

MB 92-09

RECONNAISSANCE GEOLOGIQUE ET METALLOGENIQUE AU NW DE SCHEFFERVILLE; REGION DES LACS LACHAUSSEE (1/2E) ET BRINGADIN (1/2W)

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 

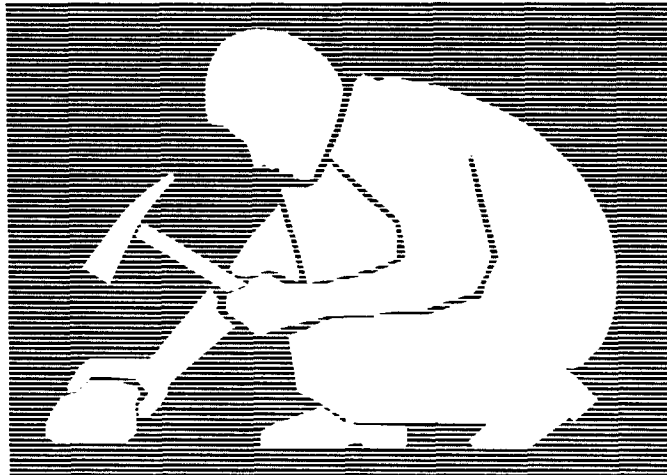


Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Service géologique de Québec

Reconnaissance géologique et métallogénique au NW de Schefferville Région des lacs Lachaussée (1\2 E) et Bringadin (1\2 W)

Serge Chevé

Pierre Brouillette



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada - Québec sur le développement minéral.

MB 92-09

1992

RÉSUMÉ

La région qui a fait l'objet d'un levé géologique à l'échelle 1/50 000 couvre une superficie d'environ 900 km² centrée à 70 km à l'ouest de Schefferville sur des terrains archéens de la Sous-province d'Ashuanipi (Province du Supérieur). Cette région inscrit dans ses limites la partie sud-ouest d'une anomalie géochimique régionale en As détectée au cours d'un levé de sédiments de fond de lac du MER (Beaumier, 1987).

Des métatexites à grain moyen à biotite - grenat ± pyroxène contenant de 33% à 66% de leucosome constituent la lithologie dominante du secteur nord-est de la région. Elles sont accompagnées, dans ce secteur, de niveaux mineurs de quelques km² de superficie de métatexites paragénétiquement semblables mais plus pauvres en leucosome (<33%) et de métatexites à grain moyen à biotite - pyroxène ± grenat des lithofaciès contenant moins de 33% et de 33% à 66% de leucosome. Des diatexites hétérogènes à biotite - grenat ± pyroxène et, dans une moindre quantité, des lithofaciès des unités de transition métatexite - diatexite occupent le reste de la région à l'exception d'une superficie d'environ 100 km² exposant dans le secteur centre sud, un corps de tonalite-diorite quartzifère pour lequel une datation U-Pb sur zircon a livré un âge de cristallisation de 2697 ± 3 Ma.

Un motif structural en dômes et en bassins produit par l'interférence des déformations plicatives ductiles D₁ et D₂ et/ou par une déformation D₂ anisotrope caractérise l'ensemble du territoire couvert par le levé géologique. La déformation plicative D₃ identifiée dans des terrains situés au nord de la région (Chevé et Brouillette, 1988) et caractérisée par un plissement ouvert de longueur d'onde décakilométrique et d'axe plongeant de NW à NE est peu imprimée dans la région cartographiée. Un réseau de fractures et de failles tardives (déformation fragile D₄) d'orientation NNW-SSE et NE-SW se

superpose à ce motif sans l'affecter; en plusieurs endroits, ce réseau a contrôlé la mise en place de dykes de diabase.

L'intégration des âges radiométriques (U-Pb) publiés antérieurement dans des régions limitrophes (Mortensen et Percival, 1987; Chevé et Brouillette, 1990) et dans la région de la présente étude permet de mettre quelques contraintes sur la chronologie des quatre périodes de déformation (D_1 à D_4), des trois événements migmatitiques (M_1 à M_3) et des cinq événements ignés (I_1 à I_5) décryptés sur le terrain (incluant les terrains cartographiés les années antérieures: Lapointe, 1986 et 1987; Chevé et Brouillette, 1988 et 1990).

Les unités lithologiques les plus anciennes reconnues dans l'Ashuanipi sont les unités métatexitiques dont le protolithe sédimentaire se serait déposé vers 2700 Ma (Percival, 1989). L'essentiel des empreintes géologiques actuellement perceptibles dans la Sous-province d'Ashuanipi tirent leurs origines dans la période 2700 - 2615 Ma. Cette période se caractérise comme suit:

- 1- Un événement métamorphique-migmatitique (M_1) synchrone à la déformation plicative D_1 qui donne naissance à la foliation pénétrative S_1 et au rubanement métatexitique millimétrique à centimétrique (une activité intrusive I_1 , révélée par des dykes mafiques mineurs, a possiblement accompagné cet événement);
- 2- Un événement magmatique intrusif granodioritique et tonalitique (I_2) post- S_1 d'une durée maximale de 18 Ma entre 2702 et 2684 Ma;
- 3- Un événement métamorphique migmatitique M_2 de degré élevé (faciès des granulites) d'une durée d'environ 31 Ma (2670-2639 Ma) dans lequel nous reconnaissons un paroxysme thermique s'étalant sur 20 Ma (2670-2650 Ma) et un déclin thermique d'une durée de l'ordre de 11 Ma dans le faciès amphibolite supérieur;

- 4- Un magmatisme syénitique néphélinique (I_3) âgé de 2625 ± 3 Ma;
- 5- Un événement métamorphique migmatitique M_3 (de degré inconnu mais ayant atteint au moins le faciès amphibolite supérieur) postérieur de quelques millions d'années à I_3 (2619 ± 6 Ma) et contemporain à la déformation plicative D_2 .

Des événements ignés tardifs sont identifiés par des dykes de pegmatite (I_4) très grossiers à biotite et magnétite et par des dykes de diabase (I_5) spatialement contrôlés par le réseau de fractures associé à la déformation fragile D_4 .

Seulement sept sites mineurs de zones rouilles minéralisées à divers degrés ont été répertoriés dans la région cartographiée. Le volet métallogénique est abordé dans ce rapport par la caractérisation gîtologique de deux indices d'or, les indices Arsène et du Canoë, situés en dehors des terrains cartographiés dont il est fait référence précédemment. Comme pour d'autres indices liés à des formations de fer métamorphisées au faciès granulite reconnus dans la partie nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi, une origine métamorphique syn- à tardicinématique des fluides métallifères est proposée pour expliquer les plus fortes concentrations aurifères.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	1
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	4
MÉTATEXITES	5
DIATEXITES HÉTÉROGÈNES	7
DIATEXITES HOMOGÈNES	9
UNITÉS DE TRANSITION MÉTATEXITE-DIATEXITE	12
INTRUSIONS PRÉ- À SYN-CINÉMATIQUES	15
INTRUSIONS TARDI-CINÉMATIQUES À POST-OROGÉNIQUES	25
GÉOLOGIE STRUCTURALE ET MÉTAMORPHISME	32
GÉOLOGIE STRUCTURALE	32
MÉTAMORPHISME	33
GÉOLOGIE HISTORIQUE	35
ÂGES RADIOMÉTRIQUES: NOUVELLES DONNÉES	35
CHRONOLOGIE DES ÉVÉNEMENTS TECTONIQUES, MIGMATITIQUES ET IGNÉS	39
ÉTUDE MICROTHERMOMÉTRIQUE DES INCLUSIONS FLUIDES	47
INTRODUCTION	47
MÉTHODES ANALYTIQUES	48
RÉSULTATS	48
DISCUSSION	55
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	59
INVENTAIRE ET CARACTÉRISTIQUES DES MINÉRALISATIONS	59
DESCRIPTION D'INDICES MINÉRALISÉS	62
INTERPRÉTATION GÎTOLOGIQUE PRÉLIMINAIRE	66
RÉFÉRENCES	73

	vi
ANNEXE 1 - ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES	80
ANNEXE 1.1 - LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS . .	81
ANNEXE 1.2 - DOSAGE DES CONSTITUANTS MAJEURS	83
ANNEXE 1.3 - DOSAGE DES ÉLÉMENTS EN TRACES	96
ANNEXE 1.4 - DOSAGE DES ÉLÉMENTS DES TERRES RARES PAR ACTIVATION NEUTRONIQUE	106
 ANNEXE 2 - ANALYSES CHIMIQUES PARTIELLES D'ÉCHANTILLONS MINERALISÉS	110
ANNEXE 2.1 - LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS . .	111
ANNEXE 2.2 - DOSAGE DES ÉLÉMENTS EN TRACES	113
 HORS TEXTE :	
CARTE 1:50 000, FEUILLET 1 DE 1 GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC LACHAUSSEE (MOITIE EST) ET DU LAC BRINGADIN (MOITIE OUEST) - SNRC 23K/16E ET 23J/13W.	

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Localisation de la région étudiée	2
Figure 2. Localisation des principaux indices minéralisés aurifères dans le complexe d'Ashuanipi au NW de Schefferville.	3
Figure 3. Caractérisation géochimique des diatexites homogènes granitiques de l'unité D-5	13
Figure 4. Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des diatexites homogènes granitiques de l'unité D-5.	14
Figure 5. Classification, à partir de la minéralogie normative CIPW, des diorites-tonalites de l'unité 1 et des veines granitiques associées dans le diagramme binaire de Streckeisen et Le Maître (1979).	19
Figure 6. Caractérisation géochimique des diorites-tonalites de l'unité 1 et des veines granitiques associées	20
Figure 7. Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des diorites-tonalites de l'unité 1 et des veines granitiques associées	22
Figure 8. Caractérisation géochimique des dykes de diabase dans le diagramme $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$	28
Figure 9. Caractérisation géochimique des dykes de diabase dans le diagramme mettant en relation l'indice d'alcalinité I.A. et Al_2O_3 (% poids).	29
Figure 10. Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des diabases de l'unité 5.	30
Figure 11. Diagramme Concordia U-Pb des zircons des échantillons de tonalite (89-GP-4269A) et de granodiorite (87-SC-600) de la sous-province d'Ashuanipi	38
Figure 12. Chronogramme général des âges radiométriques répertoriés dans le complexe d'Ashuanipi	41

Figure 13. Chronogramme restreint à l'intervalle 2700 - 2600 Ma des âges radiométriques répertoriés dans le complexe d'Ashuanipi	43
Figure 14. Histogrammes des températures de fusion (Tf) et d'homogénéisation (Th) des inclusions fluides dans les environs de l'indice du lac Lillois.	51
Figure 15. Diagrammes de variation logarithmique binaires entre le soufre, l'or et l'arsenic dans les échantillons minéralisés appartenant au type 5.	60
Figure 16. Géologie simplifiée de l'indice Arsène	116
Figure 17. Géologie simplifiée de l'indice du lac du Canoë	117
Figure 18. Environnement géologique mettant les différents types de minéralisation observés de la partie septentrionale du complexe d'Ashuanipi (Chevé et Brouillette, 1989 et 1990) en relation avec leur protolithe postulé.	67
Figure 19. Modèle conceptuel (en coupe verticale et adapté de Cameron (1989)), de la formation de concentrations aurifères (Au) en milieu métamorphique de degré élevé .	71

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 - Résultats U-Pb pour les échantillons de tonalite (89-GP-4269A) et de granodiorite (87-SC-600) de la sous-province d'Ashuanipi	36
Tableau 2 - Chronologie des événements tectoniques, migmatitiques et ignés dans le complexe d'Ashuanipi au NW de Scherferville	118
Tableau 3 - Résultats de l'étude microthermométrique des inclusions fluides dans les environs de l'indice du lac Lilois	50



INTRODUCTION

La région étudiée (fig. 1) couvre une superficie d'approximativement 900 km² centrée à 70 km à l'ouest de Schefferville et chevauchant les feuillets SNRC 23 K/16E (lac Lachaussée) et 23 J/13W (lac Bringadin). Elle est limitée au sud et au nord par les latitudes 54°45' et 55°00' et, à l'est et à l'ouest, par les longitudes 67°45' et 68°15'.

Amorcé en 1987, ce projet vise à établir la géologie et la métallogénie de l'or dans une région du socle archéen de la Province du Supérieur, qui inscrit dans ses limites une anomalie géochimique régionale en As (Beaumier, 1987) et de nombreux chapeaux de fer aurifères (Gorzynski et Youngman, 1986a, 1986b; Lapointe, 1986; Panneton et Doucet, 1987, 1988; Poisson, 1986; Simpson et Campbell, 1986). Quelques-uns d'entre eux ont reçu, depuis 1987, une attention particulière (échantillonnage de roche systématique, décapage, cannelure, forage, relevé géophysique, relevé géochimique) de la part des diverses compagnies d'exploration minière oeuvrant dans le secteur (fig. 2).

Les travaux de cartographie, réalisés à l'échelle 1:50 000, sont en continuité avec ceux exécutés antérieurement dans les régions du lac Pailleraut (Lapointe, 1986), du lac Lilois (Lapointe, 1987), du lac Fontisson et de la Rivière Goodwood (Chevé et Brouillette, 1988) et du lac Weeks et du lac Pailleraut (Chevé et Brouillette, 1989).

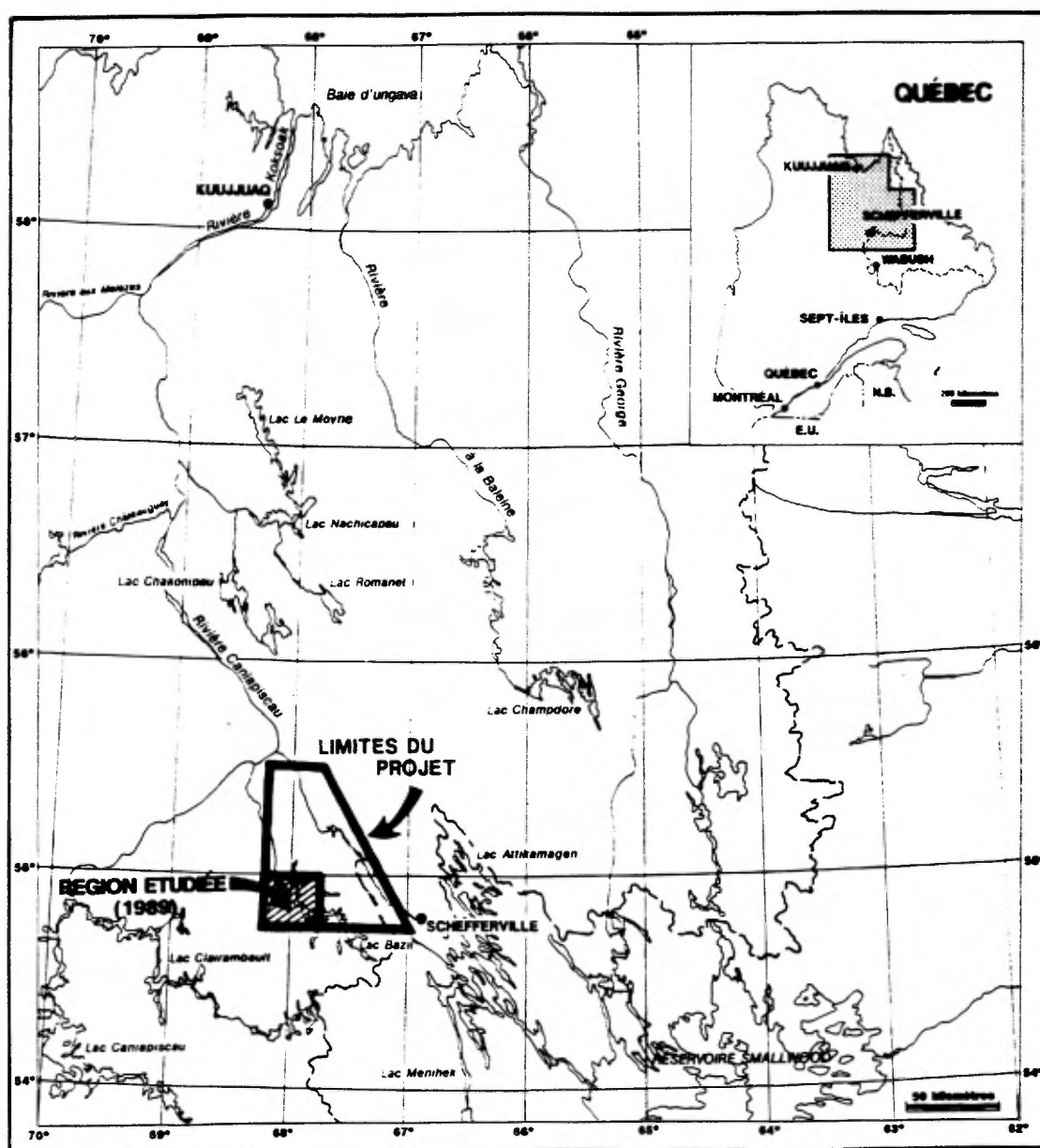


Figure 1. Localisation de la région étudiée: régions du lac Lachaussée (feuillelet SNRC 23 K/16E) et du lac Bringadin (feuillelet SNRC 23 J/13W).

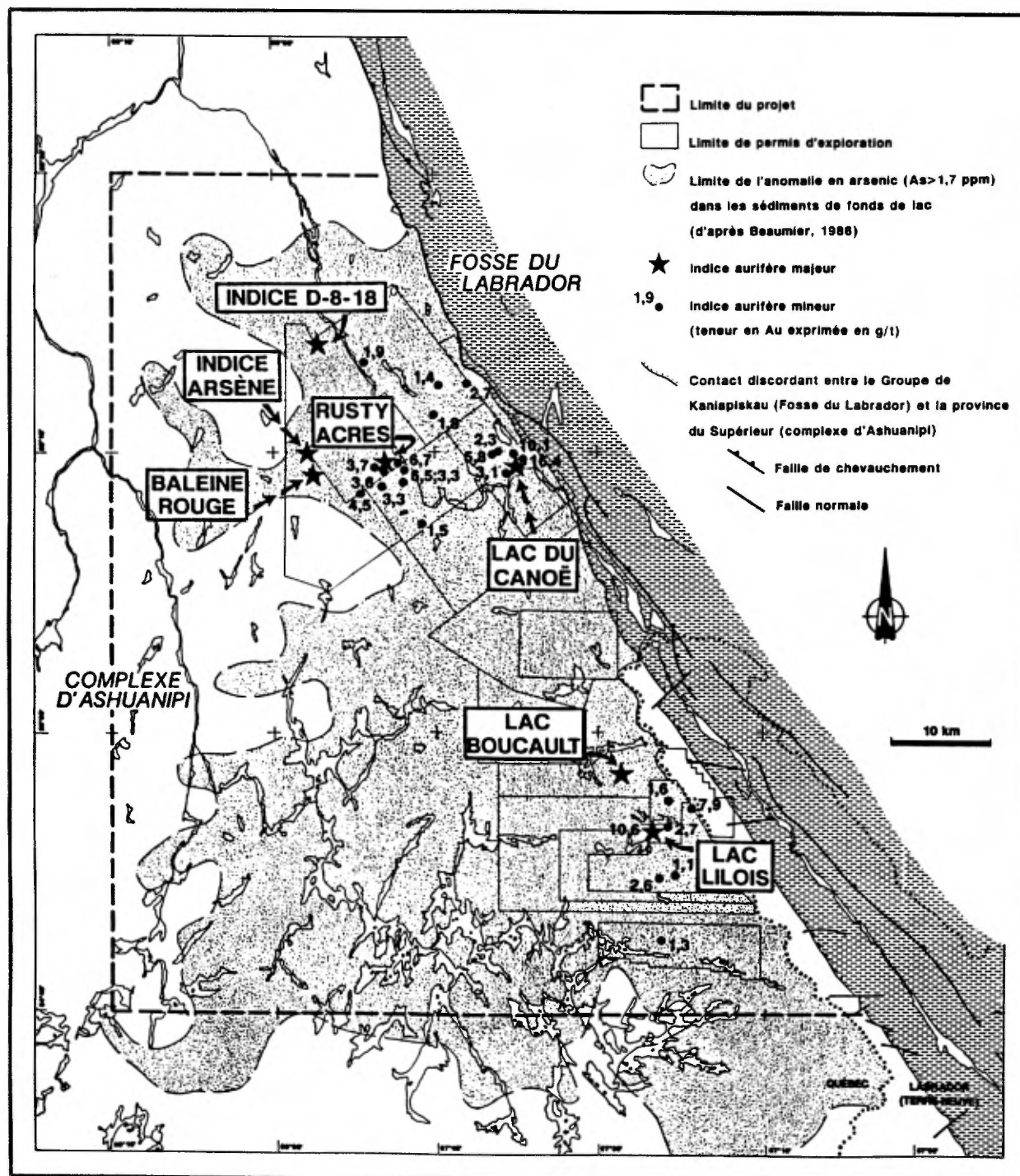


Figure 2. Localisation des principaux indices minéralisés aurifères dans le complexe d'Ashuanipi au NW de Schefferville.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

Les roches cartographiées sont d'âge archéen et appartiennent à la Province du Supérieur. Selon la terminologie introduite dans un rapport antérieur (Chevé et Brouillette, 1988), elles sont assignées au complexe "B", lui-même considéré comme partie intégrante de la sous-province d'Ashuanipi (Card et Ciesielski, 1986; Card, 1990). Ces roches marquent ainsi la continuité vers l'ouest du complexe de gneiss reconnu par Lapointe (1986, 1987) dans les régions des lacs Pailleraut et Lilois.

La nomenclature utilisée pour définir les principaux ensembles lithologiques respecte, dans ses grandes lignes, celle que nous avons introduite dans la région du lac Weeks et du lac Pailleraut (Chevé et Brouillette, 1990). Tous les ensembles ne sont pas représentés dans la région cartographiée faisant l'objet de la présente étude; en outre, une unité, l'unité 1, non reconnue au cours de nos travaux antérieurs, est introduite, conduisant par le fait même à quelques modifications dans la présentation des intrusions pré- à syn-cinématiques.

La description des ensembles lithologiques (unités et sous-unités) ayant déjà fait l'objet de rapports antérieurs (Chevé et Brouillette, 1989, 1990), nous nous proposons de n'en rappeler ici que les principales caractéristiques. Une attention plus spécifique sera toutefois apportée aux ensembles qui constituent le fond géologique de la région cartographiée faisant l'objet du présent rapport.

MÉTATEXITES

Les métatexites sont des roches hétérogènes rubanées dans lesquelles les mésosomes et les leucosomes alternent irrégulièrement en des niveaux d'épaisseur millimétrique (leucosomes de type I) à métrique (leucosomes de type II). L'abondance des leucosomes et l'intercalation de niveaux mineurs (c'est-à-dire non cartographiables à l'échelle de 1:50 000) de diatexite conduisent à reconnaître une douzaine de sous-unités métatexitiques regroupées en cinq unités.

Les cinq unités métatexitiques sont définies comme suit (Chevé et Brouillette, 1990):

- 1- unité M-1: métatexite finement grenue à biotite-grenat ± pyroxène.
- 2- unité M-2: métatexite finement grenue à biotite-pyroxène ± grenat.
- 3- unité M-3: interrubanement des métatexites finement grenues des unités M-1 et M-2.
- 4- unité M-4: métatexite à grain moyen à biotite-grenat ± pyroxène.
- 5- unité M-5: métatexite à grain moyen à biotite-pyroxène ± grenat.

Les trois premières unités (unités M-1, M-2 et M-3) ne sont pas représentées sur les terrains cartographiés faisant l'objet du présent rapport. Rappelons que les subdivisions des unités M-1 et M-2 sont contrôlées par l'abondance et l'habitus des leucosomes de type I et II et, pour une sous-unité, par l'intercalation de niveaux métriques à décamétriques de diatexite en volume inférieur à 33%. Aucune subdivision n'a été introduite dans l'unité M-3 qui se caractérise par l'alternance de niveaux métriques et décamétriques (non cartographiables à l'échelle 1:50 000) des unités métatexitiques M-1 et M-2.

Sur la base du type de mobilisat granitoïde et de son abondance dans la roche, trois sous-unités lithologiques sont définies dans les unités M-4 et M-5. Les sous-unités M-4a et M-5a sont caractérisées par moins de 33% (% volumique) de mobilisat granitoïde alors que les sous-unités M-4b et M-5b en contiennent entre 33% et 66%. Les sous-unités M-4c et M-5c sont, quant à elles, marquées par l'intercalation de niveaux métriques à décamétriques de diatexite (<33% du volume total) dans des métatexites de type M-4b et M-5b.

Les métatexites à grain moyen des unités M-4 et M-5 se différencient des métatexites des unités M-1, M-2 et M-3 non seulement par une granulométrie plus grossière (1 à 2 mm) mais également par des contacts mésosome-leucosome nettement plus irréguliers et diffus. En outre, dans ces unités, la notion de leucosome de type I et de type II, développée pour les métatexites des unités M-1 et M-2 ne peut être utilisée que localement puisque leurs leucosomes sont essentiellement d'épaisseur centimétrique, rarement décimétrique.

Des métatexites de l'unité M-4 affleurent dans la partie nord-est de la région étudiée et en des entités lenticulaires de quelques kilomètres carrés de superficie qui s'insèrent dans les unités diatexitiques du nord-ouest, du centre et du sud-est de la région. Le lithofaciès de la sous-unité M-4b caractérise la plupart des aires d'affleurement de ces métatexites. Les métatexites de l'unité M-5, représentées par les lithofaciès des sous-unités M-5a et M-5b, ont une distribution restreinte. Elles forment quelques corps lenticulaires de faible superficie (<5 km²) allongés suivant le grain tectonique dans les métatexites de l'unité M-4 et dans les unités diatexitiques de l'est de la région.

DIATEXITES HÉTÉROGÈNES

L'hétérogénéité des diatexites hétérogènes est définie à partir de paramètres texturaux et d'éléments structuraux. Celle-ci se manifeste par:

- a) la granulométrie; celle-ci variant de moyen-grossier (3 à 5 mm) à grossier et à très grossier;
- b) la présence locale de phénocristaux hypidiomorphes centimétriques de feldspath alcalin isolés ou regroupés en des agrégats décimétriques pegmatoïdes;
- c) le passage communément graduel de lithologies massives à faiblement foliées à des lithologies foliées à subrubanées; et, par,
- d) la présence de xénolites métatexitiques.

Sur la base de leur texture et de leur structure, trois faciès de diatexite hétérogène sont reconnus (Chevé et Brouillette, 1989 et 1990): un faciès massif à faiblement folié, un faciès folié à subrubané et un faciès xénolitique.

Le faciès massif à faiblement folié reçoit essentiellement son caractère hétérogène de ses paramètres texturaux granulométriques.

Le faciès folié à subrubané constitue le faciès dominant des diatexites hétérogènes. La structure interne de ces roches est révélée par des lisérés millimétriques et/ou des schlieren centimétriques (généralement <2 cm) de ferromagnésiens d'extension longitudinale centimétrique à décimétrique. Ainsi se définit un rubanement très fruste souligné en affleurement par une érosion différentielle qui fait ressortir en relief faiblement positif la composante la plus quartzofeldspathique de la diatexite.

La présence, jusqu'à 33%, d'enclaves (xénolites) et de "niveaux" métatexitiques dans les diatexités hétérogènes foliées à subrubanées, permet de définir le faciès xénolitique. Dans ce dernier, à l'échelle de l'affleurement, la composante xénolitique s'identifie à des enclaves décimétriques à métriques et à des "niveaux" de puissance métrique à décamétrique qui, dans le contexte lithologique, peuvent être raisonnablement considérés comme des méga-enclaves.

Minéralogiquement, la diatexité hétérogène est composée de 50 à 70% de feldspath, 25 à 40% de quartz, 5 à 30% de minéraux fémiqes (biotite surtout, avec des quantités mineures de pyroxène et d'amphibole) et 0 à 20% de grenat. L'insertion de la minéralogie comme caractère lithique distinctif conduit à scinder les diatexités hétérogènes en deux unités:

- 1) une unité D-1 à biotite-grenat (>5%) ± pyroxène
- 2) une unité D-2 à biotite ± pyroxène ± grenat (<5%).

L'unité D-1 est caractérisée par une abondance moyenne du grenat de l'ordre de 5 à 10%, la valeur de 5% constituant, par définition, la limite percentile inférieure; toutefois, localement, cette abondance peut atteindre 15 à 20%. L'unité D-2, quant à elle, est définie par une faible abondance (<5%) et une distribution erratique du grenat et par un développement relativement modéré du pyroxène (orthopyroxène et/ou clinopyroxène). En effet, dans ce faciès, même si l'abondance du pyroxène excède communément celle du grenat, elle ne dépasse elle-même que très localement 5%.

Les diatexités hétérogènes de l'unité D-1 et, plus particulièrement le lithofaciès D-1b folié à subrubané, constituent l'unité lithique dominante du centre, du nord-ouest, du sud-ouest et du sud-est de la région. Dans ces mêmes secteurs, le lithofaciès massif à légèrement folié de la sous-unité D-1a définit des corps lenticulaires de quelques km² de

superficie. La sous-unité D-1c, quant à elle, présente une distribution spatiale plus régulière caractérisée par une bande subcontinue de direction est-ouest qui traverse la région dans sa partie centrale; notons cependant que cette bande offre son développement le plus important à l'ouest et au centre de la région avec une largeur d'environ 2 km alors qu'à l'est elle se restreint à environ 500 m de large.

Les diatexites de l'unité D-2 ont un développement restreint. Elles définissent des corps de quelques km² à quelques dizaines de km² spatialement associées aux diatexites hétérogènes de l'unité D-1. Les lithofaciès identifiés dans ces corps sont ceux des sous-unités D-2a (faciès massif à légèrement folié), D-2b (faciès folié à subrubané) et D-2c (faciès xénolitique).

DIATEXITES HOMOGÈNES

Les diatexites homogènes sont des roches massives à très faiblement foliées qui, à la différence des diatexites hétérogènes des lithofaciès D-1a et D-2a, sont caractérisées par une texture et une granulométrie homogène. Elle se présentent généralement en masses décamétriques à kilométriques relativement bien circonscrites qui s'insèrent localement en continuité avec le rubanement migmatitique local.

Sur la base de leur assemblage minéralogique, les diatexites homogènes ont été divisées en trois unités lithologiques distinctes (Chevé et Brouillette, 1990) soit:

- 1) une unité D-3 de diatexite homogène leucogranodioritique;
- 2) une unité D-4 de diatexite homogène dioritique; et,
- 3) une unité D-5 de diatexite homogène granitique.

Parmi ces trois unités, l'unité D-3 n'a pas été identifiée sur le territoire cartographié.

Les diatexites homogènes dioritiques de l'unité D-4 se présentent généralement comme des corps de quelques centaines à quelques milliers de mètres carrés dispersés dans les diatexites hétérogènes de l'unité D-2, plus particulièrement dans celles du lithofaciès D-2a. De tels corps ne sont pas cartographiables à 1/50 000. Une masse d'environ 0,5 km² dans la partie nord-est de la région (54°55'N et 67°47'W) fait exception en s'inscrivant comme un corps homogène cartographiable à l'intérieur d'une zone de diatexite hétérogène massive à faiblement foliée du lithofaciès D-2a.

La diatexite homogène dioritique est une roche massive, à grain moyen à grossier et aux teintes claires de brun orangé en surface d'altération et gris très clair en cassure fraîche. Au microscope, elle montre une texture grenue xénomorphe dont le bâti est caractérisé par l'intercroissance de quartz (20%), de plagioclase (45 à 55%) et d'orthose (10 à 20%). Quelques bourgeons myrmékites se développent localement au contact entre plagioclase et orthose. Les minéraux colorés (15 à 20%) sont représentés par des lamelles de biotite brune à rougeâtre (8-12%), de l'orthopyroxène (5 à 10%) et par 1 à 2% de minéraux opaques. Quelques cristaux prismatiques d'apatite et des grains arrondis de zircon composent la minéralogie accessoire.

Une altération rétrograde faible à modérée développe une minéralogie secondaire dans la diatexite homogène dioritique. Cette altération affecte surtout l'orthopyroxène qu'elle transforme presque totalement en un produit serpentineux jaune orangé à brunâtre. Elle se manifeste également à un beaucoup moindre degré, par une légère kaolinisation et damouritisation respectivement de l'orthose et des plagioclases et par une chloritisation locale de quelques lamelles de biotite.

Les diatexites homogènes granitiques de l'unité D-5 sont restreintes à quatre petites masses circonscrites de moins de 1 km² chacune perçant au travers d'unités métatexitiques et diatexitiques du centre-nord et du nord-est de la région.

Pétrographiquement, nous retrouvons dans ces quatre masses les mêmes caractéristiques minéralogiques et texturales que dans celles identifiées dans la région du lac Weeks et du lac Pailleraut (Chevé et Brouillette, 1990). La diatexite homogène granitique est une roche massive, blanchâtre à rosée et à grain moyen à grossier. Au microscope, elle montre une texture grenue xénomorphe caractérisée par la présence de quartz (25 à 30%), de feldspath alcalin (microcline surtout) perthitique ou mésoperthitique (50 à 60%) et de plagioclase (5 à 10%). Une association simplectite du quartz et du feldspath alcalin donne naissance localement à des bourgeons myrmékitiques ou à des grains d'orthose à texture graphique. La biotite (environ 10%), le grenat (3 à 5%), la sillimanite (quelques grains automorphes prismatiques) et un cortège de minéraux accessoires représentés par des traces de zircon, de sphène et d'apatite complètent la minéralogie primaire. Une minéralogie secondaire, associée à une altération rétro-métamorphique se développe localement à des degrés divers. Celle-ci se manifeste essentiellement par la chloritisation plus ou moins intense de la biotite avec apparition concomitante d'épidote, de minéraux opaques et de sphène. En quelques sites le grenat est affecté, partiellement ou totalement, par le processus de chloritisation des minéraux ferromagnésiens primaires. Les feldspaths alcalins et les plagioclases n'échappent pas à ce processus d'altération et montrent des évidences respectivement de kaolinisation et de damouritisation.

Quatre échantillons de diatexite granitique de l'unité D-5 ont été analysés pour les éléments majeurs, les éléments en traces et les terres rares (annexe 1, échantillons no 1 à 4).

Comme l'illustrent les diagrammes AFM et An-Ab'-Or de la figure 3, ces analyses corroborent le caractère géochimique calco-alcalin à très faible tendance potassique observé pour cette unité dans la région du lac Weeks et du lac Pailleraut (Chevé et Brouillette, 1990). Le patron des terres rares normalisées montre, quant à lui, une similitude tout aussi frappante caractérisée par une anomalie négative marquée en Eu et un fractionnement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (La_n/Yb_n variant de 18 à 65) du même ordre (fig. 4).

UNITÉS DE TRANSITION MÉTATEXITE-DIATEXITE

Trois faciès lithologiques majeurs ont été définis par leurs caractéristiques structurales, texturales et minéralogiques dans le continuum de roches qui marque le passage entre les unités métatexitiques et diatexitiques. Généralement reconnus à l'échelle de l'affleurement, ces lithofaciès de transition peuvent définir des niveaux cartographiables d'épaisseur et d'extension variées (hectométrique à kilométrique). Ainsi se trouvent caractérisés¹:

- 1- un faciès rubané à subrubané riche (>66%) en mobilisat granitoïde en contact irrégulier et diffus avec le mésosome (unité T-1);
- 2- un faciès identifié par un interrubanement métrique à décamétrique et en proportions sensiblement égales (entre 33% et 66%) de métatexite et de diatexite (unité T-2); et,
- 3- un faciès de mélange chaotique (unité T-3).

¹Le premier critère de classification utilisé étant basé sur des caractéristiques structurales, la définition des unités T-1 et T-2 présentée dans ce rapport diffère partiellement de celle proposée antérieurement (Chevé et Brouillette, 1990) qui elle, s'appuyait en premier lieu sur des critères minéralogiques.

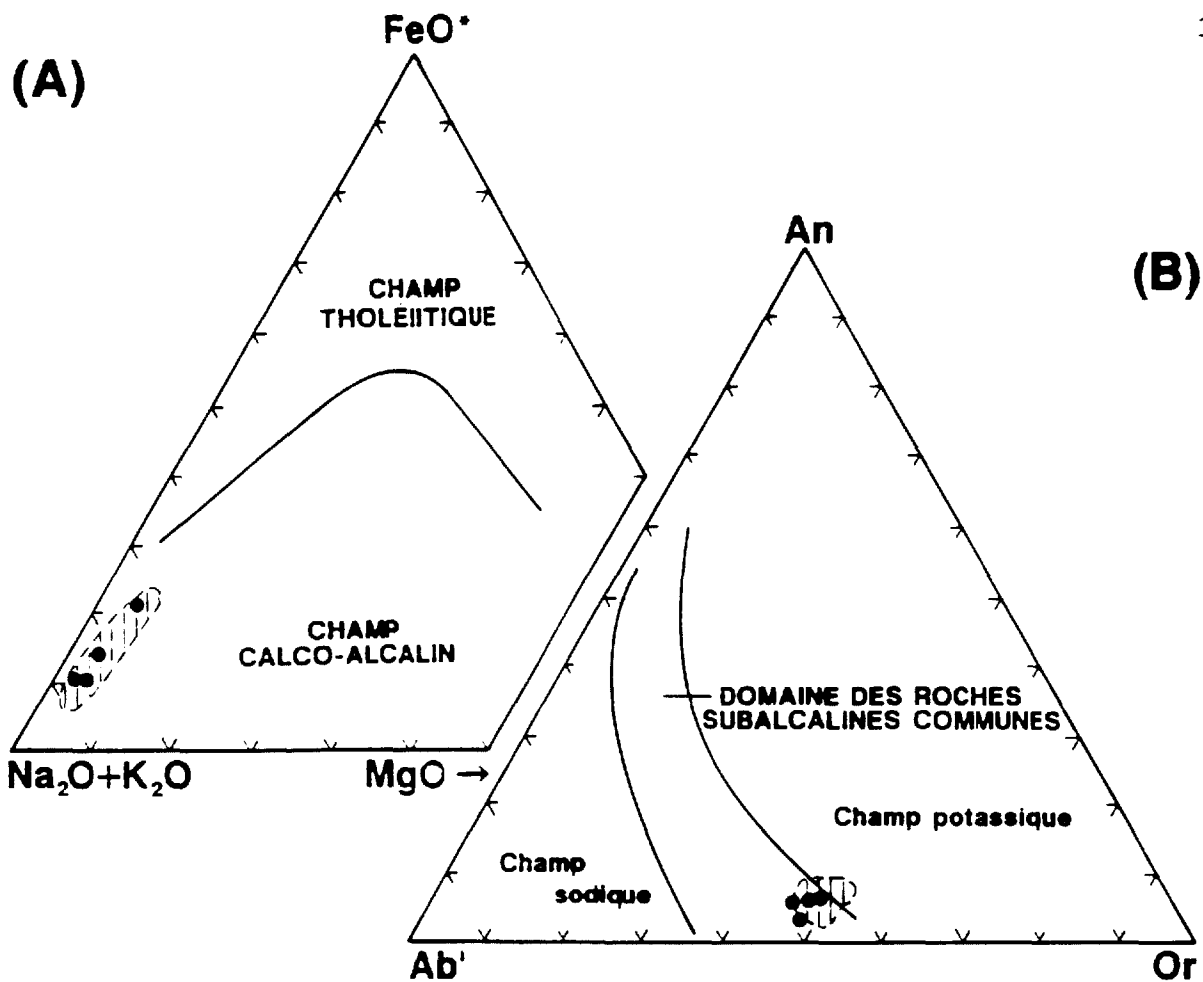


Figure 3. Caractérisation géochimique des diatexites homogènes granitiques de l'unité D-5: (A) sur le diagramme AFM et, (B) sur le diagramme des minéraux normatifs An-Ab'-Or. Limites des champs selon Irvine et Baragar (1971). Les régions ombrées définissent les domaines des diatexites homogènes granitiques des régions du lac Weeks et du lac Pailleraut (Chevé et Brouillette, 1990).

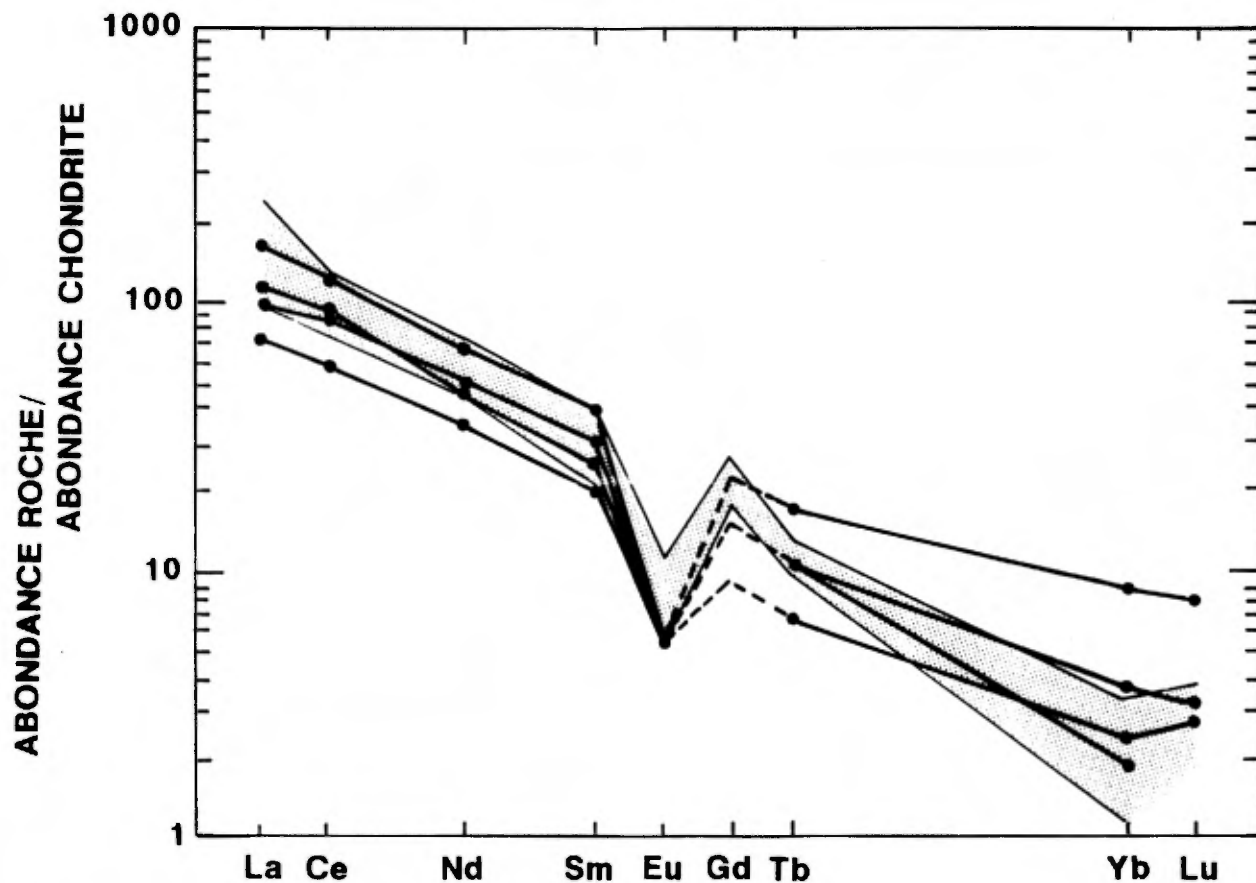


Figure 4. Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des diatexites homogènes granitiques de l'unité D-5. Valeurs de normalisation de Nakamura (1974). La zone ombrée définit l'enveloppe des spectres de terres rares des diatexites homogènes granitiques des régions du lac Weeks et du lac Pailleraut (Chevé et Brouillette, 1990).

Ainsi, l'unité T-1 définit la transition lithologique entre les métatexites des sous-faciès M-4b et M-5b et les sous-faciès D-1b et D-2b des diatexites hétérogènes. L'unité T-2, quant à elle, constitue une entité mixte qui marque le passage entre les lithofaciès des sous-unités métatexitiques M-4c et M-5c et ceux des sous-unités diatexitiques D-1c et D-2c. L'unité T-3 est un faciès mineur qui expose un mélange chaotique de métatexite et de diatexite en proportions sensiblement égales (entre 33% et 66%) et dans des relations structurales mégascopiques en radeau (schollen structure; Mehnert, 1968).

Les sous-divisions à l'intérieur des unités T-1 et T-2 s'appuie sur les mêmes critères minéralogiques que ceux utilisés pour les métatexites et les diatexites hétérogènes. Les sous-unités T-1a et T-2a correspondent au faciès peu grenatifère à biotite - pyroxène ± grenat (<5%) et les sous-unités T-1b et T-2b au faciès grenatifère à biotite - grenat ± pyroxène.

Les unités de transition définissent des corps lenticulaires de quelques km² de superficie en relations spatiales directes avec des masses d'importance variée de diatexites hétérogènes. Elles sont présentes dans la partie nord de la région.

INTRUSIONS PRÉ- À SYN-CINÉMATIQUES

TONALITE, DIORITE QUARTZIFÈRE ET DIORITE (unité 1)

Lithologie

Un corps majeur représenté par un cortège de roches dioritiques à tonalitiques affleure au centre-sud de la région en une masse orientée ENE-WSW d'environ 20 km de long et 5 km de large. Cet assemblage lithologique, l'unité 1, définit également dans la même région d'autres corps rocheux de superficie plus restreinte, de l'ordre du km². Ainsi définie spatialement,

l'unité 1 constitue un assemblage de roches à granulométrie moyenne et à structure massive à foliée, très localement gneissique. La conformité de la foliation des roches de cette unité avec les roches encaissantes et les déformations plicatives locales observées sur des veines de matériel intrusif à grain fin à très grossier et de composition granitique, révèle une mise en place pré-ou syncinématique précoce. Une datation U-Pb sur zircon de 2697 ± 3 Ma appuie ces observations de terrain (cf. chapitre IV, fig. 11).

À la lumière des informations de terrain de quelques sites, le contact entre les roches de l'unité 1 et la diatexite encaissante du corps majeur défini précédemment est marqué par un faciès de bordure qui se développe sur une épaisseur de 50 à 200 m. Ce faciès expose une roche granodioritique hétérogène à grain moyen contenant des enclaves de matériel mésocrate d'origine incertaine (tonalite?, paragneiss?); localement elle est injectée de matériel granitique semblable à celui des veines que l'on retrouve plus à l'intérieur. Au contact avec ce faciès, la diatexite hétérogène subrubanée acquiert un rubanement plus prononcé; une foliation nette, voire un rubanement gneissique, se développe dans la tonalite.

Au microscope, les roches du cortège diorite-tonalite montrent une texture hétérogranulaire xénomorphe, localement hypidiomorphe. L'assemblage minéralogique est défini par du quartz (2 à 25%), des feldspaths potassiques (orthose et microcline; traces à 10%), du plagioclase (40 à 60%), de la biotite (10 à 15%), du pyroxène (10 à 20% d'orthopyroxène et de clinopyroxène combiné), des minéraux opaques (sulfures et/ou magnétite; 1 à 5%) et des minéraux accessoires omniprésents (1 à 2%) représentés essentiellement par l'apatite, le zircon et le sphène.

Sans qu'une véritable systématique ne se développe, une tendance générale se dégage dans l'abondance relative du clinopyroxène et de l'orthopyroxène dans l'évolution entre les pôles diorite et tonalite de l'unité 1. En effet, alors que dans cette transition l'abondance de l'orthopyroxène est peu affectée (10 à 15%), celle du clinopyroxène décroît systématiquement. D'environ 10% dans les roches dioritiques les plus mésocrates, ce minéral disparaît presque totalement dans les roches tonalitiques les plus leucocrates. L'abondance de la biotite n'apparaît pas modifiée dans cette transition qui conduit à une tonalite à biotite, orthopyroxène et traces de clinopyroxène.

Non reconnue au cours de nos travaux antérieurs (Chevé et Brouillette, 1989, 1990), l'unité 1 trouve son équivalent au sud de la région, dans l'unité lithologique tonalitique At de Percival (1989). À partir des variations pétrographiques observées dans le corps majeur de notre région, il apparaît également soutenable de la considérer comme équivalente des unités de diorite quartzique (Adq) et de diorite (Ad) de ce même auteur. Ainsi, regroupons-nous en une même suite lithologique ignée les roches de l'unité 1 de notre région et les unités lithologiques tonalitique (At), dioritique quartzique (Adq) et dioritique cartographiées par Percival (1989) au sud de notre région.

Le matériel granitique intrusif, particulièrement bien développé dans le corps majeur de l'unité 1, varie granulométriquement d'une veine à une autre et à l'intérieur même des veines les plus puissantes. Uniformément rosé et à texture aplitique dans les veines les moins épaisses (<10 cm en général), ce matériel granitique devient plus grossier et hétérogène, localement à texture pegmatitique, dans les veines de quelques décimètres d'épaisseur. À l'examen microscopique, ces roches révèlent 25 à 30% de quartz, 40 à 65% de feldspath potassique (orthose ± microcline), 5 à 20% de plagioclase et généralement

moins de 10% de biotite. Des minéraux opaques (sulfures et oxydes), de l'apatite et quelques grains de zircon définissent le cortège de minéraux accessoires.

Géochimie

Seize échantillons du cortège diorite-tonalite de l'unité 1 (annexe 1, échantillons nos 5 à 20), dont neuf du corps majeur (nos 5 à 13) et cinq échantillons du matériel des veines injectées dans l'unité 1 (annexe 1, échantillons nos 21 à 25) ont été analysés pour les éléments majeurs et les éléments en traces; quinze de ces échantillons ont également été dosés pour les terres rares (annexe 1.4).

La minéralogie normative, telle qu'exprimée graphiquement à la figure 5, corrobore la classification lithologique établie à partir de l'examen microscopique. Elle révèle également que les variations géochimiques enregistrées entre les divers corps rocheux cartographiés sont de même nature que celles enregistrées dans le corps majeur de l'unité 1.

Une signature géochimique calco-alkaline centrée dans le domaine des roches subalcalines communes se dégage des diagrammes AFM (fig. 6a) et $Ab'-An-Or$ (fig. 6b) pour le cortège diorite-tonalite de l'unité 1. La ligne évolutive continue suggérée dans ces diagrammes renforce géochimiquement l'hypothèse de la présence d'une suite lithologique ignée évoluant d'un pôle dioritique vers un pôle tonalitique.

Un caractère calco-alkalin, à nette tendance potassique, par contre, apparaît dans la signature géochimique du matériel granitique intrusif des veines. Même en l'absence d'une continuité dans la ligne évolutive entre les tonalites et les granites, la consanguinité géochimique entre ces roches ne peut être vraiment écartée dans la mesure où elles sont spatialement

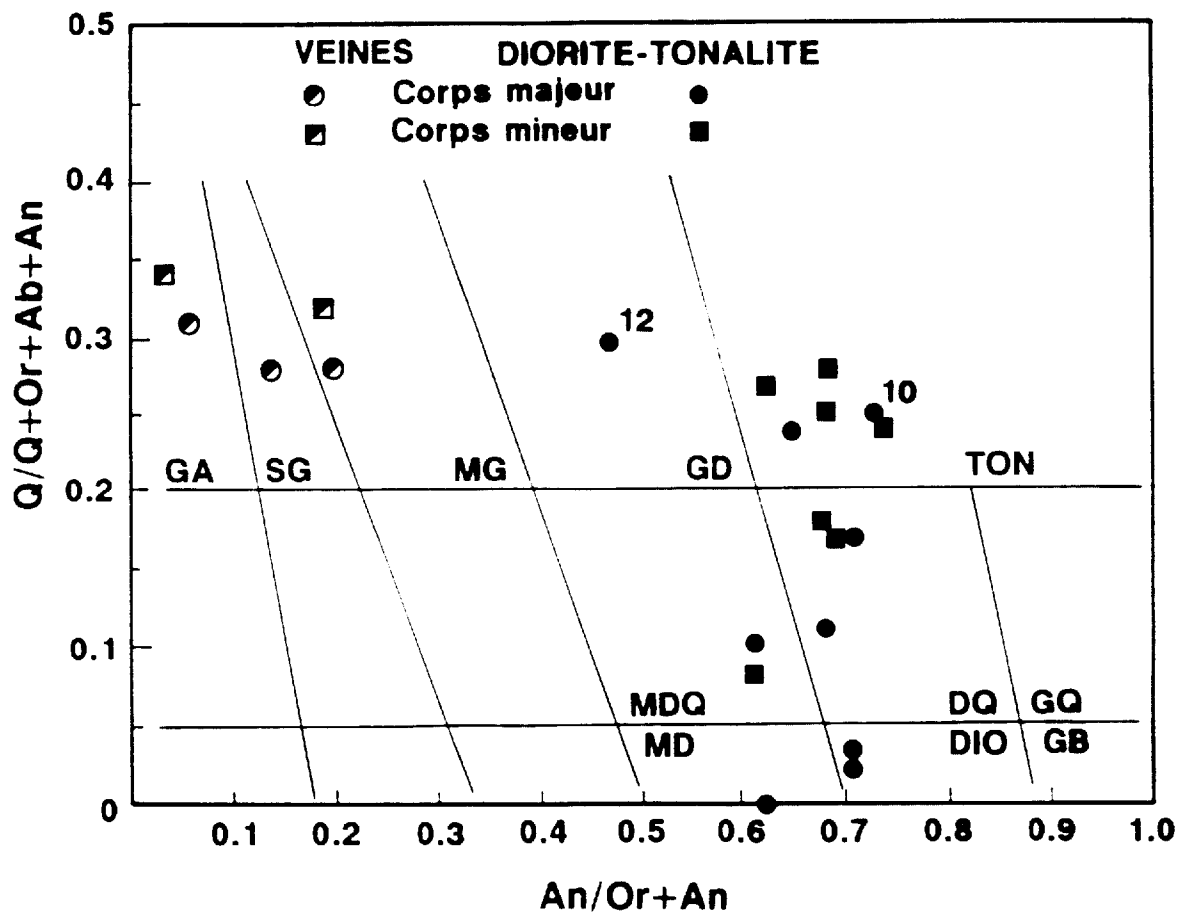


Figure 5. Classification, à partir de la minéralogie normative CIPW, des diorites-tonalites de l'unité 1 et des veines granitiques associées dans le diagramme binaire de Streckeisen et Le Maître (1979). $An/Or + An$ = anorthite/orthose + anorthite; $Q/Q + Or + Ab + An$ = quartz/quartz + orthose + albite + anorthite. GA = granite alcalin, SG = syénogranite, MG = monzogranite, GD = granodiorite, TON = tonalite, MDQ = monzodiorite quartzifère, DQ = diorite quartzifère, GQ = gabbro quartzifère, MD = monzodiorite, DIO = diorite, GB = gabbro. Voir texte pour discussion de l'échantillon no 12. L'échantillon no 10 correspond à l'échantillon de tonalite daté par la méthode U-Pb (cf. fig. 11).

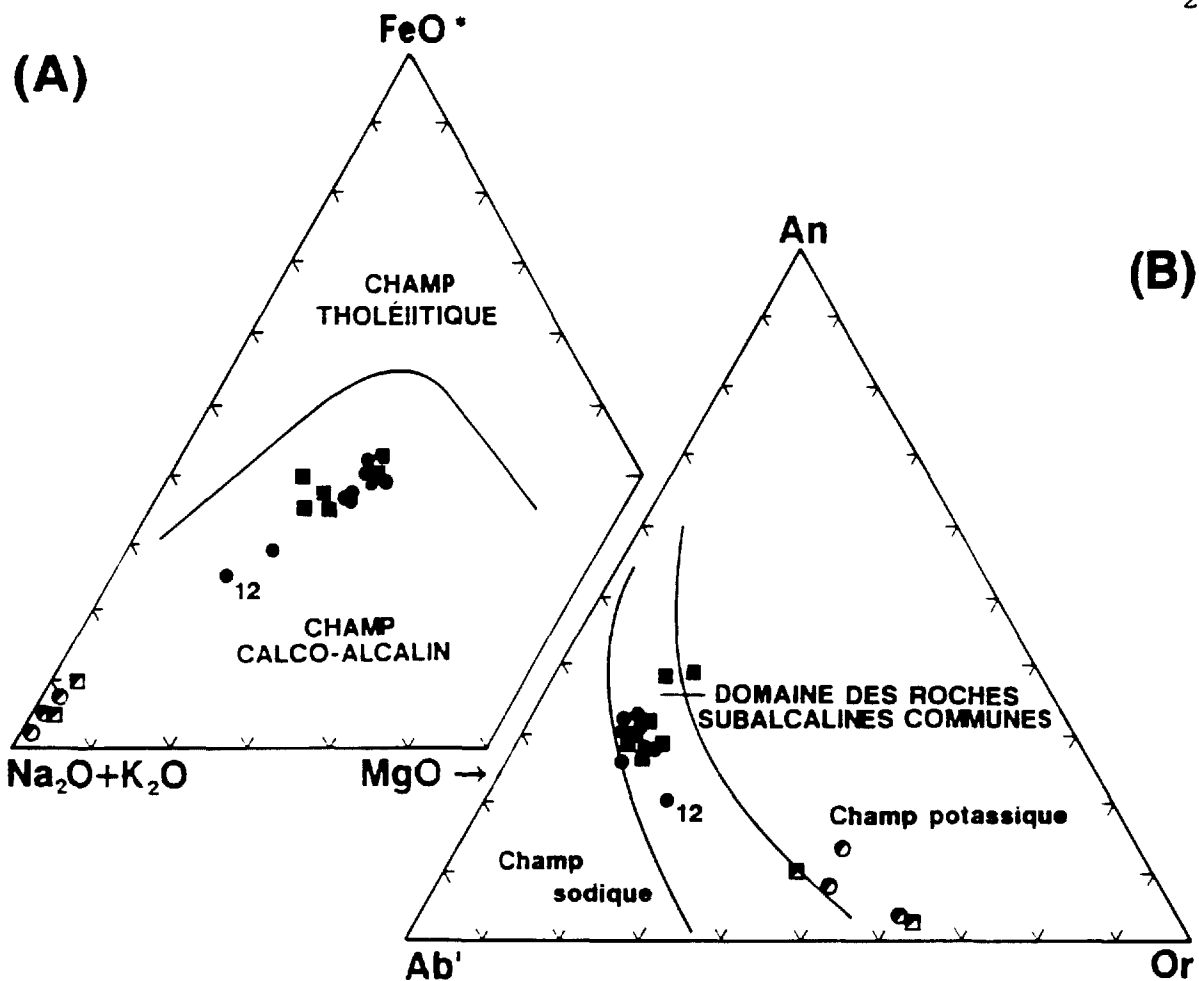


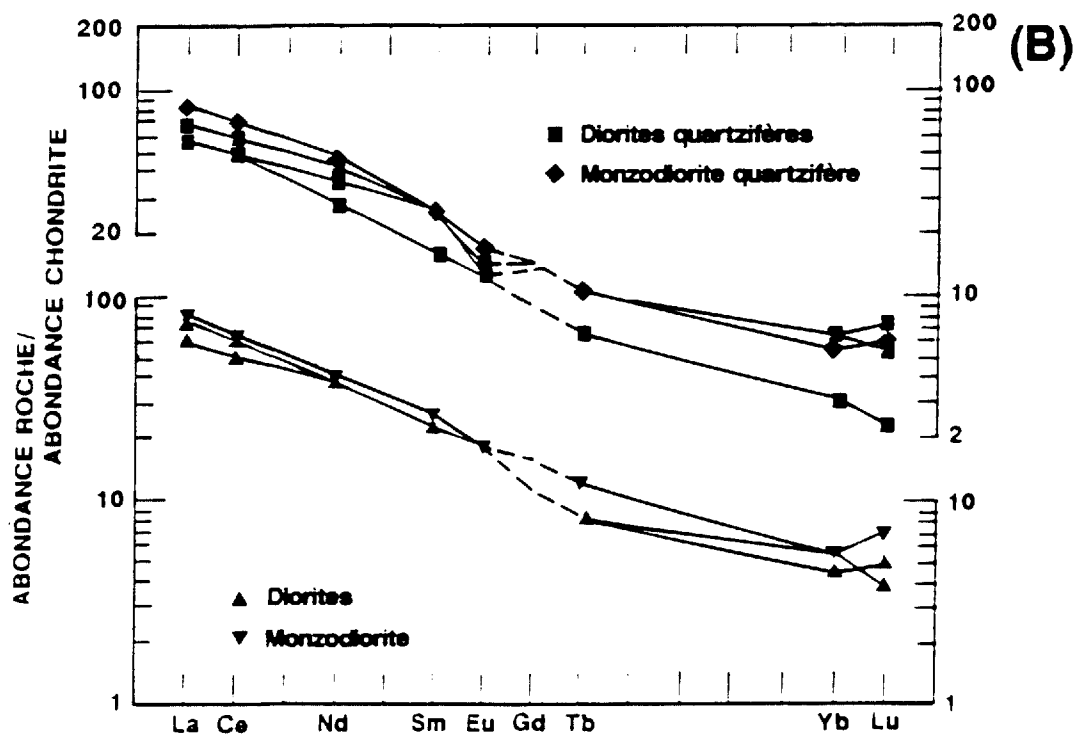
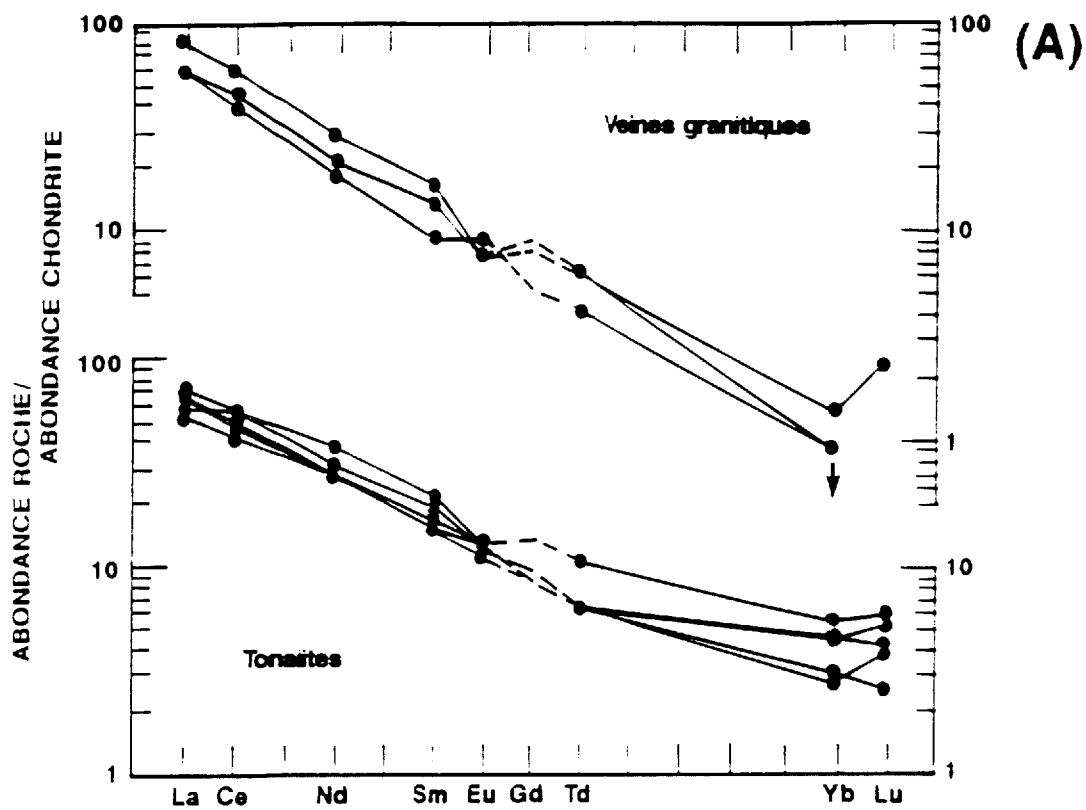
Figure 6. Caractérisation géochimique des diorites-tonalites de l'unité 1 et des veines granitiques associées: (A) sur le diagramme AFM et, (B) sur le diagramme des minéraux normatifs An-Ab'-Or. Limites des domaines selon Irvine et Baragar (1971). Même symbolisme qu'à la figure 5. Voir texte pour discussion de l'échantillon no 12.

intimement associées. En fait, l'échantillon no 12, représentatif du matériel granodioritique du faciès de bordure, permet d'envisager qu'un tel lien existe. Volumétriquement restreint, ce matériel pourrait représenter la cristallisation des derniers bains fondus du stade orthomagmatique de la cristallisation d'une intrusion dioritique. Le matériel granitique des veines, quant à lui, résulterait de la cristallisation, au stade pegmatitique, d'un liquide résiduel enrichi en silice et en éléments alcalins.

Un fractionnement modéré des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, défini par un rapport La_n/Yb_n moyen de 14,9 ($n=12$, $s=4,0$) caractérise le cortège diorite-tonalite de l'unité 1 (fig. 7) avec un patron conforme au géochimisme calco-alcalin révélé antérieurement. À l'intérieur de ce groupe, aucune variation systématique n'est enregistrée significativement entre les diorites-monzodiorites, les diorites-monzodiorites quartzifères et les tonalites qui montrent respectivement des rapports moyens La_n/Yb_n de 14,3 ($n=3$, $s=0,9$), 13,3 ($n=4$, $s=4,7$) et 14,9 ($n=5$, $s=4,5$). Les variations géochimiques enregistrées à partir des éléments majeurs ne se reflètent donc pas dans le chimisme des terres rares. Ce constat nous place devant l'alternative suivante:

- 1- le protolithe de l'unité 1 était une roche ignée homogène très peu différenciée ayant acquis les caractéristiques géochimiques révélées par les éléments majeurs en raison de la mobilité de ces derniers au cours des événements métamorphiques ultérieurs (le comportement des éléments des terres rares n'étant pas modifié significativement).
- 2- Le protolithe était constitué d'une suite différenciée dont les caractéristiques géochimiques révélées tant par les éléments majeurs que par les éléments des terres rares ont été estompées et homogénéisées par les recristallisations métamorphiques subséquentes.

Figure 7. Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des diorites-tonalites de l'unité 1 et des veines granitiques associées: (A) spectres des tonalites et des veines granitiques, (B) spectres des diorites, monzodiorites, diorites quartzifères et monzodiorites quartzifères. Valeurs de normalisation de Nakamura (1974). Noter les brisures asymétriques des échelles logarithmiques en ordonnée. Sur la figure 7a, la flèche pointée vers le bas souligne un rapport maximum dû à une concentration en Yb inférieure ou égale à la limite de détection analytique.



Un patron de fractionnement plus prononcé que celui des diorites-tonalites caractérise le matériel granitique des veines (fig. 7). Celui-ci se définit par un rapport La_n/Yb_n moyen de 65 ($n=3, s=21$). De faibles anomalies négatives ou positives en Eu brisent le spectre. Toutefois, à la lumière des échantillons nos 22 et 23 qui proviennent de la même veine, l'échantillon 22 représentant la partie à grain fin-moyen et l'échantillon 23 la partie grossière, ces variations semblent refléter les hétérogénéités texturales observées sur le terrain et être en grande partie modulées par la distribution irrégulière du plagioclase dans la roche.

GRANODIORITE (unité 2)

Un seul corps granodioritique s'inscrit dans le territoire cartographié au cours de l'été 1989. Situé dans le secteur NE de la région, il forme une masse ovale, bien circonscrite d'environ 3 km² de superficie. Dans un environnement de métatexite à grain moyen à biotite - grenat ± pyroxène du lithofaciès M-4b, cette masse est soulignée par une signature aéromagnétique positive très marquée, tout comme les corps de granodiorite cartographiés au nord au cours de travaux antérieurs (Chevé et Brouillette, 1988, 1989). Toutefois, à la différence de ceux-ci, de la diatexite et des lithologies des faciès de transition l'enveloppe en une couronne de 500 m à 1 km de large.

La granodiorite est une roche homogène, massive, gris clair en cassure fraîche et gris verdâtre en surface d'altération qui, à l'examen microscopique, révèle une texture grenue (grain moyen) hétérogranulaire xénomorphe. Elle se compose de quartz (25%), de plagioclase faiblement perthitique (55%), de biotite (15%), de minéraux opaques (2-3%) et de quelques minéraux accessoires tels l'apatite et le zircon. Une amorce de chloritisation de la biotite se manifeste localement. Du sphène-leucoxène et quelques

grains d'épidote (pistachite) témoignent également des effets d'un métamorphisme retrograde de faible degré sur cette roche.

Sur ces bases pétrographiques, le corps granodioritique du NE de la région diffère quelque peu de ceux cartographiés antérieurement (Chevé et Brouillette, 1988 et 1989) dans la mesure où ni clinopyroxène, ni hornblende ont été identifiés. Il diffère également de la diatexite leucogranodioritique D-3 par l'absence d'orthopyroxène. Sa caractérisation géochimique reste encore à préciser.

INTRUSIONS TARDI-CINÉMATIQUES À POST-OROGÉNIQUES

Deux types de matériau caractérisent les injections ignées tardi-cinématiques à post-orogéniques; il s'agit de pegmatite (unité 4) et de diabase (unité 5). Dans les deux cas leur importance volumétrique à l'échelle régionale est restreinte. Peu représentées dans la région qui fait l'objet du présent rapport, nous référons le lecteur à nos travaux antérieurs (Chevé et Brouillette, 1988 et 1989) quant aux conditions de gisement et aux caractéristiques pétrographiques des pegmatites de l'unité 4.

DIABASE (unité 5)

Lithologie

Sur l'ensemble du territoire cartographié depuis la première mission de terrain (Chevé et Brouillette, 1988), des dykes de diabase d'épaisseur métrique recoupent par endroits les unités métatexitiques et diatexitiques avec des directions comparables à celles du réseau de fractures conjuguées NNW-SSE et NE-SW qui découpe le socle archéen. La région sous étude ne fait pas exception. Massifs, non foliés et à grain très fin (zone de trempe) à moyen, ces dykes sont postérieurs à l'orogénèse kénoréenne.

Un dyke de quelques mètres de puissance et de direction générale N-240°E a été suivi sur environ 600 m au centre de la région. Au nord-ouest, un autre dyke de puissance et direction semblable a été observé sur quelques dizaines de mètres dans ce qui apparaît comme le prolongement sud-ouest d'une structure linéaire favorable à l'intrusion de dykes de diabase (cf. Chevé et Brouillette, 1990, fig. 20). Trois dykes isolés de puissance métrique, deux de direction N-345°E et un de direction inconnue, ont également été identifiés au centre-est de la région. Le dyke le plus important de la région perce la tonalite de l'unité 1 du centre-sud de la région. Il se caractérise par un dyke majeur d'environ 30 m d'épaisseur en affleurement subcontinu sur plus de 3 km de long avec une direction générale N-230°E. Plusieurs dykes satellites d'épaisseur décimétrique à métrique l'accompagnent dans sa direction générale ou, localement, à la faveur de fractures conjuguées, dans des directions qui lui sont nettement discordantes (E-W   NW-SE).

L'étude pétrographique des dykes de direction NE-SW révèle des textures et des assemblages minéralogiques comparables à ceux des dykes de diabase des groupes 1 et 2 définis dans un rapport antérieur (Chevé et Brouillette, 1990). Entre autres caractéristiques les différenciant de ceux du groupe 3 de direction NNW-SSE, mentionnons l'absence d'olivine dans la minéralogie primaire, une altération modérée des plagioclases du bâti textural et une altération modérée à profonde des clinopyroxènes et de la mésostase microfibreuse interstitielle.

Géochimie

Neuf échantillons de diabase en provenance de dykes NE-SW ont été analysés pour les éléments majeurs, les éléments en traces et les éléments des terres rares (annexes 1.2, 1.3 et 1.4; échantillons 26 à 34).

Les diagrammes des figures 8 et 9 mettant en relation les éléments alcalins, la silice et l'alumine supportent les caractéristiques minéralogiques et l'assignation de ces dykes de diabase aux groupes 1 et 2. Quelques nuances s'imposent toutefois. En effet, alors que sur la figure 9 les données analytiques se regroupent à l'intérieur du domaine du groupe 2 à l'exclusion de l'échantillon 26, telle n'est pas la situation à l'examen de la figure 8; les points se dispersent dans un champ plus vaste incluant les champs des groupes 1 et 2 sans englober cependant le champ du groupe 3. D'autre part, en s'attachant plus particulièrement aux points représentatifs du dyke qui recoupe le corps majeur de tonalite-diorite de l'unité 1 (échantillons 26 à 30), il apparaît clairement que les variations observées pour l'ensemble des dykes de la région (excluant ceux du groupe 3) sont de même grandeur que celles qui caractérisent les fluctuations géochimiques liées aux effets de la différenciation magmatique enregistrés entre les échantillons de bordure (échantillons 26 et 27) et les échantillons de la partie centrale (échantillons 28, 29 et 30) d'un dyke.

Le diagramme des terres rares de la figure 10 confirme l'affiliation des données analytiques du présent rapport aux groupes géochimiques 1 et 2 en accord avec la minéralogie et la direction générale NE-SW des dykes qu'elle représentent. Toutefois, comme pour la figure 9, l'affiliation géochimique se manifeste beaucoup plus avec le groupe 2 qu'avec le groupe 1. Celle-ci se caractérise par une abondance absolue ΣTR moyenne des terres rares de 34 ppm ($s=2$ ppm) et par un fractionnement moyen La_n/Yb_n de 3,1 ($s=1,0$), soit des valeurs légèrement plus faibles que celles enregistrées pour le groupe 2 ($\Sigma TR=44$ ppm; $La_n/Yb_n=3,9$) dans un rapport antérieur (Chevé et Brouillette, 1990). En outre, à partir du groupe d'échantillons 26 à 30 en provenance d'un même dyke, les effets de la différenciation magmatique entre les échantillons de bordure (échantillons 26 et 27) et les échantillons prélevés dans la partie centrale

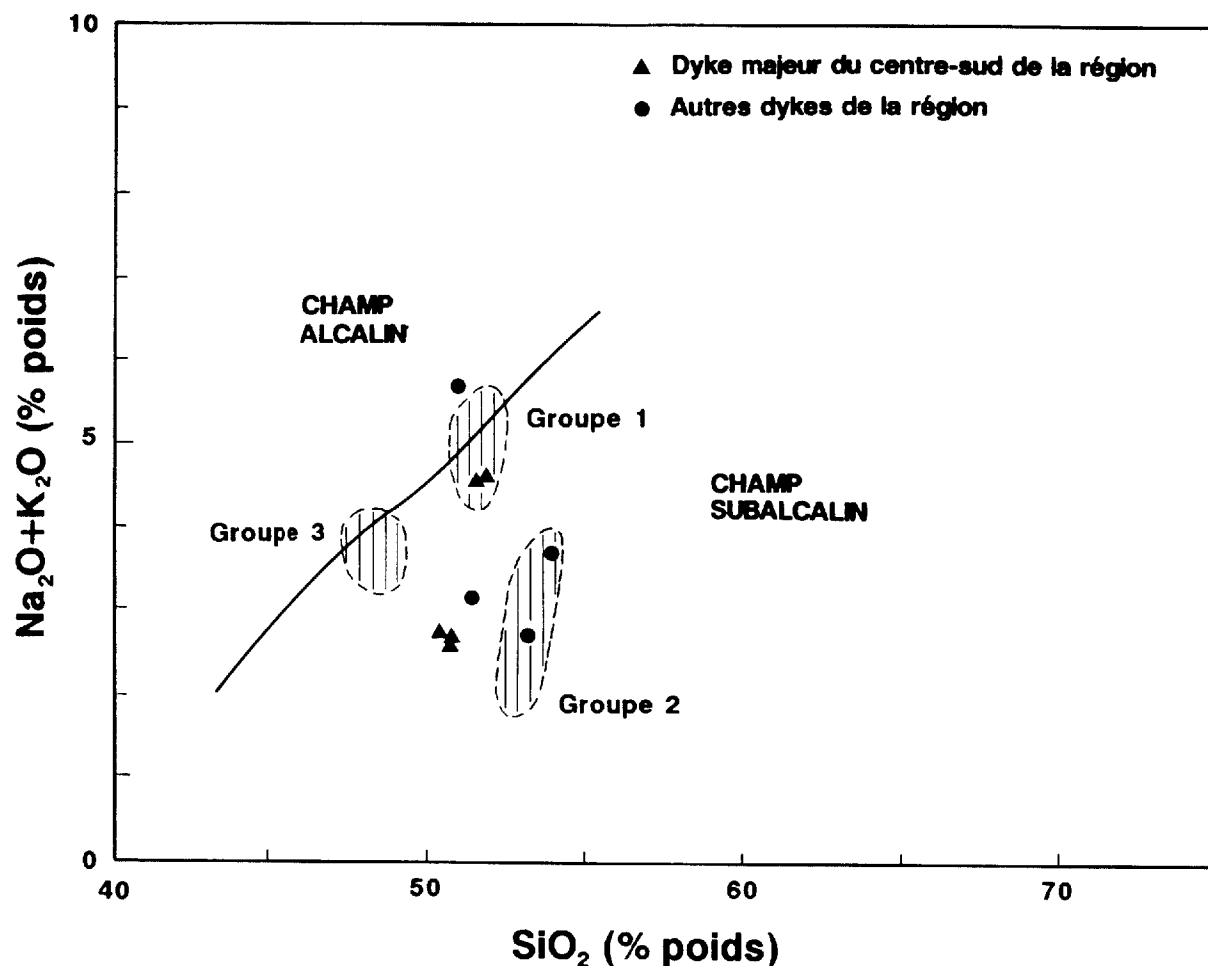


Figure 8. Caractérisation géochimique des dykes de diabase dans le diagramme (Na₂O+K₂O)-SiO₂. Limite entre champ alcalin et champ subalcalin selon Irvine et Baragar (1971). Les régions ombrées délimitent les champs des groupes 1, 2 et 3 définis dans les régions cartographiées au cours des étés 1987 et 1988 (Chevé et Brouillette, 1990).

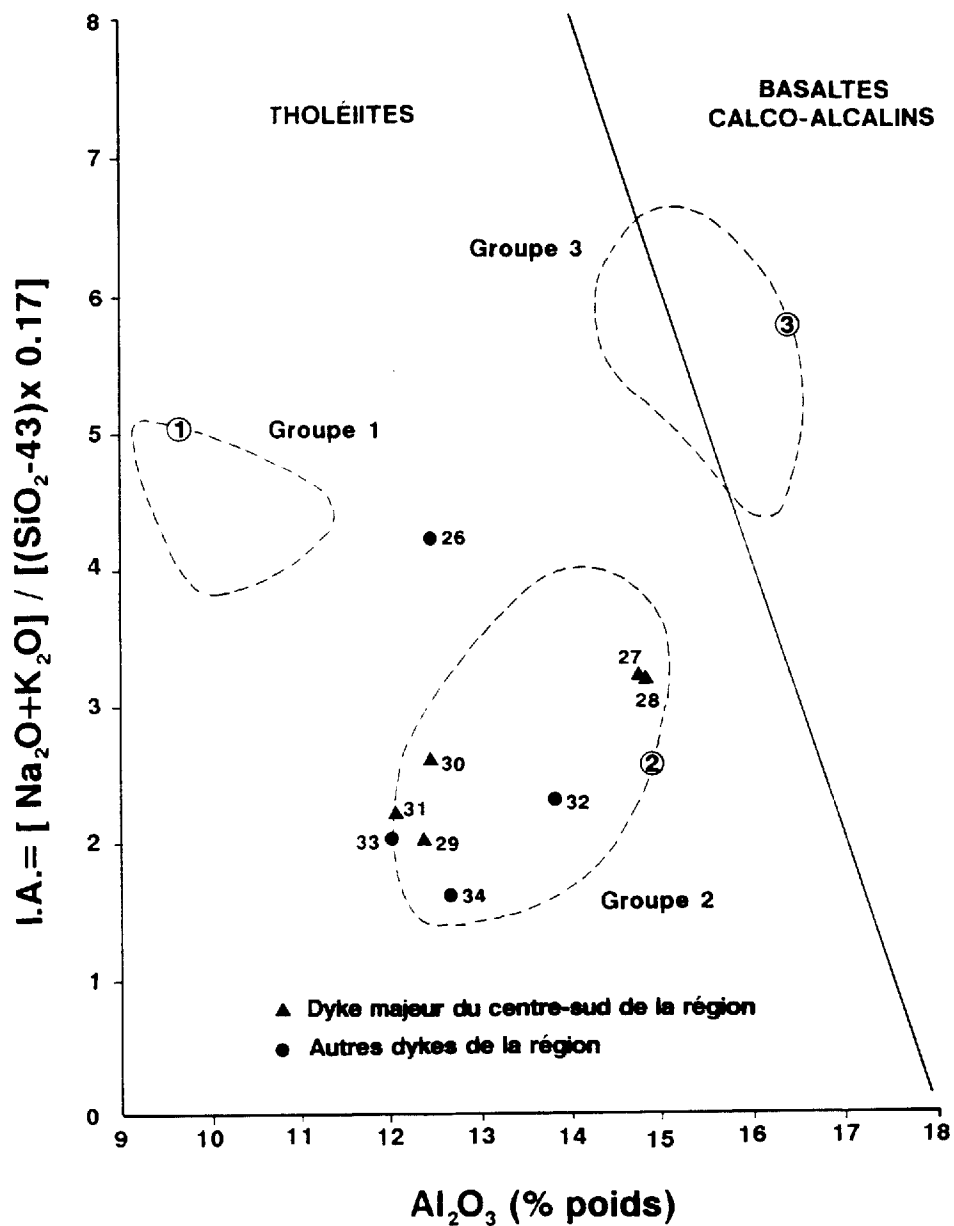


Figure 9. Caractérisation géochimique des dykes de diabase dans le diagramme mettant en relation l'indice d'alcalinité I.A. et Al_2O_3 (% poids). Limite des champs selon Middlemost (1975). $I.A. = [Na_2O + K_2O] / [(SiO_2 - 43) \times 0.17]$. Même remarque qu'à la figure 8 pour la signification des régions délimitées par les courbes 1, 2 et 3. Les numéros correspondent aux numéros de séquence qui, en annexe, identifient les échantillons analysés.

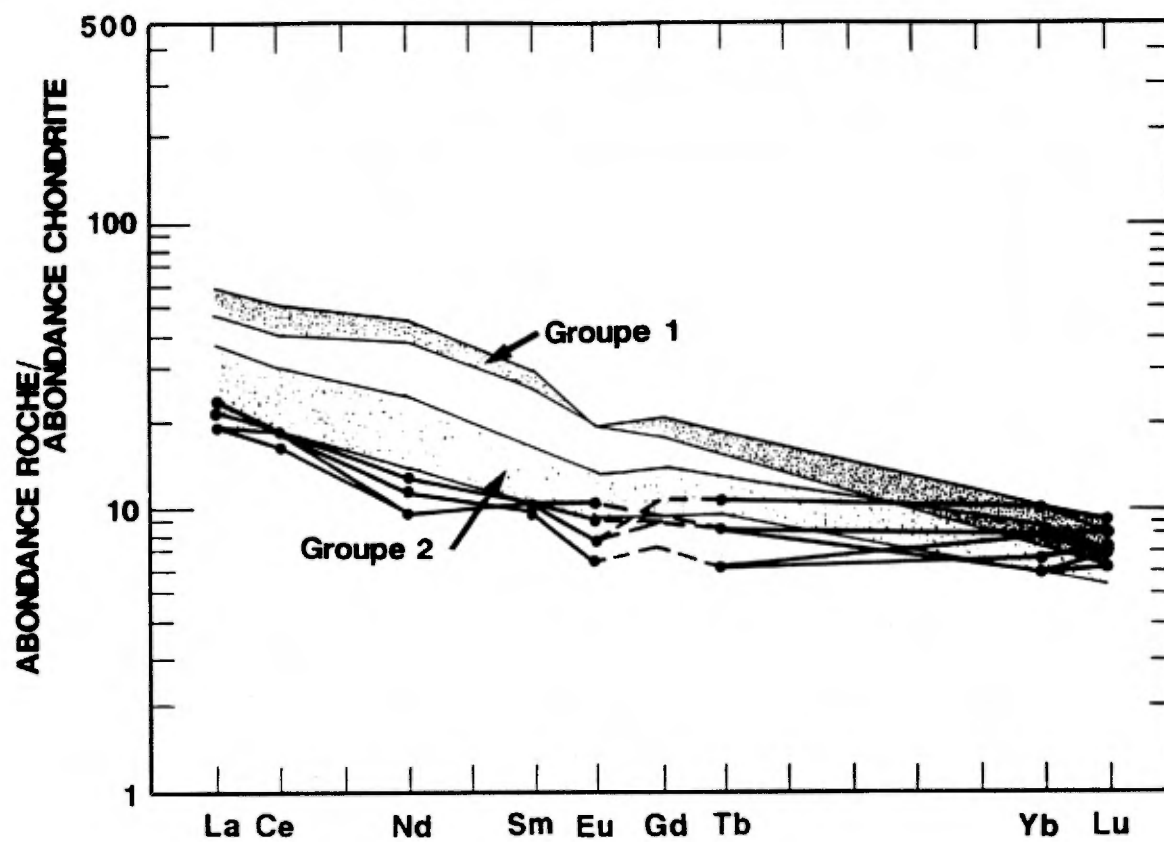


Figure 10. Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des diabases de l'unité 5. Valeurs de normalisation de Nakamura (1974). Même remarque qu'à la figure 8 à propos des zones ombrées.

(échantillons 28, 29 et 30) se traduisent par une légère augmentation vers le centre de l'abondance totale des terres rares (de 32,8 ppm à 34,8 ppm) et par une croissance du fractionnement entre les terres rares légères et les terres rares lourdes (La_n/Yb_n s'étalant de 1,98 à 5,03).

GÉOLOGIE STRUCTURALE ET MÉTAMORPHISME

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Le rubanement migmatitique et/ou la foliation constituent les principaux éléments structuraux mesurés dans les unités métatexitiques M-1 à M-5 ainsi que dans les unités diatexitiques hétérogènes D-1 et D-2.

Les travaux de cartographie entrepris depuis 1987 permettent de reconnaître quatre événements de déformation. Une foliation pénétrative S_1 , soulignée par l'orientation des lamelles de biotite et parallèle à un rubanement métatexitique millimétrique à centimétrique (leucosomes de type I), constitue l'élément structural prédominant observé sur le terrain. Aucun plissement, tant microscopique que mésoscopique, n'a pu lui être associé. La seconde déformation (D_2) conduit à la formation de plis isoclinaux et de plis serrés approximativement semblables. Un clivage S_2 par pli-fracture recoupe la foliation S_1 dans les charnières de ces plis. En quelques endroits, surtout dans les charnières des plis les plus serrés, S_2 évolue vers un clivage de flux et transpose partiellement S_1 . Dans tous les cas, l'attitude de S_2 dans les charnières des plis P_2 se confond avec celle de S_1 sur les flancs de ces mêmes plis.

La modification des structures en dômes et bassins confère à la région un motif tectonique régional WNW et ESE. Une déformation plicative D_3 , caractérisée par un plissement ouvert de longueur d'onde décakilométrique et d'axe plongeant de NW à NE, est identifiée dans la partie nord des terrains cartographiés en 1987 (Chevé et Brouillette, 1988). Non reconnue comme telle dans la région d'étude de 1988, sa présence est suggérée à partir du motif régional en dômes et bassins. Toutefois, dans cette région, les inversions dans la direction de la plongée des plis

P_2 pourraient n'être le reflet que d'une déformation plicative D_2 anisotrope à plongement axial variable.

La déformation D_4 est une déformation cassante à l'origine du réseau de fractures et de failles d'orientation NNW-SSE et NE-SW qui découpe une grande partie du socle archéen. Dans la région d'étude ces failles et fractures ont peu d'incidence sur le grain tectonique et leur développement apparaît nettement postérieur aux déformations plicatives D_1 , D_2 et D_3 . En plusieurs endroits, elles ont contrôlé la mise en place des dykes de diabase de l'unité 5.

La séquence d'événements présentée ci-dessus ne tient pas compte du plissement observé localement dans certains niveaux de formation de fer rubanée. La divergence d'attitude enregistrée entre l'axe de ces plis et les déformations plicatives mineures des métatexites encaissantes indiquent clairement que le plissement dans les formations de fer est pré- D_2 .

MÉTAMORPHISME

Un métamorphisme régional de degré intermédiaire à élevé caractérise l'ensemble de la région cartographiée. Aucune isograde réactionnelle n'ayant été mise en évidence sur le terrain, des conditions P-T relativement uniformes semblent donc avoir prévalu régionalement.

La biotite et le grenat sont les minéraux indicateurs de métamorphisme les mieux distribués régionalement dans les métatexites et les diatexites. De l'orthopyroxène s'associe en quantités variables à la paragenèse. Peu abondant ou difficilement observable dans les mésosomes des métatexites, celui-ci s'observe mieux dans les leucosomes des métatexites et dans les diatexites. La stabilité de l'orthopyroxène dans les

leucosomes granitiques et les diatexitites permet alors d'évaluer la température de cristallisation à au moins 750°C (Bohlen et al., 1983; Vielzeuf et Holloway, 1988). Des conditions géobarométriques de l'ordre de 5-6,5 kb, estimées à partir de l'assemblage grenat-orthopyroxène-plagioclase-quartz sont avancées par Percival et Girard (1988) au sud de notre région.

Un métamorphisme rétrograde régional au faciès des schistes verts se manifeste par l'apparition de chlorite dans la plupart des roches métatexitiques, diatexitiques et intrusives. Seuls les dykes de diabase de direction NNW-SSE n'enregistrent pas cet épisode de métamorphisme.

GÉOLOGIE HISTORIQUE

ÂGES RADIOMÉTRIQUES: NOUVELLES DONNÉES

Deux nouveaux échantillons ont été datés par la méthode U-Pb par N. Machado au Centre de recherche en géochimie isotopique et en géochronologie (GEOTOP) de l'Université du Québec à Montréal. Les deux échantillons sélectionnés sont:

- 1) une tonalite de l'unité 1; et,
- 2) une granodiorite de l'unité 2.

Tonalite

L'échantillon provient de la partie centrale du corps majeur de tonalite homogène de l'unité 1 situé au centre-sud de la région cartographiée faisant l'objet du présent rapport. La roche est massive à foliée, gris clair et à grain fin à moyen. Elle se compose de quartz (20%), de plagioclase (40%), de feldspath potassique (5%), de biotite (15%), de clinopyroxène (10%), d'orthopyroxène (7%), de hornblende (0,5%), de minéraux opaques (2%), d'apatite (0,5%) et de zircon (Tr.). Une analyse chimique des constituants majeurs et des éléments en traces est présentée à l'annexe 1 (analyse no 10). Géochimiquement, l'échantillon soumis pour datation s'inscrit parmi les échantillons les plus felsiques de l'unité 1 (cf. fig. 5).

Quatre types de zircon caractérisent l'échantillon de tonalite, soit: 1) des zircons roses ayant des fractures partiellement scellées, 2) des zircons entièrement bruns, 3) des zircons incolores et, 4) des cristaux composites zonés montrant trois épisodes de croissance. Trois fractions de zircon du premier type livrent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2696, 2699 et 2696 Ma (analyses 3, 4 et 5; tableau 1) discordants respectivement de 0,26, 0,48 et 0,56%. Étant donné que ces résultats sont

Tableau 1 - Résultats U-Pb pour les échantillons de tonalite (89-GP-4269A) et de granodiorite (87-SC-600) de la sous-province d'Ashuanipi.

Numero écn. (1)	# grains	poids (mg)	uranium (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb comm. (pg) (2)	206/204 mesure (3)	208/206 (4)	Ages (Ma)		
								206/238	207/235	207/206
Tonalite à opx et cpx (Numero de terrain 89-GP-4269A)										
4269-1	1	0.003	581	337	20	2377	0.1449	2652	2662	2670
4269-2	2	0.005	47	35	25	293	0.5353	2644	2651	2656
4269-3	1	0.005	152	91	24	1078	0.1568	2689	2693	2696
4269-4	1	0.006	151	92	22	1439	0.1830	2686	2693	2699
4269-5	4	0.008	162	98	23	1873	0.1775	2681	2690	2696
Granodiorite du Lac Lillois (Numero de terrain 87-SC-600)										
600-1	3	0.012	103	63	31	1296	0.2230	2634	2646	2653
600-2	3	0.009	86	52	21	1176	0.1944	2637	2653	2665
600-3	10	0.006	111	67	35	622	0.2070	2624	2640	2653

1= Analyses effectuées sur zircon

2= teneur en Pb commun (comprenant le Pb du spike, de la contamination et du minéral)

3= corrigé pour le fractionnement

4= corrigé pour le fractionnement et le Pb commun du spike et de la contamination

pratiquement concordants, la meilleure estimation de l'âge de cette famille de zircon est donnée par la moyenne des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, soit 2697 ± 3 Ma (fig. 11).

Les zircons composites zonés du type 4 ont des noyaux roses entourés d'une couronne brune, elle-même recouverte d'une surcroissance incolore. Les couronnes brunes sont trop minces pour être isolées; toutefois, certains des cristaux entièrement bruns pourraient appartenir à la même génération. L'un de ces cristaux a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2670 Ma, discordant à 0,67% (analyse 1, tableau 1). Deux cristaux incolores de type 3, représentant probablement la dernière génération de surcroissance, livrent un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ plus récent de 2656 ± 4 Ma (analyse 2).

L'âge de 2697 ± 3 Ma date la cristallisation de la tonalite, tandis que les deux générations plus récentes représentent des épisodes de métamorphisme postérieurs.

Granodiorite

L'échantillon a été prélevé dans le corps granodioritique du lac Lilois (feuillelet SNRC 23 J/13E; Lapointe, 1987). Il s'agit d'une roche massive, homogène, à grain fin à moyen et de couleur gris clair verdâtre. Au microscope, elle révèle une texture grenue hétérogranulaire xénomorphe. Elle se compose de quartz (20%), de plagioclase (55%), de feldspath potassique (10%), de biotite (12%), de clinopyroxène (1%), de minéraux opaques (1,5%), d'apatite (0,5%) et de zircon (Tr.). Une altération affecte à des degrés divers les plagioclases et la biotite. Dans le premier cas il s'agit d'une damouritisation qui opacifie le plagioclase et lui confère une teinte brunâtre. Dans le second cas il s'agit d'une chloritisation, localement complète, de la biotite qui s'accompagne de minéraux subopaques, de sphène et d'épidote (pistachite) disposés le long des clivages.

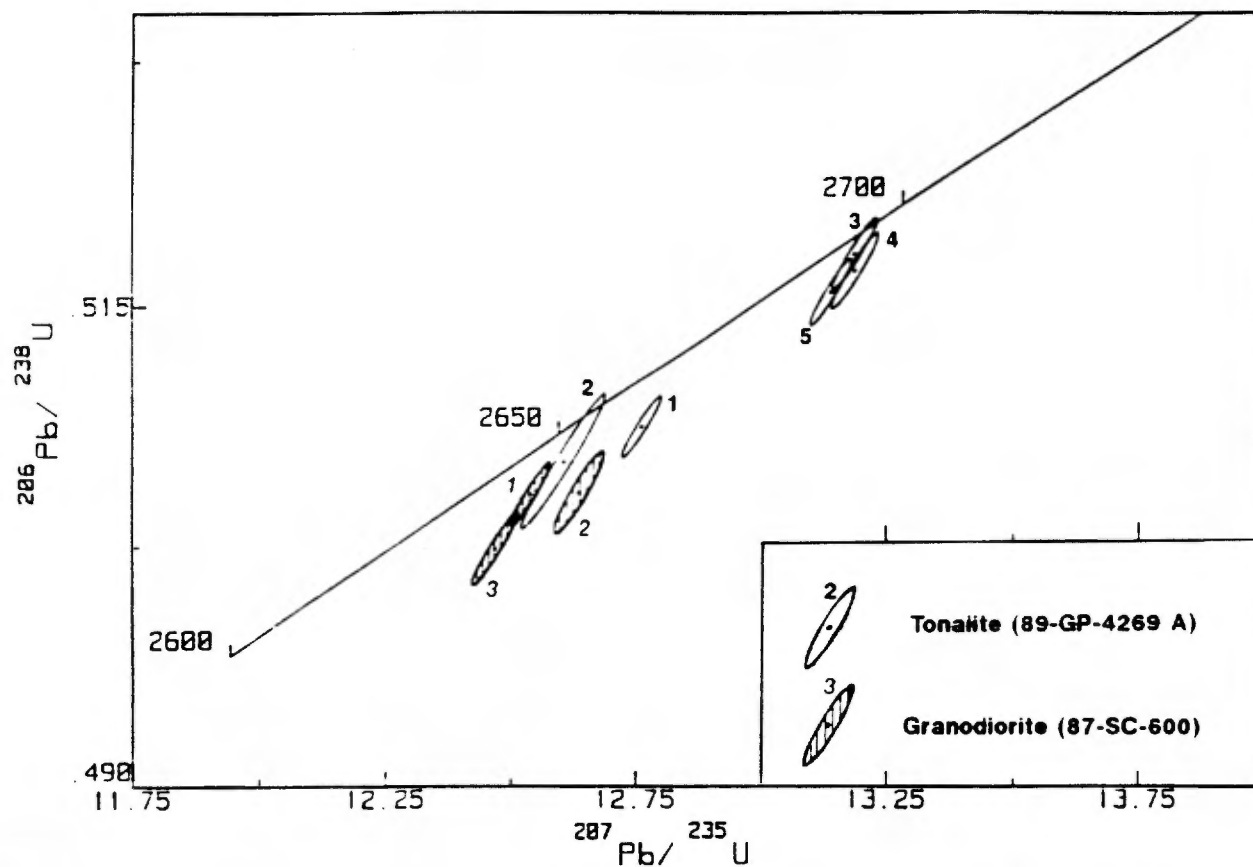


Figure 11. Diagramme Concordia U-Pb des zircons des échantillons de tonalite (89-GP-4269A) et de granodiorite (87-SC-600) de la sous-province d'Ashuanipi.

Une analyse chimique (constituants majeurs et éléments en traces) de l'échantillon soumis pour datation a été présentée à l'annexe 1 de notre rapport intérimaire des régions du lac Fontisson et de la rivière Goodwood (analyse no 35; Chevé et Brouillette, 1989). Géochimiquement comparable à la granodiorite de l'unité 2, cet échantillon s'en différencie toutefois par des concentrations plus faibles dans les éléments à grand rayon ionique (éléments du groupe du potassium: K, Ba, Rb et Sr), dans les éléments à potentiel ionique élevé (éléments du groupe du titane: Ti, Zr, Nb et Y) et dans les éléments du groupe des terres rares (Chevé et Brouillette, 1989).

L'échantillon contient des zircons bipyramidaux ayant des noyaux diffus, généralement très mal conservés, entourés de surcroissances roses à incolores. Des terminaisons pyramidales ont été isolées et livrent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2653, 2665 et 2653 Ma discordants à 0,72, 1,1 et 1,1% respectivement (analyses 1, 2 et 3; tableau 1). Malgré la discordance des analyses 1 et 3, la coïncidence de ces résultats amène à proposer un âge de 2653 ± 3 Ma pour la cristallisation de ces surcroissances (fig. 11). L'âge plus ancien, à 2665 Ma pourrait être causé par la présence de Pb radiogénique issu du noyau, suggérant ainsi un âge plus ancien pour la cristallisation de la granodiorite.

CHRONOLOGIE DES ÉVÉNEMENTS TECTONIQUES, MIGMATITIQUES ET IGNÉS

LES DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES

Les premières données géochronologiques de la sous-province d'Ashuanipi réfèrent aux datations K-Ar sur biotite d'un gneiss "charnockitique" (Lowden, 1960) et d'une syénite néphélinique (Fumerton et Barry, 1984). À la suite des travaux de Percival dans la partie sud du complexe d'Ashuanipi (Percival, 1987; Percival et Girard, 1988), se sont ajoutées les datations U-Pb

sur zircon et monazite de Mortensen et Percival (1987) enregistrées sur des échantillons de paragneiss, de tonalite foliée, de diatexite et de pegmatite granitique. Nos travaux ont conduit jusqu'à présent à la datation U-Pb sur zircon, monazite et baddeleyite de cinq échantillons, deux de granodiorite de l'unité 2, un de syénite de l'unité 3, un de tonalite de l'unité 1 et un de leucosome de type II injecté dans la sous-unité métatexitique M-2b (Chevé et Brouillette, 1990; présent rapport).

La compilation de l'ensemble des mesures d'âge radiochronométriques acquises à ce jour dans la sous-province d'Ashuanipi est présentée graphiquement sur le chronogramme de la figure 12. Deux groupes de données ressortent clairement: le premier rassemble les datations par la méthode U-Pb entre 2700 et 2615 Ma, le second individualise les deux âges K-Ar sur biotite.

DISCUSSION

Les roches de la sous-province d'Ashuanipi au NW de Schefferville témoignent d'une histoire géologique complexe (Chevé et Brouillette, 1990). Les évidences de terrain permettent de décrypter au moins quatre périodes de déformation (D_1 à D_4), trois événements migmatitiques (M_1 à M_3) et cinq événements ignés (I_1 à I_5).

Les unités lithologiques les plus anciennes reconnues sont les unités métatexitiques pour lesquelles un âge minimum de 2786 Ma est postulé (Mortensen et Percival, 1987). Les différentes unités diatexitiques, cristallisées dans des conditions de métamorphisme de degré élevé, résultent probablement d'une fusion partielle ou totale d'un protolithe comparable à celui des métatexités. À la lumière des informations livrées par le chronogramme de la figure 12, cet événement migmatitique s'inscrit dans l'intervalle 2700 - 2615 Ma. L'éclatement du chronogramme pour cet intervalle

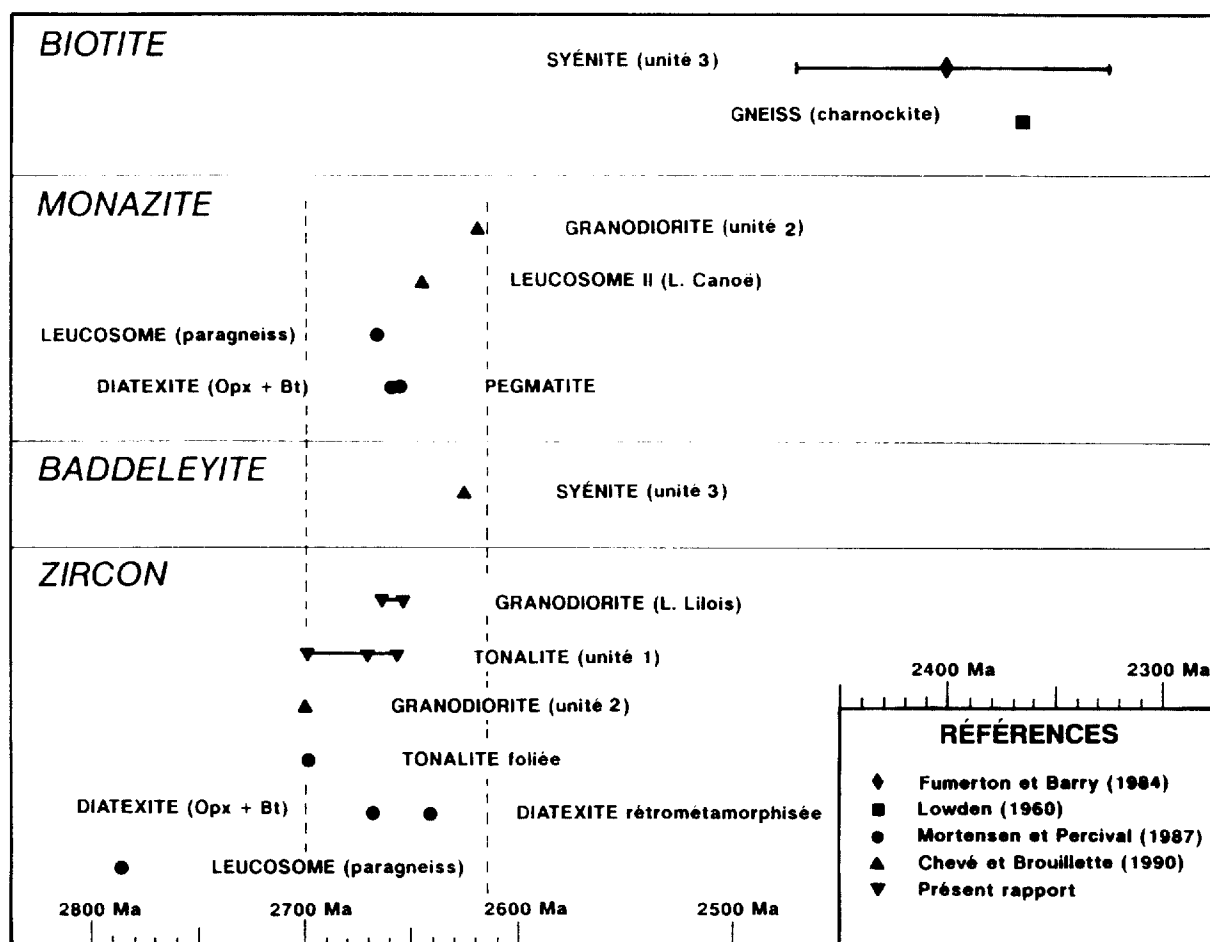


Figure 12. Chronogramme général des âges radiométriques répertoriés dans le complexe d'Ashuanipi. Le segment de droite associé à l'âge K-Ar sur biotite de la syénite marque l'incertitude liée à cet âge (Fumerton et Barry, 1984). Les droites reliant les âges sur zircon de la granodiorite du lac Lilois et de la tonalite de l'unité 1 indiquent que ces âges proviennent de différentes fractions d'un même échantillon.

(fig. 13) permet alors de préciser les relations temporelles entre les événements ignés I_2 et I_3 et les événements migmatitiques M_2 et M_3 , soit les événements à partir desquels le complexe d'Ashuanipi tire l'essentiel des empreintes géologiques actuellement perceptibles.

Les âges de cristallisation de la tonalite de l'unité 1 (présent rapport), de la granodiorite de l'unité 2 (Chevé et Brouillette, 1990) et d'une tonalite foliée (Mortensen et Percival, 1987), affiliable probablement à celle de notre unité 1, permettent de définir l'événement magmatique intrusif I_2 et de le restreindre temporellement à une période d'au maximum 18 Ma, soit entre 1702 et 2684 Ma (intervalle lié à l'incertitude sur l'âge U-Pb de la tonalite foliée de Mortensen et Percival).

Environ 15 Ma séparent la fin de cet épisode et les premières mesures d'âge caractérisant l'événement migmatitique M_2 et ses différentes pulsations magmatiques (Chevé et Brouillette, 1990). À partir de datations sur une diatexite homogène à orthopyroxène et biotite et sur une pegmatite granitique, Mortensen et Percival (1987) considèrent l'intervalle 2669 - 2650 Ma comme la période où les conditions de métamorphisme de degré élevé ont prévalu. Nous ne disposons pas de mesures d'âge sur les diatexites homogènes de notre région. Toutefois, les âges donnés par les surcroissances des zircons de l'échantillon de tonalite de l'unité 1 (2656 ± 4 Ma; présent rapport) et de l'échantillon de granodiorite (2653 ± 3 Ma; présent rapport) indiquent clairement que des corps plutoniques granodioritiques et tonalitiques de l'événement I_2 ont enregistré les effets thermiques de cette période de métamorphisme. Cet enregistrement ne semble cependant pas avoir été uniforme à travers toute la région puisque le corps granodioritique de l'unité 2 le plus septentrional ne semble pas le posséder.

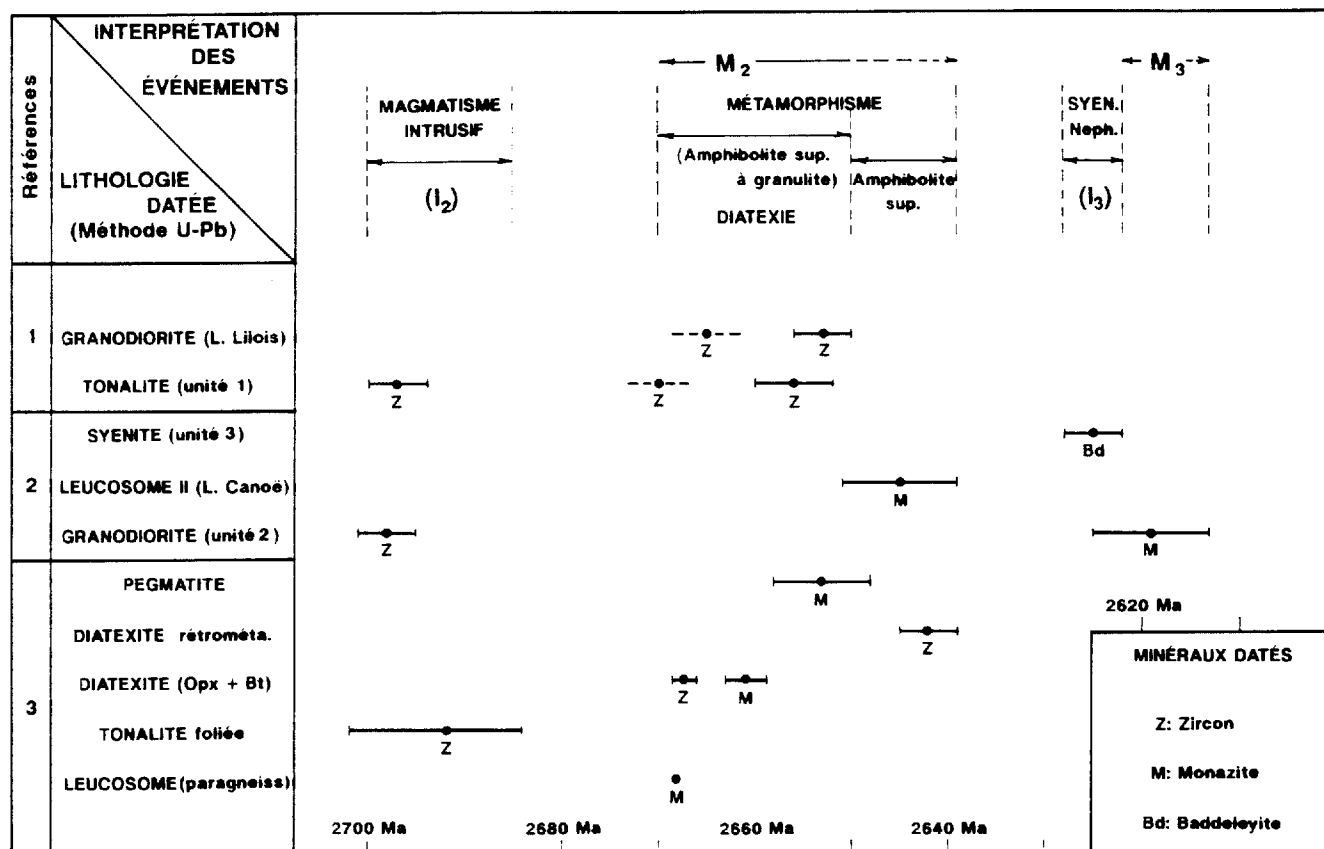


Figure 13. Chronogramme restreint à l'intervalle 2700 - 2600 Ma des âges radiométriques répertoriés dans le complexe d'Ashuanipi. Les segments de droite marquent les intervalles liés aux incertitudes sur les âges. Références: 1- présent rapport; 2- Chevé et Brouillette (1990); 3- Mortensen et Percival (1987).

Des zircons d'une diatexite interprétée comme un faciès rétro-métamorphisé de diatexite à orthopyroxène et biotite livrent un âge de 2642 ± 3 Ma que Mortensen et Percival (1987) associent à une période de rétrogression métamorphique. Un âge comparable sur monazite, 2645 ± 6 Ma, a été enregistré sur un leucosome de type II, tardif mais pré-D₂ de l'indice du lac du Canoë (Chevé et Brouillette, 1990; voir également chapitre III). Marquant nécessairement l'âge minimum de cristallisation du matériel tonalitique du leucosome, en fait, cet âge correspond probablement au début de la période de refroidissement post-métamorphique, plus particulièrement au franchissement de la température de fermeture de la monazite. La convergence de ces deux données incite donc à considérer la période 2650 - 2639 Ma comme la période de déclin thermique du métamorphisme de degré élevé.

Le magmatisme syénitique néphélinique, l'événement I₃, daté sur de la baddeleyite, livre un âge de 2625 ± 3 Ma (Chevé et Brouillette, 1990). Antérieur à la période de déformation D₂ et au magmatisme associé M₃, cet âge de cristallisation de la syénite néphélinique suggère qu'une période d'accalmie ignée et dynamothermique d'environ 11 Ma (2639-2628 Ma) a succédé à l'événement migmatitique M₂.

Aucune datation directe de l'événement migmatitique M₃ n'est disponible. Peu intense et lié à la déformation plicative D₂ (veines granodioritiques diffuses dans quelques charnières de plis), nous lui assignons l'âge U-Pb de 2619 ± 6 Ma enregistré sur une monazite du corps principal de granodiorite des terrains cartographiés au cours de l'été 1987 (Chevé et Brouillette, 1988). Cette interprétation respecte la chronologie relative établie à partir d'évidences de terrain, en particulier l'implication de la syénite à néphéline dans des plissements P₂ (Chevé et Brouillette, 1990). Elle se justifie en outre par le fait que c'est à quelques kilomètres seulement au SW de ce même

corps granodioritique que les manifestations les plus évidentes de M_3 ont été observées.

Ainsi, à la lumière des éléments qui viennent d'être discutés, la période 2700 - 2615 Ma semble caractérisée dans la sous-province d'Ashuanipi par quatre événements distincts.

- 1- Un événement magmatique intrusif granodioritique et tonalitique (I_2) d'une durée maximale de 18 Ma entre 2702 et 2684 Ma;
- 2- Un événement métamorphique migmatitique de degré élevé d'une durée d'environ 31 Ma (2670-2639 Ma) dans lequel nous reconnaissons un paroxysme thermique s'étalant sur 20 Ma (2670-2650 Ma) et un déclin thermique d'au maximum 11 Ma (2650-2639 Ma);
- 3- Un magmatisme syénitique néphélinique, I_3 , pour lequel la seule datation U-Pb disponible livre un âge de 2625 ± 3 Ma; et,
- 4- Un événement métamorphique migmatitique (de degré inconnu mais ayant atteint au moins le faciès amphibolite supérieur), postérieur de quelques millions d'années à I_3 (2619 ± 6 Ma) et lié à la déformation plicative D_2 .

Le laps de temps enregistré entre le migmatisme M_3 et les âges K-Ar mesurés sur biotite, soit une période de l'ordre de 200 Ma, ne permet pas de relier raisonnablement celle-ci à la rétrogression du métamorphisme associé à M_3 . Les âges K-Ar de 2398 ± 72 Ma (Fumerton et Barry, 1984) et de 2365 Ma (Lowden, 1960) pourraient ainsi être les témoins, vers 2400 - 2365 Ma, d'une croissance du flux thermique régional suffisante pour réinitialiser l'horloge géochronologique du système K-Ar.

Nous avons relevé dans ce rapport et dans un rapport antérieur (Chevé et Brouillette, 1990) que les dykes de diabase de direction NNE-SSW et appartenant aux groupes géochimiques 1 et 2

possédaient les empreintes d'un métamorphisme au faciès des schistes verts. Dans ce contexte, considérer cette croissance du flux thermique comme contemporaine ou peu postérieure à la pulsation magmatique ignée qui met en place les dykes de diabase de ces deux groupes apparaît envisageable; toutefois, elle demeure spéculative avec les données géochronologiques limitées actuellement disponibles. L'âge de la pulsation magmatique à l'origine des dykes du groupe géochimique 3 n'est pas connu. Ces dykes non métamorphisés pourraient être post-hudsoniens et s'inscrire dans le même événement igné mafique que celui qui a donné naissance aux dykes de diabase qui recoupent la Fosse du Labrador dans la région de Schefferville (Dimroth, 1978, carte 1863).

Les évidences de terrain et les éléments d'interprétation permettant d'établir la chronologie entre les événements tectoniques, migmatitiques et ignés dans le complexe d'Ashuanipi au NW de Schefferville ont été traités dans un rapport antérieur (Chevé et Brouillette, 1990). Le tableau 2 (hors-texte) les résume à la lumière des discussions géochronologiques que nous venons de tenir.

ÉTUDE MICROTHERMOMÉTRIQUE DES INCLUSIONS FLUIDES

INTRODUCTION

L'étude microthermométrique des inclusions fluides, entreprise dans le cadre du présent projet, a deux buts principaux. Le premier, à portée régionale, vise à déterminer les différents types de fluides qui ont circulé dans le complexe d'Ashuanipi lors de son évolution géologique et, éventuellement, de préciser (en conjonction avec d'autres éléments géologiques tels que pétrographie, géobarométrie, géothermométrie, etc.) le cheminement pression-température (P-T) qu'a suivi le complexe d'Ashuanipi lors de son évolution métamorphique (e.g. Crawford 1981; Touret 1981; Touret et Dietvorst 1983; Olsen 1987). Le second but est d'ordre métallogénique et vise à comprendre la genèse des indices aurifères du complexe d'Ashuanipi; par exemple de déterminer si un fluide de composition particulière est spatialement et/ou temporellement associé à ces minéralisations et de définir les conditions de mise en place des minéralisations (T, P, fO_2 , etc.).

Dans le présent rapport, nous présentons et discutons les résultats microthermométriques préliminaires obtenus sur trois échantillons provenant de l'indice du lac Lillois. Au stade actuel de l'étude, les données microthermométriques ne permettent pas d'avancer des conclusions définitives. Il est prévu d'étendre l'étude microthermométrique des inclusions fluides à l'ensemble du territoire cartographié et à d'autres indices minéralisés. Nous rendrons compte dans le rapport final de l'étude complète des inclusions fluides.

MÉTHODES ANALYTIQUES

Des lames polies sur les deux faces, d'une épaisseur de 120 μm , ont été obtenues par l'Atelier de Pétrographie du Saguenay Inc. Les mesures microthermométriques ont été effectuées à l'aide d'un microscope Nikon Optiphot, équipé d'un objectif Leitz L32-UT50 à longue distance focale et d'une platine réfrigérante et chauffante de design USGS (Woods et al. 1981; Roedder 1984, pp. 196-198) commercialisée par Fluid Inc. La calibration de la platine a été effectuée à des températures de $-56,6^{\circ}\text{C}$, $0,0^{\circ}\text{C}$ et $+374,1^{\circ}\text{C}$ à l'aide de standards synthétiques décrits par Sterner et Bodnar (1984). La précision et la reproductibilité des mesures sont de $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ entre -70°C et $+20^{\circ}\text{C}$, de $\pm 5^{\circ}\text{C}$ pour les températures inférieures à -70°C et de $\pm 2^{\circ}\text{C}$ pour les températures excédant $+100^{\circ}\text{C}$. Toutes les mesures de température ont été effectuées en chauffant les inclusions et ont été répétées sur chaque inclusion afin de s'assurer de leur reproductibilité.

RÉSULTATS

Trois échantillons ont été sélectionnés pour une étude microthermométrique préliminaire des inclusions fluides de l'environnement de l'indice du lac Lillois. Deux échantillons proviennent de l'indice même. Ce sont les échantillons S-87-1-45,45 et 88-LILOIS-16A-2. Tous deux sont des échantillons de pyrigarnite; l'échantillon S-87-1-45,45 provient du sondage no 1 foré par la société Vior-Mazarin (Bernier, 1988) et l'échantillon 88-LILOIS-16A-2 provient de l'affleurement principal de l'indice qui est remarquable par sa teneur élevée en arsénopyrite. Le troisième échantillon provient de la métatexite qui forme l'encaissant de l'indice du lac Lillois. L'échantillon a été pris à environ un kilomètre à l'est de l'indice et porte le numéro 88-LILOIS-11A.

Quatre familles d'inclusions fluides ont pu être reconnues jusqu'à présent (Tableau 3, fig. 14):

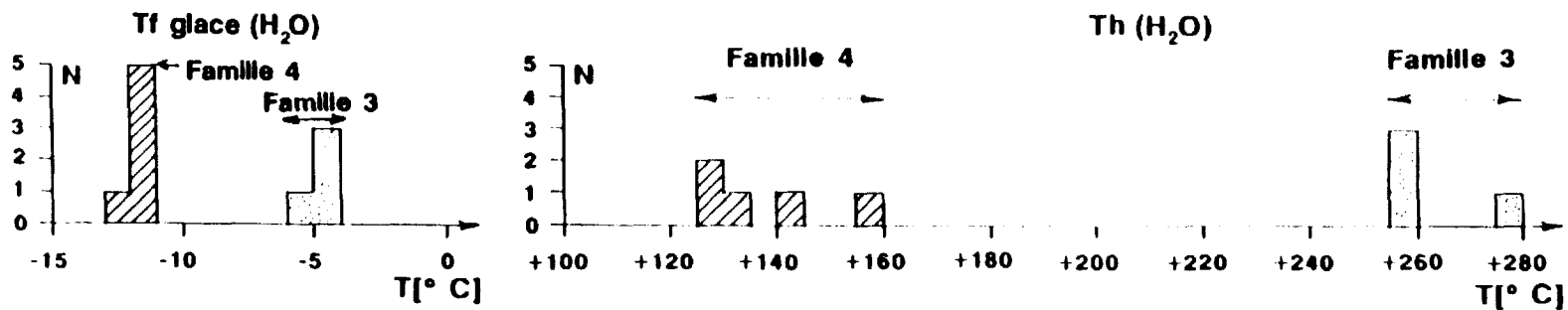
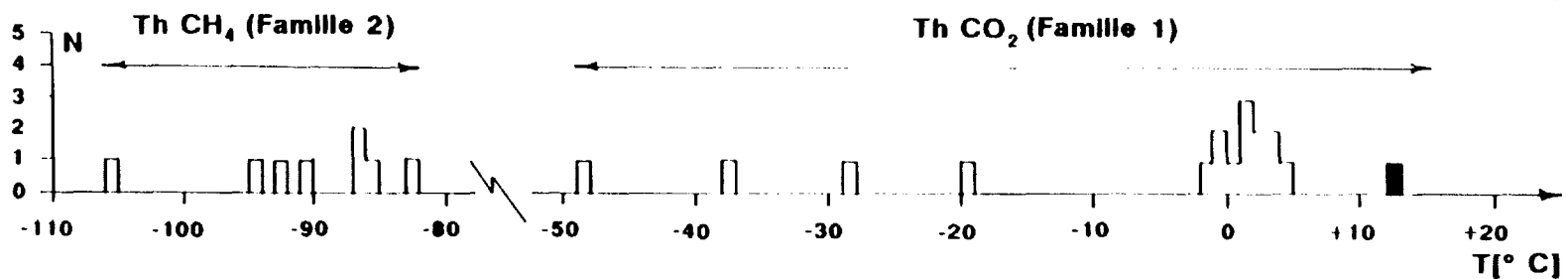
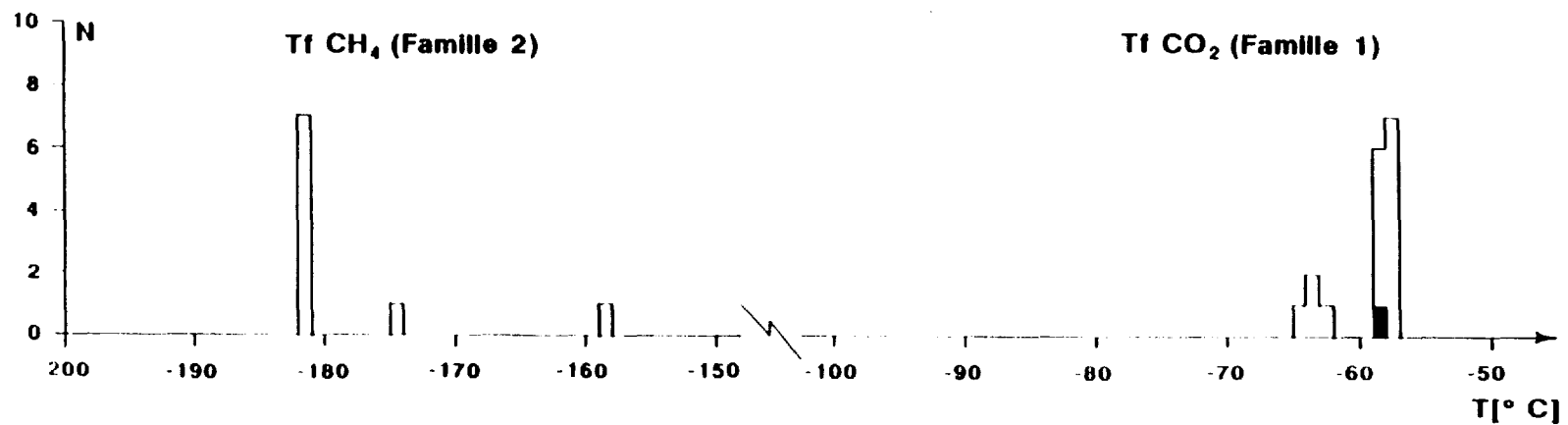
- (1) Des inclusions foncées contenant apparemment une seule phase (phase vapeur) à température ambiante; une mince couche de liquide entourant la phase vapeur est probablement présente dans toutes ces inclusions. Le volume relatif de cette phase liquide ne peut être déterminé. Ces inclusions ont des formes de cristaux négatifs et, en section, ressemblent à des losanges ou encore à des hexagones avec des angles arrondis. Ces inclusions sont présentes dans le quartz et dans le grenat. Elles sont arrangées le long de petits plans de fracture et sont donc considérées comme secondaires selon les critères de Roedder (1984, pp. 43-45). La taille de ces inclusions varie généralement entre 3 et 6 μm . Les changements de phase observés sont la fusion du CO_2 entre $-64,5^\circ\text{C}$ et $-57,2^\circ\text{C}$, avec une prédominance entre $-58,8^\circ\text{C}$ et $-57,2^\circ\text{C}$ et l'homogénéisation du CO_2 en phase liquide généralement entre $-1,5^\circ\text{C}$ et $+4,4^\circ\text{C}$, avec quelques températures descendant jusqu'à $-48,9^\circ\text{C}$ et une autre montant à $+12,6^\circ\text{C}$. Il faut noter que cette dernière température d'homogénéisation est la seule qui ait été obtenue sur une inclusion fluide présente dans un grenat. Le volume de la phase vapeur au moment de la disparition du CO_2 -solide occupe généralement 10 à 20% du volume total de l'inclusion. Les types de transition de phase observés dans ces inclusions fluides lors du réchauffement graduel, depuis -196°C jusqu'à l'homogénéisation du CO_2 , correspondent au type H3 selon la terminologie de van den Kerkhof (1988, 1990). La température de fusion du CO_2 pur est de $-56,6^\circ\text{C}$ et une baisse de cette température de fusion en-dessous de $-56,6^\circ\text{C}$ indique la présence d'autres gaz dissous dans le CO_2 tels que le CH_4 ou le N_2 (Burruss 1981; Roedder 1984; van den Kerkhof 1988, 1990; Hall et Bodnar 1990). Si l'on admet que c'est essentiellement le CH_4 qui est responsable de la

Tableau 3 - Résultats de l'étude microthermométrique des inclusions fluides dans les environs de l'indice du lac Lillois.

Famille	Tf CH ₄	Th CH ₄	Tf CO ₂	Th CO ₂	Tf H ₂ O glacé	Th H ₂ O
1			-63,2	-28,1		
1			-58,2	-0,9		
1			-57,4	+4,4		
1			-64,5	-37,0		
1			-62,3	-19,1		
1			-57,8	+3,5		
1			-57,8	+2,7		
1			-57,9	+2,7		
1			-58,0	+0,7		
1			-57,8	+1,2		
1			-57,7	+1,5		
1			-58,6	-0,4		
1			-58,7	-1,5		
1			-58,1	+1,9		
1			-57,2	+3,2		
1			-63,4	-48,9		
1 (grenat)			-58,8	+12,6		
2	<u>-181,0</u>	<u>-82,1</u>				
2	-181,4	-85,4				
2	<u>-181,4</u>	<u>-105,0</u>				
2	-181,4	-86,2				
2	-181,4	-86,4				
2	-181,0	-				
2	-181,0	-				
2	-158,0	-94,8				
2	<u>-174,8</u>	<u>-90,0</u>				
2	-	-92,0				
3					-4,4	+258
3					-5,1	+258
3					-4,6	+259
3					-4,8	+275
4					-11,1	+155
4					-12,0	-
4					-11,3	+128
4					-11,3	+142
4					-11,0	+134
4					-11,4	+129

Toutes les températures sont en °C. Tf: température de fusion, Th: température d'homogénéisation. Toutes les homogénéisations se font en phase liquide sauf celles qui sont soulignées (homogénéisation en phase vapeur). Toutes les inclusions fluides sont contenues dans du quartz, sauf une inclusion qui est contenue dans du grenat.

Figure 14. Histogrammes des températures de fusion (T_f) et d'homogénéisation (T_h) des inclusions fluides dans les environs de l'indice du lac Lillois. Toutes les inclusions étudiées sont contenues dans du quartz, sauf l'inclusion de la famille 1 indiquée en noir qui se trouve dans du grenat.



baisse de la température de fusion du CO_2 (ce qui est tout à fait justifié selon les changements de phase observés dans la seconde famille d'inclusions fluides (voir plus bas) et vu la présence de graphite à l'indice du lac Lilois), alors les températures des changements de phase observés pour ces inclusions peuvent être interprétées dans le système $\text{CO}_2\text{-CH}_4$. Les températures d'homogénéisation et de fusion ainsi que le pourcentage de vapeur présente lors de la fusion du CO_2 indiquent que le CO_2 contient volumétriquement 1 à 4% de CH_4 ou, en d'autres mots, 4 à 14% moles de CH_4 (Swanenberg 1979; Burruss 1981; Hall et Bodnar 1990) et que la densité du $\text{CO}_2(+\text{CH}_4)$ est de $0,90 \text{ g/cm}^3$ (Swanenberg 1979). Il n'est malheureusement pas possible de déterminer la densité totale du fluide contenu dans les inclusions appartenant à la famille 1 puisque la teneur en H_2O et la salinité de cette phase aqueuse ne peuvent être définies.

- (2) Une seconde famille est constituée d'inclusions dont les caractéristiques pétrographiques sont similaires aux inclusions faisant partie de la première famille décrite ci-dessus. Les inclusions de cette seconde famille sont foncées et ne contiennent apparemment qu'une seule phase à température ambiante. Les inclusions ont des formes de cristaux négatifs, soit des losanges ou encore des rectangles avec des angles arrondis. Ces inclusions n'ont été trouvées jusqu'à présent que dans le quartz de l'échantillon 88-LILOIS-16A-2, c'est-à-dire sur les lieux de l'indice du lac Lilois proprement dit. Les inclusions sont localisées le long de plans de fracture et sont donc considérées comme secondaires. La taille des inclusions varie entre 3 et 6 μm . Les changements de phase observés sont par contre bien différents de ceux de la première famille. On observe, pour la plupart de ces inclusions, une fusion d'un solide entre $-181,0$ et $-181,5^\circ\text{C}$; certaines des inclusions montrent une fusion du solide un peu plus élevée

(fig. 14). L'homogénéisation des inclusions se fait soit en phase liquide, soit en phase vapeur entre $-82,1$ et $-105,0^{\circ}\text{C}$. Les types de transition de phase observés dans ces inclusions fluides lors du réchauffement graduel, depuis -196°C jusqu'à l'homogénéisation de l'inclusion, correspondent au type H1 selon la terminologie de van den Kerkhof (1988, 1990) et sont caractéristiques d'inclusions contenant du CH_4 ou du N_2 relativement pur et pratiquement pas de CO_2 (van den Kerkhof 1988, 1990). Le gaz piégé dans ces inclusions semble en effet être du CH_4 relativement pur car la température de fusion d'un solide autour de $-181,5^{\circ}\text{C}$, pour la majeure partie des inclusions, correspond au point triple du CH_4 pur et les températures d'homogénéisation se rapprochent de la température critique du CH_4 pur, soit $-82,1^{\circ}\text{C}$ (Tableau 3.1, p. 40 dans Burruss 1981). Tout comme pour la première famille d'inclusions fluides, il ne peut être exclu que ces inclusions contiennent également une phase aqueuse entourant le CH_4 , qui ne peut toutefois pas être décelée dû aux limitations de la méthode analytique.

- (3) Une troisième famille est constituée d'inclusions fluides aqueuses de forme irrégulière, parfois amiboïde. Ces inclusions fluides sont constituées de deux phases à température ambiante: une phase liquide entourant une phase vapeur avec cette dernière occupant 5 à 10% du volume total de l'inclusion. Les rapports liquide/vapeur (degrés de remplissage) sont similaires d'une inclusion à l'autre. La taille des inclusions varie généralement entre 2 et 8 μm . Ces inclusions sont également des inclusions secondaires puisqu'elles sont arrangées le long de plans de fracture. Les changements de phase observés sont la fusion de la glace entre $-5,1$ et $-4,4^{\circ}\text{C}$ et l'homogénéisation totale de l'inclusion en phase liquide entre $+258$ et $+275^{\circ}\text{C}$. Aucune présence de CO_2 n'a pu être décelée lors des mesures microthermométriques. Les températures de fusion de la

glace indiquent une salinité de 7 à 8% en poids équivalent de NaCl (Potter et al. 1978). La fusion de la glace semble débiter à -21°C environ et indique donc que le cation prédominant en solution est le Na^+ , quoique la présence de K^+ ne peut être exclue (Crawford 1981).

- (4) La quatrième famille d'inclusions fluides, déterminée au stade actuel de l'étude microthermométrique, est également composée d'inclusions aqueuses mais dont les changements de phase diffèrent de ceux de la troisième famille décrite ci-dessus. Ces inclusions sont également du type secondaire; elles sont alignées le long de plans de fracture. Elles sont de forme irrégulière et sont composées de deux phases à température ambiante; la phase vapeur y occupe environ 2% du volume. Les changements de phase observés sont la fusion de la glace entre $-11,0$ et $-12,0^{\circ}\text{C}$ et l'homogénéisation en phase liquide entre $+128$ et $+155^{\circ}\text{C}$. Les températures de fusion de la glace indiquent une salinité de 15 à 16% en poids équivalent de NaCl (Potter et al. 1978). La glace commence à fondre en-dessous de -38°C , ce qui suggère qu'en outre du Na^+ , le Ca^{++} est probablement un des cations prédominants en solution (Crawford 1981).

DISCUSSION

Les inclusions fluides déterminées dans les trois échantillons étudiés sont typiques des roches du faciès granulite, particulièrement en ce qui concerne les inclusions riches en CO_2 (Touret 1971, 1981; Touret et Dietvorst 1983; Lamb et al. 1987; Olsen 1987, 1988; Hollister 1988; Duke et al. 1990). Les problèmes qui doivent être résolus pour ces inclusions fluides sont de savoir durant quel stade de l'évolution géologique elles ont été piégées (anté-, syn- ou post-métamorphique et/ou minéralisation), de déterminer une séquence

relative de piégeage des différentes familles d'inclusions fluides et d'établir si ces inclusions ont subi un rééquilibrage ou des changements de composition depuis le moment où elles ont été piégées.

Des critères texturaux suggérés dans la littérature (e.g. Touret 1981; Roedder 1984; Olsen 1987) permettront possiblement d'établir une chronologie relative entre les différentes familles d'inclusions fluides. Il est généralement admis que les inclusions aqueuses dans les terrains de métamorphisme élevé sont postérieures aux inclusions riches en CO_2 et/ou CH_4 (Touret 1981). De manière préliminaire, cela semble être vrai pour les inclusions que nous avons observées autour de l'indice du lac Lillois. En effet, les inclusions fluides riches en CO_2 ou en CH_4 sont observées dans les grenats, les petites inclusions de quartz dans les grenats et dans le quartz formant soit la matrice dans laquelle sont contenus les grenats, soit les petites veinules traversant les roches près de l'indice du lac Lillois. Par contre, les inclusions aqueuses n'ont été observées que dans le quartz formant la matrice entourant les grenats ou les petites veinules, mais jamais dans les grenats ni dans les inclusions solides de quartz dans les grenats. Ceci suggérerait donc que, dans les environs de l'indice du lac Lillois, des inclusions carbonées des familles 1 et 2 sont antérieures aux inclusions aqueuses des familles 3 et 4.

Les mesures microthermométriques indiquent que certaines inclusions fluides ont dû subir un changement de composition suite à leur piégeage. En effet, une grande partie des inclusions classées dans la famille 1, donc riches en CO_2 , ont été étudiées le long d'un même plan de fracture dans l'échantillon 88-LILOIS-11B (fig. 14; tableau 3). Ces inclusions montrent, pour la plupart, une fusion du CO_2 autour de -58°C et une homogénéisation du CO_2 se regroupant autour de $+2^\circ\text{C}$. Toutefois le CO_2 de certaines des inclusions, le long du même

plan de fracture, fond autour de -63°C et s'homogénéise entre -19 et -37°C et indique donc des concentrations plus élevées de CH_4 dissout dans le CO_2 . De telles variations à aussi petite échelle ne peuvent pas être le résultat d'inhomogénéités originales du fluide mais sont dues à des modifications de la composition du fluide, une fois celui-ci piégé dans les inclusions individuelles. Une des causes du changement de composition (variable d'une inclusion à l'autre) pourrait être la diffusion de l'hydrogène depuis le cristal hôte vers l'inclusion, ce qui induirait une augmentation progressive du rapport CH_4/CO_2 de l'inclusion et une modification des propriétés microthermométriques de l'inclusion fluide (Hall et Bodnar 1990). Il est intéressant de noter que la seule inclusion étudiée jusqu'à présent dans un grenat (minéral hôte dont les inclusions subissent généralement des changements de composition moins drastiques que dans le quartz) montre des propriétés microthermométriques très semblables à celles de la plus grande majorité des inclusions riches en CO_2 observées dans le quartz. Ceci laisse présager qu'en étudiant à la fois des inclusions dans le quartz et dans le grenat, nous serons en mesure de définir une population d'inclusions fluides qui n'aura subi que peu de changements de composition à la suite de son piégeage et qui nous permettra de définir un point le long du cheminement P-T qu'a suivi le complexe d'Ashuanipi lors de son évolution géologique.

Les inclusions appartenant à la famille 2, contenant essentiellement du CH_4 pur, n'ont été décelées qu'à l'indice du lac Lillois proprement dit. Si la composition des inclusions n'a été que peu modifiée une fois le fluide piégé, alors la présence de ces inclusions suggérerait une f_{O_2} relativement faible (Lamb et al. 1987) pour un des fluides ayant circulé dans l'environnement de l'indice du lac Lillois, ce qui serait entièrement compatible avec la présence de graphite sur cet indice. Toutefois, il est aussi possible que ces inclusions riches en CH_4 ne représentent pas la composition du fluide

originellement piégé. Par exemple, Duke et al. (1990) ont également observé des inclusions riches en CH_4 dans des veines de quartz contenant du graphite, dans le Ruby Range au Montana. Ces auteurs ont pu montrer que la composition des inclusions riches en CH_4 était incompatible avec les conditions P-T de mise en place des veines de quartz et de graphite et que la composition actuelle des inclusions fluides était très probablement le résultat d'une perte de H_2O des inclusions fluides lors du métamorphisme rétrograde. Cette possibilité devra être examinée et discutée de manière critique dans la suite de l'étude microthermométrique des inclusions fluides pour l'ensemble du territoire cartographié.

Avec ses limites actuelles, l'étude des inclusions fluides permet de reconnaître, au cours de l'évolution métamorphique du complexe d'Ashuanipi, la circulation de fluides chimiquement comparables à ceux qui caractérisent la plupart des terrains granulitiques ou des terrains situés à la transition des faciès amphibolite et granulite. Dans ce contexte métamorphique régional, à la lumière des inclusions fluides de la famille 2 observées sur l'indice du lac Lilois, une certaine spécificité des fluides est envisageable lors de la métallogenèse aurifère; elle reste cependant à être confirmée ou infirmée.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

INVENTAIRE ET CARACTÉRISTIQUES DES MINÉRALISATIONS

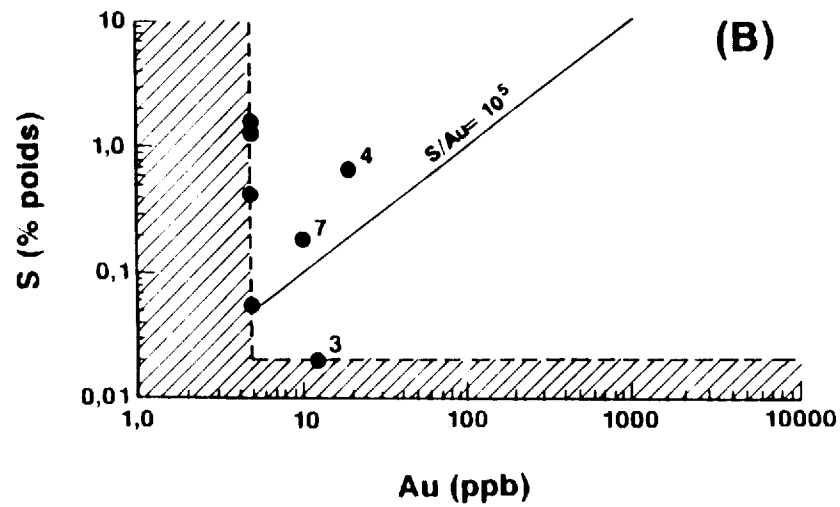
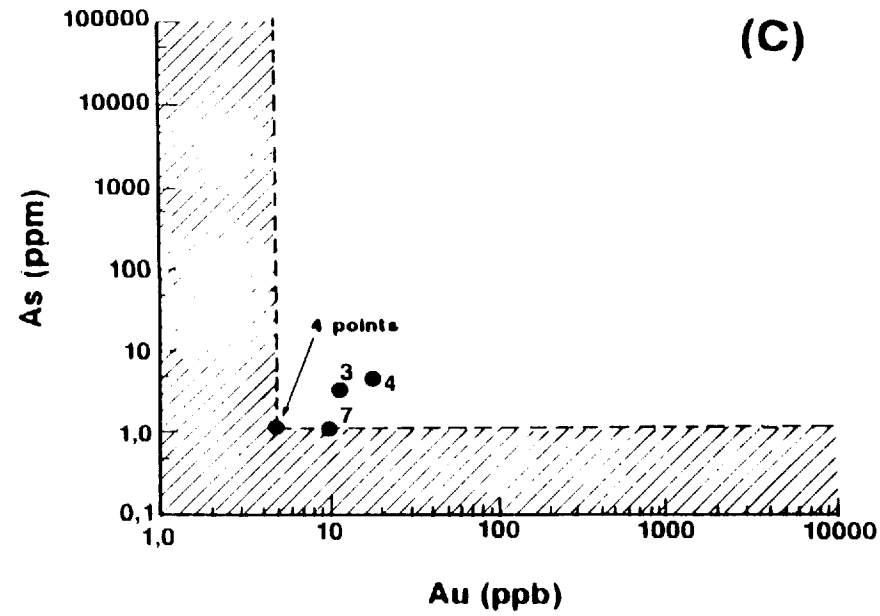
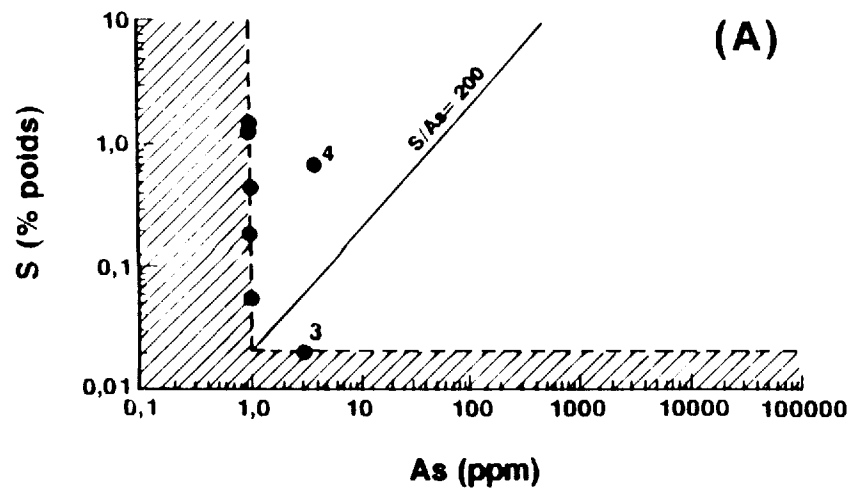
Seulement sept sites mineurs de zones rouilles minéralisées à divers degrés ont été répertoriés dans la région cartographiée au cours de l'été 1989, plus particulièrement dans les secteurs à métatexités du centre-nord et du nord-est (cf. carte géologique hors-texte). Leur reconnaissance n'engendre pas de modifications dans la typologie établie antérieurement (Chevé et Brouillette, 1990).

Les minéralisations des sept sites sont affiliées au type 5 défini par une dissémination de sulfures (pyrite, pyrrhotite) et/ou de magnétite dans les unités métatexitiques et diatexitiques.

Les analyses chimiques d'un échantillon représentatif de chacun de ces sites sont présentées à l'annexe 2.

Les concentrations en Au et As inférieures ou peu supérieures aux limites de détection analytiques (5 ppb Au et 1 ppm As) ne permettent pas de dégager de conclusions quant aux relations géochimiques entre l'or et son traceur principal As (fig. 15). Le regroupement des données analytiques, à l'exception du point 3, dans des domaines caractérisés par des rapports S/As >200 et S/Au $>10^5$ s'inscrit dans le même schéma général que celui observé pour les minéralisations de type 5 des régions cartographiées antérieurement (Chevé et Brouillette, 1989 et 1990). Conformément aux observations de Cook et Chryssoulis (1990), il apparaît probable que l'or détecté soit de l'or "invisible" qui entre dans la structure intime des sulfures.

Figure 15. Diagrammes de variation logarithmique binaires entre le soufre, l'or et l'arsenic dans les échantillons minéralisés appartenant au type 5. (A): diagramme S (% poids) - As (ppm); (B): diagramme S (% poids) - Au (ppb); (C): diagramme As (ppm) - Au (ppb). En référence aux travaux de Cook et Chryssoulis (1990), le rapport S/As = 200 correspond à une teneur de 0,27% (poids) As dans de la pyrite, soit approximativement la teneur seuil moyenne en As au-delà de laquelle une corrélation apparaît dans des grains de pyrite aurifère. Le rapport S/Au = 10^5 équivaut à une teneur de 5,34 ppm Au dans de la pyrite; cette valeur correspond approximativement à la concentration maximum d'or "invisible" dans des grains de pyrite non arséniée (<0,5% As). Les régions tramées définissent les domaines au dessous des limites de détection analytiques (0,02% S, 1 ppm As et 5 ppb Au).



DESCRIPTION D'INDICES MINÉRALISÉS

Dans le cadre du volet métallogénique, nos travaux de terrain se sont concentrés sur l'indice Arsène et sur l'indice no 2 du lac du Canoë, deux indices qui se situent en dehors des terrains cartographiés qui font l'objet du présent rapport (cf. fig. 2). Un échantillonnage systématique de surface a accompagné ces travaux. Nous nous proposons de dégager les grandes lignes géologiques de ces deux indices.

Indice Arsène

Tel qu'exposé après décapage par le personnel de Vior-Mazarin au cours de l'été 1987, l'indice Arsène est constitué de deux niveaux majeurs plissés et partiellement boudinés de formation de fer (fig. 16, hors-texte). Celles-ci présentent un interrubanement centimétrique régulier de bandes quartzeuses, de bandes à magnétite et de bandes à pyroxène ± grenat (pyrigarnite); de nombreux plissements serrés et isoclinaux caractérisent leur structure interne. La roche encaissante est une métatexite quartzofeldspathique à biotite et traces de pyroxène qui constitue un sous-faciès local de l'unité métatexitique M-2 définie régionalement (Chevé et Brouillette, 1990).

La principale zone aurifère de l'indice Arsène apparaît en un horizon cisailé d'environ 50 cm de large chevauchant le contact entre le principal niveau de formation de fer et la métatexite encaissante très foliée. De la pyrrhotite (2 à 20%) et de l'arsénopyrite (localement jusqu'à 10%) caractérise la paragenèse sulfurée, celle-ci se développant généralement plus abondamment dans la section cisailée de la formation de fer. Une valeur de 31,13 g/t Au sur un échantillon choisi provenant de cette section est rapporté par Vior-Mazarin (Panneton et Doucet, 1987) alors qu'une teneur de 2,13 g/t Au a été obtenue sur un

échantillon de cannelure de 1 m de long qui inclut l'ensemble de la zone cisailée. Trois forages verticaux (environ 15 m chacun) ont intercepté à faible profondeur cette même zone et révélé une section de 1,76 m titrant 4,76 g/t Au.

Indice du lac du Canoë

Alliée à la présence d'intéressantes anomalies géochimiques en As, Cd et Zn dans des sédiments de fond de lac (Beaumier, 1987), la découverte en 1985 d'un échantillon minéralisé titrant 18,9 g/t Au sur le site de l'indice du lac du Canoë (Lapointe, 1986) a constitué un élément déterminant pour attirer l'attention des compagnies d'exploration minière dans cette région du Nouveau-Québec. Dès le printemps 1986 des permis d'exploration étaient acquis sur l'ensemble des terrains d'intérêt (cf. fig. 2).

L'indice du lac du Canoë (fig. 17, hors-texte) se situe dans un environnement immédiat de métatexite finement grenue à biotite-pyroxène ± grenat contenant généralement moins de 33% de leucosome (unité M-2a; Chevé et Brouillette, 1990). Toutefois, l'injection de nombreux leucosomes d'épaisseur décimétrique à métrique (leucosomes de type II) conduit à près de 50% le pourcentage de mobilisat sur l'indice même du lac du Canoë. Trois générations de leucosomes de type II y sont reconnus. Les leucosomes des deux premières générations (quelques décimètres d'épaisseur maximum) sont paraconcordants à la foliation S_1 d'attitude générale $285^\circ/60^\circ$; seules des relations recoupantes locales à faible angularité permettent de discriminer leur âge relatif. Les leucosomes de la troisième génération (subm triques   métriques), les plus jeunes¹, aux relations recoupantes nettes

¹Un âge minimum U-Pb sur monazite de 2645 ± 6 Ma a été établi (Chevé et Brouillette, 1989) pour la cristallisation du leucosome tardif plissé du centre de l'affleurement principal de l'indice du lac du Canoë.

(30° et plus) avec les deux premières générations, sont ceux qui ont été le plus affectés par le plissement P_2 , cela en raison de leur attitude initiale différente par rapport au champ de contrainte local. Ainsi, la déformation plicative D_2 est enregistrée par des flexures et des plis mineurs dans les leucosomes millimétriques à centimétriques (type I) et dans les leucosomes de type II des deux premières générations alors que des plis majeurs P_2 , serrés déforment les leucosomes les plus jeunes. Un clivage de flux S_2 transpose partiellement la foliation S_1 de la métatexite dans la charnière des plis P_2 les plus serrés. Les axes de plis P_2 et les linéations plongent modérément vers l'ouest (environ 270°/35°).

Des horizons discontinus et boudinés de formation de fer distribuées conformément à la foliation régionale sur quelques dizaines de mètres constituent les zones potentielles d'intérêt pour l'or. Deux types de formation de fer caractérisent ces horizons. Le premier, défini par des formations de fer du faciès à oxydes, présente une structure finement litée ou alternent des lamines millimétriques de magnétite finement grenue et des bandes quartzeuses millimétriques à subcentimétriques. Quelques bandes centimétriques à pyroxène et grenat (pyrigarnite) s'intercalent localement dans cette structure rubanée régulière à la place du faciès à oxydes. Disloquées par les déformations D_1 et/ou D_2 , les lentilles appartenant à ce premier type n'excèdent généralement pas 20 cm d'épaisseur et 2 à 3 m de longueur. Le second type de formation de fer définit un faciès rubané où alternent des bandes généralement centimétriques de matériel quartzeux et de matériel à pyroxène et grenat (pyrigarnite). Quelques bandes laminées à magnétite s'apparentant au premier type s'intercalent, localement démembrées et recristallisées, dans le rubanement. Les lentilles de ce second type ont une puissance métrique et, pour les plus longues, atteignent près d'une dizaine de mètres.

À partir des travaux du groupe Vior-Mazarin et de leurs données analytiques (Panneton et Doucet, 1987 et 1988), il ressort que les formations de fer du deuxième type sont celles qui présentent le meilleur potentiel aurifère. L'échantillonnage de surface a mis en évidence des teneurs de 1 à 40 g/t Au dans des échantillons choisis et de 4,10 g/t Au sur 0,30 m dans un échantillon de cannelure recoupant ces lentilles. Toutefois, la plupart de ces hautes teneurs ont été enregistrées dans les lentilles localisées dans le bouclage de la charnière d'un antiforme P_2 majeur à l'échelle de l'affleurement (fig. 17, hors-texte). Dans ce contexte structural, la lentille la plus minéralisée est celle qui se situe approximativement dans l'axe du pli. En affleurement, celle-ci apparaît en une masse ovale bien circonscrite d'environ 2 m de petit axe et 5 m de grand axe. Une pyrigarnite siliceuse peu grenatifère (10 à 25% grenat) à grain moyen et de couleur verdâtre sombre en cassure fraîche la compose. Aucun niveau ou reliquat de formation de fer finement laminée à magnétite n'y est associé; toutefois, quelques grains de magnétite millimétriques participent à l'assemblage minéralogique. Un rubanement fruste y est observé localement malgré l'altération rouille superficielle qui affecte cette lentille, comme la plupart des autres lentilles d'ailleurs. La minéralisation sulfurée est représentée par de la pyrrhotite (<10%) et des traces de chalcopryrite auxquelles s'ajoutent de l'arsénopyrite distribuée très irrégulièrement (1 à 15% localement, sur quelques dcm²). L'or natif observé microscopiquement apparaît en de fines inclusions micrométriques dans de la löllingite située au coeur de grains d'arsénopyrite.

La lentille minéralisée a été la cible de cinq forages verticaux de faible profondeur dans le but d'en évaluer la continuité et l'enracinement (Panneton et Doucet, 1988). Ces travaux suggèrent que dans son plongement vers l'ouest, le pli serré en surface, s'ouvre quelque peu en profondeur, contribuant ainsi à réduire l'épaisseur de la lentille. Quelques sections

d'intérêt ont été interceptées. La meilleure rapporte une concentration de 5,81 g/t Au sur 3,04 m au début du trou no 2 dont le collier se situe approximativement dans la zone centrale de la lentille. Il est à noter qu'aucune valeur comparable n'a été enregistrée au début du trou no 1 initié également dans la lentille minéralisée à 50 cm seulement du no 2; la meilleure section révélant 0,47 g/t Au sur 2,40 m illustre bien la distribution erratique de l'or dans cet environnement géologique.

INTERPRÉTATION GÉOLOGIQUE PRÉLIMINAIRE

L'intégration des données acquises jusqu'à ce jour sur les différents sites de formation de fer rubanée (au sens large et incluant la pyrigarnite) amène aux remarques qui suivent.

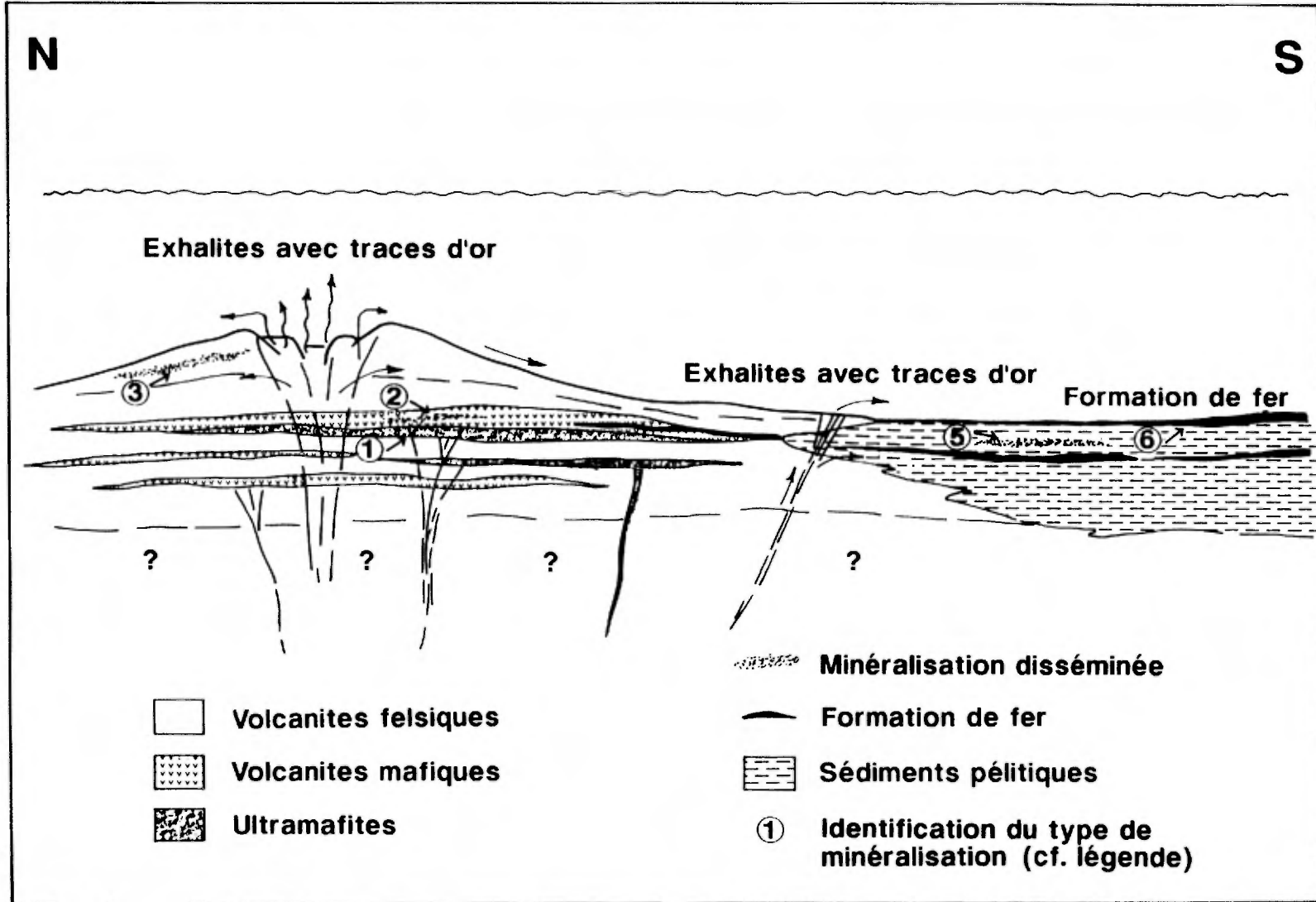
Trois environnements géologiques caractérisent le milieu de dépôt des formations de fer. L'indice D-8-18 (fig. 2), localisé dans une séquence d'amphibolite, d'ultramafite et de gneiss à biotite et amphibole, reflète probablement un environnement volcanique. L'indice du lac Lilois, encaissé dans une séquence de métatexite à biotite et grenat (\pm pyroxène), révèle un bassin de sédimentation alimenté par des sédiments alumineux à grain fin. Les indices du lac du Canoë, l'indice Arsène et l'indice Baleine rouge, dans leur encaissant de métatexite à biotite et pyroxène (amphibolitisé) \pm grenat localement interrubanée de métatexite à biotite et grenat, permettent d'envisager un milieu de sédimentation périvolcanique (fig. 18).

Les données analytiques recueillies sur les formations de fer, tant sur les échantillons de surface que sur ceux des forages, révèlent, par rapport aux métatexites encaissantes, un "enrichissement" de leur bruit de fond par un facteur inférieur à 2 dans le cas des formations de fer à magnétite (indice Arsène)

Figure 18. Environnement géologique mettant les différents types de minéralisation observés de la partie septentrionale du complexe d'Ashuanipi (Chevé et Brouillette, 1989 et 1990) en relation avec leur protolithe postulé.

- 1- Minéralisation sulfurée disséminée associée aux ultramafites
- 2- Minéralisation pyriteuse liée aux roches amphiboliques (protolithe volcanique mafique)
- 3- Disséminations pyriteuses dans les gneiss à amphiboles et les granoblastites (protolithe volcanique felsique essentiellement)
- 5- Minéralisation disséminée de sulfures et/ou de magnétite dans les unités métatexitiques
- 6- Formation de fer rubanée (faciès à oxydes et/ou à bandes de pyrigarnite)

Les numéros identifiant les minéralisations réfèrent aux types tels que définis dans Chevé et Brouillette (1990). Le type 4 d'origine métamorphique n'a pas lieu d'être illustré ici.



et de l'ordre de 2 à 3 dans les formations de fer à pyroxène et grenat (84 ppb Au dans la pyrigarnite du lac Lilois et 41 ppb Au dans la métatexite encaissante; Bernier, 1988). Les formations de fer de l'Ashuanipi s'inscrivent ainsi avec les mêmes caractéristiques géochimiques que les formations de fer de type Algoma répertoriées ailleurs au Canada (Gross, 1988); leur teneur en or apparaît comme une teneur "normale". Dans un environnement volcanique tel celui postulé pour la genèse des formations de fer de type Algoma, cette teneur témoigne probablement de traces d'or dans la charge métallique des fluides hydrothermaux exhalatifs qui donnent naissance au protolithe sédimentaire ferrifère.

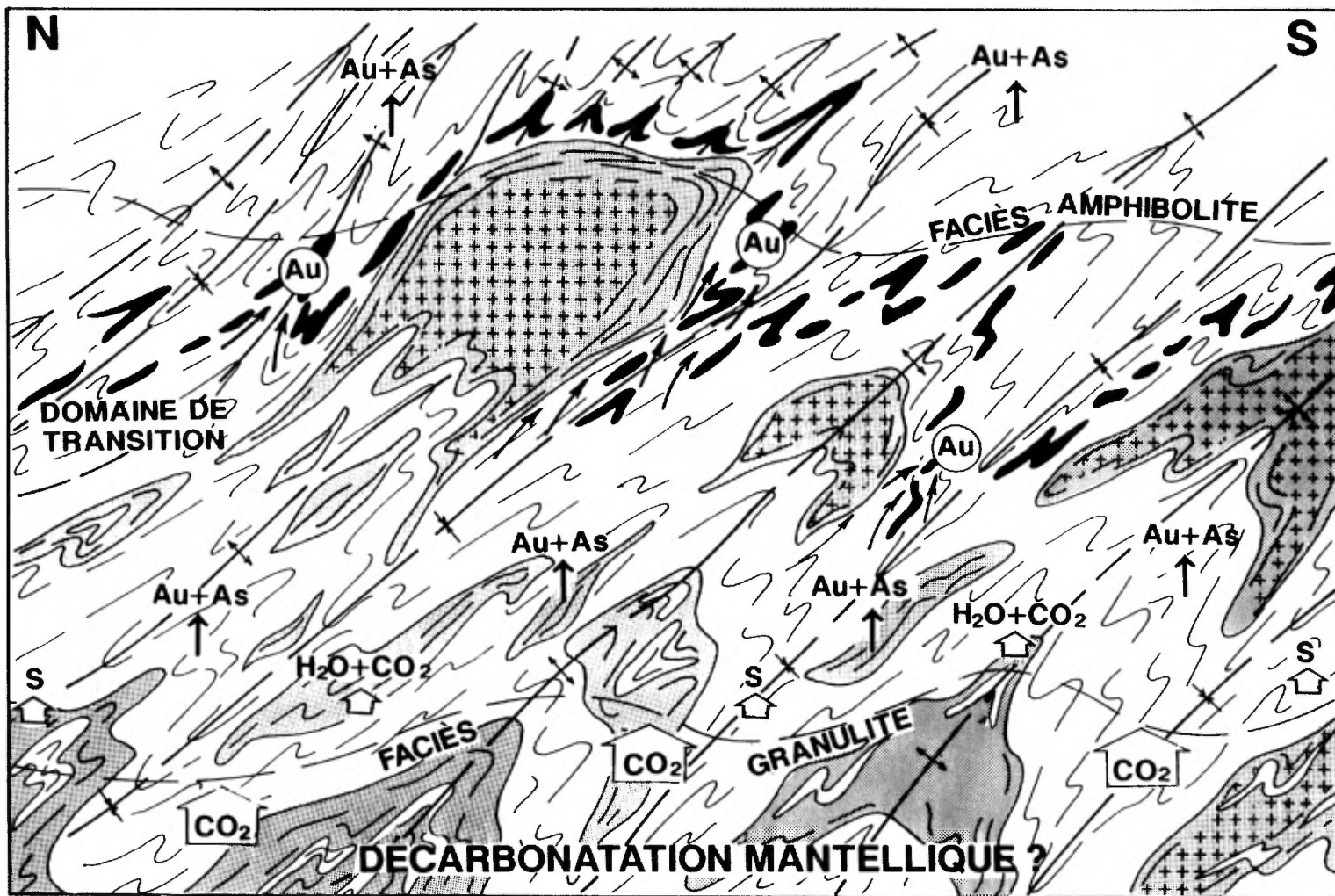
S'il ressort clairement que les formations de fer constituent un métallotecte révélateur régional, au niveau local, c'est-à-dire au niveau de chaque indice, un contrôle structural est déterminant pour rendre compte des meilleures teneurs: cisaillement sur l'indice Baleine Rouge, cisaillement accompagnant le ripage interstrate sur le flanc d'un pli à l'indice Arsène, charnière de plis à l'indice du lac du Canoë (indice no 2) et possiblement sur celui du lac Lilois. Dans ce contrôle structural, la différence de compétence entre les niveaux de formation de fer, compétents, et les métatexites encaissantes, incompetentes, est un élément déterminant. La zone de contact entre ces deux lithologies apparaît en particulier comme une discontinuité des plus favorables.

Nous n'avons observé aucune évidence de migration latérale d'or suggérant une contribution des formations de fer aux plus fortes concentrations en or. Dans un environnement métamorphique de degré élevé, le modèle métamorphique de Cameron (1989) constitue ainsi la base de notre hypothèse de travail pour associer l'origine de l'or des principaux indices actuellement connus à un événement métallifère syn- à tardi-cinématique. Selon Cameron, les fluides métamorphiques produits à la transition granulite-amphibolite sont suffisamment oxydants pour

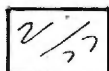
dissoudre les sulfures et l'or des roches encaissantes (métatexites essentiellement). Dans cet environnement, au cours de son ascension vers la croûte continentale supérieure, nous pouvons concevoir que ce fluide puisse décharger partiellement ou totalement sa charge métallique à la rencontre de pièges chimiques. Tel peut être envisagé le rôle des formations de fer, plus particulièrement leurs contacts cisailés avec les métatexites encaissantes dans la mesure où ils constituent des zones de plus grande perméabilité qui focalisent la circulation des fluides (fig. 19).

Figure 19. Modèle conceptuel (en coupe verticale et adapté de Cameron (1989)), de la formation de concentrations aurifères (Au) en milieu métamorphique de degré élevé.

- 1- Diatexites homogènes (a) et hétérogènes (b)
- 2- Métatexites
- 3- Formations de fer.



1



2



3

RÉFÉRENCES

BEAUMIER, M. (1987). Géochimie des sédiments de lac, région de la rivière Caniapiscau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 86-23, 40 cartes.

BERNIER, C. (1988). Rapport synthèse, campagne de sondages été 1987, propriété Scheffor. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, GM-45905, 164 p., 12 plans.

BOHLEN, S.R., BOETTCHER, A.L., WALL, V.J., CLEMENS, J.D. (1983). Stability of phlogopite-quartz and sanidine-quartz: a model for melting in the lower crust. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 83, pp. 270-277.

BURRUSS, R.C., 1981. Analysis of phase equilibria in C-O-H-S fluid inclusions. In: Fluid inclusions: applications to petrology (L.S. Hollister et M.L. Crawford, eds.). Mineralogical Association of Canada, Short course v. 6, Calgary May 1981, pp. 39-74.

CAMERON, E.M. (1989). Derivation of gold by oxidative metamorphism of a deep ductile shear zone: Part 1. Conceptual model. Journal of Geochemical Exploration, vol. 31, pp. 135-147.

CARD, K.D. (1990). A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. Precambrian Research, vol. 48, pp. 99-156.

CARD, K.D., CIESIELSKI, A. (1986). Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. Geoscience Canada, vol. 13, pp. 5-13.

CHEVÉ, S.R., BROUILLETTE, P. (1988). Reconnaissance géologique et métallogénique au NW de Schefferville. Régions du lac Fontisson (moitié est) et de la Rivière Goodwood (feuillet 23 N/8E et 23 O/5). Territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 88-36, 33 p., 1 carte (1:50 000).

CHEVÉ, S.R., BROUILLETTE, P. (1989). Reconnaissance géologique et métallogénique au NW de Schefferville. Régions du lac Fontisson (moitié est) et de la rivière Goodwood (feuillet 23 N/8E et 23 O/5), territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, rapport intérimaire, 112 p., inédit.

CHEVÉ, S.R., BROUILLETTE, P. (1990). Reconnaissance géologique et métallogénique au NW de Schefferville. Région du lac Weeks (moitié est) et du lac Pailleraut (moitié ouest), territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, rapport intérimaire, 195 p., inédit.

CONDIE, K.C., BOBROW, D.J., CARD, K.D. (1987). Geochemistry of Precambrian mafic dykes from the southern Superior Province. In: Mafic dyke swarms (H.C. Halls, W.F. Fahrig, eds.), Geological Association of Canada, special paper 34, pp. 95-108.

COOK, N.J., CHRYSOULIS, S.L. (1990). Concentrations of "invisible gold" in the common sulfides. *Canadian Mineralogist*, vol. 28, pp. 1-16.

CRAWFORD, M.L., 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In: Fluid inclusions: applications to petrology (L.S. Hollister et M.L. Crawford, eds.). Mineralogical Association of Canada, Short course v. 6, Calgary May 1981, pp. 75-100.

DIMROTH, E. (1978). Région de la Fosse du Labrador (54°30'-56°30'). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, RG-193, 396 p.

DUKE, E.F., GALBREATH, K.C., TRUSTY, K.J., 1990. Fluid inclusion and carbon isotope studies of quartz-graphite veins, Black Hills, South Dakota, and Ruby Range, Montana. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, v. 54, pp. 683-698.

FUMERTON, S.L., BARRY, A.P. (1984). Probable Archean nepheline syenite plutons in the Superior Province adjacent to the Labrador Trough. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 21, pp. 615-618.

GORZYNSKI, G., YOUNGMAN, B.A. (1986a). Lac Guillaume property, Schefferville, Québec. Exploration permit no. 706. Northern Dynasty Explorations Ltd. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM-44854, 44 p., 4 plans.

GORZYNSKI, G., YOUNGMAN, B.A. (1986b). She-Wolf property, Schefferville, Québec. Exploration permit no. 707. Northern Dynasty Exploration Ltd. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM-44855, 47 p., 2 plans.

GROSS, G.A. (1988). Teneur en or et géochimie des formations ferrifères au Canada. Commission géologique du Canada, Étude 86-19, 54 p.

HALL, D.L., BODNAR, R.J., 1990. Methane in fluid inclusions from granulites: A product of hydrogen diffusion? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, pp. 641-651.

HOLLISTER, L.S., 1988. On the origin of CO₂-rich fluid inclusions in migmatites. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 6, pp. 467-474.

IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R.A. (1971). A guide to the classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 8, pp. 523-549.

KERKHOF, A.M. van den, 1988. Phase transitions and molar volumes of CO₂-CH₄-N₂ inclusions. Bulletin de Minéralogie, v. 111, pp. 257-266.

KERKHOF, A.M. van den, 1990. Isochoric phase diagrams in the systems CO₂-CH₄ and CO₂-N₂: applications to fluid inclusions. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 54, pp. 621-629.

LAMB, W.M., VALLEY, J.W., BROWN, P.E., 1987. Post-metamorphic CO₂-rich fluid inclusions in granulites. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 96, pp. 485-495.

LAPOINTE, B. (1986). Reconnaissance géologique de la région du lac Pailleraut, Territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 85-73, 10 p.

LAPOINTE, B. (1987). Reconnaissance géologique de la région du lac Lillois. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 87-02, 1 carte annotée.

LOWDEN, J.A. (1960). Age determinations by the Geological Survey of Canada; Report 1 - Isotopic Ages. Geological Survey of Canada, Paper 60-17, p. 28.

MEHNERT, K.R. (1968). Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam, 405 p.

MIDDLEMOST, E.A.K. (1975). The basalt clan. Earth-Science Reviews, vol. 11, pp. 337-364.

- MORTENSEN, J.K., PERCIVAL, J.A. (1987). Reconnaissance U-Pb zircon and monazite geochronology of the Lac Clairambault area, Ashuanipi complex, Quebec. In: Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report I. Geological Survey of Canada, paper 87-2, pp. 135-142.
- NAKAMURA, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 38, pp. 757-775.
- OLSEN, S.N., 1987. The composition and role of the fluid in migmatites: a fluid inclusion study of the Front Range rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 96, pp. 104-120.
- OLSEN, S.N., 1988. High-density CO₂ inclusions in the Colorado Front Range. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 100, pp. 226-235.
- PANNETON, G., DOUCET, D. (1987). Projet Scheffor: rapport sur les travaux d'exploration de l'été 1986, bloc nord, région de Schefferville, Nouveau-Québec. Société d'Exploration Minière Vior-Mazarin. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM-44730, 303 p., 11 plans.
- PANNETON, G., DOUCET, D. (1988). Rapport sur les travaux d'exploration de l'été 1987. Propriété Scheffor, région de Schefferville, Nouveau-Québec. Société d'Exploration Minière Vior-Mazarin. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM-45903, 395 p., 13 plans.
- PERCIVAL, J.A. (1987). Geology of the Ashuanipi granulite complex in the Schefferville area Quebec. In: Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, pp. 1-10.

PERCIVAL, J.A. (1989). Granulite terranes and the lower crust of the Superior Province. In: Properties and processes of earth's lower crust (R.F. Mereu, S. Mueller, D.M. Fountain, eds.), American Geophysical Union Monograph 51, IUGG, vol. 6, pp. 301-310.

PERCIVAL, J.A., GIRARD, R. (1988). Structural character and history of the Ashuanipi complex in the Schefferville area, Quebec-Labrador. Geological Survey of Canada, Paper 88-1C, pp. 51-60.

POISSON, P. (1986). Projet Scheffor: rapport sur les travaux de terrain effectués sur les permis d'exploration 693 (Delta 2) et 698 (delta 7), 1986. Société d'exploration Minière Vior-Mazarin. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM-44729, 27 p., 7 plans.

POTTER II, R.W., CLYNNE, M.A., BROWN, D.L., 1978. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Economic Geology*, v. 73, pp. 284-285.

ROEDDER, E., 1984. Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, v. 12, 644 p.

SIMPSON, H., CAMPBELL, D.S. (1986). Summer 1986 exploration on permit # 691, Québec. Compagnie Minière IOC Inc. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM-44728, 38 p., 1 plan.

STERNER, S.M., BODNAR, R.J., 1984. Synthetic fluid inclusions in natural quartz. I. Compositional types synthesized and applications to experimental geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, pp. 2659-2668.

STRECKEISEN, A., LE MAITRE R.W. (1979). A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, vol. 136, pp. 169-206.

SWANENBERG, H.E.C., 1979. Phase equilibria in carbonic systems, and their application to freezing studies of fluid inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 68, pp. 303-306.

TOURET, J.L.R., 1971. Le facies granulite en Norvège méridionale. II. Les inclusions fluides. *Lithos*, v. 4, pp. 423-436.

TOURET, J.L.R., 1981. Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks. *In: Fluid inclusions: applications to petrology* (L.S. Hollister et M.L. Crawford, eds.). Mineralogical Association of Canada, Short course v. 6, Calgary May 1981, pp. 182-208.

TOURET, J.L.R., DIETVORST, P., 1983. Fluid inclusions in high-grade anatectic metamorphites. *Journal of the Geological Society of London*, v. 140, pp. 635-649.

VIELZEUF, D., HOLLOWAY, J.R. (1988). Experimental determination of the fluid - absent melting relations in the pelitic system: Consequences for crustal differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 98, pp. 257-276.

WOODS, T.L., BETHKE, P.M., BODNAR, R.J., WERRE Jr., R.W., 1981. Supplementary components and operation of the U.S. Geological Survey gas-flow heating/freezing stage. United States Geological Survey, Open file report 81-954, 12 p.

ANNEXE 1**ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES**

Toutes les analyses ont été réalisées au, ou sous la supervision du Centre de recherche minérale du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.

ANNEXE 1.1**LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS****Remarques:**

- 1- Les données analytiques sont présentées en fonction d'un numéro de séquence adopté pour les fins du présent rapport.
- 2- Sur le tableau de localisation géographique, chaque numéro de séquence est accompagné:
 - a) du numéro de terrain;
 - b) du numéro d'autorisation du MERQ; et,
 - c) du numéro de laboratoire alloué par le CRM.

No séqu.	Numéro de l'échantillon			Localisation géographique		
	Terrain	BAROQ	Laboratoire	Feuillet SNRC	Estant	Nordant
1	89-JG-2248A	89-26 278	89-023 974	21 J/13W	570 491	6 093 922
2	89-MC-3164B	89-26 279	89-023 975	21 J/13W	573 254	6 093 192
3	89-MC-3081A	89-26 280	89-023 976	21 J/13W	572 401	6 085 902
4	89-JG-2161A-1	89-26 281	89-023 977	21 J/13W	567 370	6 092 218
5	89-GP-4098A	89-26 254	89-023 950	21 J/13W	570 838	6 075 002
6	89-SS-5097A-1	89-26 260	89-023 956	21 J/13W	572 645	6 075 249
7	89-GP-4220A-1	89-26 256	89-023 952	21 J/13W	565 243	6 073 337
8	89-SS-5250A-1	89-26 261	89-023 957	21 J/13W	571 619	6 074 267
9	89-GP-4282A-1	89-26 258	89-023 954	21 K/16E	563 869	6 068 967
10	89-GP-4269A	89-26 251	89-023 947	21 K/16E	563 087	6 070 179
11	89-SS-5341A-1	89-26 262	89-023 958	21 K/16E	559 692	6 070 698
12	89-PB-1085A-1	89-26 255	89-023 951	21 K/16E	557 632	6 071 017
13	89-SS-5058A-1	89-26 259	89-023 955	21 J/13W	573 110	6 073 356
14	89-GP-4298A-1	89-26 263	89-023 959	21 K/16E	558 528	6 078 647
15	89-SS-5170A-1	89-26 265	89-023 961	21 J/13W	575 959	6 074 902
16	89-SS-5135A-1	89-26 267	89-023 963	21 J/13W	573 610	6 080 458
17	89-GB-7321A-1	89-26 268	89-023 964	21 J/13W	572 291	6 083 070
18	89-GB-7310A-1	89-26 269	89-023 965	21 J/13W	574 404	6 083 809
19	89-SS-5137A-1	89-26 270	89-023 966	21 J/13W	574 762	6 080 517
20	89-GB-7291A-1	89-26 271	89-023 967	21 J/13W	579 695	6 090 554
21	89-GB-4258B-1	89-26 257	89-023 953	21 J/13W	564 021	6 072 736
22	89-GP-4269B-1	89-26 252	89-023 948	21 K/16E	563 087	6 070 179
23	89-GP-4269B-2	89-26 253	89-023 949	21 K/16E	563 087	6 070 179
24	89-GP-4064D-1	89-26 264	89-023 960	21 J/13W	567 354	6 077 158
25	89-SS-5170B-1	89-26 266	89-023 962	21 J/13W	575 959	6 074 902
26	89-SC-0014B-1	89-26 283	89-023 979	21 K/16E	563 001	6 070 050
27	89-SC-0014B-2	89-26 284	89-023 980	21 K/16E	563 001	6 070 050
28	89-SC-0014B-3	89-26 285	89-023 981	21 K/16E	563 001	6 070 050
29	89-SC-0014B-4	89-26 286	89-023 982	21 K/16E	563 001	6 070 050
30	89-GP-4269C	89-26 282	89-023 978	21 K/16E	563 087	6 070 179
31	89-MC-3152B-3	89-26 289	89-023 985	21 J/13W	567 470	6 086 677
32	89-MC-3089C	89-26 288	89-023 984	21 J/13W	567 490	6 086 650
33	89-SS-5140B-1	89-26 290	89-023 986	21 J/13W	575 848	6 081 934
34	89-PB-1043B-1	89-26 287	89-023 983	21 J/13W	577 242	6 080 584

ANNEXE 1.2

DOSAGE DES CONSTITUANTS MAJEURS

Remarques:

- 1- Pour chaque échantillon, la colonne de gauche réfère aux données analytiques "brutes" et la colonne de droite aux données normalisées à 100% sans la perte au feu (PAF).
- 2- Les constituants majeurs, dosés à l'état élémentaire par spectrométrie des rayons-X, sont exprimés en terme d'oxyde. La précision de l'analyse est équivalente à un écart de $\pm 2\%$ du total des constituants déterminés.
- 3- Définition des paramètres géochimiques et abréviations.
Fe₂O₃*: Fer total exprimé sous forme de Fe₂O₃
FeO*: Fer total exprimé sous forme de FeO
Ox: $FeO / (FeO + Fe_2O_3)$
FM: $FeO* / (FeO* + MgO)$
TOTAL(1): Total des oxydes des constituants majeurs (incluant ou non PAF, selon la colonne) calculé avec le fer total exprimé sous forme de Fe₂O₃
TOTAL(2): Total des oxydes des constituants majeurs (incluant ou non PAF, selon la colonne) calculé après dosage volumétrique de fer ferreux (FeO) et calcul du fer ferrique vrai (Fe₂O₃). Noter que pour que le dosage du fer ferreux soit fait, la teneur de soufre dans l'échantillon doit être inférieure à 0,2%.

No séq.	1		2		3	
Unité lithol.	D-5		D-5		D-5	
SiO ₂	70,7	72,14	72,3	73,60	73,4	74,43
TiO ₂	0,27	0,28	0,20	0,20	0,22	0,22
Al ₂ O ₃	14,6	14,90	14,3	14,56	13,9	14,10
Fe ₂ O ₃ *	2,63	-	1,62	-	1,18	-
MgO	0,58	0,59	0,41	0,42	0,30	0,30
MnO	0,05	0,05	0,02	0,02	n.d.	n.d.
CaO	0,91	0,93	0,94	0,96	0,85	0,86
Na ₂ O	3,46	3,53	3,34	3,40	3,46	3,51
K ₂ O	4,85	4,95	5,10	5,19	5,32	5,39
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,12	0,12	0,07	0,07
PAF	0,43	-	0,45	-	0,49	-
Total (1)	98,64	-	98,80	-	99,20	-
FeO	1,87	2,92	1,08	1,10	0,90	0,91
Fe ₂ O ₃	0,55	0,56	0,42	0,43	0,18	0,18
Total (2)	98,43	100,00	98,68	100,00	99,10	100,00
CO ₂	-	-	-	-	-	-
S	<0,01	-	<0,01	-	<0,01	-
Fe Total	1,84	1,87	1,13	1,16	0,83	0,84
FeO*	2,37	2,41	1,46	1,49	1,06	1,07
Ox	-	0,77	-	0,72	-	0,83
FeO*/MgO	-	4,08	-	3,55	-	3,57
FM	-	0,80	-	0,78	-	0,78

No séq.	4		5		6	
Unité lithol.	D-5		1		1	
SiO ₂	74,1	74,28	54,9	55,71	55,1	56,59
TiO ₂	0,18	0,18	0,73	0,74	0,74	0,76
Al ₂ O ₃	14,3	14,33	17,7	17,96	16,8	17,25
Fe ₂ O ₃ *	1,22	-	8,39	-	7,66	-
MgO	0,42	0,42	4,29	4,35	4,91	5,04
MnO	<0,01	<0,01	0,11	0,11	0,12	0,12
CaO	0,48	0,48	6,49	6,59	6,23	6,40
Na ₂ O	3,70	3,71	4,62	4,69	4,67	4,80
K ₂ O	5,33	5,34	1,59	1,61	1,40	1,44
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,28	0,28	0,27	0,28
PAF	0,70	-	0,32	-	1,75	-
Total (1)	100,05	-	99,42	-	99,65	-
FeO	0,40	0,40	4,99	5,06	4,74	4,87
Fe ₂ O ₃	0,78	0,78	2,84	2,88	2,39	2,45
Total (2)	100,46	100,00	98,86	100,00	99,12	100,00
CO ₂	-	-	-	-	-	-
S	<0,01	-	0,05	-	0,08	-
Fe Total	0,85	0,85	5,87	5,95	5,36	5,50
FeO*	1,10	1,10	7,55	7,65	6,89	7,07
Ox	-	0,34	-	0,64	-	0,67
FeO*/MgO	-	2,62	-	1,76	-	1,40
FM	-	0,72	-	0,63	-	0,58

No séq.	7		8		9	
Unité lithol.	1		1		1	
SiO ₂	55,9	56,23	58,7	59,85	61,1	62,00
TiO ₂	0,72	0,72	0,62	0,63	0,56	0,57
Al ₂ O ₃	17,5	17,60	16,4	16,72	16,4	16,64
Fe ₂ O ₃ *	8,59	-	6,65	-	6,15	-
MgO	4,64	4,67	3,98	4,06	3,65	3,70
MnO	0,11	0,11	0,10	0,10	0,08	0,08
CaO	5,52	5,55	5,38	5,49	5,07	5,14
Na ₂ O	4,80	4,83	4,41	4,50	4,29	4,35
K ₂ O	2,04	2,05	2,06	2,10	1,46	1,48
P ₂ O ₅	0,27	0,27	0,22	0,22	0,20	0,20
PAF	0,81	-	1,01	-	0,54	-
Total (1)	100,90	-	99,53	-	99,50	-
FeO	6,11	6,15	3,92	4,00	3,72	3,77
Fe ₂ O ₃	1,80	1,81	2,29	2,33	2,02	2,05
Total (2)	100,22	100,00	99,09	100,00	99,09	100,00
CO ₂	-	-	-	-	-	-
S	0,03	-	0,04	-	0,07	-
Fe Total	6,01	6,05	4,65	4,74	4,30	4,36
FeO*	7,73	7,78	5,98	6,10	5,53	5,61
Ox	-	0,77	-	0,63	-	0,65
FeO*/MgO	-	1,67	-	1,50	-	1,52
FM	-	0,62	-	0,60	-	0,60

No séq.	10		11		12	
Unité lithol.	1		1		1	
SiO ₂	65,3	65,70	66,2	66,92	69,5	70,58
TiO ₂	0,51	0,51	0,42	0,42	0,28	0,28
Al ₂ O ₃	15,6	15,70	16,5	16,68	14,8	15,03
Fe ₂ O ₃ *	5,39	-	3,83	-	3,13	-
MgO	3,14	3,16	2,15	2,17	1,52	1,54
MnO	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05
CaO	4,20	4,23	3,60	3,64	2,66	2,70
Na ₂ O	4,21	4,24	4,74	4,79	4,26	4,33
K ₂ O	1,22	1,23	1,58	1,60	2,41	2,45
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,12	0,12	0,06	0,06
PAF	0,31	-	0,60	-	0,52	-
Total (1)	100,10	-	99,79	-	99,19	-
FeO	3,55	3,57	2,35	2,38	1,77	1,80
Fe ₂ O ₃	1,44	1,45	1,22	1,23	1,16	1,18
Total (2)	99,70	100,00	99,53	100,00	98,99	100,00
CO ₂	-	-	-	-	-	-
S	0,04	-	<0,01	-	<0,01	-
Fe Total	3,77	3,79	2,68	2,71	2,19	2,22
FeO*	4,85	4,87	3,45	3,49	2,82	2,86
Ox	-	0,71	-	0,66	-	0,60
FeO*/MgO	-	1,54	-	1,61	-	1,86
FM	-	0,61	-	0,62	-	0,65

No séq.	13		14		15	
Unité lithol.	1		1		1	
SiO ₂	58,8	59,36	65,5	66,07	57,7	59,03
TiO ₂	0,69	0,70	0,45	0,45	0,63	0,64
Al ₂ O ₃	16,6	16,76	16,2	16,34	16,3	16,68
Fe ₂ O ₃ *	7,52	-	4,90	-	6,93	-
MgO	4,47	4,51	2,43	2,45	4,34	4,44
MnO	0,11	0,11	0,07	0,07	0,12	0,12
CaO	5,03	5,08	3,95	3,98	5,39	5,51
Na ₂ O	4,46	4,50	4,32	4,36	4,60	4,71
K ₂ O	1,65	1,67	1,48	1,49	1,94	1,98
P ₂ O ₅	0,22	0,22	0,16	0,16	0,22	0,23
PAF	0,30	-	0,30	-	1,38	-
Total (1)	99,85	-	99,76	-	99,55	-
FeO	4,47	4,51	2,88	2,90	3,89	3,98
Fe ₂ O ₃	2,55	2,57	1,70	1,71	2,61	2,67
Total (2)	99,35	100,00	99,44	100,00	99,12	100,00
CO ₂	-	-	-	-	-	-
S	<0,01	-	<0,01	-	0,06	-
Fe Total	5,26	5,30	3,43	3,45	4,85	4,96
FeO*	6,76	6,82	4,41	4,44	6,24	6,38
Ox	-	0,64	-	0,63	-	0,60
FeO*/MgO	-	1,51	-	1,81	-	1,44
FM	-	0,60	-	0,64	-	0,59

No séq.	16		17		18	
Unité lithol.	1		1		1	
SiO ₂	66,1	66,72	62,1	62,70	65,7	66,65
TiO ₂	0,44	0,44	0,56	0,57	0,43	0,44
Al ₂ O ₃	15,2	15,34	16,7	16,86	15,3	15,52
Fe ₂ O ₃ *	5,14	-	6,75	-	5,29	-
MgO	2,95	2,98	3,58	3,61	2,68	2,72
MnO	0,08	0,08	0,10	0,10	0,08	0,08
CaO	3,69	3,72	4,85	4,90	3,83	3,89
Na ₂ O	3,85	3,89	3,39	3,42	4,05	4,11
K ₂ O	1,83	1,85	1,37	1,38	1,43	1,45
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,18	0,18	0,13	0,13
PAF	0,40	-	0,35	-	0,49	-
Total (1)	99,83	-	99,93	-	99,41	-
FeO	3,24	3,27	4,87	4,92	3,17	3,22
Fe ₂ O ₃	1,54	1,55	1,34	1,35	1,77	1,80
Total (2)	99,47	100,00	99,39	100,00	99,06	100,00
CO ₂	-	-	-	-	-	-
S	0,02	-	0,03	-	<0,01	-
Fe Total	3,60	3,63	4,72	4,77	3,70	3,76
FeO*	4,63	4,66	6,07	6,13	4,75	4,84
Ox	-	0,68	-	0,78	-	0,64
FeO*/MgO	-	1,56	-	1,70	-	1,78
FM	-	0,61	-	0,63	-	0,64

No séq.	19		20		21	
Unité lithol.	1		1		1	
SiO ₂	58,9	60,68	62,6	63,30	71,1	72,68
TiO ₂	0,60	0,62	0,58	0,59	0,08	0,08
Al ₂ O ₃	16,8	17,31	16,8	16,99	15,2	15,54
Fe ₂ O ₃ *	6,71	-	6,02	-	0,55	-
MgO	3,89	4,01	2,28	2,31	0,19	0,19
MnO	0,06	0,06	0,07	0,07	<0,01	<0,01
CaO	5,21	5,37	4,83	4,88	1,77	1,81
Na ₂ O	3,37	3,47	4,38	4,43	3,14	3,21
K ₂ O	1,88	1,94	1,67	1,69	5,81	5,94
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,15	0,15	0,01	0,01
PAF	1,19	-	0,17	-	0,36	-
Total (1)	98,77	-	99,55	-	98,22	-
FeO	4,56	4,70	4,40	4,45	0,26	0,27
Fe ₂ O ₃	1,64	1,69	1,13	1,14	0,26	0,27
Total (2)	98,26	100,00	99,06	100,00	98,19	100,00
CO ₂	-	-	-	-	-	-
S	0,05	-	<0,01	-	<0,01	-
Fe Total	4,69	4,84	4,21	4,26	0,38	0,40
FeO*	6,04	6,22	5,42	5,48	0,49	0,51
Ox	-	0,74	-	0,80	-	0,50
FeO*/MgO	-	1,55	-	2,37	-	2,68
FM	-	0,61	-	0,70	-	0,70

No séq.	22		23		24	
Unité lithol.	1		1		1	
SiO ₂	73,9	74,62	73,9	73,54	74,9	75,75
TiO ₂	0,05	0,05	0,02	0,02	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	13,8	13,93	15,4	15,32	13,4	13,55
Fe ₂ O ₃ *	0,83	-	0,28	-	0,57	-
MgO	0,26	0,26	0,13	0,13	0,23	0,23
MnO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
CaO	0,55	0,56	1,20	1,19	0,38	0,38
Na ₂ O	2,78	2,81	3,52	3,50	2,60	2,63
K ₂ O	6,86	6,93	6,00	5,97	6,73	6,81
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05
PAF	0,44	-	0,42	-	0,60	-
Total (1)	99,51	-	100,92	-	99,52	-
FeO	0,30	0,30	0,10	0,10	0,32	0,32
Fe ₂ O ₃	0,50	0,50	0,17	0,17	0,21	0,21
Total (2)	99,48	100,00	100,91	100,00	99,48	100,00
CO ₂	-	-	-	-	-	-
S	<0,01	-	<0,01	-	<0,01	-
Fe Total	0,58	0,58	0,20	0,20	0,40	0,40
FeO*	0,75	0,75	0,25	0,25	0,51	0,51
Ox	-	0,38	-	0,37	-	0,60
FeO*/MgO	-	2,88	-	1,92	-	2,22
FM	-	0,74	-	0,66	-	0,69

No séq.	25		26		27	
Unité lithol.	1		5		5	
SiO ₂	73,3	74,30	50,0	51,57	49,7	51,81
TiO ₂	0,09	0,09	0,63	0,65	0,63	0,66
Al ₂ O ₃	14,2	14,39	14,3	14,75	14,2	14,80
Fe ₂ O ₃ *	1,02	-	10,6	-	10,5	-
MgO	0,32	0,32	7,43	7,66	7,38	7,69
MnO	<0,01	<0,01	0,14	0,14	0,14	0,15
CaO	1,41	1,43	9,93	10,24	9,47	9,87
Na ₂ O	3,42	3,47	3,55	3,66	3,56	3,71
K ₂ O	4,90	4,97	0,93	0,96	0,95	0,99
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,06	0,06	0,05	0,05
PAF	0,50	-	2,13	-	2,08	-
Total (1)	99,20	-	99,70	-	98,66	-
FeO	0,48	0,49	5,60	5,78	5,84	6,09
Fe ₂ O ₃	0,49	0,50	4,38	4,52	4,01	4,18
Total (2)	99,15	-	99,08	100,00	98,01	100,00
CO ₂	-	-	-	-	-	-
S	<0,01	-	0,16	-	0,16	-
Fe Total	0,71	0,73	7,41	7,65	7,34	7,66
FeO*	0,92	0,94	9,54	9,85	9,45	9,85
Ox	-	0,49	-	0,56	-	0,59
FeO*/MgO	-	2,94	-	1,29	-	1,28
FM	-	0,75	-	0,56	-	0,56

No séq.	28		29		30	
Unité lithol.	5		5		5	
SiO ₂	48,5	50,71	48,9	50,71	48,2	50,42
TiO ₂	0,57	0,60	0,54	0,56	0,52	0,54
Al ₂ O ₃	11,8	12,34	12,0	12,44	11,5	12,03
Fe ₂ O ₃ *	11,2	-	11,2	-	11,5	-
MgO	11,8	12,34	12,0	12,44	12,9	13,50
MnO	0,20	0,21	0,19	0,20	0,14	0,15
CaO	9,76	10,20	9,80	10,16	8,84	9,25
Na ₂ O	1,86	1,94	1,82	1,89	1,58	1,65
K ₂ O	0,69	0,72	0,70	0,73	1,06	1,11
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05
PAF	2,71	-	2,71	-	3,16	-
Total (1)	99,14	-	99,92	-	99,45	-
FeO	6,98	7,30	6,88	7,13	6,26	6,55
Fe ₂ O ₃	3,44	3,60	3,55	3,68	4,54	4,75
Total (2)	98,36	100,00	99,15	100,00	98,75	100,00
CO ₂	-	-	-	-	-	-
S	0,13	-	0,13	-	0,16	-
Fe Total	7,71	8,19	7,83	8,12	8,04	8,41
FeO*	7,83	10,54	10,08	10,44	10,35	10,82
Ox	10,08	0,67	-	0,66	-	0,58
FeO*/MgO	-	0,85	-	0,84	-	0,80
FM	-	0,46	-	0,46	-	0,44

No séq.	31		32		33	
Unité lithol.	5		5		5	
SiO ₂	51,7	53,18	52,6	53,94	49,4	51,02
TiO ₂	0,71	0,73	0,68	0,70	1,80	1,86
Al ₂ O ₃	12,3	12,65	11,7	12,00	11,8	12,19
Fe ₂ O ₃ *	11,2	-	11,3	-	15,0	15,19
MgO	9,08	9,34	8,70	8,92	6,05	6,25
MnO	0,17	0,17	0,20	0,21	0,42	0,43
CaO	10,3	10,59	9,60	9,84	6,61	6,83
Na ₂ O	2,05	2,11	3,07	3,15	4,03	4,16
K ₂ O	0,65	0,67	0,62	0,64	1,58	1,63
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,06	0,06	0,14	0,14
PAF	1,59	-	1,56	-	1,68	-
Total (1)	99,81	-	100,09	-	98,51	-
FeO	9,20	9,46	9,11	9,34	-	-
Fe ₂ O ₃	1,00	1,03	1,18	1,21	-	-
Total (2)	98,81	100,00	99,08	100,00	98,51	100,00
CO ₂	-	-	-	-	-	-
S	<0,01	-	<0,01	-	0,28	-
Fe Total	7,83	8,08	7,90	8,11	10,49	10,62
FeO*	10,08	10,39	10,17	10,43	13,50	13,67
Ox	-	0,90	-	0,89	-	-
FeO*/MgO	-	1,11	-	1,17	-	2,19
FM	-	0,53	-	0,54	-	0,69

No séq.	34	
Unité lithol.	5	
SiO ₂	49,4	51,38
TiO ₂	0,55	0,57
Al ₂ O ₃	13,3	13,83
Fe ₂ O ₃ *	10,8	-
MgO	9,62	10,01
MnO	0,14	0,15
CaO	9,94	10,34
Na ₂ O	2,43	2,53
K ₂ O	0,67	0,70
P ₂ O ₅	0,04	0,04
PAF	2,59	-
Total (1)	99,48	-
FeO	6,65	2,17
Fe ₂ O ₃	3,41	0,49
Total (2)	98,74	100,00
CO ₂	-	-
S	0,11	-
Fe Total	7,55	2,03
FeO*	9,72	2,61
Ox	-	0,66
FeO*/MgO	-	1,01
FM	-	0,50

ANNEXE 1.3**DOSAGE DES ÉLÉMENTS EN TRACES**

Remarques:

- 1- Le dosage des éléments en traces, à l'exception de l'or, est exprimé en ppm. Quelques dosages élevés sont explicitement indiqués en %.
- 2- Le dosage de l'or est exprimé en ppb, celui du soufre en %.
- 3- Les méthodes analytiques suivantes ont été utilisées pour le dosage des éléments en traces:
 - a) Spectrométrie d'émission atomique au plasma (SEAP): Li, Sc, V, Co, Ni, Cu, Zn, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Dy, Pb.
 - b) Spectrométrie des rayons-X (SRX): Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Th.
 - c) Activation neutronique: Cs, U, Au, As, Sb, W.
 - d) Spectrométrie d'absorption atomique (SAA): Ag.
- 4- Les limites de détection analytiques sont indiquées dans la première colonne par la valeur entre parenthèses à la suite du symbole chimique de l'élément. Les dosages inférieurs à la limite de détection sont identifiés par l'abréviation n.d. (non détecté).
- 5- Les dosages de césium par activation neutronique sont rapportées entre parenthèses. La limite de détection (0,2 ppm) apparaît à l'intérieur du deuxième groupe de parenthèses de la première colonne à la suite du symbole chimique.

No séquence	1	2	3	4
Unité lith.	D-5	D-5	D-5	D-5
Li (1)	45	30	76	8
Sc (1)	5	3	3	2
V (2)	22	13	9	9
Cr	-	-	-	-
Co (2)	5	n.d.	n.d.	n.d.
Ni (1)	11	8	3	3
Cu (1)	13	7	6	5
Zn (2)	33	35	31	21
Ga (3)	19	19	20	19
Rb (3)	340	260	400	260
Sr (3)	150	130	97	110
Y (3)	15	11	24	13
Zr (3)	150	130	190	160
Nb (3)	11	7	14	10
Cs (1) (0,2)	3	2	n.d.	n.d.
Ba (1)	415	431	381	493
La (2)	32	21	44	26
Ce (3)	60	38	71	41
Nd (25)	37	25	45	26
Sm (2)	3	n.d.	n.d.	n.d.
Eu (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Dy (1)	1	n.d.	2	n.d.
Pb (12)	48	47	39	31
Th (3)	23	7	25	21
U (0,2)	4,4	2,8	4,6	2,1
Au (5)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
As (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb (0,1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
W (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ag (0,5)	-	-	-	-
S (0,02%)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

No séquence	5	6	7	8
Unité lith.	1	1	1	1
Li (1)	22	29	24	34
Sc (1)	21	18	26	22
V (2)	144	139	147	126
Cr	-	-	-	-
Co (2)	24	25	25	21
Ni (1)	47	63	47	48
Cu (1)	68	71	24	36
Zn (2)	112	96	103	107
Ga (3)	24	26	21	24
Rb (3)	63	50	99	77
Sr (3)	0,10%	790	820	710
Y (3)	13	13	17	13
Zr (3)	140	130	160	130
Nb (3)	n.d.	3	3	n.d.
Cs (1) (0,2)	1	2	3	1
Ba (1)	865	698	866	752
La (2)	25	15	30	22
Ce (3)	40	32	51	38
Nd (25)	43	34	50	27
Sm (2)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Eu (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Dy (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb (12)	21	16	17	20
Th (3)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U (0,2)	n.d.	0,3	0,5	n.d.
Au (5)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
As (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb (0,1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
W (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ag (0,5)	-	-	-	-
S (0,02%)	0,05	0,08	0,03	0,04

No séquence	9	10	11	12
Unité lith.	1	1	1	1
Li (1)	25	12	23	15
Sc (1)	20	16	10	6
V (2)	111	80	62	37
Cr	-	-	-	-
Co (2)	19	16	11	7
Ni (1)	44	42	35	23
Cu (1)	39	23	20	18
Zn (2)	84	92	60	68
Ga (3)	21	22	21	19
Rb (3)	54	32	58	67
Sr (3)	890	850	750	510
Y (3)	11	5	4	4
Zr (3)	130	130	100	100
Nb (3)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cs (1) (0,2)	1	n.d.	n.d.	1
Ba (1)	910	613	487	839
La (2)	21	19	12	32
Ce (3)	39	24	19	48
Nd (25)	n.d.	29	n.d.	32
Sm (2)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Eu (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Dy (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb (12)	21	21	25	29
Th (3)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U (0,2)	0,4	0,3	0,4	0,3
Au (5)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
As (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb (0,1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
W (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ag (0,5)	-	-	-	-
S (0,02%)	0,07	n.d.	n.d.	n.d.

No séquence	13	14	15	16
Unité lith.	1	1	1	1
Li (1)	32	19	47	21
Sc (1)	28	13	21	14
V (2)	125	82	118	84
Cr	-	-	-	-
Co (2)	22	14	20	17
Ni (1)	51	27	50	38
Cu (1)	36	14	39	26
Zn (2)	109	76	100	74
Ga (3)	24	21	25	19
Rb (3)	73	48	68	84
Sr (3)	640	700	740	580
Y (3)	17	6	16	11
Zr (3)	130	110	120	100
Nb (3)	5	n.d.	4	4
Cs (1) (0,2)	1	n.d.	1	1
Ba (1)	384	784	761	0,10%
La (2)	20	15	36	20
Ce (3)	35	30	59	34
Nd (25)	42	32	38	n.d.
Sm (2)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Eu (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Dy (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb (12)	15	25	32	25
Th (3)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U (0,2)	0,3	0,3	0,3	0,8
Au (5)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
As (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb (0,1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
W (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ag (0,5)	-	-	-	-
S (0,02%)	n.d.	n.d.	0,06	0,02

No séquence	17	18	19	20
Unité lith.	1	1	1	1
Li (1)	20	32	39	12
Sc (1)	16	13	21	11
V (2)	113	84	137	101
Cr	-	-	-	-
Co (2)	20	15	21	12
Ni (1)	39	29	33	10
Cu (1)	52	10	32	13
Zn (2)	84	66	70	89
Ga (3)	21	19	23	24
Rb (3)	95	56	96	69
Sr (3)	690	580	540	700
Y (3)	13	9	17	6
Zr (3)	130	100	130	120
Nb (3)	3	3	4	n.d.
Cs (1) (0,2)	5	1	5	2
Ba (1)	814	0,10%	653	930
La (2)	24	19	18	14
Ce (3)	37	23	39	26
Nd (25)	28	26	34	n.d.
Sm (2)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Eu (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Dy (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb (12)	24	23	22	18
Th (3)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U (0,2)	1,1	0,6	1,7	0,4
Au (5)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
As (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb (0,1)	0,2	n.d.	n.d.	n.d.
W (1)	n.d.	n.d.	1.	n.d.
Ag (0,5)	-	-	-	-
S (0,02%)	0,03	n.d.	0,05	n.d.

No séquence	21	22	23	24
Unité lith.	1	1	1	1
Li (1)	7	3	3	11
Sc (1)	n.d.	1	n.d.	2
V (2)	10	n.d.	n.d.	4
Cr	-	-	-	-
Co (2)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni (1)	4	n.d.	n.d.	5
Cu (1)	1	2	n.d.	3
Zn (2)	93	18	5	10
Ga (3)	17	12	14	13
Rb (3)	120	120	95	140
Sr (3)	780	230	410	300
Y (3)	n.d.	5	5	9
Zr (3)	36	95	51	150
Nb (3)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cs (1) (0,2)	n.d.	n.d.	n.d.	2
Ba (1)	0,26%	869	0,10%	0,12%
La (2)	4	21	17	18
Ce (3)	3	31	21	27
Nd (25)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sm (2)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Eu (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Dy (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb (12)	37	50	47	44
Th (3)	n.d.	10	3	12
U (0,2)	n.d.	1,9	0,8	1,2
Au (5)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
As (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb (0,1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
W (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ag (0,5)	-	-	-	-
S (0,02%)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

No séquence	25	26	27	28
Unité lith.	1	5	5	5
Li (1)	5	19	20	27
Sc (1)	n.d.	43	41	35
V (2)	18	225	228	215
Cr	-	210	953	546
Co (2)	n.d.	43	43	64
Ni (1)	3	99	98	401
Cu (1)	2	62	69	64
Zn (2)	19	49	42	161
Ga (3)	14	15	14	14
Rb (3)	110	38	42	28
Sr (3)	550	310	290	120
Y (3)	n.d.	20	19	18
Zr (3)	120	70	71	63
Nb (3)	n.d.	4	3	4
Cs (1) (0,2)	1	n.d.	1	1
Ba (1)	0,16%	288	301	148
La (2)	15	6	7	7
Ce (3)	17	16	12	12
Nd (25)	n.d.	n.d.	n.d.	29
Sm (2)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Eu (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Dy (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb (12)	34	n.d.	n.d.	n.d.
Th (3)	n.d.	n.d.	n.d.	4
U (0,2)	0,5	0,2	n.d.	0,2
Au (5)	n.d.	n.d.	5	n.d.
As (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb (0,1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
W (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ag (0,5)	-	-	-	-
S (0,02%)	n.d.	0,16	0,16	0,13

No séquence	29	30	31	32
Unité lith.	5	5	5	5
Li (1)	25	37	27	28
Sc (1)	35	35	39	36
V (2)	209	197	228	214
Cr	854	222	647	615
Co (2)	65	71	56	52
Ni (1)	415	450	192	183
Cu (1)	63	75	124	261
Zn (2)	135	49	92	86
Ga (3)	14	15	14	16
Rb (3)	28	46	35	31
Sr (3)	120	160	160	160
Y (3)	17	17	16	15
Zr (3)	62	59	70	69
Nb (3)	4	4	4	4
Cs (1) (0,2)	1	2	n.d.	n.d.
Ba (1)	133	164	232	231
La (2)	6	6	9	9
Ce (3)	11	17	15	16
Nd (25)	27	n.d.	26	n.d.
Sm (2)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Eu (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Dy (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb (12)	n.d.	n.d.	n.d.	18
Th (3)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U (0,2)	0,3	n.d.	0,7	0,6
Au (5)	n.d.	6	n.d.	n.d.
As (1)	n.d.	n.d.	n.d.	1
Sb (0,1)	n.d.	n.d.	0,2	0,7
W (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ag (0,5)	-	-	-	-
S (0,02%)	0,13	0,16	n.d.	n.d.

No séquence	33	34
Unité lith.	5	5
Li (1)	15	26
Sc (1)	23	40
V (2)	314	231
Cr	59	798
Co (2)	52	53
Ni (1)	101	288
Cu (1)	236	79
Zn (2)	264	56
Ga (3)	23	15
Rb (3)	41	30
Sr (3)	180	160
Y (3)	28	15
Zr (3)	150	60
Nb (3)	10	3
Cs (1) (0,2)	n.d.	n.d.
Ba (1)	354	126
La (2)	15	7
Ce (3)	37	11
Nd (25)	46	n.d.
Sm (2)	n.d.	n.d.
Eu (1)	n.d.	n.d.
Dy (1)	n.d.	n.d.
Pb (12)	63	n.d.
Th (3)	4	n.d.
U (0,2)	0,7	0,3
Au (5)	n.d.	n.d.
As (1)	n.d.	n.d.
Sb (0,1)	n.d.	n.d.
W (1)	n.d.	n.d.
Ag (0,5)	-	-
S (0,02%)	0,28	0,11

ANNEXE 1.4**DOSAGE DES ÉLÉMENTS DES TERRES RARES PAR ACTIVATION NEUTRONIQUE****Remarques:**

- 1- Le dosage est exprimé en ppm.
- 2- Les limites de détection analytiques sont indiquées dans la première colonne par la valeur entre parenthèses à la suite du symbole chimique de l'élément.

No séq.	1	2	3	4	5
Unité	D-5	D-5	D-5	D-5	1
La (0,5)	34	25	53	39	26
Ce (2)	76	52	110	85	52
Nd (2)	32	22	43	29	25
Sm (0,05)	6,4	3,9	7,8	5,3	4,8
Eu (0,1)	0,4	0,4	0,4	0,4	1,4
Gd (5)	-	-	-	-	-
Tb (0,1)	0,5	0,3	0,8	0,5	0,4
Ho (0,5)	0,7	0,2	1,1	0,5	0,4
Tm (0,2)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,3
Yb (0,2)	0,8	0,5	1,9	0,4	1,2
Lu (0,05)	0,11	0,09	0,26	n.d.	0,13

No séq.	6	7	10	13	14
Unité	1	1	1	1	1
La (0,5)	20	27	21	19	18
Ce (2)	43	56	40	42	37
Nd (2)	22	27	18	23	16
Sm (0,05)	4,6	5,5	3,1	5,2	3,0
Eu (0,1)	1,3	1,4	1,0	1,0	0,9
Gd (5)	-	-	-	-	-
Tb (0,1)	0,4	0,6	0,3	0,5	0,3
Ho (0,5)	0,4	0,4	n.d.	0,6	0,4
Tm (0,2)	0,2	0,3	n.d.	0,3	n.d.
Yb (0,2)	1,0	1,2	0,6	1,4	0,7
Lu (0,05)	0,17	0,25	0,13	0,19	0,09

No séq.	15	16	17	18	19
Unité	1	1	1	1	1
La (0,5)	27	24	22	20	22
Ce (2)	59	49	43	46	50
Nd (2)	29	19	18	24	27
Sm (0,05)	5,3	4,0	3,3	4,3	4,9
Eu (0,1)	1,3	0,9	1,0	1,0	1,1
Gd (5)	-	-	-	-	-
Tb (0,1)	0,5	0,3	0,3	0,5	0,5
Ho (0,5)	0,8	0,4	0,4	0,9	0,9
Tm (0,2)	0,2	0,2	n.d.	0,3	0,3
Yb (0,2)	1,2	1,0	1,0	1,2	1,5
Lu (0,05)	0,21	0,18	0,15	0,21	0,25

No séq.	20	22	23	24	26
Unité	1	1	1	1	5
La (0,5)	20	26	19	20	6,5
Ce (2)	39	51	34	39	14
Nd (2)	17	18	11	13	6
Sm (0,05)	3,3	3,5	1,9	2,8	2,1
Eu (0,1)	0,9	0,6	0,7	0,6	0,6
Gd (5)	-	-	-	-	-
Tb (0,1)	0,3	0,3	0,2	0,3	0,5
Ho (0,5)	0,3	0,4	0,2	0,1	0,7
Tm (0,2)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,4
Yb (0,2)	0,7	0,2	0,2	0,3	2,2
Lu (0,05)	0,08	n.d.	n.d.	0,08	0,31

No séq.	27	28	29	30	31
Unité	5	5	5	5	5
La (0,5)	6,4	6,7	6,9	8,0	7,3
Ce (2)	14	16	15	16	16
Nd (2)	6	6	6	7	6
Sm	2,0	2,0	2,0	2,0	2,2
(0,05)	0,6	0,6	0,6	0,5	0,8
Eu (0,1)	-	-	-	-	-
Gd (5)	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4
Tb (0,1)	0,6	0,4	0,6	0,6	0,5
Ho (0,5)	0,3	n.d.	0,4	0,3	0,3
Tm (0,2)	1,8	1,7	1,7	1,5	1,4
Yb (0,2)	0,23	0,27	0,29	0,25	0,21
Lu (0,05)					

No séq.	32	33	34
Unité	5	5	5
La (0,5)	7,7	12	6,5
Ce (2)	17	31	14
Nd (2)	8	18	7
Sm (0,05)	2,2	5,5	1,8
Eu (0,1)	0,7	1,6	0,5
Gd (5)	-	-	-
Tb (0,1)	0,4	0,8	0,3
Ho (0,5)	0,8	0,9	0,8
Tm (0,2)	n.d.	0,4	0,4
Yb (0,2)	1,3	1,9	1,7
Lu (0,05)	0,24	0,30	0,25

ANNEXE 2**ANALYSES CHIMIQUES PARTIELLES D'ÉCHANTILLONS MINERALISÉS**

Analyses réalisées au Centre de recherche minérale du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.

ANNEXE 2.1**LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS**

Même présentation et mêmes remarques que le tableau de l'annexe 1.1.

No seq.	Numéro de l'échantillon			Localisation géographique		
	Terrain	BAROQ	Laboratoire	Feuillet SNRC	Estant	Nordant
1	89-PB-1111C-1	89-26 291	90-000 993	23 K/16E	564 112	6 082 197
2	89-JG-2028B	89-26 294	90-000 996	23 K/16E	553 170	6 092 148
3	89-JG-2072B	89-26 295	90-000 997	23 K/16E	556 368	6 087 134
4	89-JG-2113B	89-26 297	90-000 998	23 K/16E	553 794	6 094 783
5	89-MC-3028B	89-26 298	90-000 999	23 K/16E	554 296	6 090 933
6	89-MC-3103B-1	89-26 299	90-001 000	23 J/13W	573 127	6 088 046
7	89-MC-3122B-2	89-26 301	90-001 002	23 J/13W	565 885	6 090 314

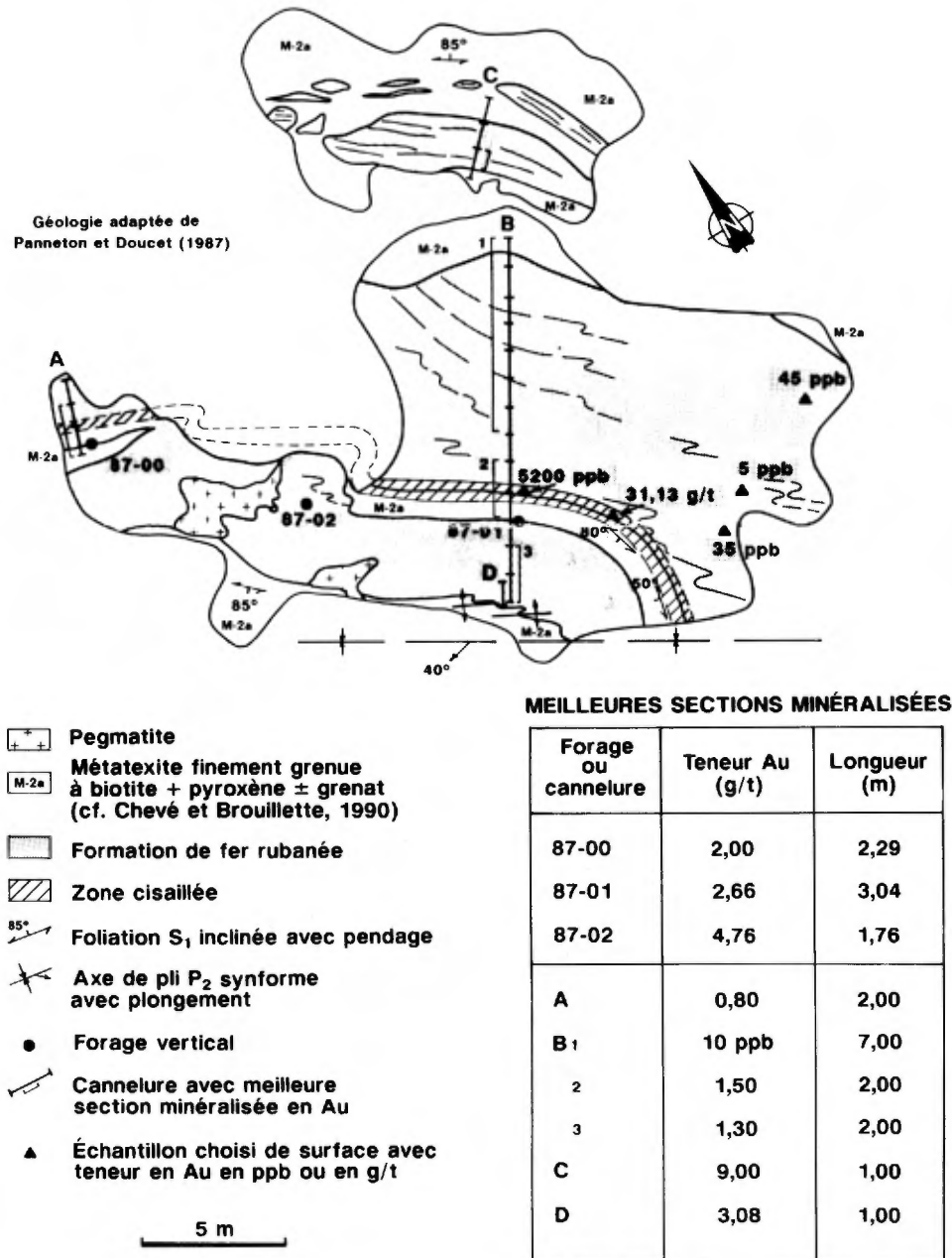
ANNEXE 2.2**DOSAGE DES ÉLÉMENTS EN TRACES****Remarques:**

- 1- Le dosage des éléments en traces, à l'exception de l'or, est exprimé en ppm. Quelques dosages élevés sont explicitement indiqués en %.
- 2- Le dosage de l'or est exprimé en ppb, celui du soufre en %.
- 3- Les méthodes analytiques suivantes ont été utilisées pour le dosage des éléments en traces:
 - a) Spectrométrie d'émission atomique au plasma (SEAP): Li, Sc, V, Co, Ni, Cu, Zn, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Dy, Pb.
 - b) Activation neutronique: U, Au, As, Sb, W, Cs.
 - c) Spectrométrie d'absorption atomique (SAA): Ag.
- 4- Les limites de détection analytiques sont indiquées dans la première colonne par la valeur entre parenthèses à la suite du symbole chimique de l'élément. Dans le tableau des données, les dosages inférieurs à la limite de détection sont identifiés par l'abréviation n.d. (non détecté).
- 5- Les numéros de séquence réfèrent aux sites minéralisés numérotés de la carte géologique.

No séq.	1	2	3	4	5
TYPE	5	5	5	5	5
Li (1)	41	21	4	1	6
Sc (1)	30	14	7	3	40
V (2)	172	101	n.d.	n.d.	254
Co (2)	45	99	n.d.	9	71
Ni (1)	71	564	9	24	220
Cu (1)	149	320	22	154	348
Zn (2)	249	108	69	62	157
Pb (12)	49	38	n.d.	n.d.	n.d.
Cs (1)	3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba (1)	0,10%	339	13	54	24
La (2)	41	28	9	20	n.d.
Ce (3)	71	35	21	32	4
Pr (10)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nd (25)	38	n.d.	n.d.	34	n.d.
Sm (2)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Eu (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Dy (1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Tm (2)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U (0,2)	3	0,7	0,3	2,4	n.d.
W (1)	n.d.	n.d.	n.d.	3	n.d.
Ag (0,5)	-	-	-	-	-
Au (5)	n.d.	n.d.	11	19	n.d.
As (1)	n.d.	n.d.	3	4	n.d.
Sb (0,1)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
S (0,02%)	0,46%	1,54%	n.d.	0,73%	1,38%

No seq.	6	7
TYPE	5	5
Li (1)	35	19
Sc (1)	13	22
V (2)	87	153
Co (2)	14	31
Ni (1)	11	58
Cu (1)	29	162
Zn (2)	68	105
Pb (12)	47	41
Cs (1)	n.d.	n.d.
Ba (1)	657	217
La (2)	37	39
Ce (3)	52	63
Pr (10)	n.d.	n.d.
Nd (25)	37	67
Sm (2)	n.d.	n.d.
Eu (1)	n.d.	n.d.
Dy (1)	n.d.	n.d.
Tm (2)	n.d.	n.d.
U (0,2)	1,7	3,2
W (1)	n.d.	n.d.
Ag (0,5)	-	-
Au (5)	n.d.	10
As (1)	n.d.	n.d.
Sb (0,1)	n.d.	n.d.
S (0,02%)	0,06%	0,21%

Figure 16. Géologie simplifiée de l'indice Arsène



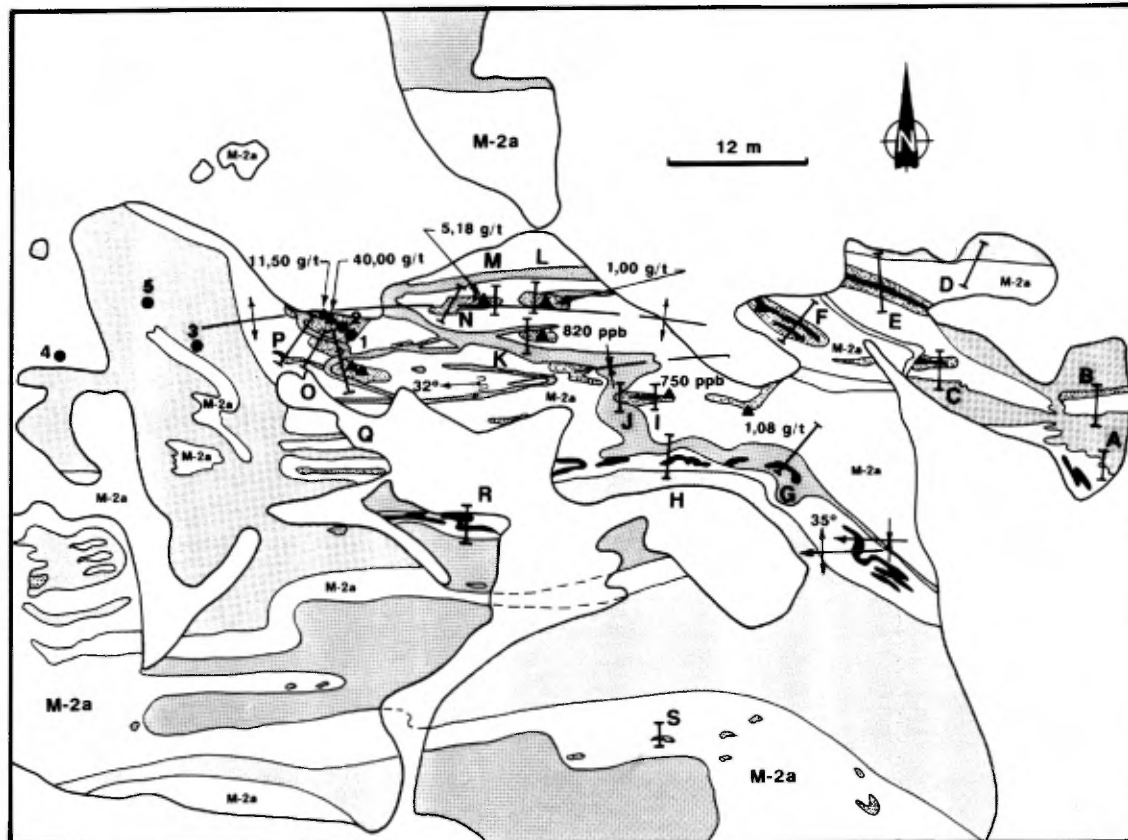


Figure 17. Géologie simplifiée de l'indice du lac du Canoë

MEILLEURES SECTIONS MINÉRALISÉES

Cannelure	Teneur Au (g/t)	Longueur (m)
A	0,42	0,20
E	3,43	0,30
L	0,40	0,40
M	4,00	0,10
N	1,36	0,40
O	0,50	0,40
P	2,65	0,40
Q	4,10	0,30
R	1,12	0,15
S	0,92	0,15

Forage	Teneur Au (g/t)	Longueur (m)
1	0,47	2,40
2	5,81	3,04
3	1,75	1,30
3	1,60	1,16
4	0,69	2,00
5	nil	nil

Géologie adaptée de Panneton et Doucet (1987)

- M-2a Métatexite finement grenue à biotite + pyroxène ± grenat (cf. Chevè et Brouillette, 1990)
- Leucosome de type II
- Formation de fer très altérée (faciès à pyroxène + grenat: pyrigarnite)
- Formation de fer rubanée (faciès à oxydes)

- Axe de micropli (amplitude et longueur d'onde centimétrique)
- Axe de pli mineur (amplitude et longueur d'onde métrique)
a) antiforme b) synforme
- Axe de pli P₂ majeur
a) antiforme b) synforme

- Forage vertical
- Cannelure
- Échantillon choisi de surface avec teneur en Au en ppb ou en g/t

Tableau 2 - Chronologie des événements tectoniques, migmatitiques et ignés dans le complexe d'Ashuanipi au NW de Schefferville

ÉVÉNEMENT			DATATION (Age en Ma)	ÉVIDENCES DE TERRAIN ÉLÉMENTS GÉOLOGIQUES DATÉS
Tectonique	Migmatitique	Igné		
			2786	<p>Socle sialique</p> <p>Age minimum de la source des composantes sédimentaires détritiques du Complexe d'Ashuanipi (Mortensen et Percival, 1987).</p> <p>Constitution du protolithe du Complexe d'Ashuanipi (volcanisme, sédimentation incluant des horizons de formation de fer de type Algoma).</p> <p>Plissement intraformationnel (?) dans les formations de fer.</p>
D ₀ (?)				<p>Foliation et rubanement métatexitique millimétrique (leucosome type I, subsolidus essentiellement).</p> <p>Éléments structuraux S₁ et P₁ (?).</p>
D ₁	M ₁	I ₁		<p>Dykes mafiques de puissance décimétrique démembrés par du matériel diatexitique.</p>
		I ₂	2698±3	<p>Magmatisme intrusif</p> <p>Plutonisme granodioritique de l'unité 2 (datation U-Pb sur zircon; Chevé et Brouillette, 1990).</p>
		?	2697±3	<p>Manifestations plutoniques tonalitiques (datation U-Pb sur zircon; présent rapport (unité 1) et Mortensen et Percival (1987)).</p>
			2692+10/-8	<p>Métamorphisme de degré élevé: paroxysme thermique</p> <p>Diatexite homogène à biotite et pyroxène (Mortensen et Percival, 1987).</p> <p>Leucosomes de type II de puissance décimétrique à métrique: généralement parallèles ou faiblement discordants sur les leucosomes de type I des métatexités, relations discordantes locales entre leucosomes de type II (au moins trois générations (M2a, M2b et M2c) au lac du Canoë; Chevé et Brouillette, 1990).</p>
	M ₂		2667,3±1,2	
	M2a			
	M2b			
	M2c			
			2653±3	<p>Métamorphisme des corps plutoniques granodioritiques et tonalitiques antérieurs (datation U-Pb sur zircon; présent rapport).</p>
			2645±6	<p>Métamorphisme de degré élevé: déclin thermique</p> <p>Datation U-Pb sur monazite dans leucosome de type II du lac du Canoe (Chevé et Brouillette, 1990).</p>
			2641,9±3,0	<p>Datation U-Pb sur zircon d'une diatexite rétro-métamorphisée (Mortensen et Percival, 1987).</p>

		I ₃	2625±3	<p>Magmatisme syénitique néphélinique (unité 3) Enclaves de métatexite avec leucosomes de type I en bordure d'un corps syénitique.</p> <p>Déformation plicative serrée P₂ Plissement P₂ du rubanement minéralogique primaire des syénites néphéliniques de l'unité 3. Clivage S₂ (pli-fracture, flux) uniquement observable dans les charnières de plis P₂, régionalement parallèle à S₁. Diatexie locale (M₃), peu intense: mobilisat diffus dans les zones de charnière P₂, veines leucotonalitiques dans plans axiaux de plis P₂.</p>
D ₂	M ₃		2619±6	<p>Âge postulé à partir de la datation U-Pb sur monazite d'un pluton granodioritique de l'unité 2 (Chevé et Brouillette, 1990).</p> <p>Déformation plicative ouverte (plissement à longueur d'onde décakilométrique), interférence avec D₂ à l'origine du patron structural régional en dômes et bassins.</p> <p>Dykes de pegmatite à biotite et magnétite Épaisseur décimétrique à métrique; injection discordante dans les métatexites et les diatexites du SW des terrains cartographiés.</p>
D ₃		I ₄		<p>Déformation fragile Réseau de fractures et de failles conjuguées NNW-SSE et NE-SW qui découpe le socle.</p>
D ₄		I _{5a}	2398±72	<p>Dyke de diabase Dykes de direction NE-SW, tholéitique à quartz normatif (groupes géochimiques 1 et 2; Chevé et Brouillette, 1990), métamorphisés au faciès schistes verts.</p> <p>Métamorphisme au faciès schistes verts Age K/Ar sur biotite d'une syénite néphélinique de l'unité 2 (Fumerton et Barry, 1984)</p>
		I _{5b}	2365	<p>Age K/Ar sur biotite d'un gneiss rubané (métatexite?; Lowden, 1960).</p> <p>Dyke de diabase Dykes de direction NNW-SSE, à olivine normative (groupe géochimique 3; Chevé et Brouillette, 1990), non métamorphisés.</p>