intoxication de la végétation par des teneurs trop fortes en métaux. Les gisements de cuivre disséminé répondent bien à la prospection géophysique (polarisation provoquée).

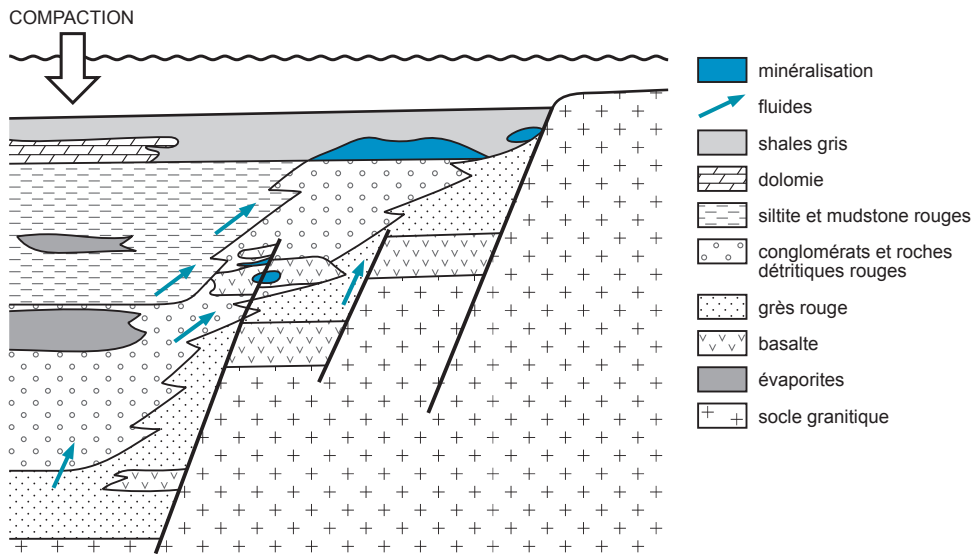


Figure 7.27 - Modèle génétique des gisements de cuivre diagénétiques (d'après Kirkham, 1989; Clark et Wares, 2004).

■ URANIUM DES GRÈS (TYPE COLORADO)

Ces gisements d'uranium apparaissent dans des bassins intracontinentaux d'âges très variés : Protérozoïque du Gabon (Franceville), Paléozoïque du Massif central français (Lodève, Hérault), mais aussi Carbonifère et Jurassique du Niger (Arlit), Crétacé du plateau du Colorado (photo a, planche 24), de Mongolie (Haraat), Cénozoïque de la Powder River au Wyoming et de la côte du golfe du Mexique au Texas. De vastes ressources sont connues dans des bassins de la fin du Paléozoïque au Kazakhstan et, dans une moindre mesure, en Afrique du Sud (Karoo).

Ce type représente près de 20 % de l'uranium dans le monde. Les gisements du Colorado étaient la principale source de radium de 1912 à 1922, et de vanadium de 1924 à 1945. L'uranium était alors considéré comme un déchet sur les mines de vanadium, ces gisements contenant près de 10 fois plus de vanadium que d'uranium ! L'exploitation de l'uranium à des fins militaires a débuté en 1947. Les gisements présentent une teneur assez faible, de 0,05 % à 0,3 % U_3O_8 , avec des corps minéralisés qui contiennent jusqu'à 50 000 t U_3O_8 (tableau 7.8). Les méthodes de minage traditionnelles sont progressivement remplacées par des méthodes de lessivage in situ, plus économiques (*In Situ Recovery*, ou ISR). On injecte de l'oxygène et un mélange de carbonate et de bicarbonate, ressemblant à une boisson gazeuse, parfois de l'acide sulfurique. Les gisements exploitables de cette manière doivent être situés dans une zone perméable et saturée d'eau.

Tableau 7.8 - Comparaison des différents types de gîtes d'uranium. La colonne « pourcentages des ressources » indique les poids relatifs des différents types dans la production actuelle d'uranium.

Type	Teneur (% U_3O_8)	Taille (k t d' U_3O_8)	% ressources	Produits	Co-produits	Exemples
conglomérat	0,1-0,2	20-125	20	U, Au	Th	Rand, Blind River
discordance	0,2-15	10-250	16	U	Au, Ni, Pt	McArthur, Cigar Lake
épithermal				U	Be, Li	Spor Mountain, Macusani, Streltsov
filon, épiysénite	0,1-1	0,1-25	5	Bi, Co, Ni, Ag, U		Bois Noirs, Fanay
grès	0,1-0,3	0,5-30	45	U	Mo, Se, Cu, V	Arlit, Franceville, Colorado
calcrète	0,1-0,3	20-50	2	U	V	Yeelirrie, Langer Heinrich

Les roches-hôtes sont des séquences fluvio-lacustres puissantes, accumulées dans des bassins intra-montagneux, des bassins intracratoniques et des plaines marines. Les roches clastiques peuvent être rouges, plus ou moins consolidées, déposées dans des environnements continentaux ou côtiers. Des niveaux imperméables de shales se situent couramment au-dessus ou au-dessous des zones minéralisées. Les grès et les conglomérats peuvent contenir des quartz et des feldspaths détritiques, et parfois des débris volcaniques. La plupart des grès ont d'abord été réduits dans un environnement riche en matière organique. La perméabilité est contrôlée par un dispositif en chenaux. Les gisements présentent trois grands types de morphologie :

- les *rolls*, corps plus ou moins stratiformes en forme de rouleaux, limitant des zones d'oxydations différentes. En plan, ils forment des langues pouvant atteindre 100 km². Les zones minéralisées les plus importantes sont situées sur les marges des langues de grès altérés et elles s'étendent vers l'extérieur jusqu'à une centaine de mètres;
- les *banks*, paléochenaux pénécordants, situés dans les zones les plus perméables ou riches en matière organique. Ce sont rarement des faciès seulement gréseux (Sandford, 1992). Les minéralisations sont souvent recouvertes par des dépôts lacustres. Ces gisements ont une forme tabulaire avec un allongement sur plusieurs kilomètres;
- les disséminations, parfois plus verticales, en particulier lorsqu'elles sont situées à proximité des failles en bordure du bassin (figure 7.28).

Les gisements tabulaires sont plus abondants dans le Crétacé et les roches plus anciennes, tandis que les *rolls* se limitent au Crétacé supérieur et au Tertiaire.

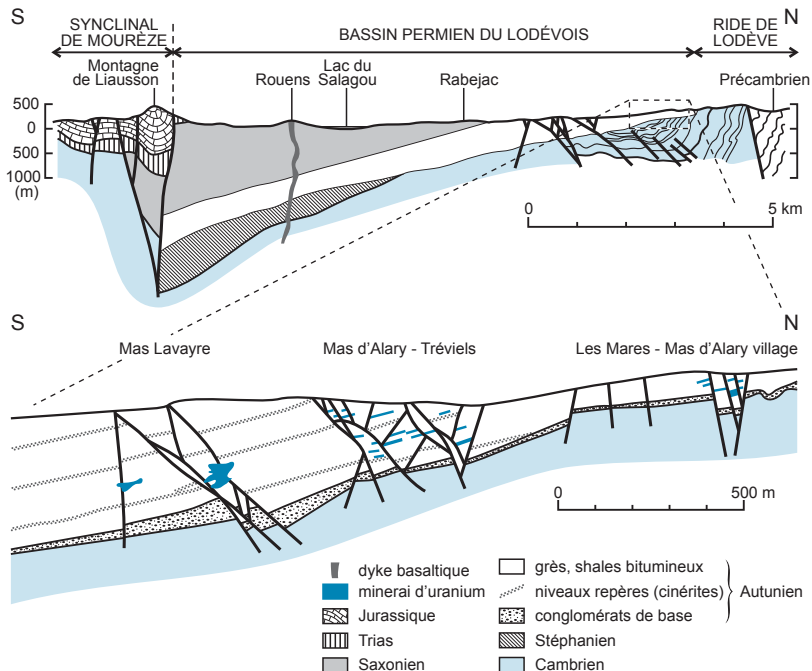


Figure 7.28 - Coupe schématique de la bordure nord du bassin de Lodève (Hérault, France) avec position des principaux gisements d'uranium exploités (d'après Mathis *et al.*, 1990).

La minéralisation comprend pechblende (uraninite ou *nasturan*) et coffinite, avec pyrite, marcasite, matière organique détritique et argiles authigènes. En milieu plus oxydant, la paragenèse diffère avec, notamment, autunite, carnotite, torbernite, tyuyamunite, gummite, matière organique dégradée, limonite et hématite. L'uranium est associé au vanadium (jusqu'à 1,5 % V_2O_5 sous forme de montroséite), mais le cuivre est rare; au Niger, la pechblende contient 3 % ZrO_2 . On observe souvent des fragments de bois et, dans les gisements de type *roll*, on remarque une nette zonalité avec vanadium et sélénium à l'arrière, dans la zone oxydante, et uranium avec molybdène à l'avant, dans la zone réduite (figure 7.29).

Le Francevillien (Protérozoïque moyen) du Gabon montre des gisements à basses teneurs dans les grès au voisinage de failles chevauchantes. Les circulations tardives produisent des reconcentrations parfois exceptionnellement riches (60 % U_3O_8). Dans ce bassin, à Oklo, quinze sites ont fonctionné comme des réacteurs nucléaires naturels : ils montrent des réactions de fission créant des anomalies avec un appauvrissement en ^{235}U (Gauthier-Lafaye et Weber, 1989).

Les gisements de Mongolie sont encaissés dans un graben à remplissage de grès et de silts d'âge crétacé; celui de Haarat mesure 20 km de long, pour une largeur de 500 à 2000 m, et une puissance allant de 1 à 30 m. La minéralisation comprend de la pechblende (ou *nasturan*), de l'autunite et de la torbernite. Les teneurs moyennes sont faibles (de 0,01 à 0,2 % U avec traces de terres rares, Re, Ge, Mo et jusqu'à 3 g/t Ag), mais le minerai peut être exploité par lixiviation in situ.

Les altérations hydrothermales sont discordantes sur la stratigraphie et elles laissent apparaître des couleurs contrastées du fait des variations d'oxydoréduction : dans le bassin de Lodève

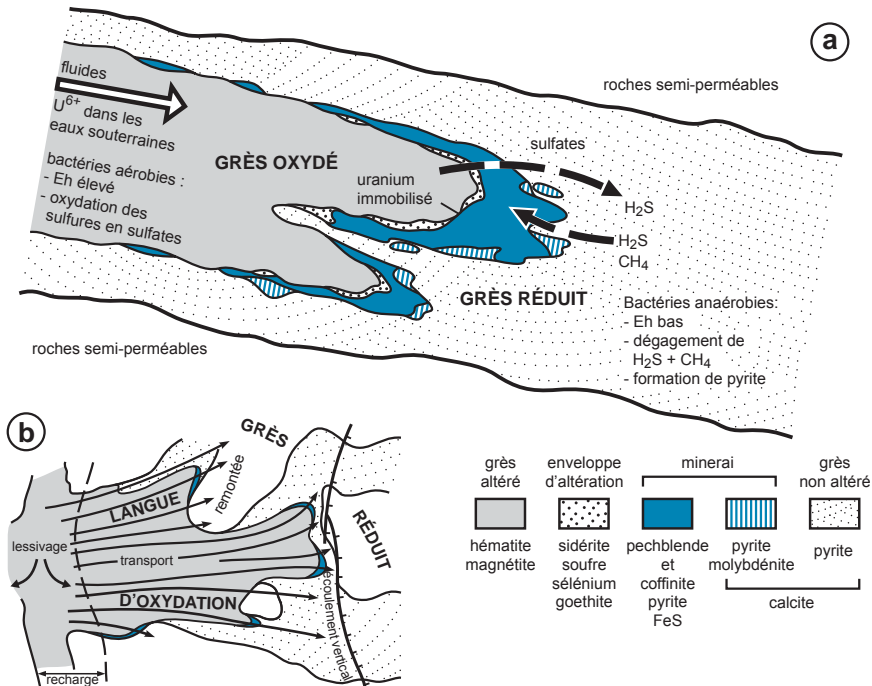


Figure 7.29 - Coupe d'un *roll* à uranium, avec sa zonalité d'oxydoréduction, et disposition en plan des concentrations, suivant l'écoulement. Les fluides oxydants peuvent venir de l'amont, tandis que les fluides réducteurs pourraient remonter le long des zones de faille (d'après Harshman, 1968; Rackley, 1976).

(France), on peut distinguer des argiles près de la paléosurface, des zones à albite-analcime, à albite seule (avec un enrichissement en uranium), et à albite-microcline. Les piles nucléaires d'Oklo sont entourées d'illite et de chlorite.

Ces gisements peuvent également être encaissés dans des grès carbonatés à grain fin et des argilites tuffacées lacustres sur des bassins en extension (Tertiaire de l'Ouest américain, en particulier au Wyoming). Il s'agit de très gros gisements à très basses teneurs (de 0,01 à 0,1 % U_3O_8) déposés sous climat très aride. La précipitation de l'uranium, lessivé des roches encaissantes, aurait eu lieu dans les zones anoxiques. À la fin de cette sédimentation lacustre, les faciès carbonatés ont été envahis par des solutions riches en silice qui reconcentrent la minéralisation uranifère (Turner-Peterson, 1985). Une autre variante de ces gisements occupe des chenaux de paléo-drainage récents (Hou *et al.*, 2007). On les exploite en Australie, dans le gisement de Beverley, à 800 km au nord d'Adelaïde (7,7 Mt à 0,27 % U_3O_8).

Lors de la découverte des gisements d'uranium du Niger (Bigotte et Obelliane, 1968), on considérait que les concentrations de l'uranium étaient à caractère détritique. La genèse de ces gisements est aujourd'hui attribuée à des circulations de fluides oxydants, transportant l'oxyde d'uranium, très mobile (figure 7.30); elle est souvent polyphasée. La source de l'uranium serait soit les roches détritiques elles-mêmes, dérivées de protolites granitiques ou rhyolitiques enrichis, soit des niveaux de tufs ou de la matière organique. L'uranium est ensuite transporté sous forme oxydée dans le bassin détritique par des eaux hypersalines qui circulent à la base des bassins, ou par des fluides météoriques pour les gîtes plus superficiels. Les gisements de type *roll* et de type tabulaire reflètent une dynamique différente des circulations dans les nappes. Le dépôt est contrôlé par deux facteurs : la présence d'espace ouvert et un environnement réducteur pouvant

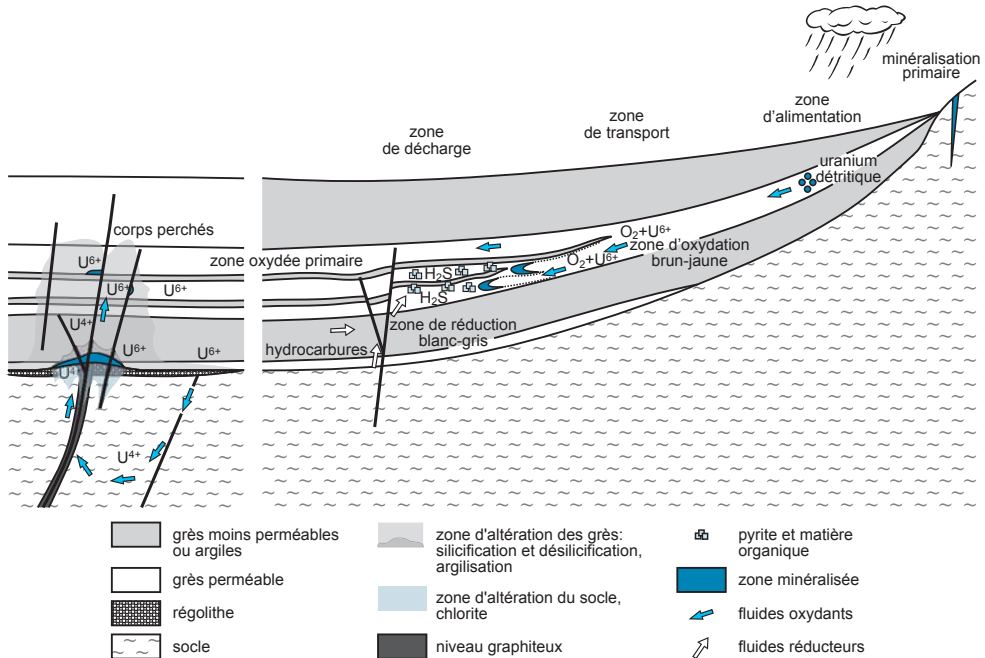


Figure 7.30 - Modèles génétiques des gisements d'uranium de l'Athabasca (à gauche) et du Colorado (à droite). On a réuni ici deux styles assez différents de minéralisations uranifères encaissés dans des grès.

piéger les métaux. Plusieurs environnements permettent de créer des fronts d'oxydoréduction où va précipiter l'uranium :

- la série sédimentaire peut contenir des produits organiques réducteurs, comme des sédiments ligneux abritant parfois des troncs d'arbres bien conservés. Des bactéries anaérobies pourraient altérer la matière organique et libérer l'uranium, tandis que des bactéries aérobies induiraient la précipitation de l'uranium au niveau des fronts;
- des eaux réduites ou des huiles migrées depuis des réservoirs pétroliers profonds peuvent remonter le long de failles et conduire ainsi à la formation de fronts d'oxydoréduction, des deux côtés de la faille.

Les températures des dépôts varient de 80 à 170 °C, dans des conditions plus basiques et plus oxydantes que pour les gisements à plomb-zinc.

À l'échelle stratégique, les gisements sont situés au voisinage de sources riches en uranium (socle granitique, minéralisations précoces, etc.) ayant subi une altération supergène et une érosion qui permet la formation de bassins gréseux avec des chenaux fluviaux. Les minéralisations sont souvent situées au voisinage de zones mobiles; par exemple, les gisements du Niger se distribuent le long de la faille d'Arlit, dans des grès d'âges différents. L'exploration radiométrique en surface n'est efficace que pour les dépôts très superficiels; on explorera les fronts d'oxydoréduction dans des bassins synclinaux, la couleur des altérations et l'hydrogéochimie pouvant servir de guides. On utilise souvent une maille de forage systématique, en carotté ou en destructif. L'électromagnétisme donne des indications indirectes sur les structures, tandis que la PP peut mettre des sulfures en évidence à une profondeur de moins de 200 m. À l'échelle locale, la sédimentologie est essentielle. On recherchera les zones de failles, les perméabilités sédimentaires et la présence d'écran argileux au sommet. Un modèle numérique de terrain est très utile pour les chenaux superficiels. La télédétection permet de cartographier la position des chenaux. Elle peut s'appuyer sur des levés électromagnétiques pour mesurer la conductivité. En zone cratonique, les chenaux actuels peuvent donner une image des chenaux anciens. La sismique superficielle (réflexion et réfraction) et le radar pénétrant ont été employés, tandis que la géochimie est souvent difficile, malgré quelques succès avec le radon, la géochimie des sols et les méthodes électrochimiques (Hou *et al.*, 2007). La délimitation des ressources est parfois difficile car les gisements passent à des concentrations à basses teneurs. Il existe fréquemment des ressources en charbon dans les mêmes séries sédimentaires qui peuvent fournir l'énergie nécessaire à la production (Niger).

■ GRÈS À URANIUM SUR DISCORDANCE (TYPE ATHABASCA)

Ce modèle de gisement a été reconnu après celui des grès de type Colorado (Hoeve et Sibbald, 1978). Les gisements sont encaissés par des séries détritiques matures (grès fluviaux et shales) de bassins intracratoniques d'âge protérozoïque moyen du Canada (Athabasca au Saskatchewan, Thelon au Nunavut, Sibley en Ontario, Otish au Québec) et du Territoire-du-Nord australien (district d'Alligator River ou de Kombolgie) (figure 7.31). Les districts de Karku (région du lac Ladoga, Russie) et du Sioux Basin (Minnesota, Dakota du Sud) présentent des similitudes avec ce type. Ce sont les gisements d'uranium les plus riches au monde, avec des réserves pouvant dépasser 100 000 tonnes d' U_3O_8 (figure 7.32). La présence de minerais radioactifs à très hautes teneurs impose des modes d'exploitation particuliers, avec commande à distance sans intervention humaine directe.

Au Canada, les sédiments de l'Athabasca sont datés à 1720 Ma et reposent sur un socle archéen et protérozoïque (Aphézien) comprenant des métasédiments très variés de type plateforme

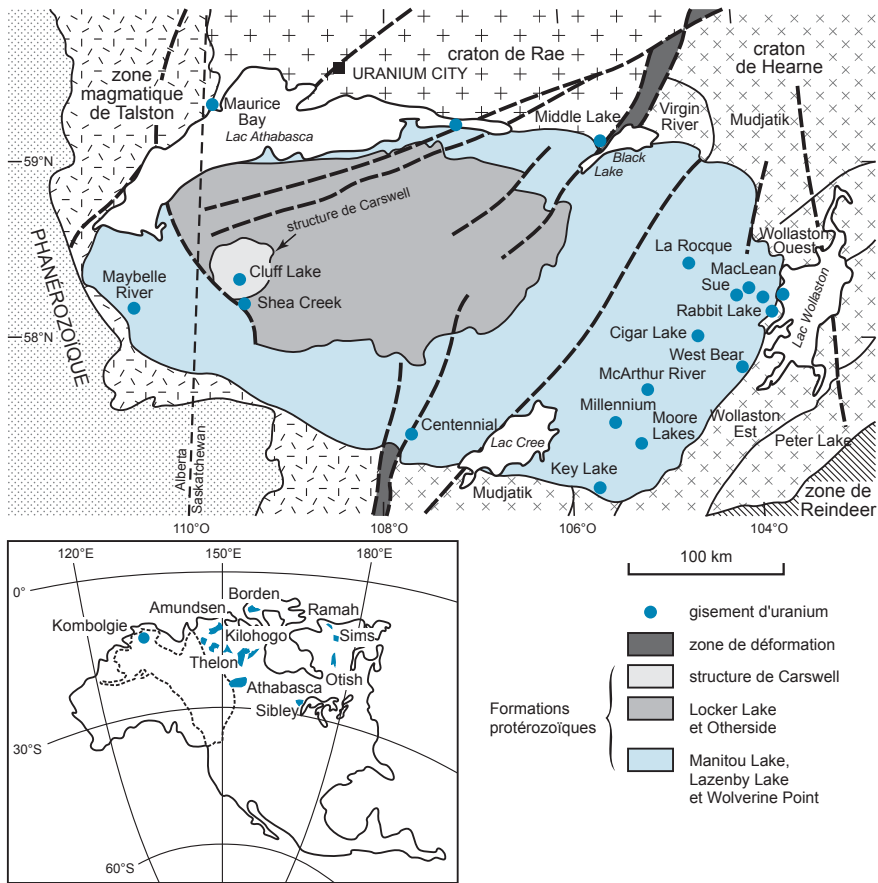


Figure 7.31 - Carte de l'Athabasca (d'après Jefferson *et al.*, 2007) et position des bassins gréseux d'âge protérozoïque en Australie et en Amérique du Nord, selon la reconstruction continentale au Protérozoïque (modèle SWEAT de Moores, 1991).

continentale, dont des schistes graphiteux, et des granites rétro-morphosés dans le faciès amphibolite (figure 7.31). Le socle s'observe aussi au cœur du bassin grâce à la présence d'un cratère d'impact (district de Cluff Lake; Lainé, 1985). On a émis l'hypothèse que tout le bassin de l'Athabasca serait issu du comblement d'un impact météoritique majeur, dont la structure centrale de Carswell serait le pic de remontée (Duhamel *et al.*, 2004). Les gisements apparaissent sous forme de filons et d'amas, sous et sur la discordance, toujours enracinés dans des niveaux graphiteux du socle (figure 7.33; photos d et i, planche 24). Les gisements montrent un fort contrôle structural par des failles inverses (coin de socle dans la couverture, *pull-apart*) ou normales, et occupent des brèches de dissolution générées par désilicification le long de failles sur plusieurs centaines de mètres de haut (Lorilleux *et al.*, 2001). Les amas ont des formes de cigare le long ou au-dessous de la discordance, ou forment des corps « perchés » parfois économiques à coffinite et pechblende (Sue B) jusqu'à 200 m au-dessus de la discordance.

La paragenèse comprend pechblende-uraninite dominantes et coffinite, accessoirement des minéraux de nickel (Key Lake) et de cobalt, sélénium natif, or, tellurures, molybdénite, parfois de la tourmaline magnésienne claire (dravite) et des carbonates. L'association géochimique est

complexe avec, en outre, Ag, As et Pd. Les terres rares lourdes sont parfois concentrées (Maw Zone, Athabasca).

Les altérations sont souvent très intenses. Ainsi, du cœur vers la périphérie, on observe (1) une zone uranifère avec une altération grise, marquée par la dissolution du quartz et la précipitation de dravite et de sudoïte; (2) une zone enrichie en argiles, illite et sulfures de fer; (3) une zone à hématite; et (4) une zone siliceuse avec des fractures ouvertes à quartz automorphe. Régionalement, il existe une zone à dickite et kaolinite qui peut contenir une minéralisation perchée (figure 7.33). Le socle sous-jacent montre également une zone à chlorite massive et globules de matériaux carbonés, associée à une destruction des textures métamorphiques. L'altération du socle au voisinage de l'interface avec la couverture peut atteindre une profondeur de 200 m et correspondrait en partie à un paléosol.

Les gîtes du district d'Alligator River (Australie) sont formés dans le même environnement que ceux de l'Athabasca, mais sans minéralisation connue dans la couverture (photo h, planche 24). Ils s'enracinent jusqu'à un kilomètre dans le socle. La minéralogie est identique, mais parfois plus riche en or et platinoides, reflétant peut-être la présence de minéralisations SEDEX précoces dans le socle. La chloritisation s'étend sur plus de 200 m autour des gisements. Leur mise en place est vraisemblablement polyphasée.

Les gisements d'uranium dans les *breccia pipes* de la région du Grand Canyon du Colorado présentent quelques ressemblances avec le type Athabasca et les gisements de type Mississippi Valley. Il s'agit de *pipes* d'une centaine de mètres de diamètre, pouvant atteindre 800 m de haut et qui correspondent à des dissolutions de type karstique dans des calcaires d'âge carbonifère. L'uranium, sous forme de pechblende, est associé à des sulfures très fins de Fe, Cu, Pb, Ni et Zn, avec calcite, barytine et matière organique.

La genèse de ces gisements a fait l'objet de nombreux travaux (figure 7.30). Deux hypothèses sont discutées : le modèle diagénétique-hydrothermal repose sur le lessivage des grès du bassin où le zircon et l'apatite sont lessivés par des fluides oxydants, légèrement acides et fortement salins qui circulent à la base des bassins au cours de la diagenèse d'enfouissement (Fayek et Kyser, 1997). Le modèle hydrothermal repose sur une première préconcentration de l'uranium dans le socle

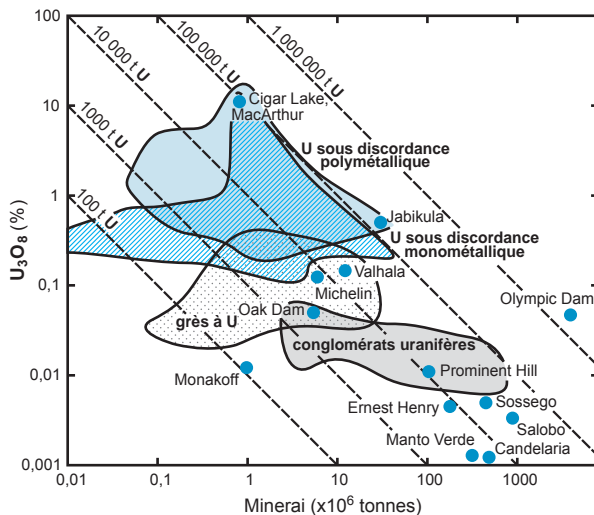


Figure 7.32 - Tonnages et teneurs des types de gisements d'uranium (d'après http://www.ga.gov.au/image_cache/GA7502.gif). Comparaison avec les gisements de type fer-oxydes (d'après Jefferson *et al.*, 2007).

sous forme de phases réfractaires (monazite), puis sur un lessivage par des fluides calco-sodiques capables de les solubiliser. Si le bassin est né d'un impact météoritique, la création de perméabilité dans le socle aurait pu être un facteur favorable à des circulations hydrothermales.

La précipitation de l'uranium se produit sur l'interface entre le socle et les sédiments, une limite naturelle d'oxydoréduction, à la rencontre de fluides réducteurs riches en magnésium, provenant du socle, peut-être issus de processus métamorphiques (Kotzer et Kyser, 1995). La température est de l'ordre de 150 °C à une pression de 600 bars; les fluides montrent parfois des mouvements convectifs, traduits par les halos argileux qui enveloppent la minéralisation. Les gisements d'Athabasca présentent une mise en place polyphasée qui débute 200 Ma après la sédimentation (1521 +/- 8 Ma pour McArthur), mais qui culmine entre 1360 et 1330 Ma, avec des remobilisations multiples (Cumming et Krstic, 1992).

L'exploration de ce type de gisement est basée sur des critères géologiques : recherche de la discordance et de niveaux de graphite dans le socle, et intersection avec des failles majeures. La profondeur d'investigation dépasse couramment 500 m. On utilise la spectrométrie gamma aéroportée, le traçage des blocs, la géochimie des fonds de lac (un échantillon par km²), la géophysique au sol (DEEPEM) et aérienne (TEM). Cigar Lake a ainsi été découvert sur un conducteur électrique à une profondeur de 410 m (Fouques *et al.*, 1986). À l'échelle locale, la structure du socle joue un rôle essentiel (dôme, faille). La distribution des altérations (et en particulier de l'illite), déterminées par diffractométrie X en laboratoire ou sur le terrain (Pima) ou par le calcul d'une norme géochimique, permet d'orienter les forages. Le taux de remplacement de la kaolinite par l'illite est un bon indicateur et on peut distinguer les illites diagenétiques des

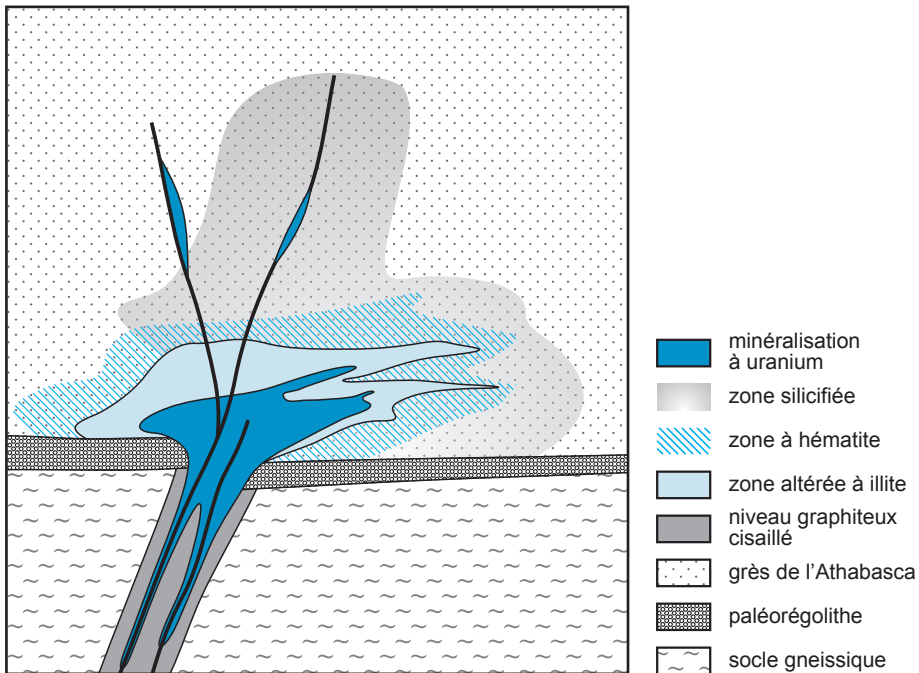


Figure 7.33 - Modèle en coupe d'un gisement d'uranium de l'Athabasca, montrant la zonalité minéralogique et les altérations.

illites hydrothermales sur la base de leur cristallogénèse. Le lessivage du quartz peut provoquer des anomalies en microgravité.

7.2.2 Carbonates à plomb-zinc (MVT)

Les gisements de plomb-zinc en contexte sédimentaire contiennent les plus grandes réserves de ces deux métaux et dominent la production mondiale, avec environ 50 % de la production et 75 % des réserves (Kyle et Li, 2002). Ces gisements sont depuis longtemps divisés en deux grands sous-types sur la base de leur encaissement : le *Mississippi Valley-type* (MVT) strictement sédimentaire, et le sédimentaire-exhalatif (SEDEX) en liaison lointaine avec le volcanisme. Cependant, cette distinction est parfois artificielle à bien des égards, les deux sous-types présentant des caractéristiques proches à similaires en termes de minéralogie, de tonnage, de genèse et de modalités de dépôt. Certains gisements, comme ceux d'Irlande, présentent des caractères hybrides et leur affiliation à l'un des sous-types demeure assez subjective. Outre les teneurs en cuivre plus importantes des SEDEX, la différence essentielle semble être le milieu de dépôt, déterminé par leurs environnements respectifs : plateforme carbonatée pour les MVT, bassins d'extension en liaison avec des rifts intracontinentaux ou de marge continentale pour les SEDEX (cf. figure 6.31). Cette section traite des gisements de type Mississippi Valley, tandis que les SEDEX ont été développés au chapitre 6.

Les gisements dans les carbonates contiennent environ 130 Mt de Pb+Zn, sur les 500 Mt mondiaux (tableau 7.7). Ils produisent également de grandes quantités de barytine et de fluorine, plus accessoirement de l'argent et du cadmium. La taille de chaque gisement est assez petite (1 Mt métal), mais les districts sont très importants (Sangster, 1990) avec des tailles variant de 10 km² (Mibladen, Maroc; Emberger, 1965) à 10 000 km² (Upper Mississippi Valley, États-Unis). On utilise l'expression *Mississippi Valley-Type* (MVT) pour désigner ce type de gisement, du fait de leur abondance dans la vallée du Mississippi, au centre des États-Unis, avec notamment les districts de Viburnum Trend, de Joplin, de Tri State et d'East-Missouri.

Les principaux gîtes sont connus depuis le Protérozoïque, mais ils apparaissent souvent au Paléozoïque inférieur (Polaris, districts du Missouri, etc.). Cette répartition pourrait être due à la porosité résiduelle de ces carbonates, avec de vrais récifs, tandis que les carbonates plus anciens sont stromatolithiques et à dolomite primaire. Gayna River et Nanisivik (Canada) sont des exemples de ces gisements encaissés dans des roches d'âge protérozoïque (Sangster, 1990) (figure 7.22). Vazante (Brésil) est maintenant interprété comme un type particulier à zinc oxydé (voir la section 9.1.2 du chapitre 9).

Ces minéralisations se placent dans un contexte de bassin intracratonique, voire de rift, en bordure des zones de plateforme stable ou épi-orogénique. Par exemple, on peut citer l'ouverture de l'Atlantique au Maroc (photo de couverture) et l'ouverture de la Mésogée pour les Alpes Carniques ou le Rif marocain (figure 7.34; Wadjiny, 1989). Les calcaires se déposent au voisinage de l'équateur ($\pm 30^\circ$), dans une zone favorable aux évaporites, propices à fournir le soufre et le chlore. On note la présence locale de magmatisme alcalin dans le socle (Maroc, Mississippi). Les gisements sont pénécordants, mais les corps minéralisés sont discordants à l'échelle locale avec souvent des filons associés dans le socle et la couverture (photo f, planche 25). Les gisements sont encaissés généralement dans des dolomies, dont l'extension est parfois limitée à celle des corps minéralisés, et associés à des points singuliers des séries sédimentaires : récifs, karsts, failles ou diapirs (figure 7.35), plus rarement des hauts topographiques du socle ou des limites de faciès argileux (Leach *et al.*, 2005). On observe souvent la présence de surfaces

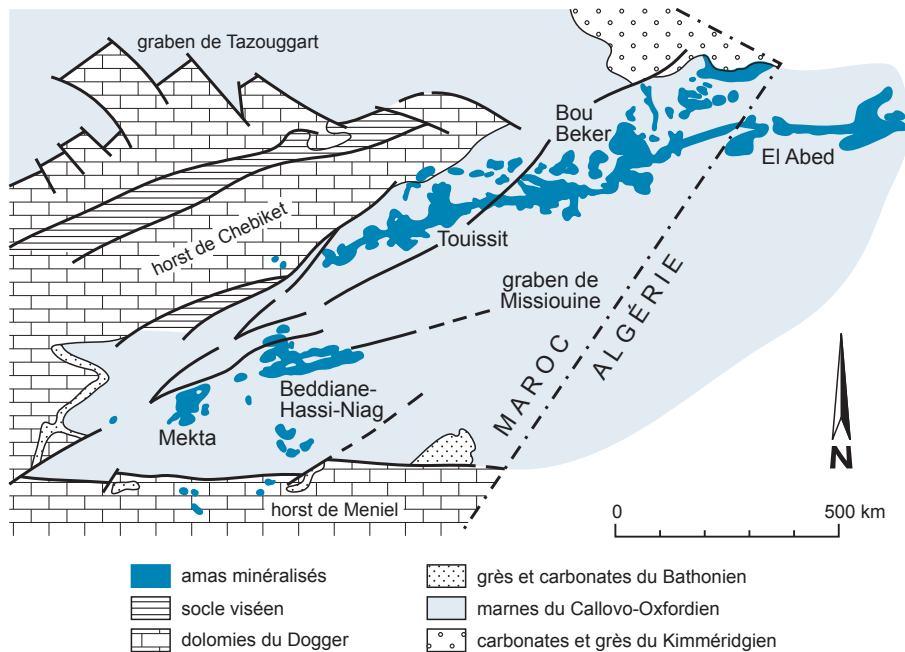


Figure 7.34 - Carte géologique simplifiée du district Pb-Zn-(Cu) de type MVT de Touissit-El Abed (Maroc et Algérie). La partie orientale du district est à zinc dominant, tandis que la partie occidentale est surtout plombifère (d'après Wadjinny, 1998).

d'érosion, avec karstification ou le voisinage de zones à instabilité sédimentaire, marquées par une limite de faciès.

Un karst est un ensemble de cavités formées par dissolution, effondrement et recristallisation, généralement en milieu continental, sous une paléosurface (figure 7.36; photo c, planche 25). Les karsts peuvent être d'origine endogène ou exogène; dans les deux cas, ils peuvent être les hôtes de minéralisations en plomb-zinc. On distingue une zone apicale, rubéfiée et peu minéralisée, une zone minéralisée avec des dissolutions, des brèches d'effondrement et des dépôts exogènes, et une zone profonde en condition hydrologique saturée, avec des dissolutions subhorizontales et des dépôts chimiques de sédiments internes (Simpson, 1988; photos d et g, planche 25). En domaine hydrothermal, les dissolutions sont plus importantes et les sédiments exogènes sont absents ou rares (Lagny et Rouvier, 1976; Ovracht, 1978; cf. figure 9.17). On observe peu ou pas de concrétions dans les gisements. Néanmoins, des stalactites millimétriques de galène, de barytine, de marcasite, ou de sphalérite ont parfois été décrites (Les Malines en France, Laurium en Grèce).

L'association des gisements de plomb-zinc avec des récifs est fréquente : c'est par exemple le cas à Reocín (Crétacé du Pays basque, Espagne; Vadala *et al.*, 1981; Barbanson *et al.*, 1983) (figure 7.37) et à Pine Point (Paléozoïque des Territoires du Nord-Ouest, Canada; Rhodes *et al.*, 1984).

Les minéralisations à plomb-zinc peuvent être également associées à des diapirs. Les métaux sont alors situés soit en périphérie et au sein de la zone à anhydrite, soit au sommet. Les minéraux précipitent en milieu ouvert, avec dissolution et bréchification. Dans le golfe du Mexique, des diapirs actuels ont été exploités pour le pétrole et montrent des minéralisations à barytine,

pyrite, marcasite, sphalérite, galène, hauérite (dôme de Hockley, Texas; Winnfield, Louisiane; Hazlehurst, Mississippi). La zone des Horsts en Tunisie montre également des gisements de plomb-zinc associés à des diapirs (Bougrine; Orgeval *et al.*, 1986). On y distingue deux présentations, l'une stratiforme dans des sédiments riches en matière organique et l'autre dans des filons et des cavités de dissolution (Rouvier *et al.*, 1985).

La paragenèse des gisements de type Mississippi Valley est simple : sphalérite, souvent collo-morphe, galène, pyrite, marcasite, dolomite, calcite, accessoirement quartz, fluorine, barytine, et chalcopryrite (photo b, planche 25). On rencontre également pyrrotite, célestite, anhydrite, gypse, soufre et bitume plutôt tardifs. L'argent est peu abondant, mais cadmium, indium et gallium sont parfois concentrés dans la sphalérite. Il existe souvent une stratification régulière des minéraux, corrélable entre gisements voisins. La dolomitisation commence de manière précoce et présente une mise en place polyphasée, avec une granulométrie de plus en plus grossière.

■ GÎTES APPARENTÉS AUX MVT

Deux familles de gisements stratiformes se rapprochent des MVT : des gîtes de plomb dans des grès, et des gîtes de fluorine et barytine.

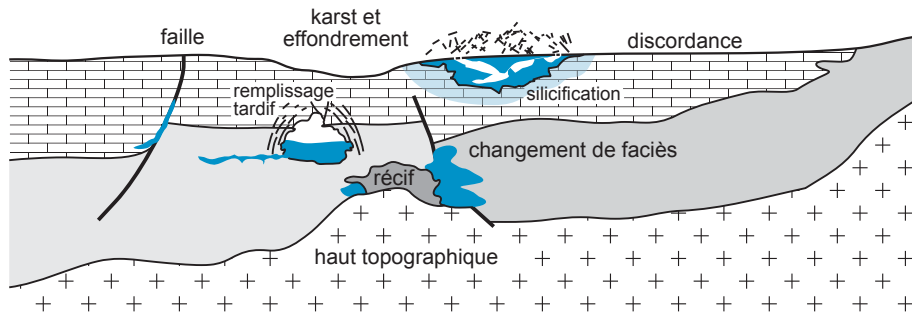


Figure 7.35 - Pièges de perméabilité dans les gîtes de type MVT. La dolomitisation associée aux gisements n'est pas représentée (voir figure 7.37) (d'après Callahan, 1977; sédiments internes d'après Saas-Gustkiewicz, 1997; effondrement d'après Loucks *et al.*, 2004).

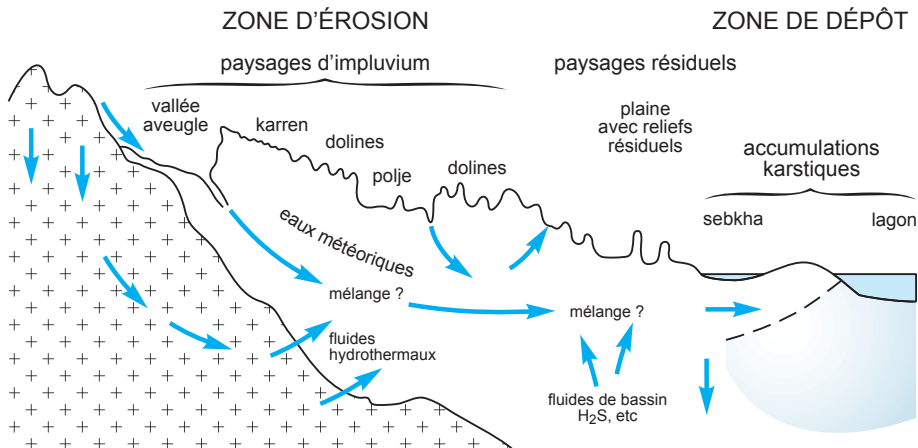


Figure 7.36 - Modèle général des karsts (d'après Ford et Williams, 1989).

Les grès transgressifs sur un socle contiennent des ressources très importantes en plomb (Bjørlykke et Sangster, 1981). Le gisement suédois de Laisvall a été le plus important d'Europe, avec 60 Mt de minerai, à 4,2 % Pb-Zn (photo e, planche 25). Jinding (Yunnan, Chine) serait le plus grand gîte de ce type (200 Mt à 6,08 % Zn, 1,29 % Pb et 0,08 % Cd), mais a aussi été interprété comme un gisement de type SEDEX (Xue *et al.*, 2007). Des gisements plus petits sont connus dans les Cévennes françaises (Largentière, Saint-Sébastien d'Aigrefeuille) (figure 7.38), au Maroc (Zeïda, 600 kt Pb; photo a, planche 25), en Allemagne (Maubach-Mechernich, 4,1 Mt Pb, 3,2 Mt Zn), au Pérou et au Canada, (Yava, Nouvelle-Écosse; George Lake, Saskatchewan). Leur teneur est généralement faible, de 2 à 5 % Pb, de 0,2 à 0,8 % Zn, de 1 à 20 g/t Ag, ce qui réduit leur intérêt sur le plan économique. Les grès témoignent d'un environnement détritifique fluviatile ou glaciaire. Les minéralisations sont globalement stratiformes, formant souvent des chenaux où elles suivent des unités sédimentaires. Dans le détail, on peut cependant observer des discordances, avec des structures guidées par la perméabilité. Certaines minéralisations présentent un contrôle structural. La minéralisation est identique à celle connue dans les carbonates, avec galène, sphalérite, barytine, parfois un peu de fluorine, pyrite, calcédoine et sulfosels. Il existe également une version cuprifère de ces gisements, encaissée dans les grès fluviatiles blancs, avec des gisements d'âge crétacé répartis le long de la côte occidentale de l'Afrique.

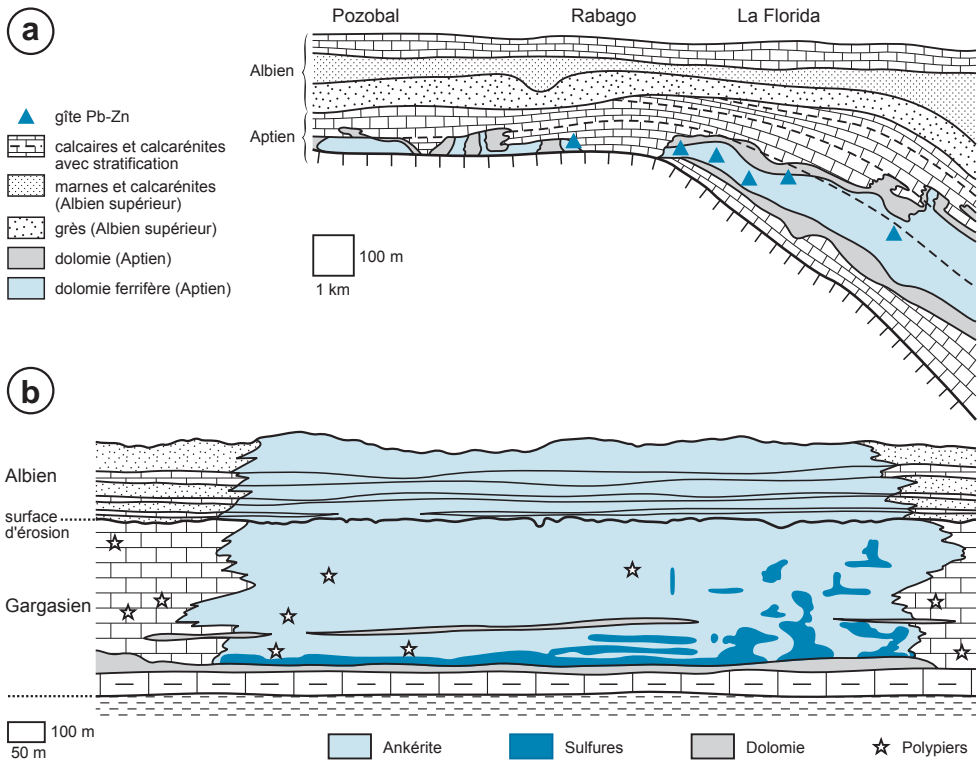


Figure 7.37 - Minéralisations Zn-Pb-Ba-Hg-Cu de socle et de couverture carbonatée de la province de Santander (Espagne). Ce district illustre la genèse de minéralisations de type MVT en contexte récifal (a), et l'extension de la dolomitisation associée (b), dans le gisement de Reocin (d'après Barbanson, 1987).

Les gîtes riches en fluorine et barytine sont connus dans le Paléozoïque de l'Illinois-Kentucky, dans les Pennines anglaises et dans le Morvan, en France. Dans ce dernier district, d'importantes concentrations sub-économiques sont associées avec une arkose triasique silicifiée (Lhégu et Touray, 1980). D'autres gisements sont enrichis en Cu-Ni-As au voisinage de failles (mine Magmont-West, Missouri).

Les textures de ces gisements sont très variées, exposant des faciès disséminés à massifs, avec des zones de brèches; la dolomite spathique est fréquemment associée à des masses de sulfures, où apparaissent parfois des textures géopétales. Certains gisements (Polaris, Pine Point, Silésie) ont un minerai à grain fin. Les altérations associées sont discrètes et comprennent souvent une dolomitisation et une silicification pouvant aboutir à la formation de cherts.

■ GENÈSE

Les gisements de métaux de base dans les carbonates constituent l'une des familles de gisement dont la genèse a été parmi les plus controversées. Ainsi, l'école française a longtemps considéré ces gisements comme syngénétiques, en liaison avec le lessivage des socles ou des processus exhalatifs. Cependant, s'il existe des convergences et des transitions entre ces gisements et ceux de type SEDEX, un consensus s'est établi pour reconnaître l'origine épigénétique de ces gisements, en relation avec des circulations de type pétrolier, sur de longues distances.

La migration des saumures dessine des systèmes hydrothermaux sur plus de 100 km avec des vitesses allant de 1 à 10 cm par an (Bethke et Marshak, 1990). Outre les minéralisations elles-mêmes, ces migrations sont attestées par des anomalies thermiques : les inclusions fluides montrent ainsi des solutions aqueuses sursaturées avec des températures allant de 80 à 150 °C (Cathles et Smith, 1983). D'autres méthodes ont confirmé l'existence de ces pics thermiques : maturation des sédiments organiques, veines à kaolinite et dickite, métasomatisme potassique de certains sédiments, remagnétisations tardives, traces de fission et anomalies de couleur des conodontes.

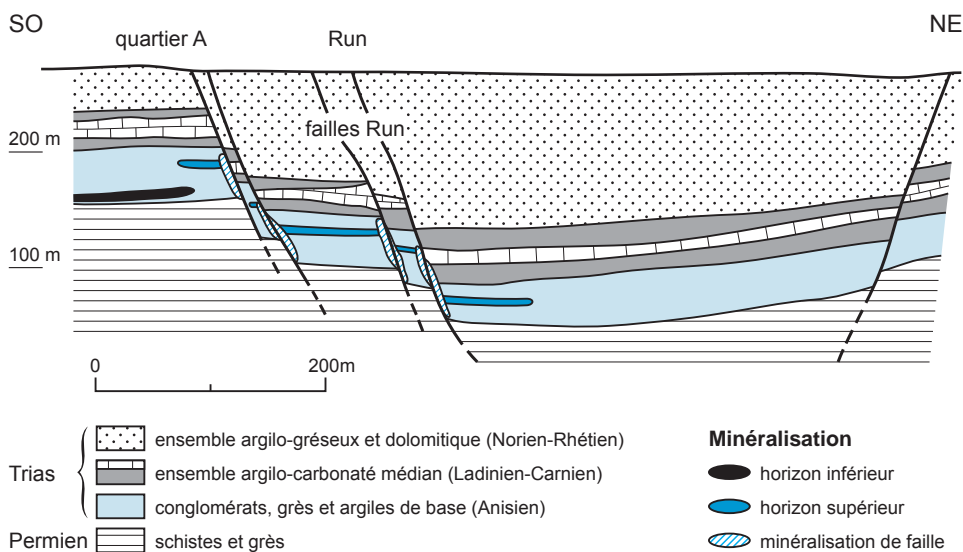


Figure 7.38 - Coupe du gisement de Pb-Ag-(Zn) de Largentière (Ardèche, France). Les minéralisations initialement stratiformes ont subi de fortes remobilisations le long des failles, ce qui leur confère des allures localement filoniennes (d'après Fogliérini *et al.*, 1980).

Plusieurs mécanismes ont été évoqués pour mettre en mouvement ces solutions : déformations sur les marges du bassin, compaction et déshydratation des sédiments argileux en profondeur, ou expansion thermique des fluides, voire effets thermiques d'une régression. Tôt dans l'histoire du bassin, la compaction permet une expulsion de fluide, mais pour de très forts taux de subsidence. Ensuite, la mise en mouvement des fluides peut être provoquée par des processus orogéniques (Bradley et Leach, 2003) car un relief provoquant une pente de quelques mètres par kilomètre est suffisant. La déformation induite s'accompagne d'une mobilisation des fluides présents dans la colonne sédimentaire et de leur migration vers l'avant-pays où ils se mélangent avec les autres fluides (figure 7.39). Dans certains cas, la minéralisation apparaît sous la zone de chevauchement (Laisvall, Suède). On a pu démontrer que les gisements MVT de Pologne, encaissés dans des unités d'âge dévonien à jurassique, se sont mis en place au Crétacé lors des mouvements alpins.

Les eaux de bassin sont enrichies en métaux : ainsi, du plomb et du zinc ont été produits de manière accidentelle dans certains champs pétroliers (Raleigh, Mississippi). L'origine des métaux a été recherchée dans le lessivage des shales ou dans le socle sous-jacent (Kesler *et al.*, 1988). Le craquage de la matière organique lors des phénomènes thermiques associés produit d'abord des acides organiques aptes à amorcer la dissolution des carbonates, puis du CO₂ qui, dans un milieu tamponné, provoque la précipitation des carbonates. Le dépôt a été attribué à un mélange de solutions ou à une baisse de température (Charef et Sheppard, 1988). Dans le premier cas, il s'agit du mélange du fluide profond enrichi en métaux avec un fluide local enrichi en soufre réduit (évaporites, zones réductrices riches en matière organique). Dans le second cas, la précipitation résulte d'un changement dans les conditions physico-chimiques du fluide qui transporte en même temps le soufre et les métaux en solution. Le sulfate transporté avec les métaux dans un fluide unique peut ainsi être réduit progressivement.

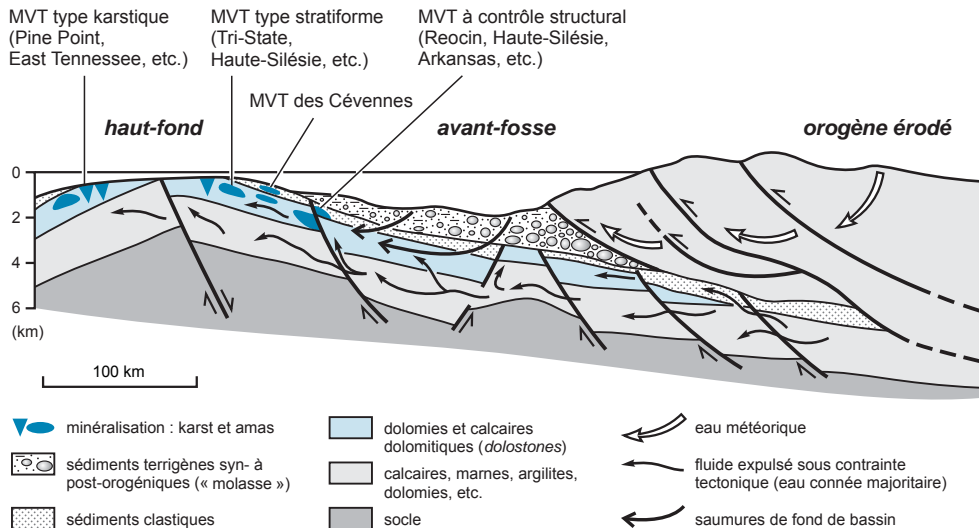


Figure 7.39 - Sites possibles de gisements de couverture de type MVT dans les bassins, ici le cas d'un bassin post-orogénique. Cette figure illustre le rôle important de métallotecte des seuils topographiques (d'après Garven, 1985; Bradley et Leach, 2003; Roure *et al.*, 2005; Leach *et al.*, 2005).

Aux Malines (France), des fluides salins et chauds expulsés du bassin du Rhône se mélangeraient à des solutions superficielles froides et diluées, provoquant des variations notables de la salinité et des températures (70 à 165 °C). Les variations de composition des sphalérites rubanées reflètent le caractère pulsatif des fluides ou un processus d'auto-organisation. Les sulfures de fer, parfois cinq fois plus abondants que les sulfures de métaux de base, sont des indicateurs de températures élevées, soit autour de 200 °C.

Les karsts pourraient jouer un rôle actif, permettant le mélange de solutions météoriques minéralisées avec des eaux réductrices karstiques (Samama, 1986; Lagny et Rouvier, 1976), ou un rôle passif, constituant une zone perméable. Ainsi, des karsts hydrothermaux sont actuellement en formation, par exemple à Salton Sea (Californie), où l'interaction de carbonates avec des eaux thermales produit du CO₂. À Carlsbad, au Nouveau-Mexique, la formation des cavités est liée à des fluides riches en acide sulfurique d'origine pétrolière. On connaît des karsts à fluorine-barytine post-Néogène en Anatolie centrale (Turquie) et leur formation est reliée à des circulations de bassins réactivés récemment. Le fluor, transporté par des complexes magnésiens, serait précipité lors de la rencontre avec des ions bicarbonates.

■ EXPLORATION

Il existe des guides empiriques d'exploration : dolomie grossière tardive blanche, indices d'activité tectonique synsédimentaire avec discordance au-dessus de la minéralisation (émersion), zone de haut-fond, ou de changement de faciès (récifs, diapirs). C'est la projection d'un linéament majeur qui a permis la découverte de Pine Point au Canada. On peut utiliser aussi des indices d'activités karstiques, comme la morphologie, la paléotopographie ou le remplissage. La réflectance de la vitrinite et la minéralogie des argiles peuvent permettre de repérer les anciennes zones de fort gradient géothermique. Les méthodes géophysiques (résistivité, gravité, polarisation provoquée) sont peu efficaces du fait de l'absence de réaction de la sphalérite.

7.2.3 Charbon

Deuxième source d'énergie mondiale après le pétrole, le charbon est loin d'être une énergie en voie d'essoufflement : il représentait 24 % de la consommation mondiale d'énergie en 2005, contre 23 % en 1973. Sa production et sa consommation croissent, notamment en raison d'une utilisation accrue dans les centrales thermiques et les aciéries du monde entier. La production mondiale annuelle est d'environ 5 Gt, essentiellement extraites de Chine, des États-Unis, d'Inde, d'Australie et de Russie (figure 7.40). Les réserves sont plus importantes que celles du pétrole (plus de 1000 Gt) (cf. tableau 4.1), ce qui représente environ 220 années de consommation au rythme actuel, et elles sont réparties plus largement sur la planète.

Les bassins houillers sont composés par des niveaux de charbon intercalés dans des sédiments (argilites, grès, conglomérats, calcaires), parfois dans des roches volcaniques, déposés dans des fosses continentales. Les charbons sont des roches sédimentaires combustibles fossiles d'origine organique, de couleur noire, issues du démantèlement de forêts et de couverts végétaux terrestres. La stratification du charbon résulte du classement par les eaux de fins débris végétaux, ce qui implique un certain transport des sédiments (Tyson, 1995; Baudin *et al.*, 2007).

La puissance considérable des dépôts des bassins houillers (souvent de 3000 à 5000 mètres), implique un enfoncement très important des sédiments sous leur propre poids : c'est le phénomène de subsidence. Ces dépôts sont constitués par l'accumulation de microcycles identiques à

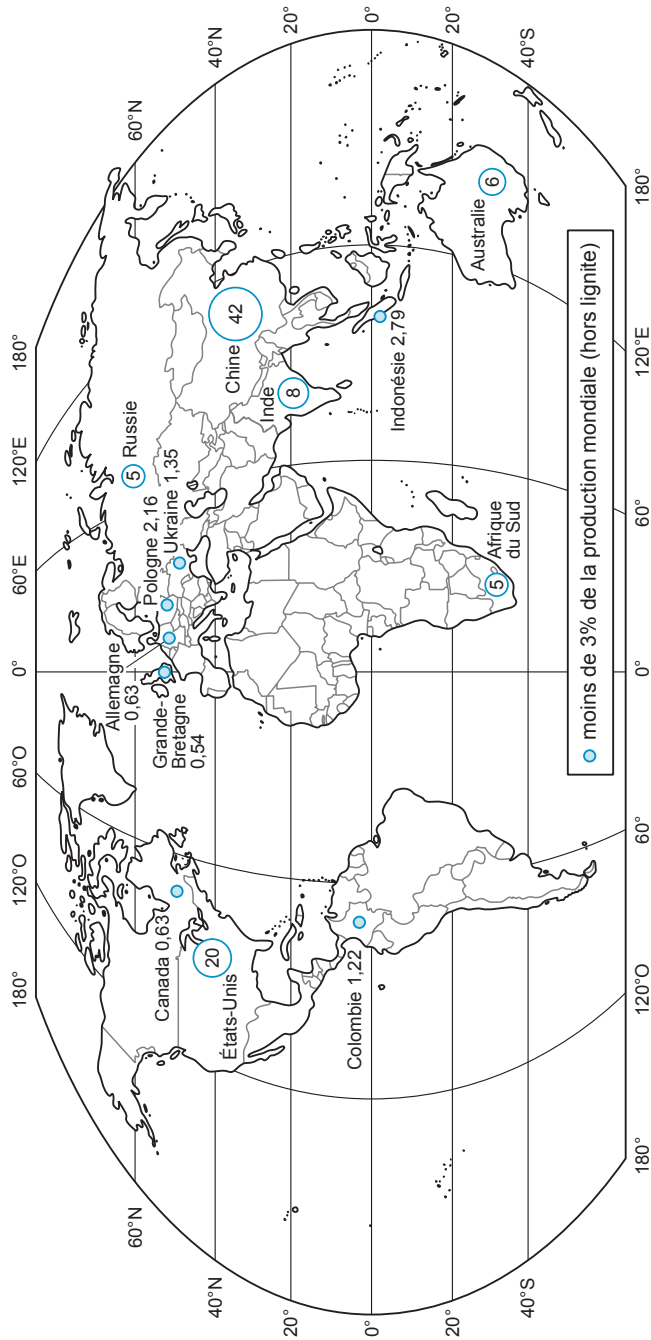


Figure 7.40 - Carte des principaux pays producteurs de charbon dans le monde. Les chiffres indiquent les pourcentages de production en 2006.

charbon-schistes-grès fins à grossiers (avec tous les faciès de transition) : les cyclothèmes, une succession qui indique des répétitions d'une même séquence de dépôt (figure 7.41).

Un cyclothème débute au mur de la couche de houille par des faciès gréseux grossiers, mal stratifiés, perforés de racines et radicelles (les *stigmarias*) témoignant de la présence d'un paléosol. Il se poursuit par la houille, d'une puissance allant de quelques centimètres à une centaine de mètres, déposée sous une faible tranche d'eau car les sédiments végétaux montrent un transport et un classement mécanique. Au toit de la couche de houille se déposent d'abord des schistes fins à débris de plantes, évoquant fortement les herbiers de grande profondeur, puis des pélites gréseuses et des grès de plus en plus grossiers, au sommet desquels réapparaissent des *stigmarias*, indices d'émersion indiquant le comblement du bassin et le début d'un nouveau cyclothème. La sédimentation houillère apparaît ainsi comme une compétition entre la sédimentation détrititique et le dépôt de sédiments charbonneux dans un bassin subsident. Un bassin houiller devait ressembler à une forêt marécageuse à plantes houillères, épisodiquement noyée sous une faible tranche d'eau et submergée de boues et de sables. Dès que le remblayage du bassin est suffisant, on observe la réinstallation d'un milieu marécageux avec son couvert végétal avant une nouvelle submersion. La formation du charbon résulte non seulement d'un gigantisme de la végétation, mais aussi de l'accumulation de sédiments végétaux dans des bassins fortement subsidents qui assuraient une conservation exceptionnelle. La répétition des cyclothèmes démontre un comblement rapide du bassin après chaque ennoyage, signe d'une subsidence compensée par l'apport sédimentaire et de la permanence d'une faible tranche d'eau dans ces milieux.

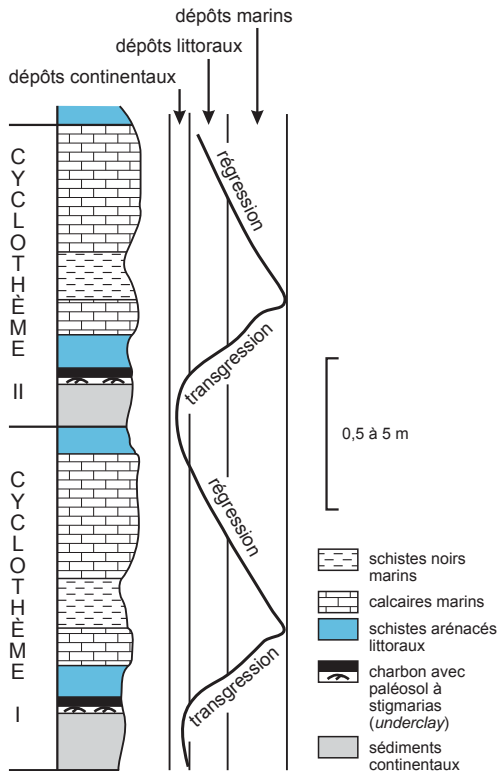


Figure 7.41 - Deux cyclothèmes montrant la position des dépôts de charbon dans le cycle sédimentaire régression-transgression.

Les premiers dépôts charbonneux importants datent de la fin du Dévonien (vers 370 Ma), mais les accumulations majeures se situent au Carbonifère (de 360 à 295 Ma) moyen et supérieur, ce qui a valu son nom à cette époque. Des dépôts importants se sont également formés au Permien, au Crétacé terminal et au Tertiaire, durant des périodes où l'atmosphère était riche en gaz carbonique, ce qui a conduit à un effet de serre favorable à la croissance des végétaux. En Europe de l'Ouest, des bassins très subsidents se sont individualisés le long des grands accidents tardifs de l'orogénèse hercynienne. On distingue les bassins limniques, à sédimentation exclusivement continentale, des bassins paraliques où la séquence de sédimentation montre des intercalations de sédiments et fossiles marins. Les bassins limniques correspondent à des lagunes, lacs, marécages et bassins continentaux à altitude plus ou moins élevée (bassins du Massif central français, Lorraine; figure 7.42), les bassins paraliques à d'immenses lagunes en bordure de continents (bassin anglais, Nord-Westphalie, Asturies, Ukraine, Pennsylvanie, etc.) épisodiquement victimes d'invasions marines.

Les classifications des charbons sont d'ordre économique, basées sur leurs pouvoirs calorifiques qui sont eux-mêmes fonction de la teneur en carbone, donc du degré d'évolution des débris végétaux. Les autres composants sont les matières volatiles, l'eau et les « cendres », des sédiments minéraux déposés en même temps que les débris végétaux et qui se retrouvent intacts après calcination à 825 °C : des argiles, des carbonates et souvent des sulfures, notamment de la pyrite. On distingue les charbons suivants :

- les tourbes (jusqu'à 55 % C), sont légères, blondes et brunes, constituées de matière organique très peu évoluée; leur composition botanique peut être très variée;
- les lignites (de 70 à 77 % C), sont constitués de matière organique peu transformée montrant encore des débris végétaux identifiables;
- la houille (de 77 à 92 % C), ou charbon au sens strict, est une matière organique très transformée. Elle est de couleur noire et tache les doigts. Selon les teneurs en carbone et en matières volatiles (MV), on distingue le charbon flambant sec, puis flambant gras (jusqu'à 87 % C et plus de 33 % de MV), le charbon gras (jusqu'à 89 % C et de 20 à 33 % de MV), le charbon demi-gras (de 89 à 91 % C et de 12 à 20 % de MV), le charbon maigre (de 91 à 92 % C, et de 8 à 12 % de MV), enfin la houille, au sens strict, avec moins de 8 % de MV;
- l'antracite (de 92 à 95 % C avec de 3 à 8 % de MV) a subi une modification complète de la matière organique par une diagenèse plus poussée. Noir et brillant, l'antracite ne tache pas les doigts.

La classification internationale est basée sur les pouvoirs calorifiques ainsi que sur les teneurs en carbone; la limite entre lignite et houille s'établit ainsi à 7200 kcal/kg.

Certains auteurs classent les tourbes (*peat moss*) à part des charbons, malgré leur indiscutable parenté. On distingue la tourbe horticole et la tourbe combustible. Peu décomposée, la tourbe horticole, de couleur brun jaunâtre pâle, présente une teneur élevée en fibres et renferme peu de résidus colloïdaux. La tourbe combustible est fortement décomposée, de couleur noirâtre et renferme des résidus colloïdaux.

Les tourbières couvrent environ 4 millions de km² à la surface du globe (3 % des terres émergées), dans les zones tempérées et surtout boréales. Au Canada, elles couvrent près de 12 % du territoire canadien et leur surface totale est estimée à plus de 127 millions d'hectares, dont près de 12 millions au Québec. On distingue deux grands types de tourbières : les tourbières

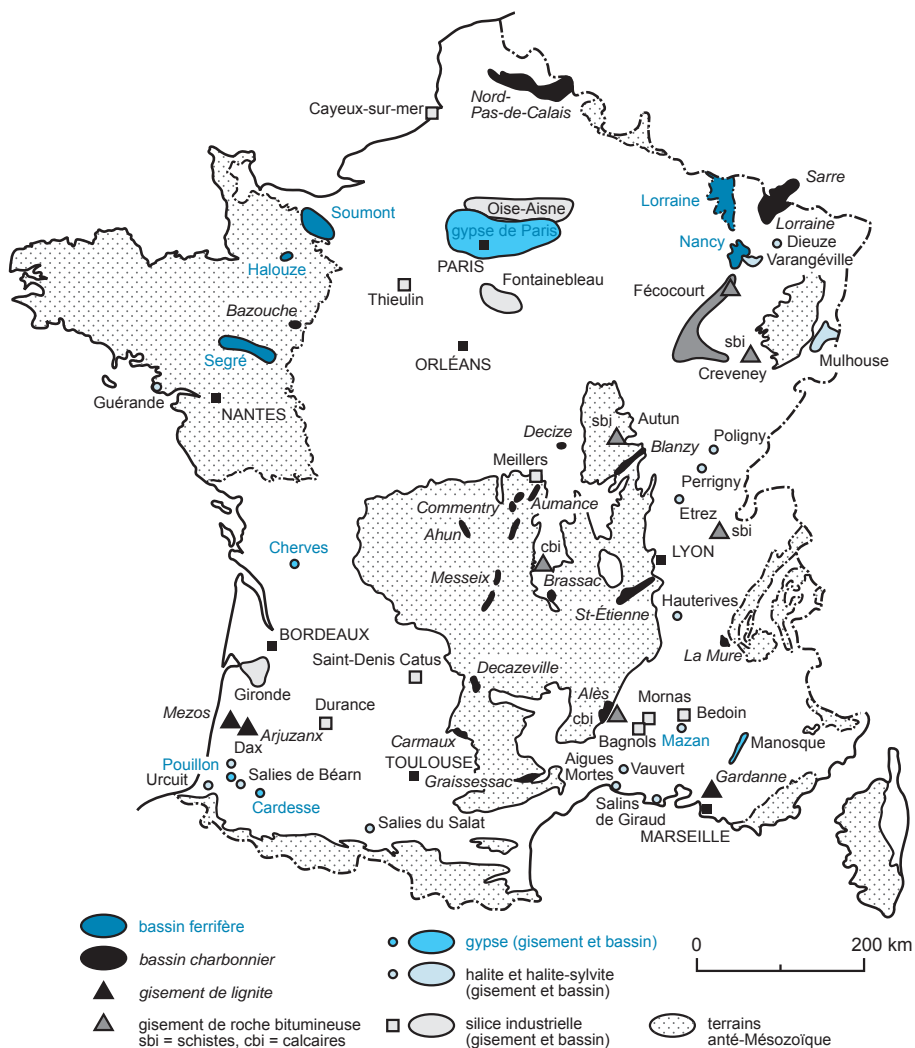


Figure 7.42 - Carte des principaux gisements d'origine sédimentaire de France métropolitaine. Le houiller du Nord-Pas-de-Calais n'est pas affleurant. Salins de Giraud, Aigues Mortes et Guérande sont des marais salants (d'après Béziat et Bornuat, 1994).

ombrotrophes, ou *bogs*, et les tourbières minérotrophes, ou *fens*. Les premières sont alimentées en eau uniquement par les précipitations atmosphériques. Elles sont plutôt pauvres en éléments nutritifs, avec une faible diversité biologique marquée par la sphaigne. Les secondes recueillent en plus des précipitations atmosphériques, des eaux de ruissellement ayant été en contact avec les sols minéraux avoisinants. Plus riches en éléments nutritifs, elles montrent une plus grande biodiversité, mais avec une épaisseur plus mince que celle des *bogs*.

Les tourbières à sphaignes sont des écosystèmes à végétation hygrophile spécifique soumis à un engorgement hydrique permanent, ce qui limite la décomposition, et entraîne une accumulation importante de matière organique. On distingue, habituellement, un horizon supérieur, ou acrotelme, à organismes aérobies (bactéries et champignons) avec forte décomposition de la matière

organique, et un horizon profond, ou catotélme, saturé d'eau où se produisent fermentation et méthanogenèse, accumulateur de matière organique. Les tourbières à sphaignes ne se sont développées que depuis le dernier réchauffement climatique (Holocène) et ne semblent pas posséder d'équivalents dans les charbons fossiles. Formées essentiellement de ligneux, les tourbières des zones tropicales seraient davantage les équivalents actuels des charbons fossiles.

La production mondiale de tourbe s'est élevée à 26 Mt en 2007, dont 9 Mt ont été produites par la Finlande, 4,3 Mt par l'Irlande et 1,3 Mt par le Canada. C'est une ressource en partie renouvelable, la mousse de sphaigne s'accumulant à un rythme de 1 à 2 mm par an.

La tourbe peut absorber jusqu'à 20 fois son poids sec en eau ou en gaz. Elle présente une faible densité, une forte résistance à la décomposition, de très faibles concentrations en micro-organismes, et elle possède des propriétés antiseptiques. Ses usages essentiels se répartissent entre les centrales thermiques (75 %), où la tourbe noire et huméfiée du catotélme est brûlée pour la production d'électricité bien qu'il s'agisse d'un combustible médiocre, et l'horticulture (25 %) où l'on met à profit les propriétés de rétention d'eau de la tourbe blonde et fibreuse de l'acrotélme. En Amérique du Nord, 97 % de la tourbe sont utilisés comme substrat de croissance en horticulture, agriculture et foresterie. On peut aussi employer la tourbe avec une plus forte valeur ajoutée comme filtre épurateur, avec des applications thérapeutiques et médicinales.

LES MÉTAUX DES CHARBONS

Des teneurs anormales en éléments métalliques sont très fréquemment rencontrées dans des mines de charbon à travers le monde, montrant que ce matériau est un collecteur de métaux très efficace (Spears et Zheng, 1999). Les éléments métalliques les plus communs, fixés par la pyrite, sont, outre le fer : As, Cu, Mo, Sb, Ge, Hg, Se, Bi, Tl, Ag, U ainsi que des terres rares. La concentration en métaux peut se réaliser dès le stade précoce de formation de l'humus, ou plus tardivement après formation et compaction des gisements. La liaison des anomalies en métaux avec des zones de fractures suggère plutôt l'introduction tardive des éléments métalliques par des fluides minéralisés circulant le long de failles post-carbonification (Spears et Zheng, 1999). Les lignites du Dakota, par exemple, ont concentré l'uranium des grès radioactifs qui les surmontent de façon si efficace que les matières radioactives sont limitées aux premiers décimètres de la couche supérieure. Les teneurs restent faibles, globalement de 1 à 100 ppm, avec cependant de grandes disparités selon les éléments, les gisements et la nature du charbon. Seule la récupération du germanium dans des cendres de charbon a, pour l'instant, été envisagée sur un plan industriel. Le germanium possède la particularité d'être présent en teneurs anormales (de quelques dizaines de ppm à 3000 ppm) seulement dans la zone de bordure des couches de charbon, dépourvue de pyrite, sur des épaisseurs n'excédant pas 20 cm.

La genèse du charbon repose sur une évolution diagénétique particulière. Les débris végétaux sédimentés (fougères, ptéridospermées, etc.) s'accumulent dans des bassins où ils sont préservés de la destruction par une fossilisation particulière à l'abri de l'air, associant couverture d'eau, sédiments et actions de micro-organismes. Les débris végétaux sont alors lentement transformés par la pression et la température régnant dans le bassin et ils noircissent : c'est le processus de carbonification, ou houillification, réalisé dans des conditions d'anchimétamorphisme. Ce processus transforme le matériel végétal originel en lignite, puis en houille, enfin en anthracite, le stade organique le plus évolué, par un enrichissement en carbone et une perte progressive d'eau et des matières volatiles (figure 7.43). Cette évolution continue, conditionnée par la température et le temps, est connue depuis longtemps sous le nom de loi de Hilt. Une poursuite de la transformation jusqu'au domaine métamorphique produit des graphitoïdes incombustibles (figure 7.44). Le processus de minéralisation des tissus végétaux qui s'opère peu à peu dans le bassin donne naissance à des gels organo-minéraux : les macéraux, constituants élémentaires des charbons. Ce nom, formé par les mots macération et minéraux, traduit bien l'état intermédiaire

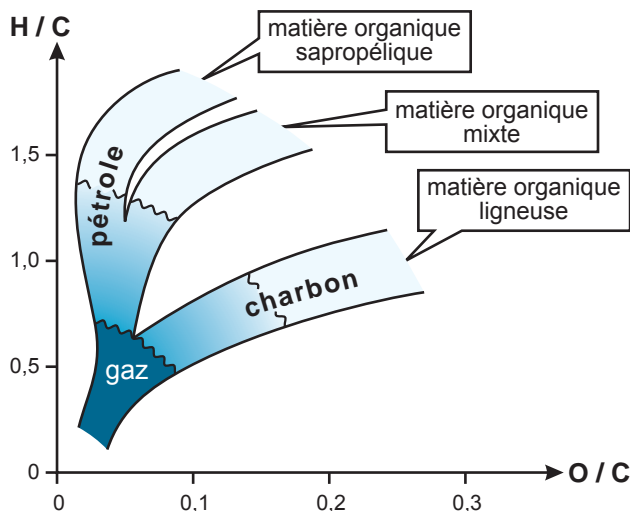


Figure 7.43 - Diagramme de Van Krevelen (1981) montrant l'origine de la matière organique en fonction des rapports H/C et O/C.

de ces constituants, plus vraiment organiques mais pas encore minéraux. On distingue trois principaux types de macéraux :

- la liptinite, ou exinite, rassemble des éléments assez variés, tels que spores, cuticules, résines, algues et leurs produits de dégradation (sappropèles);
- la vitrinite, ou huminite, rassemble les produits ligno-cellulosiques gélifiés et forme la majeure partie des charbons humiques, sans fluorescence;
- l'inertinite, qui dérive des mêmes tissus, mais dans un contexte partiellement anaérobie.

La coalification est la maturation naturelle du charbon, passant du lignite à l'antracite. L'évolution n'est pas réversible et elle est mesurée au microscope par la réflectance de la vitrinite dans l'huile, qui augmente avec la température. La génération maximale de volatils se produit au cours de la bitumisation (catagenèse), soit entre 80-100 °C et 120-150 °C (figure 7.44).

HISTORIQUE DU CHARBON EN FRANCE

L'extraction du charbon a débuté en France vers 1200 dans le bassin du Nord et du Pas-de-Calais, sous l'impulsion de communautés monacales. À Saint-Étienne, l'exploitation a démarré en 1314. La Grande-Bretagne ne s'est tournée vers le charbon qu'au xvie siècle, à la suite d'une déforestation intense ayant conduit à un épuisement des réserves de bois. Ce fut une crise énergétique équivalente en importance aux chocs pétroliers des années 1970. Cette reconversion suscita à l'époque de très fortes oppositions, notamment religieuses.

D'autres exploitations entrent alors progressivement en production : en Lorraine, et dans de nombreux bassins d'importance variable regroupés plus tard sous le nom de « houillères du Centre et du Midi » dans le Massif central (Alès, Decazeville, Carmaux, Graissessac, Messeix, Brassac, Blanzay, Commentry, etc.), la Provence (lignite de Gardanne) et les Landes (lignite d'Arjuzanx) (figure 7.42). La production française de charbon atteint son apogée en 1959 avec l'extraction de 58,7 millions de tonnes, puis elle diminue jusqu'à la fermeture de tous les puits. Le grand bassin du Nord-Pas-de-Calais voit ainsi son dernier puits fermer en 1990, après une activité de presque huit siècles, la production de plus de 2,4 milliards de tonnes de charbon, et le fonçage de 852 puits. L'année 1997 voit la fermeture des mines de Carmaux, La Mure et Forbach (en Lorraine). De 2000 à 2003, les centres d'extraction des houillères du Bassin du Centre et du Midi ferment (centres souterrains d'Aumance, lignite de Gardanne, mines à ciel ouvert d'Alès et de Decazeville). Ces houillères ont produit en tout 1,4 milliard de tonnes. Le dernier puits français (La Houve), ferme en avril 2004, achevant l'histoire du Bassin de Lorraine et de sa production de plus de 800 millions de tonnes de charbon.

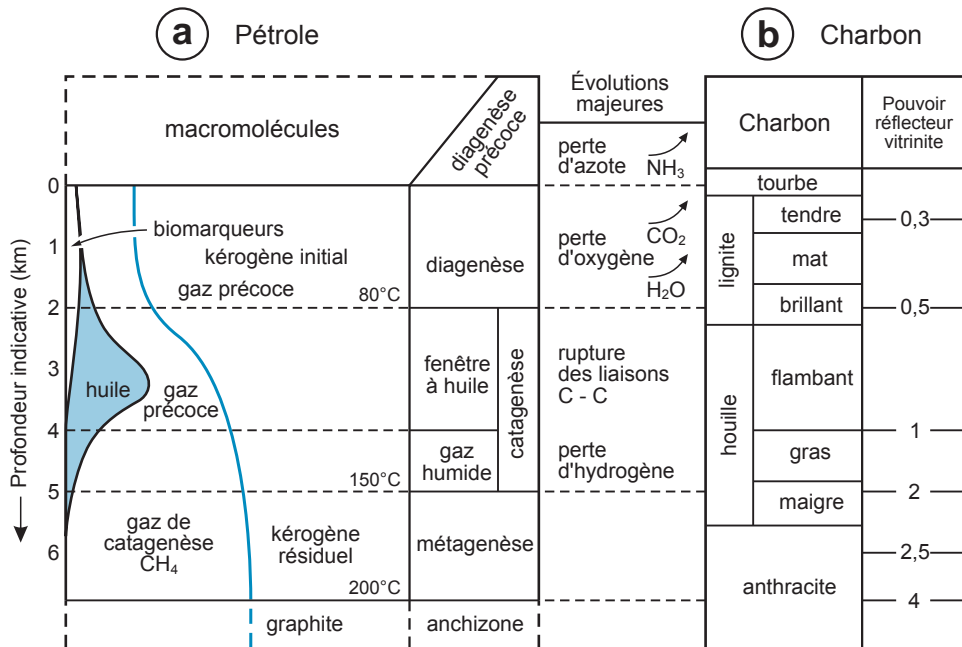


Figure 7.44 - Évolutions diagenétique et métamorphique des hydrocarbures et des charbons. a) schéma général de genèse des hydrocarbures en fonction de la profondeur pour un gradient géothermique moyen (d'après Perrodon, 1985); b) processus de transformation diagenétique et seuils d'apparition des différents charbons en fonction de l'approfondissement (d'après Bordenave, 1993).

7.2.4 Hydrocarbures

Les hydrocarbures comprennent principalement le pétrole et le gaz. Le pétrole a fourni 36 % de l'énergie produite dans le monde en 2005. Il représente encore, et pour longtemps, la première source d'énergie mondiale. Cependant, sa prédominance baisse relativement (il représentait 45 % en 1973), surtout au profit du gaz (16 % de la consommation mondiale d'énergie en 1973 contre 23 % en 2005) et, à un degré moindre, des énergies renouvelables, le nucléaire étant à peu près stable.

Les hydrocarbures se répartissent assez largement sur le globe et de nouvelles découvertes viennent reculer encore un peu le spectre de la pénurie pétrolière. Cependant, si large soit-elle, cette distribution est loin d'être équitablement répartie. On identifie généralement les champs d'hydrocarbures à leurs roches-réservoirs, davantage qu'à leurs roches-sources. On peut globalement les diviser en termes chronologiques, séparant ceux du Paléozoïque, moins nombreux, de ceux du Mésozoïque-Cénozoïque, les plus importants.

Les plus grands champs pétrolifères du globe se situent au Moyen-Orient, dans la région du golfe Persique, où ils se partagent entre l'Arabie saoudite, le Koweït, l'Irak, l'Iran, le Qatar, les Émirats arabes unis, et l'Oman (figure 7.45). Le « naphte » y était connu depuis l'Antiquité, en flacons suintant dans les déserts, et utilisé de manière artisanale pour l'éclairage, comme liant en construction et en pharmacopée. L'ère moderne débute en 1908 avec la découverte du gisement de Masjid-i-Sulaiman, en Iran. Les découvertes vont alors se succéder à un rythme rapide, culminant en 1948 avec celle du gigantesque gisement d'Arabie de Ghawar, contenant plus de 120 Gt d'hydrocarbures. Cette région fournit près du tiers de la production mondiale

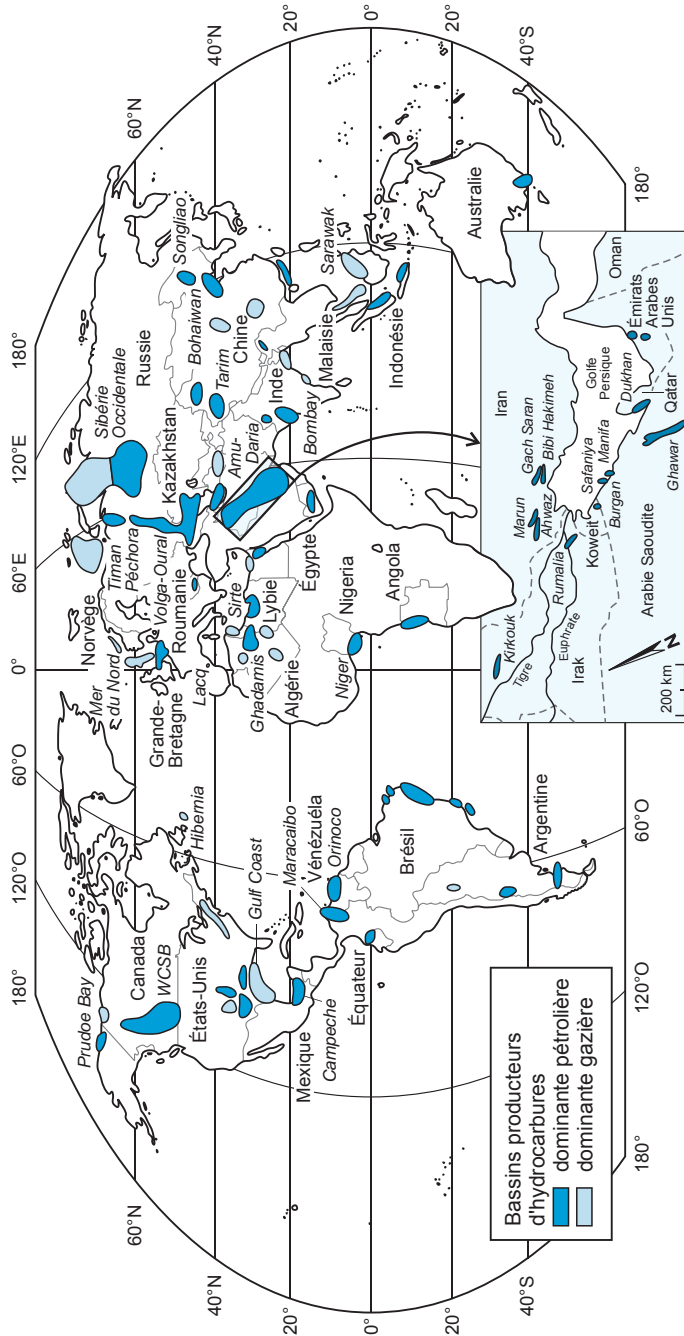


Figure 7.45 - Carte mondiale des principaux champs d'hydrocarbures.

(1100 Mt sur un total de 3510 Mt, en 2005) et toutes les données s'accordent pour y situer 65 % des réserves mondiales de pétrole. Les roches-réservoirs sont situées dans des formations variées, du Mésozoïque au Cénozoïque (tableau 7.9). Bien que les réserves de gaz de ces champs soient importantes (35 % des réserves mondiales), celui-ci est encore peu exploité : en 2005, le Moyen-Orient n'a produit que 8 % du gaz mondial (210 Gm³).

Les États-Unis sont restés longtemps en tête des producteurs de pétrole. Dans la région historique de Pennsylvanie dans le bassin des Appalaches, la plus ancienne région productrice où est née l'ère pétrolière moderne, les roches-réservoirs sont les grès du Dévonien, d'où provient l'essentiel du gaz, du Mississippien et du Pennsylvanien. Depuis 1900, la production baisse de manière continue et le relais a été pris par d'autres régions de l'Illinois, du Michigan, du Colorado, par la province du golfe du Mexique avec notamment les hydrocarbures associés aux dômes de sel, et surtout les énormes gisements d'Alaska (Prudhoe Bay). L'essentiel de la production russe d'hydrocarbures provient de zones de plateforme, de la dépression subsidente de la Caspienne où l'épaisseur des sédiments atteint jusqu'à 18 km, et des régions sud, près de l'Ukraine et de la Biélorussie. En 2005, la Russie a été le premier producteur de gaz (23 % de la production mondiale soit 617 Gm³), disposant des premières réserves mondiales (37 %), et le deuxième producteur de pétrole, très près de l'Arabie saoudite.

Les hydrocarbures, ou carbures d'hydrogène, constituent une famille chimique extrêmement étendue et complexe de substances composées presque exclusivement d'hydrogène et de carbone, riche de plus de 450 espèces chimiques distinctes. Le composé le plus simple est le méthane CH₄, mais la complexité croît très vite en fonction du nombre d'atomes de carbone de la molécule (C₂₀, C₃₀, C₄₀, etc.) et de leurs différents arrangements. Les hydrocarbures naturels sont des mélanges très complexes dans lesquels ces composés de carbone et d'hydrogène sont très largement majoritaires (figure 7.43). Le pétrole comprend ainsi des hydrocarbures « légers », gazeux et liquides, (alcane, iso-alcane et cyclo-alcane, paraffines, aromatiques, etc.), qui en constituent la fraction essentielle, et des hydrocarbures « lourds », pâteux à solides, d'un poids moléculaire supérieur à 800, composés de résines, d'asphaltènes et de carbènes, communément désignés sous le terme général d'asphalte, assez riches en azote, oxygène et soufre.

Le gaz naturel est également un mélange fort complexe, mais seulement de composés gazeux, avec prédominance d'alcane, où le méthane CH₄ est largement majoritaire, toujours accompagnés d'autres gaz comme l'éthane (C₂H₆), le propane (C₃H₈), le pentane (C₅H₁₂), l'azote, le gaz carbonique ou l'anhydride sulfureux H₂S. En plus de H₂S, les hydrocarbures contiennent aussi toujours en faibles quantités des composés soufrés (mercaptans, thiophènes, etc.), oxygénés (acides gras et naphthéniques, phénols, alcools, etc.), azotés (nitriles, amides, porphyrines, etc.) ainsi que des métaux (vanadium, nickel, fer, germanium, cuivre, molybdène, etc.) présents en traces sous forme de composés organométalliques. La distillation fractionnée du pétrole, le craquage ou *cracking*, sépare ces différents composés par chauffage, la température d'ébullition des différentes substances étant très grossièrement fonction de leur poids moléculaire.

Une part importante de la production mondiale de soufre provient ainsi des hydrocarbures, dans lesquels cet élément est présent sous forme de H₂S. C'est notamment le cas du soufre russe, canadien, vénézuélien et français. Le soufre récupéré par le traitement du gaz naturel et le raffinage du pétrole brut représente actuellement 60 % environ de la production mondiale. Le géant gazier russe Astrakhangazprom est ainsi devenu le leader mondial du marché du soufre, et 6,8 Mt des 9,24 Mt de soufre produites par les États-Unis, en 2006, proviennent du raffinage du pétrole. La production française de soufre (environ 0,55 Mt, en 2005, contre 1,01 Mt, en 1991,

Tableau 7.9 - Principaux champs de pétrole et de gaz mondiaux. Ce tableau donne les caractéristiques géologiques essentielles de ces grands gisements.

Pays	Géologie des gisements	Âge des roches-réservoirs
Iran	calcaire parfois récifaux	Oligocène à Miocène inférieur
Irak	sables et calcaires	Crétacé inférieur
Arabie Saoudite, Qatar, Émirats Arabes Unis	alternances de calcaires détritiques très poreux (roche-réservoir) et d'évaporites (roche-couverture)	Jurassique moyen à supérieur
Nigeria	sables du delta du Niger	Miocène
Indonésie	sables	Pliocène et Miocène
Venezuela	formations sableuses superposées (est); bassin subsident du Maracaibo	Oligocène
États-Unis (Pennsylvanie)	grès	Dévonien (principaux gisements de gaz); Mississippien, Pennsylvanien
États-Unis (Illinois, Michigan)	sables	Mississippien
États-Unis (Montagnes Rocheuses)	calcaires et sables	Dévonien et Permien (calcaires); Jurassique, Crétacé et Éocène (sables)
États-Unis (Colorado)	calcaires et grès	Pennsylvanien, Crétacé, Éocène
États-Unis (Kansas, Oklahoma, Texas occidental)	grès et calcaires, sables	Cambro-Ordovicien, Silurien, Mississippien (grès et calcaires); Pennsylvanien, surtout Permien et Mississippien (sables)
États-Unis (Gulf Coast)	calcaires clastiques et récifaux, évaporites et dômes de sel; sables	Jurassique supérieur (calcaires et évaporites), Crétacé (sables et calcaires)
États-Unis (Prudhoe Bay, Alaska)	calcaires et sables, piégés sous la discordance du Crétacé inférieur	Carbonifère (calcaires), Trias et Jurassique (sables)
Mexique	calcaires récifaux	Crétacé moyen
Russie (Oural-Volga; Sibérie : gisements de Timan-Pechora)	réservoirs carbonatés	Dévonien à Permien supérieur
Russie (Caspienne)	réservoirs variés; gisements liés aux dômes de sel	Permien
Russie (Caucase)	sables (gaz) et calcaires (pétrole et gaz)	Paléogène (sables), Jurassique moyen à Crétacé inférieur (calcaires)
Ukraine, Biélorussie	grès avec dômes de sel	Carbonifère, Permien et Trias
Chine (Ordos, Kwangsi-Kweichow)	formations continentales de bassins intérieurs surmontant des dépôts marins paléozoïques peu déformés	Trias supérieur à Jurassique inférieur
Chine (Traim, Sungliao, Dzungari, Tsaidam, Pré-Nan-Shan)	formations continentales de bassins intérieurs post-Permien reposant sur un socle paléozoïque plissé : grès du Crétacé inférieur (Sungliao); grès fluviaux oligocènes, miocènes et pliocènes (Tsaidam); grès triasiques (Dzungarie)	Mésozoïque et Tertiaire

et plus de 2 Mt, en 1977) est assurée, en quasi-totalité depuis les années 1950, par la désulfuration du gaz du grand gisement de Lacq (Pyrénées), riche de 15 % de H₂S.

■ GENÈSE DES HYDROCARBURES

Les milieux de genèse des sédiments organogènes qui vont porter les hydrocarbures sont très diversifiés et se rencontrent en domaine marin et continental (Tissot et Welte, 1984).

Dans le premier cas, il s'agit de marges côtières abritant des lagunes, des deltas (Nigeria, Bornéo), ou des milieux récifaux (Permien du Texas), de bassins confinés (mer Noire), ou encore de talus continentaux (golfe de Guinée). En domaine continental, il s'agit de milieux marécageux ou de lacs : il se dépose ainsi dans les grands lacs africains un mètre de boue organogène tous les 3000 ans. En fait, à peu près n'importe quel bassin favorable à la concentration de matière organique peut devenir un bassin pétrolier. Tout dépend de son aptitude à conserver et à transformer cette matière organique.

Deux facteurs conditionnent la teneur en matière organique des sédiments : une vie aquatique abondante avec des algues planctoniques et benthiques, principaux pourvoyeurs de matière organique, et des conditions de dépôt anoxiques (moins de 0,5 ml/l d'oxygène) favorables à sa

préservation. La matière première des hydrocarbures liquides et gazeux est dominée par le phytoplancton, notamment les algues planctoniques, parfois associé à un peu de zooplancton.

Les sédiments qui se déposent dans ces bassins d'eau calme sont habituellement des argiles plus ou moins carbonatées, finement litées, au sein desquelles la matière organique compose des lits très fins alternant avec des dépôts minéraux clastiques selon un rythme probablement saisonnier. La teneur en carbone organique varie de 0,5 à 5 % (en moyenne 2 %), ce qui ne représente qu'une faible fraction de la matière organique sédimentée. La future roche-mère des hydrocarbures est ainsi, le plus souvent, une vase organique noire (un sapropel) à odeur de H_2S , comme celle qui se dépose actuellement dans la lagune de Maracaibo (Venezuela). Elle va lentement se transformer sous l'action de fermentations anaérobies. Une subsidence du bassin est nécessaire pour que puissent s'accumuler de grandes quantités de matière organique et se former des hydrocarbures.

Par confinement à l'abri de l'air, ce milieu de sédimentation devient réducteur, ce qui favorise l'élimination de l'oxygène et préserve la matière organique enfouie en limitant, puis en arrêtant, sa biodégradation. Elle reste prisonnière des sédiments où elle se fossilise sous la forme de kérogène, des composés organiques solides brunâtres, insolubles dans les solvants organiques usuels. Le kérogène est un mélange en proportions variables de grosses molécules, les géopolymères, dérivées par polymérisation anarchique de molécules biologiques produites par la destruction d'organismes vivants (lignine, lipides, protéines, etc.), et de débris organiques (pollens, spores, membranes bactériennes, et autres).

La diagenèse précoce provoque une maturation de la matière organique par action bactérienne qui aboutit à une perte complète de l'azote, évacué sous forme de NH_3 (figure 7.44). La pétro-léogénèse débute lorsque la température atteint 60 °C. La transformation du kérogène en molécules d'hydrocarbures s'opère par une série de réactions chimiques entraînant des ruptures des chaînes moléculaires carbonées et des groupements, ainsi que la perte de CO_2 , H_2O et N_2 . Ce *cracking* naturel du kérogène va croître jusque vers 100 °C. La formation de pétrole est optimale dans une fourchette de température comprise habituellement entre 95 et 120 °C, appelée la « fenêtre à huile », et qui correspond à une profondeur allant de 2300 à 3500 m pour un gradient géothermique moyen. La qualité des pétroles bruts fluctue avec la profondeur et la température de formation, les bruts profonds alliant légèreté (densité entre 0,77 et 0,85) et faible teneur en soufre, les bruts superficiels étant plus lourds (densité entre 0,85 et 1). À raison d'un enfouissement de 1 cm par siècle (rythme rapide), il faut 15 Ma entre le dépôt du phytoplancton et l'apparition d'hydrocarbures liquides.

La zone de transformation du pétrole en gaz s'établit entre 120 et 135 °C. À plus grande profondeur, pour des températures supérieures à 150 °C, ne subsistent que les gaz secs (méthane principalement) et un résidu de carbone fixe solide, le kérogène résiduel, qui commence à se réorganiser en texture graphitique : c'est le domaine de la métagenèse. Quelques gisements dérogent à cette règle; par exemple, le pétrole indonésien de Sumatra s'est formé à 170 °C et à une profondeur de 7000 m.

Si l'approfondissement se poursuit, les hydrocarbures restants se retrouvent dans des conditions de métamorphisme régional avec des températures dépassant 200 °C. Le gaz est évacué et il ne subsiste qu'un résidu de carbone fixe solide cristallisant sous forme de graphite. La taille minuscule des gisements de graphite au regard des champs pétroliers montre que les pertes de matière attribuables au métamorphisme sont phénoménales. Le CO_2 et l'eau libérés au cours

de ces processus s'intègrent aux fluides de la croûte et peuvent participer à des processus hydrothermaux ou magmatiques.

■ GISEMENTS D'HYDROCARBURES

Le pétrole et le gaz sont fréquemment associés au sein des mêmes gisements. La formation d'un gisement de pétrole est un processus complexe qui comporte plusieurs étapes. La roche-mère est imprégnée d'hydrocarbures liquides, mais à teneur trop faible. Sous l'effet de la pression lithostatique et d'une complexe hydrodynamique des fluides, les hydrocarbures les plus mobiles sont drainés depuis la roche-mère jusqu'à des niveaux poreux et perméables appelés roche-réservoir ou roche-magasin où ils s'accumulent (figure 7.46). Ce phénomène de déplacement du pétrole est la migration primaire. Il s'opère par capillarité, diffusion, et différences de gravité entre des fluides de densités différentes.

À priori, toute roche comportant des vides reliés entre eux dans lesquels peuvent circuler et s'accumuler des hydrocarbures constitue une roche-réservoir potentielle. Cependant, les roches détritiques représentent la majeure partie des roches-magasins et des réserves d'hydrocarbures mondiales, suivies par les roches carbonatées (environ 40 % des réserves mondiales), et les *cap rocks* des dômes de sel (Texas). Une faible part du pétrole provient de réservoirs de roches cristallines fracturées. La migration des hydrocarbures au sein de la roche-réservoir est la migration secondaire.

La roche-réservoir doit impérativement être surmontée d'un toit imperméable qui assure l'étanchéité du gisement afin que les hydrocarbures s'accumulent dans un piège sans s'échapper : c'est la roche-couverture, habituellement une roche argileuse ou des évaporites (figure 7.46). Les pièges peuvent être très variés. Les plus communs sont les anticlinaux, les failles, un dôme de sel, etc. En outre, le milieu doit être exempt de phénomènes tectoniques, de volcanisme, et de métamorphisme intense depuis la formation des hydrocarbures afin de les préserver. Si le piège n'est pas fermé, le pétrole peut s'échapper à la surface, donnant des « flaques de naphte » bien connues en Iran et en Irak. Les feux follets produits par ces émanations ont fait l'objet du culte de Zarathoustra.

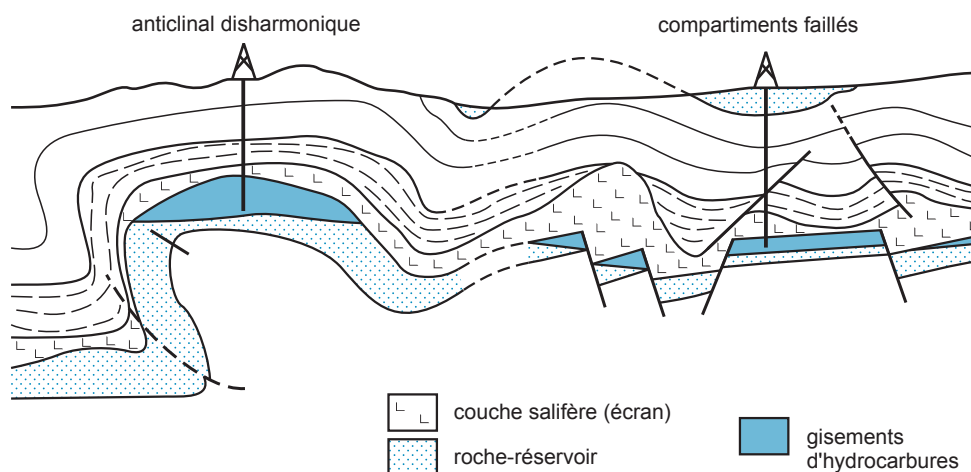


Figure 7.46 - Exemples de pièges structuraux à hydrocarbures. Les gisements d'hydrocarbures sont ici représentés au sein de la roche-réservoir sous une couche-écran composée d'évaporites (d'après Perrodon, 1985).

■ GISEMENTS D'HYDROCARBURES NON CONVENTIONNELS

La découverte et l'exploitation des gisements d'hydrocarbures conventionnels sont de plus en plus coûteuses. L'industrie se tourne donc vers des ressources non conventionnelles où l'on peut distinguer plusieurs familles :

- les sables et schistes bitumineux, riches en kérogène. La récupération des hydrocarbures repose sur des techniques de récupération variées, telles que extraction par solvants ou par vapeur d'eau qui liquéfient le bitume, ou chauffage au four pour les schistes bitumineux, etc. Leur coût énergétique élevé limite, pour l'instant, l'exploitation de ces gisements;
- le gaz naturel issu du charbon ou *coalbed methane*. Il s'agit de méthane produit principalement pendant le processus de carbonification et piégé sous une zone imperméable, comme en Alberta (Canada). À partir de forages, on provoque une fracturation hydraulique pour augmenter la perméabilité. Il est parfois nécessaire d'assécher le gaz, puis on le comprime et on le commercialise directement. Il faut cependant davantage de forages que dans des réservoirs pétroliers classiques;
- le gaz des shales (*shale gas*), est *pro parte* adsorbé (entre 20 et 85 %), et *pro parte* libre dans la porosité et les fractures. La perméabilité est généralement faible, d'où la nécessité de provoquer une fracturation et de forer un plus grand nombre de puits. La production a démarré dès 1926 dans les Appalaches et, en 2002, elle représentait 4 % de la production totale des États-Unis;
- les hydrates de gaz ou clathrates.

Les roches bitumineuses sont généralement des sables, grès ou schistes imprégnés de bitume auquel ils doivent leur odeur caractéristique et leur couleur noire. Ce bitume noir et visqueux est du pétrole dense solidifié, formé au sein de ces roches lors de leur enfouissement et emprisonné depuis. Ces roches, sédimentaires à faiblement métamorphiques, sont donc des roches-mères qui servent aussi de roches-réservoirs. Connues sous des appellations diverses (schistes carton, schistes à huile, etc.), elles sont très répandues et constituent de gigantesques réserves de pétrole. Les sables bitumineux de l'Alberta et, à un degré moindre, ceux du Saskatchewan (Canada) possèdent davantage de pétrole que l'Arabie saoudite (41 Gt de pétrole récupérable). Des gisements aussi importants existent au Venezuela et d'autres, également très importants, en Australie (3,8 Gt de réserve), en Estonie, en Chine, en Russie, aux États-Unis, etc.

Les trois champs principaux de sables bitumineux en Alberta couvrent près de 60 000 km². Les réserves sont estimées à 332 Gbbl (52,8 x 10⁹ m³; 1 Gbbl = 10⁹ barils). De la fin du Protérozoïque jusqu'au Jurassique, la zone constituait la marge passive du continent américain. Du Jurassique à l'Éocène, une inversion tectonique est à l'origine d'un bassin d'avant-pays et de chevauchements, entraînant une flexure de la lithosphère et la formation d'un bassin, rempli par des roches terrigènes d'âge crétacé (figure 7.47). Les sables bitumineux les plus riches sont non-consolidés, modérément classés, à grain fin (de 62,5 à 250 µm) et essentiellement siliceux, avec un peu de feldspaths, de micas, et d'argiles. La perméabilité est forte, mais le bitume est immobile du fait de sa forte viscosité. Ces dépôts, ou groupe de Manville, sont d'âge crétacé inférieur (Aptien-Albien, vers 120 Ma). Une partie des ressources en hydrocarbures est également encaissée dans les carbonates paléozoïques sous-jacents.

Les roches-sources pourraient être les shales du Paléozoïque ou du Mésozoïque (Selby et Creaser, 2005). Les hydrocarbures auraient migré de l'ouest vers l'est, sans doute à la fin du Crétacé, au cours de l'orogénèse Laramide, ou un peu avant, quasiment lors du dépôt des sables.

Cela permettrait d'expliquer leur très faible diagenèse, inhibée par la présence des hydrocarbures, et la forte dégradation des hydrocarbures se transformant en bitume.

Les clathrates ou hydrates de gaz, ont été découverts en 1970 lors de forages pétroliers *offshore*. Ce sont des solides d'un blanc de neige, semblables à de la glace. Composés d'eau et de gaz naturel, ils se forment lorsque les gaz (surtout le méthane issu de la décomposition microbienne des matières organiques) se combinent à l'eau à de faibles températures et à des pressions élevées. Ces hydrates possèdent une structure cristalline particulière dans laquelle les molécules d'eau façonnent des cages polyédriques piégeant très efficacement des molécules de méthane : un mètre cube de clathrate peut contenir 170 m³ de méthane gazeux (Max *et al.*, 2006).

Ces clathrates se trouvent cristallisés et piégés dans le permafrost des régions arctiques et dans les sédiments des pentes continentales à des profondeurs de plus de 600 m. Il semble qu'il existe également de très grandes ressources dans certains niveaux stratigraphiques à quelques centaines de mètres sous le fond océanique, en particulier dans les zones d'accrétion océanique. D'importantes concentrations existent dans le delta du Mackenzie au Canada, en Russie, aux États-Unis, en Inde, au Japon et en Chine. Les clathrates représentent une source d'énergie potentielle pour le futur. Selon les estimations les plus prudentes, les réserves internationales de méthane présent dans les hydrates de gaz atteindraient 104 Gt de carbone, ce qui représente environ le double du carbone présent dans l'ensemble des combustibles fossiles de la planète. Dans un contexte de réchauffement climatique, la fuite de ce méthane pourrait renforcer l'effet de serre (Best *et al.*, 2006).

Des hypothèses sur leur origine commencent seulement à voir le jour. Il semble qu'une grande partie de la biomasse terrestre vivrait enfouie sous terre, sous forme de myriades de bactéries. Leur décomposition dégagerait de grandes quantités de méthane, piégées sous forme de clathrates. La présence de clathrates est contrôlée par plusieurs facteurs dont les principaux sont la solubilité du méthane en relation avec la salinité de l'eau, les taux d'advection du fluide et du gaz, et la disponibilité de roches-magasins poreuses.

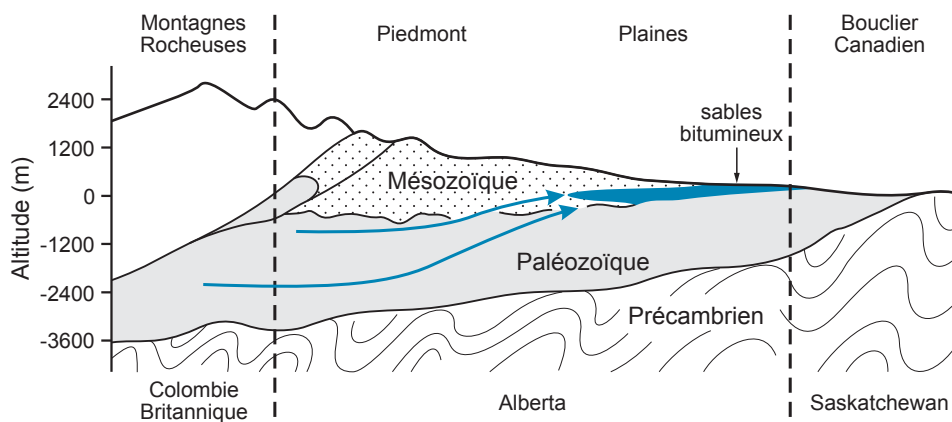


Figure 7.47 - Coupe des sables et schistes bitumineux de l'Alberta (d'après Asia Energ., Blogspot.com 2008).

CHAPITRE 8

Ressources minérales de l'hydrothermalisme continental

La croûte continentale est le siège d'échanges importants entre les fluides et les roches qui la composent. Dès que le gradient géothermique ou le gradient de pression est perturbé, des circulations de fluides se produisent, accompagnées d'un rééquilibrage par des mouvements advectifs ou convectifs. Ces fluides sont composés essentiellement d'eau plus ou moins salée, de gaz carbonique et sont fréquemment riches en sels dissous de nombreux métaux. Des failles forment des conduits de forte perméabilité dans la croûte qui focalisent la circulation des fluides et conditionnent leur précipitation. Un filon constitue donc un dépôt dans une faille qu'il peut partiellement à totalement colmater. Seules les failles cassantes et ductiles-cassantes peuvent être nettement plus perméables que leur encaissant, ce qui implique que les minéralisations filoniennes n'apparaissent que pour des niveaux de métamorphisme allant de faible à moyen.

Les modes de circulation des fluides varient selon la profondeur (figure 8.1). Dans la croûte superficielle, les roches présentent un comportement cassant qui permet l'existence de failles ouvertes, bien connectées; elles peuvent cependant être complètement cicatrisées par la cristallisation de silice ou de carbonates. La pression y est alors de type hydrostatique et les failles sont les résultats de séismes. Dans les 10 à 15 premiers kilomètres de la croûte, la perméabilité des roches s'organise principalement sous forme de fractures qui peuvent transporter les fluides vers la surface et provoquer du thermalisme à leur émergence. La perméabilité peut être élevée jusqu'à une profondeur de 5 km, notamment au voisinage des zones de faille : c'est le cas à 4 km de profondeur dans le forage KTB en Allemagne (10^{-8} m^2 ; $1 \text{ m}^2 \approx 10^{12} \text{ darcy}$), ou dans la faille de San Andreas vers 2 km de profondeur (de 10^{-11} à 10^{-14} m^2). La porosité moyenne est de l'ordre de 0,6 à 0,7 %.

La perméabilité de la croûte décroît progressivement en profondeur jusqu'à la zone de transition ductile-cassante. Les roches sont de plus en plus rigides, et l'amplitude des séismes est maximale à la base de la partie cassante. La profondeur de cette zone de transition dépend de la composition et de la structure des roches, de leur contenu en eau, et du gradient géothermique. Cette profondeur se situe généralement autour de 10 à 15 km (Manning et Ingebritsen, 1999) et représente donc la base de l'aquifère de fractures dans les socles. La zone de transition ductile-cassant peut avoir une épaisseur de plusieurs kilomètres. Le quartz devient ductile autour de $300 \text{ }^\circ\text{C}$; la mécanique des filons change alors de façon drastique. Les connections se réduisent et la pression tend à devenir plus proche de la pression lithostatique. Les fluides sont présents dans des pores généralement isolés, sauf dans les zones de failles où il peut y avoir une continuité (Frost et Bucher, 1994). Les séismes disparaissent alors et les failles montrent des jeux continus, ce qui induit généralement une faible perméabilité. Les fluides ne peuvent y circuler qu'à l'occasion de mouvements qui ouvrent d'une manière temporaire des zones de circulation. La plupart du

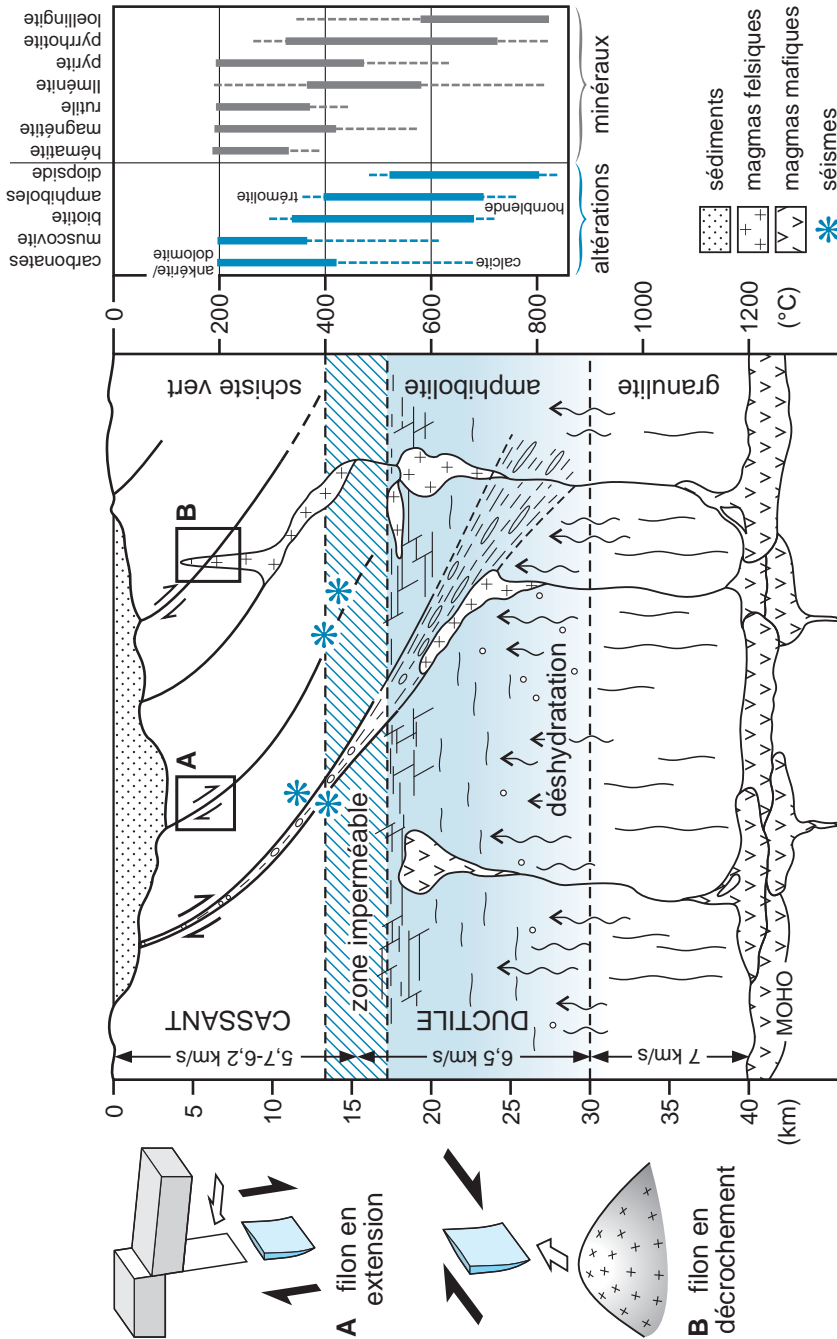


Figure 8.1 - Position des filons de basse température sur une coupe schématique de la croûte continentale. Les filons peuvent occuper des zones d'extension, contemporaines de la formation des bassins, ou des zones en cisaillement, généralement contemporaines de la mise en place de plutons granitiques. On observe une évolution verticale de la composition minéralogique et de l'altération associée à ces filons (d'après Stanley *et al.*, 1990).

temps, les éléments peuvent également être transportés par diffusion. Vers 450 °C, les feldspaths deviennent ductiles avec pour conséquence une disparition de la perméabilité de fracture.

Les fluides de ces zones profondes peuvent être originaires soit de la surface (eaux météoriques), soit de l'environnement proche et alors issus pour l'essentiel de transformations diagénétiques, soit profonds, en provenance d'une partie plus basse de la croûte, voire du manteau. Tandis que les fluides superficiels sont à dominante aqueuse, avec des sels de sodium ou de calcium, les fluides plus profonds contiennent aussi du CO₂, du CH₄ et du NH₄.

Compte tenu des différences entre les filons en domaine cassant et en domaine ductile, nous les traiterons séparément. Il faut cependant noter que les fluides peuvent passer d'un domaine à l'autre et qu'il peut donc apparaître des continuités entre systèmes profonds et superficiels.

8.1 Gîtes superficiels en contexte cassant

Au voisinage de la surface, les systèmes hydrothermaux sont marqués par des filons de basse température, mis en place à moins de 200 °C. L'absence de volcanisme concomitant les distingue des systèmes épithermaux. Ces filons constituent des cibles minières généralement de petite taille, mais à forte teneur, qui ont joué un rôle historique important. On peut reconnaître plusieurs familles :

- des gisements de fluorine-barytine, parfois avec des métaux de base et de l'argent. Ils correspondent aux dépôts de systèmes géothermaux de faible énergie et sont associés à des dômes géothermiques en relation avec des zones de rifts. Leurs caractéristiques structurales correspondent à celles de failles en extension;
- des filons et des colonnes à uranium, parfois avec de la fluorine. Ils ressemblent aux gisements précédents. Cependant, ces minéralisations empruntent des failles jalonnées de zones de dissolution du quartz ou du feldspath, décrites sous le nom d'épisyénite;
- des gisements de plomb, zinc, cuivre, argent, parfois avec de l'or. Ils correspondent à des dépôts de systèmes géothermaux de haute énergie, associés à des intrusions post-orogéniques. Il s'agit donc de systèmes périgranitiques, bien que la relation avec des intrusions ne soit pas toujours évidente sur le terrain. Compte tenu de leur contexte structural de mise en place, ces filons montrent souvent des jeux à dominante cisailante. Les gîtes dont les relations avec les intrusifs sont particulièrement évidentes sont traités au chapitre 5;
- des filons à Bi, Co, Ni, Ag, U, dits à cinq éléments, mais pouvant contenir de l'or, associés à des intrusions mafiques. Cette paragenèse particulière se présente également dans des contextes ductiles, formant des zones carbonatées et silicifiées dans des roches mafiques, appelées listvénites;
- des concentrations exceptionnelles en émeraude, associées à des failles décrochantes et de détachement, connues en Colombie. Les brèches sont du type fluidalisé en association avec une surpression des fluides, recoupant des niveaux de carbonates, d'évaporites et de shales noirs du Crétacé (Branquet *et al.*, 1999).

La genèse de ces gisements implique des fluides souvent très salins, capables de transporter les éléments, notamment sous forme de complexes chlorurés. La croûte continentale contient en grande abondance des fluides de ce type, jusqu'à deux fois plus salins que l'eau de mer. Cette forte salinité est reliée à la formation de minéraux hydratés au cours des interactions eau-roche. Des

fluides profonds riches en CaCl_2 ont ainsi été observés dans les mines profondes du Bouclier canadien (Frape et Fritz, 1987), de Russie et du Bouclier scandinave (Frape *et al.*, 2004), ou à 4 km dans le forage profond KTB en Thuringe (Allemagne). Le rapport Ca/Na reflète la minéralogie des roches du réservoir; par exemple, des saumures calciques traduisent l'influence de métagabbros et d'amphibolites riches en plagioclase calcique, tandis que des fluides sodiques sont fréquents en contexte évaporitique.

8.1.1 Filons à fluorine-barytine en extension

Les gîtes filoniens en extension à fluorine et barytine apparaissent dans les socles repris lors de la formation de bassins sédimentaires (contextes de rift ou plate-forme). Ils occupent généralement des accidents cisailants anciens, marqués par des bassins sur décrochement. Les filons se forment lorsque ces zones de faiblesse sont réactivées en faille normale ou en fente de tension. Ils se situent souvent à une centaine de mètres sous la paléosurface, au voisinage du contact socle-couverture. On connaît plus rarement leur prolongement dans les premiers niveaux de la couverture sédimentaire où ils marquent alors des jeux synsédimentaires. Leur taille est généralement faible; leur longueur est inférieure à un kilomètre et leur hauteur excède rarement 300 mètres. Les plus importants peuvent dépasser un kilomètre de profondeur. Les structures sont simples, adoptant généralement la forme d'une grosse lentille ou de plusieurs lentilles alignées ou parallèles (Jébrak *et al.*, 1983).

Des gisements de ce type sont connus associés à la plupart des rifts à toutes les époques et sur tous les continents : Cambrien de la vallée du Saint-Laurent (Canada), Carbonifère péri-Atlantique (Grande-Bretagne, Maroc, Nouvelle-Écosse), Permien et Jurassique en France et en Allemagne, Jurassique au Brésil (Santa Catarina), Crétacé du fossé de la Bénoué (Nigeria), Miocène du rift du Rio Grande (Nouveau-Mexique) (tableau 8.1). On en connaît aussi dans des sources thermales actuelles; par exemple, dans le rift est-africain (Tanzanie) ou dans le fossé du Rhin (France et Allemagne). Sur le plan économique, le rôle de ces gisements peut être très significatif; ainsi, le Massif central possède de nombreux gisements qui ont été les plus importants producteurs de fluorine de France (photo h, planche 26). Au Maroc, les filons de barytine ont fourni les plus importantes productions de ce pays.

Tableau 8.1 - Principaux filons de fluorine et barytine des Variscides. La plupart de ces gisements sont épuisés. La fluorine et la barytine sont maintenant surtout produites par des gisements stratiformes. nd = non disponible.

Gisement	Pays	Type	Tonnage (Mt)
Clara	Allemagne	filon	Ba-nd
Dreislar	Allemagne	filon	Ba-nd
Ilmenau	Allemagne	filon	1,1 Mt CaF_2
Northern Pennines (Alston Moor, etc.)	Angleterre	filon	2 Mt CaF_2
Asturies (La Collada, Berbès, etc.)	Espagne	filon	5 Mt CaF_2
Chaillac	France	filon et stratiforme	2,5 Mt BaSO_4
Langeac	France	filon	1,1Mt CaF_2
Montroc-Le Burc	France	filon	3,5 Mt CaF_2
Bou Ouzzal	Maroc	filon	3,9 Mt BaSO_4
El Hammam	Maroc	filon	12 Mt CaF_2
Jbel Irhoud	Maroc	karst et filon	7 Mt BaSO_4
Zelmou	Maroc	filon	7,5 Mt BaSO_4
Saint Lawrence	Terre-Neuve-et-Labrador (Canada)	filon	environ 10 Mt CaF_2

On connaît plusieurs associations minéralogiques occupant ce type de structure : gîtes à barytine dominante, gîtes à fluorine-barytine et quartz, parfois uranium, gîtes à galène argentifère-sphalérite-barytine, avec quartz ou carbonates. Dans ces filons, le dépôt est centripète, souvent rubané, avec de fréquentes géodes centrales. Des brèches d'effondrement intrafiloniennes, composées de blocs plus ou moins arrondis dans un ciment abondant, sont caractéristiques de la racine de ces filons, par exemple à Dreislar (Forêt-Noire) et Les Farges (Massif central) (Jébrak, 1992; cf. figure 3.7; photos a et c, planche 26). Le remplissage est souvent polyphasé : des dépôts précoces (généralement stériles) peuvent apparaître au cours des premiers mouvements de la faille porteuse. Il s'agit de structures quartzzeuses, ou brèches silicifiées (BTH : brèche tectonique hypersilicifiée; photos a et e, planche 27), qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres de large et plus de 100 km de long; elles forment des reliefs, d'où le nom de *Pfahl* (terme allemand signifiant pieux). Les dépôts suivants marquent les phases de mise en circulation des fluides dans le socle, consécutifs à des pulsations thermiques ou à des mouvements épirogéniques qui mobilisent les fluides.

Les zonalités verticales sont très marquées, avec un apex riche en barytine, un corps essentiellement à fluorine ou à quartz et sulfures, et une racine silicifiée, de mise en place plus tardive. L'altération de basse température est souvent très marquée, d'une puissance égale à celle de la caisse filonienne; on observe une silicification, une séricitisation (interstratifiés illite-smectite) et une kaolinisation tardive.

À l'échelle régionale, on observe parfois des zonalités qui reflètent la paléogéographie de la couverture sédimentaire sus-jacente ou des jeux verticaux mettant au jour différents niveaux d'érosion. Les districts à fluorine sont bien circonscrits, tandis que la barytine est répartie plus largement. Les filons peuvent passer au niveau de la paléosurface à des imprégnations stratiformes riches en goéthite et barytine dans des grès (Chaillac, France; Ziserman, 1980; Sizaret *et al.*, 2004), illustrant le concept de filon « socle-couverture ». Ces dépôts démontrent la mise en place synsédimentaire de ces filons.

Dans les couvertures carbonatées (Northern Pennines, Ontario), ces filons peuvent passer à des remplissages karstiques qui présentent des associations minérales comparables. Le district du Jbel Irhoud (Jebilet du Maroc) (7 Mt à une teneur de plus de 50 % BaSO_4), à l'ouest de Marrakech, exploite des karsts et des filons encaissés dans des calcaires et des schistes géorgiens (Azza, 1998). Les minéralisations karstiques jalonnent les failles à la périphérie d'un dôme calcaire, près du contact avec des schistes, tandis que les filons sont portés par des failles transversales NNE-SSO. Le remplissage des karsts est à barytine dominante, calcite et quartz, et il comporte une paragenèse sulfurée notable (galène, sphalérite, chalcopryrite, cuivre gris, etc.). Les poches karstiques montrent des bordures silicifiées sur 2 ou 3 cm (photos d et g, planche 25). Des éléments structuraux attribuent un âge tardi-hercynien (triasique ?) à l'ensemble de la minéralisation. Des fentes de tension de puissance inframétrique remplies d'une alternance de lamines de barytine et de calcaire silicifié forment le « minerai millefeuille ». Il y a un passage graduel à des gisements de type Mississippi Valley (voir la section 7.2.2 du chapitre 7).

Le district du Haut-Seksaoua, au sud-ouest de Marrakech, contient plus de 4 Mt d'un minerai à 90 % BaSO_4 , partagé entre quatre couches barytiques stratiformes et des filons subverticaux qui peuvent dépasser 15 m de puissance (photo b, planche 26). Les quatre couches présentent la même séquence que celle des filons (Azza, 1998).

LA BARYTINE DE CHAILLAC (FRANCE)

À Chaillac (Indre, France), à la lisière Bassin parisien-Massif central, des fluides hydrothermaux à F, Ba, Fe, Si ont circulé à l'Hettangien (203 Ma) dans une faille normale synsédimentaire qu'ils ont progressivement colmatée (figure 8.2) et à partir de laquelle ils ont diffusé dans l'encaissant. La cartographie des zones riches en Ba, F et Fe montre bien la diffusion différentielle de ces trois éléments à partir de la faille du Rossignol.

Cas unique, le système minéralisé a été préservé de l'érosion dans son intégralité (Ziserman, 1980; Sizaret *et al.*, 2004). La racine du système montre jusqu'à 250 m de profondeur un filon essentiellement fluoré à rares sulfures, composé de deux générations de fluorines, bréchifiées par deux épisodes tectoniques : c'est le filon du Rossignol qui a produit près de 1 Mt de fluorine entre 1966 et 2001. Il évolue vers des filons sub-horizontaux, les plateures, à proximité de la surface. La barytine apparaît dans les zones superficielles. Elle est présente en petites quantités dans les zones hautes du filon, mais s'exprime surtout par une imprégnation-cimentation des sables fluviatiles hettangiens, formant les « grès de base » qui s'étendent latéralement à l'ouest de la faille nourricière sur plus de 400 m, depuis les Redoutières jusqu'à la Raillerie. Ces grès de base ont constitué la partie majeure du gisement avec une teneur moyenne proche de 30 % $BaSO_4$. Aux Redoutières, l'émersion en surface des fluides hydrothermaux chauds encore riches en Ba et Fe a généré un « travertin » (*sinter*) barytique, où les lamines de barytine et de goéthite alternent sur une puissance allant jusqu'à 8 mètres : c'est le « ferrobarytique », minerai riche dont la teneur pouvait atteindre 70 % de $BaSO_4$ (photos d et f, planche 26). Il s'amincit assez vite et passe latéralement à des grès ferrugineux faiblement barytiques, anciens sables fluviatiles qui ont fixé l'excès de fer des fluides hydrothermaux. Sur le site méridional de la Raillerie, le ferrobarytique est beaucoup plus mince et discontinu, signe d'une émission très discrète à la faveur de failles satellites. Par contre, l'imprégnation ferrugineuse des grès y est importante. Le gisement de barytine représentait 8 Mt à 32,5 % de $BaSO_4$ (soit 2,6 Mt de barytine), exploitées de 1975 à 2006.

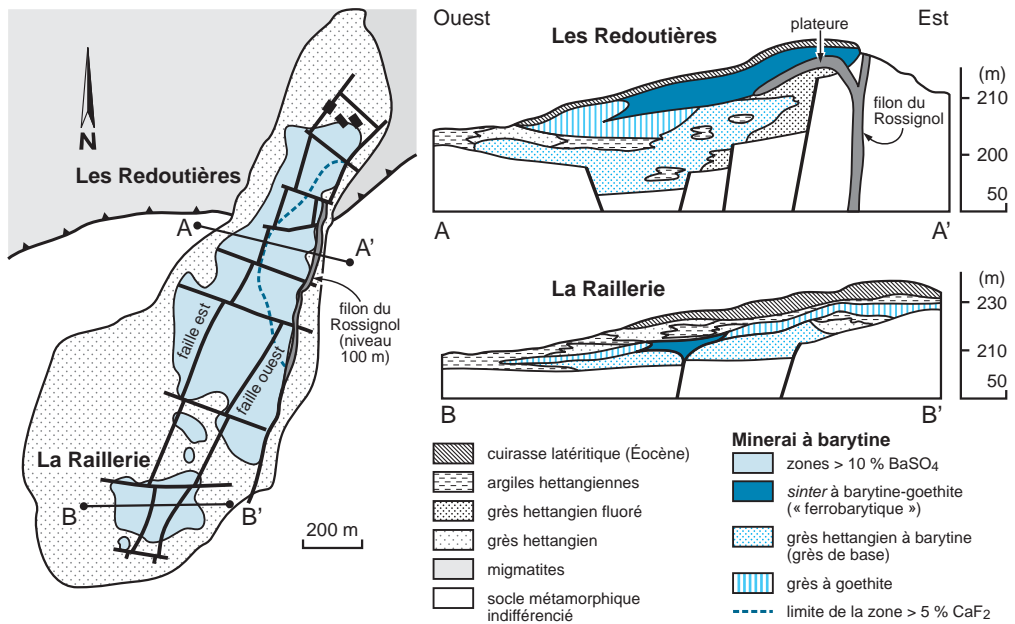


Figure 8.2 - Gisement de barytine et fluorine de Chaillac (Indre, France). La carte illustre la diffusion du baryum et du fluor à partir du filon du Rossignol. La coupe des deux principaux sites d'exploitation montre les deux types de minerais barytiques : les grès riches et le ferrobarytique (d'après Sizaret, 2002).

Les fluides responsables de ces minéralisations sont souvent hypersalins (de 20 à 30 % éq. poids NaCl), en particulier quand ils sont associés à des minéralisations en plomb. Dans les filons à fluorine et barytine, la salinité est très variable. Les fluides peuvent être riches en calcium, et

ils coexistent parfois avec des gaz à N_2 - CO_2 - CH_4 . Ils ont séjourné en profondeur et se sont équilibrés avec la croûte moyenne. La stabilité de la pyrite et de la barytine ainsi que la présence de Eu^{3+} dans le fluide minéralisé suggèrent une source d'interaction des fluides avec l'encaissant granitique en milieu acide ($pH = 3$) et avec une fugacité en oxygène proche du tampon hématite-magnétite, entre 400 et 500 °C (Sallet *et al.*, 2005). Les éléments seraient lessivés à ce moment. On rencontre également presque toujours les traces de fluides météoriques, de bassins, et parfois marins, de plus basses températures. Les dépôts marquent souvent le mélange de ces deux fluides. Le soufre provient d'évaporites lessivées (Kontak *et al.*, 2006), de lagunes à eaux sulfatées ou directement de l'eau de mer.

Les conditions de dépôt se situent entre 80 et 170 °C (Lhégu et Touray, 1980). Elles peuvent atteindre plus rarement 250 °C et 775 bars à Walton, dans les Provinces maritimes du Canada.

Ces gisements sont l'expression de circulations supracrustales fortement influencées par la surface (figure 8.3) : celles-ci se développent au cours des phases d'individualisation des bassins sédimentaires en contexte de rift et de plate-forme. Par leur assemblage minéralogique, leur âge de mise en place lors de réactivation et l'absence de magmatisme associé, ces gisements présentent donc de fortes affinités avec les gisements de type Mississippi Valley.

Un équivalent actuel en matière de mécanisme de précipitation est offert par les tubes d'exploitation des forages pétroliers en domaine marin. On y observe la précipitation de barytine à la rencontre de l'eau de mer, riche en sulfate de magnésium, avec l'eau de formation pétrolière, riche en chlorure de baryum. Le processus se produit également de manière naturelle, en particulier au large de la Californie du Sud. Les failles qui limitent les bassins sous-marins vers 500 à 1800 m de profondeur montrent un remplissage de barytine, massive ou bréchique (Hein *et al.*, 2007).

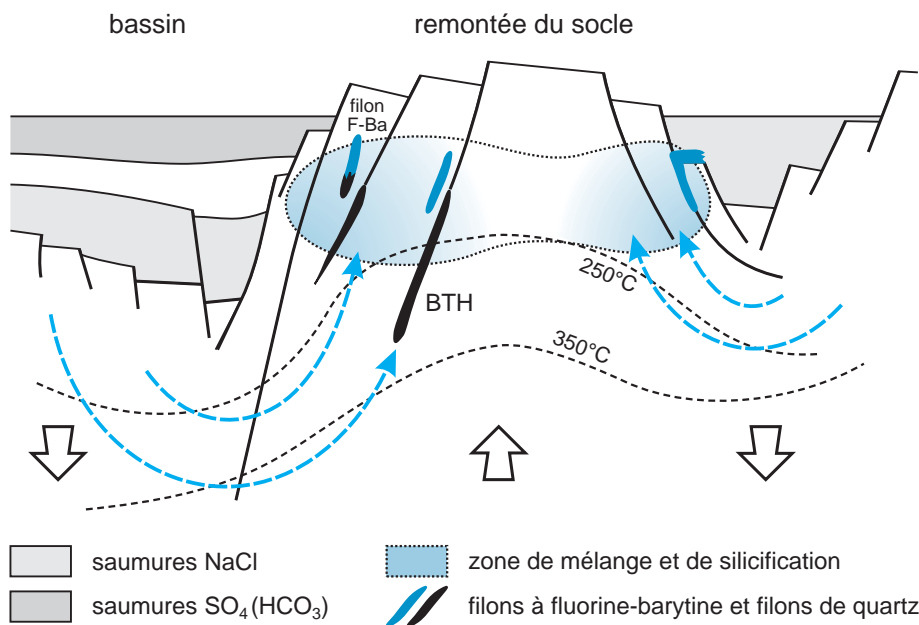


Figure 8.3 - Modèle génétique des filons de couverture. Les zones silicifiées, ou BTH (brèche tectonique hypersilicifiée), marquent des zones de failles précoces hydrothermalisées. Les flèches en noir illustrent les mouvements verticaux des blocs tandis que les flèches bleues indiquent les circulations de fluides (d'après Von Gehlen, 1987; Jébrak, 2004).

Ces filons sont issus du mélange dans des zones à très fort gradient géothermique (trois fois la moyenne) de fluides profonds, riches en baryum, issus du lessivage des feldspaths, et de fluides superficiels, riches en sulfates. Les dépôts de travertins carbonatés associés aux failles normales de la bordure du Sahara correspondent à des situations similaires mettant en relation des aquifères profonds et superficiels (photo e, planche 26).

En exploration à l'échelle stratégique, il y a lieu d'identifier les grands accidents de socle à jeu synsédimentaire dans la couverture, en particulier par télédétection et photographie aérienne. La géochimie des sédiments de ruisseaux et l'hydrogéochimie du fluor sont efficaces. Ces gisements sont régionalement associés à des gîtes stratiformes dans la couverture. La détermination des paléosurfaces peut contribuer à leur recherche. Exceptionnellement, ils peuvent être déformés par une phase orogénique postérieure (Jebel Zelmou, Maroc).

8.1.2 Filons et épi-synénites à uranium

Les filons et les épi-synénites uranifères sont des gisements superficiels du domaine cassant, habituellement de petite taille (moins de 10 000 t d'uranium), qui ont eu une importance économique certaine dans les terrains hercyniens d'Europe. En France, on citera dans le Massif central le Limousin (plus de 21 000 t d'uranium contenues), avec notamment les gisements du district de la Crouzille actifs jusqu'en 1995, la Marche (Jouac-Le Bernardan 6553 t de 1978 à 2001, dernière mine française d'uranium), et le gisement des Bois-Noirs; dans le Massif armoricain la Vendée, avec notamment les filons de la Commanderie et de l'Écarpière qui ont produit chacun plus de 3100 t d'uranium à partir d'un minerai à 0,12 % U. En Bohême (République tchèque), les districts les plus importants ont été celui de Jachymov (6850 t d'uranium extraites de plus de 400 filons de 1946 à 1964), et, surtout, celui de Příbram (41 965 t d'uranium produites de 1948 à 1991), la première mine au monde à avoir dépassé 1000 m de profondeur.

Les épi-synénites sont un type de minéralisation uranifère d'imprégnation, dans lequel l'uranium est disséminé (de 0,1 à 0,4 % U) dans un granite rendu vacuolaire par dissolution sélective du quartz, et défini par Sarcia et Sarcia (1962) dans le Massif central français. Elles peuvent être feldspathiques ou micacées (Leroy, 1978, 1984), leur composition finale étant proche d'une synénite, d'où leur nom (photo g, planche 26).

Ces gisements sont spatialement et génétiquement liés à des granites à deux micas (leucogranites) d'origine crustale, en contexte d'orogène de collision. En France, ils se localisent préférentiellement aux contacts entre différentes unités granitiques, ou à leurs abords immédiats. Filons et épi-synénites cohabitent fréquemment, parfois au sein d'un même gisement, la jonction entre les deux types donnant lieu à des enrichissements spectaculaires qui dépassent parfois 100 kg d'uranium par tonne. Dans le district de la Crouzille, d'importants gisements filoniens (Margnac, 4300 t, Fanay-Sagnes, 3239 t) voisinent ainsi avec des gisements d'épi-synénites (les Brugeauds, 2290 t). On en connaît également au Maghreb et en Égypte. En France, ces gisements se forment à la faveur des événements distensifs du Permien inférieur, entre 280 et 260 Ma (Holliger et Cathelineau, 1986), période majeure de mobilité et de concentration de l'uranium (Pagel, 1990), mais ont fait l'objet de remobilisations hydrothermales ultérieures.

Les épi-synénites forment des colonnes de l'ordre d'une centaine de mètres de hauteur et de 10 à 30 m de diamètre, à l'intersection de failles, en contact net avec l'encaissant. À la mine du Bernardan, elles ont été reconnues sur plus de 700 m de profondeur (figure 8.4), et leur contrôle partiel par des fabriques planaires du granite a été démontré. Aux Pierres Plantées, elles adoptent une forme cylindrique coudée à une profondeur de 150 m. Certaines épi-synénites feldspathiques

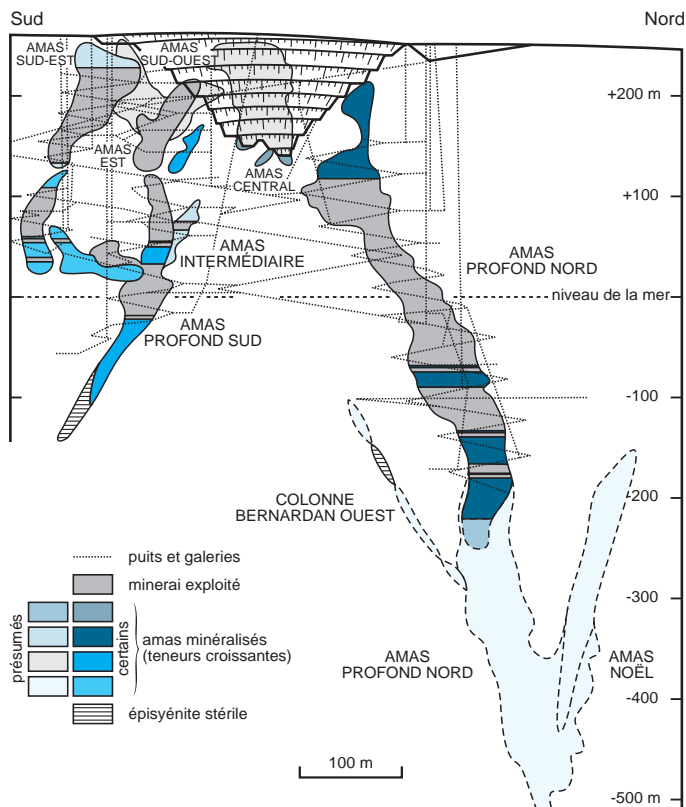


Figure 8.4 - Géométrie des colonnes d'épisyénite à uranium du Bernardan, nord du Massif Central français. L'exploitation en surface s'est prolongée en travaux souterrains (d'après un document minier inédit de SMJ-Société des Mines de Jouac).

sont associées à des gîtes filoniens à Sn et W, en particulier en Galice et dans le Maroc central (Cheilletz et Giuliani, 1982), et plus rarement à de l'or (Abitibi du Québec). Des altérations tardives peuvent conduire à des enrichissements. Ainsi, au Bernardan, on observe sous un *gossan* des zones réduites, très riches en uraninite, et des zones oxydées, riches en cérium.

Les filons ont une puissance de 1 à 2 m, au sein d'une caisse pouvant dépasser 15 m. Habituellement, ils adoptent une texture rubanée à quartz en peigne (souvent hématisé) avec brèches fréquentes, ce qui traduit un contexte d'ouverture. À l'Écarpière (Vendée), les filons montrent un épisode précoce bréchiq ue à éléments de granite emballés dans une gangue de silice rouge, suivi du dépôt de pechblende (faciès collomorphe hydrothermal d'uraninite) et de pyrite (Chauris et Guigues, 1969). Le gisement de la Commanderie (Vendée) montre cependant de la pechblende sans gangue remplissant les fissures du granite.

La paragenèse des épisyénites est à pechblende dominante et coffinite, avec souvent un peu de pyrite, de marcasite et d'abondants minéraux secondaires (autunite, torbernite et gummities). Dans les filons, la pechblende est également abondante, avec pyrite et marcasite, précédée de quartz hématoïde, dont la couleur rouge résulte de la dissémination d'hématite fine. La pechblende est assez communément suivie d'une paragenèse sulfurée polymétallique (galène, chalcopryrite, sphalérite) voire sélénisée (clausthalite), comportant parfois des minéraux de bismuth et/ou

d'argent. L'argent et le plomb ont été si abondants en Bohême que les filons de Jachymov et de Příbram ont été exploités pendant des siècles pour ces métaux, démontrant que le passage avec les filons à cinq éléments est progressif (voir la section 8.1.3). Les minéraux secondaires sont très fréquents, et même seuls dans la zone d'altération supergène. On rencontre parfois de l'antozonite, fluorine métamictique de couleur violet sombre (Écarpière), toujours précoce, de la dolomite et de l'adulaire. Les faciès remobilisés sont essentiellement composés de coffinite avec un peu de pechblende.

Un modèle de genèse de ces gisements uranifères à épi-syé-nites-filons a été proposé dans le district de la Crouzille (Cuney, 1990; Marignac et Cuney, 1999). C'est l'exemple-type du fonctionnement d'un linéament métallogénique majeur, dont la permanence de l'activité a contrôlé les étapes successives de concentration de l'uranium depuis la genèse des magmas jusqu'aux phases finales de concentration dans les filons ou les corps épi-syé-nitiques. En Limousin, la minéralisation riche se cantonne, en effet, à des fractures réempruntant des zones de cisaillement précoces, actives sur plusieurs dizaines de millions d'années. Le contrôle exercé par ces zones de cisaillement débute dès la mise en place vers 310-335 Ma de leucogranites peralumineux tardifs (Cuney, 1990; Cuney *et al.*, 1990), des roches riches en uranium (> 15 ppm U) sous forme lixiviable (uraninite), qui constituent la source de ce métal (Cuney et Friedrich, 1987). Au sein de ces leucogranites, les couloirs tectonisés sont fortement enrichis en uraninite (jusqu'à 50 ppm d'U) et constituent des zones préconcentrées préparées pour des évolutions ultérieures.

La première évolution se manifeste dès le Carbonifère inférieur et a pour résultat la formation de corps épi-syé-nitiques par dissolution du quartz, transformation partielle de plagioclases et biotites en phengites, et rééquilibrage de muscovite et orthose avec perte du sodium. Les fluides hydrothermaux sont de haute température (de 260 à 400 °C) sous une pression allant de 0,3 à 1,5 kbar, et salins (de 2 à 10 % éq. poids NaCl), des conditions correspondant au faciès schistes verts, dans la zone de solubilité maximale du quartz (Leroy, 1984). La porosité acquise lors de ce processus peut dépasser 20 %. L'origine de ces fluides uranifères reste discutée : météorique et/ou liée à la condensation de vapeur issue de fluide hydrothermal chaud (Patrier *et al.*, 1997); ils peuvent être largement postérieurs à la formation de la porosité, et associés à des circulations connectées aux bassins sédimentaires voisins.

Au Permien inférieur, un second épisode hydrothermal crée les gisements d'uranium en mélangeant des fluides connés réduits issus d'un bassin permien maintenant érodé, avec des fluides météoriques oxydants, aptes à lessiver l'uranium préconcentré et à le déposer dans des épi-syé-nites et des filons au sein des grands couloirs cisailants (Turpin, 1984; Dubessy *et al.*, 1987). Ce dépôt se réalise à basse température, entre 160 et 180 °C (Lespinasse et Cathelineau, 1990). Dans les gisements du Massif central, des remobilisations ultérieures se manifestent, notamment au Dogger (173 +/- 6 Ma), et au Crétacé, entre 96 et 109 Ma (Lancelot *et al.*, 1984 et 1995; Lancelot et Vella, 1989). Dans le filon des Bois-Noirs (Allier), la moitié des 5300 t produites a été extraite de « produits noirs » de remobilisation (Cuney, 1978).

Ce modèle de genèse est particulièrement didactique. En effet, il réunit : (1) une source identifiée, les grands volumes de leucogranites uranifères; (2) une remontée de cet uranium facilement mobilisable par les eaux souterraines oxydantes et chaudes; et (3) un dépôt dans les failles et les épi-syé-nites par réaction avec des eaux réductrices qui descendent des sédiments permien réduits en surface.

Les filons et les épi-syé-nites sont des cibles de petite taille et à fortes teneurs. Ils n'ont été prospectés avec intensité qu'en Europe. On les recherchera dans des massifs de leucogranites, dans des zones fortement fracturées que l'on peut repérer par télédétection et photographie aérienne. À l'échelle

tactique, la scintillométrie au sol, la présence de zones albitisées, le degré d'oxydation du fer, le rapport K/Rb sont des outils efficaces. Des halos géochimiques en roche de l'ordre de la centaine de mètres ont été mesurés avec une augmentation de la silice, de l'eau et des variations du contenu en uranium.

8.1.3 Filons à « cinq éléments »

Les gisements à Bi-Co-Ni-Ag-U (dits aussi à cinq éléments) constituent un type bien connu en Europe centrale et au Canada (Bastin, 1939; KISSIN, 1992). Il s'agit de concentrations filoniennes productrices d'argent, mais aussi de cobalt, parfois d'uranium, et de barytine. Ces gisements sont exploités depuis le Moyen Âge et plusieurs districts célèbres appartiennent à ce type : Annaberg et Schneeberg dans le district de Freiberg (Erzgebirge d'Allemagne), Jachymov (Rudne Hory tchèque), Cobalt et Thunder Bay au Canada, Kongsberg-Modum (Norvège), Les Challanches et Sainte-Marie-aux-Mines (France), Saint-Blasien et Wittichen en Forêt-Noire (Allemagne), Bou Azzer (Maroc), et Aktepe (Ouzbékistan). La petite taille des structures et l'existence de producteurs plus riches ont conduit à arrêter l'exploitation de la plupart de ces gisements. Le gisement de Bou Azzer-El Graara, dans l'Anti-Atlas central du Maroc est exploité pour le cobalt depuis 1933, tandis que l'argent est extrait depuis 1988 (figure 8.5).

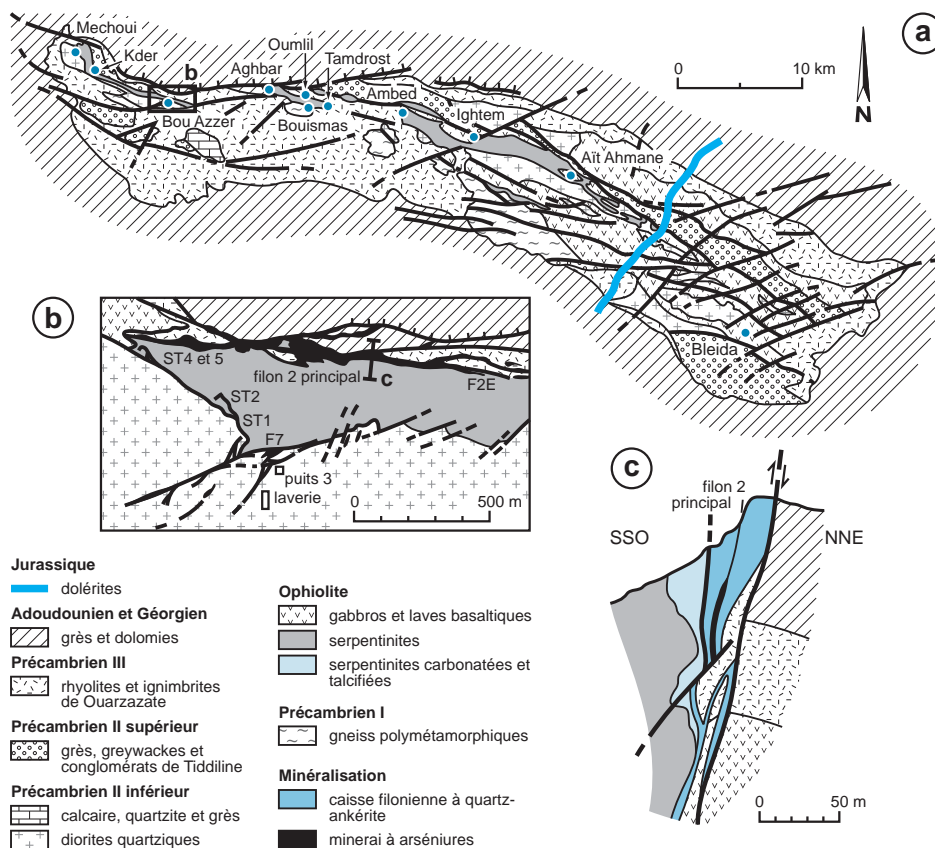


Figure 8.5 - Gisement de cobalt de Bou-Azzer (Maroc). **a** cadre géologique; **b** centre minier de Bou-Azzer illustrant les relations des filons avec les serpentinites; **c** structure minéralisée avec son auréole d'altération (d'après Leblanc, 1975; Leblanc et Billaud, 1982; En Naciri, 1995).

Sur le plan structural, deux grandes familles peuvent être reconnues : des failles cassantes, en décrochement ou en extension, qui portent la plupart des gisements classiques, et des failles ductiles, qui correspondent aux gisements dans les listvénites. Ces listvénites peuvent présenter une association géochimique limitée seulement à or et arsenic, comme dans le gisement russe de Berezovo.

Le district de Cobalt, en Ontario, est représentatif des gisements en domaine cassant. Il s'agit d'un ensemble de filons tardi- à post-tectoniques encaissés dans des roches de natures variées d'âge protérozoïque. Leur position est localement contrôlée par des niveaux particuliers : sill de diabase, shales carbonatés, ou roches métavolcaniques riches en sulfures. Les filons sont subverticaux, peu puissants, hauts de 100 m, longs de 300 m (photo g, planche 27). Les structures sont irrégulières, avec des puissances variant du centimètre au mètre. Les filons montrent un remplissage en ouverture, avec peu de remplacement aux épontes et une altération de type propylitique faiblement développée (Andrews *et al.*, 1986).

La minéralogie du remplissage est très caractéristique, généralement composée de cinq épisodes qui, cependant, ne sont pas toujours tous présents : (1) une ouverture à quartz; (2) un remplissage à uraninite et quartz; (3) une phase à arsénures de nickel, cobalt et argent (rammelsbergite, safflorite, dolomite et calcite); (4) un stade à sulfures (pyrite, pyrrhotite, galène, chalcopyrite) avec argent natif et carbonates, parfois fluorine et barytine; et (5) un remplissage tardif à calcite. La présence d'or semble exceptionnelle.

Ces gisements auraient été déposés par des fluides alcalins, réducteurs, et très salins. La température de dépôt des premiers stades serait élevée, autour de 400 à 500 °C, puis elle diminuerait en même temps que la salinité. On observe parfois les traces d'une ébullition des fluides, ce qui indique des conditions de mise en place assez superficielles, de l'ordre du kilomètre.

Les gisements associés aux listvénites (ou listwaénites, nom donné par Rose en 1842 à ces roches découvertes à Listvenaya Gora, près de Miask, dans l'Oural) présentent une minéralogie similaire. Les listvénites sont des roches mafiques ou ultramafiques serpentinisées, intensément altérées par des fluides à CO₂ et silice. Les roches résultantes sont carbonatisées et silicifiées, avec quartz, anormalement riche en nickel, carbonates ferrifères et magnésiens (ankérite, magnésite, sidérite), minéraux argileux, oxydes et sulfures, notamment de nickel et cobalt, et fuchsite qui leur confère une couleur verte typique. Le chrome nécessaire provient de la chromite, également détruite par les fluides carboniques.

Les listvénites occupent de grands accidents tectoniques amenant en surface des roches mantelliques, notamment des fragments de croûte océanique sous forme d'ophiolites serpentinisées. Ces gisements ont produit du cobalt (Bou Azzer, Maroc; Mount Cobalt, Australie), parfois du nickel (Eastern Metal, Québec); Au, Ag et As sont présents ainsi qu'occasionnellement Zn, Hg, W et Bi. L'or est parfois économique (Dondo Mobi au Gabon; Berezovo, Oural) et généralement tardif, tout comme l'argent. L'altération est caractérisée par une forte carbonatation, de plus en plus ferrifère vers le cœur, et une silicification également au cœur (Leblanc et Billaud, 1982; figure 8.9; photo i, planche 27). Cette silicification peut gagner toute la structure qui prend alors l'aspect d'un résidu siliceux parcouru de stockwerks quartzeux, anormalement riche en nickel (jusqu'à 0,7 % Ni) et parfois or, localement dénommé « mur de silice » (Nouvelle-Calédonie, Chine). En outre, on observe une altération à feldspath potassique et albite à Bou Azzer (Leblanc et Lbouabi, 1988).

Les températures de dépôt varient entre 200 et 350 °C pour des pressions allant de 2 à 3 kbar. À Bou Azzer, les fluides très salins se mettraient en place en deux périodes (220 °C, puis 180 °C). Ces saumures auraient de nombreux points communs avec celles qui sont associées à des paléo-évaporites (En-Naciri *et al.*, 1997). Les minéralisations en argent résulteraient du refroidissement ou du mélange de saumures (Godwin *et al.*, 1986; Leblanc et Lbouabi, 1988; Marshall *et al.*, 1993) à une température et une pression plus faibles. Le mélange avec un fluide de plus basse salinité déstabilise les complexes chlorurés qui transportaient l'argent. Des mécanismes similaires ont été proposés pour le gisement de Ag-Co de Beaverdall (Colombie-Britannique, Marshall *et al.*, 1993), et à Zgounder et Imiter dans l'Anti-Atlas (Baroudi *et al.*, 1999).

L'origine des éléments reste controversée. L'hypothèse la plus vraisemblable est celle d'une mise en solution d'éléments lors de la phase d'ouverture de rifts intracontinentaux. L'origine des métaux a été recherchée dans les roches encaissantes, tandis que les sels de sodium et de calcium en solution seraient issus d'évaporites voisines.

L'exploration de ces gisements repose d'abord sur leur association lithologique avec des roches mafiques ou ultramafiques. Cependant, celles-ci peuvent être intensément altérées et n'apparaître que sous forme de « mur de silice » (Nouvelle-Calédonie) ou de quartz à chromite ou fuchsite. Ces gisements sont toujours associés à des zones de faiblesse structurale visibles en télédétection. Dans le district de Cobalt, les minéralisations sont contrôlées par la discordance Archéen-Protérozoïque ou intra-Protérozoïque. Le magnétisme aéroporté permet de repérer la stratigraphie en mettant en évidence les zones les plus ferro-magnésiennes. Ces gisements se marquent en géochimie par des anomalies en Ni, Co, Mn et un fort rapport Ni/Cu > 400, parfois par des traces de platinoïdes (Brand *et al.*, 1998). Les zonalités minéralogiques peuvent fournir des vecteurs vers les zones les plus riches.

8.2 Gîtes profonds en contexte ductile-cassant

Les structures ductiles-cassantes portent de nombreuses minéralisations formées à des profondeurs variant entre 5 et 20 km : il s'agit principalement de minéralisations en or, en antimoine, et en plomb, zinc et fluorine. L'apparition de la ductilité dans les structures est liée à une augmentation de la pression et de la température. Deux types de contextes peuvent être distingués :

- une augmentation de la température en contexte de basse pression. Elle correspond à un métamorphisme de contact, ou barrovien, autour de pluton granitique. La chaleur autour du pluton est dissipée par conduction (métamorphisme de contact) et par convection, circulant principalement dans des fractures. Les fluides peuvent être d'origine magmatique, météorique, ou associés à des aquifères profonds. Leur composition est donc très variable et comprend H₂O et CO₂, mais aussi H₂S, CH₄, etc. Compte tenu des forts gradients thermiques apparaissant dans ce contexte, des zonalités métalliques sont généralement observées, avec des températures de dépôt décroissant du centre vers la périphérie, et au cours du refroidissement de l'intrusion. Les filons occupent généralement des structures cassantes, pouvant être en extension ou en décrochement, plus rarement en faille inverse. Le métamorphisme barrovien classique est souvent considéré comme isochimique, donc sans mobilité importante d'éléments; en réalité, la présence de veines de quartz associées à ce métamorphisme indique qu'il y a bien des transferts, en particulier des éléments alcalins (Na, Ca, K, Sr), de la silice, du plomb, même des terres rares légères. Les flux intégrés de fluides sont très importants, de l'ordre de 10 000 m³ de fluide par m² (Masters et Ague, 2005);

- une augmentation de la température et de la pression. Elle correspond au métamorphisme général. Dans ce contexte, les fluides sont associés à des systèmes advectifs, et ils se mettent en place dans un contexte de déshydratation de la croûte profonde, généralement au cours d'un épisode orogénique. Les fluides produits par la croûte reflètent sa composition et sont souvent dominés par l'eau et des sels. À cette production peut s'ajouter l'apport de fluides d'origine mantellique, avec du CO_2 , H_2O , He, etc. Les zonalités sont faibles, voire absentes. Les pièges structuraux sont variés. Dans la croûte superficielle, jusqu'au faciès schistes verts, on observe des filons en extension ou en décrochement, qui témoignent d'une circulation continue dans des espaces ouverts. Plus profondément, les fluides circulent de manière discontinue dans des structures en faille inverse ou décrochante, selon un mécanisme de valve sismique, jusqu'à une profondeur d'au moins 20 km.

Nous envisagerons d'abord les filons à métaux de base et or, en contexte ductile-cassant à cassant, associés à des plutons, puis les zones de cisaillement à or.

8.2.1 Filons à plomb-zinc et à fluorine

Ces gîtes filoniens présentent une importance économique et historique pour le plomb, le zinc et l'argent (tableau 8.1). Les filons du district de Freiberg (Saxe, Allemagne) ont ainsi produit plus de 14 Mt Pb+Zn depuis le Moyen Âge et ils ont été exploités pour l'argent de 1168 à 1969! Rappelons que plusieurs filons de ce district complexe (Schneeberg, Annaberg, etc.) appartiennent au type à cinq éléments (voir la section 8.1.3) et que, par ailleurs, les grands filons uranifères de Příbram (République tchèque; voir la section 8.1.2) possèdent une paragenèse précoce à plomb et argent. Ces convergences paragenétiques soulignent les relations étroites et complexes qui unissent les filons à plomb-zinc-(argent) avec les filons à cinq éléments et les filons uranifères. Cœur d'Alene (Idaho) est également un des plus importants gisements de plomb (8 Mt Pb, 3,2 Mt Zn, 30 kt Ag, 188 kt Cu, 1,5 t Au). Des gisements comparables sont connus dans la Cordillère canadienne (Kokanee Range et Keno Hill). L'indium et le germanium ont été découverts à Freiberg, respectivement en 1863 et 1886 (portés par l'argyrodite Ag_8GeS_6); quant au filon de Saint-Salvy (France), il a été longtemps le premier producteur de germanium du monde. Des gisements plus petits sont connus dans de nombreux orogènes, en particulier dans les Appalaches du Québec (Candego, Gaspésie).

Ce type de structure filonienne apparaît dans les zones externes des orogènes, en contexte peu métamorphique, associé à de grandes zones cisaillantes, plus rarement sur des structures en extension. Ainsi, la chaîne varisque a été démembrée par de grands cisaillements dextres au Carbonifère (Bard, 1997) qui contrôlent un grand nombre de ces minéralisations. L'encaissant est de nature clastique, à shales et grès, plus rarement carbonaté (Beaudouin et Sangster, 1992), avec des intrusions felsiques et mafiques. L'âge des séries encaissantes est souvent paléozoïque, avec des plutons fini-paléozoïques dans la chaîne Hercynienne, mésozoïque à cénozoïque dans la Cordillère américaine.

La morphologie est complexe, ramifiée (photos d et h, planche 27), souvent sur des directions conjuguées, et dépendante des variations de compétence de l'encaissant, en particulier des sills et dykes de granites ou de lamprophyres. Le district de Freiberg contient près de 800 structures qui présentent des orientations variées. On observe parfois un allongement parallèle à la linéation pour des structures un peu plus profondes (Cœur d'Alene). Les gisements sont connus sur une hauteur importante, dépassant 2 km (Cœur d'Alene; Tighza, anciennement Jebel Aouam, au Maroc) avec des colonnes verticales.

Deux types d'associations minéralogiques sont observés. La première, d'assez haute température, comprend pyrrhotite, arsénopyrite, sphalérite et galène, parfois magnétite dans une gangue de quartz (paragenèse « pol » ou « kb » des auteurs d'Europe centrale). La seconde comprend principalement sphalérite, galène, chalcopyrite accessoire, minéraux d'argent (tétraédrite, pyrrargyrite), dans une gangue de quartz, sidérite, et autres carbonates (paragenèse « k-pol » ou « eb »; photo f, planche 27); la barytine est tardive. Les zonalités verticales sont peu marquées, la minéralisation résultant généralement de la mise en place de plusieurs épisodes minéralisés contrôlés par les mécanismes d'ouverture. Il existe également des gîtes filoniens à cuivre seul dans des contextes comparables qui ont souvent donné lieu à des productions historiques à hautes teneurs (Bura-Bura, Australie méridionale; Kipushi au Katanga).

Les filons en cisaillement cassant peuvent également porter des gisements de fluorine sans métaux de base : on peut citer en particulier le district de Saint Lawrence (Terre-Neuve-et-Labrador) et celui d'El Hammam (Maroc central), situé dans le socle épimétamorphique hercynien. La mine d'El Hammam occupe une importante zone de cisaillement où les séries paléozoïques sont verticalisées et recoupées par un massif de granite pourvu d'une vaste auréole de métamorphisme, marquée par des intrusions subvolcaniques dont la principale est un pointement de granite sodique d'origine crustale (figure 8.6). Trois types de minéralisations dessinent une zonalité régionale avec, au cœur du district, des skarns à étain et tungstène, puis des filons à fluorine et calcite, enfin des indices d'antimoine à la périphérie (Jébrak, 1984; photos b, d et h, planche 27). Le district à fluorine du Tarn (France) a produit jusqu'à sa fermeture en 2006 plus de 8 Mt de minerai à une teneur moyenne de 44 % CaF_2 , soit plus de 3,5 Mt de fluorine (photo c, planche 27).

Dans tous ces filons, l'altération est généralement limitée à une auréole rétrograde de muscovite (altération phylliteuse), parfois une silicification, avec une zonalité des carbonates qui deviennent de plus en plus ferrifères en se rapprochant de la minéralisation. Visible sur un kilomètre à Cœur d'Alene, ce gradient serait lié à des variations dans l'efficacité du tampon des fluides au cours du métamorphisme.

Ces gisements se sont formés dans des fractures subverticales sous pression hydrostatique, en régime de convection, à une profondeur inférieure à 10 km. Le soufre et le plomb proviendraient des roches locales supracrustales, tandis que le carbone serait issu de roches organiques ou de sources profondes. Le gradient de fluide induit pourrait avoir fonctionné pendant 1000 à 100 000 ans et s'étendre sur plusieurs kilomètres. Il s'agit principalement de fluides à H_2O dominante, mais le CO_2 et des quantités mineures et variables de CH_4 sont souvent présents. La précipitation des minéraux résulterait du mélange d'un fluide hydrothermal avec un fluide issu de l'encaissant ou des fluides superficiels. Les filons à plomb-zinc dans une gangue carbonatée du Harz ont ainsi été formés lors de la rencontre d'un fluide profond, chaud, très salin, porteur des métaux, avec un fluide superficiel issu d'évaporites et réagissant avec des shales noirs riches en soufre. Les températures de dépôt sont estimées entre 200 et 325 °C pour les filons à plomb-zinc, celles des gisements à fluorine étant plus faibles (150 °C). On observe parfois des signes d'ébullition, comme dans le gisement de plomb-zinc de Sambo (Corée).

Ces minéralisations ne seraient pas en relation directe avec des intrusions felsiques (Beaudouin et Sangster, 1992); cependant, elles font partie des organisations zonaires autour des plutons, par exemple dans le district de Keno Hill, ou de Tighza. Elles y sont clairement postérieures aux systèmes précoces à W, Sn et Au. Les datations et les données isotopiques, notamment du

strontium, montrent que ces minéralisations sont en relation avec des circulations convectives plusieurs millions d'années après la mise en place du pluton (Castorina et Masi, 2000).

On recherchera les grands systèmes de failles régionales réactivées, les plutons de petites tailles, surtout calco-alcalins, dans des zones épimétamorphiques à shales noirs; les structures suivent parfois des dômes anticlinaux. Les gisements de Freiberg sont associés à des dykes de lamprophyres du même âge que celui de la minéralisation. Les filons peuvent avoir une structure complexe résultant des mouvements en transtension-transpression, et de contrôles lithologiques. L'exploration de ces gisements est souvent réalisée par des méthodes géochimiques, l'ancienne méthode de réactifs colorés (« zinc zap » ou « Jérôme-Gertrude ») étant toujours utilisée.

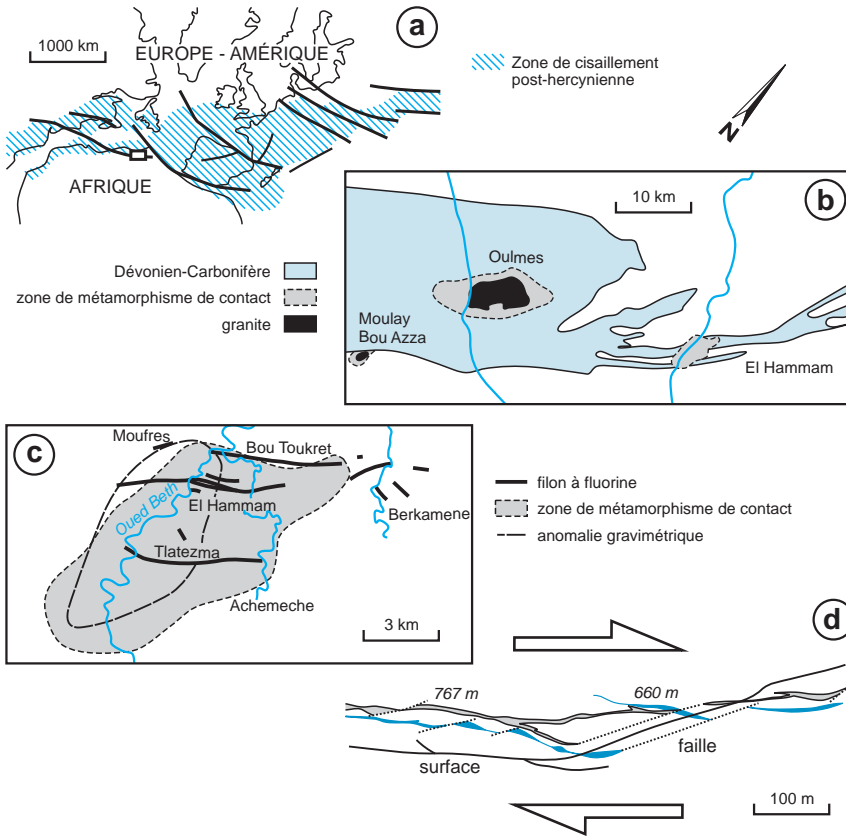


Figure 8.6 - Filons à fluorine de El Hammam (Maroc). **a**) zone de décrochement entre l'Afrique et l'Europe; **b**) carte du Nord-Est du Maroc Central; **c**) carte du district d'El Hammam montrant que le district est centré sur l'auréole de métamorphisme d'un pluton subaffleurant; **d**) carte des filons de la colline J montrant les zones de transtension (d'après Jébrak, 1984).

LA MINE DE ZINC DE SAINT-SALVY (TARN, FRANCE)

Le gisement de Zn-Ge de Noailhac–Saint-Salvy est un filon orienté N 65 à N 85° E à pendage sud de 80°, situé sur le flanc sud du massif du Sidobre, dans le sud-ouest du Massif central. Reconnu sur 9 km, et exploité sur 3 km de 1973 à 1992 par SMM Peñarroya, devenue Metaleurop en 1988, ce gisement a fourni près de 2,8 Mt de minerai à 11,7 % Zn, 750 g/t Ge, 350 g/t Ag, 0,6 % Pb et 0,3 % Cd. Les productions globales s'élèvent à plus de 301 kt de Zn, 3,2 kt de Pb, 1,6 kt de Cd, 192 t d'Ag et 410 t de Ge, faisant de Saint-Salvy le premier producteur mondial de germanium pendant de nombreuses années.

Dans la caisse filonienne, d'une puissance allant de 15 à 60 m, la minéralisation est concentrée dans des ouvertures plurimétriques appelées veines du toit et du mur. La répartition des lentilles riches montre une structuration à deux échelles de périodicités de 15 et 60 m.

L'individualisation de la structure de Saint-Salvy intervient à la fin de la mise en place du granite syncinématique du Sidobre, probablement au Stéphanien terminal, en contexte décrochant dextre à la limite externe de l'auréole de métamorphisme de contact (Cassard *et al.*, 1994).

Le minerai à sphalérite dominante succède à une paragenèse à quartz-sidérite faiblement minéralisée. La structure de Saint-Salvy rejoue ultérieurement en faille normale, lors de la distension généralisée du Permo-Trias, puis en faille inverse au cours de la compression pyrénéenne.

Les compositions isotopiques du plomb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18,45$) montrent que la minéralisation filonienne ne peut provenir de la remobilisation des disséminations syngénétiques de sphalérite connues régionalement dans la série cambrienne ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 17,94$). Ces résultats appuyés par ceux du soufre ($\delta^{34}\text{S} = +5,7 \text{ ‰}$ à $+7,5 \text{ ‰}$) privilégient une liaison génétique de la minéralisation avec le granite du Sidobre.

8.2.2 Cisaillements à or : les *shear zones* aurifères

Les cisaillements à or, dits aussi gisements mésothermaux, constituent une classe très importante de gisement. On les regroupe dans la classe des gisements orogéniques pour souligner leur association intime avec les processus de formation des orogènes, sans association claire avec des plutons. Le plus souvent, ils se mettent en place à la transition des domaines ductiles et cassants, dans des structures secondaires d'accidents majeurs (figure 8.7). Ils apparaissent en contexte d'exhumation rapide (jusqu'à 1 cm par an), ce qui met à la surface des zones profondes et chaudes de la croûte (faciès amphibolite).

En 2005, ils produisaient environ 30 % de l'or mondial (tableau 8.2) grâce, notamment, aux gisements du bouclier canadien et du craton australien du Yilgarn (figure 8.8). Ces gisements sont particulièrement abondants dans les ceintures archéennes (Canada, Australie, Afrique du Sud, Brésil) : on compte ainsi 155 mines principales dans la Province du Supérieur au Canada, dont douze contenant plus d'un million d'onces d'or (soit environ 30 t). Des gisements comparables sont aussi exploités dans des orogènes plus récents, notamment le Birrimien (Protérozoïque moyen) d'Afrique de l'Ouest où de plus en plus de structures dépassant 50 tonnes d'or sont exploitées, comme Morila, Sadiola et Loulo (Mali), ou encore Sigouri (Guinée) (Milési *et al.*, 1989; Partington et Williams, 2000). Des cisaillements aurifères ont aussi été reconnus dans la chaîne hercynienne (Limousin en France; Tien Shan en Asie centrale), le Carbonifère de l'Est Australien, le Cénozoïque de la Cordillère américaine (Alaska, Californie, Mexique, Pérou) et les Alpes du Sud de Nouvelle-Zélande (Dubé et Gosselin, 2007) (planches 28 et 29).

Les gisements d'or mésothermaux apparaissent dans tous les niveaux métamorphiques, mais ils sont cependant plus fréquents dans le faciès schistes verts. La lithologie de l'encaissant peut être très variée : volcanites tholéïtiques (Yellowknife, Timmins, Kalgoorlie), intrusions felsiques à mafiques, voire alcalines (Timmins), sédiments ferrifères (Cuiaba). Les gisements en encaissant sédimentaire, souvent des turbidites ou des formations de fer, constituent une classe particulière. La variété des niveaux structuraux et des environnements lithologiques permet de distinguer plusieurs sous-types dans cette vaste famille, depuis des gisements dans le domaine ductile-cassant, en environnement volcanique, sédimentaire riche en fer, ou turbiditique, jusqu'à

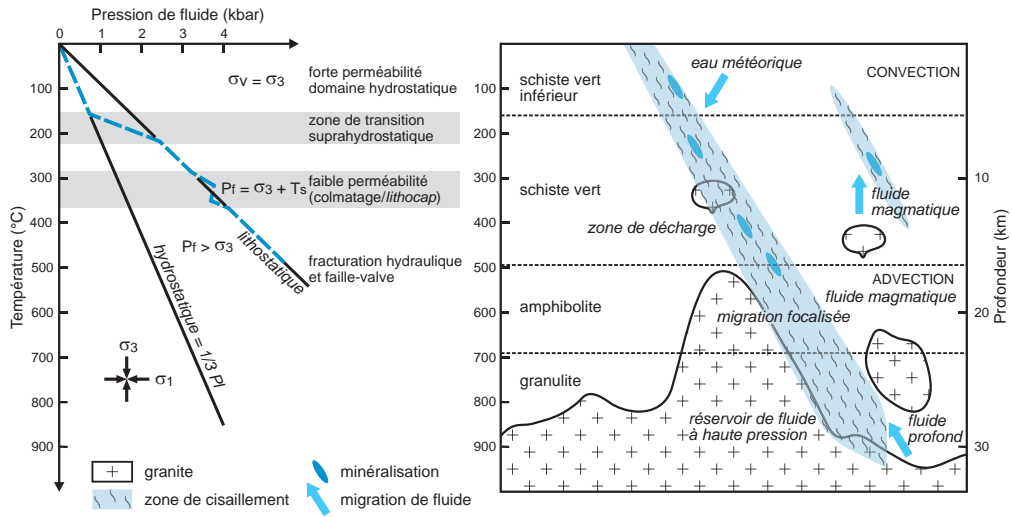


Figure 8.7 - Modèle général des zones de cisaillement à or. Les zones de cisaillement peuvent se situer à tous les niveaux de la croûte, en particulier dans les faciès schiste vert et amphibolite. Les fluides mis en œuvre peuvent être d'origine profonde, associés à des plutons. Les fluides (ligne pointillée bleue) à pression lithostatique migrent vers la surface de manière pulsée, puis rencontrent une zone de faible perméabilité correspondant à la précipitation et au colmatage par la silice. Plus près de la surface, le passage à des conditions hydrostatiques permet l'arrivée de fluides météoriques.

des gisements en domaine ductile plus profond (Bonnemaison et Marcoux, 1990; Groves *et al.*, 1991; Groves *et al.*, 2003).

■ ENVIRONNEMENT VOLCANOPLUTONIQUE

Les gisements en domaine ductile-cassant sont constitués par des zones de cisaillement subverticales à peu pentées, parfois même horizontales (Robert et Brown, 1986). Le cœur des structures est souvent marqué par du quartz et des carbonates formant des structures filoniennes à haute teneur, tandis que la zone de dommage des failles peut contenir également des concentrations disséminées. Le quartz présente une texture micro-saccharoïde à texture laminée (*crack-and-seal*) qui reflète le caractère pulsatif du remplissage (photo c, planche 29). On observe également des stockwerks qui peuvent donner lieu à des exploitations en masse. Les gisements peuvent être très profonds (Kolar atteint 3200 m), mais ils ne présentent presque pas de zonalité verticale à l'échelle du gîte. Renco est un cas particulier de gisement où la structure cassante est limitée à des lithons préservés au sein de mylonites (Kisters *et al.*, 1998). Certains gisements occupent la périphérie de pluton tonalitique, ou peuvent être associés à des intrusions alcalines tardives. Un groupe de gisements souvent importants est constitué par des zones de failles inverses peu pentées (de 20 à 30°) dans des tonalites, tel Kilo-Moto en République démocratique du Congo, ou Charters Towers au Queensland. Dans les roches felsiques, la minéralogie comprend principalement or natif, carbonates, chlorites, quartz, séricite, pyrite, plus rarement tellurures (altaïte), et tourmaline. Dans les volcanites mafiques, on trouve surtout de l'or, des tellurures, de la pyrite, de l'arsénopyrite, avec quartz, carbonates, et fuchsite. L'argent est peu abondant ($Ag/Au < 0,1$). Le faciès peut évoluer jusqu'à des listvénites dans les roches ultramafiques (voir la section 8.1.3). Les autres minéraux indicateurs sont la stibine, la scheelite, la galène, ou la molybdénite. Le platine est exceptionnel et associé aux sulfures (Zun-Kholba, Russie).

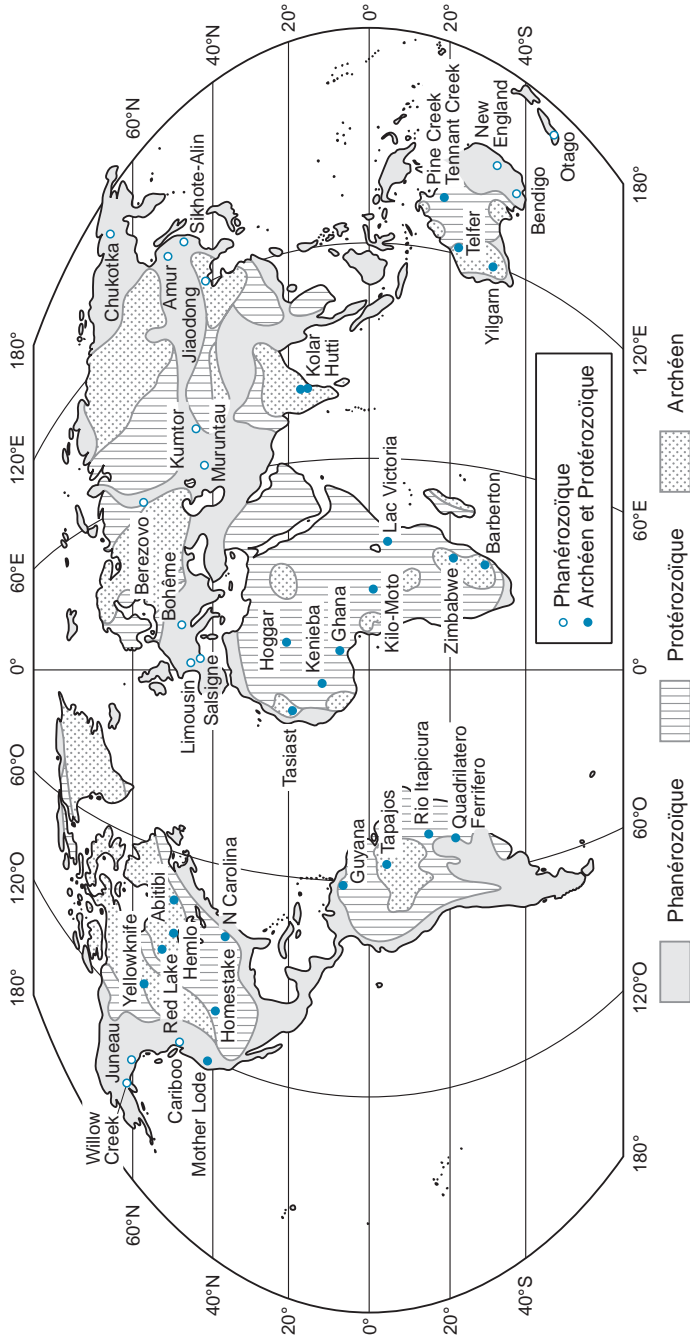


Figure 8.8 - Carte des principaux districts aurifères du type cisaillement aurifère (ou shear zones aurifères).

Tableau 8.2 - Principaux gisements d'or orogénique. Les tonnages (production + réserves) sont indiqués en millions de tonnes (Mt) et en teneurs moyennes. Ces chiffres sont indicatifs, les sources consultées donnant des chiffres parfois différents. Ils sont de plus susceptibles d'évolutions pour les gisements en exploitation, les tonnages de réserves augmentant lors de découvertes d'extensions des gisements, et les teneurs de coupure étant revues en cas de variations notables des cours, ce qui entraîne une variation des tonnages de réserves et des teneurs moyennes. nd = non disponible (tableau réalisé à l'aide de nombreuses publications, notamment les données de Goldfarb *et al.*, 2005, et de Yakubchuk *et al.*, 2005, et de documents inédits).

Gisement	Localisation	Au (t)	Teneur moyenne (g/t)	Âge (Ma)	Encaissant
Bendigo	Australie (Victoria)	533	12,91	438	métasédiments ordoviciens, complexe granodiorite - tonalite
Big Bell	Australie occidentale	120	3,1	2662	ceintures de roches vertes et granitoïdes archéens
Golden Mile (Kalgoorlie)	Australie occidentale	1984	1,98	2642-2676	dolérite et basalte tholéitique Archéen supérieur
Sons of Gwalia	Australie occidentale	255	4,02	Archéen	basalte tholéitique Archéen supérieur
Sunrise Dam - Cleo	Australie occidentale	268	3,68	Archéen	volcanoclastites, andésites, BIF, complexe granodiorite - tonalite - diorite, tous archéens
Teifer (Yilgarn)	Australie occidentale	1564	1,5	750	sédiments (grès, quartzites, schistes) Protérozoïque moyen à supérieur
The Granites	Australie (Territoire du Nord)	369	4,65	< 2000	BIF paléoproterozoïque
Brasilia - Morro do Ouro	Brésil	313	0,43	post-néoproterozoïque	phyllites carbonés néoproterozoïques
Cuiaba	Brésil	318	7,42	< 2500	BIF et roches volcaniques mafiques Archéen supérieur
Morro Velho	Brésil	654	9,51	< 2710	roches magmatiques Archéen supérieur
Campbell - Red Lake (Abitibi)	Canada (Ontario)	799	21,28	2721	roches volcaniques mafiques et ultramafiques Archéen supérieur
Dome	Canada (Ontario)	509	4,57	2633-2690	basalte tholéitique et komatiite Archéen supérieur, métasédiments, intrusions
Kerr Addison	Canada (Ontario)	327	9,1	2674	volcanites mafiques et ultramafiques Archéen supérieur, roches sédimentaires
Kirkland Lake (Abitibi)	Canada (Ontario)	797	14,97	2677	syénite et volcanites Archéen supérieur
McIntyre - Hollinger (Timmins, Abitibi)	Canada (Ontario)	987	9,47	2673	basaltes tholéitiques Archéen supérieur, granitoïdes, métasédiments
Pamour	Canada (Ontario)	250	2,89	2679	basalte, komatiite, grès, grauwackes et conglomérat Archéen supérieur
Bousquet-Doyon-La Ronde	Canada (Québec)	258	4,66	2696	métasédiments et séries volcano-plutoniques archéennes
Sigma - Lamaque (Abitibi)	Canada (Québec)	444	4,88	2596-2682	coulees andésitiques et intrusions de granodiorites - tonalites Archéen supérieur
Hemlo	Canada (Ontario)	620	7,7	2670-2632	ceinture de roches vertes archéennes et granitoïdes archéens
Lupin	Canada (Territoires du Nord-Ouest)	98	10,75	< 2300	BIF et métasédiments paléoproterozoïques
Giant - L'Or (Yellowknife)	Canada (Territoires du Nord-Ouest)	248	15,74	< 2650	métasédiments et roches vertes Archéen supérieur
Linglong Camp	Chine	500	9,7	123	quartz-monzonite et monzogabbro Jurassique et Crétacé, granites
Grass Valley - Nevada City	États-Unis (Californie)	664	16,92	144	métavolcanites Paléozoïque supérieur, serpentinite et granodiorite (127 Ma)
Homestake	États-Unis (Dakota-du-Sud)	1237	8,34	1750	BIF et métasédiments paléoproterozoïques
Juneau	États-Unis (Alaska)	281	1,42	< 130	métasédiments Jurassique supérieur à Crétacé inférieur

Tableau 8.2 – Principaux gisements d'or orogénique (suite et fin).

Gisement	Localisation	Au (t)	Teneur moyenne (g/t)	Âge (Ma)	Encaissant
Donlin Creek	États-Unis (Alaska)	793	3,05	68-74	dykes de granite porphyrique crétaés
Mother Lode	États-Unis (Californie)	> 1500	nd	108-127	roches métamorphiques variées
Le Bourneix (Limousin)	France	14	12	305	gneiss paléozoïques, granites carbonifères
Salsigne	France	120	8	300-310	schistes, calcaires et grès paléozoïques
Ashanti	Ghana	710	4,73	2090-2100	schistes et métasédiments paléoprotérozoïques et volcanites mafiques
Prestea	Ghana	390	6,13	2100	métasédiments paléoprotérozoïques, volcanites tholéitiques
Siguri	Guinée	72	1,21	Protérozoïque inférieur	métasédiments paléoprotérozoïques
Kolar	Inde	838	14,47	> 2550	basaltes tholéitiques et komatiitiques Archéen moyen à supérieur
Bakyrchik	Kazakhstan	361	6,79	810-850	métasédiments carbonés carbonifères
Vasilkovskoye	Kazakhstan	375	2,76	430	gabbro, diorite et granodiorite ordoVICIENS
Kumtor	Kyrgyzistan	284	4,41	290	métasédiments néoprotérozoïques
Morila	Mali	196	3,2	Protérozoïque inférieur	métasédiments paléoprotérozoïques
Syama	Mali	165	3,16	Protérozoïque inférieur	basaltes et sédiments paléoprotérozoïques
Loulo	Mali	150	4,1	Protérozoïque inférieur	sédiments paléoprotérozoïques
Keniero (Jean-Gobelé)	Mali	158	3,12	Protérozoïque inférieur	sédiments paléoprotérozoïques
Macraes Flat	Nouvelle-Zélande	251	1,2	< 200	schistes jurassiques
Amantaitau	Ouzbékistan	288	3,7	Paléozoïque supérieur	flysch carboné ordoVICIEN - silurien
Muruntau	Ouzbékistan	5290	3,75	280-285	métasédiments ordoVICIENS - siluriens
Zarnitan	Ouzbékistan	470	9,53	< 269	métasédiments siluriens, syénite et syénogabbro
Mokskro	République tchèque	110	2	300-305	Carbonifère supérieur volcanosédimentaire protérozoïque et granodiorite hercynienne
Berezovkoe	Russie	715	2,5	< 328	andésite et dacite Dévonien supérieur, granite - syénite Silurien inférieur
Kochkar	Russie	380	3,5	Paléozoïque moyen	granodiorite - tonalite Carbonifère inférieur, dykes mafiques à intermédiaires
Natalika	Russie	716	4,2	135	métasédiments carbonés permien
Nezhdanskoïe	Russie	311	5,39	< 260	grès et argillites carbonés Permien inférieur, granites
Olympiada	Russie	700	10,9	810-850	schistes et sédiments carbonés néoprotérozoïques
Sukhol' Log	Russie	1048	2,7	345-380	shales carbonés, grès et argillites néoprotérozoïques
Bulyan'hulu	Tanzanie	543	14,5	2550-2640	volcanites felsiques et intermédiaires Archéen supérieur, argillites
Geita	Tanzanie	788	4,01	< 2644	BIF et andésite Archéen supérieur, complexe carbonatite-lamprophyre

Les altérations comprennent carbonatation, séricitisation et pyritisation (figure 8.9; photo a, planche 29). Une zonalité est souvent visible et marquée par une décoloration au contact du filon, qui traduit la présence de chlorite, calcite, ankérite, séricite et albite, et par une altération moins visible, marquée par une augmentation de la teneur en or, sur quelques dizaines à quelques centaines de mètres autour du gisement (Perrault *et al.*, 1984). Ces altérations sont plus lisibles dans les roches mafiques, plus sensibles à l'altération.

Ces structures ductiles–cassantes peuvent exceptionnellement se prolonger vers la surface. Les structures minéralisées sont alors collomorphes, géodiques et bréchiques; la pyrite y est abondante et l'altération est à carbonates, micas blancs et chlorite. Ces gisements ressemblent alors à des gisements épithermaux. Ainsi, des cisaillements à Hg, As, Sb, W, Mo, Ag et Au accessoires de Colombie-Britannique ont été interprétés comme la partie supérieure de ces filons aurifères (Nesbitt et Muelenbachs, 1989).

L'OR DE SIGMA-LAMAQUE (QUÉBEC)

Le camp minier de Val-d'Or appartient à la ceinture de roches vertes archéennes de l'Abitibi, immédiatement au nord de la zone tectonique transcrustale de Cadillac (CTZ). Une vingtaine de gisements ont été exploités sur une surface de 30 km sur 10 km. La mine Lamaque a été découverte en 1923, tandis que la mine Sigma a démarré dès 1934, avec l'arrivée du courant électrique. La compagnie Dome Mine l'exploita jusqu'à 1987, date à laquelle elle fusionne avec Placer. Les travaux souterrains ont atteint le niveau 1530 m, puis ont été repris par de grandes exploitations en carrière à plus basses teneurs à partir de 1998. La production totale est estimée à 52 Mt à 5,49 g/t, soit 285 tonnes d'or.

Les roches volcaniques du groupe de Malartic sont composées de laves mafiques à felsiques, avec d'abondantes pyroclastites. Les minéralisations sont encaissées dans sa partie supérieure, ou formation de Val-d'Or, datée à 2704 ± 3 Ma. Cette formation comprend des volcanites calco-alcalines, basaltiques et andésitiques, et des intrusions de porphyres feldspathiques, certaines déformées (C-porphyre), d'autres post-tectoniques (G-dykes, 2694 ± 2 Ma; Wong *et al.*, 1991). Le métamorphisme est du faciès schistes verts, mais passe au faciès amphibolites vers 1600 m de profondeur.

Les minéralisations en or occupent surtout des zones de cisaillement subverticales (figure 8.10). La mine Sigma forme un corridor, tandis que la mine Lamaque correspond à des zones filoniennes parallèles et à des fentes de tension. Les filons s'élargissent dans les zones plus compétentes de porphyres. Les minéralisations forment des filons subverticaux, occupant des failles inverses, des structures peu pentées cisailantes, et des fentes de tension subhorizontales (Robert et Brown, 1986; Gaboury *et al.*, 2001). Le remplissage comprend quartz, tourmaline, carbonates, scheelite, pyrite, pyrrhotite et chalcopryrite. L'or est sous forme native. Quatre types de filons peuvent être distingués : des filons subverticaux, des filons sub-horizontaux (*flat*) parfois plissés, des réseaux de veines subhorizontales dans les G-dykes, et des failles peu pentées vers le nord (photos g et h, planche 29).

Deux types d'altération sont connus : (1) une altération cryptique, jusqu'à 3 m autour des filons avec épidote, biotite et chlorite, carbonate et un peu de séricite; et (2) une altération hydrothermale, visible sur 1 à 5 cm autour des filons, avec destruction de chlorite et biotite, remplacées par albite, carbonate et un peu de séricite.

Les minéralisations aurifères se sont mises en place en deux étapes après 2680 Ma, avec des filons à quartz–tourmaline et des filons à quartz–carbonate–chlorite. Les minéralisations occupent des failles de second ordre dans le couloir de déformation de la faille Cadillac, avec une focalisation extrême des fluides dans un petit volume de roche.

En domaine ductile, les gisements d'or sont constitués par des cisaillements de grande taille à pyrite disséminée qui constituent de forts tonnages. On a attribué à cette famille les gisements hercyniens français (Laurières et le Bourneix en Limousin, Salsigne en Montagne noire; photos a, c, f et h, planche 28), ainsi que certains gisements majeurs de l'Archéen de la Province du Supérieur (Hemlo, Ontario; Doyon, Québec; photo b, planche 28) et du Craton de Yilgarn en Australie (Big Bell; photo g, planche 28).

La pyrrhotite y est souvent le minéral le plus abondant et on observe des minéraux de cuivre (chalcopryrite, bornite), d'arsenic (arsénopyrite) et de zinc (sphalérite). La gangue comprend des micas (séricite, muscovite, roscoélite, biotite), des feldspaths (microcline à Ba), parfois de

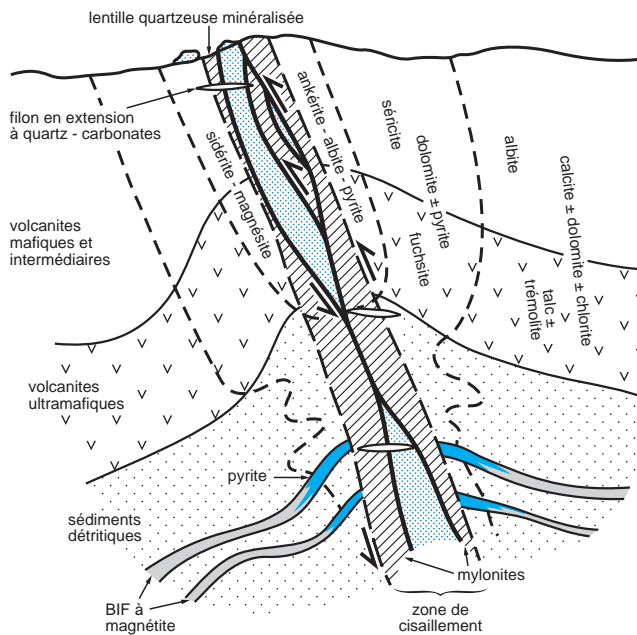


Figure 8.9 - Zonalité des altérations dans les zones de cisaillement aurifères. La minéralogie des altérations est fortement dépendante de la nature de l'encaissant. En contexte ultramafique, elle peut conduire à la formation de listvénites et de « murs de silice ».

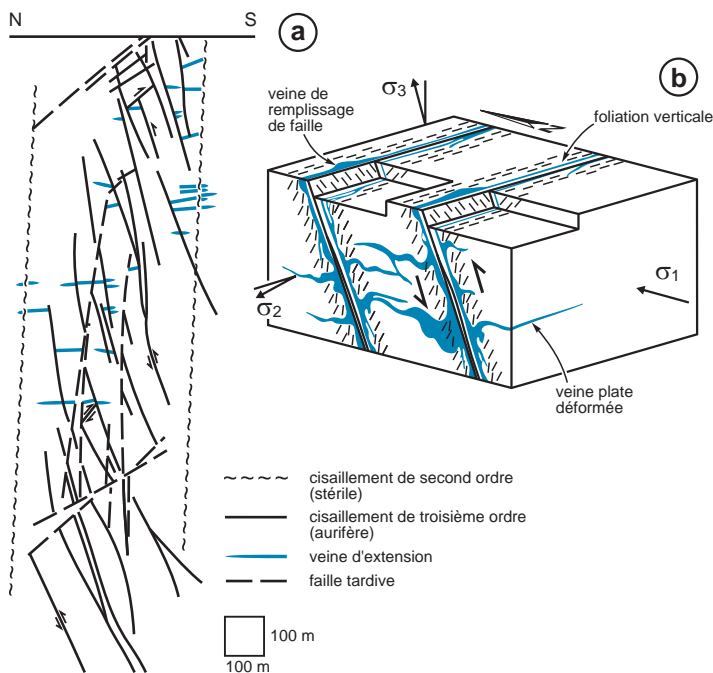


Figure 8.10 - Zones de cisaillements aurifères de la région de Val-d'Or, Archéen de l'Abitibi, Québec. **a)** coupe de la mine Sigma (Abitibi, Québec); **b)** modèle structural de formation des filons (d'après Robert et Brown, 1986; Gaboury *et al.*, 2001).

la barytine et un peu de quartz. L'or est généralement fin et peu argentifère, associé à pyrite et pyrrhotite, parfois arsénopyrite (photos e et f, planche 28). Il est exceptionnellement piégé dans le réseau des sulfures, majoritairement de l'arsénopyrite (jusqu'à 1,6 % Au dans l'arsénopyrite du Châtelet, France; Marcoux *et al.*, 1989) qui prend alors un aspect aciculaire caractéristique (photo d, planche 28). L'attribution de ces gisements à la famille des gîtes orogéniques reste parfois incertaine : pour certains, ils pourraient correspondre à des amas sulfurés volcanogènes et/ou à des gîtes épithermaux déformés; pour d'autres, il s'agit de minéralisations syntectoniques dans des zones cassantes ou dans des zones de transpression.

■ ENVIRONNEMENTS SÉDIMENTAIRES

Les gisements d'or sont fréquemment encaissés dans des roches sédimentaires du faciès schistes verts ou amphibolites. Dans la plupart des cas, la présence de sédiment est marquée par un enrichissement en arsenic sous forme d'arsénopyrite. On peut reconnaître deux grands environnements : (1) les minéralisations dans les formations de fer rubanées (BIF), de type Homestake, où l'or peut apparaître subconcordant; et (2) les minéralisations dans les turbidites, où l'or se concentre dans les charnières de plis anticlinaux.

Les turbidites paléozoïques peuvent contenir des gisements d'or à haute teneur dans les charnières de plis. Les principaux districts sont ceux de Meguma (47 t Au) en Nouvelle Écosse, de Bendigo (373 t Au montant à 697 t Au avec les placers) et de Victoria en Australie, de Banjas au Portugal et de Badran en Yakoutie (Russie). On en connaît également dans le district de Muruntau (Ouzbékistan). La teneur de ces gisements, dépassant 30 g/t, a entraîné des ruées vers l'or en Australie et au Canada au XIX^e siècle. Les séries sont métamorphisées au faciès schistes verts supérieurs à amphibolite et sont recoupées par des intrusions granitiques. Des stockwerks de veines de quartz concordantes et discordantes se concentrent dans les charnières anticlinales (gisement en selles, ou *saddle reefs*) (figure 8.11). Ces plis droits peuvent être suivis sur de longues distances, jusqu'à 65 km. Outre les gisements en selles, les minéralisations peuvent aussi être contrôlées par des failles inverses, des stockwerks, et des zones de brèche. La minéralisation se met en place au moment ou à la fin du plissement (Bierlein *et al.*, 2004). La paragenèse comprend quartz et arsénopyrite, mais aussi ankérite, galène, sphalérite et or grossier (> 100 µm), avec tourmaline abondante.

Les formations de fer rubanées, aussi bien de type Algoma que de type lac Supérieur, peuvent contenir des gisements d'or extrêmement importants. Ces gisements sont d'âge archéen à protérozoïque. Ils sont encaissés dans des schistes à grunérite et sidérite magnésienne de niveau schiste vert à amphibolite. Les gisements peuvent être globalement concordants ou discordants. L'or est disséminé et contenu latéralement au sein de BIF sulfurées, alternant avec des formations de fer siliceuses ou carbonatées. À Morro Velho, c'est une formation de fer dolomitique qui contient la minéralisation (400 t Au). À Homestake, on observe neuf zones minéralisées allongées dans des synclinaux (> 1000 t Au). Les gisements discordants sont confinés dans des structures tardives ou en remplacement dans des BIF oxydées ou sulfurées, parfois des quartzites à tourmaline. La minéralogie comprend pyrrhotite, pyrite, arsénopyrite, parfois chalcopryrite, löllingite, or natif, dans une gangue de biotite, quartz, ankérite, chlorite, avec de la grunérite. Le palladium est également récupéré dans le district d'Itabira, où il forme des veinules de type cassant à or et palladium, ou à Jacutinga (Caue, Brésil; Olivo *et al.*, 1995; Galbiatti *et al.*, 2007; photos b et d, planche 22). L'altération hydrothermale est d'amplitude limitée en bordure des filonnets (Lupin, Territoires du Nord-Ouest, Canada), mais on observe parfois une zonalité

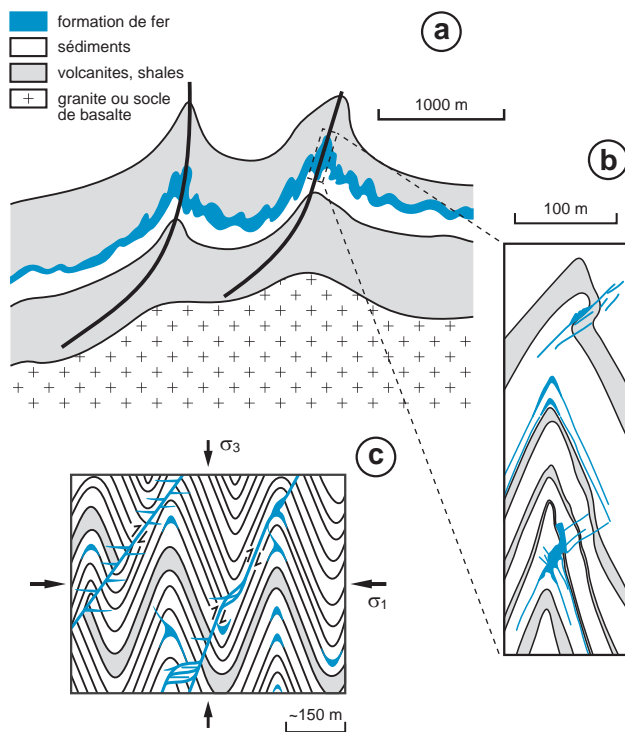


Figure 8.11 - Modèle structural des gisements d'or phanérozoïques. La stratigraphie peut comprendre soit des séries volcaniques avec des formations de fer, soit des sédiments turbiditiques. **a)** les minéralisations en or occupent des zones de fracturation associées à des failles inverses au sein de formations de fer (d'après Partington et Williams, 2000); **b)** les minéralisations apparaissent dans des zones d'ouverture et de tension dans les charnières de plis anticlinaux, c'est le type « en selle » (coupe de la mine de North Deborah VI, d'après Schaub et Wilson, 2002); **c)** modèle structural de formation des gisements en selles (d'après Sibson et Scott, 1998).

avec séricite proximale et chlorite plus distale (Raposo, Brésil). La genèse de ces gisements d'or a été très discutée, hésitant entre un modèle épigénétique et un modèle polyphasé par remobilisation (Kerswill, 1993).

Certains gisements d'or sont associés à des shales noirs du faciès schistes verts, de l'Archéen au Paléozoïque, situés sur des zones de chevauchement ductile à ductile-cassant (Pilgrim's Rest en Afrique du Sud; Morro Velho au Brésil). La minéralisation occupe des zones peu pentées, et elle est étroitement contrôlée par la déformation. L'or peut également occuper des filons tardifs, comme à Salsigne, en France (figure 8.12; photo a, planche 28). Ce type de gisement contient exceptionnellement des EGP avec quartz, pyrite ou pyrrhotite, comme à Sukhoi Log (Russie), Waterberg (Transvaal) et Chudnoe (Oural polaire). Ces EGP sont associés à des roches à fuchsite et albite, en relation avec des shales noirs, des concentrations en Cr, Ni, W, Co et des fluides salins. Le CH_4 dans les inclusions reflète la présence de matière organique dans les shales noirs.

■ GENÈSE

La genèse des gisements d'or épigénétiques est liée à des circulations hydrothermales dans des failles inverses, parfois dans des contextes décrochants ou de faille normale (Le Bourneix), toujours sur des structures à faible rejet. Il s'agit généralement de failles secondaires qui sont réactivées après un jeu majeur des accidents régionaux. Le passage de fluide dans des structures subverticales jouant en faille inverse n'est possible que de manière pulsative, ce qui se marque par des structures *crack-and-seal* (cf. figure 3.6) (Sibson *et al.*, 1990). Ce pompage sismique se produit lors d'épisodes de répliques sismiques, et il se focalise dans les zones secondaires qui restent actives le plus longtemps (Sheldon et Micklethwaite, 2007).

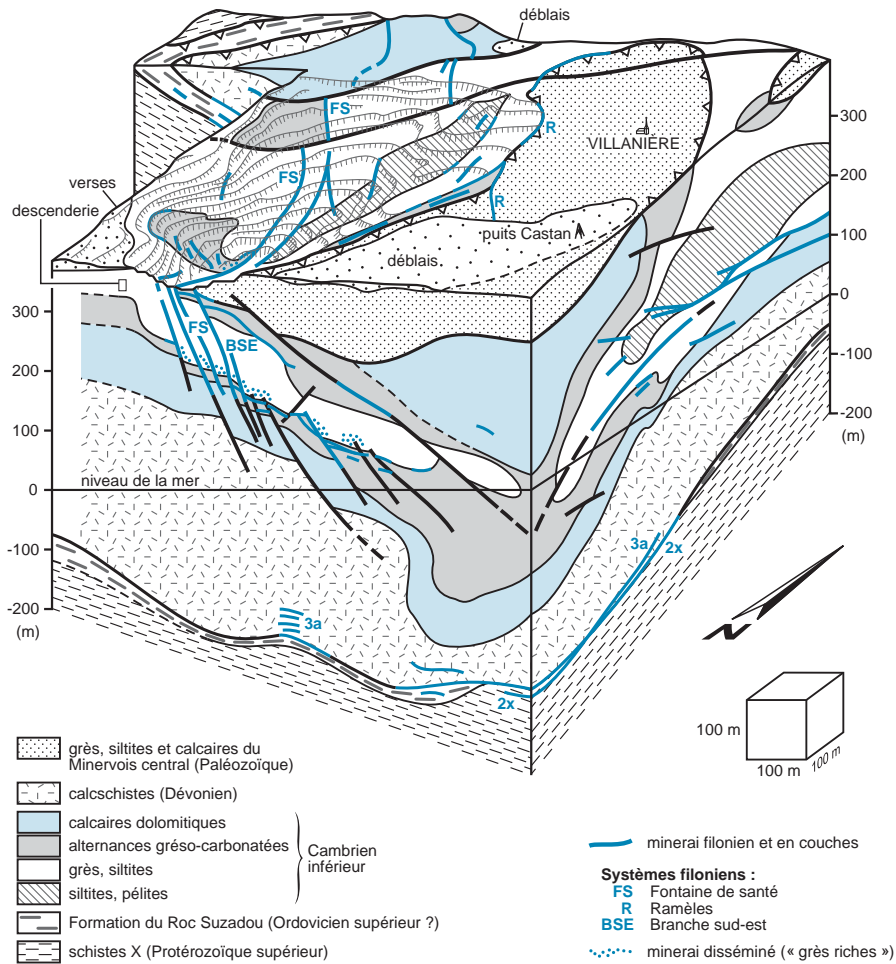


Figure 8.12 – Gisement d'or de Salsigne (Aude, France). Ce gisement aurifère de type cisaillement est très polymorphe. Il comprend cinq types de minerais qui ont produit environ 120 tonnes d'or : **a**) un minerai filonien (Ramèles et Fontaine de santé, totalisant 30 tonnes d'or); **b**) tabulaire quartzeux au contact schistes X – Dévonien (minerai 2X, 21 tonnes); **c**) stratiforme pyriteux dans le Dévonien (minerai 3a, 6 tonnes); **d**) en « couches » sulfurées dans les calcaires des alternances grés-carbonatées du Cambrien (50 à 60 tonnes); **e**) imprégnations dans grès fins et siltites de la base du Cambrien inférieur (grès riches, 10 tonnes, avec teneur moyenne proche de 50 g/t) (d'après Lescuyer *et al.*, 1993).

La diversité de mise en place de ces gisements est reflétée par la large gamme de température enregistrée par les inclusions fluides (figure 8.13). La majeure partie des gisements se serait mise en place entre 250 et 400 °C à des pressions variant de 1 à 3 kbar, avec une catégorie plus profonde mise en place aux alentours de 700 °C et 5 kbar (McCuaig et Kerrich, 1998). Les fluides seraient neutres ou légèrement alcalins, riches en CO₂ et CH₄ (de 10 à 30 % d'espèces carboniques), très peu salins (de 1 à 10 % éq. poids NaCl), contenant du soufre. L'or est transporté sous forme de complexes bisulfurés Au(HS)²⁻ (Hagemann et Cassidy, 2000) dans des fluides réducteurs. Plusieurs mécanismes peuvent provoquer la précipitation de l'or : interactions avec un encaissant riche en fer (BIF, basaltes tholéïtiques, etc.) provoquant la perte de H₂S du fluide, interaction avec un encaissant riche en carbone (shales graphiteux) provoquant une réduction

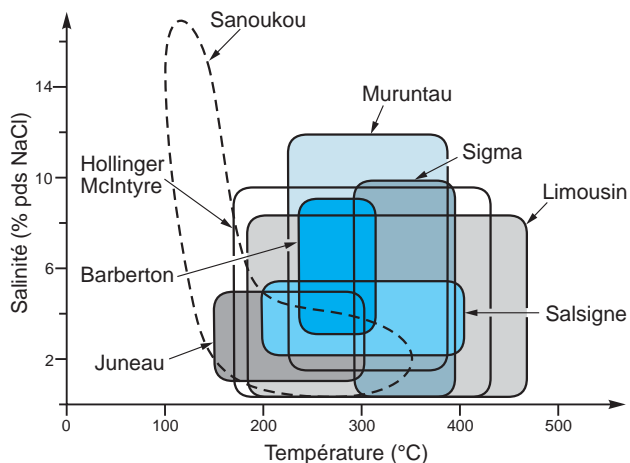


Figure 8.13 - Températures et salinités des inclusions fluides en zones de cisaillement aurifères. La variabilité importante traduit l'évolution des conditions lors du dépôt (d'après Hubert, 1986; Graupner *et al.*, 2001; Robert et Poulsen, 2001; Bouchot *et al.*, 2005).

du fluide, baisse du pH, ou encore départ du soufre dans une phase vapeur, pouvant provoquer la formation de zones à très hautes teneurs.

La source du fluide qui transporte l'or dans les gisements orogéniques a fait l'objet de nombreux débats (McCuaig et Kerrich, 1998; Ridley et Diamond, 2000). On a ainsi proposé que les fluides soient issus : (1) d'une dévolatilisation lors d'un métamorphisme prograde propre à mobiliser de grandes quantités de fluides et de les focaliser le long de zones de failles. Ce modèle est le plus probable compte tenu de l'ubiquité des gisements. Cependant, l'âge de mise en place est souvent postérieur de quelques dizaines de millions d'années au pic du métamorphisme, ce qui suggère que les gisements seraient contemporains du pic du métamorphisme en profondeur; (2) d'intrusions granitiques profondes ou de dômes anatectiques, notamment des magmas oxydants; et (3) d'un dégazage de CO_2 du manteau et de la granulitisation de la croûte inférieure qui s'ensuit (Cameron, 1988; Fyon *et al.*, 1992). Il est probable que plusieurs fluides interviennent.

Les gisements profonds à sulfures disséminés pourraient être issus de la reprise ou d'une surimposition à des concentrations de type exhalatif, parfois riches en or. Au cours de l'évolution se produisent des remobilisations successives qui peuvent conduire à une redistribution de l'or dans des faciès de quartz microsaçharoïde, puis à une pépétisation de l'or. Exceptionnellement, ces gisements peuvent être repris dans un métamorphisme de haut gradient; après fusion locale, l'or est piégé dans les leucosomes de migmatites, comme à Challenger en Australie méridionale (3,7 Mt à 9,2 g/t Au; Tomkins et Mavrogenes, 2002).

■ EXPLORATION

L'exploration des cisaillements aurifères repose sur de nombreuses méthodes. À l'échelle régionale, les gisements sont situés au voisinage de grandes discontinuités, marquées par de forts gradients métamorphiques et des zones de cisaillements pouvant dépasser 100 km de long (Gauthier *et al.*, 2007). Ils se situent en particulier le long des contacts entre volcanites et sédiments, dans les zones de relais, de virgation, ou de terminaison de faille. À l'échelle locale, les gisements sont portés par des structures de deuxième ou de troisième ordre, détectables en télédétection ou en géophysique au sol; l'électromagnétisme peut parfois permettre une recherche directe (VLF). Des techniques d'analyses structurales, de reconstructions des paléopressions ou paléosismiques peuvent permettre de prédire la position de zones favorables au voisinage des

grandes failles (Carrier *et al.*, 2000). Plus en profondeur, l'abondance du fer ou du carbone dans l'encaissant est un caractère favorable. Sur le terrain, le quartz aurifère présente souvent une couleur bleutée distinctive.

La géochimie est utilisable à toutes les échelles, tant en reconnaissance stratégique qu'en exploration tactique, et la lithogéochimie l'est parfois jusqu'à une centaine de mètres. Le choix des éléments doit être adapté à la maille : on utilise une géochimie emboîtée, où les structures précoces présenteront une signature à Au, As, Sb, les structures intermédiaires montreront un or indépendant de l'antimoine et les structures les plus matures Pb, Sn, Bi, et/ou B, selon la nature de la lentille compétente. Les zones de cisaillement montrent un lessivage en Na_2O et un enrichissement en K_2O . Te, W, Ag ont également été utilisés, de même que la scheelite qui est parfois un bon indicateur en prospection alluvionnaire (Inde, Californie). L'or et le thallium montrent un fort enrichissement dans l'humus.

En contexte glaciaire, la géologie du Quaternaire et la géophysique (polarisation provoquée) permettent de repérer les zones en creux, indicatrices de zones altérées, et d'interpréter les sondages destructifs afin d'échantillonner la base des tills. Le suivi de blocs erratiques du till glaciaire a permis la découverte de Lamaque, puis de Sigma, dans le district de Val-d'Or (Québec).

8.2.3 Filons à antimoine

L'antimoine est utilisé depuis longtemps : dans les pays arabes, il a longtemps servi de pigment cosmétique, le khôl (d'où alcool en français). C'était un métal en voie d'abandon par l'industrie, son emploi comme métal d'alliage, notamment avec le plomb, autrefois très important, ayant été considérablement restreint à quelques secteurs spécifiques comme les batteries automobiles et les pièces antifriction. Cependant, sous forme de trioxyde Sb_2O_3 , l'antimoine s'est ouvert un créneau important comme ignifuge et retardateur de feu pour textiles et caoutchoucs (jouets, housses de sièges pour automobiles et en aéronautique, etc.). Depuis de nombreuses années, la production mondiale d'antimoine est écrasée par la Chine qui a fourni en 2007 plus de 110 000 des 135 000 tonnes extraites, se plaçant loin devant la Bolivie (7000 t) et l'Afrique du Sud (6000 t).

Les filons à antimoine ont représenté un type de gîte important en Europe (Brioude-Massiac et La Lucette, en France) et au Maroc (Tarmilat; Périchaud, 1980). Les plus grosses réserves d'antimoine du monde sont situées en Chine (Xikuangshan, au Hunan), dans un vaste domaine correspondant à des intrusions mésozoïques, avec des filons minces et des remplacements. Ces gîtes sont souvent encaissés dans des séries sédimentaires, au voisinage de shales noirs.

L'antimoine peut occuper de grandes zones de cisaillement ductile, parfois minéralisées en or comme au Zimbabwe. Dans ce district, les filons antimonifères sont composés de structures anastomosées de forme sigmoïde conduisant à des corps réguliers, mais discontinus et petits, de quelques milliers de tonnes; les teneurs varient de 5 à 10 % Sb. Les filons sont souvent situés dans des zones anticlinales fracturées (Jaillard, 1980) (figure 8.14). Dans les Andes centrales (Pederson, Bolivie), les gisements à antimoine pourraient passer en profondeur à des concentrations en or dont la taille dépend de la longueur d'onde des plis (Sillitoe, 2004).

En domaine cassant, on peut distinguer plusieurs grands types d'association : à stibine et sulfo-antimoniures, la plus fréquente, (Europe hercynienne, Murchison en Afrique du Sud), et à antimoine natif, rare mais connue au Québec (lac Nicolet) et en Finlande. On observe souvent une succession de stades ferro-arsénifère, zincifère puis plumbo-antimonifères (Munoz et Moëlo,

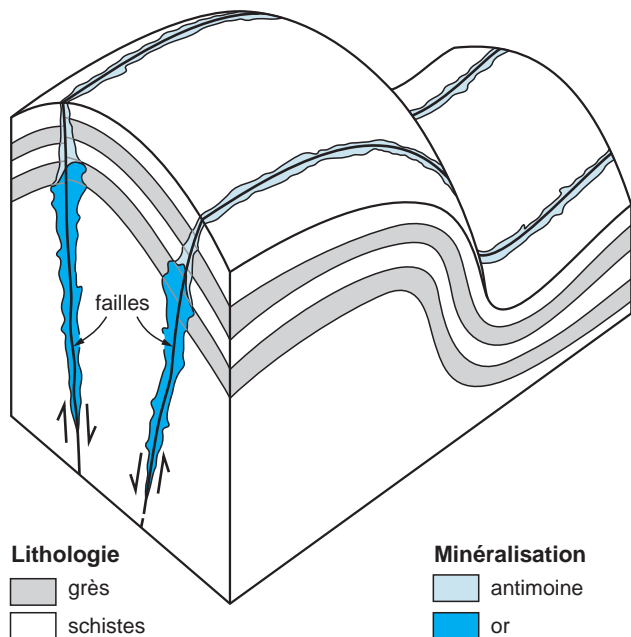


Figure 8.14 - Modèle des minéralisations en antimoine et or dans les charnières anticlinales (d'après Jaillard, 1980; Sillitoe, 2004).

1982; Marcoux *et al.*, 1988a) dans une gangue de quartz et barytine. Les filons à antimoine sont fréquemment entourés d'une auréole de chloritisation.

Le dépôt se produit à une température comprise entre 400 et 280 °C dans des fluides d'assez faible salinité (de 2 à 10 % éq. poids NaCl). L'association à antimoine natif témoigne de conditions particulièrement réductrices qui pourraient être liées à la production de CH₄ dans les zones de métavolcanites serpentinisées (Normand *et al.*, 1996). Ces gisements auraient été déposés par des fluides à CO₂ et H₂O qui présentent des caractères voisins des fluides à W et Au. L'origine de l'antimoine reste énigmatique, mais a été soupçonnée dans les socles métamorphiques.

La télédétection fournit des cibles à faible coût et la géochimie a montré son efficacité. À l'échelle tactique, on peut utiliser la géochimie sol, ou l'électromagnétisme (VLF). Un moyen rapide de contrôle de la présence de stibine est l'attaque par KOH, qui colore ce minéral en jaune vif.

8.3 Gîtes du métamorphisme et du métasomatisme orogéniques

On examinera ici les minéralisations associées à un métamorphisme général, les gisements associés au métamorphisme de contact étant traités au chapitre 5.

8.3.1 Silicates d'alumine

L'andalousite (orthorhombique), la sillimanite (orthorhombique) et le disthène (ou cyanite, triclinique) sont les trois polymorphes de Al₂SiO₅. Soumis à de fortes températures (1420 °C pour le disthène, 1510 °C pour l'andalousite, 1560 °C pour la sillimanite), ces minéraux se transforment en mullite (Al₆Si₂O₁₃), constituant essentiel des briques, céramiques et pâtes réfractaires à haute teneur en alumine, utilisées comme revêtement de fours ou supports de coulées dans les industries sidérurgique et métallurgique. Une faible part est également employée dans les industries céramique et électrique. L'andalousite est le « minerais » de mullite le plus recherché

en raison de sa stabilité dimensionnelle durant la chauffe, et aussi parce que sa transformation en mullite ne nécessite pas de précalcination, contrairement aux deux autres minéraux.

Ces trois silicates d'alumine apparaissent dans les roches alumineuses soumises à un métamorphisme moyen à fort. Le disthène apparaît dans des conditions de haute pression, la sillimanite dans des conditions de haute pression et haute température. On les rencontre surtout dans des gneiss, des micaschistes ou des quartzites, associés à des marbres, des paragneiss à biotite, grenat, parfois staurotide et corindon, des micaschistes à grenat, et des orthogneiss. L'andalousite apparaît en conditions de basse pression et moyenne température, principalement dans les cornéennes et schistes alumineux des auréoles de métamorphisme de contact (chapitre 5). Par altération, la sillimanite se transforme en muscovite et pyrophyllite, l'andalousite en « damourite » (muscovite en fines paillettes).

La production mondiale de silicates d'alumine a été de 410 000 t en 2007, à raison de 75 % d'andalousite (Afrique du Sud et France), 20 % de disthène (États-Unis et Inde) et 5 % de sillimanite (États-Unis) (chapitre 5). Disthène et sillimanite apparaissent en lentilles ou nodules sub-stratiformes, en poches ou zones irrégulières parfois de grande taille. Les gisements de disthène se présentent en couloirs de plusieurs mètres de large sur quelques centaines de mètres de long. Le plus grand gisement de disthène du monde, Willis Mountain en Virginie, contient 65 Mt à 25 % de disthène portées par une bande de quartzite de 3 km de long sur 150 m de large. Ce quartzite a été interprété comme une roche magmatique transformée par un hydrothermalisme acide en un assemblage à quartz-kaolinite dominant, ensuite métamorphisé (Owens et Pasek, 2007).

L'exploration du disthène et de la sillimanite se focalisera sur des ceintures métasédimentaires très déformées. La batée donne de bons résultats, de même que l'électromagnétisme et les méthodes radiométriques qui peuvent tracer les séries métasédimentaires au sein des ceintures.

8.3.2 Graphite

Le graphite est un minéral composé d'atomes de carbone assemblés en feuillets lamellaires et superposés avec un léger décalage. Les liaisons entre feuillets sont très faibles, de type Van Der Waals, ce qui se matérialise par l'existence d'un clivage basal parfait, assurant un débit facile en feuillets, et par une faible dureté (de 1 à 2 sur l'échelle de Mohs).

Le graphite possède des propriétés de métaux (flexibilité, conductibilité thermique et électrique) et de non-métaux (inertie chimique, haute résistance thermique, réfractarité, lubrification), des particularités qui lui ouvrent de nombreux débouchés industriels. La combinaison de sa conductivité et de sa grande stabilité thermique (il fond à 3927 °C) lui assure une utilisation dans les batteries, les piles à combustibles et les réfractaires, son principal usage restant cependant les garnitures de freins. On l'emploie aussi, entre autres, dans les matériaux soumis à des frottements importants, les lubrifiants de hautes températures, les électrodes de carbone, comme matériau de base des fibres de carbone et comme ralentisseur de neutrons dans les réacteurs nucléaires.

En plus du graphite naturel, on produit également du graphite de synthèse, obtenu par graphitisation à plus de 2500 °K de carbone non graphiteux (coke de pétrole pour l'essentiel, mais aussi anthracite, poix, etc.). Moins bien cristallisé mais plus pur (donc plus cher) que le graphite naturel, ce graphite de synthèse est en plein essor grâce à des applications spécifiques comme le graphoïl, un tissu graphiteux fin, et les piles à combustibles.

Les chiffres de production mondiale (1,03 Mt en 2007) regroupent graphite naturel (environ 800 kt) et graphite synthétique (environ 200 kt). La Chine (720 kt) et l'Inde (120 kt) dominent le marché des producteurs. On distingue plusieurs types de graphite naturel : amorphe (en fait cryptocristallin), *flaky* (lamellaire ou écailleux avec plus de 80 % C), et *lump* ou *crystalline* (bien cristallisé, fibreux à colonnaire avec plus de 90 % C).

Le graphite est un minéral des roches métamorphiques. Sa cristallinité est directement liée à l'intensité du métamorphisme : le métamorphisme transforme les résidus organiques, les bitumes ou les charbons des sédiments, d'abord en graphitoïdes à structure désordonnée, puis en graphite de mieux en mieux cristallisé au-dessus de 400 °C. Un métamorphisme modéré, généralement de contact, dans des charbons ou des schistes donne naissance à de fines particules disséminées de graphite amorphe : ce sont les gisements du Mexique, de la Corée du Sud et du Nord, et de l'Autriche. Un métamorphisme régional poussé va donner le *flaky graphite*, de loin le plus courant, et aussi le plus exploité en Chine, au Canada, au Brésil et à Madagascar. Les encaissants sont variés (marbres, paragneiss et quartzites), les plus favorables semblant des paragneiss alumineux des faciès amphibolite et granulite. Le graphite se présente en disséminations ou en lentilles et on observe fréquemment un fluage et une accumulation dans les charnières de plis. On connaît des lentilles longues de 1000 m avec 20 m de puissance moyenne. Les teneurs les plus fortes apparaissent au contact entre marbres et paragneiss. Les ressources de la Chine seraient de l'ordre de 400 Mt de graphite cristallin et de 100 Mt de graphite cryptocristallin. La région de Pingdu (Shandong, Chine) produit 50 % du graphite chinois. Les réserves sont de 200 Mt de minerai à 3,2 % de graphite; les ressources seraient de l'ordre de 600 Mt.

Beaucoup plus rare, le *lump graphite* ne semble provenir que de pétrole métamorphisé. Il apparaît en remplissages de fissures d'une puissance variant de 1 cm à 1 m. C'est un graphite très pur (> 90 % C) exploité au Sri Lanka. Le graphite est parfois présent dans des filons hydrothermaux mais en quantités beaucoup trop faibles pour donner lieu à des exploitations.

L'exploitation du graphite se fait principalement à ciel ouvert et le minerai est traité par flottation. En exploration, le graphite présente une forte signature dans les levés électromagnétiques aéroportés et en VLF au sol.

LE GRAPHITE DE MONT-LAURIER (QUÉBEC)

Le gisement de graphite du bassin de Mont-Laurier, se situe à 275 km au nord de Montréal, au Québec (photo e, planche 30). L'exploitation artisanale du graphite débute à la fin des années 1800. Des travaux de cartographie en 1960-1970, suivis en 1982 de levés géophysiques aéroportés, ont permis la mise au jour de corps minéralisés. L'exploitation en carrière par la compagnie Stratmin Graphite inc., rebaptisée en 2002 Timcal Canada inc. (groupe IMERYS), a débuté en 1989.

Le gisement est situé dans la ceinture métasédimentaire protérozoïque de la Province de Grenville. Les roches encaissantes sont métamorphosées au faciès amphibolite supérieur à granulite. Elles se composent de gneiss à grenat-plagioclase-sillimanite +/- orthopyroxène-quartz, de gneiss à biotite-plagioclase +/- orthopyroxène +/- clinopyroxène-quartz, et de marbres dolomitiques et calcitiques présentant des assemblages minéralogiques variés essentiellement à clinopyroxène, phlogopite, scapolite, olivine et calcite (figure 8.15). Seuls les marbres à dominante calcique contiennent du graphite en grandes fibres, à des teneurs pouvant dépasser 7 %. Toutes les lithologies sont affectées par une tectonique polyphasée, et ont enregistré des conditions pression-température comprises entre 4,5 et 7 kbar et entre 650 et 950 °C. Extrêmement ductile, l'horizon graphiteux, enclavé entre deux lithologies très compétentes composées de gneiss, est boudiné et plissé avec un bourrage et un enrichissement en graphite dans les charnières. Les marbres dolomitiques et graphiteux pourraient représenter une ancienne plate-forme carbonatée. Le graphite proviendrait alors du métamorphisme de la matière organique et de l'apport du CO₂ par des fluides de grande profondeur (Caderon, 1997). Des gisements similaires sont connus au New Jersey, aux États-Unis.

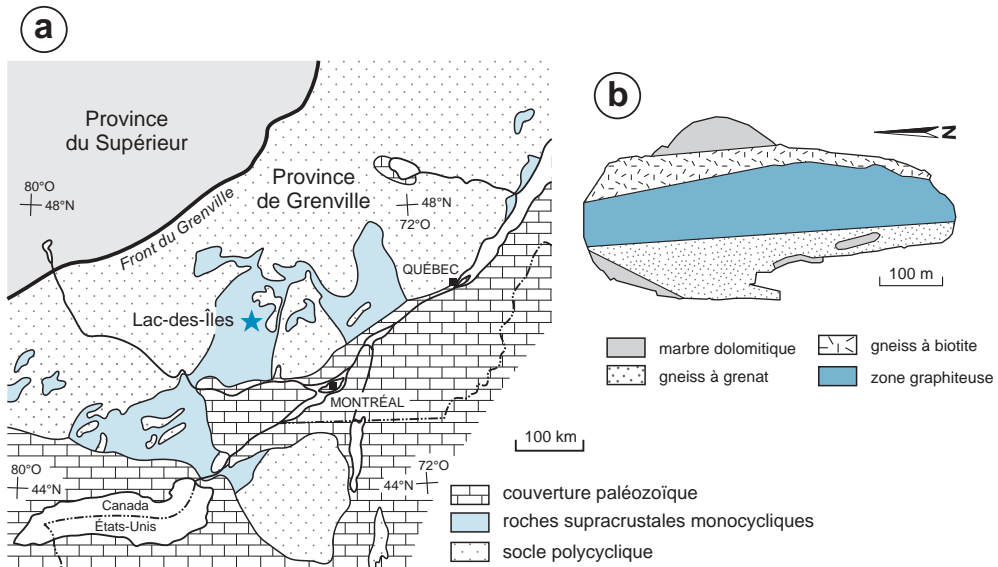


Figure 8.15 - Gisement de graphite de Mont-Laurier-Lac-des-Îles (Québec, Canada), exploité par Timcal Canada inc., filiale d'Imerys. **a)** localisation dans la Province de Grenville; **b)** carte géologique de la première fosse exploitée. L'horizon minéralisé en graphite (marbre calcitique graphiteux) est bordé à l'ouest par les gneiss à grenat, et à l'est par les gneiss à biotite. Des marbres dolomitiques sont intercalés à l'intérieur de ces gneiss.

8.3.3 Amiante

Parfois nommée asbeste par référence au terme anglais *asbest*, l'amiante est une dénomination industrielle qui désigne six silicates fibreux. Le principal minéral d'amiante est le chrysotile (amiante blanche), un phyllosilicate du groupe des serpentines. Il représente 95 % de la production, les 5 % restants étant constitués par des variétés asbestiformes d'amphiboles : la riébeckite (variété crocidolite, l'amiante bleue), plus rarement la gédrite ou l'anthophyllite (variété amosite, amiante brune), l'actinote ou la trémolite (dénommées « byssolite » sous ce faciès). Accessoirement, certaines anciennes amiantes ont un usage ornemental : l'œil-de-tigre est ainsi une ancienne crocidolite oxydée et silicifiée. Sa couleur brune résulte de la présence de goethite, formée par l'oxydation de la crocidolite, et sa texture rubanée de sa formation dans des fentes de tension ouvertes par saccades, de type *crack-and-seal*.

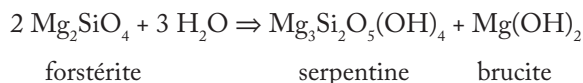
L'amiante possède une polyvalence exceptionnelle, combinant de remarquables propriétés de résistance chimique, mécanique (élasticité et flexibilité) et thermique, associée à une très faible conductivité électrique. Ces propriétés lui avaient donné une large place dans les matériaux de construction et d'isolation (fibrociments, la principale en volume), les produits soumis à des frictions, les applications anti-feu (vêtements de pompiers, grille-pain, etc.) et de nombreuses pièces techniques soumises à de fortes températures (joints thermiques des réservoirs des fusées et navettes spatiales, revêtements ignifuges, etc.).

Tous les grands gisements de chrysotile sont des massifs de roches ultramafiques serpentinisées de type ophiolitique ou alpin. Les roches-hôtes des gisements en complexes ophiolitiques sont habituellement des tectonites harzburgitiques. Les gisements d'amiante se forment rarement dans des roches ultramafiques serpentinisées d'affinité komatiitique d'âge archéen : Msauli (Afrique du Sud), Havelock (Swaziland).

Les gisements d'amiante renferment de 10 Mt à 1 Gt de minerai contenant en moyenne de 3 à 10 % de fibres récupérables. Le grand gisement de Jeffrey (Québec) contenait 800 Mt, celui de Thetford Mines (Québec) 250 Mt, tous les deux renfermant en moyenne 6 % de fibres (photo h, planche 30). La Russie et la Chine sont les plus grands producteurs avec 1030 kt et 350 kt, respectivement, en 2007, pour une production mondiale de l'ordre de 2,3 Mt. En France, le plus important gisement a été celui de Canari, dans le Cap Corse, qui exploitait une serpentine appartenant aux nappes ophiolitiques alpines. Fermé en 1965, il a produit 250 kt de fibres de chrysotile à partir d'un minerai titrant en moyenne 4 % de fibres.

Le chrysotile apparaît en stockwerks de filonnets fibreux de faible puissance (1 cm en général) zébrant des masses d'une serpentine massive, l'antigorite, plus rarement en agrégats qui peuvent constituer jusqu'à 80 % de la roche. Chrysotile et antigorite sont associés à la brucite, la magnésite, souvent la chromite et la magnétite.

Le chrysotile et l'antigorite se forment aux dépens des silicates de magnésium (forstérite essentiellement) par action de fluides hydrothermaux ou métamorphiques; c'est la réaction de serpentinisation :



Cette réaction se déroule à la faveur d'un faible métamorphisme, vers 300 +/- 50 °C à des pressions hydrostatiques inférieures à 1 kbar. Le chrysotile cristallise pendant la formation de fractures de tension ou la dilatation d'anciennes fractures.

Malgré ses caractéristiques exceptionnelles, l'exploitation de l'amiante a connu une forte décroissance au cours des dernières années depuis qu'il a été démontré que l'ingestion de fibres peut provoquer le cancer des bronches, de la plèvre et du péritoine (mésothéliome), et la fibrose pulmonaire (asbestose). De nombreux pays ont alors pris des mesures législatives pour interdire ou réduire l'extraction et l'emploi de l'amiante. La production a ainsi été arrêtée aux États-Unis en 2002. Cependant, les produits adoptés en substitution (silicates de calcium, fibres de carbone ou cellulosiques, fibres de verre, etc.) ne se révèlent pas, pour l'instant, aussi performants que l'amiante en termes de propriétés.

8.3.4 Talc et pyrophyllite

Le talc, $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, est un silicate de très faible dureté (1 sur l'échelle de Mohs), au toucher onctueux. C'est un minéral secondaire formé par altération hydrothermale et météorique de minéraux de magnésium, caractéristique des roches peu métamorphiques, et un constituant important des talcschistes. C'est un produit industriel vendu sous l'appellation commerciale de stéatite (> 90 % talc); broyé en poudre, il est utilisé dans de nombreux secteurs industriels et agricoles en raison de son large éventail de propriétés : faible dureté, onctuosité, oléophilie et hydrophobie autorisant des lubrifications à sec, inertie chimique et blancheur. Il entre notamment dans la composition de peintures, céramiques, papiers, cosmétiques, produits pharmaceutiques, plastiques spéciaux, etc. La roche savon (*soapstone*) est une roche talqueuse massive et impure qui contient également des carbonates magnésiens, de la serpentine, de la chlorite, de la trémolite et de la magnétite.

La pyrophyllite, $\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, est l'équivalent alumineux du talc, formé par altération supergène ou hydrothermale de roches alumineuses. Ses propriétés physico-chimiques très proches

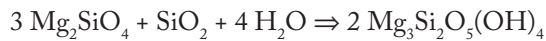
lui confèrent des usages industriels analogues à ceux du talc; les statistiques regroupent habituellement ces deux minéraux. La pyrophyllite se rencontre dans des faciès métamorphiques de roches alumineuses, surtout en Asie.

En 2007, la production mondiale (talc + pyrophyllite) était de 8,1 Mt. Les principaux producteurs de talc sont la Chine (plus de 2,5 Mt avec les grands gisements de Dashilazi, dans le Heilongjiang, et de Muling, dans le Mudanjiang) et les États-Unis (0,84 Mt). Gemerská Poloma (Slovaquie) est aussi un important gisement de talc (20 Mt de talc). La France occupe une place significative avec le grand gisement de Luzenac-Trimouns, en Ariège, qui produit annuellement plus de 350 kt de talc. Les principaux producteurs de pyrophyllite sont la Corée du Sud (750 kt) et le Japon (370 kt).

Le talc peut apparaître selon deux processus différents en contexte de métamorphisme peu intense : altération hydrothermale de roches ultramafiques, ou métasomatose siliceuse de calcaires magnésiens et de dolomies.

Les roches ultramafiques sont des roches très magnésiennes constituées de silicates de magnésium : forstérite ou diopside-enstatite. Ces silicates de magnésium se transforment par altération hydrothermale en serpentines qui, une fois métamorphisées dans le faciès schistes verts, se transforment partiellement en talc + magnésite. Les fluides opèrent donc une métasomatose siliceuse et carbonique de la serpentine, avec évacuation du magnésium, favorisée par une forte activité en silice. Dans ces gisements, le talc est fréquemment accompagné de serpentine et d'olivine qui constituent des lentilles résiduelles; le talc présente alors un taux d'impuretés assez élevé. La présence d'amiante peut rendre un gisement inexploitable. Le gisement finlandais de Lahnaslampi contient, par exemple, 30 Mt de minerai à plus de 50 % de talc (et des teneurs atteignant 0,2 % Ni), tandis que le gisement de Deloro (Ontario) reconnu sur plus de 1800 m d'allongement et 300 m de large contient un minerai à 28 % de talc et 54 % de magnésite.

Étape 1 : transformation d'olivine en serpentine :



Étape 2 : transformation de serpentine en talc et magnésite :



En contexte carbonaté, la genèse du talc se réalise aux dépens de dolomies ou de calcaires dolomitiques, la silice nécessaire étant présente dans les formations adjacentes et introduite par des fluides hydrothermaux à partir de discontinuités comme des failles, des chevauchements, etc. Le gisement français de Luzenac (Schärer *et al.*, 1999) appartient à cette catégorie, caractérisée par des tonnages et des teneurs variables : plus de 26 Mt à 70 % de talc à Luzenac, tandis que le gisement de North Talc, en Colombie-Britannique, contient 13 Mt à 56 % de talc. La formation de talc résulte alors d'une réaction entre dolomite et fluides siliceux :



Au faciès amphibolite, on observe la formation de trémolite au lieu de talc. Bien que la chlorite soit fréquente, ce type de gisement en contexte carbonaté fournit les talcs les plus purs et les plus blancs.

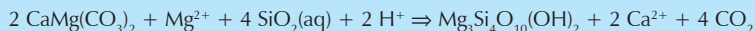
LE TALC DE TRIMOUNS-LUZENAC (ARIÈGE, FRANCE)

Le gisement de Trimouns-Luzenac est encaissé dans les terrains carbonatés dolomitiques de l'Ordovicien et du Dévonien des Pyrénées, au contact de roches métamorphiques (figure 8.16; photos f et i, planche 30). C'est une des plus importantes exploitations de talc du monde avec une production annuelle proche de 400 kt et des réserves de l'ordre de 26 Mt.

Le gisement se développe entre un mur métamorphique de gneiss et migmatites, et un toit composé de séries épimétamorphiques à marbres quartzitiques à épidote, avec de puissantes intercalations de dolomies et de schistes noirs chloriteux attribuées à l'Ordovicien supérieur, surmontées de schistes à séricite siluriens, puis de marbres à phlogopite, quartzites et tufs du Dévonien. Le gisement occupe un plan de chevauchement charriant les séries schisteuses et dolomitiques sur le socle gneissique. Cet accident écrase fortement les formations ordoviciennes et permet la circulation de fluides siliceux qui développent une intense métasomatose transformant en talc et chlorite les niveaux alumineux de micaschistes, et en talc les niveaux dolomitiques.

Le corps principal forme une couche lenticulaire très digitée dont la puissance varie de 10 à 80 m. Il est constitué par l'alternance irrégulière, à toutes les échelles, de couches de talc et de schistes à chlorite. Le minerai talqueux le plus pur (de 80 à 97 % de talc) est situé dans les dolomies du toit, tandis que le minerai de basse qualité est composé de 70 à 90 % de chlorite magnésienne (clinocllore de variété shéridanite) et surtout localisé au mur. Les corps annexes, d'une puissance maximale de 10 m, sont essentiellement chloriteux.

La genèse de ce gisement est polyphasée (de Parceval, 1992) et débute par une métasomatose magnésienne transformant des micaschistes à muscovite et phlogopite en schistes à chlorite, et des roches siliceuses en talc. La silice libérée au cours de cette métasomatose réagit sur les dolomies pour donner du talc massif avec libération de calcium et de CO₂, qui sont partiellement fixés par cristallisation de calcite. La talcification est donc une métasomatose essentiellement siliceuse opérée par des fluides riches en SiO₂, Mg et F sur la dolomite selon la réaction :



Les champs de stabilité des minéraux et les mesures thermobarométriques sur inclusions fluides montrent que le gisement de Luzenac s'est formé entre 250 et 350 °C, sous une pression de 2,5 kbar. Les fluides étaient des saumures ayant de 20 à 30 % éq. poids NaCl avec CH₄ fréquent. Les datations réalisées par la méthode U/Pb sur des cristaux de xénotime et de monazite des dolomies talcifiées, donnent des âges s'étalant de 112 à 97 Ma, un laps de temps de 16 Ma interprété comme étant la durée minimale de l'événement métasomatique dans le plan de chevauchement (Schärer *et al.*, 1999). La formation du gisement de talc serait liée à la circulation des fluides lors du coulissage pré-orogénique de l'Ibérie, donc antérieure à la surrection majeure de la chaîne pyrénéenne. La configuration actuelle du gisement résulte des derniers mouvements coulissants pyrénéens.

8.3.5 Magnésite

La magnésite est un carbonate de magnésium et le principal minerai de ce métal, de plus en plus extrait par électrolyse de l'eau de mer. Outre son rôle de minerai, la magnésite a de multiples usages en agriculture comme fertilisant et support d'engrais ou de pesticides, en verrerie et en céramique. Son inertie chimique lui assure un emploi annexe de *filler* dans les peintures, les papiers, les plastiques et les caoutchoucs. Par calcination, la magnésite se transforme en produits aux propriétés différentes : magnésie calcinée caustique (*caustic calcined magnesia*, CCM, entre 700 et 1000 °C), employée dans les mêmes filières que la magnésie; magnésie calcinée (*dead burned magnesia*, DBM, à plus de 1450 °C), un réfractaire de hautes performances; magnésite fondue (*fused* ou *electrofused magnesia*) entre 2750 et 3000 °C, un super-réfractaire des moteurs et des tuyères de fusée.

En 2007, la production minière mondiale de magnésite s'élevait à plus de 4,5 Mt (les États-Unis non compris). Elle provient pour l'essentiel de Chine (1,87 Mt), de Turquie (0,93 Mt), de Corée du Nord (0,35 Mt) et de Russie (0,35 Mt). La Grèce et l'Espagne en produisent individuellement 0,15 Mt. En plus de cette production, environ 10,1 Mt de magnésite ont été extraites des lacs salés et de l'eau de mer en 2007, notamment par le Japon et les États-Unis (50 % à eux deux). Le coût de production de cette magnésite est cependant généralement supérieur à celui de la magnésite naturelle.

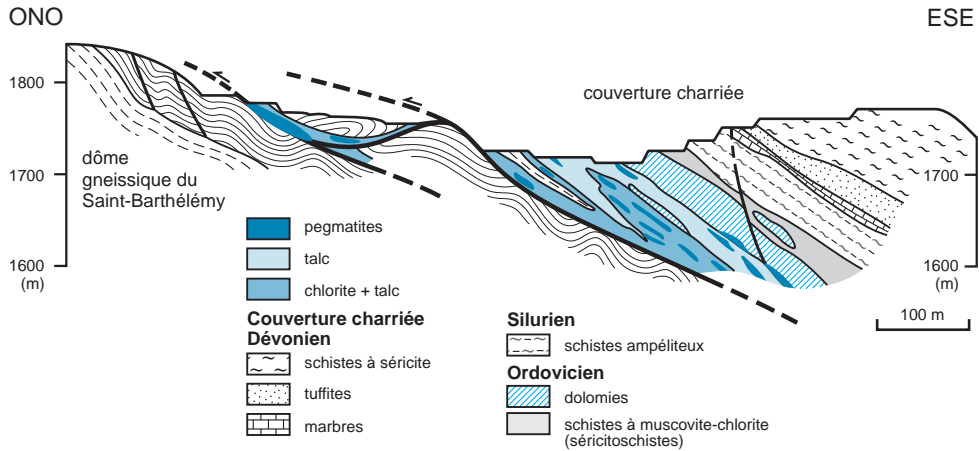


Figure 8.16 - Gisement de talc de Trimouns–Luzenac (Ariège, France). Le gisement a pris naissance par métasomatose siliceuse de dolomies ordoviciennes le long d'un chevauchement majeur qui a permis la circulation de fluides siliceux (d'après de Parceval, 1992).

L'exploitation de *sparry magnesite*, une magnésite massive à gros grain, d'aspect marmoréen, assure 80 % de la production mondiale. C'est le type Veitsch, encaissé par des carbonates. Les principaux gisements se situent dans le Liaoning (Chine), à Satka (Oural, Russie) et à Eugui (Espagne). Les gisements peuvent dépasser 100 Mt d'un minerai titrant plus de 90 % $MgCO_3$. À Satka par exemple, la magnésite contient moins de 4 % de SiO_2 et de 4 % d' Al_2O_3 . Savimo (Sayan Est, Russie) représenterait 2 Gt de magnésite pure, sur 750 m de long. Les gisements d'allure stratiforme se présentent en lentilles ou en bancs discontinus dans des carbonates, plus rarement des grès. Le milieu de dépôt s'apparentait à un bassin marin peu profond ou lagunaire évaporitique, sur une plate-forme marine ou une marge continentale.

La genèse de ces gisements relève de processus métasomatiques. L'hypothèse d'une transformation de carbonates dolomités perméables en magnésite par un fluide métasomatique allochtone semble abandonnée. On lui préfère une genèse par recristallisation diagénétique de sédiments chimiques riches en magnésium (boue à magnésite fine ou hydromagnésite), donc un magnésium autochtone (ou familier), une hypothèse qui s'accorde mieux avec la présence fréquente de gypse et de halite dans certains gisements canadiens. Les inclusions fluides indiquent une recristallisation entre 110 et 240 °C. Les dépôts cryptocristallins actuels à magnésite sédimentaire de Salda Lake (Turquie), Kunwarara (78 Mt dans le Queensland, Australie), et les évaporites à hydromagnésite de Sebkh el Melah (Tunisie) sont de probables équivalents actuels de ces sédiments chimiques magnésiens.

Un autre type de gisement, à magnésite dite cryptocristalline, apparaît dans les serpentinites soumises à l'action de fluides carboniques; celles-ci subissent alors une métasomatose qui produit du talc et de grandes quantités de magnésite, selon la réaction :



La magnésite forme des stockwerks et des masses à cassure conchoïdale caractéristique parsemant les massifs de serpentinites. Elle peut être exploitée in situ (Grèce, Turquie) bien que les gisements soient en général de taille petite à moyenne, avec une teneur souvent plus faible (moins de 30 % $MgCO_3$), du fer abondant, et une magnésite riche en fer (variété breunerite).

C'est le type Kraubath, connu également en Inde (zone de cisaillement de Bhavan), en Russie (Savinskoe, 300 Mt), au Québec, au Vermont et en Finlande. Les concrétions de magnésite du gisement australien de Kunwarara résultent de l'érosion, du transport, puis de la recristallisation de magnésite formée en contexte de serpentinite.

L'exploitation pérenne de ces gisements requiert un minerai riche, comprenant de 90 à 95 % MgO dans les produits calcinés, équivalant de 45 à 46 % MgO dans la magnésite (soit un minimum de 96 % MgCO_3), ou de 65 à 66 % MgO dans la brucite (soit un minimum de 95 à 96 % Mg(OH)_2).

CHAPITRE 9

Ressources minérales climatiques

Plus de 86 % de la surface continentale est altérée. Les gîtes climatiques se forment dans ces conditions de surface à la suite des interactions essentiellement destructrices des roches avec la biosphère et l'atmosphère. Les roches et les minéraux y subissent des transformations chimiques et physiques au contact des agents de la surface, dans des conditions étrangères à leur milieu de genèse (Meyer et Hemley, 1967). Le terme d'altération supergène couvre l'ensemble de ces transformations, le résidu solide qui en résulte étant appelé altérite. Cette altération est contrôlée par des facteurs multiples, notamment atmosphériques, mais aussi biologiques : en effet, si l'air, le vent, l'eau et le gel sont essentiels, les bactéries, les plantes et certains animaux participent activement à la dégradation et à la transformation des roches.

L'altération comprend des processus chimiques et physiques qui se combinent pour transformer les roches, voire les faire disparaître. L'altération chimique débute par une hydratation, suivie d'une hydrolyse, d'une oxydation, enfin d'une mise en solution de certains éléments. Tous les minéraux ne présentent pas la même stabilité (figure 9.1) et, selon les climats, la mobilité des éléments sera différente (Lelong *et al.*, 1976; cf. figure 4.21). Au cours de l'altération physique, ou désagrégation, les roches sont fragmentées et leurs minéraux arrachés et entraînés par le vent ou les eaux.

Le développement des altérations est inégal au cours de l'histoire géologique. Le déplacement des masses continentales et les modifications de la composition de l'atmosphère ont entraîné des changements climatiques qui ont eux-mêmes conduit à des altérations différenciées. Le climat terrestre varie dans l'espace et dans le temps. Dans l'espace, la Terre montre aujourd'hui une

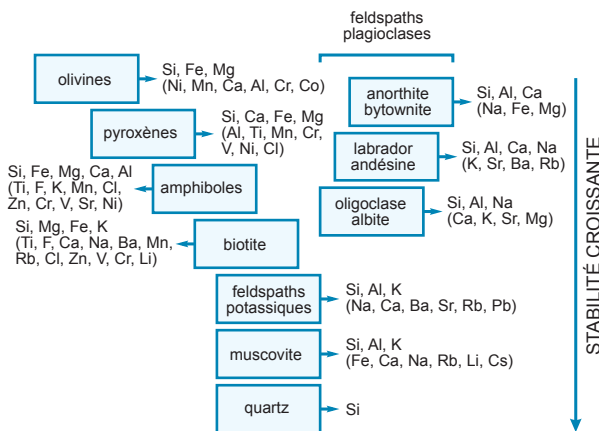


Figure 9.1 - Stabilité des silicates communs en contexte d'altération supergène (d'après Goldich, 1938).

zonation des climats depuis les pôles à l'équateur, avec de fortes variations de la pluviométrie, de la température et de l'évaporation, et donc de fortes variations de la nature et de l'intensité des altérations de surface. Dans le temps, l'atmosphère a connu des changements importants de composition et de dynamique (figure 9.2). L'oxygène était quasi absent de l'atmosphère jusqu'à 2,4 Ga, tandis que le méthane était plus abondant. Cette hypothèse ne fait cependant pas encore l'objet d'un accord unanime (Ohmoto *et al.*, 2006). L'atmosphère est ensuite passée de conditions réductrices à des conditions oxydantes lors du Grand Événement Oxydant (*Great Oxidation Event*; Holland, 2002), entre 2,4 et 2,0 Ga; la teneur en O_2 serait passée de négligeable à 1 à 3 % de la teneur actuelle en oxygène, peut-être du fait de la fuite de l'hydrogène dans l'espace, ce qui diminue la réduction. Une deuxième augmentation de l'oxygène dans l'atmosphère a eu lieu à la fin du Protérozoïque, entre 1 Ga et 600 Ma (Catling et Claire, 2005), élevant la teneur en O_2 jusqu'à 5 à 18 % de la valeur actuelle. Depuis, la composition de l'atmosphère a fluctué dans des proportions moindres, la teneur en oxygène variant cependant entre 10 et 35 %, celle en CO_2

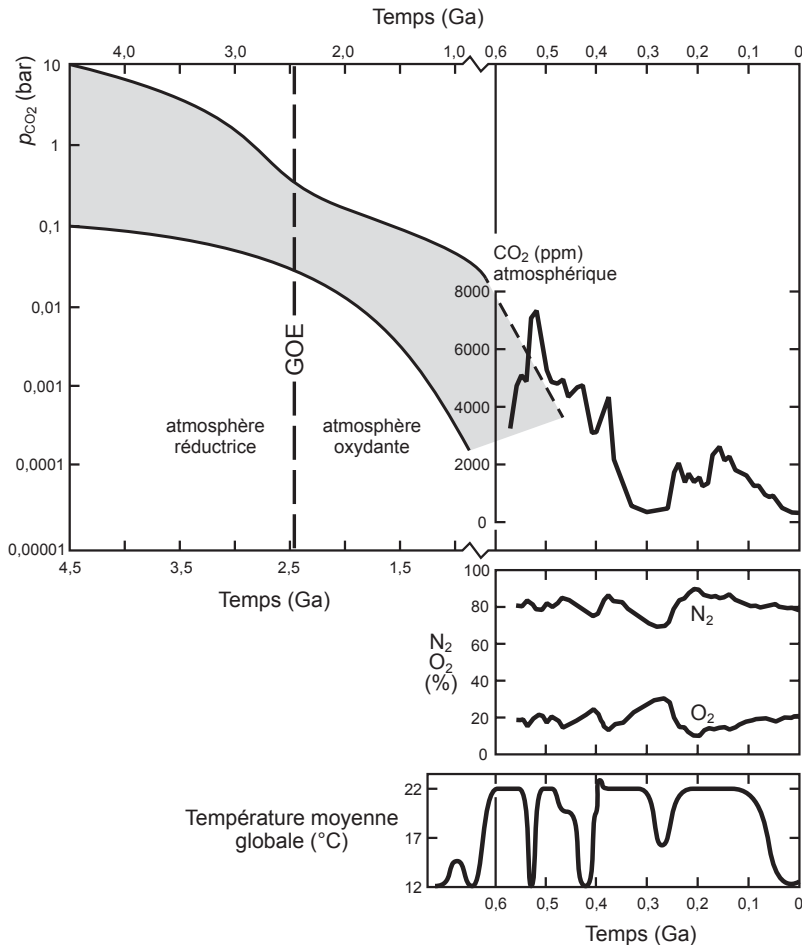


Figure 9.2 - Évolution de la teneur en CO_2 depuis le Précambrien (d'après Hessler *et al.*, 2004; Royer *et al.*, 2004), et en azote et en oxygène (d'après Kasting, 2005; Berner, 2006). Deux modèles ont été proposés pour l'évolution du CO_2 à l'Archéen (Frimmel, 2005). GOE = *Great Oxidation Event*.

pouvant dépasser plus de 10 fois la concentration actuelle. La température a donc largement varié : au cours du Phanérozoïque, les températures moyennes ont oscillé entre 12 °C (par exemple, à l'Ordovicien ou au Quaternaire) et 22 °C (au Cambrien et au Crétacé). La pression elle-même a connu des oscillations de l'ordre de 10 % de la pression actuelle depuis le Cambrien (Berner, 2006). Ces variations conditionnent la formation, la localisation et la préservation des gîtes liés au climat.

Les altérations chimiques sont plus particulièrement prononcées lorsque le relief est faible, avec un fort couvert végétal (phase biostatique, vitesse d'érosion de l'ordre de 2 cm/1000 ans). Il existe quatre grands types d'altération chimique de surface (figure 9.3) :

- la latéritisation, ou allitisation, sous climat chaud et humide;
- la monosiallisation ou kaolinisation, sous climat tempéré et humide;
- la bisiallisation, sous climat tempéré, type le plus fréquent;
- la podzolisation, sous climat froid, qui conduit à des sols acides du fait de la présence de matière organique.

Le sol est un type d'altérite à profil asymétrique lié à la pédogenèse, donc à la vie, où il n'y a pas de déblaiement des produits résiduels par les phénomènes d'altération physique. C'est en quelque sorte un état transitoire qui matérialise une altération chimique préservée de la désagrégation. Un régolithe est un type particulier d'altérite où la désagrégation physique joue un

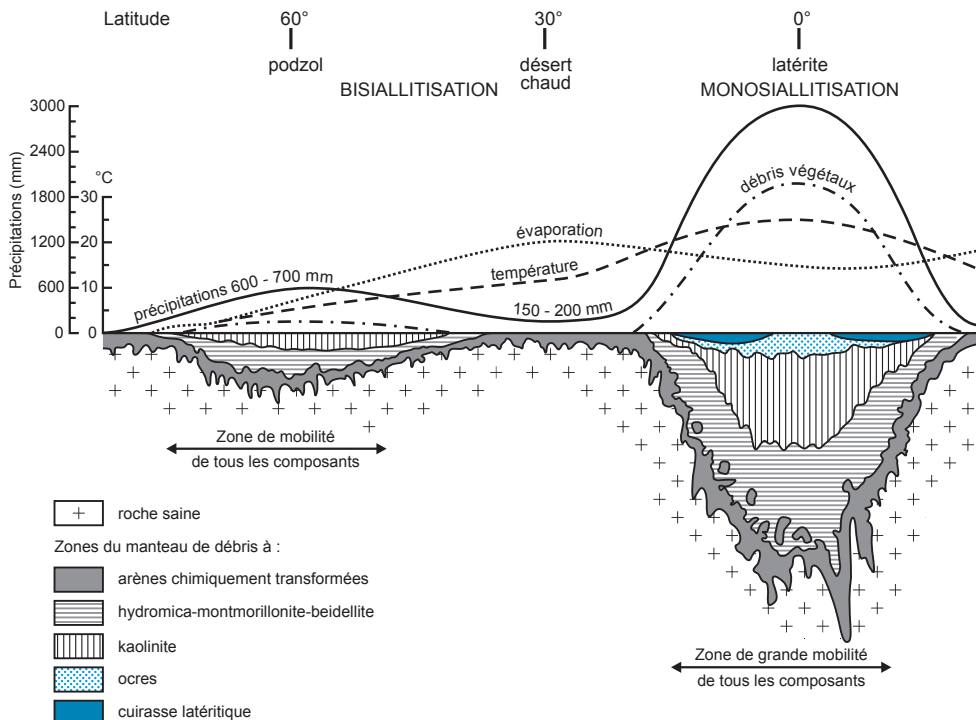


Figure 9.3 - Profils d'altération du Pôle à l'Équateur avec intensité des précipitations, montrant les variations de l'épaisseur des altérites (d'après Strakov, 1967).

rôle prédominant. La roche saine est appelée roche-mère, ou substrat, et protore lorsqu'il s'agit de minerai. La limite entre les deux peut être floue dans le cas de gisements primaires à faible facteur d'enrichissement.

Les altérations peuvent constituer des facteurs négatifs ou positifs vis-à-vis des minéralisations. Ainsi, les altérations détruisent par oxydation les gisements d'uranium jusqu'à les faire disparaître complètement de la surface et provoquent des transformations minéralogiques qui peuvent modifier considérablement l'économie d'une minéralisation : un minerai à 12 % Zn est économique avec de la sphalérite (ZnS), non économique avec de la smithsonite (ZnCO₃). De manière générale, les altérations compliquent l'exploration, mais elles peuvent aussi provoquer des enrichissements mécaniques (gîtes résiduels) ou chimiques, et générer ainsi des gisements économiques (bauxite, latérites à nickel ou or, gisements de fer ou de cuivre).

Nous distinguerons les gîtes climatiques, formés sur place (gîtes pédogénétiques) par des phénomènes d'altération majoritairement chimiques, et les gîtes climatiques détritiques qui ont subi un transport. Les premiers comprennent les gisements résiduels, créés à la suite de la préservation et de l'accumulation de minéraux résistants (zircon, pyrochlore, monazite, etc.), et ceux formés par la concentration in situ d'éléments peu mobiles (bauxites, latérites à or, etc.) ou mobiles verticalement dans les profils d'altération (manganèse et nickel).

Les gîtes climatiques détritiques ont subi un transport, puis une sédimentation. Les fragments minéraux et particules en suspension sont transportés et redéposés après classement par densité et par granulométrie : c'est le processus sédimentaire très général qui donne naissance aux alluvions. Des accumulations d'un ou de plusieurs minéraux économiques peuvent se constituer : ce sont les placers alluviaux ou littoraux.

9.1 Gîtes pédogénétiques

Ces gîtes sont des concentrations superficielles de substances utiles ou de minerais, résultant de l'altération sur place d'un protolite, par action de l'eau essentiellement, conduisant à la formation d'un sol (planche 31). L'enrichissement résulte de deux processus distincts souvent complémentaires, fonction de la résistance à la dissolution des minéraux du protore :

- la concentration physique de minéraux insolubles, insensibles à l'altération chimique, et par conséquent concentrés par élimination de la matrice soluble; c'est le cas, par exemple, de la chromite et du zircon;
- la dissolution dans la zone d'oxydation de certains éléments qui se redéposent plus bas dans la zone réductrice, sous forme de nouveaux minéraux. Cette catégorie compte notamment les latérites (gisements et plus grosses réserves mondiales de nickel), les bauxites (plus grosses réserves mondiales d'aluminium) et les enrichissements supergènes qui se produisent à la partie superficielle de gisements de cuivre, de fer ou d'or (figure 9.4; tableau 9.1). Les cha-peaux de fer (ou *gossan*) représentent un cas particulier de concentration à l'aplomb d'une zone minéralisée en métaux de base ou précieux (photos h et i, planche 31).

La mobilité des éléments en condition de surface dépend fondamentalement des caractéristiques en termes d'acidité et d'oxydoréduction des paysages (figure 9.5). En conditions réductrices, les sulfures sont stables quel que soit le pH dans des environnements riches en eau. En conditions oxydantes, les sols acides des climats froids sont riches en sulfates, tandis que les sols plus alcalins sont riches en carbonates et oxydes.

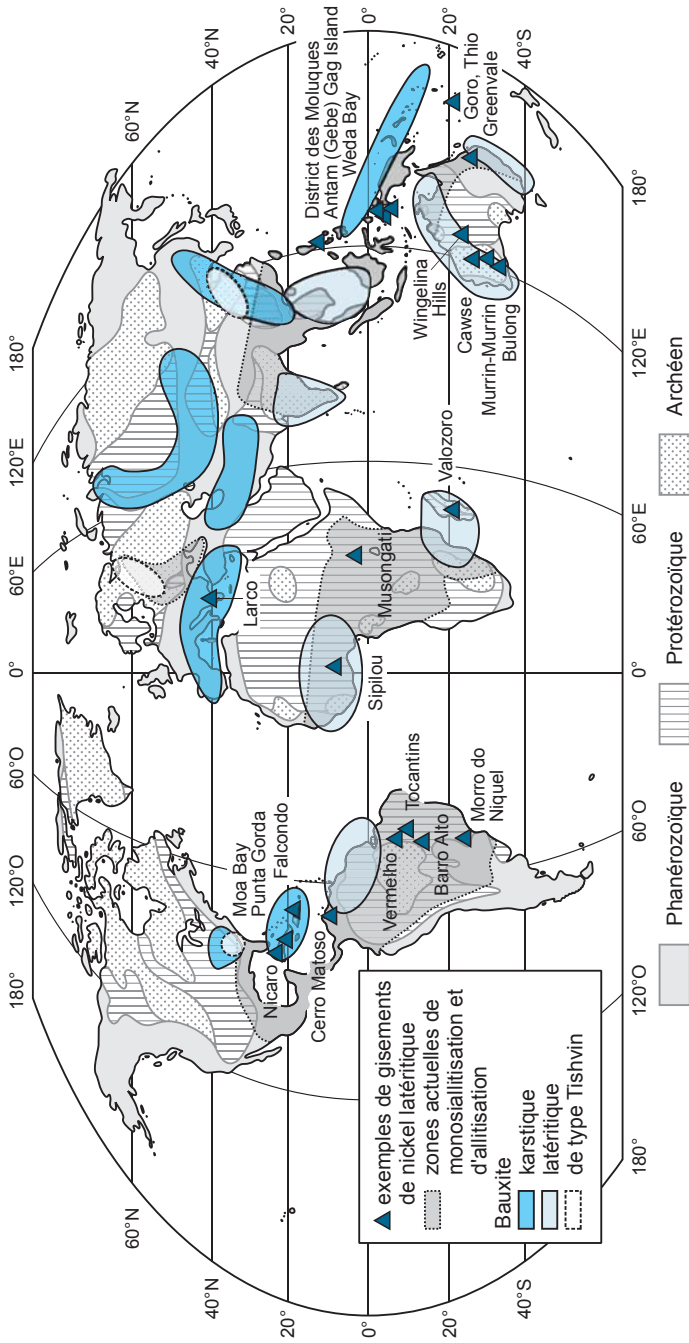


Figure 9.4 – Carte du monde illustrant les grandes régions de formation des principaux types de sols et de bauxitisation, ainsi que les principaux gisements climatiques de nickel (d'après Bardossy, 1981).

Tableau 9.1- Principaux gisements climatiques de nickel latéritique, cuivre supergène et métaux rares associés aux carbonatites. Les tonnages (production + réserves) sont indiqués en millions de tonnes (Mt) et en teneurs moyennes. Ces chiffres sont indicatifs, les sources consultées donnant des chiffres parfois différents. Ils sont de plus susceptibles d'évolutions pour les gisements en exploitation, les tonnages de réserves augmentant lors de découvertes d'extensions des gisements, et les teneurs de coupure étant revues en cas de variations notables des cours, ce qui entraîne une variation des tonnages de réserves et des teneurs moyennes. nd = non disponible. TR = terres rares (tableau réalisé à l'aide de nombreuses publications, notamment les données de Richardson et Birkett, 1996b, pour les gisements résiduels sur carbonatites, Freyssinet *et al.*, 2005, pour les gisements de nickel latéritique, Sillitoe, 2005, et Sillitoe et Ferello, 2005, pour les gisements de cuivre oxydé, et de documents inédits).

Gisements de nickel latéritique sur péridotites serpentinisées					
Nom	Localisation	Tonnage minéral (Mt)	Ni (%)	Âge du substrat (Ma)	Types de minerais
Marlborough/Brolga	Australie (Queensland)	209	1,02	Cambrien	silicaté > oxydé, argileux mineur
Greenvale	Australie (Queensland)	40,1	1,57	Protérozoïque	silicaté > oxydé
Bulong	Australie occidentale	108	1,05	Archéen	argileux
Cawse	Australie occidentale	217	0,7	Archéen	oxydé
Murrin-Murrin	Australie occidentale	125	1,02	Archéen	argileux
Wingellina Hills	Australie occidentale	227	1 (et 0,07 % Co)	Archéen	oxydé
Ravensthorpe	Australie occidentale	263	0,65	Archéen	oxydé >> silicaté
Barro Alto	Brésil	120	1,2	Archéen	silicaté > argileux
Niquelandia	Brésil	49	1,45	Archéen	silicaté > oxydé
Sao Joao do Piaui	Brésil	19,7	1,57	Protérozoïque supérieur-Cambrien	argileux > silicaté
Vermelho	Brésil	411	1,23	Protérozoïque	oxydé et silicaté
Musongati	Burundi	182	1,31	Protérozoïque supérieur	oxydé et silicaté, argileux mineur
Cerro Matoso	Colombie	40	2,5	Crétacé moyen	silicaté
Sipilou-Touba-Biankouba	Côte d'Ivoire	259	1,48	Archéen	silicaté > oxydé
Moa Bay	Cuba	60	1,27	Crétacé-Tertiaire	oxydé > silicaté
Pinares	Cuba	200	1	Crétacé-Tertiaire	oxydé
Evvoia	Grèce	185	1,3	Jurassique	oxydé
Exmibal	Guatemala	68	1,83	Crétacé inférieur	silicaté
Sukinda	Inde	240	0,7	Protérozoïque	oxydé
Halmahera/Weda Bay	Indonésie	220	1,35	anté-Crétacé supérieur	oxydé et silicaté
Pomalaa	Indonésie	109-164	1,83	Oligocène-Miocène	silicaté
Soroako	Indonésie	> 278	1,8	Miocène	silicaté
Moramanga/Ambatovy	Madagascar	210	1,1	Crétacé	oxydé > silicaté
Goro	Nouvelle-Calédonie	200	1,57	Oligocène	oxydé
Koniambo	Nouvelle-Calédonie	150	2,57	Oligocène	silicaté
Nakéty	Nouvelle-Calédonie	229	1,48	Oligocène	silicaté
Prony	Nouvelle-Calédonie	143-214	1,4	Oligocène	silicaté
Thio	Nouvelle-Calédonie	125-208	2,4	Oligocène	silicaté
Tiébaghi	Nouvelle-Calédonie	39	2,35	Oligocène	oxydé
Ramu River	Papouasie-Nouvelle-Guinée	144	1,01	Miocène moyen	oxydé, silicaté
Rio Tuba-Palawan	Philippines	15,9	1,26	Crétacé	oxydé
Falcondo	République Dominicaine	32,5	1,72	Crétacé supérieur-Eocène inférieur	silicaté > oxydé
Buruktal	Russie	108	1,2	Silurien-Dévonien	oxydé, argileux
Sakharin	Russie	240	0,91	Silurien-Dévonien	oxydé, argileux
Serov	Russie	770	0,82	Silurien-Dévonien	oxydé

Tableau 9.1- Principaux gisements climatiques de nickel latéritique, cuivre supergène et métaux rares associés aux carbonatites (suite et fin).

Gisements supergènes de cuivre associés à des porphyres cuprifères				
Nom	Localisation	Minéral oxydé	Sulfures supergènes	Âge du substrat (Ma)
Cerro Colorado	Chili	nd	228 Mt à 1 % Cu	51,8-55
Chuquicamata	Chili	506 Mt à 1,56 % Cu	2229 Mt à 1,41 % Cu	31,1-34,8
El Abra	Chili	836 à 0,5 % Cu	mineurs	39,1
El Salvador - Damiana - Turquesa	Chili	41 Mt à 0,62 % Cu	340 Mt à 1,5 % Cu	40,8-42,2
El Teniente	Chili	assez faible	956 Mt à 1,68 % Cu	4,37-5,06
Escondida	Chili	219 Mt à 0,63 % Cu	1670 Mt à 1,59 % Cu	33,7-37,9
Escondida Norte - Zaldivar	Chili	330 Mt à 0,77 % Cu	1281 Mt à 1,24 % Cu	37,4-38,7
Gaby	Chili	890 Mt à 0,4 % Cu	mineurs	40-43
Gisements supergènes de cuivre associés à des porphyres cuprifères				
Nom	Localisation	Minéral oxydé	Sulfures supergènes	Âge du substrat (Ma)
Lomas Bayas	Chili	615 Mt à 0,31 % Cu	mineurs	57,1-57,9
Los Pelambres	Chili	faible	560 Mt à 0,93 % Cu	10,2-12,4
Mantos Blancos	Chili	154 Mt à 1,04 % Cu	mineurs	150
Manto verde (sur IOGC)	Chili	212 Mt à 0,63 % Cu	mineurs	117-123
Quebrada Blanca	Chili	très faible	166 Mt à 1,36 % Cu	35
Quetena	Chili	237 Mt à 0,44 % Cu	30 Mt à 0,6 % Cu	Éocène supérieur
Radomiro Tomic	Chili	850 Mt à 0,62 % Cu	180 Mt à 0,93 % Cu	31,8-32,7
Toki	Chili	365 Mt à 0,46 % Cu	205 Mt à 0,45 % Cu	34,5-37,3
Ujina	Chili	39 Mt à 1,22 % Cu	150 Mt à 1,71 % Cu	34,2-35,2
Cerro Verde-Santa Rosa	Pérou	409 Mt à 0,63 % Cu	270 Mt à 0,8 % Cu	58,6-62,2
Quellaveco	Pérou	mineurs	232 Mt à 0,92 % Cu	54,5
Toquepala	Pérou	absents	465 Mt à 1,07 % Cu	56-57,1
Gisements résiduels sur carbonatites et roches alcalines associées				
Nom	Localisation	Tonnages minéraux	Principaux minéraux	Âge du substrat (Ma)
Mount Weld	Australie occidentale	15,4 Mt à 11,2 % $TR_2O_3 + Y_2O_3$; et U, Th, Zr, Nb, Ta, Ti, Ba	monazite et apatite (TR), crandallite, cérianite, churchite (Y), rhabdophane (Nd, Ce, La)	2021
Araxa	Brésil	418 Mt à 2,5 % Nb_2O_5 ; 375 Mt à 14,5 % P_2O_5 ; 0,5 Mt à 10,5 % TR_2O_3	pyrochlore (Nb), apatite (P), monazite et goyazite (Ce et autres TR)	Crétacé supérieur
Catalao	Brésil	189 Mt à 7,04 % P_2O_5 ; 22 Mt à 1,07 % Nb_2O_5 ; 125 Mt à 10 % TiO_2	monazite, rhabdophane, florencite et gorceixite (P, Nd, TR), anatase et pérovskite (Ti)	83-87
Morro do Seis Lagos	Brésil	2,8 Gt à 2,81 % Nb_2O_5	rutile à Nb	Crétacé
Salitre	Brésil	353 Mt à 27,5 % TiO_2	anatase, pérovskite (Ti), magnétite, apatite	Crétacé supérieur
Tapira	Brésil	114 Mt à 1,2 % Nb_2O_5 ; 241 Mt à 8 % P_2O_5	apatite (P), pyrochlore (Nb)	Crétacé inférieur
Sokli	Finlande	160 Mt à 17 % P_2O_5	apatite (P), zircon et baddeleyite (Zr), pyrochlore et rhabdophane (Nd et TR), rutile (Ti)	365-380
Mabounié	Gabon	2,52 % TR_2O_3 (tonnage : nd)	monazite (Ce), xénotime (Y), pyrochlore (Nb, Ta), florencite, crandallite	660
Sukulu	Ouganda	230 Mt à 12,8 % P_2O_5 et 0,24 % Nb_2O_5	apatite et crandallite (P), magnétite, hématite	Crétacé

9.1.1 Latérites et bauxites (Al, Ni, Mn)

Les latérites (du latin *later*, brique, à cause de leur utilisation ancienne en construction) sont des sols ferrugineux pauvres en silice développés en contexte tropical. Ils couvrent une grande partie de la zone tropicale humide, en particulier en Afrique, en Amazonie et en Australie (photo a, planche 31). La latéritisation tropicale est un long processus d'altération mécanique et chimique qui produit des profils d'altération très variés en termes de puissance, de teneurs, de chimie et de minéralogie des minéraux. Le développement d'un profil latéritique implique une destruction en surface des minéraux avec évacuation des éléments mobiles (Si, Mg, Na, K, Ca, etc.) et par conséquent concentration en éléments insolubles (Ni, Al, Fe, Mn, etc.). Ceux-ci migrent vers le

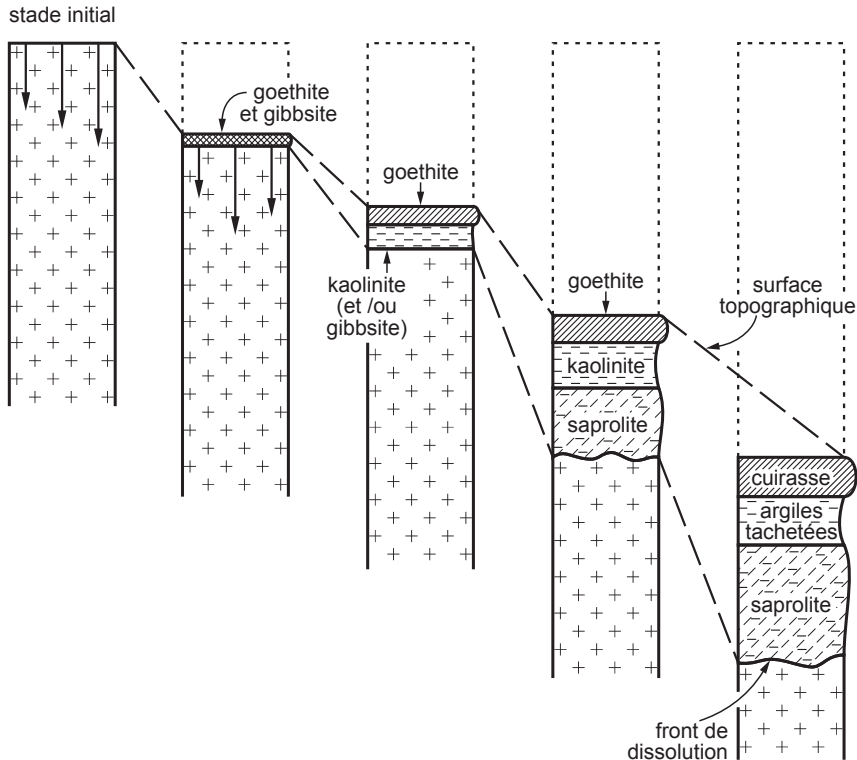
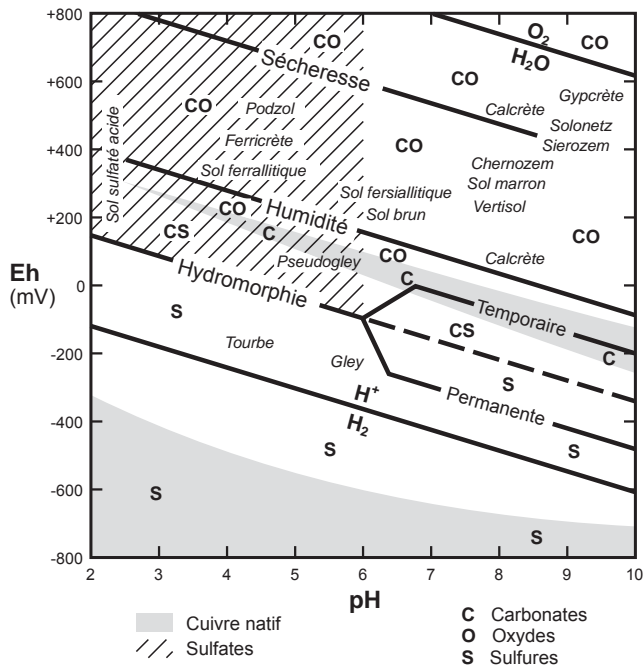


Figure 9.6 - Évolution-type d'un processus de latéritisation dans le temps. Une cuirasse de 8 mètres d'épaisseur nécessite le lessivage d'une tranche de 500 à 1000 m de roche (d'après un document inédit du BRGM).

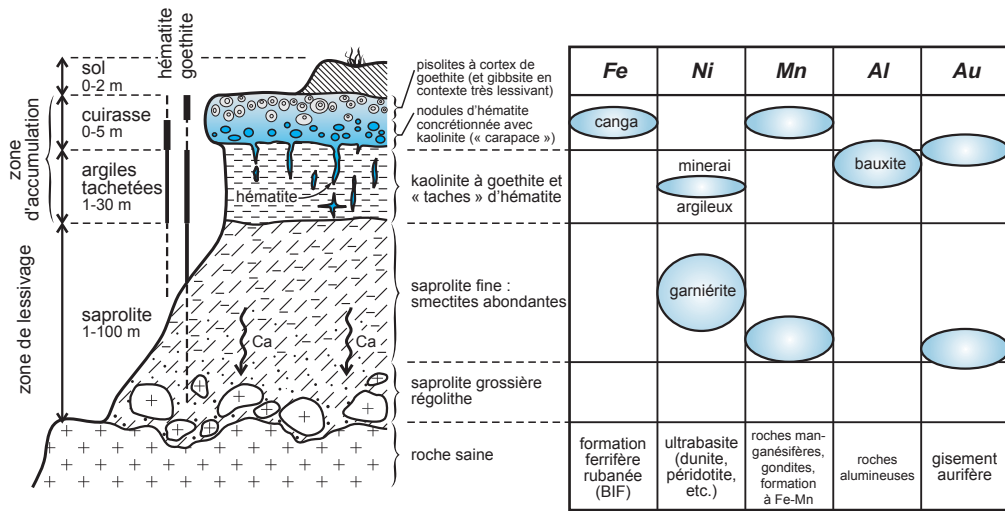


Figure 9.7 - Coupe-type d'un profil latéritique avec positions des gisements supergènes pour différents métaux (d'après Tardy, 1993).

bas du profil et recristallisent sous forme de nouveaux minéraux (figure 9.6). Un profil latéritique typique comprend, de haut en bas (figure 9.7) :

- une cuirasse très riche en fer (*duricrust*), pouvant atteindre une puissance de 5 m et parfois surmontée d'un sol avec de l'humus. Elle se compose d'oxydes de fer (goethite au sommet, hématisation à la base), avec des quantités variables de kaolinite et d'hydrates d'aluminium (gibbsite, boehmite) en contexte très lessivant. La cuirasse peut receler des concentrations de fer, de manganèse, ainsi que des concentrations résiduelles de minéraux lourds (pyrochlore, cassitérite, zircon, rutile, minéraux de terres rares, etc.). L'or et les platinoïdes peuvent se concentrer à la base de la cuirasse;
- une zone fortement argilisée dont la puissance va de 1 à 30 m. Ce sont les argiles tachetées (*mottled zone*) à kaolinite dominante, « tachée » de goethite et d'hématite de couleur lie-de-vin. Cette zone peut contenir des minerais d'aluminium, d'uranium, parfois d'or, ainsi que des concentrations résiduelles de minéraux de terres rares. La cuirasse et les argiles tachetées constituent une zone de dissolution-accumulation des éléments;
- une zone argilisée à smectites dominantes, la saprolite, d'une puissance pouvant atteindre 100 mètres, dans laquelle la texture de la roche-mère est préservée. Cette zone de mobilisation est le siège d'intenses lessivages. Elle passe progressivement, vers le bas, à la roche fraîche par l'intermédiaire d'une saprolite grossière ou régolithe à blocs peu lessivés, parfois appelée *saprock*. La saprolite peut contenir des gisements de nickel, de manganèse et d'or.

Il faudrait de 10 à 20 millions d'années pour former un profil complet. La vitesse de saprolitisation est estimée à 8 m/Ma et la vitesse de cuirassement à 2 m/Ma correspondant au lessivage de 100 à 200 m de terrain (Freyssinet *et al.*, 2005). Un profil se réajuste en permanence en fonction du climat. Il peut être tronqué du fait des variations climatiques au Quaternaire avec une désagrégation commune de la cuirasse.

Le développement de minéralisations dans la zone oxydée dépend de nombreux paramètres : de la nature des roches-sources (oxydées ou réduites, minéralisées ou non, perméables ou imperméables, rôle de tampon chimique), de l'abondance des sulfures, de la fracturation, ainsi que de la stabilité et de la maturité du profil d'altération. La position des gisements dans le profil latéritique varie en fonction des métaux; certains, comme l'or ou le nickel, peuvent se concentrer à plusieurs niveaux (figure 9.7).

Les minéralisations latéritiques sont connues à toutes les époques depuis le début du Paléozoïque (Costa, 1997), avec une importance particulière depuis le Crétacé. Du fait de leur formation en surface, elles sont naturellement fragiles et facilement dégradées.

■ GISEMENTS DE BAUXITES

L'aluminium est le métal le plus abondant de l'écorce terrestre (8,1 %) après le silicium. À l'heure actuelle, la bauxite est son seul minerai si l'on excepte les rares exploitations de syénites néphéliniques en Russie. Son nom provient du village des Baux près d'Arles (France), où elle fut découverte par Pierre Berthier en 1821. Elle se définit sur une base économique : une bauxite est une roche qui contient plus de 40 % Al_2O_3 , peu de fer (< 10 % Fe_2O_3), de silice (< 6 % SiO_2) et de titane (< 4 % TiO_2). En réalité, c'est une roche complexe composée pour l'essentiel de trois hydroxydes et hydrates d'aluminium : la gibbsite, $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, monoclinique, la boehmite, $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, orthorhombique, et le diaspore, $\text{AlO}(\text{OH})$, orthorhombique. Ces minéraux sont accompagnés systématiquement de quartz, de kaolinite, de rutile, et de goethite qui lui confère habituellement une teinte rouge brique, alors que les hydrates d'aluminium sont blancs (photo c, planche 30). Le corindon apparaît si la bauxite a subi un métamorphisme.

Plus de 90 % de la bauxite sert à la production d'aluminium métal. Il faut environ 4,7 tonnes de bauxite pour fabriquer par le procédé Bayer un produit intermédiaire appelé alumine hydratée (ou tri-hydroxyde d'aluminium ATH) qui permet ensuite, par calcination puis par électrolyse, de produire une tonne d'aluminium métal. Les 10 % qui restent servent dans les ciments spéciaux, la catalyse des hydrocarbures et la sidérurgie. Une petite partie de l'ATH est utilisée pour les réfractaires, les céramiques et certaines applications chimiques.

Les grandes provinces de bauxite dans le monde correspondent à des zones continentales stables, sur des latitudes subtropicales, aujourd'hui ou dans un passé récent (figure 9.4). Les zones majeures sont : la Guyane, le nord du Brésil, les Caraïbes (dont la Jamaïque et ses 2 Gt de réserves), la Guinée (près de 40 % de la production mondiale et des réserves de 8,2 Gt, soit les deux tiers des réserves mondiales; figure 9.8), le Cameroun (1 Gt), l'Australie (4,4 Gt de production soit 40 % de la production mondiale, mais avec 18 % Fe_2O_3), l'Europe méditerranéenne (8 % de la production mondiale, dont la France avec 81 Mt produites et 30 Mt de réserves), la Russie (95 Mt produites). Les bauxites du Crétacé supérieur sont les plus abondantes.

Les bauxites peuvent se développer sur à peu près n'importe quel support lithologique alumineux y compris les carbonatites et les syénites néphéliniques (île de Los, Guinée); seules les péridotites et les orthoquartzites ne sont pas vraiment favorables. Bardossy (1981) distingue trois types de dépôts de bauxites : latéritiques, karstiques et sédimentaires, ce dernier étant peu important.

- Les bauxites latéritiques apparaissent sur les cratons ou sur leurs marges. Elles représentent 85 % des ressources mondiales (28,9 Gt) et se forment tantôt sur des zones basses, tantôt sur les zones hautes. Sur les zones basses des pénéplaines, les bauxites atteignent des puissances de 9 m et elles sont séparées du socle par un horizon à kaolinite, pisolithes et concrétions (Amérique du Sud, nord-est de l'Australie). Les gisements de bauxites sur

zones hautes atteignent jusqu'à 25 m de puissance dans les régions subtropicales à tropicales (Inde), avec un substratum volcanique ou plutonique felsique, formant un horizon compact, mal structuré, à gibbsite dominante avec un mur irrégulier. Dans le détail, on peut distinguer une croûte sommitale ferrugineuse, vésiculaire, parfois absente, la zone à bauxite à structure concrétionnée, pisolithique et bréchique, riche en fer, puis une saprolite (lithomarge) à montmorillonite, illite, kaolinite et gibbsite reposant sur le substratum. Dense au sommet, le minerai devient friable à la base.

- Les bauxites karstiques ont représenté l'essentiel de la production européenne d'aluminium, mais elles constituent moins de 10 % des ressources mondiales. Elles forment des champs de l'ordre de 100 km² comprenant de 1 à 50 corps. Ces bauxites sont associées à des carbonates de zones semi-mobiles, pré ou post-orogéniques. Latéralement, les minéralisations peuvent passer à des argiles bauxitiques. En France, les gisements de bauxites sont contrôlés par un haut-fond créacé, le bombement durancien, dans le prolongement des Pyrénées; l'ensemble présente une structure en compartiment, avec des zones hautes et basses (figure 9.9).
- Les bauxites russes de Bielgrid Tishvin (ou Tikhvinsk, à 200 km de Saint-Pétersbourg) sont des bauxites sédimentaires à la base du Carbonifère. Elles résultent du redépôt d'un matériel latéritique formé sur le Bouclier finno-scandinave. Les gisements de Serov, dans l'Oural septentrional, sont des bauxites allochtones stratiformes et lenticulaires dans les calcaires du Dévonien inférieur et moyen à relief karstique.

La minéralogie des concentrations varie avec les époques. Au Cénozoïque, la gibbsite est dominante, tandis que la boehmite est plus abondante au Mésozoïque et que les bauxites

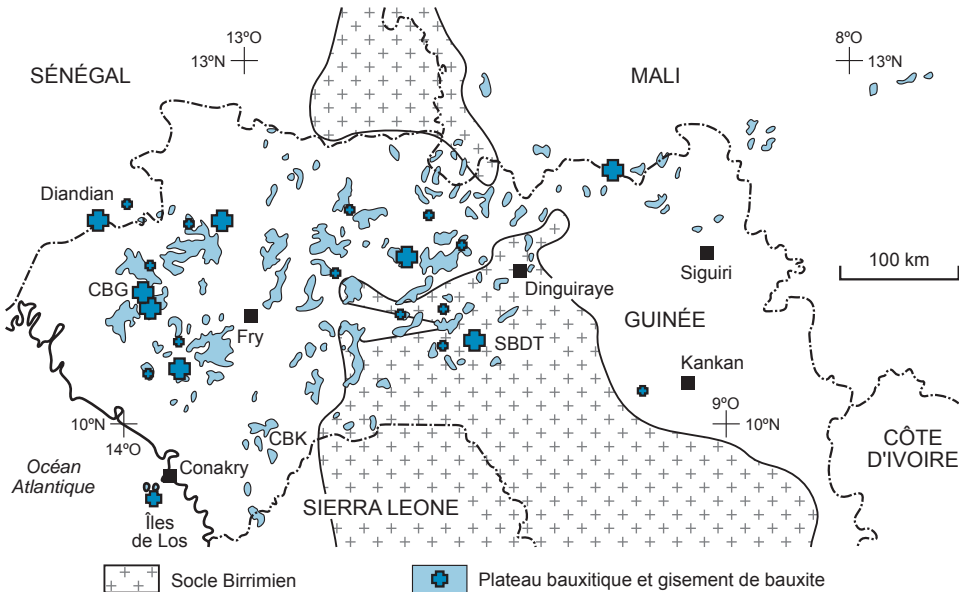


Figure 9.8 - Carte des gisements de bauxite de Guinée.

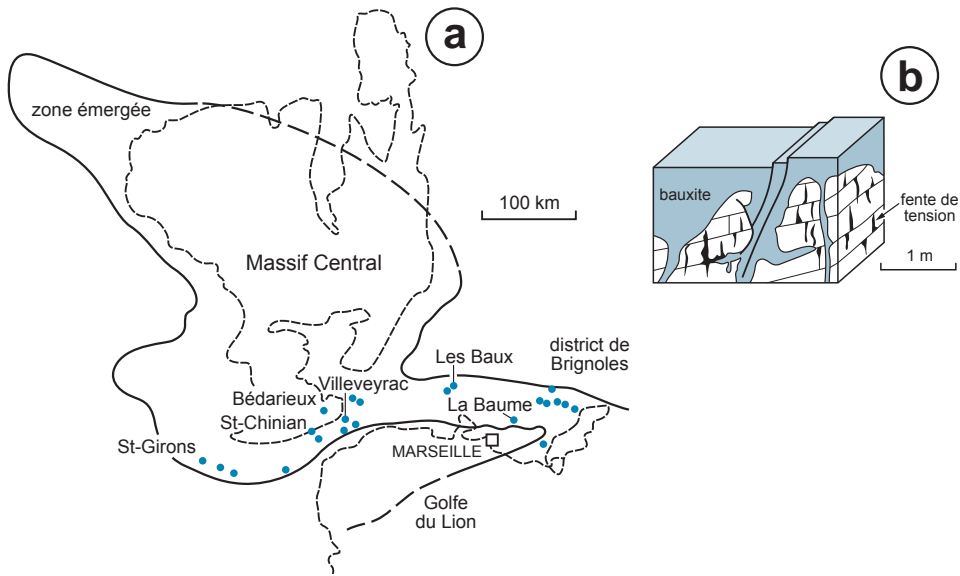


Figure 9.9 - Gisements de bauxite du sud de la France. **a)** au Cénomaniens, l'apparition du bombement durancien a provoqué des émergences et la formation de gisements de bauxite de type karstique (d'après Routhier, 1963); **b)** détail d'un karst à bauxite (d'après Laville, 1981).

sont à boehmite et diaspore dominants au Paléozoïque. Le gallium, utilisé en électronique sous forme d'arséniure de gallium, est un sous-produit des bauxites.

Comme toute latérite, la bauxite résulte du départ de la silice, du fer et des alcalins, en climat lessivant à saisons marquées. L'aluminium est peu mobile et il s'accumule au cours du lessivage. Au cours de la saison sèche, le bas niveau phréatique conduit à un lessivage de la silice et du fer, tandis qu'au cours de la saison humide, le niveau phréatique est haut et le fer est réduit et lessivé.

Pour développer des concentrations de bauxite, le climat idéal est un climat tropical humide avec 1200 mm de pluie par an, des conditions également propices à la genèse de kaolinite. Il semble qu'une position topographique haute permettant un lessivage sélectif favorise la formation d'hydrates d'aluminium, tandis que des reliefs peu accentués, défavorables au lessivage, privilégieraient la formation de kaolinite. Le processus semble assez rapide (bauxite de 10 000 ans à Hawaii) et généralement polyphasé (Melfi *et al.*, 1988), avec de grandes variations compte tenu des réajustements morphologiques et des variations climatiques.

La genèse des bauxites karstiques a été longtemps discutée. Trois sources sont possibles :

- source autochtone. Les bauxites seraient des argiles de décalcification des carbonates restées sur le site de formation. Cette hypothèse est très peu plausible du fait de l'assemblage des minéraux lourds;
- source para-autochtone. Cela implique un transport des argiles de décalcification et leur piégeage dans des karsts en aval du site de formation;
- source allochtone. Ce sont des bauxites transportées par voie éolienne ou fluviale, à partir d'un matériel volcanique.

Les principaux outils de l'exploration sont l'étude des photographies aériennes, la géophysique (notamment VLF et sismique); des forages sont toujours nécessaires. Il y a parfois un contrôle tectonique local pour les bauxites karstiques sur les flancs de plis, alors que le sommet de l'anticlinal a été érodé. Compte tenu des variations des faciès karstiques sur les zones orogéniques, l'échantillonnage peut être difficile.

■ GISEMENTS DE NICKEL LATÉRITIQUE

Les gisements de nickel latéritique constituent 40 % de la production et 70 % des ressources de nickel, soit 12,6 Gt à 1,28 % Ni, un chiffre qui dépend beaucoup de la teneur de coupure retenue. Les gisements les plus importants sont situés dans la zone équatoriale, entre 22° S et 22° N. Une forte période de latéritisation se produit du milieu du Tertiaire au milieu du Quaternaire. Les gisements sont situés aux frontières des plaques, dans des ophiolites, bien que quelques-uns soient exploités dans des zones cratoniques. Leur âge va du Crétacé à la fin du Tertiaire. Les ophiolites anciennes, peu puissantes et très déformées, se rencontrent dans les socles précambriens du Brésil et d'Australie. Les ophiolites du Mésozoïque et du Cénozoïque sont plus puissantes. Elles portent des gisements en Nouvelle-Calédonie, à Cuba, en Indonésie et aux Philippines (figure 9.4).

Les latérites nickélifères correspondent à des roches magmatiques ultramafiques (dunite, péridotite, pyroxénite, hornblendite et serpentinite) ayant subi une altération tropicale. La serpentine et la magnésite sont les produits les plus communs de l'altération de l'olivine en présence d'eau entre 200 et 500 °C. La serpentinitisation se produit sans changement de volume significatif et de grandes quantités de silice et de magnésium sont alors lessivées; le nickel est mobile en solution, et une partie va rester dans la serpentine, ou se combiner avec la magnésite. Les paysages favorables à la latéritisation sont les crêtes, les plateaux, les collines dans un environnement humide. Les gisements sont rares sur les pentes raides ou dans les plaines sédimentaires sous les collines de roches ultramafiques en forêt pluvieuse.

On distingue actuellement trois types de profils latéritiques à nickel (figure 9.10) selon le climat, sec à humide, générant trois types de gisements : silicaté, oxydé et argileux (Avias, 1978; Gleeson *et al.*, 2003). Cependant, du fait de l'évolution des climats, ces trois types peuvent être associés dans un même gisement. Globalement, dans les trois types, on observe au sommet des colluvions ou des cuirasses ferrugineuses, suivies par une zone ferrugineuse à limonite avec smectite, surmontant une zone de base à saprolite. Les passages sont continus entre les zones; la puissance de chaque unité est très variable et dépend notamment des jeux des failles qui se prolongent dans la zone d'altération.

- Les gisements oxydés (ou limonitiques) associent Ni, Co et Mn. Les gisements de Moa Bay (Cuba) et de Goro (Nouvelle-Calédonie) en constituent des exemples développés sur harzburgite. Ces faciès se développent également sur les dunites avec, dans ce cas, beaucoup de silice et peu d'argiles (gîte de Cawse, Australie). Le nickel est piégé précocement dans la structure de la goethite qui se développe aux dépens de l'olivine, mais également dans les oxydes de manganèse (asbolanes) qui précipitent par oxydoréduction dans des fissures. L'horizon productif est très épais, bien que les teneurs soient faibles (de 1 à 1,7 % Ni avec de 0,1 à 0,2 % Co), parfois plus fortes (de 3 à 5 % à Goro) dans des zones enrichies à garniérite qui peuvent se développer au sommet de la *saprock*, un horizon fracturé surmontant la roche saine dont le taux d'altération supergène est inférieur à 20 %. Ces latérites se forment en climat tropical humide.

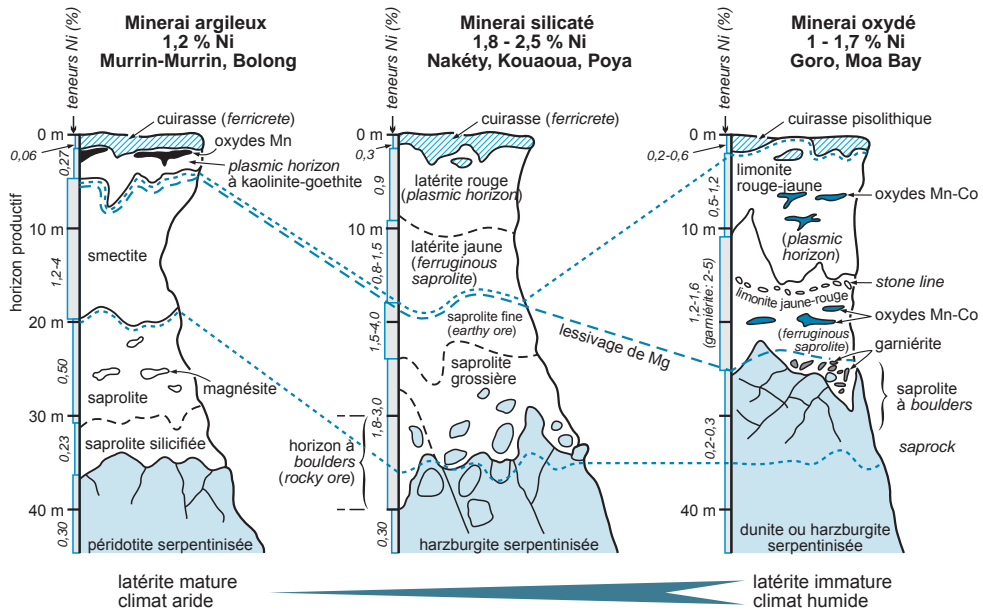


Figure 9.10 - Les trois types de profils latéritiques nickélfères : argileux (type Murrin-Murrin), silicaté (type Nouvelle-Calédonie) et oxydé (type Moa Bay) (d'après Trolly, 1979; Elias, 2002).

- Les gisements silicatés, à silicates hydratés de magnésium et nickel sont les plus riches avec des teneurs moyennes allant de 1,8 à 2,5 % Ni dans la saprolite. Grâce aux gisements de la Nouvelle-Calédonie, de l'Indonésie, des Philippines, de la République dominicaine et de la Colombie, ils représentent 30 % des ressources mondiales de nickel. La minéralogie de ces gisements est complexe : des silicates et des aluminates forment des solutions solides entre Mg et Ni. La garniërite est le principal minerai; ce terme est un nom générique pour désigner des silicates hydratés de magnésium et de nickel, mal cristallisés et difficiles à identifier individuellement, souvent dominés par la népouite, un phyllosilicate proche des serpentines (photo d, planche 31). La nouméite en constitue une variété particulièrement riche en nickel. Le cobalt se présente sous forme d'asbolane, un oxyde amorphe.
- Les gisements argileux (latérites sèches) montrent un lessivage partiel de la silice par altération de surface. La saprolite contient alors des smectites (nontronites sodiques) qui fixent le nickel. Les teneurs sont généralement plus faibles (1,2 % Ni et moins de 0,05 % Co), mais ces gisements représentent les deux tiers des ressources mondiales de nickel. Les gisements se développent sur les péridotites serpentinisées, dans un climat moins agressif et en sites de petites collines. Des exemples de tels gisements sont ceux de Murrin Murrin (Australie), de Buruktal (Oural) et de Sao Joao do Piaui (Brésil). L'altération peut atteindre une profondeur de 200 m. Le minerai s'est formé par le lessivage sélectif de la silice et du magnésium, particulièrement dans les zones de cisaillement, et par la concentration passive de l'aluminium, des oxydes de fer et du nickel. À Wingellina Hills (Australie), le nickel peut également être concentré dans des ocre d'altération des sills (27 Mt à 1 % Ni et 0,07 % Co), composés de goëthite, oxydes de manganèse, gibbsite et kaolinite. Ce type de latérite se développe sous climat aride.

Les minerais (et les modes de traitement) varient donc avec le type de profil (figure 9.11) :

- le minerai des gisements oxydés est composé de limonite et d'asbolane (de 1 à 1,7 % Ni, avec 0,1 à 0,2 % Co), et surtout traité par les procédés hydrométallurgiques Caron et HPAL (attaque à froid par l'acide sulfurique);
- le minerai des gisements argileux, la nontronite nickélicifère (de 1 à 5 % Ni, et moins de 0,05 % Co), peut être traité par le lessivage acide sous pression ou, plus efficacement, par la pyrométallurgie, mais avec un coût élevé en énergie;
- le minerai des gisements silicatés peut être traité de deux façons. La serpentine nickélicifère (de 1,5 à 10 % Ni, moyenne de 1 à 2 %, avec de 0,05 à 0,1 % Co), peut être traitée par procédé pyrométallurgique (fusion de ferronickel et de matte), tandis que la garnièrite (de 10 à 20 % Ni, de 0,5 à 0,1 % Co), avec une teneur moyenne se situant autour de 2 à 3 %, est traitée par procédé hydrométallurgique.

LE NICKEL DE NOUVELLE-CALÉDONIE

La Nouvelle-Calédonie contient les gisements les plus importants, connus depuis 1876 (figure 9.12), et près du quart des ressources mondiales de nickel. Les gisements appartiennent presque tous au type silicaté (exception faite de Goro qui est à dominante oxydée) et possèdent une teneur élevée en nickel (entre 2,5 et 10 % Ni). Les gisements individuels sont de petite taille (moins de 100 kt), la teneur moyenne étant de l'ordre de 2 % Ni, mais des gisements à 0,7 % Ni sont en cours d'exploration. Le chrome peut être légèrement enrichi dans la zone limonitique (de 1,7 à 4,8 % Cr), mais n'a généralement pas été exploité. Des teneurs faibles en cobalt et platinoïdes peuvent constituer des sous-produits.

Les gisements de Nouvelle-Calédonie sont peu épais, mais assez continus. La minéralisation se situe entre 0,5 et 15 m sous la surface (Golightly, 1981). Une coupe type de la latérite nickélicifère de la Nouvelle-Calédonie montre, de bas en haut, le profil suivant :

1. un protolite, est composé de péridotite à forstérite (harzburgite) ou de serpentinite, généralement oxydée et brune; la serpentinisation a généralement transformé olivine et pyroxène en lizardite et magnésite et les teneurs atteignent de 0,1 à 0,2 % Ni; la transition avec la saprolite est parfois assurée par un *saprock*;
2. une saprolite très poreuse, grossière, à laquelle l'altération en cours donne un aspect en boules caractéristique (*boulders*). Olivine et pyroxène sont détruits et remplacés par quartz et smectite;
3. une saprolite fine, avec une zone à *boxworks* siliceux, limonite et smectite (habituellement une nontronite à Ni-Cr) et reliques de talc et chromite;
4. la zone « d'argiles tachetées » est remplacée par une zone limonitique à goéthite et hématite pouvant atteindre une puissance de 30 m, le déficit en aluminium de la péridotite ne permettant pas la néoformation d'argiles. La limonite est de couleur jaune-rouge dans la partie inférieure et rouge dans la partie supérieure, et elle est parfois terminée par une cuirasse pisolithique. Le nickel est lessivé dans la partie la plus superficielle.

Le développement de ces différentes zones se fait de manière dynamique, avec une descente progressive des faciès : la stratification observée dans les latérites est une photographie du processus, les zones les plus profondes étant les moins évoluées. La genèse des latérites nickélicifères se réalise en cinq étapes :

- la destruction des minéraux ferromagnésiens et le lessivage de Mg, Ni, Mn et Co qui migrent vers la profondeur;
- la formation de minéraux secondaires stables (oxydes de fer, minéraux argileux, serpentines, etc.) qui peuvent piéger le nickel par adsorption;
- le lessivage partiel et l'évacuation des éléments moins mobiles (Si, Al, Ti), surtout en milieu humide;

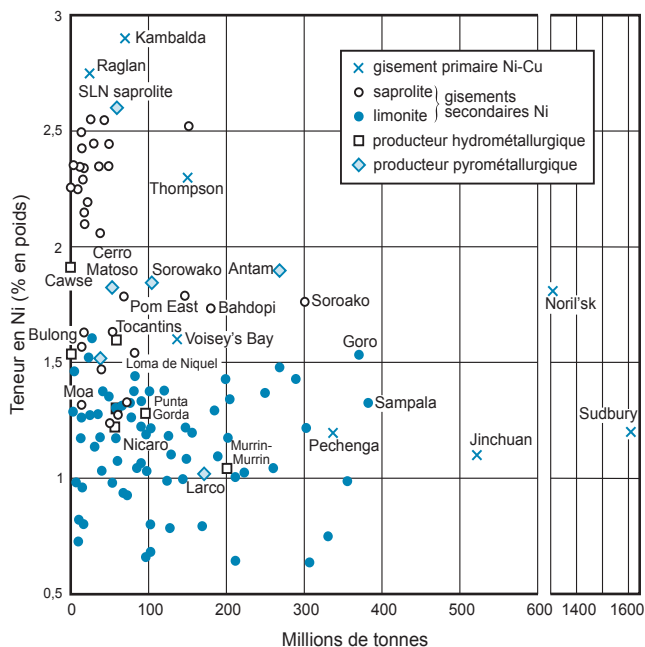


Figure 9.11 - Tonnages et teneurs des principaux gisements de nickel latéritique; comparaison avec ceux du nickel primaire sulfuré. Le terme de saprolite désigne les gisements de minerai oxydé ou silicaté, et le terme de limonite désigne les gisements oxydés seulement.

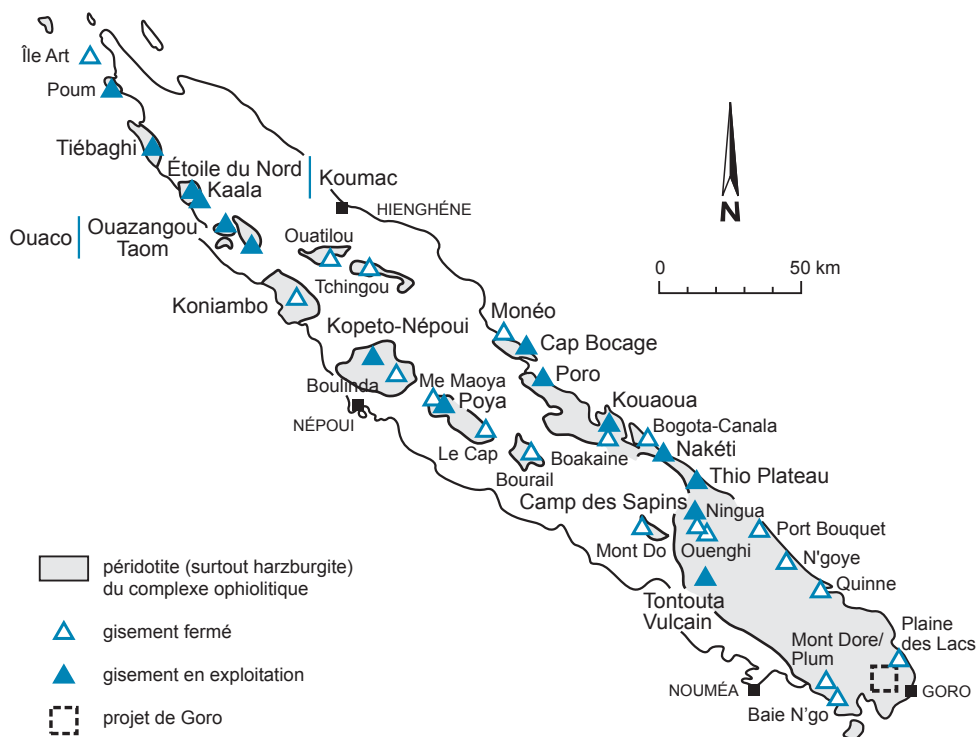


Figure 9.12 - Principaux gisements de nickel latéritique de Nouvelle-Calédonie.

- la mobilisation et la reprécipitation de Fe et Mn, entraînant Ni et Co;
- l'accumulation de minéraux résiduels (chromite, zircon, quartz) (Maquet *et al.*, 1984; Elias, 2002) dans l'horizon altéré.

Les gisements de nickel latéritique peuvent aussi être contrôlés par des failles (Cawse, Australie occidentale; Brand *et al.*, 1998). Les enrichissements en nickel sont associés à des zones à goethite. La minéralisation est située au-dessus de la limite d'oxydation et elle est limitée à la saprolite ferrugineuse, entre 0 et 15 m de profondeur.

La genèse des concentrations en nickel dépend de plusieurs facteurs : climat, topographie et drainage. Le taux annuel de pluviométrie doit être supérieur à 1500 mm, sous un climat chaud, ce qui induit une altération chimique indispensable et intense (de l'ordre de 20 à 140 m/Ma). Dans la zone subtropicale, la silice est soluble, tandis que le magnésium évacué forme des dépôts de magnésite au pied des reliefs. Plus la saison sèche est longue, plus la saturation en silice et magnésium est élevée; le lessivage doit être modéré afin d'éviter le départ du nickel. La topographie et le drainage jouent également un rôle important (Troy *et al.*, 1979). Pour qu'elle puisse être intense sur une grande profondeur, l'altération supergène doit se développer sur des surfaces d'érosion emboîtées, avec des durées de formation estimées entre 1 et 2 Ma. Ces conditions apparaissent dans les arcs insulaires instables. La puissance de la latérite est un équilibre entre l'efficacité de l'altération chimique et celle de l'érosion physique, moins rapide dans les zones cratoniques. Les profils sont donc très variables : puissants surtout en zones stables près des barrières montagneuses qui provoquent de fortes précipitations, et favorisés par la présence de failles, d'une fracturation intense et d'une serpentinitisation profonde qui influent sur la perméabilité. On observe parfois des processus de dissolution de type karstique près des zones de failles normales actives, très lessivées (Genna *et al.*, 2005), ainsi que des faciès d'effondrement.

Ces gisements sont parfois métamorphisés : on observe alors des concentrations de riébeckite, stilpnomélane et magnétite.

On connaît aujourd'hui la plupart des zones ultramafiques de la planète. Des levés magnétiques peuvent aider à préciser leur extension. L'exploration peut être réalisée sur toute péninsule ferrugineuse développée sur une péridotite; il faut tenir compte du rôle de la morphologie structurale, de la perméabilité des roches porteuses, facteurs que la télédétection (en particulier radar) peut mettre en évidence. Les analyses (Ni, Co, Fe, Mg, Si, perte au feu) doivent être systématiques. Le nickel se concentre à la base de la zone d'altération, dans la zone où la garnièrite emballé des blocs de serpentine, provoquant des variations de teneurs qui nécessitent des forages à maille serrée (de 25 à 50 m).

■ GISEMENTS SUPERGÈNES DE MANGANÈSE

Les deux tiers des gisements de manganèse de l'hémisphère sud ont subi un enrichissement supergène, variant d'un facteur allant de 2 à 6. Les principaux gisements sont Nsuta (Ghana; figure 9.13), Moanda (Gabon), Groote Eyland (Australie), Panchi (Inde) (cf. figure 7.2).

Le protore est composé de roches manganésifères, fréquemment associées à des séries pélitiques souvent précambriennes riches en graphite et parfois en pyrite : gondites en Inde (chert quartzeux à silicates de manganèse), formations de fer à sidérite, concentrations de manganèse dans des carbonates, etc. Les gisements sont constitués de croûtes manganésifères, équivalent des *cangas* ferrifères, tantôt pisolithiques à cryptomélane, birnessite, et lithiophorite, tantôt latéritiques. On y observe également un enrichissement en nickel, cobalt et cuivre.

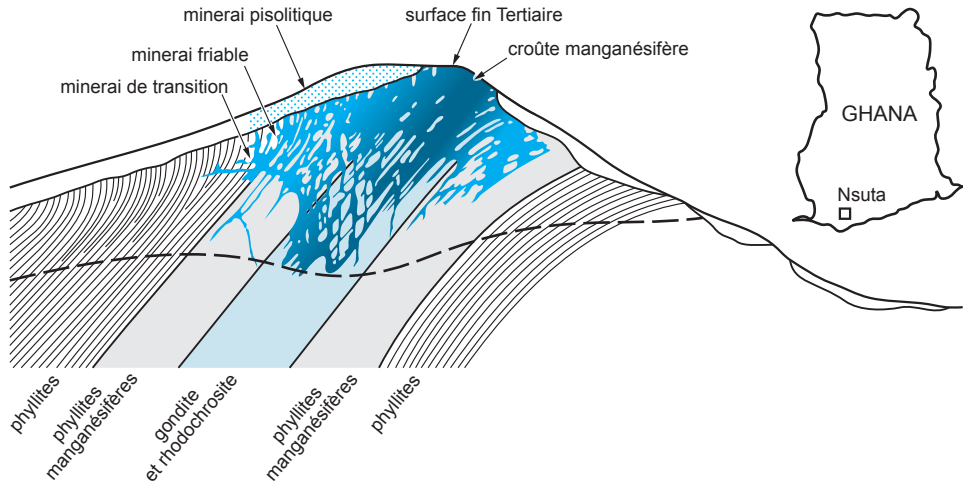


Figure 9.13 - Coupe du gisement de manganèse de Nsuta, Ghana (d'après Routhier, 1963).

La minéralogie de ces gîtes est complexe, avec de nombreuses phases manganésifères très fines : des oxydes (pyrolusite, hollandite), des spinelles (hausmannite), des hydroxydes (manganite, nsutite), des silicates (braunite, rhodonite), des carbonates (rhodochrosite) et de nombreux autres oxydes, de fer notamment. Le terme « psilomélane » est un terme générique qui s'applique aux minéraux oxydés noirs de manganèse, souvent de forte dureté.

Les transformations sont très importantes et généralement polyphasées. Elles débutent souvent au Cénozoïque. La coupe-type d'un gisement montre, à la base, une zone de transformation croissante des carbonates et de la roche en rhodochrosite disséminée devenant massive, surmontée d'un niveau de manganite, de pyrolusite massive, d'un niveau superficiel oxydé à pisolithes, montrant des remplacements, des remplissages de cavités, des brèches et des dépôts résiduels à nsutite et cryptomélane dominants. Le protore carbonaté peut prendre une géométrie karstique du fait des dissolutions.

À Groote Eyland, dans le Crétacé d'Australie, le gisement est composé de pyrolusite et cryptomélane qui cristallisent au cours de son altération supergène et définissent des zonalités complexes. Au Brésil, tous les gisements se situent sur des concentrations primaires de rhodochrosite souvent métamorphosée en grenat spessartite.

L'altération supergène est contrôlée par des facteurs morphologiques, climatiques et chimiques : il faut une zone stable à faible érosion (1 cm/1000 ans), des températures supérieures à 20 °C, plus de 1500 mm annuels de pluie, et un pH autour de 5. La rapidité de ces phénomènes serait plus forte que pour le fer, de l'ordre de 2 Ma (Samama, 1986). Sous l'effet de l'oxydation, le manganèse de valences 2, 3 et 4 va donner des oxydes de valence 4. Dans des conditions superficielles, fer et manganèse seront séparés en milieu réducteur ou à des pH inférieurs à 8 : il est donc possible d'accumuler du manganèse à la base des profils d'altération. La nature du protore, donc la cinétique de dissolution, joue également un rôle important : on altère plus facilement la rhodochrosite que les grenats manganésifères.

9.1.2 Chapeaux de fer et enrichissements sur gîtes

Les actions combinées de l'atmosphère et de la biosphère provoquent des transformations supergènes qui perturbent de façon souvent importante les concentrations minérales. Les conséquences peuvent être négatives, lorsque le résultat est une dispersion de la concentration, ou, au contraire, positives, quand l'action supergène induit des enrichissements pouvant amener la concentration au stade économique de gisement. Selon leur composition, les concentrations minérales réagissent différemment, l'effet global étant l'apparition d'une zonalité verticale avec de haut en bas (figure 9.14) :

- la zone d'oxydation, fortement oxygénée et hydratée. Elle est le siège de la plupart des phénomènes d'oxydation, de lessivage et de mobilisation. Les bactéries contribuent à la chimie des réactions de dissolution. Les changements sont particulièrement visibles dans le cas des gisements de sulfures qui se transforment en oxydes, sulfates, phosphates et carbonates, plus rarement en d'autres sulfures (photo f, planche 31). La pyrite forme alors des masses importantes de goethite, donnant le nom de chapeaux de fer (*gossan*) à ces sommets oxydés de minéralisations sulfurées (photo h, planche 31). Une part des métaux mobilisés dans cette zone est évacuée par les eaux de surface, tandis qu'une autre part migre vers le bas de la structure et va précipiter dans la zone de cimentation;
- la zone de cimentation, habituellement au niveau de la nappe (ou de la paléonappe) phréatique. Elle marque le passage des conditions oxydantes de la zone précédente à des conditions réductrices. Ce changement majeur conditionne la précipitation massive des éléments mobilisés dans la zone d'oxydation sous une forme minéralogique différente. C'est une zone importante d'enrichissement qui peut dépasser une centaine de mètres d'extension verticale où apparaissent, notamment, chalcocite (gisements de cuivre) et argent natif (gisements de plomb-argent);

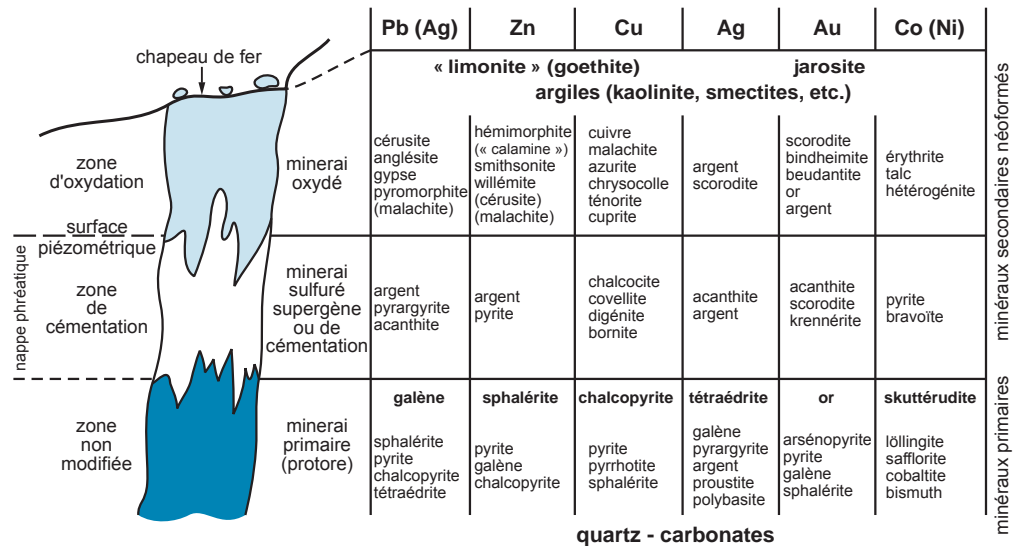


Figure 9.14 - Profils d'oxydation des principaux types de filons minéralisés. La profondeur atteinte par les différentes zones est très variable, dépendante notamment du climat, de l'altitude, de la perméabilité de la structure : exceptionnellement, elle peut dépasser 500 m pour la seule zone oxydée. Seuls les minéraux les plus courants ont été mentionnés. Ce type de profil d'oxydation est applicable à la plupart des gisements sulfurés.

- le protore, ou minerai sain. La minéralisation n'y est pas affectée par les transformations supergènes.

Évidemment, ce dispositif général fluctue selon le type de gisement et l'intensité de l'altération. Plusieurs types importants de gisements supergènes peuvent être développés aux dépens de minéralisations existantes.

■ GISEMENTS D'OR SUPERGÈNES

L'or a souvent été considéré comme totalement immobile, bien que sa mobilité supergène ait été depuis longtemps débattue. Dès le XIX^e siècle, des résultats expérimentaux avaient montré la possible implication de complexes organiques et sulfurés dans ces processus de mobilité, suscitant un intérêt croissant pour l'exploitation de gisements d'or supergènes (Butt et Zeegers, 1992; Freyssinet *et al.*, 2005). La dissolution, puis la reprécipitation de l'or en conditions de surface dépendent de la nature de la minéralisation primaire, de facteurs climatiques et géomorphologiques et de la composition des eaux souterraines.

Les gisements d'or supergènes peuvent être définis comme des ressources aurifères économiques dérivées, partiellement ou totalement, de processus supergènes. Cette altération provoque une redistribution mécanique et chimique de l'or. On distingue deux types de gisements d'or supergènes : le type chapeau de fer aurifère, ou non latéritique, dans lequel seule la structure minéralisée a été affectée par l'altération supergène, et le type latéritique, dans lequel non seulement l'ensemble de la structure minéralisée, mais également les constituants minéraux de l'encaissant ont été transformés.

Les chapeaux de fer se forment dans les zones sans latérites, soit que la pluviométrie est insuffisante, soit que l'érosion intense empêche la formation d'un profil latéritique. Dans ces gisements, l'or reste généralement dans la structure minéralisée originelle et n'est pas redistribué. L'effet principal de l'altération supergène est une oxydation des sulfures qui libère l'or et le rend exploitable.

Ces gisements se rencontrent au-dessus de gisements de cuivre, de gisements polymétalliques à or disséminé (Carlin) et de gisements épithermaux sous climat aride ou humide.

En contexte d'amas sulfuré volcanogène, l'intense oxydation des sulfures conduit à la formation de puissants chapeaux de fer. Le lessivage des sulfures provoque un effondrement des structures primaires et un enrichissement relatif en or, suffisant pour que la teneur, non économique dans les sulfures massifs, devienne économique dans la zone oxydée. À Rio Tinto (Espagne), la teneur en or passe de 0,3 à 0,5 g/t dans les sulfures massifs à des teneurs comprises entre 1,8 et 2,5 g/t dans les chapeaux de fer (photos h et i, planche 31). Cette teneur en a justifié l'exploitation, élevant Rio Tinto au rang des plus importantes mines d'or d'Europe avec plus de 120 t d'or produites (Leistel *et al.*, 1998). Le gisement australien de Mount Morgan correspond à un enrichissement sur amas sulfuré du même type. En France, le petit gisement d'or de Rouez (Sarthe), qui a produit 2,1 tonnes d'or de 1989 à 1992, correspond également à un chapeau de fer enrichi développé sur un important amas sulfuré de la famille des SEDEX (92 Mt) pauvre en métaux de base d'âge briovérien.

En contexte épithermal, l'altération supergène se manifeste dans les filons eux-mêmes sur une hauteur pouvant atteindre 250 m. À Pongkor (Indonésie), l'assemblage de rhodonite-rhodochrosite et sulfures est transformé en wad et limonite. L'enrichissement en or est marqué sur toute la hauteur par la néoformation de micropépites d'or pur, issues du lessivage de l'or

dans les parties superficielles érodées du filon (Marcoux *et al.*, 1996 a; Greffié *et al.*, 2002; photos b et c, planche 31).

Les latérites aurifères se forment à la suite de l'intense lessivage météorique de gîtes aurifères en conditions tropicales humides à subtropicales. Ce lessivage amène une redistribution de l'or dans les niveaux latéritiques, avec apparition de zones d'enrichissement (Butt et Zeegers, 1992; Freyssinet *et al.*, 2005). Ces gisements latéritiques à faible teneur (de 1 à 3 g/t Au) sont exploités en carrière, comme à Syama et Sadiola (Mali), et à Léro et Siguiri (Guinée; photo e, planche 31); l'exploitation de la saprolite minéralisée est la suite logique dans la plupart des gisements. Cependant, les teneurs peuvent être localement plus élevées, comme à Ariab (Soudan; 6 Mt à 12 g/t), et Ity (Côte d'Ivoire; 2 Mt à 8 g/t). De nombreux indices sont exploitées de manière artisanale (photo h, planche 32). Le traitement peut parfois se faire par lixiviation en tas, ce qui diminue encore les coûts de production.

Les latérites aurifères se forment dans différents contextes climatiques :

- le climat tropical humide avec saisons sèches et humides (savane), environnement des gisements de Syama et Sadiola, au Mali, de Léro en Guinée (figure 9.15) (Zeegers et Lecomte, 1992), et de ceux du sud du Brésil;
- le climat tropical humide forestier, environnement des gisements d'Ity en Côte d'Ivoire, de Yaou en Guyane française, de Cassiporé et Igarapé Bahia, au Brésil, et d'Ashanti, au Ghana (gisement seulement *pro parte* latéritique);
- le climat semi-aride, environnement des mines du craton Yilgarn en Australie occidentale, comme Mount Gibson, et Bradoc (Webster et Mann, 1984; Gray *et al.*, 1992), du Soudan et du Botswana.

Les schémas de redistribution de l'or supergène sont assez similaires dans les trois environnements, montrant une distribution « en champignon » (figure 9.16), avec un halo important de dispersion dans la cuirasse et la zone d'argiles tachetées, ainsi qu'une zone d'or résiduel avec peu de dispersion dans la saprolite (Freyssinet, 1993). Par rapport au faciès saprolitique, le tonnage du faciès latéritique est plus important, mais il présente des teneurs moindres. Dans les zones de pente, le champignon peut prendre une allure dissymétrique.

Cette relative homogénéité de distribution relève du fait que la majorité des gisements de latérite aurifère se formerait en contexte de savane. Les changements climatiques ultérieurs seraient à l'origine des variantes relevées dans les profils latéritiques et dans la distribution de l'or. Une *stone line* est une ligne de graviers de quartz et de granules ferrugineux, pouvant être enrichie en or, au-dessus de la saprolite. Elle est issue du démantèlement d'une cuirasse plus ancienne et se forme mécaniquement par enfoncement dans un sol très plastique, lors de l'installation d'un climat forestier très humide.

En contexte semi-aride, la remobilisation post-latérite par des eaux salines et acides (Australie occidentale) provoque une dissolution de l'or qui reprécipite plus profondément dans la saprolite aux fronts d'oxydoréduction correspondant au niveau de paléo-nappes, élaborant une structure en « champignons superposés ».

La mobilité de l'or n'est possible qu'en présence d'anions complexants, qui dissolvent l'or à plusieurs niveaux du profil latéritique (figure 9.16). L'oxydation des sulfures génère de multiples espèces soufrées qui peuvent complexer l'or, parmi lesquelles le thiosulfate ($S_2O_3^{2-}$) semble le plus

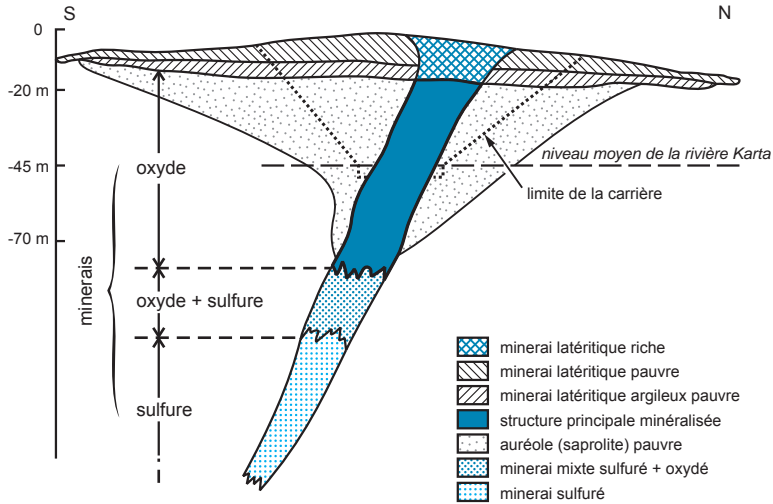


Figure 9.15 - Latérite à or supergène; exemple de la mine de Léro (Guinée), (d'après document La Source, Mine de Dinguiraye, inédit).

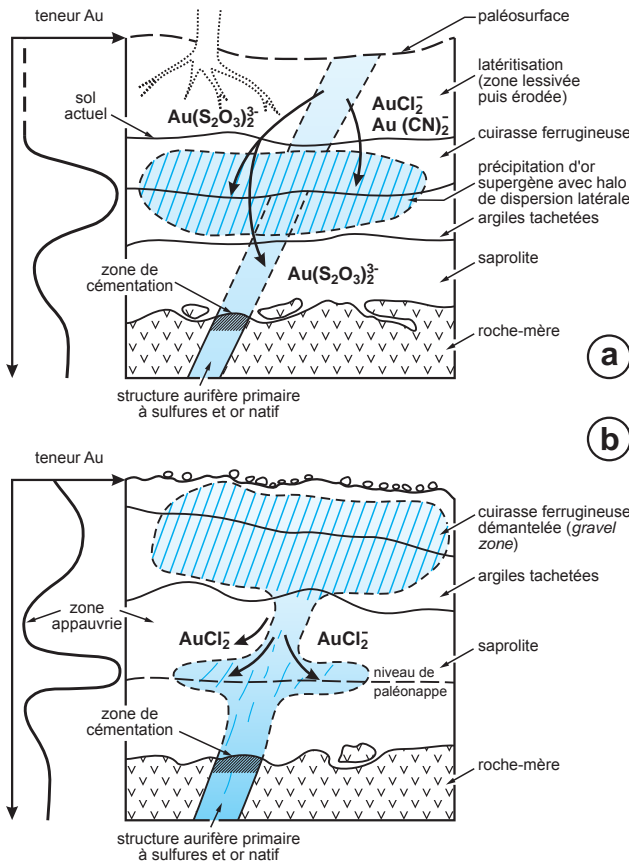
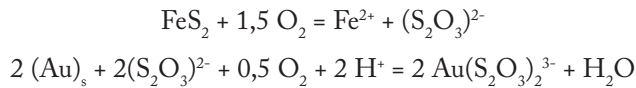


Figure 9.16 - Enrichissement en or des latérites. Les processus d'oxydation-remobilisation supergènes conduisent à des migrations de l'or dans le profil latéritique et à la création de niveaux enrichis : **a**) illustration de la redistribution la plus commune, observée sous climats tropicaux humides et semi-arides; de l'or résiduel, peu dispersé, apparaît dans la saprolite; **b**) en contexte semi-aride, la remobilisation par des eaux salées acides provoque l'apparition d'une seconde zone enrichie dans la saprolite aux fronts d'oxydoréduction correspondant au niveau d'une paléo-nappe (d'après Freyssinet *et al.*, 2005).

efficace (Webster et Mann, 1984). Le complexe bisulfuré $\text{Au}(\text{HS})_2^{2-}$ semble inactif en milieu supergène (Boyle, 1979).

Les complexes thiosulfatés d'or se forment à quelques dizaines de mètres sous la surface selon les réactions suivantes :



en milieu neutre à faiblement alcalin, et légèrement oxydant. D'autres ligands sont cependant capables de complexer l'or. Le chlorure d'or AuCl_2^- intervient en conditions salines acides; de plus, en conditions oxydantes, la matière organique réduit l'or qui est mobilisé en solution ou sous forme de colloïdes.

En contexte de forêt équatoriale ou tropicale humide, l'or reprécipite à la base de l'horizon humique et il paraît contrôlé par la présence de cyanures CN^- , de carbone organique dissous, de NH_3 et/ou d'acides organiques (Bowell *et al.*, 1996). Les complexes aurifères les plus présents sont $\text{Au}(\text{CN})_2^-$ et $\text{AuOH}(\text{H}_2\text{O})^0$ dans l'horizon humique, et $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$ dans la saprolite (figure 9.16). En contexte de savane, l'or supergène est présent dans la cuirasse et les argiles tachetées (Freyssinet, 1993; Bowell *et al.*, 1996). L'or secondaire qui précipite à partir des thio-sulfates est souvent argentifère.

L'installation d'un climat aride et semi-aride est un événement qui perturbe le régolithe et modifie notablement la répartition initiale de l'or. Deux modifications essentielles apparaissent généralement : (1) l'enrichissement en or se prolonge jusqu'à la surface; et (2) un second enrichissement apparaît dans la saprolite, de 5 à 40 m sous le minerai aurifère latéritique. La mobilisation de l'or se fait alors par des complexes chlorurés en milieu d'eaux acides (pH 3 à 5), salées à très salées (de 1 à 30 % équivalent NaCl) selon la réaction : $2 \text{Au} + 4 \text{Cl}^- + 2 \text{H}^+ + \frac{1}{2} \text{O}_2 = 2 \text{AuCl}_2^- + \text{H}_2\text{O}$ (Freyssinet *et al.*, 2005). Dans ce contexte, à l'inverse de ce qu'on observe dans les gisements latéritiques de savane ou de forêt équatoriale, l'or secondaire est très abondant (parfois davantage que l'or primaire résiduel comme dans le Yilgarn d'Australie occidentale), toujours très pur, et d'habitats variés (dendrites, cristaux automorphes, agrégats).

■ GISEMENTS SUPERGÈNES DE FER

La formation de nombreux gisements de fer (cf. figure 7.2) découle, en partie ou en totalité, d'un enrichissement supergène de formations ferrifères rubanées (BIF) préexistantes (Morris, 1980, 1985; Dalstra et Guedes, 2004; Thorne *et al.*, 2004; Clout et Simonson, 2005). Cet enrichissement supergène se traduit par l'apparition d'un minerai à martite et goethite brune compacte ou poudreuse jaune, ayant conservé la texture rubanée primaire du BIF.

Le minerai à martite-goethite (photo g, planche 31) constitue plus de 90 % des gisements de fer rubané de la Province de Hamersley en Australie : Marra Mamba, Marandoo, et West Angelas, où son extension verticale dépasse 250 m (Morris, 2002). Le sommet du minerai montre souvent une cuirasse lessivée à goethite vitreuse cimentée par du quartz collomorphe rubané, la *hardcap*, qui peut descendre jusqu'à une profondeur de 60 m sous la surface. Les grands gisements brésiliens de Carajas et du Quadrilatero Ferrifero possèdent aussi des *hardcaps* récentes à martite-goethite et des *cangas* à goethite, matériel détritique et conglomérat à ciment de martite-hématite. L'enrichissement supergène peut être très ancien, d'âge phanérozoïque en Australie.

Ces minéralisations se forment par lessivage et remplacement métasomatiques des minéraux de gangue des BIF sous climats lessivants, mais ne nécessitent pas de latéritisation (Morris, 1993; Clout et Simonson, 2005). Les rubans de cherts et de carbonates sont ainsi remplacés par des disséminations de goethite (associées à de la martite résiduelle lorsque ces rubans contenaient de la magnétite disséminée), les rubans de magnétite par de la martite, et les rubans à silicates d'aluminium par des argiles. Ce lessivage se réalise là où les eaux souterraines peuvent circuler : zones de plissement, failles, fractures perméables, ou zones poreuses. Le mécanisme serait de nature électrochimique, les rubans magnétiques des BIF agissant en conducteurs d'électrons, les eaux souterraines agissant comme agent de transport des ions. Le fer lessivé des faciès à silicates friables en surface est alors mobilisé en fer ferreux et transporté plus bas dans la formation ferrifère. En profondeur, le remplacement pseudomorphique de la gangue par la goethite est réalisé par une oxydation anodique du fer ferrique ($\text{Fe}^{2+} = \text{Fe}^{3+} + e^-$) suivie d'une ferrolyse ($\text{Fe}^{3+} + 3\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}(\text{OH})_3 + 3\text{H}^+$). Selon d'autres auteurs, la combinaison (pH-température-acides humiques-action bactérienne) jouerait un rôle essentiel dans cet enrichissement (Gross, 1996). En effet, les acides humiques solubilisent aisément les oxydes et hydroxydes ferriques, alors qu'une augmentation du pH provoque la précipitation d'oxydes de fer hydratés. Une hausse des températures et un pH au-dessus de 8,9 augmente la solubilité de la silice sans affecter l'ion ferrique. Le processus global se résume donc à une désilicification et une décarbonatation précoces avec remplacement de magnétite par hématite, ce qui provoque un amincissement stratigraphique sévère.

Les minerais riches à hématite microlamellaire (*microplaty hematite*), parfois appelés « minerais de fer bleu » sont largement répandus dans les gisements d'Australie, du Brésil ou de l'Inde. Leur origine est discutée (Clout et Simonson, 2005). Pour certains, ces minerais pourraient dériver par diagenèse et déshydratation des minerais à martite-goethite (Morris, 1980); pour d'autres, les minerais à hématite microlamellaire constitueraient un enrichissement de gisements initialement hypogènes-hydrothermaux impliquant des saumures chaudes de bassins, mobilisées lors d'événements orogéniques, ainsi que des fluides météoriques (Rosière et Rios, 2004; Thorne *et al.*, 2004).

Les oxydes de fer peuvent également être déplacés dans les zones de drainage. Ainsi, les rivières du bassin de Hamersley (Australie occidentale) montrent des concentrations très riches à goethite-hématite (*Channel Iron Deposit* = CID), suivant des paléorivières très longues (100 km), à faible pente et avec méandres. La goethite précipite à l'interface d'une nappe phréatique descendante en conditions arides. Ces gisements ont été datés entre 18 et 5 Ma (Yandicoogina).

■ GISEMENTS DE ZINC OXYDÉ

Les gisements de zinc oxydé constituent une ressource restée longtemps marginale du fait des difficultés de traitement des minerais. Avec le développement de l'hydrométallurgie à la fin des années 1990, ce type de gisements a connu un fort renouveau (Hitzman *et al.*, 2003), grâce notamment à leur teneur parfois très élevée. Par exemple, le gisement de Vazante (Brésil), autrefois interprété comme un gisement de type Mississippi Valley, montre des teneurs de 18,3 % Zn. Ces gisements non sulfurés représenteraient de l'ordre de 15 % des réserves mondiales de zinc. Le principal minerai est la willémitte (Zn_2SiO_4), un minéral qui peut aussi cristalliser à haute température. Ces gisements à haute teneur ont un impact environnemental limité, sans drainage acide du fait de l'absence de sulfures. Les principaux gisements exploités sont ceux de Skorpion (Namibie) et Vazante (Brésil).

On peut reconnaître trois grands types :

- des gisements supergènes, comme Skorpion (Namibie), Kabwe (Zambie), Olkusz (Pologne), Mehdiabad (Iran), Anguran (Iran), Sierra Mojada et Torlon (Mexique), et Jabali (Yémen). Dans le bassin méditerranéen, les gisements de Sardaigne et du Maroc ont fait l'objet d'exploitations au xx^e siècle; ils présentent souvent des morphologies karstiques et résiduelles, avec remplacements des carbonates encaissants. Dans les petits gîtes à calamine du Maroc, les cavités karstiques présentent une zonalité et une organisation des textures (figure 9.17);
- des gisements hypogènes, comme Berg Aukas (ou Berg Aukus/Akenab), Vazante (Brésil), Aroona et Beltana (Australie). Le gisement de Vazante est encaissé dans des carbonates d'âge protérozoïque supérieur et il est fortement cisaillé dans des écailles tectoniques ductiles-cassantes (figure 9.18). Sa minéralisation est composée de willémitte colloforme, dolomite, sidérite, quartz, hématite, chlorite riche en zinc (jusqu'à 20 %!), barytine, franklinite et zincite. Le manganèse peut être abondant. L'altération est marquée par un lessivage des dolomies, remplacées par des carbonates de fer, une silicification et des veines de type hydraulique. La minéralisation serait contemporaine de la déformation. Les fluides, sans doute d'origine métamorphique, avaient une température comprise entre 250 et 300 °C et montraient un fort déficit en soufre qui s'accroît au cours du dépôt du fait de l'épuisement du réservoir;
- des gisements métamorphisés, comme celui de Franklin-Sterling Hill (New Jersey), réputé pour sa variété minéralogique. Il s'agit d'un gîte à oxydes de zinc et silicates, avec de nombreuses lentilles de magnétite massive, encaissé dans les terrains du Protérozoïque moyen de la Province de Grenville. Ces gisements présentent beaucoup de similarités avec les gisements de type SEDEX fortement métamorphisés, tels que Cannington ou Broken Hill (Australie). De plus, dans ce dernier district, les minerais à zinc et plomb peuvent passer à des gîtes stratiformes riches en manganèse et à zinc non sulfuré. Ces gisements oxydés auraient été formés par le mélange d'un fluide de basse température (de 80 à 200 °C) riche en zinc et pauvre en soufre, avec un fluide oxydant pauvre en soufre.

Selon la présence ou l'absence d'éléments réducteurs, comme la matière organique, dans les eaux de fond du bassin, les gisements contiendront des sulfures ou présenteront une association à carbonates-oxydes-silicates. De plus, la présence de willémitte impose des conditions de forte fugacité en oxygène et en soufre (Monteiro *et al.*, 1999).

■ GISEMENTS SUPERGÈNES DE CUIVRE

Sous climat aride et semi-aride, des gisements supergènes de cuivre se développent au-dessus ou au voisinage de porphyres et de skarns cuprifères. Dans ce contexte, une importante altération superficielle peut affecter ces gisements primaires et créer des conditions acides aptes à mobiliser et à transporter le cuivre (cf. figure 5.35). Ces gisements supergènes représentent une cible importante sur le plan économique du fait de leur accessibilité en surface et des méthodes de traitement par lixiviation peu coûteuses. Le climat aride qui régnait dans les Andes au Miocène inférieur et moyen y a permis la formation de nombreux gisements de ce type (Sillitoe et McKee, 1996).

Les « oxydés » de cuivre comprennent non seulement des oxydes, mais aussi des sulfates, phosphates, carbonates, silicates et arsénates de cuivre, ainsi que du cuivre natif (photos a et g, planche 32). Leur formation dépend largement de la présence de pyrite dans le protore.

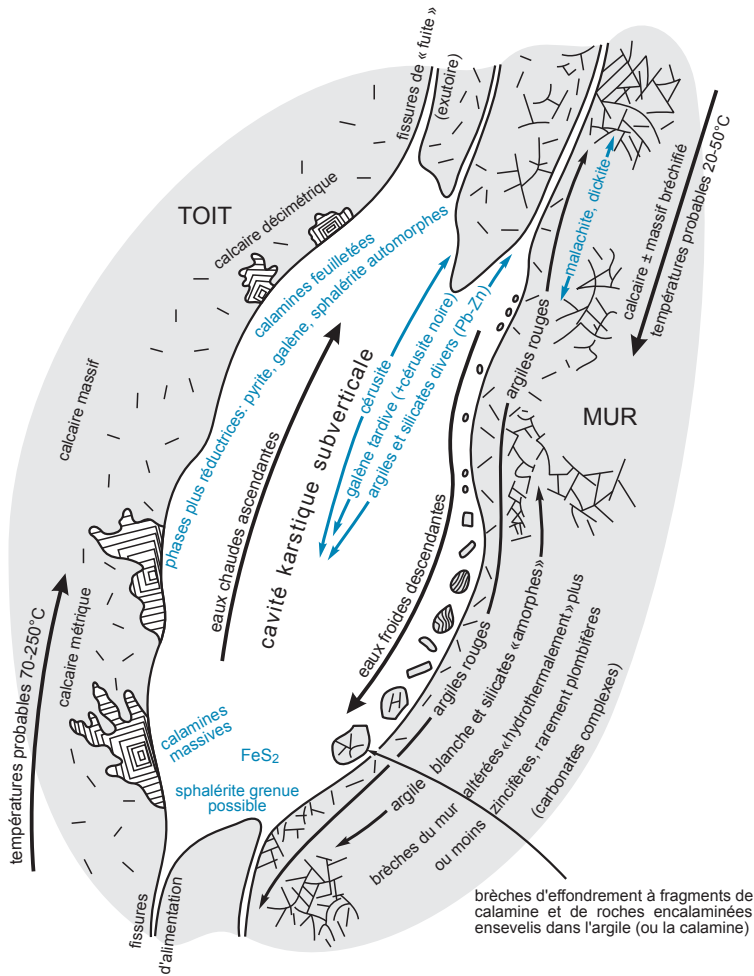


Figure 9.17 - Modèle de karst hydrothermal montrant une organisation des dépôts, inspiré par les gisements de calamine du Maroc (d'après Ovtracht, 1978).

La destruction de la pyrite au cours de l'altération produit en effet des ions H^+ , générant un milieu acide qui dissout les sulfures, notamment la chalcoppyrite, et transporte le cuivre solubilisé sous forme de sulfates. Bien qu'il soit dominé à 99 % par des processus chimiques, le lessivage est facilité par des bactéries acidophiles qui oxydent le fer (*thiobacilli*) et des bactéries réductrices des sulfates (Enders *et al.*, 2006). Cependant, dans ce milieu acide, tous les sulfures ne se détruisent pas à la même vitesse. La pyrrhotite est la plus rapidement détruite, suivie de la sphalérite et de la bornite, puis de la galène, des sulfosels, ensuite de l'arsénopyrite, la chalcoppyrite et la pentlandite. La pyrite est le sulfure le plus résistant; sa destruction requiert des conditions très oxydantes.

On distingue deux types de systèmes selon la distance de transport du cuivre.

Les systèmes in situ correspondent à des concentrations supergènes parfois très épaisses au-dessus du gisement primaire, connues sous le nom de *chalcocite blanket* du fait de leur richesse en ce minéral. Les gisements qui en possèdent sont très nombreux surtout au Chili : Quetena, Manto Verde (212 Mt à 0,63 % Cu), Esperanza, ou encore Bingham, en Utah. Leur formation

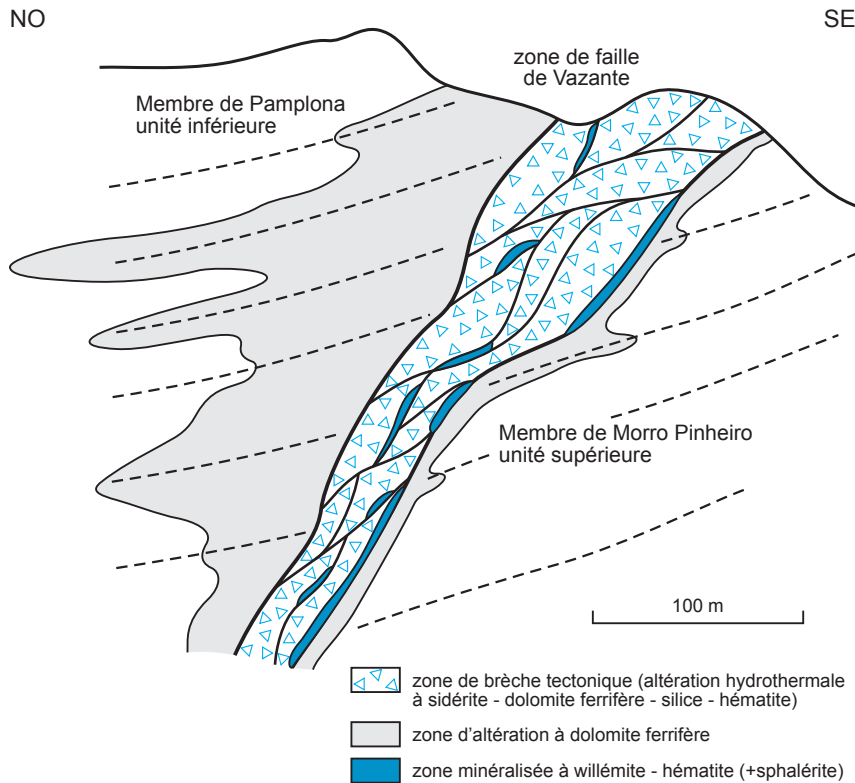


Figure 9.18 - Coupe du gisement de zinc oxydé de Vazante (d'après Hitzmann *et al.*, 2003).

découle de l'apparition d'un profil d'altération de milieu acide qui peut atteindre une puissance de 50 m.

Le cuivre est mobilisé au sommet dans la zone lessivée par l'acide sulfurique produit par l'oxydation de la pyrite, en fort excès par rapport à la chalcoppyrite. La zone lessivée est riche en oxydes et sulfates de fer (goethite, hématite, et jarosite dans les cas de faible pH) et elle montre des paragenèses très proches sur le plan minéralogique des altérations des épithermaux acides. Certains porphyres à cuivre et or comme celui d'Ok Tedi (Papouasie-Nouvelle-Guinée) montrent une évolution supergène particulière, avec des teneurs de 2 à 10 g/t d'or dans la zone lessivée.

Le cuivre se redépose au bas du profil dans les conditions plus réductrices de la nappe phréatique, pour constituer une zone de cimentation de deux à cinq fois plus enrichie en cuivre. Cette *chalcocite blanket* est à chalcocite dominante avec covellite, digénite, cuprite ou cuivre natif, mais également kaolinite, dickite, montmorillonite et séricite. La zone la plus riche se situe à l'aplomb de la *pyrite shell*, et non à celui de l'*ore shell*, plus riche en cuivre mais plus pauvres en pyrite. De nombreux cycles d'enrichissement sont nécessaires pour former cette *chalcocite blanket* parfois puissante de plusieurs dizaines de mètres.

Les systèmes exotiques reflètent la migration horizontale des solutions riches en cuivre sur une distance parfois de plusieurs kilomètres, à partir du protore. La zone minéralisée exotique peut mesurer jusqu'à 200 mètres d'épaisseur, et se situe entre la zone phréatique et le sommet

9.1.3 Gisements résiduels

En métallogénie, les gisements résiduels désignent des enrichissements qui résultent de l'accumulation de minéraux résistant à une altération principalement chimique. La composition des gisements est essentiellement fonction de la nature des roches soumises à cette altération et de leur minéralogie. Nous aborderons ici trois types parmi les principaux.

■ VERMICULITE : INTEMPÉRISME DES ROCHES ULTRAMAFIQUES

L'altération météorique de la biotite et du phlogopite entraîne la formation de vermiculite ($(\text{Mg,Fe,Al})_3(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), un phyllosilicate flexible qui a la propriété de s'exfolier lorsqu'il est chauffé à 900 °C. Les gisements de vermiculite sont portés par des complexes mafiques à ultramafiques très affectés par l'altération météorique et souvent recoupés par des granites alcalins, des syénites et/ou des carbonatites (Rainy Creek, Montana; Palabora, Afrique du Sud). Plus rarement, ces complexes mafiques sont métamorphisés et recoupés par des pegmatites (Potanina, Russie, et Mwanza, Malawi). Les gisements sont habituellement superficiels, ne dépassant pas 200 à 300 m d'extension verticale, une profondeur au-delà de laquelle l'altération des micas magnésiens en vermiculite est incomplète.

La production mondiale, de l'ordre de 520 000 t en 2007, est surtout concentrée en Afrique du Sud (38 %) avec le grand gisement de Palabora, en Chine (21 %), et dans le Montana (19 %). Premier producteur mondial de ce minéral, Palabora est un complexe protérozoïque polyphasé composé d'une succession de syénites, pyroxénites (dont les zones altérées fournissent la vermiculite), foshkorite et carbonatites (cf. figure 5.66). Il fournit également de grandes quantités de phosphate grâce à l'apatite, de cuivre, extrait de sulfures, et de nombreux sous-produits : zirconium, or, argent, fer, uranium et platine. Le zirconium provient de la baddeleyite et le fer de la magnétite.

L'essentiel des utilisations de la vermiculite relève de sa remarquable capacité d'expansion thermique. On l'emploie surtout exfoliée dans le bâtiment pour ses propriétés d'isolant thermique et de résistance au feu, en horticulture pour ses propriétés de rétention d'eau et de nutriments, et comme absorbant.

■ GISEMENTS RÉSIDUELS DES CARBONATITES ET COMPLEXES ALCALINS : NIOBIUM, ZIRCONIUM ET TERRES RARES

Les carbonatites sont des roches qui peuvent renfermer des quantités de niobium, titane, tantale, phosphore, terres rares ou zirconium. Dans les aires soumises à l'altération tropicale, leur composition minéralogique à carbonates dominants les rend particulièrement sensibles à la météorisation. Celle-ci provoque pour l'essentiel une décalcification avec une forte réduction de volume pouvant conduire à des gisements majeurs de Nb, Ti, et Zr. Ces processus entraînent aussi des enrichissements résiduels en aluminium qui donnent naissance à des concentrations de bauxite (îles de Los, Guinée).

Ces gisements résiduels sur carbonatites constituent actuellement la première source mondiale de niobium et d'importantes ressources de phosphates, terres rares, titane et zirconium. Le grand gisement brésilien d'Araxa contient 375 Mt à 14,5 % P_2O_5 , 418 Mt à 2,5 % Nb_2O_5 et près de 0,5 Mt à 10,5 % d'oxydes de terres rares; celui de Morro do Seis Lagos, le plus important gisement de niobium du monde, 2800 Mt à 2,81 % Nb_2O_5 . Il s'agit de collines formées de latérites développées sur des ferrocarbonatites, des brèches carbonatitiques et des syénites. Les sols résiduels montrent une épaisseur moyenne de 230 m à sidérite, ankérite, dolomite, barytine, goéthite, pyrite et rutile et pyrochlore (Gomes *et al.*, 1990). Avec ces deux grands gisements et

quelques autres (Catalao, Salitre, Tapira, etc.), le Brésil dispose de 83 % des réserves mondiales de niobium (Richardson et Birkett, 1995a et b). Le grand gisement de Mount Weld, en Australie, fournit également des terres rares.

Ces accumulations résiduelles constituent des profils d'altération très spécifiques (figure 9.20). La dissolution des carbonates (calcite, sidérite, dolomite) entraîne le départ du calcium et du magnésium et la concentration mécanique des minéraux primaires résistants comme l'apatite, le pyrochlore, le zircon, l'ilménite et la monazite. Corrélativement, on assiste à la cristallisation de phosphates néoformés (apatite secondaire, crandallite, florencite, etc.), carbonates et sulfates supergènes qui concentrent des éléments moins mobiles (Ti, Ta, Nb, Ta, terres rares, etc.) libérés lors de la décalcification, et d'argiles. La décalcification de la pérovskite (CaTiO_3) conduit ainsi à la formation d'anatase (TiO_2). Les terres rares se partagent entre des minéraux primaires (monazite le plus souvent) et de nombreux minéraux supergènes néoformés (monazite secondaire, bastnaésite, synchysite, etc.). Elles dessinent parfois une zonalité (Mount Weld) avec un enrichissement en terres rares légères dans la partie supérieure des sols résiduels, et les terres rares lourdes plus en profondeur. Ces deux processus se combinent pour constituer des gisements pédogénétiques dont les teneurs peuvent atteindre dix fois celles de la carbonatite non altérée et qui constituent de véritables régolithes latéritiques (Freyssinet *et al.*, 2005).

Le lessivage différentiel des roches carbonatitiques étant très irrégulier, la forme de ces gîtes résiduels enrichis est hautement variable, allant de nappes régulières à des amas très irréguliers reposant sur la carbonatite saine. On observe couramment le creusement de cavités karstiques où s'accumulent les minéraux résiduels, séparées par des zones non météorisées, conférant au corps de carbonatite altérée une allure de dolines. Les failles jouent un rôle important en guidant l'altération météorique et en conditionnant la topographie finale. La puissance est également très variable, allant de 8 à 100 m.

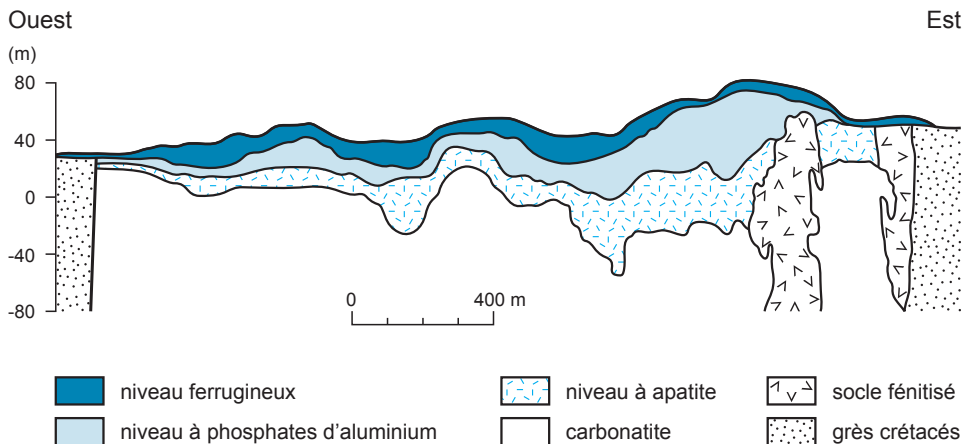


Figure 9.20 - Coupe simplifiée de la carbonatite latéritisée de Mabounié (Gabon) montrant les trois horizons résiduels superposés (d'après Freyssinet *et al.*, 2005).

Dans ces régolithes latéritiques, on distingue habituellement trois horizons principaux qui sont, de bas en haut (Freyssinet *et al.*, 2005) (figure 9.20) :

- un horizon à apatite, puissant de 5 à 30 m, équivalent de la saprolite, montrant souvent une karstification à la base. Il est composé de brèches et de couches horizontales à apatite résiduelle, d'oxydes de fer et d'argiles, cimentés par de l'apatite secondaire;
- un horizon phosphato-alumineux, puissant de 2 à 80 m, plus argileux, et développé aux dépens de l'horizon à apatite. Sa texture rubanée traduit la dissolution de l'apatite et la précipitation de phosphates d'aluminium (florencite, crandallite, etc.) en compagnie de goethite, oxydes de manganèse et kaolinite;
- un horizon ferrugineux au sommet du profil (de 10 à 15 m), riche en goethite, hématite, kaolinite et phosphates d'aluminium.

Des minéraux résiduels se distribuent également dans ces trois horizons. Le pyrochlore par exemple, qui porte l'essentiel du niobium, voit sa composition évoluer selon sa position dans le profil (Lottermoser et England, 1988; Rocha *et al.*, 2001).

Les conditions optimales pour la formation d'une abondante minéralisation résiduelle semblent requérir des carbonatites à topographie en forme de bassin, sans système karstique, permettant un drainage et un piégeage efficaces des sols résiduels supergènes sous climats tropicaux humides à pluviométrie moyenne à élevée. En climat plus tempéré, le lessivage plus poussé amène la formation de karsts qui favorisent l'accumulation de minéraux résiduels, mais qui limitent la formation de minéraux supergènes, notamment ceux de terres rares. Les terres rares sont en effet évacuées dans le processus de karstification. Par ailleurs, il semble que la richesse en H_2CO_3 des eaux souterraines aide à la préservation des minéraux résiduels.

■ CALCRÈTES À URANIUM

En contexte carbonaté, les altérites superficielles peuvent montrer des enrichissements en uranium. Les calcrètes représentent des précipités chimiques carbonatés dans des environnements arides à semi-arides et concentrent l'uranium. Elles se développent en association avec des paléodrainages ou des lacs évaporitiques (*playa*) du Tertiaire (Hou *et al.*, 2007). Ce type de gisement a d'abord été découvert en Australie, avec le gisement de Yeelirrie (figure 9.21). Plus récemment, des gisements similaires ont été découverts en Namibie, et le gisement de Langer Heinrich a été mis en production en 2006. La minéralisation peut se suivre sur plus de 10 km d'extension, avec des zones plus riches. Elle est située près de la surface, possède une forme tabulaire, une puissance de 1 à 30 m et une largeur de 50 à 1100 m, suivant la taille de la vallée. Ces gisements représentent respectivement 35 et 37 Mt de minerai à des teneurs faibles, de 0,06 % à 0,15 % U_3O_8 . La minéralisation se présente sous forme de carnotite, un oxyde d'uranium et de vanadium secondaire; qui tapisse des cavités et des plans de fracture au voisinage de la surface, formant des zones lenticulaires et des zones disséminées. La formation de ces gisements repose sur une évolution des eaux liée au climat aride (Biot, 1982). L'uranium est piégé sur un front d'oxydoréduction à la rencontre d'une nappe sursaturée en sels dissous, peu oxydante, et des eaux plus oxydantes issues des calcrètes. Le dépôt de la carnotite est lié à la dolomitisation des carbonates.

9.2 Gîtes d'alluvions : les placers

Les placers sont des corps stratiformes lenticulaires, formés par la concentration mécanique de minéraux lourds économiques (or, cassitérite, platine, diamant, ilménite, zircon, etc.). Le terme

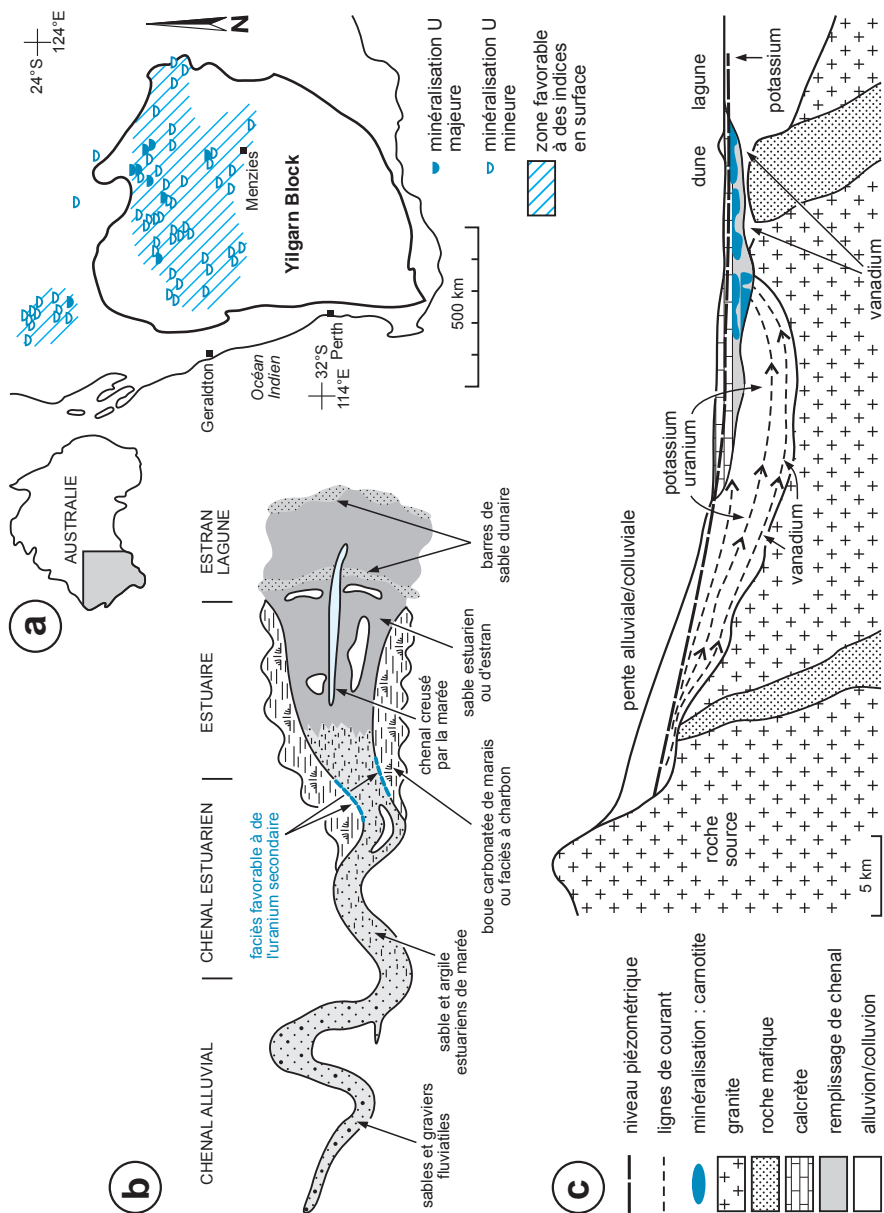


Figure 9.21 - Uranium dans les sédiments fluviaux et les sebkhas : cas de l'Australie occidentale. **a**) distribution des calcrètes dans le Sud-Ouest de l'Australie (d'après Butt *et al.*, 1984); **b**) géométrie d'un chenal et d'un estuaire superficiel avec position des minéralisations en uranium (d'après document Internet); **c**) coupe du système de Yelirrie (d'après Mann et Deutcher, 1978).

« placer » provient de l'espagnol *placel* (banc de sable), utilisé par les premiers mineurs espagnols lors de la découverte de l'Amérique, pour décrire les dépôts d'or libre dans les sables et les graviers des ruisseaux.

Les placers sont portés par des alluvions anciennes ou actuelles. Les minéraux arrachés par l'érosion sont caractérisés par leur grande résistance physique et chimique, leur forte densité (supérieure à 6) et, souvent, par leurs grains équidimensionnels. Les placers constituent des gisements dont l'exploitation est souvent facile, ce qui autorise une teneur moyenne plus basse que celle des gisements en roche primaire. Ils se sont formés à toutes les époques, sur les marges passives des cratons, ou sur les franges des bassins d'avant-pays ou intramontagneux pour les minéraux les plus denses.

Les placers peuvent être classés selon leur contexte géomorphologique (tableau 9.2) :

- les placers éluviaux ou résiduels sont peu déplacés et parfois enrichis en or (Guyane, Brésil), en platine, étain (Rondônia), tungstène, tantale, niobium, ou en gemmes;
- les placers fluviaux, en alluvions et paléalluvions, sont exploités pour l'étain (Kinta Valley en Malaisie, Thaïlande), l'or (le Klondike dans le Yukon, ou la Sierra Nevada), les terres rares, le platine (Choco, en Colombie, Oural), parfois les gemmes (diamant d'Argyle en Australie; photo b, planche 32; République démocratique du Congo), et le jade d'Alibert (Russie);
- les placers marins et littoraux, couramment appelés sables noirs, sont exploités pour les diamants, le titane (ilménite de Richard's Bay en Afrique du Sud), parfois avec le zircon (Enneaba en Australie), l'étain (Malaisie, Bangka en Indonésie), parfois l'or ou le fer (magnétite). On connaît également des placers à thorium, à platine, à niobium, à tantale, et à terres rares. Ces placers sont liés aux variations récentes du niveau de la mer et sont souvent reconcentrés par action éolienne. Les placers marins peuvent être émergés ou immergés. Avec les placers fluviaux, ces placers produisent de l'ordre du quart de la production mondiale de diamants;
- les placers deltaïques, ou transitionnels, sont surtout exploités sous leur forme fossile lithifiée de paléoplacers, ou placers fossiles. Ces formations sont devenues des grès quartzitiques ou des conglomérats, et elles ont conservé leurs concentrations en éléments valorisables. Ces placers deltaïques se limitent à quelques rares, mais essentiels, gîtes d'or (Rand, en Afrique du Sud) et d'uranium (Canada), plus rarement d'étain (Niger, Brésil, Malaisie); ils sont liés aux actions des vagues, des courants, des vents et des marées.

Les environnements glaciaires ne sont généralement pas favorables au classement des particules. Cependant, il existe des placers glacio-lacustres, associés à l'écoulement des eaux de fontes qui forment des coulées turbides denses. Ainsi, 30 % des placers de Colombie-Britannique sont encaissés dans des sables glaciaires pléistocènes, la forte altération au Cénozoïque ayant provoqué la formation de pépites. Les zones les plus riches sont associées à des zones réduites de quelques mètres, recoupées par des eaux de fonte des glaciers; les cavités sous-glaciaires constituent les pièges.

Les alluvions elles-mêmes représentent de très importantes réserves de granulats alluvionnaires et les dépôts deltaïques peuvent être les sites d'importants gisements secondaires de kaolin (gisements d'Asie).

Tableau 9.2 - Exemples de placers à travers le monde. Seuls quelques placers parmi les plus connus et représentatifs ont été mentionnés dans ce tableau. L'origine du gigantesque placer du Rand reste controversée (voir texte). La production du Rand inclut jusqu'à l'année 2000. Uraninite signifie UO_2 sous forme d'uraninite *sensu stricto* ou de pechblende. Les minéraux entre parenthèses sont en faible proportion et généralement non récupérés (tableau réalisé à l'aide de nombreuses publications, notamment les données de Milési *et al.*, 1992, de Frimmel *et al.*, 2005, et de documents inédits).

Gisement	Pays	Minéraux économiques et productions
Placers éluviaux		
Rondônia	Brésil	platine, cassitérite (1,85 Mt Sn)
Serra Pelada	Brésil	or (110 t), platine (18 t), palladium (35 t)
St Élie, Tortue, Boulanger, Élysée, etc.	Guyane	or (~152 t)
Pitinga	Brésil	cassitérite (282 kt Sn)
Malaisie	Malaisie	cassitérite (3,6 Mt Sn)
Placers alluviaux		
Argyle	Australie	diamant
Victoria Goldfield	Australie	or (1500 t)
Cariboo	Canada (Colombie-Britannique)	or (60 t)
Klondike	Canada (Yukon)	or (~ 380 t)
Choco	Colombie	platine, or (1000 t)
Sierra Nevada	États-Unis (Californie)	or (1717 t)
Saint-Renan	France	cassitérite (5 500 t Sn)
Kinta Valley	Malaisie	cassitérite (3,1 Mt Sn)
Oural	Russie	platine, or (500 t)
Amour (bassin)	Russie	or (2500 t)
Kolyma (bassin)	Russie	or (2643 t)
Placers marins et littoraux (sables noirs)		
Richard's Bay	Afrique du Sud	rutile et zircon
Capel Beach	Australie (Australie occidentale)	ilménite, zircon, rutile, (monazite, disthène)
Eneabba	Australie (Australie occidentale)	ilménite, zircon, rutile, (monazite, disthène); 150 Mt à 4 % minéraux lourds
Central Tamil Nadu	Inde	titane
Bangka-Belitung	Indonésie	cassitérite (> 1,5 Mt Sn), ilménite, zircon
Estuaire fleuve Orange	Namibie	diamants (> 100 Mt ct)
Murray (bassin)	Sud-Est Australie	ilménite et zircon (85 Mt de minéraux lourds)
Paléoplacers		
Witwatersrand (total)	Afrique du Sud	or, uraninite, diamant (faible), osmiridium (faible) (pyrite, chromite, zircon, brannérite, leucocoxène); total de 88 kt Au (production : 50 kt et réserves : 38 kt) à 9,2 g/t Au et 150 kt d'uranium à 213 g/t U
Blind River (Elliott Lake)	Canada (Ontario)	uraninite à thorium (pyrite, ilménite, etc.) (300 Mt à 0,1 % U_3O_8 et 0,05 % ThO_2)
Tarkwa	Ghana	or, (ilménite, magnétite, hématite) (130 t Au)
Jacobina	Brésil (Bahia)	or (> 50 t)
Moeda	Brésil (Minas Gerais)	or, uraninite, (pyrite)

La formation des placers débute par l'altération. La source peut être primaire ou secondaire, par reprise d'anciennes séquences sédimentaires. L'altération tropicale humide permet de dégager les minéraux de manière efficace. Les minéraux sont séparés mécaniquement et se concentrent par hydrodynamisme (tableau 9.3). Les placers se forment lorsqu'il y a rupture d'un équilibre morphologique, par exemple à l'occasion de mouvements épi-orogéniques.

Les placers sont généralement associés à une reprise de l'érosion, dont la vitesse peut parfois dépasser 10 cm/1000 ans (phase de rhexistase). Trois mécanismes interviennent : variations du type d'érosion d'une vallée (variations du niveau de base), variations climatiques, ou variations morphologiques dans la zone source. Les périodes jeunes et séniles de l'évolution morphologique d'une rivière sont les plus favorables. Ainsi, la tectonique alpine et les variations eustatiques du Cénozoïque ont conduit à des variations favorables du niveau marin et à la formation de placers. La concentration de minéraux denses implique une genèse par des mécanismes hydrodynamiques qui jouent sur la granulométrie, la densité et la forme des particules (figure 9.22) (Force, 1991).

Tableau 9.3 - Caractéristiques des principaux minéraux valorisables de placers (d'après Els et Eriksson, 2006, complété).

Minéral	Substance	Densité	Dureté	Stabilité chimique
alliages Os-Ir-Ru	EGP	jusqu'à 23	6-7	très stable
cassitérite	Sn	7	6	stable
chromite	Cr	4,5	5,5	stable
diamant	diamant	3,5	10	très stable
ilménite	Ti	4,7	6	instable
magnétite	Fe	5,2	6	instable
or	Au	19,3	3	stable
platine	Pt	21,5	3,5	stable
pyrite	-	5	6	instable
rutile	Ti	4,2	6	stable
saphir, rubis	saphir, rubis	4,05	9	très stable
scheelite	W	6	5	stable
uraninite	U	6-9,5	3,5	instable
zircon	Zr	4,7	7	très stable

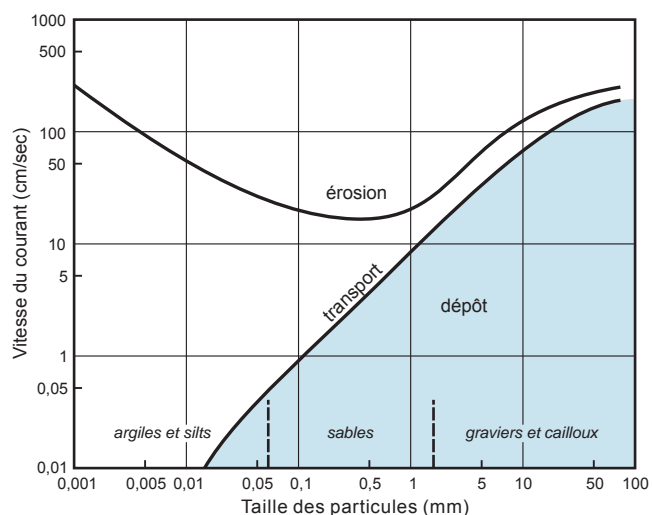


Figure 9.22 - Dynamique des systèmes hydrauliques en fonction de la taille des particules et de la vitesse du courant. Le dépôt intervient pour les sédiments les plus grossiers et à plus faible vitesse. Ce diagramme permet de comprendre le classement des particules lors de la sédimentation.

9.2.1 Placers éluviaux

Les concentrations éluviales sont proches de la zone source et elles montrent des teneurs encore plus basses que celles des autres placers. Il peut s'agir d'une fragmentation de blocs à peine déplacés, d'éboulis ou de dépôts de talus (dépôt déluvial), ou d'accumulations de débris au pied d'un relief (dépôt proluvial). La topographie et le climat jouent des rôles importants. De manière générale, les dépressions situées sur des zones minéralisées dans des zones topographiquement hautes, ou des zones de forte végétation en climat subtropical, seraient particulièrement favorables. On peut citer, par exemple : l'or du Quadrilatero Ferrifero au Brésil, le gisement de Serra Pellada (Brésil), célèbre pour les garimpeiros qui s'y sont rendus par milliers, l'or de Batouri au Cameroun, avec des concentrations supergènes. Dans des conditions plus désertiques, des processus d'oxydation peuvent libérer l'or des sulfures, ce qui autorise ensuite des traitements par lixiviation en tas (*heap-leaching*) sur des minerais à teneurs basses (de 1 à 4 g/t Au) : c'est le cas, par exemple, dans les gisements de la ceinture de Carlin (Nevada) ou dans les gisements du Kyzyl Kum (région de Murantau, Ouzbékistan) (voir la section 9.1.2).

Le gisement d'étain de Pitinga au Brésil est un gisement alluvial et éluvial de cassitérite et de columbo-tantalite. C'est le premier producteur brésilien d'étain avec 282 000 tonnes de cassitérite

produites de 1975 à 2006. Le gisement éluvial est porté par un profil bauxitique développé principalement sur des coupoles de granite protérozoïque (1689 +/- 19 Ma) à tendance rapakivi. Les coupoles sont fortement greisenisées et montrent une minéralisation disséminée ainsi que des filons de quartz à muscovite, topaze, cassitérite, columbo-tantalite, pyrochlore, xénotime et zircon; le gisement alluvial étant pratiquement épuisé, l'exploitation du minerai primaire a débuté en 2007.

9.2.2 Placers fluviaux : alluvions et paléoalluvions

Les placers fluviaux sont généralement encaissés dans des sédiments récents, principalement des alluvions ou des terrasses anciennes. On peut parfois les suivre le long de rivières sur plus de 200 km où ils forment des niveaux multiples qui se recouvrent partiellement (tableau 9.4; photo f, planche 32). Les placers fluviaux géants, en particulier à or, sont situés aux limites de plaques autour du Pacifique (Colombie-Britannique, Californie, Colombie, Yukon, Sibérie, Nouvelle-Zélande) : ils sont liés à des remontées rapides de zones minéralisées, en particulier dans des arcs volcaniques (Henley et Adams, 1979) (figure 9.23).

La minéralogie des placers fluviaux varie selon la roche-source et l'environnement. Les sulfures sont très rares sauf au voisinage des gîtes primaires. Les placers sont parfois cimentés par des encroûtements de limonite ou de wad.

Les placers fluviaux exercent un rôle très important sur le plan économique en ce qui concerne l'étain, l'or, le platine, et le diamant. Il existe également des placers fluviaux encore inexploités à titane (Cameroun), ou à europium (Bretagne, France).

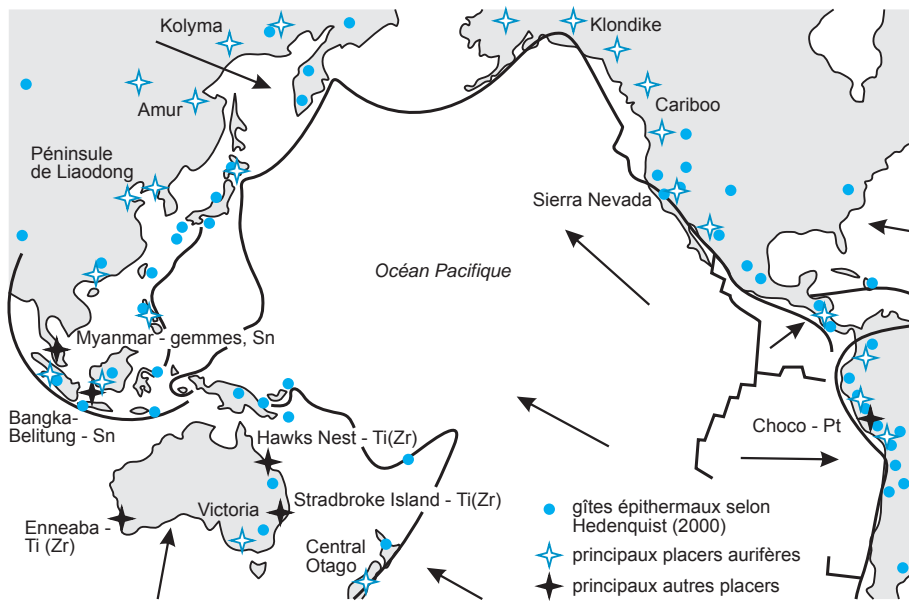


Figure 9.23 - Carte des placers géants de la zone péri-Pacifique. Les principales minéralisations épithermales aurifères et leurs placers ont constitué l'une des causes des grandes entreprises de colonisation et de développement autour du Pacifique.

Tableau 9.4 - Distances maximales parcourues par les minéraux de la source au placer (d'après Garnett et Bassett, 2005).

Minéral	Distance maximale (km)	Particularités
cassitérite	1 - 10	particules fines (75 - 300 µm) : 10-35 km
cinabre	< 1	-
diamant	> 200	fleuve Orange : > 1000 km, diamants suivis sur plus de 250 km dans l'Atlantique Sud
minéraux de sables lourds (magnétite, ilménite, rutile, zircon, monazite, etc.)	> 2000	-
or	3-25	particules aplaties très fines (< 150 µm) : plusieurs dizaines de km
platine et PGM	10	particules aplaties très fines (< 150 µm) : plusieurs dizaines de km
scheelite	< 1	-
tantalite - columbite	6-9	-
wolframite	quelques kilomètres	-

Les deux tiers de l'étain dans le monde viennent des placers fluviaux d'Indonésie, de Malaisie et de Thaïlande. La vallée de Kinta, en Malaisie, est le premier producteur d'étain dans le monde depuis 1890. Elle fournit 10 % de la production mondiale, soit 20 000 t Sn métal par an. Les placers à cassitérite contiennent de nombreux autres minéraux lourds (ilménite, monazite, zircon, scheelite, wolframite, xénotime, columbite, or, fluorine, etc.). La cassitérite est concentrée en limite éluvial-alluvial, dans les alluvions et les placers marins. Du fait des variations de la hauteur du niveau des mers au Pliocène, une partie des placers est actuellement submergée. Des placers de ce type sont connus dans de nombreux districts qui montrent des plutons différenciés avec des greisens, tels ceux de Tsenkher Mandal, en Mongolie.

En France, le plus grand gisement d'étain est le gisement alluvial de Saint-Renan, dans le Finistère.

L'ÉTAIN DE SAINT-RENAN (FINISTÈRE, FRANCE)

Le placer (ou *flat*) fluvial quaternaire de Saint-Renan a produit plus de 5500 t d'étain de 1960 à 1967. Il s'étend sur une longueur de 3,5 km, et sa largeur atteint 600 m pour une profondeur moyenne de 4,5 m (figure 9.24). Il est entièrement encaissé dans des alluvions au-dessus du granite stannifère de Saint-Renan et il est limité en aval par un seuil étroit formé par le granite fin à tourmaline de Plouarzel. En coupe, on peut distinguer de haut en bas :

- de 0,50 à 1 m d'humus tourbeux et de terre argileuse stérile;
- des alluvions récentes constituées de 0,50 à 1,50 m de sables argileux ou d'argiles sableuses faiblement minéralisées (de 50 à 300 g/m³ d'étain), surmontant 0,50 à 2 m de sables et graviers gris à galets anguleux de quartz et de granite qui représentent la couche riche du gisement (500 g à 3 kg/m³ d'étain);
- des alluvions anciennes composées de 1 à 2 m de sables argileux compacts jaunes ou bruns, à teneurs le plus souvent inférieures à celles de la couche précédente;
- le socle (*bedrock*) constitué par le granite de Saint-Renan arénisé sur quelques mètres.

Les alluvions récentes stannifères correspondent à l'étalement dans la vallée de cônes périglaciaires würmiens (de -75 000 à -10 000 ans), alors que les alluvions anciennes représentent des alluvions fluviales typiques. La cassitérite est associée à ilménite, grenat, staurotite, tourmaline, zircon et monazite. La source primaire de la cassitérite est constituée par les multiples filonnets et stockwerks, les greisens et les tourmalinites qui parcourent le granite de Saint-Renan. Aucune de ces minéralisations primaires n'est suffisamment importante pour permettre une exploitation en place. La formation du gisement débute au tertiaire, lorsque le climat tropical humide provoque une arénisation très importante du granite. Au Würm, d'énormes volumes d'arènes minéralisées sont entraînés dans de grandes coulées de solifluxion et accumulés dans des vallées aux pentes douces. Le radoucissement du climat a ensuite permis l'établissement d'un réseau fluvial qui a étalé et lessivé les alluvions périglaciaires, et concentré la cassitérite dans les alluvions fluviales.

Les placers à or sont associés à la plupart des concentrations primaires en or, en particulier celles qui sont liées au volcanisme récent : les districts célèbres du Colorado, du Klondike (Yukon), de Cariboo (Colombie-Britannique), de la Sierra Nevada (Californie), de Choco (Colombie), de Birmanie, ont justifié des ruées vers l'or. Il est probable que ce sont les placers qui ont fourni les

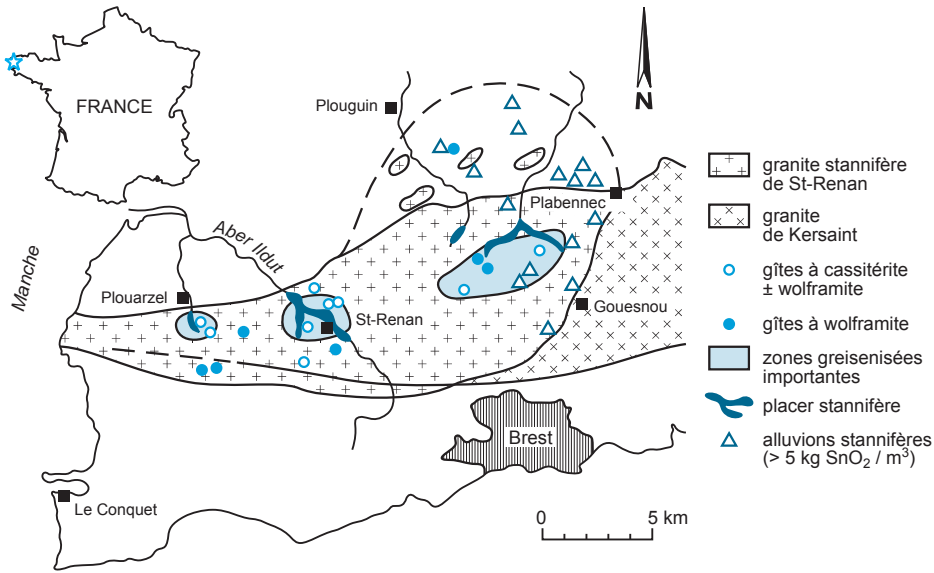


Figure 9.24 - Placers stannifères exploités et position des occurrences minéralisées dans le granite de Saint-Renan (Finistère, France). Les placers minéralisés ne s'étendent pas au-delà du granite fertile, démontrant un transport très limité de la cassitérite (d'après Chauris et Marcoux, 1994).

premiers échantillons d'or natif; c'est « l'or des rivières » de l'Antiquité égyptienne, décrit également par Pline l'ancien. On connaît cependant des placers associés à d'autres types de gisements aurifères primaires, comme par exemple les placers de la Chaudière (Québec) et du Birrimien d'Afrique de l'Ouest, issus du démantèlement de zones de cisaillement aurifères. En Russie, les goulags de la rivière Lena auraient produit 60 % de l'or de ce pays.

Ces gisements peuvent être extrêmement riches. En Alaska par exemple, les placers à or ont atteint exceptionnellement 600 g/m^3 sur une longueur de 6 km. Cependant, on peut exploiter des placers à or jusqu'à des teneurs de $0,1 \text{ g/m}^3$. Les concentrations primaires à tellurures d'or (généralement des gisements épithermaux neutres) ne donnent pas de placers. Parmi les plus grosses pépites découvertes figurent le *Welcome Stranger*, une pépité de 78 kg découverte à Ballarat (Victoria, Australie), et la pépité de Carson Hill (40 kg), en Californie. L'or des pépites est souvent moins riche en argent que l'or du gisement primaire, avec une teneur dépassant très fréquemment 90 % Au, correspondant à une oxydation. Le cortex des pépites montre généralement un rapport Au/Ag élevé. L'or alluvionnaire contient souvent des sulfures en inclusion. Il peut présenter des couleurs diverses, liées à des impuretés : à Ouro Preto (Brésil), l'or est noir du fait de la présence de manganèse et d'oxydes de fer.

Le platine a été découvert dans des placers avec de l'or et de la chromite à Choco, en Colombie, au XVII^e siècle. Les exploitations ont commencé au XVIII^e siècle en Colombie, puis au XIX^e siècle en Russie. Ainsi, jusqu'au début du XX^e siècle, les placers étaient la principale source de platine dans le monde, exploité seul ou en coproduit avec l'or (Mertie, 1969). Les placers ont fourni 40 % de la production mondiale de platine, mais les réserves actuelles sont faibles. Les teneurs sont de 2 à 5 g/t en Oural ou $0,55 \text{ g/t Pt} + \text{Os}$ en Alaska. Des placers à platinoïdes ont été décrits en Éthiopie (Yubdo) et au Québec (Estrie). Les grains, souvent de moins d'un millimètre, sont principalement composés d'alliages de platinoïdes et fer (avec parfois nickel et cuivre) et d'alliages Os-Ir-Ru-Pt.

Des placers se seraient formés en quelques années en Sibérie (Wiluy). L'origine des grains alluvionnaires doit être recherchée dans l'érosion d'intrusifs ultramafiques stratifiés ou d'ophiolites (Cabri *et al.*, 1996).

Les placers fluviaux à diamant correspondent à des graviers de plateaux ou de plaines alluviales. Leurs teneurs sont de l'ordre de quelques carats par 100 m³. Les diamants sont piégés dans les graviers de base et près du contact avec le soubassement rocheux (figure 9.25). Trois sites sont particulièrement favorables : les marmites (*scour*) montrant des teneurs de 10 à 40 ct/100 t, les barres face au courant (teneurs de 10 à 55 ct/100 t) et les zones hautes, plus pauvres, mais plus grandes. La position des concentrations dépend de la turbulence du courant.

LA DÉCOUVERTE DES DIAMANTS EN AFRIQUE DU SUD

En 1867, les enfants du fermier boer Daniel Jacobs jouent avec des cailloux dans la rivière; l'un d'eux trouve une petite pierre blanche, et en parle à un voisin, Schalk van Niekirk. Bien que la petite pierre ait été jetée, on la retrouve dans la poussière de la cour. Schalk offre de l'acheter, et on la lui donne. Avec le vague instinct que la pierre est inhabituelle, Schalk demande à un marchand ambulant, John Reilly, s'il peut trouver un acheteur. Plusieurs marchands examinent la pierre, la trouvent jolie; l'un d'eux dit qu'il peut s'agir d'une topaze, mais aucun n'offre le moindre penny. Reilly aurait pu la jeter, mais il montre le caillou à Lorenzo Boyes, un commissionnaire civil à Colesberg, qui observe que la pierre griffe le verre, et dit qu'il pense que c'est un diamant. La pierre est alors envoyée pour examen à un minéralogiste du Cap, le Dr Guybon Atherstone. Pour économiser, on l'envoie dans une enveloppe non scellée. La réponse de l'expert est la suivante : « Je vous remercie pour la pierre que vous m'avez envoyée. C'est un véritable diamant, pesant 31 carats un quart, et vaut 500 livres... Il doit y en avoir d'autres d'où il vient. Puis-je l'envoyer à Mr Southey, secrétaire de la Colonie? »

Sur la base du rapport d'Atherstone, le gouverneur du Cap envoie la pierre pour l'exposition de Paris, où elle crée de l'intérêt mais sans plus... Les recherches dans la vallée du Vaal sont décevantes; mais dix mois plus tard, 50 km plus loin, on trouve un deuxième diamant à la jonction de la rivière Vaal et du fleuve Orange. Quelques petits diamants sont découverts en 1868 et, en mars 1869, un magnifique diamant blanc de 83,5 carats est découvert par un berger Griqua à la ferme Zenfontein, près du fleuve Orange. Schalk van Niekirk fait de ce berger un richissime, en achetant le diamant pour 500 moutons, 10 ânes, et un cheval. Le diamant est d'abord vendu 55 000 \$, puis revendu pour 125 000 \$ sous le nom de « Star of South Africa ».

Les premières prospections systématiques débutent en novembre 1869. De Klek, un boer, observe des grenats dans le cours d'un petit ruisseau près de Fauresmith. Il sait que la présence de grenats peut indiquer celle de diamants; dès le premier jour de sa prospection, en août 1879, il trouve un diamant de 50 carats vers 2 m de profondeur. Une autre découverte en septembre est faite à Dutoitspan. On commence l'exploitation en carrière du fait de la faiblesse des terrains. Dès 1871, les diamants sont découverts à Bullfontein, et sur la ferme de De Beers. Cent trente-cinq ans plus tard, la compagnie De Beers contrôle 40 % des diamants en circulation dans le monde et dispose d'un chiffre d'affaire de 6,1 G\$.

Le placer alluvial à monazite grise à europium (0,48 % Eu₂O₃) du Grand-Fougeray, ou Aron (Ille-et-Vilaine, France), représente 2500 tonnes de monazite à une teneur variant de 0,4 à 4 kg/m³. La monazite grise se présente en nodules aplatis fibroradiés de 0,1 à 2 mm, connus en place dans la formation-mère des schistes ordoviciens environnants. On connaît des placers comparables en Russie (Aldan), érodant des terrains du Paléoproterozoïque.

Les paléoplacers fluviaux sont rares. Parmi eux on peut citer le gisement d'or de Moeda, au Brésil, où de la pyrite, de l'or (riche en mercure et argent) et des minéraux lourds sont concentrés dans des niveaux d'un conglomérat fluvial protérozoïque qui remanierait des minerais de gisements épithermaux.

La formation des placers fluviaux est un processus hydraulique complexe, mais assez bien compris. Ce processus est basé sur la concurrence entre le courant fluvial, qui a tendance à entraîner les particules minérales, et la densité de ces mêmes particules, qui s'oppose à ce transport. Pour des grains de même forme, l'action d'un courant est fonction de la densité et du

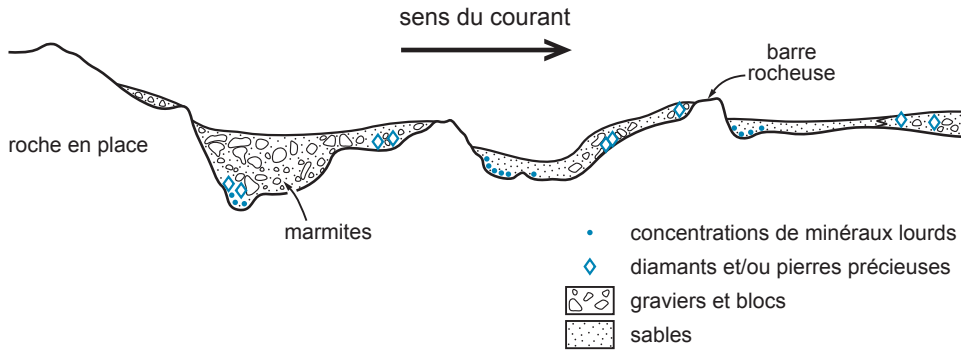


Figure 9.25 - Coupe des sites de piégeage des minéraux lourds dans les rivières (d'après Jacob *et al.*, 1999).

volume (loi de Stockes). Il y a concurrence entre gravité et vitesse du courant, et les dépôts se produisent dans les zones laminaires à vitesse lente (figure 9.26).

Les guides de prospection dépendent en partie du minéral recherché. Ainsi, pour l'étain, on recherchera un contexte géologique favorable en amont, par exemple au moyen de la télédétection des structures circulaires, marqueurs des intrusions, ou par la présence de granites stannifères.

Les techniques d'exploration reposent sur une analyse morphologique détaillée, reconnaissant les axes de remontée, les structures, la paléotopographie, la sédimentologie, les processus postérieurs aux dépôts (déflation éolienne, cuirassement, enfouissement). La batée reste une méthode de prospection très utilisée surtout en pays couvert (Marshall et Baxter-Brown, 1995; photo d, planche 32). On utilise la télédétection, en particulier les photographies aériennes, notamment en infrarouge, et une cartographie géologique détaillée.

À l'échelle locale, les méandres sont des guides importants. Cependant, les rivières les plus favorables sont jeunes, érodant des dépôts antérieurs de type méandre. Les zones de confluence sont également favorables. Le dépôt des minéraux est contrôlé par la morphologie du soubassement

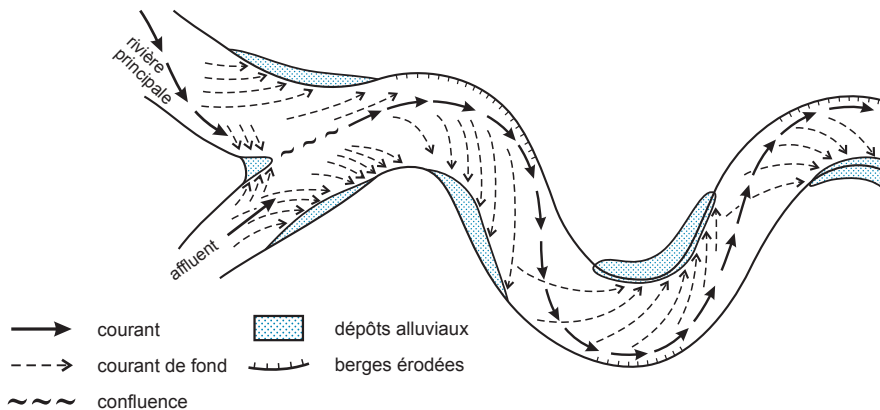


Figure 9.26 - Mode de transport et de dépôt dans les environnements fluviaux. Cette figure illustre les directions des courants de fond et des courants de surface qui assurent le transport des particules en milieu fluvial, ainsi que les sites de dépôt de ces particules. L'érosion attaque les rives concaves tandis que le dépôt des particules minérales se réalise préférentiellement en rives convexes ou en zones de confluence (d'après Smirnov, 1982).

altéré dont la géométrie peut être complexe. Il faut donc toujours prolonger un peu les sondages au-delà du premier impact du *bedrock*. La morphologie des grains d'or, et en particulier l'aplatissement provoqué par les chocs, permet de reconnaître les grains déplacés sur plus de 10 km, l'or passant d'une surface cristalline ou rugueuse à des pépites lisses de plus en plus petites et aplaties. Les minéraux économiques peuvent être accompagnés de minéraux traceurs, tels que la gorceixite (phosphate de baryum) pour les placers à diamant ou les faciès particuliers de la monazite.

Les placers peuvent être masqués par des dépôts plus récents, volcaniques, glaciaires, éoliens, alluviaux, des caliches ou même des dépôts marins.

9.2.3 Placers marins

Les placers marins côtiers actuels ou récents constituent les sables noirs de plage. Ce sont des cibles minières majeures, fournissant plus de 50 % du titane (sous forme d'ilménite pour l'essentiel) et 85 % du zirconium mondial (sous forme de zircon) : grâce à ses sables noirs, l'Australie fournit plus de 35 % de la production mondiale de titane (2,1 Mt d'ilménite et 0,24 Mt de rutile et leucoxène). Les gisements sont toujours récents, principalement quaternaires; et sont donc situés au voisinage de la surface. Les gisements tertiaires sont plus rares, tel Eneabba en Australie, d'âge pliocène, situé à quelques kilomètres de la côte actuelle, et Dniepropetrovsk en Géorgie.

Des placers marins existent également sous la mer, à moins de 5 km de la côte : ce sont des placers côtiers effondrés, parfois importants sur le plan économique (diamants de Namibie). On en connaît également sur les côtes de Thaïlande, de Malaisie, et des Cornouailles (cassitérite), de Nouvelle-Écosse et de Sibérie (or), et de Nouvelle-Zélande (magnétite titanifère). Ils peuvent s'étendre sur des dizaines de kilomètres.

Les gisements sont composés généralement de sables non consolidés enrichis en minéraux lourds. Ils forment des lentilles allongées parallèlement au rivage, dans des baies abritées des vents et des courants. Ils s'accumulent avec les éléments grossiers en haut de plage, lors d'un retrait partiel de la mer. Les mécanismes de classement correspondent à des processus sédimentaires, aussi bien sur l'estran (action des vagues) que dans le cordon dunaire (action du vent) (figure 9.27).

Les zones minéralisées contiennent de 10 à 15 % de minéraux lourds, avec des zones riches dépassant 20 %, en base de séquence sédimentaire. Ces placers marins sont parfois plus riches que les placers fluviaux (0,73 g/m³ Sn en côtier contre 0,27 g/m³ Sn en fluviale en Indonésie). Par contre, en Australie, c'est l'inverse en ce qui concerne l'ilménite : Eneabba contient seulement 6 % de minéraux lourds dont 0,5 à 7 % de monazite (Harben et Kuzvart, 1996).

Les principaux minéraux des sables noirs sont l'ilménite, généralement le principal minéral de titane, le zircon, le grenat, la magnétite, plus rarement le rutile, mais le disthène et la monazite peuvent aussi être récupérés. Les dépôts les plus anciens sont plus riches en zircon.

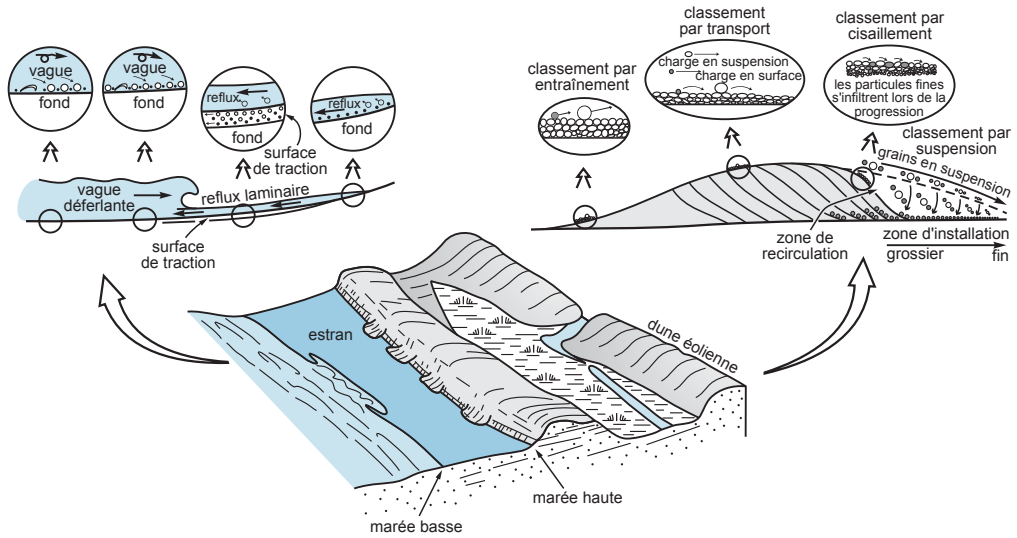


Figure 9.27 - Mécanisme de dépôt par vague et par vent dans les placers côtiers (d'après Guilbert et Park, 1986; Force, 1991; Carling et Breakspire, 2006).

LES PLACERS MARINS DE NAMIBIE

Les placers diamantifères de Namibie ont une importance considérable (> 100 millions de carats). Découverts en 1908 à Kolmansdorp lors de travaux ferroviaires, les placers côtiers forment une bande de 2 à 3 km de large et de 480 km de long (figure 9.28). Dans les années 1930, on découvre des terrasses marines au nord du fleuve Orange. Très tôt, le secteur est fermé complètement au public, et on lui donne le nom de zone interdite (Sperrgebiet).

Au voisinage du fleuve Orange, les placers sont associés à des plages récifales. Plus au nord, des placers se sont accumulés le long de plages linéaires sous l'effet des vents dominants du sud. Ces vents ont produit un fort courant côtier qui, avec la remontée d'eau froide (*upwelling*) de Benguela, est responsable des conditions extrêmement arides qui ont formé le désert de Namibie (photo c, planche 32). La combinaison du vent et de l'érosion a édifié des accumulations qui ont permis de cueillir les diamants à la main même au clair de lune! Les diamants sont à 90 % de qualité gemme (290 \$/ct). Leur taille diminue vers le nord : de 1 à 2 ct à l'embouchure du fleuve, de 0,2 ct à 100 km au nord.

L'alimentation de ces placers marins provient des placers fluviaux du craton de Kaapvaal, en Afrique du Sud, issus eux-mêmes de l'érosion des kimberlites. La formation de ces placers a débuté il y a 100 Ma, et elle s'est accélérée du fait de la remontée du socle et des variations du niveau marin depuis le début du Tertiaire. Les placers les plus anciens sont plus riches que les placers récents. Les accumulations résultent des fluctuations du niveau marin depuis 40 Ma, ce qui a permis des dépôts de paléorivages actuellement surélevés ou submergés (figure 9.29).

On utilise des techniques géophysiques pour l'exploration, telles que sismique superficielle, sonar latéral, ainsi que l'analyse sédimentologique détaillée. Les placers peuvent se situer à des profondeurs pouvant dépasser 150 m. L'exploitation est très mécanisée, sur minerai humide ou sec; on utilise parfois le remblai pour construire des digues, ce qui permet une exploitation jusqu'à une profondeur de 20 m sous le niveau de la mer. La teneur décroît avec l'exploitation, autour de 5 ct/100 t. Les diamants sont récupérés par tamisage et séparation aux rayons X.

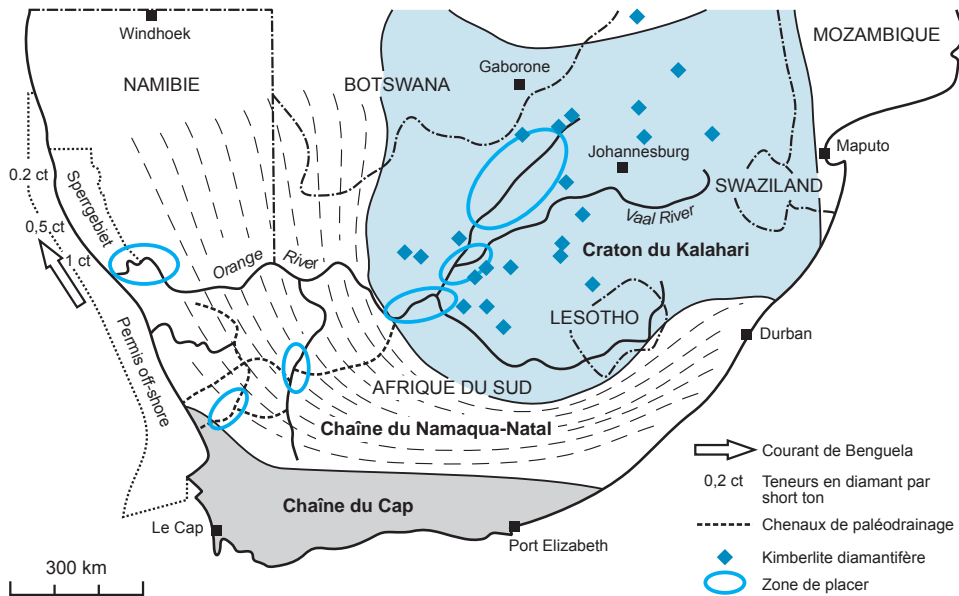


Figure 9.28 - Carte des gisements de diamants en Namibie et en Afrique du Sud. Le fleuve Orange et ses affluents et paléoaffluents drainent la province à kimberlites diamantifères. Les diamants se concentrent dans des placers fluviaux et dans des placers côtiers, certains sont actuellement submergés au large des côtes namibiennes, d'autres sont en surface. La taille des diamants décroît progressivement de l'embouchure du fleuve Orange en allant vers le nord du fait de la dérive littorale (courant froid du Benguela) (d'après Robb, 2004; documents inédit de Namdeb).

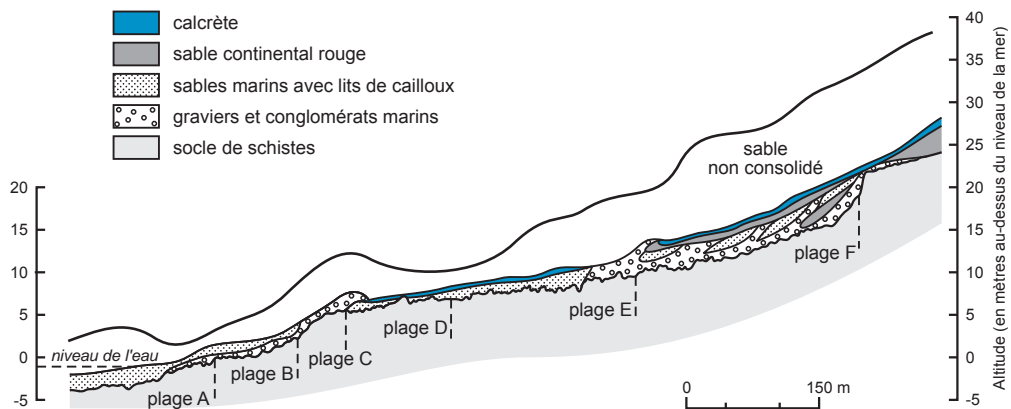


Figure 9.29 - Profil de plages emboîtées en Namibie montrant la position des différents faciès (d'après Spaggiari *et al.*, 2006).

9.2.4 Gemmes et autres ressources des placers

Tous les minéraux conjuguant une forte densité avec une faible altérabilité sont susceptibles de se concentrer dans des placers. Les compagnies minières privilégient les placers de minéraux les plus chers (diamant, or, cassitérite, ilménite, etc.) où des minéraux de valeur moindre (grenat, staurotide, etc.) peuvent éventuellement être récupérés comme sous-produits. Des placers

sont néanmoins exploités pour récupérer ces derniers. Le grenat almandin, par exemple, est majoritairement exploité dans des placers alluviaux (États-Unis, Inde) et littoraux (Australie occidentale) pour les industries abrasives (les papiers de verre sont habituellement des papiers de grenat), et la filtration industrielle. En 2007, la production mondiale s'établit autour de 326 kt, dont 160 kt sont fournies par l'Australie et 65 kt par l'Inde.

La staurotite est aussi sporadiquement exploitée dans quelques placers fluviaux et littoraux d'Australie, des États-Unis, de l'Inde et de Russie. Elle est généralement récupérée comme sous-produit d'exploitations alluvionnaires d'ilménite. La production mondiale n'est pas connue avec précision, mais elle doit se situer aux environs de 250 kt.

Les placers gemmifères du Myanmar, du Sri Lanka, de l'Inde et de Thaïlande fournissent l'essentiel de la production de rubis et de saphirs. Les exploitations de placers à corindon pierreux sont rares et peu importantes (Afrique du Sud, Madagascar, Inde). Les placers peuvent être éluviaux, alluviaux, ou exceptionnellement littoraux. Dans les placers éluviaux, les concentrations de gemmes proviennent de la désagrégation in situ de la roche-hôte : c'est le cas de la plupart des gisements en contexte basaltique. Dans les placers alluviaux, les gemmes ont pu être transportées sur de longues distances. Les teneurs sont très variables : à Ilakaka (Madagascar), les sables en lit vif contiennent de 0,2 à 2,1 g/m³ de saphir avec des pointes à 5 g/m³ sur certaines terrasses (Garnier *et al.*, 2004).

9.2.5 Paléoplacers deltaïques à or et uranium

Dans leur grande majorité, les paléoplacers deltaïques sont des placers littoraux fossiles à or et uranium, avec quelques ressources en titane (rutile). Ils se sont déposés dans des bassins intra-continentaux.

Le plus important paléoplacer aurifère du monde est dans le bassin fin-archéen du Witwatersrand (ou Rand) en Afrique du Sud. Des gisements plus petits ont été exploités au Ghana (Tarkwa, 2,1 Ga), en Guyane (Roraima, 1,9 Ga), et au Brésil (Jacobina, 2,1 à 1,88 Ga). Les teneurs d'exploitation varient de 5 à 10 g/t Au. Ces gisements sont d'âge fin-archéen à protérozoïque moyen (2,7 à 1,9 Ga). Il existe également des placers à uranium, mais sans or, en Ontario (Elliot Lake/Blind River, 2,45 Ga) et en Inde (groupe de Bababudan, 2,9 à 2,6 Ga). Les teneurs en U₃O₈ varient de 0,01 à 0,06 % dans le Witwatersrand, et de 0,09 à 0,13 % à Blind River.

Ces paléoplacers sont formés de conglomérats à galets de quartz, chert, avec des fragments de socle. Les micas blancs sont souvent abondants (Blind River, Jacobina). L'or est accompagné de feldspath, zircon, chromite, pyrite, monazite, rutile, parfois uraninite, et brannérite (dans le Rand). Ils forment plusieurs niveaux très continus. L'âge plus récent des séries expliquerait l'absence de pyrite et d'uraninite détritique dans les gisements d'or protérozoïques.

La géométrie des paléoplacers est généralement tabulaire, avec une base légèrement irrégulière et un toit plat. Ils suivent parfois les sinuosités des paléochenaux et montrent de fortes variations de courant (Sestini, 1973). Dans le Rand, l'or est associé à des graviers de base au sein de corps minéralisés de faible puissance, généralement inférieure à 3 m, et à des niveaux graphiteux. Tous les niveaux ne sont pas économiques. La production des niveaux minéralisés a été de 26 tonnes d'or par km² de *reef*. À Tarkwa, l'or ne présente pas une distribution régulière, mais il se répartit dans des chenaux de 50 à 100 m de large pour 200 à 500 m de long où le minéral dominant reste l'hématite.

L'or du Rand a été découvert en 1852 et son exploitation a installé l'Afrique du Sud à la tête des pays producteurs d'or jusqu'en 2006. La production totale du Rand a dépassé 50 000 tonnes d'or et les réserves sont estimées à 15 000 tonnes (figure 9.30). Cependant, depuis le record de 950 tonnes produites en 1968, la production décline. Les teneurs pouvaient être très élevées, jusqu'à 24 g/t. Le Rand est un vaste bassin (320 sur 160 km) fini-archéen (2902 à 2780 Ma) correspondant à une marge passive qui passe ensuite à un bassin d'arrière-arc (Pretorius, 1975; Frimmel, 2005). Une puissante série détritique (14 km) se dépose lentement, avec de nombreuses discordances. Dans la zone centrale, les conglomérats (*reef*; photo i, planche 32) ne représentent que 8 % de la série; ils forment trois ou quatre niveaux composés à 90 % de quartz centimétrique, associés à des bancs de quartzites à sérécite. Les bancs sont continus parfois sur 25 km, avec un pendage de 30° vers le centre du bassin; on distingue des stratifications obliques et des chenaux. L'or et l'uranium sont disposés dans les zones de galets les plus fins. L'ensemble est interprété comme une série fluviale de piémont, formée par la coalescence de six grands cônes alluviaux, correspondant à autant de rivières (Oberthur, 1988) (figure 9.31). Le bassin est repris par plusieurs déformations qui remobilisent et recristallisent partiellement la minéralisation (Frimmel et Minter, 2002; Jolley *et al.*, 2004). Une altération alumineuse (pyrophyllite) syntectonique, mais subconcordante, se développe au voisinage des zones minéralisées à l'échelle régionale. La mise en place du complexe du Bushveld (2059 ± 1 Ma) et l'impact météoritique du Vredefort (2023 ± 2 Ma) provoquent un métamorphisme des séries du bassin et la formation de perméabilités secondaires où se déposent des structures minéralisées d'importance limitée.

L'association géochimique du Rand comprend Au, S, Fe, As, Ti et U. L'uranium constitue un coproduit (Vaal Reef), avec des teneurs de l'ordre de 500 à 700 g/t portées par l'uraninite et la matière organique. L'or est concentré à la base des bancs, avec une corrélation grossière entre taille des galets et teneurs. Il est associé à de la pyrite, de la chromite, du zircon, de l'hématite et du rutile. L'hématite recristallise tardivement. Des sulfures (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, bornite) apparaissent aussi dans des accidents tardifs. L'or est natif, généralement recristallisé, et libre à 90 %. La pyrite constitue de 2 à 20 % de la matrice et possède une histoire complexe : il s'agirait de fragments détritiques d'hématite (clastes de BIF) secondairement sulfurés. Le charbon est fréquent et serait d'origine biogénique; il forme de petits lits très riches en or, ou des grains sphériques.

La genèse du Rand reste discutée (Frimmel *et al.*, 2005). Les modèles proposés oscillent entre une origine purement détritique et une origine hydrothermale. Il existe en effet de fortes évidences d'un dépôt primaire, au sein de sédiments deltaïques, d'un or sans doute issu de l'érosion de minéralisation dans les ceintures de roches vertes archéennes. L'or se présente sous forme de micropépites roulées, montrant les traces d'un transport éolien et marin, et il est recouvert par de la pyrite authigène. Les données isotopiques confirment que les minéraux sont plus anciens que le bassin (3030 ± 20 Ma; Kirk *et al.*, 2002). Par ailleurs, il existe sans conteste une phase hydrothermale qui mobilise l'or tardivement et conduit à sa précipitation dans les sédiments fins, parfois sous une forme dendritique incompatible avec un transport détritique. En outre, on observe un contrôle de certaines teneurs en or par des failles ou des anticlinaux suggérant des remobilisations (Phillips *et al.*, 1987; Reimer et Mossman, 1990). La genèse du Rand est donc polyphasée, sans que l'on puisse actuellement évaluer l'importance de la reprise hydrothermale tardive, peut-être associée à l'impact météoritique de Vandersdorp. La prospection et l'exploitation de ces gisements sont de plus en plus difficiles, du fait de la grande profondeur des cibles minéralisées (*Western Deep Level* est prévu à plus de 4000 m). On utilise, en particulier, les méthodes sismiques et des critères sédimentaires à l'échelle minière, en particulier les discordances, les

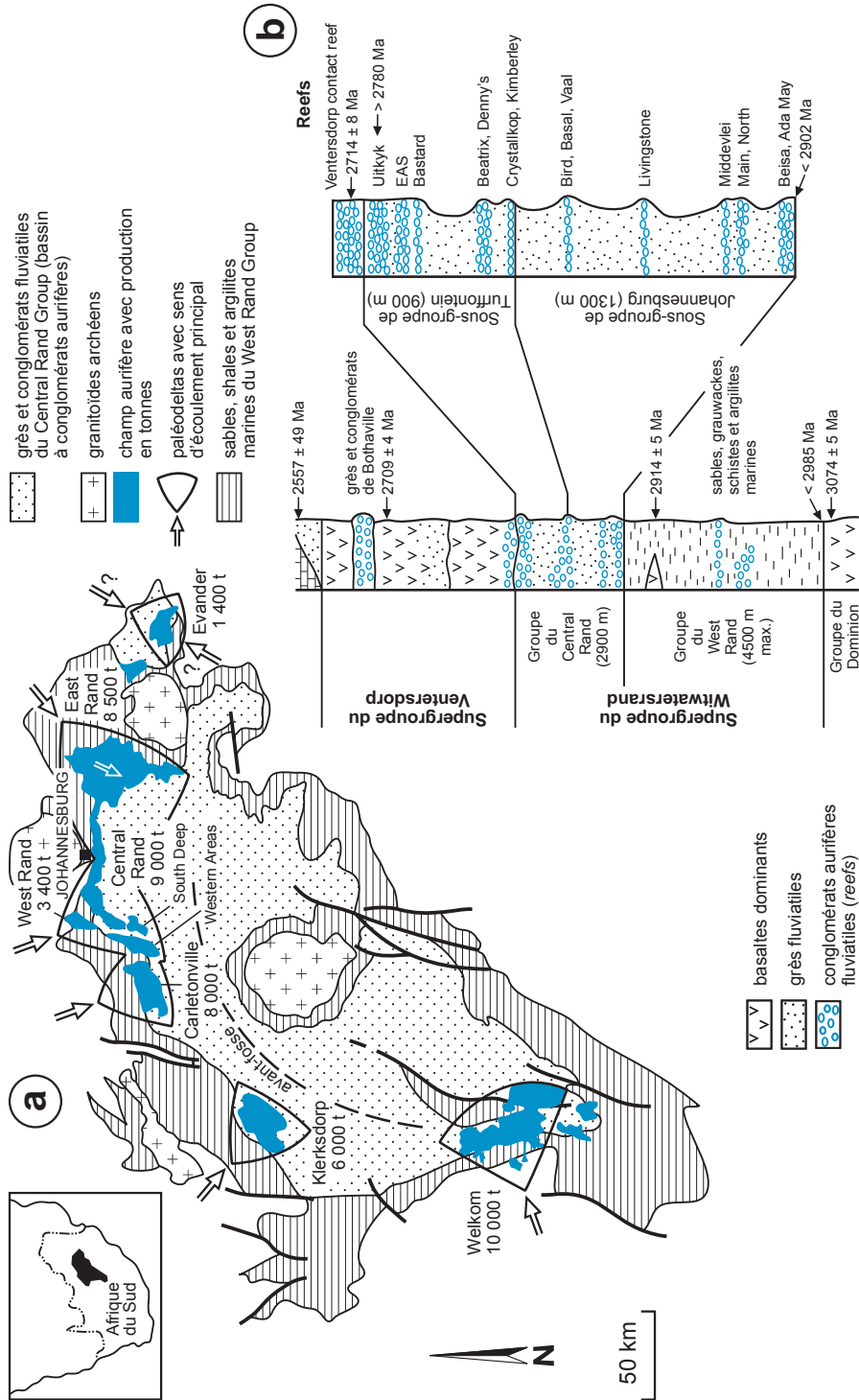


Figure 9.30 - Le district du Rand en Afrique du Sud. **a**) carte géologique simplifiée avec position des six paléodeltas; **b**) logs simplifiés des formations aurifères montrant l'abondance des reefs aurifères (d'après Frimmel *et al.*, 2005).

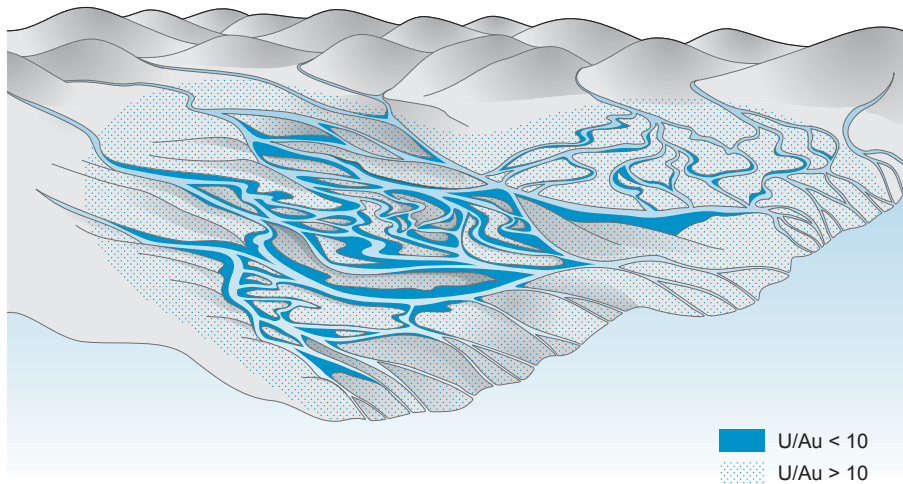


Figure 9.31 - Paysage probable du delta du Rand avec zonalité de l'uranium et de l'or (d'après Antrobus, 1986; Buck et Minter, 1985).

chenaux, les stratifications entrecroisées. Les minéraux lourds, y compris l'or et l'uranium, sont concentrés dans les conglomérats les mieux tassés, les clastes les plus résistants (en particulier le quartz), et l'abondance de lits pyriteux. L'exploitation se heurte à la forte température qui règne à cette profondeur et qui nécessite l'apport de glace (jusqu'à 37 000 t par jour).

Le gisement de Blind River, près d'Elliot Lake en Ontario, est un placier à uranium encaissé dans les sédiments du Huronien (2450 Ma) qui a produit 121 kt d' U_3O_8 , à une teneur moyenne de 0,1 % U_3O_8 , avec du thorium, et qui dispose de réserves de 16 kt à teneurs plus faibles. Il est constitué de galets de quartz, avec pyrite abondante (plus de 3 % du minerai), qui forment des accumulations de puissance métrique (photo e, planche 32). Les teneurs en uranium et thorium sont, pour l'essentiel, portées par des grains d'uraninite et de monazite (Roscoe, 1996). La géométrie des paléo-vallées fluviales contrôle la puissance des corps minéralisés. Les concentrations sont facilitées par une faible abondance de grains fins.

Des paléoplacers à rutile ont été reconnus dans le Paléozoïque en France et au Québec. Ils ne sont pas exploités. Les grès minéralisés à rutile et zircon de l'Ordovicien de l'ouest de l'Europe, sont composés d'agrégats de minéraux fins : quartz, zircon, anatase et monazite avec un litage souligné par du rutile rougeâtre, dans une matrice silicifiée. Les formations minéralisées affleurent sur plus de 10 km avec des puissances pouvant atteindre 8 m. La teneur moyenne est couramment de 15 % Zr + Ti. Ces sables lourds se sont concentrés sur les parties hautes des plages de l'Ordovicien supérieur et ils résultent sans doute d'apports exceptionnels (grandes marées, tempêtes) lors desquels la sédimentation est absente ou très réduite (Faure, 1979). Le paléoplacer à rutile des monts Sutton est encaissé dans les sédiments détritiques d'âge cambrien formant la marge du craton Laurentien. Les minéraux lourds peuvent former localement plus de 60 % de la roche, avec anatase, rutile, hématite à inclusions d'ilménite, et magnétite titanifère. La source du rutile serait le socle du Grenville (Marquis et Kumarapeli, 1993). Au cours du dépôt, le lessivage du fer produit du pseudorutile (ilménite en cours de transformation en rutile) et de l'anatase. L'ensemble a été métamorphosé et plissé lors de la déformation appalachienne. Le métamorphisme a contribué à bonifier le minerai en transformant l'anatase fine en rutile largement grenu, plus facile à traiter (Hébert et Gauthier, 2007).

CHAPITRE 10

Métallogénie de l'Archéen à l'Actuel

Les minéralisations sont étroitement contrôlées par la tectonique globale. Si nombre de minéralisations semblent se rencontrer à toutes les époques avec des variations dans les proportions et les ordres de grandeur, plusieurs types de minéralisations ne sont connus qu'à certaines époques, comme le nickel sulfuré des komatiites de l'Archéen, ou les BIF et complexes stratifiés du Protérozoïque inférieur (cf. figures 5.3 et 7.2). Les porphyres et les gisements épithermaux sont restreints aux périodes récentes, en grande partie du fait de l'érosion des minéralisations plus anciennes de même type. Les particularités géologiques des ceintures de roches vertes et l'abondance de certains types de gisements à l'Archéen suggèrent que les conditions géotectoniques étaient différentes : avec des plaques continentales moins développées et un gradient géothermique plus élevé, la dynamique des plaques fonctionnait différemment. La métallogénie des cycles de Wilson n'est donc pas directement applicable aux époques plus reculées de la Terre ou, en d'autres termes, le principe d'actualisme n'est pas totalement valide en métallogénie.

Plusieurs types de gisements sont ainsi associés à des impacts météoritiques. Les structures d'impact du Vredefort-Witwatersrand et de Sudbury présentent des ressources d'importance mondiale en or et uranium pour le premier, et en Ni, Cu et ÉGP pour le second. Les gîtes d'uranium du bassin de l'Athabasca pourraient faire partie de la même famille. On peut distinguer trois styles de relations entre gîtes et impact (Reimold *et al.*, 2005). Les gîtes progénétiques (ou pré-impact) existaient avant l'impact et sont mis au jour par celui-ci. Les gîtes syngénétiques sont directement reliés à l'impact (Ni-Cu-PGE de Sudbury). Les gîtes épigénétiques (ou post-impact) résultent de l'effet thermique et hydrothermal de l'impact; c'est le cas de gîtes filoniens de basse température à barytine-fluorine (Charlevoix au Québec, Ries en Allemagne), ou des gîtes exhalatifs tardifs de zinc qui s'installent dans le lac de cratère de Sudbury.

Après une présentation de la métallogénie du cycle de Wilson au Phanérozoïque, nous aborderons la métallogénie des époques archéennes et protérozoïques qui relèvent d'une géodynamique globale sensiblement différente.

10.1 Cycle de Wilson et métallogénie globale

Le cycle de Wilson est le cycle des plaques tectoniques qui se déroule depuis la naissance des océans dans les rifts jusqu'à leur disparition dans les zones de subduction. Il se déroule sur une période allant de 200 à 500 Ma, selon les océans. Deux théories s'affrontent pour expliquer ces cycles et donc la tectonique des plaques (figure 10.1) : l'une privilégie des mouvements de convection dans la partie supérieure de l'asthénosphère, jusqu'à une profondeur de 670 km; l'autre fait appel à des *plumes* mantelliques et met en jeu des processus magmatiques plus profonds qui descendent jusqu'à la limite manteau-noyau, la couche D". Ces théories correspondent

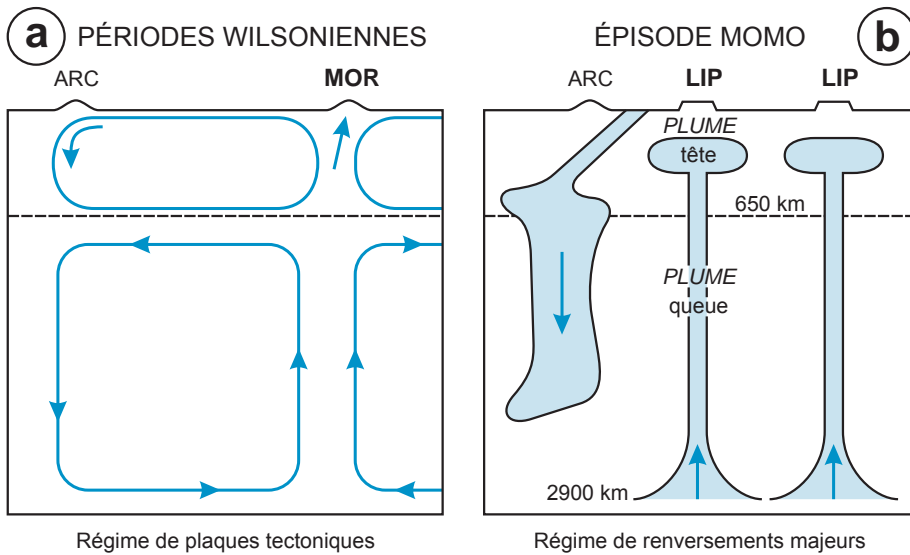


Figure 10.1 - Deux échelles de la convection du manteau. **a)** cycle de Wilson, ou régime des plaques tectoniques, correspondant à une convection limitée à la partie supérieure du manteau; **b)** épisode MOMO (*Mantle Overturn and Major Orogeny*), ou régime de renversements, correspondant à une convection de la totalité du manteau avec remontée de *plumes* depuis la limite noyau-manteau (d'après Gillis, 2001). MOR = *Mid-Oceanic Ridge*, LIP = *Large Igneous Provinces*, ARC = arc insulaire.

à deux modes de convection du manteau. D'une manière générale, on peut distinguer trois types de *plumes* selon la profondeur de leur racine (Courtilot *et al.*, 2003) : des *plumes* primaires, originaires de D'' , des *plumes* secondaires, issus de sommets de dômes de *plumes* mantelliques de plus grande ampleur, et des *plumes* tertiaires, ou andersoniens, originaires de la discontinuité à 670 km et reliés aux processus de tension dans la lithosphère (cf. figure 5.1).

Les cycles de Wilson se succèdent au moins depuis le Protérozoïque supérieur, comme en témoigne la présence d'ophiolites. À chaque étape du cycle, un ensemble d'événements géologiques peut générer des concentrations minérales (tableau 10.1). Dans l'évolution des orogènes de collision, on peut distinguer cinq stades : rupture, océanique immature, océanique avancé, convergence, collision et hypercollision (figure 10.2).

10.1.1 Stade de rupture

Le stade initial de rupture des continents qui amorce la naissance d'un océan est la création d'un rift, le plus souvent intracontinental. Cette création peut résulter de plusieurs causes, la plus fréquente étant la remontée du manteau par un phénomène de convection. Le rifting démarre par un bombement ou une fracturation diffuse avant une phase de déchirure, comme celle de la *Rift Valley* d'Afrique, qui conduit à l'ouverture océanique. Il peut cependant s'arrêter avant l'océanisation, ce qui produit un rift avorté, parsemé de manifestations volcaniques et hydrothermales, comme les fossés d'effondrement d'Auvergne et d'Alsace en France, ou les complexes annulaires du Nigeria.

Le rifting peut aussi être provoqué par un *plume* d'origine mantellique, un vaste bombement dont le diamètre, habituellement de 200 à 400 km, peut dépasser 1000 km. Ce *plume* est à l'origine des plateaux basaltiques (trapps), des LIP (*Large Igneous Provinces*) portant des complexes

Tableau 10.1 - Genèse des principaux types de concentrations minérales dans le cycle de Wilson. On remarque que certains types de minéralisations (évaaporites, *red bed*, etc.) peuvent apparaître à différents stades du cycle de Wilson.

Stade du cycle de Wilson	Événements majeurs	Manifestations géologiques majeures	Types de gisements	
Rupture	Naissance du rift intracontinental	Plume mantellique Basaltes (trapps) Magmatisme anorogénique alcalin à Sn-U-Zr-terres rares	Complexes ignés lités à Cu-Ni-(Pt) (section 5.1) Basaltes à Cu (section 5.1) Filons et disséminations périgranitiques à Sn, Nb, U, F (section 5.4)	
	Évolution du rift	Magmas alcalins sous-saturés	Syérites néphéliniques à U-Zr (section 5.4) Carbonatites à Nb-terres rares (section 5.4) Kimberlites (section 5.1) Complexes ignés lités à Cu-Ni-(Pt) (section 5.1)	
		Magmas rhyolitiques Bassins sur plaines bordières du rift	Porphyres à molybdène (section 5.2) Phosphorites, évaaporites (section 7.1) Grès à cuivre et uranium, pétrole (section 7.2)	
Océanique immature	Début d'océanisation	Saumures hydrothermales sous-marines	Amas sulfurés (section 6.2)	
		Formation de bassins subsidents sur marges passives	Évaaporites, grès à cuivre et uranium (sections 7.1 et 7.2) BIF et fer oolithique (section 7.1) Phosphorites (section 7.1) MVT, barytine marine (sections 7.1 et 7.2) Placers côtiers et deltaïques (section 9.2)	
			Propagation thermique et mécanique sur le continent	Filons à fluorine-barytine (sections 8.1 et 8.2) Saumures hydrothermales à borates et nitrates (section 7.1)
Océanique avancé	Océanisation franche	Hydrothermalisme sous-marin (rifts)	Amas sulfurés Cu-Zn (section 6.2) Gisements à oxydes de Fe-Mn (section 7.1) Nodules de manganèse (section 7.1)	
		Ségrégation mantellique	Chromitites podiformes (section 5.1)	
Convergence	Obduction	Charriage croûte océanique sur continent	Pas de formation mais mise à l'affleurement de chromitites et de sulfures massifs (sections 5.1 et 6.2)	
	Subduction (arcs magmatiques)	Magmas calco-alcalins à alcalins avec hydrothermalisme	Porphyres Cu-(Au-Mo) (section 5.2) Épithermaux Au-Ag-(Cu, Pb) (section 6.1) Skarns et mantos (section 5.3) Amas sulfurés Zn-Cu-(Pb) (section 6.2)	
		Continent	Saumures hydrothermales à nitrates et borates (section 7.1)	
	Subduction et bassin d'arrière-arc	Volcanisme bimodal Sédimentation	Amas sulfurés Zn-Cu-Pb (section 6.2) Évaaporites, grès à cuivre et uranium, charbon (sections 7.1 et 7.2)	
Collision	Anatexie, déshydratation métamorphique	Granites hyperalumineux	Enrichissement en F, Li, Sn, W, U (section 5.2)	
Hypercollision	Chevauchement et fusion en base de croûte	Granites hyperalumineux, granites subalcalins	Minéralisations à U, Sn, W, Li (section 5.2)	
		Fractures crustales	Cisaillements aurifères et/ou antimonifères (section 8.2), métasomatoses crustales à talc (section 8.3)	
		Bassins en <i>pull-apart</i>	Charbons limniques, grès uranifères (section 7.2)	

ignés lités et des sills à Ni-Cu-ÉGP, ainsi que des basaltes continentaux parfois porteurs de cuivre. Dès ce stade, la sédimentation évaporitique gréseuse et sapropélique peut permettre la formation sur les plaines basses bordant le rift de gisements de type *red bed*, d'évaaporites, voire de bassins pétrolifères. Ce dispositif est aujourd'hui visible sur les côtes de la mer Rouge et en Éthiopie. Un magmatisme anorogénique à dominante felsique peut apparaître également avant et pendant le fonctionnement du rift. On relève alors l'apparition de dômes volcaniques précoces avec, en profondeur, des granites générateurs de gisements péritholitiques d'étain, d'uranium, de niobium et de terres rares. Les carbonatites sont plus rares. Les minéralisations peuvent alimenter des gisements sédimentaires ou des placers.

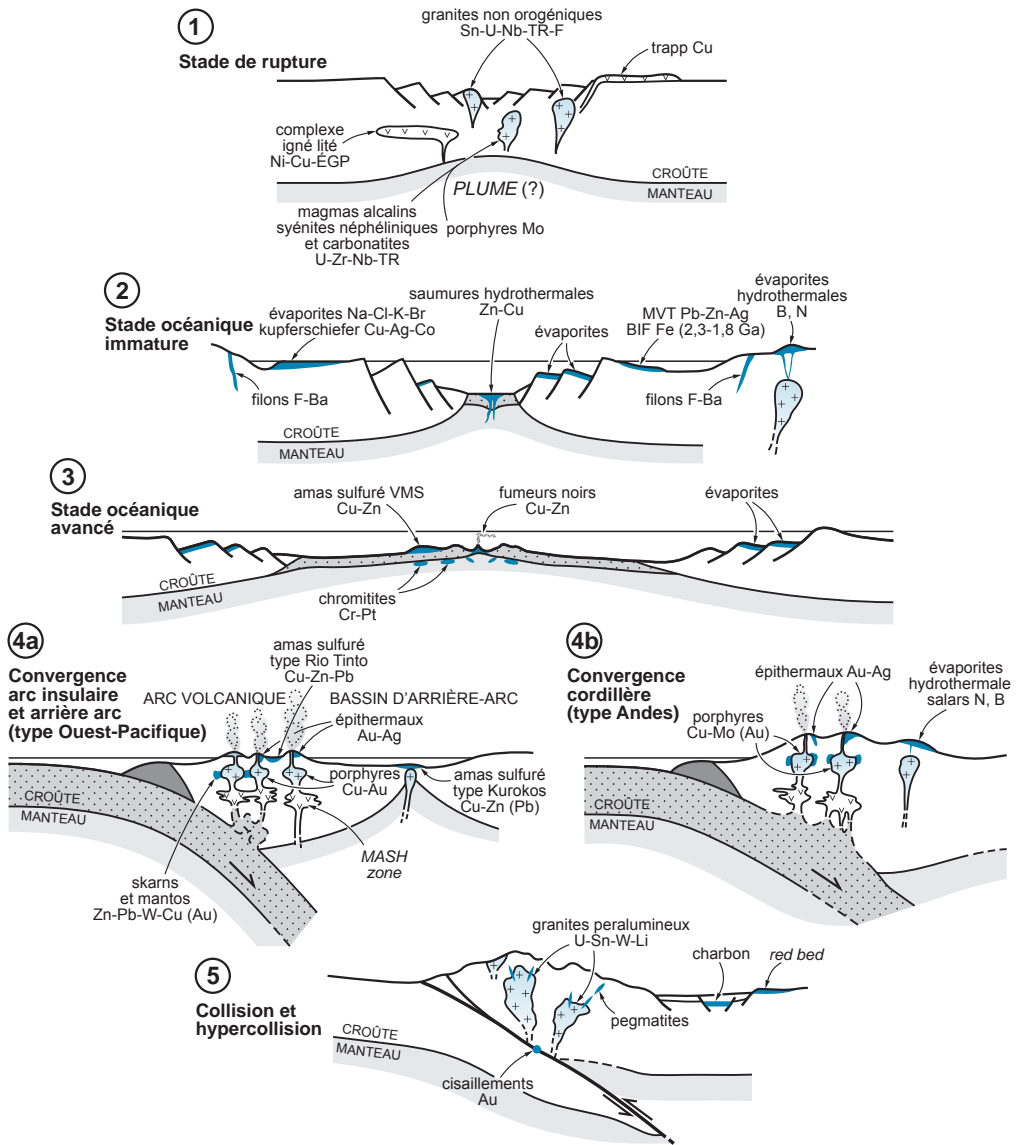


Figure 10.2 - Cinq grandes étapes du cycle de Wilson avec principaux types de gisements attachés à chacune. Certains types de gisements (évaaporites, MVT, etc.) peuvent apparaître à plusieurs étapes. N et B correspondent aux dépôts de borates et nitrates des évaaporites hydrothermales.

Le magmatisme des rifts évolués est quelque peu différent, avec la genèse par fusion de la base de la croûte de magmas alcalins sous-saturés associés à des magmas felsiques. Très riches en fluides, ces magmas donnent des lignées agpaïtiques riches en chlore (syénites néphéliniques à uranium et zirconium) et des lignées miaskitiques, riches en CO₂ (syénites néphéliniques à apatite, carbonatites à pyrochlore et minéraux de terres rares), et probablement les kimberlites ainsi que d'autres complexes ignés lités. Cette fusion donne aussi des magmas felsiques, surtout rhyolitiques, à l'origine de porphyres à molybdène. Les sédiments détritiques qui emplissent les

rifts peuvent porter, localement, des minéralisations stratiformes de type *red bed* et kupferschiefer, uranifères, phosphatées, voire de type SEDEX, qui suggèrent un hydrothermalisme naissant. À ce stade, les évaporites sont également communes.

Lorsque les ouvertures océaniques se propagent à partir d'un point chaud, il apparaît une rupture en trois branches, formant un point triple. Si l'ouverture se poursuit, l'une des branches n'évolue pas en rift océanique : c'est un aulacogène, ou rift avorté. Des gisements en contexte sédimentaire peuvent y être associés, et les anomalies thermiques induites par un volcanisme généralement discret favorisent la formation de gisements hydrothermaux de basse température dans les champs géothermiques associés aux fractures.

10.1.2 Stade océanique immature

Le rifting se poursuivant, l'invasion de la dépression centrale par la mer devient inévitable. C'est le début du stade océanique, celui atteint aujourd'hui par la mer Rouge.

Dans le jeune océan, l'hydrothermalisme jaillissant sur le plancher océanique alimente des fosses à saumures métallifères (mer Rouge) et des imprégnations sulfurées dans les sédiments détritiques (Guaymas dans le golfe de Californie). La propagation de l'ouverture sur le continent se traduit par des champs géothermiques à haute énergie de type Salton Sea (Californie) et l'apparition de sources chaudes riches en bore et en soufre. Ces sources peuvent déposer des évaporites hydrothermales.

Les bassins sédimentaires côtiers vivent la transition de la marge passive jeune de type mer Rouge à la marge passive évoluée. C'est une époque importante pour la genèse de concentrations minérales, avec la formation de gisements de type *red bed*, d'hydrocarbures, de phosphates si des remontées d'eau froide (*upwelling*) se développent et, sous climat chaud, d'évaporites dans des sebkhas littorales. La séquence évaporites-phosphorites-sédiments détritiques cuprifères n'est pas rare. Ces marges passives voient également le développement de bassins subsidents, favorables à la formation de gisements de fer sédimentaires. Par ailleurs, les circulations fluides dans les bassins permettent la genèse de gisements à plomb, argent, parfois zinc ou barytine, en contexte carbonaté (de type Mississippi Valley), et en contexte détritique. Certains des placers côtiers formés à ce stade évoluent en paléoplacers. Ce cadre paléogéographique est également favorable à la formation de dunes éoliennes, à l'origine de quelques-unes des plus importantes accumulations de sables extra-siliceux d'Europe.

À l'intérieur des continents, les contraintes se propagent plus ou moins loin. Des bassins sédimentaires intra-continentaux se forment le long d'accidents majeurs (lac Baïkal, Russie). Sur les marges continentales, l'apparition d'anomalies thermiques de subsidence, sans intervention de magma, induit un hydrothermalisme de basse température, notamment le long de grandes fractures crustales héritées de l'histoire antérieure des continents, les linéaments. Ces circulations sont à l'origine des filons hydrothermaux de basse température (de 105 à 115 °C) à fluorine et barytine formés sur les marges de l'Atlantique Nord au Trias et au Jurassique dans le Massif central français, le Maroc et les Appalaches.

10.1.3 Stade océanique avancé

À ce stade, les dorsales océaniques portent des sites hydrothermaux actifs. L'hydrothermalisme sous-marin s'y manifeste sous la forme de fumeurs noirs et blancs, générant sur le fond basaltique des amas sulfurés à cuivre-zinc, ainsi que des couches d'oxydes de fer et manganèse.

Ces amas sulfurés sont l'équivalent actuel des amas de type Chypre, mais ils diffèrent des grands amas sulfurés fossiles d'Ibérie ou d'Australie, déposés en contexte de volcanisme bimodal à dominante felsique. Cet hydrothermalisme produit également des effets plus lointains : on lui attribue en effet la formation des nodules de manganèse concentrant des métaux comme Ni, Co, Cu et qui occupent de vastes champs au fond des océans. Enfin, à ce stade, dans le manteau sous-océanique, la ségrégation précoce de la chromite peut conduire à la formation de gisements podiformes, comme ceux de Chypre et d'Oman.

10.1.4 Convergence

La convergence entre deux plaques océaniques ou continentales est à l'origine de phénomènes géologiques majeurs, essentiels pour la genèse de concentrations minérales. L'affrontement de deux plaques peut se résumer à deux modalités : obduction et subduction.

L'obduction est le chevauchement de la plaque continentale par la plaque océanique, ce qui amène la formation de nappes ophiolitiques. Elle n'a pas d'effet métallogénique direct, mais elle rend accessibles en domaine continental les gisements de cuivre-zinc et de chromite podiforme formés par ségrégation magmatique sous les dorsales. Une conséquence indirecte de l'obduction est la formation de latérites nickélifères, par développement d'un sol latéritique sur des péridotites naturellement préconcentrées en nickel (Nouvelle-Calédonie).

Au cours de l'obduction (subduction de type A), la phase de raccourcissement est caractérisée par un épaissement crustal, le développement de charriages, avec des gradients géothermiques relativement faibles, ce qui se traduit par un magmatisme mineur parfois de type S (granites MPG de Barbarin, 1999) et le développement d'un métamorphisme à haute pression. L'absence de structures perméables et le contexte compressif ne permettraient pas encore de transferts de fluides vers la surface.

À l'inverse, la subduction au sens strict joue un rôle métallogénique de premier ordre. La fusion crustale et mantellique générée en profondeur à l'aplomb de ces zones produit de grandes quantités de magmas calco-alcalins riches en éléments métalliques et en fluides, très efficaces pour créer des concentrations métalliques. Deux types de sites sont particulièrement productifs : les arcs magmatiques et les bassins d'arrière-arc. Les arcs magmatiques peuvent être intra-océaniques, donnant des arcs insulaires comme l'Indonésie ou les Philippines; dans ce contexte apparaissent des porphyres cuprifères associés à des lignées dioritiques et quartz-dioritiques (Lepanto, Batu Hijau, etc.), l'abondance du volcanisme mafique se traduisant souvent par une association cuivre-or. Les arcs magmatiques peuvent également se développer sur un substratum continental formé soit par un vieux continent (sous-type andin *sensu stricto*), soit résultant de la collision d'arcs et/ou de microplaques avec le continent principal au cours d'étapes antérieures de la convergence (sous-type de cordillère). C'est dans le contexte d'arc andin qu'apparaissent les porphyres cuprifères majeurs (Chuquicamata, Bingham, Grasberg, etc.) et souvent les skarns et mantos, associés à des intrusions granodioritiques de composition adakitique. Dans ces différents types d'arcs magmatiques, on observe également des gisements épithermaux neutres et acides à or et argent liés à un volcanisme explosif rhyodacitique. Les amas sulfurés sud-ibériques se sont vraisemblablement formés au sein d'arcs magmatiques édifiés immédiatement avant une importante subduction éo-hercynienne (Onézime *et al.*, 2003).

En arrière des zones de subduction et en fonction de l'angle du plongement de la plaque océanique, des zones en extension apparaissent : les bassins d'arrière-arc, où se développent grès uranifères, évaporites et bassins houillers paraliques. Les bassins peuvent s'étirer jusqu'à la rupture, engendrant un nouveau stade de rifting. Sur ces croûtes amincies apparaît un volcanisme bimodal tholéiitique semblable à celui des rifts, avec des dômes rhyolitiques et dacitiques qui jalonnent des caldeiras sous-marines parfois résurgentes. L'hydrothermalisme sous-marin associé est à l'origine de minéralisations sulfurées polymétalliques, telles que les Kurokos du Japon. L'hydrothermalisme du bassin de Lau, au large des Fidji, pourrait en être un équivalent actuel. Les intrusions responsables des fer-oxydes apparaissent également dans ce contexte.

10.1.5 Collision et hypercollision

La rencontre entre deux croûtes continentales crée des chaînes de collision (Himalaya, etc.), générant une puissante pile métamorphique et une anatexie dans la croûte supérieure. Les fluides expulsés par la déshydratation peuvent être drainés dans la partie supérieure de l'édifice par des zones de faiblesse (fractures, chevauchements) et créer des concentrations minérales. L'existence de niveaux réactionnels (schistes graphiteux, gneiss calciques) peut favoriser le piégeage d'éléments comme l'or et le tungstène. La fusion partielle de la croûte continentale supérieure génère d'importantes quantités de magmas granitiques hyperalumineux enrichis en éléments lithophiles (F, Li, Sn, W, U), mais peu de gisements leur sont associés, peut-être à cause d'une mise en place trop profonde pour développer des circulations convectives efficaces de fluides. Néanmoins, les importants mouvements tectoniques permettent d'amener à la surface des entités profondes, comme des pegmatites ou des cornéennes à silicates d'alumine. La phase de ré-équilibre thermique qui suit provoque une montée du gradient géothermique, une remontée rapide de la croûte et un métamorphisme prograde de haute température; il y a alors peu de magmatisme.

L'hypercollision est un stade plus fertile du fait de l'existence de grandes zones de fractures qui drainent les fluides, métamorphiques d'abord, puis magmatiques et météoriques, et de la poursuite de la fusion crustale. À ce stade, des linéaments jalonnés de granites se mettent en place à des niveaux très élevés de la croûte. Ce sont des leucogranites le long des cisaillements, des granites subalcalins en position de transtension (*pull-apart*) et, surtout, des magmas granitiques hyperalumineux sodolithiques, associés à d'importantes minéralisations d'étain ou d'uranium.

Les cisaillements aurifères (Sigma-Lamaque en Abitibi, Kalgoorlie en Australie, les gisements du Limousin en France) et antimonières apparaissent à ce stade, ainsi qu'une génération de bassins en *pull-apart* avec volcanisme associé dans lesquels se déposent des charbons limniques, et des gisements de type *red bed* uranifères.

Les orogènes de collision s'achèvent par des épisodes d'effondrement gravitaire. Ainsi, la mer Tyrrhénienne et la mer Égée en Méditerranée, ou le plateau tibétain, illustrent l'effondrement d'une zone de convergence. Cette phase s'accompagne d'un magmatisme de type bimodal. Au début du processus, la racine lithosphérique et la plaque continentale subductée vont avoir tendance à couler dans le manteau, soit par amincissement par convection et élimination du manteau lithosphérique, soit par délamination tectonique. Le manteau lithosphérique vient alors remplacer l'espace créé et il produit une fusion partielle à la base de la croûte. La plaque plongeante commence également à fondre. Des magmas granitiques, riches en potassium, et des

granites calco-alcalins, riches en amphibole, se mettent en place et traduisent une contribution accrue du manteau. Le processus d'extension s'achève par la percolation des fluides météoriques et la genèse de magmas shoshonitiques. Le cycle de Wilson est alors bouclé.

10.2 Exemples d'époques métallogéniques

Le cycle standard de Wilson s'applique bien aux temps phanérozoïques. Il se décline différemment aux époques plus anciennes et selon l'histoire géodynamique de chaque continent. Nous illustrerons ces différences sur les exemples de l'Archéen de l'Abitibi du Canada, du Protérozoïque inférieur d'Afrique de l'Ouest, du Protérozoïque supérieur du Grenville d'Amérique du Nord, du Paléozoïque d'Europe de l'Ouest, du Mésozoïque de l'Ouest américain, et du Cénozoïque de l'Ouest Pacifique.

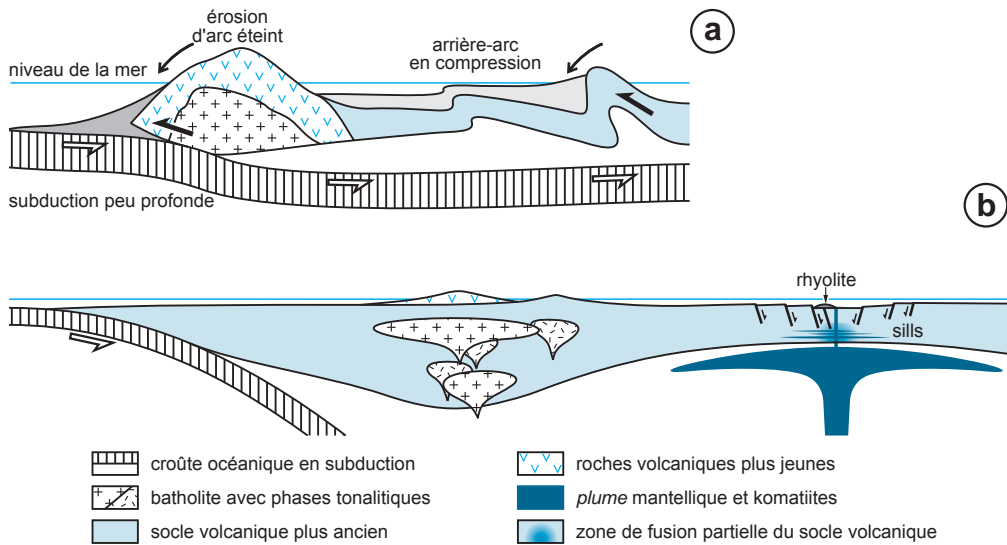
10.2.1 Archéen : l'Abitibi du Canada

L'Archéen est la plus longue période géologique puisqu'elle s'étend de la naissance par accréation du globe terrestre, vers 4,56 Ga, jusqu'à 2,5 Ga. Les terrains archéens comptent pour une part importante de la surface continentale. Ils forment de vastes boucliers au Canada (Province du Supérieur), en Australie (Yilgarn), en plusieurs régions d'Afrique (dorsale de Man dans le craton ouest-africain, craton du lac Victoria et craton sud-africain), d'Amérique du Sud (craton de Sao Francisco), de Chine et de Russie. L'état de conservation de ces terrains est très variable : certains font preuve d'une préservation locale presque surprenante vu leur âge, comme certaines régions d'Abitibi, mais la plupart a été très fortement modifiée par les orogénèses ultérieures.

■ ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE ET CLIMATIQUE

Un élément essentiel de l'histoire de la Terre est la décroissance du flux thermique dans la lithosphère du fait de l'épuisement des radionucléides à courte période. On estime que le flux thermique à la fin de l'Archéen était 2,5 fois plus intense que le flux actuel. En termes de dissipation de chaleur par l'expansion océanique, cela suppose des taux d'accréation de l'ordre de 18 km² par an au lieu des 3 km² par an actuels. Les *plumes* mantelliques étaient vraisemblablement beaucoup plus fréquents (figure 10.3). L'efficacité de la subduction était proportionnelle, à tel point que le taux de recyclage de la croûte mafique au début de l'Archéen devait être très élevé. La production de magmas de la lignée tonalitique, impliquant une plus grande participation de la fusion partielle de la croûte mafique par rapport à la période actuelle, édifie alors la première croûte continentale.

Au début de l'Archéen, la croûte continentale se bâtit par collisions fréquentes d'arcs insulaires qui conduisent à la formation de microcontinents appelés TTG (gneiss trondjhémitonaltiques et granodioritiques) (Percival, 2003). À l'Archéen supérieur, sur ces continents non cratonisés se développent des variantes de bassins d'arrière-arc : les ceintures de roches vertes (*greenstone belts*) qui contiennent des proportions significatives de komatiïtes. Le nom provient du fait que ces formations sont de teinte vert foncé à cause de la présence systématique de minéraux de cette teinte (olivine, épidote, chlorite, etc.). Leur évolution tectonique s'apparenterait à celle des zones d'accréation de type cordillère. La fin de l'Archéen est marquée par la formation des cratons et représente donc la période de production crustale la plus active; elle correspond aussi à une intense activité métallogénique.



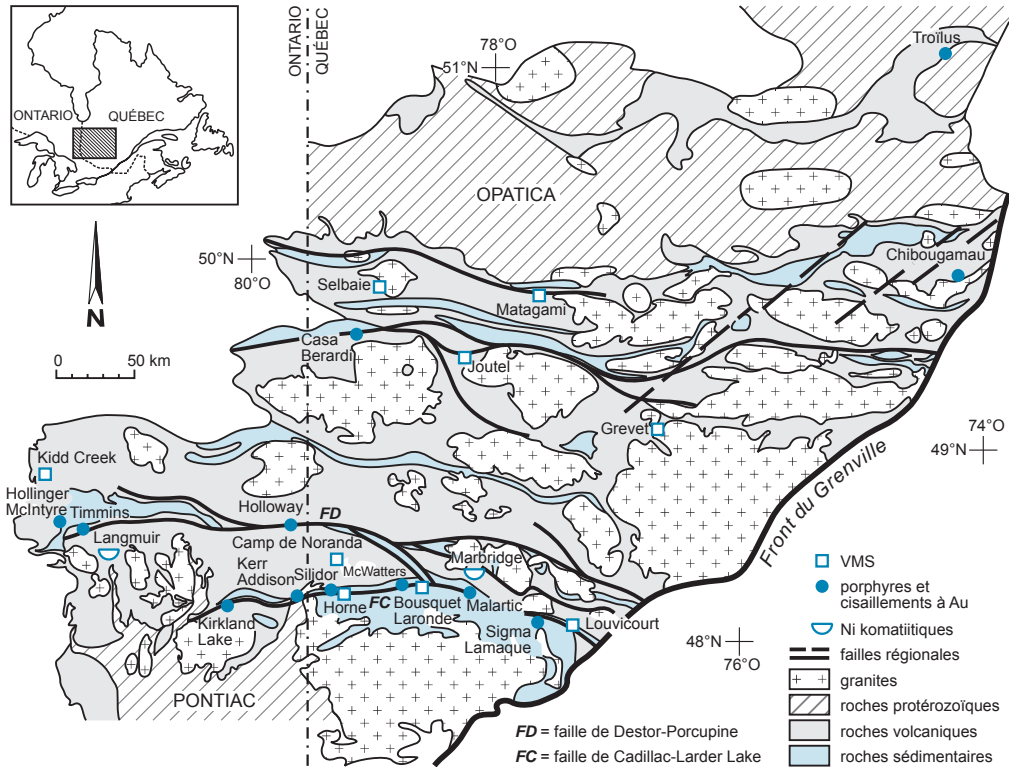


Figure 10.4 - Carte géologique de la Province archéenne de l'Abitibi, avec les principaux gisements de métaux de base et précieux.

- au sud, le terrain supracrustal essentiellement métasédimentaire, de Pontiac, déposé entre 2685 et 2672 Ma (Davis, 2002), au sein duquel sont intercalés quelques horizons de volcanites mafiques et ultramafiques. Cet ensemble a été interprété comme un prisme d'accrétion témoignant d'une subduction vers le nord;
- au centre, la ceinture de l'Abitibi qui se prolonge dans le secteur de Wawa en Ontario. L'Abitibi est la plus grande ceinture de roches vertes du monde : large de 200 km et longue de près de 400 km, elle s'étend de l'Ontario à l'ouest du Québec. La Sous-province d'Abitibi a été divisée en zone volcanique sud et nord (Chown *et al.*, 1992). Principalement composés de volcanites, ces deux ensembles présentent des âges différents variant entre 2730 et 2705 Ma pour la zone volcanique nord, et entre 2705 et 2695 Ma pour la zone volcanique sud (Mortensen, 1993).

À l'ouest et à l'est, les limites de l'Abitibi sont constituées par des failles remontant des terrains archéens plus intensément métamorphiques (Kapusking, Grenville). Deux failles majeures découpent la Sous-province de l'Abitibi : la faille de Destor-Porcupine et la faille Cadillac-Larder Lake, dont la largeur peut dépasser un kilomètre. Ces deux structures majeures sont spatialement associées aux gisements aurifères. Les levés géologiques en sismique-réflexion ont confirmé qu'elles atteignent des profondeurs de l'ordre de 15 km où elles deviennent listriques. On reconnaît à la faille Cadillac-Larder Lake un pendage abrupt vers le nord dans sa portion

Tableau 10.2 - Principaux gisements et gisements représentatifs formés en Abitibi (Ontario et Québec, Canada) à la fin de l'Archéen. Les tonnages (production + réserves) sont indiqués en millions de tonnes (Mt) et en teneurs moyennes. Ces chiffres sont indicatifs, les sources consultées donnant des chiffres parfois différents. Ils sont de plus susceptibles d'évolutions pour les gisements en exploitation, les tonnages de réserves augmentant lors de découvertes d'extensions des gisements, et les teneurs de coupure étant revues en cas de variations notables des sources, ce qui entraîne une variation des tonnages de réserves et des teneurs moyennes (d'après Dubé et Gosselin, 2007).

Période	Gisement	Âge (Ma)	Type de gisement	Production + réserves
2700-2600 Ma	Val-d'Or (Sigma-Lamaque, Goldex)	2685	Cisaillement aurifère	639 + 172 t Au
	Silidor	2675	Cisaillement aurifère	2,95 Mt à 4,1 g/t Au
	McWatters	2675	Cisaillement aurifère	300 kt à 10 g/t Au
	Larder Lake	2675	Cisaillement aurifère	379 + 14 t Au
	Preissac-Lacorne	2650	Pegmatite à Li-Mo	125 Mt à 0,53 % Mo
	Timmins (district)	2677	Porphyre et cisaillement aurifère	2073 + 78 t Au
	Kidd Creek	2714	VMS	149,3 Mt à 2,89 % Cu, 6,36 % Zn, 0,22 % Pb, 92 g/t Ag, 0,05 g/t Au
	Anté 2700 Ma	Bousquet 1 (Agnico-Eagle)	2700	VMS
Bousquet 2-La Ronde		2710	VMS	6,93 Mt à 5,18 g/t Au; ou 55 Mt à 0,33 % Cu, 2,11 % Zn, 50 g/t Ag et 4,66 g/t Au avec 258 t Au
Horne		2700	VMS	54,3 Mt à 2,22 % Cu, 6,1 g/t Au et 13 g/t Ag
Quemont		2700	VMS	13,92 Mt à 4,74 g/t Au, 19,53 g/t Ag, 1,82 % Zn, 1,21 % Cu
Selbaie		2730	VMS - épithermal	47,3 Mt à 0,98 % Cu, 1,98 % Zn, 20 g/t Ag, 0,9 g/t Au
Bouchard-Hébert		2700	VMS	10,2 Mt à 2,11 % Cu, 4,79 % Zn, 15 g/t Ag et 1,4 g/t Au
Bell Allard (Matagami)		2720	VMS	3,2 Mt à 1,5 % Cu, 13,77 % Zn, 9 g/t Ag et 2,1 g/t Au

québécoise et un pendage abrupt vers le sud près de Kirkland Lake en Ontario. Son histoire tectonique est extrêmement complexe.

La ceinture de l'Abitibi comprend des roches volcaniques, des plutons et quelques rares sédiments. Les volcanites et les plutons dessinent des blocs losangiques qui représentent des ensembles volcaniques de compositions variées. D'une manière générale, le magmatisme débute au nord de l'Abitibi vers 2730 Ma et il migre vers le sud. Les ensembles ultramafiques sont marqués par des komatiites et des basaltes magnésiens. Ils constituent l'équivalent de plaines de laves sous-marines qui traduisent un magmatisme de type *plume*; les données géochimiques indiquent que la *plume* interagissait avec des zones de subduction actives.

Les ensembles bimodaux correspondent à des plutons et du volcanisme, associés au sein de grandes caldeiras sous-marines. Ces caldeiras sont parfois emboîtées et montrent des unités andésitiques et felsiques apparaissant dans un environnement volcanique actif, avec de rapides changements de faciès. Certaines se sont mises en place sous une grande tranche d'eau et ne comprennent que des roches volcaniques (Blake River), tandis que d'autres étaient sub-émergentes et peuvent contenir des dépôts volcanoclastiques et sédimentaires, y compris des calcaires à stromatolithes (Selbaie, Joutel). Ces caldeiras montrent souvent un cœur de plutons tonalitiques, formant des sills polyphasés variant de diorites à leucotonalites. Des plutons tardifs les recoupent fréquemment, ainsi que de puissants sills de diorite.

Les terrains de l'Abitibi ont ensuite été déformés selon un raccourcissement nord-sud et métamorphisés au faciès schistes verts, correspondant à un enfouissement maximal de l'ordre de 10 km. La première phase de déformation pourrait représenter une phase de collage oblique entre des unités volcaniques de compositions différentes; cependant, le degré d'allochtonie de ces fragments reste discuté. À l'issue d'une première phase de déformation, des plis de grande amplitude (de 10 à 40 km) orientés est-ouest apparaissent, et de grandes failles découpent le

domaine jalonné par des bassins de transtension à remplissage molassique (Timiskaming), datés vers 2678-2672 Ma (Davis, 2002), et parsemé d'intrusions alcalines, notamment des syénites ou des lamprophyres. Ces sédiments sont ensuite fortement plissés lors d'un serrage oblique, faisant rejouer ces accidents d'une manière inverse et dextre.

Plusieurs générations de plutons, souvent composites, recourent les volcanites. Des orthogneiss représentent des tonalites précoces fortement déformées, et des monzonites sont directement associées aux phases compressives. Des leucogranites tardifs occupent le cœur de zones anticlinales et marquent la fin de la cratonisation.

L'Abitibi a subi une faible érosion, identique à celle du Protérozoïque. La province est recouverte partiellement par des bassins protérozoïques, tels ceux de Cobalt et du nord de Chibougamau. Ces sédiments glaciaires ont des âges estimés entre 2454 et 2219 Ma. Des carbonatites et des cheminées kimberlitiques à diamants sont d'âge phanérozoïque et sont liées à l'activation du rift du Saint-Laurent, avec des branches le long du lac Témiscamingue et du fjord du Saguenay.

■ MÉTALLOGÉNIE DE L'ABITIBI

L'Abitibi montre des gisements synvolcaniques, et d'autres syn- à post-tectoniques (Kerrich et Ludden, 2000).

Les premières générations de minéralisations sont synvolcaniques, à nickel-cuivre, associées aux coulées et sills de komatiites. Elles ont fait l'objet d'exploitations limitées du fait de leur complexité structurale. Les minéralisations exhalatives à Cu-Zn-Au qui accompagnent le vol-

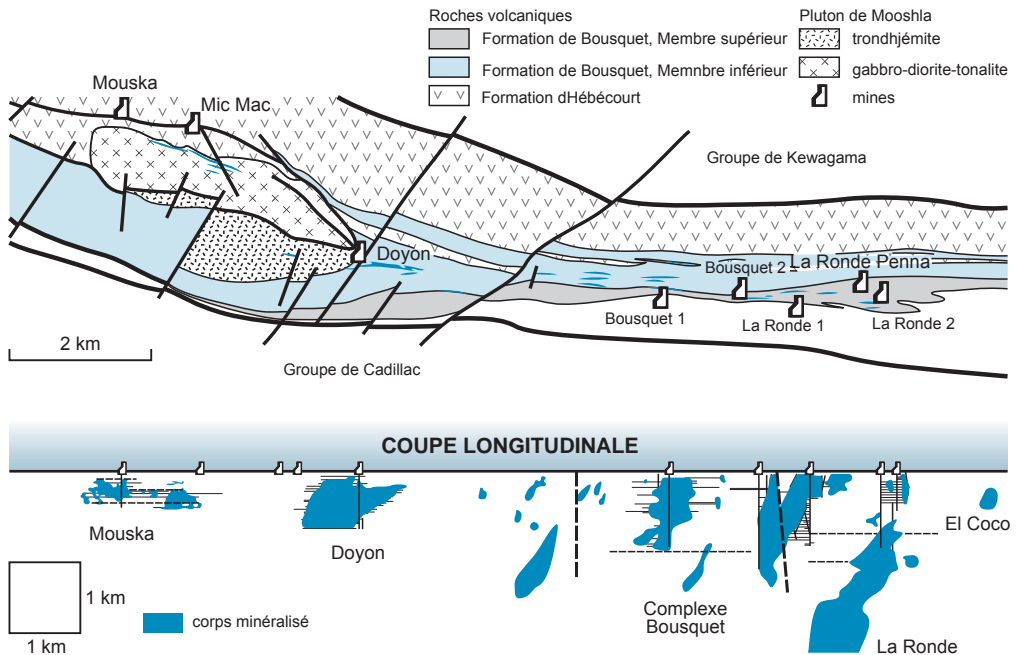


Figure 10.5 - District de Bousquet-Doyon (Abitibi, Québec). En haut : carte du district; en bas : coupe composite longitudinale des différents gisements avec leurs travaux miniers. Les tirets verticaux représentent les limites des propriétés minières. Malgré des styles de gisements différents, passant d'amas sulfurés volcanogènes à l'Est à des filons de quartz aurifères à l'Ouest, les plongements sont quasi-identiques (d'après Mercier-Langevin et al., 2007).

canisme entre 2735 et 2700 Ma sont très développées : elles forment des districts qui peuvent comporter plus d'une dizaine de gisements. Parmi les districts les plus importants, citons Rouyn-Noranda avec notamment la mine Horne, Bousquet-Doyon-LaRonde dans les mêmes environnements au voisinage de la faille Cadillac-Larder Lake (figure 10.5), Kidd Creek en Ontario, Matagami (2725 Ma) et Selbaie, dans le nord de sa partie québécoise. On distingue deux grands types d'environnement marin : le type Horne, assez profond avec des *pipes* d'altération bien développés, et le type Matabi, beaucoup plus superficiel, voire subaérien, avec des *pipes* d'altération plus diffus.

Au cœur des caldeiras, des plutons tonalitiques montrent souvent des faciès porphyriques qui ont parfois justifié une exploitation, qu'il s'agisse de faciès disséminés (silice exploitée comme fondant métallurgique avec des traces d'or) ou de veines plus distales à cuivre et or associées à des intrusifs (district de Chibougamau). Dans ce district, deux phases volcaniques se succèdent, l'une correspondant à la mise en place de basaltes tholéïtiques sous-marins avec un complexe igné lité vers 2730 Ma, l'autre à un volcan-bouclier à caractère plus potassique, daté entre 2720 et 2705 Ma, auquel sont associées des veines à magnétite et chalcopyrite, ainsi que des *pipes* bréchiques à caractère porphyrique.

D'autres gisements sont syn- à post-tectoniques. À moins de deux kilomètres des grandes fractures crustales, de nombreux cisaillements à or se mettent en place. L'essentiel des gisements aurifères se concentre dans le Sud de l'Abitibi : 1320 t d'or sur 6500 km², contre 108 t d'or sur 58 000 km² dans le Nord. Cette distribution inégale pourrait être reliée à l'intensité de l'exploitation, plus développée au Sud.

Les minéralisations aurifères forment des faisceaux de veines ductiles-cassantes à quartz, carbonates, souvent tourmaline (Groves *et al.*, 2003; Robert et Poulsen, 2001). Elles sont très rarement dans les grandes failles elles-mêmes et occupent habituellement des structures de troisième ordre encaissées dans des roches mafiques (Val-d'Or) ou des sédiments conglomératiques ou ferrifères (Casa Berardi), parfois des roches plus compétentes. En allant vers le front du Grenville, à l'est, leur style change pour montrer des faciès plus profonds, avec des remplacements dans des formations de fer. Ces minéralisations se sont mises en place lors de plusieurs épisodes, essentiellement après les dernières déformations ductiles des bassins Timiskaming. Les datations montrent des événements thermiques jusqu'à 50 millions d'années après la mise en place des ensembles volcaniques.

Des minéralisations en or à caractère porphyrique sont également associées aux intrusions tardives qui marquent les grandes zones de cisaillement. Certaines sont à caractère calco-alcalin (district de Malartic), avec l'or associé à une intrusion granodioritique dans les sédiments du Pontiac, d'autres montrent des caractéristiques plus alcalines (gîtes d'or de Camflo ou de Douai), avec des paragenèses complexes à fluorine et minéraux de terres rares.

Des pegmatites et des filons de quartz à molybdène et bismuth, de même que des pegmatites à béryl, à colombo-tantalite et à spodumène, accompagnent le batholite leucocrate tardif de Preissac-Lacorne, dans le sud de l'Abitibi. Deux petits systèmes filoniens à molybdène et bismuth ont été exploités dans le pluton de Preissac; la molybdénite est surtout concentrée dans des dykes d'albitites et des filons de quartz associés avec les pegmatites à spodumène de l'encaissant.

10.2.2 Protérozoïque inférieur : l'Afrique de l'Ouest

Le Protérozoïque inférieur s'étend de 2,5 à 1,6 Ga. Il constitue de vastes ensembles dans les boucliers sur tous les continents : en Amérique du Sud par exemple, il comprend les ceintures de roches vertes du Bouclier guyanais (de 2,2 à 2,1 Ga) et le magmatisme du Bouclier amazonien (vers 1,8 Ga). En Afrique méridionale, il est représenté par le vaste ensemble du Transvaal, y compris le Bushveld. En Afrique de l'Ouest, du Sénégal au Ghana, il forme les terrains birrimiens, nom rappelant la rivière Birim au Ghana, qui traverse les stratotypes de cette période.

De nombreux orogènes présentent un âge comparable, autour de 2 Ga. On peut citer en particulier l'orogène Damara en Afrique du Sud, la fosse du Labrador au Québec, le bassin Francevillien du Gabon, et les déformations amazoniennes du Quadrilatère Ferrière au Brésil.

■ ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE ET CLIMATIQUE

À la fin de l'Archéen et au Protérozoïque inférieur, la formation progressive de grandes masses continentales se poursuit par agrégation de microcontinents tonalitiques, aboutissant possiblement à une première Pangée, le supercontinent Atlantica. Ce supercontinent tend à se fragmenter pour évacuer la chaleur du manteau, et ces ruptures provoquent la formation d'orogènes dont la nature reste débattue.

Les ceintures de roches vertes de ces microcontinents sont comparables à celles de l'Archéen supérieur avec cependant une plus grande quantité de dépôts sédimentaires, en particulier des grauwackes. En contexte cratonique, dans les failles bordières des rifts, l'hydrothermalisme amène la formation de grands gisements exhalatifs SEDEX à Pb-Zn-(Cu) comme ceux d'Australie formés entre 1,92 et 1,99 Ga, et de Scandinavie (Outokumpu, 1,97 Ga). C'est aussi à cette époque (1,85 Ga) que la météorite à l'origine du complexe igné lité de Sudbury percuta la Terre.

C'est au cours de cette période que se produisent des changements majeurs dans la composition de l'atmosphère, marqués par le dépôt des BIF majeurs et des gisements de manganèse stratiforme. Une orogénèse d'ampleur planétaire se produit vers 2000-1800 Ma. Le Protérozoïque inférieur ainsi que le Protérozoïque moyen sont des époques privilégiées pour la formation de dykes et des énormes complexes stratifiés alimentés par des magmas souvent plus mafiques que leurs équivalents plus discrets du Phanérozoïque. Ces complexes stratifiés recèlent des gisements majeurs de chrome, nickel, titane, vanadium et platine, comme le Bushveld d'Afrique du Sud (2059 Ma). Leur genèse pourrait relever d'un magmatisme anorogénique, dans un contexte équivalent à des mégarifts avortés.

Un cycle de Wilson pourrait être à l'origine d'un premier supercontinent qui assemble les blocs d'Afrique de l'Ouest, de Borborema, et d'Amérique du Sud (Sao Francisco, Venturi-Tapajos, centre-Amazone et Guyane). Le stade océanique apporte, entre 2,3 et 2,15 Ga, d'abondants basaltes tholéitiques de type MORB. Vers 2,15 Ga s'amorce une subduction générant du volcanisme d'arc calco-alcalin, responsable des ceintures de roches vertes birrimiennes et transamazoniennes et de l'amas sulfuré de Perkoa (Burkina Faso). La fermeture océanique suivie d'une collision continentale avec orogène prend place entre 2,09 et 2 Ga. La ceinture granulitique qui s'étend de Guyane à la Côte d'Ivoire est la racine de cette zone montagneuse; elle est riche de gisements aurifères pré- à tardi-orogéniques. La remontée d'un vaste *plume* mantellique vers 1,97 Ga occasionne au Brésil une rupture continentale avec épanchements volcaniques et mises en place de granites anorogéniques à étain, or et uranium entre 1,89 et 1,74 Ga. Ces

phénomènes sont notamment à l'origine de gisements aurifères (Serra Pelada), stannifères (Pitinga et Rondônia), et uranifères (Lagoa Real).

■ MÉTALLOGÉNIE DU BIRRIMIEN

La partie méridionale du craton ouest-africain, communément appelée dorsale de Man, s'étend sur dix pays, du Sénégal au Niger et au Ghana. Ces terrains réapparaissent dans la dorsale de Reguibat, au nord de la Mauritanie, et en Algérie. Elle comporte un noyau archéen dans sa partie sud-ouest et un domaine protérozoïque dominé par les formations du Birrimien qui s'étagent entre 2100 et 1800 Ma (Milési *et al.*, 1989) (figure 10.6). La succession lithostratigraphique est divisée en deux ensembles : l'ensemble birrimien inférieur, B₁, flyschöïde, comblant de vastes bassins, essentiellement dérivé de granites protérozoïques antérieurs à 2100 Ma, et l'ensemble birrimien supérieur, B₂, volcanosédimentaire et volcanique de nature variée (tholéiites andésiti-

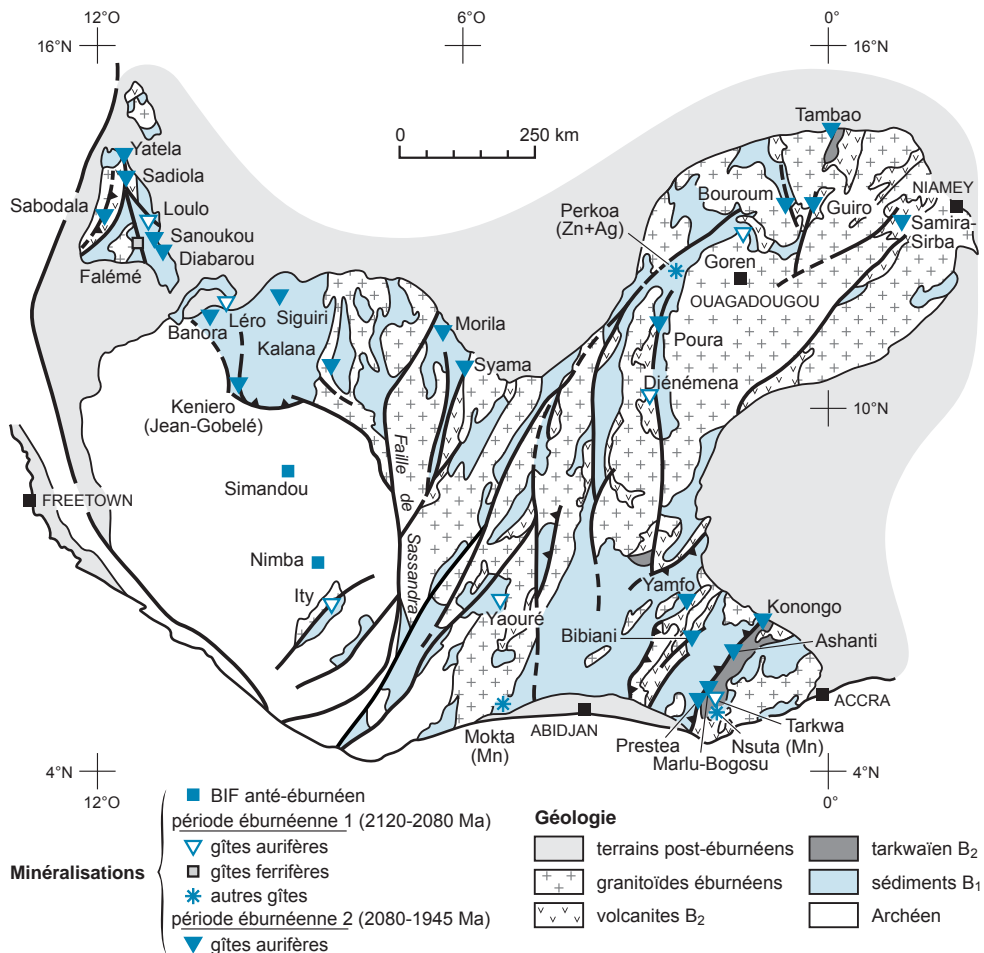


Figure 10.6 - Carte géologique simplifiée de l'orogène éburnéen en Afrique de l'Ouest (d'après Milési *et al.*, 1989 et 1992).

ques et basaltiques, et calco-alcalines andésitiques à rhyodacitiques) à intercalations de formations fluvio-deltaïques, en contexte de rift ou de plateau océanique.

Le cycle orogénique éburnéen qui s'étend de 2400 à 1600 Ma (Yacé, 1984) déforme profondément les terrains birrimiens (figure 10.7). Les trois principales phases tectono-métamorphiques D₁ à D₃ affectent l'ensemble B₁, tandis que l'ensemble B₂ n'est affecté que par D₂ et D₃. La première phase D₁, autour de 2090-2100 Ma, marque une rupture dans la sédimentation de l'ensemble B₁ et s'accompagne de granites syncinématiques. C'est une phase de collision majeure

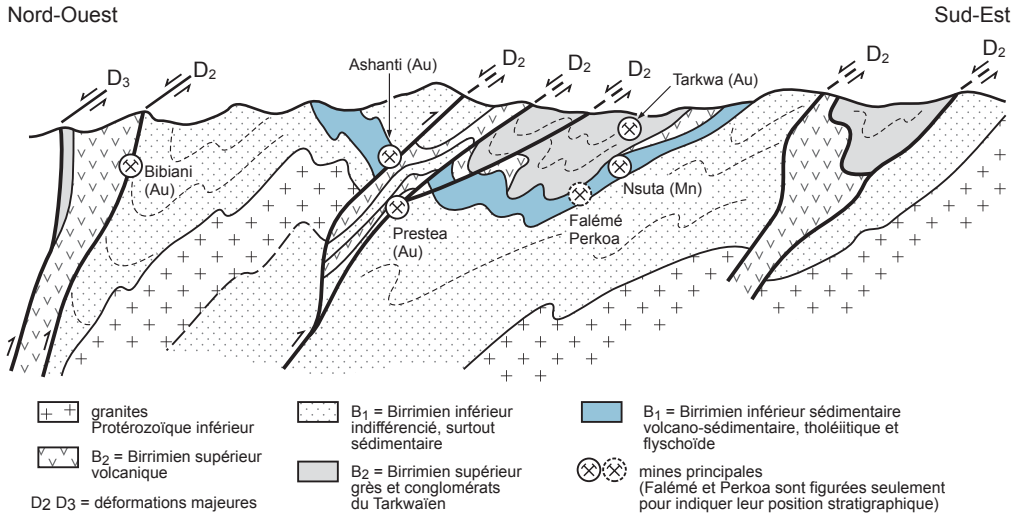


Figure 10.7 - Coupe dans la région sud-est des terrains birrimiens d'Afrique de l'Ouest, montrant les relations des différents types de minéralisations. Les positions stratigraphiques des gisements de Perkoa (Burkina Faso) et de la Falémé (Sénégal) sont également indiquées (d'après Milési *et al.*, 1989 et 1992).

Tableau 10.3 - Principaux gisements d'Afrique de l'Ouest replacés dans l'orogène éburnéen. Les tonnages (production + réserves) sont indiqués en millions de tonnes (Mt) et en teneurs moyennes. Ces chiffres sont indicatifs, les sources consultées donnant des chiffres parfois différents. Ils sont de plus susceptibles d'évolutions pour les gisements en exploitation, les tonnages de réserves augmentant lors de découvertes d'extensions des gisements, et les teneurs de coupure étant revues en cas de variations notables des cours, ce qui entraîne une variation des tonnages de réserves et des teneurs moyennes (d'après Milési *et al.*, 1989, 1991, 1992; Partington et Williams, 2000; rapports des compagnies minières langold et AngloGold Ashanti).

Terrains	Phase tectonique	Phase métallogénique	Âge (Ma)	Types de gisements	Principaux gisements (production+réserves)
B ₂ Volcano-sédimentaire et volcanites	D ₃ ?	Période 2 (2080-1945 Ma)	Étape 2	Cisailllements aurifères (or natif)	Morila (196 t), Syama (165 t), Keniero (158 t), Sadiola (130 t), Siguiri (72 t), Poura (26 t)
			Étape 1	Cisailllements aurifères (arsénopyrite aurifère)	Ashanti (710 t), Prestea (220 t), Bogosu (61 t), Bibiani (70 t), Konongo (56 t)
	D ₂	Période 1 (2120-2080 Ma)	2080	Conglomérats aurifères	Tarkwa (128 t), Iduapriem (> 130 t)
			2085	Disséminations aurifères dans grès à tourmaline	Loulo (> 150 t)
B ₁ flysch (2100-2090 Ma)	D ₁		2090	SEDEX manganésifères	Nsuta (33 Mt de réserves), Tambao, Mokta
				skarns Fe(Cu) proches IOGC	Falémé (Goto, Farangalia, Kouroudiako, etc.) (> 700 Mt Fe)
			2120	Amas sulfuré	Perkoa (4,5 Mt à 17 % Zn et 60 g/t Ag)
Pré-Birimien			2615-2250	BIF	Mont Nimba, Simandou

qui provoque le chevauchement du Protérozoïque inférieur sur son socle gneissique archéen (Milési *et al.*, 1992). Les deux autres phases D₂ et D₃ sont transcurrentes et responsables de la montée de granites mantelliques entre 2080 et 1945 Ma. La phase D₂ provoque de grands décrochements sénestres, des chevauchements (Ghana), et des plissements associés, et la phase D₃ des décrochements dextres avec plis associés.

L'orogène éburnéen active également entre 2120 et 1970 Ma, un cycle métallogénique qui met en place des minéralisations à or et à métaux de base (tableau 10.3). À l'intérieur de ce cycle, deux périodes métallogéniques ont été distinguées (Milési *et al.*, 1989).

La première, contemporaine du dépôt des ensembles B₁ et B₂, dure environ 40 Ma. Les événements hydrothermaux débutent durant le dépôt des terrains flyschöides B₁ et mettent en place des minéralisations stratiformes variées, surtout dans la partie supérieure de B₁, en contextes d'instabilité sédimentaire et tectonique, et de volcanisme tholéïtique. De puissants niveaux à carbonates de manganèse et faciès siliceux portent des gisements de manganèse, notamment dans la partie orientale où ils occupent généralement le sommet de l'unité B₁ : Nsuta (Ghana), Tambao (Burkina Faso), Mokta (Côte d'Ivoire). L'amas sulfuré Zn-Ag de Perkoa (Burkina Faso, 4,5 Mt à 17 % Zn et 60 g/t Ag) est le plus ancien événement hydrothermal daté de cette période (2120 +/- 41 Ma, Marcoux *et al.*, 1988 b). Les BIF des monts Nimba et du Simandou constituent les plus grosses réserves de fer d'Afrique de l'Ouest, en position allochtone (Billa *et al.*, 1999). Les douze lentilles ferrifères à magnétite-hématite et sulfures accessoires des Montagnes de fer de la Falémé au Sénégal (Koudékourou, Kouroudiako, etc.) sont encaissées dans la formation carbonatée du sommet de B₁ : elles représentent des faciès de skarn à fortes analogies avec le type fer-oxydes. Les grès tourmalinisés de Loulo (Mali) constituent probablement la plus importante minéralisation aurifère de cette période avec plus de 150 tonnes d'or contenues; leur exploitation a débuté en 2005 sur les sites de Yalea et Gara. Il s'agit de minéralisations aurifères disséminées contrôlées par des *pipes* hydrothermaux à Au-B-Fe-Cu-(Ni-Co), interprétées comme une variante du type *turbidite-hosted gold deposits*. L'âge de la minéralisation a été estimé aux alentours de 2085 Ma (Milési *et al.*, 1989).

Cette première période se poursuit après l'importante phase collisionnelle D₁ avec le dépôt des conglomérats aurifères de la formation du Banket (250 tonnes d'or reconnues), qui portent, notamment, les gisements de Tarkwa et Iduapriem (Ghana). Ces conglomérats appartiennent à la série tarkwaïenne (entre 2081 et 1968 Ma) et se déposent en discordance dans de petits bassins volcaniques à la fin de l'orogène éburnéen.

La seconde période métallogénique se déroule entre 2080 et 1945 Ma (Milési *et al.*, 1989; Marcoux et Milési, 1993). Elle voit apparaître des minéralisations discordantes, surtout aurifères, en liaison avec les stades cassants terminant les phases tectono-métamorphiques tardi-orogéniques D₂ et D₃ (figure 10.7) (Feybesse *et al.*, 2006).

Deux épisodes hydrothermaux aurifères majeurs se succèdent, avec une évolution des paragenèses assez semblable à celle relevée dans les minéralisations discordantes du socle hercynien d'Europe (voir la section 10.2.4). Le premier met en place le plus gros potentiel aurifère d'Afrique de l'Ouest, contrôlé dans de grandes zones de cisaillement crustales NE-SO : plus de 700 tonnes d'or ont ainsi été extraites des mines d'Ashanti (ou Obuasi), Prestea, Marlu, Bogosu, Bibiani et Konongo au Ghana. Les réserves seraient du même ordre (Milési *et al.*, 1991; Partington et Williams, 2000). Le minerai se compose d'arsénopyrite aurifère disséminée montrant son faciès aciculaire typique, recoupée par des veinules de quartz à or natif. Ces grandes zones faillées relèvent d'un stade tardi- à post-D₂.

Le second épisode se traduit vers 2 Ga par l'apparition dans toute l'Afrique de l'Ouest de zones de cisaillement aurifères à quartz-carbonates, plus polymétalliques, qui recoupent des encaissements variés et se disposent préférentiellement dans l'ensemble B₁ le long des contacts structuraux majeurs avec B₂. Ces cisaillements aurifères recèlent un très grand potentiel qui a été révélé assez récemment avec, notamment, les gisements de Morila (196 t) dans des métagreywackes B₂, Sadiola (130 t), Syama (165 t) dans les tholéiites du B₂ et Yatela (62 t) au Mali, de Siguiri (72 t), Léro-Karta (35 t) et Keniero (ex Jean-Gobelé, 158 t) en Guinée, de Poura (Burkina Faso), etc. Avec la mise en exploitation du gisement de Loulo, le Mali s'est hissé en 2006 au rang de troisième producteur d'or d'Afrique avec 57 tonnes produites.

Ces gisements ont des présentations variées : filons plats et disséminations au voisinage d'une intrusion (Morila), stockwerks et filons (Siguiri), disséminations dans des carbonates métamorphiques (Yatela), parfois skarn repris par un cisaillement (Sadiola). De plus, ils sont profondément altérés et souvent exploités dans la latérite ou la saprolite. Ces éléments obscurcissent la liaison avec le cisaillement jusqu'à remettre en cause la nature, ainsi que l'appartenance de certains gisements (Syama, Sadiola) à cette seconde période métallogénique.

Le craton Guyanais est un prolongement méridional de la dorsale de Man à laquelle il était initialement accolé. Sa succession lithostratigraphique et son histoire sont très comparables : l'orogène trans-amazonien, synchrone de l'orogène éburnéen, débute avec une phase d'accrétion crustale entre 2,2 et 2,1 Ga, suivie d'une phase de collision entre 2,1 et 2,0 Ga (Milési *et al.*, 1991). On retrouve également des similitudes en ce qui concerne les minéralisations aurifères, notamment des conglomérats aurifères à Orapu qui rappellent ceux de Tarkwa (bien que situés dans des bassins en transtension syn-D₂).

10.2.3 Protérozoïque moyen et supérieur : le Grenville d'Amérique du Nord

■ ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE ET CLIMATIQUE

Au Protérozoïque moyen (de 1600 à 1000 Ma), une ou deux masses continentales sont assemblées et tendent à se fragmenter, donnant des mégaripts avortés caractérisés par un magmatisme anorogénique d'une ampleur sans équivalent dans l'histoire de la Terre. Cette tendance à la fragmentation se prolonge au Protérozoïque supérieur (de 1000 à 560 Ma), avec de nouvelles ruptures, des océanisations, et l'apparition du premier cycle de Wilson bien caractérisé, qui s'achève par la formation d'une nouvelle Pangée.

Le magmatisme anorogénique naissant dans ces mégaripts crée, entre 1600 et 1200 Ma, deux ceintures d'intrusions anorogéniques porteuses de concentrations minérales à titane, zirconium, terres rares et étain : l'une s'étend de la Californie à l'Ukraine, et l'autre de l'Amérique du Sud à l'Australie (figure 10.8) (Vignerresse, 2005). Ces ceintures comportent des anorthosites à andésine-labrador riches en ilménite constituant des gisements de titane (Egersund, lac Allard), des granites rapakivi avec minéralisations péritholithiques à étain et tungstène, et des complexes alcalins agpaïtiques à concentrations en zirconium, plus rarement des indices d'uranium (Ilimaussaq, Groenland). L'assemblage du supercontinent Rodinia se produit entre 1300 et 900 Ma, avec la formation de nombreux orogènes, en particulier la Province de Grenville sur la marge est de la plaque Laurentienne.

Rodinia va rapidement se fragmenter au Protérozoïque supérieur, vers 1,1 Ga. La fragmentation est marquée par des rifts tels que la province mafique d'Umkondo, dans le craton du

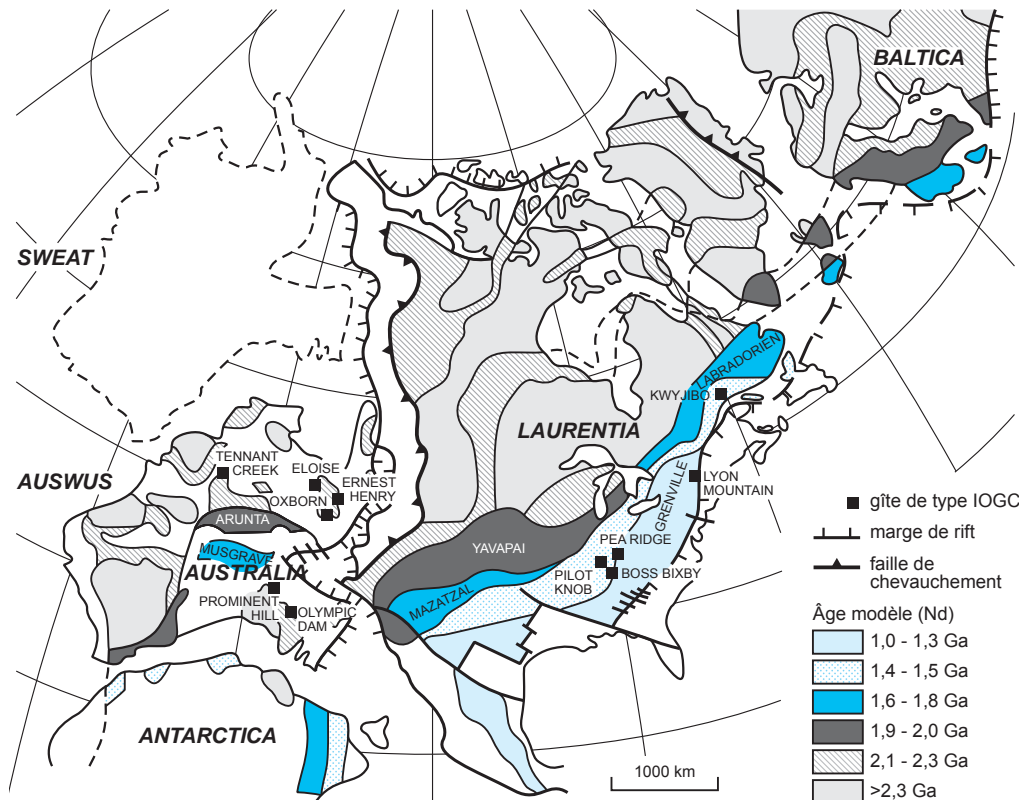


Figure 10.8 - Carte des gisements fer-oxydes d'Amérique du Nord et d'Australie au Protérozoïque. Deux reconstructions paléogéographiques sont proposées (d'après Karlstrom *et al.*, 1999).

Kalahari, le rift du *mid-continent* nord américain (Hanson *et al.*, 2004), ou la Copperbelt. Des provinces approximativement du même âge ont été reconnues dans le centre et l'ouest de l'Australie, et dans le Bouclier fennoscandinave (Laanila-Kautokkeino). En Athabasca, les grands gisements d'uranium sous discordance (Cigar Lake, McArthur) occupent des bassins subsidents du Protérozoïque inférieur à moyen. Des intrusions de carbonatites, de kimberlites (Inde, Premier en Afrique du Sud), et de lamproïtes (Argyle) se mettent en place à la même époque. Vers 900 Ma, lors des distensions panafricaines, une ceinture plus modeste de granites anorogéniques apparaît dans la Rodinia (Brésil) créant la première vraie province à étain-tungstène. La seule carbonatite à terres rares exploitée, celle de Mountain Pass (Californie), est de la même époque et reliée au magmatisme alcalin péri-Atlantique.

Le Protérozoïque est marqué par un profond changement dans la composition de l'atmosphère, passant de réductrice à oxydante. Le *Great Oxidation Event* (Holland, 2002) marquerait cette transition, avec le dépôt des formations de fer de type BIF (voir l'introduction du chapitre 9). De plus, la Terre connaît de larges variations de température marquées notamment par des épisodes de glaciation globale vers 2,4 à 2 Ga et vers 750 Ma (modèle « boule de neige » de Hoffman et Schrag, 2002).

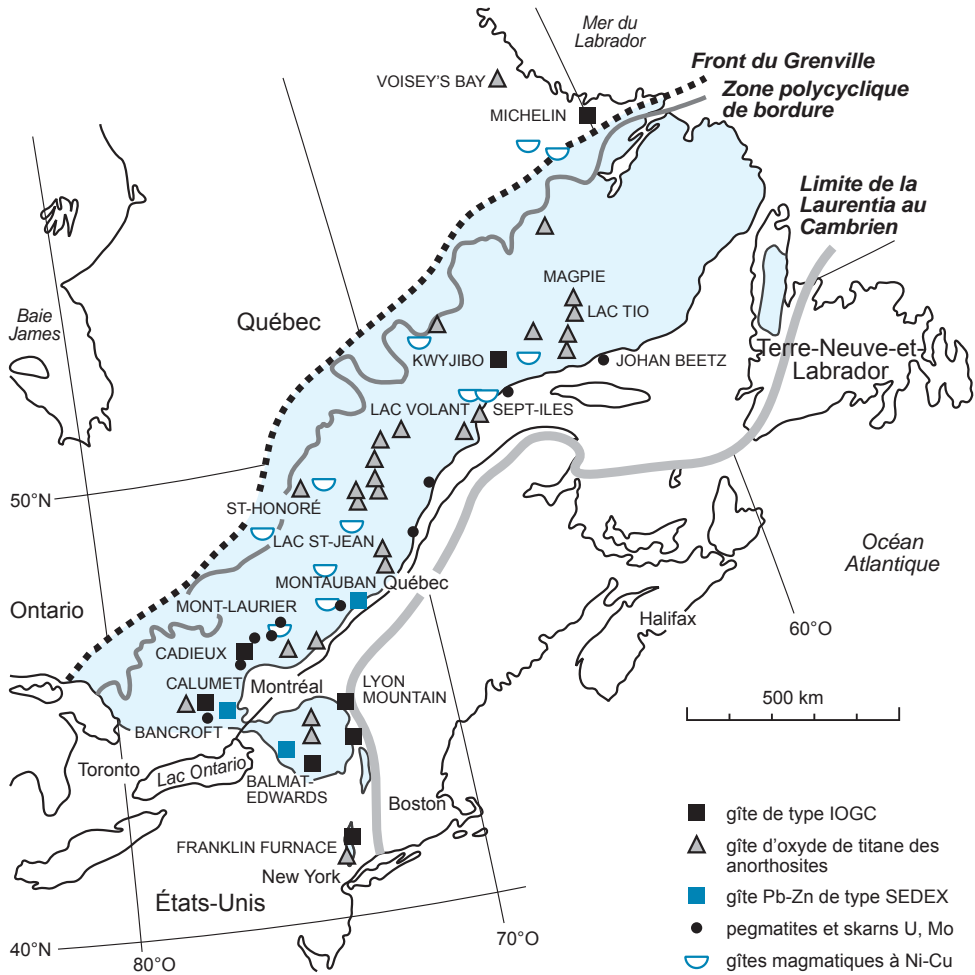


Figure 10.9 - Carte gîtologique de la Province de Grenville vers 1 Ga (d'après Gauthier et Chartrand, 2005).

Tableau 10.4 - Principaux gisements du Grenville (Canada et États-Unis). Les gisements les plus représentatifs sont replacés dans les trois périodes de l'orogène grenvillien.

Période	Type de gisement	Exemples
Anté-tectonique	SEDEX à Pb-Zn	Balmat-Edwards, New York (43 Mt à 9,4 % Zn), Cadieux (1,5 Mt à 5 % Zn)
	Zn oxydé	Franklin, New Jersey (20 Mt à 20 % Zn)
	BIF	Québec-Cartier, IOC, Wabush, Lac Bloom
Syn-magmatique	Anorthosite à titane ou vanadium	Lac Tio (Ti), McPie (Ti), Lac Saint-Jean
	Pegmatite à uranium	Bancroft, Johan Beetz
	Fer-oxydes	Kwujibo, Lyon Mountain
Post-tectonique	Or filonien	Calumet, Montauban

■ MÉTALLOGÉNIE DU GRENVILLIEN

La Province de Grenville (Sangster *et al.*, 1992; Gauthier et Chartrand, 2005) contient des gisements parmi les plus importants du nord-est de l'Amérique du Nord avec, en particulier, des gîtes de titane, de fer, et de métaux de base (figure 10.9; tableau 10.4). La Province de Grenville est composée de terrains d'âge archéen et protérozoïque (Rivers *et al.*, 2002); on peut y distinguer quatre courts cycles tectoniques : Elzévir (de 1250 à 1220 Ma), Shawinigan (de 1190 à 1140 Ma), Ottawa (de 1080 à 1020 Ma) et Rigolet (de 1000 à 980 Ma). Ces cycles sont les conséquences d'épisodes de collision arc-continent ou continent-continent, suivis par un effondrement gravitaire et un magmatisme anorogénique. La Province de Grenville présente donc un caractère pulsatif, et tant le magmatisme que les minéralisations y sont polyphasés.

Des gisements de fer de type BIF (lac Supérieur) sont repris dans l'orogène grenvillien; le métamorphisme et les plis provoquent des enrichissements qui en facilitent l'exploitation et le traitement. La zone centrale comprend des gneiss fortement déformés qui ont été recoupés à trois reprises par des massifs d'anorthosites anorogéniques (vers 1,64, 1,36, et 1,14 Ga); le plus récent comprend des gisements magmatiques de titane et fer de classe mondiale (Lac Tio, Lac Allard) et des ressources en nickel et cuivre.

Dans la ceinture métasédimentaire centrale, des roches carbonatées contiennent des gisements de plomb-zinc de type SEDEX qui présentent des caractères particuliers avec notamment l'apparition de silicates de zinc quand ils sont fortement métamorphisés; c'est le cas des gîtes de Balmat-Edwards, dans l'État de New York, et de Franklin-Furnace–Sterling Hill dans le New Jersey. Alors qu'on les rapprochait des gisements de type SEDEX, la présence des fluides hypersalins en inclusions à Balmat les apparente davantage aux gisements de type Mississippi Valley. Ils sont encaissés dans d'épaisses séries de carbonates marins, avec des niveaux évaporitiques à sulfates ou magnésite. La présence de willémitte dans les gisements du New Jersey et du Québec est caractéristique des gisements de zinc non sulfuré, et elle est reliée à des dépôts provenant de fluides de hautes températures dans un environnement oxydant, coexistant avec la magnétite à 300 °C.

La Province de Grenville renferme plusieurs gisements de type fer-oxydes, également caractéristiques de fluides chauds et oxydants : Lyon Mountain, dans l'État de New York, Kwyjibo au Québec). Enfin, de nombreuses pegmatites, avec des skarns et des filons de carbonates à uranium-thorium (Bancroft en Ontario), molybdène et terres rares, sont associées aux intrusions et au métamorphisme tardif.

10.2.4 Paléozoïque : l'Hercynien d'Europe

Les orogènes d'âge varisque sont connus sur toute la planète, notamment en Russie (Ouralides des monts Oural), en Asie (Tien-Shan des Altaïdes d'Asie centrale), et en Europe. L'Europe n'a pas toujours occupé la place subalterne qu'elle tient aujourd'hui dans l'exploitation des ressources minérales (voir l'introduction de l'ouvrage). Les minéralisations européennes sont pour l'essentiel phanérozoïques, les seules exceptions notables étant les gisements précambriens de Scandinavie, tels Kiruna, Boliden ou Outokumpu; elles relèvent de trois orogènes majeurs qui se succèdent au cours du Phanérozoïque :

- l'orogène calédonien, de 600 à 350 Ma avec un paroxysme vers 400 Ma, résultat de l'ouverture puis de la fermeture de l'océan Iapetus. C'est un orogène de type cordillère à marges actives très étalées dans le temps (de 430 à 360 Ma), zones en extension avec arcs

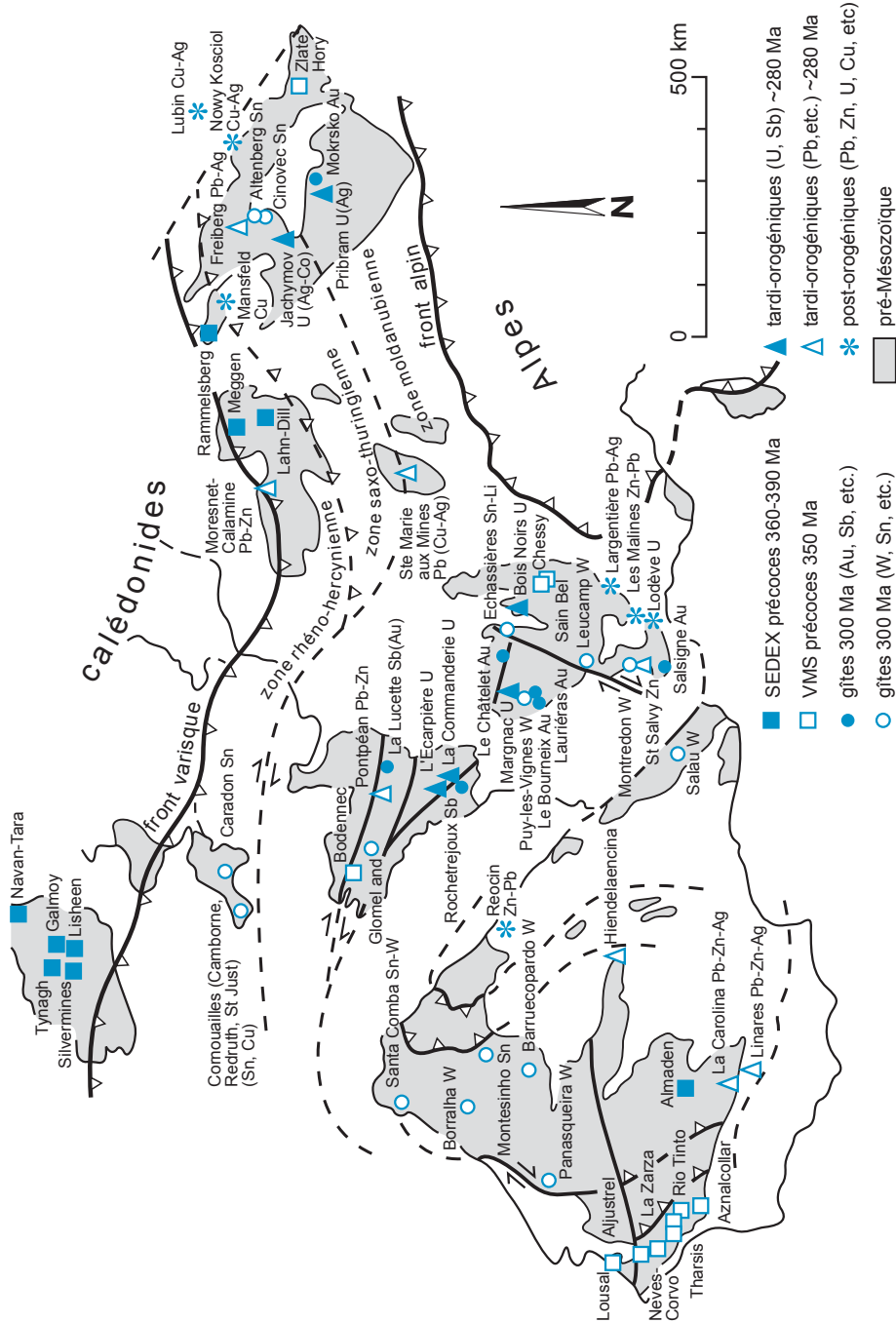


Figure 10.10 - Carte géologique simplifiée de l'Hercynien d'Europe occidentale. Les principaux gisements hercyniens sont représentés (and = andalousite) (d'après collectif, 1968-1970; collectif 1979-1987).

Tableau 10.5 - Principaux gisements hercyniens d'Europe de l'Ouest. Les gisements sont replacés dans l'évolution géodynamique de cette région lors de l'orogène hercynien. La plupart de ces gisements sont aujourd'hui fermés, à l'exception de gisements de Pologne, d'Irlande et de Neves-Corvo (Portugal). La hausse des cours des métaux redynamise cependant cette vieille région minière et des réouvertures sont faites ou annoncées, notamment dans la ceinture pyriteuse sud-ibérique. Les données représentent production plus réserves (d'après Béziat *et al.*, 1995; Bouchot *et al.*, 2005; Chauris et Marcoux, 1994; Marignac et Cuney, 1999; Rickard, 1999; et documents inédits). Les tonnages des SEDEX et des amas sulfurés de type VMS sont des millions de tonnes de minerai.

Événements géodynamiques	Période	Événements hydrothermaux	Type de gisements	Exemples de gisements
Distension post-Hercynien	250 à 180 Ma (Trias-Lias)	Lias	Stratiforme U	Lodève (17 kt U)
		Lias	Stratiforme et filonien F-Ba	Barytine : Chaillac (2,5 Mt), Pessens (1,5 Mt) Fluorine : Courcelles-Fremoy (1 Mt), Antully (1,4 Mt), Langeac (1,1 Mt)
Extension post-orogénique	300 à 250 Ma (Stéphanien-Permien)	Thuringien-Trias (entre 256 et 220 Ma)	Cu dans schistes noirs (kupferschiefer)	Lubin-Nowy Kosciol (> 52 Mt Cu; Ag), Mansfeld (1,5 Mt Cu)
		Permien (295-250 Ma)	Enrichissement U de grès (Lodève)	aucun
		Permien (295-250 Ma)	Filons et épisyérites uranifères, filons (U, Ni, Co, Bi, Ag)	Přibram (41,9 kt U), Jachymov (6,85 kt U), Bois-Noirs (6,3 kt U), Margnac-La Crouzille (14 kt U), Écarpière (2,3 kt U), La Commanderie (2,4 kt U), Le Bernardan (6,55 kt U)
		Stéphanien-Autunien (300-265 Ma)	Filons et gîtes Pb-Zn-Ag	Freiberg (14 Mt Pb+Zn; Ag), Moresnet (> 0,5 Mt Zn), Saint-Salvy (0,35 Mt Zn), Pontpéan (0,18 Mt Pb+Zn), Sainte-Marie-aux-Mines (0,1 Mt Pb)
Compression 2 : hypercollision continent-continent (néovarisque)	330 à 300 Ma (Namurien à Stéphanien, « Silésien »)	Namurien à Stéphanien « Silésien » (310 à 300 Ma dans le Massif central français)	Gîtes filoniens à Au, Au (Sb), et Sb (Au)	Or : Salsigne (120 t), Le Bourmeix (14 t), Laurières (10 t), Cheni (8 t), Le Châtelet (14 t), La Bellière (10 t), Moks kro (110 t) Antimoine (et or) : La Lucette (42 kt Sb, 8t Au) Sb : Rochetréjoux (18 kt Sb)
			Gîtes à Sn-W-Li-métaux rares	Panasqueira (1,6 Mt WO ₃), Altenberg-Cinovec (> 200 kt Sn), Leucamp-Engualès (7 kt W), Échassières (3 kt W, 25 kt Sn, 100 kt Li, 5 kt Nb-Ta), Borralha (> 10 kt W), Cornouailles (> 150 kt Sn; Cu, etc.), Salau (13 kt W), Montredon (9,3 kt W)
Compression 1 : fermeture océan (mésovarisque)	410 à 330 Ma (Dévonien-Carbonifère moyen)	Viséen-Namurien inférieur (~350-325 Ma)	granites peralumineux uranifères	Aucun gisement notable
		Dinantien (~350 Ma)	SEDEX Pb-Zn-Ag en plates-formes carbonatées	Navan-Tara (95,3 Mt), Lisheen (22,5 Mt), Galmoy (10 Mt), Silvermines (17,7 Mt)
		Famennien-Dinantien (350-356 Ma)	amas sulfurés type VMS à Zn-Cu-Pb-Ag	Rio Tinto (335 Mt), Neves Corvo (270 Mt), Aljustrel (250 Mt), La Zarza (164 Mt), Tharsis (110 Mt), Sain Bel (20 Mt), Chessy (6 Mt), Bodennec (7 Mt), Zlate Hory (30 Mt)
		Dévonien moyen	SEDEX Fe	Lahn Dill (~40 Mt Fe)
		Dévonien moyen ~385 Ma	SEDEX Pb-Zn-Cu	Meggen (40 Mt), Rammelsberg (30 Mt)
Extension pré-collision (éovarisque)	540 à 410 Ma (Cambrien-Silurien)	Ordovicien à Silurien	SEDEX Zn-Pb	Pierrefitte - Arrens (4 Mt)
		Cambrien	SEDEX Pb-Zn	Petits indices en Montagne Noire (France)

volcaniques, et fosses. On y connaît quelques grands gisements plombo-zincifères de type VMS et SEDEX développés au stade précollisionnel sur les marges continentales comme Lökken et Stekenjokk en Norvège, et des gisements de plomb dans les grès (Laisvall, Suède : 60 Mt de minerai à 3,9 % Pb et 0,3 % Zn);

- l'orogène varisque (plus ou moins synonyme d'Hercynien, à connotation plus chronologique), se déroule entre 350 et 250 Ma avec un paroxysme vers 300 Ma, conséquence de la fermeture de l'océan Téthys, précurseur de la Méditerranée. Sur le plan métallogénique, c'est l'orogène majeur en Europe du Sud (figure 10.10; tableau 10.5). Il voit l'apparition de

minéralisations variées : amas sulfurés de type VMS et SEDEX, filons à or, étain, tungstène, plomb-zinc-argent, uranium, ou antimoine. Son histoire métallogénique débute au Dévonien par des gisements SEDEX à plomb-zinc et argent, et se clôt au Permien par les dépôts à cuivre-argent du Kupferschiefer;

- l'orogène alpin débute au Crétacé et se poursuit actuellement, avec une activité maximale vers 40 Ma. C'est un orogène de collision, né du rapprochement de la plaque africaine avec la plaque eurasiennne, responsable entre autres de l'activité volcanique méditerranéenne. À partir du Miocène, il développe des zones de subduction à l'origine de gisements porphyriques et épithermaux à cuivre-or-argent (Baia Mare et Rosia Poieni en Roumanie, Chelopech en Bulgarie, Bor en Serbie, Banská Štiavnica en Slovaquie, etc.), des rifts obductés porteurs de VMS à cuivre-zinc (Chypre), et de chromitites (Albanie, Grèce). Cependant, sauf quelques exceptions, ces gisements alpins sont, d'un point de vue économique, moins importants que les gisements hercyniens.

■ ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE ET MÉTALLOGÉNIQUE VARISQUE

La province hercynienne ouest-européenne s'étend sur près de 3000 km depuis les massifs sud-ibériques jusqu'aux monts Sudètes de Pologne, englobant les massifs anciens français (Massif central et Massif armoricain, Vosges, Maures, etc.), la Forêt-Noire et le Harz d'Allemagne, les Ardennes belges, et les massifs de Bohême qui hébergent notamment les célèbres monts métallifères (Erzgebirge ou Rudny Hory). La chaîne hercynienne du Maroc en constitue le prolongement vers le sud-ouest.

On distingue habituellement quatre stades dans le déroulement de l'orogénèse varisque ouest-européenne (Marignac et Cuney, 1999).

- **Le stade pré-collision éovarisque** du Cambrien au Silurien (de 540 à 410 Ma). Il prépare l'orogène par une fragmentation et un début de rifting de la croûte du nord-Gondwana. Sur les marges passives, ce phénomène s'accompagne d'une métallogenèse discrète à SEDEX avec quelques concentrations en Montagne noire et dans les Pyrénées (France). En Espagne, les minéralisations en mercure d'Almadén, les plus importantes du monde, sont associées à des diatrèmes de basalte alcalin mis en place dans un bassin de shales noirs siluro-dévonien (Hernandez *et al.*, 1999).
- **Le stade de collision principale mésovarisque** (Dévonien à Carbonifère inférieur, entre 410 et 330 Ma). Il façonne des nappes d'échelle crustale et met en place à grande profondeur des granites peralumineux de type collision, sources des futures minéralisations uranifères. À ce stade, des bassins en transtension s'individualisent le long de grandes zones en décrochement jalonnant des marges continentales, et ponctuées de volcanisme bimodal (les « spilites-kératophyres », équivalent du couple roches mafiques albitisées-rhyolites). Au Dévono-Dinantien, ce volcanisme sous-marin est associé à un hydrothermalisme majeur source de nombreux amas de sulfures massifs de type VMS dans la zone centrale de l'orogène depuis la Tchéquie (Zlate Hory) jusqu'en Sud-Ibérie en passant par la France (Chessy, Sain Bel, Bodennec). Cet hydrothermalisme culmine dans la province sud-ibérique (entre 356 et 350 Ma) où il construit les amas de Rio Tinto, Neves Corvo, Tharsis, La Zarza etc., structurant la plus lourde ceinture d'amas sulfurés au monde (plus de 1,8 Gt de sulfures; Leistel *et al.*, 1998). Le site géodynamique de cette ceinture reste débattu, mais l'hypothèse la plus vraisemblable retient une position intra-arc (Onézime *et al.*, 2003). Cet hydrothermalisme s'étend jusqu'au Maroc actuel où il est à l'origine des amas sulfu-

rés à pyrrhotite-sphalérite-chalcopyrite-(galène) des Jebilet-Guemassa (Hajar, Kettara et Draa Sfar, daté à 331 Ma; Marcoux *et al.*, 2008). En zone externe de l'orogène, dans les avant-arcs, des SEDEX apparaissent sur les plates-formes carbonatées dès le Dévonien moyen, en Irlande (gisements de Navan, Lisheen, etc.) et en Allemagne (Meggen et Rammelsberg, vers 400 Ma et Lahn-Dill).

- **Le stade d'hypercollision néovarisque**, de 330 à 295 Ma, fait suite au stade de compression. Il s'agit d'une collision continent-continent qui culmine vers 300 Ma et au cours de laquelle on passe progressivement d'un régime de compression avec épaissement crustal (Viséen), à un régime d'extension de type *Basin and Range* (Stéphanien supérieur-Permien inférieur), traduisant un processus de délamination lithosphérique. Du Namurien au Stéphanien inférieur (de 330 à 300 Ma), des systèmes hydrothermaux à or et antimoine, et des systèmes magmatiques-hydrothermaux à étain-tungstène et métaux rares (Li, Be, Ta, Nb)

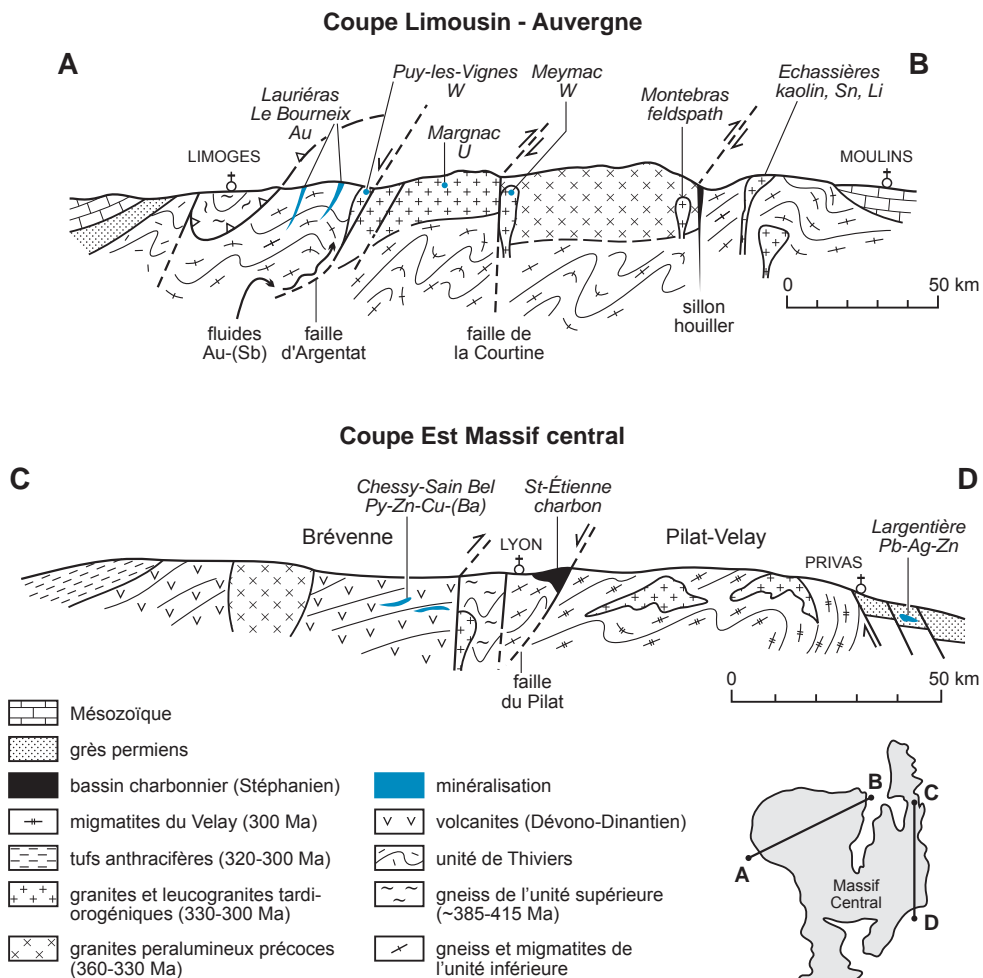


Figure 10.11 - Coupe simplifiée du Massif central français à la fin des temps hercyniens avec position des principales ressources minérales (géologie d'après M. Faure *et al.*, 2004).

créent des gisements. Ces deux types sont issus de magmas spécialisés résultant de la granulitisation de la croûte inférieure vers 300+/-15 Ma, et de circulations de fluides profonds.

Dans le Massif central français (figure 10.11), ces deux systèmes sont synchrones et actifs pendant un laps de temps assez bref, entre 310 Ma et 300 Ma, connu sous le nom de pic « or 300 » (Bouchot *et al.*, 1997). Les leucogranites à métaux rares riches en étain et tungstène résultent d'un fractionnement poussé d'un magma riche en fluor. Les circulations hydrothermales associées, de faible ampleur (moins de 10 km sur 10 km), génèrent, entre 312 et 302 Ma, des gisements de tungstène et d'étain comme Leucamp-Engualès et Échassières (308 Ma, Cheillett *et al.*, 1992).

Les circulations fluides à or +/- antimoine sont de grande ampleur (plus de 100 km sur 10 km pour une profondeur dépassant 30 km) et minéralisent des systèmes complexes de zones de cisaillement mylonitiques réactivées. Elles permettent la formation en profondeur (jusqu'à 15 km) de minéralisations à arsénopyrite aurifère (Marcoux *et al.*, 1989), comme le gisement du Châtelet (Creuse), et des filons quartzeux à or natif en Limousin (Le Bourneix, Laurières, Cheni, etc.) (Bonnemaison et Marcoux, 1990; Bouchot *et al.*, 1997). Malgré sa morphologie essentiellement stratoïde, le grand gisement aurifère de Salsigne (production de 120 t d'or) relève d'une métasomatose épigénétique westphalienne de grès cambriens et de carbonates cambriens à dévoniens attachée à ce même événement (cf. figure 8.12). Dans le Massif armoricain, le filon à stibine et or de la Lucette (Mayenne) a produit 40 kt d'antimoine et plus de 8 t d'or, et remonte très probablement aussi à cette période.

Des intrusions granitiques similaires sont présentes dans le Massif de Bohême. Les granites très différenciés y sont communs et développent des minéralisations plus polymétalliques à Sn-W-Mo-As-Cu particulièrement dans l'Erzgebirge (gisements de Cinovec-Zinnwald, Sadisdorf, Lauterbach; Tischendorf et Forster, 1990; Seifert et Sandmann, 2006). Des granites sont à l'origine, en Sud-Ibérie, des gisements de tungstène-étain de Panasqueira, Borralha, Montesinho, et, en Angleterre, des gisements d'étain des Cornouailles (Camborne, Redruth, Saint-Just, etc.). Au Maroc central (Tighza), des granites similaires, mais un peu plus jeunes (291 à 286 Ma; Nerci, 2006) sont responsables de minéralisations tungstifères et aurifères périgranitiques.

Le contexte d'extension lié à la distension du Permien (de 295 à 245 Ma) s'accompagne de circulations hydrothermales à l'origine d'importantes minéralisations à plomb-zinc-argent : filons de Saint-Salvy, Pontpéan, Pontgibaud, Peyrebrune en France, Freiberg-Annaberg en Allemagne, Moresnet en Belgique. Des fluides uranifères accompagnés de Bi, Co, Ni et Ag leur succèdent. Ils constituent, surtout en Bohême, des filons « mixtes » porteurs d'une paragenèse U-Bi-Co-Ni-Ag très complexe (Příbram, Jachymov, partiellement le district de Freiberg) qui se retrouve jusqu'aux Vosges (Sainte-Marie-aux-Mines). Dans le Massif central et le Massif armoricain, les fluides uranifères conduisent à des dépôts distincts des minéralisations à plomb-zinc : filons des Bois-Noirs, de Margnac-la Crouzille, de l'Écarpière et de la Commanderie, épiysénite du Bernardan, etc.

- **Le stade post-orogénique** qui s'étend au cours du Permien, de 295 à 245 Ma, est marqué par un contexte d'extension avec développement de vastes bassins épicontinentaux. L'histoire métallogénique est dominée par les dépôts à cuivre-argent dans les schistes noirs anoxiques du Kupferschiefer (gisements de Lubin et Nowy Kosciel en Pologne, de Mansfeld en Allemagne), en liaison avec la transgression de la mer du Zechstein. La genèse de ces gîtes diagénétiques coïncés entre le Permien inférieur (Rotliegendes) et les

red beds continentaux du Permien supérieur reste débattue (Oszczepalski, 1999). Ils peuvent s'être formés lors de la diagenèse précoce ou tardive du Kupferschiefer dans le bassin permo-triasique, soit entre 256 et 220 Ma. Ils concrétiseraient une lente migration latérale de fluides de bassin riches en métaux.

La distension du Trias-Lias qui ouvre l'Atlantique Nord fissure le bâti et introduit dans la lithosphère des flux thermiques modérés qui induisent de vastes circulations de fluides hydrothermaux. Ces derniers sont à l'origine de la province fluo-barytique qui s'étend des Appalaches à l'Erzgebirge, avec de nombreux gisements dans le Massif central français (Chaillac, Courcelles-Fremoy, Langeac, etc.), l'Allemagne et l'Angleterre (Pennines). Les gisements d'uranium sédimentaire (Lodève) résultent d'une remobilisation au Lias de l'uranium contenu dans les grès et autres sédiments clastiques riches en matière organique du Permien. Enfin des minéralisations à zinc, plomb et argent de type Mississippi Valley (Largentière, Les Malines, etc.) apparaissent sur les marges du Massif central français probablement au Trias et/ou au Lias.

10.2.5 Mésozoïque : l'Ouest américain

Le rêve américain s'est construit sur l'idée de frontière, celle qui est associée à la conquête de l'Ouest; au XIX^e siècle, ce sont les ressources, agricoles et minières, qui ont attisé la conquête progressive des terres. L'Ouest américain est effectivement une province très riche en minéralisations de divers types (figure 10.12; tableau 10.6).

Son histoire géologique est celle d'un craton qui se construit par accrétiens successives d'arcs lors d'interactions avec l'océan Pacifique. Le continent nord-américain contient des noyaux parmi les terrains les plus anciens de la planète (4,28 Ga au Québec). Aux États-Unis, ils montrent peu de minéralisations, à l'exception des niveaux de platinoïdes associés au complexe igné lité de Stillwater (Montana), mis en place vers 2,7 Ga.

Vers 1,7 Ga, la région ressemblait sans doute à l'Asie du Sud-Est, avec un craton archéen à protérozoïque inférieur et des arcs insulaires. Au Protérozoïque moyen, à partir de 1,6 Ga, ces arcs s'agglomèrent progressivement. Sur ces marges actives se déposent des gisements exhalatifs importants : c'est en particulier le cas de l'amas sulfuré volcanogène à Cu-Zn-Au de Jerome (Arizona), et du gisement SEDEX à Pb-Zn-Ag de Sullivan (Colombie-Britannique) (Lydon *et al.*, 2000) riche de 162 Mt à 6,5 % Pb, 5,6 % Zn, et 67 g/t Ag, exploitée entre 1892 et 1991. Sullivan s'est déposé vers 1,45 Ga dans un bassin intracratonique lacustre ou marin, associé à des intrusions mafiques. Le bassin de Belt-Purcell, entre 1362 et 1469 Ma (sud-ouest du Canada et nord-ouest des États-Unis), est rempli par une séquence terrigène avec des basaltes porteurs de gisements de cuivre (Spar Lake, Montana).

À partir de 1,2 Ga, l'orogène de Grenville se développe sur les flancs est et sud du craton et, vers 1,1 Ga, l'Amérique du Nord intègre le supercontinent Rodinia. La marge passive de l'Amérique du Nord se forme du côté ouest à la fin du Protérozoïque, vers 650 Ma, lors d'une phase de rift qui découpe le supercontinent Rodinia. Une sédimentation détritico-siliceuse se développe alors dans le bassin, suivie par des argiles et des calcaires : ces sédiments de plateforme constituent les fameux gradins du Grand Canyon du Colorado. Du Cambrien au Dévonien, la région est marquée par une sédimentation carbonatée de plateforme, tandis que des dépôts terrigènes fins se déposent sur la pente continentale. Une subduction se développe au milieu du Paléozoïque depuis le Pacifique. Un arc volcanique, apparu à la fin du Dévonien, entre ensuite en collision avec la marge passive avant de se fragmenter au Carbonifère, à la faveur de subductions tantôt

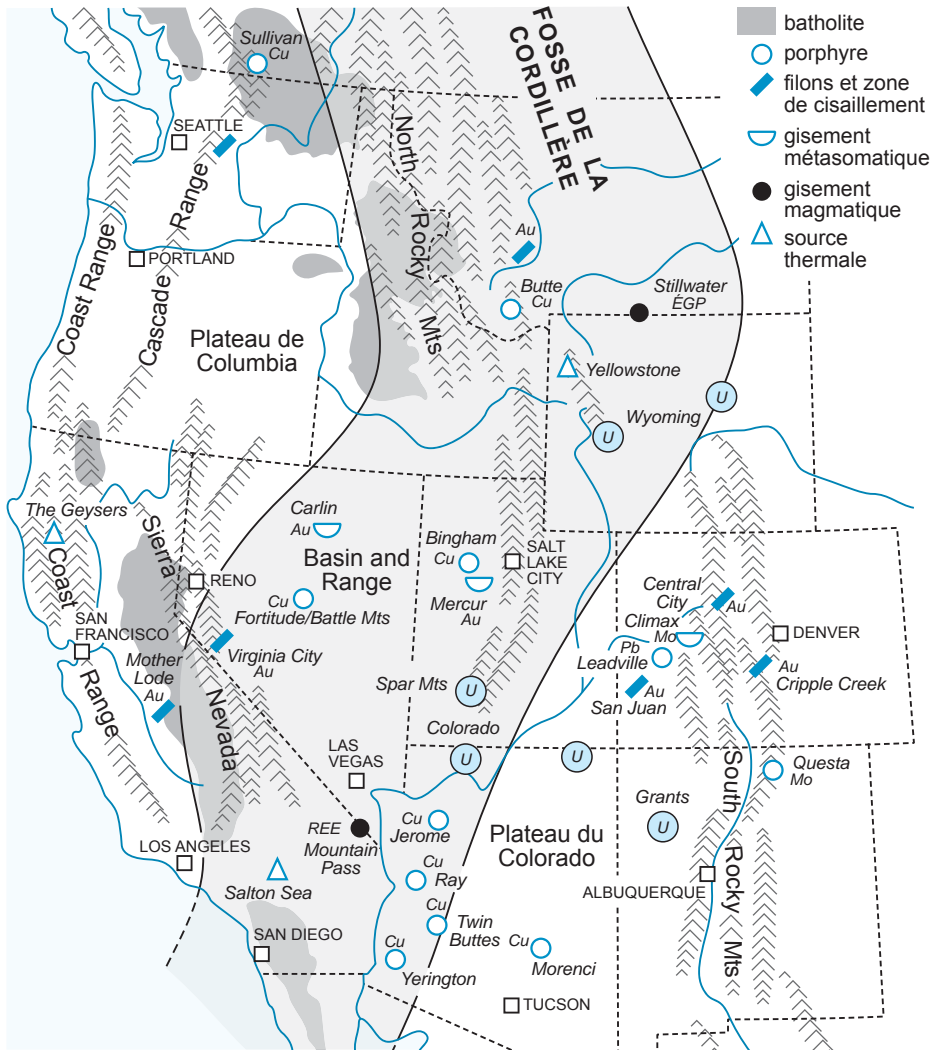


Figure 10.12 - Carte géologique simplifiée de la Cordillère ouest-américaine, avec position des grands districts à métaux de base, métaux précieux, uranium, et grands systèmes géothermiques actuels.

vers l'est ou vers l'ouest. Cette collision a édifié l'orogène Antler, dont les chevauchements jouent un rôle important dans le district aurifère de Carlin, notamment celui de Roberts Mountain.

La collision avec le Gondwana intervient à la fin du Paléozoïque : une nouvelle subduction se développe toujours du côté Pacifique, avec la formation des terrains de Stikinia-Quesnellia, dans le Yukon. Un autre arc, celui de Quesnell, s'édifie au Pennsylvanien. Au temps des orogènes hercynienne et appalachienne, les montagnes d'Ouachita-Marathon forment, dans le sud-est du continent américain, un autre orogène qui réunit différents blocs et voit s'élever les Rocheuses ancestrales. L'arc de Quesnell se ferme à l'ouest, tandis qu'une subduction vers l'est se développe au sud de la Californie. À la fin du Permien, plusieurs collisions d'arc produisent l'orogène Sonoma.

Tableau 10.6 - Principaux gisements et gisements représentatifs de l'Ouest-américain. Les tonnages (production + réserves) sont indiqués en millions de tonnes (Mt) et en teneurs moyennes. Ces chiffres sont indicatifs, les sources consultées donnant des chiffres parfois différents. Ils sont de plus susceptibles d'évolutions pour les gisements en exploitation, les tonnages de réserves augmentant lors de découvertes d'extensions des gisements, et les teneurs de coupure étant revues en cas de variations notables des cours, ce qui entraîne une variation des tonnages de réserves et des teneurs moyennes (d'après des sources multiples).

Gisement	Localisation	Type	Tonnage	Âge (Ma)
Ray	Arizona	porphyre cuprifère	1700 Mt à 0,4-0,6 % Cu	fin Crétacé
Twin Buttes	Arizona	porphyre cuprifère	6 Mt Cu; 128 Mt Mo	Éocène
Yerington	Arizona	porphyre cuprifère	1162 Mt à 0,4 % Cu	Jurassique
San Manuel-Kalamazou	Arizona	porphyre cuprifère	1393 Mt à 0,63 % Cu	70
Jerome	Arizona	VMS	1,63 Mt Cu; 1,1 Mt Zn; 1500 t Ag; 61 t Au	Paléoproterozoïque
Mother Lode	Californie	or mésothermal et placers	> 1500 t	108-27
Island Valley	Colombie-Britannique	porphyre cuprifère	345 Mt à 9,42 % Cu, 0,02 % Mo, 0,19 g/t Au	174
Ajax (Iron Mask)	Colombie-Britannique	porphyre cuprifère	201 Mt à 0,006 % Mo	50
Afton	Colombie-Britannique	porphyre cuprifère	21,6 Mt à 1 % Cu	207
Sullivan	Colombie-Britannique	SEDEX	162 Mt à 6,5 % Pb, 5,6 % Zn et 67 g/t Ag	1470
Cripple Creek	Colorado	épithermal	710 t Au et 90 t Ag	30
Leadville	Colorado	mantos	24 Mt à 4,2 % Pb, 3 % Zn, 0,2 % Cu, 3,7 g/t Au et 320 g/t Ag	Mississippien supérieur ou plus récent
Climax	Colorado	porphyre à molybdène	907 Mt à 0,24 % Mo	30
Anderson	Colorado	porphyre à molybdène	727 Mt à 0,17 % Mo	28
San Juan	Colorado-Utah	uranium dans grès	450 kt U	Éocène
Cœur d'Alene	Idaho	filons	34 kt Ag; 8 Mt Pb; 3 Mt Zn; 170 kt Cu; 16 t Au	fin Crétacé
Stillwater	Montana	magmatique	50 Mt à 18 g/t ÉGP	2700
Butte	Montana	porphyre cuprifère et épithermal	2083 Mt à 0,85 % Cu	63
Battle Mountain (district)	Nevada	épithermal	120 Mt à 120 g/t Ag et 2,2 g/t Au	Éocène
Virginia City (Comstock Lode)	Nevada	épithermal	238 t Au, 5475 t Ag	13,5
Carlin (district)	Nevada	or disséminé	5643 t (1910 t produites et réserves de 3733 t); res- sources inférées estimées entre 3000 et 6200 t Au	Éocène (36-42)
Fortitude-Midas	Nevada	skarn	14,5 Mt à 5,14 g/t Au et 29,8 g/t Ag	21
Questa	Nouveau-Mexique	porphyre à molybdène	277 Mt à 0,14 % Mo	25
Grants (bassin)	Nouveau-Mexique	uranium dans grès	170 kt U ₃ O ₈ à 0,3 %; 160 kt V	Jurassique
Mercur	Utah	or disséminé	147 t Au à 4 g/t	150
Bingham	Utah	porphyre cuprifère	2038 Mt à 0,78 % Cu, 0,03 % Mo, 0,29 g/t Au	38
Spor Mountain	Utah	tufs hydrothermalisés	5,5 t à 0,69 % BeO	< 21
Wyoming (districts)	Wyoming	uranium dans grès	212 kt U	Oligocène

La construction de la cordillère américaine s'amorce au Jurassique, tandis que la sédimentation de marge passive s'achève sur celle du craton nord-américain. La subduction de la plaque Farallon sous le continent, du Trias au début du Crétacé, produit des zones d'extension. À l'occasion d'une réorganisation des plaques, des fragments de microcontinents sont progressivement accrétés au Mésozoïque pour former le Mexique et la Californie avec, à la fin du Trias, l'individualisation d'un arc de cordillère et d'un bassin d'arrière-arc situé au-dessus des anciens terrains des orogènes Antler et Sonoma. Une première phase de minéralisations plutono-volcaniques apparaît dès le Jurassique au sein des arcs accrétés dans le sud de la Cordillère canadienne : ce sont des porphyres à cuivre et molybdène portés par des granodiorites et des monzonites (Highland Valley, Shaft Creek, Kemess, Gibraltar, Fish Lake en Colombie-Britannique), et des gîtes épithermaux neutres (Lawyers). Plus au sud, c'est une époque tectonique majeure avec des remontées de terrains accrétés et chevauchements (Nevada), volcanisme d'arc, et grands cisaillements (dont

celui de Mojave). Le cisaillement à or du Mother Lode d'âge jurassique marque l'accrétion des *Sierra Nevada Foothills* au continent, en Californie. Il a produit plus de 800 tonnes d'or. À la fin du Jurassique, l'orogène Nevada en pleine activité provoque des chevauchements et des rifts dont témoignent les fragments d'ophiolites de Californie du Nord et d'Oregon.

Du Crétacé à l'Éocène, l'orogène Laramide va affecter tout l'ouest de l'Amérique du Nord. Il débute par l'accrétion du plateau océanique de Wrangellia dans le sud de la cordillère canadienne. Ensuite, la plaque américaine et la plaque Pacifique entrent en collision frontale et édifient un nouvel arc : c'est le début de l'orogène Sevier qui va faire disparaître la mer qui s'étendait alors du golfe du Mexique jusqu'aux régions arctiques. D'intenses périodes de subductions rapides génèrent volcanisme et intrusions de complexes batholitiques. L'arc se déplace vers l'est, et la plaque Pacifique vers le nord-est, dans une collision oblique qui marque la culmination de l'orogène Sevier. À la fin du Crétacé, ces arcs amorcent une migration vers le nord le long de la marge de la cordillère et de la paléofaille de San Andrés. L'orogène Laramide marque le paysage à l'Éocène et la remontée des montagnes Rocheuses se produit à l'Oligocène, amenant un important magmatisme et l'apparition d'un nouvel arc, dans les Cascades.

Cette période Laramide est la plus importante pour les minéralisations. Elle est marquée par de très nombreux systèmes porphyriques, des minéralisations disséminées, des skarns, des filons et des mantos. Parmi les porphyres les plus importants, certains sont précoces, antérieurs à 100 Ma, comme Yerington et Ely (daté à 111 Ma), au Nevada, et Bisbee (130 Ma) en Arizona. Entre 80 Ma et 60 Ma apparaissent les grands systèmes porphyriques à cuivre de l'Arizona : Bagdad, Globe-Miami, Ray, San Manuel Kalamazoo, Pima-Mission, Twin Buttes, Sierrita Esperanza, Morenci, mais aussi Butte (62,8 Ma) au Montana. Bingham est plus récent (37 Ma). Des mantos, souvent très complexes, se développent en relation avec ce magmatisme, comme les gîtes de Pb-Zn-Ag de Leadville (Colorado) et de Tintic (Utah), avec or et cuivre. Dans les années 1970, Tintic fut un important gisement d'halloysite.

Le district de Cœur d'Alene (Idaho) est un ensemble de minéralisations de plomb, zinc et argent, associé à une grande zone de décrochement, qui correspond sans doute à la superposition de deux phases minéralisées (Gott et Cathrall, 1980; Leach *et al.*, 1998) : des gisements du Protérozoïque supérieur (type Bunker Hill), déformés et métamorphisés, et des gisements fin-Crétacé à Ag-Cu-Sb avec tétraédrite abondante. Ces deux systèmes n'auraient pas de connexion directe avec des plutons. La mine Sunshine a été la plus riche (plus de 10 kt d'argent produites), avec des veines dans des argiles précambriennes lessivées.

Au Jurassique et au Crétacé, les gisements d'uranium dans les grès sont le plus souvent polyphasés et résultent du lessivage des volcanites (Rackley, 1976; Dahlkamp 1993). Les principaux districts sont ceux du plateau du Colorado (42 kt U), avec notamment le gîte à carnotite d'Uravan (Colorado), du bassin de San Juan au Nouveau-Mexique (Laguna et Ambrosia Lake) (450 kt U), et le district du Wyoming (212 kt U), avec le bassin de Powder River. Au cours de ces dernières années, ils ont été la principale source d'uranium des États-Unis.

La subduction cesse ensuite. Deux explications ont été proposées : soit l'intervention d'un décrochement extrême, soit l'existence d'une subduction plate qui permet une déformation s'étendant profondément à l'intérieur des terres. Avec l'individualisation de la faille de San Andreas, le *Basin and Range* se développe au Miocène avec un taux d'extension très important. Les porphyres laramides à cuivre-molybdène sont basculés, tandis que se mettent en place de nouveaux porphyres à molybdène associés au rift du Rio Grande entre 40 et 15 Ma au Colorado et au Nouveau-Mexique : Henderson-Urad, Climax, Mount Emmons, Questa, etc. Ces minéralisations sont

également contemporaines du dépôt des gisements de type Carlin, surtout développés au Nevada (Carlin, Meikle, Gold Quarry, Goldstrike-Betze-Post, etc.).

Le volcanisme cénozoïque (de 30 à 15 Ma) s'accompagne de la mise en place d'un grand nombre de minéralisations filoniennes parfois très riches en or et argent, responsables de la ruée vers l'or de 1848. Parmi les plus importants figurent les gîtes de Round Mountain (Nevada), de Cripple Creek, des San Juan Mountains (Creede, Summitville), ou de Comstock Lode (Virginia City) dans le Colorado. Le point chaud de Yellowstone génère un volcanisme rhyolitique responsable de minéralisations épithermales à or et argent. À la même époque, au Mexique, se mettent en place les grands districts épithermaux neutres à argent dominant, tels que Pachuca ou Tayoltita. Les minéralisations épithermales continuent de se déposer aujourd'hui dans plusieurs champs géothermaux (Nevada, Wyoming, Washington, Oregon, Californie, etc.) associées au volcanisme d'arc, en particulier dans la chaîne des Cascades.

10.2.6 Cénozoïque à Actuel : l'Ouest Pacifique

Les arcs magmatiques cénozoïques du Sud-Est asiatique et de l'Ouest Pacifique dessinent une bordure complexe et très active de plus de 17 000 km le long des continents asiatique et australien, du Japon à la Papouasie-Nouvelle-Guinée et au Myanmar vers le nord-ouest. On dénombre une vingtaine d'arcs magmatiques majeurs et d'autres plus modestes.

Cette chaîne volcanoplutonique recèle plus de 160 gisements d'or et de cuivre importants, de types porphyrique, épithermal, skarn, ou disséminé de type Carlin, parmi lesquels le porphyre cuprifère et aurifère de Grasberg, l'un des plus grands gisements d'or de la planète avec 2560 tonnes contenues, Panguna, le district de Lepanto aux Philippines, les grands gisements épithermaux d'or de Porgera, Hishikari, Pongkor, etc. (figure 10.13; tableau 10.7). Les gisements polymétalliques de type VMS du Japon, les Kurokos, sont d'intérêt économique plus restreint. On estime à 15 000 t d'or et à 115 Mt de cuivre le total (production + réserves) de cette région, l'essentiel de ces métaux étant dans les gisements porphyriques (8742 t Au et 97,1 Mt Cu) (Garwin *et al.*, 2005).

■ ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

Les arcs se sont édifiés au Cénozoïque moyen et supérieur (de 25 à 1 Ma) sur une croûte continentale et océanique. Les géométries des segments individuels d'arcs sont très complexes. Nous nous bornerons ici à donner les grandes lignes de l'évolution géodynamique de cette région et à analyser sa liaison avec la formation des grands gisements.

Trois épisodes géodynamiques majeurs réorganisent l'agencement des plaques à 45 Ma, 25 Ma et 5 Ma pour donner à la région sa configuration actuelle (Garwin *et al.*, 2005).

À l'Éocène (45 Ma), les plaques indienne et australienne deviennent solidaires avec pour conséquence un déplacement des zones d'accrétion. La proto-mer de Chine amorce une subduction vers le sud-ouest, ce qui provoque la formation d'un arc volcanique à Bornéo et dans le nord-est, vers Luzon (Hazebroek et Tan, 1993). Le volcanisme de Sumatra à Sulawesi s'affirme beaucoup plus nettement, et le fossé de Java se raccorde à la zone de subduction de l'Est Philippines.

À l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur (vers 25 Ma) se produit un autre changement majeur. La collision arc-continent en Nouvelle-Guinée septentrionale, combinée à la collision du plateau Ontong-Java avec l'arc mélanésien, arrête la subduction sous les arcs de Caroline du Sud et de

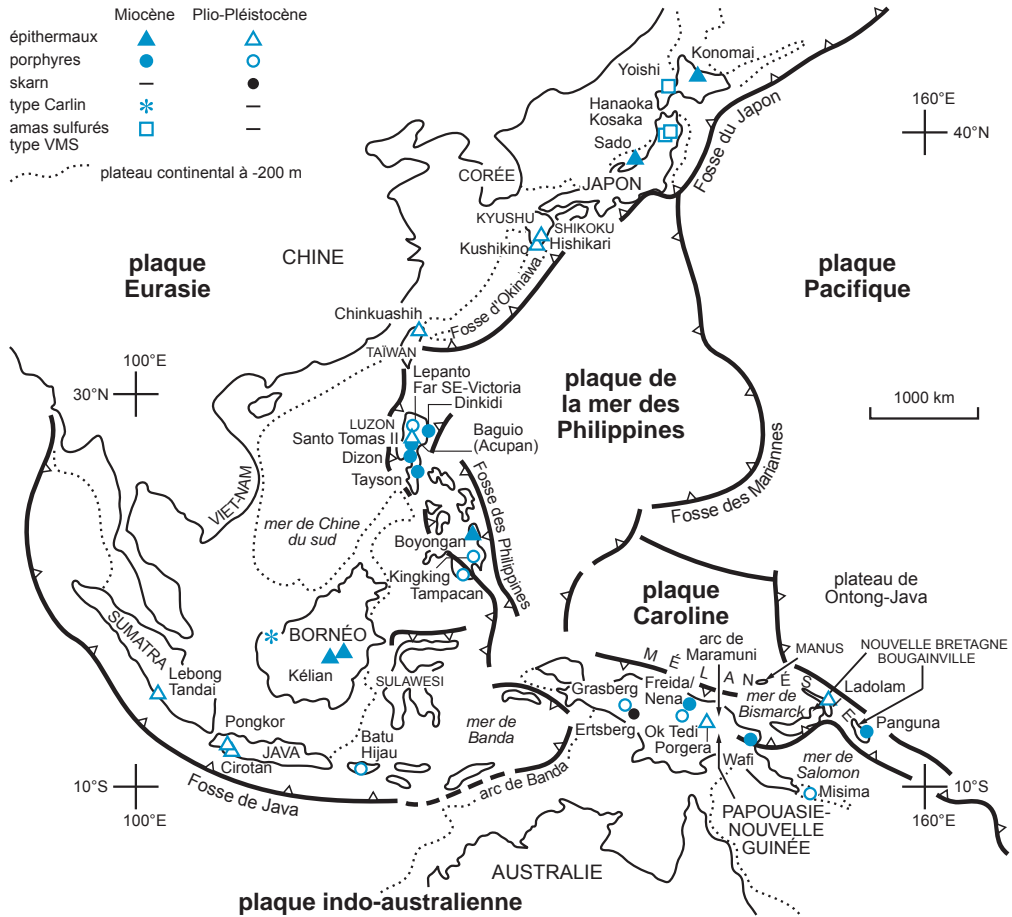


Figure 10.13 - Métallogénie simplifiée de l'Ouest-Pacifique. Les minéralisations figurées sont liées aux phénomènes magmatiques associés aux subductions depuis le Miocène. Pour une meilleure lisibilité, seuls les gisements les plus importants ont été reportés.

Mélanésie. Les plus anciens gisements d'or et d'argent connus dans l'Ouest Pacifique se forment durant cet épisode en Nouvelle-Bretagne, au-dessus de la jonction des arcs de Caroline du Sud et de Mélanésie. La subduction de la plaque Pacifique le long du fossé des Tonga-Kermadec se réalise au cours du Miocène inférieur et moyen (de 20 à 15 Ma), de même que la subduction de la mer de Salomon, formant l'arc de Maramuni en Nouvelle-Guinée orientale.

Du Pliocène jusqu'à l'Actuel, on observe, dès 5 Ma, d'importants changements dans les mouvements de plaques et leurs limites. Des collisions arc-continent s'amorcent, notamment dans la mer de Banda, entre l'arc de Banda et la marge nord-australienne, et à Taïwan, entre l'arc de Luzon et la marge asiatique. Le pôle de rotation des Philippines se déplace vers sa position actuelle, et une nouvelle subduction vers l'ouest débute dans la fosse des Philippines. Elle se poursuit toujours actuellement.

Tableau 10.7 - Principaux gisements et gisements représentatifs formés dans l'Ouest-Pacifique depuis le Miocène inférieur. Les tonnages (production + réserves) sont indiqués en millions de tonnes (Mt) et en teneurs moyennes. Ces chiffres sont indicatifs, les sources consultées donnant des chiffres parfois différents. Ils sont de plus susceptibles d'évolutions pour les gisements en exploitation, les tonnages de réserves augmentant lors de découvertes d'extensions des gisements, et les teneurs de coupure étant revues en cas de variations notables des cours, ce qui entraîne une variation des tonnages de réserves et des teneurs moyennes. PNG = Papouasie-Nouvelle-Guinée (d'après Garwin *et al.*, 2005; Simmons *et al.*, 2005).

Période	Gisement	Âge (Ma)	Type de gisement	Production + réserves
Pléistocène (3,5 à 0,01 Ma)	Ladolam (PNG)	< 0,5	Épithermal neutre	1150 t Au
	Acupan – Antamok (Philippines)	0,6	Épithermal neutre	200 t Au – 200 t Ag
	Hishikari (Japon)	1,1-0,7	Épithermal neutre	260 t Au – 140 t Ag
	Ok Tedi (PNG)	1,2	Porphyre Cu-Au + skarn	441 t Au – 4,5 Mt Cu
	Lepanto (Philippines)	1,5-1,2	Épithermal acide	115 t Au – 393 t Ag
	Far South-East (Philippines)	1,4-1,3	Porphyre Cu-Au	865 t Au – 4,2 Mt Cu
	Santo Tomas II (Philippines)	1,5	Porphyre Cu-Au	314 t Au – 1,6 Mt Cu
	Pongkor (Indonésie)	2,1	Épithermal neutre	100 t Au – 970 t Ag
	Boyongan (Philippines)	2,5-2,3	Porphyre Cu-Au	150 t Au – 1,5 Mt Cu
	Elang (Indonésie)	2,7	Porphyre Cu-Au	240 t Au – 2,1 Mt Cu
	Dizon (Philippines)	2,7	Porphyre Cu-Au	182 t Au – 0,7 Mt Cu
	Tampacan (Philippines)	3,2	Porphyre Cu-Au	270 t Au – 6,7 Mt Cu
	Grasberg - Ertsberg	3,3-2,9	Porphyre Cu-Au + skarn	2560 t Au – 24 Mt Cu
	Panguna (PNG)	3,4	Porphyre Cu-Au	768 t Au – 6,4 Mt Cu
	Pliocène (11 à 3,5 Ma)	Misima (PNG)	3,7-3,2	Épithermal neutre
Kingking (Philippines)		Pliocène	Porphyre Cu-Au	167 t Au – 1,4 Mt Cu
Emperor (Fidji)		< 3,5	Épithermal neutre	136 t Au
Batu-Hijau (Indonésie)		3,7	Porphyre Cu-Au	574 t Au – 7,2 Mt Cu
Porgera (PNG)		6,1-5,1	Épithermal neutre	395 t Au – 936 t Ag
Miocène moyen (15 à 11 Ma)	Bau (Indonésie)	13-10	Or disséminé (type Carlin)	31 t Au
	Nena (PNG)	12	Épithermal acide	56 t Au
	Freida (PNG)	13,6-11,5	Porphyre Cu-Au	329 t Au – 5,5 Mt Cu
	Konomai (Japon)	12,9-12,2	Épithermal neutre	73 t Au – 1243 t Ag
	Sado (Japon)	14,5-13,4	Épithermal neutre	77 t Au – 2278 t Ag
	Wafi (PNG)	14	Porphyre Cu-Au	60 t Au – 1,3 Mt Cu
	Hanaoka (district) (Japon)	15	Amas sulfuré type Kuroko	43,5 Mt à 1,2 % Cu, 1,5 % Pb, 4,7 % Zn
	Hanawa (Japon)	15	Amas sulfuré type Kuroko	2,2 Mt à 1,55 % Cu, 3,18 % Pb, 9,24 % Zn
	Kosaka (district) (Japon)	15	Amas sulfuré type Kuroko	15 Mt à 2,2 % Cu, 0,8 % Pb, 4,5 % Zn
Miocène inférieur (25 à 15 Ma)	Kelian (Indonésie)	20	Épithermal neutre	240 t Au – 480 t Ag
	Tayson (Philippines)	20,5	Porphyre Cu-Au	118 t Au – 1 Mt Cu
	Dinkidi (Philippines)	23,2	Porphyre Cu-Au	120 t Au – 0,5 Mt Cu

■ ÉVOLUTION MÉTALLOGÉNIQUE

La distribution spatiale et temporelle des gisements de cuivre et/ou d'or ne répond pas seulement à des critères géotectoniques à grande échelle, mais elle dépend également de variations locales de régimes de contraintes ou de vitesses d'érosion et d'exhumation, proches par endroits de 0,5 mm par an. Ces éléments ont aussi été avancés afin d'expliquer l'abondance des grands gisements plio-pléistocènes.

De nombreux gisements sont, spatialement et temporellement, liés à des intrusions et à des centres volcaniques dans des arcs andésito-dacitiques, calco-alcalins à alcalins. Porphyres, skarns, et épithermaux sont typiquement dans des arcs en compression ou stables et étroitement liés à des intrusions et des centres volcaniques superficiels, parfois à des diatrèmes. Les disséminations en contexte sédimentaire de type Carlin apparaissent dans des contextes d'arcs peu ou pas extensifs, au sein de calcaires, à proximité de centres intrusifs. Les épithermaux neutres sont associés à des grabens intra-arc et d'arrière-arc dans des contextes d'extension, en liaison avec un magmatisme bimodal au Japon, et un magmatisme alcalin potassique en Papouasie-Nouvelle-Guinée. Les VMS et gisements apparentés se développent dans des contextes d'extension océanique, montrant des convergences avec les systèmes épithermaux neutres continentaux.

On distingue trois périodes métallogéniques pour l'or : Miocène inférieur (de 25 à 20 Ma), Miocène moyen (de 15 à 11 Ma), et Plio-Pléistocène (de 6 Ma à l'Actuel), période de loin la plus riche.

La métallogenèse du Miocène inférieur concerne essentiellement des gisements porphyriques des Philippines (Dinkidi, près de Luzon), de l'île de Nouvelle-Bretagne (Papouasie-Nouvelle-Guinée), et, à un degré moindre, de Bornéo (Kelian *pro parte* et épithermaux voisins). Le magmatisme générateur résulte de plusieurs collisions majeures : celle d'arcs insulaires, avec la marge septentrionale de Nouvelle-Guinée, le début de celle du plateau Ontong-Java, avec l'arc Mélanésien, et celle de la croûte continentale de la mer de la Chine du Sud avec Bornéo.

La métallogenèse du Miocène moyen est plus diversifiée. C'est l'époque des VMS de type Kuroko, des épithermaux neutres du Japon et de l'arc de Maramuni (Papouasie-Nouvelle-Guinée), et du gisement de type Carlin de Bau (Bornéo). Les Kurokos apparaissent dans des bassins d'arrière-arc en extension, à la suite d'un rifting démarré au Miocène inférieur dans le nord du Japon, et à l'origine de volcanisme bimodal. En Nouvelle-Guinée orientale, la subduction de la mer de Salomon, qui forme l'arc de Maramuni, est responsable de l'activité magmatique du Miocène moyen dans ce secteur et de gisements porphyriques et épithermaux majeurs (Freida, Nena, Wafi).

Le Plio-Pléistocène présente des minéralisations encore plus diversifiées. À cette époque, des changements importants dans la dynamique des plaques favorisent la genèse de gisements porphyriques et épithermaux près des sites de collision en Indonésie, aux Philippines (Luzon), à Taïwan et dans tout le secteur de la Nouvelle-Guinée. Vers 5 Ma, le taux de subduction augmente de façon drastique dans la fosse de Manille, et une collision intervient entre la plaque chinoise et celle de la mer des Philippines. L'épaississement crustal et les soulèvements associés induisent un magmatisme à l'origine de gisements dans les régions de Baguio et Mankayan (Lepanto, Far South-East, Santo Tomas II, Acupan-Antamok, etc.). En Indonésie, la collision du craton australien avec l'arc oriental de Banda, entre 4 et 3 Ma, conduit à une rapide subduction et au développement de porphyres cuprifères comme celui de Batu Hijau. La poursuite de cette subduction amène la formation des épithermaux aurifères neutres de l'Ouest-Java, tels que Pongkor (2,1 Ma) et Cirotan (1,7 Ma), tous liés à un magmatisme pliocène généré aux dépens d'une croûte ancienne sous-jacente (Milési *et al.*, 1994, 1999; Marcoux et Milési, 1994). Le changement de direction de la subduction du sud-ouest vers le nord-est sous les îles Salomon et de Bougainville serait responsable du gisement géant pliocène de Panguna. Le magmatisme alcalin potassique pléistocène, qui est à l'origine de gisements épithermaux subactuels comme Ladolam, trouverait également sa source dans un changement de direction de la zone de subduction lors de l'ouverture de la mer de Bismarck (McInnes et Cameron, 1994).

La ceinture de Papouasie, qui absorbe une bonne part de la subduction du Pacifique vers l'Australie, est fortement épaissie et déformée, générant un magmatisme à l'origine de porphyres et d'épithermaux, le long de fronts de chevauchement à vergence sud (Grasberg, Ok Tedi). Des instabilités mantelliques occasionnées par la présence à grande profondeur (> 500 km) de fragments subductés anciens (crétacés?) ont été invoquées pour expliquer le magmatisme pliocène (Hall et Spakman, 2002). Toujours au Pléistocène, l'arrêt du volcanisme dans le nord de Kyushu à la suite de la collision avec Shikoku, déplace l'activité hydrothermale vers le sud de l'île, mettant en place des gisements épithermaux neutres (Hishikari, 2 Ma). Les systèmes hydrothermaux ont été actifs pendant moins de 100 000 ans.

Dans cette zone très active, les manifestations hydrothermales actuelles sont nombreuses. Les événements hydrothermaux de haute température sont particulièrement abondants dans les centres

d'expansion intra-océaniques d'arrière-arc (bassins de Lau, Nord-Fidji, fosse des Mariannes, etc.), dans les rides associées aux arcs des marges continentales (fosse d'Okinawa avec le champ JADE, Japon), ainsi que dans les arcs insulaires et les rides associées aux arrière-arcs des zones de collision (bassin de Manus oriental; Hannington *et al.*, 2005). Dans ce dernier site, on connaît un volcan porteur d'un stockwerk aurifère rappelant fortement la minéralisation épithermale aurifère du gisement tout proche de Ladolam, dont il pourrait constituer un équivalent (Petersen *et al.*, 2002). Dans ce gisement, des explosions hydrothermales actuelles compliquent l'exploitation. Une activité hydrothermale à cachet épithermal similaire est connue dans le sud de l'arc de Kermadec et se prolonge dans la zone volcanique émergée de Taupo (Nouvelle-Zélande), où les fluides des systèmes géothermaux sont captés et directement analysés (Brown et Simmons, 2003). Dans ces forages, la baisse de pression provoque une ébullition des fluides et un abaissement draconien de la solubilité des complexes d'or et d'argent, conduisant au dépôt de l'or sur les détendeurs de surface (Brown, 1986). Ce dispositif recrée des conditions proches de celles qui ont amené la précipitation de l'or dans les conditions naturelles.

CHAPITRE 11

Conclusion

11.1 Quelques grandes questions

Au cours des prochaines années, la consommation des ressources minérales devrait augmenter à l'échelle de la planète, à la fois du fait de l'accroissement démographique et de l'atteinte d'un niveau de vie de type occidental par les populations des pays en émergence. Malgré les progrès du recyclage, l'approvisionnement en matières premières reposera sur la découverte de nouveaux gisements.

L'exploration constitue donc la première étape d'une quête des ressources minérales et énergétiques qui va se poursuivre avec intensité au cours du xxi^e siècle. Elle repose fondamentalement sur l'innovation, innovation conceptuelle qui constitue la métallogénie, et innovation technologique.

Quelles sont les grandes questions théoriques et pratiques pour la métallogénie du xxi^e siècle? Pour tenter d'y répondre, on peut se baser sur plusieurs approches. D'une part, chacune des substances a développé ses propres méthodologies, et les mieux financées sont à la pointe de l'innovation. Les géologues du pétrole ont ainsi, sans doute, plus d'une dizaine d'années d'avance sur ceux de l'uranium, qui eux-mêmes mettent en œuvre des approches exemplaires par rapport à ceux qui recherchent les métaux de base. D'autre part, on peut tenter d'extrapoler les tendances actuelles, en relation avec les développements généraux des sciences de la Terre et des outils analytiques.

La compréhension des processus s'organise autour du tryptique source-transport-dépôt. On ne sait pas encore grand-chose des sources des éléments, sauf pour les hydrocarbures et le diamant. Si l'on perçoit qu'un grand nombre des sources sont diffuses, en particulier pour les métaux abondants, notre connaissance est terriblement lacunaire pour les métaux rares, tels que l'or ou le platine. On connaît encore mal les minéraux porteurs des éléments dans les zones sources ainsi que leur site de piégeage, dans le réseau cristallin ou adsorbé, et on ignore les mécanismes de mobilisation. Y a-t-il des étapes de libération intermédiaire, comme dans le cas de l'uranium, qui passe de minéraux réfractaires (zircon) à des minéraux plus lessivables (uraninite), avec interventions de différents fluides? Y a-t-il des zones de concentration précoce, donc des provinces métallogéniques, avec des processus d'héritage? Combien faut-il de temps pour disposer d'une source et la lessiver? Les données restent insuffisantes pour élaborer des modèles crédibles. De manière générale, il est probable que la source de certains éléments se situe en base de lithosphère, mais notre connaissance géologique se réduit très vite en profondeur. On connaît mal la composition de la lithosphère inférieure, la composition de la quille des continents, et encore moins le manteau, en particulier la zone D". Quel est le rôle potentiel de cette zone D", un peu l'équivalent de notre atmosphère puisqu'il s'agit d'une couche-limite noyau-manteau, avec accumulation possible des restes des plaques subductées?

Les progrès sur le mode de transport ont été considérables depuis 50 ans. Les conditions de pression et de température ont été déterminées dans un grand nombre de famille de gisements. On connaît maintenant assez bien la chimie des fluides, au moins pour les composants majeurs; il reste à explorer, d'une part, le comportement des métaux et des autres éléments en trace dans les fluides et, d'autre part, la géochimie des fluides à hautes pressions et températures, des conditions difficiles à atteindre par l'expérimentation en laboratoire. Une meilleure connaissance des modalités de partage entre liquide et vapeur nous apprendrait pourquoi et comment certains éléments restent dans la phase liquide, tandis que d'autres s'échappent dans la vapeur.

Les conditions de dépôt sont naturellement les mieux connues. Toutefois, les détails des processus restent encore souvent obscurs. Dans les systèmes actuels, on constate que les mécanismes de dépôts sont peu efficaces : seulement 3 % des métaux transportés se déposent aux événements hydrothermaux sous-marins et guère davantage dans les systèmes terrestres. Qu'en était-il dans les systèmes plus anciens ?

Enfin, d'une manière plus synthétique, les liens entre géodynamique et genèse des gisements restent approximatifs du fait principalement du décalage des échelles. On ne peut donc pas encore utiliser de façon convaincante les reconstructions palinspatiques pour établir des éléments prévisionnels sur la position des districts. Malgré des progrès significatifs (figure 11.1), l'échelle en est encore très grossière et les cartes devront être complétées par des données paléo-bio-climatiques.

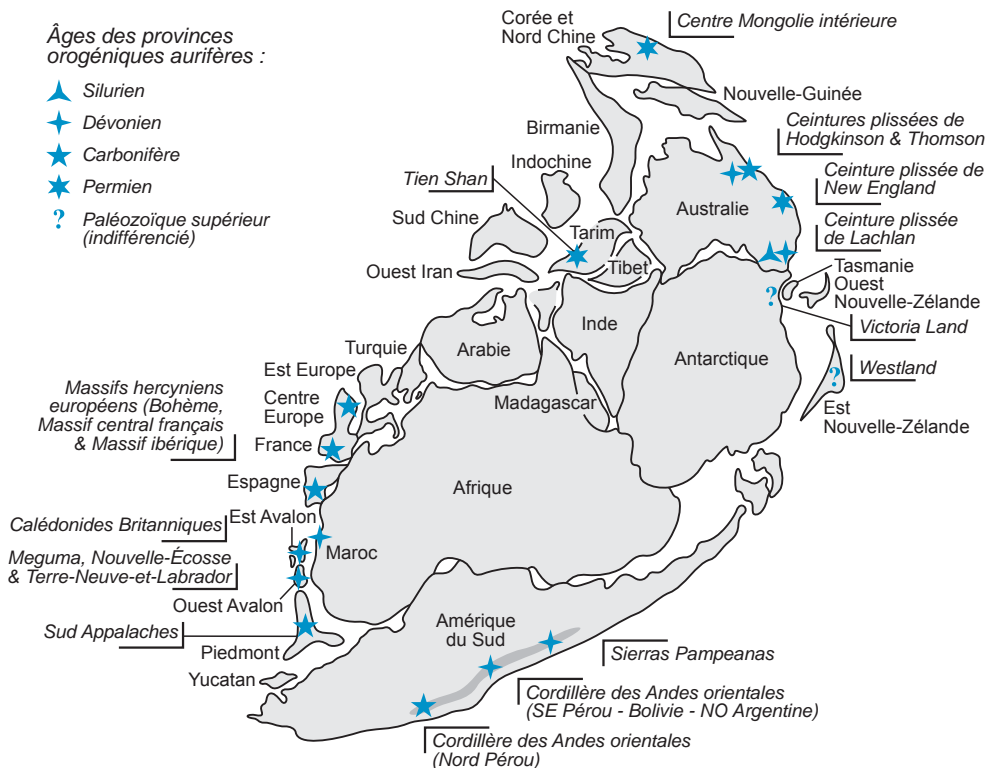


Figure 11.1 - Position des grands districts aurifères dans le monde au Paléozoïque supérieur, selon la reconstitution palinspathique du Gondwana (d'après Haerbelin *et al.*, 2000).

11.2 Métallogénie du ^{xxi}^e siècle

Les métallogénistes du ^{xxi}^e siècle auront à leur disposition des outils à la fois plus précis (cartographie numérique, scan 3D des échantillons, etc.) et plus rapides. Ils auront accès à de nombreuses analyses nouvelles, en particulier pour certains éléments qui restent difficiles à doser comme les éléments volatils ou les isotopes des éléments alcalins. La miniaturisation des techniques permettra de mieux comprendre la distribution des éléments à la surface et dans les minéraux. Les roches seront de moins en moins considérées comme des fluides, mais plutôt comme des assemblages complexes où la minéralogie retrouvera son importance. Enfin, les progrès des outils géophysiques, minéralogiques et géophysiques portables devraient encourager un retour sur le terrain, afin d'obtenir, en temps direct, des informations géolocalisées de plus en plus riches.

La connaissance des types de gisements devra rester un travail de base. Les formes des gisements ne sont pas si bien connues puisqu'il faut parfois les décrire sous la forme d'une multifractale du fait d'une géométrie évoluant avec les teneurs de coupure; l'évaluation peut donc être subtile. La notion de type s'enrichira au fur et à mesure des découvertes de l'industrie, soit que ces types correspondent à des modèles aujourd'hui peu intéressants sur le plan économique, soit qu'il s'agisse des nombreux gisements un peu uniques qui constituent aujourd'hui des anomalies.

La distribution des gisements n'est linéaire ni sur le plan spatial ni sur le plan temporel. Cette prise de conscience n'est pas récente, puisqu'elle a débouché sur les concepts d'époques et de provinces métallogéniques. C'est tout de même une réalité qui est loin d'avoir reçu une explication satisfaisante; il y en a d'ailleurs certainement plusieurs étant donné la multiplicité des facteurs, pas exclusivement géologiques, qui préparent à la genèse des gisements. Les facteurs climatiques et astronomiques interviennent aussi, que ce soit dans la composition de l'atmosphère pour la genèse des BIF, ou des impacts météoritiques pour certains complexes ignés lités. S'attacher à pondérer les rôles de ces différents facteurs externes au regard des facteurs géologiques est une tâche à peine ébauchée.

Sur le plan des méthodes, la science des gîtes minéraux est passée progressivement d'une science empirique, aristotélicienne, décrivant la nature, à une science platonicienne, conceptualisant la nature. C'est une histoire épistémologique assez classique, allant de la description vers la simulation. L'histoire de la climatologie est en tout point semblable et nous montre comment on passe de la description des nuages à la prévision du climat. Cependant, les sciences de la Terre se heurtent bien plus à l'opacité du milieu, à sa complexité et à l'accumulation temporelle des processus. Hélas, l'incertitude irréductible est la marque des sciences de terrain.

La métallogénie est une discipline encore jeune. Elle est portée par une petite communauté de chercheurs sur la planète, ce qui la rend fragile. À la charnière des sciences fondamentales, de l'ingénierie et de l'économie, elle reste encore parfois sujette à discussion. La métallogénie du ^{xxi}^e siècle devrait prolonger, sans nul doute, la tendance vers une compréhension de systèmes de plus en plus vastes, une analyse systémique des points-clés de la genèse des gisements, et le développement d'outils analytiques de plus en plus performants. On passera d'une démarche géologique, basée sur la compréhension anatomique du système, à une approche plus physiologique, basée sur les processus. La première ne permet qu'une utilisation analogique, une démarche toujours risquée compte tenu des variabilités des conditions naturelles, mais c'est la démarche actuelle pour la plupart des métaux de base et des métaux précieux. La seconde repose sur une compréhension du fonctionnement et en particulier des conditions de genèse. Elle débouche sur une prospection mieux étayée capable, dans certains cas, d'aborder de nouveaux ensembles

géologiques sans recourir à l'analogie. C'est la démarche actuelle de plusieurs explorateurs d'uranium ou de pétrole, une démarche où la compréhension de processus favorise l'exploration plus que l'établissement du modèle lui-même (McCuaig et Hronsky, 2000).

Une meilleure compréhension des systèmes actuels ou récents permettra sans doute d'étendre cette démarche aux autres substances dans l'avenir. À terme, la capacité de simuler les processus débouchera sur des prévisions, sans doute encore bien modestes, mais qui progresseront avec l'augmentation de la puissance informatique. Nul doute cependant que la gîtologie, la description fine des gisements ancrée sur un travail de terrain minutieux, constituera longtemps encore la base de ce que doit apprendre un géologue d'exploration pour trouver des gisements!

PLANCHES PHOTOS 17 À 32

Sauf indication contraire, toutes les photos des planches sont de Michel Jébrak et Éric Marcoux.

Planche 17 - Gîtes du volcanisme aérien : épithermaux neutres

- a. Devil's Home : un cratère d'effondrement actuel résultant de la corrosion des roches par les vapeurs hydrothermales acides dans la zone de *steam-heated*. Waiotapu, Taupo, Nouvelle-Zélande.
- b. Champagne Pool, une émergence de fluides hydrothermaux chauds (70 °C) à pH neutre : détail sur les geysérites du *sinter* avec les dépôts hydrothermaux orangés localement riches en or (jusqu'à 70 ppm). Waiotapu, Taupo, Nouvelle-Zélande.
- c. Filon rubané à quartz, calcite, rhodochrosite-rhodonite (rose) et sulfures (sphalérite et galène). Mine d'or de Cavnac, district de Baia Mare, Roumanie.
- d. Diatrème aurifère exploité de Rosia Montana, monts Apuseni, Roumanie. Le diatrème est rempli de brèches, constituées de fragments de rhyodacite de toute taille dans une matrice noire très fine composée de rhyodacite intensément émiettée : le « glam ». L'or est présent en disséminations dans la rhyodacite émiettée, et dans des filons tardifs (voir photo suivante).
- e. Filonnets aurifères (plus de 1 kg/t Au de teneur moyenne) à rhodonite et rhodochrosite recoupant le « glam », ici pauvre en fragments de rhyodacite. Mine d'or de Rosia Montana, monts Apuseni, Roumanie.
- f. Volcans de boue à Waiotapu, Taupo, Nouvelle-Zélande. La boue, acide, est composée de fines particules de marcasite, sulfure de fer stable à pH bas.
- g. Paragenèse d'épithermal neutre à or natif (veinules blanc-jaune lumineux), cristaux corrodés de pyrite (blanc-jaune), galène (blanc bleuté), sphalérite (gris souris) et tétraédrite argentifère (18 % Ag) (gris clair). Lumière réfléchie naturelle. Largeur = 0,52 mm. Mine d'or et d'argent d'Orcopampa, Pérou.
- h. Soda Dam, une source thermale déposant des travertins carbonatés dans la caldeira de Valles, Nouveau-Mexique.
- i. Champ de geysers du *Old Faithful* (vieux fidèle). Les dépôts blanchâtres qui tapissent le champ de geysers sont des opales de type geysérite, épaisses de plusieurs mètres. Parc National de Yellowstone, Wyoming.

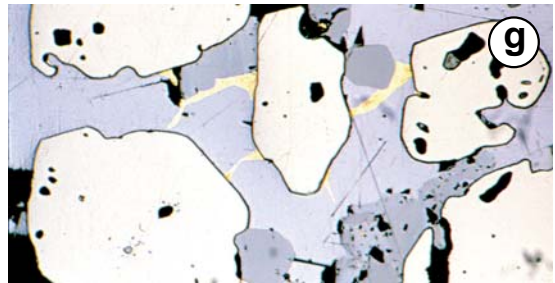


Planche 18 - Volcanisme mafique et bimodal mafique : types Chypre et Noranda

- a. Chalcopyrite en structure concentrique évoquant une ancienne cheminée. Largeur = 50 cm. Amas sulfuré crétacé de Lasaill, Sultanat d'Oman.
- b. Laves en coussin (*pillow-lavas*) montrant un faciès à dalmatianite (*pipe* d'altération magnésien repris par un métamorphisme de contact) avec sulfures interstitiels oxydés. Amas sulfuré Waite Amulet. Groupe archéen de Black River, Noranda, Québec.
- c. Minerai bréchique à North Mathiati (Chypre) représentant des fragments effondrés de fumeurs noirs cimentés par des oxydes de fer.
- d. Dyke recoupant les faciès de laves crétacées en coussins. Peristerka, Chypre.
- e. Amas sulfuré paléozoïque sur fond océanique de Lökken, région de Trondheim, Norvège. Au premier plan : sulfures massifs; au deuxième plan : laves en coussins montrant le caractère renversé de la série.
- f. Vue générale de la carrière Peristerka (Chypre), montrant un essaim de dykes crétacés qui alimente les volcanites supérieures.
- g. Basaltes à grands coussins (*pillow-lavas*). Groupe archéen de Black River, sud de Rouyn-Noranda, Québec.
- h. Niveau minéralisé plissé à sphalérite dans des tufs paléozoïques. Joma, Norvège.
- i. Basaltes à coussins et tubes de lave crétacés. Unité Geotimes, Sultanat d'Oman.

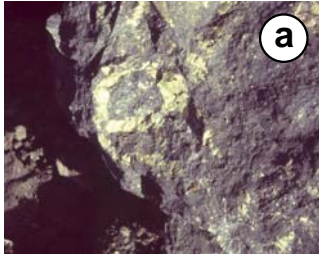


Planche 19 - Volcanisme bimodal et felsique

- a. Stockwerk de l'amas San Dionisio dans la *corta* Atalaya, montrant bien la rhyolite chloritisée et le réseau de veinules de quartz à sulfures. Mine de Zn-Cu-Pb-Ag de Rio Tinto, Espagne.
- b. La *corta* Lago, partie du « *filon Norte* », un des sites exploités du gisement Rio Tinto, avec son pont de pyrite, les galeries des anciennes exploitations souterraines, et son imposant chapeau de fer (brun-rouge). Cette photo a été prise en 1995, la *corta* est maintenant comblée. On peut apprécier la puissance de l'amas pyriteux. Mine de Zn-Cu-Pb-Ag de Rio Tinto, Espagne.
- c. Minerai de pyrite aurifère et chalcopryrite montrant des plis d'entraînement isoclinaux. Groupe de Black River, mine d'or Bousquet 2, Abitibi, Québec.
- d. Chert plissé à oxydes de manganèse, proche des sulfures massifs. Mine Peña de Hierro, district de Rio Tinto, Espagne.
- e. La *corta* Atalaya, qui a exploité l'amas San Dionisio (couche de sulfures gris verdâtre descendant d'en haut à gauche vers le centre de la *corta*). L'amas a aussi été exploité par puits et galeries, encore visibles à plusieurs niveaux. Le stockwerk de la photo (a) est sur la partie droite, dans la zone chloritisée. La zone claire est une zone d'altération à sérécité. Mine de Zn-Cu-Pb-Ag de Rio Tinto, Espagne.
- f. Amas sulfuré dans des roches felsiques (kératophyres) paléozoïques. Largeur = 1 m. Stekenjokk, Norvège.
- g. Minerai montrant des recristallisations grossières dessinant un pseudo-litage d'origine tectonique. Amas sulfuré protérozoïque, de type Besshi, d'Otchihase, Namibie.
- h. Stockwerk à chalcopryrite et pyrite recoupant sous forme de brèche hydraulique des rhyolites chloritisées. Largeur = 50 cm. Amas sulfuré archéen de Selbaie, nord de l'Abitibi, Québec.
- i. Pli dans le minerai de l'amas sulfuré polymétallique à Zn-Cu-(Pb) de Hajar, Guemassa, Maroc. Largeur = 1 m.

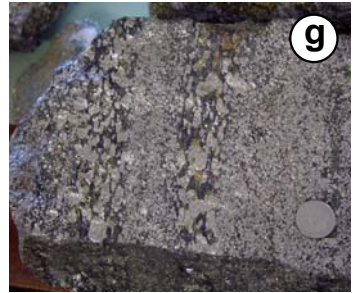
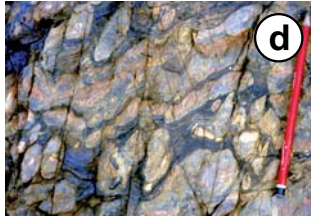
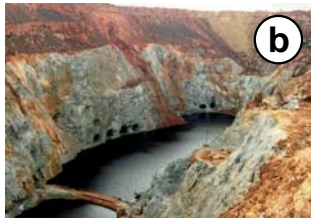


Planche 20 - Minéralogie des amas sulfurés sud-ibériques

- a. Allure classique du minerai des amas sulfurés sud-ibériques : texture laminée, granulométrie fine à pyrite (blanc-jaune), sphalérite (gris sombre) et galène (blanc-gris), avec traces de chalcopryrite. Les zones riches en cuivre sont situées généralement dans le stockwerk et à la base de l'amas. Largeur = 1,05 mm. Base de l'amas. Mine Concepción, Espagne.
- b. idem avec deux plages de tétraédrite argentifère (gris verdâtre) auréolés d'une bordure réactionnelle de bournonite au contact de la galène. Largeur = 0,525 mm. Amas San Dionisio, mine de Rio Tinto, Espagne.
- c. Minerai à tétraédrite zincifère abondante (gris verdâtre) avec pyrite (blanc-jaune), sphalérite (gris sombre) et galène (blanc-gris). Les fines lentilles noires sont des chlorites. Largeur = 1,05 mm. Mine Sierrecilla, Espagne.
- d. Cassitérite en petites billes gris sombre de moins de 20 μm dans la sphalérite (gris moins sombre); elle est très fréquente mais toujours en trace, sauf à Neves Corvo où elle est très abondante. Largeur = 0,525 mm. Mine Buitrón, Espagne.
- e. L'or se présente en trace dans la plupart des amas, sous forme de très fines plages dispersées dans les sulfures. Ici, une plage d'électrum de 14 μm dans une veinule à chalcopryrite (jaune)-galène-tétraédrite recoupant de la pyrite (blanc-jaune). Largeur = 0,3 mm. Mine La Zarza, Espagne.
- f. Minerai *silicatado* à or très argentifère (électrum blanc jaunâtre lumineux au centre), avec galène (blanc bleuté), chalcopryrite (jaune), pyrite (cubes blanc-jaune), sphalérite (gris) et arsénopyrite (blanc). Largeur = 0,85 mm. Mine La Zarza, Espagne.
- g. Cassitérite en grands cristaux fragmentés (gris sombre) cimentés par pyrite (blanc jaunâtre) et chalcopryrite (jaune) dans quartz (noir). Largeur = 2,1 mm. Mine de Neves Corvo, Portugal.
- h. Cassitérite résiduelle (petites plages gris sombre) dans chalcopryrite (jaune) avec pyrite (blanc jaunâtre) et stannite-kestérite (gris clair), deux sulfures d'étain et cuivre formés suite à la dissolution partielle de la cassitérite. Largeur = 1,05 mm. Mine de Neves Corvo, Portugal.

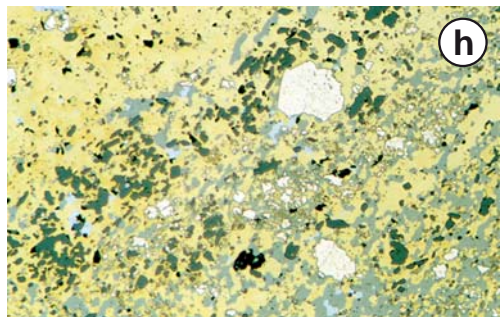
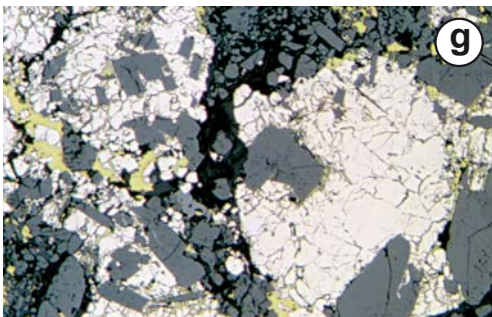
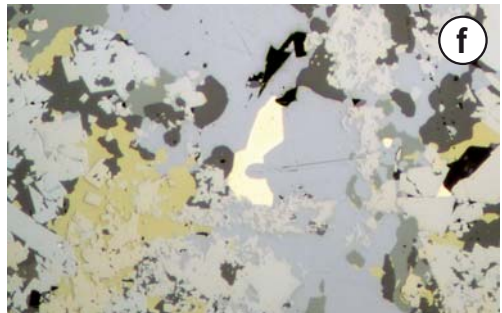
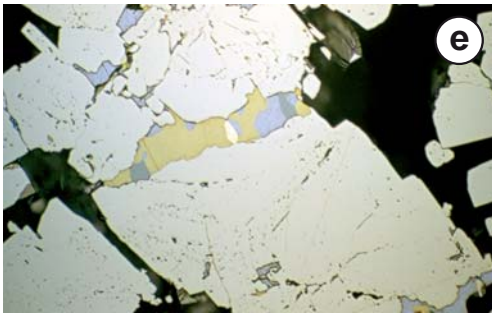
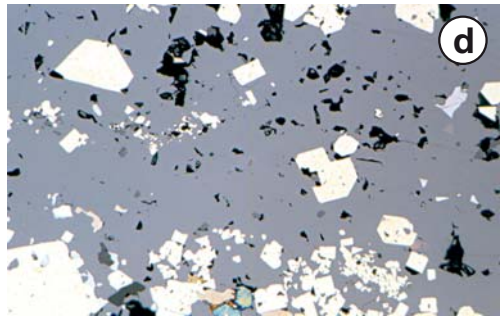
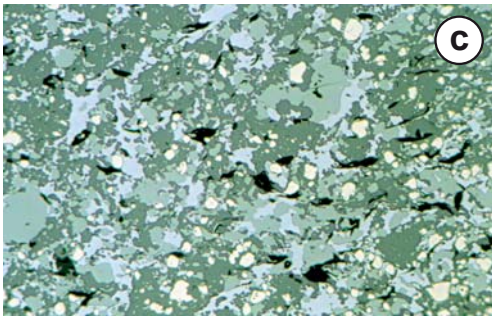
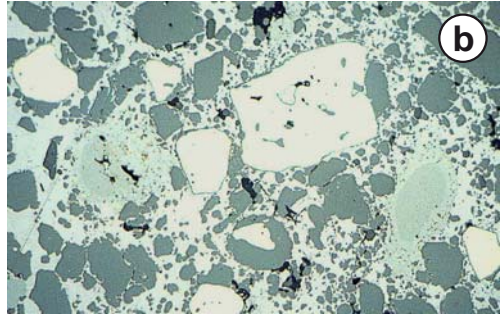
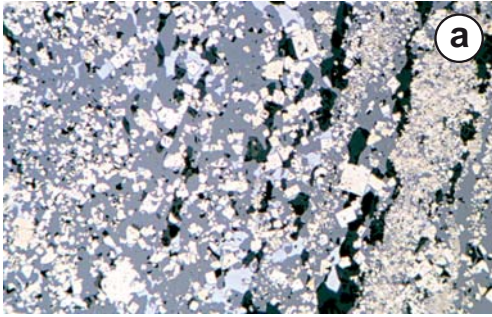


Planche 21 - Contexte volcanosédimentaire : type SEDEX

- a. Brèche de dissolution au voisinage de la faille Emu représentant des évaporites dissoutes. Gisement protérozoïque de zinc HYC, MacArthur River, Territoire du Nord, Australie.
- b. Barytine et celsianite litée d'âge paléozoïque. Mine d'Arrens, Pyrénées, France.
- c. Niveau de tourmalinite plissé et démembré, associé à des indices aurifères archéens. Lac aux Loutres, Ceinture Urban-Barry, Abitibi, Québec. *Photo P. Rheaume.*
- d. Contact entre un tuf alcalin à fragments de shale noir (Frailesca), et le minerai à cinabre. Las Cuevas, mine de mercure d'Almadén, Espagne.
- e. Nodule d'oxydes de manganèse océanique. Champ de Clipperton, Pacifique.
- f. Carotte montrant un passage détritique grossier non classé dans des shales noirs à fins niveaux de pyrite, indication d'instabilités sédimentaires. Gisement protérozoïque de zinc HYC, Territoire du Nord, Australie.
- g. Forage de Nuevo Entredicho montrant une passée de plusieurs mètres à cinabre massif (plus de 40 % Hg). Mine de mercure d'Almadén, Espagne.
- h. Carrière El Entredicho, vue vers l'est, montrant un diatrème alcalin recoupant les séries de shales noirs. Mine de mercure d'Almadén, Espagne.
- i. Anhydrite de l'amas sulfuré protérozoïque de Balmat, Adirondacks, État de New York. *Photo M. Gauthier.*

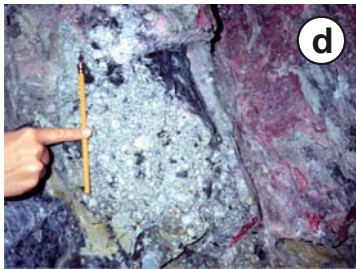


Planche 22 - Formations de fer rubanées

- a. Formation de fer rubanée protérozoïque de Gatineau, Québec.
- b. Formation de fer rubanée protérozoïque avec veinule sécante à or et platinoïdes. Carrière de Caue, Quadrilatère ferrifère, Minas Gerais, Brésil.
- c. Formation de fer rubanée protérozoïque à hématite-magnétite de type lac Supérieur. Mine Montréal, Wisconsin.
- d. Exploitation sélective d'or et platinoïdes dans la mine de fer de Caue, Quadrilatère ferrifère, Minas Gerais, Brésil.
- e. Formation de fer rubanée microplissée archéenne de type Algoma. Chimo Est, région de Val-d'Or, Abitibi, Québec.
- f. Exploitation de formation de fer rubanée, Mount Whaleback près de Newman, Bassin de Hamersley, Australie occidentale.
- g. Formation de fer rubanée sulfurée protérozoïque. La sulfuration est ici épigénétique. Mine d'or de Raposos, Quadrilatère ferrifère, Minas Gerais, Brésil.
- h. Formation de fer rubanée protérozoïque de type lac Supérieur des gorges de Fortescue montrant des figures de tassement sédimentaire. Bassin de Hamersley, Australie occidentale.

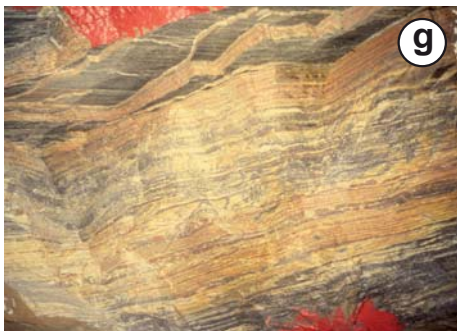
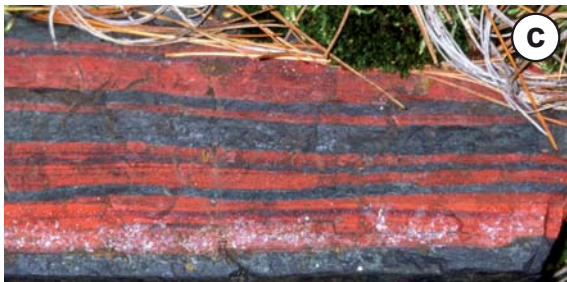
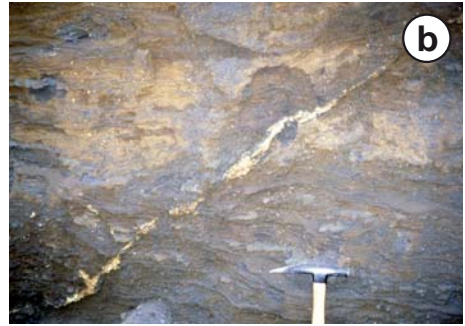
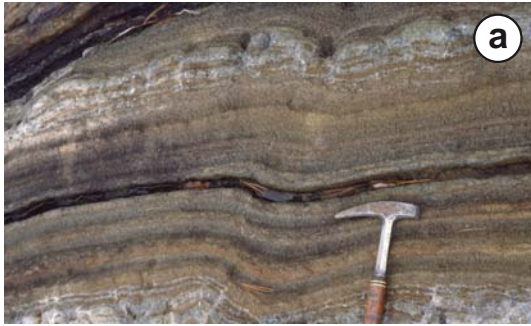


Planche 23 - Minéraux industriels des bassins sédimentaires

- a. Volumineux rejets composés par les grains de quartz éliminés lors du traitement du kaolin à Ploemeur (Morbihan, France), partiellement valorisés comme sous-produits. *Photo Imerys.*
- b. Sable extra-siliceux et grès de Fontainebleau. Cette formation représente une des plus importantes ressources de matériaux siliceux d'Europe. Carrière de Nemours, Seine-et-Marne, France. *Photo C. Guillemin.*
- c. Barytine marine de Rossi montrant des traces de vers. L'échantillon mesure 20 cm. Nevada.
- d. Coupe des formations phosphatées éocènes d'Oulad Abdoun, région de Khouribga, Maroc. *Photo M. Wartiti/ F. Nabraoui.*
- e. Exploitation par drag-line des phosphate éocènes d'Oulad Abdoun, Maroc. *Photo M. Wartiti/ F. Nabraoui.*
- f. Œillet (petit bassin d'évaporation finale produisant le sel). Marais salants de Guérande, Loire-Atlantique, France.
- g. Exploitation de sels par dissolution in situ dans le gisement évaporitique de Searles Valley, près de Trona, Californie. Deux cents puits pompent les saumures et les ré-injectent après extraction des sels commercialisés. Depuis sa découverte en 1862, ce gisement a produit du borax, du natron et de la potasse, destinés pour l'essentiel aux industries agro-alimentaires (conservateurs et engrais).
- h. Dépôt salifère actuel. Rift de la mer Morte, Israël.

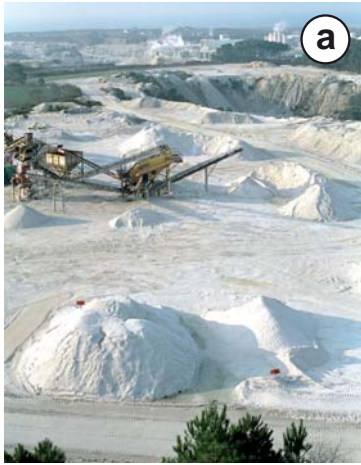


Planche 24 - Grès à cuivre et uranium

- a. Bassin de décantation. Gisement d'uranium dans les grès mésozoïques. Bassin de la Green River, Colorado.
- b. Conglomérat à cuivre natif du Keweenaw interstratifié avec des basaltes continentaux. Rift protérozoïque du *Mid-Continent*, Michigan.
- c. Fluage et remobilisation de chalcopryrite dans un pli. Largeur = 80 cm. Mine de cuivre de Nkana, Copperbelt, Zambie.
- d. Filon de pechblende d'une puissance de 2 m. Mine souterraine de Cluff Lake, bassin de l'Athabasca, Saskatchewan.
- e. Les piliers du Roi Salomon. Mine de cuivre de Timna, nord d'Eilat, Israël.
- f. Remobilisation de cuivre dans la schistosité de plan axial d'un pli affectant de petits horizons sulfurés à cuivre. Mine de cuivre de Chambishi, Copperbelt, Zambie.
- g. Basaltes continentaux à grandes lithophyses remplies par de la calcite et du cuivre natif. Largeur = 20 cm. Keweenaw, Michigan.
- h. Mine à ciel ouvert d'uranium Ranger, socle protérozoïque sous le bassin de Kombolgie, Territoire du Nord, Australie.
- i. Contact entre un dôme de socle et les minéralisations à uranium à la base des grès de l'Athabasca. Largeur = 20 m. Carrière Sue C., Saskatchewan.



Planche 25 - Carbonates à plomb-zinc : type Mississippi Valley

- a. Mine de plomb dans le Trias de la Haute-Moulouya. La zone blanche correspond au minerai, reposant directement sur le socle. Mine de Zeïda, district de Midelt, Maroc.
- b. Minerai caractéristique des minéralisations de type Mississippi Valley, montrant galène et dolomite dans une texture géodique. La structure subhorizontale parfois rubanée (*coon-tail structure*) a été interprétée comme correspondant à des fentes de tension. Mine de Mekta, district de Touissit, Maroc oriental.
- c. Poche karstique à barytine dans les calcaires paléozoïques des Corbières, France.
- d. Base de poche karstique à barytine montrant des sédiments internes siliceux. Largeur = 2 m. Mine de barytine du Jebel Irhoud, Jebilet, Maroc.
- e. Stratifications obliques dans les grès paléozoïques portant le minerai à plomb-zinc. Mine Laisvall, Suède.
- f. Minerai avec dissolution karstique le long de fractures subverticales et subhorizontales. Mine de plomb de Mibladen, Maroc.
- g. Exploitation artisanale dans la barytine karstique du Jebel Irhoud, Jebilet, Maroc.

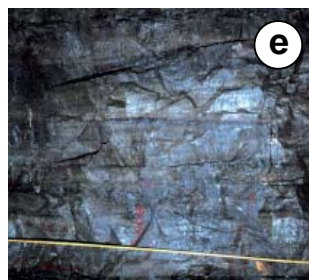
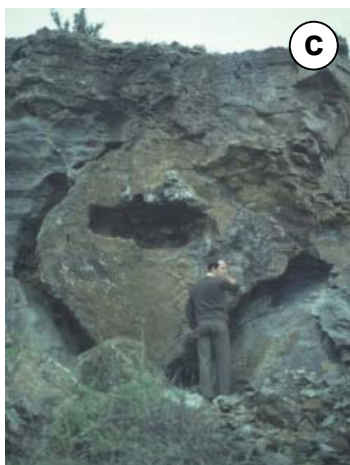
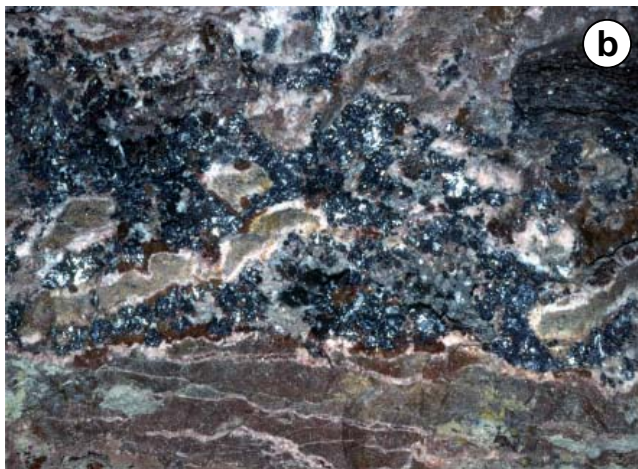


Planche 26 - Hydrothermalisme continental (1)

- a. Brèche de barytine et hématite. Largeur = 1 m. Dreislar, Forêt Noire, Allemagne.
- b. Filon géant à barytine de Tabgourt, Haut Atlas central, Maroc.
- c. Rubanement montrant des fragments de minerai précoce emballés dans la barytine. Filon à barytine-galène des Farges près d'Ussel, Corrèze, France.
- d. Détail des laminations verticales du sinter (ou « ferrobarytique ») de la mine de barytine de Chaillac, Indre, France (avec Jean Lhégu).
- e. Forage dans les sédiments de plateforme carbonatée au sud de la faille d'Agadir, en bordure sud du Haut-Atlas. Le forage a rencontré des fluides hydrothermaux hypersalins qui ont très rapidement construit des dépôts carbonatés. Nord d'Erfoud, Maroc.
- f. *Sinter* à laminations de barytine et goethite (le « ferrobarytique », ou faciès Redoutières, jusqu'à 8 m de puissance), montrant les rubanements horizontaux recoupés par des rubanements verticaux, signes d'injections hydrothermales plus tardives. Mine de barytine de Chaillac, Indre, France.
- g. Épisyénitisation d'un granite. Les quartz du granite sain (à gauche) sont progressivement dissous, conduisant à une roche vacuolaire sous-saturée épigénétique. Limousin, France. *Photo M. Cuney.*
- h. Filon de fluorine rubanée verte et violette. Josat-La Tourette, district de Langeac, massif central Français.

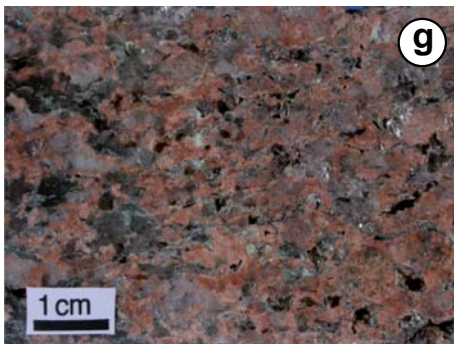


Planche 27 - Hydrothermalisme continental (2)

- a. Brèche Tectonique Hypersilicifiée (BTH) du Roc Saint-Michel, Tarn, France. Le géologue au pied du roc donne l'échelle.
- b. Calcite spathique et fluorine. Mine d'El Hammam, Maroc central.
- c. Coupe du filon de Montroc vue vers l'est montrant au toit des shales noirs, la puissante zone minéralisée à fluorine et quartz anciennement exploitée par galeries souterraines, et des volcanites au mur. Tarn, France.
- d. Zone de cisaillement senestre à remplissage de fluorine et microbrèches. Oued Beth, El Hammam, Maroc Central.
- e. Deux filons vus vers l'est : à gauche, un filon de fluorine silicifié, et à droite une BTH formant le sommet. Filon de fluorine de Saint-Jean-de-Jeanne, district du Tarn, France.
- f. Filon de galène et carbonates, satellite du grand filon à plomb-argent du Signal. Mine de Pb-Zn-Ag du Jebel Aouam-Tighza, Maroc central.
- g. Veinules espacées régulièrement de quartz à altération chloriteuse dans un sill de diorite. Mine d'argent de Cobalt, Ontario.
- h. Vue générale de la mine de fluorine d'El Hammam, Maroc central, montrant le filon principal recoupant les terrains carbonifères (espacement entre les niveaux = 50 m).
- i. Affleurement de listwaénite aurifère silicifiée à carbonates ferrifères. Balpantau, Tien Shan, Ouzbékistan.

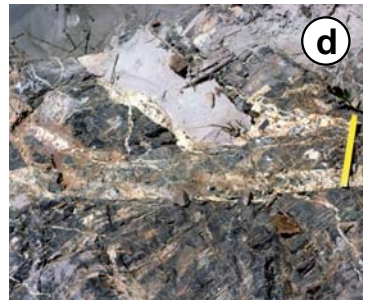
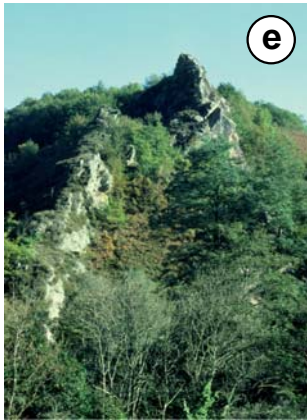


Planche 28 - Cisaillements aurifères (1)

- a. Plis dans les formations paléozoïques minéralisées de la mine d'or de Salsigne (exploitation de surface), Aude, France.
- b. Mine d'or Doyon dans le groupe archéen de Black River, montrant l'*open pit* de surface et le puits de l'exploitation souterraine. Abitibi, Québec.
- c. Ancienne aurière romaine (dont on voit les déblais en haut à gauche), reprise par une exploitation en surface dans les années 2000. Mine d'or de Laurièras, Limousin, France.
- d. Arsénopyrite aurifère avec son faciès aciculaire typique dans quartz (noir). Lumière réfléchie naturelle. Largeur = 2,1 mm. Mine d'or du Châtelet, Creuse, France.
- e. Paragenèse fissurale à bismuth natif (beige) avec microplages d'or (jaune) et de bismuthinite (gris clair) recoupant des cristaux d'arsénopyrite (blanc). Lumière réfléchie naturelle. Largeur = 0,52 mm. Gisement d'or hercynien de Salsigne, Aude, France.
- f. Paragenèse typique des zones de cisaillement aurifères hercyniennes à arsénopyrite trapue non aurifère (blanc), recoupée par des veinules d'or (jaune) et de la galène (blanc grisâtre) dans du quartz (noir). Lumière réfléchie naturelle. Largeur = 1,05 mm. Gisement d'or hercynien de Laurièras, Haute-Vienne, France.
- g. Rubanement tectonique avec boudinage au faciès amphibolite. Mine Big Bell, ceinture archéenne du Yilgarn, Australie occidentale.
- h. Fente de tension à quartz aurifère et tourmaline montrant une disposition géopétale (concentration à la base de la fente). Gisement d'or hercynien de Cheni, district du Bourneix, Limousin, France.
- i. Veine de quartz subverticale en tension, à disposition périodique, recoupant une zone de déformation ductile subhorizontale avec des boudins de quartz. Passagem de Mariana, Minas Gerais, Brésil.

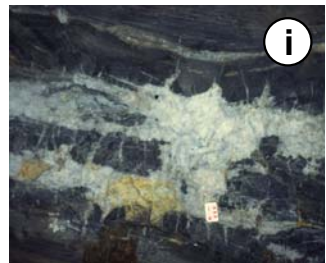
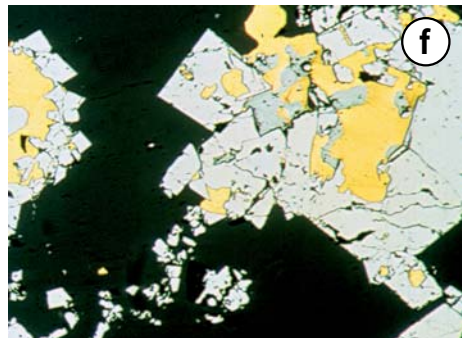
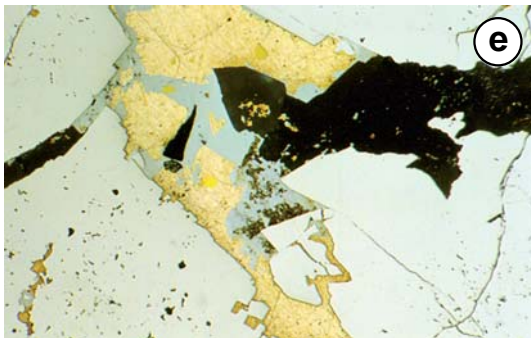


Planche 29 - Cisaillements aurifères (2)

- a. Puits de la mine Astoria et décapage d'une zone riche en ankérite et veines de quartz. Faille Cadillac, près de Rouyn-Noranda, Abitibi, Québec.
- b. Zone de déformation ductile avec noyau de quartz. Largeur = 80 cm. Mine d'or Eldrich, Archéen de l'Abitibi, Québec.
- c. Filons de quartz aurifère archéen à faible pendage dans la tonalite de Bourlamaque. On observe deux générations de quartz. La première subhorizontale montre une structure *crack-and-seal*, la seconde, à quartz laiteux, plus massive, souligne une schistosité fruste. Mine d'or Wriqthbar, région de Val-d'Or, Abitibi, Québec.
- d. Fente de tension plurimétrique subverticale cisailée à remplissage de quartz. Le développement de la fente de tension est syntectonique et traduit un cisaillement. Indice d'or Metanor, district de Val-d'Or, Archéen de l'Abitibi, Québec.
- e. Front d'exploitation vers le nord-est montrant les lentilles de quartz redécoupées par des zones de cisaillement. Mine d'or Silidor, district archéen de Rouyn-Noranda, Québec.
- f. *Open pit* de Lamaque montrant un filon de quartz aurifère à texture *crack-and-seal*, dans le prolongement oriental du district de Sigma. Mine d'or Lamaque, district de Val-d'Or, Archéen de l'Abitibi, Québec.
- g. Fente de tension en échelon déformée au voisinage d'une zone de cisaillement inverse aurifère. Mine d'or Sigma, niveau 20, zone B, district de Val-d'Or, Archéen de l'Abitibi, Québec.
- h. Filon de quartz aurifère à faible pendage vers le nord. Décapage au nord de la mine Sigma, Val-d'Or, Archéen de l'Abitibi, Québec.
- i. Tourmaline noire à croissance géopétale dans un filon de quartz aurifère subhorizontal dans une granodiorite; altération à albite asymétrique, plus développée au toit qu'au mur. Largeur = 10 cm. Mine d'or Goldex, Val-d'Or, Archéen d'Abitibi, Québec.

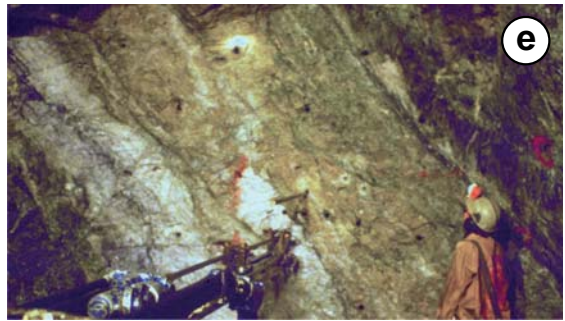
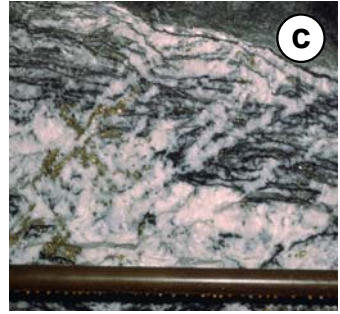
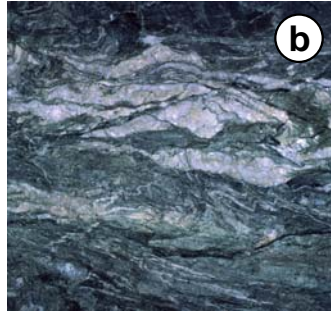


Planche 30 - Minéraux industriels diagénétiques et métamorphiques

- a. Exploitation d'argiles pour terres cuites à Saint-Germer, Oise, France. *Photo Imerys.*
- b. Gisement de diatomites de Lompoc, Californie, États-Unis. On remarque la nette stratification du gisement. *Photo D. Lecuire pour Imerys.*
- c. Exploitation d'argiles blanches alumineuses, dites bauxitiques, pour la fabrication de chammottes à Andersonville, Géorgie, États-Unis. *Photo Imerys.*
- d. Exploitation d'argiles pour tuiles en terre cuite à Sainte-Foy l'Argentière, Rhône, France. *Photo Imerys.*
- e. Mine de graphite du Lac-des-Îles, Mont-Laurier, Québec. *Photo Imerys.*
- f. Gisement de talc de Luzenac-Trimouns, dans les Pyrénées françaises. Le talc s'est formé par métasomatose siliceuse de dolomies ordoviciennes.
- g. Exploitation de marbre de Carrare. Carrière Frantiscritti, Toscane, Italie.
- h. Mine Lac d'Amiante, Estrie, Québec. Détail d'une zone très riche en fibres pluricentimétriques de serpentine chrysotile.
- i. Gisement de talc de Luzenac, Pyrénées françaises : détail de la texture rubanée montrant l'alternance de lits talqueux blancs et de lits gris verdâtre à talc et chlorite.



Planche 31 - Gîtes pédogénétiques et d'oxydation supergène

- a. Cuirasse latéritique en cours de destruction par l'érosion actuelle. Arebinda, Burkina Faso.
- b. Concentré de la zone superficielle oxydée d'un filon aurifère montrant les cristaux de pyrite intacts (blanc-jaune) et d'autres transformés en goethite (gris clair). Sous l'action des agents supergènes, la plage d'électrum initialement portée par la pyrite commence à se décomposer en or, qui va migrer plus bas dans le filon, et en argent, qui va demeurer en surface sous forme de micropépites d'argent pur. Lumière réfléchie naturelle. Largeur = 0,2 mm. Filon Kubang Cicau, mine d'or de Pongkor, Ouest Java, Indonésie.
- c. Grappes de sphérules d'or supergène. Cet or est généralement très pur (souvent plus de 98 % Au). Zone d'altération supergène du filon de Ciguha, mine d'or de Pongkor, Ouest Java, Indonésie. Photo au microscope électronique à balayage.
- d. Oxydes verts de nickel (garniérite probable) dans roche serpentinisée. Largeur = 20 cm. Mine de nickel dans des komatiites de Kambalda, Australie occidentale.
- e. Résille à albite dans des fentes de tension au sein de minerai oxydé. Ce faciès a été associé à l'altération supergène. Un faciès similaire se retrouve dans des roches ultramafiques de la mine Mac Phee, craton de Pilbara, Australie. Mine d'or de Léro, Guinée.
- f. Texture en *bird's eye*, indiquant la transformation supergène de pyrrhotite en pyrite, avec chalcopyrite (jaune). Lumière réfléchie naturelle. Largeur = 2,1 mm. Mine de fluorine d'El Hammam, Maroc.
- g. Martite, un faciès de remplacement dans lequel des cristaux automorphes de magnétite (brunâtre) sont plus ou moins complètement remplacés par l'hématite (gris clair). La transformation progresse à partir des bordures et des clivages de la magnétite. Lumière réfléchie naturelle. Largeur = 2,1 mm. Tselin, Chine.
- h. Chapeau de fer (ou *gossan*) développé à la partie supérieure de sulfures massifs. Les zones verdâtres sous-jacentes sont des sulfures non oxydés. Amas sulfuré polymétallique de San Miguel, district de Rio Tinto, Espagne.
- i. Chapeau de fer développé aux dépens d'un stockwerk à sulfures (au centre) et de sulfures massifs (à droite). Amas sulfuré polymétallique de Sao Domingos, ceinture pyriteuse sud-ibérique, Portugal.

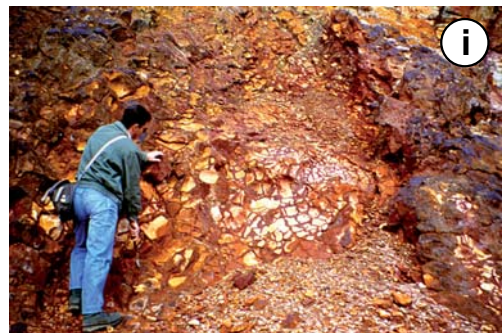
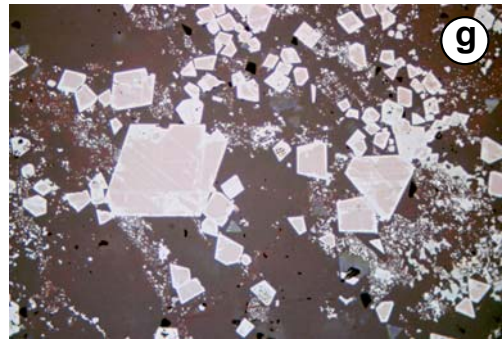
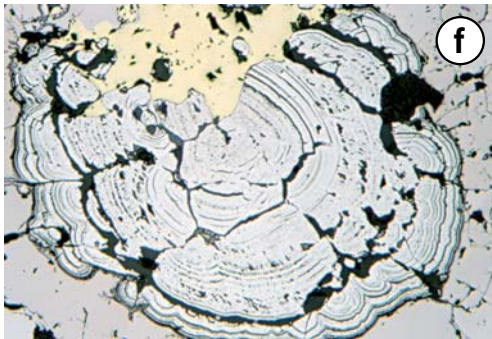
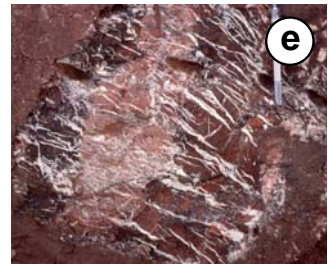
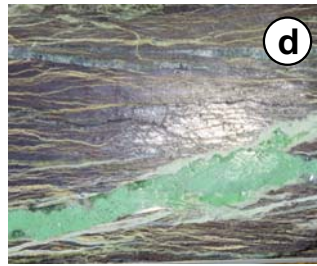
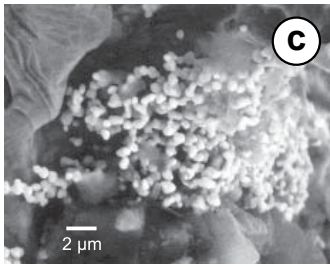
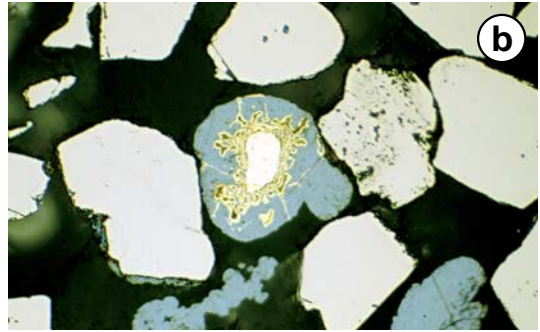
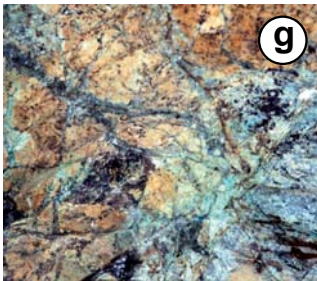
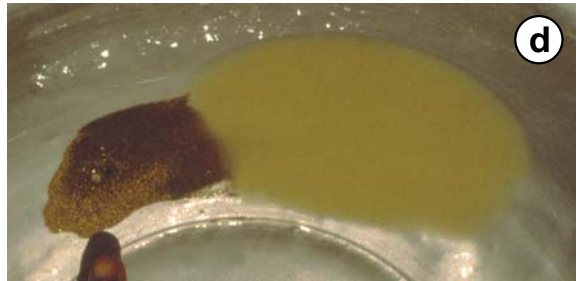
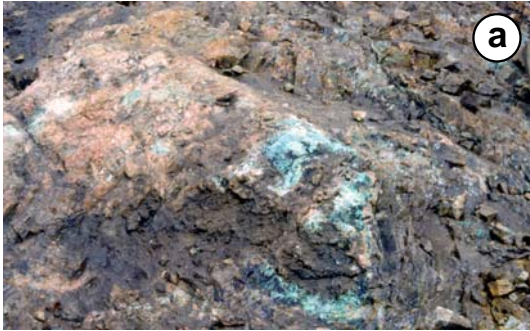


Planche 32 - Gîtes d'alluvions et d'oxydation supergène

- a. Oxydés de cuivre (malachite et chrysocolle) dans la zone supergène du porphyre aurifère du Mount Polley, Colombie-Britannique.
- b. Exploitation mécanisée du placer diamantifère d'Argyle, Australie occidentale.
- c. Grande dune transversale de Sossuvlei (Namibie). Le désert de Namibie représente des accumulations de sable considérables, constituant des dunes sur le littoral et à l'intérieur des terres. Les diamants des kimberlites du Transvaal sont transportés par le fleuve Orange jusqu'à la côte où la dérive littorale et les vents les transportent et les concentrent sur les plages et les dunes situées au nord de l'embouchure.
- d. Batée montrant les minéraux blancs (principalement quartz), les minéraux noirs, et les sulfures avec l'or (une pépite). Colomines, Cameroun.
- e. Conglomérat uranifère d'Elliot Lake, Ontario.
- f. Travaux d'orpaillage, rivière Sirba, région du Liptako, Niger.
- g. Oxydés de cuivre (malachite et chrysocolle) dans la zone supergène du porphyre aurifère de Twin Buttes, Arizona.
- h. Vannage de la latérite aurifère à Koba Bangou, région du Liptako, Niger.
- i. Conglomérat aurifère du Rand (Afrique du Sud) à galets quartzeux bien visibles. *Photo M. Gauthier.*



RÉFÉRENCES

- ABBOTT, D.H. AND ISLEY, A.E., 2002. The intensity, occurrence and duration of superplume events and eras over geological time. *Journal of Geodynamics*, **34**: 265-307.
- AGARD, J., BALCON, J.M. ET MORIN, P., 1958. Étude géologique et métallogénique de la région minéralisée du Jbel Aouam (Maroc central). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, **132**: 126 p.
- AGRICOLA, G., 1556. De Re Metallica. Traduit par Hoover, H.C. et Hoover, L.H., 1950; New York, *Dover Pub. Inc.*, 638 p.
- AGUE, J.J., 2005. Fluid flow in the deep crust. In: The Crust, edited by Holland, H.D. and Turekian, K.K.; *Elsevier*, p. 195-228.
- ALLCOCK, J.B., 1982. Skarn and porphyry copper mineralization at Mines Gaspé, Murdochville, Québec. *Economic Geology*, **77**: 971-999.
- ALLÈGRE, C.J., 2005. Géologie isotopique. Paris, *Éditions Belin*, 320 p.
- AMES, D.E., GOLIGHTLY, J.P., LIGHTFOOT, P.C. AND GIBSON, H.L., 2002. Vitric compositions in the Onaping formation and their relationship to the Sudbury igneous complex, Sudbury structure. *Economic Geology*, **97**: 1541-1562.
- ANDERSON, W.B., 2003. An alternative Earth. *GSA Today*, **13**: 4-12.
- ANDREWS, A.J., OWSIACKI, L., KERRICH, R. AND STRONG, D.F., 1986. The silver deposits at Cobalt and Gowganda, Ontario, I: Geology, petrography and whole rock geochemistry. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **23**: 1480-1506.
- ANNELS, A.E. AND SIMMONS, J.R., 1984. Cobalt in the Zambian Copperbelt. *Precambrian Research*, **36**: 259-275.
- ANONYME. World Mining and Metals Yearbook, 1998, 2001. Paris, *Société de l'Industrie Minérale*.
- ANONYME. USGS Minerals Information: Commodities Statistics and Information. Web Site: <http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/>
- ANTROBUS, E.S.A., 1986. The South Rand Goldfield. In: Mineral deposits of southern Africa, Volume 1, edited by Anhaeusser, C.R. and Maske, S.; *Geological Society of South Africa*, p. 689-703.
- AREHART, G.B., 1996. Characteristics and origin of sediment hosted disseminated gold deposits: A review. *Ore Geology Reviews*, **11**: 383-403.
- ARNDT, N.T., LESHER, C.M. AND CZAMANSKE, G.K. 2005. Mantle-Derived Magmas and Magmatic Ni-Cu-(PGE) Deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 5-24.
- ARRIBAS, A. JR., 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits and their relation to magmatic fluid. In: Magma, fluids and ore deposits, edited by Thompson, J.F.H.; *Mineralogical Association of Canada, Short Course Volume 23*, p. 419-454.
- ARRIBAS, A., JR., CUNNINGHAM, C.G., RYTUBA, J.J., RYE, R.O., KELLY, W.C., PODWYSICKI, M.H., MCKEE, E.H. AND TOSDAL, R.M., 1995. Geology, geochronology, fluid inclusions and stable isotope geochemistry of the Rodalquilar gold alunite deposit, Spain. *Economic Geology*, **90**: 795-822.
- ARRIBAS, A. JR., HEDENQUIST, J., ITAYA, T., OKADA T., CONCEPCION R.A. AND GARCIA J.S. JR., 1995. Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines. *Geology*, **23**: 337-340.
- AUGÉ, T., BAILLY, L., COCHERIE, A., GENNA, A., GUERROT, C., LEROUGE, C., MUKHERJEE, M.M. AND PATRA, R.N., 2002. Magmatic and hydrothermal platinum-group element mineralization in the Baula Area, Orissa, India. 9th International Platinum Symposium, Billings, Montana, USA; Abstracts, 5 p. http://www.nicholas.duke.edu/people/faculty/boudreau/9thPtSymposium/Auge_Abstract.pdf
- AVIAS, J., 1978. L'évolution des idées et des connaissances sur la genèse et la nature des minerais de nickel, en particulier latéritiques de leur découverte à nos jours. *Bulletin BRGM*, **2-3**: 165-172.
- AZZA, A., 1998. Les minéralisations barytiques du Maroc. *Chronique de la Recherche Minière*, **531-532**: 109-116.
- BAKER, T., 2002. Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits. *Economic Geology*, **97**: 1111-1117.
- BAKER, T., VAN ACHTERBERG, E., RYAN, C.G. AND LANG, J.R., 2004. Composition and evolution of ore fluid in a magmatic-hydrothermal skarn deposit. *Geology*, **32**: 117-120.

- BARBANSON, L., 1987. Les minéralisations Zn, Pb, Ba, Hg, Cu de socle et couverture carbonatés de la Province de Santander (Nord de l'Espagne). Thèse d'État, *Université d'Orléans*, 292 p.
- BARBANSON, L., TOURAY, J.C., SAULAS, D. ET VADALA, P., 1983. Distribution à différentes échelles et chronologie relative des carbonates de l'Aptien de la province de Santander : relations entre auréole ferrifère et minéralisations Zn-Pb de type Reocin. *Chronique de la Recherche Minière*, **473**: 39-48.
- BARBARIN, B., 1999. A review of the relationships between granitoids types, their origin and their geodynamic environments. *Lithos*, **46**: 605-626.
- BARD, J.P., 1997. Démembrement anté-mésozoïque de la chaîne varisque d'Europe occidentale et d'Afrique du Nord : rôle essentiel des grands décrochements transpressifs dextres. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série 2*, **324**: 693-704.
- BARDOSSY, G., 1981. Les bauxites européennes, leur géologie, prospection et valorisation économique. *Chronique de la Recherche Minière*, **459**: 5-22.
- BARLEY, M.E., BEKKER, A. AND KRAPEZ, B., 2005. Late Archean to Early Paleoproterozoic global tectonics, environmental change and the rise of atmospheric oxygen. *Earth and Planetary Science Letters*, **238**: 156-171.
- BARNES, H.L., (EDITOR), 1997. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 3rd edition, New York, *John Wiley and Sons*, 992 p.
- BARNES, S.J., 2000. Chromite in komatiites, 2. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *Journal of Petrology*, **41**: 387-409.
- BARNES, S.J. AND LIGHTFOOT P.C., 2005. Formation of magmatic nickel ore deposits and processus affecting their copper and platinum. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 179-213.
- BARNES, S.J. AND ROEDER, P.L., 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, **42**: 2279-2302.
- BARNES, S.J., COUTURE, J.F., SAWYER, E.W. AND BOUCHAIB, C., 1993. Nickel-copper occurrences in the Belleterre-Angliers belt of the Pontiac subprovince and the use of Cu-Pd ratios in interpreting platinum-group element distribution. *Economic Geology*, **88**: 1402-1418.
- BARTOS, P.J., 2000. The Pallacos of Cerro Rico de Potosi, Bolivia: a new deposit type. *Economic Geology*, **95**: 645-654.
- BAROUDI, Z., BERAAOUZ, E.H., RAHIMI, A., SAQUAQUE, A. ET CHOUHAIDI, M.Y., 1999. Minéralisations polymétalliques argentifères d'Imiter (Jbel Sarho, Anti-Atlas, Maroc) : minéralogie, évolution des fluides minéralisateurs et mécanismes de dépôt. *Chronique de la Recherche Minière*, **536-537**: 91-111.
- BARRETT, T.J. AND MACLEAN, W.H., 1999. Volcanic sequences, litho-geochemistry and hydrothermal alteration in some bimodal VMS systems. In: Volcanic associated massive sulfide deposits: Processes and examples in modern and ancient settings, edited by Barrie, C.T. and Hannington, M. D.; *Reviews in Economic Geology*, **8**: 101-131.
- BARRIE, C.T., LUDDEN, J.N. AND GREEN, T.H., 1993. Geochemistry of volcanic rocks associated with Cu-Zn and Ni-Cu deposits in the Abitibi subprovince. *Economic Geology*, **88**: 1341-1358.
- BARTON, P.B. AND BETHKE P.M. JR., 1987. Chalcopyrite disease: pathology and epidemiology. *American Mineralogist*, **72**: 451-467.
- BASSON, I.J. AND GREENWAY, G., 2004. The Rössing Uranium deposit: a product of late-kinematic localization of the uraniumiferous granites in the Central zone of the Damara orogen, Namibia. *Journal of African Earth Sciences*, **38**: 413-435.
- BASTIN, E.S., 1939. The nickel-cobalt-native silver ore-type. *Economic Geology*, **34**: 1-40.
- BATES, R.L. AND JACKSON, J.A., 1980. Glossary of geology. American Geological Institute, New York, Anchor Press / Doubleday; 2nd edition, 1984; 3rd edition, 1987, 788 p.
- BAUDIN, F., TRIBOVILLARD N. ET TRICHET J., 2007. Géologie de la matière organique. *Société géologique de France et Vuibert*, 264 p.
- BEANE, R.E. AND TITLEY, S.R., 1981. Porphyry copper deposits, Part II, Hydrothermal alteration and mineralization. *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, p. 235-269.
- BEATY, D.W., LANDIS, G.P. AND THOMPSON, T.B., 1990. Carbonate-hosted sulfide deposits of the central Colorado mineral belt: introduction, general discussion and summary. *Society of Economic Geologists, Monograph 7*, p. 1-18.
- BEAUDOUIN, G. AND SANGSTER, D.F., 1992. A descriptive model for silver-lead-zinc veins in clastic meta-sedimentary terranes. *Economic Geology*, **87**: 1005-1021.
- BEAUDOUIN, G. AND AUGER, R., 2004. Implications of the mineralogy and chemical composition of lead beads from Frobisher's assay site Kodlunarn Island, Canada: Prelude to Bre-X. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **41**: 669-681.
- BECHTEL, A., SUN, Y., PUTTMAN, W., HOERNES, S. AND HOEFS, J., 2001. Isotopic evidence for multi-stage base metal enrichment in the Kupferschiefer from Sangerhausen basin, Germany. *Chemical Geology*, **176**: 31-49.
- BELKABIR, A., GIBSON H., LENTZ, D., MARCOUX, É. AND RZIKI M., 2008. Geology and wall-rock alteration at the Hercynian Draa Sfar Zn-Pb-Cu deposit, Morocco. *Ore Geology Reviews*, **33**: 280-306.
- BELLEHUMEUR C. AND JÉBRAK, M., 1993. Filtering of background variation factors in stream sediment geochemical survey. Application to Zn Sedex deposits in the Gatineau area, Southwestern Quebec, Canada. *Exploration and Mining Geology*, **2-1**: 63-72.

- BENJAMIN, T., CHARLES, R. AND VIDAL, R., 1983. Thermodynamic parameters and experimental data for the Na-K-Ca geothermometer. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **15**: 167-186.
- BERGER, B.R. AND BETHKE, P.M., 1985. Geology and geochemistry of epithermal systems. *Reviews in Economic Geology*, **2**: 298 p.
- BERNER, R.A., 2001. Modeling atmospheric O₂ over Phanerozoic time. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**: 685-694.
- BERNER, R.A., 2006. Geological nitrogen cycle and atmospheric N₂ over Phanerozoic time. *Geology*, **34**: 413-415.
- BERNHARD F. AND BARTH-WIRSCHING, U., 2002. Zeolitization of a phonolitic ash flow by groundwater in the Laach volcanic area, Eifel, Germany. *Clays and Clay minerals*, **50**: 710-725.
- BERRYMAN, A.K., SCOTT SMITH, B.H. AND JELICOE, B.C., 2004. Geology and diamond distribution of the 140/141 kimberlite Fort à la Corne, central Saskatchewan, Canada. *Lithos*, **76**: 99-114.
- BEST, A.I., RICHARDSON, M.D., BOUDREAU, B.P., JUDD, A.G., LEIFER, I., LYONS, A.P., MARTENS, C.S., ORANGE, D.L. AND WHEELER, S.J., 2006. Shallow seabed methane gas could pose coastal hazard. *Eos - Transactions, American Geophysical Union*, **87**: 213-217.
- BETHKE, C.M. AND MARSHAK S., 1990. Brine migrations across North America - The plate tectonics of Groundwater. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **18**: 287-315.
- BETHKE, P.M., RYE, R.O., STOFFREGEN, R.E. AND VIKRE, P.G., 2005. Evolution of the magmatic-hydrothermal acid-sulfate system at Summitville, Colorado: integration of geological, stable-isotope and fluid inclusion evidence. *Chemical Geology*, **215**: 281-315.
- BÉZIAT, P. ET BORNUAT, M., 1994. Carte minière de la France métropolitaine au 1/1 000 000; *Éditions du BRGM*, Orléans.
- BIERLEIN, F.P., CHRISTIE, A.B. AND SMITH, P.K., 2004. A comparison of orogenic gold mineralisation in central Victoria (AUS), western South Island (NZ) and Nova Scotia (CAN): implications for variations in the endowment of Paleozoic metamorphic terrains. *Ore Geology Reviews*, **25**: 125-168.
- BIGOTTE, G. ET OBELLIANNE, J.M., 1968. Découverte de minéralisations uranifères au Niger. *Mineralium Deposita*, **3**: 317-333.
- BILLA, M., FEYBESSE, J.L., BRONNER, G., LEROUGE, C. ET MILÉSI, J.P., 1999. Les formations à quartzites rubanés ferrugineux des Monts Nimba et du Simandou : des unités empilées tectoniquement, sur un soubassement plutonique Archéen (craton de Kénéma-Man), lors de l'orogène Éburnéen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, Séries 2, **329**: 287-294.
- BIRKETT, T.C. AND SIMANDL, G.J., 1999. Carbonatite-associated deposits: magmatic, replacement and residual. *In: Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume 3 - Industrial Minerals and Gemstones*, edited by Simandl, G.J., Hora, Z.D. and Lefebvre, D.V.; *British Columbia Ministry of Energy and Mines*, p. 73-76. Web Site: <http://www.em.gov.bc.ca/Mining/Geosurv/MetallicMinerals/MineralDepositProfiles/profiles/n01.htm>
- BISCHOFF, J.L., 1969. Red sea geothermal brine deposits: their mineralogy, chemistry and genesis. *In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*, edited by Degens, E.T. and Ross, A.D.; *Springer*, p. 368-401.
- BJORLYKKE, A. AND SANGSTER, D.F., 1981. An overview of sandstone lead deposits and their relationship to red-bed copper and carbonate-hosted lead-zinc deposits. *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, p. 179-213.
- BLEEKER, W., PARRISH, R.R. AND SAGER-KINSMAN, A., 1999. High-precision U-Pb geochronology of the late Archean Kidd Creek deposit and Kidd volcanic complex. *In: The giant Kidd Creek Volcanogenic massive sulfide deposit, Western Abitibi subprovince, Canada*, edited by Hannington, M.D. and Barrie, C.T.; *Economic Geology*, Monograph 10, p. 43-70.
- BLEVIN, P.L., 2004. Metallogeny of granitic rocks. *In: Magmas to Mineralisation: The Ishihara Symposium on granites and related metallogeneses*, edited by Blevin, P., Jones M. and Chappell, B.; Australian Government, *Geoscience Australia*, Record 2003/14, p.1-4. www.ga.gov.au/about/corporate/ga_authors/Ishihara/#
- BLONDEL, F., 1955. Les types de gisements de fer. *Chronique des Mines Coloniales*, **231**: 226-244.
- BODNAR, R.J., 2003. Introduction to fluid inclusions. *In: Fluid Inclusions: analysis and interpretation*, edited by Samson, I., Anderson, A. and Marshall, D.; *Mineralogical Association of Canada*, Short Course, **32**: 1-8.
- BOLTON, B.W., LASAGA, A.C. AND RYE, D.M., 1996. A model for the kinetic control of quartz dissolution and precipitation in porous media flow with spatially variable permeability: Formulation and examples of thermal convection. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, Volume B101, No. B10, p. 22157-22187.
- BONI, M., TERRACCIANO, R., EVANS, N.J., LAUKAMP, C., SCHNEIDER, J. AND BECHSTÄDT, T., 2007. Genesis of vanadium ores in the Otavi Mountainland, Namibia. *Economic Geology*, **102**: 441-469.
- BONIN, B., 1982. Les granites des complexes annulaires. *Éditions du BRGM*, Collection Manuels et Méthodes N°4, 183 p.
- BONNEMAISON, M. AND MARCOUX, É., 1990. Auriferous mineralization in some shear-zones: a three stage model of metallogenesis. *Mineralium Deposita*, **25**: 96-104.
- BORDENAVE, M.L., 1993. Applied petroleum geochemistry; Paris, *Éditions Technip*, 506 p.
- BOUCHOT, V., MILÉSI, J.P., LESCUYER, J.L. ET LEDRU P., 1997. Les minéralisations aurifères de la France dans leur cadre géologique autour de 300 Ma. *Chronique de la Recherche Minière*, **528**: 13-62.

- BOULADON, J., 1986. La chromite, un minerai toujours recherché. *Chronique de la Recherche Minière*, **485**: 53-63.
- BOURDIER, J.L., 1994 (éditeur). Le volcanisme. Orléans, *Éditions du BRGM*, Manuels et méthodes N°25, 420 p.
- BOWELL, R.J., AFREH E.O., LAFFOLEY N.A., HANSEN E., ABE S., YAO R.K. AND POHL, D., 1996. Geochemical exploration for gold in tropical soils-four contrasting case studies from West Africa. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy*, Section B, **105**: B126-B133.
- BOXER, G.L. AND JAQUES, A.L., 1990. Argyle (AK1) Diamond deposit. In: Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea, edited by Hughes, F.E.; Melbourne, *The Australasian Institute of Mining and Metallurgy*, Monograph 14, Volume 1, p. 697-706.
- BOYLE, R.W., 1979. The geochemistry of gold and its deposits. *Geological Survey of Canada*, Bulletin 280, 584 p.
- BOYLE, R.W., BROWN, A.C., JEFFERSON, C.W., JOWETT, E.C. AND KIRKHAM, R.V., (EDITORS), 1989. Sediment hosted stratiform copper deposits. *Geological Association of Canada*, Special Paper 36, 710 p.
- BRADLEY, D.C. AND LEACH, D.L., 2003. Tectonic controls of Mississippi Valley-type lead-zinc mineralization in orogenic forelands. *Mineralium Deposita*, **38**: 652-667.
- BRAND, N.W., BUTT, C.R.M. AND ELIAS, M., 1998. Nickel laterites: classification and features. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**: 81-88.
- BRANQUET, Y., CHEILLETZ, A., GIULIANI, G., LAUMONIER, B. AND BLANCO, O., 1999. Fluidized hydrothermal breccia in dilatant faults during thrusting: the Colombian emerald deposits. In: Fractures, fluid flow and mineralization, edited by McCaffrey, K.J.W., Lonergan, L. and Wilkinson, J.J.; *Geological Society*, Special Publication No. 155, p. 183-195.
- BRAY, C.J. AND SPOONER, E.T.C., 1983. Sheeted vein Sn-W mineralization and greisenization associated with economic kaolinization, Goonbarrow china clay pit, St Austell, Cornwall, England: geologic relationships and geochronology. *Economic Geology*, **78**: 1064-1089.
- BREITHAUPT, J.F.A., 1849. Die Paragenesis der Mineralien. Freiberg, *J. G. Engelhardt*, 276 p.
- BRIO, P., 1982. L'environnement hydrogéochimique du calcrète uranifère de Yeclirrie (Australie Occidentale), *Mineralium Deposita*, **18**: 191-206.
- BROWN, A.C., 1992. Sediment-hosted stratiform copper deposits. *Geoscience Canada*, **19**: 125-141.
- BROWN, A.C., 2006. Genesis of native copper lodes in the Keweenaw district, Northern Michigan: a hybrid evolved meteoritic and metamorphic model. *Economic Geology*, **101**: 1437-1444.
- BROWN, K.L., 1986. Gold deposition from geothermal discharges in New Zealand. *Economic Geology*, **81**: 979-983.
- BROWN, K.L. AND SIMMONS S.F., 2003. Precious metals in high temperature geothermal systems in New Zealand. *Geothermics*, **32**: 619-625.
- BROWNE P.R.L. AND ELLIS A.J., 1970. The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand: mineralogy and related geochemistry. *American Journal of Science*, **269**: 97-131.
- BUCK, S.G. AND MINTER, W.E.L., 1985. Placer formation by fluvial degradation of an alluvial fan sequence: the Proterozoic Carbon Leader placer, Witwatersrand Supergroup, South Africa. *Journal of the Geological Society*, **142**: 757-764.
- BÜHN, B., RANKIN, A.H., SCHNEIDER, J. AND DULSKI, P., 2002. The nature of orthomagmatic, carbonatitic fluids precipitating REE, Sr-rich fluorite: fluid-inclusion evidence from the Okorusu fluorite deposit, Namibia. *Chemical Geology*, **186**: 75-98.
- BURNOL, L., GEOFFROY, J. ET SOLER, P., 1978. Le tungstène, ses principaux types de gisements. *Chronique de la Recherche Minière*, **441**: 27-44.
- BURT, D.M., SHERIDAN, M.F., BIKUN, J.V. AND CHRISTIANSEN, E.H., 1982. Topaz rhyolites - distribution, origin and significance for exploration. *Economic Geology*, **77**: 1818-1836.
- BUTT, C.R.M., MANN, A.W. AND HORWITZ, R.C., 1984. Regional setting distribution and genesis of surficial uranium deposits in calcretes and associated. In: Surficial Uranium Deposits; Vienna, *International Atomic Energy Agency*, TECDOC-322, p. 121-128.
- BUTT, C.R.M. AND ZEEGERS, H., (EDITORS), 1992. Regolith exploration geochemistry. In: Tropical and subtropical terrains. Amsterdam: *Elsevier Sciences Publication*, 605 p.
- CABRI, L.J., HARRIS, D.C. AND WEISER, T.W., 1996. Mineralogy and distribution of platinum-group mineral (PGM) placer deposits of the world. *Exploration and Mining Geology*, **5**: 73-168.
- CADERON, S., 1997. Étude minéralogique, interprétation structurale et estimation des conditions de pression et de température des roches encaissantes et minéralisées de l'open pit de Stratmin Graphite, Province de Grenville, Lac-des-Îles, Québec. Thèse de maîtrise, *Université de Montréal*, 194 p.
- CAILTEUX, J.L.H., KAMPUZU, H.A.B., LEROUGE, C., KAPUTO, A.K. AND MILÉSI, J.P., 2005. Genesis of sediment-hosted stratiform copper-cobalt deposits, central African Copperbelt. *Journal of African Earth Sciences*, **42**: 134-158.
- CAINE, J.S., EVANS, J.P. AND FORSTER, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, **24**: 1025-1028.

- CALLAHAN, W.H., 1977. Some thoughts regarding premises and procedures for prospecting for base metal ores in carbonate rocks in the North American Cordillera. *Economic Geology*, **72**: 71-81.
- CAMERON, E.M., 1988. Archean gold: relation to granulite formation and redox zoning in the crust. *Geology*, **16**: 109-112.
- CAMERON, E.N., JAHNS, A., MCNAIR, A.H. AND PAGE, L.R., 1949. Internal structure of granitic pegmatites. *Society of Economic Geologists*, Monograph 2, 115 p.
- CAMPUBI, A., CHOMIAK, B.A., VILLANUEVA-ESTRADA, R.E., CANALS, A., NORMAN, D.I., CARDELLACH, E. AND STUTE, M., 2006. Fluid sources for the La Guitarra epithermal deposit (Temascaltepec district, Mexico): Volatile and helium isotope analyses in fluid inclusions. *Chemical Geology*, **231**: 252-284.
- CANDELA, P.A., 1997. A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles and ore metals. *Journal of Petrology*, **38**: 1619-1633.
- CANDELA, P.A. AND PICCOLI, P.M., 2005. Magmatic processes in the development of porphyry-type ore systems. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 25-38.
- CARLILE, J.C. AND MITCHELL, A.H.G., 1994. Magmatic arcs and associated gold and copper mineralization in Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration*, **50**: 91-142.
- CARLING, P.A. AND BREAKSPEAR, R.M., 2006. Placer formation in gravel-bedded rivers. A review. *Ore Geology Reviews*, **28**: 377-401.
- CARLSON, C.A., 1991. Spatial distribution of ore deposits. *Geology*, **19**: 111-114.
- CARNE, R.C. AND CATHRO, R.J., 1982. Sedimentary Exhalative (Sedex) zinc-silver-lead deposits, Northern Canadian Cordillera. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*, **75**: 66-78.
- CARRIER, A., JÉBRAC, M., ANGELIER, J. AND HOLYLAND, P., 2000. The Silidor vein-type deposit, Abitibi belt: structural evolution and paleostress modelization of an Au-vein type deposit in an Archean tonalite. *Economic Geology*, **95**: 1049-1065.
- CARTEN, R.B., GERAGHTY, E.P., WALKER, B.M. AND SHANNON, J.R., 1988. Cyclic development of igneous features and their relationship to high-temperature hydrothermal features in the Henderson porphyry molybdenum deposit, Colorado. *Economic Geology*, **83**: 266-296.
- CASSARD, D., CHABOD J.C., MARCOUX É., BOURGINE B., CASTAING C., GRÓS Y., KOSAKÉVITCH A., MOISY M. ET VIALLEFOND L., 1994. Mise en place et origine des minéralisations du gisement filonien à Zn, Ge, Ag (Pb, Cd) de Noailhac-Saint-Salvy (Tarn, France). *Chronique de la Recherche Minière*, **514**: 3-37.
- CASSARD, D., RABINOVITCH, M., NICOLAS, A., LEBLANC, M. AND PRINZHOFER, A., 1981. Structural classification of chromite pods in New Caledonia. *Economic Geology*, **76**: 805-831.
- CASTORINA, F. AND MASI, U., 2000. Sr-isotopic composition of siderite for assessing the origin of mineralizing fluids: the case study from the Jebel Awam deposit (Central Morocco). *Ore Geology Reviews*, **17**: 83-89.
- CATHELINEAU, M. AND NIEVA D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer – The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **91**: 235-244.
- CATHLES, L.M., 1977. An analysis of the cooling of intrusives by ground water convection which includes boiling. *Economic Geology*, **72**: 804-826.
- CATHLES, L.M., 1981. Fluid flow and genesis of hydrothermal ore deposits. *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, p. 424-457.
- CATHLES, L.M., 1993. Oxygen Isotope alteration in the Noranda mining district, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Economic Geology*, **88**: 1483-1511.
- CATHLES, L.M. AND SMITH, A.T., 1983. Thermal constraints on the formation of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits and their applications for episodic basin dewatering and deposit genesis. *Economic Geology*, **78**: 983-1002.
- CATLING, D.C. AND CLAIRE, M.W., 2005. How Earth's atmosphere evolved to an oxic state: A status report. *Earth and Planetary Science Letters*, **237**: 1-20.
- CAWTHORN, R.G., BARNES, S.J., BALLHAUS, C. AND MALITCH, K.N., 2005. Platinum-group element, chromium and vanadium deposits in mafic and ultramafic rocks. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 215-249.
- CAWOOD, P.A., KRONER, A. AND PISAREVSKI, S., 2006. Precambrian plate tectonics: criteria and evidence. *GSA Today*, **16**: 4-11.
- ČERNÝ P., 1991. Rare element granite pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. Part II: Regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada*, **18**: 49-81.
- ČERNÝ P. AND ERCIT, T.S., 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian Mineralogist*, **43**: 2005-2026.
- ČERNÝ, P., BLEVIN, P.L., CUNNEY, M. AND LONDON, D., 2005. Granite-related ore deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 337-370.
- CHABIRON, A., CUNNEY M. AND POTY B., 2003. Possible uranium sources for the largest uranium district associated with volcanism: the Streltsova caldera (Transbaikalia, Russia). *Mineralium Deposita*, **38**: 127-140.
- CHAPPELL, B.W. AND WHITE, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**: 173-174.
- CHAREF, A. AND SHEPPARD, S.M.F., 1988. The Malines Cambrian carbonate-shale-hosted Pb-Zn deposit, France: Thermometric and Isotopic (H, O) evidence for pulsating hydrothermal mineralization. *Mineralium Deposita*, **23**: 86-96.

- CHARLIER, B., SKÅR, Ø., KORNELIUSSEN, A., DUCHESNE, J.C. AND VANDER AUWERA, J., 2007. Ilmenite composition in the Tellnes Fe-Ti deposit, SW Norway: fractional crystallization, postcumulus evolution and ilmenite-zircon relation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **154**: 119-134.
- CHAURIS, L. ET GUIGUES J., 1969. Gîtes minéraux de la France, vol. I : Massif armoricain. *Éditions du BRGM*, Mémoire N°74, 96 p.
- CHAURIS, L. AND MARCOUX É., 1994. Metallogeny of the Armorican Massif. In: Pre-Mesozoic geology in France and related areas, part. II. C, Metallogeny, edited by Chantraine, J., Rolet, D.S., Santallier, D.S. and Piqué, A.; *Springer*, p. 243-264.
- CHEILLETZ, A., 1988. Stratiform tungsten deposits: a review, with implications for the Yxsjorberg - Sandudden deposits in Sweden. *Geologie En Mijnbouw*, **67**: 293-311.
- CHEILLETZ, A. ET GIULIANI, G., 1982. Rôle de la déformation du granite dans la genèse des épisynites feldspathiques des massifs de Lovios-Geres (Galice) et des Zaer (Maroc central). Relations avec les minéralisations en tungstène associées. *Mineralium Deposita*, **17**: 387-400.
- CHEILLETZ, A. ET ISNARD, P., 1985. Contribution à la prospection des gisements hydrothermaux de tungstène sur l'exemple du district polymétallique W-Pb-Zn-Ag du Jbel Aouam (Maroc central). *Mineralium Deposita*, **20**: 220-230.
- CHEILLETZ, A., LEVRESSE, G., GASQUET, D., AZIZI-SAMIR, M., ZYADI, R., ARCHIBALD, D.A. AND FARRAR, E., 2002. The giant Imiter silver deposit: Neoproterozoic epithermal mineralization in the Anti-Atlas, Morocco. *Mineralium Deposita*, **37**: 772-781.
- CHEILLETZ, A., ARCHIBALD, D.A., CUNEY, M. ET CHAROY, B., 1992. Âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du leucogranite à topaze-lépidolite de Beauvoir et des pegmatites sodolithiques de Chédeville (Nord Massif Central, France). Significations pétrologiques et géodynamiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série 2*, **315**: 329-336.
- CHOWN, E.H., DAIGNEAULT, R., MUELLER, W. AND MORTENSEN, J.K., 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**: 2211-2225.
- CLARK, C., GRGURIC, B. AND MUMM, A.S., 2004. Genetic implications of pyrite chemistry from the Paleoproterozoic Olary domain and overlying Neoproterozoic Adelaidean sequences, northeastern South Australia. *Ore Geology Reviews*, **25**: 237-257.
- CLARK, T. ET WARES, R., 2004. Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'orogène du Nouveau-Québec (fosse du Labrador). *Ministère des Ressources naturelles et de la Faune*, MM 2004-01, 182 p.
- CLEMENS, J.D. AND MAWER, C.K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, **204**: 339-360.
- CLEMENT, C.R. AND SKINNER, E.M.W., 1985. A textural-genetic classification of kimberlites. *Trans. Geol. Soc. Africa*, **88**: 403-409.
- CLIFFORD, T.N., 1966. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, **1**: 421-434.
- CLINE, J.S. AND BODNAR, R.J., 1991. Can Economic Porphyry Copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? *Journal of Geophysical Research*. Volume 96, No. B5, p. 8113-8126.
- CLOUT, J.M.F. AND SIMONSON, B.M., 2005. Precambrian iron formations and iron formation-hosted iron ore deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 681-722.
- COCHERIE, A. AND ALBARÈDE, F., 2001. An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**: 4509-4522.
- COLE, J.W., MILNER, D.M. AND SPRINKS, K.D., 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth Science Reviews*, **69**: 1-26.
- COLLECTIF, 1968-1970. Carte métallogénique de l'Europe au 1/2 500 000, 9 feuilles; *Éditions UNESCO et BRGM*.
- COLLECTIF, 1979-1987. Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000, 8 feuilles; Orléans, *Éditions du BRGM*.
- COLLECTIF, 2001. Les évaporites. *Géochronique*, **80**: 54 p.
- COLUMBA, M.C. AND CUNNINGHAM, C.G., 1993. Geologic model for the mineral deposits of the La Joya district, Oruro, Bolivia. *Economic Geology*, **88**: 701-708.
- CONDIE, K.C., DES MARAIS, D.J. AND ABBOTT, D., 2001. Precambrian superplumes and supercontinents: a record in black shales, carbon isotopes and paleoclimates? *Precambrian Research*, **106**: 239-260.
- COOK, N.J. AND MARSHALL, B., 2004. Metamorphic processes in ore formation and transformation. A thematic series of paper. *Ore Geology Reviews*, **24**: 169-171.
- COOKE, D.R. AND SIMMONS, S.E., 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. In: Gold in 2000, edited by Hagemann, S.G. and Brown, P.E.; *Reviews in Economic Geology*, **13**: 221-244.
- COOKE, D.R., McPHAL, D.C. AND BLOOM, M.S., 1996. Epithermal gold mineralization, Acupan, Baguio district, Philippines: geology, mineralization, alteration and the thermochemical environment of ore deposition. *Economic Geology*, **91**: 243-272.
- COOKE, D.R., HOLLINGS, P. AND WALSHE, J.L., 2005. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution and tectonic controls. *Economic Geology*, **100**: 801-818.
- CORBETT, G.J. AND LEACH, T.M., 1998. Southwest Pacific rim Gold-copper systems: structure, alteration and mineralization. *Society of Economic Geologists*, Special Publication No. 6, 236 p.

- CORRIVEAU, L., 2007. Iron Oxide Copper-Gold deposits: A Canadian perspective. In: Mineral Deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological province and exploration methods, edited by Goodfellow, W.D.; *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5*, p. 307-328.
- COSTA, M.L., 1997. Lateritization as a major process of ore deposit formation in the Amazon Region. *Exploration and Mining Geology*, **6**: 79-104.
- COURTILLOT, V., DAVAILLE, A., BESSE, J. AND STOCK, J., 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **205**: 295-208.
- COX, D.P. AND SINGER, D.A., 1986. Mineral deposits. *United States Geological Survey Bulletin*; 1693, 379 p.
- COX, S.F., KNACKSTEDT, M.A. AND BRAUN, J., 2000. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. *Society of Economic Geologists, Monograph 14* p. 1-24.
- CRAIG, J.R. AND VAUGHAN, D.J., 1994. Ore microscopy and ore petrography (2nd edition) *John Wiley and Sons*, New York, 434 p.
- CUMMING, G.L. AND KRSTIC, D., 1992. The age of unconformity-related uranium mineralization in the Athabasca basin, northern Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**: 1623-1639.
- CUMMING, G.L. AND RICHARDS, J.R., 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth. *Earth and Planetary Science Letters*, **28**: 155-171.
- CUNEY, M., 1978. Geologic environment, mineralogy and fluid inclusions in the Bois Noirs-Limouzat uranium vein, Forez, France. *Economic Geology*, **73**: 1567-1610.
- CUNEY, M., 1990. Contrôles magmatiques et structuraux de la métallogénèse uranifère tardi-hercynienne: exemples du district de la Crouzille (Haute-Vienne). *Chronique de la Recherche Minière*, **499**: 9-17.
- CUNEY, M. ET AUTRAN, A., 1987. Le forage scientifique d'Échassières (Allier). Une clé pour la compréhension des mécanismes magmatiques et hydrothermaux associés aux granites à métaux rares. *Géologie de la France*, **2-3**: 1-35.
- CUNEY, M. AND FRIEDRICH M., 1987. Physicochemical and crystal-chemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids. Implications on uranium metallogenesis. *Bulletin de minéralogie*, **110**: 235-247.
- CUNEY, M., MARIIGNAC, C. AND WEISBROD, A., 1992. The Beauvoir topaz-lepidolite-albite granite (Massif Central, France): a highly specialised granite with disseminated Sn-Li-Ta-Nb-Be mineralization of magmatic origin. *Economic Geology*, **87**: 1766-1794.
- CUNEY, M., FREIDRICH, M., BLUMENFELD, P., BOURGUIGNON, A., BOIRON M.C., VIGNERESSE, J.L. AND POTY, B., 1990. Metallogenesis in the French part of the Variscan orogen. Part I: preconcentration in Pre-Variscan and Variscan formations - a comparison with Sn, W and Au. *Tectonophysics*, **177**: 39-57.
- CUNEY, M., LEROY, J. ET PAGEL, M., 1992. L'uranium. Collection Que sais-je? N°123, *Presses Universitaires de France*.
- CUNNINGHAM, C.G., RASMUSSEN, J.A., STEVEN, T.A., RYE, R.O., ROWLEY, P.D., ROMBERGER, S.B. AND SELVERSTONE, J., 1998. Hydrothermal uranium deposits containing molybdenum and fluorite in the Marysvale volcanic field, west-central Utah. *Mineralium Deposita*, **33**: 477-494.
- DAHLKAMP, F.J., 1993. Uranium ore deposits. *Springer*, 460 p.
- DAIGNEAULT, R. ET ARCHAMBAULT, G., 1990. Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l'Abitibi. In: The northwestern Quebec polymetallic belt, edited by Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G. et Simard, A; *Canadian Institution of Mining and Metallurgy, Special Volume 43*, p. 43-64.
- DALSTRA, H. AND GUEDES, S., 2004. Giant hydrothermal hematite deposits with Mg-Fe metasomatism: a comparison of the Carajas, Hamersley and other iron ores. *Economic Geology*, **99**: 1793-1800.
- DALTON, J.A. AND PRESNALL, D.C., 1998. The continuum of primary carbonatitic-kimberlitic. Melt compositions in equilibrium with Ilherzolite: Data from the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂ at 6 Gpa. *Journal of Petrology*, **39**: 1953-1964.
- DARDENNE, M.A. ET SCHOBENHAUS, C., 2001. Métallogénèse do Brasil. Brasília, *Editora Universidade de Brasilia*, 392 p.
- DAVIES, R.J., SWARBRICK, R.E., EVANS, R.J. AND HUUSE, M., 2007. Birth of a mud volcano: East Java, 29 May 2006. *GSA Today*, **17**: 4-9.
- DAVIS, D.W., 2002. U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Research*, **115**: 97-117.
- DAWSON, K.M., 1996. Skarn Zinc-Lead-Silver. Dans : Géologie des gîtes minéraux du Canada (aussi publié dans The Geology of North America, Decade of North American Geology-DNAG, *Geological Society of America*, Volume P-1). *Commission géologique du Canada*, Géologie du Canada, Volume 8, p. 448-459.
- DAWSON, K.M., 1996. Skarn Gold. Dans : Géologie des gîtes minéraux du Canada (aussi publié dans The Geology of North America, Decade of North American Geology-DNAG, *Geological Society of America*, Volume P-1). *Commission géologique du Canada*, Géologie du Canada, Volume 8, p. 476-489.
- DAWSON, K.M. AND KIRKHAM, R.V., 1996. Skarn Copper. Dans : Géologie des gîtes minéraux du Canada (aussi publié dans The Geology of North America, Decade of North American Geology-DNAG, *Geological Society of America*, Volume P-1). *Commission géologique du Canada*, Géologie du Canada, Volume 8, p. 460-476.

- DEWITT, E., FOORD, E.E., ZARTMAN, R.E., PEARSON, R.C. AND FOSTER, F., 1996. Chronology of Late Cretaceous igneous and hydrothermal events at the Golden Sunlight gold-silver breccia pipe, southwestern Montana, *United States Geological Survey, Bulletin* 2155, 48 p.
- DIAKOV, S., WEST, R., SCHISSEL, D., KRIVTSOV, A., KOCHNEV-PERVOUKHOV, V. AND MIGACHEV, I., 2002. Recent advances in the Noril'sk model and its application for exploration of Ni-Cu-PGE sulfide deposits. *In: Integrated methods for discovery: global exploration in the twenty-first century*, edited by Goldfarb, R.J. and Nielsen, R.L.; *Society of Economic Geologists*, Special Publication No. 9, p. 203-226.
- DIETZ, R.S., 1964. Sudbury structure as an astrobleme. *Journal of Geology*, **72**: 412-434.
- DIGONNET, S., GOULET, N., BOURNE, J.H., STEVENSON, R. AND ARCHIBALD D., 2000. Petrology of the Abluviak Aillikite dyke, New Quebec: evidence for a Cambrian diamantiferous alkaline province in northeastern North America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **37**: 517-533.
- DIXON, C.J., 1979. Atlas of economic mineral deposits. Ithaca, *Cornell University Press*, 143 p.
- DOE, B.R. AND ZARTMAN, R.E., 1979. Plumbotectonics, the Phanerozoic. *In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, edited by Barnes, H.L.; *John Wiley and Sons*, New York, p. 22-70.
- DRUMMOND, B., LYONS, P., GOLEBY, B. AND JONES, L., 2006. Constraining models of the tectonic setting of the giant Olympic Dam iron oxide-copper-gold deposit, South Australia, using deep seismic reflection data. *Tectonophysics*, **420**: 91-103.
- DUBÉ, B. AND GOSSELIN, P., 2007. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. *In: Mineral Deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological province, and exploration methods*, edited by Goodfellow, W.D.; *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division*, Special Publication No. 5, p. 49-73.
- DUBESSY, J., RAMBOZ C., NGUYEN TRUNG, C., CATHELINÉAU, M., CHAROY B., CUNÉY, M., LEROY, J., POTY B. AND WEISBROD A., 1987. Physical and chemical control (PO₂, T, pH) of the opposite behaviour of U and Sn-W as exemplified by hydrothermal deposits in France and Great Britain and solubility data. *Bulletin de Minéralogie*, **110**: 262-281.
- DUCHESNE, J.C, LIÉGÉOIS, J.P., VANDER AUWERA, J. AND LONGHI, J., 1999. The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosite. *Terra Nova*, **11**: 100-105.
- DUHAMEL, I., GENEST, S., ROBERT, F. AND TREMBLAY A., 2004. A re-evaluation of the size of the Carswell astrobleme, Saskatchewan, Canada. 67th Annual Meteoritical Society Meeting; <http://www.lpi.usra.edu/meetings/metsec2004/pdf/5071.pdf>
- DUHIG, N.C., DAVIDSON, G.J. AND STOLZ, J., 1992. Microbial involvement in the formation of Cambrian sea-floor silica-iron oxide deposits, Australia. *Geology*, **20**: 511-514.
- DUKE, J.M., 1990. Mineral deposit models: nickel sulfide deposits of the Kambalda type. *Canadian Mineralogist*, **28**: 379-383.
- ECKSTRAND, O.R., SINCLAIR, W.D. ET THORPE, R.I., 1996. Géologie des gites minéraux du Canada (aussi publié dans The Geology of North America, Decade of North American Geology-DNAG, *Geological Society of America*, Volume P-1). *Commission géologique du Canada*, Géologie du Canada, Volume 8, 706 p.
- EDMOND, J.M. AND VON DAMM, K.L., 1983. Hot springs on the ocean floor. *Scientific American*, **248**: 78-93.
- EDWARD, R. AND ATKINSON, K., 1986. Ore deposit geology and its influence on mineral exploration. London, NY, *Chapman and Hall*, 466 p.
- EINAUDI, M.T. AND BURT, D.M., 1982. Introduction, terminology, classification and composition of skarn deposits. A special issue devoted to skarn deposits. *Economic Geology*, **77**: 745-754.
- EINAUDI, M.T., MEINERT, L.D. AND NEWBERRY, R.J., 1981. Skarn deposits. *Economic Geology 75th Anniversary Volume*: 317-391.
- ELDER, J., 1981. Geothermal systems. London, *Academic Press*, 508 p.
- ELIAS, M., 2002. Nickel laterite deposits-geological overview, resources and exploitation. *In: Giant Ore Deposits: characteristics, genesis and exploration*, edited by Cooke, D.R. and Pongratz, J.; University of Tasmania, *Centre for Ore Deposit Research*, Special Publication 4, p. 205-220.
- ELS, G. AND ERIKSSON P., 2006. Placer formation and placer minerals. *Ore Geology Reviews*, **28**: 373-375.
- EMBERGER, A., 1965. Eléments pour une synthèse métallogénique du district plombifère de la Haute Moulouya. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, **181**: 205-244.
- EMSBO, P., HOFSTRA, A.H., LAUHA, E.A., GRIFFIN, G.L. AND HUTCHINSON, R.W., 2003. Origin of high grade gold ore, source of ore fluid components and genesis of the Meikle and neighboring Carlin-type deposits, Northern Carlin Trend, Nevada. *Economic Geology*, **98**: 1069-1106.
- EMSLIE, R.F., HAMILTON, M.A. AND THERIAULT, R.J., 1994. Petrogenesis of a Mid-Proterozoic Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite (AMCG) Complex: isotopic and chemical evidence from the Nain plutonic suite. *Journal of Geology*, **102**: 539-558.
- ENDERS, M.S., KNICKERBOCKER, C., TITLEY, S.R. AND SOUTHAM, G., 2006. The role of bacteria in the supergene environment of the Morenci porphyry copper deposit, Greenlee County, Arizona. *Economic Geology*, **101**: 59-70.

- EN-NACIRI, A., 1995. Contribution à l'étude du district à Co, As (Ni, Au, Ag) de Bou Azzer, Anti-Atlas (Maroc). Thèse de doctorat, Université d'Orléans, 238 p.
- EN-NACIRI, A., BARBANSO L. AND TOURAY J.C., 1997. Brine inclusions from the Co-As(Au) Bou Azzer district, Anti-Atlas Mountains, Morocco. *Economic Geology*, **92**: 360-367.
- EVANS-LAMSWOOD, D.M., BUTT, D.P., JACKSON, R.S., LEE, D.V., MUGGRIDGE, M.G., WHEELER, R.I. AND WILTON, D.H.C., 2000. Physical controls associated with the distribution of sulphides in the Voisey's Bay Ni-Cu-Co Deposit, Labrador. *Economic Geology*, **95**: 749-769.
- FAURE, M., LARDEAUX, J.M., LEDRU, P. AND MATTE, P., 2004. Paleozoic orogenies in the French Massif Central. A cross section from Béziers to Lyon. *32^e Congrès Géologique International*, Florence, Livret-guide.
- FAURE, P., 1979. Les grès à rutile et zircon du Massif armoricain. *Chronique de la Recherche Minière*, **451**: 5-44.
- FAYEK, M. AND KYSER, T.K., 1997. Characterization of multiple fluid-flow events and rare-earth-element mobility associated with the formation of unconformity-type uranium deposits in the Athabaska Basin, Saskatchewan. *Canadian Mineralogist*, **35**: 627-658.
- FERRY, J.M. AND GERDES, M.L., 1998. Chemically reactive fluid flow during metamorphism. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **26**: 255-287.
- FHEYBESSE, J.L., BILLA, M., GUERROT, C., DUGUEY, E., LESCUYER, J.L., MILÉSI, J.P. AND BOUCHOT, V., 2006. The Paleoproterozoic Ghanaian province: geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling. *Precambrian Research*, **149**: 149-196.
- FIPKE, C.E., GURNEY, J.J. AND MOORE, R.O., 1995. Diamond exploration techniques emphasising indicator mineral geochemistry and Canadian examples. *Geological Survey of Canada, Bulletin*, **423**: 1-86.
- FLEISCHER, V.D., GARLICK, W.G. AND HALDANE, R., 1976. Geology of the Zambian Copperbelt. In: Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore deposits, edited by Wolf, K.H.; Elsevier, Volume 6, p. 223-352.
- FLOYD, P.A., HELVACI, C. AND MITTWEDE, S.K., 1998. Geochemical discrimination of volcanic rocks associated with borate deposits: an exploration tool? *Journal of Geochemical Exploration*, **60**: 185-205.
- FOGLIÉRINI, F., SAMAMA, J.C. ET REY, M., 1980. Le gisement stratiforme de Largentière (Ardèche) Pb (Ag, Zn, Sb). 26^e CGI, Paris, Gisements français fascicule E4, 56 p.
- FORCE, E.R., 1991. Geology of titanium-mineral deposits. *Geological Society of America, Special Paper* 259, 112 p.
- FORCE, E.R., 1991. Placer deposits. In: Sedimentary and diagenetic mineral deposits: a basin analysis approach to exploration, edited by Force, E.R., Eidel, J.J. and Maynard, J.B.; Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology*, **5**: 131-140.
- FORCE, E.R. AND CANNON, W.F., 1988. Depositional model for shallow-marine manganese deposits around black shale basins. *Economic Geology*, **83**: 93-117.
- FORD, D.C. AND WILLIAMS, P.W., 1989. Karsts geomorphology and hydrology. London, Unwin Hyman, 600 p.
- FORD, K., KEATING, P. ET THOMAS, M.D., 2006. Vue générale des signatures géophysiques associées aux gîtes minéralisés canadiens. *Commission géologique du Canada*, 21 p., <http://gsc.nrcan.gc.ca/mindep/method/geophysics/pdf/methods.geophysics.ford.pdf>
- FOUCAULT, A. ET RAOULT, J.F., 2001. Dictionnaire de géologie. 5^e édition, Dunod, Paris, 374 p.
- FOUILLAC, A.M., COCHERIE, A., GIRARD, J.P., GUERROT, C., INNOCENT, C., MILLOT, R., MOTELICA, M., SANJUAN, B. ET WIDORY, D., 2005. Traceurs isotopiques : sources et processus - Isotopic Tracers: Sources and Processes. Oil & Gas Science and Technology. *Rev. IFP*, **60**: 923-935.
- FOUQUES, J.P., FOWLER, M., KNIPPING, H.D. ET SCHIMANN, K., 1986. Le gisement d'uranium de Cigar Lake - découverte et caractéristiques générales. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*, **79**: 70-82.
- FOURNIER, R.O., 1985. Carbonate transport and deposition in the epithermal environment. In: Geology and Geochemistry of epithermal systems, edited by Berger B.R. and Bethke P.M.; *Reviews in Economic Geology*, **12**: 63-72.
- FRAKES, L.A. AND BOLTON, B.R., 1984. Origin of manganese giants; sea level change and anoxic-oxic history. *Geology*, **12**: 83-86.
- FRANCHETEAU, J., NEEDHAM, H.D., CHOUKROUNE, P., JUTEAU, T., SÉGURET, M., BALLARD, R.D., FOX, P.J., NORMARK, W., CARRANZA, A., CORDOBA, D., GUERRERO, J., RANGIN, C., BOUGAULT, H., CAMBON, P. AND HÉKINIAN, R., 1979. Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. *Nature*, **277**: 523-528.
- FRANKLIN, J.M., 1997. Lithogeochemical and mineralogical methods for base metal and gold exploration. In: Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration, edited by Gubins, A.G.; p. 191-208.
- FRANKLIN, J.M., GIBSON, H.L., JONASSON, I.R. AND GALLEY, A.G., 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 523-560.
- FRAPE, S.K. AND FRITZ, P., 1987. Geochemical trends from groundwaters from the Canadian shield: Saline water and gases in crystalline rocks. *Geological Association of Canada, Special Paper* 33, p. 19-38.
- FRAPE, S.K., BLYTH, A., BLOMQUIST, R., MCNUTT, R.H. AND GASCOYNE, M., 2004. Deep fluids in the Continents: II. Crystalline rocks. In: Surface and Ground Water, Weathering, and Soils, edited by Drever, J.J.; Elsevier, *Treatise on geochemistry*, **5**: 541-580.

- FREYSSINET, P., 1993. Gold dispersion related to ferricrete pedogenesis in South Mali: application to geochemical exploration. *Chronique de la Recherche Minière*, **510**: 25-40.
- FREYSSINET, P., BUTT, C.R.M., MORRIS, R.C. AND PIANTONE, P., 2005. Ore-forming processes related to lateritic weathering. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 681-722.
- FRIMMEL, H.E., 2005. Archaean atmospheric evolution: evidence from the Witwatersrand gold fields, South Africa. *Earth Science Reviews*, **70**: 1-46.
- FRIMMEL, H.E. AND MINTER, W.E.L., 2002. Recent developments concerning the geological history and genesis of the Witwatersrand gold deposits, South Africa. *Society of Economic Geologists*, Special Publication No.9, p. 17-45.
- FRIMMEL, H.E., GROVES D.I., KIRK, J., RUIZ, J., CHESLEY, J. AND MINTER, W.E.L., 2005. The formation and preservation of the Witwatersrand goldfields, the World's largest gold province. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 769-797.
- FROST, B.R., MAVROGENES, J.A. AND TOMKINS, A.G., 2002. Partial melting of sulfide ore deposits during medium- and high-grade metamorphism. *Canadian Mineralogist*, **40**: 1-18.
- FROST, R. AND BUCHER, K., 1994. Is water responsible for geophysical anomalies in the deep continental crust? A petrological perspective. *Tectonophysics*, **231**, 293-309.
- FUCHS, E. ET DE LAUNAY L., 1893. *Traité des gîtes minéraux et métallifères*. Deux volumes; Paris et Liège, Éditions Béranger, 823 p. et 1015 p.
- FUZESY, A., 1982. Potash in Saskatchewan. *Saskatchewan Geological Survey*, Report 181, 44 p.
- FYFE, W.S. AND KERRICH, R., 1985. Fluids and thrusting. *Chemical Geology*, **49**: 353-362.
- FYON, A., BREAKS, F.W., HEATHER, K.B., JACKSON, S.L., MUIR, T.L., STOTT, G.M. AND THURSTON, P.C., 1992. Metallogeny of metallic mineral deposits in the Superior Province of Ontario. In: *Geology of Ontario*, edited by Thurston, P.C., Williams, H.R., Sutcliffe, R.H. and Stott, G.M.; *Ontario Geological Survey*, Special Volume 4, part 2, p. 1091-1176.
- GABOURY, D., CARRIER, A., CREVIER, M., PELLETIER, C. AND SKETCHLEY, D.A., 2001. Predictive distribution of fault-field and extensional veins; example from the Sigma gold mine, Abitibi sub-province, Canada. *Economic Geology*, **96**: 1397-1405.
- GALBIATTI, H.F., FONSECO, M.A., PEREIRA, M.C. AND POLÓNIA, J.C., 2007. Structural control of Au-Pd mineralization (Jacutinga): An example from the Caué Mine, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Ore Geology Reviews*, **32**: 614-628.
- GALLEY, A.G., 2003. Composite synvolcanic intrusions associated with Precambrian VMS-related hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, **38**: 443-473.
- GALLEY, A.G. AND KOSKI R.A., 1999. Setting and characteristics of ophiolite-hosted massive sulfide deposits. *Reviews in Economic Geology*, **8**: 221-246.
- GARCIA PALOMERO, F., 1980. Caracteres geológicos y relaciones morfológicas y genéticas de los yacimientos del Anticlinal de Riotinto. Instituto de estudios onubenses; *Edition Excma diputacion provincial de Huelva*, 264 p.
- GARNETT, R.H.T. AND BASSETT, N.C., 2005. Placer deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 813-843.
- GARNIER, V., GIULIANI G., OHNENSTETTER D. ET SCHWARZ, D., 2004. Les gisements de corindon : classification et genèse. *Le Règne Minéral*, **55**: 7-35.
- GARVEN, G., 1985. The role of regional fluid flow in the genesis of the Pine Point deposit, Western Canada sedimentary basin. *Economic Geology*, **80**: 307-324.
- GARVEN, G., GE, S., PERSON, M.A. AND SVERJENSKY, D.A., 1993. Genesis of stratabound ore deposits in the Mid-continent basins of North America. 1. The role of regional groundwater flow. *American Journal of Science*, **293**: 497-568.
- GARVEN, G., BULL, S.W. AND LARGE, R., 2001. Hydrothermal fluid flow models of stratiform ore genesis in the McArthur basin, Northern Territory, Australia. *Geofluids*, **1**: 289-311.
- GARWIN, S., HALL R. AND WATANABE, Y., 2005. Tectonic setting, geology and gold and copper mineralization in Cenozoic magmatic arcs of Southeast Asia and the West Pacific. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 681-722.
- GASSE, F. AND FONTES, J.C., 1989. Palaeoenvironments and Palaeohydrology of a Tropical Closed Lake (Lake Asal, Djibouti) Since 10,000 yr B.P. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **69**: 67-102.
- GAUTHIER, M., 1994. L'aspect que prennent les amas sulfurés en terrain métamorphique : incidences sur la prospection minière. *Bulletin de l'APGGQ*, **10**: 17-22.
- GAUTHIER, M. AND CHARTRAND, F., 2005. Metallogeny of the Grenville Province revisited. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **42**: 1719-1734.
- GAUTHIER, M., TRÉPANIÉ, S. AND GARDOLL, S., 2007. Metamorphic Gradient: A Regional-scale area selection criterion for gold in the Northeastern Superior Province, Eastern Canadian Shield. *SEG Newsletter* No. 69, p. 10-15.
- GAUTHIER-LAFAYE, F. AND WEBER, F., 1989. The Francevillan (Lower Proterozoic) uranium ore deposits of Gabon. *Economic Geology*, **84**: 2267-2285.
- GENNA, A., JÉBRAK, M., MARCOUX, É. AND MILÉSI, J.P., 1996. Genesis of cockade breccias in the tectonic evolution of the Cirotan epithermal gold deposit, West Java. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **33**: 93-102.
- GENNA, A., MAURIZOT, P., LAFOY, Y. ET AUGÉ, T., 2005. Contrôle karstique de minéralisations nickélicifères de

- Nouvelle-Calédonie. *Comptes Rendus Geosciences*, **337**: 367-374.
- GÉRAUD, Y., CARON, J.M. AND FAURE, P., 1995. Porosity network of a ductile shear zone. *Journal of Structural Geology*, **17**: 1757-1769.
- GERDES, M.L. AND VALLEY, J.W., 1994. Fluid flow and mass transport at the Valentine wollastonite deposit, Adirondack Mountains, New York State. *Journal of Metamorphic Geology*, **12**: 589-608.
- GHARBI, A., 1998. Les phosphates marocains. *Chronique de la recherche minière*, **531-532**: 127-138.
- GIBSON, H.L. AND GALLEY, A., 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits of the Archean, Noranda district, Quebec. In: Mineral Deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological province and exploration methods, edited by Goodfellow, W.D.; *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5*, p. 533-552.
- GIFKINS, C., HERRMANN, W. AND LARGE, R., 2005. Altered volcanic rocks. A guide to description and interpretation. *University of Tasmania, CODES, Hobart, Australia*, 275 p.
- GIGGENBACH, W.F., 1997. The origin and evolution of fluids in magmatic hydrothermal systems. In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits (3rd edition), edited by Barnes, H.L.; *John Wiley and Sons, New York*, p. 737-796.
- GILLIS, K.M., 2001. Nature and origin of the oceanic lithosphere: some insights from past ocean drilling and plans for the future. *Geoscience Canada*, **28**: 163-170.
- GLEESON, S.A., BUTT, C.R.M. AND ELIAS, M., 2003. Nickel laterites: a review. *SEG Newsletter*, **54**: 1, 12-18.
- GLIKSON, A. AND VICKERS, J., 2006. The 3.26 - 3.24 Ga Barberton asteroid impact cluster: Tests of tectonic and magmatic consequences, Pilbara Craton, Western Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, **241**: 11-20.
- GODWIN, C.I., WATSON P.H. AND SHEN, K., 1986. Genesis of the Lass vein system, Beaverdell silver camp, south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **23**: 1615-1626.
- GOLD, D.P., EBY, G.N., BELL, K. AND VALLEE, M., 1986. Carbonatites, diatremes and ultra-alkaline rocks in the Oka area, Quebec. *Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Canadian Geophysical Union, Joint Annual Meeting, Ottawa '86, Field Trip 21: Guidebook*, 51 p.
- GOLDFARB, R.J., GROVES, D.I. AND GARDOLL, S., 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*, **18**: 1-75.
- GOLDFARB, R.J., BAKER, T., DUBÉ, B., GROVES, D.I., HART, C.J.R. AND GOSSELIN, P., 2005. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 407-450.
- GOLDICH, S.S., 1938. A study in rock weathering. *Journal of Geology*, **46**: 17-58.
- GOLIGHTLY, J.P., 1981. Nickeliferous laterites deposits. *Economic Geology 75th Anniversary Volume* p. 710-735.
- GOMES, C.B., RUBERTI, E. AND MORBIDELLI, L., 1990. Carbonatite complexes from Brazil: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, **3**: 51-63.
- GOODFELLOW, W.D., 2002. Current understanding of the origin of massive sulphide deposits in the Bathurst mining camp, Northern New Brunswick. *The Gangue*, **72**: 1-10.
- GOODFELLOW, W.D., 2007. (Editor) Mineral Deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces and exploration methods. *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5*, 1068 p.
- GOTT, G.B. AND J.B. CATHRALL, J.B., 1980. Geochemical exploration studies in the Coeur d'Alene district, Idaho and Montana, *United States Geological Survey, Professional Paper 1116*, 63 p.
- GRANT, J.A., 1986. The isocon diagram: a simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, **8**: 1976-1982.
- GRAUCH, V.J.S., RODRIGUEZ, B.D. AND WOODEN, J.L., 2003. Geophysical and isotopic constraints on crustal structure related to mineral trends in north-central Nevada and implications for tectonic history. *Economic Geology*, **98**: 269-286.
- GRAUPNER, T., KEMPE, U., SPOONER, E.T.C., BRAY, C.J., KREMENETSKY, A.A. AND IRMER, G., 2001. Microthermometric, laser Raman spectroscopic and volatile/ion chromatographic analysis of hydrothermal fluids in the Paleozoic Muruntau Au-quartz vein ore field, Uzbekistan. *Economic Geology*, **96**: 1-23.
- GRAY D.J., BUTT C.R.M. AND LAWRENCE, L., 1992. The geochemistry of gold in lateritic terranes. In: Handbook of exploration geochemistry. Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terranes, edited by Butt, C.R.M. and Zeegers, H.; *Amsterdam, Elsevier*, **4**: 461-481.
- GRAY, J.E. AND COOLBAUGH, M.F., 1994. Geology and geochemistry of Summitville. Colorado; an epithermal acid sulfate deposit in a volcanic dome, *Economic Geology*, **89**: 1906-1923.
- GREFFIÉ, C., BAILLY L. AND MILÉSI, J.P., 2002. Super-gene alteration of primary ore assemblages from low-sulfidation Au-Ag epithermal deposits at Pongkor, Indonesia and Nazareno, Peru. *Economic Geology*, **97**: 561-571.
- GRENNE, T. AND SLACK, J.F., 2003. Bedded jaspers of the Ordovician Løkken ophiolite, Norway: seafloor deposition and diagenetic maturation of hydrothermal plume-derived silica-iron gels. *Mineralium Deposita*, **38**: 625-639.

- GREYLING, L.N., ROBB, L.J., MASTER, S., BOIRON, M.C. AND YAO, Y., 2005. The nature of early basinal fluids in the Zambian Copperbelt: a case study from the Chambishi deposit. *Journal of African Earth Sciences*, **42**: 159-172.
- GROSS, G.A., 1980. A classification of iron formation based on depositional environments. *Canadian Mineralogist*, **18**: 215-222.
- GROSS, G.A., 1996. Gîtes stratiformes de fer. In: *Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*, édité par Eckstrand O.R., Sinclair W.D. et Thorpe R.I. (aussi publié dans *The Geology of North America, Decade of North American Geology-DNAG, Geological Society of America*, Volume P-1); *Commission géologique du Canada, Géologie du Canada*, **8**: 47-90.
- GROVES, D.I., BARLEY, M.E., CASSIDY, K.C., HAGEMANN, S.G., HO, S.E., HRONSKY, J.M.A., MIKUCKI, E.J., MUELLER, A.G., MCNAUGHTON, N.J., PERRING, C.S. AND RIDLEY, J.R., 1991. Archean lode-gold deposits: the products of crustal-scale hydrothermal systems. In: *The economics, geology, geochemistry and genesis of gold deposits*, edited by Ladeira, E.A. - Brazil Gold '91 Proceedings, Belo Horizonte, Brazil, May 13-17, 1991; Rotterdam, The Netherlands, *A.A. Balkema Publications*, p. 299-305.
- GROVES, D.I., GOLDFARB, R.J., KNOX-ROBINSON, C.M., OJALA, J., GARDOLL, S., YUN, G.Y. AND HOLYLAND, P.W., 2000. Late-kinematic timing of orogenic gold deposits and significance for computer-based exploration techniques with emphasis on the Yilgarn Block, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, **17**: 1-38.
- GROVES, D.I., GOLDFARB, R.J., ROBERT, F. AND HART, C.J., 2003. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research and exploration significance. *Economic Geology*, **98**: 1-30.
- GRÜTTER, H.S., GURNEY, J.J., MENZIES, A.H. AND WINTER, F., 2004. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers. *Lithos*, **77**: 844-857.
- GUILBERT, J.M. AND PARK, C.F. JR., 1986. The geology of ore deposits. *W.H. Freeman and Co.*, 985 p.
- GULSON, B.L., 1986. Lead isotope in Mineral exploration. *Elsevier*, 190 p.
- GUO, J., O'REILLY S.Y. AND GRIFFIN W.L., 1996. Corundum from basaltic terrains: a mineral inclusion approach to the enigma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **122**: 368-386.
- GURNEY, J.J., HELMSTAEDT, H. AND MOORE, R.O., 1993. A review of the use and application of mantle mineral geochemistry in diamond exploration. *Pure and Applied Geochemistry*, **65**: 2423-2442.
- GURNEY, J.J., HELMSTAEDT, H.H., LE ROEX, A.P., NOWICKI, T.E., RICHARDSON, S.H. AND WESTERLUND, K.J., 2005. Diamonds: crustal distribution and formation processes in time and space and an Integrated deposit model. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 144-178.
- GUSTAFSON, L.B. AND HUNT, J.P., 1975. The porphyry copper deposits at El Salvador (Chile). *Economic Geology*, **70**: 857-912.
- GUTZMER, J., BEUKES, N.J., RHALMI, M. AND MUKHOPADHYAY, J., 2006. Cretaceous karstic cave-fill manganese-lead-barium deposits of Imini, Morocco. *Economic Geology*, **101**: 385-405.
- HAEBERLIN, Y., MORITZ, R. AND FONTBOTÉ, L., 2000. Late Paleozoic orogenic gold deposits in the Central Andes, South America. In: *A GEODE-Geofrance 3D workshop on orogenic gold deposits in Europe with emphasis on the Variscides - Extended abstracts*, edited by Bouchot, V. and Moritz, R.A.; *Documents du BRGM 297*, p. 40-45.
- HAGEMANN, S.G. AND CASSIDY, K.F., 2000. Archean orogenic lode gold deposits. *Society of Economic Geologists*, Monograph 13, p. 9-68.
- HAGGERTY, S.E., 1986. Diamond genesis in a multiply-constrained model. *Nature*, **320**: 34-38.
- HAGGERTY, S.E., 1999. A diamond trilogy: superplumes, supercontinents and supernovae. *Science*, **285**: 851-860.
- HALL, R. AND SPAKMAN, W., 2002. Subducted slabs beneath the eastern Indonesia-Tonga region: insights from tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, **201**: 321-336.
- HANNINGTON, M.D., BARRIE, C.T. AND BLEEKER, W., 1999. The giant Kidd Creek deposit volcanogenic massive sulfide deposit, Western Abitibi Subprovince, Canada: Preface and Introduction. In: *The Giant Kidd Creek Volcanogenic Massive Sulfide Deposit*, Western Abitibi subprovince, Canada, edited by Hannington, M.D. and Barrie, C.T.; *Society of Economic Geologists*, Monograph 10, p. 1-30.
- HANNINGTON, M.D., RONDE, C.E.J. AND PETERSEN, S., 2005. Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 111-141.
- HANSON, R.E., CROWLEY, J.L., BOWRING, S.A., RAMEZANI, J., GOES, W.A., DALZIEL, I.W.D., PANCAKE J.A., SEIDEL, E.K., BLENKINSOP, T.G. AND MUKWAKWAMI, J., 2004. Coeval large-scale magmatism in the Kalahari and Laurentian cratons during Rodinia assembly. *Science*, **304**: 1126-1129.
- HARBEN, P.W., 2002. The Industrial Minerals Handybook, 4th edition. Industrial Minerals Information Ltd, Surrey, UK, 412 p.
- HARBEN, P.W. AND KUZVART M., 1996. Industrial minerals - A global geology. Industrial Minerals Information Ltd. *Metal Bulletin plc*, London, 462 p.
- HARSHMAN, E.N., 1968. Uranium Deposits of Wyoming and South Dakota. In: *Ore Deposits of the United*

- States 1933-1967 (the Graton-Sales volume), edited by Ridge, J.D.; *American Institute of Mining Metallurgy and Petroleum Engineers*, New York, 2: 815-821.
- HATTORI, K. AND MUEHLENBACHS, K., 1980. Marine hydrothermal alteration at a Kuroko ore deposit, Kosaka, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **74**: 285-292.
- HAWKINS, D.P. AND WIEBE, R.A., 2004. Discrete stoping events in granite plutons; A signature of eruptions from silicic magma chambers? *Geology*, **32**: 1021-1024.
- HAWTHORNE, J.B., 1975. Model of a kimberlite pipe. *Physics and Chemistry of the Earth*, **9**: 1-15.
- HAYBA, D.O., BETHKE, P.M., HEALD, P. AND FOLEY, N.K., 1985. Geologic, mineralogic and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious metal deposits. In: *Geology and Geochemistry of epithermal systems*, edited by Berger B.R. and Bethke P.M.; *Reviews in Economic Geology*, **2**: 129-168.
- HAZEBROEK, H.P. AND TAN, D.N.K., 1993. Tertiary tectonic evolution of the NW Sabah continental margin. *Geological Society of Malaysia*, Bulletin No. 33, p. 195-210.
- HEALD, P., FOLEY, N.K. AND HAYBA, D.O., 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-sericite type. *Economic Geology*, **82**: 1-26.
- HEAMAN, L.M., KJARSGAARD, B.A. AND CREASER, R.A., 2003. The timing of kimberlite magmatism in North America: implications for global kimberlite genesis and diamond exploration. *Lithos*, **71**: 153-184.
- HÉBERT, E. AND GAUTHIER, M., 2007. Unconventional rutile deposits in the Quebec Appalachians: Product of hypogene enrichment during low-grade metamorphism. *Economic Geology*, **102**: 319-326.
- HEDENQUIST, J.W., 1986. Geothermal systems in the Taupo volcanic zone: their characteristics and relation to volcanism. *Royal Society of New Zealand, Bulletin* **23**: 134-168.
- HEDENQUIST, J.W. AND LOWENSTERN, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, **370**: 519-526.
- HEDENQUIST, J.W., ARRIBAS, A. JR. AND REYNOLDS, T.J., 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, **27**: 135-142.
- HEDENQUIST, J.W., ARRIBAS, A. JR. AND GONZALEZ-URIEN, E., 2000. Exploration for epithermal deposits. In: *Gold in 2000*, edited by Hagemann, S.G. and Brown, P.E.; *Reviews in Economic Geology*, **13**: 245-278.
- HEDENQUIST, J.W., THOMPSON J.F.H., GOLDFARB R.J. AND RICHARDS J.P., (EDITORS) 2005. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 1138 p.
- HEIN, J.R., ZIERENBERG, R.A., MAYNARD, J.B. AND HANNINGTON, M.D., 2007. Barite-forming environments along a rifted continental margin, Southern California Borderland. *Deep-Sea Research II. Topical studies in oceanography*, **54**: 1327-1340.
- HEITT, D.G., DUNBAR, W.W., THOMPSON, T.B. AND JACKSON R.G., 2003. Geology and geochemistry of the deep star gold deposit, Carlin trend, Nevada. *Economic Geology*, **98**: 1107-1136
- HÉKINIAN, R. AND FOUQUET, Y., 1985. Volcanism and metallogenesis of axial and off-axial structures on the East Pacific Rise near 13°N. *Economic Geology*, **80**: 221-243.
- HELGESON, H.C., KIRKHAM, D.H. AND FLOWERS, G.C., 1981. Theoretical prediction of the thermodynamic behaviour of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures: calculation of activity coefficients, osmotic coefficients and apparent modal and standard and relative partial molal properties to 600°C and 5 kbar. *American Journal of Science*, **281**: 1249-1516.
- HELMSTAEDT, H.H. AND GURNEY, J.J., 1995. Geotectonic controls of primary diamond deposits: implications for area selection. *Journal of Geochemical Exploration*, **53**: 125-144.
- HENLEY, R.W. AND ELLIS A.J., 1983. Geothermal system ancient and modern: a geothermal reviews. *Earth Science Reviews*, **19**: 1-50.
- HENLEY, R.W., 1985. The geothermal framework for epithermal deposits. In: *Geology and geochemistry of epithermal systems*, edited by Berger B.R. and Bethke P.M.; *Reviews in Economic Geology*, **2**: 1-24.
- HENLEY, R.W. AND ADAMS, J., 1979. On the evolution of giant gold placers. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy*, Section B, **88**: B41-B50.
- HERMANN, W., BLAKE, M., DOYLE, M., HUSTON, D., KAMPFRAD, J., MERRY, N. AND PONTUAL, S., 2001. Short wavelength Infrared (SWIR) Spectral analysis of hydrothermal alteration zones associated with Base Metal Sulfide Deposits at Rosbery and Western Tharsis, Tasmania and Highway-Reward, Queensland. *Economic Geology*, **96**: 939-956.
- HERNANDEZ, A., JÉBRAK, M., HIGUERAS, P., OYARZUN, R., MORATA, D. AND MUNHA J., 1999. The Almadén mercury mining district, Spain. *Mineralium Deposita*, **34**: 539-548.
- HESSLER, A.M., LOWE, D.R., JOES, R.L. AND BIRD D.K., 2004. A lower limit for atmospheric carbon dioxide levels 3.2 billion years ago. *Nature*, **428**: 736-738.
- HIATT, E.E. AND KYSER, T.K., 2000. Links between depositional and diagenetic processes in basin analysis: porosity and permeability evolution in sedimentary rocks. In: *Fluids and Basin Evolution*, edited by Kyser, K.; *Mineralogical Association of Canada*, Ottawa, Canada, p. 63-92.
- HILDRETH, E.W. AND MOORBATH, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **76**: 177-195.

- HIMMELBERG, G.R. AND LONEY, R.A., 1995. Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska - Field relations, petrography, rock chemistry, mineral chemistry and interpretation of origin and emplacement of Alaskan-type intrusions. *United States Geological Survey Professional Paper 1564*, 47 p.
- HINCHEY, J.G. AND HATTORI, K.H., 2005. Magmatic mineralization and hydrothermal enrichment of the High grade zone at the Lac des Isles palladium mine, northern Ontario, Canada. *Mineralium Deposita*, **40**: 13-23.
- HITZMAN, M.W., ORESKES, N. AND EINAUDI, M.T., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxides (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, **58**: 241-287.
- HITZMAN, M.W., REYNOLDS, N.A., SANGSTER, D.F., ALLEN, C.R. AND CARMAN, C.E., 2003. Classification, genesis and exploration guides for nonsulfide zinc deposits. *Economic Geology*, **98**: 685-714.
- HITZMAN, M.W., KIRKHAM, R., BROUGHTON, D., THORSON, J. AND SELLEY, D., 2005. The Sediment-Hosted Stratiform Copper Ore System. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 609-642.
- HOCQUARD, C. ET SAMAMA, J.C., 2006. Cycles et supercycles dans le domaine des matières premières minérales. Analyse des risques et des comportements des acteurs. *Les Techniques de l'industrie minière*, **29**: 63-81.
- HODGSON, C.J., 1990. Uses (and abuses) of ore deposits models in mineral exploration. *Geoscience Canada*, **17**: 79-89.
- HOFFMAN, P.F. AND SCHRAG, D.P., 2002. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, **14**: 129-155.
- HOEVE, J. AND SIBBALD, T.I.I., 1978. On the genesis of Rabbit Lake and other unconformity-type uranium deposits in northern Saskatchewan, Canada. *Economic Geology*, **73**: 1450-1473.
- HOFSTRA, A.H. AND CLINE, J.S., 2000. Characteristics and models for Carlin-type gold deposits. In: Gold in 2000, edited by Hagemann, S.G. and Brown, P.E.; *Reviews in Economic Geology*, **13**: 163-220.
- HOLLAND, H.D., 2002. Volcanic gases, black smokers and the Great Oxidation Event. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **6**: 3811-3826.
- HOLLIGER, P. ET CATHELINÉAU M., 1986. Le chronomètre U-Pb en milieu uranifère : application aux gisements hydrothermaux d'uranium liés spatialement au batholite de Mortagne (Vendée, France). *Chronique de la Recherche Minière*, **485**: 33-43.
- HOU, B., FABRIS, A.J., KEELING, J.L. AND FAIRCLOUGH, M.C., 2007. Cenozoic palaeochannel-hosted uranium and current exploration methods, South Australia. *MESA Journal*, **47**: 34-39.
- HUBERT, P., 1986. Texture et inclusions fluides des quartz aurifères. Application au gîte de Cros Gallet (Haute-Vienne, France) et au prospect de Sanoukou (District de Kenieba, Mali). Thèse de doctorat, *Université d'Orléans*.
- HUGHES, R.W., 1997. Ruby and sapphire. *RWH publishing*, Boulder, 511 p.
- HULBERT, L.J., CARNE, R.C., GRÉGOIRE, D.C. AND PAKTUNC, D., 1992. Sedimentary nickel, zinc and platinum group element mineralization in Devonian black shales of the Nick property, Yukon, Canada. *Exploration and Mining Geology*, **1**: 39-62.
- HUSTON, D.L., STEVENS, B., SOUTHGATE, P.N., MUHLING, P. AND WYBORN, L., 2006. Australian Zn-Pb-Ag Ore-forming systems: A review and analysis. *Economic Geology*, **101**: 1117-1157.
- HUTCHEON, I., CODY, J. AND YANG, C., 2000. Fluid flow in the Western Canada sedimentary basin - a biased perspective based on geochemistry (Chapter 8). In: Fluids and Basin Evolution, edited by Kyser, K.; *Mineralogical Association of Canada, Short Course Series*, **28**: 197-224.
- HUTCHINSON, C.S., 1983. Economic deposits and their tectonic setting. *John Wiley and Sons*, New York, 365 p.
- IMEOKPARIA, E.G., 1985. Mesozoic granite magmatism and tin mineralization in Nigeria. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 39*, p. 133-141.
- INGEBRITSEN, S.E., SANFORD, W.A. AND NEUZIL, C.E., 2006. Groundwater in Geologic Processes, *Cambridge University Press*, (first edition 1998), 562 p.
- IRVINE, T.N., KEITH, D.W. AND TODD, S.G., 1983. The J-M platinum-palladium reef of the Stillwater Complex, Montana: II. Origin by double diffusive convection magma mixing and implications for the Bushveld complex. *Economic Geology*, **78**: 1287-1334.
- ISHIHARA, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, **26**: 293-305.
- ISLEY, A.E., 1995. Hydrothermal plumes and the delivery of iron to banded iron formation. *Journal of Geology*, **103**: 169-185.
- IZAWA, E., URASHIMA Y., IBARAKI K. AND SUZUKI R., 1990. The Hishikari gold deposit: high grade gold epithermal veins in Quaternary volcanics of southern Kyushu, Japan. *Journal of Geochemical Exploration*, **36**, 1-36.
- JACOB, J., WARD, J.D., BLUCK, B.J., SCHOLZ, R.A. AND FRIMMEL, H.E., 1999. Some observations on diamondiferous bedrock gully trapsites on Late Cainozoic, marine-cut platforms of the Sperrgebiet, Namibia: *Ore Geology Reviews*, **28**: 493-506.
- JACOBSEN, J.B.E., MCCARTHY, T.S. AND LAING, G.J., 1976. The copper-bearing breccia-pipes of the Messina district, South Africa. *Mineralium Deposita*, **11**: 33-45.
- JAILLARD, L., 1980. Les gisements d'antimoine du champ minier de Kef-N'Sour (Maroc Central). *Chronique de la Recherche Minière*, **456**: 65-80.

- JAMES, H.L. AND TRENDALL, A.F., 1982. Banded iron formations: distribution in time and paleoenvironmental significance. *In: Mineral Deposits and the Evolution of the Biosphere: report of the Dalhem workshop*, edited by Holland, H.D. and Schidlowski, M.; Springer, p.199-218.
- JÉBRAK, M., 1984. Contribution à l'histoire naturelle des filons F-Ba des Hercynides françaises et marocaines. *Document BRGM N° 99*, 510 p.
- JÉBRAK, M., 1986. Les gisements d'or du Colorado, un essai de présentation géodynamique. *Chronique de la Recherche Minière*, **48**: 37-52.
- JÉBRAK, M., 1992. Les textures intra-filoniennes, marqueurs des conditions hydrauliques et tectoniques. *Chronique de la Recherche Minière*, **50**: 55-65.
- JÉBRAK, M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, **12**: 111-134.
- JÉBRAK, M., 2004. L'exploration minière à l'aube du XXI^e siècle. Défis scientifiques et progrès technologiques. *Mines et Carrières*, **103**: 34-38.
- JÉBRAK, M., 2006. Economic Geology – then and now. *Geoscience Canada*, **33**: 81-93.
- JÉBRAK, M. ET SUSTRAC, G., 1985. Les gîtes d'apatite de la presqu'île de Kola. *Chronique de la Recherche Minière*, **48**: 49-56.
- JÉBRAK, M., LHÉGU, J. ET TOURAY, J.C., 1983. Filons en décrochement et en extension, deux familles de filons à F-Ba-Pb-Zn des hercynides françaises et marocaines. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **103**: 181-186.
- JÉBRAK, M., MARCOUX, É. AND FONTAINE, D., 1996. Hydrothermal silica - gold stalactites formed by colloidal deposition in the Citrotan epithermal deposit (Indonesia). *Canadian Mineralogist*, **34**: 931-938.
- JEFFERSON, C.W., THOMAS, D.J., GANDHI, S.S., RAMAEKERS, P., DELANEY, G., BRISBIN, D., CUTTS, C., QUIT, D., PORTELLA, P. AND OLSON, R.A., 2007. Unconformity-associated uranium deposits of the Athabasca basin, Saskatchewan and Alberta. *In: Mineral Deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological province and exploration methods*, edited by Goodfellow, W.D.; *Geological Association of Canada*, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 273-305.
- JENSEN, E.P. AND BARTON, M.D., 2000. Gold deposits related to alkaline magmatism. *In: Gold in 2000*, edited by Hagemann, S.G. and Brown, P.E.; *Reviews in Economic Geology*, **13**: 279-314.
- JOLLEY, S.J., FREENAB, S.R., BARNICOAT, A.C., PHILLIPS, G.M., KNIPE, R.J., PATHER, A., FOX, N.P.C., STRYDOM, D., BIRCH, M.T.G., HENDERSON, I.H.C. AND ROWLAND, T.W., 2004. Structural controls on Witwatersrand gold mineralisation. *Journal of Structural Geology*, **26**: 1067-1086.
- JOWETT, E.C., RYDZEWSKI, A. AND JOWETT, R.J., 1987. The Kupferschiefer Cu-Ag ore deposits in Poland: a re-appraisal of the evidence of their origin and presentation of a new genetic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **24**: 2016-2037.
- KAH, L.C., LYONS, T.W. AND FRANK, T.D., 2004. Low marine sulphate and protracted oxygenation of the Proterozoic biosphere. *Nature*, **431**: 834-838.
- KARLSTROM, K.E., HARLAN, S.S., WILLIAMS, M.L., McLELLAND, J., GEISSMAN, J.W. AND AHALL, K.I., 1999. Refining Rodinia: geologic evidence for the Australia - Western connection in the Proterozoic. *GSA Today*, **9**: 1-7.
- KASTING, J.F., 2005. Methane and climate during the Precambrian era. *Precambrian Research*, **137**: 119-229.
- KEITH, J.D., CHRISTIANSEN, E.H., MUGHAN, D.T. AND WAITE, K.A., 1998. The role of mafic alkaline magmas in felsic porphyry Cu and Mo systems. *In: Mineralized intrusion-related skarn systems*, edited by Lentz, D.R.; *Mineralogical Association of Canada*, Short Course Volume 26, p. 211-243.
- KELLEY, D.L., HALL, G.E.M., CLOSS, L.G., HAMILTON, I.C. AND McEWEN, R.M., 2003. The use of partial extraction geochemistry for copper exploration in northern Chile. *Geological Society of London. Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, **3**: 85-104.
- KELLEY, K.D. AND LUDINGTON, S., 2002. Cripple Creek and other alkaline-related gold deposits in the southern Rocky Mountains, USA: influence of regional tectonics. *Mineralium Deposita*, **37**: 38-60.
- KELLY, W.C. AND RYE, R.O., 1979. Geologic, fluid inclusions and stable isotopes studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. *Economic Geology*, **74**: 1721-1822.
- KERRICH, R. AND LUDDEN, J., 2000. The role of fluids during formation and evolution of the southern Superior Province lithosphere: an overview. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **37**: 135-164.
- KERRICH, R., GOLDFARB, R.J., GROVES, D.I. AND GARWIN, S., 2000. The geodynamics of the world-class gold deposits: characteristics, space-time distribution and origins. *In: Gold in 2000*, edited by Hagemann, S.G. and Brown, P.E.; *Reviews in Economic Geology*, **13**: 501-552.
- KERSWILL, J.A., 1993. Models for Iron-Formation-hosted Gold deposits. *In: Mineral Deposit Modeling*, edited by Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. and Duke, J.M.; *Geological Association of Canada*, Special Paper 40, p. 171-200.
- KESLER, S.E., 1994. Mineral resources, economics and the environment. *Macmillan College Publishing Company*, 391 p.
- KESLER, S.E., 2005. Ore-forming fluids. *Elements*, **1**: 13-18.

- KESLER, S.E. AND REICH, M.H., 2006. Precambrian Mississippi Valley-type deposits: Relation to changes in composition of the hydrosphere and atmosphere. *In: Evolution of the Early Earth's Atmosphere, Hydrosphere and Biosphere-Constraints from Ore deposits*, edited by Kesler, S.E. and Ohmoto, H.; *Geological Society of London, Memoir 198*, p. 185-204.
- KESLER, S.E., JONES, L.M. AND RUIZ, J., 1988. Strontium isotopic geochemistry of Mississippi-Valley Type deposits, East Tennessee: Implications for age and source of mineralizing brines. *Geological Society of America, Bulletin 100*, p. 1300-1307.
- KESLER, S.E., RICIPUTI, L.C. AND YE, Z., 2005. Evidence for a magmatic origin for Carlin-type gold deposits: Isotopic composition of sulfur in the Betze-Post-Screamer Deposit, Nevada, USA. *Mineralium Deposita*, **40**: 127-136.
- KIRK, J., RUIZ, J., CHESLEY, J., WALSH, J. AND ENGLAND, G., 2002. A major Archean gold- and crust-forming event in the Kaapvaal craton. *Science*, **297**: 1856-1858.
- KIRKHAM, R.V., 1989. Distribution, settings and genesis of sediment-hosted stratiform copper deposits. *In: sediment-hosted stratiform copper deposits*, edited by Boyle, R.W., Brown, A.C., Jefferson, C.W., Jowett, E.C. and Kirkham, R.V.; *Geological Association of Canada, Special Paper 36*, p. 3-38.
- KIRKHAM, R.V. AND SINCLAIR, W.D., 1996. Porphyry copper, gold, molybdenum, tungsten, tin and silver. *Dans : Géologie des gîtes minéraux du Canada (aussi publié dans The Geology of North America, Decade of North American Geology-DNAG, Geological Society of America, Volume P-1). Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, Volume 8*, p. 421-446.
- KIRKHAM, R.V., SINCLAIR, W.D., THORPE, R. AND DUKE, J.M., 1995. Mineral deposit modeling. *Geological Association of Canada, Special Paper 40*, 798 p.
- KIRKLEY, M.B., GURNEY, J.J. AND LEVINSON, A.A., 1992. Age, origin and emplacement of diamonds: a review of scientific advances of the last decade. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin 85* p. 48-57.
- KISSIN, S.A., 1992. Five-element (Ni-Co-As-Ag-Bi) veins. *Geoscience Canada*, **19**: 113-124.
- KISTERS, A.F.M., KOLB, J. AND MEYER, F.M., 1998. Gold mineralization in High-Grade metamorphic shear zone of the Renco Mine, Southern Zimbabwe. *Economic Geology*, **93**: 587-601.
- KLAU, W. AND LARGE D.E., 1980. Submarine exhalative Cu-Pb-Zn deposits, a discussion of their classification and metallogenesis. *Geologische Jahrbuch*, **40**, 13-58.
- KLEIN, C., 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry and origins. *American Mineralogist*, **90**: 1473-1499.
- KLEIN, C. AND BEUKES, N.J., 1989. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, **84**: 1733-1774.
- KNUCKEY, M.J., COMBA, C.D.A. AND RIVERIN, G., 1982. Structure, metal zoning and lateration at the Millenbach deposit, Noranda, Quebec. *In: Precambrian sulphide deposits*, edited by Hutchinson, R.W., Spence, C.D. and Franklin, J.M.; *Geological Association of Canada, Special Paper 25*, p. 255-296.
- KODERA, P., LEXA, J., RANKIN, A.H. AND FALICK, A.E., 2005. Epithermal gold veins in a caldera setting: Banská Hodruša, Slovakia. *Mineralium Deposita*, **39**: 921-943.
- KONTAK, D.J., KYSER, K., GIZE, A. AND MARSHALL, D., 2006. Structurally controlled vein barite mineralization in the Maritimes basin of eastern Canada: geologic setting, stable isotopes and fluid inclusions. *Economic Geology*, **101**: 407-430.
- KOTZER, T.G. AND KYSER, T.K., 1995. Petrogenesis of the Proterozoic Athabasca Basin, northern Saskatchewan, Canada and its relation to diagenesis, hydrothermal uranium mineralization and paleohydrogeology. *Chemical Geology*, **120**: 45-89.
- KRETSCHMAR, J. AND SCOTT, S.D., 1976. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their applications. *Canadian Mineralogist*, **14**: 364-386.
- KRUPP, R.E. AND SEWARD, T.M., 1987. The Rotokawa geothermal system, New Zealand: an active epithermal gold-depositing environment. *Economic Geology*, **82**: 1109-1129.
- KUCHA, H. AND PRZYBYLOWICZ, W., 1999. Noble metals in organic matter and clay-organic matrices, Kupferschiefer, Poland. *Economic Geology*, **94**: 1137-1162.
- KUEHN, C.A. AND ROSE, A.W., 1992. Geology and geochemistry of wall-rock alteration at the Carlin Gold deposit, Nevada. *Economic Geology*, **87**: 1697-1721.
- KURSZAUKIS, S. AND BARNETT, W.P., 2003. Volcanologic and structural aspects of the Venetia kimberlite cluster - a case study of South African kimberlite maar-diatreme volcanoes. *South African Journal of Geology*, **106**: 165-192.
- KWAK, T.A.P., 1987. W-Sn deposits and related metamorphic skarns and granitoids. Elsevier, *Developments in Economic Geology*, Volume 24, 468 p.
- KYLE, J.R. AND LI, N., 2002. Jinding: a giant tertiary sandstone-hosted Zn-Pb deposit, Yunnan, China. *SEG Newsletter*, **50**: 9-16.
- KYSER, K., 2000. Fluids and basin evolution. *Mineralogical Association of Canada, Short Course 28*, 262 p.
- LAGNY, P. ET ROUVIER, H., 1976. Les gisements Pb-Zn en roches carbonatées sous inconformités: gisements paléokarstiques ou gisements dans les paléokarsts. *Société Géologique de France, Mémoire Hors Série N° 7*, p. 57-69.
- LAGO, B.L., RABINOWICZ, M. AND NICOLAS, A., 1982. Podiform chromite orebodies: a genetic model. *Journal of Petrology*, **23**: 103-125.

- LAINÉ, R., 1985. The Carswell uranium deposits—An example of not so unique unconformity-related uranium mineralization. In: The Carswell structure uranium deposits, Saskatchewan, edited by Lainé R., Alonso D. and Svab, M.; *Geological Association of Canada, Special Paper* 29, 230 p.
- LALAOU, M.D., BEAUCHAMP, J. ET SAGON, J.P., 1991. Le gisement de manganèse de l'Imini (Maroc) : un dépôt sédimentaire sur la ligne de rivage. *Chronique de la Recherche Minière*, **502**: 23-36.
- LANCELOT, J. ET VELLA, V., 1989. Datation U-Pb liasique de la pechblende de Rabejac. Mise en évidence d'une préconcentration uranifère dans le massif de Lodève (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**: 309-315.
- LANCELOT, J.L., SAINT-ANDRÉ B. ET BOISSE H. DE LA, 1984. Systématique U-Pb et évolution du gisement d'uranium de Lodève (France). *Mineralium Deposita*, **19**: 44-53.
- LANCELOT, J.R., BRIQUEU, L., RESPAUT J.P. ET CLAUER N., 1995. Géochimie des systèmes U-Pb/Pb-Pb et évolution polyphasée des gîtes d'uranium du Lodévois et du sud du Massif Central. *Chronique de la Recherche Minière*, **521**: 3-18.
- LANG, J.R. AND BAKER, T., 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, **36**: 477-489.
- LANDTWING, M.R., HEINRICH, C.A., HALTER, W.E., PETTKE, T., REDMOND, P.B. AND EINAUDI, M.T., 2002. Fluid evolution in the Bingham Cu-Au-Mo-Ag porphyry deposit. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**: A430.
- LANDTWING, M.R., PETTKE, T., HALTER W.E., HEINRICH, C.A., REDMOND, P.B., EINAUDI, M.T. AND KUNZE, K., 2005. Copper deposition during quartz dissolution by cooling magmatic-hydrothermal fluids: the Bingham porphyry. *Earth and Planetary Science Letters*, **235**: 229-243.
- LARGE, R.R., 1992. Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: features, styles and genetic models. *Economic Geology*, **87**: 471-510.
- LARGE, R.R., MCPHIE, J., GEMMEL, J.B., HERMANN, W. AND DAVIDSON, G.J., 2001a. The spectrum of ore deposit types, volcanic environments, alteration halos and related exploration vectors in submarine volcanic successions: some examples from Australia. *Economic Geology*, **96**: 913-938.
- LARGE, R.R., GEMMEL, J.B., PAULICK, H. AND HUSTON, D.L., 2001b. The alteration box plot: a simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology*, **96**: 957-972.
- LARSON, R.L., 1991. Geological consequences of superplume. *Geology*, **19**: 963-966.
- LATTANZI, P., 1999. Epithermal precious metal deposits of Italy - an overview. *Mineralium Deposita*, **34**: 630-638.
- LAUNAY, L. DE, 1913. Traité de métallogénie - Gîtes minéraux et métallifères. Gisement, recherche, production et commerce des minéraux utiles et minerais. Paris, *Librairie polytechnique Béranger*, t. 1, 855 p., t. 2, 801 p., t. 3, 855 p..
- LAVIGNE, M.J. AND MICHAUD, M.J., 2001. Geology of North American Palladium Ltd. Roby zone deposit, Lac des Isles. *Exploration and Mining Geology*, **10**: 1-17.
- LAVILLE, P., 1981. La formation bauxitique provençale, France. Séquence des faciès chimiques et paléomorphologie crétacée. *Chronique de la Recherche Minière*, **461**: 51-68.
- LAVRIC, J.V. AND SPANGENBERG, J.E., 2003. Stable isotope (C, O, S) systematics of the mercury mineralization at Idrija, Slovenia: constraints on fluid source and alteration processes. *Mineralium Deposita*, **38**: 886-899.
- LAWRENCE, S.R. AND CORNFORD, C., 1995. Basin geofluids. *Basin Research*, **7**: 1-7.
- LAZNICKA, P., 1985. Empirical metallogeny, depositional environments, lithologic associations and metallic ores. Volume 1, Phanerozoic environments, associations and deposits; Elsevier, *Developments in economic geology*, Volume 19, 1758 p.
- LAZNICKA, P., 1988. Breccias and coarse fragmentites, petrology, environments, associations, ores. Elsevier, *Developments in Economic Geology*, Volume 25, 842 p.
- LAZNICKA, P., 2006. Giant metallic deposits. Future sources of industrial metals. *Springer*, 732 p.
- LE CLOAREC, M.F. AND MARTY, B., 1991. Volatile fluxes from volcanoes. *Terra Nova*, **3**: 17-27.
- LEACH, D.L., HOFSTRA, A.H., CHURCH, S.E., SNEE, L.W., VAUGHN, R.B. AND ZARTMAN, R.E., 1998. Evidence for Proterozoic and Late Cretaceous-Early Tertiary ore-forming events in the Coeur d'Alene district, Idaho and Montana. *Economic Geology*, **93**: 347-359.
- LEACH, D.L., SANGSTER, D.F., KELLEY, K.D., LARGE, R.R., GARVEN, G., ALLEN, C.R., GUTZMER, J. AND WALTERS, S., 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposits: a global perspective. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 561-607.
- LEBLANC M., 1975. Ophiolites précambriennes et gîtes arséniciés de cobalt, Bou Azzer, Maroc. Thèse de doctorat d'Etat, Université Paris VI, 367 p. et *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, n°280 (1981).
- LEBLANC, M. AND BILLAUD, P., 1982. Cobalt arsenide orebodies related to an Upper proterozoic ophiolite. Bou Azzer (Morocco). *Economic Geology*, **77**: 162-175.
- LEBLANC, M. AND LBOUABI, M., 1988. Native silver mineralization along a rodingite tectonic contact between serpentinite and quartz-diorite (Bou Azzer, Morocco). *Economic Geology*, **83**: 1379-1391.

- LEBLANC, M. ET NICOLAS, A., 1992. Les chromites ophiolitiques. *Chronique de la Recherche Minière*, **507**: 3-25.
- LECA, X., 1985. La découverte des amas sulfurés cachés de Neves-Corvo (Sud du Portugal). Essai de méthodologie. *Chronique de la Recherche Minière*, **479**: 51-62.
- LEDRU, P. AND AUTRAN, A., 1987. Relationship between fluid circulation, ore deposition and shear zones: new evidence from the Salau scheelite deposit (French Pyrénées). *Economic Geology* **82**: 224-229.
- LEFEBURE, D.V. AND RAY, G.E., (EDITORS), 1995. Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume I - Metallics and Coal. *B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources*, Open File 1995-20, 136 p.
- LEFEBURE, D.V. AND HÖY, T., (EDITORS), 1996. Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume II - More Metallic Deposits; *B.C. Ministry of Employment and Investment*, Open File 1996-13, 172 p.
- LEHMANN, B., 1987. Tin granites, geochemical heritage, magmatic differentiation. *Geologische Rundschau*, **76**: 177-185.
- LEHMANN, B., NAGLER, T.F., HOLLAND, H.D., WILLIE, M., MAO, J., PAN, J., MA, D. AND DULSKI, P., 2007. Highly metalliferous carbonaceous shale and Early Cambrian seawater. *Geology*, **35**: 403-406.
- LEISTEL, J.M., MARCOUX, É., THIÉBLEMONT, D., QUESADA, C., SÁNCHEZ, A., ALMODOVAR, G.R., PASCUAL, E. AND SÁEZ, R., 1998. The volcanic-hosted massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt. Review and preface to the special issue. *Mineralium Deposita*, **33**: 2-30.
- LELONG, F.Y., TARDY, Y., GRANDIN, G., TRESCASES, J.J. AND BOULANGE, B., 1976. Pedogenesis, chemical weathering and processes of formation of some supergene ore deposits. In: *Handbook of Stratatound and Stratiform Deposits*, edited by Wolf, K.H; New York, *Elsevier*, p. 93-173.
- LEROY, J., 1978. The Margnac and Fanay uranium deposits of the La Crouzille district (western Massif Central, France); geologic and fluid inclusion studies. *Economic Geology*, **73**: 1611-1634.
- LEROY, J., 1984. Episyénitisation dans les gisements d'uranium du Bernardan (Marche) : Comparaison avec des gisements similaires du Nord-Ouest du Massif Central français. *Mineralium Deposita*, **19**: 26-35.
- LESCUYER, J.L., BOUCHOT, V., CASSARD, D., FEYBESSE, J.L., MARCOUX, É., MOINE, B., PIANTONE, P., TEGEY M. AND TOLLON, F., 1993. Le gisement aurifère de Salsigne (Aude, France) : une concentration syntectonique tardivarisque dans les sédiments détritiques et carbonatés de la Montagne Noire. *Chronique de la Recherche Minière*, **512**: 3-73.
- LESHER, C.M., 2007. Ni-Cu-(PGE) Deposits in the Raglan Area, Cape Smith Belt, New Québec. In: *Mineral Deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces and exploration methods*, edited by Goodfellow, W.D.; *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5*, p. 351-386.
- LESPINASSE, M. AND CATHELINÉAU, M., 1990. Fluid percolations in a fault zone: a study of fluid inclusion planes in the Saint-Sylvestre granite, northwest Massif Central, France. *Tectonophysics*, **184**: 173-187.
- LEVINSON, A.A. AND COOK, F.A., 1994. Gem corundum in alkali basalt: origin and occurrence. *Gems and Gemology*, **30**: 253-262.
- LHÉGU, J. ET TOURAY, J.C., 1980. Les gisements français filoniens et stratiformes de fluorine et barytine. 26^e Congrès Géologique International, *Bulletin des Centres de Recherches exploration-production Elf-Aquitaine*, Mémoire n° 3, p. 277-334.
- LI, J., KUSKY, T.M. AND HUANG, X., 2002. Archean podiform chromitites and mantle tectonites in ophiolitic melange, North China craton: a record of early oceanic mantle processes. *GSA Today*, **12**: 4-11.
- LIGHTFOOT, P.C. AND NALDRETT, A.J., 1996. Petrology and geochemistry of the Nipissing gabbro: exploration strategies for nickel, copper and platinum group elements in a large igneous province. *Ontario Geological Survey, Study 58*, 81 p.
- LIMA, A., DE VIVO, B., FEDELE, L., SINTONI, F. AND MILIA, A., 2007. Geochemical variations between the 79AD and 1044 AD Somma-Vesuvius volcanic products: constraints on the evolution of the hydrothermal system based on fluid and melt inclusions. *Chemical Geology*, **237**: 401-417.
- LINDGREN, W.A., 1933. *Mineral deposits. McGraw-Hill, New York (4th edition)*, 930 p.
- LINDSEY, D.A., 1977. Epithermal beryllium deposits in water-laid tuff, western Utah. *Economic Geology*, **72**: 219-232.
- LOBATO, L.M. AND FYFE, W.S., 1990. Metamorphism, metasomatism and mineralization at Lagoa Real, Bahia, Brazil. *Economic Geology*, **85**: 968-989.
- LOMBAARD, A.F., GÜNZEL, A., INNES, J. AND KRÜGER, T.L., 1986. The Tsumeb lead-copper-zinc-silver deposit, South West Africa/Namibia. In: *Mineral Deposits of Southern Africa*, edited by Anhaeusser, C.R. and Maske, S.; *Geological Society of South Africa, Johannesburg*, p. 1761-1787.
- LONDON, D., 2006. Granitic pegmatites: an assessment of currents concepts and directions for the future. *Lithos*, **80**: 381-303.
- LORILLEUX, G., JÉBRAK, M., CUNÉY, M. AND BAUEMONT, D., 2001. Polyphased hydrothermal breccias associated with unconformity-type uranium mineralization (Canada): from fractal analysis to structural significance. *Journal of Structural Geology*, **24**: 323-338.
- LOTTERMOSER, B.G. AND ENGLAND, B.M., 1988. Compositional variation in pyrochlore from Mt Weld carbonate laterite, Western Australia. *Mineralogy and Petrology*, **38**: 37-51.

- LOUCKS, R.G., MESCHER, P.K. AND MCMEHAN, G.S., 2004. Three-dimensional architecture of a coalesced, collapsed-paleocave system in the Lower Ordovician Ellenburger Group, central Texas. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **88**: 545-564.
- LOWELL, J.D. AND GUILBERT, J.M., 1970. Lateral and vertical alteration - mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, **65**: 373-408.
- LOWENSTERN, J.B., 1994. Dissolved volatile concentrations in an ore-forming magma. *Geology*, **22**: 893-896.
- LOWENSTERN, J.B., 2003. Melt inclusions come of age: volatiles, volcanoes and Sorby's legacy. In: Melt inclusions in volcanic systems: methods, applications and problems, edited by De Vivo, B. and Bodnar, R.J.; Elsevier, *Developments in Volcanology*, **5**: 1-22.
- LUDDINGTON, S., FOLGER, H., KOTLYAR, B., MOSSOTTI, V.G., COOMBS, M.J. AND HILDENBRAND, T.G., 2006. Regional surficial geochemistry of the Northern Great Basin. *Economic Geology*, **101**: 33-57.
- Lulin, J.M., 1990. Une analyse du développement minier du Nord-Ouest québécois. In: The Northwestern Quebec Polymetallic Belt, edited by Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G. et Simard, A.; *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, Special Volume 43, p. 17-34.
- LUNAR, R. ET OYARZUN, R., (COORDONNATEURS), 1991. Yacimientos minerales. Técnicas de estudio, tipos, evolución metalogénica Exploración: *Editorial centro de Estudios, Ramón Areces S.A.*, 938 p.
- LYDON, J.W., 2004. Genetic models for Sullivan and other SEDEX deposits. In: Sediment-hosted lead-zinc sulphide deposits: attributes and models of some major deposits in India, Australia and Canada, edited by Deb, M. and Goodfellow, W.D.; *Narosa Publishing House*, New Delhi India, p. 149-190.
- LYDON, J., HOY, T., SLACK, J.F. AND KNAPP, M.E., (EDITORS), 2000. The geological evolution of the Sullivan Deposit, BC: *Geological Survey of Canada and GAC Mineral Deposits Division*, Special Publication No. 1, 834 p.
- LYONS, T.W., GELLATLY, A.M., MCGOLDRICK, P.J. AND KAH, L.C., 2006. Proterozoic sedimentary exhalative (SEDEX) deposits and links to evolving global ocean chemistry. In: Evolution of the Early Earth's atmosphere, hydrosphere and biosphere-Constraints from ore deposits, edited by Kesler, S.E. et Ohmoto, H.; *Geological Survey of America*, Memoir 198, p. 169-184.
- MALO, M., PELCHAT, C., DUBÉ, B. AND CHAGNON, A., 1998. Contrasting styles of gold mineralization along the Grand Pabos-Restigouche fault system: Implication for Carlin-like Au-mineralization in the Southwestern Gaspé Appalachians. *Exploration and Mining Geology*, **7**: 217-235.
- MANN, A.W. AND DEUTSCHER, R.L., 1978. Genesis principals for the precipitation of carnotite in calcrete drainage in Western Australia. *Economic Geology*, **73**: 1724-1737.
- MANNING, C.E. AND INGBRITSEN, S.E., 1999. Permeability of the continental crust: The implications of geothermal data and metamorphic systems. *Reviews of Geophysics*, **37**: 127-150.
- MANNING, D.A.C. AND PICHAVANT, M., 1985. Volatiles and their bearing on the behaviour of metals in granitic systems. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, Special Volume 39, p. 13-24.
- MAO, J., GOLDFARB, R.J., ZHANG, Z., XU, W., QIU, Y. AND DENG, J., 2002. Geology, distribution and classification of gold deposits in the western Quinling belt, central China. *Mineralium Deposita*, **37**: 352-377.
- MAO, J., GOLDFARB, R.J., WANG, Y., HART, C.J., WANG, Z. AND YANG, J., 2004. Late Paleozoic base and precious metal deposits East Tian-Shan, Xinjiang, China: characteristics and geodynamic setting. *Episodes*, **28**: 23-36.
- MAQUET, M., COUTY, R., CERVELLE, B. ET PERRUCHOT, A., 1984. Comportement du nickel lors de l'altération de roches nickelifères. *Mineralium Deposita*, **19**: 118-122.
- MARSCHIK, R. AND FONTBOTÉ, L., 2001. The Candelaria-Punta de Cobre Iron Oxide Cu-Au (-Zn-Ag) Deposit, Chile. *Economic Geology*, **96**: 1799-1826.
- MARCOUX, É., 1995. Gold and volcanoes: epithermal gold deposits, a review. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, Série 2, **321**: 723-735.
- MARCOUX, É., 1998. Lead isotope systematics of the giant massive sulphide deposits in the Iberian pyrite belt. *Mineralium Deposita*, **33**: 45-58.
- MARCOUX, É. ET CALVEZ, J.Y., 1985. Âge, genèse et prospection des concentrations minérales : les possibilités offertes par les isotopes du plomb. *Chronique de la Recherche Minière*, **478**: 21-32.
- MARCOUX, É. AND MILÉSI, J.P., 1993. Lead isotope signature of Early Proterozoic ore deposits in western Africa: comparison with gold deposits in French Guiana. *Economic Geology*, **88**: 1862-1879.
- MARCOUX, É. ET LESCUYER, J.L., 1994. Les minerais sulfarseniés aurifères de Salsigne (Aude, France) : évolution paragenétique d'une minéralisation tardi-hercynienne syntectonique en contexte sédimentaire. *Canadian Mineralogist*, **32**: 159-177.
- MARCOUX, É. AND MILÉSI, J.P., 1994. Epithermal gold deposits in West Java, Indonesia: Geology, age and crustal sources. *Journal of Geochemical Exploration*, **50**: 393-408.
- MARCOUX, É., BONNEMAISON, M., BRAUX, C. ET JOHAN, Z., 1989. Distribution de Au, Sb, As et Fe dans l'arsénopyrite aurifère du Châtelet et de Villeranges (Creuse, Massif Central français). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, Série 2, **308**: 293-300.
- MARCOUX, É., COTTARD, F., RÉCOCHÉ, G., EL SAMANI, Y., CALVEZ, J.Y. AND DESCHAMPS, Y., 1989. Lead isotopic signatures of the polymetallic mineralization in the Ariab district, Red Sea Hills, Northeastern Sudan. *Journal of Geochemical Exploration*, **32**: 315-317.

- MARCOUX, É., MOËLO, Y., PICOT, P. ET BAUBRON, J.C., 1988a. Évolution minéralogique et isotopique (Pb) du filon sulfuré complexe des Borderies (Puy-de-Dôme, France). Implications métallogéniques. *Mineralium Deposita*, **23**: 58-70.
- MARCOUX, É., OUEDRAOGO, M.F., FEYBESSE, J.L., MILÉSI, J.P. ET PROST, A., 1988b. Géochimie et géochronologie isotopique: âge Pb/Pb à 2 120 +/- 41 Ma des corps sulfurés massifs Zn-Ag de Perkoa (Burkina Faso). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, Série 2, **306**: 589-595.
- MARCOUX, É., MILÉSI, J.P., SITORUS, T. AND SIMANDJUNTA, M., 1996a. The epithermal Au-Ag-(Mn) deposit of Pongkor (West Java, Indonesia). *Indonesian Mining Journal*, **2**: 1-17.
- MARCOUX, É., MOËLO, Y. AND LEISTEL, J.M., 1996b. Bismuth and cobalt minerals as indicators of stringer zones to massive sulphide deposits, Iberian pyrite belt. *Mineralium Deposita*, **31**: 1-26.
- MARCOUX, É., BONNEMAISON, M., BAYLE, L.D. ET VERNET, R., 2004. Mineralia : encyclopédie minéralogique 3D. Paris, Société de l'industrie minérale, DVD.
- MARCOUX, É., BELKABIR, A., GIBSON, H., LENTZ, D. AND RUFFET, G., 2008. Draa Sfar, Morocco: A Visean (331 Ma) pyrrhotite-rich, polymetallic volcanogenic massive sulphide deposit in a Hercynian sediment-dominant terranes. *Ore Geology Reviews*, **33**: 307-328.
- MARIGNAC, C. AND CUNNEY, M., 1999. Ore deposits of the French Massif Central: insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt. *Mineralium Deposita*, **34**: 472-504.
- MARK, G., WILDE, A., OLIVER, N.H.S., WILLIAMS, P.J. AND RYAN, C.G., 2005. Modeling outflow from the Ernest Henry Fe oxide Cu-Au deposit: implications for ore genesis and exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, **85**: 31-46.
- MARK, G., OLIVER, N.H.S. AND WILLIAMS, P.J., 2006. Mineralogical and chemical evolution of the Ernest Henry Fe oxide-Cu-Au ore system, Cloncurry district, northwest Queensland, Australia. *Mineralium Deposita*, **40**: 769-801.
- MARQUIS, R. AND KUMARAPÉL, P.S., 1993. An Early Cambrian deltaic-fluvial model for an Iapetan rift-arm drainage system, southeastern Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**: 1254-1261.
- MARSHALL, D.D., DIAMOND, L.W. AND SKIPPEN, G.B., 1993. Silver transport and deposition at Cobalt, Ontario, Canada: Fluid inclusion evidence. *Economic Geology*, **88**: 837-854.
- MARSHALL, T.M. AND BAXTER-BROWN, R., 1995. Basic principles of alluvial diamond exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, **53**: 277-292.
- MARSCHIK, R. AND FONTBOTÉ, L., 2001. The Candelaria-Punta de Cobre Iron Oxide Cu-Au (-Zn-Ag) Deposit, Chile. *Economic Geology*, **96**: 1799-1826.
- MASTERS, R.L. AND AGUE, J.J., 2005. Regional-scale fluid flow and element mobility in Barrow's metamorphic zones, Stonehaven, Scotland: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **150**: 1-18.
- MATHIS, V., ROBERT, J.P. ET SAINT-MARTIN, J., 1990. Géologie et métallogénie des gisements d'uranium du bassin permien de Lodève (sud du Massif Central français). *Chronique de la Recherche Minière*, **499**: 31-40.
- MATSEEV, S. AND BALLHAUS, C., 2002. Origin of podiform chromite. *Earth and Planetary Science Letters*, **203**: 235-243.
- MAUGHAN, D.T., KEITH, J.D., CHRISTIANSEN, E.H., PULSIPHER, T., HATTORI, K. AND EVANS, N.J., 2002. Contributions from mafic alkaline magmas to the Bingham porphyry Cu-Au deposit, Utah, USA. *Mineralium Deposita*, **37**: 14-37.
- MAUK, J.L., KELLY, W.C., VAN DER PLUJM, A. AND SEASOR, R.W., 1992. Relations between deformation and sediment-hosted copper mineralization: evidence from the White Pine part of the Midcontinent rift system. *Geology*, **20**: 427-430.
- MAX, M.D., JOHNSON, A.H. ET DILLON, W.P., 2006. Economic geology of natural gas hydrate. *Springer*, 341 p.
- McCUAIG, T.C. AND KERRICH, R., 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, **12**: 381-453.
- McCUAIG, T.C. AND HRONSKY, J.M.A., 2000. The current status and future of the interface between the exploration industry and economic geology research. In: Gold in 2000, edited by Hagemann, S.G. and Brown, P.E.; *Reviews in Economic Geology*, **13**: 553-559.
- McGOWAN, R.R., ROBERTS, S., FOSTER, R.P., BOYCE, A.J. AND COLLIER, D., 2003. Origin of the copper-cobalt deposits of the Zambian Copperbelt: An epigenetic view from Nchanga. *Geology*, **31**: 497-500.
- McINNES, B.A. AND CAMERON, E.M., 1994. Carbonated, alkaline, hybridizing melts from a sub-arc environment: Mantle wedgy samples from the Tabar-Lihir-Tangafeni arc, Papua New Guinea. *Earth and Planetary Science Letters*, **122**: 125-141.
- McKINSTRY, H.E., 1948. Mining Geology. Englewood Cliffs, NJ, Prentice Hall, 680 p.
- MEES, F., STOOPS, G., VAN RANST, E., PAEPE, R. AND VAN OVERLOOP, E., 2005. The nature of zeolite occurrences in deposits of the Olduvai basin, Northern Tanzania. *Clays and Clay minerals*, **53**: 659-673.
- MEGAW, P.K.M., 1998. Carbonate-hosted Pb-Zn-Ag-Cu-Au replacement deposits: an exploration perspective. In: Mineralized intrusion-related skarn systems, edited by Lentz, D.R.; *Mineralogical Association of Canada, Short Courses Volume 26*, p. 337-257.
- MEINERT, L.D., 1997. Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration. *Exploration and Mining Geology*, **6**: 185-208.
- MEINERT, L.D., DIPPLE G.M. AND NICOLESCU, S., 2005. World skarn deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 299-336.

- MEHIER, B., 1995. Magmatisme et tectonique des plaques. *Édition Ellipses Marketing*, 256 p.
- MELFI, A.J., TRESCASES, J.J., CARVALHO, A., BAROOS DE OLIVEIRA, S.M., RIBEIRO FILHO, E. AND LAQUINTINE FORMOSO, M.L., 1988. The lateritic ore deposits of Brazil. *Sciences Géologiques. Bulletin*, **41**: 5-36.
- MERCIER-LANGEVIN, P., DUBÉ, B., HANNINGTON, M.D., DAVIES, D.W., LAFRANCE, B. AND GOSSELIN, G., 2007. The Laronde-Penna Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi greenstone belt, Quebec: part I, Geology and geochronology. *Economic Geology*, **102**: 577-583.
- MERTIE, J.B. JR., 1969. Economic geology of the Platinum metals. *United States Geological Survey Professional Paper*, **630**: 120 p.
- MEYER, C. AND HEMLEY, J.J., 1967. Wall rock alteration. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, edited by Barnes, H.L.; *Holt, Rinehart and Winston*, New York. p. 166-235.
- MICHEL, J.C., 1988. Les nouvelles provinces diamantifères à kimberlite et lamproïte de Kimberley, Western Australia. *Chronique de la Recherche Minière*, **492**: 33-40.
- MICHEL, H., PERMINGEAT, F., ROUTHIER, P. ET PÉLISSONNIER, H., 1964. Propositions concernant la définition des unités métallifères. 22nd *Int. Geol. Congress*, New Dehli; Comité scientifique à la Commission de la carte géologique du monde, p. 149-153.
- MILÉSI, J.P., FEYBESSE, J.L., LEDRU, P., DOMMANGET, A., OUEDRAOGO, M.F., MARCOUX, É., PROST, A., VINCHON, C., SYLVAIN, J.P., JOHAN, V., TEGYEV, M., CALVEZ, J.Y. ET LAGNY, P., 1989. Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. *Chronique de la Recherche Minière*, **497**: 3-98.
- MILÉSI, J.P., LEDRU, P., ANKRAH, P., JOHAN, V., MARCOUX, É. AND VINCHON, C., 1991. The metallogenic relationship between Birimian and Tarkwaian gold deposits in Ghana. *Mineralium Deposita*, **26**: 228-237.
- MILÉSI, J.P., LEDRU, P., FEYBESSE, J.L., DOMMANGET, A. AND MARCOUX, É., 1992. Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Research*, **58**: 305-344.
- MILÉSI, J.P., MARCOUX, É., NEHLIG, P., SUNARYA, Y., SUKANDAR, A. AND FELENC, J., 1994a. Cirotan, West Java, Indonesia: a 1.7 My hybrid epithermal Au-Ag-Sn-W deposit. *Economic Geology*, **89**: 227-245.
- MILÉSI, J.P., BORCOS, M., GENNA, A., STANCIU, C., PIANTONE, P. ANDREI, J., CRAHMALIU, R., MARCOUX, É., GABUDEANU, B. AND EDELSTEIN, O., 1994b. Geodynamic controls of epithermal mineralization in the Gutai Neogene volcanic region (Baia Mare, Romania). In: *Plate tectonics and metallogeny in the East Carpathians and Apuseni mountains*, edited by Borcos, M. and Vlad, S.; *UNESCO-IGCP Project 356*, Field trip guide, p.10-11
- MILÉSI, J.P., MARCOUX, É., SITORUS, T., SIMANDJUNTA, M., LEROY, J. AND BAILLY, L., 1999. Pongkor (West Java, Indonesia): a Pliocene supergene-enriched epithermal Au-Ag-(Mn) deposit. *Mineralium Deposita*, **34**: 131-149.
- MISRA, K.C., 2000. Understanding mineral deposits. *Kluwer Academic Publishers*, 845 p.
- MITCHELL, A.H.G., 1996. Distribution and genesis of some epizonal Zn-Pb and Au provinces in the Carpathian and Balkan region. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy*, Section B, **105**: B127-B138.
- MITCHELL, A.H.G. AND GARSON, M.S., 1981. Mineral deposits and global tectonic setting. London, *Academic Press (Geology Series)*, 405 p.
- MITCHELL, J.N., SCOATES, J.S. AND FROST, C.D., 1996. High Al-gabbros in the Laramie anorthosite complex, Wyoming: implications for the melt parental to the Proterozoic anorthosite. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **119**: 166-180.
- MITCHELL, R.H., 1986. Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. New York, *Plenum Press*, 442 p.
- MITCHELL, R.H., 1991. Kimberlites and lamproïtes: primary sources of diamond. *Geoscience Canada*, **18**: 116 p.
- MITCHELL, R.H., 1997. Kimberlites, orangeïtes, lamproïtes, melilitites and minettes: a petrographic atlas. *Almaz Press*, Thunder Bay, 243 p.
- MÖLLER, P. AND MORTEANI, G., 1983. On the geochemical fractionation of the rare earth elements during the formation of Ca-minerals and its application to problems of the genesis of ore deposits. In: *The significance of trace elements in solving petrogenetic problems and controversies*, edited by Augustithis S.S.; *Theophrastus Publications*, Athens, pp 747-791.
- MONTEIRO, L.V.S., BETTENCOURT, J.S., SPIRO, B. AND GRAÇA, R., 1999. The Vazante zinc mine, Minas Gerais, Brazil; constraints in willemitic mineralization and fluid evolution. *Exploration and Mining Geology*, **8**: 21-42.
- MOORE, J.C. AND SAFFER, D.M., 2001. Updip limit of the seismogenic zone beneath the accretionary prism of southwest Japan: an effect of diagenetic to low-grade metamorphic processes and increasing effective stress. *Geology*, **29**: 183-186.
- MOORES, E.M., 1991. Southwest U.S. - East Antarctic (SWEAT) connection; a hypothesis. *Geology*, **19**: 425-428.
- MORELLI, R., CREASER, R.A., SELTMANN, R., STUART, F.M., SELBY, D. AND GRAUPNER, T., 2007. Age and source constraints for the giant Muruntau gold deposit, Uzbekistan, from coupled Re-Os-He isotopes in arsenopyrite. *Geology*, **35**: 795-798.
- MORRIS, R.C., 1980. A textural and mineralogical study of the relationship of iron ore to banded iron formation in the Hamersley iron province of Western Australia. *Economic Geology*, **75**: 184-209.
- MORRIS, R.C., 1985. Genesis of iron ore banded iron formation by supergene-metamorphic processes: a conceptual model. In: *Handbook of Stratabound and Stratiform Deposits*, edited by Wolf, K.H.; *Amsterdam, Elsevier*, p. 73-235.

- MORRIS, R.C., 1993. Genetic modelling for banded iron-formation of the Hamersley Group, Pilbara craton, Western Australia. *Precambrian Research*, **60**: 243-286.
- MORRIS, R.C., 2002. Iron ore genesis and post-ore metamorphism at Mount Tom Price. In: Iron Ore 2002 Conference, 9-11 September 2002, Perth, published by Carlton, V.; *Australasian Institute of Mining and Metallurgy*, Series 2002/007, p. 3-13.
- MORTENSEN, J.K., 1993. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Suprovince. Part 2: Noranda - Kirkland Lake area. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**: 29-41.
- MORTON, R.L. AND FRANKLIN, J.M., 1987. Twofold classification of Archean volcanic-associated massive sulfide deposits: *Economic Geology*, **82**: 1957-1963.
- MÜCKE, A., DZIGBODI, ADJIMAH K. AND ANNOR, A., 1999. Mineralogy, petrography, geochemistry and genesis of the Paleoproterozoic Birimian manganese-formation of Nsuta/Ghana. *Mineralium Deposita*, **34**: 297-311.
- MÜLLER, D., KAMINSKI, K., UHLIG, S., GRAUPNER, T., HERZIG, P.M. AND HUNT, S., 2002. The transition from porphyry- to epithermal-style gold mineralization at Ladolam, Lihir Island, Papua New Guinea: a reconnaissance study. *Mineralium Deposita*, **37**: 61-74.
- MUELLER, W.U. AND MORTENSEN, J.K., 2002. Age constraints and characteristics of subaqueous volcanic construction, the Archean Hunter Mine Group, Abitibi greenstone belt. In: Evolution of the Archean Abitibi greenstone belt and adjacent terranes: new insights from geochronology, geochemistry, structure and facies analysis, edited by Mueller, W.C., Marquis, R. and Thurston, P.; *Precambrian Research*, **115**: 119-152.
- MUNGALL, J.E., 2002. Roasting the mantle: slab melting and the genesis of major Au and Au-rich deposits. *Geology*, **30**: 915-918.
- MUNOZ, M. ET MOËLO, Y., 1982. Étude paragénetique de la minéralisation sulfurée complexe (Sb-Pb-Zn.) de Bournac (Hérault, France). *Bulletin de Minéralogie*, **105**: 625-632.
- MUNTEAN, J.L., CLINE, J., JOHNSTON, M.K., RESSEL, M.W., SEEDORF, E. AND BARTON, M.D., 2004. Controversies on the origin of world-class gold deposits, part I: Carlin-type gold deposits in Nevada. *SEG Newsletter*, **59**: 1, 11-18.
- MURPHY, A. AND SPRAY, J.G., 2002. Geology, mineralization and emplacement of the Whistle-Parkin Offset Dike, Sudbury. *Economic Geology*, **97**: 1399-1418.
- MUTSCHLER, F.E., GRIFFIN, M.E., SCOTT STEVENS D. AND SHANNON, S.S., 1985. Precious metal deposits related to alkaline rocks in the North American Cordillera - an interpretative review. *Trans. Geol. Soc. S. Africa.*, **88**: 355-377.
- NALDRETT, A.J., 2004. Magmatic sulfide deposits - Geology, geochemistry and exploration. *Springer*, 728 p.
- NAUMOV, M.V., 2005. Principal features of impact-generated hydrothermal circulation systems: mineralogical and geochemical evidence. *Geofluids*, **5**: 165-184.
- NEKVASIL, H, SIMON, A. AND LINDSLEY, D.H., 2000. Crystal fractionation and the evolution of intra-plate hy-normative igneous suites: insights from their feldspars. *Journal of Petrology*, **41**: 1743-1757.
- NERCI, K., 2006. Les minéralisations aurifères du district polymétallique de Tighza (Maroc central) : un exemple de mise en place périgranitique tardi-hercynienne. Thèse, *Université d'Orléans et Université du Québec à Montréal*, 302 p.
- NESBITT, B.E. AND MUEHLENBACHS, K., 1989. Geology, geochemistry and genesis of mesothermal lode gold deposits of the Canadian Cordillera. Evidence for ore formation from evolved meteoritic waters. *Society of Economic Geologists*, Monograph 6, p. 553-563.
- NEWTON, R.C., 1989. Metamorphic fluids in the deep crust. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **17**: 385-412.
- NICOLINI, P., 1990. Gîtologie et exploration minière. *Éditions Lavoisier*, Paris, 589 p.
- NORMAND, C., GAUTHIER, M. AND JÉBRAK, M., 1996. The Quebec antimony deposit: an example of gudmundite-native antimony mineralization in the ophiolite melange of the southeastern Quebec Appalachians. *Economic Geology*, **91**: 149-163.
- NORTON, D., 1984. A theory of hydrothermal systems. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **12**: 155-177.
- NORTON, D. AND KNIGHT, J., 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems; cooling plutons. *American Journal of Science*, **277**: 937-981.
- OBERTHUR, T., 1988. Gold, uranium and carbonaceous matter in Witwatersrand ores: their genetic relationship in the light of sedimentological, geochemical and mineralogical studies. *Bicentennial Gold '88 Extended abstract*, Melbourne, p. 455-457.
- O'DRISCOLL, E.S.T., 1985. The application of lineament tectonics in the discovery of the Olympic Dam Cu-Au-U deposit at Roxby Downs, South Australia, *Global Tectonics and Metallogeny*, **3**: 43-57.
- OFTEDAHL, C., 1958. A theory of exhalative-sedimentary ores. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **492**: 1-19.
- OHMOTO, H., 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, **67**: 551-579.
- OHMOTO, H., 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: Stable isotopes in high temperature geological process, edited by Valley J.W., Talyor H.P. Jr. and O'Neil, J.R.; *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **16**: 491-560.

- OHMOTO, H. AND RYE R.O., 1979. Isotopes of sulphur and carbon. *In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, edited by Barnes H.L.; *John Wiley and Sons*, New York, 2nd edition, p. 509-567.
- OHMOTO, H. AND SKINNER B.J., (EDITORS), 1983. The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits. *Society of Economic Geologists*, Monograph 5, 604 p.
- OHMOTO, H. AND GOLDBABER, M., 1997. Sulfur and carbon isotopes. *In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* 3rd edition, edited by Barnes H.L.; *John Wiley and Sons*, New York, p. 517-612.
- OHMOTO, H., WATANABE, Y., IKEMI, H., POULSON, S.R. AND TAYLOR, B.E., 2006. Sulphur isotope evidence for an oxic Archaean atmosphere. *Nature*, **442**: 873-874.
- OLIVER, N.H.S., 1996. Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**: 477-492.
- OLIVER, N.H.S. AND BONS, P.D., 2001. Mechanisms of fluid flow and fluid-rock interaction in fossil metamorphic hydrothermal systems inferred from vein-wall rock patterns, geometry and microstructure. *Geofluids*, **1**: 137-162.
- OLIVER, N.H.S., CLEVERLEY, J.S., MARK, G., POLLARD, P.J., FU, B., MARSHALL, L.J., RUBENACH, M.J., WILLIAMS, P.J. AND NAKER, T., 2004. Modeling the role of sodic alteration in the genesis of iron oxide Copper-Gold deposits, Eastern Mount Isa Block, Australia. *Economic Geology*, **99**: 1145-1176.
- OLIVER, N.H.S., McLELLAN, J.G., HOBS, B., CLERVERLEY, J.S., ORD, A. AND FELTRIN, L., 2006. Numerical models of extensional deformation, heat transfer and fluid flow across basement-cover interfaces during basin-related mineralization. *Economic Geology*, **101**: 1-31.
- OLIVO, G.R., GAUTHIER, M., BARDOUX, M., LAEÃO DE SÁ, E., FONSECA, J.T.F. AND SANTANA, F.C., 1995. Palladium-bearing gold deposit hosted by Proterozoic Lake Superior-type iron formation at the Cauç Iron mine, Itabira district, Southern São Francisco Craton, Brasil: geologic and structural controls. *Economic Geology*, **90**: 118-134.
- ONÉZIME, J., CHARVET, J., FAURE, M., BOURDIER, J.L. AND CHAUVET, A., 2003. A new geodynamic interpretation from the South Portuguese zone (SW Iberia) and the Iberian pyrite belt genesis. *Tectonics*, **22**: 1027-1039.
- ORGEVAL, J.J., GIOT, D., MONTEIL, J. ET SAHLI, R., 1986. Le gisement de Zn-Pb de Bougrine (Atlas tunisien). Description et historique de la découverte. *Chronique de la Recherche Minière*, **482**: 5-32.
- OSSANDÒN, G., FRÉRAUT, C.R., GUSTAFSON, L.B., LINDSAY, D.D. AND ZENTILLI, M., 2001. Geology of the Chuquicamata mine: a progress report. *Economic Geology*, **96**: 249-270.
- OSZCZEPALSKI, S., 1999. Origin of the Kupferschiefer polymetallic mineralization in Poland. *Mineralium Deposita*, **34**: 599-613.
- OVTRACHT, A., 1978. Province plombo-zincifère du Haut Atlas central. *Mines, Géologie et Energie*, **44**: 103-109.
- OWENS, B.E. AND PASEK M.A., 2007. Kyanite quartzites in the Piedmont Province of Virginia: evidence for a possible high-sulfidation system. *Economic Geology*, **102**: 495-509.
- PAGEL, M., 1990. Le Permien et la métallogénie de l'uranium. *Chronique de la Recherche Minière*, **499**: 57-68.
- PALMER, D.A. AND WILLIAMS-JONES, A.E., 1996. Genesis of carbonatite-hosted fluorite deposit at Amba Dongar, India: evidence from fluid inclusions, stable isotopes and whole rock-mineral geochemistry. *Economic Geology*, **91**: 934-950.
- PAPAGEORGE, M., 2000. Iron Oxide Copper-Gold Deposit; separating fact from fantasy - short course. *Geoscience Canada*, **28**: 31-36.
- PARCEVAL, P. DE, 1992. Minéralogie et géochimie du gisement de talc de Trimouns (Pyrénées). Thèse de doctorat, *Université de Toulouse*, 227 p.
- PARENTIER, E.M. AND SPOONER, E.T.C., 1978. A theoretical study of hydrothermal convection and the origin of the ophiolitic sulphide ore deposits of Cyprus. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**: 33-44.
- PARTINGTON, G.A. AND WILLIAMS, P.J., 2000. Proterozoic lode gold and (iron)-copper-gold deposits: a comparison of Australian and global examples. *In: Gold in 2000*, edited by Hagemann, S.G. and Brown, P.E.; *Reviews in Economic Geology*, **13**: 69-102.
- PATRIER, P., BEAUFORT, D., BRIL, H., BONHOMME, M., FOUILLAC, A.M. AND AUMAÎTRE, R., 1997. Alteration-mineralization at the Bernardan U Deposit (Western Marche, France): The contribution of alteration petrology and crystal chemistry of secondary phases to a new genetic model. *Economic Geology*, **92**: 448-467.
- PEACOCK, S.M., 1990. Fluid processes in subduction zones. *Science*, **248**: 329-337.
- PÉLISSONNIER, H., 2001. Réflexions sur la métallogénie. Paris, *Société de l'industrie minière*, 431 p.
- PERCIVAL, J., 2003. Superior Province: a billion year record of Archean craton evolution and birth of plate tectonic processes. *Geological Association of Canada*. Miscellaneous publication 4, CD-ROM.
- PÉRICHAUD, J.J., 1980. L'antimoine, ses minerais et ses gisements. Synthèse géologique sur les gisements du Massif Central français. *Chronique de la Recherche Minière*, **456**: 5-64.
- PERRAULT, G., TRUDEL, P. AND BEDARD, P., 1984. Auriferous halos associated with the gold deposits at Lamaque Mine, Québec. *Economic Geology*, **79**: 227-238.

- PERRODON, A., 1985. Géodynamique pétrolière : genèse et répartition des gisements d'hydrocarbures. *Éditions Masson et Elf Aquitaine*, 386 p.
- PETERSEN, S., HERZIG, P.M., HANNINGTON, M.D., JONASSON, I.R. AND ARRIBAS A. JR., 2002. Submarine gold mineralization near Lihir island, New Ireland Fore-Arc, Papua New Guinea. *Economic Geology*, **97**: 1795-1814.
- PETERSEN, U., NOBLE, D.C., ARENAS, M.J. AND GOODELL, P.C., 1977. Geology of the Julcani mining district, Peru. *Economic Geology*, **72**: 931-949.
- PETFORD, N., CRUDEN, A.R., MCCAFFREY, K.J.W. AND VIGNERESSE, J.L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, **408**: 669-673.
- PHILLIPS, G.N. ET POWELL, R., 1993. Link between gold provinces. *Economic Geology*, **88**: 1084-1098.
- PHILLIPS, G.N., GROVES, D.I. AND BROWN, I.J., 1987. Source requirement for the Golden Mile, Kalgoorlie: significance to the metamorphic replacement model for Archean gold deposits. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **24**: 1643-1651.
- PHILPOTTS, A.R., 1967. Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks. *Economic Geology*, **62**: 303-315.
- PICHÉ, M. AND JÉBRAK, M., 2004. Normative minerals and alteration indices developed for mineral exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, **82**: 59-77.
- PICOT, P. ET JOHAN, Z., 1977. Atlas des minéraux métalliques. *Éditions du BRGM*, Mémoire N°90, 402 p.
- PINEDO VARA, I., 1963. Piritas de Huelva (su historia, minería y aprovechamiento). *Summa*, Madrid, 1003 p.
- PIRAJNO, F., 1992. Hydrothermal Mineral Deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologist. *Springer*, 709 p.
- PIRAJNO, F., 2000. Ore deposits and mantle plumes. *Kluwer Academic Press*, 556 p.
- PIRAJNO, F., 2004. Hotspots and mantle plumes: global intraplate tectonics, magmatism and ore deposits. *Mineralogy and Petrology*, **82**: 183-216.
- PITCHER, W.S., 1983. Granite type and tectonic environment. In: Mountain building process, edited by Hsu, K.; *Academic Press*, London, p. 19-40.
- PLIMER, I.R., 1994. Strata-bound scheelite in meta-epidiorites, Broken Hill, Australia. *Economic Geology*, **89**: 423-437.
- POLLARD, P.J., 1989. Geochemistry of granites associated with tantalum and niobium mineralizations. In: Lanthanides, tantalum and niobium, edited by Möller, P., Cerny, P. and Saupé, F.; *Springer*, p. 145-168.
- POMEROL, C., 1973. Ere cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire). *Éditions Doin*, Paris, 268 p.
- PORTER, T.M., 2006. The Tien Shan Belt: Golden Heart of Central Asia. *The Gangue*, **88-1**: 4-5.
- POUIT, G., 1989. Gisements de manganèse hydrothermaux sous-marins proximaux et distaux par rapport au volcanisme. *Chronique de la Recherche Minière*, **494**: 3-10.
- POWELL, C. McA., OLIVER, N.H.S., LI, Z.X., MARTIN, D. McB. AND RONASZEKI, J., 1999. Synorogenic hydrothermal origin for giant Hamersley iron oxide ore bodies. *Geology*, **27**: 175-178.
- PRENDERGAST, M.D., 2003. The nickeliferous late-Archean Reliance komatiitic event in the Zimbabwe craton – magmatic architecture, physical volcanology and ore genesis. *Economic Geology*, **98**: 865-891.
- PRETORIUS, D.A., 1975. The depositional environment of the Witwatersrand goldfields: a geochronological review of speculations and observations. *Minerals Science Engineering*, **7**: 18-47.
- PROL-LEDESMA, R.M., CANET, C., MELGAREJO, J.C., TOLSON, G., RUBIOS-RAMOS, M.A., CRUZ-OCAMPO, J.C., TORRES-VERA, M.A. AND REYES, A., 2002. Cinnabar deposition in submarine coastal hydrothermal vents, Pacific margin of Central Mexico. *Economic Geology*, **97**: 1331-1340.
- RABINOVITCH, M., 2000. Les trésors de la Terre. Histoire et littérature d'une grande aventure. Paris, *Société de l'industrie minière*, 383 p.
- RACKLEY, R.I., 1976. Origin of Western-States Type Uranium Mineralization. In: Handbook of Strata-Bound and Strataform Ore Deposits, Chapter 3, edited by K.H. Wolf; *Elsevier Science Publishing Company*, Amsterdam, p. 89-156.
- RADABAUGH, R.E., MERCHANT, J.S. AND BROWN, J.M., 1968. Geology and ore deposits of the Gilman (Red Cliff, Battle Mountain) district, Eagle County, Colorado. In: Ore deposits of the United States, 1933-1967 (Graton-Sales volume), edited by Ridge, J.D., volume 1; New York, *American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers*, 1: 641-664.
- RADTKE, A.S. AND DICKSON, F.W., 1976. Genesis and vertical position of fine-grained disseminated replacement-type gold deposits in Nevada and Utah, U.S.A: Problems of Ore Deposition. Proceedings of the 4th Quadrennial IAGOD Symposium, Varna, Bulgaria.; Sofia, *Bulgarian Acad. Sciences*, p. 71-78.
- RAGUIN, E., 1961. Géologie des gîtes minéraux. *Masson & Cie*, Paris, 686 p.
- RÄMÖ, O.T. AND HAAPALA, I., 1995. One hundred years of rapakivi granite. *Mineralogy and Petrology*, **52**: 129-185.
- REEVE, J.S., CROSS, K.C., SMITH, R.N. AND ORESKES, N., 1990. Olympic Dam copper-uranium-gold-silver deposit. In: Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea, edited by Hughes, F.E.; *Australasian Institute of Mining and Metallurgy*, Monograph 14, p. 1009-1035.
- REIMER, T.O. AND MOSSMAN, D.J., 1990. The Witwatersrand controversy revisited. *Economic Geology*, **85**: 337-343.

- REIMOLD, W.U., KOEBERL, C., GIBSON, R.L. AND DRESSLER, B.O., 2005. Economic mineral deposits in impact structures: a review. *In: Impact tectonics*, edited by Koeberl, C. and Henkel, D.H.; *Springer*, p. 479-552.
- RENFRO, A.R., 1974. Genesis of evaporite-associated stratiform metalliferous deposits - a sabkha process. *Economic Geology*, **69**: 33-45.
- RHODES, D.E., LANTOS, A., LANTOS, J.A., WEBB, R.J. AND OWENS, D.C., 1984. Pine Point ore bodies and their relationship to stratigraphy, structure, dolomitization and karstification in the middle Devonian barrier complex. *Economic Geology*, **79**: 991-1055.
- RICHARDS, J.P., 1992. Magmatic-epithermal transitions in alkalic systems; Porgera gold deposit, Papua New Guinea. *Geology*, **20**: 547-550.
- RICHARDS, J.P., 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, **98**: 1515-1553.
- RICHARDS, J.P. AND KERRICH, R., 2007. Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology*, **102**: 537-576.
- RICHARDSON, D.G. ET BIRKETT, T.C., 1996a. Gîtes associés à des carbonatites. *In: Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*, édité par Eckstrand O.R., Sinclair W.D. et Thorpe R.I. (aussi publié dans *The Geology of North America, Decade of North American Geology-DNAG, Geological Society of America, Volume P-1*); *Commission géologique du Canada, Géologie du Canada*, **8**: 601-619.
- RICHARDSON, D.G. ET BIRKETT, T.C., 1996b. Gîtes résiduels associés à des carbonatites. *In: Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*, édité par Eckstrand O.R., Sinclair W.D. et Thorpe R.I. (aussi publié dans *The Geology of North America, Decade of North American Geology-DNAG, Geological Society of America, Volume P-1*); *Commission géologique du Canada, Géologie du Canada*, **8**: 121-132.
- RICKARD, D., 1999. European Phanerozoic metallogenesis. *Mineralium Deposita*, **34**: 417-421.
- RIDLEY, J.R., 1993. The relations between mean rock stress, fluid flow in the crust: With reference to vein-, lode-style gold deposits. *Ore Geology Reviews*, **8**: 23-37.
- RIDLEY, J.R. AND DIAMOND, L.W., 2000. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. *In: Gold in 2000*, edited by Hagemann, S.G. and Brown, P.E.; *Reviews in Economic Geology*, **13**: 141-162.
- RIVERS, T., KETCHUM, J., INDARES, A. AND HYNES, A., 2002. The high-pressure belt in the Grenville province: architecture, timing and exhumation. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **39**: 867-893.
- ROBB, L., 2004. Introduction to ore-forming processes, *Blackwell Publishing*, 384 p.
- ROBERT, F. AND BROWN, A.C., 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi Greenstone belt, Quebec. Part I. Geologic relations and formation of the veins system. *Economic Geology*, **81**: 578-592.
- ROBERT, F. AND POULSEN, K.H., 2001. Vein formation and deformation in greenstone gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, **14**: 111-155.
- ROBINSON, P., KULLERUD, K., TEGNER, C., ROBINS, B. AND MCENROE, S.A., 2003. Could the Tellnes ilmenite deposit have been produced by in-situ magma mixing? *In: Ilmenite deposits and their geological environment*, edited by Duchesne, J.-C. and Korneliusen, A.; *NGU (Geological Survey of Norway)*, Special Publication 9, p. 107-108.
- ROCHA, E., NASRAOUL, M., SOUBIÈS, F. ET DE PARSEVAL, P., 2001. Évolution géochimique du pyrochlore au cours de l'altération météorique du gisement de Catalao II (Goias, Brésil). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Paris, Série 2*, **332**: 91-98.
- RODDY, M.S., REYNOLDS, S.J., SMITH, B.M. AND RUIZ, J., 1988. K-metasomatism and detachment-related mineralization, Harcuvar Mountains, Arizona. *Geological Society of America Bulletin*, **40**: 1627-1639.
- ROEDDER, E., 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, **12**, 644 p.
- ROMER, R.L., MARTINSSON, O. AND PERDAHL, J.A., 1994. Geochronology of the Kiruna iron ores and hydrothermal alteration. *Economic Geology*, **89**: 1249-1261.
- RONA, P.A., 2003. Resources of the sea floor. *Science*, **299**: 673-674.
- ROSCOE, S.M., 1996. Paleoplacer uranium, gold. *Dans : Géologie des gîtes minéraux du Canada* (aussi publié dans *The Geology of North America, Decade of North American Geology-DNAG, Geological Society of America, Volume P-1*). *Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, Volume 8*, p. 10-23.
- ROSE, A.W., HAWKES, H.E. AND WEBB, J.S., 1979. Geochemistry and mineral exploration. *Academic Press*, 2nd edition, 657 p.
- ROSIÈRE, C.A. AND RIOS, F.J., 2004. The origin of hematite in high-grade iron ores based on infrared microscopy and fluid inclusion studies: the example of the Conceição mine, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Economic Geology*, **99**: 611-624.
- ROSS, P.S., JÉBRAK, M. AND WALKER, B., 2002. Discharge of hydrothermal fluids from a magma chamber and concomitant formation of a stratified breccia zone at the Questa Porphyry Molybdenum deposit, New Mexico. *Economic Geology*, **97**: 1679-1699.
- ROTH, E. AND POTY, B., 1989. Nuclear methods of dating. *Springer*, 496 p.
- ROURE, F., SWENNEN, R., SCHNEIDER, F., FAURE, J.L., FERKET, H., GUILHAUMOU, N., OSADETZ, K., ROBION, P. AND VANDEGINSTE, V., 2005. Incidence and importance of tectonics and natural fluid migration on reservoir evolution in foreland fold-and-thrust belts. *Oil and Gas Sciences and Technology - Revue de l'IFP*, **60**: 67-106.

- ROUSSEL, D.H., FEDOROWICH, J.S. AND DRESSLER, B.O., 2003. Sudbury Breccia (Canada): A product of the 1850 Ma Sudbury event and host to footwall Cu-Ni-PGE deposits. *Earth Science Reviews*, **60**: 147-174.
- ROUTHIER, P., 1963. Les gisements métallifères. Tomes I et II. *Éditions Masson*, Paris, 1282 p.
- ROUTHIER, P., 1969. Essai critique sur les méthodes de la Géologie (de l'objet à la genèse). *Masson et Cie*, Paris, 202 p.
- ROUTHIER, P., 1980. Où sont les métaux pour l'avenir? Les provinces métalliques. Essai de métallogénie globale. *Éditions du BRGM*, Mémoire N° 105, 410 p.
- ROUTHIER, P., 1999. Voyage au monde du métal : inventions et aventures. *Belin*, Paris, 159 p.
- ROUVIER, H., PERTHUISOT, V. AND MANSOURI, A., 1985. Pb-Zn deposits and saltbearing diapirs in southern Europe and North Africa. *Economic Geology*, **80**: 666-687.
- ROY, S., 2006. Sedimentary manganese metallogenesis in response to the Earth system. *Earth-Science Reviews*, **77**: 273-305.
- ROYER, D.L., BERBER, R.A., MONTANEZ, I.P., TABOR, N.J. AND BEERLING, D.J., 2004. CO₂ as a primary driver of Phanerozoic climate. *GSA Today*, **14**: 4-10.
- RUI-ZHONG, H., WEN-CHAO, S., XIAN-WU, B., GUANG-ZHI, T. AND HOFSTRA, A.H., 2002. Geology and geochemistry of Carlin-type gold deposits in China. *Mineralium Deposita*, **37**: 378-392.
- RYE, R.O., BETHKE P.M. AND WASSERMAN, M.D., 1992. The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration *Economic Geology*, **87**: 225-262.
- RYE, R.O., 2005. A review of the stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems. *Chemical Geology*, **215**: 5-36.
- SAAS-GUSTKIEWICZ, M., BLAJDA, R. AND NIEAE, M., 1997. Upper Silesian Zn-Pb deposits models applied to exploration strategy. *Notes et Mémoires Service Géologique du Maroc*, **388**: 85-98.
- SAGE, R.P. AND WATKINSON, D.H., 1991. Alkalic rock-carbonatite complexes of the Superior Structural Province northern Ontario, Canada. *Chronique de la Recherche Minière*, **504**: 5-19.
- SAINT-ONGE, M.R. AND LUCAS, S.B., 1993. Geology of the eastern Cape Smith Belt parts of Kangiqsujuaq, Cratère du Nouveau-Québec and Lacs Nuivilik map areas, Québec. *Geological Survey of Canada*, Memoir No. 438, 110 p.
- SALLET, R., MORITZ, R. AND FONTIGNE, D., 2005. The use of vein fluorite as probe for paleofluid REE and Sr-Nd isotope geochemistry: The Sanata Catarina Fluorite District, Southern Brazil. *Chemical Geology*, **223**: 227-248.
- SALVAN, H.M., 1986. Phosphates marocains. In: *Géologie des gîtes minéraux marocains; Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, **87**: 283-320.
- SALVI, S. AND WILLIAMS-JONES, A.E., 2004. Alkaline granite-syenite deposits. In: *Rare-element geochemistry and mineral deposits*, edited by Linnen, R.L. and Samson, I.M.; *Geological Association of Canada, GAC short course notes*, Volume 17, p. 315-341.
- SALVI, S., FONTAN, F., MONCHOUX, P., WILLIAMS-JONES, A.E. AND MOINE, B., 2000. Hydrothermal mobilization of HFSE in alkaline igneous systems: Evidence from the Tamazeght Complex (Morocco). *Economic Geology*, **95**: 559-576.
- SAMAMA, J.C., 1986. Ore fields and continental weathering. *Van Nostrand Reinhold Co.*, 326 p.
- SAMSON, A. ANDERSON, D. AND MARSHALL, D., (EDITORS), 2003. Fluid Inclusions: analysis and interpretation. *Mineralogical Association of Canada*, Short Course Series, Volume 32, 370 p.
- SANFORD, R.F., 1992. A new model for tabular-type uranium deposits. *Economic Geology*, **87**: 2041-2055.
- SANGSTER, D.F., 1990. Mississippi Valley-type and sedex lead-zinc deposits: A comparative examination. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy*, Section B, **99**: B21-B42.
- SANGSTER, A.L. AND SMITH, P.K., 2007. Summary of the Meguma Gold deposits, Nova Scotia. In: *Mineral Deposit of Canada. A synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces and exploration methods*, edited by Goodfellow, W.D.; *Geological Association of Canada*, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5: 723-732.
- SANGSTER, A.L., GAUTHIER, M. AND GOWER, C.F., 1992. Metallogeny of structural zones, Grenville Province, northeastern North America. *Precambrian Research*, **58**: 401-426.
- SARCIA, J. ET SARCIA, J.A., 1962. Les minerais uranifères français. Tome II. *PUF*, Paris.
- SARCIA, J.A., 1973, L'Homme et les substances minérales. In: *Géologie 2 Encyclopédie de la Pléiade; Éditions Gallimard*, p. 842-850.
- SASAKI, M., FUJIMOTO, K., SAWAKI, T., TSUKAMOTO, H., KATO, O., KOMATSU, R., DOI, N. AND SASADA, M., 2003. Petrographic features of a high-temperature granite just newly solidified magma at the Kakkonda geothermal field, Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **121**: 247-269.
- SAUNDERS, J.A., 1987. Textural and geochemical characteristics of gold mineralization from Cresson mine, Cripple Creek district, Colorado, U.S.A. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy*, Section B, **99**: B36-B39.
- SAUPÉ, F., 1973. La géologie du gisement de mercure d'Almadén (Province de Ciudad Real, Espagne). *Sciences de la Terre*, Nancy, Mémoire N° 29, 342 p.

- SAWKINS, F.J., 1976. Metal deposits related to intracontinental hotspot and rifting environments. *Journal of Geology*, **84**: 427-430.
- SAWKINS, F.J., 1984. Metal deposits in relation to plate tectonics. *Springer*, 325 p.
- SCHÄRER, U., DE PARCEVAL P., POLVÉ, M. AND DE SAINT BLANQUAT, M., 1999. Formation of the Trimouns talc-chlorite deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity from 112 to 97 Ma. *Terra Nova*, **11**: 30-37.
- SCHAUBS, P.M. AND WILSON, C.J.L., 2002. The relative roles of folding and faulting in controlling gold mineralization along the Deborah anticline, Bendigo, Victoria, Australia. *Economic Geology*, **97**: 351-370.
- SCHEGLOV, A.D., 1980. Basis of metallogenic analyses. *Nedra*, Moscow, 431 p. (en russe).
- SCHISSEL, D. AND ARO, P., 1992. The major early Proterozoic sedimentary iron and manganese deposits and their tectonic setting. *Economic Geology*, **87**: 1367-1374.
- SCHISSEL, D. AND SMAIL, R., 2001. Deep-mantle plumes and ore deposits. In: Mantle plumes: their identification through time, edited by Ernst, R.E. and Buchan, K.L. . Boulder, Colorado; *Geological Society of America*, Special Paper 352, p. 291-322.
- SCHNEIDERHÖHN, H., 1941. Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. *Gustav Fischer*, Jena, 858 p.
- SCHOLZ, C.H., 1990. The mechanics of earthquakes and faulting. *Cambridge University Press*, 442 p.
- SCHULING, R.D., 1967. Tin belts on the continents around the Atlantic Ocean. *Economic Geology*, **62**: 540-550.
- SCHWARTZ, M.O. AND MELCHER, F., 2004. The Falémé Iron District, Senegal. *Economic Geology*, **99**: 917-939.
- SCOTT, S.D., 1983. Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments. *Mineralogical Magazine*, **47**: 427-435.
- SCOTT, S.D., 1997. Submarine hydrothermal systems and deposits. In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits (3rd edition), edited by Barnes, H.L.; *John Wiley and Sons*, New York, p. 797-876.
- SEAL, R.R. AND FOLEY, N.K., 2004. Progress on geoenvironmental models for selected mineral deposit types: *United States Geological Survey*, Open-File Report 02-195, 217 p.
- SEEDORFF, E. AND EINAUDI, M.T., 2004. Henderson porphyry molybdenum system, Colorado: I. Sequence and abundance of hydrothermal mineral assemblages, flow paths of evolving fluids and evolutionary style. *Economic Geology*, **99**: 3-37.
- SEIFERT, T. AND SANDMANN, D., 2006. Mineralogy and geochemistry of indium-bearing polymetallic vein-type deposits: Implications for host minerals from the Freiberg district, Eastern Erzgebirge, Germany. *Ore Geology Reviews*, **28**: 1-31.
- SELBY, D. AND CREASER, R.A., 2005. Direct radiometric dating of hydrocarbon deposits using Rhenium-Osmium isotopes. *Science*, **308**: 1293-1295.
- SELLEY, D., BROUGHTON, D., SCOTT, R., HITZMAN, M., BULL, S., LARGE, R., MCGOLDRICK, P., CROAKER, M., POLLINGTON, N. AND BARRA, F., 2005. A New Look at the Geology of the Zambian Copper belt. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 965-1000.
- SESTINI, G., 1973. Sedimentology of a paleoplacer: the gold-bearing Tarkwaian of Ghana. In: Ores in sediments, edited by Amstutz, G.C. and Bernard, A.J.; *Springer*, p. 275-305.
- SHELDON, H.A. AND MICKLETHWAITE, S., 2007. Damage and permeability around faults: Implications for mineralization. *Geology*, **35**: 903-906.
- SHEPHERD, T.J., RANKIN, A.H. AND ALDERTON, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusions studies. *Blackie and Son*, 239 p.
- SHIKAZONO, N., NAITO, K. AND IZAWA, E., 1993. High grade epithermal gold mineralization, the Hishikari deposit. *Resource Geology*, Special Issue No. 14, 140 p.
- SHINOHARA, H., GIGGENBACH, W.F., KAZAHAYA, K. AND HEDENQUIST, J.W., 1993. Geochemistry of volcanic gases and hot springs of Satsuma-Iwojima, Japan: Following Matsuo, *Geochemical Journal*, **27**: 271-285.
- SHINOHARA, H., KAZAHAYA, K. AND LOWENSTERN, J.B., 1995. Volatile transport in convecting magma column: implications for porphyry Mo mineralization. *Geology*, **23**: 1091-1094.
- SIBSON, R.H., 1990. Conditions for fault-valve behaviour. In: Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics, edited by Knipe, R.J. and Rutter, E.H.; *Geological Society*, Special Publications No. 54, p. 15-28.
- SIBSON, R.H., 2001. Seismogenic framework for hydrothermal transport and ore deposition. In: Richards, J.P. and Tosdal, R.M., Structural controls on ore genesis. *Reviews in Economic Geology*, **14**: 1-24.
- SIBSON, R.H., 2004. Controls on maximum fluid overpressure defining conditions for mesozonal mineralization. *Journal of Structural Geology*, **26**: 1127-1136.
- SIBSON, R.H. AND SCOTT, J., 1998. Stress/fault controls on the containment and release of overpressured fluids: Examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska; Victoria, Australia and Otago, New Zealand. *Ore Geology Reviews*, **13**: 293-306.
- SIBSON, R.H., ROBERT, F. AND POULSEN, K.H., 1988. High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, mesothermal gold-deposits. *Geology*, **16**: 551-555.
- SILLITOE, R.H., 1989. Gold deposits in the Western Pacific island arc: The magmatic connection. *Society of Economic Geologists*, Monograph 06, p. 274-292.
- SILLITOE, R.H., 1994. Erosion and collapse of volcanoes: Causes of telescoping in intrusion-centered ore deposits. *Geology*, **22**: 945-948.
- SILLITOE, R.H., 1995. Exploration and discovery of base- and precious-metal deposits in the circum-Pacific region during the last 25 years. *Metal Mining Agency of Japan*, p. 17-20.

- SILLITOE, R.H., 2000. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *In: Gold in 2000*, edited by Hagemann, S.G. and Brown, P.E.; *Reviews in Economic Geology*, **13**: 315-346.
- SILLITOE, R.H., 2002. Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration. *Mineralium Deposita*, **37**: 4-13.
- SILLITOE, R.H., 2004. Musing on future exploration targets and strategies in the Andes. *In: Andean metallogeny: new discoveries, concepts and updates*, edited by Sillitoe, R.H., Perello, J. and Vidal, C.E.; *Society of Economic Geologists*, Special Publication No. 11, p. 1-14.
- SILLITOE, R.H. AND BONHAM, H.F., 1984. Volcanic landforms and ore deposits. *Economic Geology*, **79**: 1286-1298.
- SILLITOE, R.H. AND MCKEE, E.H., 1996. Age of supergene oxydation and enrichment in the Chilean porphyry copper province. *Economic Geology*, **91**: 164-179.
- SILLITOE, R.H. AND HEDENQUIST, J.W., 2003. Linkages between volcanic settings, ore-fluid compositions and epithermal precious metal deposits. *In: Volcanic, geothermal and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the Earth*, edited by Simmons, S.F. and Graham, I.; *Society of Economic Geologists*, Special publication No. 10, p. 315-343.
- SILLITOE, R.H. AND FERELLO, J., 2005. Andean copper province: tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration and discovery. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 845-890.
- SILLITOE, R.H., HALLS, C. AND GRANT, J.N., 1975. Porphyry tin deposits in Bolivia. *Economic Geology*, **70**: 913-927.
- SIMANDL, G.J., HORA, Z.D. AND LEFEBURE, D.V., (EDITORS), 1999. Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume 3, Industrial Minerals and Gemstones; *B.C. Ministry of Energy and Mines*, Open File 1999-10, 136 p.
- SIMMONS, S.F. AND CHRISTENSON B.W., 1994. Origin of calcite in a boiling hydrothermal system. *American Journal of Science*, **294**: 361-400.
- SIMMONS, S.F., WHITE, N.C. AND JOHN, D.A., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 485-522.
- SIMONET, C., 2000. Géologie des gisements de saphir et de rubis. L'exemple de la John Saul rubis mine, Mangare, Kenya. Thèse de doctorat, *Université de Nantes*, France, 349 p.
- SIMPSON, F., 1988. Solution-Generated Collapse (SGC) Structures associated with bedded evaporites: significance to base metal and hydrocarbon localization. *Geoscience Canada*, **15**: 89-93.
- SINCLAIR, W.D., 1996. Gîtes filoniens (filons, stockwerks) d'étain et de tungstène. *Dans* : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada, édité par Eckstrand, O.R.; Sinclair, W.D. et Thorpe, R.I. (aussi publié dans *The Geology of North America*, Volume P-1, *Geological Society of America*); *Commission géologique du Canada*, *Géologie du Canada*, **8**: 453-465.
- SIZARET, S., 2002. Genèse du système hydrothermal à fluorine - barytine - fer de Chaillac (Indre, France). Thèse de doctorat, *Université d'Orléans*, 256 p.
- SIZARET, S., MARCOUX, É., JÉBRAK, M. AND TOURAY, J.C., 2004. The Rossignol Fluorite vein, Chaillac, France: multiphase hydrothermal activity and intravein sedimentation. *Economic Geology*, **99**: 1107-1122.
- SKINNER, B.J., 1997. Hydrothermal mineral deposits: what we do and don't know. *In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3rd edition, edited by Barnes H.L.; *John Wiley and Sons*, New York, p 1-30.
- SKINNER, B.J., 2005. The founders of Economic Geology. *SEG Newsletter*, **60**: 1-4.
- SKINNER, E.M.W. AND MARSH, J.S., 2004. Distinct kimberlite pipe classes with contrasting eruption processes. *Lithos*, **76**: 183-200.
- SKIRROW, R.G., BASTRAKOV, E., DAVIDSON, G., RAYMOND, O.L. AND HEITHERSAY, P., 2002. The geological framework, distribution and controls of Fe-oxide Cu-Au mineralisation in the Gawler Craton, South Australia. Part II - Alteration and mineralisation. *In: Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*, edited by Porter, T.M.; *Adelaide, PGC Publishing*, p. 33-47.
- SLACK, J.F., 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. *In: Boron: Mineralogy, petrology and geochemistry in the Earth's crust*, edited by Grew, E.S. and Anovitch, L.M.; *Mineralogical Society of America*, *Reviews in Mineralogy*, **33**: 559-643.
- SLACK, J.F., TURNER, R.J.W. AND WARE, P.L.G., 1998. Boron-rich mud volcanoes of the Black Sea region; modern analogues to ancient sea-floor tourmalinites associated with Sullivan-type Pb-Zn deposits? *Geology*, **26**: 439-442.
- SLANSKY, M., 1980. Géologie des phosphates sédimentaires. *Éditions du BRGM*, Mémoire N° 114, 92 p.
- SMIRNOV, V., 1982. Géologie des minéraux utiles. *Éditions Mir*, Moscou, 623 p. (traduit en français en 1988).
- SOLOMON, M., 1990. Subduction, arc reversal and the origin of porphyry copper-gold deposits in island arcs. *Geology*, **18**: 630-633.
- SOLOMON, M. AND GROVES, D.I., 1994. The geology and origin of Australia's mineral deposits. *Oxford University Press*, *Oxford Monographs on geology and geophysics*, Volume 24, 951 p.
- SOLOMON, M., TORNOS, F. AND GASPARD, O.C., 2002. Explanation for many of the unusual features of the massive sulfide deposits of the Iberian pyrite belt. *Geology*, **30**: 87-90.

- SOUISSI, F., SASSI, R., DANDURAND, J.L., BOUHLEL, S. AND BEN HAMDA, S., 2007. Fluid inclusion microthermometry and rare earth element distribution in the celestites of the Jebel Dohra ore deposit (Dome Zone, northern Tunisia): towards a new genetic model. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **178**: 459-471.
- SPAGGIARI, R.I., BLUCK, B.J. AND WARD, J.D., 2006. Characteristics of diamondiferous Plio-Pleistocene littoral deposits within the palaeo-Orange River mouth, Namibia. *Ore Geology Reviews*, **28**: 475-492.
- SPEARS, D.A. AND ZHENG Y., 1999. Geochemistry and origin of elements in some UK coals. *International Journal of Coal Geology*, **38**, 161-179.
- SPECZIK, S., 1995. The Kupferschiefer mineralization of Central Europe: New aspects and major areas of future research. *Ore Geology Reviews*, **9**: 411-426.
- STACEY, J.D. AND KRAMERS, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**: 207-221.
- STANISLAVSKY, E. AND GVIRTZMAN, H., 1999. Basin-scale migration of continental-rift brines: Paleohydrologic modeling of the Dead Sea basin. *Geology*, **27**: 791-794.
- STANLEY, W.D., MOONEY, W.D. AND FUIS, G.S., 1990. Deep crustal structure of the Cascade Range and surrounding regions from seismic refraction and magnetotelluric data. *Journal of Geophysical Research*, Volume 95, No. B12 p. 19419-19438.
- STANTON, R.L., 1990. Magmatic evolution and the ore type-lava affiliations of volcanic exhalative ores. In: *Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea*, edited by Hughes, F.E.; Melbourne, *Australasian Institute of Mining and Metallurgy*, **15**: 101-108.
- STEERS, J.E., 2003. Balmat mine resources and reserve audit. In: *The Pre-Cambrian Grenville mineral deposit geology of the Adirondacks Balmat - Sandford Lake - Gore Mountain*; *University of Western Ontario*, <http://instruct.uwo.ca/earth-sci/fieldlog/Grenville/Adirondacks.htm>
- STOWE, C.W., 1994. Compositions and tectonic settings of chromite deposits through time. *Economic Geology*, **8**: 528-546.
- STRAKOV, N.M., 1967. Principles of lithogenesis (volume 1). England, *Oliver & Boyd*, 245 p.
- SUTHERLAND-BROWN, A., (EDITOR), 1976. Porphyry deposits of the Canadian cordillera. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, Special Volume 15. p. 1544-1551.
- SUTHERLAND, F.L., HOSKIN, P.W.O., FANNING, C.M. AND COENRAADS, R.R., 1998. Model of corundum origin from alkali basaltic terrains: a reappraisal. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **133**: 356-372.
- SUTTHIRAT, C., SAMINPANYA, S., DROOP, G.T.R., HENDERSON, C.M.B. AND MANNING, D.A.C., 2001. Clinopyroxene-corundum assemblages from alkali-basalt and alluvium, eastern Thailand: constraints on the origin of Thai rubies. *Mineralogical Magazine*, **65**: 277-295.
- TARDY, Y., 1993. *Pétrologie des latérites et des sols tropicaux*. Paris, *Masson*, 459 p.
- TEYSSEN, T.A.L., 1989. Sedimentology of the minette oolitic ironstones of Luxembourg and Lorraine. A Jurassic subtidal sandstone complex. *Sedimentology*, **31**: 195-311.
- THERIAULT, R., BARNES, S.J. AND SEVERSON, M., 2000. Origin of Cu-Ni-PGE sulfide mineralization in the Partidge River Intrusion, Duluth Complex, Minnesota. *Economic Geology*, **95**: 929-945.
- THIÉBLEMONT, D., STEIN, G. ET LESCUYER, J.L., 1997. Gisements épithermaux et porphyriques : la connexion adakite. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, Paris, Série 2, **325**: 103-109.
- THORNE, W.S., HAGEMANN, S.G. AND BARLEY, M., 2004. Petrographic and geochemical evidence for the hydrothermal evolution of the North deposit, Mount Tom Price, Western Australia. *Mineralium Deposita*, **39**: 766-783.
- TISCHENDORF, G. AND FORSTER, H.J., 1990. Acid magmatism and related metallogenesis in the Erzgebirge. *Geological Journal*, **25**: 443-454.
- TISSOT, B.P. AND WELTE, D.H., 1984. *Petroleum formation and occurrence*. 2nd edition, *Springer*, 702 p.
- TITLEY, S.R., THOMPSON, R.C., HAYNES, F.M., MANSKE, S.L., ROBISON, L.C. AND WHITE, J.L., 1986. Evolution of fractures and alteration in the Sierrita-Esperanza hydrothermal system, Pima County, Arizona. *Economic Geology*, **81**: 343-370.
- TOMKINS, A.G. AND MAVROGENES, J.A., 2002. Mobilization of gold as a polymetallic melt during pelite anatexis at the Challenger Deposit, South Australia: a metamorphosed Archean gold deposit. *Economic Geology*, **97**: 1249-1271.
- TORNOS, F., 2006. Environment of formation and styles of volcanogenic massive sulfides: The Iberian Pyrite Belt. *Ore Geology Reviews*, **28**: 259-307.
- TORRES, M.E., BOHRMANN, G., DUBÉ, T.E. AND POOLE, F.G., 2003. Formation of modern and Paleozoic stratiform barite at cold methane seeps on continental margins. *Geology*, **31**: 897-900.
- TOSDAL, R.M. AND RICHARDS, J.P., 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu+-Mo+/-Au deposits. In: *Structural controls on ore genesis*, edited by Richards, J.P. and Tosdal, R.M.; *Reviews in Economic Geology*, **14**: 157-181.
- TOURET, J.L.R., 2001. Fluid in metamorphic rocks. *Lithos*, **55**: 1-25.
- TRENDALL, A.F., 1973. Varve cycles in the Weeli Wolli formation of the Precambrian Hamersley group, Western Australia. *Economic Geology*, **68**: 1089-1098.

- TROLY, G., 2005. Caractères spécifiques de différents types d'exploitation à ciel ouvert - Ciel ouvert mines et carrières. *Les techniques de l'industrie minière*, **26**: 5-20.
- TROLY, G., ESTERLE, M., PELLETIER, B. AND REIBELL, W., 1979. Nickel deposits in New Caledonia. Some factors influencing their formation. *In: International Laterite Symposium* edited by Evans, D.J.I., Shoemaker, R.S. and Veltman, H.; New York, *AIME*, p. 85-119.
- TRUEMAN, D.L. AND CERNY, P., 1982. Exploration for rare-element granitic pegmatites. *In: Granitic pegmatites in science and industry*, edited by Cerný, P.; *Mineralogical Association of Canada, Short Course Series*, **8**: 463-493.
- TUCKER-BARRIE, C., AMELIN, Y. AND PASCUAL, E., 2002. U-Pb geochronology of VMS mineralization in the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, **37**: 684-703.
- TURNER-PETERSON, C.E., 1985. Lacustrine-humate for primary uranium ore deposits, Grants uranium region, New Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **69**: 1999-2020.
- TURPIN, L., 1984. Altérations hydrothermales et caractérisation isotopique (O-H-C) des minéraux et des fluides dans le massif uranifère de Saint-Sylvestre - extension à d'autres gisements intragranitiques d'uranium français. Nancy, *CREGU, Mémoire N° 6*, 190 p.
- TYSON, R.V., 1995. Sedimentary organic matter. London and Glasgow, *Chapman and Hall Editions*, 616 p.
- VADALA, P.J., TOURAY, J.C., GARCIA-IGLESIAS, F. ET RUIZ, F., 1981. Nouvelles données sur le gisement de Reocin (Santander-Espagne). Gîte de blende, galène, ankérite en remplacement de cavités souterraines karstiques dans l'Urgonien. Discussion du rôle de la tectonique diapirique. *Chronique de la Recherche Minière*, **462**: 43-59.
- VAN HOUTEN, F.B., 1985. Oolitic ironstones and contrasting Ordovician and Jurassic paleogeography. *Geology*, **13**: 722-724.
- VAN KREVELEN, D.W., 1981. Coal (typology, chemistry, physics and constitution). *Elsevier*, Amsterdam, 514 p.
- VAN LEEUWEN, J.M., LEACH, T., HAWKE, A.A. AND HAWKE, M.M., 1990. The Kelian disseminated gold deposit, East Kalimantan, Indonesia. *In: Epithermal gold Mineralization in the circum-Pacific: Geology, geochemistry, origin and exploration*, edited by Hedenquist, J.W., White, N.G. and Siddeley, G.; *International Journal of Geochemical Exploration*, **35**: 1-61.
- VARET, J., 2005. Ressources minérales et développement durable. *Géosciences*, **1**: 2-5.
- VAUGHAN, D.J. AND CRAIG J.R., 1997. Sulfide ore mineral stabilities, morphologies and intergrowth textures, *In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, edited by Barnes, H.L.; 3rd edition, New York, *John Wiley and Sons*, p. 367-434.
- VAUGHAN, D.J., SWEENEY, A., FRIEDRICH, G., DIEDEL, R. AND HARAŃCZYK, C., 1989. The Kupferschiefer: An overview with an appraisal of the different types of mineralization. *Economic Geology*, **84**: 1003-1027.
- VEIZER, J., LAZNICKA, P. AND JANSEN, S.L., 1989. Mineralization through geologic time: recycling perspective. *American Journal of Science*, **289**: 484-524.
- VIDAL, P., 1994. Géochimie. *Dunod*, 190 p.
- VIGNERESSE, J.L., 2005. The specific case of the Mid-Proterozoic rapakivi granites and associated suite within the context of the Columbia supercontinent. *Precambrian Research*, **137**: 1-34.
- VON GEHLEN, K., 1987. Formation of Pb-Zn-F-Ba mineralizations in SW Germany: a status. *Fortschritte der Mineral*, **65**: 87-113.
- WADJINNY, A., 1998. Un panorama du district à plomb-zinc de Touissit : type de gisement stratoite en milieu carbonaté. *Chronique de la Recherche Minière*, **495**: 15-20.
- WALLACE, S.R., 1995. The Climax-type molybdenite deposits: what they are, where they are and why they are. *Economic Geology*, **90**: 1359-1380.
- WALTERS, S., SKRZECKYNSKI, B., WHITTING, T., BUNTING, F. AND ARNOLD, G., 2002. Discovery and geology of the Cannington Ag-Pb-Zn deposit, Mount Isa Eastern succession, Australia: Development and application of an exploration model for Broken-Hill Type deposits. *In: Integrated methods for discovery: global exploration in the Twenty-First century*, edited by Goldfarb, R.J. and Nielsen, R.L.; *Society of Economic Geologists, Special Publication No. 9*, p. 95-118.
- WEBB, A.D., DICKENS, G.R. AND OLIVER, N.H.S., 2003. From banded iron-formation to iron ore: geochemical and mineralogical constraints from across the Hamersley Province, Western Australia. *Chemical Geology*, **197**: 215-251.
- WEBSTER J.G. AND MANN A.W., 1984. The influence of climate, geomorphology and primary geology on the supergene migration of gold and silver. *Journal of Geochemical Exploration*, **22**: 21-42.
- WEBSTER, J., THOMAS, R., FÖRSTER, H.J., SELTMANN, R. AND TAPPEN, C., 2004. Geochemical evolution of halogen-enriched granite magmas and mineralising fluids in the Zinnwald tin-tungsten mining district, Erzgebirge, Germany. *Mineralium Deposita*, **39**: 452-472.
- WENDORFF, M., 2005. Sedimentary genesis and lithostratigraphy of Neoproterozoic megabreccia from Mufulira, Copperbelt of Zambia. *Journal of African Earth Sciences*, **42**: 61-81.
- WHITE, W.H., BOOKSTROM, A.A., KAMILLI, R.J., GANSTER, M.W., SMITH, R.P., RANTA, D.E. AND STEININGER, R.C., 1981. Character and origin of Climax-type molybdenum deposits. *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, p. 270-316.
- WHITNEY, J.A. AND NALDRETT, A.J., (EDITORS), 1989. Ore deposition associated with magmas. *Reviews in Economic Geology*, **4**: 250 p.

- WILLIAMS P.J., BARTON, M.D., JOHNSON, D.A., FONTBOTÉ, L., DE HALLER, A., MARK, G., OLIVER, N.H.S. AND MARSCHIK, R., 2005. Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution and possible modes of origin. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 371-405.
- WILLIAMS-JONES, A.E. AND HEINRICH, C.A., 2005. Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, **100**: 1287-1312.
- WINTER, B. AND KNAUTH, L.P., 1992. Stable isotope geochemistry of cherts and carbonates from the 2.0 Ga Gunflint Iron Formation: Implications for the depositional setting and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Research*, **59**: 283-313.
- WONG, L., DAVIS, D.W., KROGH, T.E. AND ROBERT, F., 1991. U-Pb zircon and rutile chronology of Archean greenstone formation and gold mineralization in the Val d'Or region, Quebec. *Earth and Planetary Science Letters*, **104**: 325-336.
- WOODALL, R., 1994. Empiricism and concept in successful mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, **41**: 1-10.
- WOODCOCK, N.H., 2004. Life span and fate of basins. *Geology*, **32**: 685-688.
- WORSLEY, N. AND FUZESY, A., 1979. The potash-bearing members of the Devonian Prairie Evaporite of south-eastern Saskatchewan, south of the mining area. *Economic Geology*, **74**: 377-388.
- XUE, C., ZENG, R., LIU, SÉ, CHI, G., QING, H., CHEN, Y., YANG, J. AND WANG, D., 2007. Geologic, fluid inclusion and isotopic characteristics of the Jinding Zn-Pb deposit, western Yunnan, South China: a review. *Ore Geology Reviews*, **31**: 337-359.
- YACÉ, I., 1984. Le Précambrien de l'Afrique de l'Ouest et ses corrélations avec le Brésil oriental. *Rapport final PICG CIFEG*, publication n°2, 28 p.
- YAKUBCHUK, A.S., COLE, A., SELTMANN, R. AND SHATOV, V., 2002. Tectonic setting, characteristics and regional exploration criteria for gold mineralization in the Altaid orogenic collage: the Tien Shan Province as a key example. *In: Integrated methods for discovery: global exploration in the twenty-first century*, edited by Goldfarb, R.J. and Nielsen, R.L.; *Society of Economic Geologists*, Special Publication No. 9, p. 177-201.
- YAKUBCHUK, A.S. AND NIKISHIN, A., 2004. Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE deposits: a revisited model. *Mineralium Deposita*, **39**: 125-142.
- YOUNG, G.M., 1992. Late Proterozoic stratigraphy and the Canada-Australia connection. *Geology*, **20**: 215-218.
- YOUNG, T.P., 1989. Phanerozoic ironstones: an introduction and review. *In: Phanerozoic ironstones*, edited by Young, T.P. and Taylor, W.E.G.; London, *Geological Society*, Special Publications No. 46, p. ix-xxv.
- ZAJAC, I.S., 1974. The stratigraphy and mineralogy of the Sokoman Formation in the Knob Lake area, Quebec and Labrador. *Geological Survey of Canada*, Bulletin 220, 159 p.
- ZARTMAN, R.E. AND DOE, B.R., 1981. Plumbotectonics. The model. *Tectonophysics*, **75**: 135-162.
- ZARTMAN, R.E. AND HAINES S.M., 1988. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major reservoirs – a case for bi-directional transport. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**: 1327-1339.
- ZEEGERS, H. AND LECOMTE, P., 1992. Exploration in areas of low to moderate relief: seasonally humid to tropical terranes (savannas). *In: Handbook of exploration geochemistry. Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terranes*, edited by Butt C.R.M. and Zeeegers H.; Amsterdam, *Elsevier*, **4**: 203-240.
- ZHAO, G., SUN, M., WILDE, S.A. AND LI, S., 2004. A Paleoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth Science Reviews*, **67**: 91-123.
- ZIEGLER, P.A., 1982. Geological Atlas of Western and Central Europe. 1st edition, The Hague, *Shell International*, 130 p. (2nd edition, Elsevier Science Ltd).
- ZISERMAN, A., 1980. Les minéralisations fluo-barytiques du bassin de Chaillac (Indre). *In: Les paléosurfaces et leur métallogénèse*, édité par Samama, J.C.; notes du 26^e Congrès Géologique International, p. 344-380 et *Éditions du BRGM*, Mémoire N° 104.

GLOSSAIRE

Allitisation – Altération superficielle des roches conduisant à la formation d'hydroxydes d'aluminium avec perte de silice et de divers cations (Ca, Na, K, etc.) : c'est une hydrolyse en climat chaud et humide, intervenant dans la formation des latérites.

Altération – L'altération est la réponse des minéraux, et donc des roches, à l'attaque de l'air, de l'eau et des autres agents réactifs présents dans la partie supérieure de la croûte terrestre. Les minéraux soumis à l'action de ces agents réactifs se transforment alors en d'autres minéraux appelés minéraux d'altération, stables dans ces nouvelles conditions. On distingue schématiquement deux types d'altérations : l'altération météorique, due à l'action des agents atmosphériques (eau, air, gel, etc.) et biologiques, et l'altération hydrothermale, réponse à la circulation de fluides hydrothermaux en général chauds et salés et donc très corrosifs.

Altérite – Le terme d'altérite désigne toute roche résiduelle provenant de l'altération (en général météorique) d'une autre roche. Les altérites peuvent être le site d'enrichissements notables en minéraux ou éléments et donner localement naissance à des gisements.

Amas sulfuré – Un amas sulfuré est une masse composée à plus de 50 % par des sulfures massifs interstratifiés dans des roches volcaniques ou sédimentaires. Constitués principalement de sulfures de fer (pyrite et/ou pyrrhotite), ces amas contiennent des quantités variables de sulfures de métaux de base (galène, sphalérite, chalcopryrite) et peuvent être riches en or, argent, étain, etc. Ils constituent d'importants gisements de métaux de base et parfois d'or, désignés sous les noms de VMS ou SEDEX (voir ces noms) exploités dans de nombreux pays (Espagne, Portugal, Canada, Australie, États-Unis, Japon, etc.).

Amiante – Amiante est un terme d'industriel et non de minéralogiste. C'est un nom générique désignant plusieurs minéraux silicatés fibreux, dits asbestiformes. L'amiante industrielle est à 95 % une serpentine (le chrysotile), les 5 % restants sont des amphiboles : ferrogédrite et anthophyllite (amosite ou amiante brune), riébeckite (variété crocidolite, aussi appelée amiante bleue) et, plus rarement, actinote et trémolite.

Anatexie – Processus de fusion que subissent les roches du métamorphisme général soumises à des températures de plus en plus fortes. La fusion, d'abord partielle, aboutit aux migmatites, puis la fusion complète donne un magma.

Anoxique – Se dit d'un milieu sans oxygène libre utilisable par des êtres vivants, ce qui induit une fermentation de la matière organique en conditions anaérobies. C'est un milieu propice à la formation et la conservation de sulfures et donc à la genèse de gisements.

Argents noirs – Les « argents noirs » sont des sulfosels d'argent, de teinte noire, qui ont la propriété commune de former des groupements pseudo-hexagonaux (stéphanite, polybasite, pearcécite, andorite, matildite, etc.).

Argents rouges – Les « argents rouges » sont des sulfosels d'argent (pyrargyrite, proustite, xanthoconite, pyrostilpnite et miargyrite), caractérisés par une superbe couleur rouge à vermillon lorsqu'ils sont frais.

Asbeste – Ce terme, issu du mot grec *asbestos* (incombustible), est synonyme d'amiante.

Asphalte – L'asphalte est un produit naturel très visqueux ou solide, de couleur noire, dérivé de la transformation de la matière organique. L'asphalte (anciennement appelé bitume) se rencontre essentiellement en imprégnation de calcaires, de grès ou de schistes (dits bitumineux ou asphaltiques) dans lesquels il peut être exploité.

Astroblème – Cratère laissé par l'impact d'une météorite. Les astroblèmes peuvent jouer un rôle majeur dans la genèse de gisements, comme par exemple à Sudbury (Ontario).

Bauxite – La bauxite est une roche sédimentaire ou résiduelle composée d'un mélange d'hydrates d'alumine (diaspore, gibbsite et boehmite), d'argiles (kaolinite), et de différents oxydes et hydroxydes de fer qui lui confèrent sa teinte rougeâtre. Les bauxites constituent le principal minerai d'aluminium (85 % de leur utilisation), mais sont également utilisées comme matière première dans l'industrie des réfractaires (15 % de leur utilisation). Son nom provient du village des Baux-de-Provence (France), site où cette roche fut découverte en 1822 et berceau de l'industrie mondiale de l'aluminium.

Béton – Le béton est un matériau de construction constitué d'une charge minérale (mélange de graviers et de sables) et d'un liant hydraulique calcique (le ciment), mis en oeuvre sous forme de pâte. Un mètre cube de béton nécessite environ 1,9 tonne de charge minérale. La « prise » du béton, c'est-à-dire sa solidification, est une conséquence de l'hydratation. L'eau ajoutée permet en effet la cristallisation de myriades de microcristaux d'un hydrate de calcium, la portlandite $\text{Ca}(\text{OH})_2$, dont l'enchevêtrement solidarise et rigidifie l'ensemble du matériau. Cet hydrate de calcium, connu mais rare à l'état naturel, est sans conteste le minéral le plus synthétisé par l'Homme.

BIF – Les BIF (*Banded Iron Formations*) sont des minerais de fer à texture rubanée composés d'une alternance de lamines de silice (quartz microcristallin, souvent appelé chert) et de lamines de minéraux de fer, dont la puissance globale peut dépasser 1000 m. Les noms variés d'itabirites, jaspilites, taconites désignent des types locaux de BIF. Les BIF constituent l'essentiel des réserves de fer de la planète avec les gigantesques gisements d'Australie, du Brésil, d'Afrique du Sud et d'Amérique du Nord. On les subdivise en deux types : le type lac Supérieur, à oxydes de fer dominants, et le type Algoma, dominé par les carbonates et les sulfures de fer. Tous les gisements de BIF sont archéens ou paléoprotozoïques, les plus importants se concentrant entre 2300 et 1900 Ma.

Bitume – En géologie, ce terme est synonyme d'asphalte naturel. On conserve cependant les termes de roches bitumineuses, au lieu de roches asphaltiques, pour désigner les roches imprégnées d'asphaltes (schistes, calcaires, etc.).

Block caving – Méthode d'exploitation minière consistant en un défilage (effondrement) d'un amas de minerai découpé en blocs de dimensions importantes par foudroyage. Le minerai se désagrège spontanément et descend en masse. Le soutirage se fait par un réseau

d'entonnoirs ménagés à la base des blocs. Le minerai est ensuite évacué par wagonnets, convoyeurs ou autres.

Bonanza – Bonanza est un terme d'origine espagnole désignant les zones riches en or ou en argent de certains gisements d'Amérique latine et, par extension, des gisements du monde entier.

Boue lourde – Une boue lourde est une boue de forte densité (jusqu'à 2,5) composée d'un mélange d'eau, d'argiles (bentonites) et de barytine, et injectée dans les forages.

Boxwork – Les *boxworks* sont des cavités laissées lors de la dissolution des minéraux qui conservent la forme de ces minéraux dissous et renseignent ainsi sur leur nature. Les *boxworks* sont souvent partiellement remplis par des minéraux plus tardifs (oxydes de fer, argiles, etc.). Il n'existe pas d'équivalent français de ce terme anglo-saxon. On emploie cependant parfois le terme de cavités de dissolution.

Breccia pipe – Un *breccia pipe* est littéralement une « cheminée bréchique », c'est-à-dire un volume en forme de cylindre vertical ou sub-vertical d'un diamètre allant de quelques centimètres à quelques centaines de mètres rempli de brèches minéralisées en étain, tungstène, molybdène ou or, ou de roches plus ou moins transformées. Leur origine est essentiellement volcanique, la plupart étant des diatrèmes (cratères d'explosion volcanique ou phréato-magmatique), mais d'autres ont une genèse plus profonde, formés lors d'explosions provoquées par surpressions de fluides au sommet de chambres magmatiques.

Brèche – Ce terme emprunté à l'italien *breccia* (pierre cassée), désigne une roche formée de fragments d'une dimension supérieure à 2 mm, assemblés par un ciment. La brèche est dite monogénique si tous les éléments sont de même nature, polygénique dans le cas contraire.

Brique (de construction) – Une brique est une pierre artificielle fabriquée à partir de matériaux argileux pétris, séchés puis généralement cuits, afin d'être utilisés en construction. La cuisson transforme le matériau argileux hydraté malléable de départ en un assemblage compact dur de silicates anhydres. Le four de la briqueterie reproduit ainsi en accéléré un métamorphisme thermique.

Brique (réfractaire) – Les briques réfractaires offrent une forte résistance à la chaleur, à l'abrasion et aux attaques chimiques. Elles sont obtenues à partir d'une pâte à base de silicates d'alumine (le plus souvent un mélange andalousite+kaolinite) pressée, séchée, puis cuite dans des fours, afin de la transformer partiellement ou totalement en un mélange mullite+verre de silice.

Caliche – Les caliches sont des croûtes calcaires ou dolomitiques d'origine chimique, parfois accompagnées de halite, de gypse, de nitrates et d'iodures, qui se forment par évaporation de lacs salés sous climat désertique ou semi-aride (désert d'Atacama au Chili).

Canga – Ce terme désigne au Brésil la partie supérieure cimentée de la cuirasse latéritique. Les cangas sont poreuses et bréchiques, à éléments cimentés par de la limonite.

Cap rock – Le *cap rock* est la partie sommitale d'un dôme de sel, formée par réaction avec des infiltrations d'eau superficielle, marines ou continentales. Il se compose des résidus de dissolution des sels laissés par les eaux d'infiltration, et des minéraux résultant des réactions complexes entre l'eau et les sels en présence : anhydrite souvent litée, calcite, gypse, soufre abondant, sulfures et souvent hydrocarbures.

Carat – Le carat est l'unité de masse et de mesure utilisée en joaillerie pour les pierres précieuses; il est actuellement fixé à 0,2 g. Le carat désigne également la proportion d'or dans un alliage : un alliage à 50 % d'or titre 12 carats, un alliage à 75 % d'or titre 18 carats; l'or pur titre 24 carats.

Carborundum – Le carborundum est le carbure de silicium, de formule SiC. C'est un abrasif industriel synthétique élaboré à partir de silicium (et donc de quartz), qui cristallise dans les fours sous forme d'agrégats de lamelles noires coupantes à fort éclat métallique, riches d'irisations multicolores. Ces agrégats sont ensuite broyés pour obtenir la poudre noire commercialisée comme abrasif.

Ceinture métallogénique – Une ceinture métallogénique est un secteur terrestre particulièrement bien doté en gisements. Ces secteurs adoptent fréquemment une forme étroite et allongée sur plusieurs centaines à plusieurs milliers de kilomètres rappelant une ceinture. Parmi de nombreux exemples, on peut citer la ceinture métallogénique à cuivre de la Cordillère des Andes, dessinée par les très importants gisements de porphyres cuprifères qui s'égrènent de la Terre de Feu à l'Équateur, soit sur près de 5000 km. Les gigantesques gisements de fer des grands lacs américains se groupent également en une ceinture métallogénique de plusieurs centaines de kilomètres.

Cémentation – La zone de cémentation est la zone située immédiatement au-dessous du niveau hydrostatique. Elle marque le retour à des conditions plus réductrices après l'environnement oxydant de la frange superficielle, entraînant la précipitation des éléments dissous dans la zone d'oxydation sus-jacente et un enrichissement important en métaux.

Céramique – Il n'y a pas de définition simple et complète des céramiques, tant sont diverses leurs caractéristiques et leurs applications. Le point commun des céramiques est d'être des matériaux non organiques, non métalliques et non naturels. Les matériaux céramiques sont élaborés par des procédés de synthèse appelés « procédés céramiques ». La spécificité de ces procédés, communs à tous les objets en céramique, est de produire des pièces de forme sans intervention de fusion, et d'impliquer la cuisson de matières premières généralement argileuses. Le terme céramique désigne actuellement une gamme très vaste de produits allant de la porcelaine et de la poterie en général, aux oxydes naturels et synthétiques, aux carbures, nitrures et borures, à certains mortiers et bétons, et aux matériaux carbonés.

Chalcophile – Ce terme désigne un élément montrant une forte affinité pour le soufre et se combinant facilement avec lui pour former des sulfures. C'est la caractéristique de la plupart des métaux (Pb, Zn, Cu, As, Sb, Bi, Hg, etc.) à l'exception notable du fer, du manganèse, du chrome et de quelques autres.

Chamottes – Les chamottes sont des matériaux céramiques constitués de mullite et de cristobalite dont la teneur en alumine fluctue entre 35 et 47 %. Les chamottes sont obtenues par calcination d'argiles à haute température (1500 °C). Elles sont destinées à la fabrication de céramiques fines et de réfractaires.

Chapeau de fer – Le chapeau de fer (*gossan* en anglais) est la zone superficielle fortement enrichie en oxydes et hydroxydes de fer (limonite, goethite, hématite) d'un gisement à sulfures. Il s'est formé par transformation des sulfures en oxydes sous l'action des agents atmosphériques oxydants. Le sulfure dominant de ces gisements étant la pyrite, les oxydes de fer vont prédominer, conférant une teinte rouille ou rouge caractéristique.

Charbon – Les charbons sont des roches sédimentaires combustibles fossiles d'origine organique, de couleur noire. Les charbons sont issus de débris végétaux conservés dans les sédiments et lentement transformés par la pression et la température. On les divise selon leur teneur en carbone et pouvoir calorifique en tourbe (55 % de carbone), lignite (70 à 75 % de carbone), houille (85 % de carbone et entre 8 et 33 % de matières volatiles), et anthracite (92 à 95 % de carbone avec moins de 8 % de matières volatiles).

Charges minérales – Les charges minérales sont des constituants minéraux incorporés à un liant afin d'améliorer les caractéristiques des produits manufacturés finaux. Ces charges minérales sont de natures diverses (kaolinite, talc, calcite, micas, barytine, silice, granulats, etc.) et largement utilisées dans des domaines industriels aussi variés que la papeterie, les peintures, les plastiques, les caoutchoucs, l'agro-alimentaire, le bâtiment, etc.

Chaux – La chaux résulte de la calcination de matériaux carbonatés variés à une température supérieure à 900 °C. Cette opération donne la chaux vive, CaO, qui, additionnée d'eau, fournit différents hydrates, notamment la chaux éteinte, un hydroxyde de calcium de formule $\text{Ca}(\text{OH})_2$. La calcination de calcaire pur donne la chaux classique, également appelée chaux aérienne; celle obtenue à partir d'une roche calcaire argileuse (entre 15 et 20 % d'argile) est appelée chaux hydraulique et celle obtenue à partir de dolomie est la chaux dolomitique. Les usages de la chaux sont fonction de ses qualités de pureté, de réactivité et de couleur obtenues dans des fours hautement sophistiqués; ils sont nombreux en sidérurgie, chimie, travaux publics, agriculture, ainsi qu'en dépollution des eaux et des gaz. Mélangée au sable, la chaux vive forme également des mortiers à prise lente.

Cheminée – Les cheminées, désignées en anglais par les termes *pipe*, *breccia pipe*, *pebble dykes*, sont des volumes en forme de cylindre vertical ou sub-vertical d'un diamètre allant de quelques centimètres à quelques centaines de mètres, remplis de brèches fréquemment minéralisées en étain, tungstène, molybdène, diamants ou or.

L'origine des cheminées est pour l'essentiel volcanique, certaines étant des diatrèmes (cratères d'explosion volcanique ou phréato-magmatique), mais d'autres ont une genèse plus profonde, formées lors d'explosions provoquées par surpressions de fluides au sommet de chambres magmatiques ou reliées à des dissolutions karstiques. Les kimberlites à diamants sont des cheminées volcaniques.

Chert – Dans la terminologie courante, un chert désigne une formation siliceuse, à grain très fin, d'origine chimique ou biochimique. Les cherts résultent très souvent de la précipitation de fluides hydrothermaux.

Chott – Terme désignant une terre salée en pays désertique, entourant habituellement une dépression endoréique.

Chromitite – Une chromitite est une roche composée essentiellement de grains de chromite (parfois plus de 95 %) enchâssés dans des silicates interstitiels, essentiellement de la bronzite, de la forstérite, de la serpentine et de l'anorthite. Les chromitites apparaissent en ségrégations magmatiques au sein de complexes mafiques stratifiés (le Bushveld en Afrique du Sud, par exemple) et constituent de très importants gisements de chrome.

Ciment – Le terme de ciment possède deux acceptions. En construction, le ciment est un matériau composé à 75 % de calcite, additionnée de 20 % de silice et d'alumine (en général des argiles), et d'un peu de gypse (agissant comme retardateur de la prise), cuit à 1500 °C pour donner une scorie grise : le clinker, qui, une fois broyé, prend le nom de ciment. Plus

de 2,5 milliards de tonnes de ciment sont fabriquées annuellement dans le monde, dont 21 millions de tonnes en France.

En pétrographie, le terme de ciment désigne toute matière liant entre eux des éléments minéraux ou rocheux de façon à conduire à une roche compacte. Le ciment correspond habituellement à une précipitation chimique (calcite, quartz, oxydes de fer, etc.), par opposition à la matrice qui est composée d'éléments détritiques plus fins que les fragments. Dans le domaine des roches magmatiques, on emploie les termes de mésostase ou de pâte de préférence à ciment.

Cipolin – Un cipolin est un calcaire métamorphique à minces filets de serpentinite favorisant un débit en pelures (de l'Italien *cipolla*, oignon, évoquant le débit similaire de la roche et du bulbe). Ce sens initialement restrictif s'est élargi pour désigner les roches métamorphiques calcaires, homogènes ou veinées, constituées de calcite fréquemment accompagnée de minéraux métamorphiques (grossulaire, chondrodite, diopside, etc.). Ces « calcaires cristallins » fournissent généralement de beaux marbres.

Clarke – Le clarke est la teneur moyenne d'un élément chimique dans la croûte terrestre, exprimée en g/t (ou ppm) ou en %. Un gisement minéral est un site d'enrichissement souvent extrêmement fort par rapport au clarke.

Colloforme – Texture de cristallisation montrant des bombements rubanés successifs, issus de la cristallisation d'un gel ou de fines particules, indicatrice d'un dépôt à basse température. Cette texture est particulièrement fréquente pour la goethite, la sphalérite et les oxydes de manganèse notamment.

Colonne (minéralisée) – À l'échelle d'un filon, la minéralisation n'est généralement pas répartie de manière régulière et homogène mais concentrée en zones appelées « colonnes » (*ore shoot* en anglais). La forme en « colonne » est souvent assez discutable, la morphologie de ces zones riches se rapprochant davantage de lentilles allongées dans le plan du filon.

Complexe alcalin – Un complexe alcalin est un ensemble de roches magmatiques, habituellement plutoniques, associant plusieurs types de roches sous-saturées riches en alcalins (Na et K) mises en place en zones anorogéniques : Khibiny et Lovozero (péninsule de Kola, Russie), Ilimaussaq (Groenland), Palabora (Afrique du Sud), Jacupiranga (Brésil), etc. Les roches sont généralement des syénites, syénites néphéliniques, ijolites, carbonatites, etc., riches en minéraux de terres rares, en pyrochlore et zircon, et en apatite constituant parfois de grands gisements.

Complexe mafique stratifié – Un complexe mafique stratifié (aussi appelé CIL pour Complexe Igné Lité) est un ensemble magmatique de forme laccolitique, caractérisé par une structure stratifiée due à l'alternance de niveaux ultramafiques (péridotites) et mafiques (gabbros, norites, anorthosites, etc.), résultant de la cristallisation fractionnée d'une chambre magmatique. La ségrégation magmatique qui accompagne ce phénomène peut occasionner la formation de puissants lits et cumulats de magnétite, chromite, ilménite, parfois avec platine, faisant de ces complexes des porteurs de gisements de chrome, nickel, titane ou platine. Le Bushveld (Afrique du Sud), Sudbury (Canada) ou Norilsk (Russie) sont des exemples de complexes mafiques stratifiés.

Coproduit – Dans l'industrie minière, ce terme désigne un métal récupéré conjointement à un autre métal dans un procédé industriel d'extraction : le cuivre et le zinc sont habituellement des coproduits de l'exploitation des gisements de sulfures massifs.

Cornéenne – Une cornéenne est une roche du métamorphisme de contact des granitoïdes, habituellement très dure. Sa composition minéralogique varie selon la nature des roches encaissantes :

- les roches pélitiques donnent des cornéennes micacées à andalousite et cordiérite, évoluant vers des cornéennes feldspathiques;
- les marno-calcaires et les pélites calcaireuses donnent des cornéennes calciques, de composition minéralogique variable, habituellement riches en grenat, épidote et hornblende;
- les roches carbonatées donnent des skarns et des marbres;
- les autres roches évoluent en fonction de leur composition minéralogique originelle (par exemple, pour les grès quartzeux les cornéennes seront des quartzites).

Cristal – Un cristal est un polyèdre régulier limité par des surfaces planes appelées faces ou plans. Il se forme sous l'action des forces atomiques qui naissent dans un composé chimique lors de son passage dans des conditions naturelles de l'état gazeux ou liquide à l'état solide : c'est la cristallisation.

Cumulat – Roche magmatique grenue, habituellement mafique ou ultramafique (gabbro, péridotite, etc.), formée, lors de la cristallisation fractionnée, par accumulation, sous l'action de la gravité, de cristaux denses automorphes (spinnelle, olivine, pyroxène, etc.), cimentés par d'autres minéraux interstitiels.

Cyanuration – La cyanuration est actuellement la méthode de traitement universelle des minerais d'or et le premier exemple d'application d'un procédé chimique complexe dans l'industrie minière. Le principe de base est simple : l'or est soluble dans des solutions de cyanure. Le minerai d'or broyé est donc mélangé à une solution diluée alcaline de cyanure de sodium. Le cyanure dissout l'or et le maintient en solution sous forme d'un sel soluble, le cyanure d'or et de sodium. On sépare la solution du liquide résiduel et on récupère le métal dissous par précipitation sur de la poudre de zinc (procédé Merrill-Crowe mis au point en 1904) ou par adsorption sur du charbon actif puis électrodéposition (procédés CIP – *carbon in pulp* et CIL – *carbon in leach*).

Diapirisme – Mécanisme d'ascension d'une roche peu dense à l'état plastique (magma, évaporites) dans un environnement plus dense.

Diatomite – La diatomite est une roche sédimentaire claire et poreuse, formée par l'accumulation des coques siliceuses d'algues unicellulaires (les diatomées) et utilisée comme abrasif ou absorbant. Ces algues vivent dans des eaux siliceuses, surtout froides, en environnement marin ou lacustre, parfois volcanique (gisements français). Les noms de tripoli, kieselguhr ou « farine fossile » désignent des diatomites.

Dôme (ou diapir) de sel – Un dôme de sel est une masse composée essentiellement de sel gemme (halite) avec un mince sommet (le *cap rock*) à anhydrite, gypse et soufre, constituant une colonne irrégulière pouvant atteindre plusieurs kilomètres de hauteur, qui s'élève dans la croûte jusqu'à parfois percer la surface, constituant les « glaciers » de sel. Les dômes de sel sont de très importantes réserves de halite mais aussi de soufre, formé dans le *cap rock* par destruction bactérienne de l'anhydrite, et des pièges efficaces pour les hydrocarbures. Le golfe du Mexique est une des principales régions où abondent les dômes de sel.

Éluvions – Les éluvions sont des concentrations minérales proches de la zone-source, n'ayant donc subi qu'un faible déplacement. Il peut s'agir d'une fragmentation de blocs à peine déplacés, d'éboulis ou de dépôts de talus, ou encore d'accumulations de débris au pied de relief.

Émail – Les émaux industriels sont des matériaux vitreux recouvrant des objets métalliques, des poteries et des céramiques. Ils ont habituellement une composition de feldspaths alcalins et sont obtenus par cuisson à haute température d'un mélange d'argile et de sels de potassium, auxquels on ajoute fréquemment du feldspath broyé. L'émaillage occupe un rôle important dans les usages domestiques (baignoires, casseroles, fourneaux, etc.).

Émeri – L'émeri est un abrasif industriel constitué de poudre de corindon mélangée à de la magnétite et de l'oligiste.

Endoréisme – Terme indiquant l'absence d'écoulement d'eau vers une mer ouverte. S'applique essentiellement aux lacs des régions désertiques et semi-désertiques, dits alors endoréiques.

Épigénétique – Désigne un gîte ou un gisement plus récent que la formation qui le porte. Les filons, par exemple, sont le plus souvent épigénétiques.

Épisyénite – Une épisyénite est une roche grenue à forte porosité à composition de syénite alcaline. La porosité est secondaire et résulte d'une altération hydrothermale tardive provoquant une dissolution sélective du quartz et une albitisation des plagioclases. Les vides créés peuvent se remplir ultérieurement de minéraux hydrothermaux. Les épisyénites sont typiques de certains gisements d'uranium et peuvent être feldspathiques ou micacées.

Épithermal – Épithermal désigne les manifestations hydrothermales liées au volcanisme aérien. Les fluides (eau, gaz carbonique, anhydride sulfureux, etc.) associés au phénomène volcanique vont en effet déposer dans des fissures, jusqu'à les combler, les sels qu'ils transportent à l'état dissous. Les gisements épithermaux sont habituellement des gisements d'or et d'argent, parfois aussi de métaux de base. On les scinde habituellement en deux types, acides et neutres.

Éponte – L'éponte est la surface limitant un filon au contact avec la roche encaissante. Entre le filon et les épontes s'insère parfois une lame lithologique particulière, habituellement argileuse, la salbande (*gouge* en anglais). Lorsque le filon n'est pas vertical, on distingue l'éponte du toit, ou « toit », située au-dessus du filon et l'éponte du mur, ou « mur », située en dessous du filon.

Euxinique – Désigne un milieu marin dans lequel l'absence de mouvements verticaux empêche l'oxygénation des eaux profondes, créant sur le fond un milieu réducteur favorable à la conservation de la matière organique et des sulfures.

Évaporites – Les évaporites sont des roches sédimentaires riches en chlorures et sulfates alcalins, ayant pour origine la précipitation de sels contenus dans l'eau de mer ou dans les lacs salés, suite à une évaporation intense. Les minéraux essentiels des évaporites marines sont le gypse, l'anhydrite, l'halite et la sylvite, mais les minéraux accessoires sont nombreux. Les évaporites occupent un rôle géologique important puisqu'elles constituent des niveaux sédimentaires puissants (parfois plusieurs milliers de mètres), qui jouent souvent le rôle de couche-savon (niveaux fragiles et déformables sur lesquels peuvent glisser des pans rocheux de grandes dimensions). Leur rôle économique est primordial puisqu'on y puise sel gemme, plâtre (obtenu par calcination du gypse) et potasse (un mélange de halite et de sylvite). Sous le poids des roches, les évaporites enfouies à grande profondeur peuvent remonter par effet gravitaire, constituant les dômes de sel (ou diapirs salifères) : c'est le phénomène d'halocinèse. Les évaporites hydrothermales sont moins importantes géologiquement. Elles se forment dans des secteurs désertiques fermés, souvent par

évaporation de saumures d'origine volcanique. Leur minéralogie est différente et comporte essentiellement des borates et des nitrates.

Exhalatif – Ce terme s'applique surtout aux gîtes minéraux formés par dépôt des éléments contenus dans les émanations (ou exhalaisons) hydrothermales en contexte sédimentaire. Ces exhalaisons, fréquemment liées à des phénomènes volcaniques, peuvent être à l'origine de concentrations notables en métaux de base.

Exsolution – L'exsolution est le résultat de la transformation par refroidissement d'une phase unique stable à haute température en un assemblage polyminéral à basse température. L'exemple classique est celui des perthites dans les feldspaths : une solution solide orthose (dominant)-albite cristallisant à haute température est monophasée, de formule $(K,Na)AlSi_3O_8$; par refroidissement cette phase se scinde en deux phases minérales distinctes et immiscibles : l'albite ($NaAlSi_3O_8$) et l'orthose ($KAlSi_3O_8$). L'albite minoritaire apparaît en fines inclusions orientées, les exsolutions, dans l'orthose majoritaire : on parle de feldspath perthitique.

Fénite – Les fénites sont des roches issues du métamorphisme de contact d'intrusions alcalines à carbonatites. La fénitisation est une désilicification accompagnée d'un développement de minéraux alcalins (aegyrine, riébeckite, microcline). La zonalité des altérations traduit un métasomatisme potassique au sommet, plus sodique en profondeur.

Fer-oxyles – Ce terme est une traduction de IOGC pour *Iron-Oxyde-Gold-Copper* et désigne un type de gisement individualisé assez récemment qui regroupe principalement des gîtes majeurs de fer, de cuivre, d'or et parfois d'uranium dans des contextes périplutoniques, caractérisés par l'abondance du phosphore et du fluor, le caractère oxydé du fer, l'abondance des terres rares et la pauvreté en titane. On y distingue des gisements magmatiques de fer à magnétite (Kiruna, Suède, El Laco, Chili) et des gisements hydrothermaux de cuivre, or et parfois uranium, riches en oxydes de fer (Olympic Dam et Ernest Henry, Australie).

Ferrosilicium – Les ferrosiliciums sont des aciers au silicium dont la fabrication nécessite des blocs de quartz de grande pureté, de dimensions comprises entre 40 et 140 mm en général.

Filler – En matériaux de construction, le filler est la fraction fine d'un granulats (grains de moins de 2 mm avec plus de 70 % de passant à 0,063 mm dans la nouvelle norme française). Dans l'industrie des charges, filler désigne une charge minérale constituée de particules très fines (généralement moins de 100 μm , parfois moins de 10 μm) incorporée à un liant afin d'obtenir un matériau composite plus performant. La nature de ce filler est très variable selon le résultat recherché; il peut s'agir d'un minéral (barytine, cristobalite, calcite, kaolinite, etc.), d'une fraction granulométrique très fine de granulats, de cendres, de particules extraites de l'épuration de fumées, etc.

Filon – Un filon est un terme descriptif, sans connotation génétique, qui désigne une lame de roche d'épaisseur centimétrique à métrique (on parle de « puissance »), qui correspond au remplissage d'une fracture. Il recoupe habituellement des roches de natures variées, dites roches encaissantes.

Flottation – Découverte au début du xx^e siècle et appliquée pour la première fois à Broken Hill (Australie), la flottation est l'opération de traitement la plus répandue dans l'industrie minière, appliquée aux minerais et aux minéraux industriels. Elle utilise les processus physiques de mouillage des particules broyées (matérialisés par les forces de tension superficielle) pour

séparer les différents minéraux d'un minerai. Le minerai finement broyé est mélangé à une solution aqueuse et placé dans des bacs munis d'un agitateur, les cellules de flottation, généralement de l'ordre de 1 m³. On fait alors « flotter » sélectivement les particules du minéral à récupérer en les rendant hydrophobes ce qui a pour effet de les « coller » sur les bulles d'air et de les entraîner vers le haut ou elles sont recueillies dans une mousse. Les minéraux non récupérés ne sont pas rendus hydrophobes et coulent au fond de la cellule de flottation d'où ils seront ensuite rejetés.

Fondant – Un fondant est un corps que l'on ajoute à un autre afin d'en faciliter sa fusion. De nombreux minéraux jouent ce rôle de fondant dans l'industrie. La fluorine, par exemple, est un fondant de l'acier : la fabrication d'une tonne d'acier requiert entre 2 et 8 kg de ce minéral (contre 15 kg à la fin des années 50).

Formation ferrifère – Les formations ferrifères sont des formations sédimentaires couramment métamorphisées, constituées de roches siliceuses rubanées contenant des quantités variables de minéraux ferrifères (oxydes surtout, mais aussi carbonates et silicates). Elles sont divisées en deux catégories, les BIF (*Banded Iron Formations*), catégorie de loin la plus importante, et les minerais oolithiques, formations sédimentaires côtières dans lesquelles les minéraux de fer sont organisés en oolithes.

Formation résiduelle – Cette locution qualifie une formation géologique issue de l'altération d'une roche préexistante qui a perdu par dissolution une partie importante de ses constituants, et qui s'est donc enrichie relativement en certains minéraux ou éléments insolubles. Cet enrichissement peut être suffisant pour constituer des gisements minéraux : la bauxite, minerai d'aluminium, est ainsi formée par altération de roches dont les minéraux contiennent de l'aluminium, métal qui se concentre sur place sous forme d'hydrates, tandis que la silice, le calcium et les autres éléments alcalins sont évacués.

Fumerolles – Les fumerolles sont des émanations gazeuses issues de fissures ou de cavités (événements), situées sur les flancs des volcans actifs ou groupées dans les champs volcaniques. Ces gaz sont émis à haute température (moins de 100 °C à plus de 1000 °C). Leur composition est fonction de la température. Les fumerolles de basse température (entre 100 et 300 °C), connues sous le nom de solfatares, sont constituées de vapeur d'eau dominante avec CO₂ et déposent aux événements soufre natif, nitrates, borates et sulfates d'ammonium, par réaction entre les gaz volcaniques et l'air. Elles s'enrichissent en H₂S, SO₂, HCl, et F avec l'accroissement de la température. Les mofettes sont des fumerolles « froides », de moins de 100 °C, habituellement liées à des sources thermales à gaz carbonique.

Fumeur noir – Les fumeurs noirs sont les sources chaudes des dorsales océaniques. Ils émettent des fluides hydrothermaux chauds (jusqu'à 350 °C), riches en métaux. Ceux-ci réagissent avec les sulfates de l'eau de mer pour précipiter des sulfures qui édifient peu à peu des « cheminées » de plusieurs mètres de haut, canalisant le flux hydrothermal. La « fumée » débouchant de ces fumeurs est composée de particules de sulfures en suspension (pyrite, sphalérite et chalcopryrite principalement) qui vont pour l'essentiel (plus de 97 %) se disperser dans l'océan. Ces sources chaudes océaniques sont les oasis d'une vie très particulière. Ce sont des processus analogues, mais pas strictement identiques, qui donnent naissance depuis la nuit des temps aux amas sulfurés polymétalliques. Leur étude est de tout premier ordre pour comprendre les processus qui ont donné naissance aux amas sulfurés fossiles.

Gangue – Dans une concentration minérale, la gangue désigne l'ensemble des minéraux associés au minerai mais habituellement sans grand intérêt économique (quartz, barytine, fluorine, calcite, etc.), habituellement non récupérés lors de l'extraction. Ce terme est employé fréquemment de façon plus globale pour désigner les minéraux non métalliques d'un gisement minier, par opposition aux minéraux métalliques.

Gemme – Une gemme est un minéral possédant certaines qualités de dureté, limpidité, résistance à l'altération, éclat, couleur, rareté, qui lui valent un usage apprécié en bijouterie. Les gemmes les plus recherchées sont les pierres précieuses (au nombre de quatre dans la législation française : diamant, émeraude, saphir et rubis); les autres gemmes sont dénommées pierres fines (grenat, tourmaline, topaze, etc.). Des minéraux communs comme l'andalou-site ou la cordiérite, peuvent présenter des spécimens « gemmes », souvent suffisamment transparents et colorés pour être travaillés.

Géode – Une géode est une cavité présentant des parois fréquemment tapissées de cristaux. Une géode peut avoir des origines variées : simples fissures ouvertes, bulles de gaz dont la pression maintient les parois éloignées (cas des améthystes des coulées de laves), cavités de dissolution (roches calcaires), etc. Les géodes peuvent atteindre des dimensions impressionnantes et receler des cristaux de grande taille. Parmi les plus célèbres, citons les fameuses géodes tapissées de cristaux d'améthyste dans les basaltes du Rio Grande do Sul, au Brésil et en Uruguay, dont l'une des plus grandes atteignait 10 x 5 x 3 mètres (Santa Cruz, Uruguay) et a fourni 35 tonnes de plaques couvertes de cristaux.

Geysier – Un geysier est une source chaude des champs volcaniques jaillissant en panaches lorsqu'en profondeur la pression de vapeur d'eau dépasse un certain seuil et provoque une explosion de vapeur. Par rapport à une source chaude, un geysier nécessite un rétrécissement dans les conduits d'arrivée des eaux chaudes qui crée des surpressions à intervalles réguliers, à l'origine des éruptions du geysier.

Geysérite – La geysérite est la roche souvent blanchâtre et peu cohérente qui se forme aux événements des geysers par précipitation des sels contenus dans l'eau. Bien qu'il s'agisse le plus fréquemment de silice amorphe (opale) qui va cristalliser en quartz avec le temps, la geysérite n'a pas une composition minéralogique fixe, l'opale pouvant s'accompagner d'aragonite, d'halotrichite, de pickeringite, d'orpiment, etc. Dans certaines geysérites, l'aragonite est le minéral dominant, loin devant l'opale (Mammoth Hot Springs du Parc national Yellowstone, Wyoming, par exemple).

Gisement – Un gisement est un site de concentration d'un ou plusieurs éléments ou objets (gisements de minéraux, de pétrole, de fossiles). Cependant, le terme de gisement possède essentiellement un sens économique restrictif et désigne une concentration de substances qui peut être exploitée avec profit. On parle alors de gisement d'or, de cuivre, de vanadium, de diamant, de pétrole, de barytine, etc.

Gîte – Un gîte est le site de concentration d'un ou plusieurs minéraux utiles, notamment des minerais métalliques, sans connotation de taille ou d'importance. Un gîte devient un gisement lorsqu'il est économiquement exploitable.

Gîte de contact – Ce terme désigne divers types de concentrations minérales situées au contact ou à proximité du contact d'une roche magmatique grenue (granite en particulier) ou microgrenue, et formées par action thermique et chimique des fluides issus du magma sur les

roches encaissantes. Sous ce terme, on regroupe des filons, des imprégnations et surtout des amas métallifères importants formés par remplacement de roches carbonatées : les skarns.

Gondite – Les gondites sont des formations de manganèse métamorphiques très siliceuses et donc riches en silicates de manganèse (braunite, rhodonite, téphroïte, etc.). On les rencontre dans les vieux socles métamorphiques d'Inde ou d'Afrique du Sud. Ce sont des équivalents manganésifères des jaspilites ferrifères.

Gossan – Terme anglais synonyme de chapeau de fer (voir ce mot).

Granulats – Les granulats sont définis par la norme réglementaire comme un « ensemble de grains de dimensions comprises entre 0 et 125 mm ». Ils comprennent donc les sables, les graviers, les graves, les ballasts de voies ferrées, etc., extraits des carrières et sablières. Les granulats constituent la ressource minérale la plus consommée sur Terre après l'eau, loin devant le pétrole ou le charbon.

Greisen – Un greisen est une roche à quartz et muscovite d'origine hydrothermale présente à la bordure des massifs granitiques ou des filons pneumatolytiques. Il résulte du remplacement des feldspaths du granite par l'association quartz-muscovite (et parfois lépidolite) sous l'action de fluides pneumatolytiques riches en Li, F, B et en divers métaux (Sn, W, Nb, Ta, etc.). Les greisens peuvent constituer des concentrations notables de cassitérite, fluorine, tourmaline, béryl ou topaze.

Griffon – Émergence d'une source, hydrothermale ou non, souvent partiellement obstruée de dépôts hydrothermaux.

Haldes – Ce terme désigne un site de stockage et de dépôt des déchets d'exploitation générés par une activité minière. On y dépose les stériles « francs », constitués des roches encaissantes et de la découverture, et les stériles « mixtes » composés des minerais pauvres, non traités, et des roches faiblement minéralisées. Les rejets de traitement, plus volumineux dans les exploitations modernes, sont généralement stockés dans des digues, ou verses, à stériles.

Harisitique – Faciès particulier de cristaux squelettiques à croissance parallèle que l'on rencontre dans les komatiites. Il désigne un agrégat de cristaux grossiers allongés du même minéral, qui possèdent des axes cristallographiques sub-parallèles. Ces cristaux sont organisés en rubans et ont leur grand axe perpendiculaire au rubanement magmatique.

Harzburgite – Péridotite à olivine et hypersthène rencontrée à la base des complexes ophiolitiques.

Houille – La houille est le charbon au sens strict, à matière organique très transformée. Elle est de couleur noire et tache les doigts. C'est un charbon de bonne qualité qui contient environ 85 % de carbone et des matières volatiles. On distingue différents types de charbon selon leur teneur en matières volatiles : le charbon flambant gras (plus de 33 %), le charbon gras (20 à 33 %), le charbon demi-gras (12 à 20 %), le charbon maigre (8 à 12 %) et la houille au sens strict (moins de 5 %).

Hydrothermal – Ce terme qualifie un phénomène ou un objet généré par l'hydrothermalisme : un gisement, un minéral, une source chaude, par exemple, peuvent avoir une origine hydrothermale.

Hydrothermalisé – Ce terme qualifie une roche ou, de façon plus générale, un milieu géologique ayant subi les effets de l'hydrothermalisme. Ces effets peuvent revêtir des expressions

très variées et se traduire par des transformations et néoformations minérales, concrétisant des lessivages (départs) ou, au contraire, des apports d'éléments.

Hydrothermalisme – L'hydrothermalisme désigne les circulations d'eaux chaudes de la croûte terrestre, le plus souvent liées aux systèmes volcaniques, plutoniques, ainsi qu'au métamorphisme. Les fluides hydrothermaux sont chauds (50 à plus de 350 °C), salés, corrosifs et chargés en substances dissoutes acquises dans le magma ou lors de la percolation à travers les roches. Ils transportent, concentrent et redéposent ces sels dissous sous forme de minéraux dans certains sites particuliers : les gîtes hydrothermaux (filons, amas sulfurés, skarns, gîtes de substitution, etc.). Les sources chaudes, geysers, fumerolles, ou lacs acides constituent des manifestations actuelles de l'hydrothermalisme. Ces gîtes hydrothermaux constituent fréquemment des gisements de minerais (Pb, Zn, F, Ba, Au, Ag, etc.), largement exploités sur la planète. Les minéraux formés par dépôt des substances dissoutes dans ces fluides sont appelés hydrothermaux (barytine, fluorine, nombreux sulfures, soufre natif, etc.).

Ijolite – Roche magmatique exceptionnelle, associée aux carbonatites, grenue, claire, formée de 50 à 70 % de néphéline, d'augite, d'aegyrine, avec apatite, titanite et grenat.

Interstratifiés – En minéralogie, ce terme désigne des minéraux argileux formés par l'alternance plus ou moins régulière de feuillets de phyllosilicates de natures différentes : illite-smectite, illite-chlorite.

IOGC – Type de gisement (*Iron Oxydes Gold Copper deposits*) désigné en français par fer-oxydes (voir ce mot).

Itabirite – Ce nom désigne certaines formations ferrifères à magnétite et hématite, appartenant à la catégorie des BIF (*Banded Iron Formations*). C'est une appellation assez locale, provenant d'Itabira (Brésil) où sont exploitées de gigantesques mines de fer.

Jaspilite – Les jaspilites constituent de puissantes formations rubanées de roches sédimentaires siliceuses et ferrugineuses, parfois aussi manganésifères. Elles sont formées d'une alternance de lits d'une silice originellement très fine (des jaspes) qui a recristallisé sous l'effet du métamorphisme, et de lits ferrugineux à oxydes de fer dominants (hématite et magnétite) avec greenalite, chamosite et amphiboles ferrifères accessoires. On les désigne sous des noms variés : quartzites ferrugineux, taconites aux États-Unis, itabirites au Brésil, et plus généralement sous le terme plus économique que géologique de BIF (*Banded Iron Formations*). Ces jaspilites, toutes d'âge précambrien, constituent les plus grandes réserves mondiales de fer.

Kaolin – Le kaolin est une roche argileuse blanche et friable, formée de 90 à 100 % de kaolinite. Le kaolin est une roche intensément exploitée pour ses multiples usages en faïencerie (fabrication des porcelaines), papeterie (charge et couchage des papiers), céramique, etc. Malgré son nom, le kaolin calciné n'a rien à voir avec le kaolin. Il s'agit d'un mélange de mullite ($\text{Al}_6\text{Si}_2\text{O}_{13}$) et de cristobalite (SiO_2) formé par chauffage au-dessus de 1050 °C.

Kimberlite – La kimberlite (de Kimberley, en Afrique du Sud, où ces roches furent découvertes et intensément creusées pour le diamant) est une roche ultramafique de la famille des péridotites, à texture bréchique composée essentiellement d'olivine (forstérite), de bronzite et diopside chromifère, de serpentine, de micas (biotite, phlogopite), de pyrope chromifère, d'oxydes (pyrophanite, ilménite) et de divers minéraux accessoires dont le diamant. Les

kimberlites résultent d'explosions volcaniques produites à grande profondeur et occupent des cheminées verticales (*pipes*) en forme de cône allongé, dont le diamètre en surface peut atteindre 2 km. Elles sont relativement jeunes, de 80 à 160 millions d'années pour la plupart, avec quelques exceptions comme la kimberlite de la mine Premier (1200 Ma), qui a livré le célèbre diamant Cullinan.

Komatiite – Les komatiites sont des laves ultramafiques exceptionnelles par leur richesse en magnésium (18 à 32 % MgO en moyenne) et leur très haute température d'émission (jusqu'à 1600 °C), qui témoignent d'une fusion du manteau entre 150 et 250 km de profondeur. Leur composition minéralogique est à forstérite dominante (plus de 50 %), orthopyroxène et clinopyroxène (type augite-salite), plagioclase (près de 10 %) et rares oxydes de fer-titane. Ces témoins du premier volcanisme terrestre (découvertes en 1969 près de la rivière Komatii, Afrique du Sud) sont connus presque exclusivement dans des volcans très anciens, âgés de 1,8 à 3,5 milliards d'années (avec une exception à 65 Ma sur l'île de Gorgona, au large de la Colombie). Les éruptions qui leur ont donné naissance devaient être cataclysmales.

Kupferschiefer – Les gisements de type kupferschiefer (« schistes à cuivre ») appartiennent à la vaste catégorie des gîtes stratoïdes en roches sédimentaires détritiques. Ces gîtes stratoïdes sont étroitement associés à leur roche-hôte sédimentaire et présentent de manière générale une allure concordante ou pénéconcordante. Les gîtes de type kupferschiefer sont composés de sulfures et d'oxydes de cuivre, argent, cobalt, parfois plomb et zinc, disséminés le long de fronts d'oxydoréduction au sein de séquences marines transgressives à évaporites; ces séquences sont déposées en conditions anoxiques et surmontent des couches rouges continentales. De très importants gisements de ce type sont connus en Allemagne et en Pologne (dépôts permien de la mer du Zechstein, mine de Lubin), et en Afrique centrale (République démocratique du Congo, Zambie) où ils constituent les gîtes de la Copperbelt.

Lamproïte – La lamproïte est une roche volcanique alcaline, très riche en potassium, de minéralogie variée pouvant selon les variétés contenir sanidine, leucite, forstérite, diopside, phlogopite, etc., ce qui a donné lieu à de multiples appellations locales. Elle peut contenir des diamants.

Latérite – Une latérite est un sol résiduel riche en hydroxydes de fer et d'aluminium (sol ferrallitique) qui se développe sous climat tropical humide, principalement aux dépens de roches magmatiques ou métamorphiques grenues. Lorsque l'aluminium est suffisamment abondant, la latérite prend le nom de bauxite. Mais d'autres métaux peuvent aussi se concentrer lors de ce processus : les gisements de nickel de Nouvelle-Calédonie et de nombreux gisements d'or d'Australie sont d'origine latéritique.

Lignite – Le lignite est un charbon peu évolué de qualité assez médiocre contenant 70 à 75 % de carbone, dans lequel les débris ligneux sont encore bien reconnaissables. Ses gisements sont d'âge secondaire à tertiaire. Le jais est une variété noire et brillante de lignite.

Listvénite – Une listvénite (ou listwaénite) est une ancienne roche ultramafique, le plus souvent une péridotite ou une serpentinite, profondément hydrothermalisée par des circulations hydrothermales et transformée en une association quartz-carbonates (magnésite et sidérite)-fuchsite (muscovite chromifère).

Lithophyse – Une lithophyse est une cavité de taille variable, d'origine généralement sédimentaire, qui peut être partiellement comblée par des cristaux déposés par des solutions hydrothermales.

Lixiviation – En milieu naturel, la lixiviation est la mobilisation sélective de constituants solubles d'une roche sous l'action d'eaux de percolation. En technique industrielle, la lixiviation est un procédé connu depuis au moins le ^{xvi}^e siècle pour les minerais de cuivre d'Espagne, qui consiste à dissoudre sélectivement (lixivier) un métal ou un minéral afin de le récupérer. De nombreuses techniques de lixiviation ont été mises au point : lixiviation in situ simple ou statique (par simple action d'eau ou d'acides), biolixiviation (dans lequel des bactéries interviennent dans le procédé) et cyanuration (spécifique des minerais d'or et dans lequel la lixiviation de l'or se fait par le cyanure).

Lopolite – Désigne un massif de roches magmatiques plutoniques formant une grosse lentille aplatie plurikilométrique, globalement conforme aux structures de l'encaissant.

Maar – Lac occupant un cratère volcanique d'explosion au-dessus d'un diatrème, et ceinturé d'un mince rempart de tufs volcaniques.

Martite – Il ne s'agit pas d'un minéral mais d'un terme textural qui désigne une pseudomorphose de magnétite en hématite, minéral qui conserve souvent l'habitus octaédrique de la magnétite.

MCO – Abréviation de « **mine à ciel ouvert** », cet acronyme désigne les exploitations de ressources minérales réalisées à l'air libre, sans puits d'extraction ni galeries. Le terme « découverte » ou le terme anglais *open pit* sont des synonymes.

Mésothermal – Ce terme se rapporte à des gîtes qui se forment dans des conditions de moyenne température (environ 200 à 300 °C). C'est le cas par exemple de la majorité des filons polymétalliques à sphalérite, pyrite, galène et chalcopryrite, et des filons aurifères des boucliers précambriens. Cette classification par gamme de température est cependant de moins en moins utilisée au profit d'une classification par processus génétiques.

Métallotecte – Un métallotecte est un paramètre d'ordre géologique, géochimique ou autre, ou une combinaison de paramètres, qui conduit à la genèse d'une concentration minérale. Par extension, un métallotecte est un guide de prospection en recherche minière qui aide à découvrir des minéralisations.

Métasomatisme – Le métasomatisme est un processus de transfert d'éléments par des fluides qui s'accompagne d'un changement de la composition chimique globale des roches originelles (ou métasomatose). Cette mobilité d'éléments peut conduire à de très importants remplacements (les massifs de dolomies sont fréquemment formés par métasomatose magnésienne de calcaires) ainsi qu'à des concentrations minérales notables, comme certains gisements de zinc ou de plomb en domaine carbonaté.

Météorisation – Ce terme désigne l'action des agents atmosphériques (pluie, gel, vent, écarts de température, etc.) sur les roches et les minéraux de la surface terrestre. Cette action étant essentiellement érosive (altération météorique), la météorisation est parfois abusivement limitée à ce rôle destructeur, alors qu'elle conduit également à des enrichissements chimiques et/ou minéralogiques. La météorisation est le facteur déterminant dans le déclenchement des phénomènes supergènes.

Miarolitique – Se dit d'une roche magmatique plutonique, de composition habituellement granitique (souvent une pegmatite) possédant de petites cavités, les miaroles, remplies de minéraux pneumatolytiques (béryl, topaze, etc.) représentant le stade final de cristallisation du magma.

Mine – De façon générale, une mine est un site d'extraction de ressources minérales (charbon, minerais, minéraux industriels) qu'il soit à ciel ouvert ou souterrain. Ce terme a cependant des significations différentes selon les pays. En France, par exemple, est considérée comme mine toute exploitation de substances dites concessibles, à savoir les substances énergétiques, les minerais métalliques et certains minéraux industriels (sel, potasse, fluorine, graphite, diamant, phosphates, etc.).

Minerai – Le terme de minerai ne bénéficie pas d'une définition unanime, car il porte une signification davantage économique que géologique. D'une manière générale, il désigne un ensemble rocheux contenant un ou plusieurs éléments (métaux ou minéraux industriels) en proportions suffisamment importantes pour permettre une exploitation dans des conditions économiquement rentables. Cette définition englobe autant le minéral porteur de l'élément utile (le minerai au sens « strict », comme la galène, PbS, minerai de plomb) que la formation ou la structure géologique contenant le minéral valorisable (minerai au sens « large » ou « minier »); un grès imprégné d'hématite est ainsi un minerai de fer, un filon à quartz, calcite, et galène est un minerai de plomb, bien que les proportions de minerai « strict », la galène, soient de quelques %. Dans le cas de l'or, le minerai est souvent un filon de quartz à sulfures et or, dans lequel le minerai au sens strict, l'or natif, ne représente que quelques grammes par tonne (g/t ou ppm).

Minéral – Un minéral est un solide naturel, homogène, possédant une composition chimique définie et une structure atomique ordonnée. Cette définition exclut, entre autres, les liquides et les gaz, les verres et, de manière générale, l'ensemble des matériaux élaborés par une action délibérée de l'homme (notamment les minéraux synthétiques), mais pas les matériaux organiques, comme l'ambre. Toutefois il existe des exceptions à cette définition : un liquide (le mercure) et certains gels solidifiés (l'opale) qui n'ont pas de structure atomique ordonnée sont néanmoins considérés comme des minéraux.

Minéral industriel – Les minéraux industriels, également appelés substances utiles, sont des minéraux ou des roches utilisés dans l'industrie parce qu'ils possèdent une ou plusieurs propriétés physiques remarquables, qui peut être la dureté, la densité, la texture, la résistance thermique ou électrique, la structure cristalline, la fusibilité, etc. L'amiante, le kaolin, les argiles, la barytine, le diamant, le graphite, le talc, le sel et la potasse sont des exemples de minéraux industriels. On exploite actuellement près de 80 minéraux industriels. Les minéraux industriels sont utilisés brut ou après un affinage mécanique ou physique qui consiste souvent en une simple concentration et purification. Certains minéraux industriels peuvent faire l'objet de traitements beaucoup plus élaborés qui permettent de les considérer ainsi comme des minerais. La halite, la sylvite et la barytine sont ainsi traitées pour en extraire respectivement sodium et chlore, potassium et baryum.

Minéralurgie – La minéralurgie désigne l'ensemble des techniques industrielles d'extraction et de concentration permettant d'obtenir, à partir des minerais bruts extraits des mines (minerais au sens large), un concentré minéral commercialisable (minerai au sens strict). Les techniques de minéralurgie sont des procédés industriels complexes qui utilisent les propriétés physiques et chimiques des minéraux. Parmi les plus courants on peut citer :

- la flottation, dans laquelle l'adjonction de produits moussants stimule les propriétés d'adsorption des minéraux à récupérer pour les faire « flotter » dans des cellules de flottation;
- la cyanuration, qui dissout sélectivement l'or et l'argent à l'aide de solutions cyanurées avant de les récupérer par électrodéposition;
- la lixiviation qui emploie des acides pour dissoudre sélectivement certains minéraux dans un minerai, avant de récupérer le métal utile par précipitation.

Minéraux lourds – Ce terme comprend un ensemble des minéraux de densité supérieure à 2,87 (zircon, titanite, tourmaline, grenat, magnétite, sulfures, or, etc.), qui coulent dans un bain de bromoforme ($d = 2,87$), la liqueur dense usuelle des laboratoires de minéralogie, alors que les minéraux légers (quartz, micas, feldspaths) flottent. Du fait de leur densité, la plupart de ces minéraux lourds se concentrent naturellement dans les roches sédimentaires, notamment dans les sables de rivières et de plages où ils peuvent former des accumulations exploitables : les placers.

Mur – Le « mur » désigne l'éponte située au-dessous d'un filon et, par extension, l'ensemble des formations lithologiques qu'il surmonte.

MVT – Abréviation de *Mississippi Valley-Type*, qui désigne des gisements de sulfures massifs en contexte sédimentaire, essentiellement carbonaté, sans liaison avec des manifestations magmatiques. Ce type de gisement est particulièrement bien représenté dans la vallée du Mississippi, d'où son nom. La distinction entre les MVT et les gisements de type SEDEX est parfois très délicate et certains gisements, comme ceux d'Irlande (Navan, Galmoy, Lisheen, etc.) présentent des caractères hybrides.

Mylonite – Roche issue de la déformation d'une faille en domaine ductile, sans cristaux originaux identifiables à l'oeil nu.

Nodule – Un nodule est une masse de forme grossièrement arrondie, à texture généralement concrétionnée, de taille centimétrique à décimétrique, rarement plus. Les nodules se rencontrent surtout en environnement sédimentaire où ils résultent de phénomènes de précipitation chimique ou d'activité organique (nodules siliceux, phosphatés, calcaires, etc.). Les nodules polymétalliques des fonds océaniques sont des concrétions minérales résultant de la succession d'encroûtements d'oxydes métalliques (manganèse dominant) autour d'un noyau. Ils seraient une manifestation distale des sources hydrothermales océaniques, les fumeurs noirs.

Ocre – Une ocre est une terre argileuse colorée en rouge (ocre rouge) par de fines particules d'hématite (Fe_2O_3), en jaune ou brun-jaune par de la goéthite ($FeOOH$) ou de la « limonite ». Les ocres sont employées comme colorants depuis le temps des Hommes des cavernes. En France, les ocres du Roussillon sont particulièrement célèbres et ont fait l'objet d'importantes exploitations.

Once – L'once (en abrégé oz) est une ancienne mesure de poids toujours utilisée en pays anglo-saxons, notamment dans l'industrie minière pour exprimer des teneurs ou des réserves en métaux. L'once « normale » vaut 28,349 g, mais c'est l'once Troy (de Troyes, en Champagne), valant 31,1035 g, qui est en usage pour les métaux précieux et les pierres fines.

Oolithique – Ce terme se rapporte à des agrégats minéraux à structure concentrique formant des sphères d'un diamètre de 0,5 à 2 mm : les oolites (ou oolithes). Celles-ci sont habituellement calcaires, parfois ferrugineuses. Dans ce second cas, elles peuvent se rassembler

en concentrations ferrifères importantes pouvant constituer des gisements (la minette de Lorraine est un minerai de fer oolitique).

Open pit – Ce terme anglais est un synonyme de « mine à ciel ouvert » ou découverte, et désigne les exploitations de ressources minérales réalisées à l'air libre, sans puits d'extraction ni galeries.

Paléoplacer – Un paléoplacer est un ancien placer alluvial ou côtier, lithifié par diagenèse ou métamorphisme. Composé de niveaux lenticulaires de grès ou de conglomérats, un paléoplacer peut atteindre une puissance dépassant 1000 mètres. Les conglomérats aurifères du Witwatersrand (Afrique du Sud), le plus important district aurifère du globe, sont des paléoplacers deltaïques d'âge archéen.

Paragenèse – Une paragenèse est une association de minéraux partageant une même origine, et résultant des mêmes processus géologiques et/ou géochimiques. Cette définition implique un équilibre entre les minéraux d'une paragenèse et donc le synchronisme de leur dépôt. Elle exclut a priori les associations issues de la superposition de plusieurs événements géologiques. Néanmoins, l'usage courant tend à étendre cette définition à des associations transitionnelles n'ayant pas encore atteint cet état d'équilibre (paragenèses d'oxydation à pyrite-goethite-hématite, ou des placers, par exemple).

Pegmatite – Une pegmatite est une roche magmatique de composition granitique se présentant sous forme de filons ou d'amas à la périphérie ou la proximité immédiate des massifs de granitoïdes, représentant la fin de cristallisation de magmas granitiques. Leurs minéraux essentiels sont ceux du granite auxquels s'ajoutent fréquemment des minéraux rares, dits pneumatolytiques, (béryl, lépidolite, topaze, cassitérite, phosphates de terres rares, tourmaline, etc.). Les pegmatites particulières, dépourvues de quartz et associées aux syénites néphéliniques ou aux massifs mafiques et ultramafiques, sont appelées pegmatoïdes.

Pegmatoïde – Un pegmatoïde (encore appelé pegmatitoïde) est une pegmatite sans quartz, à orthose et néphéline dominants, liée aux massifs de syénites néphéliniques ou aux massifs mafiques et ultramafiques. Dans le premier cas, les pegmatoïdes sont riches en feldspaths, aegyrine et minéraux complexes de terres rares, ainsi qu'en minéraux de zirconium et titane (eudialyte, aeschynite, etc.); dans le second cas, ils sont riches en apatite, phlogopite et magnétite. Plus globalement ce terme désigne les faciès de différenciation à gros grain de roches basaltiques et constitue, comme dans le cas des pegmatites granitiques, le produit de différenciation finale des magmas mafiques.

Pépérite – Roche pyroclastique à matrice calcaire contenant des granules de verres basaltiques d'une taille millimétrique accompagnés de petits blocs de lave fraîche et de fragments sédimentaires.

Percolation – Flux de fluide (souvent un solvant) à travers un matériel poreux.

Perlite – Une perlite est une obsidienne à composition de rhyolite, très riche en eau, qui se fragmente en petites sphères évoquant des perles, d'où son nom. Les perlites sont recherchées pour leurs usages industriels dans le bâtiment, la chimie, etc.

Pétrole – Le pétrole est une roche se présentant sous la forme d'une huile minérale, composée de trois types d'hydrocarbures naturels : des carbures paraffiniques, des hydrocarbures naphthéniques et des hydrocarbures aromatiques, mélangées à divers composés oxygénés, azotés et sulfurés.

Phosphorite – Les phosphorites sont des roches sédimentaires formées de minéraux phosphatés, soit amorphes ou cryptocristallins (« collophanite »), soit finement cristallins (fluorapatite), appartenant au groupe de l'apatite. Ces minéraux se présentent sous forme de grains, d'épigenies de fragments de squelettes organiques, de plages finement cristallines cimentant des débris divers, ou en nodules concrétionnés. Les phosphorites constituent les plus gros gisements de phosphates du monde, intensément exploités au Maroc, en Chine et aux États-Unis. Les réserves sont de plusieurs siècles au rythme actuel de consommation.

Picrite – Roche volcanique ultramafique à structure doléritique ou microlitique, à olivine dominante, augite, accessoirement amphibole brune, biotite et plagioclase calcique.

Pierre ornementale – On désigne sous cette appellation toute roche ou minéral en grandes masses pouvant être utilisé, brut ou poli, à des fins d'ornementation, en architecture, en art ou en bibeloterie. La gamme couverte est évidemment très vaste, incluant des roches magmatiques, métamorphiques et sédimentaires variées, ainsi que des roches « mono-minérales » comme les bancs de gypse, de talc ou de calcite.

Pierre précieuse – Ce terme désigne les gemmes les plus recherchées, utilisées pour confectionner les bijoux les plus précieux. Dans la législation française, les pierres précieuses sont au nombre de quatre : diamant, émeraude, saphir et rubis. Les autres gemmes utilisées en joaillerie sont dénommées pierres fines (grenat, tourmaline, topaze, quartz, etc.).

Pipe – Mot anglais signifiant tuyau et désignant en métallogénie une cheminée ou, de manière générale, tout volume en forme de cylindre vertical ou sub-vertical, d'un diamètre allant de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres. Ces *pipes* sont d'origine volcanique ou hydrothermale et peuvent être remplis de brèches minéralisées en étain, tungstène, molybdène, uranium ou or, et de roches plus ou moins transformées, parfois diamantifères (*pipes* de kimberlites).

Pisolithique (ou pisolitique) – Ce terme s'emploie pour désigner des concrétions et agrégats minéraux, généralement des carbonates ou des hydroxydes de fer et d'aluminium, à structure concentrique, formant des sphères presque parfaites d'un diamètre supérieur à 2 mm : les pisolites. En dessous de cette taille, on parle d'oolithes (ou oolites).

Placer – Un placer est une zone d'alluvions fluviales ou littorales (placers littoraux) où se sont accumulés des minéraux lourds en quantités suffisantes pour justifier une exploitation. Les placers à or, diamant, platine, cassitérite ou ilménite constituent couramment des gisements exploités pour ces substances.

Platinoïdes – Ce terme générique désigne les éléments du groupe du platine, ou ÉGP (platine, palladium, osmium, iridium, ruthénium et rhodium). On parle souvent pour les désigner de PGE (pour *Platinum Group Elements*), acronyme synonyme de platinoïdes.

Plâtre – Le plâtre en poudre est du gypse déshydraté de formule $(\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O})$. La prise du plâtre est la recristallisation de gypse $(\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$ par hydratation. Le plâtre est de très loin le principal débouché industriel de ce minéral.

Playa – Ce mot d'origine espagnole signifiant « plage » désigne de vastes étendues plates, soit une zone d'épandage d'alluvions, soit une dépression endoréique occupée par un lac temporaire salé, entourée d'un chott. Dans le second cas, l'évaporation des eaux va donner lieu au dépôt de croûtes salées et d'évaporites par cristallisation de divers minéraux (halogénures, sulfates, souvent nitrates, parfois borates, etc.). C'est notamment le lieu de formation

des roses des sables. Les playas des déserts argentins et chiliens couvrent de très importantes surfaces, appelées *salars*.

Plume – Mot anglais traduit par panache, désignant les colonnes de magmas qui s'élèvent par convection dans le manteau. Ces *plumes* se marquent en surface par des manifestations volcaniques de type point chaud, ainsi que par des basaltes de plateaux.

Pneumatolytique – Cet adjectif désigne tout événement survenant à la fin de la cristallisation d'un magma, entre 374 et 600 °C. Les fluides expulsés lors de cette étape, appelée pneumatolyse, concentrent l'essentiel des gaz et des métaux rares du magma (B, Be, F, Li, La, Ce, Nb, Sn, etc.), qui s'expriment sous forme de minéraux dits pneumatolytiques (béryl, tourmaline, topaze, cassitérite, phosphates de terres rares, lépidolite, etc.) dans des pegmatites, des greisens ou des filons pneumatolytiques, souvent situés dans des fractures en périphérie du granite générateur. Le stade hydrothermal fait suite au stade pneumatolytique par baisse de température.

Polymétallique – Cet adjectif désigne des concentrations métalliques contenant les minerais de plusieurs métaux. Il s'agit généralement de gisements de métaux de base, qui possèdent des associations minéralogiques à sulfures de Cu, Pb, Zn et Ag intimement mêlés.

Porphyre – Un porphyre est un gisement métallique localisé dans une intrusion de granodiorite ou de monzogranite (habituellement porphyrique, d'où son nom) appartenant à des chaînes montagneuses récentes associées aux zones de subduction. Selon le métal dominant, on parle de porphyre cuprifère, de porphyre à molybdène, de porphyres à or, etc. Les plus grands gisements de porphyres cuprifères se situent dans les chaînes circumpacifiques, dans les Andes (Chuquicamata et El Teniente au Chili) et les Rocheuses (Bingham, Utah). Les tonnages de ces gisements, exploités à ciel ouvert, se comptent par centaines de millions de tonnes de minerai, parfois bien davantage (10 milliards de tonnes à Chuquicamata, 4 milliards à Bingham). Les porphyres cuprifères constituent les plus grosses réserves mondiales de cuivre et assurent actuellement l'essentiel de l'approvisionnement en ce métal. Ils fournissent également des quantités importantes de molybdène et souvent d'or.

Potasse – La potasse, ou sylvinite, est un minerai de potassium constitué d'un mélange de halite, de sylvite et autres sels potassiques, et d'insolubles, en général de l'anhydrite et des minéraux argileux. C'est une véritable roche au sens où elle est constituée de plusieurs minéraux en équilibre, d'origine évaporitique. Elle adopte un aspect rubané dû à l'alternance de couches centimétriques gris-blanc de halite et de couches rouges de sylvite, colorée par de fines inclusions d'hématite.

Pothole – Un *pothole* dans la littérature anglo-saxonne, est une irrégularité locale, souvent en forme de creux, que l'on rencontre dans certains niveaux de chromitites à platine. Les teneurs en platinoïdes y sont anormalement élevées. L'origine de ces *potholes* est toujours discutée : il s'agirait de la base de cheminées convectives développées au sein de chambres magmatiques.

Primaire – En minéralogie, un minéral primaire est un minéral formé directement au cours d'un processus géologique et n'ayant pas subi les effets d'une altération postérieure à son dépôt, comme une oxydation superficielle. La pyrite, par exemple, est un minéral habituellement primaire, qui se transforme en goethite, minéral secondaire, par oxydation superficielle.

- Pseudomorphose** – La pseudomorphose est le remplacement d'un minéral par un ou plusieurs minéraux, avec conservation de la forme extérieure originelle du minéral remplacé.
- Radiolarite** – Une radiolarite est une roche sédimentaire siliceuse constituée par l'accumulation de squelettes de radiolaires (protozoaires marins pélagiques), fréquemment colorée en rouge par des oxydes de fer. Les radiolarites forment des bancs décimétriques empilés, pouvant constituer des formations de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.
- Rapakivi (ou rapakiwi)** – Ce terme désigne une structure particulière observée dans certains granites qui montrent de grands cristaux ovoïdes à cœur rose-orangé d'orthose, entourés d'une couronne blanchâtre d'oligoclase.
- Red bed** – Les gisements de type *red bed* (couche rouge) appartiennent à la vaste catégorie des gîtes stratoïdes de roches sédimentaires détritiques, également appelés gîtes sédimentaires diagenétiques. Les *red beds* contiennent des minéralisations sulfurées et oxydées variées (U, Cu, parfois Pb, Ag, Zn, etc.), d'allure globalement concordante, disséminées dans des couches rouges continentales déposées en conditions réductrices. Le dépôt de ces minéralisations résulte de la précipitation diagenétique de métaux à des fronts d'oxydoréduction : le cuivre se rencontre dans des milieux lithologiques variés, tandis que l'uranium et le plomb affichent une préférence pour les grès poreux. Le milieu de dépôt est essentiellement fluvatile, parfois lacustre, sous climat aride et semi-aride.
- Réfractaire** – Désigne des matériaux résistants à de hautes températures. Ces matériaux sont fabriqués pour l'essentiel à partir de minéraux alumineux (andalousite, disthène, corindon, certaines argiles, etc.) ou peuvent être les minéraux eux-mêmes (graphite).
- Rétromorphose** – Transformation d'une roche métamorphique en une autre par un métamorphisme de degré plus faible, dit rétrograde.
- Sable extra-siliceux** – Un sable extra-siliceux est un sable contenant plus de 95 % de SiO_2 : il est donc composé quasi-exclusivement de grains de quartz. On le subdivise en trois catégories selon la pureté : le sable siliceux pur (plus de 99 % SiO_2 et très peu de fer), le sable siliceux (entre 98 et 99 % SiO_2) et le sable siliceux maigre (entre 95 et 98 % SiO_2). Selon les spécificités requises pour le produit final, les industriels exigent l'une ou l'autre de ces catégories.
- Sables lourds** – On désigne sous le nom de « sables lourds », des sables comportant une proportion notable de minéraux lourds (densité > 2,87), pouvant justifier une exploitation industrielle. Selon la nature des minéraux dominants, ces sables prennent diverses colorations : noire (magnétite, ilménite, etc.), rouge (grenat, etc.), ou brune (monazite, etc.).
- Saccharoïde** – Texture minérale composée de grains équidimensionnels, évoquant celle du sucre cristallisé.
- Salar** – *Salar* (du verbe signifiant « saler » en espagnol) désigne des étendues plates recouvertes de croûtes de sel, particulièrement communes et vastes dans les déserts d'Argentine et du Chili. Ces *salars* sont des lacs endoréiques temporaires dont l'assèchement périodique permet le dépôt de divers minéraux (halogénures, sulfates, souvent nitrates, parfois borates, etc.). C'est notamment le lieu de formation des roses des sables. Les *salars* sont des *playas* de grande dimension.

- Salbande** – La salbande (*gouge* en anglais) est la formation lithologique, généralement argileuse, qui sépare parfois le remplissage filonien proprement dit des épontes.
- Saprolite** – Dans les profils latéritiques, la saprolite désigne la roche altérée, souvent meuble, située entre la roche saine sous-jacente et la zone fortement altérée des argiles tachetées située au-dessus. Dans la saprolite, la structure de la roche mère est encore reconnaissable. C'est une zone d'échanges chimiques importants dans laquelle certains éléments métalliques (Fe, Al, Ni, etc.) commencent à se concentrer.
- Scheidage** – Le scheidage est une opération d'enrichissement du minerai qui consiste à séparer manuellement les blocs riches en minerai des blocs de gangue afin de faciliter les opérations ultérieures de traitement. Cette opération n'est plus réalisée dans les exploitations modernes des pays industrialisés mais reste d'actualité dans les pays émergents et les pays en voie de développement.
- Scorie** – Une scorie peut avoir deux origines. Les scories naturelles sont des fragments de lave poreuse à vacuolaire, très légers et à surface hérissée. Elles forment une part importante des projections volcaniques et par conséquent des cônes volcaniques, ainsi que de la surface des coulées fragmentées (coulées scoriacées). Les scories artificielles sont des résidus de fusion et de grillage, de composition silicatée, produits dans les fours industriels, les fonderies et, de manière générale, dans tout centre métallurgique. Les « laitiers » sont des résidus de même origine mais de composition métallique ou à fortes teneurs en métaux.
- Sebkha** – En pays désertique ou semi-désertique, ce terme désigne une dépression temporairement envahie par un lac salé ou de l'eau de mer, et où se déposent des évaporites. L'orthographe varie assez largement selon les ouvrages (sebkra, sabkha, etc.). Les *chotts*, *playas* et autres *salars* sont des variantes locales des sebkhas dans lesquelles se produit une évaporation intense permettant la formation d'évaporites parfois riches en nitrates ou borates.
- Secondaire (minéral)** – Ce terme désigne un minéral formé par altération aux dépens d'une roche ou d'un minéral préexistant, appelé primaire. Les minéraux secondaires sont pour l'essentiel des composés oxygénés (oxydes, hydroxydes, phosphates, sulfates, carbonates, silicates hydratés, etc.) qui apparaissent dans la tranche superficielle de la croûte terrestre, suite à l'action des agents atmosphériques sur des sulfures ou des silicates. Cependant des minéraux secondaires peuvent se former également en profondeur, dans des conditions hydrothermales, magmatiques ou métamorphiques.
- SEDEX** – SEDEX est l'abréviation de *sedimentary exhalative*, un terme qui désigne des concentrations minérales essentiellement composées de sulfures de plomb-zinc, formées en milieu sédimentaire par des exhalaisons d'origine volcanique. Les SEDEX sont une des deux grandes catégories d'amas sulfurés, l'autre étant les « VMS » (pour *Volcanogenic Massive Sulfides*), présents en milieux à volcanisme bien exprimé. Les SEDEX peuvent constituer des gisements de plomb-zinc de classe mondiale, recelant parfois plus de 100 millions de tonnes de minerais comme Mount Isa (Australie).
- Sel gemme** – Le sel gemme est un terme général pour désigner la halite des couches d'évaporites du sous-sol.
- Shear zone** – Expression anglo-saxonne désignant des zones de cisaillement minéralisées, le plus souvent en or, aussi appelées gisements d'or mésothermal.

- Sinter** – Ce terme anglais est utilisé en français pour désigner les dépôts d'origine hydrothermale qui se forment à l'émergence des sources chaudes et des geysers. Ces dépôts peuvent, selon la nature des produits dissous dans les eaux hydrothermales, être carbonatés, siliceux, voire barytiques (Chaillac, France). *Sinter* possède une signification plus large que travertin, ce terme étant par usage restreint aux dépôts carbonatés des sources chaudes.
- Skarn** – Un skarn est une roche formée par le métamorphisme de roches carbonatées au contact d'intrusions de roches grenues (granites, syénites, diorites ou gabbros). L'intrusion apporte un certain nombre d'éléments (Si, Al, Fe), qui se combinent à ceux de la roche carbonatée pour former une grande variété de minéraux, notamment des silicates calciques par métagénèse. Les masses de skarns comportent fréquemment des niveaux monominéraux (grenatites par exemple) et peuvent renfermer des concentrations exploitables (Fe, Cu, Mo, W, etc.). Les skarns sont les principaux représentants des tactites (voir ce mot).
- Skarnoïde** – Un skarnoïde est une roche du métamorphisme de contact des granites rappelant les skarns par une texture largement grenue et une minéralogie variée, mais issue de roches peu ou pas carbonatées.
- Slag** – *Slag* est un terme anglais passé dans le langage minier courant qui désigne les rejets générés lors du stade final de fusion des concentrés de minerais. En français, ce terme recouvre les scories, de nature silicatée, et les laitiers, de nature métallique. Certains auteurs étendent le qualificatif de *slag* aux déchets générés lors de la phase de traitement des minerais.
- Sol** – Un sol est une formation superficielle résultant de l'altération des roches sous-jacentes. Un sol est habituellement constitué de différents niveaux, ou horizons (A, B, C, etc.), l'ensemble formant le profil pédologique. Selon les climats, différentes familles de sol ont été décrites. En climat tempéré, les sols sont majoritairement formés de minéraux argileux et de matière organique. Sous climat tropical humide, c'est la latérite, un sol ferrugineux inculte, qui va dominer.
- Solfatare** – Les solfatares sont des fumerolles de basse température (entre 100 et 300 °C), déposant aux événements soufre natif, nitrates, borates et/ou sulfates d'ammonium, par réaction entre les gaz volcaniques et l'oxygène de l'air. Les solfatares sont des manifestations communes dans les aires volcaniques actives.
- Sous-produit** – Dans l'industrie minière, ce nom désigne un produit (souvent un métal), récupéré accessoirement dans un procédé industriel d'extraction, en plus du métal principal. Les platinoïdes sont couramment des sous-produits de l'exploitation de gisements de nickel; l'or un sous-produit des gisements de porphyres cuprifères dans lesquels le cuivre est le métal principal. Cette notion est indépendante des prix de vente respectifs des produits principaux et des sous-produits.
- Spathique** – Terme désignant des minéraux bien cristallisés (carbonates, feldspaths ou fluorine) à aspect chatoyant. Le spath fluor est le nom commercial de la fluorine.
- Stéatite** – La stéatite, ou pierre à savon, est le nom artistique et industriel du talc, dont le toucher doux dû à sa faible dureté (1 sur l'échelle de Mohs) rappelle celui du savon. Très facile à travailler, la pierre à savon est couramment employée pour la confection de statuettes, bibelots et autres objets.
- Stockwerk** – Ce mot d'origine allemande, désigne un réseau dense de filonnets s'entrecroisant dans toutes les directions. En anglais, on emploie le terme de *stockwork*. Bien que ce mot ne

porte aucune signification minéralogique ou pétrologique, les stockwerks sont généralement composés de filonnets de quartz à sulfures, avec de la tourmaline et/ou des carbonates.

Stratiforme – En gîtologie, ce terme s'emploie pour désigner les corps minéralisés concordants ou globalement concordants avec la stratification. Il peut s'agir de corps lités parfaitement réguliers et conformes à la stratification, ou de lentilles renflées, grossièrement parallèles aux strates. Les « stratiformes » s'opposent ainsi aux filons, structures majoritairement redressées et sécantes sur la stratification.

Substance utile – synonyme de minéral industriel.

Substitution – En gîtologie, un gîte de substitution est un gîte formé par remplacement des minéraux initiaux des roches encaissantes par des minéraux valorisables, métalliques et/ou non métalliques. Les gîtes de substitution apparaissent principalement en milieu carbonaté.

Supergène – Ce terme désigne l'ensemble des phénomènes physiques et chimiques (érosion, dissolution, recristallisation, etc.) qui se produisent dans la zone proche de la surface, suite à l'action des agents de la biosphère (air, eau, gel, êtres vivants, etc.). De nombreux minéraux secondaires, dits supergènes, se forment dans cette zone par dissolution de minéraux primaires, combinaison et précipitation des éléments en solution : il s'agit essentiellement de carbonates, sulfates, phosphates et arséniates. Ces phénomènes supergènes sont à l'origine de concentrations minérales qui peuvent devenir des gisements miniers (placers, bauxites, latérites, etc.).

Sylvinite – Sylvinite est un synonyme de potasse (voir ce mot). Pour certains, elle a cependant un sens plus restrictif, désignant une potasse dans laquelle la sylvite (KCl) est le minéral dominant.

Syngénétique – Désigne un gîte ou un gisement synchrone de son encaissant. Les amas de sulfures massifs sont fréquemment syngénétiques car ils constituent une strate de sulfures qui se dépose en même temps que les sédiments associés.

Tactite – Tactite est un terme maintenant peu employé. Il désignait une variété de cornéenne calcique développée par métamorphisme de contact dans des roches carbonatées de nature pétrologique variée (calcaires, marno-calcaires, pélites calcareuses, etc.). Des minerais peuvent s'y former en quantités appréciables allant jusqu'à constituer des gisements de tungstène, cuivre, fer, or, etc. Tactites et skarn peuvent être considérés comme synonymes en première approximation.

Tailings – Terme issu de l'anglais et passé dans le langage minier courant; il désigne les résidus générés lors du stade de traitement des minerais. Ces résidus sont majoritairement des boues issues du broyage fin des minerais et sont composés des minéraux non récupérés qui accompagnent les minéraux valorisables. Les schlamms correspondent à la fraction fine des *tailings*. Dans les mines modernes, les *tailings* comptent pour les $\frac{2}{3}$ de la totalité des déchets générés par l'exploitation minière. Ils sont habituellement stockés dans une digue à stériles (*tailings dam*).

Tamis moléculaire – Un tamis moléculaire est constitué habituellement d'une zéolite, naturelle ou le plus souvent artificielle, dont les canaux de la structure cristalline (les « trous » du tamis) ont des dimensions de l'ordre des diamètres moléculaires (soit quelques angströms). Cette propriété permet de « tamiser » les molécules : seules celles possédant un diamètre

inférieur aux diamètres des canaux passent à travers le tamis, les autres étant refusées. Cette propriété est largement utilisée dans l'industrie, particulièrement dans le *cracking* du pétrole, pour séparer les différents composés gazeux. Un diamètre des canaux de 4,5 angströms, par exemple, permet d'intégrer des hydrocarbures normaux de 4,3 angströms (octane et pentane), mais pas des hydrocarbures en chaîne (isooctane et isopentane) de 5,0 angströms.

Teneur – La teneur est le pourcentage d'un métal ou d'un minéral contenu dans un minerai ou un gisement. Elle s'exprime en % lorsque cette proportion est élevée et, lorsque la proportion est basse (métaux précieux en général), elle s'exprime en ppm (partie par million), équivalent des g/t. Le vocabulaire de l'industrie minière comprend plusieurs teneurs : teneur moyenne, teneur de coupure (*cutoff grade* en anglais), teneur marchande etc. Les calculs miniers d'une exploitation minière se basent sur la teneur moyenne.

Tillite – Ce terme désigne un conglomérat issu de la compaction d'un dépôt morainique ou fluvio-glaciaire ancien; on y observe des éléments souvent striés, mal classés, dans une matrice argilo-sableuse.

Toit – Le toit désigne l'éponte située au-dessus d'une minéralisation et, par extension, l'ensemble des formations lithologiques la surmontant.

Tourbe – La tourbe est une variété de charbon contenant environ 55 % de carbone. C'est un combustible médiocre des dépôts actuels, essentiellement constitué de mousses ayant subi une légère transformation.

Tourmalinite – Une tourmalinite est une roche composée pour au moins 20 % de tourmaline noire (schorl) et de quartz, formée par des fluides pneumatolytiques. Les tourmalinites apparaissent en filons sur les bordures de granites ou de filons quartzeux pneumatolytiques, rarement dans les roches métamorphiques. Elles contiennent parfois des minéraux économiquement intéressants (cassitérite, scheelite, or, etc.).

Tout-venant – Désigne le matériau abattu en mine, contenant le minerai et les roches encaissantes.

Travertin – Roche sédimentaire continentale composée de carbonates, à aspect concrétionné, habituellement vacuolaire, grise à jaunâtre et souvent litée; ces carbonates se déposent aux griffons de certaines sources. Le terme anglais *sinter* possède un sens plus large, dans la mesure où il s'applique à tous les dépôts hydrothermaux de surface, sans connotation de composition.

Troctolite – Variété de gabbro composée de plagioclase, d'olivine abondante et de rare pyroxène, souvent partiellement serpentinisée.

VMS (ou VHMS) – Cette abréviation de *Volcanic Massive Sulfide* (ou *Volcanic-Hosted Massive Sulfide*), désigne les amas sulfurés en liaison spatiale et génétique claire avec le volcanisme sous-marin, connus en français sous le nom d'amas sulfurés volcanogéniques. Les VMS s'opposent aux amas sulfurés de type SEDEX (voir ce mot) pour lesquels le volcanisme est discret ou absent.

Volante – Désigne des roches éparses sur le sol, pouvant avoir été déplacées par les processus superficiels.

Wehrlite – Variété de péridotite riche en clinopyroxène et contenant de 40 à 90 % d'olivine.

Xénolite (ou xénolithe) – Fragment étranger transporté par une roche magmatique. Le diamant est ainsi un xénolite dans les kimberlites.

Zone d'oxydation – En géologie, la zone d'oxydation est la partie superficielle des terrains dans laquelle se produisent les interactions avec l'oxygène de l'air, les eaux de surface et les bioréactions. De nombreux minéraux secondaires, dits supergènes, se forment dans cette zone par dissolution de minéraux primaires. La zone d'oxydation est particulièrement spectaculaire dans le cas des concentrations minérales sulfurées, les sulfures s'altérant en une myriade de minéraux secondaires, carbonates, sulfates, phosphates et arséniate notamment. Ce phénomène d'oxydation aboutit généralement à la formation d'une zone superficielle à goethite dominante (le chapeau de fer ou *gossan*), et peut conduire à la genèse de concentrations minérales exploitables (bauxites, latérites, etc.).

INDEX MINÉRALOGIQUE

Extrait de Miner@lia (Marcoux *et al.*, 2004)

Acanthite	Ag ₂ S
Acmite	synonyme d'aegyrine - NaFeSi ₂ O ₆
Actinote	Ca ₂ (Mg,Fe) ₂ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂
Adamite	Zn ₂ (AsO ₄)(OH)
Adulaire	variété d'orthose ou de microcline
Aegyrine	NaFeSi ₂ O ₆
Aenigmatite	Na ₂ Fe ₅ TiSi ₆ O ₂₀
Aeschynite-(Ce) ou (Y)	(Ce,Y,Ca,Fe,Th)(Ti,Nb) ₂ (O,OH) ₆
Agate	variété de calcédoine
Aigue-marine	variété gemme bleu-vert de béryl
Aikinite	PbCuBiS ₃
Akermanite	Ca ₂ MgSi ₂ O ₇
Alabandite	MnS
Albite	NaAlSi ₃ O ₈
Alexandrite	variété gemme de chrysobéryl
Algodonite	Cu ₆ As
Allanite	(Ce,Ca) ₂ (Al,Fe) ₃ (SiO ₄) ₃ (OH)
Alloclasite	(Co,Fe)AsS
Allophane	Al ₂ SiO ₅ •3H ₂ O
Almandin	Fe ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃
Altaïte	PbTe
Aluminite	Al ₂ (SO ₄)(OH) ₄ •7H ₂ O
Alunite	KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Amazonite	variété verte de microcline
Amblygonite	LiAl(PO ₄)(F,OH)
Amésite	Mg ₂ Al(Si,Al) ₂ O ₅ (OH) ₄
Améthyste	variété violette de quartz
Amiante	terme industriel désignant des minéraux fibreux (chrysotile et certaines amphiboles asbestiformes)
Amosite	variété asbestiforme d'amphibole (amiante)
Ampagabéite	synonyme d'euxénite - (Y,Ca,Ce,U,Th)(Nb,Ta,Ti) ₂ O ₆
Amphiboles	groupe de silicates regroupant actinote, trémolite, hornblende, cummingtonite, arfvedsonite, glaucophane, riébeckite, etc.
Analcime	NaAlSi ₂ O ₆ •H ₂ O
Anatase	TiO ₂
Andalousite	Al ₂ SiO ₅

Andésine	$(\text{Na,Ca})(\text{Al,Si})_4\text{O}_8$
Andorite	$\text{PbAgSb}_3\text{S}_6$
Andradite	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$
Anglésite	PbSO_4
Anhydrite	CaSO_4
Ankérite	$\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$
Annabergite	$\text{Ni}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Anorthite	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
Anorthose	$(\text{Na,K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$
Anthophyllite	$(\text{Mg,Fe})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Antigorite	$(\text{Mg,Fe})_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
Antimoine	Sb
Apatite	groupe de phosphates comprenant notamment chlorapatite, fluorapatite et hydroxylapatite
Apophyllite	groupe de silicates comprenant fluorapophyllite, hydroxylapophyllite et natroapophyllite
Aragonite	CaCO_3
Arfvedsonite	$\text{Na}_3\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Argent	Ag
Argentite	Ag_2S
Argentopyrite	AgFe_2S_3
Argyrodite	Ag_8GeS_6
Arsenic	As
Arsénopyrite	FeAsS
Asbeste	synonyme d'amiante, terme industriel désignant des minéraux fibreux (chrysotile et certaines amphiboles)
Asbolane	$(\text{Co,Ni})_x\text{Mn}(\text{O,OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Astrophyllite	$(\text{K,Na})_3(\text{Fe,Mn})_7\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{24}(\text{O,OH})_7$
Atacamite	$\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$
Augite	$(\text{Ca,Mg,Fe})_2(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$
Aurichalcite	$(\text{Zn,Cu})_5(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_6$
Autunite	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Aventurine	variété verte de quartz
Awaruite	Ni_{2-3}Fe
Axinite (ferroaxinite et manganaxinite)	$(\text{Ca,Fe}^{2+},\text{Mn}^{2+},\text{Mg}^{2+})_3\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}(\text{OH})$
Azurite	$\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$
Baddeleyite	ZrO_2
Barytine	BaSO_4
Bastnaésite-(Ce)	$(\text{Ce,Lu})\text{CO}_3\text{F}$
Bauxite	roche composée d'hydroxydes d'aluminium (diaspore, boehmite, gibbsite) avec souvent des oxydes de fer
Beidellite	$(\text{Ca}_{0,5}\text{Na})_{0,5}\text{Al}_2(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Bentonite	argile composée de minéraux argileux du groupe de la smectite
Beraunite	$\text{Fe}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_5 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Berthiérine	$(\text{Fe,Al})_3(\text{Si,Al})_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
Berthiérite	FeSb_2S_4
Bertrandite	$\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$
Béryl	$\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$
Bétafite	$(\text{Ca,U})_2(\text{Ti,Nb,Ta})_2\text{O}_6(\text{OH})$

Bikitaïte	$\text{LiAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Bindheimite	$\text{Pb}_2\text{Sb}_2\text{O}_6(\text{O},\text{OH})$
Biotite	$\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Birnessite	$(\text{Na},\text{Ca})_{0,5}\text{Mn}_2\text{O}_4 \cdot 1,5\text{H}_2\text{O}$
Bismite	Bi_2O_3
Bismuth	Bi
Bismuthinite	Bi_2S_3
Bismutite	$\text{Bi}_2\text{O}_2(\text{CO}_3)$
Bismutotantalite	$\text{Bi}(\text{Ta},\text{Nb})\text{O}_4$
Blende	synonyme de sphalérite - ZnS
Boehmite	$\text{AlO}(\text{OH})$
Boracite	$\text{Mg}_3\text{B}_7\text{O}_{13}\text{Cl}$
Borax	$\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7(\text{OH})_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Bornite	Cu_5FeS_4
Botryogène	$\text{MgFe}(\text{SO}_4)_2 \cdot \text{OH} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Boulangérite	$\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$
Bourmonite	PbCuSbS_3
Brannérite	$(\text{U},\text{Ca},\text{Y},\text{Ce})(\text{Ti},\text{Fe})_2\text{O}_6$
Braunite	$\text{Mn}_7\text{SiO}_{12}$
Bravoïte	$(\text{Ni},\text{Fe})\text{S}_2$
Breithauptite	NiSb
Britholite-(Y)	$(\text{Y},\text{Ca})_5(\text{SiO}_4)_4(\text{PO}_4)_3(\text{OH},\text{F})$
Brochantite	$\text{Cu}_4\text{SO}_4(\text{OH})_6$
Bromargyrite	AgBr
Bronzite	variété d'enstatite
Brookite	TiO_2
Brucite	$\text{Mg}(\text{OH})_2$
Bustamite	$\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$
Byssolite	variété asbestiforme d'actinote
Bytownite	$(\text{Ca},\text{Na})(\text{Al},\text{Si})_4\text{O}_8$
Calamine	synonyme d'hémimorphite - $\text{Zn}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Calavérite	AuTe_2
Calcédoine	variété microcristalline de quartz
Calcite	CaCO_3
Calomel	HgCl
Cancrinite	$\text{Na}_6\text{Ca}_2\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{CO}_3)_2$
Canfieldite	Ag_8SnS_6
Carbonate-cyanotrichite	$\text{Cu}_4\text{Al}_2(\text{CO}_3,\text{SO}_4)(\text{OH})_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Carbonate-fluorapatite	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{CO}_3\text{F}$
Carbonate-hydroxylapatite	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$
Carnallite	$\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Carnotite	$\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Carpholite	$\text{MnAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_4$
Carrollite	Co_2CuS_4
Cassitérite	SnO_2
Catapléite	$\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Cattiérite	CoS_2

Célestite	SrSO_4
Celsian	$\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
Cérite-(Ce)	$\text{Ce}_3(\text{Mg,Fe})(\text{SiO}_4)_6(\text{SiO}_3\text{OH})(\text{OH})_3$
Cérusite	PbCO_3
Cervantite	Sb_2O_4
Chabazite	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}\cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Chalcanthite	$\text{CuSO}_4\cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Chalcocite	Cu_2S
Chalcolite	synonyme de torbernite - $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2\cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Chalcophanite	$\text{ZnMn}_3\text{O}_7\cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Chalcopyrite	CuFeS_2
Chalcosidérite	$\text{CuFe}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_6\cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Chalcosine	synonyme de chalcocite - Cu_2S
Chalcostibite	CuSbS_2
Chalcotrichite	variété aciculaire de cuprite
Chamosite	$(\text{Fe,Mg})_5\text{Al}(\text{Si}_2\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH},\text{O})_8$
Chiasolite	variété d'andalousite
Childrenite	$\text{FeAl}(\text{PO}_4)(\text{OH})_2\cdot \text{H}_2\text{O}$
Chlorapatite	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$
Chlorargyrite	AgCl
Chlorites	groupe de silicates comprenant notamment clinochlore, chamosite et pennantite
Chloritoïde	$\text{Fe}_2\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_4$
Chondrodite	$\text{Mg}_5(\text{SiO}_4)_2(\text{F},\text{OH})_2$
Chromdiopside	$\text{Ca}(\text{Mg,Cr})\text{Si}_2\text{O}_6$
Chromite	FeCr_2O_4
Chrysobéryl	BeAl_2O_4
Chrysocolle	$\text{CuSiO}_3\cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Chrysoprase	variété verte de calcédoine
Chrysotile	$\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
Cinabre	HgS
Citrine	variété jaune de quartz
Clausthalite	PbSe
Cleavelandite	variété d'albite lamellaire
Clinochlore	$\text{Mg}_5\text{Al}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Clinohumite	$\text{Mg}_9(\text{SiO}_4)_4(\text{F},\text{OH})_2$
Clinoptilolite	$(\text{Na,K,Ca})_3\text{Al}_3\text{Si}_{15}\text{O}_{36}\cdot 11,5\text{H}_2\text{O}$
Clinzoisite	$\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
Cobaltite	CoAsS
Coésite	SiO_2
Coffinite	$\text{U}(\text{SiO}_4)(\text{OH})_4$
Colemanite	$\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11}\cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Collophanite	désigne les apatites carbonatées (carbonate-fluorapatite et carbonate-hydroxylapatite)
Columbite	groupe d'oxydes de niobium-tantale comprenant entre autres ferrocolumbite et manganocolumbite
Columbo-tantalite	terme général désignant les minéraux des groupes de la columbite et de la tantalite
Colusite	$\text{Cu}_{26}\text{V}_2\text{As}_6\text{S}_{32}$

Cordiérite	$Mg_2Al_4Si_5O_{18}$
Corindon	Al_2O_3
Cornaline	variété rouge de quartz
Cosalite	$Pb_2Bi_2S_5$
Covellite	CuS
Crandallite	$CaAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot H_2O$
Crednerite	$CuMnO_2$
Cristobalite	SiO_2
Crocidolite	variété asbestiforme de riébeckite
Crocoïte	$PbCrO_4$
Crossite	$Na_2(Mg,Fe)_3(Al,Fe)_2Si_8O_{22}(OH)_2$
Cryolite	Na_3AlF_6
Cryptomélane	KMn_8O_{16}
Cubanite	$CuFe_2S_3$
Cuivre	Cu
Cuivre gris	groupe comprenant tennantite, tétraédrite et freibergite
Cummingtonite	$(Mg,Fe)_7Si_8O_{22}(OH)_2$
Cuprite	Cu_2O
Cyanite	synonyme de disthène - Al_2SiO_5
Cyanotrichite	$Cu_4Al_2(SO_4)(OH)_{12} \cdot 2H_2O$
Cylindrite	$Pb_3Sn_4FeSb_2S_{14}$
Damourite	variété très fine de muscovite
Danburite	$CaB_2(SiO_4)_2$
Dannemorite	$Mn_2(Fe,Mg)_5Si_8O_{22}(OH)_2$
Datolite	$CaBSiO_4(OH)$
Delafossite	$CuFeO_2$
Démantoïde	variété chromifère verte d'andradite
Descloizite	$PbZn(VO_4)(OH)$
Diallage	variété de diopside ou d'hédenbergite
Dialogite	synonyme de rhodochrosite - $MnCO_3$
Diamant	C
Diaphorite	$Ag_3Pb_2Sb_3S_8$
Diaspore	$AlO(OH)$
Dickite	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
Digénite	Cu_9S_5
Diopside	$CaMgSi_2O_6$
Dioptase	$CuSiO_2(OH)_2$
Dipyre	$(Na,Ca)_4(Al,Si)_{12}O_{24}(Cl,CO_3)$
Disthène	Al_2SiO_5
Dolomite	$CaMg(CO_3)_2$
Domeykite alpha	Cu_5As
Dravite	$NaMg_3Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$
Dumortièreite	$Al_7(BO_3)(SiO_4)_3O_3$
Dyscrasite	Ag_3Sb
Eckermannite	$Na_3Mg_4AlSi_6O_{22}(OH)_2$
Édénite	$NaCa_2Mg_5(Si,Al)O_{22}(OH)_2$
Elbaïte	$Na(Al,Li)_3Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$

Électrum	variété d'or argentifère
Epidite	$\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15}\cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Émeraude	variété gemme de béryl de couleur verte
Emplectite	CuBiS_2
Empressite	AgTe
Énargite	Cu_3AsS_4
Enstatite	MgSiO_3
Éosphorite	$\text{MnAl}(\text{PO}_4)(\text{OH})_2\cdot\text{H}_2\text{O}$
Épididymite	$\text{NaBeSi}_3\text{O}_7(\text{OH})$
Épidote	$\text{Ca}_2\text{FeAl}_2(\text{SiO}_3)_3(\text{OH})$
Épistilbite	$\text{CaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}\cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Epsomite	$\text{MgSO}_4\cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Érionite	$(\text{K}_2\text{Na}_2\text{Ca})\text{Al}_4\text{Si}_{14}\text{O}_{36}\cdot 15\text{H}_2\text{O}$
Erlichmanite	OsS_2
Érubescite	synonyme de bornite - Cu_3FeS_4
Eucairite	CuAgSe
Euclase	$\text{BeAlSiO}_4(\text{OH})$
Eucryptite	LiAlSiO_4
Eudialyte	$\text{Na}_4(\text{Ca,Ce,Fe})_3\text{ZrSi}_6\text{O}_{17}(\text{OH,Cl})_2$
Eudidymite	$\text{NaBeSi}_3\text{O}_7(\text{OH})$
Euxénite-(Y)	$(\text{Y,Ca,Ce,U,Th})(\text{Nb,Ta,Ti})_2\text{O}_6$
Famatinite	Cu_3SbS_4
Fayalite	Fe_2SiO_4
Feldspaths	groupe de silicates comprenant notamment orthose, sanidine, microcline et le sous-groupe des plagioclases
Feldspathoïdes	groupe de silicates comprenant entre autres néphéline, leucite, sodalite, haüyne, lapis-lazuli et cancrinite
Fer	Fe
Ferbérite	FeWO_4
Fergusonite-(Y)	YNbO_4
Ferro-actinote	$\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ferrocolumbite	FeNb_2O_6
Ferrosilite	FeSiO_3
Ferrotantalite	FeTa_2O_6
Florencite	$(\text{Ce,Lu})\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH,H}_2\text{O})_6$
Fluorapatite	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$
Fluorapophyllite	$\text{KCa}_4\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{F,OH})\cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Fluorine (Fluorite)	CaF_2
Forstérite	Mg_2SiO_4
Francevillite	$(\text{Ba,Pb})(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2\cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Franckéite	$\text{FePb}_5\text{Sn}_3\text{Sb}_2\text{S}_{14}$
Francolite	synonyme de carbonate-fluorapatite - $\text{Ca}_5(\text{PO}_4, \text{CO}_3)_3\text{F}$
Franklinite	ZnFe_2O_4
Freibergite	$(\text{Ag,Cu,Fe})_{12}(\text{Sb,As})_4\text{S}_{13}$
Freieslebenite	AgPbSbS_3
Fuchsite	variété verte chromifère de muscovite
Fülöppite	$\text{Pb}_3\text{Sb}_8\text{S}_{15}$
Gadolinite-(Y)	$\text{Y}_2\text{FeBe}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$

Gahnite	$ZnAl_2O_4$
Galène	PbS
Galénobismutite	$PbBi_2S_4$
Galkhaite	$(Cs,Tl)(Hg,Cu,Zn)_8(As,Sb)_4S_{12}$
Gallite	$CuGaS_2$
Garniérite	désigne divers silicates hydratés de nickel
Gaylussite	$Na_2Ca(CO_3)_2 \cdot 5H_2O$
Gédrite	$(Mg,Fe)_5Al_2(Si_6Al_2)O_{22}(OH)_2$
Geikiélite	$MgTiO_3$
Géocronite	$Pb_{14}(Sb,As)_8S_{23}$
Germanite	$Cu_{13}Fe_2Ge_2S_{16}$
Gersdorffite	NiAsS
Gibbsite	$Al(OH)_3$
Giobertite	synonyme de magnésite - $MgCO_3$
Gittinsite	$CaZrSi_2O_7$
Glaucodot	$(Co,Fe)AsS$
Glaucosite	$(K,Na)(Fe,Al,Mg)_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$
Glaucophane	$Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$
Goethite	$\alpha\text{-FeO(OH)}$
Gorceixite	$BaAl_3(PO_4)(PO_3OH)(OH)_6$
Graphite	C
Greenalite	$Fe_{2-3}Si_2O_5(OH)_4$
Greenockite	CdS
Grenat	groupe de silicates cubiques comprenant notamment almandin, pyrope, grossulaire, spessartite, ouvarovite et andradite
Grossulaire	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$
Grunérite	$Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2$
Gudmundite	$FeSbS$
Gummité	désigne un assemblage souvent pulvérulent, de couleur rouge à orangée, composé de divers minéraux oxydés d'uranium
Gustavite	$PbAgBi_3S_6$
Gypse	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
Halite	NaCl
Halloysite	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
Hambergite	$Be_2BO_3(OH)$
Harmotome	$BaAl_2Si_6O_{16} \cdot 6H_2O$
Hastingsite	$NaCa_2Fe_5(Si_6Al_2)O_{22}(OH)_2$
Hauérite	MnS_2
Hausmannite	Mn_3O_4
Hatúyne	$Na_3Ca(Si_3Al_3)O_{12}(SO_4)$
Hédenbergite	$CaFeSi_2O_6$
Héliodore	variété gemme de béryl de couleur jaune
Hématite	$\alpha\text{-Fe}_2O_3$
Hémimorphite	$Zn_4Si_2O_7(OH)_2 \cdot H_2O$
Hémo-ilménite	hématite riche en exsolutions orientées d'ilménite
Hercynite	$FeAl_2O_4$
Herdérite	$CaBe(PO_4)F$
Hessite	Ag_2Te

Hessonite	variété orangée gemme de grossulaire
Hétérolite	$ZnMn_2O_4$
Hétérosite	$FePO_4$
Heulandite	$(Ca,Na_2)Al_2Si_7O_{18} \cdot 6H_2O$
Hiddénite	variété verte gemme de spodumène
Hollandite	$BaMn_3O_{16}$
Hornblende (ferrohornblende et magnésiohornblende)	$(Ca,Na)_2(Fe,Mg)_4Al(Si_7Al)O_{22}(OH,F)_2$
Hübnérite	$MnWO_4$
Humite	$Mg_7(SiO_4)_3(F,OH)_2$
Hyalite	variété d'opale
Hyalophane	$(K,Ba)Al(Al,Si)_3O_8$
Hydrocérusite	$Pb_3(CO_3)_2(OH)_2$
Hydrogrossulaire	$Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$
Hydromagnésite	$Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 4H_2O$
Hydromicas	groupe de phyllosilicates intermédiaires entre muscovite et illite
Hydroxyapophyllite	$KCa_4Si_8O_{20}(OH,F) \cdot 8H_2O$
Hydroxylapatite	$Ca_5(PO_4)_3(OH)$
Hydrozincite	$Zn_5(CO_3)_2(OH)_6$
Hypersthène	$(Mg,Fe)SiO_3$
Idaïte	Cu_3FeS_4
Idocrase	synonyme de vésuvianite - $Ca_{10}Mg_2Al_4(SiO_4)_5(Si_2O_7)_2(OH)_4$
Illite	$(K,H_3O)Al_2(Si_3Al)O_{10}(H_2O,OH)_2$
Ilménite	$FeTiO_3$
Ilménorutile	$(Ti,Nb,Fe)O_2$
Ilvaïte	$CaFe_3OSi_2O_7(OH)$
Imitérite	Ag_2HgS_2
Iridosmine	(Os,Ir)
Irginite	$(UO_2)(Mo_2O_7) \cdot 3H_2O$
Ixiolite	$(Ta,Mn,Nb)O_2$
Jacobsite	$MnFe_2O_4$
Jade	terme désignant jadéite ou néphrite
Jadéite	$NaAlSi_3O_6$
Jamesonite	$Pb_4FeSb_6S_{14}$
Jarosite	$KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$
Johannésinite	$CaMnSi_2O_6$
Jordanite	$Pb_{14}(As,Sb)_6S_{23}$
Jordisite	MoS_2
Joséite	Bi_4TeS_2
Kaersutite	$NaCa_2Mg_4Ti(Si_6Al_2)O_{22}(OH)_2$
Kainite	$KMg(SO_4)Cl \cdot 3H_2O$
Kaliinite	$KAl(SO_4)_2 \cdot 11H_2O$
Kalsilite	$KAlSiO_4$
Kamacite	(Fe,Ni)
Kaolinite	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
Kasolite	$Pb(UO_2)SiO_4 \cdot H_2O$
Kermésite	Sb_2S_2O

Kernite	$\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_6(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Kieserite	$\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Kobellite	$\text{Pb}_{22}\text{Cu}_4(\text{Bi},\text{Sb})_{30}\text{S}_{69}$
Kolbeckite	$\text{ScPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Kornerupine	$(\text{Mg},\text{Fe})_4\text{Al}_6(\text{Si},\text{Al},\text{B})_3\text{O}_{21}(\text{OH},\text{F})$
Krennérite	AuTe_2
Kupletskite	$(\text{K},\text{Na})_3(\text{Mn},\text{Fe})_7(\text{Ti},\text{Nb})_2\text{Si}_8\text{O}_{24}(\text{O},\text{OH})_7$
Kutnahorite	$\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$
Labradorite	$(\text{Ca},\text{Na})(\text{Al},\text{Si})_2\text{O}_8$
Labuntsovite	$(\text{K},\text{Na})_3\text{Ti}_2(\text{SiO}_3)_4(\text{O},\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Langbeinite	$\text{K}_2\text{Mg}_2(\text{SO}_4)_3$
Lanthanite-(Ce) ou (La)	$(\text{Ce},\text{La},\text{Nd})_2(\text{CO}_3)_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Lapis-Lazuli	synonyme de lazurite - $\text{Na}_3\text{Ca}(\text{Si}_3\text{Al}_3)\text{O}_{12}\text{S}$
Larnite	$\beta\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$
Latrappite	$(\text{Ca},\text{Na})(\text{Nb},\text{Ti},\text{Fe})\text{O}_3$
Laurite	RuS_2
Lautite	CuAsS
Lawsonite	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Lazulite	$\text{MgAl}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$
Lazurite	$\text{Na}_3\text{Ca}(\text{Si}_3\text{Al}_3)\text{O}_{12}\text{S}$
Lépidocrocite	$\gamma\text{-FeO}(\text{OH})$
Lépidolite	$\text{K}(\text{Li},\text{Al})_3(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{F},\text{OH})_2$
Lépidomélane	variété de biotite
Leucite	KAlSi_2O_6
Leucosphénite	$\text{BaNa}_4\text{Ti}_2\text{B}_2\text{Si}_{10}\text{O}_{30}$
Leucoxène	terme désignant de fins granules d'oxydes de titane, généralement de l'anatase
Lillianite	$\text{Pb}_3\text{Bi}_2\text{S}_6$
Limonite	hydroxydes de fer de teinte rouille; souvent synonyme de goethite - $\alpha\text{-FeO}(\text{OH})$
Linarite	$\text{PbCuSO}_4(\text{OH})_2$
Linnéite	Co_3S_4
Lizardite	$\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
Löllingite	FeAs_2
Loparite-(Ce)	$(\text{Ce},\text{Na},\text{Ca})(\text{Ti},\text{Nb})\text{O}_3$
Lovozérite	$\text{Na}_2\text{CaZrSi}_6(\text{O},\text{OH})_{18} \cdot \text{H}_2\text{O}$
Ludlamite	$\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Ludwigite	Mg_2FeBO_5
Lueshite	NaNbO_3
Luzonite	Cu_3AsS_4
Maghémite	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$
Magnésiochromite	MgCr_2O_4
Magnésio-riébeckite	$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Fe}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Magnésite	MgCO_3
Magnétite	Fe_3O_4
Magnocolumbite	MgNb_2O_6
Malachite	$\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$
Malayaite	CaSnSiO_5
Maldonite	Au_2Bi

Manganite	MnO(OH)
Manganocolumbite	MnNb ₂ O ₆
Manganotantalite	MnTa ₂ O ₆
Marcasite	FeS ₂
Margarite	CaAl ₂ (Al ₂ Si ₂)O ₁₀ (OH) ₂
Marialite	Na ₄ Al ₃ Si ₉ O ₂₄ Cl
Martite	terme qui désigne une magnétite pseudomorphosée en hématite
Matildite	AgBiS ₂
Mauchérite	Ni ₁₁ As ₈
Mawsonite	Cu ₆ Fe ₂ SnS ₈
Méionite	Ca ₄ Al ₆ (SiO ₄) ₆ (CO ₃)
Mélanite	variété noire d'andradite
Mélanterite	FeSO ₄ •7H ₂ O
Mélliite	(Ca,Na) ₂ (Al,Mg)(Si,Al) ₂ O ₇
Melnikovite	variété colloïdale de pyrite
Mercure	Hg
Mésolite	Na ₂ Ca ₂ Al ₆ Si ₉ O ₃₀ •8H ₂ O
Miargyrite	AgSbS ₂
Micas	groupe de silicates en feuillets comprenant entre autres biotite, muscovite, lépidolite et phlogopite
Michenerite	PdBiTe
Microcline	KAlSi ₃ O ₈
Microlite	(Ca,Na) ₂ Ta ₂ O ₆ (O,OH,F)
Millérite	NiS
Miméteite	Pb ₅ (AsO ₄) ₃ Cl
Minnesotaïte	(Fe,Mg) ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂
Mirabilite	Na ₂ SO ₄ •10H ₂ O
Mispickel	synonyme d'arsénopyrite - FeAsS
Mizzonite	(Ca,Na) ₄ (Al,Si) ₁₂ O ₂₄ (CO ₃ ,Cl)
Molybdénite	MoS ₂
Monazite-(Ce)	CePO ₄
Monchéite	PtTe ₂
Monticellite	CaMgSiO ₄
Montmorillonite	(Na,Ca) _{0,3} (Al,Mg) ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ •nH ₂ O
Mordénite	(Ca,Na ₂ ,K ₂)Al ₂ Si ₁₀ O ₂₄ •7H ₂ O
Morénosite	NiSO ₄ •7H ₂ O
Morganite	variété gemme de béryl de couleur rose
Moschellandsbergite	Ag ₂ Hg ₃
Mottramite	PbCu(VO ₄)(OH)
Mullite	Al ₆ Si ₂ O ₁₃
Murdochite	Cu ₆ PbO ₈
Murmanite	Na ₃ (Ti,Nb) ₄ (Si ₂ O ₇) ₂ O ₄ •4H ₂ O
Muscovite	KAl ₂ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH,F) ₂
Nacrite	Al ₂ Si ₂ O ₈ (OH) ₄
Nahcolite	NaHCO ₃
Narsarsukite	Na ₂ (Ti,Fe)Si ₄ (O,F) ₁₁
Natroalunite	NaAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆

Natroapophyllite	$\text{NaCa}_4\text{Si}_6\text{O}_{20}\text{F}\cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Natrolite	$\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Natron	$\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Néphéline	$(\text{Na,K})\text{AlSiO}_4$
Néphrite	variété d'actinote
Népouite	$\text{Ni}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
Nickeline	NiAs
Niobite	synonyme de columbite - groupe d'oxydes de niobium-tantale comprenant entre autres ferrocolumbite et manganocolumbite
Niocalite	$\text{Ca}_7\text{Nb}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_3\text{F}$
Nitre	KNO_3
Nitronatrite	NaNO_3
Nontronite	$\text{Na}_{0,3}\text{Fe}_2(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2\cdot n\text{H}_2\text{O}$
Norbergite	$\text{Mg}_3(\text{SiO}_4)(\text{F,OH})_2$
Noséane	$\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{SO}_4)\cdot \text{H}_2\text{O}$
Nouméite	variété très riche en nickel de népouite
Nsutite	$\text{Mn}(\text{O,OH})_2$
Okénite	$\text{Ca}_5\text{Si}_9\text{O}_{23}\cdot 9\text{H}_2\text{O}$
Oligiste	synonyme d'hématite - $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$
Oligoclase	$(\text{Na,Ca})(\text{Al,Si})_4\text{O}_8$
Olivénite	$\text{Cu}_2(\text{AsO}_4)(\text{OH})$
Olivine	groupe de silicates comprenant notamment forstérite et fayalite
Omphacite	$(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Fe,Al})\text{Si}_2\text{O}_6$
Opale	$\text{SiO}_2\cdot n\text{H}_2\text{O}$
Or	Au
Orpiment	As_2S_3
Orthite	synonyme d'allanite - $(\text{Ce,Ca})_2(\text{Al,Fe})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
Orthose	KAlSi_3O_8
Osmium	(Os,Ir)
Ouvarovite	$\text{Ca}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$
Owyheite	$\text{Pb}_{10}\text{Ag}_3\text{Sb}_{11}\text{S}_{28}$
Pachnolite	$\text{NaCaAlF}_6\cdot \text{H}_2\text{O}$
Palladium	Pd
Palygorskite	$(\text{Mg,Al})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})\cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Panabase	synonyme de tétraédrite - $(\text{Cu,Ag})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$
Paragonite	$\text{NaAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Pargasite	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Parisite	$\text{Ca}(\text{Ce,L,Nd})_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$
Parsonsite	$\text{Pb}_2(\text{UO}_2)(\text{PO}_4)_2\cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Patronite	VS_4
Pearcéite	$\text{Ag}_{16}\text{As}_2\text{S}_{11}$
Pechblende	variété collomorphe d'uraninite
Pectolite	$\text{NaCa}_2\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH})$
Pennantite	$\text{Mn}_3\text{Al}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Pennine	variété de clinocllore
Pentlandite	$(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$
Périclase	MgO

Péridot	synonyme d'olivine gemme – groupe de silicates comprenant notamment forstérite et fayalite
Pérovskite	CaTiO_3
Pétalite	$\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$
Petzite	Ag_3AuTe_2
Pharmacosidérite	$\text{KFe}_4(\text{AsO}_4)_3(\text{OH})_4 \cdot 6\text{-}7\text{H}_2\text{O}$
Phénacite	Be_2SiO_4
Phengite	variété de muscovite
Phillipsite	$(\text{K,Na,Ca})_{1,2}(\text{Si,Al})_8\text{O}_{16} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Phlogopite	$\text{KMg}_3\text{Si}_2\text{AlO}_{10}(\text{F,OH})_2$
Phosgénite	$\text{Pb}_2\text{CO}_3\text{Cl}_2$
Phosphosidérite	$\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Picotite	variété de spinelle vert sombre
Piémontite	$\text{Ca}_2(\text{Mn,Fe})\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
Pigeonite	$(\text{Mg,Fe,Ca})_2\text{Si}_2\text{O}_6$
Plagioclases	sous-groupe comprenant les six feldspaths calco-sodiques (albite, oligoclase, andésine, labrador, bytownite et anorthite)
Plagionite	$\text{Pb}_5\text{Sb}_8\text{S}_{17}$
Platine	Pt
Plumbogummite	$\text{PbAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Plumbojarosite	$\text{PbFe}_6(\text{SO}_4)_4(\text{OH})_{12}$
Pollucite	$(\text{Cs,Na})(\text{AlSi}_2)_6\text{O}_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Polybasite	$\text{Ag}_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$
Polycrase-(Y)	$(\text{Y,Ca,Ce,U,Th})(\text{Ti,Nb,Ta})_2\text{O}_6$
Polydymite	Ni_3S_4
Portlandite	$\text{Ca}(\text{OH})_2$
Powellite	CaMoO_4
Préhnite	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Pricéite	$\text{Ca}_4\text{B}_{10}\text{O}_{19} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Pridérite	$(\text{K,Ba})(\text{Ti,Fe,Mg})_8\text{O}_{16}$
Proustite	Ag_3AsS_3
Pseudobrookite	Fe_2TiO_5
Pseudomalachite	$\text{Cu}_5(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4$
Psilomélane	synonyme de wad, désigne divers oxydes de manganèse
Pumpellyite-(Mg)	$\text{Ca}_2\text{MgAl}_2(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Purpurite	MnPO_4
Pyraryrite	Ag_3SbS_3
Pyrite	FeS_2
Pyrochlore	$(\text{Na,Ca})_2\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{OH,F})$
Pyrolusite	MnO_2
Pyromorphite	$\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$
Pyrope	$\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
Pyrophanite	MnTiO_3
Pyrophyllite	$\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Pyroxènes	groupe de silicates comprenant augite, diopside, hédénbergite, enstatite, etc.
Pyroxénoïdes	groupe de silicates comprenant entre autres rhodonite et wollastonite
Pyroxmangite	MnSiO_3
Pyrrhotite	FeS

Quartz	SiO_2
Rammelsbergite	NiAs_2
Ramsdellite	MnO_2
Raspite	PbWO_4
Réalgar	AsS
Réniérite	$(\text{Cu,Zn})_{11}(\text{Ge,As})_2\text{Fe}_2\text{S}_{16}$
Rhodizite	$(\text{K,Cs})\text{Al}_4\text{Be}_4(\text{B,Be})_{12}\text{O}_{28}$
Rhodochrosite	MnCO_3
Rhodonite	MnSiO_3
Richtérite	$\text{Na}(\text{CaNa})(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Riébeckite	$\text{Na}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ripidolite	variété de clinocllore
Romanéchine	$(\text{Ba,H}_2\text{O})_2\text{Mn}_5\text{O}_{10}$
Roscoéelite	$\text{KV}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Rosélite	$\text{Ca}_2(\text{Co,Mg})(\text{AsO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Rubellite	variété rose à rouge d'elbaïte
Rubis	variété gemme de corindon de couleur rouge
Rutile	TiO_2
Safflorite	CoAs_2
Salmiac	NH_4Cl
Samarskite-(Y)	$(\text{Y,Ce,Fe,U})(\text{Nb,Ta})\text{O}_4$
Sanidine	$(\text{K,Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$
Saphir	variété gemme bleue, verte, violette ou jaune de corindon
Saponite	$(\text{Ca,Na})_{0,3}(\text{Mg,Fe})_3(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Sapphirine	$\text{Mg}_7\text{Al}_8\text{Si}_3\text{O}_{40}$
Scapolite	groupe de silicates comprenant notamment marialite et méionite
Scheelite	CaWO_4
Schorl	$\text{NaFe}_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{O,F,OH})_4$
Scolécite	$\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Scorodite	$\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Sélénium	Se
Semseyite	$\text{Pb}_9\text{Sb}_8\text{S}_{21}$
Sénarmontite	Sb_2O_3
Sépiolite	$\text{Mg}_4\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Séricite	micas blancs fins; souvent synonyme d'illite - $(\text{K,H}_3\text{O})\text{Al}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{H}_2\text{O,OH})_2$
Serpentine	groupe de phyllosilicates comprenant notamment antigorite et chrysotile
Shéridanite	variété de clinocllore
Sidérite	FeCO_3
Sidérotile	$(\text{Fe,Cu})\text{SO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Siegenite	$(\text{Ni,Co})_3\text{S}_4$
Sillimanite	Al_2SiO_5
Skuttérodite	$\text{CoAs}_{2,3}$
Smectites	groupe de silicates argileux comprenant montmorillonite, nontronite, saponite, etc.
Smithsonite	ZnCO_3
Smythite	Fe_9S_{11}
Sodalite	$\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{Cl}_2$

Soufre	S
Sperrylite	PtAs ₂
Spessartite	Mn ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃
Sphalérite	ZnS
Sphène	synonyme de titanite - CaTiSiO ₅
Sphérocobaltite	CoCO ₃
Spinelles	MgAl ₂ O ₄
Spinelles	groupe d'oxydes comprenant notamment magnétite, chromite et spinelle
Spodumène	LiAlSi ₂ O ₆
Stannite	Cu ₂ FeSnS ₄
Stauroïde	Fe ₂ Al ₃ (Si,Al) ₄ O ₂₂ (OH) ₂
Stéatite	synonyme de talc - Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂
Steenstrupine-(Ce)	Na ₁₄ Ce ₆ Mn ₂ Fe ₂ Zr(Si ₆ O ₁₈) ₂ (PO ₄) ₇ (OH) ₂ •3H ₂ O
Stéphanite	Ag ₅ SbS ₄
Stibiconite	Sb ₃ O ₈ (OH)
Stibine	Sb ₂ S ₃
Stibiuluzonite	synonyme de famatinite - Cu ₃ SbS ₄
Stibiotantalite	SbTaO ₄
Stilbite	NaCa ₂ Al ₅ Si ₁₃ O ₃₆ •14H ₂ O
Stilpnomélane	K(Fe,Mg) ₈ (Si,Al) ₁₂ (O,OH) ₂₇
Stolzite	PbWO ₄
Stromeyérite	AgCuS
Strontianite	SrCO ₃
Sudburyite	PdSb
Sylvanite	AuAgTe ₄
Sylvite	KCl
Symlésite	Fe ₃ (AsO ₄) ₂ •8H ₂ O
Synchysite-(Ce)	Ca(Ce,La)(CO ₃) ₂ F
Szaibelyite	MgBO ₂ (OH)
Taénite	(Ni,Fe)
Talc	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂
Tantalite	groupe d'oxydes comprenant entre autres ferrotantalite et manganotantalite
Tanzanite	variété gemme bleu-violet de zoïsité
Tapiolite	(Fe,Mn)(Ta,Nb) ₂ O ₆
Teallite	PbSnS ₂
Tellure	Te
Tellurobismuthite	Bi ₂ Te ₃
Tennantite	Cu ₁₂ As ₄ S ₁₃
Ténorite	CuO
Téphroïte	Mn ₂ SiO ₄
Tétradymite	Bi ₂ Te ₂ S
Tétraédrite	(Cu,Ag) ₁₂ Sb ₄ S ₁₃
Thénardite	Na ₂ SO ₄
Thermonatrite	Na ₂ CO ₃ •H ₂ O
Thorianite	ThO ₂
Thorite	ThSiO ₄
Thorogummite	(Th,U)(SiO ₄)(OH) ₄

Thortveitite	$(\text{Sc,Y})_2\text{Si}_2\text{O}_7$
Titanite	CaTiSiO_5
Titanomagnétite	magnétite riche en exsolutions d'oxydes de titane
Todorokite	$(\text{Mn,Ca,Mg})\text{Mn}_3\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Topaze	$\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{F,OH})_2$
Torbernite	$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Tourmalines	groupe de silicates comprenant schorl, elbaïte, dravite, etc.
Trémolite	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Tridymite	SiO_2
Triplite	$(\text{Mn,Fe,Mg,Ca})_2(\text{PO}_4)(\text{F,OH})$
Triploïdite	$\text{Mn}_2(\text{PO}_4)(\text{OH})$
Troïlite	FeS
Trona	$\text{Na}_3\text{CO}_3(\text{HCO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Turquoise	$\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Tyuyamunite	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Ulexite	$\text{NaCaB}_3\text{O}_6(\text{OH})_6 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Ullmannite	NiSbS
Ulvöspinelle	TiFe_2O_4
Umangite	Cu_3Se_2
Uraninite	UO_2
Uranocircite	$\text{Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Uranophane	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{Si}_3\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Uranopilite	$(\text{UO}_2)_6(\text{SO}_4)(\text{OH})_{10} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
Uranothorite	variété uranifère de thorite
Uranotile	synonyme d'uranophane - $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{Si}_3\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Vaesite	NiS_2
Valentinite	Sb_2O_3
Vallériite	$4(\text{Fe,Cu})\text{S} \cdot 3(\text{Mg,Al})(\text{OH})_2$
Vanadinite	$\text{Pb}_5(\text{VO}_4)_3\text{Cl}$
Variscite	$\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Vermiculite	$(\text{Mg,Fe,Al})_3(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Vésuvianite	$\text{Ca}_{10}\text{Mg}_2\text{Al}_4(\text{SiO}_4)_5(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{OH})_4$
Villiamite	NaF
Vinciennite	$\text{Cu}_{10}\text{Fe}_4\text{SnAsS}_{16}$
Violarite	FeNi_2S_4
Vivianite	$\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Wad	synonyme de psilomélane, désigne divers oxydes de manganèse
Wadéite	$\text{K}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9$
Wavellite	$\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH,F})_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Wernérite	synonyme de scapolite – groupe de silicates comprenant notamment marialite et méionite
Willémité	Zn_2SiO_4
Wittichénite	Cu_3BiS_3
Wolframite	groupe comprenant ferberite et hübnerite
Wollastonite	CaSiO_3
Wulfénite	PbMoO_4
Wurtzite	ZnS

Xénotime-(Y)	YPO_4
Zéolites	groupe de silicates hydratés comprenant heulandite, stilbite, chabazite, érionite, etc.
Zincite	ZnO
Zinkénite	$\text{Pb}_9\text{Sb}_{22}\text{S}_{42}$
Zinnwaldite	$\text{K}(\text{Li},\text{Fe},\text{Al})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_8)_3\text{O}_{10}(\text{F},\text{OH})_2$
Zircon	ZrSiO_4
Zoisite	$\text{Ca}_2\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
Zunyite	$\text{Al}_{13}\text{Si}_5\text{O}_{20}(\text{OH},\text{F})_{18}\text{Cl}$

INDEX

gisements, sites et localités

21° N (voir Ride Est-Pacifique)

Aberfoyle : 191

Abitibi : 8, 38, 92, 114, 115, 123, 153, 169, 315, 325, 326, 327, 331, 427, 440, 441, 511, 512, 513, 514, 515, 516, 517

Acoje : 159

Acupan (Acupan-Antamok) : 292, 298, 536, 538

Adams : 349

Adanac : 187

Adirondacks : 156, 225, 335

Ajax : 181

Akenab (voir Berg Auchas)

Akenobe : 191

Aktash : 338

Aktepe : 429

Alabama : 353

Albany : 167

Alberta : 107, 373, 416, 417

Aldan : 495

Alès : 407, 409

Algoma : 38, 333, 346, 347, 349, 352, 355, 442

Alice Arm : 187

Aljustrel : 329, 330, 526

Allard (lac) : 156, 157, 522, 525

Alligator Ridge : 228

Alligator River (voir Kombolgie)

Almadén : 109, 338, 339, 526, 528, pl.21

Almalyk : 174

Altenberg : 40, 191, 193, 526

Alto Chicama : 126

Alto Peak : 183

Amba Dongar : 242

Ambrosia Lake : 534

Anarraaq : 119, 334

Andersonville : pl.30

Andrimena : 159

Anguran : 481

Annaberg : 429, 432, 530

Antamina : 211, 223

Antamok (voir Acupan-Antamok)

Aouli : couverture

Apennins (monts) : 355

Apuseni (monts) : 298

Araxa : 242, 245, 485

Arebinda : pl.31

Arendal : 246

Argyle : 238, 240, 241, 489, 523, pl.15, 32

Ariab : 135, 477

Arjuzanx : 407, 409

Arlit : 389, 393

Aron (voir Grand-Fougeray)

Aroona : 481

Arrens : pl.21

Asbestos : pl.7

Ashanti (Obuasi) : 338, 477, 519, 520, 521

Asal (lac) : 370, 375

Astoria : pl.29

- Atlantis II** : 333, 341, 342
- Avoca** : 326
- Azegour** : 215
- Aznalcollar-Los Frailes** : 325, 329, 330, 526
- Badran** : 442
- Bagdad** : 534
- Baia Mare** : 290, 298, 528, pl.1, 17
- Baïkal** (lac) : 187, 352, 509
- Bajo de la Alumbreira** : 174
- Balla Balla** : 145
- Ballarat** : 494
- Ballynoe** : 336
- Balmat** (Balmat-Edwards) : 71, 333, 335, 336, 524, 525, pl.21
- Balpantau** : pl.5, 27
- Bangka** : 191, 489, 492
- Banjas** : 442
- Banska Stiavnica** : 7, 528
- Bathurst** : 315, 328, 329, 332, 333
- Batouri** : 491
- Battle Mountain** : 228, 230, 231, 532
- Batu Hijau** : 109, 174, 181, 510, 536, 538
- Bau** : 538
- Baula** : 151
- Baux** (les) : 466, 468
- Bayan Obo** : 199, 242, pl.11
- Beal Mountain** : 223
- Beauchamp** : 366
- Beauvoir-Échassières** : 39, 40, 191, 198, 206, 207, 209, 526, 529, 530
- Beaver Lake** : 237
- Beaverdall** : 431
- Beddiane** : 398
- Belingwe** : 159
- Belitung** : 492
- Bell Alard** : 114
- Beltana** : 481
- Ben Lomond** : 302
- Bendigo** : 442
- Bénoué** (fossé) : 231, 422
- Berezovo** : 430
- Berg Auchas** (Akenab) : 481
- Berg Aukus** (voir Berg Auchas)
- Bernardan** (le) (voir Jouac)
- Berrien** : 209
- Besshi** : 315, 333, 337
- Betze** : 228, 229, 535
- Beverley** : 392
- Bibiani** : 519, 520, 521
- Bielgrid Tishvin** (voir Tishvin)
- Big Bell** : 71, 440, pl.28
- Bikita** : 168, 169, 170
- Bingham** : 174, 181, 183, 185, 211, 230, 482, 510, 532, 534, pl.9, 13
- Bisbee** : 534
- Black Hill** : pl.13
- Blanzly** : 407, 409
- Bleida** : pl 4
- Blind River** (Elliot Lake) : 500, 503, pl.32
- Boddington** : 181
- Boden nec** : 526, 528
- Bogosu** : 519, 521
- Bohème** : 6, 7, 40
- Bois-Noirs** (les) : 426, 428, 526, 530
- Boleo** : 387
- Boliden** : 328, 525
- Bombay** : 310
- Bor** : 295, 528
- Borax-Kramer** : 378
- Borralha** : 526, 530
- Bou Azzer** : 429, 430, 431
- Bougrine** : 399
- Boula-Nuasahi** : 146
- Bourneix** (le) : 440, 443, 526, 529, 530

- Bousquet** : 328, 514, 516, 517, pl.19
Bradoc : 477
Brassac : 407, 409
Bretagne : 6, 194, 353, 492
Brioude-Massiac : 446
Broken Hill : 41, 71, 97, 318, 333, 335, 341, 349, 481
Bronkhorstfontein : 356
Brugeauds (les) : 426
Brunswick n°6 : 114
Brunswick n°12 : 329
Buena Esperanza : 387
Buitrón : pl.20
Bunker Hill : 534
Bura-Bura : 433
Buruktal : 470
Busang : 107
Bushveld : 143, 145, 146, 148, 149, 501, 518
Butte : 179, 532, 534
Caetite : 203
Calamina : pl.13
Calumet : 71, 524
Camborne : 40, 526, 530
Camflo : 517
Campbell : 288, 298
Canadian Malartic : pl.9
Canari : 451
Candego : 432
Candelaria : 215, 395
Cannington : 71, 333, 342, 481
Canyon Diablo : 84, 86, 87
Cap Smith (Raglan) : 153, 155
Carajas : 199, 347, 349, 350, 479
Cariboo : 492, 493
Carlin : 24, 46, 118, 134, 211, 222, 225, 226, 228, 229, 230, 231, 292, 304, 476, 491, 532, 535, 537, 538, pl.14
Carmaux : 407, 409
Carrare : pl.30
Carr Fork : 211
Carrapateena : 199
Carlsbad : 403
Carswell : 394
Casa Berardi : 514, 517
Cassandra : 7
Cassiporé : 477
Cassitérides (îles) : 6
Catalao : 486
Caue : 203, 442, pl.22
Cavnic : pl.1, 17
Cawse : 469, 473
Cerro Colorado (Espagne) : 330
Cerro de Mercado : 215
Cerro Rico : 191, 194, 195
Cévennes : 400, 402
Chaillac : 423, 424, 531, pl.11, 26
Challenger : 71, 445
Challanches (les) : 429
Chambishi : pl.24
Champagne Pool : 298, pl.17
Charrier : pl.3
Charters Towers : 436
Châtelet (le) : 442, 526, 530, pl.28
Chaudière : 494
Chelopech : 528
Chemnitz (voir Banska Stiavnica)
Cheni : 530, pl.28
Chessy : 526, 528, 529
Chibougamau : 146, 514, 516, 517
Chimo : pl.22
Chiney : 143
Choco : 489, 492, 493, 494
Chorolque : 191
Chudnoe : 443
Chuquicamata : 174, 177, 181, 183, 484, 510

- Chypre** (Troodos) : 38, 83, 313, 318, 319, 320, 321, 324, 355, 510, 528
- Cigar Lake** : 126, 394, 395, 396, 523
- Cinovec-Zinnwald** : 40, 191, 526, 530
- Cirotan** : 37, 290, 298, 299, 536, 538, pl.2, 4
- Clarion-Clipperton** : 356
- Climax** : 187, 189, 532, 534
- Clifton-Morenci** : 532, 534
- Clinton** : 353
- Cluff Lake** : 394, pl.4, 24
- Cobalt** : 430, 431, 516, pl.27
- Cœur d'Alene** : 432, 433, 534
- Colomines** : pl.5, 32
- Commanderie** (la) : 426, 427, 526, 530
- Commentry** : 407, 409
- Comstock Lode** : 535
- Concarneau** : pl.2
- Concepción** : 329, pl.1, 3, 20
- Copperbelt** (district) : 37, 60, 380, 384, 385, 386, 388, 523
- Corbières** : pl.25
- Cormeilles** : 376, 378
- Cornouailles** : 6, 7, 40, 191, 193, 194, 195, 196, 208, 209, 497, 526, 530
- Coronation Hill** : 203
- Correas** : 193
- Coto** : 159
- Courcelles-Fremoy** : 531
- Creede** : 291, 298, 299, 535
- Cresson** : 301
- Cripple Creek** : 232, 286, 288, 292, 299, 300, 301, 305, 532, 535, pl.16
- Crixas** : 230
- Crouzille** (la) : 426, 428, 530
- Cuiaba** : 435
- Cuyuna** : 154
- Damiana** : 484
- Danakils** : 355
- Darasun** : 179
- Dashilazi** : 452
- Decazeville** : 407, 409
- Deloro** : 452
- Devil's Home** : pl.17
- Dian-Qian-Gui** : 226
- Diavik** : 133, 237
- Dinkidi** : 536, 538
- Dniepropetrovsk** : 497
- Dondo Mobi** : 430
- Don Rouyn** : pl.5, 9
- Dorlin** : 338
- Douai** : 517
- Doyon** : 328, 440, 516, 517, pl.28
- Draa Sfar** : 328, 529, pl.2, 3
- Dreislar** : 423, pl.4, 26
- Duffek** : 143
- Duluth** : 143, 387
- Dzhezkazgan** : 380
- Dzhida** : 187
- East Missouri** : 397
- Eastern Metal** : 430
- Écarpière** (l') : 426, 427, 428, 526, 530
- Échassières** (voir Beauvoir-Échassières)
- Efate** : pl.2
- Ekati** : 132, 133, 237, 238
- El Abed** : 398
- Eldrich** : pl.29
- Éléonore** : 113
- El Hammam** : 433, 434, pl.10, 27, 31
- El Indio** : 295, 296, 304
- El Kader** : pl.5
- El Laco** : 199
- El Mochito** : 225
- El Salvador** : 484
- El Teniente** : 174
- El Tesoro** : 484

- Elliot Lake** (voir Blind River)
- Ely** : 534
- Emet** : 378
- Emperor** (Vatukoula) : 288, 300
- Endako** : 187
- Enguialès** (Enguialès-Leucamp) : 193, 526, 530
- Enneaba** : 489, 492
- Éoliennes** (îles) : 294, 324, 331
- Equinox** : 115
- Erfoud** : pl.26
- Ernest Henry** : 91, 199, 202, 204, 395, 523, pl.11
- Ertsberg** : 222, 536
- Erzbebirge** (monts Métallifères) (district) : 7, 9, 191, 429, 528, 530, 531
- Escanaba** (fossé d') : 338
- Eskay Creek** : 328
- Espaly** : 311
- Esperanza** : 482
- Estrie** : 494
- Etna** : 294, 301
- Eugui** : 454
- Exotica** (Mina Sur) : 183, 484
- Falémé** : 215, 519, 520, 521
- Fanay-Sagnes** : 426
- Far South-East** : 536, 538
- Farges** (les) : 423, pl.26
- Felbertal** : 338
- Fish Lake** : 533
- Fontainebleau** : 366, 407, pl.23
- Forbach** : 409
- Forster** : 530
- Fort à la Corne** : 237, 240
- Fortitude** : pl.14
- Foufouilloux** (voir Virargues)
- Foxtrap** : 295
- Franceville** : 389
- Francoeur** : pl.6
- Franklin-Sterling Hill** : 481, 524, 525
- Freiberg** : 7, 19, 429, 432, 434, 526, 530
- Freida** : 536, 538
- Frobisher Bay** : 107
- Furtei** : 295
- Galmoy** : 337, 526
- Gamsberg** : 333, 342
- Gand** : pl.5
- Gantour** : 358
- Gara** : 521
- Garba Tula** : 312
- Gardanne** : 407, 409
- Gaspé** : 181
- Gaspésie** : 181, 225, 227, 387, 432
- Gatineau** : pl.8, 13
- Gayna River** : 397
- Geco** : 71
- Gemerska Poloma** : 452
- George Lake** : 400
- Getchell** : 228, 230
- Geysers** : 166, 532
- Ghawar** : 410
- Gilman-Leadville** : 225, 226, 227, 532, 534, pl.13
- Globe-Miami** : 534
- Glomel** : 223, 224, 526, pl.12
- Gold Quarry** : 228, 535, pl.14
- Golden Sunlight** : 292, 301, 302
- Goldex** : pl.29
- Goldfields** : 295
- Goldstrike** : 535
- Goodnews Bay** : 152
- Gorevskoye** : 333
- Goro** : 469, 470, 471, 472
- Gouverneur** : 225
- Graissessac** : 407, 409
- Grand Canyon** : 63, 395, 531
- Grand Dyke** : 143

- Grand lac salé** : 369
Grand-Fougeray (Le) (Aron) : 495
Granny Smith : 126
Grasberg : 174, 183, 510, 535, 536, 538
Greenbushes : 168, 169
Green River : pl.24
Groote Eyland : 356, 473, 474
Guanajuato : 298
Guaymas (bassin) : 315, 333, 338, 509
Guemassa : 325, 529
Guérande : pl.23
Gulf Coast : 372
Hadal Auatib : 135
Hajar : 114, 119, 328, 529, pl.19
Hamersley (district) : 347, 348, 479, 480
Haraat : 389
Harding : 173
Harz (district) : 7, 433, 528
Haut-Seksaoua : 423
Havelock : 450
Havre Saint-Pierre : 157
Hayl-a-Afir : 126
Hazlehurst : 399
Hemlo : 71, 440, pl.1
Henderson : 187, 189, 534
Highland Valley : 533
Hishikari : 286, 290, 298, 299, 300, 535, 536, 538
Hockley : 399
Homestake : 338, 442
Hope Brook : 288
Horne : 326, 328, 513, 514, 517
Howard Pass : 126
HYC : 333, 334, pl.21
Idrija : 338
Iduapriem : 521
Igarapé Bahia : 199, 477
Ilakaka : 500
Ilimaussaq : 233, 246, 522. pl.15
Imini : 356
Imiter : 288, 338, 431
Isle Dieu : 325
Ity : 477, 519
Jabali : 481
Jachymov : 426, 428, 429, 526, 530
Jacobina : 500
Jacutinga : 442
Jbel Irhoud : 423, pl.25
Jean-Gobelé (voir Keniero)
Jebel Aouam (voir Tighza)
Jebel Zelmou : 426
Jebilet : 325, 423, 529
Jeffrey : 451
Jericho : 133, 237
Jerritt Canyon : 228
Jinchuan : 143
Jinding : 333, 400
Joma : pl.18
Joplin : 397
Jos : 249
Josat-La Tourette : pl.26
Jouac-Le Bernardan : 426, 427, 530
Joutel : 514, 515
Juan de Fuca (ride) : 338
Julcani : 195
Jwaneng : 238
Kabwe : 481
Kakkonda : 166
Kalahari : 355, 499, 522
Kalgoorlie : 435, 511
Kamativi : 168
Kambalda : 153, 155, pl.7, 31
Kamtchatka : 295
Karku : 393
Karoo : 148, 389

- Katanga** (voir Shaba)
Katinik : 154
Kawah Injen : 294, 311
Kawah Putih : 294, pl.16
Keketuahia : 168
Kelian : 298, 306, 536, 538
Kemi : 143, 146
Kempirsai : 159
Kenieba : 238
Keniero (Jean-Gobelé) : 519, 522
Keno Hill : 432, 433
Kenticha : 168
Kerikeri : pl.12
Kettara : 328, 529
Keweenaw : 387, pl.24
Key Lake : 394
Khaldan-Buregtey : 246, 248
Khibiny : 246, 247, 248
Khila : 224
Khouribga : 358, 359
Kidd Creek : 313, 324, 328, 331, 514, 517
Kidston : pl.10
Kilo-Moto : 436
Kimberley (Afrique du Sud) : 239
Kimberley (Australie) : 159, 241
Kinta (vallée) : 489, 493
Kipushi : 385, 386, 433
Kirka : 378
Kirkland Lake : 349, 514, 515
Kirovograd : 203
Kiruna (Kirunavaara) : 32, 38, 198, 202, 525
Kitongo : 203
Klondike : 489, 492, 493
Knob Lake : 154
Koba Bangou : pl.32
Kochbulak : 184
Kokanee Range : 432
Kola (district) : 247, 248, pl.15
Kolar : 436
Kolbeinsey : 321
Kombat : 225
Kombolgie (Alligator River) : 393, 395
Köngsberg-Modum : 429
Konkola : 385
Konongo : 519, 521
Konttijärvi : 146
Koudékourou : 521
Koudiat Aïcha : pl.3
Kouroudiako : 521, pl.11
Kraubath : 455
Krivoï Rog : 203, 347
Kudryavi : 53, 304
Kunwarara : 454, 455
Kupferschiefer (district) : 60, 85, 380, 383, 384, 386, 508, 509, 528, 530, 531
Kuroko : 38, 83, 313, 315, 325, 326, 508, 511, 535, 538
Kwyjibo : 523, 524, 525, pl.11
Kyzyl Kum : 491
Lac aux loutres : pl.21
Lac d'Amiante : pl.30
Lac de Gras : 133, 237
Lac des Îles (Ontario) : 145, 151, 152, 154, pl.7
Lac des Îles (Québec) : 450
Lac Doré : 146
Lac Nicolet : 446
Lacorne : pl.8
Lac Supérieur : 8, 148, 387, 435
Lac Supérieur (type) : 23, 346, 347, 350, 351, 442, 525
Lacq : 413
Ladolam : 37, 232, 286, 288, 292, 300, 536, 538, 539
Lady Loretta : 126
Lagarès : 194
Lagoa Real : 203, 519
Laguna : 534

- Lahnaslampi** : 452
- Lahn-Dill** : 313, 526, 529
- Laisvall** : 400, 402, 527, pl.25
- Lamaque** : 440, 446, 511, 513, 514, pl.29
- Langaie** : 242
- Langeac** : 531, pl.1,26
- Langer Heinrich** : 487
- Langmuir** : 153, 154, 514
- Larderello** : 166, 230
- Largentière** : 400, 401, 526, 529, 531
- La Ronde** : 514, 515, 517
- Lasaiïl** : pl.18
- Las Cuevas** : pl.21
- Latera** : 230
- Lau** (bassin) : 324, 511, 539
- Lauriéras** : 440, 526, 529, 530, pl.28
- Laurium** : 6, 398
- Lauterbach** : 530
- Layo** : pl.16
- Lawyers** : 533
- Leadville** (voir Gilman)
- Lepanto** : 37, 295, 296, 510, 535, 536, 538
- Léro** (Léro-Karta) : 477, 478, 519, 522, pl.31
- Leucamp** (voir Enguialès)
- Liaoning** : 454
- Limousin** (district) : 109, 426, 428, 435, 440, 445, 511, 529, 530
- Lipari** (île) : 285
- Liptako** : 174
- Lisheen** : 337, 526, 529
- Listvenaya Gora** : 430
- Little Boulder Creek** : 215
- Llallagua** : 191, 194
- Lodève** : 389, 390, 391, 526, 531
- Logtung** : 187, 196
- Lökken** : 76, 527
- Lompoc** : 309, pl.30
- Lorraine** : 353, 354, 376, 406, 407, 409
- Los Bronces** (voir Rio Blanco - Los Bronces)
- Los Pelambres** : 174, 187
- Lost City** : 321
- Loulo** : 338, 435, 519, 521, 522
- Louvicourt** : 126, 514
- Lovozero** : 233, 246, 248
- Lubin** : 383, 384, 526, 530
- Lucette** (la) : 446, 526, 530
- Lupin** : 442
- Luzenac** (Trimouns) : 452, 453, 454, pl.30
- Lyon Mountain** : 215, 523, 524, pl.13
- Macusani** : 302, 303
- Magadi** (lac) : 310
- Magmont-West** : 401
- Malakialina** : 167
- Malanjhand** : 174
- Malartic** : 174, 440, 514, 517
- Malines** (Les) : 58, 398, 403, 526, 531
- Mangampeta** : 361
- Mantos Blancos** : 484
- Mansfeld** : 383, 384, 526, 530
- Manto Verde** : 395, 482
- Manuels** : pl.12
- Manus** (bassin) : 315, 536, 539
- Maracaibo** : 414
- Marandoo** : 479
- Marbridge** : 153, 154, 514
- Margnac** : 426, 526, 529, 530
- Maqui-Maqui** : pl.16
- Mariannes** (fosse) : 324, 536, 539
- Marlu** : 519, 521
- Marmora** : 112
- Marquette** : 154
- Marra Mamba** : 348, 479
- Marysvale** : 302, 303
- Masjid-i-Sulaiman** : 410

Massiac (voir Brioude-Massiac)

Matchless : 338

Mattabi : 326, 517

Matagami : 114, 115, 514, 517

Maubach-Mechernich : 400

Maxiong : 338

McArthur (Canada) : 394, 395, 396, 523

McArthur (Australie) : 333, 340

McLaughlin : 230, 299

Meggen : 336, 526, 529

Meguma : 442, 542

Mehdi Abad : 481

Meikle : 228, 229, 535, pl.14

Melah : 454

Melco : 181, 230

Mercur : pl.14

Merensky : 145, 146

Mesa : 154

Mesel : 226

Meskala : 358, 359

Messeix : 407, 409

Metanor : pl.29

Meteor Crater (voir Canyon Diablo)

Miami (voir Globe-Miami)

Mibladen : 397, pl.25

Midas : pl.13

Mike : 230

Milos (île) : 285

Mina Sur (voir Exotica)

Minas Gerais : 356

Mississippi : 114, 397, 402

Missouri (district) : 249

Moa Bay : 469, 470

Moanda : 356, 473

Moeda : 495

Mokta : 519, 521

Mont-Laurier : 169

Mont-Laurier (Mont-Laurier-Lac-des-Îles) : 449, 450, 524

Mont Saint-Alexandre : 387

Montagne d'Andance (voir Saint-Bauzile)

Montauban : 71, 524

Montbelleux : 40, 191

Monte Amiata : 230

Montebras : 194, 205, 206, 529, pl.12

Montesinho : 40, 526, 530

Montevive : 377

Montréal : 22

Montredon-Labessionnié : pl.12

Montroc : pl.27

Monts Métallifères (voir Erzgebirge)

Monts Saint-François : 249

Morenci (voir Clifton-Morenci)

Moresnet : 526, 530

Morila : 435, 519, 522:

Morro de Ouro : 230

Morro do Seis Lagos : 485

Morro Velho : 442, 443

Mortain : 353

Morte (mer) : 369, 370, 372

Mother Lode : 59, 532, 534

Mount Cobalt : 430

Mount Emmons : 187, 534

Mount Gibson : 477

Mount Isa : 333

Mount Leyshon : 181

Mount Milligan : 181

Mount Morgan : 476

Mount Needle : 181

Mount Painter : 288, pl.1

Mount Pleasant : 126, 187, 196

Mount Polley : pl.9, 32

Mount Reed : 329

Mount Weld : 486

- Mount Whaleback** : pl.22
Mount Wright : 154, pl.4
Mountain Pass : 242, 245, 523, 532
Msauli : 450
Muling : 452
Munni Munni : 145
Murdochville : 181, 227
Mure (la) : 407, 409
Murrin Murrin : 470
Muruntau : 183, 184, 230, 338, 442, 445, 491, pl.9
Musan : 215
Musgrave : 143, 523
Muskox : 143, 145
Mwanza : 485
Nacimiento : 383
Nakéty : 159, 470, 472
Nanisivik : 397
Narankavaara : 146
Natron (lac) : 310
Nauru (île) : 358
Navachab : 218, 223, pl.13
Navan (Navan-Tara) : 126, 333, 337, 342, 349, 526, 529
Nemours : pl.23
Nena : 536, 538
Nettetal : 310
Neves Corvo : 40, 58, 119, 120, 313, 315, 324, 328, 329, 330, 526, 528, pl.3
New Hosco : 115
Nick : 387
Nikopol : 356
Nimba (monts) : 347, 519, 521
Nkana : pl.24
Noire (mer) : 355, 356, 358, 413,
Noranda : 313, 315, 325, 326, 327, 328, 513, 514, 517, pl.5
Noril'sk (Noril'sk-Talnakh) : 145, 148, 149
North Deborah VI : 443
North Mathiati : pl.18
North Talc : 452
Northampton : 353
Nowy-Kosciol : 384, 526, 530
Nsuta : 355, 473, 474, 519, 520, 521
Obuasi (voir Ashanti)
Ok Tedi : 183, 483, 536, 538
Oka : 231, 242, 243, 246
Okiep : 159
Okinawa : 315, 331, 536, 539
Oklo : 391, 392
Okorusu : 76, 242, pl.15
Olduvai : 310
Olkusz : 481
Olympiada : 338
Olympias : 298
Olympic Dam : 38, 103, 113, 120, 123, 199, 202, 204, 205, 395, 523, pl.4, 11
Orapu : 522
Orcopampa : pl.2, 4, 16, 17
Orissa : 146, 356
Oruro : 191
Otavi : 225
Otchihase : pl.19
Otish : 393, 394
Oued Eddahab : 358
Oulad Abdoun : 358, 359, pl.23
Ouro Preto : 494
Outokumpu : 71, 338, 518, 525
Ovacik : 126
Oyu Tolgoï : 174, 181
Pachuca - Real del Monte : 286, 535
Palabora (Phalaborwa) : 203, 242, 244, 485
Panasqueira : 40, 191, 193, 526, 530
Panchi : 473
Passagem de Mariana : pl.28
Pechelbronn : 137

- Pederson** : 446
Pegmont : 349
Pemali : 191
Peña de Hierro : pl.19
Pennines : 401, 423, 531
Pennsylvanie : 8, 406, 412
Perama : 126, 297, 298, 306
Peristerka : pl.18
Perkoa : 518, 519, 520, 521
Persberg : 211
Perseverance : 115
Peyrebrune : 530
Pierrefitte : 333
Pilgrim's Rest : 443
Pima-Mission : 534
Pine Point : 398, 401, 402, 403
Pingdu : 449
Pitinga : 491, 519
Pitkaranta : 156
Ploemeur : 209, 210, pl.12, 23
Poços de Caldas : 246
Polaris : 397, 401
Pongkor : 286, 290, 298, 299, 300, 476, 535, 536, 538, pl.1, 31
Pontax : pl.5
Pontgibaud : 530
Pontpéan : 526, 530
Poonah : 310
Porgera : 37, 300, 301, 535, 536
Port Radium : 121
Porttivaara : 146
Post : 226, 228, 229, 535
Potanina : 485
Potosi (voir Cerro rico)
Poura : 519, 522
Preissac-Lacorne : 169, 517
Premier : 239, 523
Prestea : 519, 520, 521
Přibram : 426, 428, 432, 526, 530
Prominent Hill : 113, 119, 120, 199, 205, 395, 523, pl.11
Prudhoe Bay : 412
Pueblo Viejo : 295
Purísima Concepción : 181
Puy-les-Vignes : 193, 526, 529
Qinling : 226
Quadrilatero Ferrifero : 346, 479, 492, 518
Queensland (Australie) : 203, 302, 436, 454,
Queensland (Colombie Britannique) : 174
Questa : 187, 189, 190, 191, 532, 534, pl.10
Quetena : 482
Queylus : pl.4
Radio Hill : 145
Raglan (voir Cap Smith)
Rainy Creek : 485
Raleigh : 402
Rammelsberg : 7, 333, 336, 526, 529
Rand (voir Witwatersrand)
Ranger : pl.24
Raposos : 443, pl.22
Ray : 532, 534, pl.9
Real del Monte (voir Pachuca)
Red Dog : 119, 333, 334
Red Lake : 288
Redruth : 40, 526, 530
Renard : 237
Renco : 71, 436
Reocin : 398, 400, 402, 526
Rhin (fossé) : 422
Richard's Bay : 489
Ride Est-Pacifique (East Pacific Rise) : 22, 313, 315, 322
Rio Blanco - Los Bronces : 174
Rio Capim Caulin : pl.12
Rio Narcea : 222

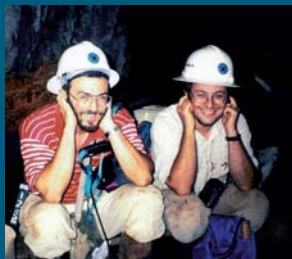
- Rio Tinto** : 313, 315, 324, 325, 329, 330, 336, 476, 508, 526, 528, pl.2, 19, 20, 31
- River Valley** : 151
- Roc Saint-Michel** : pl.27
- Rodalquilar** : 295, 304
- Rondônia** : 191, 489, 519
- Roraima** : 500
- Roscoff** : pl.8
- Rosia Montana** : 292, pl.17
- Rosia Poieni** : 528, pl.9
- Rossi** : pl.23
- Rössing** : 32, 168, 171, pl.8
- Rouez** : 476
- Rouge (mer)** : 22, 313, 315, 333, 341, 342, 355, 369, 370, 507, 509
- Round Mountain** : 535
- Rudny Hory** : 528
- Sadiola** : 138, 218, 223, 435, 477, 519, 522
- Sadisdorf** : 530
- Sagar** : 203
- Sagasca** : 484
- Sain-Bel** : 526, 528, 529
- Saint-Austell** : 40, pl.10,12
- Saint-Bauzile (Montagne d'Andance)** : 309
- Saint-Blasien** : 429
- Saint-Étienne** : 407, 409, 529
- Saint-Germer** : pl.30
- Saint-Honoré** : 242
- Saint-Jean-de-Jeanne** : pl.27
- Saint-Renan** : 40, 193, 493, 494
- Saint-Salvy** : 432, 435, 526, 530
- Saint-Sébastien d'Aigrefeuille** : 400
- Sainte-Marie-aux-Mines** : 429, 530
- Sainte-Foy l'Argentière** : pl.30
- Sajjiaying** : 349
- Salau** : 40, 219, 222, 223, 526
- Salda Lake** : 454
- Salitre** : 486
- Salobo** : 199, 202, 395
- Salsigne** : 68, 69, 440, 443, 444, 445, 526, 530, pl.3, 28
- Salt Chuck** : 152
- Salton Sea** : 341, 403, 509, 532
- San Agustín** : 377
- San Dionisio** : pl.19
- San Manuel Kalamazoo** : 534
- San Miguel** : 329, pl.31
- San Rafael** : 195
- San Telmo** : 329
- Santa Catarina** : 422
- Santa Eulalia** : 225
- Santo Tomas II** : 536, 538
- Santorin** : 352
- Sao Domingos** : pl.31
- Sao Joao do Piaui** : 470
- Sar e Sang** : 6
- Saskatchewan** : 114, 121, 126, 240, 373, 393, 394, 400, 416, 417
- Satka** : 454
- Satsuma Iwojima** : 294
- Savimo** : 454
- Savinskoe** : 455
- Saxe** : 7, 432
- Schneeberg** : 429, 432
- Searles (lac)** : 378, pl.23
- Segré** : 353, 407
- Selbaie** : 114, 325, 326, 514, 515, 517, pl.19
- Serov** : 467
- Serra do Navio** : 356
- Serra Pelada** : 203, 519
- Shaba (Katanga)** : 225, 380, 384, 386, 388, 433
- Shaft Creek** : 533
- Shila** : pl.4
- Shinkolobwe** : 385, 386
- Sibley** : 393, 394

- Sicile** : 294, 311, 324
Sierra Mojada : 481
Sierra Peña Blanca : 302
Sierrecilla : pl.22
Sierrita Esperanza : 534
Sigma : 440, 441, 445, 446, 511, 513, 514, pl.29
Siguiri : 435, 467, 477, 519, 522
Silidor : 92, 123, 514, pl.1, 5, 29
Silvermines (Silvermines-Ballynoe) : 336, 337, 526
Simandou : 519, 521
Sioux Basin : 393
Sirba : pl.32
Skorpion : 480, 481
Snap Lake : 237
Socoto : 171
Soda Dam : pl.17
Sokolovsk : 215
Solfatare : pl.16
Soranovsky : 159
Sossivlei : pl.32
Sotiel-Migollas : 329, 330
Soumont : 353, 407
Spar Lake : 380, 531
Spinifex ridge : pl.7
Spor Mountain : 167, 303, 307, 312
St Just : 526, 530
St Lawrence : 433
State Line : 237
Stekeñjokk : 527, pl.19
Sterling Hill (voir Franklin)
Stillwater : 143, 531, 532, pl.7
Storgangen : 156
Strange Lake : 249
Streltsov (Streltsovskaya) : 290, 302, 303, 305
Sudbury : 143, 146, 147, 151, 154, 340, 505, 518, pl.7
Sud-Ibérie (district) : 83, 88, 325, 328, 510, 528, 530
Sue B et C : 394, pl.24
Suïor : pl.2
Sukhoi Log : 338, 443
Sukinda : 146
Sullivan : 122, 333, 334, 336, 342, 531, 532,
Sulphur Springs : 340
Sumjam : 311
Summitville : 290, 291, 295, 296, 535, pl.16
Sunshine : 534
Sutton (monts) : 503
Suwalki : 159
Suzhou Yangshan : 368
Sverdrup : 374
Syama : 477, 519, 522
Syöte : 146
Tabgourt : pl.26
Taconic Range : 346
TAG : 319, 321
Tahiti : 319
Talaat N'Ouamane : 380
Talnakh (voir Norilsk)
Tamazert : 246, 249
Tambao : 519, 521
Tambo Grande : 119
Tanco : 168, 169, 170, 171, 173, 174
Tapira : 486
Tarkwa : 500, 519, 520, 521, 522
Tarmilat : 446
Tarn (district) : 433, 435
Taronga : 191
Tasiast : 126, 136, pl.5
Taupo : 286, 290, 292, 298, 310, 539
Tayoltita : 305, 535
Tchad (lac) : 369
Tchiatoura : 356
Tellnes : 156
Témiscamingue (Timiskaming) : 516, 517
Tennant Creek : 199, 523

- Terre-Neuve-et-Labrador** : 288, 295, 319, 353, 433, 524, 542
- Tharsis** : 329, 330, 526
- Thetford Mines** : 451
- Thompson** : 153, 154
- Thunder Bay** : 429
- Thuringe** : 353, 422
- Tiébaghi** : 472
- Tien Shan** : 435, 525, 542
- Tighza** (Jebel Aouam) : 181, 182, 183, 432, 433, 530, pl.4, 27
- Tikhvinsk** (voir Tishvin)
- Tilly** : pl.4
- Timiskaming** (voir Témiscamingue)
- Timmins** : 435, 514
- Timna** : 380, pl.24
- Tintic** : 225, 534
- Tio** (lac) : 156, 157, 524, 525
- Tischendorf** : 530
- Tishvin** (Tikhvinsk, Bielgrid Tishvin) : 467
- Tivoli** : 286
- Torlon** : 481
- Touissit** : 398
- Tribag** : pl.1
- Trimouns** (voir Luzenac)
- Tri-State** : 397, 402
- Troilus** : 174, 514
- Troodos** (voir Chypre)
- Tselin** : pl.31
- Tsenkher Mandal** : 493
- Tsumeb** : 58, 225, 385, 386
- Twin Buttes** : 181, 532, 534, pl.32
- Tynagh** : 337, 526
- Udokan** : 380, 386
- Uktus** : 152
- Umba** : 311
- Upper Mississippi Valley** : 397
- Uravan** : 534
- Uyuni** : 369
- Vaikijaur** : 174
- Val-d'Or** (district) : 440, 441, 446, 513, 517
- Valea Morii** : pl.9
- Valentine** : 225
- Valverde** : 329, 330
- Varangéville** : 376, 407
- Vatukoula** (voir Emperor)
- Vazante** : 397, 480, 481, 483
- Veitsch** : 454
- Viburnum Trend** : 397
- Victor** : 237
- Victoria** (Australie) : 442, 492, 494,
- Virargues** (Foufouilloux) : 309
- Voisey's Bay** : 114, 154, 158, 159, 524
- Wabush** : 154
- Wafi** : 536, 538
- Waiotopu** : pl.16, 17
- Waite Amulet** : pl.18
- Walton** : 425
- Waterberg** : 443
- Wau** : 292
- Wawa** : 237, 349, 514
- West Angelas** : 479
- White Island** : 292, 294
- White Pine** : 380, 388
- Willis Mountain** : 448
- Willsboro** : 225
- Wiluy** : 495
- Windy Craggy** : 338
- Wingellina Hills** : 470
- Winnfield** : 399
- Wittichen** : 429
- Witwatersrand** (district) (Rand) : 7, 37, 46, 112, 226, 489, 500, 501, 502, 503, 505, pl.32
- Wodgina** : 168

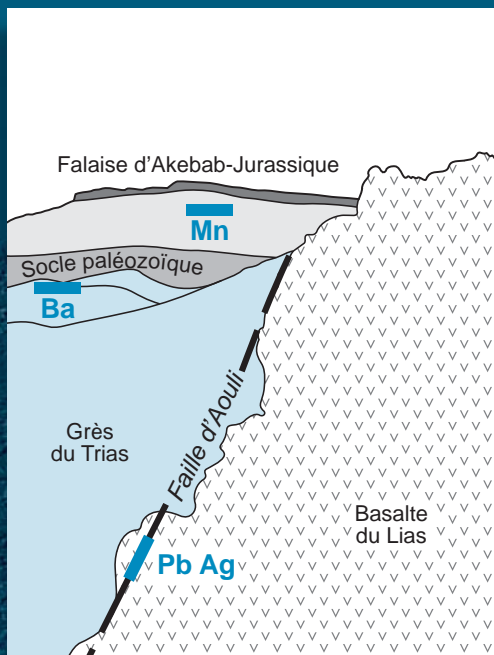
- Wrightbar** : pl.29
Xihuashan : 191
Xikuangshan : 446
Xinglokeng : 187, 196
Yalea : 521
Yanacocha : 286, 290, 295, 296, 297, pl.16
Yanchuling : 187
Yandicoogina : 480
Yaou : 477
Yatela : 519, 522
Yava : 400
Yeelirrie : 487, 488
Yellowknife : 237, 435
Yellowstone : 230, 286, 298, 532, 535, pl.17
Yerington : 532, 534
Yogo Gulch : 311
Younger granites : 191, 249
Yubdo : 494
Zambales : 159
Zarza (La) : 313, 328, 329, 330, 526, 528, pl. 20
Zechstein : 370, 374, 383, 384, 385, 530
Zeïda : pl.25
Zgounder : 431
Zimapan : 226
Zlate Hory : 526, 528
Zouérat : 347
Zun-Kholba : 436
Zunyi : 387

La Métallogénie, science des gîtes minéraux, est née en France au début du XX^e siècle. Aujourd'hui, les pays francophones contribuent significativement à la production de très nombreuses substances. Écrit par deux spécialistes du domaine, **Géologie des ressources minérales** offre une synthèse actualisée des connaissances, orientée vers leur utilisation pratique en exploration. Pour chaque environnement, on trouvera des données sur la géologie, les types de gisements, leur économie, leur genèse et les techniques de prospection.



Eric Marcoux (à gauche), professeur à l'Université d'Orléans, en France et Michel Jébrak, professeur à l'Université du Québec à Montréal, au Canada.

Photo prise en 1994 dans la mine d'or de Pongkor, Indonésie.



Minéralisations de la Haute-Moulouya, Maroc

Trois styles de gîtes en contexte de rift : **Ba** : Minéralisation disséminée à barytine et galène dans les grès du Trias; **Pb-Ag** : Filon à galène argentifère occupant la faille d'Aouili, au contact des basaltes du Lias et des grès du Trias; **Mn** : Gîte stratiforme de manganèse dans les basaltes.

Dessins de Michèle Laithier, géocartographe, UQAM.



IMERYS
TRANSFORM TO PERFORM

SIDEX