

DV 89-16

DEFORMATION ET CISAILLEMENT - CONCEPTS ET APPLICATIONS

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

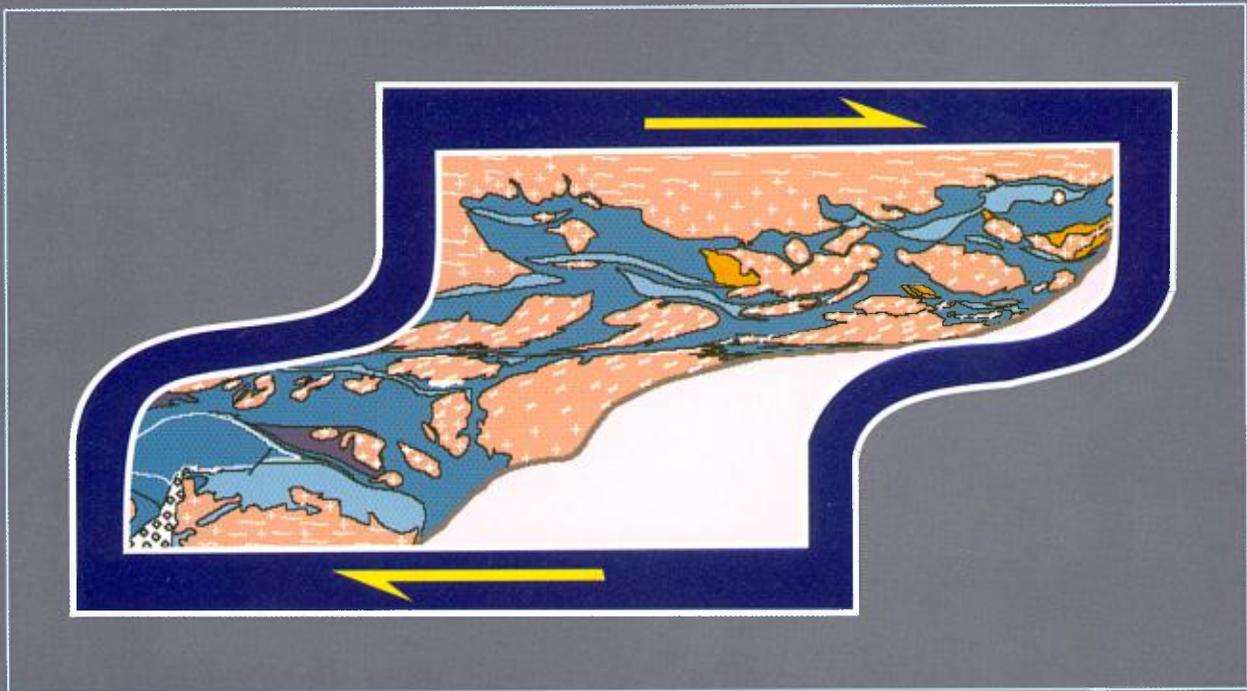
Québec 

Déformation et cisaillement

concepts et applications

par Réal Daigneault

DV 89-16



1991

Québec 

Déformation et cisaillement

c o n c e p t s e t a p p l i c a t i o n s

par Réal Daigneault

DV 89-16

En collaboration avec l'Université du Québec à Chicoutimi

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Sous-ministre adjoint: R.Y. Lamarche

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur: J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DU NORD-OUEST
Chef: A. Simard

Manuscrit soumis le: 89-09-29
Accepté pour publication le: 90-06-01

Lecteurs critiques
Géologues du SGNO

Édition
Les révisions géologiques enr.

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)

Page couverture:

Simulation d'un cisaillement affectant la
Sous-province de l'Abitibi

AVANT-PROPOS

Ce document se fonde sur un texte soumis originellement à l'Association professionnelle des géologues et géophysiciens du Québec lors d'un cours intensif, tenu le 30 mars 1989 à Val-d'Or. Quelques modifications ont été apportées au texte et quelques figures ont été ajoutées de façon à en expliciter certaines parties.

En publiant ce texte, le MER vise à le mettre à la disposition de tout géologue intéressé par les zones de cisaillement, ainsi que par les concepts modernes de géologie structurale et de leurs champs d'application dans la Sous-province archéenne de l'Abitibi.

Table des matières

	Page
INTRODUCTION	1
Problématique de la Sous-province de l'Abitibi	1
Remerciements	2
CONCEPTS STRUCTURAUX	3
Éléments structuraux	3
Structures planaires	3
Principales structures planaires	4
Foliation mylonitique	4
Structures linéaires	4
Problème de la nomenclature dans l'Abitibi	6
Raccourcissement horizontal	7
Tectonique souple: plis	8
Introduction	8
Principales caractéristiques des plis	8
Position du pli synforme	10
Tectonique polyphasée	10
Regard structural	11
Plis en fourreau (<i>sheath fold</i>)	12
Plis en kinks	12
FAILLES ET ZONES DE CISAILLEMENT	15
Introduction	15
Différents processus de la déformation	15
Déformation coaxiale (déformation pure)	16
Déformation non coaxiale	16
Symétrie structurale	17
Comportement ductile-plastique et comportement ductile-visqueux	18
Processus d'anastomose	19
Mylonites et cataclasites	21
Géométrie des zones de cisaillement	24
Structures secondaires	25
Veines	28
Veines d'extension	28
Veines en cisaillement	30
Indicateurs cinématiques	30
Fabrique CS (figure 45,A)	31
Rotation de porphyroblastes (figure 45,B)	32

Ombres de pression asymétriques (figures 45,C ,D et E)	32
Type σ	32
Type δ	32
Type θ	32
Structures en dominos ou en étagère à livres (figure 45,F)	33
Déplacement intrafolial (figure 45,G)	33
Recristallisation dynamique (figure 45,H)	33
<i>Shear bands</i> (ECC) (figure 46,A)	33
Veines sigmoïdes (figure 46,B)	34
Rotation de boudins (figure 46,C)	34
Plis asymétriques et plis intrafoliaux (figure 46,D)	34
Chevauchement d'aspérités (figure 46,E)	34
Stries de glissement et zones abritées	34
Plis par entraînement	35
Analyse en laboratoire	35
Prise d'un échantillon orienté	35
Lames minces orientées	36
Trajectoire de schistosité	36
Projection stéréographique et division en domaines	36
CONCEPTS ET MODÈLES TECTONIQUES	37
Introduction	37
Failles de décrochement (<i>strike-slip faults</i>)	37
Transpression	38
Tectonique alpine et exemple des Himalayas	40
Concept des terranes exotiques	41
Tectonique verticale et diapirisme	41
Le problème des grandes failles inverses à fort pendage	42
ÉPILOGUE	43
RÉFÉRENCES	45

Introduction

Ce document s'adresse aux géologues de l'industrie, aux étudiants en géologie ainsi qu'à tout intervenant confronté au problème des zones de déformation importante. Il passe en revue la plupart des concepts de géologie structurale utilisés dans les terrains de roches vertes archéennes. Bien sûr, les zones de cisaillement en occupent une part importante, mais les concepts applicables à l'étude d'une déformation régionale y sont également traités.

L'objectif principal du document est de donner aux géologues de terrain un outil qui leur permettra de faire une analyse structurale soit à l'échelle de l'affleurement, soit à l'échelle régionale; elle permettra également l'analyse structurale d'une mine. Plusieurs notions présentées sont en fait des éléments de base en géologie structurale. Elles ont été incorporées à titre de révision et adaptées pour le traitement des roches vertes archéennes. Le document passe également en revue différentes méthodes et notions allant de la collecte de l'échantillon orienté jusqu'aux grandes interprétations géodynamiques de la Sous-province de l'Abitibi.

Le texte original, rédigé à la demande de l'Association professionnelle des géologues et géophysiciens du Québec (APGGQ), a été diffusé à seulement 200 exemplaires lors du congrès de l'APGGQ en avril 1989; cette publication en représente une version modifiée et corrigée. Le texte s'inspire également en partie d'un travail effectué pour le MER et qui s'intitule: *Analyse géométrique et dynamique des couloirs de déformation* (MB 89-07).

Problématique de la Sous-province de l'Abitibi

La Sous-province de l'Abitibi a souvent eu la réputation d'être un mauvais terrain pour faire de la géologie structurale. Il est vrai que le type de matériau rencontré n'est pas toujours idéal pour l'analyse structurale et que la difficulté à obtenir de bons horizons marqueurs a souvent été reconnue comme l'obstacle majeur à la compréhension de la déformation. L'importance de la structure dans l'établissement de la stratigraphie n'est plus à démontrer; la réciproque est également vraie. L'établissement ou non d'une stratigraphie cohérente et fiable aura une répercussion inévitable sur tout modèle traitant de l'évolution géodynamique. De plus, les affleurements en nombre souvent faible ne sont pas toujours à la hauteur des interprétations que l'on voudrait en tirer. En revanche, certaines régions ont bénéficié de traitements privilégiés en raison de leur potentiel économique. Les excavations minières et les affleu-

rements décapés permettent de jeter un regard plus attentif sur certaines zones critiques dans l'interprétation de l'évolution géodynamique de l'ensemble de la sous-province. Toutefois, la tendance à concentrer les observations sur ces zones hautement complexes peut amener un certain déséquilibre qu'il faut pondérer de façon à mettre la problématique archéenne dans une juste perspective.

La Sous-province de l'Abitibi représente un milieu où l'intensité de la déformation n'est pas constante d'un point à un autre et où la variation de cette intensité est également irrégulière, d'où la notion de *gradient de déformation*. La variation du gradient de déformation a une influence directe sur la façon d'aborder le traitement structural.

Il est difficile de soutenir l'idée qu'une région aussi vaste que l'Abitibi a connu plusieurs épisodes de déformation distincts et successifs, que l'on pourrait reconnaître en tout point de la région. Les levés sur le terrain démontrent, au contraire, que cette déformation est globalement hétérogène et que certains secteurs ont subi des déformations complexes tandis que d'autres sont demeurés pratiquement intacts. Toutefois, il demeure que, pour une large part de la sous-province, l'orientation du grain tectonique est régulièrement E-W et correspond au tracé de la schistosité principale, que l'on définit comme étant la *schistosité régionale*, ainsi qu'à celui de plis régionaux ou locaux associés à cette schistosité. Ce grain tectonique correspond également au tracé de grandes discontinuités régionales qui se matérialisent en des couloirs où l'intensité de la déformation est significativement plus élevée que dans l'ensemble de la région. Ces couloirs de déformation sont généralement confinés à un espace qui, en plan, correspond à une surface tabulaire de largeur variable, mais beaucoup plus longue que large. On peut également présumer que ces couloirs ont des extensions importantes dans la troisième dimension. On peut les reconnaître à toutes les échelles, mais on tend généralement à regrouper dans un même couloir les zones où l'intensité et le gradient de déformation sont semblables à l'échelle de la carte. L'usage de l'expression *couloir de déformation* a l'avantage de n'impliquer aucune connotation génétique sur les processus en cause. Le terme peut convenir aussi bien à des zones de faille et de cisaillement, où l'on présume une composante cisailante importante, ou à des zones qui n'impliquent que peu ou pas de cette composante.

Un couloir de déformation est généralement caractérisé par une forte anisotropie, que l'on associe dans plusieurs cas à sa direction. Sur cette anisotropie, se

superpose une suite de structures qui compliquent souvent l'interprétation de la zone tectonique.

Ces couloirs de déformation amènent une problématique supplémentaire puisque l'histoire de la déformation établie au sein de ces zones complexes n'est pas nécessairement représentative de ce qui s'est passé au niveau de la déformation régionale. De plus, la transition entre la déformation typique d'un couloir et celle que l'on qualifie de régionale est souvent progressive. Ceci complique la discrimination de l'appartenance des structures soit au régime particulier du couloir, soit à celui de la déformation régionale.

Remerciements

Nous exprimons notre gratitude envers Claude Dion, du CERM, pour ses critiques constructives. Les

commentaires toujours pertinents de Jacques Béland, de l'Université de Montréal, ont été également grandement appréciés.

Nos remerciements s'adressent également à l'Association professionnelle des géologues et géophysiciens du Québec, en particulier à Jacquelin Gauthier et son équipe, qui ont su promouvoir la réalisation de ce document et en permettre une première diffusion.

L'excellent travail de Claude Dallaire, dans la réalisation de plusieurs figures, et l'assistance de Marie-Claude Thérien dans la mise en forme finale du document ne pourraient passer sous silence.

Enfin, le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, le Service géologique du Nord-Ouest et son chef de service, Alain Simard, sont remerciés pour avoir permis une plus grande diffusion de ce travail.

Concepts structuraux

Éléments structuraux

STRUCTURES PLANAIRES

Les terrains déformés se caractérisent généralement par la présence de plusieurs types de structures planaires d'orientations diverses. Il peut donc devenir difficile de discriminer les éléments importants qui permettront de saisir l'image de la déformation. La signification de ces structures planaires n'est pas toujours évidente, et tous ces éléments ne peuvent certainement pas être placés au même niveau lors de l'interprétation. Bien des éléments planaires peuvent être levés lors d'une campagne de cartographie; leur méthode de traitement n'est pas évidente. De bonnes descriptions des différentes structures et de leurs relations chronologiques constituent les prémisses à toute interprétation structurale. L'analyse structurale sur le terrain a comme objectif principal de faire ressortir les différents événements qui affectent une région donnée. Pour ce faire, on tente de discriminer chronologiquement les différentes structures planaires qui se recoupent ou se replissent. Il est commun de désigner la stratification primaire ou le litage dans les roches comme S_0 . Les roches sédimentaires permettent généralement de bien matérialiser ce plan mais il est également possible de le mesurer dans les roches volcaniques soit par les contacts entre des coulées, soit par l'association avec des roches pyroclastiques. Ce plan tend à représenter le mieux possible la paléosurface horizontale qui existait avant la déformation. Toutefois, dans les terrains volcaniques, les plans S_0 mesurés peuvent être différents de la paléosurface horizontale. Le plan S_0 représente donc l'élément planaire le plus utile pour interpréter les effets du plissement puisque l'on peut y associer un sommet stratigraphique qui permet de déterminer l'ordre de succession des couches et par conséquent la présence de plis. Les structures planaires d'origine tectonique qui se superposent sur le plan S_0 seront désignées comme suit: S_1 pour la première à s'être imprimée sur le litage (S_0), S_2 pour la deuxième et ainsi de suite. Ces structures planaires peuvent se décrire en termes de morphologie, de caractère pénétratif, d'intensité et de régularité.

Les éléments les plus pénétrants sont généralement considérés comme étant les plus significatifs. Dans le même ordre d'idées, les structures faiblement développées et difficiles à mesurer devront avoir, lors de l'interprétation, un poids en relation avec leur intensité.

Il est vivement recommandé d'utiliser une plaque d'aluminium pour mesurer les structures planaires et linéaires. La plaque permet de prendre des mesures

plus précises et ce, de façon reproductible. Pour la structure planaire, elle sert à matérialiser la surface à mesurer lorsque celle-ci est mal développée (figure 1). Pour la structure linéaire, on place l'arrête de la plaque sur la ligne à mesurer, qui devient la charnière à partir

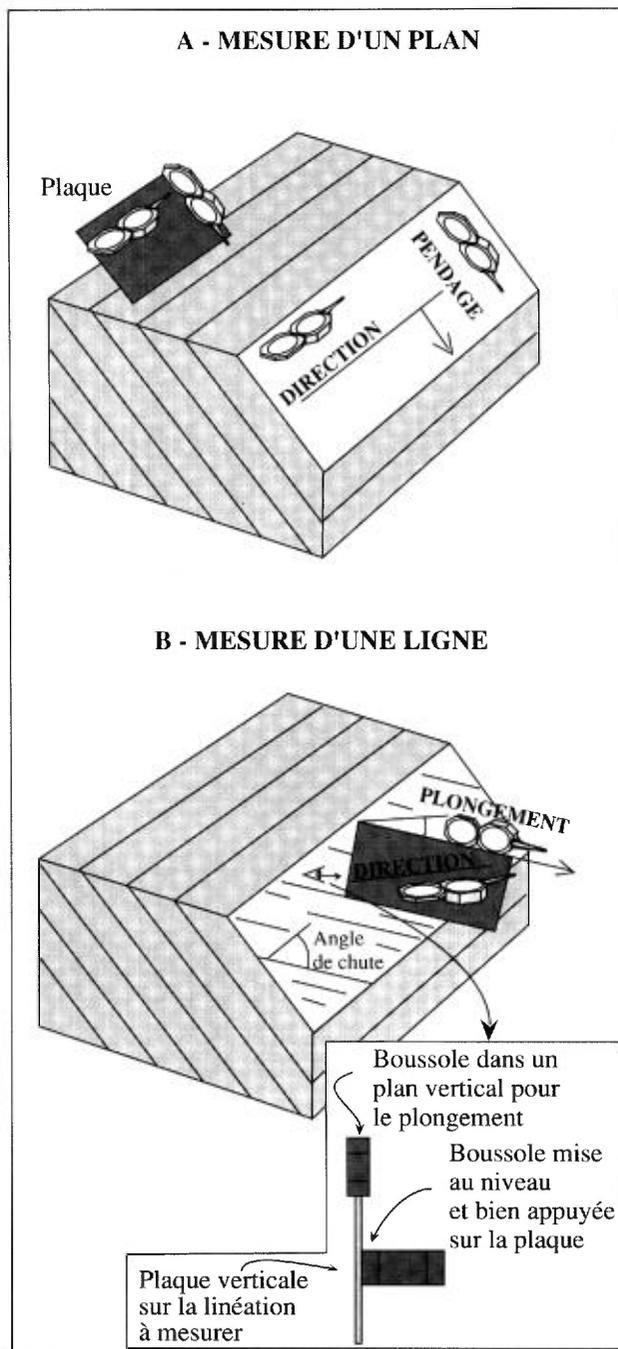


FIGURE 1 – Méthodes pour la prise des mesures planaires et linéaires.

de laquelle on fait pivoter la plaque. À l'aide du niveau de la boussole, on amène la plaque en position verticale en prenant soin de demeurer toujours sur la ligne à lever. La direction du plan vertical qui contient la ligne correspond à la direction de celle-ci. Le plongement peut se mesurer directement sur l'arête de la plaque (figure 1).

En Amérique du Nord, on fait généralement une distinction entre schistosité et clivage. La schistosité correspond à une fabrique pénétrative qui donne à la roche un débit en minces feuillets, tandis que le clivage correspond généralement à des structures plus espacées qui ne correspondent pas à un alignement minéralogique préférentiel.

Principales structures planaires

La *schistosité de flux* (*slaty cleavage*) correspond à une structure pénétrative, souvent parfaitement planaire, qui résulte de l'alignement préférentiel de minéraux lamellaires provenant de la réorientation de minéraux primaires ou de la recristallisation métamorphique. Cette structure, produite lors de déformations importantes, est régulièrement associée à une linéation minérale ou d'étirement. On dira dans ce cas qu'il s'agit d'une structure plano-linéaire.

Le *clivage de fracture* (désigné *schistosité de fracture* en France) correspond à une structure souvent discrète et peu pénétrative, qui s'apparente beaucoup à des microfissures parallèles. Ce type de structure est fréquent dans certains horizons de forte compétence ou dans des régions peu affectées par la déformation.

Le *clivage de crénulation* est une structure commune se superposant, dans la plupart des cas, à des fabriques existantes, comme la schistosité de flux, ou à un débit primaire dans certaines roches sédimentaires. Il s'agit d'une structure peu pénétrative qui laisse voir, à l'échelle de l'échantillon, des bandes non affectées, qui sont appelées microlithons.

Le *clivage de pression-solution* représente une variante du clivage de crénulation. Il se caractérise par l'alternance de bandes riches en minéraux pâles, comme le quartz et le feldspath, avec des bandes riches en minéraux plus foncés, comme les micas. Cette alternance est produite par dissolution de minéraux plus solubles dans les flancs de la crénulation et précipitation dans les charnières.

Le *clivage en cisaillement* est également un dérivé du clivage de crénulation. Sa caractéristique est que la surface affectée présente une asymétrie témoignant d'une composante cisailante le long du plan.

On peut définir deux comportements distincts dans le clivage de crénulation, comme l'illustre la figure 2. Ainsi, un clivage est dit en extension lorsqu'un segment quelconque de la surface affectée, entre deux plans de clivage, subit un allongement par rapport à sa longueur initiale. À l'opposé, le clivage est dit en compression

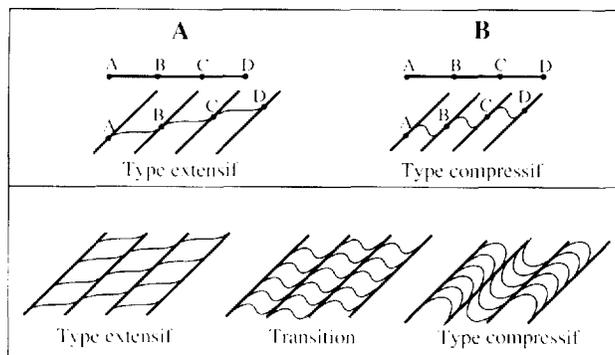


FIGURE 2 – Types de clivages de crénulation.

lorsqu'un segment subit un raccourcissement par plissement entre les deux plans de clivage. La nature en extension d'un clivage est typique d'une composante cisailante le long de celui-ci. Le clivage de crénulation conventionnel ainsi que le clivage de pression-solution sont plus caractéristiques d'une compression ou d'un raccourcissement.

Il est possible de caractériser l'activité d'un clivage à partir de son effet sur l'anisotropie affectée. Ainsi, on dira que le clivage est passif s'il ne fait que se superposer sans interférer sur la géométrie de la surface affectée et qu'il est actif s'il est associé à des plis visibles à l'oeil nu. La figure 3 illustre cette relation.

Foliation mylonitique

On désigne souvent par foliation mylonitique (voir aussi la section sur les mylonites et les cataclasites, plus loin) le plan d'anisotropie principale dans une zone de cisaillement. Ce terme permet de faire une distinction entre la schistosité qui se rapporte généralement à une déformation régionale et la schistosité au sein de la zone de cisaillement, qui n'a pas nécessairement de correspondance avec cette même déformation régionale. Cette fabrique est généralement plus intense que celle qui caractérise l'ensemble de la région. Il s'agit communément d'une structure de type plano-linéaire à laquelle on associe généralement les indicateurs cinématiques, qui permettent d'interpréter le sens du mouvement dans une zone de cisaillement.

STRUCTURES LINÉAIRES

Les structures linéaires peuvent se diviser en trois grandes familles: les linéations géométriques, les linéations minérales et les linéations d'étirement. Les linéations géométriques regroupent essentiellement celles qui proviennent de l'intersection de deux structures planaires. La plus importante est celle qui provient de l'intersection entre le plan de stratification et celui de la schistosité régionale. Cette intersection L_1^0 matérialise l'attitude de l'axe d'un pli associé à cette schistosité, comme le montre la figure 4. De la même manière, si une schistosité S_1 est affectée par une

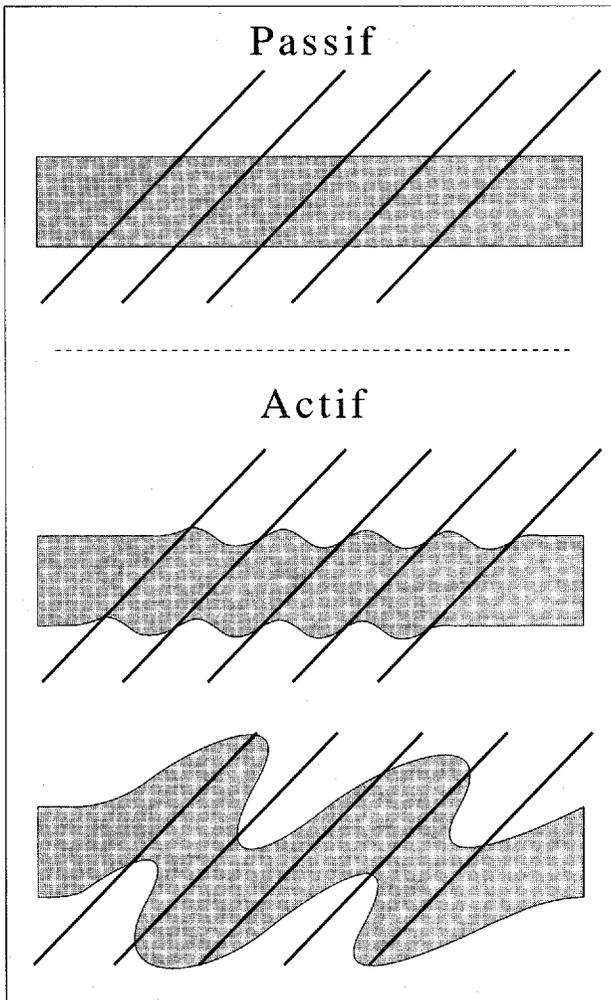


FIGURE 3 – Différents stades d'activité du clivage de crénulation. Le clivage passif n'a pas produit de plis visibles en affleurement tandis que le clivage actif est de plan axial à des plis qui peuvent aller d'ondulants à serrés.

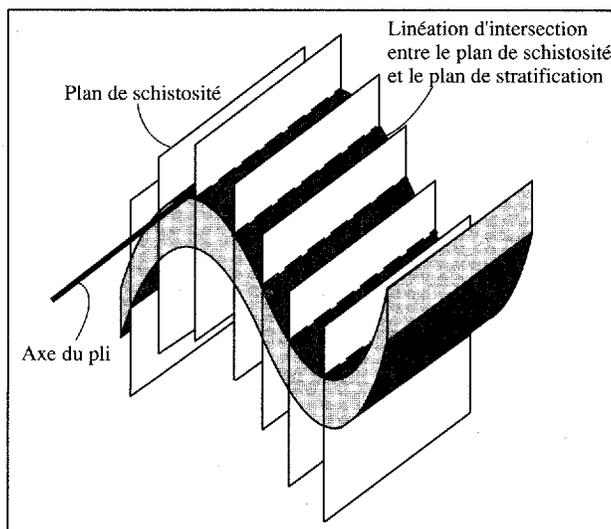


FIGURE 4 – Détermination de l'attitude de l'axe d'un pli par la linéation d'intersection entre la schistosité et le plan de stratification.

surface S_2 , la linéation d'intersection $L_{\frac{1}{2}}$ représentera la charnière du pli de deuxième phase affectant la schistosité S_1 . La linéation d'intersection se mesure idéalement sur le terrain, directement sur l'une des deux surfaces impliquées, mais elle peut également être mesurée en laboratoire à partir des deux plans mesurés sur le terrain et dont l'intersection est calculée sur un canevas de Wulf.

Les axes de pli font également partie des linéations géométriques. Ils se mesurent directement sur le terrain, généralement sur de petits plis à partir desquels on déduira l'attitude des grands plis. Ce sont des éléments précieux pour une reconstitution tridimensionnelle des strates déformées; ils sont cependant plutôt rares dans les terrains archéens si on fait exception des couloirs de déformation où ils abondent et où leur signification est différente.

La linéation d'étirement est certainement l'élément structural le plus important dans la compréhension, géométrique et cinématique, des terrains déformés. Il s'agit d'une linéation dynamique, donc très différente des linéations purement géométriques comme les linéations d'intersection avec lesquelles on la confond souvent. Closs (1946) a été le précurseur dans la reconnaissance et l'interprétation des linéations d'étirement. Il a démontré que cette linéation marque la direction du transport tectonique dans les roches. Ce n'est pas un élément différent de la schistosité puisqu'il s'agit, en fait, de l'orientation de l'axe long du plan elliptique qui représente la schistosité (figure 5). Sur l'ellipsoïde de la déformation finie, la linéation d'étirement correspond à l'axe X, tandis que la schistosité est donnée par le plan qui contient les axes X et Y. Dans les roches qui ont subi la déformation régionale, la linéation d'étirement indique la direction principale du fluage des roches.

Lorsqu'on parle de linéation d'étirement, on fait généralement référence à un volume qui a été étiré dans une direction préférentielle. Cette linéation se matérialise donc par l'allongement préférentiel d'éléments comme les vésicules, les fragments ou les cristaux. Dans plusieurs cas cependant, il y a absence de volume de référence; même dans ces cas, il est possible de la visualiser par l'alignement minéralogique préférentiel que l'on voit sur le plan de la schistosité; on parle alors de linéation minérale. Il est facile de vérifier au microscope si cet alignement correspond bien à une extension préférentielle. Il s'agit de faire la comparaison entre deux lames minces perpendiculaires à la schistosité, dont l'une est coupée perpendiculairement à la linéation et l'autre, parallèlement. La comparaison du grain microscopique ou de la géométrie des cristaux peut mettre en relief l'aspect volumétrique qui n'est pas toujours visible en échantillon ou en affleurement. La technique de l'orientation et de la coupe des lames minces orientées est étudiée plus loin.

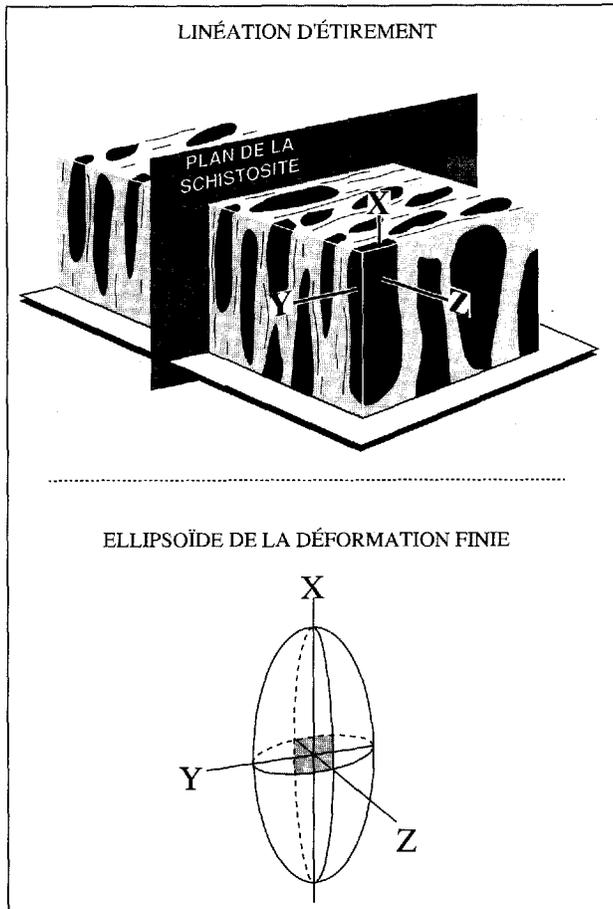


FIGURE 5 – Représentation graphique de la linéation d'étirement.

PROBLÈME DE LA NOMENCLATURE DANS L'ABITIBI

Comme dans tous les terrains déformés, la description et l'interprétation des éléments structuraux servent à établir une chronologie relative des différents événements reconnus dans un secteur donné. Cette façon de procéder, jusqu'ici correcte, se complique lorsque l'on procède aux corrélations régionales. Pour illustrer ceci, prenons l'exemple suivant: une région donnée a subi trois déformations (D1, D2 et D3) qui ont engendré chacune une structure planaire de pendage vertical (figure 6). Imaginons des déformations hétérogènes qui n'affectent pas uniformément la région considérée. Pour les besoins de l'exemple, divisons cette région en quatre secteurs (A, B, C et D). Le secteur A subit uniquement la déformation D1, qui a imprimé dans la roche une schistosité de flux de direction E-W (figure 6). Le secteur B possède également cette schistosité E-W, mais se caractérise en plus par la superposition d'un clivage de crénulation de direction NE appartenant à D2. De façon descriptive le secteur B a donc un S1 et un S2. Le secteur C est également affecté par D1 qui produit, pour une raison quelconque, une schistosité de flux d'orientation NE. Un clivage de

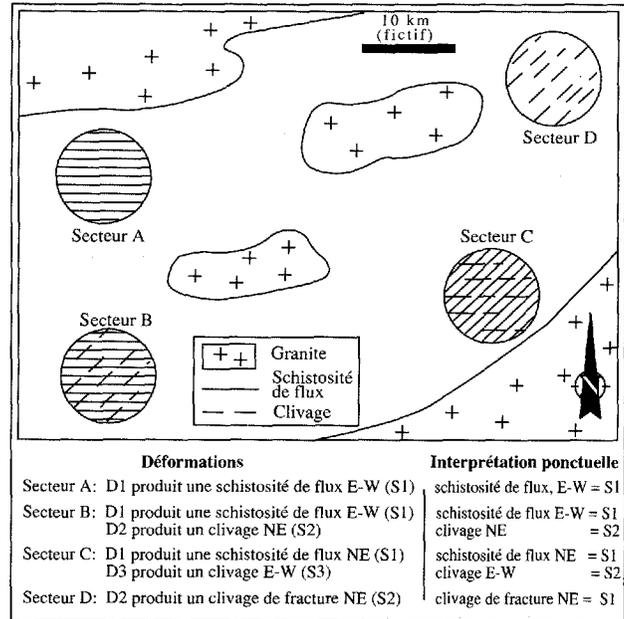


FIGURE 6 – Carte géologique hypothétique illustrant les différents problèmes d'interprétation et de corrélation des structures planaires pour des secteurs donnés. Au bas de la figure: déformations hypothétiques et interprétation ponctuelle. Par exemple, il ne serait pas correct de corréler la schistosité de flux E-W du secteur A avec le clivage E-W du secteur C.

fracture de direction E-W est produit lors de l'événement D3, D2 n'ayant pas de manifestation dans ce secteur. Celui-ci possède donc deux structures qu'il serait correct de désigner, avant l'interprétation régionale, par S1 et S2. Le secteur D ne possède qu'un clivage de fracture NE, relié à D2. La première erreur possible pourrait être de relier les structures en fonction de leurs directions, comme, par exemple, de corréler S1 des secteurs A et B avec S2 du secteur C parce qu'ils possèdent une direction E-W commune (figure 6). Dans ce cas, il est préférable de se fier surtout à la nature de la structure en cause et de corréler les schistosités de flux, qu'elles soient de direction E-W pour les secteurs A et B ou de direction NE pour le secteur C. L'absence de cette première schistosité dans le secteur D rend l'interprétation beaucoup plus difficile et seuls des affleurements clés montrant la transition entre ces différents secteurs permettront de résoudre le problème.

En résumé, S1 trouvé à un endroit peut correspondre à S2 ailleurs. Il faut donc trouver des moyens pour identifier une structure de façon à ne pas attribuer, sur la carte, des symboles semblables pour des structures de signification différente. Il est généralement sous-entendu que S1 représente la première schistosité, associée à la première phase de déformation D1, et que S2 correspond à D2. Cette attribution est correcte si D1 et D2 impriment leurs marques dans la roche. Si D1 est une déformation qui a produit des plis sans schistosité, on en arrive à avoir une première schistosité qui corres-

pond à D₂. Si on lui donne le nom de S₁, il pourra y avoir confusion sur la correspondance de phase; si on lui donne le nom de S₂, on laisse croire à un S₁ qui n'a pas été observé.

Cette situation est assez représentative de la problématique abitibienne puisque la schistosité régionale est communément désignée S₂, que l'on veut attribuer à un deuxième épisode de déformation, indépendamment du fait que le premier épisode est plus souvent déduit qu'observé.

Il faut toutefois se rappeler que S₁, S₂, etc. sont des termes purement descriptifs dont le seul but est de définir, pour un point donné, une chronologie relative entre les éléments structuraux. Il est alors correct d'appeler S₁ la première structure vue en un point donné. Lorsque vient le temps de l'interprétation régionale, on peut éviter toute confusion en désignant la structure principale comme schistosité régionale s'il s'agit d'un élément représentatif de la déformation régionale, ou de schistosité mylonitique s'il s'agit d'une structure qui caractérise un couloir de déformation. C'est d'ailleurs dans ces zones tectoniques complexes que les problèmes de nomenclature arrivent le plus souvent.

Un élément planaire toujours important à reconnaître hors des couloirs de déformation est celui qui est généré lors de la déformation régionale. Cette structure se présente, dans la plupart des cas, sous la forme d'une schistosité de flux généralement assez bien définie pour ne pas être confondue avec d'autres structures. Elle est plus difficile à lever dans les terrains peu ou pas affectés par la déformation régionale. Si une déformation importante affecte une région donnée, il y aura production d'une schistosité principale avec laquelle toutes les structures primaires des roches tendront à être subparallèles. La fabrique ainsi générée sera d'autant plus forte que la déformation sera importante. Si une nouvelle phase de déformation se superpose à une fabrique déjà bien développée, deux alternatives sont alors possibles. La première implique une réactivation et une réorientation des fabriques anciennes tandis que la seconde implique la superposition d'une nouvelle fabrique qui peut être associée ou non à du plissement. Dans ce dernier cas, les éléments parallèles suite à l'aplatissement apparent constitueront la surface affectée par les plis.

Dans les terrains déformés, un seul plan correspond à l'aplatissement apparent; c'est celui que l'on assigne généralement à la déformation régionale. On l'évalue à partir de référentiels de formes originellement connues et allongées lors de la déformation. Les caractéristiques que l'on donnera à ce plan, au point de vue

de son intensité et de sa morphologie, devront servir de référence lorsque viendra le temps de faire les corrélations des structures provenant de divers points géographiques. Une fois que l'on a qualifié cette structure, il faut respecter les critères d'identification et appliquer le même terme à toutes les structures qui auront les mêmes attributs. Les terrains de la Sous-province de l'Abitibi sont connus pour leur grain tectonique E-W, ce qui incite à attribuer le nom de schistosité régionale à toute structure possédant cette direction. Mais la schistosité régionale peut prendre par endroits une orientation N-S et être crénelée par de petites structures secondaires de direction E-W, qu'il serait illégitime de qualifier de schistosité régionale seulement en raison de leur direction.

RACCOURCISSEMENT HORIZONTAL

Pour bien comprendre ce que signifie le raccourcissement horizontal, il faut définir les termes qui suivent. Supposons un ensemble de roches supracrustales, à un stade de non-déformation, occupant une superficie qui sera modifiée par déformation. On désignera par ℓ' , la mesure horizontale du bassin de roches supracrustales prise dans la direction de la plus grande déformation, donc transversalement au grain tectonique. On désignera par ℓ la longueur initiale avant la déformation, qui sera déduite ou calculée. Le raccourcissement horizontal désigne donc la transformation, vue en plan, du segment ℓ en segment ℓ' et s'exprime donc par le rapport ℓ / ℓ' .

On s'entend pour dire que des strates verticales plissées impliquent un raccourcissement minimum de 60%. Le calcul se fait simplement par comparaison du diamètre d'un cercle avec son demi-périmètre. La présence d'une schistosité de flux est également l'expression d'un raccourcissement horizontal d'au moins 60% (Wood, 1973).

Le raccourcissement horizontal n'est pas un processus en soi. Il représente la résultante d'un ou de plusieurs processus qui ont provoqué la transformation géométrique des couches. La figure 7 montre les principaux processus susceptibles de produire un raccourcissement horizontal. On peut diviser ces processus en deux grandes catégories: ceux de la tectonique souple (pli, schistosité) et ceux de la tectonique cassante (faille). Ils peuvent avoir été produits avec différents niveaux d'efficacité et en combinaison les uns avec les autres. On peut également les diviser en termes de coût énergétique. La figure 7 permet de voir que les failles de faible pendage (chevauchement) sont de beaucoup plus efficaces que les failles à fort pendage.

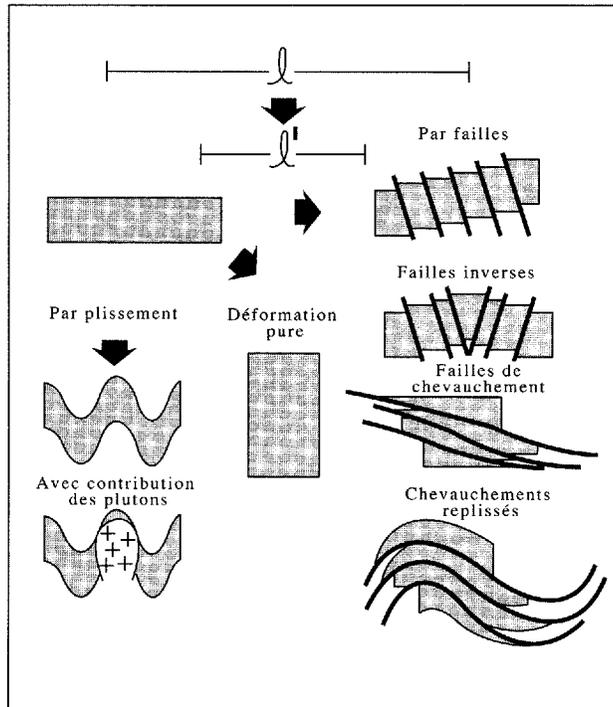


FIGURE 7 – Mécanismes du raccourcissement horizontal. Le segment λ représente la longueur initiale (avant déformation) de l'empilement supracrustal et le segment λ' représente la mesure horizontale après la déformation, prise dans la direction du plus grand raccourcissement.

Tectonique souple: plis

INTRODUCTION

Les plis sont des structures très communes sur le terrain. Ils représentent, en fait, le moyen idéal d'absorber un raccourcissement horizontal important. Ils se présentent à toutes les échelles et dans des formes très variées. Il s'agit d'éléments très utiles à lever si l'on veut comprendre l'aspect tridimensionnel des formations géologiques. La règle de base est de bien distinguer entre une surface plissée et une surface plissante, de façon à bien faire la corrélation avec la bonne phase (ou étape) de la déformation, ceci évidemment dans la mesure où le pli est associé à une schistosité. Un pli affectant l'anisotropie d'une zone de cisaillement n'a ni la même importance ni la même signification qu'un pli associé à la schistosité régionale. Il faut d'ailleurs prendre garde aux plis trouvés dans les couloirs de déformation, car ceux-ci peuvent donner l'illusion d'une tectonique polyphasée fort complexe, alors que, en réalité, ils ne sont que des structures parasites non nécessairement induites par des déformations importantes, mais qui font partie d'une suite d'événements dans une déformation progressive concentrée à l'intérieur d'un couloir de déformation. En cela, ces plis ont profité du fait que la roche était fortement anisotrope et donc facile à déformer de nouveau.

PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES DES PLIS

On peut caractériser les plis à partir de plusieurs critères allant de la morphologie à l'ordre de grandeur (figure 8). La dimension de la structure est un critère important; un pli centimétrique ou décimétrique n'a pas la même importance qu'un pli kilométrique. La longueur d'onde (λ) est le meilleur moyen d'estimer l'ordre de grandeur du pli. Elle se définit par la longueur de la maille répétitive, soit la distance entre deux synclinaux ou deux anticlinaux (figure 8,G). Si on est en présence d'un pli incomplet, il est alors souhaitable de procéder à une estimation. L'asymétrie du pli est également un élément important à considérer car elle permet, à partir d'un pli de petite échelle, de déduire les structures à grande échelle (figure 8,D). On entend par asymétrie le fait que le pli est constitué de deux flancs longs liés par un flanc court. L'agencement des flancs longs et courts décrit un Z, un S ou un M. Le Z et le S sont typiques des positions des flancs, alors que le M indique une position de charnière. Cette asymétrie n'est toutefois utilisable que dans la mesure où le positionnement sur une structure d'une phase donnée se fait à partir d'une surface plissante de même phase (donc de plan axial). Par exemple, il serait erroné d'attribuer une signification à un pli asymétrique produit par une schistosité S_2 replissant une surface S_1 pour tenter de se positionner sur un pli P_1 .

D'une façon descriptive, un pli se définit en fonction de l'attitude de son plan axial et de son axe (figure 8,B et C). Un pli est droit si son plan axial est vertical, et couché s'il est horizontal. L'angle d'ouverture des plis (figure 8,F) est une notion descriptive utile pour qualifier l'intensité de la déformation. La classe du pli (figure 8,H) permet également de caractériser une structure et peut servir à interpréter les mécanismes à l'origine du plissement.

Deux grands mécanismes à l'origine du plissement peuvent être expliqués à partir d'un jeu de cartes. On peut plisser par flexion en prenant le jeu dans ses deux mains et en le ployant ou on peut faire glisser, de façon différentielle, les cartes les unes sur les autres par cisaillement simple hétérogène (figure 9).

Les plis de classe 1 sont généralement des plis générés par flexion à la charnière ou dans les flancs. Les plis de classe 1B ou plis parallèles sont les plus communs. Ils sont générés soit par flexion-glisserment, ce qui implique un glissement intercouche, soit par flexion-écoulement, laquelle génère un cisaillement simple à l'origine de plis mineurs par entraînement.

Les plis de classe 2 ou plis semblables sont formés par un mécanisme de cisaillement simple hétérogène; ils sont communs dans l'Abitibi, où ils sont régulièrement en association avec la schistosité régionale. Les charnières sont régulièrement transposées, ce qui

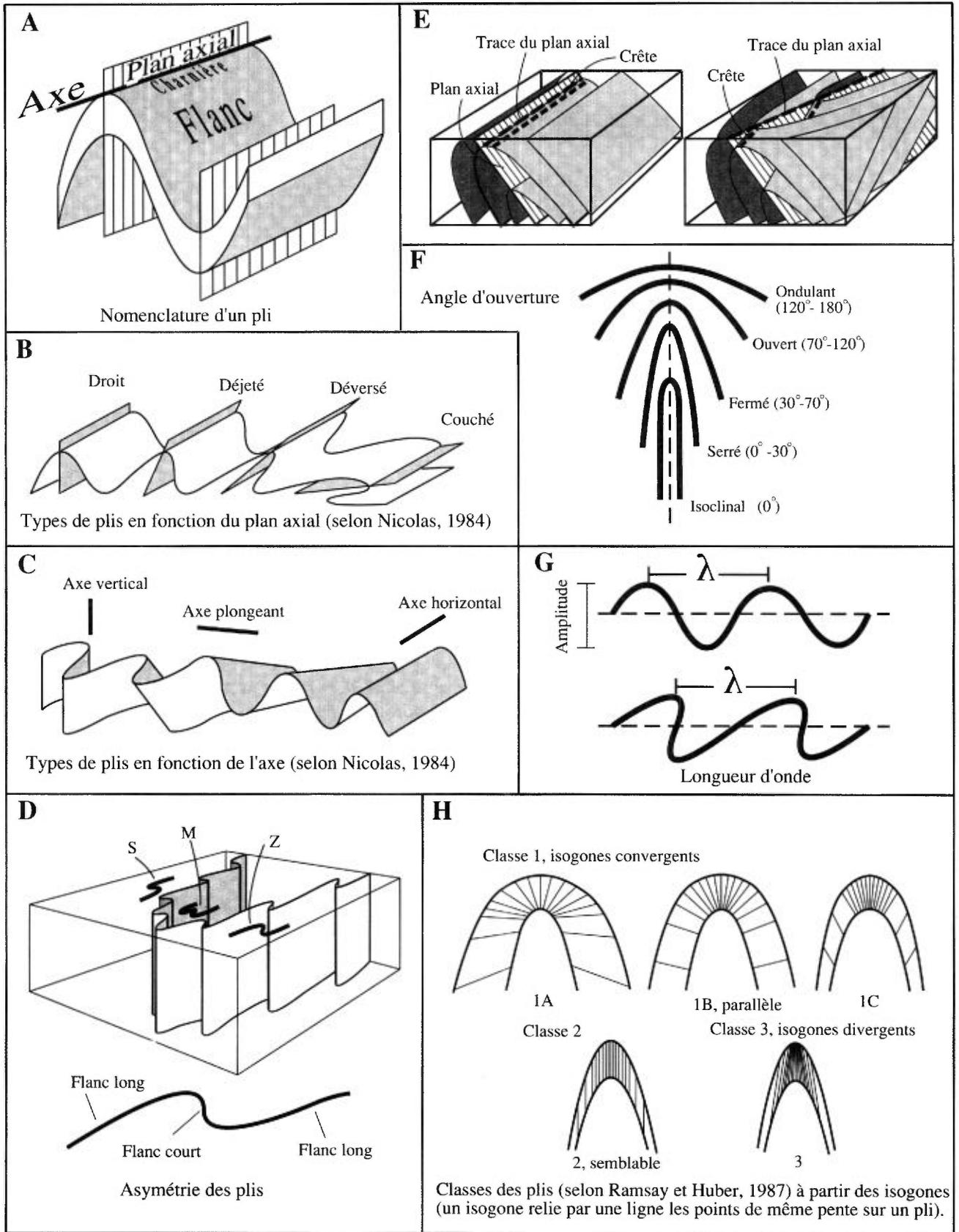


FIGURE 8 – Principaux paramètres pour caractériser les plis.

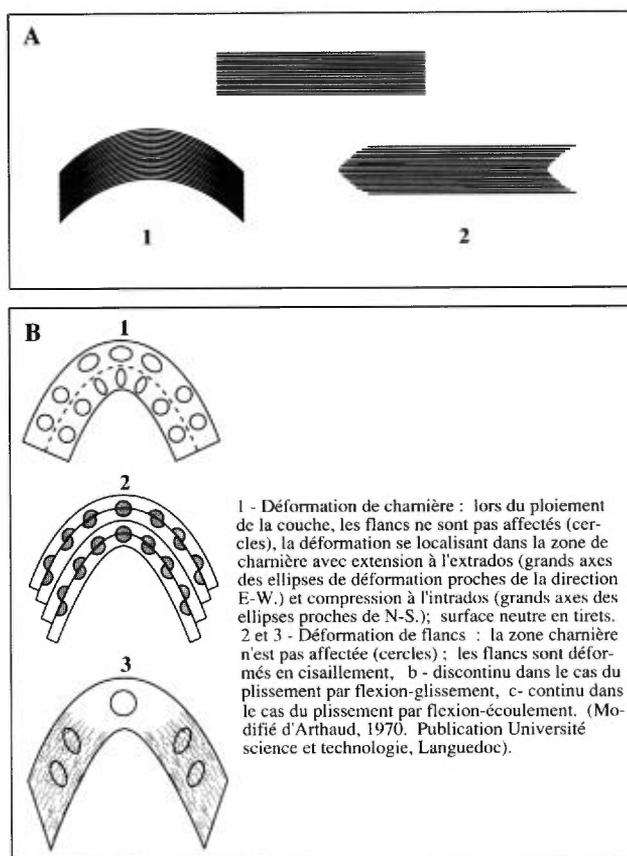


FIGURE 9 – Mécanismes de déformation et mécanismes du plissement.

- A – Les deux mécanismes de déformation: 1) par flexion; 2) par glissement différentiel (tirée de Nicolas, 1984, p. 133).
 B – Mécanismes du plissement par flexion (tirée de Nicolas, 1984, p.129).

démontre la composante de glissement ou de cisaillement sur le plan de la schistosité. Ce type de plis est également typique des plis intrafoliaux dans des zones fortement déformées.

Finalement, on divise les plis en deux familles distinctes: les plis cylindriques et les plis non cylindriques. Les plis cylindriques sont caractérisés par des axes et des linéations d'intersection subparallèles; la surface plissée peut être matérialisée par le déplacement parallèle de l'axe (voir l'exemple de la figure 4). Il n'y a donc que peu ou pas de variation de la ligne de charnière. Les plis non cylindriques regroupent tous les plis où il y a variation de l'axe et donc des linéations d'intersection. Les plis coniques et les plis en fourreau font partie de cette catégorie. Un pli peut être cylindrique dans une partie et non cylindrique dans une autre.

POSITION DU PLI SYNFORME

La figure 10 montre la relation, dans un pli, entre le plan de stratification qui a subi le plissement et le plan de schistosité responsable de cette déformation. On voit que la relation angulaire entre S_0 et S_1 , de part et d'autre de la trace axiale, est symétrique. L'analyse de

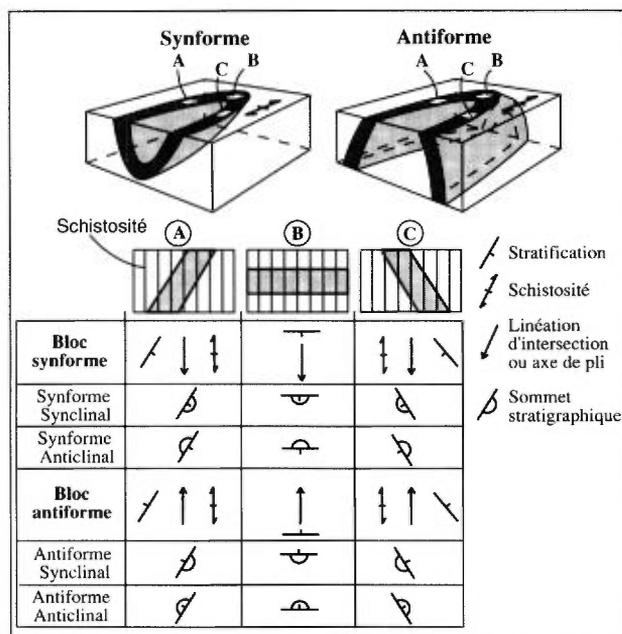


FIGURE 10 – Détermination du sens du synforme à partir de la relation schistosité-litage et de la linéation d'intersection.

cette relation est donc importante pour replacer, surtout en plan, la zone de fermeture du pli. Si on peut mesurer en plus un axe de pli mineur ou la linéation d'intersection entre la schistosité et la stratification, il est possible de savoir s'il s'agit d'un synforme ou d'un antiforme. Ces notions sont uniquement descriptives et doivent être distinguées de celles de synclinal et d'anticlinal qui font appel respectivement à un rajeunissement et à un vieillissement des couches vers le coeur du pli. La figure 10 montre que la même forme de pli en surface peut être produite par un synforme ou un antiforme, le plongement du pli étant le facteur qui contrôle la géométrie de surface. Pour déterminer le sens du pli synforme, il faut que le plongement de la linéation soit, de façon significative, d'un côté ou de l'autre. Si on est en présence d'un pli à axe vertical, comme c'est souvent le cas en Abitibi, la notion de synforme ou d'antiforme ne signifie plus rien. Si on peut déterminer le sommet stratigraphique il est possible de connaître, indépendamment de la notion de synforme et d'antiforme, s'il s'agit d'une structure synclinale ou anticlinale.

TECTONIQUE POLYPHASÉE

Comme il a été mentionné plus avant, la réponse la plus commune à un raccourcissement important est le plissement. Lorsque plusieurs orogènes ont touché successivement une région, il est normal de s'attendre à ce que les plis produits par chacune des orogènes soient en interférence. Toutefois, la notion de tectonique polyphasée n'implique pas nécessairement plusieurs orogènes distinctes. On peut penser à une variation dans le temps du système de contraintes,

engendrant ainsi de nouvelles structures qui accommodent une direction différente de raccourcissement et qui se superposent sur les structures acquises dans les stades précoces. Dans les zones de forte déformation, il est possible de trouver des structures complexes qui peuvent mimer l'interférence de plusieurs phases de déformation. Le cas des plis en fourreau (voir plus loin) démontre cette possibilité.

Lorsqu'on est en présence, sur le terrain, de motifs d'interférence, il faut vérifier et décrire la nature de la (ou des) surfaces plissées et établir une chronologie des différentes surfaces en cause. La figure 11,A résume les principales figures d'interférence possibles entre deux phases de pli de même amplitude. La figure 11,B présente les interprétations probables que l'on peut déduire de ces motifs. Un motif en dôme et bassin (type 1 de Ramsay) est généralement typique de deux phases qui ont produit un raccourcissement orthogonal l'une par rapport à l'autre, tandis qu'un patron en champignon ou en croissant (type 2) implique une première phase de plis couchés replissés par des plis droits orthogonaux (figure 11,B).

Comme pour les plis et les schistosités, il faut bien identifier le milieu dans lequel ces structures sont décrites, de façon à ne pas donner une portée régionale à des complications reliées à un couloir de déformation ou une zone de cisaillement. Dans les couloirs de déformation la figure la plus fréquemment rencontrée est le crochet ou le pli replissé (type 3 de Ramsay).

REGARD STRUCTURAL

Dans les terrains volcaniques plissés plus d'une fois, il devient difficile de déterminer le sommet stratigraphique et d'établir dans quelle direction on doit se diriger si l'on veut monter dans la séquence stratigraphique. C'est pourquoi la notion de regard structural devient très utile pour connaître la direction du rajeunissement des couches. C'est Cummins et Shackleton (1955; voir Kehlenbeck, 1984) qui furent les premiers à utiliser le concept de regard structural. Cette notion s'est par la suite largement répandue (Borradaille, 1976; Poulsen *et al.*, 1980; Kehlenbeck, 1984). Le regard structural s'obtient seulement lorsqu'il y a une relation angulaire entre le plan de la stratification et celui de la schistosité. Il s'obtient par le rabattement dans l'angle aigu de la direction du sommet stratigraphique vers la direction de la schistosité. Nous devons toutefois faire, ici, la distinction entre regard structural, terme dérivé de *structural facing*, et regard des plis qui désigne l'asymétrie des plis. On peut se référer à Bell (1981) pour une définition plus complète. La figure 12 permet de faire la distinction entre le sommet stratigraphique et le regard structural. À partir du regard structural, il devient possible de reconnaître et de tracer les effets d'une ou de plusieurs phases de déformation. Une phase de plissement unique doit produire

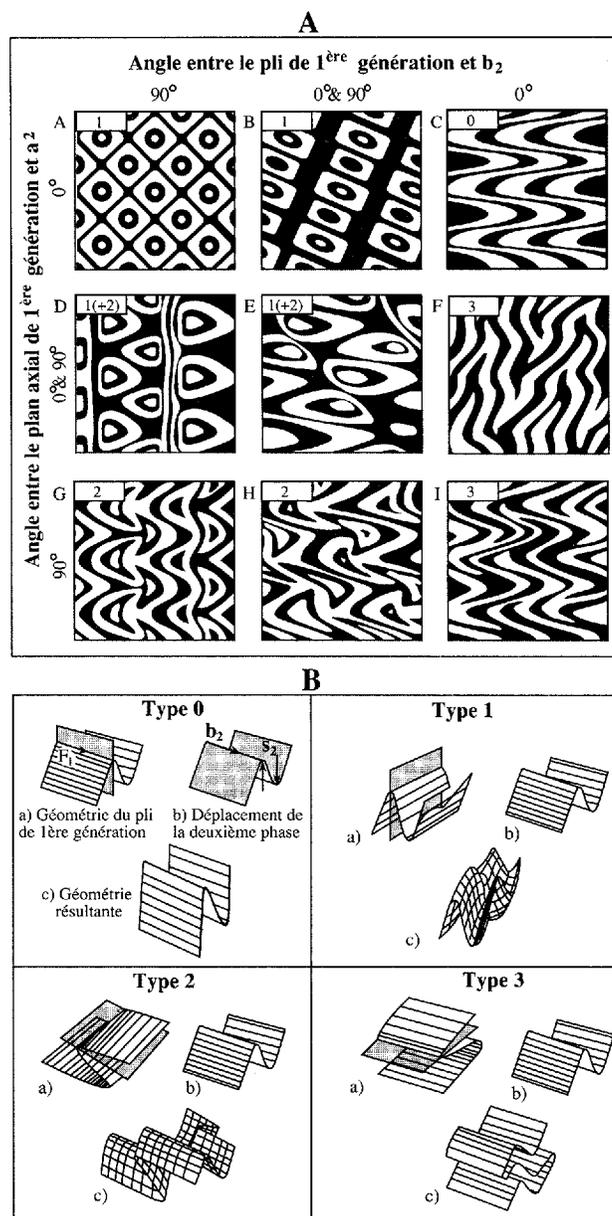


FIGURE 11 – Patrons d'interférence et interprétations.

A – Résumé des principaux types de motifs d'interférence.

B – Interprétations probables à partir des motifs d'interférence. Dans l'exemple de Ramsay et Huber (1987), le type 0 correspond à la superposition de deux plis de même attitude, le type 1 (dôme et bassin) correspond à la superposition de deux plis droits ayant des plans axiaux orthogonaux, le type 2 (croissant) apparaît lorsqu'un pli droit affecte un pli couché de plan axial orthogonal et le type 3 (crochon) provient de la superposition d'un pli droit sur un pli couché avec plan axial de même direction.

un regard structural de même attitude. Une opposition de regard structural peut impliquer les effets de deux phases de déformation ou une déformation hétérogène. La figure 13 illustre la situation où l'opposition du regard structural (ou, en d'autres mots, du sommet stratigraphique dans les charnières de plis) permet de déceler la présence d'un axe de pli ancien.

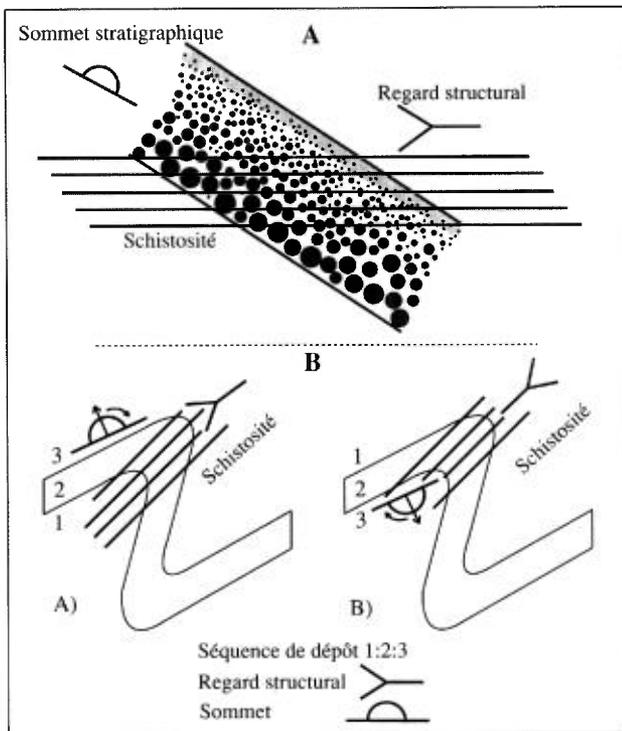


FIGURE 12 – Sommet stratigraphique et regard structural.
 A – Projection du sommet stratigraphique sur le plan de la schistosité pour obtenir le regard structural.
 B – Dispositions différentes du regard structural sur un pli de même asymétrie (modifiée de Bell, 1981).

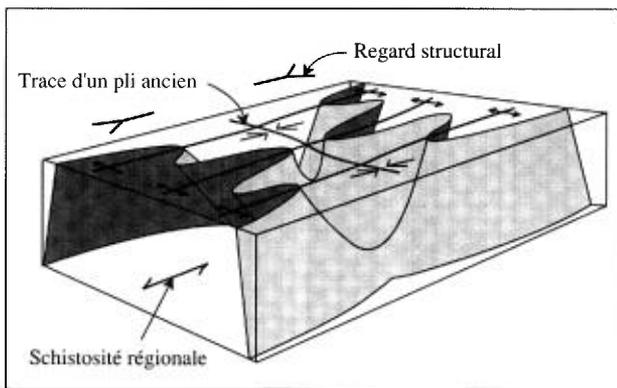


FIGURE 13 – Bloc-diagramme montrant un exemple où l'opposition du regard structural permet de déduire la présence d'un pli ancien.

PLIS EN FOURREAU (SHEATH FOLD)

Les plis en fourreau sont des plis non cylindriques. On peut les décrire comme des plis dont la variation de l'axe dépasse 90° (Ramsay & Huber, 1987). Cette variation peut même approcher 0° , décrivant ainsi un axe qui se retourne sur lui-même à la manière d'une épingle à cheveux. L'image des doigts d'un gant permet également de décrire ce type de structure. Skjerve (1989) définit les plis en fourreau avec plus de précision et il introduit les plis tabulaires qui sont des plis en fourreau très serrés.

Les plis en fourreau représentent des structures qui se développent généralement dans des terrains haute-

ment déformés. Ces plis ont tendance à se caractériser par des axes qui sont parallèles à la linéation d'étirement. Leurs formes s'apparentent à des structures issues de plusieurs déformations. Il peut s'agir d'un pli existant avant la formation d'une zone de cisaillement et dont l'axe a été modifié par transport différentiel de façon à devenir subparallèle à la direction du fluage tectonique (Cobbold & Quinquis, 1980; Henderson, 1981). Il peut également s'agir d'un pli généré directement par transport dans une zone de cisaillement et réorienté dans un continuum de la déformation. La figure 14 montre qu'au stade précoce de la déformation, les plis sont idéalement à charnière horizontale, donc en relation orthogonale avec la direction du transport le long de la zone de faille. Progressivement, les axes ont été entraînés par la linéation d'étirement pour former le pli en fourreau. Les plis complexes non cylindriques dont les axes sont parallèles à la direction de l'étirement sont communs dans les zones fortement déformées. Toutefois, ils ne sont pas nécessairement produits par des mécanismes de transport et, dans plusieurs cas, il est possible que ces plis se soient générés, à l'origine, parallèlement à la direction du transport, plutôt que d'être réorientés vers elle (Ridley, 1986; Coward & Potts, 1983). Seules des indications de terrain montrant un pli dont l'axe est brisé et parallélisé par la linéation d'étirement, permettent d'invoquer ce processus.

PLIS EN KINKS

L'expression *plis en kinks* ou *kink band* s'applique lorsqu'une anisotropie planaire quelconque, que ce soit un litage, une lamination ou une schistosité, subit une déflexion le long d'une bande rectiligne. Les kinks se présentent souvent en bandes centimétriques et sont parfois conjugués. Ce sont des structures très communes dans des zones de cisaillement où l'anisotropie de la roche est très forte. On peut les regrouper en deux types: compressif ou extensif (figure 15). Le type compressif est le plus commun. Lorsqu'ils sont conjugués, on peut déduire la direction de raccourcissement, qui est située dans l'angle obtus et souvent le long du plan d'anisotropie. Lorsqu'ils sont simples, la direction du raccourcissement est oblique par rapport à l'attitude du plan affecté.

On aurait tort de croire que le kink s'est formé par torsion d'un petit corridor suite à un cisaillement. La figure 16 montre la formation progressive de kinks conjugués. On voit que la déflexion s'est produite progressivement au fur et à mesure que l'ouverture s'est créée. La structure en kink s'apparente parfois à certains types de clivage de crénelation. Celui-ci se distingue toutefois par la tendance du plan affecté à avoir un aspect sigmoïde, alors que la surface affectée dans le kink a tendance à être rectiligne. Lorsqu'il y a conjonction des deux plans de kinks, il y a production de plis en chevron.

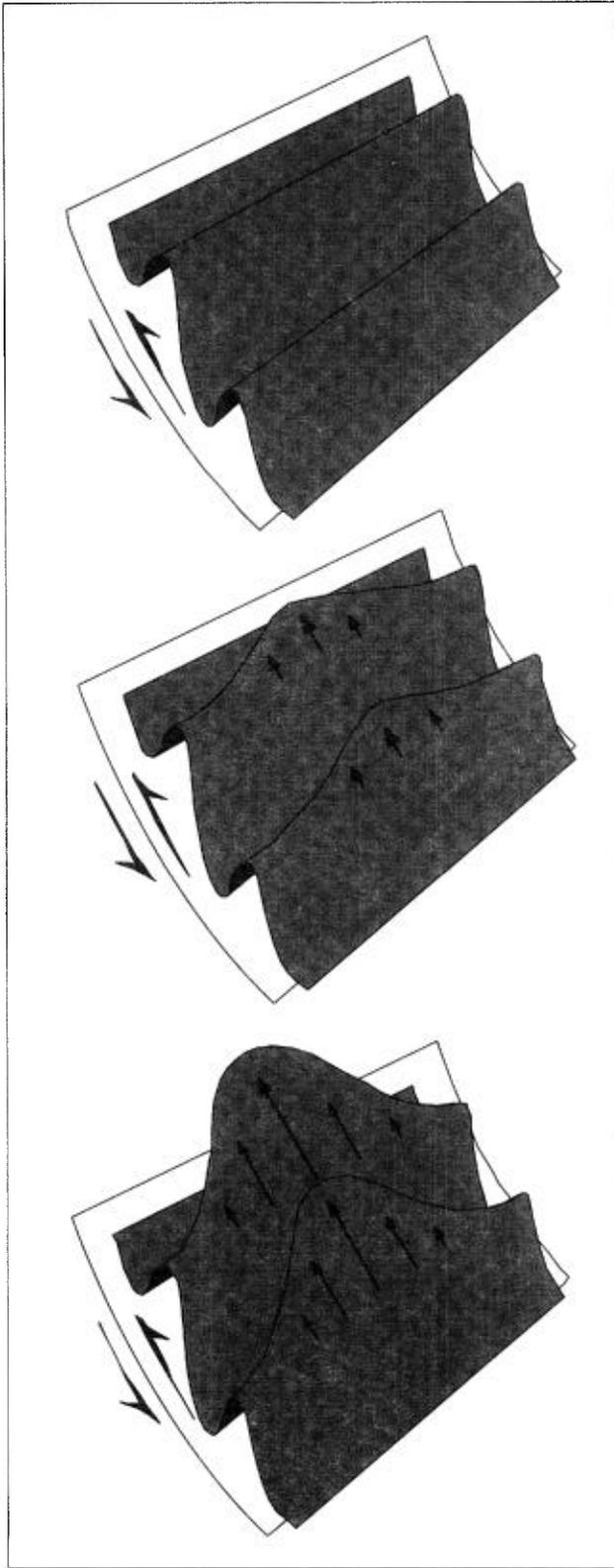


FIGURE 14 – Évolution progressive d'un pli en fourreau dans une zone de cisaillement. La charnière du pli est entraînée et tend à devenir subparallèle à la linéation d'étirement.

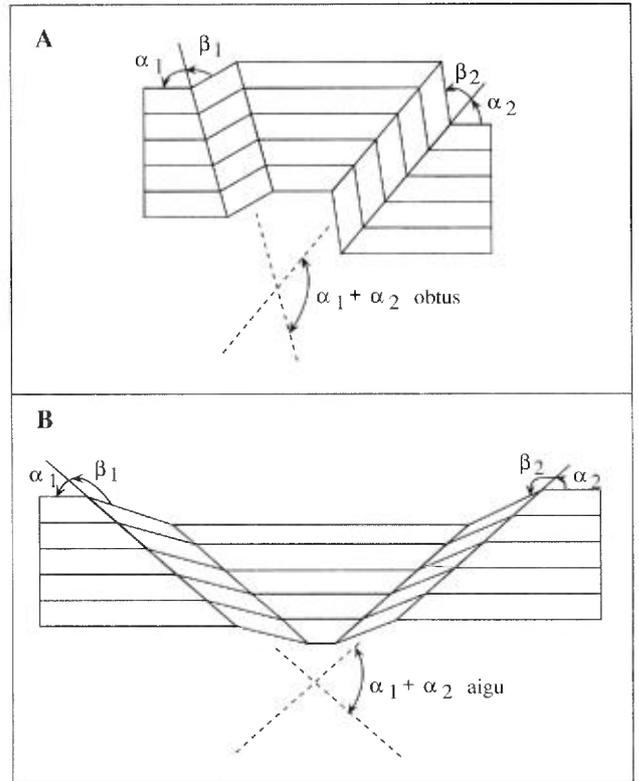


FIGURE 15 – Caractères géométriques des kinks:

A – en contraction;

B – en extension (figure de Ramsay et Huber, 1987, p. 427).

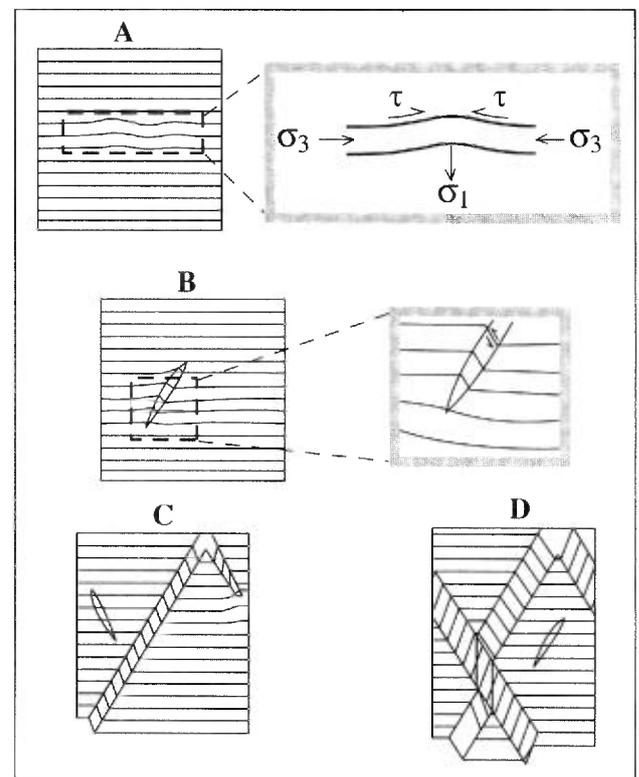


FIGURE 16 – Développement progressif de kinks conjugués (d'après Ramsay et Huber, 1987, p. 431).

Failles et zones de cisaillement

Introduction

Le terme de faille, au sens strict, s'applique à des discontinuités de type fragile pour lesquelles il est possible de mettre une rupture en évidence. Toutefois, dans un sens plus large, il englobe tout le spectre des discontinuités comprises entre la déformation purement cassante et celle purement ductile, incluant donc les zones de cisaillement. La réciproque est également vraie, et il est commun d'utiliser successivement sur le terrain le terme de faille ou de zone de cisaillement pour une même discontinuité. Les deux expressions représentent en quelque sorte un continuum où l'on trouve toutes les variations possibles entre les deux termes utilisés dans leur sens strict. De cette manière, on est en mesure de distinguer trois grandes catégories de zones de cisaillement: fragile, fragile-ductile et ductile (figure 17). La première représente un déplacement de bloc par rupture le long d'une discontinuité, tandis que la dernière représente un même déplacement mais sans rupture.

Indépendamment du type de déformation, il est possible de caractériser ces discontinuités à partir de leur mouvement, comme le montre la figure 18. On qualifie généralement de normales les failles formées par effondrement dans un régime d'extension. Toutefois, il est également possible d'avoir une composante de mouvement normal dans un régime de compression. On a qu'à penser à une faille inverse rebroussée. Il est d'usage commun dans la Sous-province de l'Abitibi de parler de failles de chevauchement bien que celles-ci soient à rejet vertical et à fort pendage. Dans un sens strict, les failles de chevauchement sont des discontinuités de faible pendage. Lorsque le pendage devient important, il est préférable de parler de failles inverses.

On appelle rejet le décalage mesuré le long d'un plan de faille à partir d'un horizon repère que l'on voit de part et d'autre de ce plan. Il faut se souvenir que le rejet que l'on voit en plan, donc sur une carte, ne représente le rejet réel que si le mouvement est parfaitement horizontal. Dans tous les autres cas, il s'agit d'un rejet apparent.

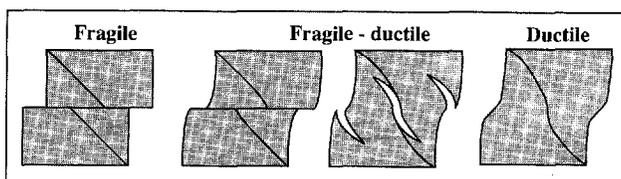


FIGURE 17 – Différents types de cisaillement (d'après Ramsay et Huber, 1987, p. 596).

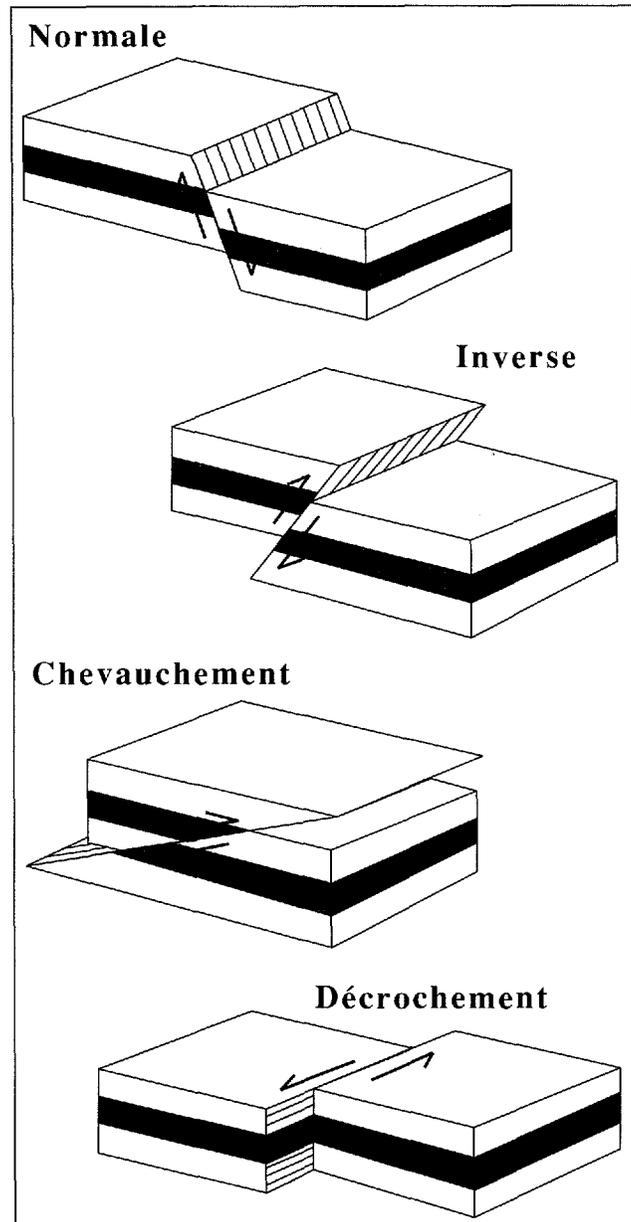


FIGURE 18 – Caractères géométriques des principaux types de failles trouvés près de la surface de la terre (d'après Ramsay et Huber, 1987, p. 513).

Différents processus de la déformation

On distingue deux types de déformation, l'un basé sur la cohérence du processus qui en guide l'action, l'autre sur l'absence de cette cohérence. On qualifie donc de déformation hétérogène celle qui ne correspond à aucune règle ou à aucun processus cohérent. La

déformation homogène, pour sa part, répond à deux principes: la préservation de la droiture de lignes originellement droites et la préservation du parallélisme de lignes originellement parallèles. La déformation homogène comprend deux mécanismes distincts et complémentaires. La déformation dite coaxiale, ou déformation pure, est celle où le produit déformé, idéalisé à l'origine par un cube de référence, conserve les orientations du produit initial (figure 19). Ainsi, le cube initial devient un parallélogramme suite à une compression et les trois axes de référence conservent la même orientation. La déformation non coaxiale, ou cisaillement simple, se fait plutôt par distorsion ou rotation des axes d'origine, et il n'y a donc plus de conservation d'angle.

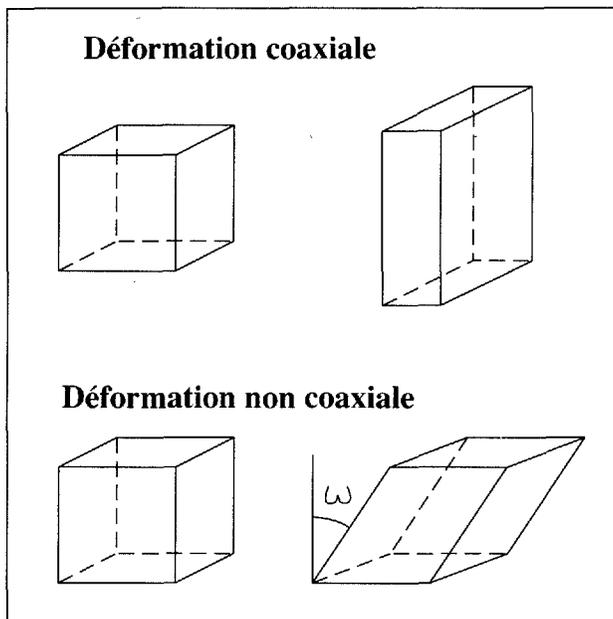


FIGURE 19 – Déformation coaxiale et déformation non coaxiale. Dans la déformation coaxiale, les axes de référence demeurent parallèles tandis que dans la déformation non coaxiale, il y a distorsion des axes.

DÉFORMATION COAXIALE (DÉFORMATION PURE)

Un bloc rocheux de dimension quelconque qui subit une déformation coaxiale à volume constant réagit au système de contraintes par un changement de forme. Ce dernier se produit dans la direction de la contrainte minimale. En réaction, le volume de roche ainsi affecté produit une anisotropie planaire ou un débit schisteux qui peut se distribuer d'une façon homogène sur l'ensemble du bloc déformé. À cause des hétérogénéités et du système de contraintes et de la nature des matériaux rocheux, il est probable que la déformation se concentre davantage dans certaines zones. La déformation ne se manifestant pas nécessairement au même moment pour un volume de roche donnée, il est dès

lors plus simple de continuer à agir sur des zones déjà entamées par la déformation que de toucher à des régions intactes. Ceci crée une tendance à concentrer la déformation dans des zones restreintes ou des couloirs. Ces couloirs ne suivent pas nécessairement des directions constantes et peuvent décrire des motifs sinueux, voire anastomosés (figure 20). L'origine de ces motifs anastomosés sera traitée plus loin.

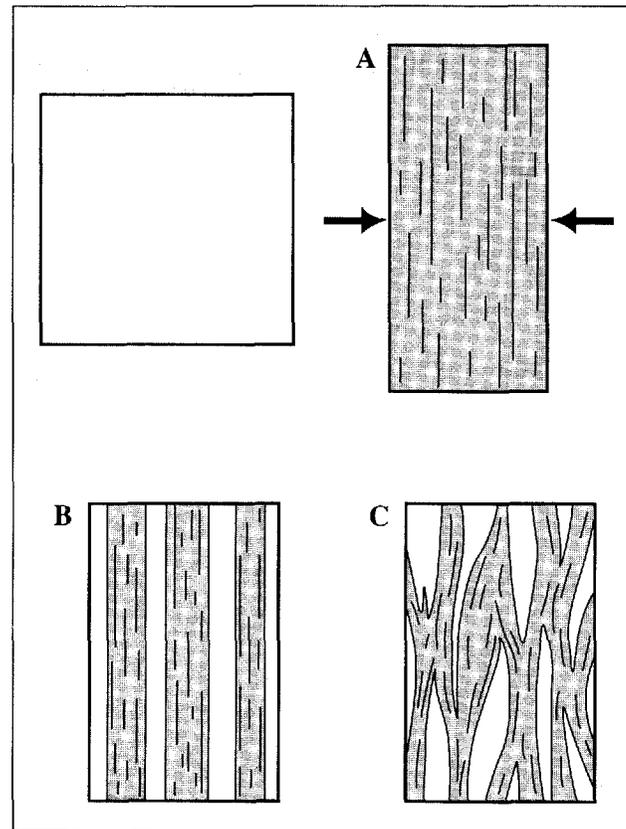


FIGURE 20 – Déformation coaxiale:
A – Déformation homogène de l'ensemble;
B – Déformation hétérogène par couloirs;
C – Déformation hétérogène anastomosée.

DÉFORMATION NON COAXIALE

La déformation non coaxiale, ou cisaillement simple, est constituée par la combinaison de deux processus, l'un qui est la composante de déformation pure, l'autre une composante rotationnelle. La figure 21 montre la relation intime qui existe entre ces deux composantes. La figure 22,A permet de voir que le résultat d'une déformation par cisaillement simple est identique à celui d'une déformation pure à laquelle s'ajoute la composante de rotation. La figure 22,B montre que l'amorce de la déformation se fait toujours à 45° de la direction du cisaillement.

Dans un bloc rocheux affecté par une déformation coaxiale, il est possible de trouver des zones ou des

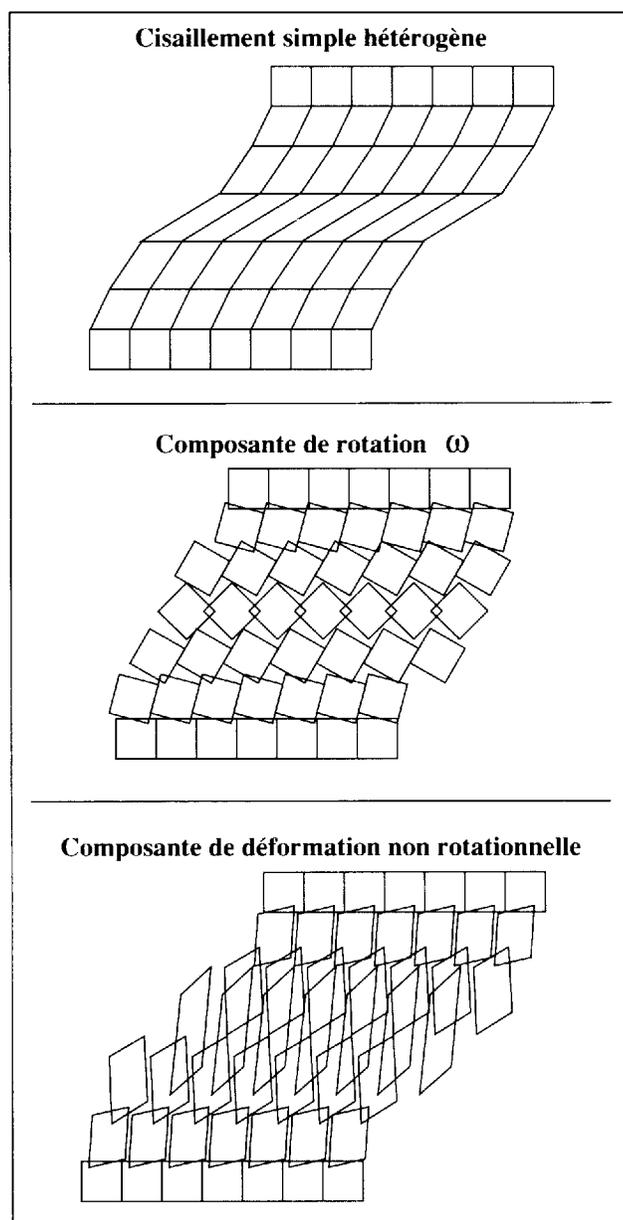


FIGURE 21 – Composantes du cisaillement simple: déformation pure et rotation. La superposition et les vides entre les composantes géométriques montrent que leurs existences indépendantes sont impossibles (d'après Ramsay et Huber, 1983, p. 610).

couloirs de déformation caractérisés par une déformation non coaxiale. Il s'agit de zones de cisaillement qui peuvent être parfois conjuguées, comme le montre la figure 23. Les zones de cisaillement E-W que l'on connaît dans la Sous-province de l'Abitibi peuvent s'intégrer dans une grande compression régionale qui produit une déformation principale essentiellement coaxiale. Dans le cas d'un système conjugué, la contrainte maximum est située dans l'angle obtus formé par les deux systèmes, ce qui représente la relation inverse de ce que l'on connaît dans un système fragile. La

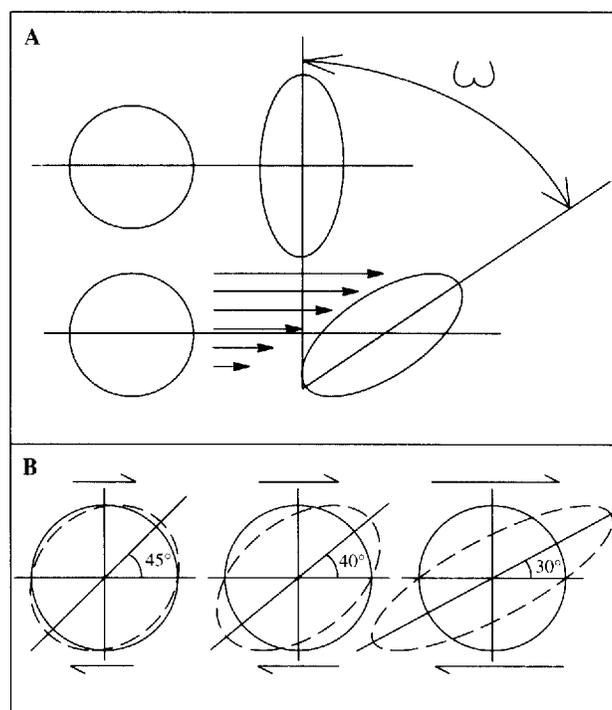


FIGURE 22 – Déformation.

- A – Résultats identiques d'une déformation coaxiale et d'une déformation non coaxiale appliquées à un cercle de référence. Seule une composante de rotation (ω) s'ajoute à la déformation non coaxiale. (Voir aussi Ramsay et Huber, 1983, p. 22).
- B – Cisaillement simple progressif d'un cercle de référence montrant que l'axe long de l'ellipsoïde est à 45° à l'amorce du cisaillement et s'amenuise progressivement.

combinaison des deux cisaillements conjugués qui interagissent l'un sur l'autre peut également produire un motif de déformation anastomosé comme le démontre la figure 23.

Il existe, dans une zone de cisaillement, trois composantes caractéristiques lesquelles peuvent se rencontrer en diverses proportions: déformation coaxiale, déformation non coaxiale et changement de volume.

SYMÉTRIE STRUCTURALE

La notion de symétrie (ou d'asymétrie) a été particulièrement employée récemment, à l'échelle de l'affleurement ou de la lame mince, pour définir notamment des structures issues d'une déformation non coaxiale, comme les indicateurs cinématiques. La présence d'indicateurs cinématiques ou de structures asymétriques laisse présumer un processus de déformation essentiellement non coaxiale. Les travaux de Choukroune *et al.* (1987) sur le concept de symétrie permettent de saisir la problématique à une échelle plus régionale. Il semble réaliste de croire que l'observation de structures symétriques à l'échelle de l'affleurement puisse permettre une extrapolation d'une déformation coaxiale à l'échelle régionale. Toutefois,

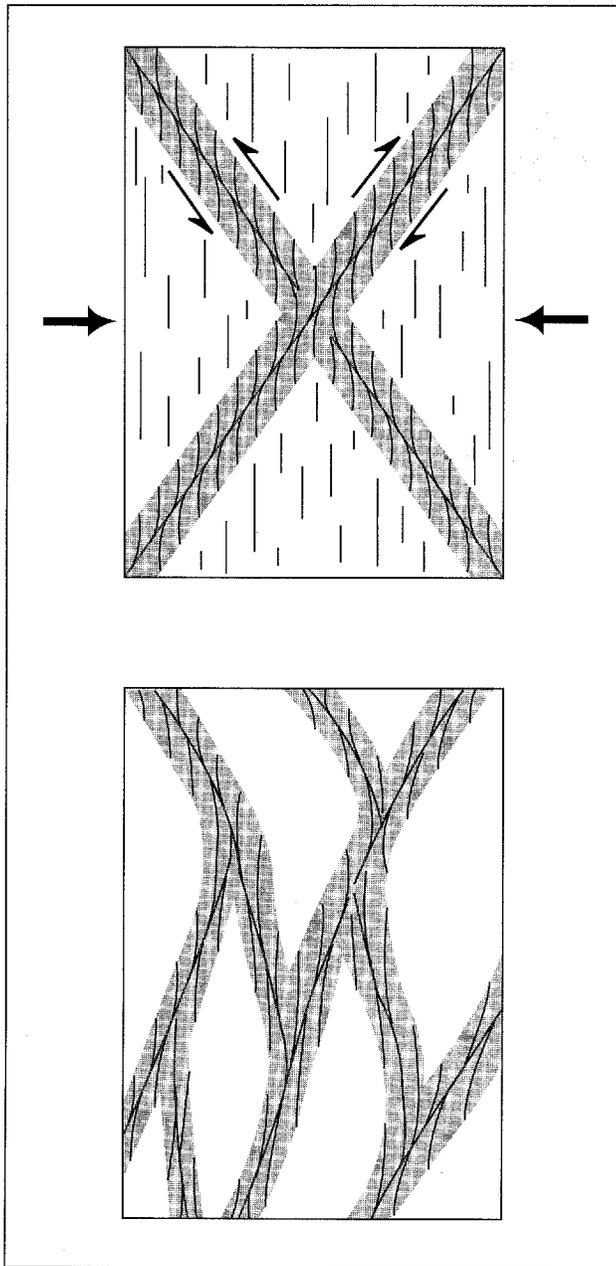


FIGURE 23 – Cisaillements conjugués dans une déformation coaxiale. L'interaction des deux systèmes produit un réseau anastomosé.

l'observation de structures non coaxiales ne permet pas nécessairement le même raisonnement. La déformation coaxiale peut se répartir en segments de déformation non coaxiale (*strain partitioning*) qui, dans une certaine mesure, s'annulent et ne sont donc pas cumulatifs. La figure 24 illustre ce concept.

COMPORTEMENT DUCTILE-PLASTIQUE ET COMPORTEMENT DUCTILE-VISQUEUX

Pour les roches appartenant à des zones de faille ou de cisaillement, il est commun de parler de comportement fragile ou de comportement ductile, comme il a

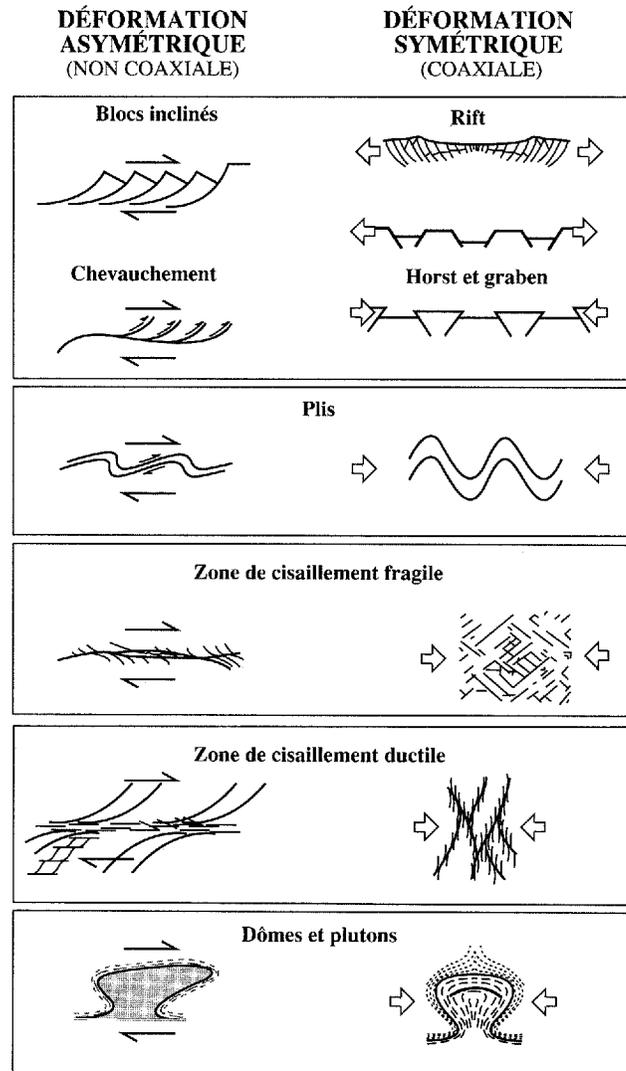


FIGURE 24 – Régime de déformation et notion de symétrie structurale en domaine crustal déformé (d'après Choukroune *et al.*, 1987, figure 6).

été question précédemment. On parlera de comportement ductile qu'il s'agisse soit d'un comportement ductile-plastique, soit d'un comportement ductile-visqueux. Ces deux subdivisions sont beaucoup moins familières aux géologues qu'aux spécialistes de la mécanique des roches, qui ont bien étudié le phénomène par expérimentation. Bien sûr, le comportement visqueux est bien connu lorsque la roche est à un niveau presque liquide, donc à un stade encore magmatique, et qu'elle se déforme comme un fluide newtonien. On parlera d'un comportement visqueux lorsque la proportion de liquide sera plus importante que la proportion de solide. C'est ce qui se passe lors de la mise en place d'un granite qui ne contient que peu ou pas de cristaux. Lorsque la proportion de cristaux atteint un niveau qui permet l'instauration d'une charpente rigide, le régime de déformation devient plastique (Nicolas, 1984) et la déformation se fait à l'état solide.

On peut également appliquer la notion de déformation visqueuse à des roches qui se déforment à l'état solide dans une zone de cisaillement. Pour bien comprendre ceci, il faut considérer l'évolution de la déformation en fonction de la contrainte (figure 25). Au début, sous l'effet d'une contrainte qui augmente, la roche subit une déformation réversible, que l'on qualifie donc "d'élastique". À un certain seuil, la roche réagit en se modifiant et absorbe donc une déformation plastique irréversible qui, pour augmenter, nécessite une croissance de la contrainte. Celle-ci augmentera jusqu'à ce que le seuil de rupture soit atteint (domaine du comportement fragile). Une augmentation de la contrainte amenant une augmentation de la déformation est typique du comportement ductile-plastique.

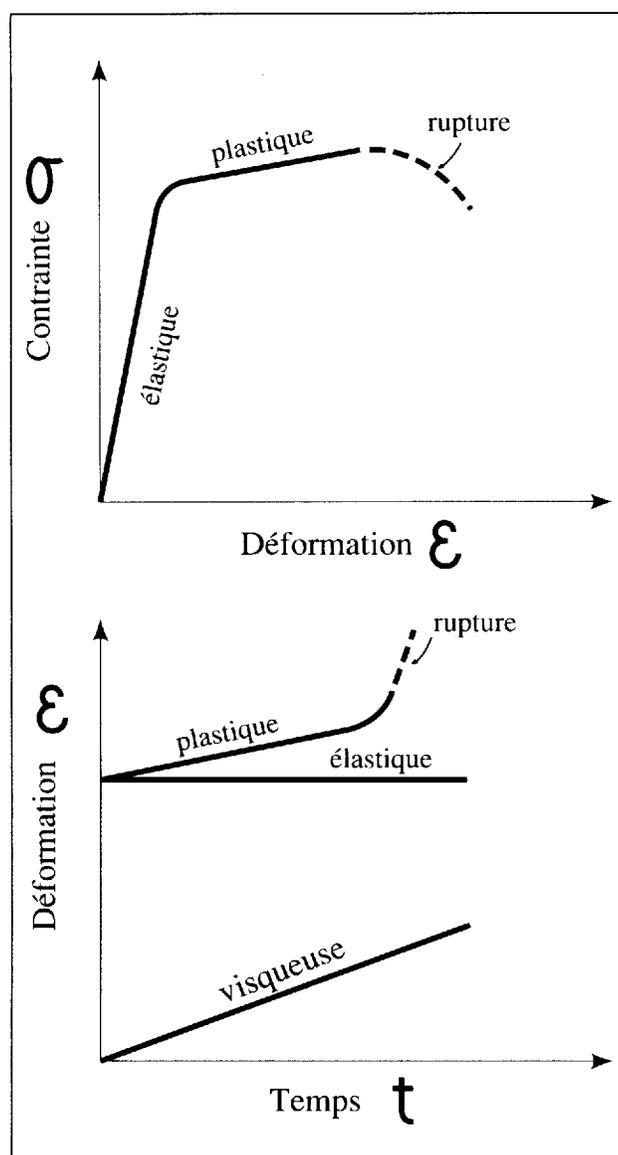


FIGURE 25 – Relations entre la contrainte, la déformation et le temps pour distinguer le comportement plastique du comportement visqueux (adaptée de Nicolas, 1984, p. 14).

Le comportement ductile-visqueux ne nécessite, pour sa part, aucune augmentation de contrainte pour se poursuivre. À taux de contrainte constant, la déformation peut se poursuivre pendant de longues périodes de temps. Le temps représente donc la variable importante dans le contrôle de la déformation produite. Le type de déformation est également différent. Il se caractérise davantage par l'écoulement, ce qui produira une foliation et une linéation qui ont tendance à être parallèles aux directions du transport tectonique (Archambault, communication personnelle). Concrètement, ce mécanisme empêche de voir une relation schistosité/cisaillement typique du comportement ductile-plastique dans les zones de cisaillement. Il est évident qu'à ce titre, le mécanisme de déformation ductile-visqueux rend inopérante la méthode de Ramsay & Graham (1970) qui permet d'évaluer le mouvement dans une zone de cisaillement par intégration de l'incrément de déplacement progressif à travers la zone affectée. Il est probable que la déformation ductile-visqueuse soit représentative de ce qui se passe au coeur de la zone de cisaillement.

PROCESSUS D'ANASTOMOSE

Le terme d'*anastomose*, essentiellement descriptif, s'applique aux couloirs de déformation qui suivent des trajets sinueux analogues aux chenaux dans une marge deltaïque. Les différents couloirs se ramifient et se rejoignent, isolant des blocs laissés intacts par la déformation. Le phénomène est observé à toutes les échelles, que ce soit au niveau d'une lame mince ou à celui de l'ensemble de la Sous-province de l'Abitibi (Archambault & Daigneault, 1988; Daigneault & Archambault, 1990). Cette façon qu'ont les roches de réagir à la déformation est assez commune. On n'a qu'à se référer aux travaux de Gapais *et al.* (1987), Bell (1981), Bell et Hammond (1984) et Simpson (1983) pour en avoir un aperçu.

Le phénomène est encore mal compris mais semble caractériser davantage des régimes de déformation faible ou, encore, l'amorce d'une déformation.

Plusieurs modèles géomécaniques peuvent être invoqués pour le développement des systèmes anastomosés, ceci aussi bien en milieu coaxial qu'en milieu non coaxial. Un premier, en système globalement coaxial, fait intervenir l'interaction de deux ou de plusieurs familles de cisaillements conjugués soit en direction, soit en pendage (figure 26,A et figure 23). Cette interaction pourrait se faire également à partir de quatre familles de cisaillements conjugués à la fois en direction et en pendage, telles qu'illustrées à la figure 26,B. Ce système est en milieu triaxial où les trois contraintes principales sont différentes (Reches, 1983). Dans un système coaxial, le raccourcissement non homogène (*bulk inhomogeneous shortening*) mènera à la formation de couloirs de déformation

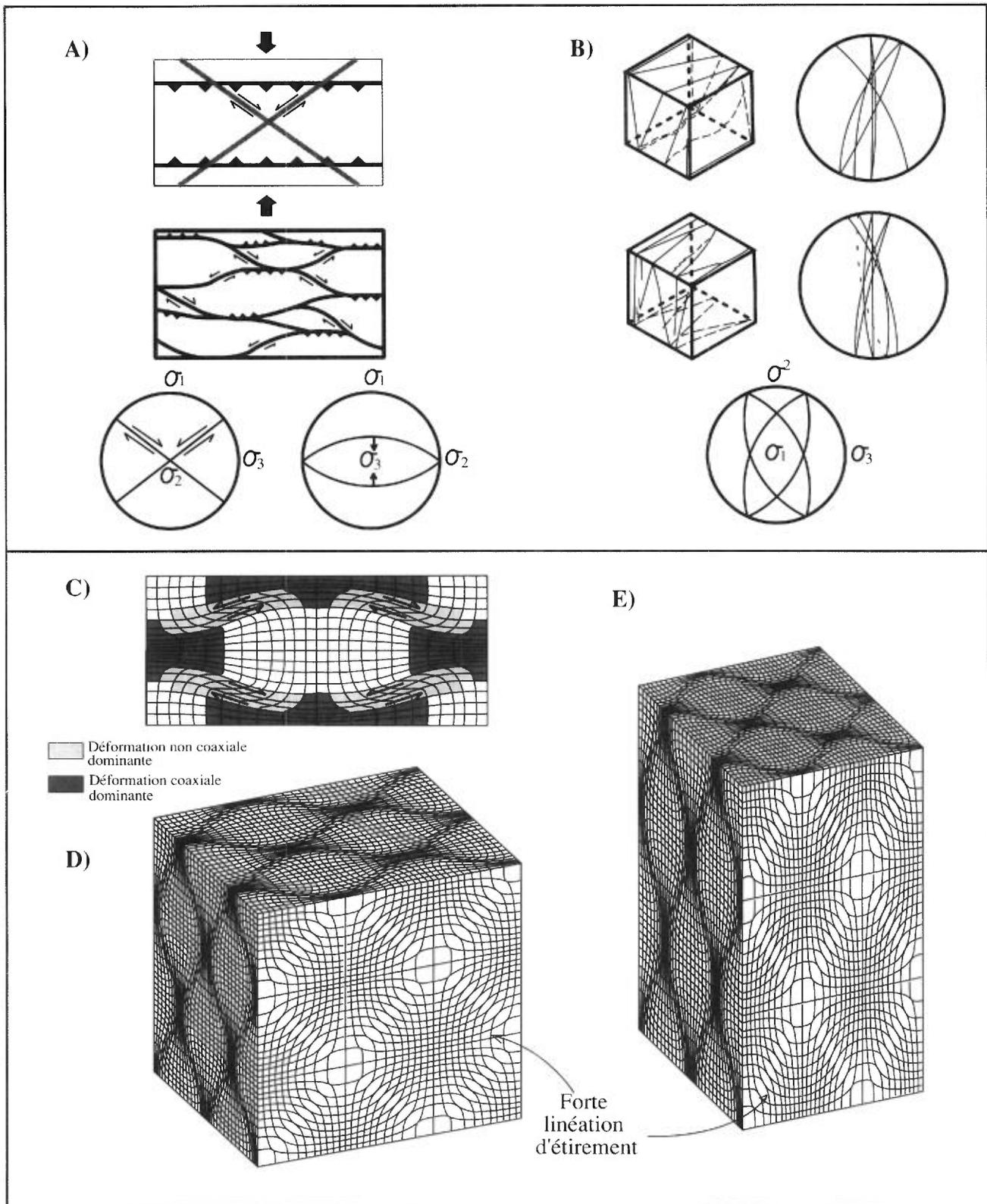


FIGURE 26 – Déformation anastomosée en milieu coaxial.

A – Interaction simple de deux familles de failles conjuguées en direction et en pendage.

B – Interaction entre quatre familles de fractures conjuguées en direction et en pendage (modifiée de Reches, 1983 et de Reches et Dieterich, 1983).

C – Déformation par raccourcissement inhomogène en système globalement coaxial (modifiée de Bell, 1981). La déformation crée des cisaillements de mouvement opposé, ce qui est en accord avec une symétrie structurale.

D – Modélisation tridimensionnelle d'une déformation anastomosée en système planaire où $X=Y>Z$, (modifiée de Bell, 1981).

E – Modélisation tridimensionnelle d'une déformation anastomosée en système plano-linéaire où $X>Y>Z$ (modifiée de Bell, 1981).

anastomosés (Bell, 1981 et figure 26,D). La figure 26,D présente une conception tridimensionnelle du modèle de Bell (1981) en système planaire ($X=Y>Z$). Des couloirs de déformation non coaxiaux de mouvement opposé seront ainsi engendrés aussi bien en direction qu'en pendage. Ces motifs anastomosés seront caractérisés par des linéations d'étirement obliques et de plongement opposé (figure 26,D). En système plano-linéaire ($X>Y>Z$), les motifs anastomosés produits dans le plan XZ sont beaucoup plus allongés que ceux produits dans le plan YZ, comme l'ont démontré Gapais *et al.* (1987, figure 27 et 26,E). L'anastomose se fait donc dans les trois dimensions, mais avec des variantes d'intensité en fonction de l'ellipsoïde de la déformation finie (figure 27).

À l'échelle de la discontinuité, ce système pourrait être compatible avec les linéations verticales qui dominent les couloirs de déformation E-W. Le régime coaxial a donc la particularité de produire un schéma de déformation symétrique.

En déformation non coaxiale, le système anastomosé peut se produire par l'interaction de trois familles de cisaillements secondaires (cisaillements de type *Riedel* synthétique et antithétique, *R* et *R'*, cisaillement de type *P* en chevauchement, etc.), telles que décrites par Tchalenko & Ambrasey (1970; figure 28,A). Bien que ces familles de cisaillements aient été déduites à partir d'une déformation surtout fragile, elle seraient ici appliquées en milieu ductile (Daigneault & Archambault, 1990). Le raccourcissement non homogène appliqué en système non coaxial va engendrer une asymétrie du schéma de déformation, comme le montre la figure 28,B.

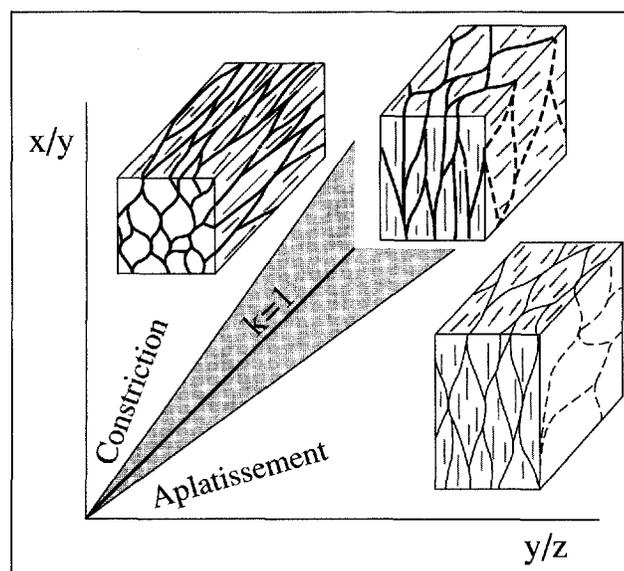


FIGURE 27 – Diagramme de Flinn montrant la relation entre le motif anastomosé et l'ellipsoïde de la déformation finie (modifié de Gapais *et al.*, 1987).

MYLONITES ET CATACLASITES

Le terme de *mylonite* a été originellement proposé par Lapworth (1885) (*in* Higgins, 1971); il provient du mot grec *mylon* qui signifie broyage. On croyait, à l'origine, que les fines laminations qui caractérisent ces roches très déformées provenaient essentiellement d'un broyage mécanique. On a réalisé beaucoup plus tard que la réduction de la granulométrie dans ces roches était attribuable à une recristallisation dynamique en milieu de déformation plastique et non fragile. Les travaux de Bell et Etheridge (1973) représentent le point tournant dans cette conception nouvelle. Le terme de *mylonite*, utilisé pour le comportement ductile, a son équivalent en milieu fragile; il s'agit de celui de *cataclasite* qui s'approche davantage de la signification donnée à l'origine à celui de *mylonite*.

Plusieurs auteurs ont tenté de définir plus ou moins précisément les variations texturales dans les roches situées dans les zones de faille ou de cisaillement. Faisant suite aux travaux de Higgins (1971), Spry (1969) et Bell & Etheridge (1973), Sibson (1977) a suggéré une classification plus précise des mylonites et des cataclasites (figure 29). Partant du principe qu'une roche non déformée possède une certaine granulométrie primaire, on pourra par l'étude du processus par lequel cette granulométrie va être réduite par recristallisation, déterminer l'intensité de la déformation par le rapport entre le produit déformé et réduit (la matrice) et le produit non déformé de granulométrie plus grossière (les porphyroclastes) (figure 30). À titre d'exemple, on situe dans le champ des protomylonites les roches qui ont de 10 à 50% de matrice et dans le champ des ultramylonites, celles qui ont au-delà de 90% de matrice. Sibson applique le même type de division pour les roches cataclastiques. Wise *et al.* (1984) ont tenté de définir de façon plus objective la terminologie des mylonites (figure 31) en faisant appel à deux variables: le taux de déformation et le taux de recouvrement. Ce dernier se définit comme la vitesse à laquelle la roche se réajuste par recristallisation. Cette nomenclature est toutefois remise en question par Mawer (1985), qui voit dans le terme de mylonite une définition surtout génétique.

Plus récemment, Hanmer (1987) a ajouté aux divisions internes des mylonites des qualificatifs qui se rapportent à l'homogénéité ou à l'hétérogénéité granulométrique de la population porphyroclastique. Ainsi le terme d'*homoclastique* s'applique à une mylonite où la population porphyroclastique appartient, dans une proportion des deux tiers, à une même classe granulométrique. Le terme d'*hétéroclastique* s'applique dans les autres cas.

Indépendamment des différentes subdivisions, il apparaît évident que l'application de la classification des mylonites se fait d'autant mieux que la roche est

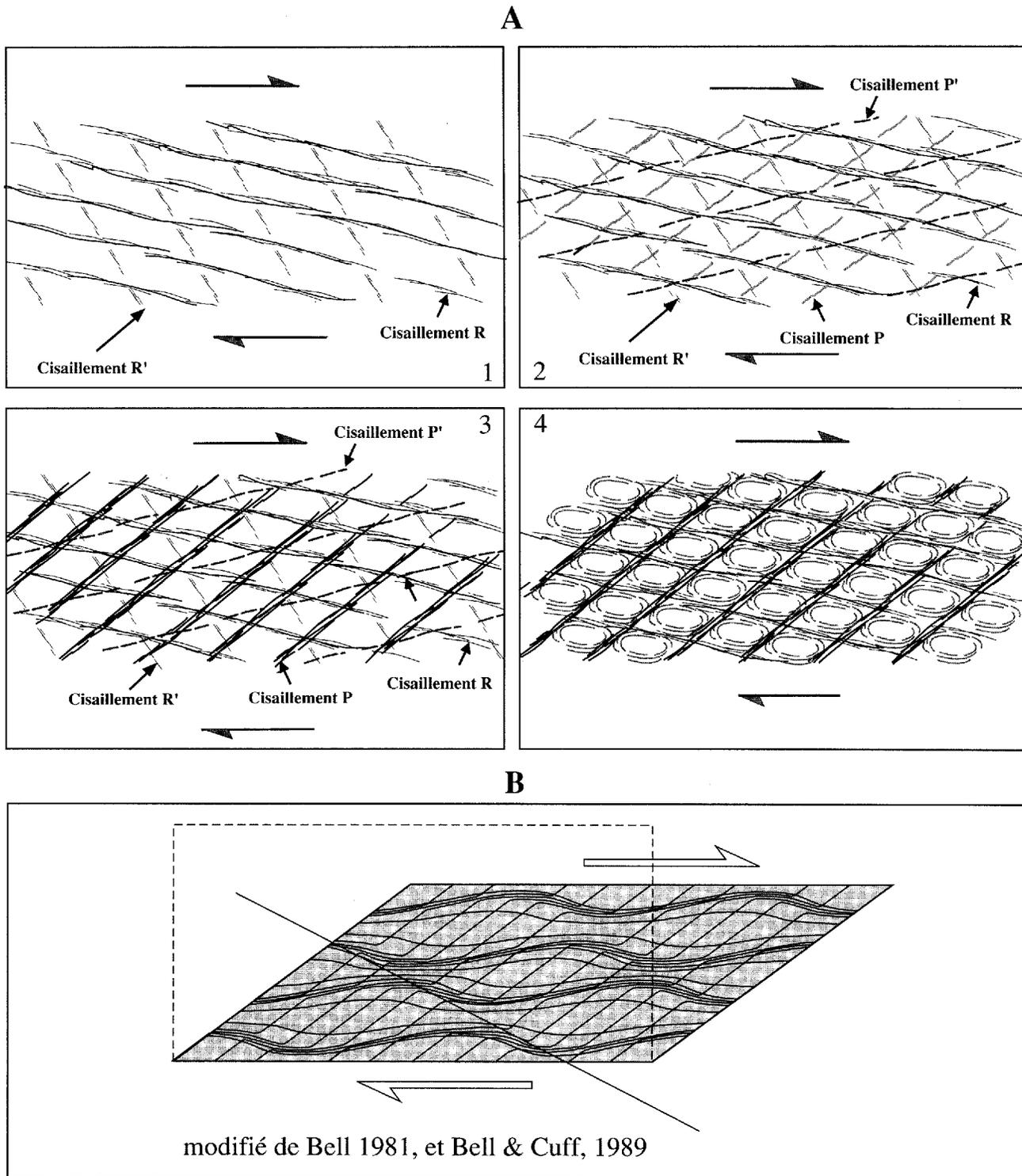


FIGURE 28 – Déformation anastomosée en milieu non coaxial.

- A – Interaction entre familles de failles ou cisaillements. Le modèle est basé sur les failles ou cisaillements subsidiaires observés par Tchalenko et Ambrasey (1970).
- B – Cisaillement simple dextre avec composante de raccourcissement normal qui génère une combinaison anastomosée.

quartzo-feldspathique et de forte granulométrie primaire. C'est pourquoi la terminologie est utilisée avec assez de constance pour les granites. Son utilisation pour les roches originellement aphanitiques, comme

les basaltes par exemple, ajoute un problème supplémentaire à une nomenclature déjà complexe et lourde. La réduction du grain ne peut pas être perçue puisque celui-ci est déjà très petit de façon primaire, ce

		FABRIQUE ALÉATOIRE	ROCHE FOLIÉE	
Sans cohésion		BRÈCHE DE FAILLE (fragments visibles > 30% du volume)	?	
		BOUE DE FAILLE (fragments visibles < 30% du volume)	?	
Avec cohésion	Verre et verre dévitrifié	PSEUDOTACHYLITE	?	
		Nature de la matrice	BRÈCHE À GRAINS GROSSIERS (fragments > 0.5 cm)	0-10%
	BRÈCHE À GRAINS FINS (0,1 cm < fragments < 0.5 cm)			
	MICROBRÈCHE (fragments < 0.1 cm)			
	série cataclastique	PROTOMYLNITE	10-50%	
		Variété phyllonite	MYLNITE	50-90%
ULTRAMYLNITE			90-100%	
Croissance prononcée du grain	?	BLASTOMYLNITE		

FIGURE 29 – Classification texturale des mylonites (selon Sibson, 1977).

qui fait que le rapport matrice/porphyroclaste n'est pas mesurable. Dans cette perspective, il devient difficile de fixer une limite objective qui permet à tout géologue d'attribuer un même nom à une roche déformée.

Toutefois l'emploi du qualificatif *mylonitique* peut représenter une avenue même pour des roches aphanitiques, si on entend par là qu'il s'agit de roches fortement déformées indépendamment du processus qui en est à l'origine. La critique de Mawer (1986) au sujet de l'emploi du terme de *mylonite* porte sur le fait que chacun possède à peu près ses propres critères pour désigner ce qu'est ou ce que n'est pas une mylonite; Mawer recommande donc de toujours décrire ce à quoi on fait allusion.

Au cours des différentes campagnes de cartographie dans l'Abitibi, on a attribué régulièrement le terme de *tuf* ou de *sédiment* à des roches rubanées de compositions diverses, dont la texture était le produit de déformations importantes. On a qu'à penser à des basaltes coussinés qui, ayant subi une déformation importante, s'apparentent étonnamment à des sédiments de composition mafique. Certaines roches granitoïdes peuvent également mimer de spectaculaires tufs felsiques. Le problème peut survenir lorsqu'il s'agit réellement de sédiments mafiques ou de tufs felsiques déformés, que l'on pourrait interpréter à tort comme des basaltes et des granites mylonitisés.

Une définition du terme de *mylonite* a été donnée par Mawer (1986); elle provient d'une compilation de

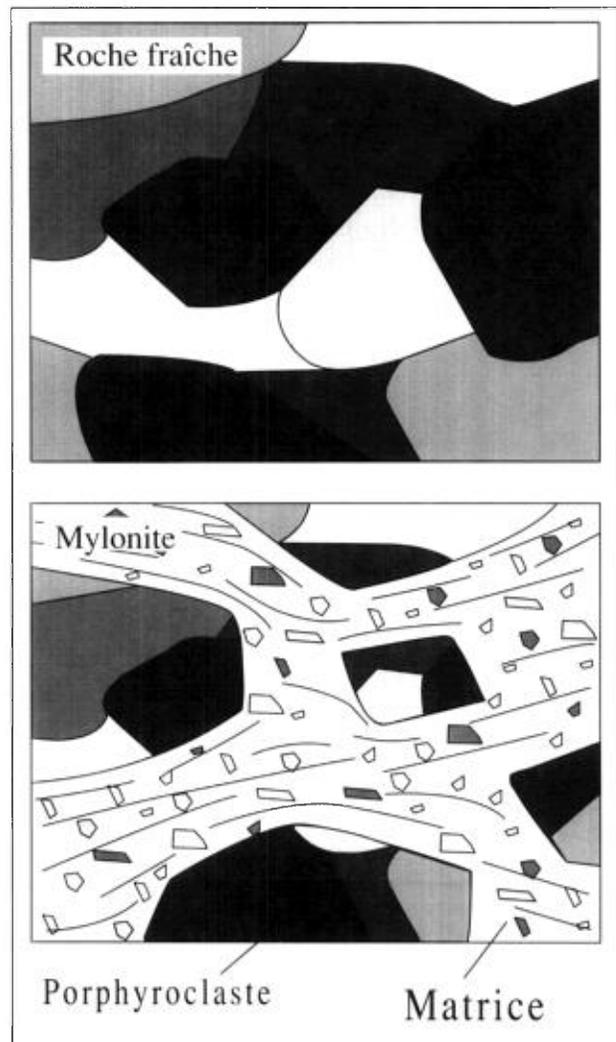
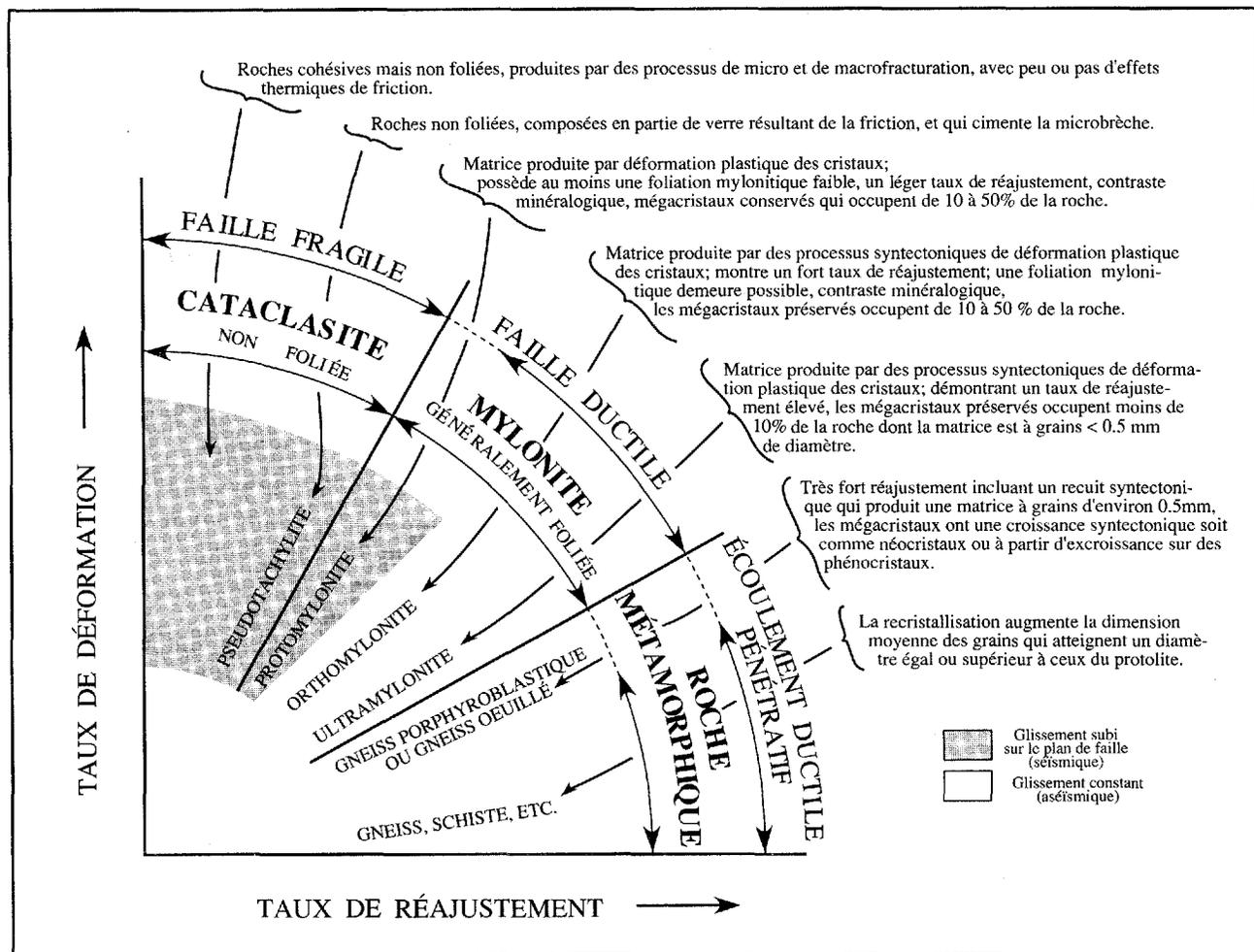


FIGURE 30 – Illustration du processus de mylonitisation, qui tend à produire une diminution du grain par recristallisation dynamique. Les morceaux de roches intacts sont appelés *porphyroclastes* tandis que la partie fortement recristallisée est désignée comme la matrice.

l'opinion de plusieurs chercheurs auxquels la question a été posée. Cette définition est la suivante:

Les mylonites sont des roches qui occupent une zone de cisaillement à travers laquelle un bloc a été déplacé par rapport à l'autre. Elles sont bien foliées, communément bien linéées, et montrent globalement une réduction du grain en comparaison avec la roche mère. Les textures de déformation non coaxiale comme les fabriques CS, les rotations de porphyroblastes ainsi que toutes autres textures asymétriques y sont communes. Elles se développent à toute les échelles et dans tous les types de matériaux.

Cette définition, qui est le reflet d'un consensus fragile, comporte quand même plusieurs volets sur la genèse et les processus qui sont à l'origine des mylonites. Le besoin d'un terme purement descriptif devient donc de plus en plus évident.

FIGURE 31 – Classification des tectonites, selon Wise *et al.*, 1984.

D'une façon pratique, le terme doit être utilisé de manière à permettre une discrimination des secteurs fortement affectés par la déformation. À la limite, toutes les roches de la Sous-province de l'Abitibi sont déformées et tendent donc vers le terme de *mylonitique*. Il est souhaitable de restreindre l'emploi de ce terme là où les caractéristiques structurales induites par la déformation prennent clairement le dessus sur les caractéristiques primaires des roches. Il est préférable de parler de basaltes déformés ou schisteux si, par exemple, les coussins sont encore visibles.

On trouve souvent chez les géologues français le terme d'*orthogneiss* utilisé pour des roches granitoides affectées par une déformation non coaxiale importante (Berthé *et al.*, 1979). Ce terme peut être avantageux pour décrire de grandes zones de déformation sans connotation avec des failles.

Géométrie des zones de cisaillement

Les zones de cisaillement sont des zones tabulaires d'épaisseurs variables et souvent de longueur impor-

tante. Elles se composent de deux éléments distincts, cruciaux dans la compréhension de la géométrie et de la cinématique du couloir de déformation. Le premier est donné par la direction de l'enveloppe de la zone déformée, qui peut se matérialiser par des bandes de déformation plus élevée ou par des plans réguliers de cisaillement, désignés comme C (figure 32,A). Le second est représenté par la schistosité intrinsèque à cette enveloppe, que l'on désignera comme S. Il existe une relation angulaire entre ces deux éléments qui tient au fait que la schistosité provient d'une réaction essentiellement coaxiale au système de contraintes, tandis que le cisaillement provient de la déformation non coaxiale. Le cisaillement optimal sur un plan donné est obtenu à partir d'une contrainte principale (σ_1) située à 45° de ce plan. De la même manière, l'amorce de la déformation en cisaillement simple produit un ellipsoïde de déformation à 45° de la direction du cisaillement (figure 22,B). Pour ces raisons, la schistosité est subperpendiculaire à la compression maximale, formant ainsi un angle maximal de 45° avec la direction du cisaillement (figure 32,A).

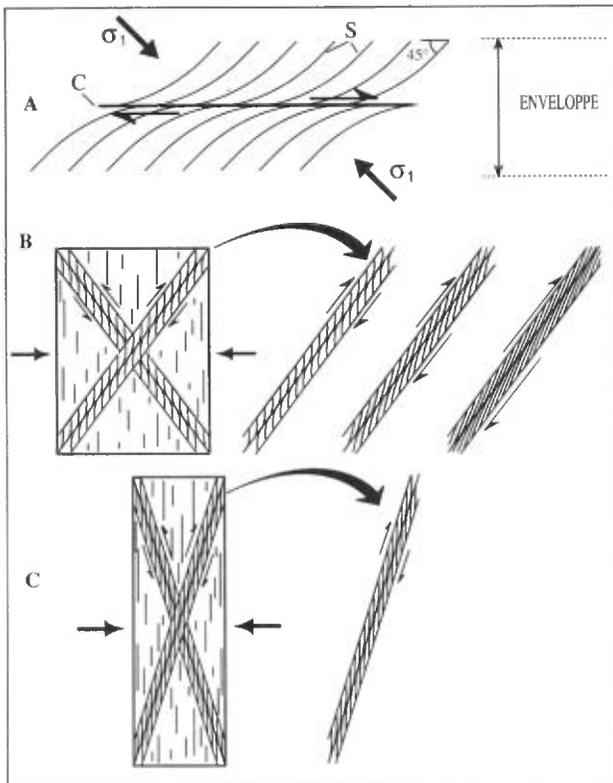


FIGURE 32 – Géométrie des zones de cisaillement.

- A – Relation angulaire entre l'enveloppe de la déformation et la schistosité;
 B – Subparallélisation de la schistosité et de l'enveloppe par entraînement sur le cisaillement;
 C – Subparallélisation de la schistosité et de l'enveloppe par un aplatissement subséquent.

La contrainte maximale exercée sur un plan oblique produit nécessairement un déplacement le long de ce plan; ainsi, le plan de la schistosité est entraîné et prend un aspect sigmoïde. Le mouvement continu sur le plan de cisaillement tend à diminuer l'angle entre la schistosité (S) et le cisaillement (C), les rendant à la limite presque subparallèles (figure 32,B). Un raccourcissement horizontal associé à une déformation régionale qui se poursuit peut également contribuer à la diminution de l'angle entre la schistosité et le cisaillement (figure 32,C). Le plan de schistosité, généré à l'origine par une déformation coaxiale, subit une composante non coaxiale qui devient de plus en plus significative, au fur et à mesure que l'on s'approche du coeur de la zone de cisaillement.

Ce qui est important à retenir, c'est que le plan dans lequel se trouve la relation angulaire entre la schistosité et le cisaillement représente le plan de mouvement principal. La figure 33 permet de comparer trois mouvements différents sur une zone de cisaillement de même direction. Pour un mouvement horizontal, la relation angulaire se fait dans le plan horizontal, tandis qu'en régime vertical, cette relation est visible en coupe verticale. Le mouvement oblique représente évidemment une combinaison des deux.

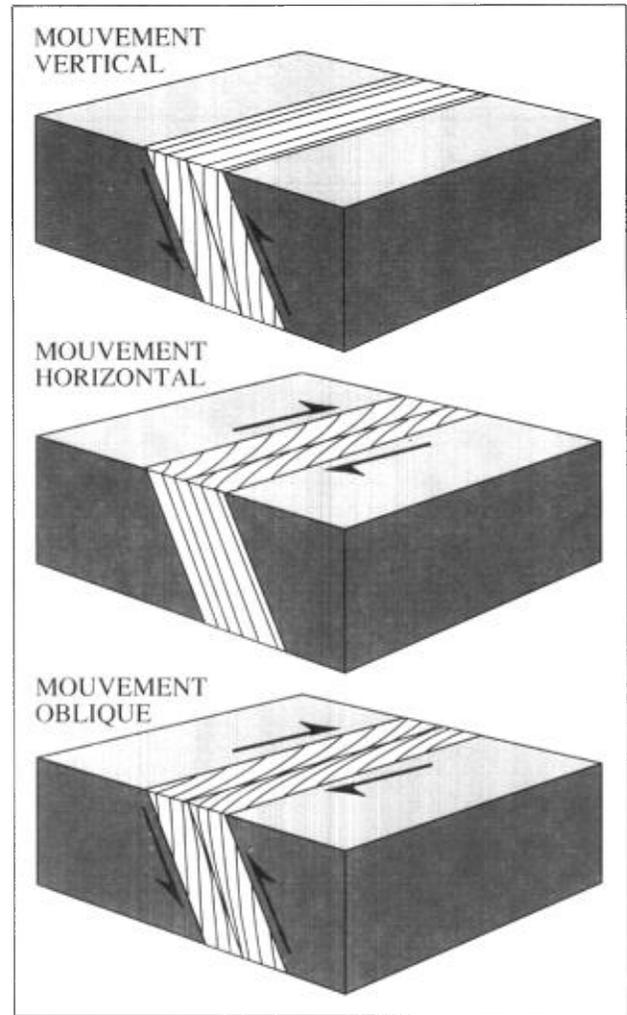


FIGURE 33 – Relation angulaire entre la schistosité et l'enveloppe du couloir de déformation en fonction du type de mouvement.

Dans une zone de cisaillement, la linéation d'étirement représente la direction du transport. Elle est contenue dans le plan de la schistosité et de la même manière que ce dernier, subi l'entraînement le long du plan de cisaillement. La linéation devient de plus en plus développée au coeur de la zone de cisaillement là où le plan S se sub-parallélise au plan C.

La linéation d'étirement résulte de la réponse à la contrainte régionale, et au coeur de la zone de cisaillement sa matérialisation est davantage contrôlée par la dilatation que produit l'entraînement ductile lorsqu'un bloc se déplace par rapport à un autre (figures 34 et 35). Le comportement plastique du matériel permet l'extension, un peu comme le fait un morceau de gomme à mâcher que l'on écarte entre ses doigts.

STRUCTURES SECONDAIRES

La particularité des zones de cisaillement ou des couloirs de déformation est de générer une forte anisotropie planaire, que l'on désigne par *anisotropie de base*, et d'engendrer une suite de structures secon-

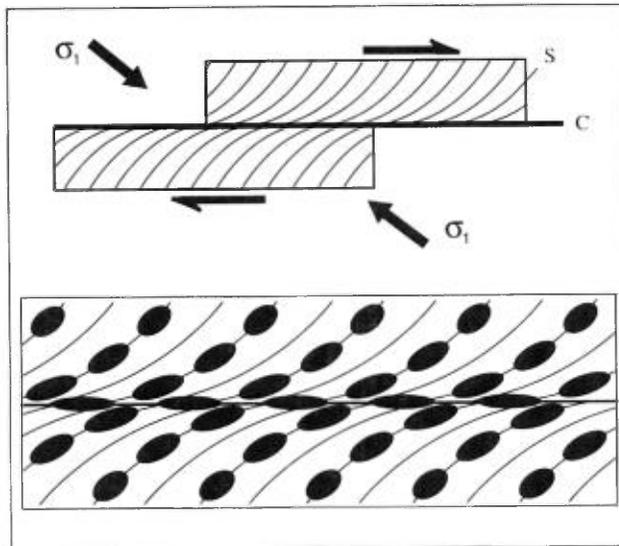


FIGURE 34 – Représentation de l'ellipsoïde de la déformation dans une zone de cisaillement.

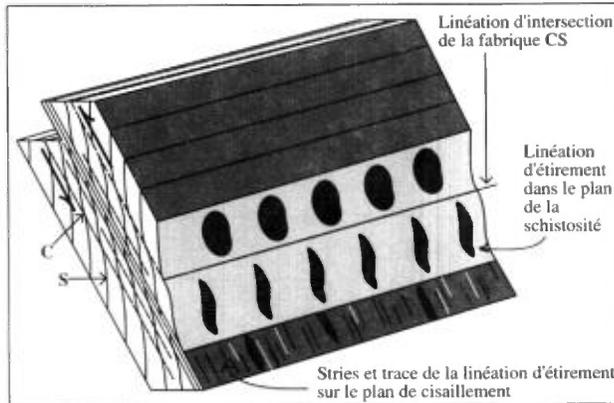


FIGURE 35 – Relation entre la schistosité et le cisaillement dans une zone de cisaillement à mouvement vertical inverse. À noter que la linéation d'intersection entre la schistosité et le cisaillement est horizontale et perpendiculaire à la linéation d'étirement.

daïres qui se superposent à celle-ci pour la recouper et la plisser. Ces structures secondaires prennent plusieurs formes: clivages de crénulation et de fracture, micro-failles, kinks. Il est possible d'observer une progression d'une structure vers une autre.

La formation des structures secondaires est intimement liée à l'intensité de la fabrique initiale. De ce fait, ces structures représentent des éléments parasites qui se développent au détriment de l'anisotropie de base, nous la faisant paraître moins importante. À l'opposé, la présence de structures secondaires devrait être un marqueur de l'intensité de l'anisotropie de base. La figure 36 met en relation l'intensité d'une anisotropie de base en fonction de l'intensité d'une deuxième phase. Elle illustre la dépendance des structures secondaires de l'anisotropie de base; plus celle-ci est fortement développée, plus la superposition de structures secondaires est aisée.

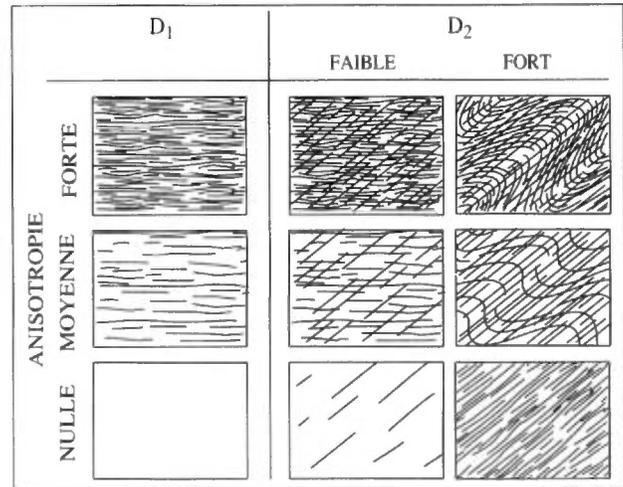


FIGURE 36 – Relation entre la formation de structures secondaires et l'intensité de l'anisotropie primaire présente dans la roche. D₁ et D₂ représentent deux phases de déformation successives. On voit qu'une forte anisotropie de première phase facilite la formation de structures de deuxième phase en dépit d'une déformation faible.

La structure secondaire la plus commune à se superposer sur les zones de forte anisotropie prend régulièrement la forme d'un clivage de crénulation. De façon à décrire la relation angulaire entre ce clivage et l'anisotropie de base, nous utiliserons les relations "à gauche" et "à droite" pour représenter le côté où se trouve l'angle aigu de la structure planaire relativement à la direction de l'anisotropie principale (figure 37,A). Ainsi, un clivage à gauche signifie, sur une anisotropie de direction E-W, que le clivage suit une direction à peu près NE, soit donc avec un angle aigu entre les deux directions, se situant à gauche de l'anisotropie principale. Cette terminologie a l'avantage de caractériser la relation angulaire relativement à la direction de l'anisotropie principale qui est le référentiel de déformation. Ceci est important pour savoir si les structures secondaires sont des manifestations intrinsèques ou extrinsèques au couloir de déformation, le dernier cas pouvant représenter une phase de déformation régionale ultérieure.

Le clivage de gauche est une structure secondaire commune et importante. Dans certains cas cependant, on observe la présence et la dominance du clivage de droite. Ces deux structures (gauche et droite) représentent en quelque sorte des microzones de cisaillement, et en cela, elles se distinguent très bien de l'anisotropie de base qui réagit surtout en compression. Les deux clivages sont parfois observés ensemble, dans une relation conjuguée (figure 37,B). La linéation d'intersection de chacune de ces structures avec l'anisotropie principale a tendance à être parallèle avec la linéation d'étirement. Il est probable que l'anisotropie linéaire antérieure à ces structures contrôle en partie leur attitude. Ce phénomène a d'ailleurs déjà été observé et expliqué de cette façon par Hanmer (1979).

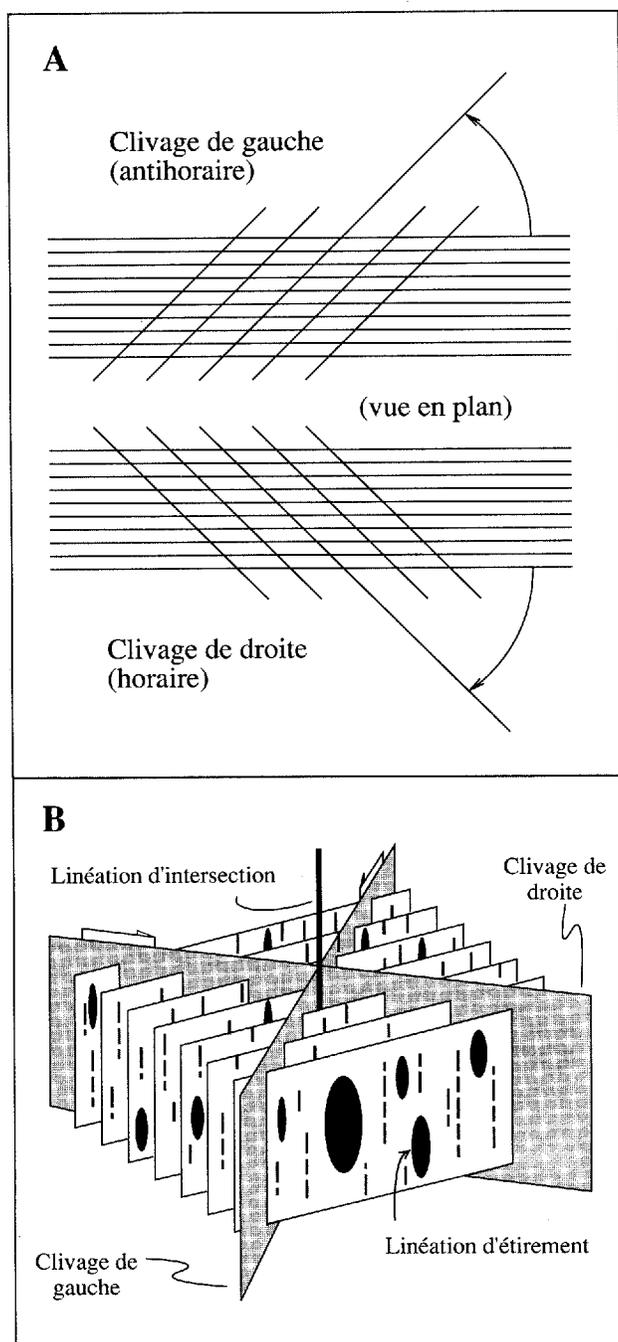


FIGURE 37 – Clivages.

- A – Caractérisation géométrique du clivage secondaire par rapport à la surface affectée. Le clivage de gauche est en relation antihoraire tandis que celui de droite est en relation horaire. Le terme intermédiaire entre les deux est désigné clivage orthogonal.
- B – Relation conjuguée des clivages en cisaillement (de gauche et de droite) affectant la schistosité du couloir de déformation. La linéation d'intersection des deux clivages avec la schistosité est communément colinéaire de la linéation d'étirement.

Il est commun d'observer les deux structures précitées cohabitant d'une façon passive, c'est-à-dire en ne produisant pas de pli. Ces structures peuvent cependant produire des plis asymétriques qui affectent l'anisotropie de base. Les plis dans les zones de cisaillement ont été étudiés par plusieurs auteurs (Berthé &

Brun, 1980 et Platt, 1983). Il est commun pour le clivage de gauche de produire des plis asymétriques en "Z" tandis que celui de droite produit des plis en "S". L'examen du mouvement le long des plans de clivage montre que la composante de mouvement est généralement senestre sur le clivage de gauche et dextre sur le clivage de droite. Cette composante de cisaillement différentiel peut être à l'origine des plis par cisaillement (ou *shear fold*) de l'anisotropie, comme le montre le mécanisme illustré à la figure 38. La composante de cisaillement différentiel transporte progressivement l'anisotropie primaire, générant ainsi une asymétrie en "Z" pour le clivage de gauche et une asymétrie en "S" pour le clivage de droite. Ce mécanisme peut s'inscrire dans l'évolution de la déformation du couloir et pourrait rendre compatible une anisotropie à linéation d'étirement verticale avec des plis asymétriques observés en plan.

On observe, en plusieurs endroits à l'intérieur de certaines parties de la zone déformée, des plis dont le plan axial et l'anisotropie principale sont coplanaires. Ces plis, associés à une structure plissante également coplanaire, peuvent représenter le résultat d'une rotation d'une structure originellement sécante vers une attitude parallèle à la direction du couloir. La figure 39 montre une séquence d'évolution d'un pli en "Z" devenu subparallèle à la direction du couloir de déformation. Il devient évident que l'observation de structures superposées dans un couloir de déformation ne permet pas de tirer des conclusions qui pourront être étendues à une échelle régionale.

Il est commun d'observer également des clivages en cisaillement dont la linéation d'intersection est perpendiculaire à la linéation d'étirement. Le cas des *shear bands* qui seront décrits plus loin en est un exemple. De fait, les linéations d'intersection des clivages

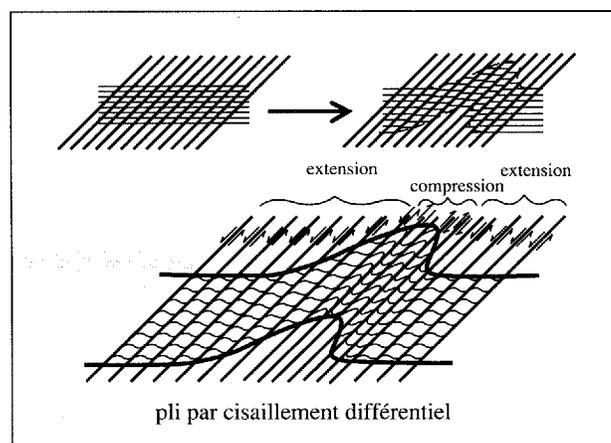


FIGURE 38 – Modèle de formation d'un pli asymétrique en Z par cisaillement différentiel sur un clivage secondaire de gauche. Le clivage est extensif sur les flancs du pli alors qu'il est compressif dans la charnière. Noter le renversement du sens de cisaillement dans la charnière.

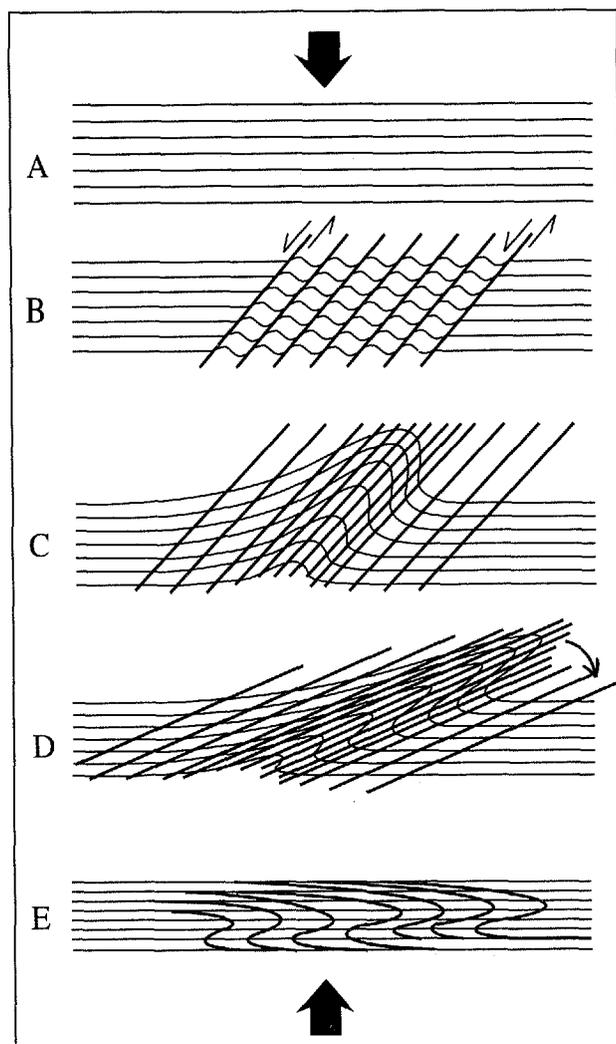


FIGURE 39 - Évolution progressive d'un pli asymétrique (vue en plan) dans une zone de cisaillement. Le pli peut être formé par cisaillement différentiel suite à l'action de clivages de crénulation secondaires.

- A - Anisotropie contenant une linéation d'étirement verticale (donc dans le plan).
- B - Apparition d'un clivage à gauche de l'anisotropie.
- C - Production d'un pli asymétrique en "Z" dont l'axe est colinéaire de la linéation d'étirement.
- D - Début de la rotation horaire.
- E - Rotation complète à la position de blocage pour produire un pli intrafolial.

secondaires avec la schistosité principale ont tendance à être ou bien parfaitement colinéaire de la linéation d'étirement ou bien orthogonale à celle-ci. Cette tendance a d'ailleurs été documentée par Dennis & Secor (1990).

VEINES

On pourrait diviser en deux grandes catégories les veines associées aux zones de cisaillement: celles formées perpendiculairement à la contrainte principale, donc désignées comme des veines d'extension, et celles qui occupent des discontinuités en cisaillement, désignées comme des veines en cisaillement.

Veines d'extension

Les veines d'extension sont de forme lenticulaire et, dans plusieurs cas, en échelon. Elles ont tendance à être perpendiculaires au plan d'anisotropie principal et présentent couramment un aspect fibreux. Elles se forment suite à une rupture dans le plan perpendiculaire à la contrainte minimale, donc perpendiculairement à la linéation d'étirement, ce qui permet aux substances en solution de se déposer dans ces régions de plus faible pression. Là où le réseau de veines en échelon suit un couloir de cisaillement bien délimité, il est possible d'estimer le mouvement au sein de celui-ci en plaçant la contrainte principale dans la direction de la veine et en l'appliquant à la direction du couloir (figure 40). Ces veines sont dans ce cas de bons indicateurs du mouvement qui gouverne la zone de cisaillement (figure 41). Dans les failles à mouvement vertical inverse, ces veines seront idéalement subhorizontales (figure 40A), tandis que dans un système de coulissage, elles sont en position verticale (figure 40B). L'exemple bien connu de la mine Sigma dans la région de Val-d'Or (Robert *et al.*, 1983) montre l'association typique entre

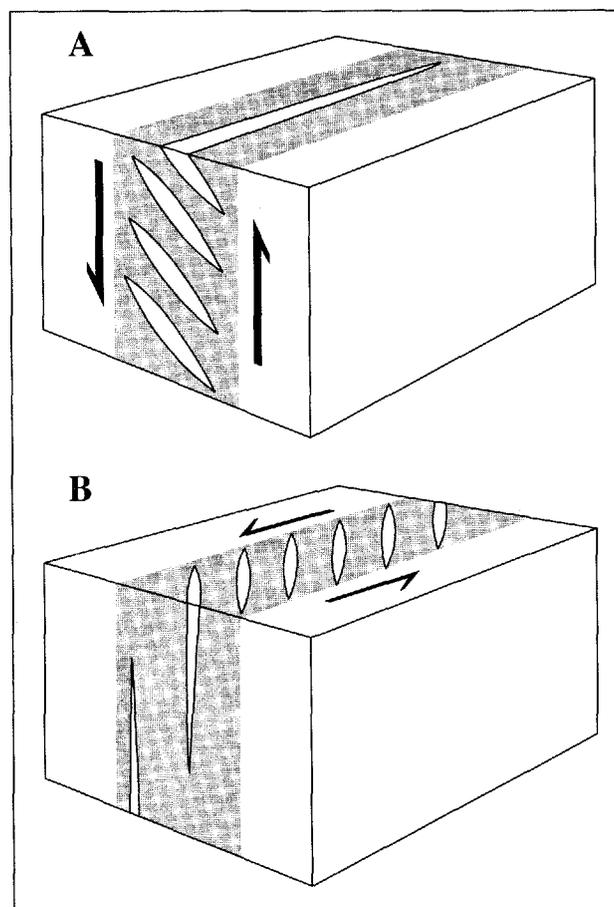


FIGURE 40 - Disposition des veines d'extension en échelon en fonction du régime cinématique.

- A - Zone de cisaillement (trame grise) à mouvement vertical.
- B - Zone de cisaillement à mouvement latéral senestre.

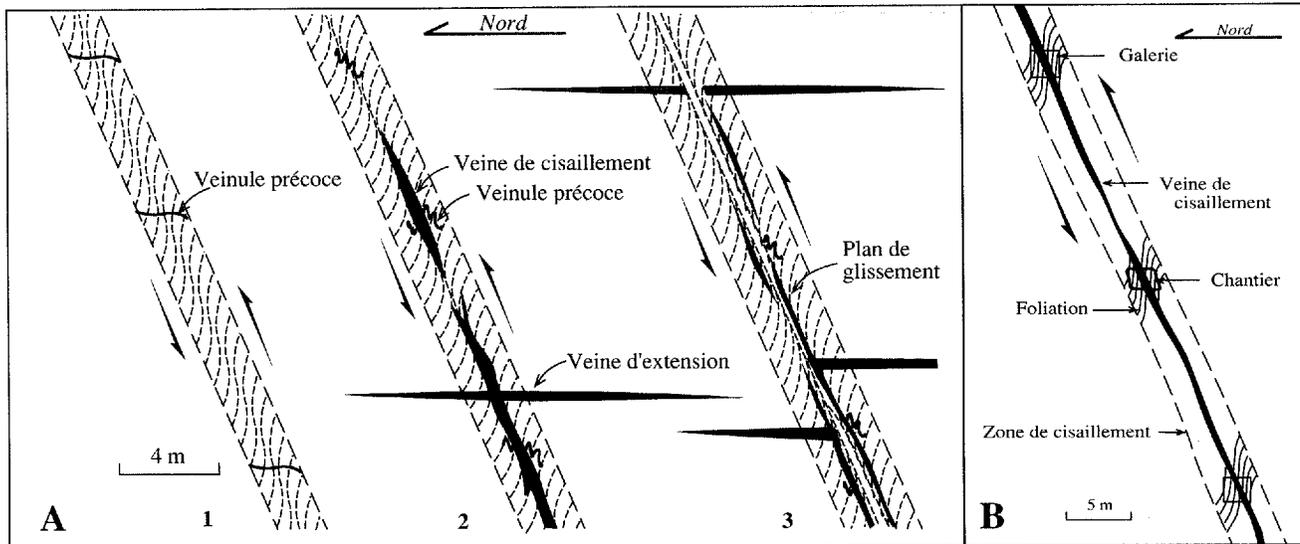


FIGURE 41 – Veines d'extension en coupe verticale. Mine Sigma, Val-d'Or.

- A – Développement progressif d'une zone de cisaillement à rejet vertical associée à des veines d'extension subhorizontales. Notez qu'une veine dite de cisaillement occupe la position du plan de cisaillement (modifiée de Robert et Brown, 1986).
- B – Observation de la relation schistosité – cisaillement à partir de différents niveaux de la mine Sigma (modifiée de Robert *et al.*, 1983).

des zones de cisaillement inverses à fort pendage et des veines sub-horizontales en extension (figure 41).

Les veines d'extension associées à une zone de cisaillement peuvent décrire un aspect sigmoïde qui sera illustré plus loin à la section des *indicateurs cinématiques*.

La veine se caractérise par des cristaux fibreux à croissance régulièrement subperpendiculaire au plan de la veine et dans la direction de l'ouverture. L'ouverture peut se faire par incréments successifs et l'espace ainsi créé est aussitôt comblé par le remplissage de cristaux.

Les variations de la direction d'extension peuvent donner lieu à différentes figures de cristallisation sigmoïde au sein de la veine. La figure 42 résume les principaux types de figures. Une veine est syntaxiale si la cristallisation se fait de la bordure vers le coeur, les cristaux étant dans ce cas en continuité optique et de même composition que ceux de l'encaissant. Elle est antitaxiale si la cristallisation se fait du coeur vers la bordure; sa composition est dans ce cas différente de celle de l'encaissant et donc sans continuité optique.

Ce genre de flexion des matériaux de la veine survient si le changement dans l'orientation de la contrainte est contemporain du développement de la veine ou si la veine elle-même subit une rotation, suite à une déformation non coaxiale.

Si la formation des veines d'extension est précoce dans l'histoire de la zone de cisaillement, celles-ci pourront être replissées et transposées pour ainsi tendre à être subparallèles à la direction de l'anisotropie principale. Cette rotation de la veine d'extension peut provoquer un entraînement de la schistosité sur le plan de la

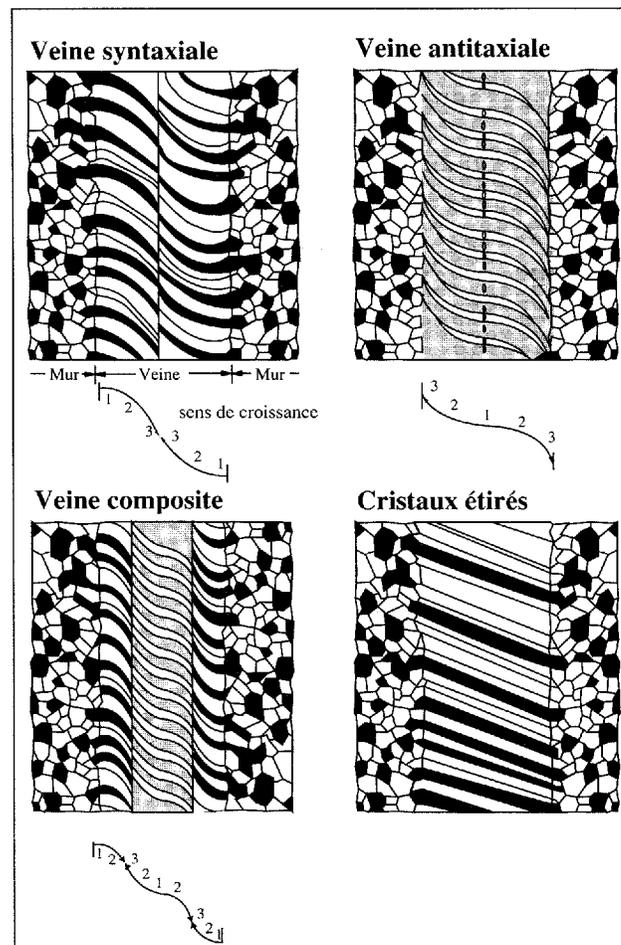


FIGURE 42 – Principales caractéristiques des veines fibreuses en fonction de la composition et de la relation avec l'encaissant. Une veine syntaxiale se caractérise par la cristallisation de la paroi vers le coeur, tandis qu'une veine antitaxiale a des minéraux qui cristallisent du coeur vers la paroi (d'après Ramsay et Huber, 1983, p. 241).

veine qui progressivement devient un plan de cisaillement efficace. Les travaux de Hudleston (1989) ont bien illustré ce phénomène (figure 43). L'entraînement de la schistosité dans le plan de la veine peut dans ce cas être utilisé comme indicateur cinématique.

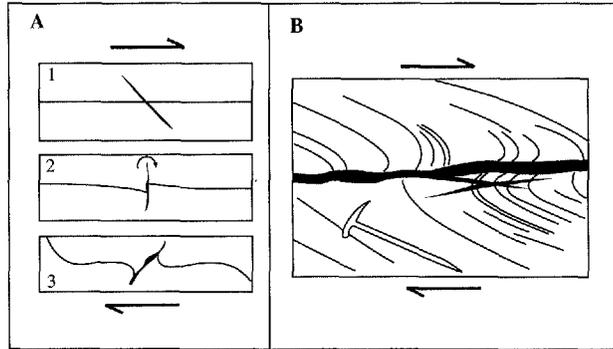


FIGURE 43 – Veines d'extension et plis.

- A – Association des plis et veines dans une zone de cisaillement. Production d'une veine d'extension en 1, rotation en 2 et entraînement de la schistosité sur la veine en 3 (modifiée de Hudleston, 1989).
- B – Reproduction du même phénomène dans un glacier (modifiée de Hudleston, 1989).

Veines en cisaillement

Les veines en cisaillement sont, dans la plupart des cas, subparallèles au plan d'anisotropie principal ou à certaines discontinuités en cisaillement, comme les *shear bands* (voir plus loin). Elles se distinguent des veines d'extension par leur aspect beaucoup plus rubané. Elles sont communément discontinues, boudinées, replissées, bréchifiées, avec d'importants signes de déformation interne. Les lames minces révèlent que les veines de quartz présentent de nombreuses structures de déformation en lamelles ou rubans avec, dans plusieurs cas, une recristallisation dynamique des grains qui sont obliques par rapport à la direction de la veine

(voir ci-dessous: Recristallisation dynamique). Elles occupent, en maints endroits, la direction du plan C dans une zone de cisaillement (p. ex. à la mine Sigma [figure 41] ou à la mine Norbeau [figure 44]). La présence de veines dans le plan du cisaillement peut sembler problématique. Il peut s'agir de veines d'extension réorientées (Hudleston, 1989) ou d'ouvertures favorisées par la pression des fluides (Sibson *et al.*, 1988).

INDICATEURS CINÉMATIQUES

Il existe plusieurs éléments qui permettent de diagnostiquer le mouvement dans une zone de cisaillement ou de faille. Ces éléments, visibles à l'échelle mégascopique ou microscopique, sont désignés comme des indicateurs cinématiques. Il faut toutefois prendre garde à leur emploi car ils sont souvent contradictoires et difficiles à interpréter. Il est possible toutefois de donner le sens du mouvement dans une faille ou une zone de cisaillement lorsqu'il y a conjonction de plusieurs indicateurs cinématiques différents et que l'observation peut être répétée sur plusieurs zones d'affleurements. La règle de base quant à leur emploi est qu'ils soient cohérents avec la linéation d'étirement qui indique dans quel plan il faut faire l'observation. Ainsi, dans un cisaillement qui contient une linéation d'étirement abrupte dans le pendage, les indicateurs de mouvement sont contenus dans un plan vertical perpendiculaire à la schistosité. Pour un cisaillement à linéation horizontale, l'observation se fait dans le plan horizontal. Comme une bonne proportion des failles et des zones de cisaillement de l'Archéen ont tendance à indiquer un mouvement vertical, l'emploi des indicateurs devient assez restreint puisqu'il y a généralement peu de coupes verticales, si l'on fait exception des excavations minières où ils peuvent devenir très utiles. Les figures 45 et 46 résument les principaux indicateurs cinématiques.

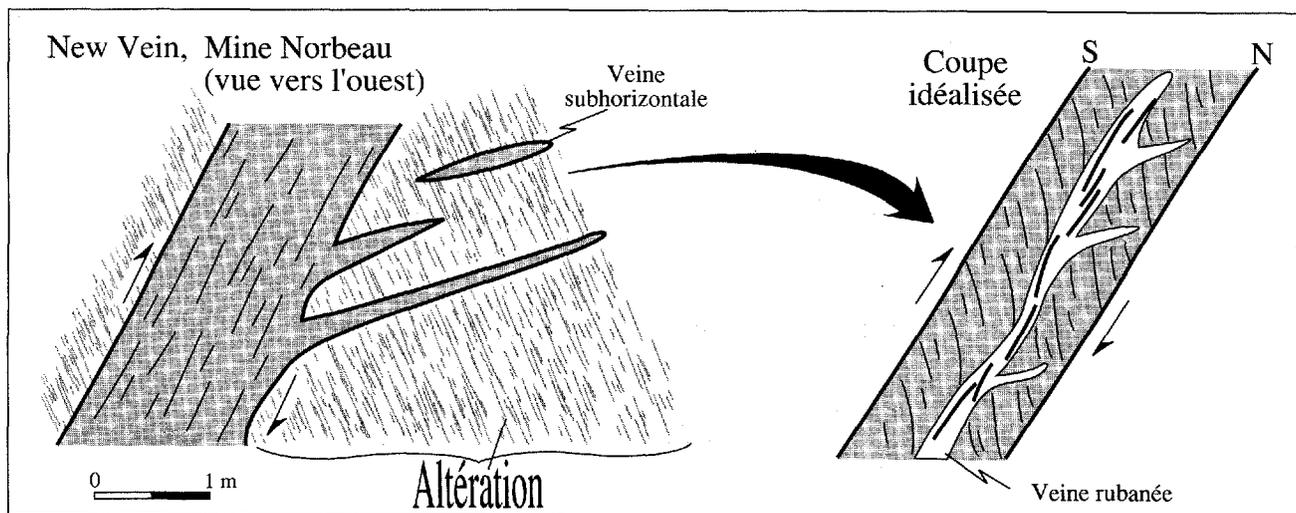


FIGURE 44 – Coupe schématique des relations structurales à la mine Norbeau, Chibougamau.

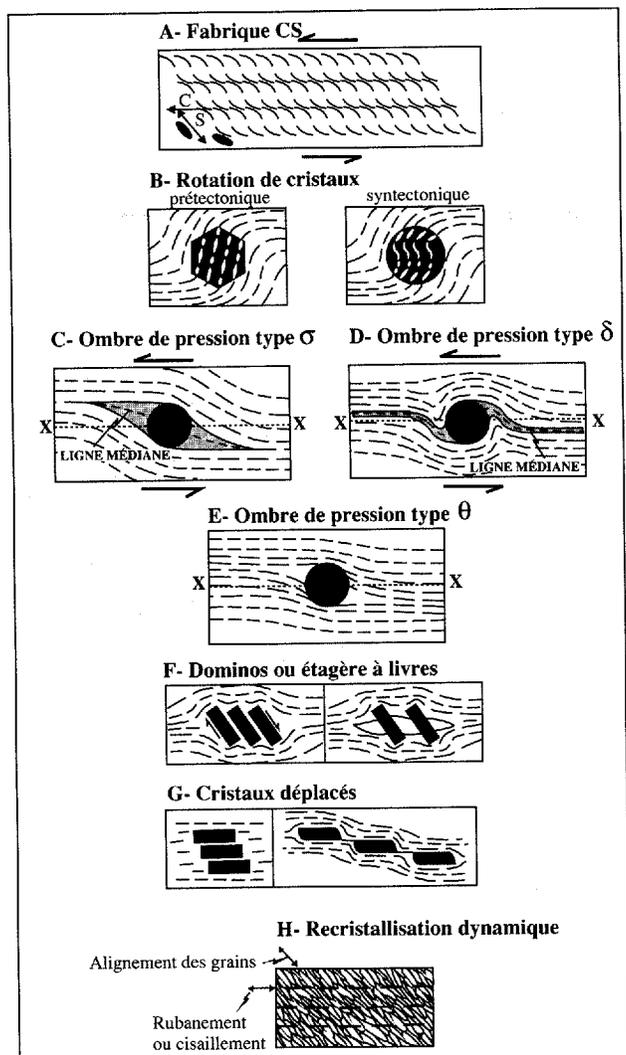


FIGURE 45 – Différents indicateurs cinématiques (senestres). Modifiée de Ramsay et Huber (1987) et de Hooper et Hatcher (1988).

Fabrication CS (figure 45,A)

Le nom de *fabrication CS* vient de la nomenclature introduite par Berthé *et al.* (1979), qui exprime la relation angulaire entre le cisaillement (C) et la schistosité (S). Cette relation entre la direction de la schistosité et celle de l'enveloppe de déformation est bien connue depuis les travaux de Ramsay & Graham (1970). Berthé *et al.* (1979) n'ont fait que la populariser en décrivant des structures qui, sur le terrain ou au microscope, matérialisent celle qui existe à une échelle plus importante. Ainsi, le plan S représente une structure qui réagit surtout en compression, avec une composante variable de cisaillement. Le plan C réagit essentiellement en cisaillement. L'aspect des deux structures est donc fort différent. La schistosité correspond à la fabrication principale à laquelle on associe l'aplatissement apparent et la linéation d'étirement. Le cisaillement est une structure généralement moins pénétrante qui a l'allure d'un clivage en cisaillement ou de crénulation. L'angle entre les deux plans atteint un maximum

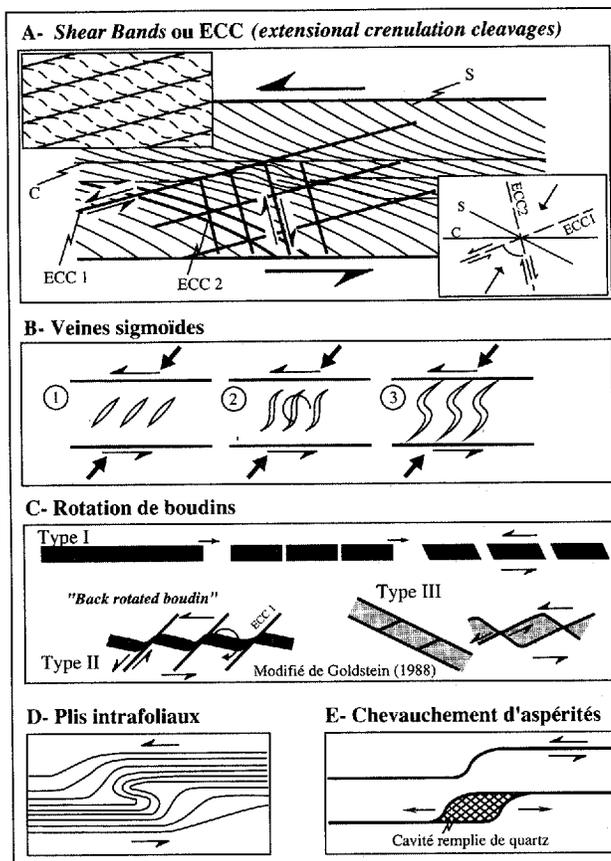


FIGURE 46 – Autres indicateurs cinématiques (senestres).

à 45° et ne peut que diminuer avec le mouvement et les compressions subséquentes. Aussi, il faut se méfier des angles supérieurs à 45° qui pourraient indiquer qu'il s'agit plutôt d'un clivage secondaire sans relation avec le mouvement.

L'attitude du plan de cisaillement doit être concordante avec celle du couloir de déformation, ceci en direction et en pendage. Le plan C peut être confondu avec d'autres structures en cisaillement (clivages secondaires), qui sont sécantes à l'attitude du couloir.

Dans quelques cas, certaines veines de quartz rubanées et minéralisées occupent la position du cisaillement. Cette affirmation est supportée par l'observation de l'attitude conforme entre ces veines de quartz et l'enveloppe de la zone déformée. La relation angulaire entre les veines en cisaillement et la schistosité peut donc être également utilisée de la même façon que la fabrication CS pour déterminer le sens du mouvement.

La figure 32,A montre que la schistosité est perpendiculaire à la compression maximale, et que le cisaillement fait un angle maximal de 45° avec la direction de la contrainte principale. On peut donc déduire le sens du mouvement en simulant une poussée dans une direction perpendiculaire à la schistosité et en observant la résultante sur le plan de cisaillement.

Rotation de porphyroblastes (figure 45,B)

Dans les roches métamorphiques, certains cristaux (p. ex., grenat, albite, staurotide) ont pu se former dans un régime non coaxial qui a donc engendré leur propre rotation. La croissance des porphyroblastes s'est faite par incorporation progressive de cristaux de la roche ambiante, formant ainsi des traînées d'inclusions dont la géométrie indiquera, d'abord, le sens de mouvement, ensuite, la relation chronologique entre le métamorphisme et la déformation. Un cristal est précinématique si la traînée est rectiligne tandis qu'il est synkinématique si la traînée est de forme sigmoïde. La figure 47 résume les principales caractéristiques des porphyroblastes pré-, syn- et postcinématiques en fonction du régime de déformation.

Il faut toutefois prendre garde au sens de rotation donné par la forme des traînées d'inclusions dans les porphyroblastes. Des exemples de rotations non reliées au mouvement principal ont déjà été documentés et s'expliquent, dans plusieurs cas, par la présence d'un clivage de crénulation qui représente une surface de glissement active alors que la schistosité principale est passive, comme l'ont suggéré Williams & Schoneveld (1981). Les cas de rotation apparente reliés aux clivages de crénulation peuvent être considérés non pas comme une rotation réelle du porphyroblaste, mais bien comme une rotation de la matrice, comme le proposent Bell & Rubenach (1983) et Bell (1983). Cette interprétation est généralement supportée par le parallélisme des traînées d'inclusions au sein des porphyroblastes entre eux.

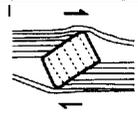
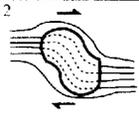
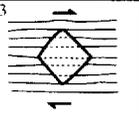
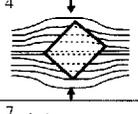
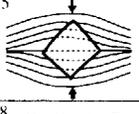
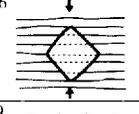
	Pré-	Syn-	Post-
	cinématique		
CISAILLEMENT	1 	2 	3 
APLATISSEMENT	4 	5 	6 
CRÉNULLATION	7 	8 	9 

FIGURE 47 – Relation entre porphyroblastes et matrice. Modifiée de Zwart (1962).

Ombres de pression asymétriques (figures 45,C ,D et E)

Les ombres de pression sont généralement formées dans les roches foliées là où il y a contraste entre un corps rigide, ou porphyroclaste, et sa matrice plus ductile. Si le régime de déformation est coaxial, ces ombres de pression tendent à se développer de façon symétrique dans le sens de la linéation d'étirement. Par contre, si le régime de déformation est non coaxial, la

tendance sera de produire des ombres de pression asymétriques et qui peuvent dès lors donner des indications sur le sens du cisaillement. Il existe deux principaux types d'ombres de pression asymétriques de forme à peu près semblable, mais qui sont associés à des mouvements de sens opposés (Simpson & Schmid, 1983; Passchier & Simpson, 1986): les ombres de pression de type σ et les ombres de pression de type δ . Plus récemment, Hooper & Hatcher (1988) ont défini une troisième catégorie, le type θ .

Type σ

L'ombre de pression de type σ (sigma), la plus commune, correspond à celle qui s'est formée à partir d'un corps rigide qui n'a subi que relativement peu ou pas de rotation. Dans ce cas, la terminaison des ombres pointe vers la direction du mouvement (figure 45,C). Les queues sont généralement constituées d'un agrégat de matériel polycristallin de nature semblable au porphyroclaste.

Type δ

L'ombre de pression de type δ (delta) correspond à celle formée sur un corps en rotation. Il y a eu entraînement de l'ombre de pression par la rotation du corps rigide, ce qui peut donner une asymétrie semblable à celle du cas précédent, mais avec une apparence de sens opposé. Ce type est généralement associé à des microplis en bordure du corps rigide et sa courbure est plus prononcée que dans le type sigma (figure 45,D). On désigne souvent ces structures comme des *rolling structures* (Van Den Driessche & Brun, 1987).

Type θ

Le type θ (thêta) se distingue par l'absence de queue visible mais montre plutôt des perturbations asymétriques de la matrice. La matrice tend à s'empiler sur les flancs opposés du noyau résistant ou porphyroclaste (figure 45, E).

L'emploi des trois types de porphyroclastes, σ , δ et θ , est très utile dans la détermination du mouvement dans les zones de cisaillement. Certaines conditions doivent tout de même être respectées pour rendre la détermination valable (Passchier & Simpson, 1986):

- La granulométrie de la matrice doit être plus faible que celle du porphyroclaste;
- La fabrication de la matrice doit être relativement homogène;
- La forme de l'ombre de pression doit être le résultat d'un seul événement de déformation et non pas la résultante de plusieurs déformations;
- Idéalement, la queue du porphyroclaste devrait être assez longue pour pouvoir dessiner un plan de référence dans le cas des types sigma et delta;
- L'observation doit être faite sur un plan perpendiculaire à la foliation et parallèle à la linéation d'étirement.

Mawer (1987) et Passhier & Simpson (1987) décrivent une séquence évolutive où le porphyroclaste de type sigma passe progressivement à celui de type delta (*rolling structure*) sous l'effet d'une augmentation du taux de déformation et de cisaillement.

Structures en dominos ou en étagère à livres (figure 45,F)

Les structures en dominos font référence à un glissement le long de discontinuités d'orientation oblique par rapport au sens du cisaillement. Le mouvement observé le long de ces discontinuités, devenues des microfailles, est à l'inverse du mouvement principal. On peut faire l'analogie avec un jeu de cartes que l'on cisaille entre ses mains. Le mouvement différentiel observé entre chacune des cartes est à l'inverse de celui pour l'ensemble du jeu. Ce genre de structure se rencontre souvent dans des corps rigides qui réagissent mal à la composante de cisaillement. Les cristaux grossiers de plagioclase en sont de bons exemples.

Déplacement intrafolial (figure 45,G)

Lorsque le plan de la foliation principale pénètre dans des objets ou des corps rigides comme les cristaux, il peut se produire un déplacement de ceux-ci le long du plan de l'anisotropie; ceci donne un sens de mouvement qu'il est possible de corréliser au mouvement principal même si l'échelle est plus modeste.

Recristallisation dynamique (figure 45,H)

Dans les zones de mylonites où des rubans de quartz ont été produits au sein de la foliation mylonitique, il est possible d'observer (au microscope) que l'orientation des cristaux de quartz fait un angle avec la direction du ruban. Le résultat s'interprète exactement comme pour la fabrique CS. Il arrive parfois que des micas préexistants, qui suivent le plan de foliation mylonitique, empruntent la forme d'un poisson, d'où le nom de *mica fish* donné par Lister & Snoke (1984).

Shear bands (ECC) (figure 46,A)

Les *shear bands* sont des structures en cisaillement qui se superposent sur l'anisotropie intrinsèque de la zone de cisaillement. Platt & Visser (1980) les ont désignées comme ECC (*extensional crenulation cleavages*) parce que leur particularité est de produire de l'extension sur l'anisotropie affectée. White *et al.* (1980) les désignent, quant à eux, sous le nom de C et Passhier (1984), comme simplement des *shear bands*. Les études de Platt & Visser (1980), Platt (1984), Passhier (1984), Weijermars & Rondeel (1984), White *et al.* (1980) et Harris & Cobbold, (1984), tendent à démontrer que ces structures sont formées à angle faible avec la direction du cisaillement (15 à 20°) et que le mouvement observé le long de celles-ci est représentatif du mouvement sur le plan du cisaillement principal. La relation angulaire entre ces structures planaires et la direction du cisaillement se situe, comme pour la

relation CS, dans le plan du mouvement, soit celui qui est perpendiculaire à la schistosité et parallèle à la linéation d'étirement. Lorsque la schistosité et la linéation d'étirement sont verticales, ces *shear bands* devraient donc être observés dans le plan vertical perpendiculaire à l'anisotropie. Il est commun d'observer des clivages de crénulation en plan et ce, dans un régime à linéation verticale. Ce genre de relation complique l'interprétation de l'ensemble et il semble difficile de désigner ces structures comme des *shear bands* puisqu'elles ne sont pas en cohérence avec la linéation d'étirement.

Les *shear bands* sont parfois conjugués, formant un angle de 60° entre eux et ayant comme bissectrice la contrainte σ_1 . On désigne comme ECC 1 la structure synthétique formant un angle de 15° avec le cisaillement et de même sens de mouvement, et ECC 2 la structure antithétique formant un angle de 75° avec le cisaillement et à mouvement de sens contraire. Cette conjugaison des deux ECC est symétrique par rapport au plan de la schistosité (figure 46,A).

Dans certaines roches anisotropes, le boudinage asymétrique se fait parfois par l'entremise d'un clivage en cisaillement de type ECC 1 (Platt & Visser, 1980).

Les clivages en cisaillement, ou *shear bands*, représentent peut-être les indicateurs cinématiques les plus communs et les plus faciles à interpréter. Toutefois comme aucun indicateur cinématique n'est absolu, certains auteurs, comme Behrmann (1987), émettent une mise en garde quant à leur emploi généralisé pour établir le mouvement.

Dennis & Secor (1987) ont modélisé la formation des *shear bands* synthétiques et proposent qu'ils sont une conséquence compensatoire du gonflement de la zone de cisaillement par mouvement différentiel sur le plan de la schistosité oblique à la bordure de la zone de cisaillement. La figure 48 représente un résumé de leur

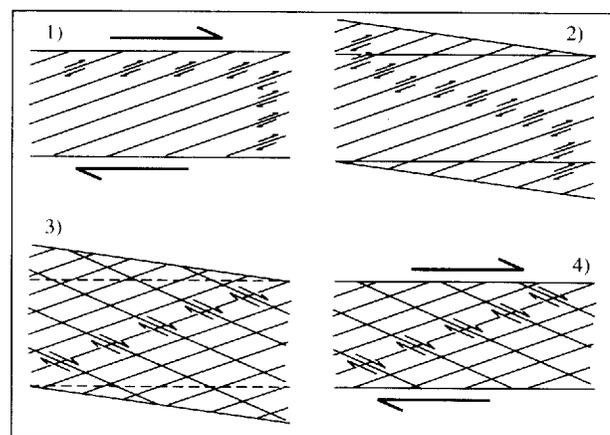


FIGURE 48 – Mécanisme de formation des *shear bands* synthétiques, selon Dennis et Secor (1987).

- 1) et 2) Gonflement de la zone de cisaillement par mouvement différentiel sur le plan de la schistosité oblique;
- 3) et 4) Rétablissement de l'épaisseur de la zone de cisaillement par l'entremise des *shear bands* synthétiques.

modèle. Les plans des clivages en cisaillement permettent de conserver l'épaisseur de la zone de cisaillement. Plus récemment, les expériences de Williams & Price (1990) sur des briques, avec des anisotropies artificielles, ont démontré que, lorsque la schistosité est oblique par rapport à la bordure de la zone de cisaillement, comme dans le cas de la schistosité oblique aux limites d'une zone de cisaillement théorique, on peut créer des *shear bands* synthétiques dans les directions observées sur le terrain.

Veines sigmoïdes (figure 46,B)

Une veine d'extension qui se forme dans une zone de cisaillement subit un effet rotationnel qui engendre une forme sigmoïde. En théorie, le plan de la veine se forme à 45° de la direction du plan de cisaillement. Si la veine poursuit son ouverture pendant la déformation progressive, les extrémités de la veine sont en équilibre avec le système de contrainte externe alors que le cœur plus ancien subit la rotation engendrée par le cisaillement. Cet effet engendre des veines d'une forme sigmoïde typique d'une genèse synchrone du cisaillement. Généralement, les veines sont en échelon et sont confinées à un couloir dont la direction est celle de la zone de cisaillement. La forme des veines donne un excellent indicateur cinématique.

Il est à noter que la forme sigmoïde de ces veines (en tension) est à l'inverse de celle de la schistosité dans une zone de cisaillement (comparer les figures 46A et 46B). Il peut arriver, dans certains cas, que l'aspect sigmoïde soit inversé si la composante de rotation est appliquée en périphérie de la veine plutôt qu'au cœur (Nicolas, 1984, p. 56).

Rotation de boudins (figure 46,C)

Lorsqu'un horizon dont la compétence diffère de celle de son encaissant est boudiné le long d'une anisotropie sur laquelle il existe une composante cisailante importante, il peut arriver que les boudins, antérieurs à la composante cisailante, subissent une rotation compatible avec le sens du cisaillement (type I). Ce phénomène existe surtout dans des veines de quartz injectées le long du plan de cisaillement. Toutefois, l'emploi de cet indicateur de mouvement est discutable puisque la contrepartie, le *back rotated boudin* (type II), se rencontre également. La rotation, dans ce dernier cas, est générée non par le mouvement sur le plan principal, mais par celui d'un *shear band* synthétique; elle donne, dans ce cas, un sens de mouvement opposé. La reconnaissance de ce second plan est donc nécessaire à la bonne compréhension du boudin en rotation. On trouve de bons exemples de *back rotated boudins* dans Malavieille (1987), Mawer (1987) et Hanmer (1984).

Il est également possible que l'horizon boudiné soit originellement à angle avec l'anisotropie principale et soit devenu subparallèle par la suite (type III, selon

Goldstein, 1988). Ces boudins peuvent s'interpréter comme ceux du type II.

Dans les zones qui subissent un raccourcissement coaxial, le type d'asymétrie des boudins peut être contrôlé par l'attitude initiale des horizons boudinés par rapport à la direction de raccourcissement. En résumé, l'interprétation des boudins est souvent délicate et doit se faire de concert avec les autres indicateurs cinématiques.

Plis asymétriques et plis intrafoliaux (figure 46,D)

Les plis asymétriques et les plis intrafoliaux sont des indicateurs cinématiques difficiles à interpréter. Un couloir de déformation se caractérise par une forte anisotropie qui facilite le développement de structures secondaires pouvant générer des plis asymétriques et même intrafoliaux. On appelle pli intrafolial toute anisotropie d'origine tectonique plissée et dont le plan axial est parallèle à la direction de la schistosité principale. Généralement, les plis intrafoliaux sont confinés dans une enveloppe et l'amplitude du plissement tend à diminuer et à s'amortir progressivement vers l'extérieur de l'enveloppe pour finalement devenir nulle (figure 46,D).

Les axes des plis secondaires superposés à l'anisotropie de base ont, dans plusieurs cas, tendance à être colinéaires de la linéation d'étirement; dans ces cas, ils ne peuvent servir à estimer un mouvement qui s'est fait selon cette même linéation. Toutefois, lorsqu'il est possible de mettre en évidence un pli qui a repris l'anisotropie principale, la linéation d'étirement, et même le plan de cisaillement, on peut interpréter le sens du mouvement, comme le montre la figure 46,D.

Les plis associés au développement progressif de zones de cisaillement ductile ont été documentés par Platt (1983), Ghosh & Sengupta (1987), Berthé & Brun (1980) et Bell (1978).

Chevauchement d'aspérités (figure 46,E)

Il est parfois possible d'interpréter un mouvement le long de discontinuités, à partir de certaines structures de remplissage. Ces structures se font par ouvertures lors d'un glissement ou d'un chevauchement sur les aspérités d'une surface irrégulière. Elles s'observent généralement dans les zones de faille; l'aspérité générée par le glissement sera immédiatement comblée par du quartz ou d'autres minéraux de remplacement.

Stries de glissement et zones abritées

Les stries de glissement sont des éléments régulièrement observés dans les zones de cisaillement. Elles indiquent la direction d'un mouvement de type cassant, que celui-ci soit survenu dans la continuité de la déformation ductile, ou lors d'une réactivation du plan de faille généré par des contraintes postérieures. Les

stries de glissement n'impliquent toutefois pas nécessairement de grands déplacements; le déplacement minimum est égal à la longueur de la strie. Dans les zones de cisaillement ductile-fragile, il est commun de voir en conjonction les stries de glissement et la linéation d'étirement. La surface polie sur le plan de faille permet une observation souvent plus aisée de la linéation d'étirement. Ces deux éléments peuvent être confondus en certaines circonstances. La linéation d'étirement est toutefois un élément pénétratif qui se retrouve dans tous les plans de schistosité alors que la strie est un élément non pénétratif qui n'est développé que sur la surface de glissement.

Il peut se développer par l'entremise de fractures subsidiaires, au croisement avec le plan de glissement principal, des zones abritées remplies par du quartz ou de la calcite souvent de forme fibreuse. Ces zones forment, sur le plan de faille, des escaliers ou des gradins qui peuvent indiquer le sens du mouvement (figure 49). En l'absence de matériel de veine dans les zones abritées, il faut prendre garde à l'interprétation des structures en gradins, car elles peuvent se développer dans les deux sens.

Pour une revue plus complète des indicateurs de mouvement qui sont plus particuliers à la tectonique cassante, on peut se référer à Petit (1987), Hancock (1987), Gamond (1987) et Means (1987).

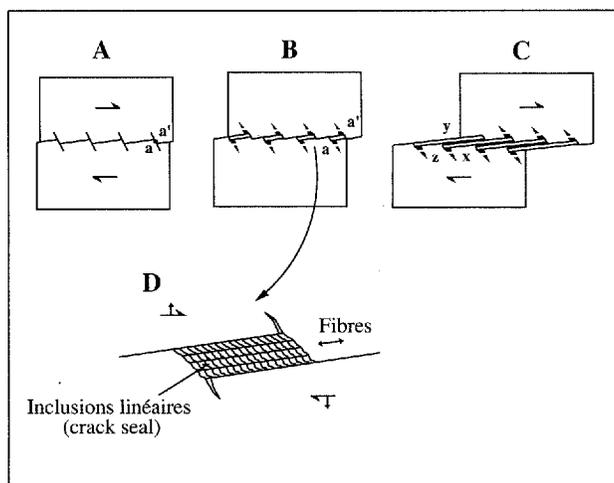


FIGURE 49 – Production d'une zone abritée le long d'une discontinuité dextre. Noter (A,B,C) la croissance progressive des fibres dans la direction de l'ouverture (d'après Ramsay et Huber, 1983, p. 258).

Plis par entraînement

Le mouvement d'une faille de direction sécante au grain stratigraphique ou à toute autre anisotropie antérieure a pour effet d'entraîner les structures anciennes. On interprète évidemment une composante apparente de mouvement à partir de cet entraînement. L'axe du pli d'entraînement sera fonction de l'attitude de la surface affectée. La figure 50 montre que, pour un

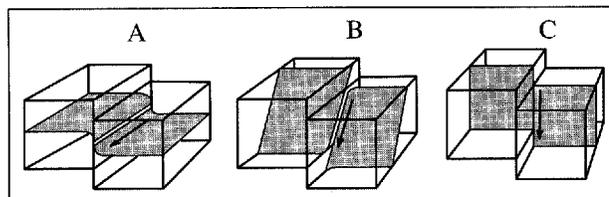


FIGURE 50 – Relation entre l'axe d'un pli par entraînement et l'attitude de la surface affectée. A, B, C: même type de mouvement avec différentes attitudes de surface (d'après Ramsay et Huber, 1987, p. 511).

même type de mouvement, l'attitude de la surface contrôle l'attitude de l'axe du pli d'entraînement.

Dans les terrains archéens, le grain stratigraphique et la schistosité régionale sont régulièrement en position verticale. Lorsque d'autres failles obliques, également à pendage abrupt, affectent ces éléments, il est justifiable de considérer l'axe du pli comme subperpendiculaire à la direction du transport.

Analyse en laboratoire

PRISE D'UN ÉCHANTILLON ORIENTÉ

Dans le traitement de problèmes structuraux, il est utile de prendre des échantillons afin de raffiner l'étude des différentes structures planaires et linéaires ainsi que des indicateurs cinématiques. Ces échantillons doivent donc être orientés sur le terrain pour pouvoir reconstituer les relations géométriques observées en laboratoire. Il existe plusieurs techniques d'orientation. Avant de procéder à l'orientation, il faut s'assurer que le morceau choisi peut se dégager de façon réaliste. On peut le dégager préalablement et le replacer par la suite pour l'orienter. Lorsque l'échantillon présente une surface régulière qu'il est possible de mesurer, on y trace une ligne horizontale sur laquelle on indique la direction. En utilisant la convention du pendage à droite de la direction, on mesure le pendage du plan et l'on inscrit les deux valeurs sur l'échantillon. Pour éviter les confusions, une direction a toujours trois chiffres et le pendage (ou le plongement) en a deux. Il est préférable d'éviter le symbole "°" (degré), qui peut être confondu avec un zéro.

Lorsque le plan choisi pour l'orientation a une signification géologique, le cas est plus facile à traiter. Il arrive parfois que la seule surface disponible soit un plan renversé, c'est-à-dire un plan qui possède un pendage à droite de sa direction mais est incliné vers l'affleurement. Il faut alors indiquer directement sur l'échantillon que celui-ci a été pris dans une position renversée, ceci à l'aide d'une boucle sur le symbole du pendage.

Lorsque l'échantillon provient d'un affleurement plat et que sa position ne permet pas la mesure de surfaces inclinées, il est possible de procéder à l'orientation à partir d'une ligne tracée sur la surface de l'affleu-

rement. Cette ligne pointera idéalement vers le nord ou dans la direction de l'anisotropie principale.

LAMES MINCES ORIENTÉES

Les lames minces peuvent devenir de précieux outils pour déterminer le sens du mouvement dans les zones de cisaillement ou pour servir de marqueurs de déformation. Il est important de construire les lames minces dans les bons plans de façon à y voir les structures importantes. Dans les roches plano-linéaires, il faut localiser la linéation d'étirement dans le plan de schistosité. Lorsque la linéation est localisée, on procède par une coupe perpendiculaire au plan d'anisotropie (plan de la schistosité) et parallèle à la linéation d'étirement. Cette coupe permettra de mettre en relief tous les indicateurs de mouvement potentiels. On peut également procéder à une deuxième coupe perpendiculaire à la première et toujours perpendiculaire au plan d'anisotropie. La coupe perpendiculaire à l'étirement permettra de confirmer et d'évaluer l'amplitude de l'extension dans la roche. On pourra aussi y observer des structures secondaires comme les clivages de crénulation.

Un point important concerne la fabrication de la lame mince proprement dite. Selon la façon dont la pellicule de roche sera collée sur la plaque de verre, il est facile d'inverser les relations géométriques. Il y a plusieurs moyens de contrôler l'orientation des lames. L'un consiste à inscrire une lettre ou un symbole sur le tracé rectangulaire de l'échantillon d'où l'on veut tirer la lame mince. On demande ensuite au fabricant de retourner le témoin de la lame avec son inscription originale, ce qui force une fabrication systématique.

Mais le meilleur moyen d'éviter les erreurs est de faire une entaille à la scie dans un des coins du témoin de la lame (figure 51). Cette entaille devra être visible sur l'échantillon, sur le témoin de la lame ainsi que sur la lame elle-même, ce qui permet de revenir aisément sur l'échantillon de départ en cas de problème avec la référence géographique.

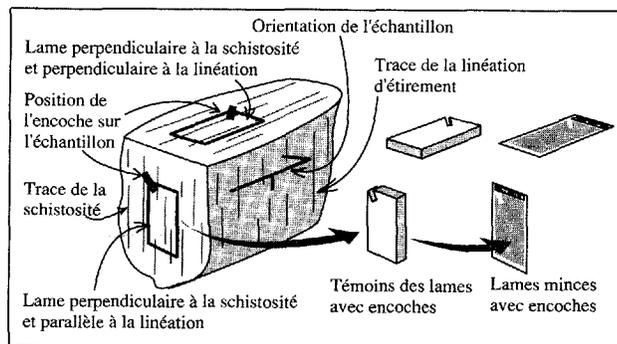


FIGURE 51 – Fabrication de lames minces orientées.

TRAJECTOIRE DE SCHISTOSITÉ

Cette technique d'analyse consiste à relier par une ligne le plan de l'anisotropie principale. Elle peut être appliquée aussi bien à l'échelle régionale qu'à l'échelle de l'affleurement. Elle permet d'apprécier dans son ensemble les variations de direction et de pendage du plan principal dans des régions fortement déformées et perturbées par plusieurs zones de faille ou de cisaillement. Ce traitement est idéal pour les grands affleurements décapés mécaniquement. Il suffit de prendre autant de mesures qu'il faut pour représenter les variations. On peut voir des variations au sein d'une zone de cisaillement ou des entraînements sur des failles postérieures. Cette méthode permet d'obtenir des éléments de compréhension que l'analyse par projection stéréographique ne permet pas de saisir. Le même traitement pourrait être appliqué aux linéations d'étirement dans la mesure où celles-ci ne sont pas trop près de la verticale.

PROJECTION STÉRÉOGRAPHIQUE ET DIVISION EN DOMAINES

Pour traiter les divers éléments structuraux recueillis dans les bandes de roches vertes archéennes on procède comme pour tout terrain déformé. Les méthodes mises de l'avant par Turner & Weiss (1963) peuvent s'appliquer mais celles-ci ne permettent généralement pas d'amener beaucoup d'éléments nouveaux dans l'interprétation structurale. Le principe de la méthode est de diviser le terrain étudié en portions qui présentent une certaine homogénéité du point de vue des orientations de certains éléments structuraux. Lorsqu'une région est affectée par une tectonique polyphasée, cette méthode est particulièrement efficace pour isoler des portions occupant différentes positions sur de grands plis. Dans le cas de l'Abitibi, la méthode peut s'appliquer non pas pour isoler différentes parties de plis superposés, mais plutôt pour caractériser certains secteurs qui présentent des variantes dans l'intensité et dans les attitudes des divers éléments structuraux. Par exemple, une région traversée par des failles ou des zones de cisaillement pourrait être divisée en portions, dont les limites seraient les discontinuités. Il est également possible de traiter séparément les éléments structuraux issus des couloirs de déformation et ceux qui ne sont affectés que par une déformation régionale. Dans le cas de l'Abitibi, les stéréogrammes demeurent avant tout une méthode statistique pour des données structurales comme les schistosités, les plis et les linéations. Il s'agit beaucoup plus d'une méthode de représentation des données que d'une méthode de traitement. À ce niveau, les trajectoires des schistosités et des linéations sont beaucoup plus efficaces et rendent mieux compte des variations de la déformation.

Concepts et modèles tectoniques

Introduction

La Sous-province de l'Abitibi a fait l'objet de plusieurs travaux, en Ontario comme au Québec, qui ont permis l'élaboration de plusieurs modèles d'évolution tectonique. Les plus célèbres sont certainement ceux de Hubert *et al.* (1984) et de Dimroth *et al.* (1982). Ce chapitre est une revue de plusieurs modèles en cause ou à considérer dans le futur. Nous avons tenté de faire une analyse objective des différents concepts mis de l'avant par les intervenants actuels dans l'Abitibi sans toutefois prendre position dans un débat, qui demeurera plein d'intérêt pour de nombreuses années encore.

Failles de décrochement (*strike-slip faults*)

Les failles de décrochement ou de coulissage regroupent des discontinuités dont la composante de mouvement est essentiellement horizontale. Le terme anglais le plus utilisé pour ces structures est celui de *strike slip fault*. Il est commun d'utiliser également les expressions *wrench fault* ou *transcurrent fault* qui sont des termes à tendance génétique que Sylvester (1988) suggère d'éviter.

Les failles de coulissage représentent des discontinuités rectilignes à pendage abrupt ou vertical, que l'on peut suivre sur de grandes distances. Ces failles juxtaposent, en plusieurs cas, des unités lithologiques très différentes.

Grâce aux études de Tchalenko & Ambrasey (1970) sur les structures induites, suite à un séisme résultant d'un mouvement le long d'une faille coulissante, on a été à même d'avancer des modèles de cisaillement simple pour expliquer l'origine de cinq types de fractures ou de structures qui forment des arrangements typiques en échelon. La figure 52 illustre ces différents modèles. Les structures *R* ou *riedels* représentent des discontinuités synthétiques qui ont le même mouvement que la discontinuité principale. Ces structures se situent généralement à 15° de la faille principale et elles représentent la principale structure subsidiaire associée aux failles de décrochement. Les structures *R* font un angle de 60° avec le second type de *riedels*, désigné *R'*, qui représente en quelque sorte une faille conjuguée aux fractures de type *R*. La direction de raccourcissement principal est la bissectrice de cet angle de 60°. On dit de la structure *R'* qu'elle est antithétique, car elle a un mouvement inverse de celui de la faille principale. Cependant, cette structure n'est pas aussi commune que la structure *R* (Tchalenko & Ambrasey, 1970; Naylor *et al.*, 1986). Une deuxième structure

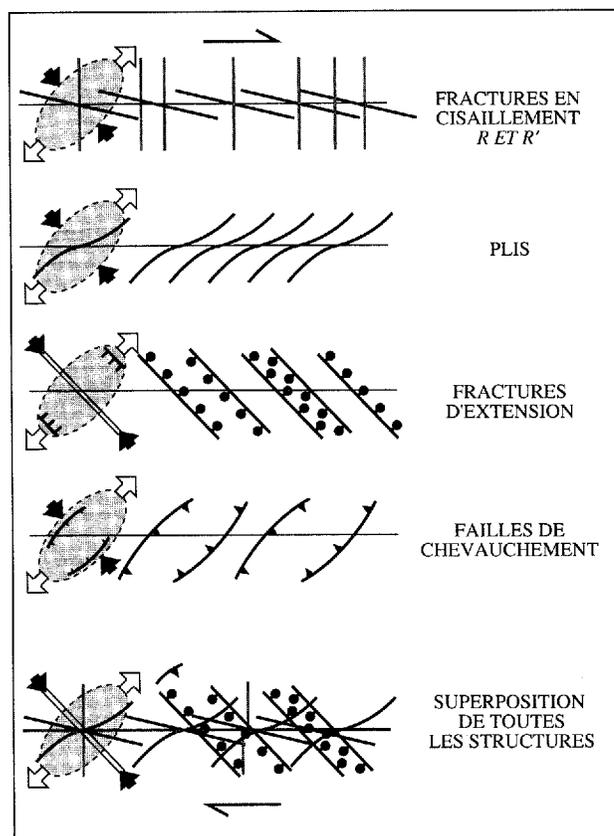


FIGURE 52 – Principales structures associées à un décrochement dextre (tirée de Sylvester, 1988).

synthétique, désignée *P*, se situant également à 15° de la faille principale, représente la symétrique du plan *R*. Les structures situées dans la même direction que le raccourcissement principal sont donc des structures en extension et sont désignées comme *T*. Les discontinuités parallèles au plan de faille principale sont reconnues comme des structures *Y* ou *D*, selon les auteurs. Cette nomenclature, bien que populaire pour les failles de décrochement, est également utilisable pour les failles à mouvement vertical. Il faut se rappeler que, dans ce dernier cas, l'observation des relations angulaires entre les différentes structures doit se faire en coupe verticale.

Si, à la suite d'expérimentations (Wilcox *et al.*, 1973) ou d'un séisme (Tchalenko & Ambrasey, 1970), on arrive à produire de façon instantanée plusieurs systèmes de fractures synthétiques et antithétiques, dans la réalité, toutefois, la déformation et le mouvement s'effectuent sur des longues périodes de temps. À titre d'exemple, la faille San Andreas a commencé à être active il y a 24 Ma, accumulant pendant ce temps

un déplacement dextre de 330 km (Crowell, 1979, *IN* Sylvester, 1988).

Des failles de chevauchement et des failles d'effondrement se développent respectivement de façons orthogonale et parallèle à la direction du raccourcissement principal (figure 52).

Des plis en échelon obliques à la direction de la faille se trouvent en bordure de celle-ci. Idéalement, la crête de ces plis devrait se situer à 45° de la direction de la faille et s'infléchir progressivement vers celle-ci, comme le montre la figure 53. Concrètement, la direction des plis varie de 10 à 35° , comme dans le cas de la faille San Andreas. La présence de plis en échelons est certainement un élément important pour appuyer l'existence de failles de décrochement; de plus, ces plis permettent de déduire le sens du mouvement.

Plusieurs types de bassins sédimentaires peuvent être créés à partir de la combinaison de différentes structures associées aux failles de décrochement. Le *pull-apart* représente un bassin de forme losangée, bordé par deux failles décrochantes et dont les extrémités sont représentées par des structures d'effondrement. Le dépôt de sédiments synchrone du mouvement de la faille a créé une migration du foyer d'accumulation des sédiments, permettant à ces derniers d'occuper de grandes surfaces.

L'application du modèle des failles en décrochement pour expliquer une partie ou l'ensemble des déformations observées dans l'Archéen de la Sous-province de l'Abitibi devient fort populaire. Les travaux de Hubert *et al.* (1984) dans la région de Rouyn-

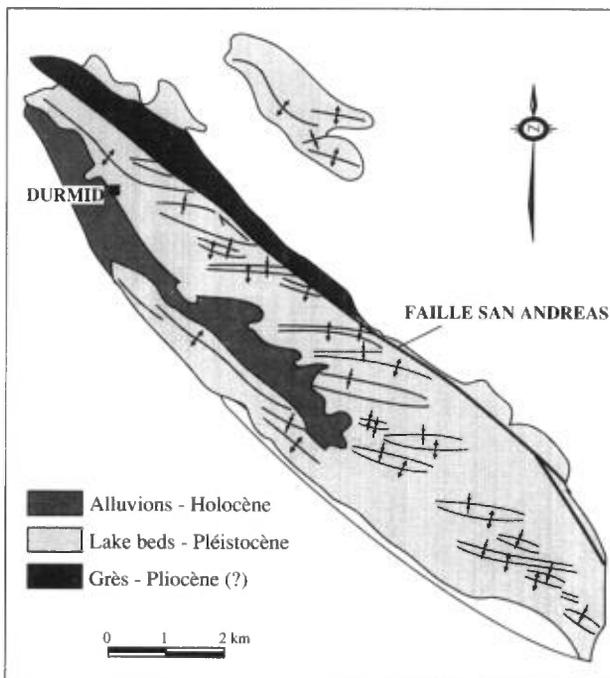


FIGURE 53 – Plis en échelon obliques au tracé de la Faille San Andreas (tirée de Sylvester, 1988).

Noranda en témoignent. À cet égard, notons que les grandes discontinuités sont régulièrement rectilignes sur de grandes distances, suggérant ainsi un pendage relativement vertical, du moins jusqu'à une certaine profondeur. Ces discontinuités sont communément bordées de bassins sédimentaires qui pourraient être associés, dans une certaine mesure, à des bassins de type *pull-apart* contemporains du mouvement des grandes failles. Les plis régionaux, entre les grandes discontinuités de Cadillac et de Porcupine-Destor, ont une trace qui est oblique par rapport à la direction des grandes failles.

Transpression

Le mécanisme de la transpression a été originellement proposé et décrit par Harland (1971) dans la partie nord-ouest de l'Écosse. On pourrait décrire la transpression comme le processus qui permet à un bloc coincé entre deux failles de décrochement, donc à mouvement essentiellement latéral, de subir un raccourcissement normal à la direction des failles. Ce raccourcissement serait généré par une compression suffisante pour produire une extrusion verticale des matériaux (Sanderson & Marchini, 1984; figure 54).

Les limites d'application de ce concept sont cependant atteintes lorsqu'on tente d'associer des linéations d'étirement qui ne sont pas cohérentes avec la direction du mouvement de la faille. Pour expliquer ce mécanisme de façon simplifiée, considérons une pâte à modeler que l'on roule entre ses deux mains et qui s'étire perpendiculairement au mouvement en cisaillement. Ce mécanisme peut sembler intéressant pour insérer dans un modèle de zones de cisaillement certains indicateurs de mouvement qui vont à l'encontre de la linéation d'étirement.

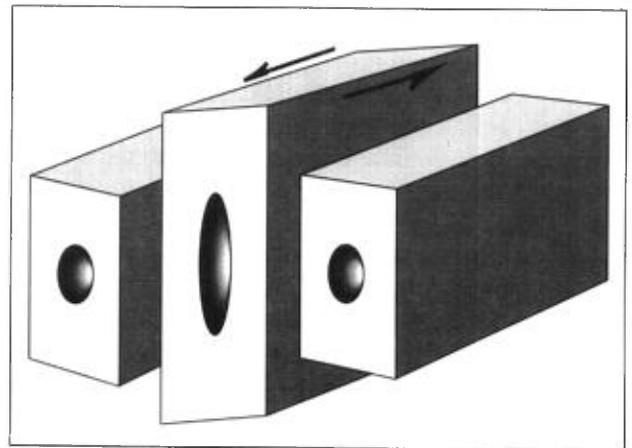


FIGURE 54 – Illustration schématique du concept de la transpression. Le coulissage est associé à une composante de raccourcissement normal à la direction du cisaillement, produisant une extrusion verticale des matériaux au coeur de la zone de cisaillement.

L'attitude de la linéation d'étirement est généralement admise comme étant l'attitude du transport tectonique (Ramsay & Graham, 1970). La linéation est d'ailleurs utilisée dans la littérature comme le principal repère dans l'établissement du plan d'observation pour les indicateurs cinématiques (Berthé *et al.*, 1979; Simpson & Schmid, 1983; Van Den Driessche & Brun 1987). Les travaux de Sanderson & Marchini (1984), inspirés de ceux de Harland (1971), ont amené un élément nouveau dans l'interprétation en répartissant les effets de la déformation en deux composantes: le cisaillement simple et la déformation pure. Le concept de transpression ainsi avancé expliquerait la présence de linéations verticales dans un régime cisailant horizontal si la composante de déformation pure est plus grande que celle du cisaillement simple (Sanderson & Marchini, 1984). Ce modèle est appliqué couramment dans les terrains récents, comme au voisinage de la faille San Andreas (Sylvester & Smith, 1976) ainsi que dans les ceintures de roches vertes archéennes (Hudleston *et al.*, 1988; Borradaile *et al.*, 1988; Robert, 1990).

Pour bien comprendre ce concept, il faut examiner la figure 55, où les différentes structures (plis et failles) sont mises en relation avec une composante de raccourcissement variable. En régime d'extension (figure 55,A), la direction du raccourcissement se situe à moins de 45° de la direction des failles de décrochement. En régime de compression (figure 55,C), cette direction de raccourcissement se situe à plus de 45° et tend vers 90° dans le cas extrême où il n'y a plus qu'une composante de raccourcissement (figure 55,D). On peut voir que les traces des plis et des failles de chevauchement font une rotation pour devenir parfaitement orthogonales à la direction du raccourcissement lorsqu'il n'y a plus de composante cisailante. La figure 55 permet donc de voir que des failles inverses ou chevauchantes à linéations d'étirement abruptes dans le pendage peuvent s'intégrer dans un système globalement en coulissage.

La conception d'un modèle transpressif se fait à une échelle différente de celle utilisée généralement pour déduire la cinématique des failles. On peut déduire le mouvement vertical d'une faille à partir des observations de terrain et insérer cette faille dans un modèle global de tectonique coulissante, comme illustre la figure 55. La compression associée à la tectonique coulissante peut produire une extrusion verticale des matériaux par l'entremise de failles à mouvement vertical. On appelle communément ce phénomène *flower structure* (figure 56; Ramsay & Huber, 1987; Sylvester, 1988). Dans ce cas, toutefois, les failles ont probablement une composante de mouvement oblique, ou à la limite, vertical, mais avec une cohérence structurale entre linéation d'étirement et indicateurs cinématiques qui caractérisent chacune des failles. Il est probable que, dans ce genre de structure, l'on ait affaire à des va-

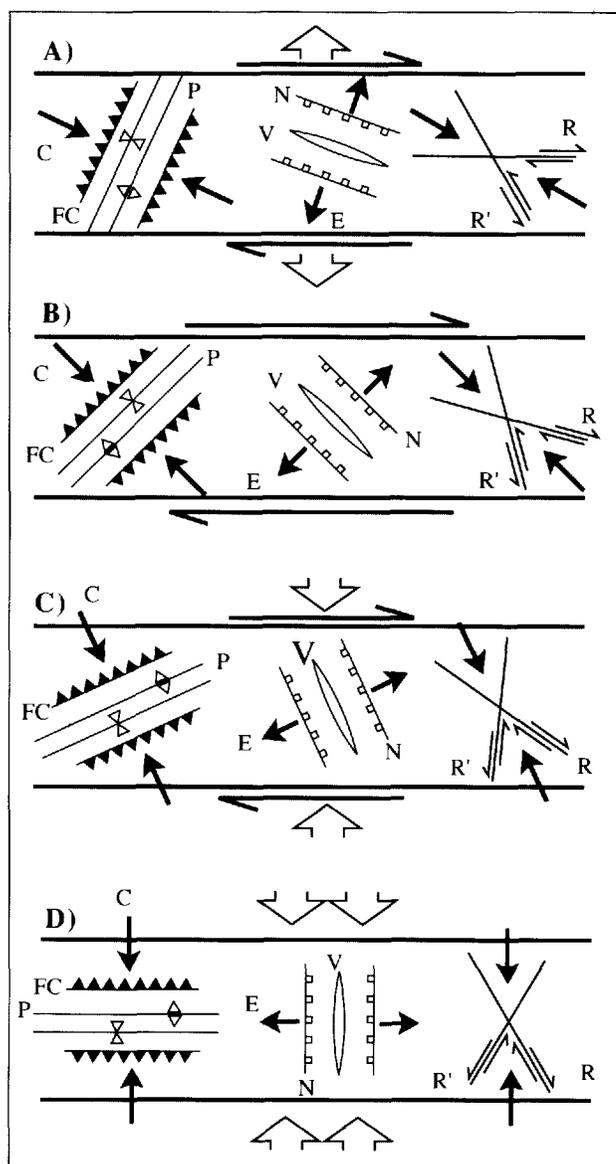


FIGURE 55 - Diagramme montrant les relations géométriques des failles et des plis dans le modèle de transpression.

- A - Cisaillement en régime d'extension ou transtension;
- B - *Wrench faults* classiques;
- C - Cisaillement avec raccourcissement normal;
- D - Raccourcissement.

Le diagramme montre que plus la composante de raccourcissement normal est forte, plus les failles de chevauchement et les plis lui sont perpendiculaires. E= Axe d'extension; C= Axe de compression; V= Veine; R et R' = *Riedels* synthétique et anti-thétique; FC= Faille de chevauchement; N= Faille normale, P= Pli.

riations de composante de mouvement à travers la zone comprimée.

En résumé, la transpression représente un mécanisme intéressant pour expliquer certaines relations à l'échelle régionale, comme un bloc coincé entre deux failles, par exemple. Cependant, elle peut difficilement remettre en question le mouvement indiqué par la linéation d'étirement et les indicateurs cinématiques. Au coeur d'une zone de cisaillement, la linéation d'étirement doit se conformer à la direction qui lui a été

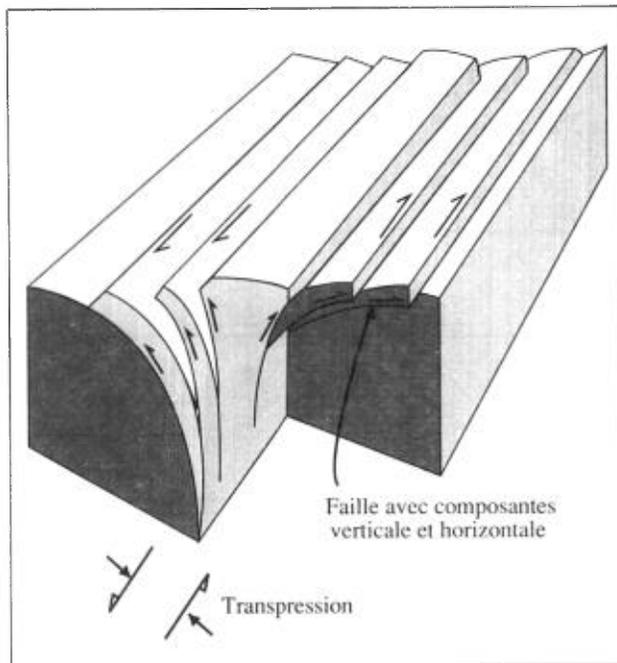


FIGURE 56 – Extrusion verticale de matériaux dans une faille décrochante formant un *flower structure* (d'après Ramsay et Huber, 1987, p. 529).

imposée par le mouvement d'un bloc par rapport à un autre, à moins que celui-ci soit négligeable.

Tectonique alpine et exemple des Himalayas

Les collisions entre plaques produisent un raccourcissement horizontal important qui s'accomode généralement par l'entremise de grandes failles de chevauchement. Le cas des Himalayas est particulièrement représentatif de ce phénomène. Cette chaîne de montagnes résulte de la collision de l'Inde avec le reste du continent asiatique (Gansser, 1964). La figure 57 résume l'évolution tectonique de cette chaîne. À l'origine, la plaque indienne était complètement indépendante et située beaucoup plus au sud que sa position actuelle. Son avance vers le continent asiatique a d'abord créé une subduction vers le nord de la plaque océanique séparant les deux continents. Finalement, les deux plaques continentales sont entrées en collision, générant les grandes failles de chevauchement inclinées vers le nord. La position de blocage dans laquelle la plaque indienne s'est retrouvée a produit un épaissement tectonique par l'entremise des grandes failles de sous-charriage (*underthrusting*).

Le charriage et les failles de chevauchement représentent certainement la façon la moins énergétique d'absorber une déformation importante. On comprend mieux, dès lors, pourquoi ils ont été identifiés dans la plupart des chaînes phanérozoïques. Il demeure toutefois que, dans ces chaînes, on a identifié les composantes essentielles à l'application de ce genre de modèle. On y reconnaît des terrains transportés (nappes) par

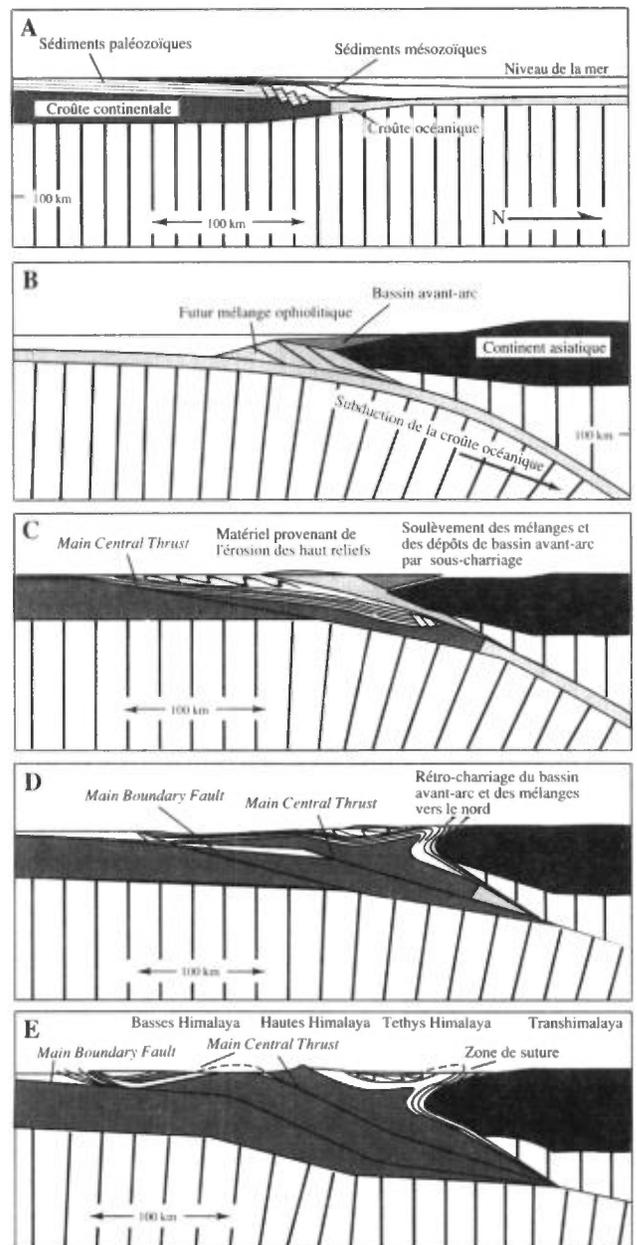


FIGURE 57 – Évolution tectonique des Himalayas.

- A – Avance du continent indien en direction nord vers le continent asiatique.
- B – Subduction de la croûte océanique sous le continent asiatique.
- C – Collision et début de sous-charriage (*underthrusting*).
- D – Le sous-charriage provoque un épaissement tectonique par répétition le long de deux discontinuités majeures (*Main Central Thrust* et *Main Boundary Fault*).
- E – Amorce de flexion des grandes discontinuités (adaptée de Molnar, 1986).

l'entremise de plans de décollement subhorizontaux. Le cas des Appalaches du Québec (St-Julien & Hubert, 1976) est particulièrement démonstratif des processus qui ont engendré des linéations d'étirement par transport de nappes le long de grandes failles de chevauchement. La comparaison avec le contexte abitibien nous amène immédiatement à souligner la monotonie de la verticalité archéenne. Toutefois, il serait envisageable d'appliquer le modèle himalayien dans la mesure où les

grands chevauchements pourraient être verticalisés. Le *Main Central Thrust* dans les Himalayas (Bouchez & Pécher, 1981) représente un des couloirs de cisaillement les plus importants. La figure 57 montre que cette faille a subi un plissement compatible avec le raccourcissement horizontal. Un serrage tectonique subséquent au transport des nappes aurait été suffisant pour amener les couches et les plans de faille en position verticale. L'aspect le plus intéressant de ce modèle est qu'il permet de produire de grandes zones de déformation plano-linéaire d'extension régionale, tout en accommodant l'espace nécessaire au raccourcissement.

Concept des terranes exotiques

L'expression *terrane suspects* a été popularisée à partir des travaux de Coney *et al.* (1980) dans les Cordillères. Ces auteurs ont divisé les Cordillères nord-américaines en plus de 50 entités distinctes qu'ils ont nommées *terrane*. Un terrane peut se définir comme un bloc caractérisé par une certaine homogénéité et une certaine continuité de la stratigraphie, et limité par des discontinuités majeures. Ces discontinuités séparent parfois des entités complètement distinctes qui proviennent d'environnements géologiques différents et qu'il est difficile d'interpréter en terme de simples changements de faciès ou de discordances. La dimension des blocs ou des terranes peut atteindre des centaines de kilomètres. La figure 58 montre la disposition des terranes qui proviennent de terrains plus jeunes transportés sur de longues distances et agglutinés sur le craton nord-américain. On y trouve des blocs représentant des morceaux de fonds océaniques, d'arcs insulaires, ainsi que des parties de continents inconnus. Les bordures de blocs ont été dans plusieurs cas le lieu de réactivation en failles tardives de décrochement, comme c'est le cas de la faille San Andreas. Commentant le concept de terranes, M. Mattauer (*IN Howell*, 1986) a souligné que le terme utilisé en Amérique n'est qu'une appréciation descriptive en plan de phénomènes déjà décrits depuis longtemps dans la tectonique alpine des Himalayas, par exemple, et qui sont caractérisés par d'immenses nappes de charriage. Il est évident que le terme de *terrane*, bien que descriptif, n'en est pas moins relié à une tectonique de collision entre plaques. La nuance se situe surtout au niveau des processus. Le charriage tectonique de terrains exotiques par l'entremise de grandes failles subhorizontales est un phénomène connu. Mais l'agglutination tectonique de microcontinents contre un craton n'implique pas nécessairement le charriage et peut se faire par l'action de tapis roulant de la plaque subductée sous le continent et l'accrétion de terrains éloignés sur un obstacle rigide.

L'application abitibienne de ce concept est encore à un stade préliminaire. L'analogie avec les blocs tectono-stratigraphiques que l'on met de plus en plus en

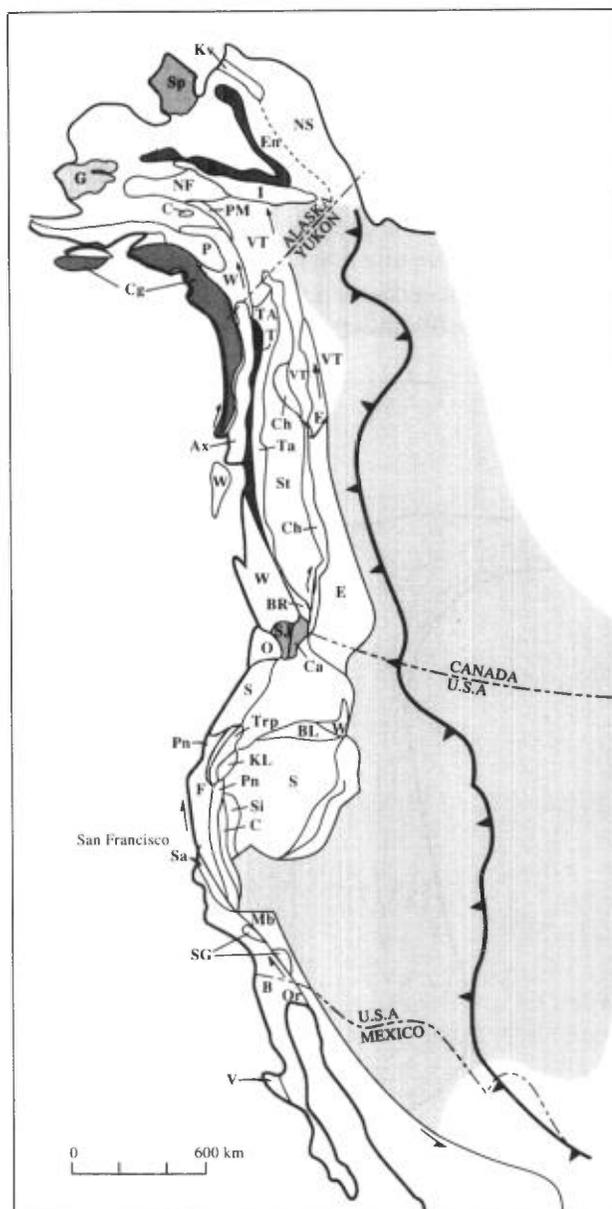


FIGURE 58 – Les *terrane suspects* des Cordillères (d'après Coney *et al.*, 1980).

évidence dans la partie méridionale de l'Abitibi devient certainement intéressante.

Tectonique verticale et diapirisme

On entend par tectonique verticale le fait que la déformation est gouvernée par des forces qui suivent essentiellement des vecteurs verticaux. Cela englobe deux processus distincts et complémentaires: la montée diapirique de masses granitoides et l'enfoncement gravimétrique de couches denses au sein d'un substratum plus léger.

La théorie de l'enfoncement gravimétrique a particulièrement été soutenue par Gorman *et al.* (1976) et

Mareschal & West (1980). Les expériences par centrifugation de Ramberg *et al.* (1967), (1981), Schwerdtner *et al.* (1978), Dixon (1975) et Dixon & Summers (1985) ont permis de documenter les effets de l'enfoncement de couches denses dans des couches légères. La conclusion la plus intéressante à tirer de ces modèles expérimentaux est la présence d'une contrainte horizontale qui génère une foliation verticale et une linéation d'étirement verticale au sein de fosses gravimétriques. La figure 59 illustre le genre de résultat obtenu.

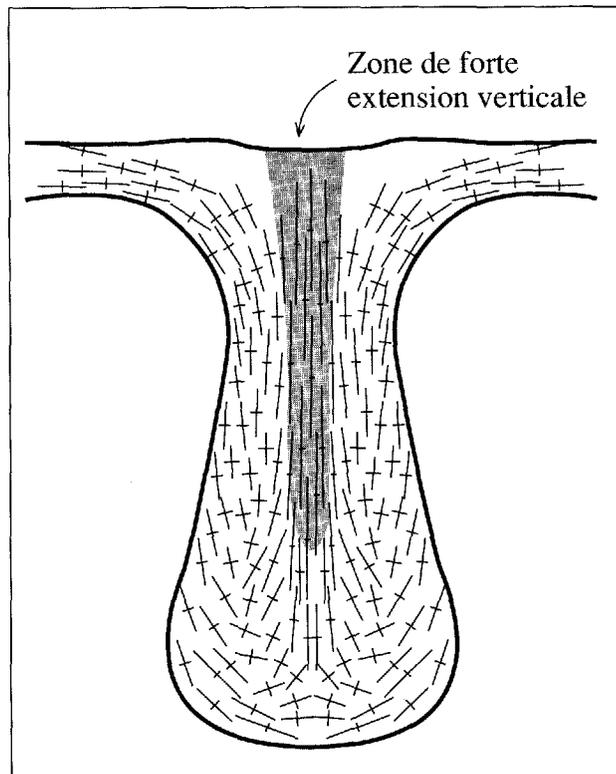


FIGURE 59 – Modèle par centrifugation de Dixon et Summers (1985). Des rides synclinales sont mécaniquement générées avec un niveau de déformation élevé dans leur cœur.

Il faut quand même s'interroger sur l'équivalence qui doit être faite entre cette force extrêmement importante créée mécaniquement par centrifugation et la force de la gravité naturelle de l'Archéen. On tente de reproduire en laboratoire des déformations instantanées et de les comparer avec des déformations qui ont pris des millions d'années pour s'accomplir.

Plusieurs chercheurs ont documenté les effets ou les contrôles exercés par les grandes masses granitoïdes sur la déformation des roches supracrustales archéennes (Anhaeusser *et al.*, 1969, 1975, 1984; Hickman, 1984; Drury, 1977; Fyson (1980); Fyson & Frith, 1979; Schwerdtner *et al.*, 1978, 1979). On a alors proposé des modèles de diapirisme qui pourraient expliquer d'une part, la mise en place de ces grandes masses granitiques, d'autre part, la déformation de l'encaissant.

Bien que l'effet de ces grandes masses sur la déformation ne fait aucun doute, leur rôle quant à la totalité d'une déformation appliquée à l'ensemble d'une province géologique aussi vaste que l'Abitibi est difficile à établir. De plus, l'existence même de diapirs est discutable et non absolument nécessaire. L'effet le plus important des grandes masses granitoïdes a été le rétrécissement horizontal par concentration de la déformation à la bordure des masses. D'autres mécanismes de mise en place des granitoïdes auraient pu produire le même résultat. Une alimentation par dykes d'une chambre qui gonfle progressivement (Castro, 1987) peut représenter une des alternatives possibles.

Le problème des grandes failles inverses à fort pendage

La présence de discontinuités structurales de direction E-W est commune pour l'ensemble de la Sous-province de l'Abitibi. Il est également commun de trouver un mouvement surtout vertical au sein de ces discontinuités.

Comme l'ont fait remarquer Sibson *et al.* (1988), les failles inverses subverticales sont des structures anormales et ne respectent pas la loi de Coulomb selon laquelle le plan de rupture qui contient l'axe de la contrainte intermédiaire se situe à 25° - 30° de la contrainte principale. Évidemment, la loi s'applique en domaine fragile alors que les zones de cisaillement dont il est question sont en domaine ductile-fragile.

Ces discontinuités peuvent s'expliquer de diverses façons. Il faut considérer la possibilité que l'amorce des discontinuités se soit faite à un stade précoce de la déformation et que le raccourcissement horizontal qui s'est ensuivi a amené une subverticalisation des structures, comme l'illustre la figure 32. Il est également possible que la portion verticale que l'on examine soit simplement la terminaison de grandes failles de chevauchement dont le pendage devient plus faible en profondeur. Ces mêmes failles ont peut-être subi un raccourcissement par serrage, ce qui les a plissées et subverticalisées. L'idée d'une réactivation d'anciennes structures décrochantes ou normales est une avenue qu'il est également possible de proposer (Sibson *et al.*, 1988).

Bien sûr, les modèles dont il a été question plus haut ont été présentés comme s'ils étaient complètement indépendants les uns des autres. Il est possible qu'en réalité il y ait eu contribution de plusieurs facteurs. On pourrait très bien envisager une collision oblique de plaques qui aurait produit à la fois un chevauchement et un décrochement sur les grandes discontinuités E-W. Il est également probable que certaines parties de l'Abitibi aient connu des événements qui leur sont propres et qui n'ont pas de correspondance avec le reste de cette immense sous-province géologique.

Épilogue

Les connaissances de la Sous-province de l'Abitibi ont considérablement augmenté au cours des dernières années grâce aux travaux effectués par les compagnies d'exploration, le ministère de l'Énergie et des Ressources et les différentes universités, qui oeuvrent dans l'Abitibi. Il en est de même de celles de la géologie structurale qui ont littéralement explosé dans la der-

nière décennie, particulièrement en ce qui touche l'évolution des zones de cisaillement. Toutes ces nouvelles connaissances devraient nous amener, sinon à mieux comprendre les mécanismes de déformation de l'Archéen, tout au moins à nous assurer d'avoir du travail encore pour un certain temps.

Références

- ANHAEUSSER, C.R., 1975 – Precambrian tectonic environment. *Annual Review Earth Planetary Science*; volume 3, pages 31-53.
- _____ 1984 – Structural elements of Archean granite-greenstone terranes as exemplified by the Barbeton Mountain Land, southern Africa. *IN Precambrian Tectonics Illustrated* (A. Kröner and R. Greiling, editors), Stuttgart: Schweizerbart; pages 57-78.
- ANHAEUSSER, C.R. – MASON, R. – VILJOEN, M.J. – VILJOEN, R.P., 1969 – A reappraisal of some aspect of Precambrians shield geology. *Geological Society of America Bulletin*; volume 80, pages 2175-2200.
- ARCHAMBAULT, G. – DAIGNEAULT, R., 1988 – Anisotropic deformation and anastomosing process of development of shear zones and shear belts on all scale. *Geological Association of Canada – Mineralogy Association of Canada*; Abstracts 13, page A3.
- BEHRMANN, J.H., 1987 – A precautionary note on shear bands as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*; volume 9, pages 659-666.
- BELL, A.M., 1981 – Vergence: an evaluation. *Journal of Structural Geology*; volume 3, pages 197-202.
- BELL, T.H. – ETHERIDGE, M.A., 1973 – Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*; volume 6, pages 337-348.
- BELL, T.H., 1978 – Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone: the Woodroffe thrust. *Tectonophysics*; volume 44, pages 285-321.
- _____ 1981 – Foliation development – The contribution, geometry and significance of progressive, bulk, inhomogeneous shortening. *Tectonophysics*; volume 75, pages 273-296.
- _____ 1983 – Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation. *Journal of Metamorphic Geology*; volume 3, pages 109-118.
- BELL, T.H., – RUBENACH, M.J., 1983 – Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation. *Tectonophysics*; volume 92, pages 171-194.
- BELL, T.H. – HAMMOND, R.L., 1984 – On the internal geometry of mylonite zones. *Journal of Geology*; volume 92, pages 667-686.
- BERTHÉ, D. – CHOUKROUNE, P. – JEGOUZO, P., 1979 – Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*; volume 1, pages 31-42.
- BERTHÉ, D. – BRUN, J.P., 1980 – Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France. *Journal of Structural Geology*; volume 2, pages 127-133.
- BORRADAILE, G.J., 1976 – “Structural facing” (Shackleton’s Rule) and the Paleozoic rocks of the Malaguide Complex near Vélez Rubio, SE Spain. *Proceedings Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Amsterdam*; Series B, volume 79, pages 330-336.
- BORRADAILE, G.J. – SARVAS, P. – DUTKA, R. – STEWART, R., 1988 – Transpression in slates along the margin of an Archean gneiss belt, northern Ontario - magnetic fabrics and petrofabrics. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 25, pages 1069-1077.
- BOUCHEZ, J.L. – PÉCHER, A., 1976 – Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans des quartzites du Grand Chevauchement Central himalayen. *Bulletin de la société géologique de France*; volume 7, pages 1377-1385.
- CASTRO, A., 1986 – Structural pattern and ascent model in the Central Estremadura batholith, Hercynian belt, Spain. *Journal of Structural Geology*; volume 8, pages 633-645.
- _____ 1987 – On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau*; volume 76, pages 101-124.
- CHOUKROUNE, P. – GAPAIS, D. – MERLE, O., 1987 – Shear criteria and structural symmetry. *Journal of Structural Geology*; volume 9, pages 525-530.
- CLOSS, E., 1946 – Lineation, a critical review and annotated bibliography. *Geological Society of America*; memoir 18, 122 pages.
- COBBOLD, P. – QUINQUIS, H., 1980 – Development of sheath folds in shear regimes. *Journal of Structural Geology*; volume 2, pages 119-126.
- CONEY, P.J. – JONES, D.L. – MONGER, J.W.H., 1980 – Cordilleran suspect terranes. *Nature*; volume 288, pages 329-332.
- COWARD, M.P. – POTTS, G.J., 1983 – Complex strain patterns developed at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. *Journal of Structural Geology*; volume 5, pages 383-399.

- CROWELL, J.C., 1979 – The San Andreas fault system through time. *Geological Society of London Quarterly Journal*; volume 136, pages 293-302.
- CUMMINS, W.A. – SHACKLETON, R.M., 1955 – The Ben Lui recumbent syncline (S.W. Highlands). *Geological Magazine*; volume 92, pages 353-363.
- DAIGNEAULT, R., 1989 – Analyse géométrique et dynamique des couloirs de déformation, région de Chibougamau, concepts théoriques et livret-guide d'excursion. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-07.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O., 1987. – Les cisaillements E-W et leur importance stratigraphique et métallogénique, région de Chibougamau. *IN Exploration au Québec. Études géoscientifiques récentes.* Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 87-25, pages 57-73.
- DAIGNEAULT, R. – ARCHAMBAULT, G., 1990 – Les grands couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. *IN Les ceintures polymétalliques du NW québécois (M. Rive, P. Verpaelst, P. Riverin, A. Simard, J.M. Lulien et Y. Gagnon, éditeurs).* Symposium de l'Institut Canadien des Mines; volume spécial n° 43.
- DENNIS, A.J. – SECOR, D.T., 1987 – A model for the development of crenulations in shear zones with applications from the Southern Appalachian Piedmont. *Journal of Structural Geology*; volume 9, pages 809-817.
- DIMROTH, E. – IMREH, L. – ROCHELEAU, M. – GOULET, N., 1983 – Evolution of the south central part of the Archean Abitibi belt, Québec. Part II: tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 20, pages 1355-1373.
- DIXON, J.M., 1975 – Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics*; volume 28, pages 89-124.
- DIXON, J.M. – SUMMERS, J.M. – 1983 – Pattern of total and incremental strain in subsiding troughs: experimental centrifuge models of inter-diapir synclines. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 20, pages 1843-1861.
- _____ 1985 – Recent developments in centrifuge modelling of tectonic processes: equipment, model construction techniques and rheology of model materials. *Journal of Structural Geology*; volume 7, pages 83-102.
- DRURY, S.A., 1977 – Structures induced by granite diapirs in the Archean Greenstone Belt at Yellowknife, Canada: Implications for Archean geotectonics. *Journal of Geology*; volume 85, pages 345-358.
- FYSON, W.K., 1980 – Fold fabric and emplacement of Archean granitoid plutons, Cleft Lake, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 17, pages 325-332.
- FYSON, W.K. – FRITH, R.A., 1979 – Regional deformation and emplacement of granitoid plutons in the Hackett River greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 16, pages 1187-1195.
- GAMOND, J.F., 1983 – Displacement features associated with faults zones: a comparaison between observed examples and experimental models. *Journal of Structural Geology*; volume 5, pages 33-45.
- _____ 1987 – Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. *Journal of Structural Geology*; volume 9, pages 609-620.
- GANSSER, A., 1964 – *Geology of the Himalayas.* John Wiley, London, United Kingdom, 289 pages.
- GAPAIS, D. – BALE, P. – CHOUKROUNE, P. – COBOLD, P.R. – MAHJOUB, Y. – MARQUER, D., 1987 – Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *Journal of Structural Geology*; volume 9, pages 635-646.
- GHOSH, S.K. – SENGUPTA, S., 1987 – Progressive development of structures in a ductile shear zone. *Journal of Structural Geology*; volume 9, pages 277-287.
- GOLDSTEIN, A. G., 1988 – Factors affecting the kinematic interpretation of asymmetric boudinage in shear zones. *Journal of Structural Geology*; volume 10, pages 707-715.
- GORMAN, B.E. – PEARCE, T.H. – BIRKETT, T.C., 1976 – On the structure of Archean Greenstone Belt. *Precambrian Research*; volume 6, pages 23-41.
- GREGG, W., 1978 – The production of tabular grain shapes in metamorphic rocks. *Tectonophysics*; volume 49, pages T19-T24.
- HANCOCK, P.L., 1985 – Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*; volume 7, pages 437-457.
- HANMER, S.K., 1979 – The role of discrete heterogeneities and linear fabrics in the formation of crenulations. *Journal of Structural Geology*; volume 1, pages 81-91.
- _____ 1982 – Vein arrays as a kinematic indicator in kinked anisotropic materials. *Journal of Structural Geology*; volume 4, pages 151-160.
- _____ 1984 – The potential use of planar structures as indicators of strain regime and kinematics of flow. *IN Current Research, part B. Geological Survey of Canada*; paper 84-1B, pages 133-142.
- _____ 1986 – Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*; volume 8, pages 111-122.
- _____ 1987 – Textural map units in quartzofeldspathic mylonitic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 24, pages 2065-2073.

- HARLAND, W.B., 1971 – Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geological Magazine*; volume 108, pages 27-42.
- HARRIS, L.B. – COBBOLD, P.R., 1984 – Development of conjugate shear bands during bulk simple shearing. *Journal of Structural Geology*; volume 7, pages 37-44.
- HENDERSON, J.R., 1981 – Structural analysis of sheath folds with horizontal x-axes, northeast Canada. *Journal of Structural Geology*; volume 3, pages 203-210.
- HICKMAN, A. H., 1984 – Archean diapirism in the Pilbara Block, Western Australia. *IN Precambrian Tectonics Illustrated* (A. Kröner and R. Greiling, editors), Stuttgart: Schweizerbart, pages 113-125.
- HIGGINS, M.W., 1971 – Cataclastic rocks. *Geological Survey; professional paper 687*, pages 1-97.
- HOOPER, R.J. – HATCHER, R.D., 1988 – Mylonites from the Towaliga fault zone, central Georgia: products of heterogeneous non-coaxial deformation. *Tectonophysics*; volume 152, pages 1-17.
- HOWELL, D., 1986 – Des terrains déplacés: les terranes. *Pour la Science*; janvier 1986, pages 18-29.
- HUBERT, C. – GÉLINAS, L. – TRUDEL, P., 1984 – Archean wrench fault tectonics and volcanism related to a central ring complex in the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 22, pages 240-255.
- HUDLESTON, P.J., 1989 – The association of folds and veins in shear zones. *Journal of Structural Geology*; volume 11, pages 949-958.
- HUDLESTON, P.J. – SCHULTZ-ELA, D. – SOUTHWICK, D.L., 1988 – Transpression in an Archean belt, northern Minnesota. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 25, pages 1060-1068.
- KEHLENBECK, M.M., 1984 – Use of structural facing directions to delineate the geometry of refolded folds, near Thunder Bay, Ontario. *Geoscience Canada*; volume 11, pages 23-32.
- LAPWORTH, C., 1885 – The highland controversy in British geology; its causes, course and consequence. *Nature*; volume 32, pages 558-559.
- LISTER, G.S. – PRICE, G.P., 1978 – Fabric development in a quartz-feldspar mylonite. *Tectonophysics*; volume 49, pages 37-78.
- LISTER, G.S. – SNOKE, A.W., 1984 – S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*; volume 6, pages 617-63.
- MALAVIELLE, J., 1987 – Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range. *Journal of Structural Geology*; volume 9, pages 541-544.
- MARECHAL, J.C. – WEST, G.F., 1980 – A model for Archean tectonism - Part 2. Numerical model of vertical tectonism in greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 17, pages 60-71.
- MAWER, C.K., 1985 – Comment on "Fault-related rocks: Suggestions for terminology". *Geology*; volume 13, page 378.
- _____ 1986 – What is a mylonite?. *Geoscience Canada*; volume 13, pages 33-34
- _____ 1987 – Shear criteria in the Grenville Province, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*; volume 9, pages 531-539.
- MEANS, W.D., 1987 – A newly recognized type of slickenside striation. *Journal of Structural Geology*; volume 9, pages 585-590.
- MOLNAR, P., 1986 – The geological history and structure of the Himalaya. *American Scientist*; volume 74, pages 144-154.
- NAYLOR, M.A. – MANDL, G. – SIJPESTEIJN, C.H.K., 1986 – Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology*; volume 8, pages 737-752.
- NICOLAS, A., 1984. – *Principes de tectonique*. Masson, 196 pages.
- PASSHIER, C.W., 1984 – The generation of ductile and brittle shear bands in low-angle mylonite zone. *Journal of Structural Geology*; volume 6, n° 3, pages 273-281.
- PASSHIER, C.W. – SIMPSON, C., 1986 – Porphyroblast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*; volume 8, pages 831-843.
- PETIT, J.P., 1987 – Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*; volume 9, pages 597-608.
- PLATT, J.P., 1983 – Progressive refolding in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*; volume 5, pages 619-622.
- _____ 1984 – Secondary cleavages in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*; volume 4, pages 439-442.
- PLATT, J.P. – VISSER, R.L.M., 1980 – Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*; volume 2, pages 397-410.
- POULSEN, K.H. – BORRADAILE, G.J. – KEHLENBECK, M.M., 1980 – An inverted Archean succession at Rainy Lake. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 17, pages 1358-1369.
- RAMBERG, H., 1967 – Gravity, deformation and the Earth's crust. *Academic Press, London, England*, 214 pages.

- _____ 1973 – Models studies of gravity-controlled tectonics by the centrifuge technique. *IN Gravity and Tectonics* (K.A. Jong and R. Scholten, editors), John Wiley, New-York, pages 46-66.
- RAMSAY, J.G. – GRAHAM, R., 1970 – Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 7, pages 786-812.
- RAMSAY, J.G. – HUBER, M.I., 1983 – The techniques of modern structural geology, Volume 1: Strain Analysis. Academic Press, 307 pages.
- _____ 1987 – The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures. Academic Press, 391 pages.
- RECHES, Z., 1983 – Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. Theoretical analysis. *Tectonophysics*; volume 95, pages 133-156
- RIDLEY, J., 1986 – Parallel stretching lineations and folds axes oblique to a shear displacement direction – a model and observations. *Journal of Structural Geology*; volume 6, pages 647-653.
- ROBERT, F., 1990 – Internal structure of the Cadillac Tectonic Zone southeast of Val d'Or, Abitibi Belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* (sous presse).
- ROBERT, F. – BROWN, A.C. – AUDET, A., 1983 – Structural control of gold mineralization at the Sigma mine, Val-d'Or, Québec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*; volume 76, pages 72-80.
- ROBERT, F. – BROWN, A.C., 1986 – Archean gold-bearing quartz vein at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec. Part 1. Geological relations and formation of the vein system. *Economic Geology*; volume 81, pages 578-592.
- SANDERSON, D.J. – MARCHINI, W.R.D., 1984 – Transpression. *Journal of Structural Geology*; volume 6, pages 449-458.
- SCHWERDTNER, W.M. – SUTCLIFFE, R.H. – TROENG, B., 1978 – Pattern of total strain in the crestal region of immature diapirs. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 15, pages 1437-1447.
- SCHWERDTNER, W.M. – TROENG, B., 1978 – Strain distribution within arcuate diapiric ridges of silicone putty. *Tectonophysics*; volume 50, pages 13-28.
- SCHWERDTNER, W.M. – STONE, D. – OSADETZ, K. – MORGAN, J. – STOTT, G.M., 1979 – Granitoid complexes and the Archean tectonic record in the southern part of northwestern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 16, pages 1965-1977.
- SCHWERDTNER, W.M., 1984 – Archean gneiss domes in the Wabigoon Subprovince of the Canadian Shield, northwestern Ontario. *IN Precambrian Tectonics Illustrated* (A. Kröner and R. Greiling, editors), Stuttgart: Schweizerbart; pages 129-134.
- SIBSON, R.H., 1977 – Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Geological Society of London*; volume 133, pages 191-213.
- SIBSON, R.H. – ROBERT, F. – POULSEN, K.H., 1988 – High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*; volume 16, pages 551-555.
- SIMPSON, C., 1983 – Strain and shape-fabric variations associated with ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*; volume 5, pages 61-72.
- SIMPSON, C. – SCHMID, S.M., 1983 – An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*; volume 94, pages 1281-1288.
- SKJERNAA, L., 1989 – Tabular folds and sheath folds: definitions and conceptual models for their development, with examples from the Grapesvare area, northern Sweden. *Journal of Structural Geology*; volume 11, pages 689-703.
- SPRY, A., 1969 – Metamorphic textures. Pergamon, London, 350 pages.
- ST-JULIEN, P. – HUBERT, C., 1975 – Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians. *American Journal of Science*; volume 275 A, pages 337-362.
- STOTT, G.M., 1979 – Granitoid complexes and the Archean tectonic record in the southern part of northwestern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 16, pages 1965-1977.
- SYLVESTER, G.S., 1988 – Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*; volume 100, pages 1666-1703.
- SYLVESTER, A.G., – SMITH, R.R., 1976 – Tectonic transpression and basement controlled deformation in San Andreas fault zone, Salton trough, California. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*; volume 60, page 2081-2102.
- TCHALENKO, J.S. – AMBRASEY, N.N., 1970 – Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geological Society of America Bulletin*; volume 81, pages 41-66.
- TOTEU, S.F. – MACAUDIÈRE, J., 1984 – Complex synkinematic and postkinematic garnet porphyroblast growth in polymetamorphic rocks. *Journal of Structural Geology*; volume 6, pages 669-677.
- TURNER, F.J. – WEISS, L.E., 1963 – Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New-York, 545 pages.
- VAN DEN DRIESSCHE, J. – BRUN, J.P., 1987 – Rolling structures at large shear strain. *Journal of Structural Geology*; volume 9, pages 691-704.
- WEIJERMARS, R. – RONDEEL, H.E., 1984 – Shear band foliation as an indicator of sense of shear: Field

- observations in central Spain. *Geology*; volume 12, pages 603-606.
- WHITE, S. – BURROWS, S.E. – CARRERAS, J. – SHAW, N.D. – HUMPHREYS, F.J., 1980 – On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*; volume 2, pages 175-187.
- WILCOX, R.E. – HARDING, T.P. – SEELY, D.R., 1973 – Basic wrench tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*; volume 57, pages 74-96.
- WILLIAMS, P.F. – SCHONEVELD, C.H.R., 1981 – Garnet rotation and the development of axial plane crenulation cleavage. *Tectonophysics*; volume 78, pages 307-334.
- WILLIAMS, P.F. – PRICE, G.P., 1990 – Origin of kinkbands and shear-band cleavage in shear zones: an experimental study. *Journal of Structural Geology*; volume 12, pages 145-164.
- WISE, D.U. – DUNN, D.E. – ENGELDER, J.T. – GEISER, P.A. – HATCHER, R.D. – KISH, S.A. – ODOM, A.L. – SCHAMEL, S., 1984 – Fault-related rocks: Suggestions for terminology. *Geology*; volume 12, pages 391-394.
- WOOD, D.S., 1973. – Patterns and magnitudes of natural strain in rocks. *Royal Society of London, Philosophical Transactions*; volume A274, pages 373-382.
- ZWART, H.J., 1962 – On the determination of polymetamorphic association and its application to the Bosot area (central Pyrénées). *Geologische Rundschau*; volume 50, pages 203-218.



Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources (Mines)
Direction générale de l'exploration géologique et minérale

