

# ET 88-06

GEOLOGIE ET METALLOGENIE DE LA REGION DES LACS MINOWEAN ET DU PORTAGE (FOSSE DU LABRADOR)

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



Licence

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

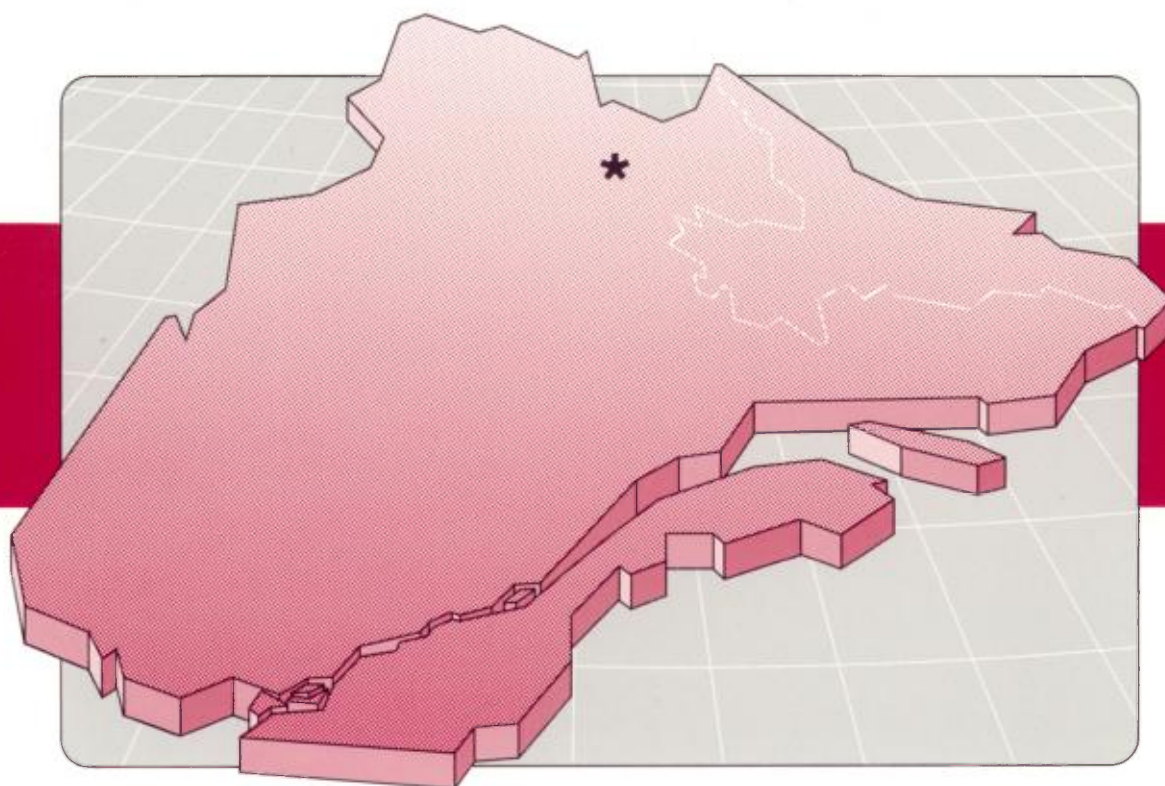
Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 

# Géologie et métallogénie de la région des lacs Minowean et du Portage (Fosse du Labrador)

Pierre Brouillette

ET 88-06



1989

Québec 

**Géologie et métallogénie  
de la région des lacs  
Minowean et du Portage  
(Fosse du Labrador)**

**Pierre Brouillette**

**ET 88-06**

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE

Sous-ministre adjoint : R.Y. Lamarche

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur : J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DE QUÉBEC

Chef : J. Cimon

Manuscrit soumis le 87-05-04

Accepté pour publication le 89-03-13

Lecteur critique

T. Clark

Éditeur

Géo-textes

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

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.

## RÉSUMÉ

Située dans la zone centrale nord de la Fosse du Labrador, la région des lacs Minowean et du Portage appartient au sous-domaine lithotectonique du bassin d'Otefnuc-Minowean. On y reconnaît des lithologies conglomératique, arénacée, pélitique et dolomitique des sous-groupes de Seward et de Pistolet.

Dans le secteur du lac Minowean, la Formation d'Alder affleure abondamment. Elle est caractérisée par une épaisse succession d'arénite quartzreuse, de grès dolomitique et de dolomie. La Formation de Lace Lake sous-jacente est constituée essentiellement d'unités pélitique et péliito-calcareuse. Toutefois, un mince horizon de conglomérat volcanique épiciastique a été reconnu à l'extrémité nord du lac Minowean.

Plus à l'est, entre les lacs Minowean et du Portage, l'identification d'une structure anticlinale majeure (l'anticlinal du lac du Portage) et la reconnaissance d'un horizon marqueur au sommet de la Formation d'Alder (unité de dolomie massive de couleur gris foncé), ont permis de résoudre des problèmes d'ordre stratigraphique et structural. Ainsi, à l'est du lac du Portage, l'unité dolomitique sommitale de la Formation d'Alder repose sur les séquences pélitiques de la Formation de Lace Lake. Des variations latérales de faciès sont proposées pour expliquer la disparition progressive des séquences gréseuses à la base de la Formation d'Alder.

Le patron structural de la région étudiée résulte de la superposition d'une déformation plicative serrée  $D_1$  orientée NNW-SSE et d'une déformation plicative ouverte  $D_2$  dont les axes de plis sont orientés E-W. La direction principale du bassin du lac Minowean et de la structure anticlinale du lac du Portage témoigne de l'épisode de déformation  $D_1$  auquel est associé un clivage régional  $S_1$  d'attitude NNW-SSE. La déformation  $D_2$  est caractérisée par un plissement très ouvert d'une dizaine de kilomètres de longueur d'onde responsable entre autres de la fermeture du bassin du lac Minowean en ses extrémités nord et sud.

Quatre indices uranifères ont été étudiés : il s'agit des indices Bravo\* (24C/8-14), Ferme Nord (24C/7-3), Ferme Sud (24C/7-4) et Racine. Situé à l'est du lac du Portage, l'indice Bravo apparaît au sein d'un horizon fortement cisailé, associé à la zone d'imbrication frontale de la faille d'Argencourt. Cet horizon de quelques mètres d'épaisseur est situé dans la partie supérieure d'un banc de dolomie calcareuse cataclastique de la Formation de Portage, à quelques centimètres du contact avec les séquences pélitiques de la Formation de Lace Lake sus-jacente. Les minéraux identifiés sont généralement complexes et résultent, pour la plupart, de l'altération supergène de la pechblende.

Situés sur le flanc est du synclinal du lac Minowean, les indices Ferme Nord, Ferme Sud et Racine accompagnent un horizon cisailé de quelques mètres d'épaisseur, développé au contact ou tout près du contact entre les séquences d'arénite quartzreuse et de grès dolomitique de la Formation d'Alder. Les phases minéralisées les plus fréquemment observées sont la pyrite, la chalcopryrite, la pechblende et la roscoelite ainsi que des produits d'altération ou d'enrichissement supergène tels que la torbernite, la ferghanite, la volborthite et l'érythrite.

Pour tous ces indices, le métallotecteur révélateur de la minéralisation est tectonique. Il rend compte de la présence des minéralisations dans des zones de cisaillement liées directement ou indirectement aux mécanismes de formation de la faille d'Argencourt.

\* Cet indice n'apparaît pas sur la carte géologique accompagnant le présent rapport. Il est cependant localisé sur la figure 1. Le numéro entre parenthèses réfère aux fiches de gîtes du MER.



---

# Table des matières

---

	Page
<b>GÉNÉRALITÉS</b> .....	1
Localisation et accès .....	1
Objectifs et nature des travaux .....	1
Physiographie et hydrographie .....	1
Terminologie des roches .....	1
Remerciements .....	1
<b>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</b> .....	5
Géologie générale de la Fosse du Labrador .....	5
Géologie générale de la région des lacs Minowean et du Portage .....	8
<b>CADRE GÉOLOGIQUE LOCAL</b> .....	9
Lithostratigraphie .....	9
Formation de Chakonipau (unité 1) .....	9
Pétrographie .....	9
Formation de Portage (unité 2) .....	10
Sous-unité 2a .....	10
Pétrographie .....	10
Sous-unité 2a' .....	11
Sous-unité 2b .....	11
Pétrographie .....	12
Sous-unité 2c .....	12
Formation de Lace Lake (unité 3) .....	13
Sous-unité 3a .....	13
Pétrographie .....	13
Sous-unité 3b .....	14
Sous-unité 3c .....	14
Sous-unité 3d .....	14
Pétrographie .....	15
Interprétation .....	16
Formation d'Alder (unité 4) .....	16
Sous-unités 4a et 4a' .....	16
Pétrographie .....	17
Sous-unité 4b .....	19
Pétrographie .....	19
Sous-unité 4c .....	20
Pétrographie .....	20
Sous-unité 4d .....	21
Pétrographie .....	22

Sous-unité 4e .....	23
Formation d'Uvé (unité 5) .....	23
Pétrographie .....	23
Groupe de Montagnais (unité 6).....	23
Pétrographie .....	24
Géochimie .....	25
Corrélations lithostratigraphiques entre le bassin du lac Minowean et le secteur ouest du lac du Portage .....	30
<b>GÉOLOGIE STRUCTURALE .....</b>	<b>33</b>
Structures mineures .....	33
Stratification .....	33
Clivages .....	33
Linéations .....	33
Structures majeures .....	33
Déformations discontinues (failles, fractures et cisaillement).....	33
Faille d'Argencourt .....	33
Faille de Minowean .....	34
Faille de l'Inspiration .....	34
Failles mineures .....	34
Fractures et cisaillement .....	34
Déformations continues (plissements) .....	34
Domaines I à V .....	36
Domaines VI et VII .....	37
Domaine VIII .....	38
Analyse structurale du domaine IX et implications tectoniques .....	38
Synthèse structurale de la région des lacs Minowean et du Portage .....	40
<b>MÉTALLOGÉNIE .....</b>	<b>43</b>
Cadre géologique des indices du lac Minowean .....	43
Indice Ferme Nord (24C/7-3).....	43
Indice Ferme Sud (24C/7-4) .....	46
Indice Racine .....	49
Paragenèse des indices (Ferme Nord, Ferme Sud et Racine) .....	49
Caractéristiques communes aux indices Ferme Nord, Ferme Sud et Racine .....	57
Modèle métallogénique .....	58
Discussion du modèle métallogénique .....	59
Identification des métalotectes .....	60
Cadre géologique des minéralisations du lac du Portage .....	60
Indice Bravo .....	61
Région du train glaciaire n° 6 .....	64
Paragenèse de l'indice Bravo .....	64
Géochimie de l'or.....	66
Modèle métallogénique .....	67
<b>RÉFÉRENCES .....</b>	<b>69</b>



**ANNEXES**

Annexe I — Analyses chimiques des roches gabbroïques .....	71
Annexe II — Analyses chimiques par activation neutronique pour Au, As, Sb et W de 29 échantillons composites .....	73

**HORS-TEXTE**

Figure 31 — Projections stéréographiques équiares (hémisphère inférieur) des éléments structuraux des domaines I à VIII de la région des lacs Minowean et du Portage

Carte n° 2083 — Géologie de la région des lacs Minowean et du Portage (échelle 1 : 20 000)



## Localisation et accès

La région des lacs Minowean et du Portage est située à environ 200 km au NNW de Schefferville, dans la zone centrale nord de la Fosse du Labrador. Elle est délimitée par les latitudes nord 56°19' et 56°30' et les longitudes ouest 68°25' et 68°36' (figure 1). Les feuillets SNRC 24C/7 et 24C/8 couvrent entièrement ces secteurs qui ne sont accessibles que par hydravion à partir de Schefferville.

## Objectifs et nature des travaux

L'étude géologique et métallogénique de la région des lacs Minowean et du Portage, entreprise par l'INRS-Géoresources, s'inscrit dans un programme du ministère de l'Énergie et des Ressources visant à analyser le cadre métallogénique régional de la zone centrale nord de la Fosse du Labrador. Amorcés à l'été de 1985 (Brouillette, 1985 et 1986) par une étude détaillée dans le voisinage des indices uranifères Ferme Nord, Ferme Sud, Racine et Bravo (figure 1), les travaux, poursuivis à l'été de 1986, visaient à acquérir une meilleure compréhension de la stratigraphie et du cadre structural régional.

Les travaux réalisés à l'été de 1985 nous ont permis de cerner le cadre géologique dans le voisinage des quatre indices uranifères énumérés plus-haut et subséquentement, d'identifier quelques métallotectes à portée locale (Brouillette, 1986). Parallèlement à ces travaux géologiques, quelques traverses géologiques de reconnaissance ont été menées dans la région immédiate du lac Minowean, afin d'amorcer l'intégration des études ponctuelles au contexte stratigraphique et structural régional.

Finalement, dans la perspective d'une intégration complète des données géologiques et métallogéniques recueillies l'année précédente, la mission de terrain de l'été 1986 a été entièrement consacrée à la réalisation d'une carte géologique (n° 2083, hors texte) à l'échelle de 1 : 20 000 d'une grande partie du secteur compris entre les lacs Minowean, du Portage et Chakonipau (figure 1), ainsi qu'à l'étude de plusieurs sections de forage dans le voisinage de l'indice Bravo situé à l'est du lac du Portage (Brouillette, 1987).

## Physiographie et hydrographie

Le secteur du lac Minowean est caractérisé par un relief accidenté à pentes relativement abruptes, spécialement en bordure immédiate des rives est et ouest. Le recouvrement glaciaire est relativement peu épais, permettant l'exposition de grandes surfaces d'affleurement.

La physiographie du secteur est du lac du Portage diffère considérablement de celle du secteur du lac Minowean. Le relief en est monotone, la couverture glaciaire imposante et la densité d'affleurements très faible.

Toute la région est drainée par la rivière Swampy Bay, l'un des nombreux tributaires de la rive est de la rivière Caniapiscau.

## Terminologie des roches

Nous utilisons la nomenclature de Pettijohn *et al.* (1972, page 158, figure 5.3) pour la classification des roches gréseuses terrigènes. Suivant cette nomenclature, la matrice est constituée d'éléments de moins de 30 µm : sa proportion est de 0 à 15 % dans les arénites, de 15 à 75 % dans les wackes et supérieure à 75 % dans les argilites.

Les tranches granulométriques utilisées sont celles de Wentworth (1922), telles que préconisées par Pettijohn *et al.* (1972, page 71, tableau 3-2) et par Folk (1974, page 25). Ainsi, nous utilisons les termes argilite, siltite, arénite et conglomérat pour désigner respectivement des roches constituées surtout de boue (< 0,004 mm), de silt (0,004 à 0,06 mm), de sable (0,06 à 2,0 mm) et de gravier (> 2,0 mm). Le terme microconglomérat est également utilisé pour caractériser des lithologies à granulométrie homogène dont les fragments ne dépassent pas 2,0 à 3,0 mm.

Nous utilisons le terme conglomérat pour désigner des roches généralement bien stratifiées, contenant plus de 50 % d'éléments détritiques arrondis de 2 mm et plus. Les termes brèche et mégabrèche sont restreints aux dépôts non stratifiés et formés par accumulation d'éléments anguleux. Dans le cas des brèches, la dimension des fragments ne dépasse pas quelques centimètres, tandis qu'elle atteint plusieurs décimètres à plus d'un mètre dans les mégabrèches.

## Remerciements

Nous voulons ici souligner l'excellent travail des personnes qui nous ont assistés sur le terrain. Il s'agit de MM. Jules Boulanger (1985), Jocelyn Côté (1985 et 1986) et Jean-Claude Bellefleur (1985 et 1986) qui, par leur dynamisme et leur efficacité, ont contribué à la bonne marche et à la réussite de nos deux missions de terrain.

Nous tenons à remercier très sincèrement M. Serge Chevé de l'INRS-Géoresources qui, en sa qualité de superviseur du projet, nous a régulièrement accompagnés sur le terrain et nous a guidés dans l'orientation de nos recherches et dans l'élaboration de ce rapport.

Nous remercions la direction et tout le personnel de l'INRS-Géoresources pour le soutien qu'ils nous ont apporté dans l'élaboration de notre logistique, dans nos travaux de laboratoire et dans la préparation du présent rapport.

Nos remerciements s'adressent également à MM. Gérard Meusy, Michel Lafontaine et Robert Tremblay de la compagnie Les Ressources Eldor Ltée, qui ont manifesté



---

leur intérêt dans la réalisation de ce projet d'étude métallogénique et qui se sont montrés réceptifs à l'échange d'information géoscientifique.

Nous ne voudrions pas oublier l'étroite collaboration de M. Jules Boulanger qui, dans le cadre de sa thèse

de deuxième cycle à l'Université Laval, a contribué à l'étude minéragraphique ainsi qu'à la rédaction de la section portant sur la paragenèse des indices du lac Minowean (voir plus loin le chapitre sur la «Métallogénie»).





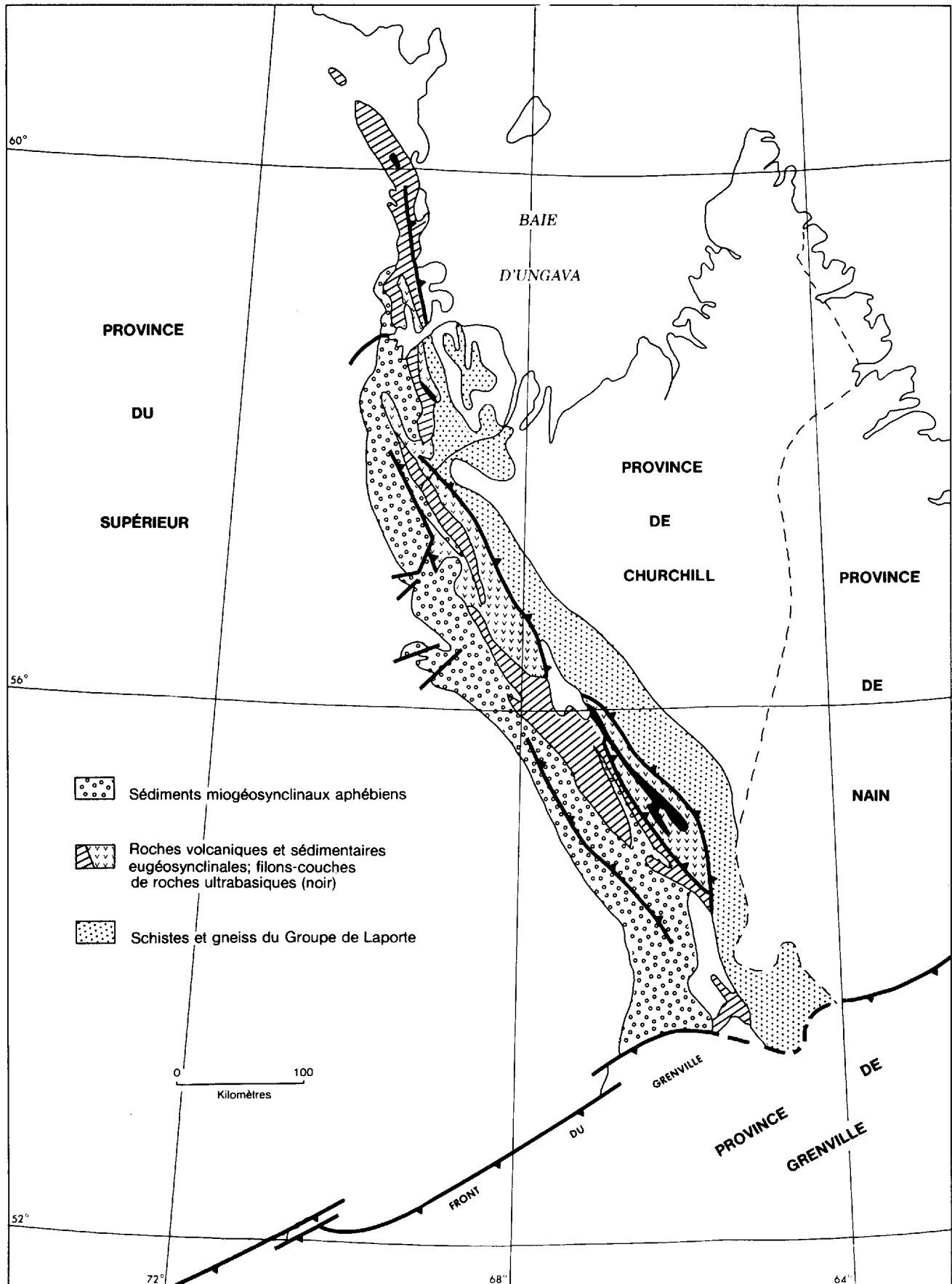


FIGURE 2 — Géologie générale de la Fosse du Labrador.



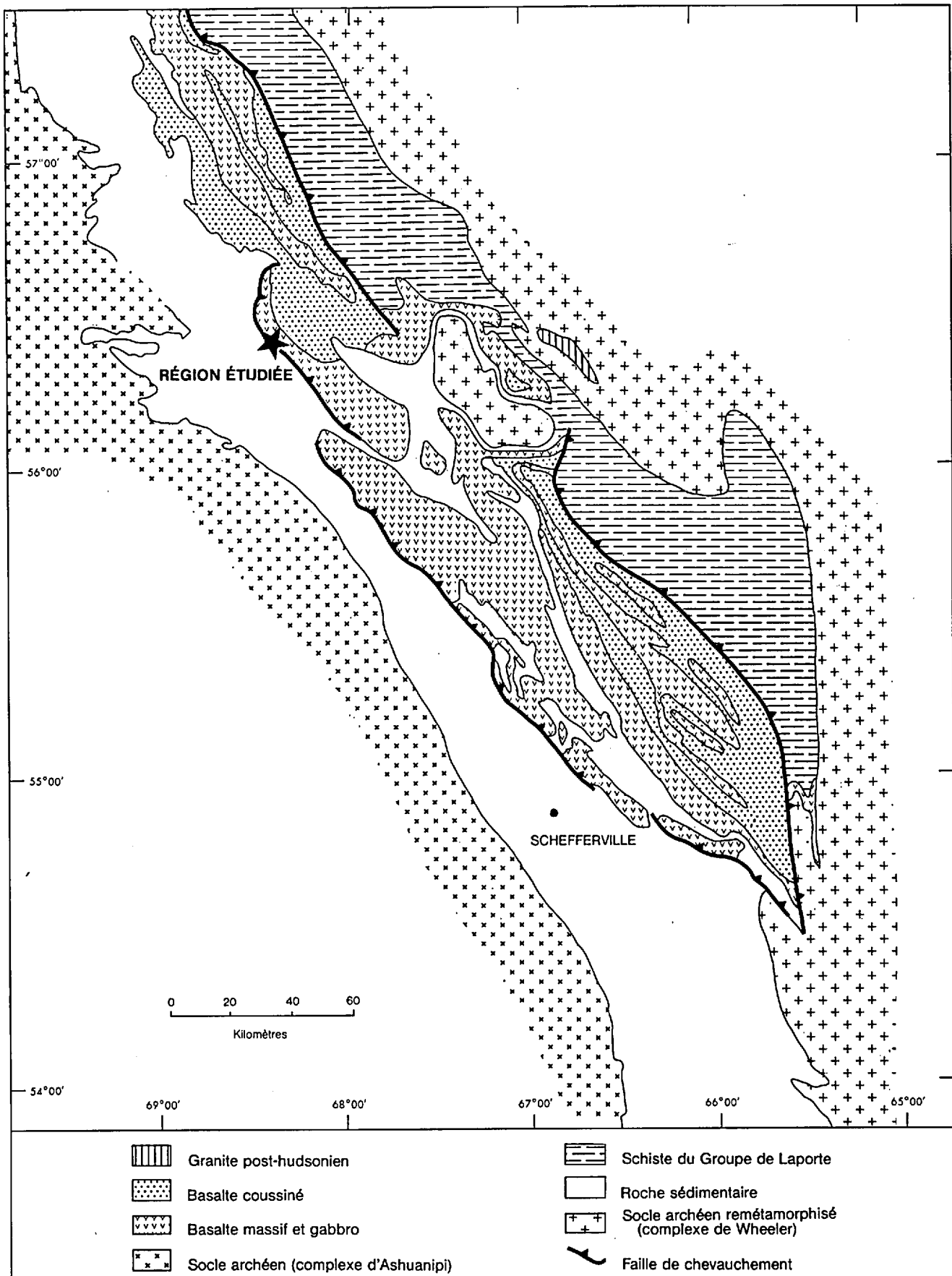


FIGURE 3 — Géologie générale de la zone centrale de la Fosse du Labrador (modifiée d'après Dimroth, 1981).

mentation (Dimroth, 1970). Une sédimentation continentale ou de plate-forme caractérise la base de chacun de ces cycles, tandis qu'un dépôt en milieu plus profond, accompagné d'une activité volcanique persistante, coiffe le sommet.

Selon Dimroth (1970 et 1978), la Fosse du Labrador représente les restes, après érosion, d'un bassin géosynclinal formé essentiellement par accréation verticale. S'inspirant du modèle géosynclinal d'Aubouin (1965), Dimroth identifie une série miogéosynclinale dans la partie ouest de la Fosse (sédiments continentaux et néritiques) et une série eugéosynclinale dans la partie centrale (assemblages ignés et sédimentaires). Les lithologies du Groupe de Laporte à l'est représenteraient, selon cet auteur, les faciès de l'arrière-pays immédiat de la Fosse (figures 2 et 3).

Deux modèles géotectoniques sont avancés pour expliquer la naissance et l'évolution du géosynclinal de la Fosse du Labrador. Wardle & Bailey (1981, page 349, figure 19.12) proposent le développement d'un rift océanique embryonnaire sur la marge orientale de la Fosse du Labrador. Selon ces auteurs, ce modèle s'accorde bien avec la distribution des lithologies qui passent d'une sédimentation de plate-forme à l'ouest (Groupe de Knob Lake) à une sédimentation en eaux plus profondes, associée à une activité volcanique persistante à l'est (Groupe de Doublet). Dimroth (1981) avance plutôt l'hypothèse d'une délamination crustale comme précurseur du développement du géosynclinal de la Fosse. Basé sur l'instabilité de la partie supérieure du manteau (lithosphère subcontinentale plus dense que l'asténosphère), ce modèle propose un processus de subduction continentale qui serait à l'origine de l'injection de matériaux asténosphériques entre la croûte continentale et le man-

teau lithosphérique (voir Dimroth, 1981, page 349, figure 13.7).

Les roches de la Fosse ont été plissées, faillées et métamorphosées au cours de l'orogénèse hudsonienne qui a marqué la collision des plaques continentales des provinces du Supérieur et de Churchill. Cet événement orogénique a provoqué le chevauchement du géosynclinal de la Fosse vers l'ouest et occasionné un accroissement du métamorphisme d'ouest en est.

## **Géologie générale de la région des lacs Minowean et du Portage**

Située dans la zone centrale nord de la Fosse du Labrador (figure 3), la région des lacs Minowean et du Portage correspond au domaine miogéosynclinal du premier cycle de sédimentation (Dimroth, 1978). Plus précisément, elle appartient au sous-domaine lithotectonique du bassin d'Otelnuc-Minowean (Dimroth, 1970).

Au lac Minowean, l'essentiel des lithologies appartient aux unités pélitiques et arénacées des formations de Portage, de Lace Lake et d'Alder (figure 1). Le grain tectonique est orienté NNW-SSE et les lithologies montrent, dans l'ensemble, un plissement relativement ample. À l'est du lac du Portage, la couverture glaciaire est importante et les lithologies sont peu exposées. Quelques affleurements de conglomérat, d'arkose, de dolomie et de pélites des formations de Chakonipau, de Portage et de Lace Lake sont relevés par Dimroth (1978) et par nos travaux (présent rapport). À l'est et au nord-ouest du lac du Portage, le tracé de la faille d'Argencourt marque la limite ouest du front de chevauchement et d'imbrication du bloc du lac Derbuel sur le sous-domaine lithotectonique du bassin d'Otelnuc-Minowean (Clark, 1986 et Chevé, 1985).

# Cadre géologique local

## Lithostratigraphie

Dans la région étudiée, la séquence stratigraphique s'établit comme suit (tableau 2) : à la base nous retrouvons les séquences à dominance terrigène des formations de Chakonipau et de Portage du Sous-groupe de Seward, suivies des séquences péliito-gréseuses et dolomitiques des formations de Lace Lake, d'Alder et d'Uvé, du Sous-groupe de Pistolet.

### FORMATION DE CHAKONIPAU (UNITÉ 1)

La Formation de Chakonipau affleure très peu dans le secteur cartographié, se limitant à quelques affleurements situés sur la rive NE du lac Chakonipau. D'une épaisseur maximale de quelques dizaines de mètres dans la région considérée, elle consiste en une succession de conglomérat et de grès grossier subarkosique, légèrement dolomitique, de couleur rougeâtre. Par endroits, des niveaux nettement plus verdâtres sont obser-

vés. La stratification est généralement planaire et les strates ont une épaisseur variant entre le centimètre et le mètre.

### Pétrographie

Toutes les roches terrigènes de la Formation de Chakonipau sont composées d'une fraction détritique principale formée de quartz (70 à 80 %), de feldspath plagioclase, et de feldspath alcalin (figure 4). La proportion de feldspath est variable mais partout supérieure à 5 % (de 5 à 20 %). Des minéraux tels que le sphène, le zircon et l'apatite sont présents à l'état de traces.

Les horizons conglomératiques sont caractérisés par des fragments subanguleux à arrondis, dont la taille varie de 1 à 8 mm. La matrice est généralement gréseuse avec un liant argilo-carbonaté qui joint les éléments entre eux et qui, souvent, forme une très mince pellicule autour de plusieurs fragments de la fraction conglomératique.

TABLEAU 2 — Sommaire des formations

QUATERNAIRE			7 - Sable, gravier et blocs
APHÉBIEN	SUPER-GROUPE DE KANIAPISCAU	GROUPE DE MONTAGNAIS	6 - Gabbro
		GROUPE DE KNOB LAKE	Sous-groupe de Pistolet
	Sous-groupe de Seward		2 - Formation de Portage : grès fin, siltite, argilite, arénite quartzreuse, grès dolomitique, dolomie calcareuse (environ 800 m d'épaisseur) 1 - Formation de Chakonipau : conglomérat, grès grossier (inférieur à 50 m d'épaisseur)

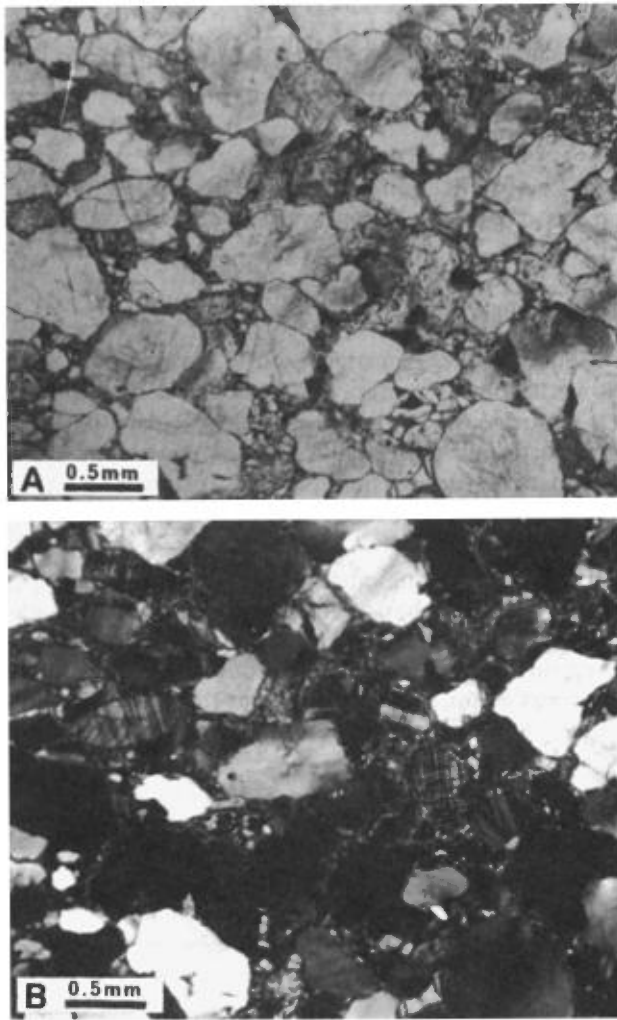


FIGURE 4 — Grès grossier de la Formation de Chakonipau. En A, grès grossier typique de la Formation de Chakonipau. Le tri granulométrique est pauvre et les grains détritiques varient d'arrondis à subanguleux (lumière naturelle). En B, identique à A, mais en lumière polarisée. Noter la présence de feldspaths alcalins (probablement du microcline) caractérisés par l'association de macles polysynthétiques (patron en forme de quadrillage).

## FORMATION DE PORTAGE (UNITÉ 2)

La grande similitude entre les dépôts terrigènes rougeâtres de la Formation de Portage et ceux de la partie supérieure de la Formation de Chakonipau rend difficile et parfois même arbitraire la détermination de la limite inférieure de la Formation de Portage. Dimroth (1978) soulève cette ambiguïté stratigraphique pour une grande partie de la Fosse, mais il montre que le passage entre les formations de Chakonipau et de Portage est caractérisé par la disparition graduelle des séquences conglomératiques suivie de l'apparition des premières séquences carbonatées. De plus, à la localité type, Dimroth (1978) fixe la limite inférieure de la Formation de Portage à la base du premier horizon dolomitique qui surmonte les séquences terrigènes de la Formation de Chakonipau.

Dans la région étudiée, le contact, tel que défini à la coupe type, n'est pas exposé. Nous appuyant sur les

observations de Dimroth et sur les relations lithologiques dans la région cartographiée, nous fixons arbitrairement la limite inférieure de la Formation de Portage à l'apparition des premiers horizons pélitiques rougeâtres.

D'une épaisseur approximative de 800 mètres, la Formation de Portage affleure en abondance dans toute la partie sud de notre région (carte n° 2083, hors texte). Plus au nord, elle se limite à quelques affleurements situés à environ 1,5 km à l'est du lac Minowean. Nous avons subdivisé la Formation de Portage en trois sous-unités lithostratigraphiques : une sous-unité pélitique rougeâtre (sous-unité 2a) qui contient, par endroits, des bancs épais d'arénite quartzreuse (sous-unité 2a'), une sous-unité de grès dolomitique (sous-unité 2b), ainsi qu'une sous-unité de dolomie calcareuse (sous-unité 2c).

### Sous-unité 2a

Cette sous-unité essentiellement pélitique est composée d'épaisses séquences finement litées de grès fin, de siltite et d'argilite. Le litage rythmé millimétrique à centimétrique est bien marqué par ces lithologies et accentué par les colorations rouges, rouge violacé et rouge brique. Les granoclassements sont abondants et facilement repérables par le passage graduel du grès fin rouge violacé aux argilites rouge brique.

Des strates centimétriques à décimétriques et, plus rarement, des strates métriques composées d'arénite quartzreuse, de grès arkosique ou de grauwaque rouges sont interstratifiées dans cette séquence pélitique. Relativement abondantes à la base de cette sous-unité, les interstrates gréseuses disparaissent progressivement vers le sommet.

Nous observons par endroits des horizons verdâtres résultant de la réduction de séquences pélitiques originellement rougeâtres. Les zones de réduction sont habituellement lenticulaires, millimétriques à centimétriques et distribuées de façon aléatoire à l'intérieur de la séquence. Lorsque bien marquées, les zones de réduction deviennent plus ou moins conformes au litage et présentent des contacts nets ou graduels avec le faciès rougeâtre. Des épaisseurs de quelques centimètres à plusieurs mètres peuvent ainsi être touchées, suggérant alors la présence de deux unités lithologiques différentes. Sur sa carte de compilation n° 1851, Dimroth (1978) utilise abondamment ce critère de coloration pour marquer le contact entre les formations de Portage et de Lace Lake, dans la région des lacs Chakonipau et du Portage. Nos travaux démontrent que ces horizons verdâtres sont discontinus et que leur position stratigraphique ne permet pas de les assigner à la Formation de Lace Lake.

Nous présentons au tableau 3 l'analyse chimique totale d'une siltite rouge finement laminée et d'un grès fin rougeâtre de la sous-unité 2a.

### Pétrographie

Les strates de siltite, de grès et de grauwaque rouges sont composées de fragments de quartz et de feldspath baignant dans une matrice de séricite, de chlorite et de

**TABLEAU 3 — Analyse d'une siltite et d'un grès fin rougeâtre de la Formation de Portage**

	1	2
	(% du poids)	
SiO <sub>2</sub>	65,60	68,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,30	9,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,19	2,94
MgO	2,45	2,18
CaO	3,44	3,44
Na <sub>2</sub> O	3,57	2,80
K <sub>2</sub> O	2,24	2,21
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,31
MnO	0,17	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,06
PAF	4,94	6,26
	(ppm)	
Au (ppb)	<15	<15
Ag	<0,2	<0,2
Cu	<1	<1
Zn	50	37
Pb	<12	<12
Co	11	10
Ni	25	29
Cr	17	26
V	32	17
Zr	200	570
Sr	72	530
Ba	243	3400
Rb	110	87
Nb	<3	<3
La	15	22
Li	35	12
Y	14	17
U	<3	<3
Th	14	18

- 1 - Siltite rouge finement laminée (sous-unité 2a), 1,7 km à l'est de la rive NE du lac Minowean (PB-31A-85).  
 2 - Grès fin rougeâtre (sous-unité 2a), 500 m au sud du site de l'échantillon PB-31A-85 (PB-30B-85).

poussières opaques. Plus rarement, des clastes micritiques sont observés. La proportion de feldspath varie généralement entre 5 et 10 % mais elle atteint 30 à 35 % dans certains horizons gréseux. Les feldspaths sont, pour la plupart, de partiellement à totalement remplacés par un mélange de mica blanc et de calcite. Les fragments sont subanguleux à subarrondis, orientés parallèlement à la stratification et enrobés d'oxyde de fer. Cet oxyde ferrugineux peut atteindre jusqu'à 20 ou 25 % de la composition totale de certaines strates (figure 5A).

Les horizons verdâtres sont dépourvus d'oxyde de fer et ils sont caractérisés par la présence de pyrite automorphe disséminée dans la matrice. Le litage rythmique est ici moins spectaculaire; par contre l'étude au microscope dévoile de très belles straticules granoclassées (figure 5B).

#### Sous-unité 2a'

La sous-unité 2a' se limite à quelques affleurements situés à proximité de la rive sud-ouest du lac du Portage, où elle forme un horizon d'une vingtaine de mètres d'épaisseur qui peut être suivi sur près de 2 km. Intercalée dans les séquences pélitiques rougeâtres de la sous-unité 2a, la sous-unité 2a' est composée d'une arénite

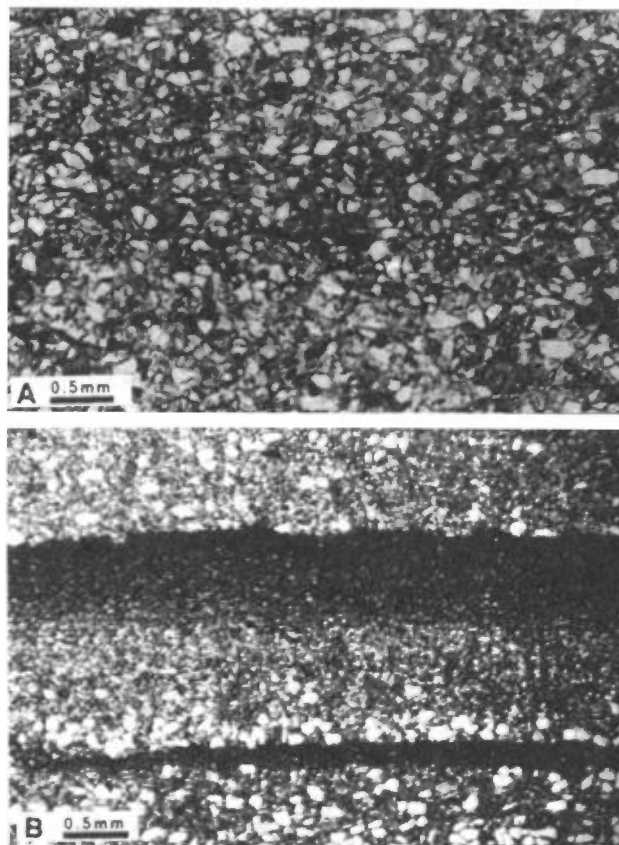


FIGURE 5 — Siltite de la sous-unité 2a, Formation de Portage. En A, siltite composée de fragments de quartz et de feldspath variant de subanguleux à subarrondis (lumière naturelle). L'hématite est présente, soit sous forme de petits grains, soit intimement liée à la matrice. Elle enrobe également plusieurs grains de quartz et de feldspath. En B, siltite verdâtre granoclassée (lumière naturelle).

quartzreuse à subarkosique, verdâtre ou rougeâtre et légèrement dolomitique par endroits.

#### Sous-unité 2b

Cette sous-unité à dominance dolomitique est constituée de bancs épais de grès dolomitique variant du beige au rose et d'interstrates centimétriques à décimétriques de dolomie microcristalline rose à patine gris clair. Des faciès intermédiaires de dolomie gréseuse et de dolomie silteuse sont également observés en strates de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur.

Au sud-ouest du lac du Portage et à l'extrémité nord-ouest du lac Chakonipau, nous avons reconnu des strates décimétriques à métriques de dolomie stromatolithique légèrement gréseuse. Dans ce dernier secteur en particulier, les stromatolithes sont bulbeux et leur diamètre atteint entre 8 et 10 cm.

Par endroits, nous observons des strates de quelques centimètres à une dizaine de mètres d'épaisseur de conglomérat dolomitique riche en fragments millimétriques à centimétriques de dolomie rose et de grès dolomitique rouge. Ces strates conglomératiques sont observées à plusieurs niveaux à l'intérieur de la séquence dolomitique de la sous-unité 2b.

### Pérogaphie

Deux faciès distincts de grès dolomitique peuvent être identifiés. Le premier faciès est constitué de fragments détritiques essentiellement terrigènes tandis que le second peut contenir jusqu'à 70 % de fragments allochimiques (figure 6). Pour les deux faciès, les fragments terrigènes sont composés principalement de quartz (70 à 80 %) et de feldspath (1 à 2 %). Des péloïdes, des oolithes ainsi que des intraclastes à constituants variés, forment la fraction allochimique des grès du second faciès.

Le tri granulométrique est généralement uniforme pour l'ensemble des constituants terrigènes (0,4 à 0,6 mm). Il est par contre très diversifié pour ce qui est des constituants allochimiques (la taille de certains intraclastes peut atteindre 1 cm). Un ciment micritique et microspathique assure le lien entre les éléments détritiques.

Les horizons conglomératiques sont constitués, à plus de 40 %, de fragments dont la taille moyenne varie entre 4 et 5 mm. Ces fragments sont, pour la plupart, des lithoclastes dolomitiques à quartz et péloïdes ainsi que des lithoclastes micritiques (figure 7). La granulométrie du ciment carbonaté varie de microspathique à spathique.

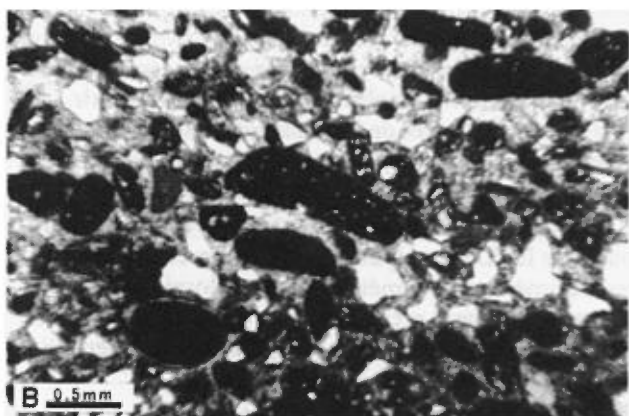
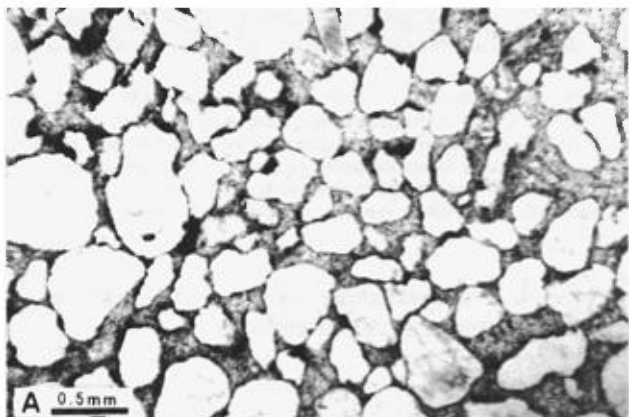
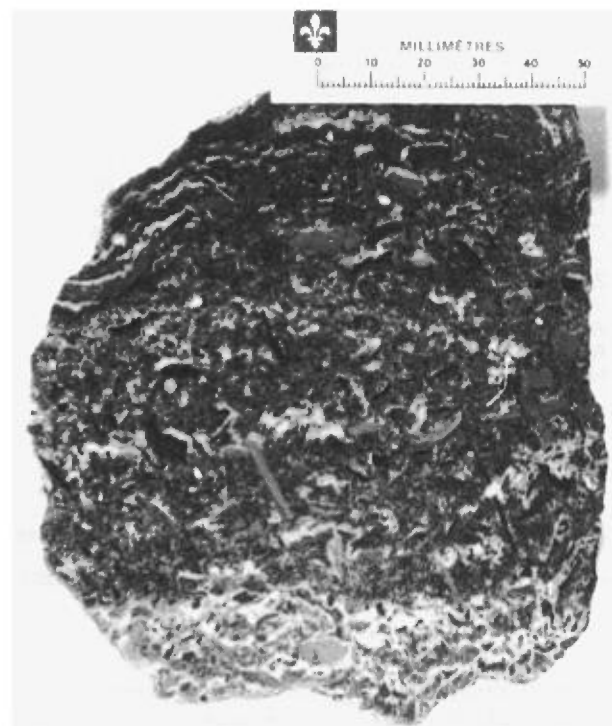


FIGURE 6 — Grès dolomitique de la sous-unité 2b, Formation de Portage. En A, grès dolomitique (lumière naturelle) à constituants essentiellement terrigènes. En B, grès dolomitique (lumière naturelle) contenant près de 70 % de fragments allochimiques. Les allochèmes sont constitués d'oolithes, de péloïdes et surtout d'intraclastes à constituants variés. Noter la granulométrie grossière et l'arrondi presque parfait des allochèmes.

### Sous-unité 2c

Quelques pointements de la sous-unité 2c peuvent être identifiés à moins de 1,5 km de la rive nord-ouest du lac du Portage, à proximité du contact avec les roches gabbroïques du Groupe de Montagnais.

La sous-unité 2c apparaît dans la zone frontale d'imbrication de la faille d'Argencourt qui, dans le secteur nord-ouest du lac du Portage, amène le chevauchement de la Formation de Portage sur la Formation d'Alder



A

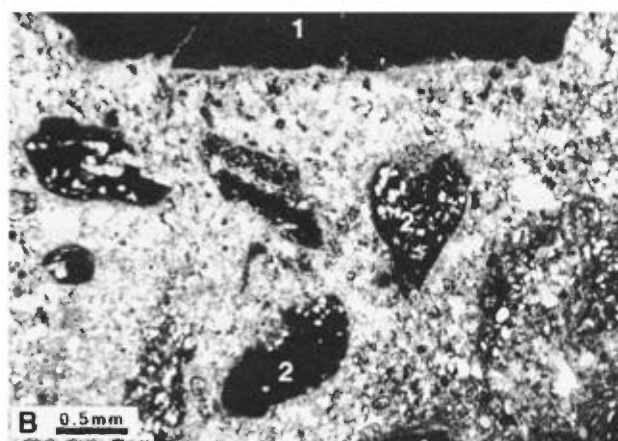


FIGURE 7 — Conglomérat dolomitique de la sous-unité 2b, Formation de Portage. En A, lamelle sciée montrant la stratification grossière du conglomérat ainsi que la forme et la granulométrie des fragments. En B, photomicrographie montrant la composition des fragments : lithoclaste micritique (1) et lithoclastes dolomitiques à quartz et péloïdes (2).

(pour explications, voir plus loin la section sur les «Structures majeures» dans le chapitre portant sur la «Géologie structurale»).

Cette sous-unité est composée de dolomie calcareuse, variant de beige clair à rougeâtre, et à certains endroits, de quelques straticules pélitiques de couleur pourpre. Les dolomies calcareuses montrent des textures de bréchification et de recristallisation qui témoignent d'un tectonisme et d'un métasomatisme importants.

### FORMATION DE LACE LAKE (UNITÉ 3)

De nombreux affleurements de la Formation de Lace Lake sont exposés dans toute la partie ESE de la région cartographiée. Nous en retrouvons également sur une bande continue de près de deux kilomètres de longueur en bordure ouest du lac Faucille<sup>(1)</sup> et sur les deux rives de la rivière Swampy Bay à l'extrémité nord du lac Minowean.

Nous avons subdivisé la Formation de Lace Lake en quatre sous-unités lithostratigraphiques : une sous-unité essentiellement pélitique (sous-unité 3a) qui contient, par endroits, des bancs épais de dolomie (sous-unité 3b), une sous-unité péli-calcaireuse (sous-unité 3c) et une sous-unité épicyclastique (sous-unité 3d).

#### Sous-unité 3a

D'une épaisseur maximale de 400 m, cette sous-unité est constituée de siltite et d'argilite dont la couleur varie de gris verdâtre à verdâtre dans le secteur du lac Faucille et de gris moyen à gris foncé dans la majorité des autres secteurs où elle affleure. Des strates centimétriques à décimétriques d'arénite quartzreuse et de grauwacke sont observées à quelques endroits.

#### Pétrographie

Les siltites et les argilites verdâtres sont très finement litées (figure 8A). La distinction entre les plans de litage, d'espacement millimétrique à centimétrique, est par endroits accentuée par la présence de straticules à matrice plus carbonatée.

Le quartz (60 à 80 %) et le feldspath (0 à 5 %) composent la fraction détritique des siltites verdâtres; la matrice est formée d'un mélange de séricite, de chlorite, de biotite et d'un peu de carbonate.

La chlorite se présente surtout sous forme d'agrégats pouvant atteindre 0,2 à 0,3 mm (chlorite authigène). Des remplacements (probablement métamorphiques) de la chlorite par la biotite sont également observés. Les argilites sont constituées de minéraux argileux recristallisés et orientés parallèlement à la schistosité locale (figure 8B).

Le faciès de la siltite et de l'argilite gris moyen à gris foncé est également bien laminé, mais la distinction entre les plans de litage est ici accentuée par la présence de straticules enrichies en matériel graphitique. Le matériel graphitique est responsable de la coloration grise plus ou moins intense des roches pélitiques de ce faciès (figure 8C).

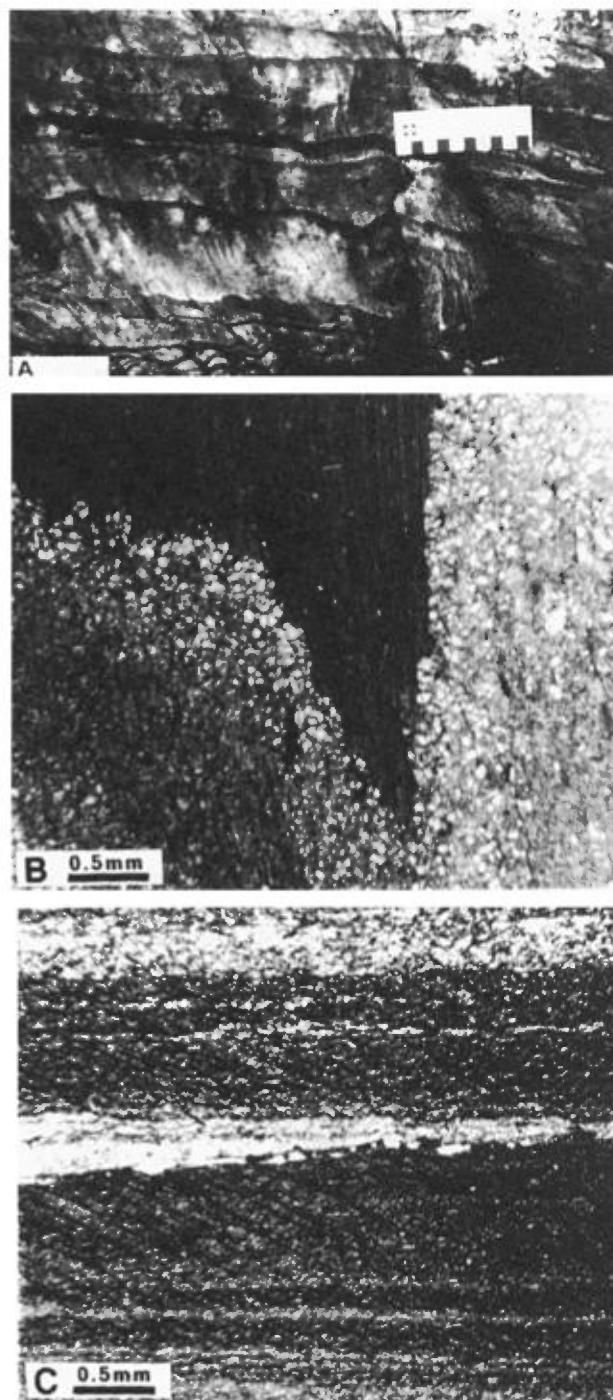


FIGURE 8 — Siltite et argilite de la sous-unité 3a, Formation de Lace Lake. En A, siltite bien stratifiée avec granoclassification et micro-laminations contrôlés par le clivage  $S_1$  dominant. À remarquer l'amorce de structures en flammes à l'intérieur des straticules à granulométrie fine (straticules noires). En B, photomicrographie (lumière naturelle) montrant le fluage du matériel argileux le long des plans de schistosité. La schistosité est également mieux développée dans l'horizon argileux (foncé) que dans la siltite (pâle). En C, faciès grisâtre de la siltite (lumière naturelle) caractérisé par la présence de matériel graphitique qui s'infiltré le long des plans de foliation.

La fraction détritique est composée principalement de quartz et de feldspath tandis que la matrice est formée de phyllosilicates, de matériel graphitique et d'une proportion variable de carbonates.

1. Appellation non officielle.

Des analyses chimiques totales de siltites (nos 1, 2 et 3) et d'un grauwacke (n° 4) sont rapportées au tableau 4.

### Sous-unité 3b

Cette sous-unité est composée de bancs épais (8 à 10 m) de dolomie grise à patine beige, interstratifiée dans la séquence pélitique verdâtre de la sous-unité 3a. Le dépôt de ces deux sous-unités est synchrone et, comme nous l'avons mentionné au début de la section portant sur l'unité 3, il se limite à une bande continue de deux kilomètres de longueur à l'ouest du lac Faucille.

Les dolomies sont recristallisées et formées d'un agrégat de carbonate cristallin (0,05 à 0,1 mm). Elles sont parcourues par de nombreuses veinules millimétriques de quartz qui ne semblent pas être orientées selon un patron systématique. La présence de pyrite automorphe est caractéristique à cette sous-unité. Elle est présente à l'intérieur des veinules de quartz ainsi que dans la dolomie recristallisée. Une analyse chimique totale de cette dolomie apparaît au tableau 4 (n° 5).

### Sous-unité 3c

Une séquence pélitique à interstrates calcaires caractérise cette sous-unité dont l'épaisseur est estimée au maximum à 200 mètres. Les roches pélitiques sont constituées de siltite et d'argilite finement laminées gris foncé

à noires, en tout point comparables à celles du faciès pélitique grisâtre de la sous-unité 3a.

Les interstrates calcaires ne dépassent guère quelques centimètres d'épaisseur et représentent environ 10 à 20 % de la séquence. Généralement bien laminées, elles sont composées de silt et d'argile calcaireuse grise à patine beige orangé. Une proportion relativement importante de matériel graphitique apparaît, soit sous forme de minces lisérés, soit intimement lié aux argiles calcaires.

### Sous-unité 3d

La lithologie assignée à la sous-unité 3d n'est observée qu'à la décharge du lac Minowean, sur les rives est et ouest de la rivière Swampy Bay. Il s'agit d'un conglomérat volcanique épicyclastique composé principalement de fragments de roche volcanique gris clair (50 à 70 %) et de quelques fragments d'argilite gris foncé (1 à 2 % tout au plus) (figure 9A). La taille des fragments varie de quelques millimètres à 10 cm et, plus rarement, elle peut atteindre 20 à 25 centimètres de diamètre.

Dans le secteur concerné, la sous-unité 3d apparaît stratigraphiquement au-dessus d'une séquence essentiellement pélitique que nous assignons à la sous-unité 3a. Sur la rive est de la rivière Swampy Bay nous avons observé un faciès intermédiaire entre les sous-unités 3a et 3d, constitué d'un conglomérat à fragments centimétriques de composition pélitique (moins de 5 % de fragments de roche volcanique).

**TABEAU 4 — Analyses de siltites, d'un grauwacke et d'une dolomie de la Formation de Lace Lake**

	1	2	3	4	5
	(% du poids)				
SiO <sub>2</sub>	70,10	59,10	63,70	63,80	9,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,5	20,0	15,30	8,91	0,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,19	4,45	3,45	15,90	2,23
MgO	2,50	3,26	3,62	2,10	17,00
CaO	0,37	0,10	1,08	2,48	29,20
Na <sub>2</sub> O	2,28	0,97	1,99	0,71	0,21
K <sub>2</sub> O	1,91	5,62	4,07	0,18	0,19
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,71	0,06	0,29	0,05
MnO	0,06	<0,01	0,01	0,09	0,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,08	0,09	0,09	0,03
PAF	2,48	4,03	4,37	4,67	41,20
	(ppm)				
Cu	5	16	32	6	3
Zn	72	77	83	61	17
Pb	16	22	31	<12	<12
Co	15	14	14	23	<3
Ni	35	75	62	16	6
Cr	-	-	-	-	<2
Nb	9	13	10	9	<3
La	44	66	44	18	2
Li	80	66	96	89	1
Y	15	9	7	26	<3
U	4	3	<3	3	<3
Th	26	17	13	23	5
Au (ppb)	<5	<5	<5	<5	<15
Ag (ppm)	-	-	-	-	<0,2

1 - Siltite gris verdâtre, finement laminée (sous-unité 3a). 1 km à l'est de la rive NE du lac Minowean (PB-26-85).

2 - Siltite gris verdâtre (sous-unité 3a). 300 m au NE de l'indice Racine (PB-89A-85).

3 - Siltite gris verdâtre (sous-unité 3a). 2,3 km au SW du lac Minowean (PB-82A-85).

4 - Grauwacke verdâtre (sous-unité 3a). 1,6 km à l'est de la rive NE du lac Minowean (PB-36A-85).

5 - Dolomie grise (sous-unité 3b). 1,4 km à l'est de la rive NE du lac Minowean (PB-28A-85).



### Pétrographie

Les fragments sont pour la plupart orientés et étirés dans la direction de la schistosité régionale  $S_1$  (figure 9B). Les fragments de roche volcanique sont caractérisés par une texture microgloméroporphyrrique où la taille des microlites de feldspath atteint près de un millimètre (figure 10A). Les microlites feldspathiques baignent dans une pâte aphanitique contenant près de 10 % de pyrite microgrenue. La mésostase est composée principalement de feldspath, de chlorite, de séricite et de fines poussières semi-opaques. Par endroits des feldspaths sphérolitiques et d'autres en forme de gerbe traduisent les effets d'un refroidissement rapide (figure 10B). Quelques pseudomorphes d'olivine, totalement remplacés par de la chlorite, ont également été identifiés (figure 10C).

Plusieurs fragments sont vacuolaires. Le pourcentage de vacuoles est très variable, passant de 5 à 30 % dans certains fragments. La majorité des vacuoles sont remplies par de la calcite ou de la chlorite, ou encore par un mélange de calcite et de pyrite (figure 10A). La taille des vacuoles varie de 0,1 à 0,8 mm et ils sont étirés dans le sens de la schistosité.

Tous les fragments présentent des signes de carbonatation plus ou moins intense. Ceux de l'ordre du millimètre au centimètre sont pour la plupart de partiellement à totalement carbonatisés, tandis que des phéno-

blastes de carbonate apparaissent sporadiquement dans les plus gros fragments.

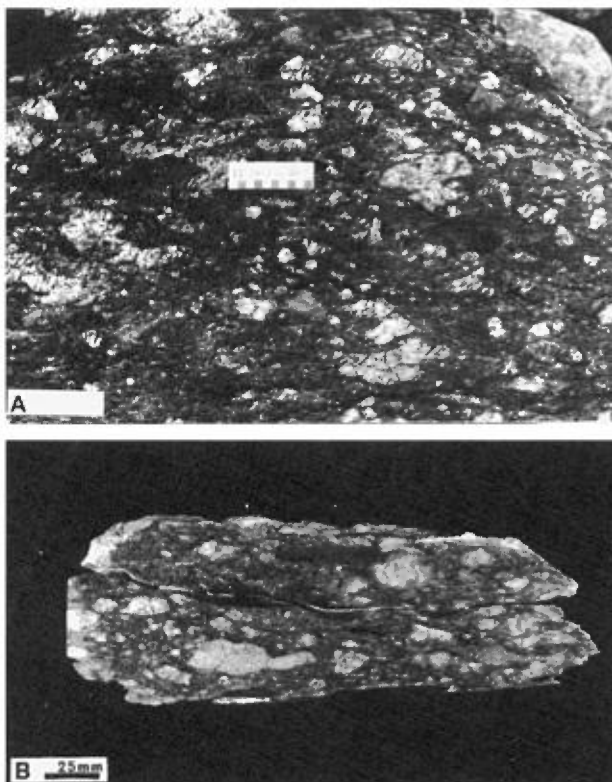


FIGURE 9 — Conglomérat volcanique épicastique de la sous-unité 3d, Formation de Lace Lake. En A, affleurement typique de conglomérat volcanique épicastique. Rive ouest de la rivière Swampy Bay, environ 3 km au nord du lac Minowean. En B, échantillon scié montrant l'orientation et l'éirement de quelques fragments dans la direction de la schistosité.

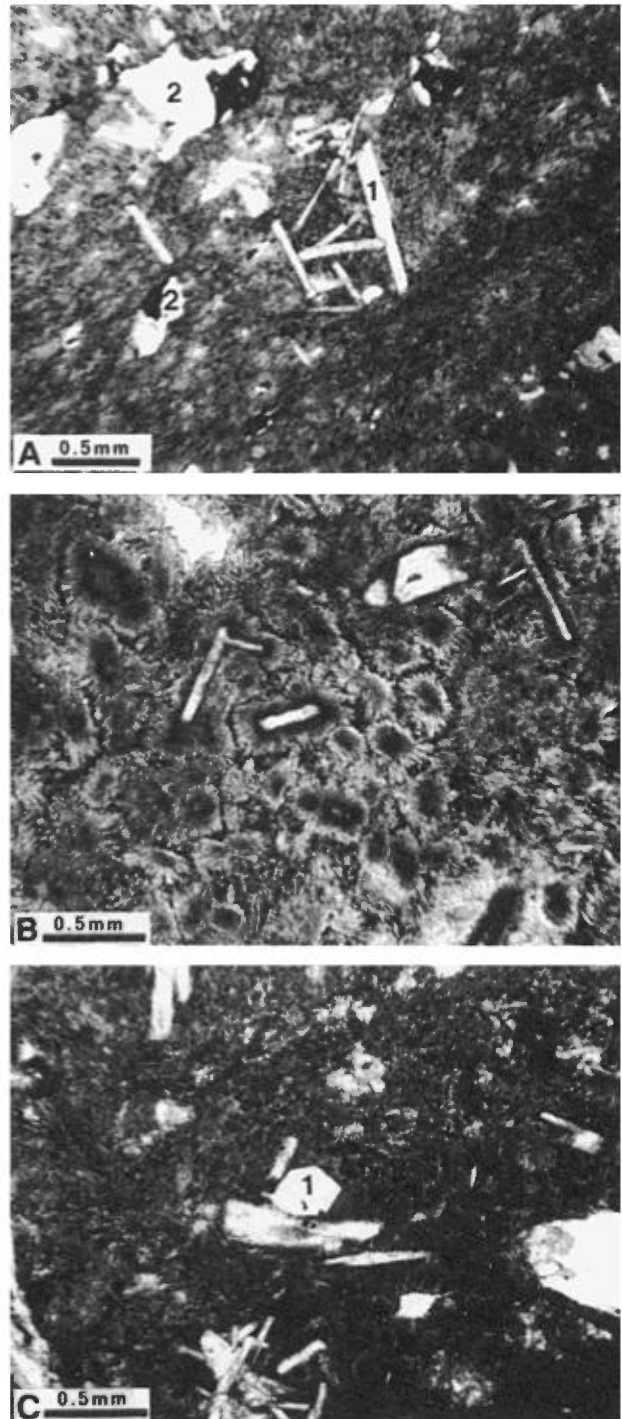


FIGURE 10 — Minéralogie et texture des fragments volcaniques de la sous-unité 3d, Formation de Lace Lake. En A, texture microgloméroporphyrrique typique (lumière naturelle) des fragments de roche volcanique : les microlithes de feldspath (1) sont partiellement carbonatisés; les vacuoles (2) sont remplies par de la calcite et de la pyrite. Remarquer la pyrite microgrenue (environ 10 %) qui baigne dans une mésostase chlorito-feldspathique. En B, texture de refroidissement rapide (lumière naturelle) caractérisée par des feldspaths sphérolitiques et en forme de gerbes. En C, pseudomorphe d'olivine (lumière naturelle) totalement remplacé par de la chlorite (1). Les textures microgloméroporphyrrique et sphérolitique apparaissent côte-à-côte.

### Interprétation

L'étude pétrographique démontre que l'apport de matériel volcanique détermine à plus de 95 % la nature des fragments de même que la composition du liant. Aussi, cette lithologie nous apparaît-elle résulter de deux événements subcontemporains :

- 1 - l'expulsion en milieu subaquatique de matériel volcanique de composition probablement andésitique;
- 2 - le transport de ce matériel sous forme de coulée boueuse, suivi du dépôt à proximité de l'appareil volcanique (figure 11).

Au tableau 5 nous présentons l'analyse chimique totale d'un échantillon de conglomérat à fragments volcaniques ainsi que l'analyse chimique d'un mégafragment volcanique.

### FORMATION D'ALDER (UNITÉ 4)

La Formation d'Alder affleure abondamment dans le secteur du lac Minowean et son épaisseur atteint près de 1 000 m dans la portion sud-est du bassin. À l'ouest du lac du Portage, elle se limite à une mince bande continue d'environ 4 km de longueur et son épaisseur ne dépasse guère de 300 à 400 mètres.

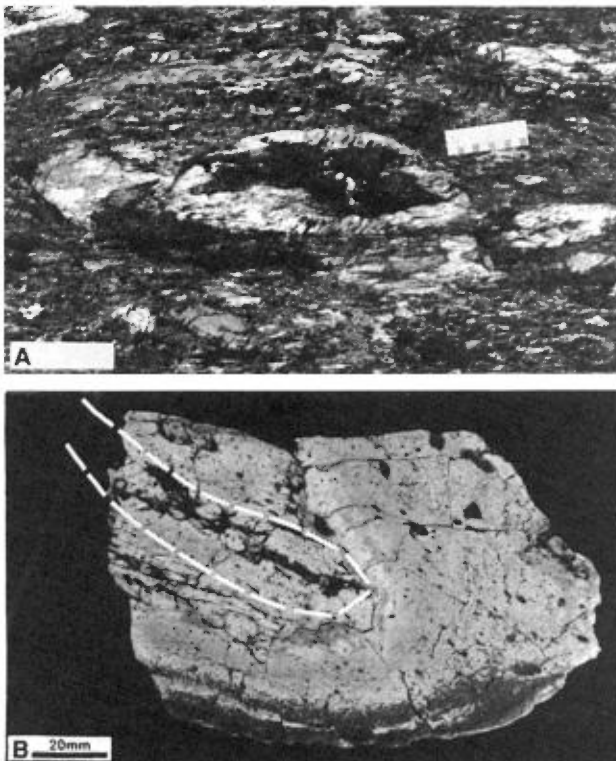


FIGURE 11 — Morphologie caractéristique de certains fragments volcaniques de la sous-unité 3d, Formation de Lace Lake. En A, fragment volcanique dont le cœur est rempli du même matériel chloriteux qui forme la matrice entre les fragments. En B, fragment volcanique en forme de boule. Les tirets blancs marquent la limite de la zone externe caractérisée par des textures de refroidissement. La morphologie de ces fragments en forme de boule (en A et en B) témoigne d'une déformation plastique qui s'est manifestée peu de temps après l'émission du matériel volcanique.

Le contact entre la Formation d'Alder et la Formation de Lace Lake sous-jacente est visible en quelques endroits, mais nous n'avons pas observé son contact supérieur avec la Formation d'Uvé. Le passage entre le Lace Lake et l'Alder est abrupt : il s'exprime par l'interlitage, sur quelques mètres, des lithologies caractéristiques des deux unités.

Dimroth (1978) a reconnu, dans la Formation d'Alder, cinq grands faciès régionaux : les roches du secteur des lacs Minowean et du Portage appartiennent au faciès de bassin sableux et elles sont caractérisées par une épaisse succession d'arénite quartzeuse, de grès dolomitique et de dolomie. Parce que cette formation est l'hôte des minéralisations uranifères du secteur, nous avons porté une attention plus particulière à l'étude de ses différents lithofaciès. La cartographie régionale couplée d'un relevé détaillé effectué autour des trois principaux indices (Brouillette, 1986) nous a permis d'identifier six sous-unités lithostratigraphiques.

### Sous-unités 4a et 4a'

Les lithologies associées à la sous-unité 4a affleurent uniquement dans le secteur du lac Minowean. D'épaisses séquences d'arénite quartzeuse massive, blanche à gris

TABLEAU 5 — Analyses de roches épicyclastiques, Formation de Lace Lake

	1	2
	(% du poids)	
SiO <sub>2</sub>	48,50	51,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,50	18,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,83	7,12
MgO	4,44	8,34
CaO	7,14	1,32
Na <sub>2</sub> O	7,38	6,14
K <sub>2</sub> O	0,13	0,19
TiO <sub>2</sub>	0,61	0,71
MnO	0,15	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,04
PAF	8,04	4,92
	(ppm)	
Au (ppb)	6	<5
Cu	62	75
Zn	59	74
Pb	42	42
Co	52	14
Ni	124	188
Mo	<4	<4
Cr	-	-
V	152	223
Zr	37	43
Sr	180	210
Ba	240	1000
Rb	5	6
Nb	6	6
La	<2	2
Li	64	63
Nd	30	<25
Y	<3	18
U	<3	<3
Th	5	4

- 1 - Conglomérat à fragments de roche volcanique andésitique (sous-unité 3d), 2,5 km au nord du lac Minowean (PB-296B-86).
- 2 - Mégafragment volcanique (sous-unité 3d), 2,5 km au nord du lac Minowean (PB-296E-86).

foncé, caractérisent cette sous-unité dont l'épaisseur atteint près de 400 m. Par endroits, des niveaux subarkosiques à arkosiques sont intercalés dans les arénites quartzieuses.

Cette sous-unité comprend aussi quelques niveaux ou lentilles de brèche polygénique à matrice siliceuse. Ces minces horizons bréchiques apparaissent dans la partie sommitale de la sous-unité 4a, à proximité du contact avec les faciès dolomitiques des sous-unités susjacentes (4c ou 4d). Mentionnons que ces brèches constituent un faciès particulier qui ne trouve pas d'équivalents dans la sous-unité transtionnelle 4b.

La sous-unité 4a' se limite à un groupe d'affleurements situé dans la partie centrale de la région cartographiée (voir carte n° 2083, hors texte) et quelques horizons métriques non cartographiables au contact de la Formation de Lace Lake. Elle est composée principalement d'une alternance de strates d'arénite quartzieuse grise et de strates pélitiques grisâtres ou verdâtres. Sur un affleurement, nous observons une interstratification régulière de l'ordre de 20 à 40 cm d'arénite quartzieuse noire et de siltite verte, de même qu'une interstrate dolomito-argileuse grise à patine brune. À proximité de ce même affleurement nous avons reconnu un niveau pélitique verdâtre contenant des fragments centimétriques d'arénite quartzieuse noire.

Nous discuterons à la section sur les «Corrélations lithostratigraphiques entre le bassin du lac Minowean et le secteur ouest du lac du Portage» des conséquences de la sous-unité 4a' dans l'interprétation lithostratigraphique de la région.

### Pétrographie

Les interstrates silteuses de la sous-unité 4a' sont en tout point comparables aux siltites de la Formation de Lace Lake. Par contre, les strates gréseuses se distinguent des arénites massives de la sous-unité 4a par leur couleur verdâtre et par la présence de constituants allochimiques. La fraction détritique des arénites est composée de quartz (70 à 80 %), de feldspaths séricitisés (1 à 2 %), d'oolithes entières ou fragmentées (1 à 2 %) et, plus rarement, de péloïdes micritiques (figure 12). La matrice occupe 10 à 15 % du volume total de la roche. Elle est composée essentiellement de minéraux argileux recristallisés et orientés parallèlement à la schistosité locale.

L'épaisse séquence d'arénite quartzieuse de la sous-unité 4a est en général massive et dépourvue de structures sédimentaires primaires. Le quartz et le feldspath (1 à 3 %) ainsi que des traces de zircon constituent l'essentiel de la fraction détritique. En certains endroits, le pourcentage de feldspath peut atteindre 10 à 15 % : il s'agit alors d'une arénite subarkosique. Celle-ci n'est pas uniformément répandue au sein de la sous-unité 4a et elle témoigne de l'apport irrégulier de feldspaths à l'intérieur du bassin de sédimentation. La quantité de liant est partout inférieure à 5 ou 10 % du volume total de la roche. Il est formé d'un mélange de quartz microcristallin et de phyllosilicates auquel sont associés, à l'état de traces, des minéraux authigènes tels que l'apatite et la tourmaline.

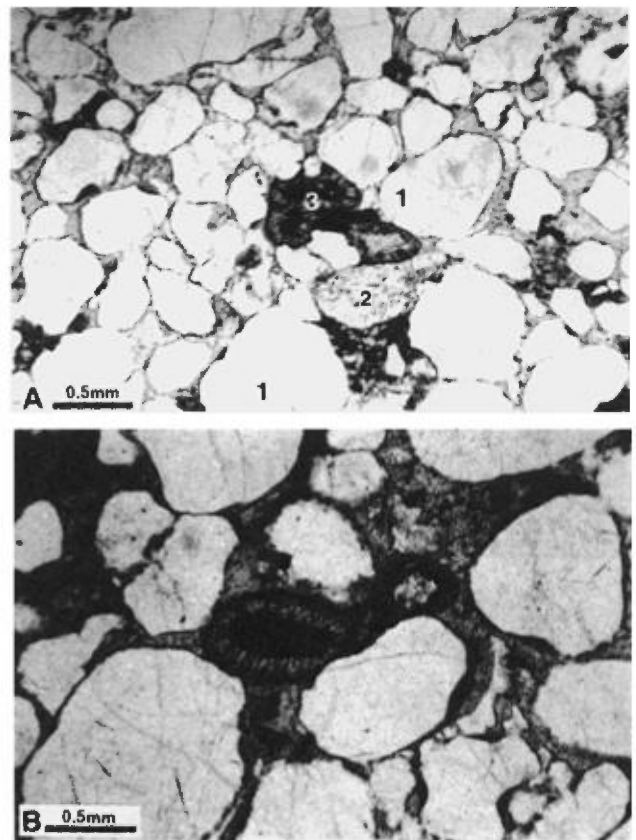


FIGURE 12 — Arénite quartzieuse à oolithes de la sous-unité 4a', Formation d'Alder. En A, arénite typique (lumière naturelle) composée de quartz (1), de feldspath séricitisé (2) et d'oolithes (3). La matrice est essentiellement phyllosilicatée. Noter que les oolithes épousent parfaitement l'espace entre les grains de quartz. En B, agrandissement (lumière naturelle) permettant de voir les structures radiées du cortex des oolithes.

En général, la couleur des arénites est fonction de la proportion et de la composition du matériel intergranulaire. La proportion de ce matériel ne dépasse guère 1 ou 2 % dans le faciès blanc et gris pâle (figure 13A et B). Il est constitué principalement de quartz microcristallin et de plages siliceuses en excroissance syntaxiale autour des grains de quartz détritique (figure 13D). Dans le faciès plus foncé (figure 13C) la composition du liant est essentiellement phyllosilicatée avec dissémination de pyrite automorphe. La proportion de matériel intergranulaire y est plus importante et elle atteint 5 à 10 % du volume total de la roche (figure 13C). Trois analyses chimiques totales d'arénite quartzieuse sont présentées au tableau 6.

Les horizons et les lentilles de brèche polygénique siliceuse (figure 14) au sommet de la sous-unité 4a contiennent 50 à 70 % de fragments anguleux, baignant dans une matrice d'arénite quartzieuse ou, plus rarement, de grès dolomitique.

L'étude des brèches au microscope nous a permis d'identifier quatre types de fragments :

- 1 - des fragments de quelques millimètres à 3 ou 4 cm de diamètre, constitués d'oolithes silicifiées et de grains de quartz cimentés par de la calcédoine. Les oolithes ont de 0,1 à 0,3 mm de diamètre et plu-

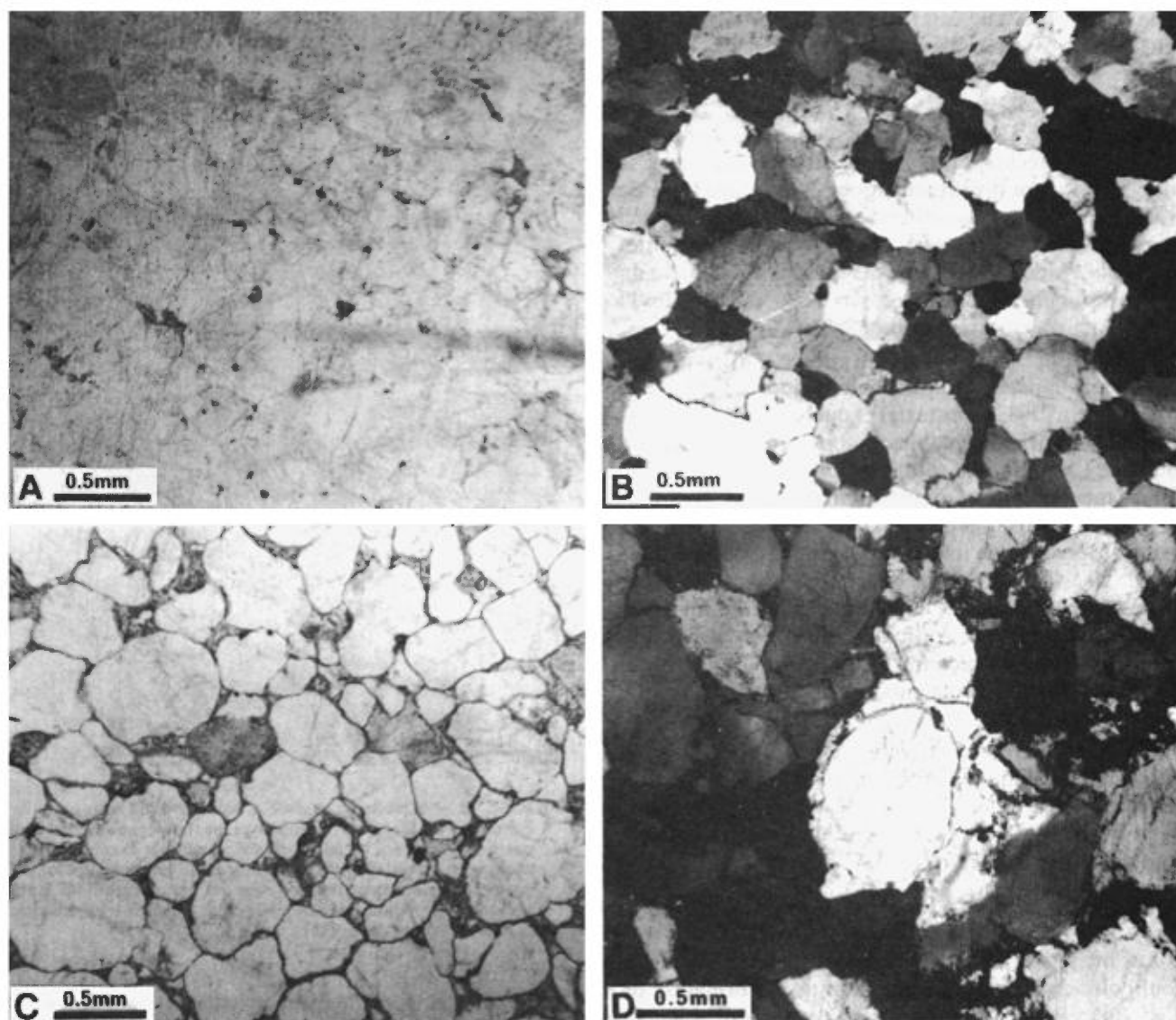


FIGURE 13 — Minéralogie et texture des arénites quartzieuses gris pâle et gris foncé de la sous-unité 4a, Formation d'Alder. En A, faciès blanc et gris pâle (lumière naturelle). Le matériel granulaire se retrouve en faible proportion et il est composé principalement de silice. En B, identique à A, en lumière polarisée. Remarquer les plages de quartz indentées. En C, faciès gris moyen à gris foncé (lumière naturelle). La composition phyllosilicatée de la matrice permet de bien discerner chacun des grains détritiques de quartz. En D, phénomène de cimentation (lumière naturelle) par excroissance de silice autour des grains de quartz. La limite du grain original est marquée par l'alignement de petites inclusions fluides.

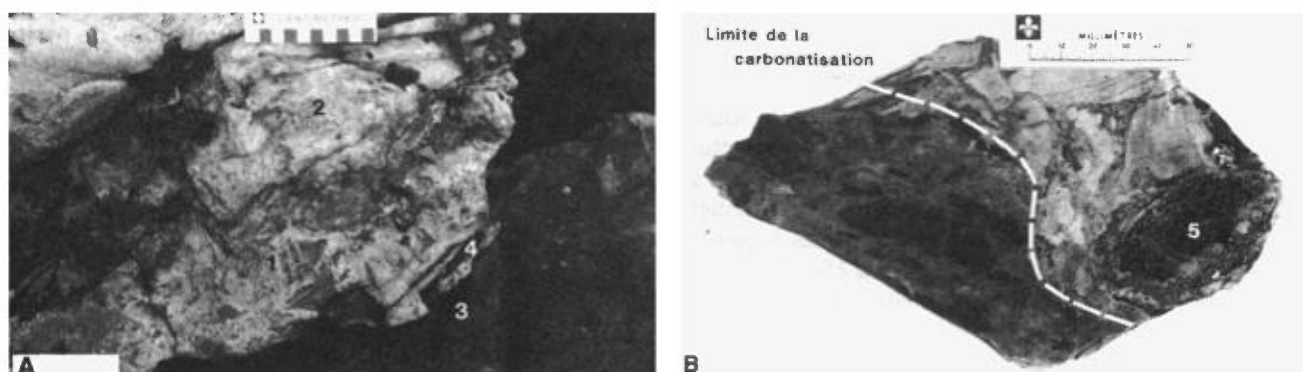


FIGURE 14 — Brèche polygénique siliceuse de la sous-unité 4a, Formation d'Alder. En A, horizon de brèche siliceuse (1) en contact avec l'arénite quartzieuse de la sous-unité 4a (2) et la dolomie de la sous-unité 4d (3). Au contact de la dolomie (4), la brèche est partiellement carbonatisée. En B, échantillon scié, provenant de la zone 4 et mettant en évidence les trois fragments suivants : fragments de chert, de lamines cherteuses et de dolomie. Le « front » de carbonatation est bien marqué et la moitié droite de l'échantillon est partiellement carbonatisée. Un fragment à l'extrême droite (5) montre de belles structures concentriques de remplacement rythmique.

**TABLEAU 6 — Analyses d'arénites quartzieuses (sous-unité 4a), Formation d'Alder**

	1	2	3
	(% du poids)		
SiO <sub>2</sub>	94,00	92,50	96,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,96	2,10	1,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,30	1,11	0,21
MgO	0,89	1,07	0,15
CaO	0,02	0,66	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,37	0,28	0,58
K <sub>2</sub> O	0,18	0,28	<0,01
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,06	0,06
MnO	<0,01	0,02	<0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,25	<0,01
PAF	1,13	1,10	0,24
	(ppm)		
Au (ppb)	<0,2	<0,2	<0,2
Ag	<15	<15	<15
Cu	1	13	4
Zn	16	35	5
Pb	<12	<12	<12
Co	<3	4	<3
Ni	8	14	2
Mo	<4	<4	<4
Cr	4	9	3
V	11	12	<2
Zr	50	37	53
Sr	4	33	<3
Ba	376	98	29
Rb	5	11	3
Nb	<3	<3	<3
La	4	4	4
Li	19	24	7
Y	<3	10	<3
U	<3	<3	3
Th	5	8	6

- 1 - Faciès gris foncé. 250 m au NNE de l'indice Ferme Nord (PB-54B-85).
- 2 - Faciès gris verdâtre à quelques centimètres du contact avec les roches pélitiques de la Formation de Lace Lake. 300 m au NE de l'indice Racine (PB-89A-85).
- 3 - Faciès gris pâle. 1 km à l'ouest de la rive centrale ouest du lac Minowean (PB-130A-85).

sieurs montrent encore les textures concentriques primaires ainsi que la nature du nucleus (grain de quartz ou concrétion argilo-carbonatée, figure 15A et B);

- 2 - des fragments de chert dont quelques-uns sont partiellement enrobés de lamines d'encroûtement siliceuses;
- 3 - des fragments millimétriques de chert laminé; et,
- 4 - des fragments de quelques millimètres à 3 ou 4 cm de diamètre de dolomie microspathique.

Près de l'indice Ferme Sud, l'horizon bréchiq ue montre des évidences de carbonatation au contact de la dolomie. Cette carbonatation affecte la brèche sur quelques dizaines de centimètres tout au plus. Des fragments de chert et d'oolithes sont alors partiellement ou totalement carbonatisés (figure 15C). L'arénite quartzieuse, qui sert de liant aux fragments cherteux, est également touchée, de telle sorte que la matrice argileuse devient progressivement beaucoup plus riche en carbonates. Au-delà de quelques décimètres du contact avec la dolomie, les signes de carbonatation s'estompent.

La composition des différents fragments contenus dans la brèche peut être comparée aux constituants des roches ferrifères de la Formation de Sokoman (oolithes cherteuses, intraclastes cherteux, chert laminé, ciment de calcédoine; Dimroth & Chauvel, 1973). À la suite de plusieurs études des différents faciès de cette formation, Dimroth (1978) soulève certaines faiblesses d'une hypothèse qu'il a antérieurement émise (Dimroth & Chauvel, 1973), voulant que les cherts et les oolithes cherteuses se soient formés par précipitation directe. Ainsi, bien qu'il n'en possède pas la preuve directe (toute la Formation de Sokoman étant silicifiée), Dimroth (1978) émet l'hypothèse d'une silicification complète de roches originellement calcaireuses. De récentes études sur la diagenèse des carbonates ont montré le caractère sélectif et réversible des remplacements carbonate-silice ainsi que la préservation des textures et des structures primaires (Hesse, 1987). Cette conclusion pourrait expliquer l'origine des fragments cherteux de l'unité bréchiq ue, compte tenu de la présence d'allochèmes carbonatés à la base de cette sous-unité et dans un horizon dolomitique au sommet de la Formation d'Alder.

D'après nos observations et en nous appuyant sur l'hypothèse de Dimroth (*ibid.*), nous interprétons les fragments cherteux de la brèche comme des faciès de calcaire oolithique et de boue calcaireuse soumis à une silicification précoce (au début de la diagenèse), tandis que les fragments carbonatés de même que le liant dolomitique constituent les témoins de la carbonatation tardi-diagénétique de ces précurseurs siliceux. Nous proposons, au tableau 7, un schéma pour décrire l'évolution des événements responsables de la formation des horizons bréchiq ues.

#### Sous-unité 4b

Dans le secteur du lac Minowean, la sous-unité 4b constitue le faciès intermédiaire marquant le passage graduel entre les arénites quartzieuses de la sous-unité 4a et les grès dolomitiques de la sous-unité 4c. Cette sous-unité est caractérisée par une interstratification de grès légèrement dolomitique, gris moyen à patine claire et de grès dolomitique à patine brune. Plus rarement, nous observons des bancs massifs d'épaisseur métrique de grès légèrement dolomitique.

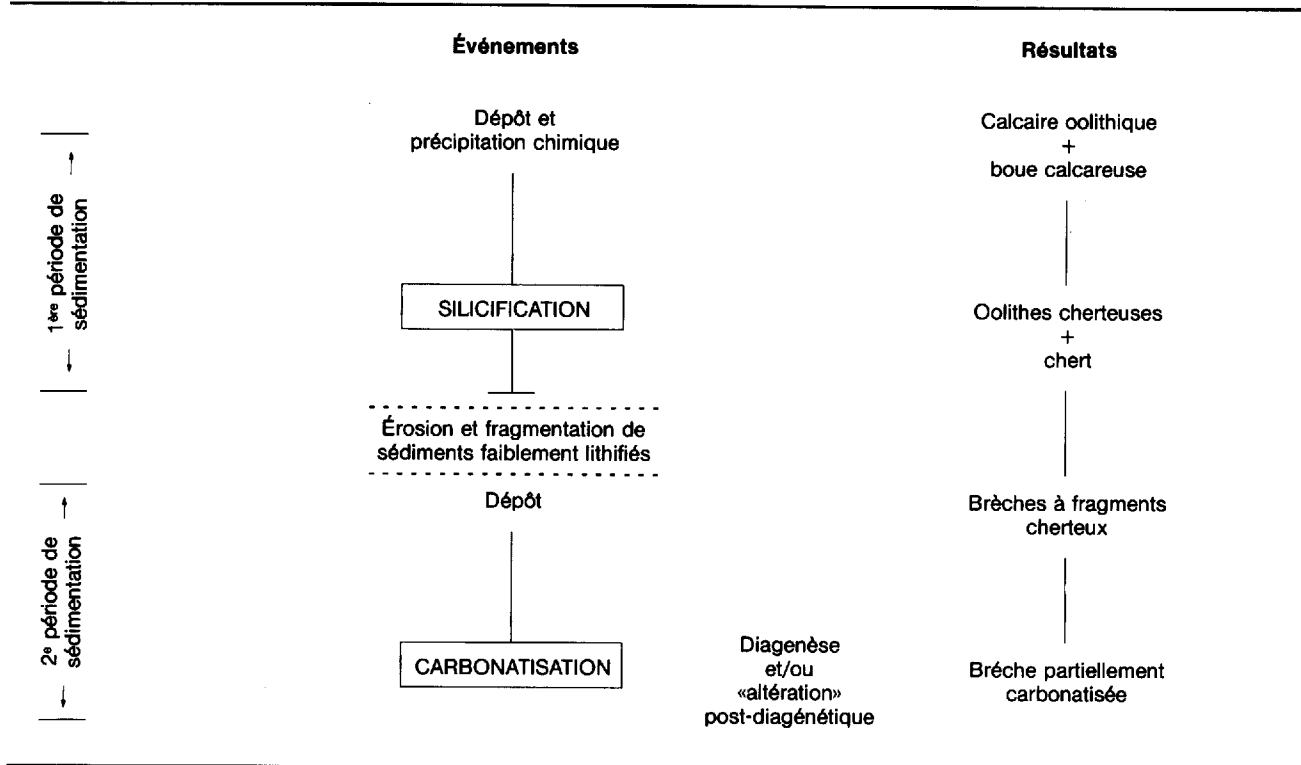
Les grès légèrement dolomitiques sont facilement confondus avec les arénites quartzieuses de la sous-unité 4a, spécialement lorsqu'ils apparaissent en bancs massifs. Toutefois ce grès possède une croûte d'altération légèrement plus épaisse et il répond plus fortement au test de l'acide chlorhydrique.

À l'ouest du lac du Portage, aucun faciès équivalent n'a été identifié.

#### Pétrographie

La fraction détritiqu e du grès légèrement dolomitique est composée de quartz (75 à 80 %), de feldspath variant de partiellement à totalement séricitisé (1 à 2 %) et de péloïdes micritiques (3 à 5 %) (figure 16). La matrice occupe 5 à 10 % du volume de la roche et elle est formée

TABLEAU 7 — Évolution des événements responsables de la formation des horizons bréchiques



d'un mélange d'argile et de micrite. De la calcite automorphe remplit certains espaces assez grands entre les grains de quartz.

#### Sous-unité 4c

La sous-unité 4c ainsi que la sous-unité 4d sus-jacente marquent l'apparition des premières séquences essentiellement dolomitiques de la Formation d'Alder. Bien que marquées par des variations latérales de faciès, ces séquences dolomitiques constituent le seul véritable horizon repère qui permet de corréler la stratigraphie du lac Minowean à celle du secteur ouest du lac du Portage. Nous discuterons plus en détail des corrélations stratigraphiques entre ces deux secteurs, à la section de ce chapitre sur les «Corrélations lithostratigraphiques entre le bassin du lac Minowean et le secteur ouest du lac du Portage».

Au lac Minowean, la sous-unité 4c est composée d'épaisses séquences litées de grès dolomitique gris à patine beige. Quelques minces interlits, lentilles ou fragments de dolomie sont présents par endroits. Des faisceaux entrecroisés de stratifications obliques caractérisent ce dépôt et permettent, à plusieurs endroits, l'identification de polarités sédimentaires (figure 17). Des niveaux irréguliers (quelques dizaines de mètres d'épaisseur) de mégabrèche polygénique à matrice dolomitique ont également été identifiés. Cette brèche est constituée presque essentiellement de blocs grossiers de grès dolomitique et de dolomie, dont la taille varie de quelques décimètres à plus d'un mètre de diamètre. Ils sont anguleux et aucun tri granulométrique ou lithologique n'a été

observé. Par contre, à certains endroits, la disposition des fragments suggère une bréchification sur place d'un sédiment assez bien lithifié.

À l'ouest du lac du Portage, cette sous-unité est pratiquement inexistante. Le grès dolomitique se limite à quelques strates d'épaisseurs variables, centimétriques à décimétriques, interstratifiées, à la base de la sous-unité 4d, aux premières séquences de dolomie.

#### Pétrographie

À l'instar des arénites quartzueuses de la sous-unité 4a, les grès dolomitiques présentent un faciès gris pâle (légèrement rosé par endroits) et un faciès gris foncé, contrôlé en grande partie par la dissémination de matériel graphitique au sein du liant carbonaté. La distribution spatiale de ces deux faciès s'opère de la façon suivante : le faciès gris pâle (et rosé) est omniprésent sur les flancs ouest et sud-ouest du bassin du lac Minowean (figure 18A), tandis que le faciès gris foncé se limite au flanc est (figure 18B et C). Une analyse chimique totale de chacun de ces faciès est présentée au tableau 8.

Les grès dolomitiques possèdent une fraction détritico terrigène (70 à 80 %) composée de quartz et de feldspath partiellement ou totalement altéré. Une fraction détritico allochimique (0 à 10 %) est également présente. Elle est constituée d'oolithes, d'intraclastes oolithiques ainsi que d'intraclastes formés d'oolithes, de péloïdes et de quartz (figure 18B). Plus rarement, nous observons des clastes de l'ordre de 3 à 10 mm de diamètre (figure 19) dont la composition est soit allochimique (boue micritique à structure grumeleuse), soit terrigène

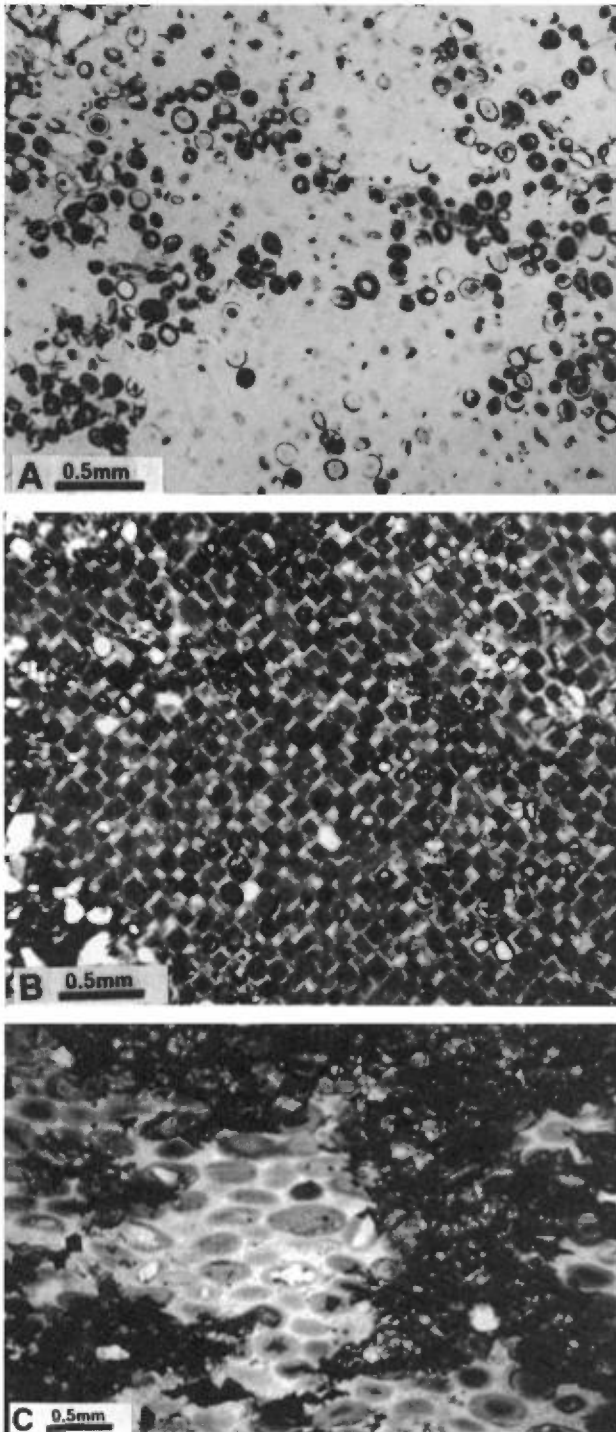


FIGURE 15 — Fragments constitués d'oolithes cherteuses (brèche de la sous-unité 4a, Formation d'Alder). En A, plages d'oolithes silicifiées (lumière naturelle). Certaines oolithes montrent des textures concentriques primaires ainsi que la nature du nucléus (grain de quartz ou concrétion argilo-carbonatée). En B, identique à A, mais en lumière polarisée. Remarquer le patron cubique, généré par la cristallisation du ciment siliceux. En C, photomicrographie (lumière naturelle) qui correspond au fragment 5 de la figure 13B. Elle montre l'amorce de carbonatisation qui (en noir sur la photo) touche autant les oolithes siliceuses que le ciment de calcédoine qui les unit.

(clastes de grès dolomitique fin). En général, la granulométrie des allochèmes est plus grossière que celle des fragments terrigènes.

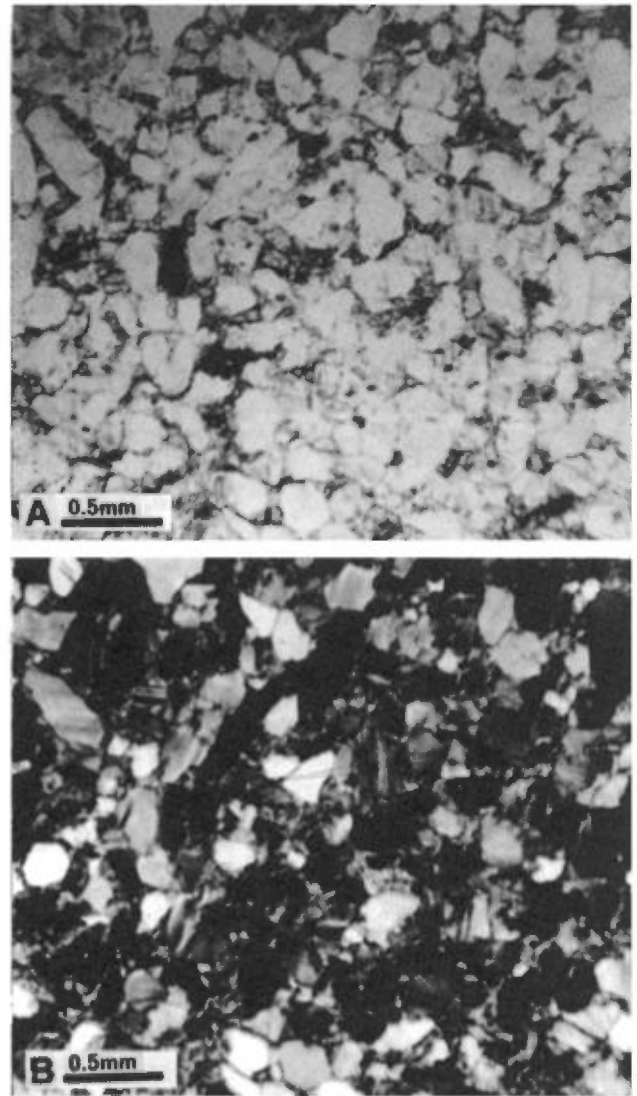


FIGURE 16 — Minéralogie des grès légèrement dolomitiques de la sous-unité 4b, Formation d'Alder. En A, grès légèrement dolomitique (lumière naturelle) marquant la transition entre le faciès siliceux (sous-unité 4a) et les faciès nettement dolomitiques (sous-unités 4c et 4d). La matrice est formée d'un mélange d'argile et de micrite. Un peu de calcite cristalline apparaît également à l'intérieur de la matrice. La présence d'allochèmes (surtout péloïdes) est également caractéristique de cette sous-unité. En B, identique à A, mais en lumière polarisée.

Un ciment microspathique à spathique assure le lien entre les éléments détritiques.

#### Sous-unité 4d

La sous-unité 4d constitue le sommet de la Formation d'Alder affleurant dans le secteur étudié. Elle est composée d'une séquence massive de dolomie grise à patine beige, dont l'épaisseur peut être estimée à un maximum de 200 mètres. Nous observons également quelques interstrates centimétriques de grès dolomitique, surtout à la base de cette sous-unité.

Dans le secteur du lac du Portage la dolomie est caractérisée par la présence d'un réseau complexe de veinules et microveinules planaires de quartz.

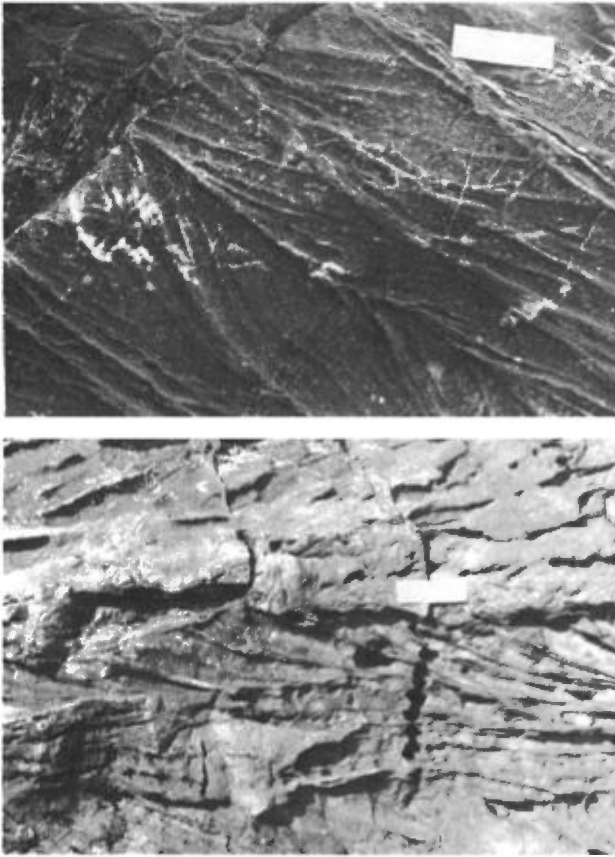


FIGURE 17 — Structures sédimentaires des grès dolomitiques de la sous-unité 4c, Formation d'Alder. Grès dolomitique exposant de belles structures de laminations entrecroisées (A) et obliques (B).

### Pétrographie

Deux types de dolomie ont été reconnus dans le secteur étudié : une dolosparite silteuse (figure 20A) et une dolomie microspathique légèrement graphitique (figure 20B).

La dolosparite silteuse contient généralement de 1 à 5 % d'éléments détritiques. Plus rarement, mais surtout à proximité du grès dolomitique de la sous-unité 4c, cette proportion peut atteindre de 20 à 25 %. Les fragments terrigènes sont essentiellement le quartz et le feldspath (< 1 %). La fraction allochimique contient des oolites, des péloïdes et quelques intraclastes à oolites et péloïdes.

Le deuxième type est restreint à quelques pointements de dolomie gris foncé qui affleurent sur la rive sud-est du lac Minowean, à proximité de l'indice Racine. Il s'agit d'une dolomie microspathique, légèrement graphitique et dépourvue de tout fragment détritique. Le matériel graphitique se présente en petits agrégats de l'ordre de 10 à 15 micromètres entre les plages microspathiques de carbonate.

Dans la portion SSW du bassin du lac Minowean, apparaît un horizon discontinu de l'ordre de quelques mètres carrés, constitué d'une dolomie oolithique. Cette dolomie, de couleur légèrement rosée, contient plus de 85 % d'oolithes empilées les unes sur les autres sans

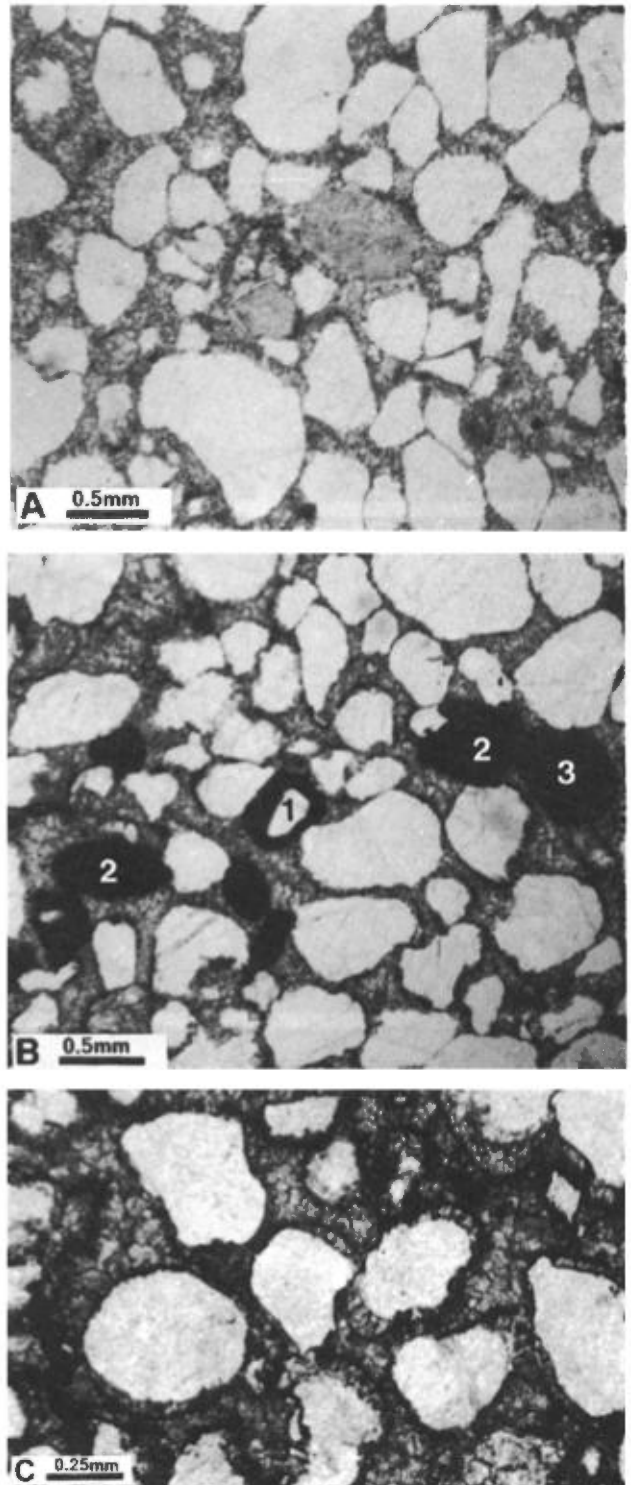


FIGURE 18 — Minéralogie et texture des grès dolomitiques de la sous-unité 4c, Formation d'Alder. En A, faciès de grès dolomitique gris pâle (lumière naturelle), légèrement rosé par endroits, que l'on retrouve sur le flanc sud-ouest du bassin du lac Minowean. Remarque que le faciès pâle ne contient pas de constituants allochimiques carbonatés. En B, faciès de grès dolomitique gris foncé (lumière naturelle) dans lequel on retrouve les allochèmes suivants : oolithe à nucléus de quartz (1), péloïdes (2) et intraclaste oolithique (3). Noter également la teinte plus foncée du ciment microspathique comparativement à A. En C, grès dolomitique gris foncé (lumière naturelle) dépourvu d'allochèmes. Noter les couronnes de matériel graphitique qui limitent le contour original des grains de quartz ainsi que l'amorce de leur remplacement par de la calcite spathique.



**TABLEAU 8 — Analyses de grès dolomitiques (sous-unité 4c), Formation d'Alder**

	1	2	3
	(% du poids)		
SiO <sub>2</sub>	47,80	33,70	54,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	1,00	0,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,41	0,50	0,20
MgO	10,60	13,90	9,71
CaO	15,80	20,40	14,10
Na <sub>2</sub> O	<0,1	<0,1	0,12
K <sub>2</sub> O	0,14	0,30	0,18
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,04	0,05
MnO	0,75	0,06	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	0,03	<0,01
PAF	24,00	30,70	21,00
	(ppm)		
Au (ppb)	<15	<15	<15
Ag	<0,2	<0,2	<0,2
Cu	3	6	4
Zn	12	112	6
Pb	<12	<12	<12
Co	4	<3	<3
Ni	10	8	<1
Mo	<4	<4	<4
Cr	90	4	3
V	17	21	13
Zr	41	26	34
Sr	150	60	40
Ba	347	64	29
Rb	4	8	6
Nb	<3	<3	<3
La	<2	<2	<2
Li	2	4	2
Y	<3	3	<3
U	<3	<3	5
Th	5	8	9

- 1 - Faciès gris foncé. Rive ESE du lac Minowean (MA-7-85)
- 2 - Faciès gris pâle. 400 m à l'ouest de la rive centrale-ouest du lac Minowean (PB-121A-85).
- 3 - Faciès rosé. 1 km à l'ouest de la rive centrale-ouest du lac Minowean (PB-137-85).

aucun contrôle géométrique (figure 20C). Un ciment de dolomie microspathique à spathique remplit les espaces vides.

Nous présentons au tableau 9 trois analyses chimiques totales de dolomie de la Formation d'Alder.

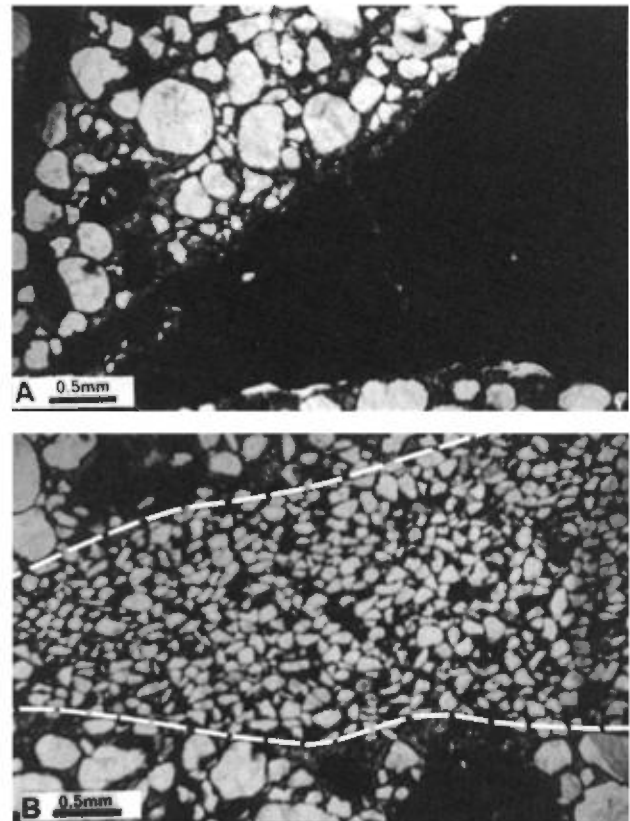
#### Sous-unité 4e

La sous-unité 4e n'a été identifiée que dans le secteur du lac du Portage et plus précisément sur un affleurement situé à moins d'un kilomètre de la rive nord-ouest de ce lac. À cet endroit, affleure une arénite quartzeuse à grain grossier, verdâtre et légèrement dolomitique, à laquelle s'interstratifient de minces niveaux schisteux également de couleur verdâtre.

L'assignation de cette sous-unité à la Formation d'Alder demeure toutefois incertaine, car les travaux réalisés dans le secteur du lac Minowean ont identifié la dolomie comme étant l'unité sommitale de la formation.

#### FORMATION D'UVÉ (UNITÉ 5)

La Formation d'Uvé affleure peu dans la région cartographiée. Elle se limite à quelques affleurements sur les



**FIGURE 19 — Lithoclastes grossiers des grès dolomitiques de la sous-unité 4c, Formation d'Alder. En A, faciès un peu particulier de grès dolomitique à clastes grossiers (lumière naturelle) pouvant atteindre 10 mm de diamètre. Le claste représenté ici (en noir) est constitué de boue micritique dépourvue de tout fragment. En B, fraction d'un lithoclaste (lumière naturelle), délimité par les pointillés, formé des mêmes constituants (quartz, oolithes et péloïdes) que le grès dolomitique qui le contient. La granulométrie des constituants du lithoclaste est, par contre, beaucoup plus fine.**

iles et sur la rive ouest du lac Minowean et elle est caractérisée par des siltites et des argilites grises, très finement laminées à l'échelle millimétrique.

#### Pétrographie

Les unités pélitiques de la Formation d'Uvé sont caractérisées par l'abondance de matériel graphitique. Certains horizons silteux en contiennent jusqu'à 15 ou 20 %.

Les fragments détritiques sont le quartz et le feldspath (5 à 10 %). La matrice fortement graphitique contient également des phyllosilicates tels que la chlorite et la sérécite. Les argilites sont très finement laminées et marquées d'un clivage de fracture régulier et d'espacement millimétrique. Plusieurs de ces plans de clivage sont tapissés d'oxyde de fer.

#### GROUPE DE MONTAGNAIS (UNITÉ 6)

Le Groupe de Montagnais regroupe toutes les roches gabbroïques et ultramafiques de la Fosse, peu importe leur âge et leur origine (Dimroth, 1978). Il n'a donc pas de valeur stratigraphique au sens précis du mot.

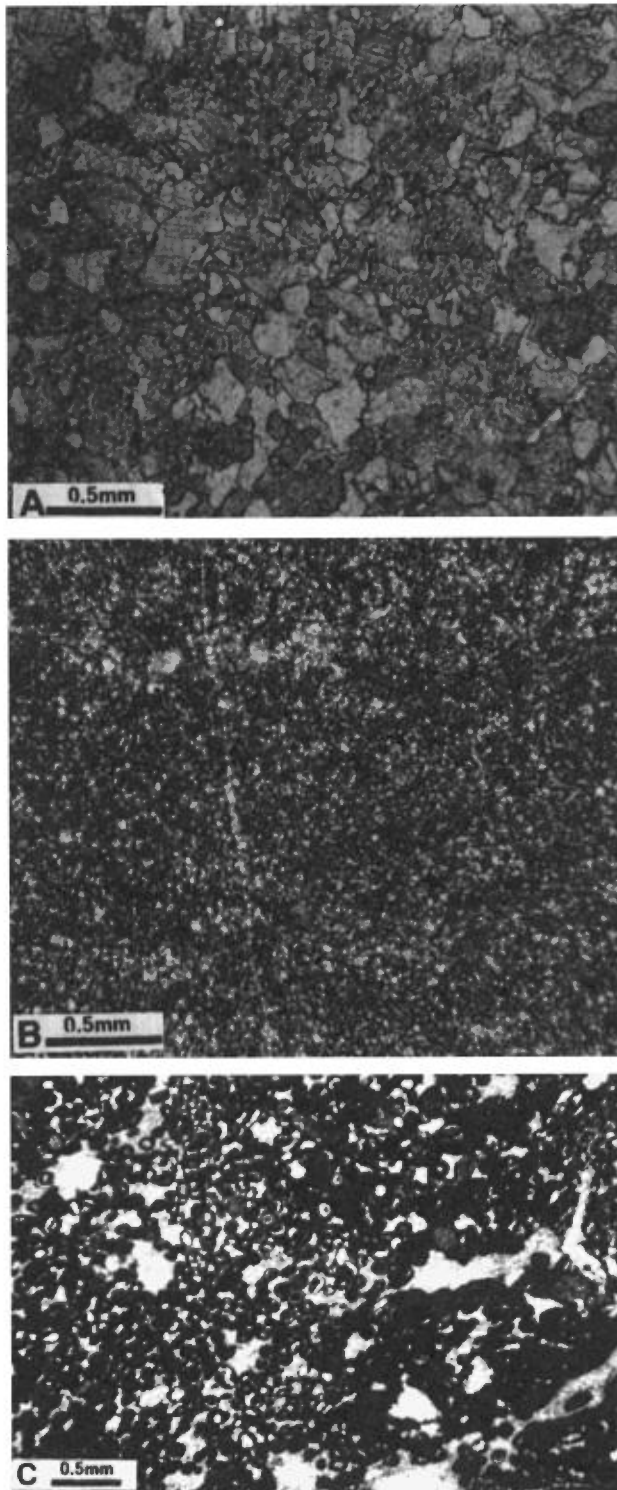


FIGURE 20 — Dolosparite, dolomite microspathique et dolomite oolithique de la sous-unité 4d, Formation d'Alder. En A, dolosparite (lumière naturelle) typique de la partie supérieure de la sous-unité 4d. En B, dolomite microspathique légèrement graphitique (lumière naturelle). En C, dolomite oolithique (lumière naturelle) contenant de 80 à 85 % d'oolithes empilées les unes sur les autres, sans aucun contrôle géométrique.

Dans la région cartographiée les roches gabbroïques sont généralement massives et de couleur gris sombre verdâtre; la granulométrie varie de fine à moyenne.

TABLEAU 9 — Analyses de dolomies (sous-unité 4d), Formation d'Alder

	1	2	3
	(% du poids)		
SiO <sub>2</sub>	14,30	8,22	12,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	0,20	0,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,31	0,10	0,48
MgO	18,50	20,10	18,30
CaO	26,70	28,90	26,60
Na <sub>2</sub> O	0,12	<0,1	0,24
K <sub>2</sub> O	0,08	0,04	0,10
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,03	0,05
MnO	0,06	0,03	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,10	0,06
PAF	40,20	43,10	40,80
	(ppm)		
Au (ppb)	<15	<15	<15
Ag	<0,2	<0,2	<0,2
Cu	4	4	5
Zn	5	7	218
Pb	<12	<12	<12
Co	<3	<3	<3
Ni	5	4	2
Mo	<4	<4	<4
Cr	<2	<2	<2
V	<2	<2	<2
Zr	17	16	17
Sr	94	110	92
Ba	21	16	9
Rb	6	3	4
Nb	<3	<3	<3
La	<2	<2	<2
Li	<1	1	<1
Y	<3	<3	<3
U	8	4	3
Th	10	6	9

- 1 - Dolomite gris beige à moins d'un mètre du contact avec l'arénite quartzuse de la sous-unité 4a. Indice Ferme Sud (FS1-4-85).
- 2 - Faciès gris moyen. 100 m à l'est de la rive NE du lac Minowean (PB-8A-85).
- 3 - Faciès rosé. 300 m à l'ouest de la rive centrale-ouest du lac Minowean (PB-124C-85).

Quelques affleurements situés sur la rive nord-ouest du lac du Portage, entre le tracé de la faille d'Argencourt et les dolomies de la sous-unité 4d (voir carte n° 2083, hors-texte) montrent une coloration verdâtre beaucoup plus claire ainsi qu'une granulométrie plus fine, subaphanitique.

### Pétrographie

Les gabbros sont généralement bien altérés : la saussuritisation du feldspath ainsi que l'ouralitisation du pyroxène sont les deux phénomènes d'altération dominants. La carbonatation tardive plus ou moins intense vient oblitérer, par endroits, les textures primaires de ces roches. Quelques rares pseudomorphes d'olivine, complètement remplacés par de la chlorite, sont présents.

Le faciès verdâtre à grain fin est vacuolaire et caractérisé par l'abondance de feldspath au détriment du pyroxène. Les textures primaires sont moins perceptibles et l'altération, surtout la carbonatation, devient plus intense. Le pourcentage de vacuoles varie entre 5 et 10 % et leur taille atteint de 1 à 2 mm. Elles sont remplies par des quantités variables de quartz, de calcite et de phyllosilicates.

Cette roche vacuolaire à grain fin n'est pas caractéristique des roches gabbroïques du Groupe de Montagnais dans le secteur cartographié. Ainsi nous pensons que ce faciès témoigne d'une activité volcanique discrète qui se serait manifestée à quelques endroits après le dépôt des séquences dolomitiques de la Formation d'Alder. Cette hypothèse n'est pas incompatible avec la présence de la sous-unité 4e qui contient de minces niveaux schisteux verdâtres.

### Géochimie

Pour l'analyse géochimique proposée ici, nous ne disposons que de neuf analyses chimiques de roche, provenant essentiellement du secteur du lac Minowean. Ne disposant que d'une faible quantité d'analyses et en l'absence de toute étude systématique, nous nous proposons d'étudier différentes données géochimiques dans le but d'apprécier qualitativement le caractère géochimique primaire des roches gabbroïques de la région.

Le diagramme binaire alcalis-silice (figure 21) inscrit les roches gabbroïques de la région étudiée dans le champ

subalcalin tel que défini par MacDonald & Katsura (1964) ou par Irvine & Baragar (1971). La seule exception, l'échantillon n° 5 (voir annexe I), provient d'une bordure de trempe où des échanges chimiques avec les sédiments encaissants seraient à l'origine de son enrichissement en alcalis et/ou de son appauvrissement en silice. Le caractère subalcalin des échantillons est également confirmé par le diagramme  $TiO_2 - (Zr/P_2O_5)$  (figure 22) qui a l'avantage d'être basé sur des éléments peu mobiles lors des différents processus d'altération. Le diagramme  $SiO_2 - (Zr/TiO_2)$  (figure 23) suggère des caractéristiques chimiques s'apparentant aux basaltes subalcalins et aux andésites basaltiques (ou à leur équivalent igné intrusif) tout en permettant d'apprécier la mobilité relative de la silice par opposition au rapport constant  $Zr/TiO_2$ .

Le caractère subalcalin identifié ici est compatible avec celui reconnu par Chevé (en préparation) lors de son étude des roches gabbroïques de la zone centrale de la Fosse du Labrador.

Consécutivement à la reconnaissance du caractère subalcalin des roches gabbroïques étudiées, nous tente-

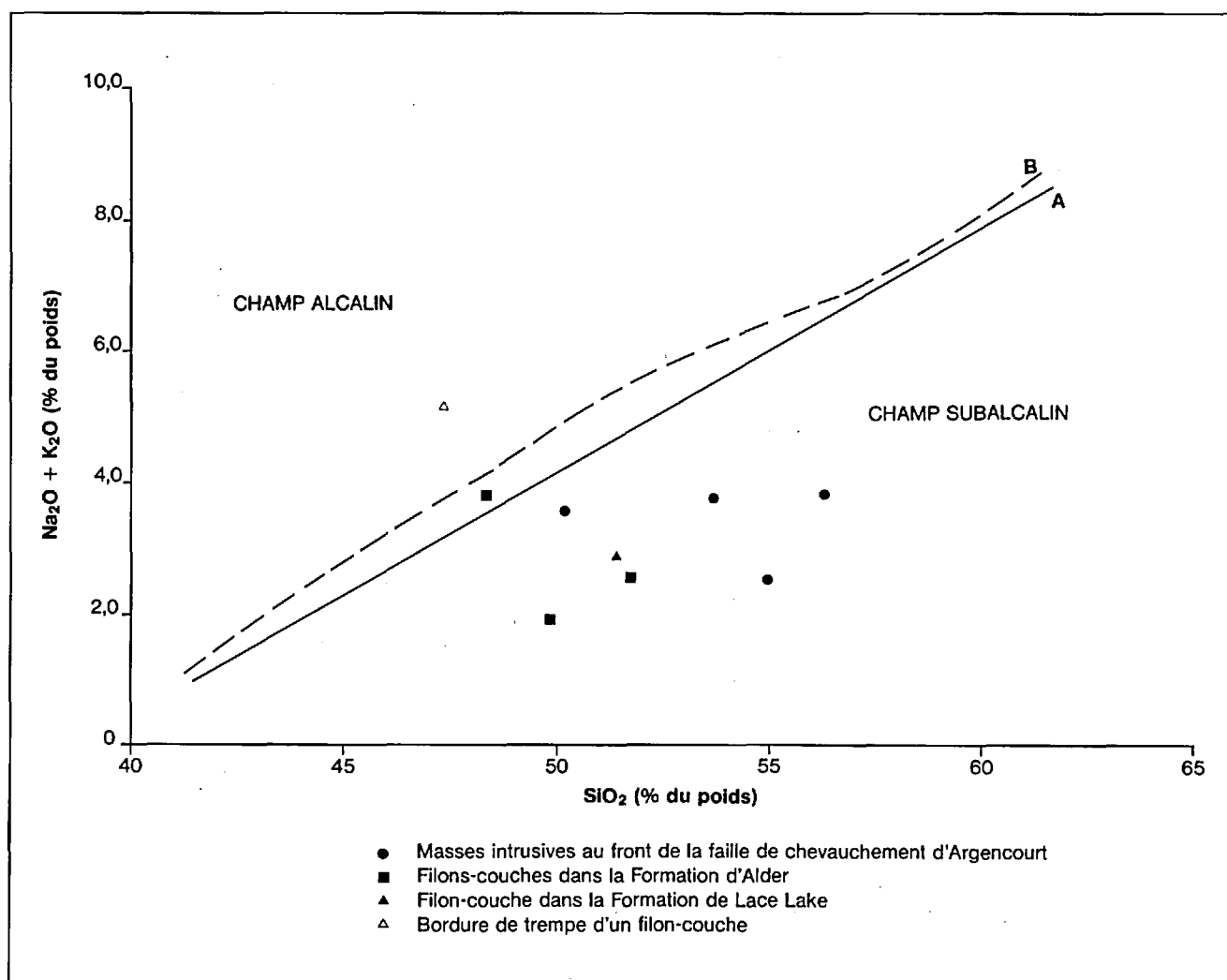


FIGURE 21 — Diagramme de variation  $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ . La limite entre les champs alcalins et subalcalins est établie par la droite A selon MacDonald & Katsura (1964) et par la courbe B selon Irvine & Baragar (1971).

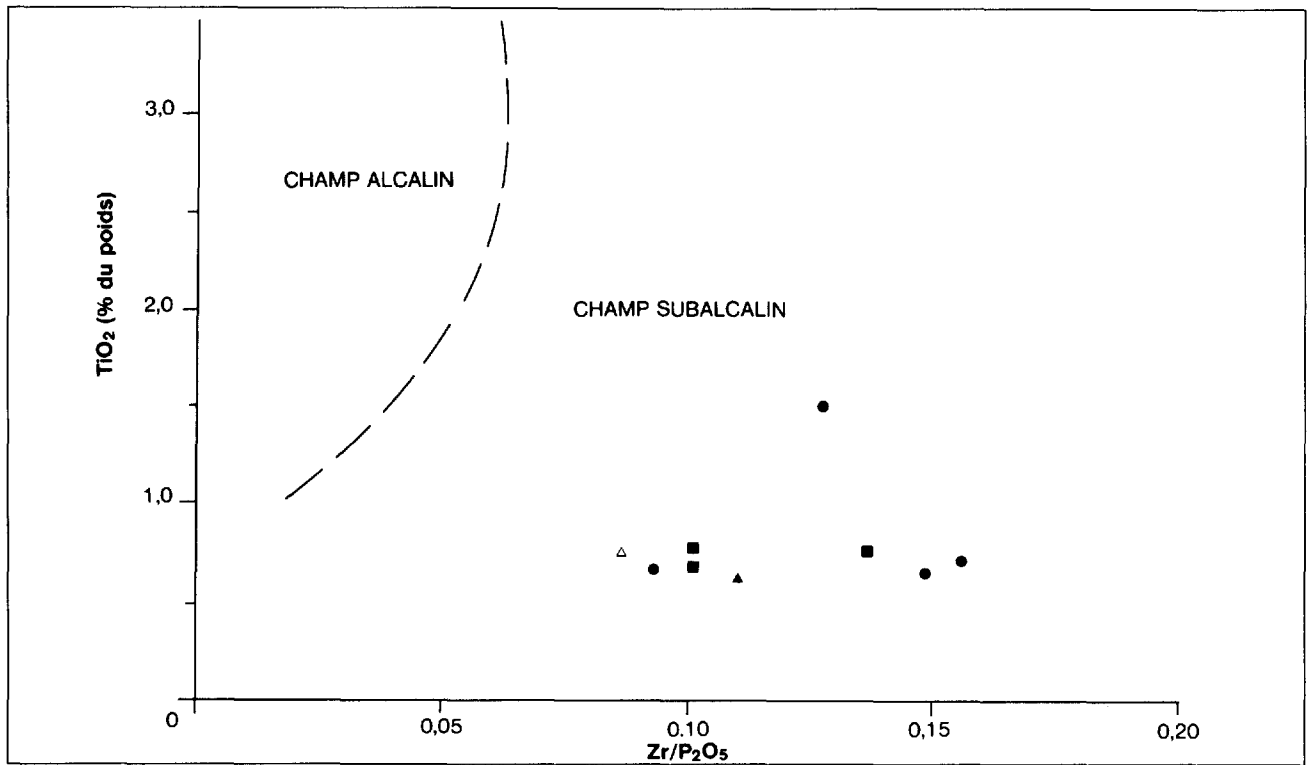


FIGURE 22 — Diagramme de variation  $\text{TiO}_2$  - ( $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$ ) de Winchester & Floyd (1977). Se référer à la figure 21 pour le symbolisme.

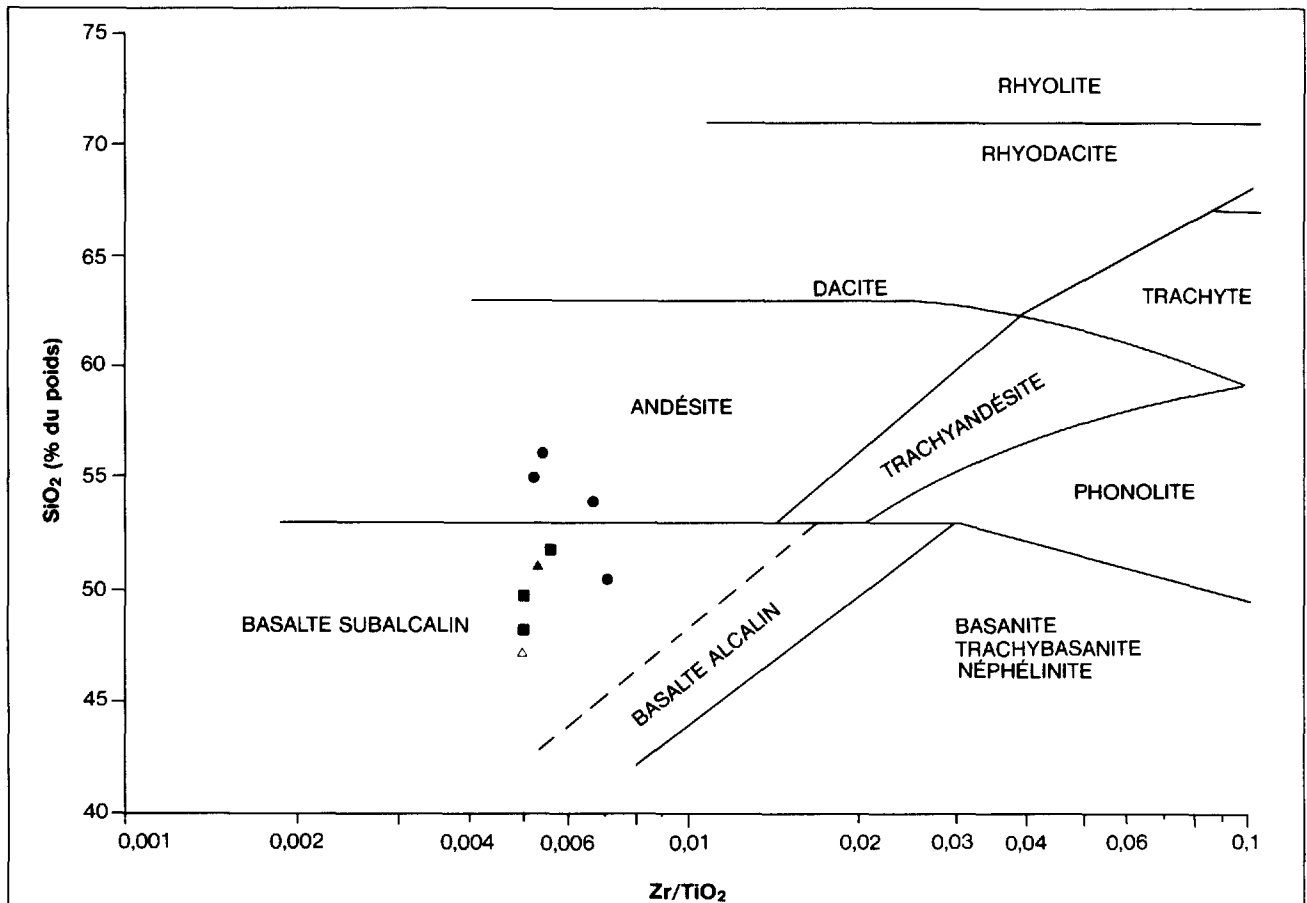


FIGURE 23 — Diagramme de variation  $\text{SiO}_2$  - ( $\text{Zr}/\text{TiO}_2$ ) de Winchester & Floyd (1976). Se référer à la figure 21 pour le symbolisme.

rons maintenant d'identifier la suite magmatique sub-alcaline à laquelle ils s'apparentent.

L'utilisation du diagramme AFM (figure 24) s'avère peu discriminant car la majorité des points chevauchent la limite des champs tholéiitique et calco-alcalin. La tendance calco-alcaline de certains échantillons peut être attribuable à la mobilité des éléments alcalins au cours de différents processus de métasomatisme. À l'examen du diagramme de variation de Hugues (1973) (figure 25) nous constatons la présence de deux échantillons à proximité du domaine des spilites (métasomatisme sodique) ainsi que l'étalement de cinq points en bas du spectre (champ A) des roches ignées fraîches (métasomatisme potassique). Les processus d'altération ont donc contribué à la mobilité du sodium et du potassium, rendant peu fiable l'utilisation du diagramme AFM.

Pour pallier au problème du métasomatisme alcalin, nous utiliserons le diagramme de Jensen (1976) qui fait intervenir des éléments peu ou modérément mobiles au cours des processus d'altération secondaire.

La majorité des échantillons de roches gabbroïques analysés s'inscrivent dans le champ des basaltes tholéiitiques pauvres en magnésium (figure 26). Deux exceptions, les échantillons 5 et 9 (annexe I) apparaissent à la fois dans le champ des basaltes calco-alcalins du diagramme de Jensen (1976) et dans le champ calco-alcalin du diagramme AFM.

Nous avons déjà discuté du cas de l'échantillon 5 (bordure de trempe), mais le gabbro représenté par l'échantillon 9 ne paraît pas, à l'examen mégascopique, se démarquer des autres roches gabbroïques. Toutefois, l'examen microscopique révèle la présence de microve-

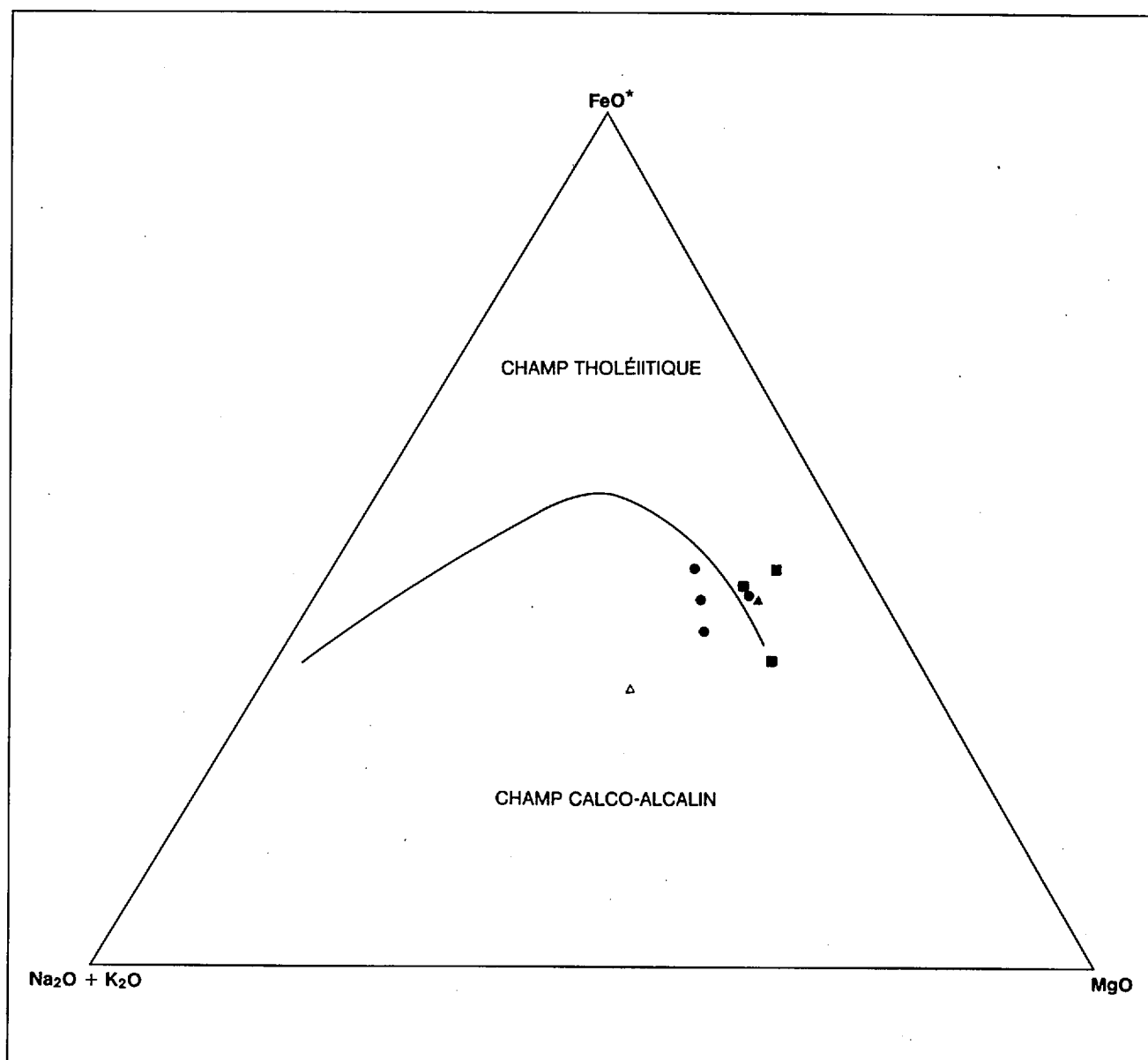


FIGURE 24 — Diagramme AFM (A =  $Na_2O + K_2O$ , F =  $FeO^*$  [Fe total exprimé sous forme de fer ferreux] et M =  $MgO$ ); Irvine & Baragar (1971). Se référer à la figure 21 pour le symbolisme.

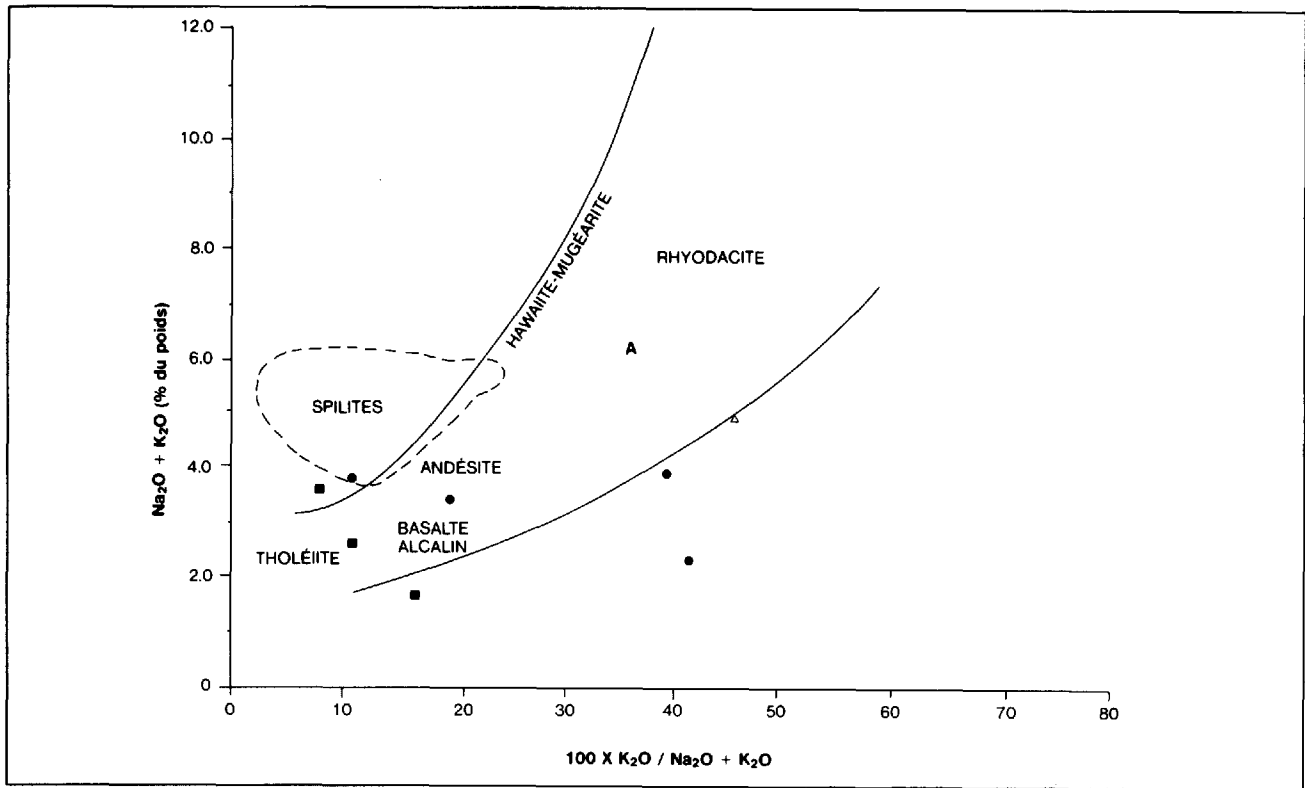


FIGURE 25 — Diagramme de variation de Hughes (1973). Le spectre des roches ignées « normales » se situe dans le champ A. Se référer à la figure 21 pour le symbolisme.

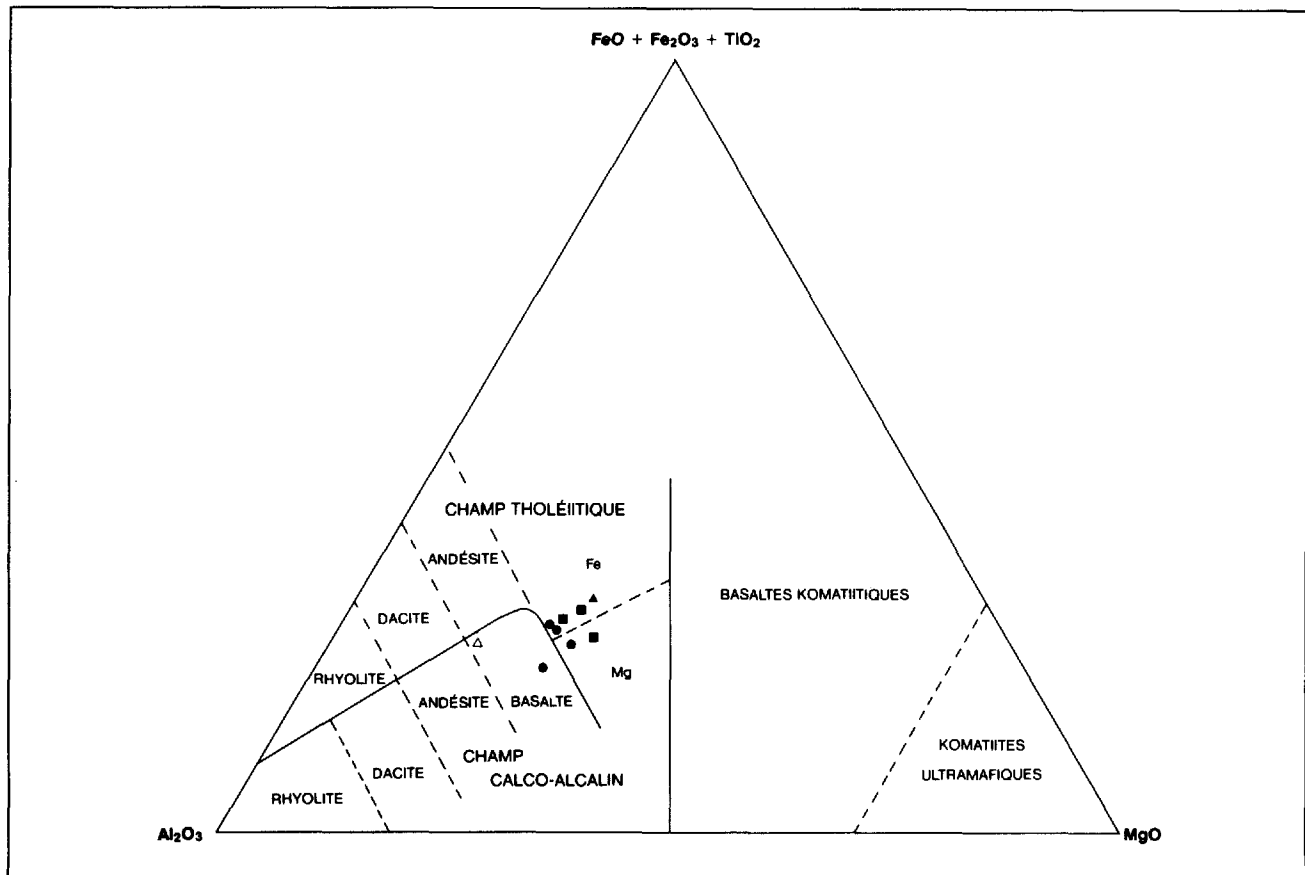


FIGURE 26 — Diagramme de Jensen (1976). Se référer à la figure 21 pour le symbolisme.

nules à remplissage de chlorite et calcite. La chlorite pourrait être en partie responsable de la position de l'échantillon 9 dans un champ chimiquement plus alumineux.

L'utilisation des diagrammes de Pearce & Cann (1973) permet, une fois le caractère subalcalin reconnu, d'investiguer l'environnement géotectonique (dorsale océanique, îles en arc, etc.). Ces diagrammes font appel à des éléments réfractaires aux processus d'altération, ce qui

permet ainsi de reconnaître le cadre géotectonique d'une série ancienne.

L'examen des diagrammes Zr - (Ti/100) - Sr/2, Zr - (Ti/100) - Y x 3 et Ti - Zr de la figure 27 ne permet pas de définir précisément le cadre géotectonique des roches gabbroïques de la région cartographiée. Tout au plus, nous pouvons discerner une affinité avec des basaltes faiblement potassiques.

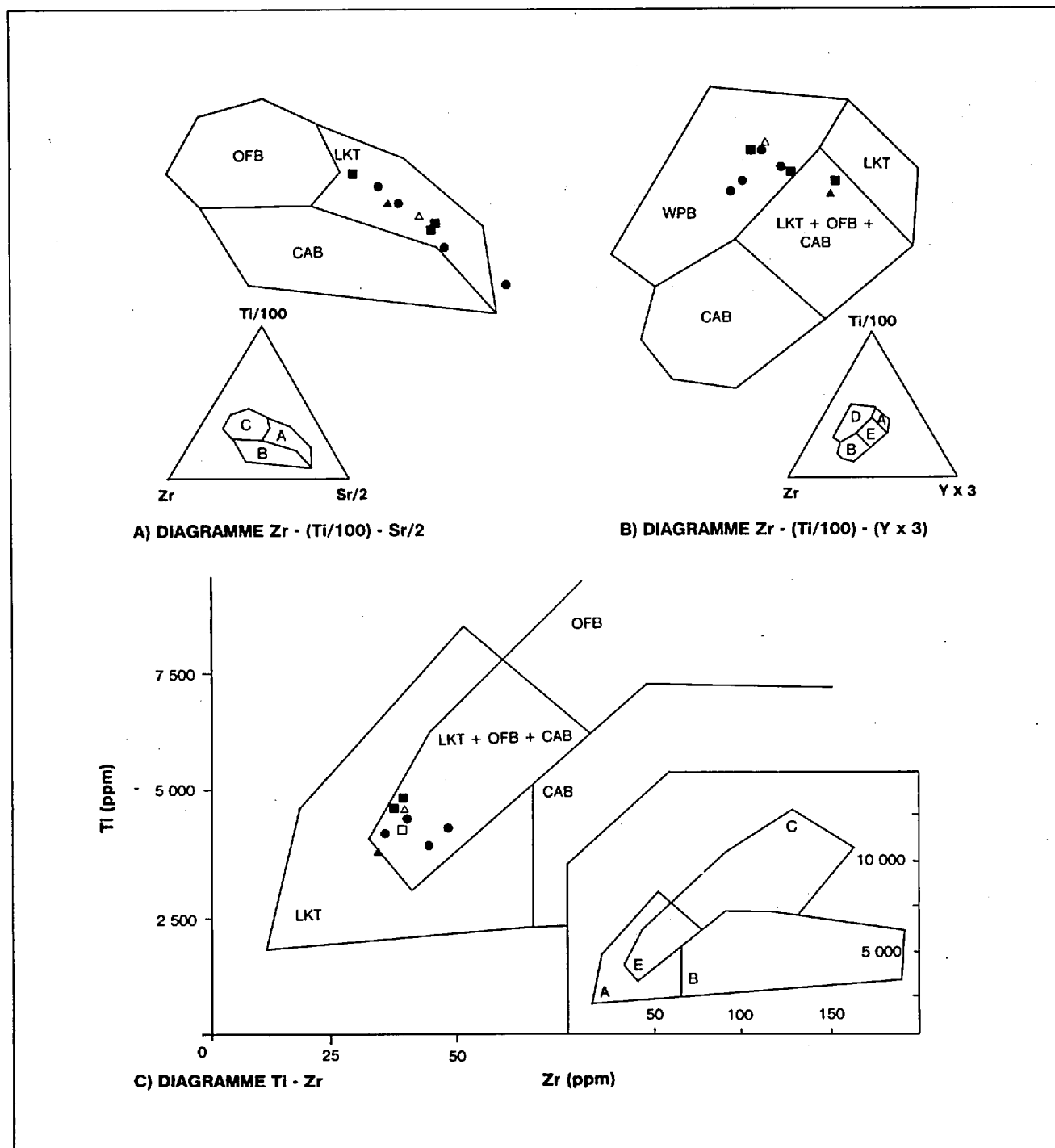


FIGURE 27 — Diagrammes de Pearce & Cann (1973). Pour tous les diagrammes : champ A = tholéïtes faiblement potassiques (LKT); champ B = basaltes calco-alcalins (CAB); champ C = basaltes des fonds océaniques (OFB); champ D = basaltes continentaux et d'îles océaniques (WPB); champ E = champ commun à A, B et C. Se référer à la figure 21 pour le symbolisme.

## Corrélations lithostratigraphiques entre le bassin du lac Minowean et le secteur ouest du lac du Portage

Les travaux de cartographie de Dimroth (1978) avaient permis d'identifier certains problèmes d'ordre stratigraphique et structural dans le secteur situé entre les lacs Minowean et du Portage. Nos premiers travaux dans cette région (Brouillette, 1985 et 1986, et Chevé, 1985) ont également confirmé la difficulté de corréler les séquences lithologiques du bassin du lac Minowean avec les séquences lithologiques du secteur ouest du lac du Portage.

Notre récente cartographie à l'échelle de 1 : 20 000 de tout le secteur compris entre les lacs Minowean, Chakonipau et du Portage aura toutefois permis d'éclaircir, en partie, les différents problèmes soulevés par les travaux antérieurs. La coupe géologique de la figure 28 synthétise notre interprétation stratigraphique et structurale du secteur concerné et illustre les différentes corrélations lithostratigraphiques. Jointe à cette coupe, nous présentons également une légende lithostratigraphique (figure 29)

qui propose un sommaire des différentes lithologies en fonction de leur distribution spatiale.

Plusieurs éléments lithologiques et structuraux sont à la base de notre interprétation lithostratigraphique de la région. Les deux plus importants sont :

- 1 - L'identification d'une structure anticlinale majeure entre les lacs Minowean et du Portage qui a contribué à définir le patron structural de cette région et,
- 2 - La reconnaissance d'un horizon repère au sommet de la Formation d'Alder (dolomie massive, grise de la sous-unité 4d) qui peut être suivi, presque sans interruption, du lac Minowean jusqu'au lac du Portage.

Nous appuyant sur ces deux éléments révélés par nos travaux de cartographie, nous proposons que les sous-unités lithologiques 3c et 4a (sous-jacentes à la dolomie 4d) des secteurs central et central-est de la région étudiée constituent un même horizon stratigraphique caractérisé par des variations latérales de faciès. Ainsi, la sous-unité 4a' représenterait une lithologie intermédiaire, synchrone à la fin du dépôt des sous-unités 3c et 4a.

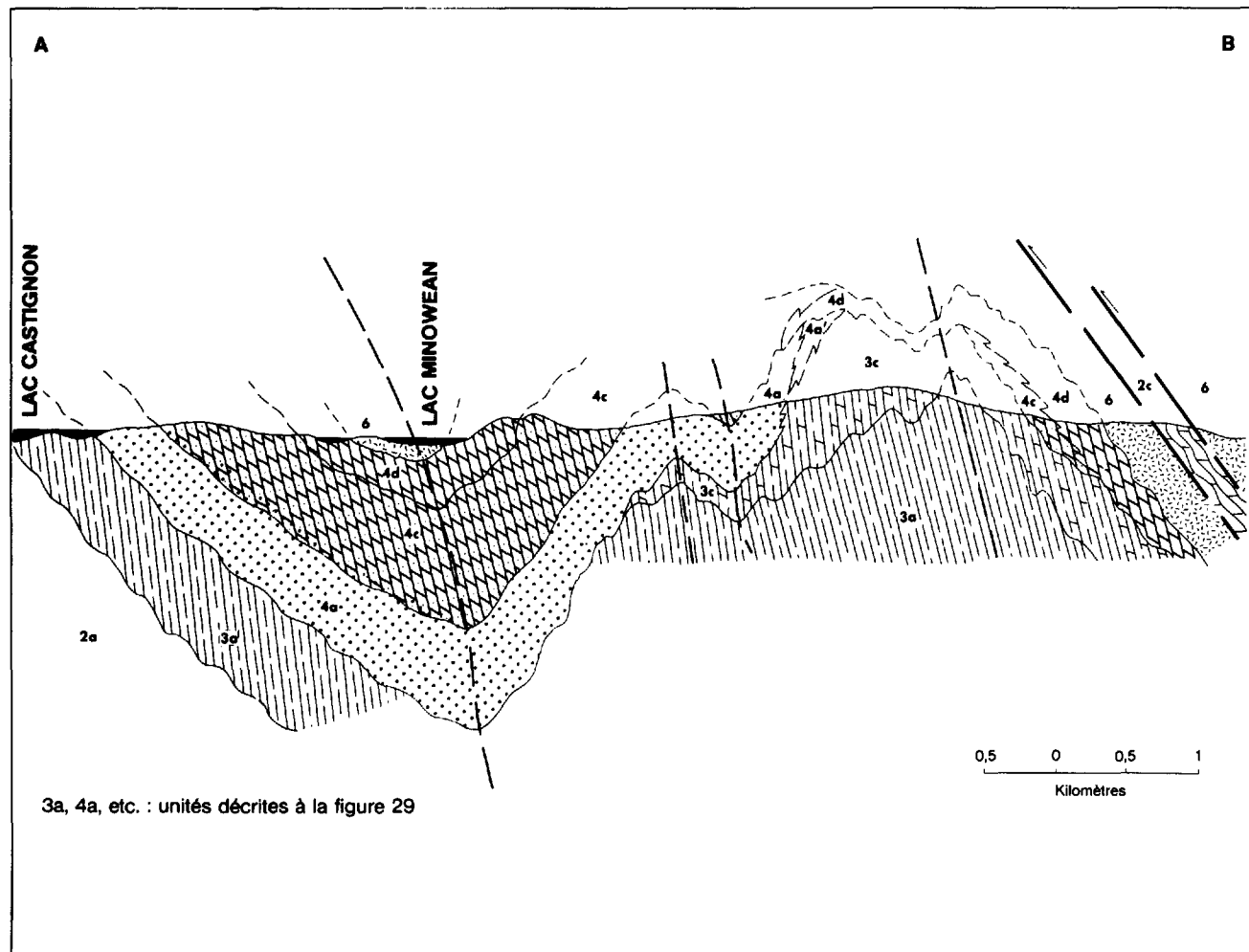


FIGURE 28 — Coupe géologique et structurale de la zone centrale de la région cartographiée (voir la localisation sur la carte géologique n  2083 accompagnant le présent rapport.



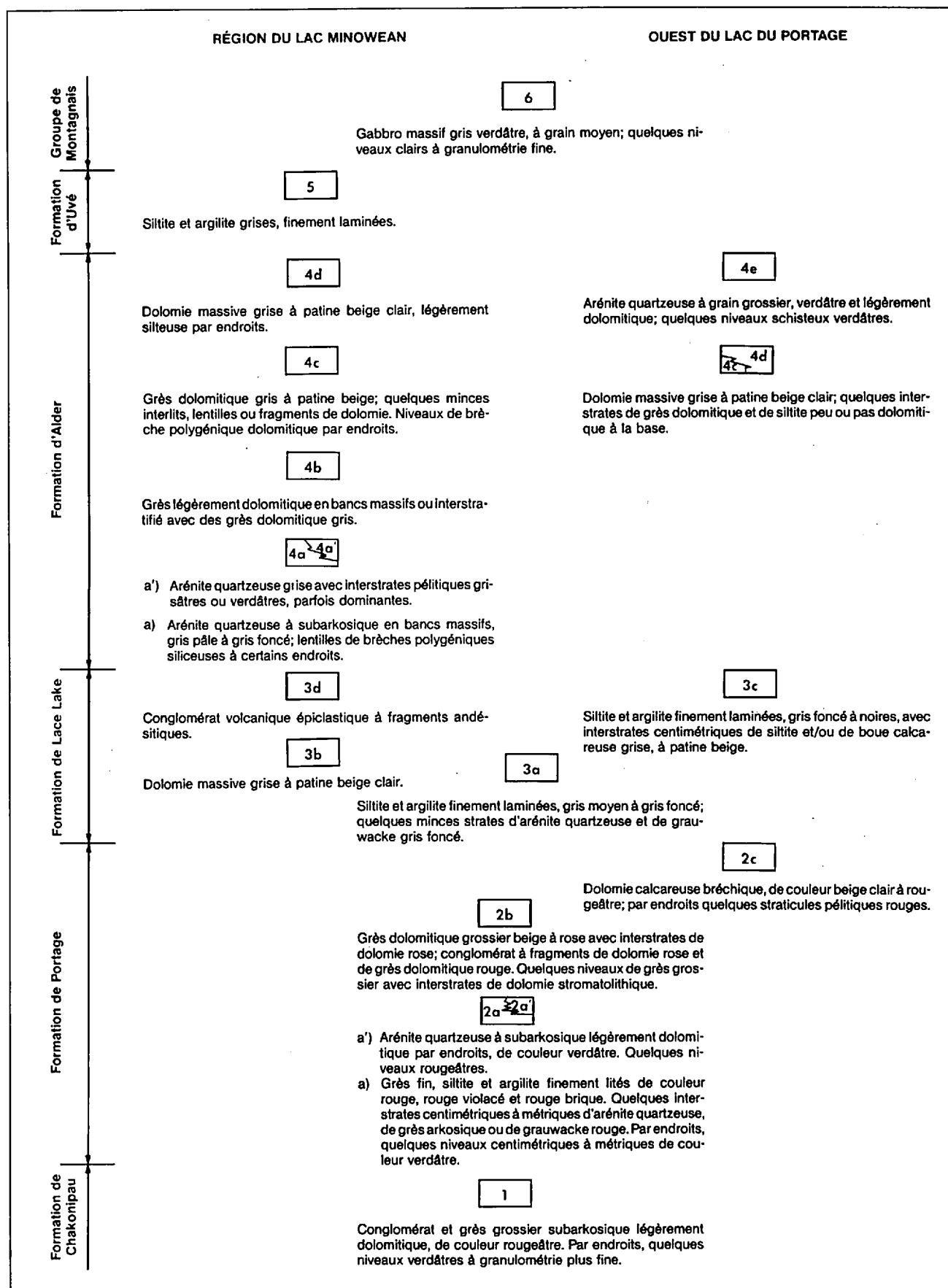


FIGURE 29 — Légende lithostratigraphique de la distribution spatiale des unités lithologiques (accompagne la figure 28).



## Structures mineures

### STRATIFICATION

La stratification  $S_0$  est l'élément structural dominant de la région étudiée. L'identification ainsi que la mesure de l'attitude des plans de stratification n'offrent aucune difficulté pour les unités bien stratifiées des Formations de Lace Lake et de Portage. Les unités gréseuses de la Formation d'Alder ne sont pas aussi bien stratifiées. Toutefois, une bonne estimation du litage est obtenue à l'examen des faisceaux entrecroisés qui sont nombreux et bien développés, spécialement dans les grès dolomitiques de la sous-unité 4c. Cette sous-unité est également propice à l'identification de polarités sédimentaires de même qu'à l'établissement de quelques directions de paléocourants (figure 17).

### CLIVAGES

Deux générations de clivage ont été identifiées dans la région étudiée et leur détection apparaît nettement contrôlée par la compétence des différentes unités lithologiques au moment de la déformation.

Le clivage le plus ancien  $S_1$  est régional. Il est de type clivage de flux dans les sédiments pélitiques fins des formations de Portage, de Lace Lake et d'Uvé tandis qu'il est de type fracture avec espacement millimétrique des surfaces clivées, dans les horizons plus silteux et gréseux de ces mêmes formations. À proximité des charnières de plis mineurs de première phase, les straticules argileuses des formations de Portage et de Lace Lake exhibent de belles structures en «flammas» (figure 8A), nées du fluage tectonique. Les unités gréseuses de la Formation d'Alder ne sont guère affectées par le clivage  $S_1$ . À l'exception d'un faible clivage de fracture, développé dans les minces interstrates pélitiques de la sous-unité 4a', aucune autre évidence de clivage  $S_1$  n'a été observée. Pour l'ensemble du secteur étudié, l'attitude moyenne du clivage  $S_1$  varie de  $N315^\circ E$  à  $N005^\circ E$  avec un pendage modéré vers l'E de l'ordre de  $50$  à  $80^\circ$ . Dans la partie sud-est de la région, le clivage devient subvertical et des pendages abrupts vers l'E et vers l'W ont été mesurés.

Le second clivage ( $S_2$ ) s'est développé à quelques endroits dans les sous-unités pélitiques (2a, 3a et 3b) des formations de Portage et de Lace Lake ainsi que dans les sous-unités de dolomie (4d et 4e) de la Formation d'Alder. C'est un clivage de fracture d'espacement centimétrique, imparfaitement réglé et discontinu. Le clivage  $S_2$  n'a pas été observé dans les sédiments pélitiques de la Formation d'Uvé, tandis que dans les unités gréseuses de la Formation d'Alder, il se confond à un imposant réseau de fractures. Lorsque observé, ce clivage est en général orienté E-W avec un pendage subvertical.

### LINÉATIONS

Deux types de linéation d'origine tectonique ont été identifiés : la linéation d'intersection et la linéation de microplissement.

Les linéations d'intersection résultent soit de l'intersection de la surface de clivage  $S_1$  avec la stratification  $S_0$  ( $L_1^0$ ), soit de l'intersection de la surface de clivage  $S_2$  avec une surface de clivage  $S_1$  ( $L_2^1$ ). Les linéations  $L_1^0$  sont facilement repérables dans les unités pélitiques des formations de Portage, de Lace Lake et d'Uvé où les surfaces de clivage  $S_1$  sont généralement bien développées. Par contre, la faible expression du clivage  $S_2$  rend plus difficile le repérage des linéations  $L_2^1$ .

Les linéations de microplissement sont abondantes dans toutes les unités pélitiques et elles sont représentées par des charnières de microplis de première phase ( $L_1^0$ ), dont la longueur d'onde et l'amplitude varient de quelques millimètres à 1 ou 2 cm tout au plus. Ces linéations constituent l'élément structural linéaire le plus fiable pour l'interprétation du patron structural de notre région.

## Structures majeures

### DÉFORMATIONS DISCONTINUES (FAILLES, FRACTURES ET CISAILLEMENT)

Les structures cassantes ont joué un rôle important dans l'évolution tectonique de la région des lacs Minowean et du Portage. Elles sont responsables, entre autres, de l'asymétrie du bassin du lac Minowean dans sa portion nord-est et des complications tectoniques et stratigraphiques identifiées entre les lacs Minowean et du Portage. De plus, elles opèrent un contrôle direct sur l'histoire métallogénique de la région, où tous les indices uranifères semblent étroitement liés à l'une ou l'autre de ces structures discontinues.

Les principales discontinuités tectoniques sont les failles d'Argencourt, de Minowean et de l'Inspiration. De nombreuses failles mineures, des fractures et des zones de cisaillement sectionnent également tout le flanc est du synclinal du lac Minowean.

#### Faïlle d'Argencourt

La faille d'Argencourt (figure 1) est une faille de chevauchement majeure, orientée approximativement NNW-SSE et à faible pendage vers le NE. Elle a été suivie ou interprétée par Dimroth (1978) sur une distance de plus de cinquante kilomètres. Dans la région qui nous intéresse, la faille d'Argencourt marque le contact entre le bloc allochtone du lac Derbuel à l'est et le bassin para-autochtone Minowean-Otelnu à l'ouest (Clark, 1986 et Chevé, en préparation).

La compagnie Les Ressources Eldorltée a effectué des travaux de cartographie, des levés géophysiques ainsi que de nombreux trous de forage à proximité de la faille d'Argencourt, dans le secteur du lac du Portage (Tremblay & Meusy, 1982; Hénault *et al.*, 1982; Tremblay, 1982; Meusy *et al.*, 1981; Tremblay, 1980a et b). À l'examen de plusieurs de ces forages, il apparaît clairement que le décollement principal de la faille d'Argencourt s'est opéré dans la partie sommitale de la Formation de Chakonipau et que la Formation de Portage sus-jacente, en particulier les horizons dolomitiques, ont absorbé une grande partie des déformations. Des dolomies calcareuses bréchiques, à texture cataclastique et de couleur beige, rose et rouge caractérisent les horizons tectoniquement affectés par le chevauchement.

La cartographie de la région située entre les lacs Minowean et du Portage a révélé la présence d'un assemblage lithologique, la sous-unité 2c, tout à fait comparable aux dolomies calcareuses reconnues dans les forages du lac du Portage. Cet assemblage lithologique apparaît simultanément au-dessus des sous-unités 4d de la Formation d'Alder et 3b de la Formation de Lace Lake (voir carte n° 2083, hors texte). Ainsi, nous basant en partie sur cette anomalie stratigraphique et sur la photo-interprétation de la région, nous proposons que les terrains situés entre le tracé initial de la faille d'Argencourt (Dimroth, 1978, carte n° 1856) et celui suggéré sur notre carte, constituent une écaille d'imbrication de la zone de chevauchement d'Argencourt. Dans la région concernée, la faille d'Argencourt met en contact la Formation de Portage avec, d'une part les dolomies de la Formation d'Alder et, d'autre part, les roches pélitiques de la Formation de Lace Lake.

#### **Faille de Minowean**

La faille de Minowean (figure 1) est responsable du décrochement observé à la terminaison périclinale nord du bassin du lac Minowean. L'étude des domaines structuraux I et II (voir la section sur les «Déformations continues» dans ce chapitre) permet de soupçonner la présence d'une telle structure qui expliquerait le changement abrupt dans l'attitude du pli synclinal de première phase. La réalisation de coupes structurales à proximité de ces domaines (figure 30) permet d'évaluer l'attitude de cette faille; il s'agit d'une faille inverse, à fort pendage vers le NNE, dont la trace horizontale montre un rejet dextre d'un peu plus d'un kilomètre.

#### **Faille de l'Inspiration**

De direction WNW-ESE, la faille de l'Inspiration se prolonge sur 1,5 km de la rive est du lac Minowean jusqu'à proximité du lac Faucille (figure 31 et carte n° 2083, hors texte). Sa trace horizontale montre un déplacement dextre avec un rejet apparent d'une centaine de mètres.

Le tracé de la faille de l'Inspiration délimite les domaines structuraux III et V (figure 31), caractérisés respectivement par des strates à pendage NE et des strates à pendage SW. Au sud du domaine V et pour toute la portion SE du flanc est de la structure synclinale du lac

Minowean, les strates sont caractérisées par un pendage vers l'W et une polarité sédimentaire normale. Par conséquent, nous pensons que la faille de l'Inspiration constitue le prolongement SE (ou l'amortissement) de la faille de Minowean. Cette dernière, la faille Minowean-Inspiration, serait responsable du déversement vers le SW de tout le flanc NE du bassin du lac Minowean.

#### **Failles mineures**

Les travaux de terrain, couplés à l'interprétation des photographies aériennes, ont permis d'identifier une dizaine de failles mineures. De direction approximative NE-SW et NW-SE, la majorité de ces failles sont caractérisées par une bonne expression topographique. Le déplacement des unités géologiques suggère des mouvements apparents à la fois dextres et senestres, avec des rejets d'ordre décimétrique à hectométrique (carte n° 2083, hors-texte). À l'exception de quelques stries de faille, aucune évidence de bréchification ou de cisaillement intense n'accompagne le tracé de ces failles. Au sud de l'indice Racine, un système de failles mineures met en contact les unités de grès dolomitique de la Formation d'Alder avec les roches gabbroïques du Groupe de Montagnais.

#### **Fractures et cisaillement**

Un grand nombre de ces structures discontinues ont été identifiées sur tout le flanc est du bassin du lac Minowean et plus spécialement au sein de la sous-unité dolomitique 4c de la Formation d'Alder. Nous nous sommes attardés à l'étude de ces structures sur les sites des différents indices minéralisés.

Les indices Falaise, Falaise Nord, Bébé, Maxime et Surprise (carte géologique n° 2083, hors texte) sont caractérisés par la présence d'un réseau de fractures d'orientations diverses. Ces fractures sont par endroits accompagnées d'un très faible cisaillement et leur extension varie de quelques centimètres à une dizaine de mètres. Elles sont généralement ouvertes (espacement du millimètre à 1 ou 2 cm) et dépourvues de matériel de remplissage. Dans le cas des fractures minéralisées, un mince film de matériel radioactif jaunâtre ou verdâtre tapisse les surfaces de fracture.

Aux indices Ferme Nord, Ferme Sud et Racine, les zones de fracturation et de cisaillement sont développées subparallèlement à la stratification, à proximité du contact entre les faciès arénacés et dolomitiques de la Formation d'Alder. Bien que le cisaillement soit ici beaucoup plus intense qu'aux indices précédents, l'extension de ces zones est limitée à un centaine de mètres par quelques dizaines de centimètres tout au plus. Nous discuterons plus en détail des relations minéralisation-cisaillement au chapitre suivant, qui traite de la métallogénie.

#### **DÉFORMATIONS CONTINUES (PLISSEMENT)**

Un examen de la carte géologique de la région (carte n° 2083, hors texte) révèle la présence de deux éléments

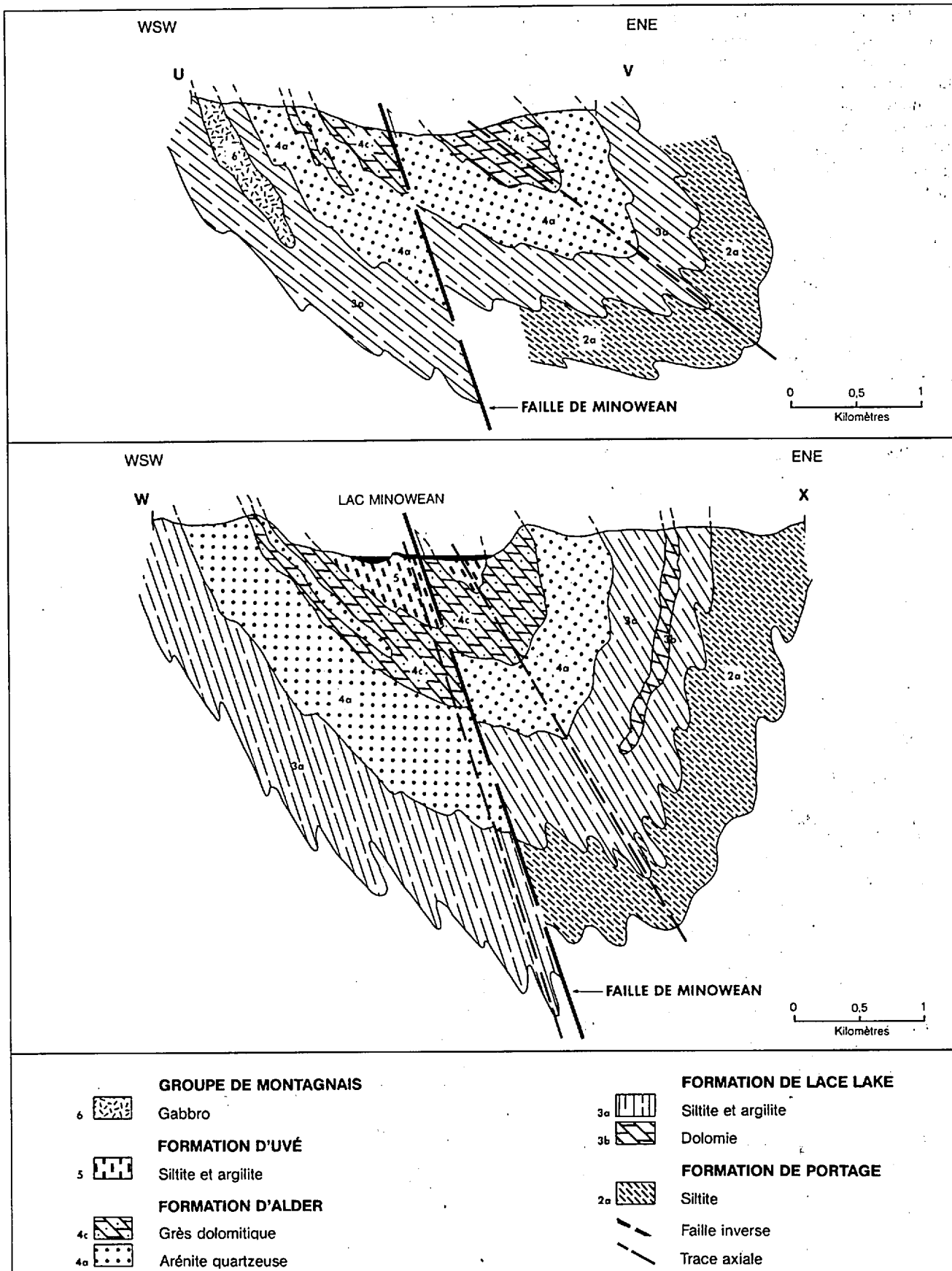


FIGURE 30 — Coupes géologique et structurale de l'extrémité nord du bassin du lac Minowean (voir la localisation des coupes U-V et W-X sur la figure 31, hors texte).

structuraux dominants : une structure en bassin centrée sur le lac Minowean et une structure anticlinale majeure sise à l'ouest du lac du Portage. Comme nous l'avons vu à la section précédente, de nombreuses failles viennent atténuer et même bouleverser l'uniformité de ces grandes structures plicatives, spécialement dans les secteurs NW et central-ouest de la région cartographiée. Aussi, dans le but de bien identifier la nature et l'attitude des différents événements tectoniques qui ont affecté les séquences lithologiques de la région, nous avons individualisé neuf domaines structuraux dont huit sont présentés à la figure 31 (hors texte). L'analyse du domaine IX se trouve à la section de ce chapitre traitant de « l'Analyse structurale du domaine IX et implications tectoniques ».

Pour cette étude, nous avons utilisé une version modifiée sur IBM PC du programme PETFAB conçu par Griffis *et al.* (1985).

### Domaines I à V

Les domaines structuraux I à V couvrent une grande partie du territoire cartographié à l'été de 1985. L'analyse structurale de ces domaines ayant fait l'objet d'une discussion approfondie dans un rapport précédent (Brouillette, 1986), nous ne nous attarderons ici qu'aux résultats de l'analyse ainsi qu'à leur interprétation. Le lecteur pourra toutefois se référer aux figures 31 (hors texte) et 32 qui présentent les projections stéréographiques des différents éléments structuraux ainsi que les compilations stéréographiques sur lesquelles apparaissent les résultats de notre analyse.

L'analyse des domaines I et II (figures 31 et 32) a confirmé la présence d'une structure synclinale déversée vers l'ouest. L'attitude du plan axial de cette structure est de  $N005^{\circ}/38^{\circ}$  avec un plongement axial vers l'ESE

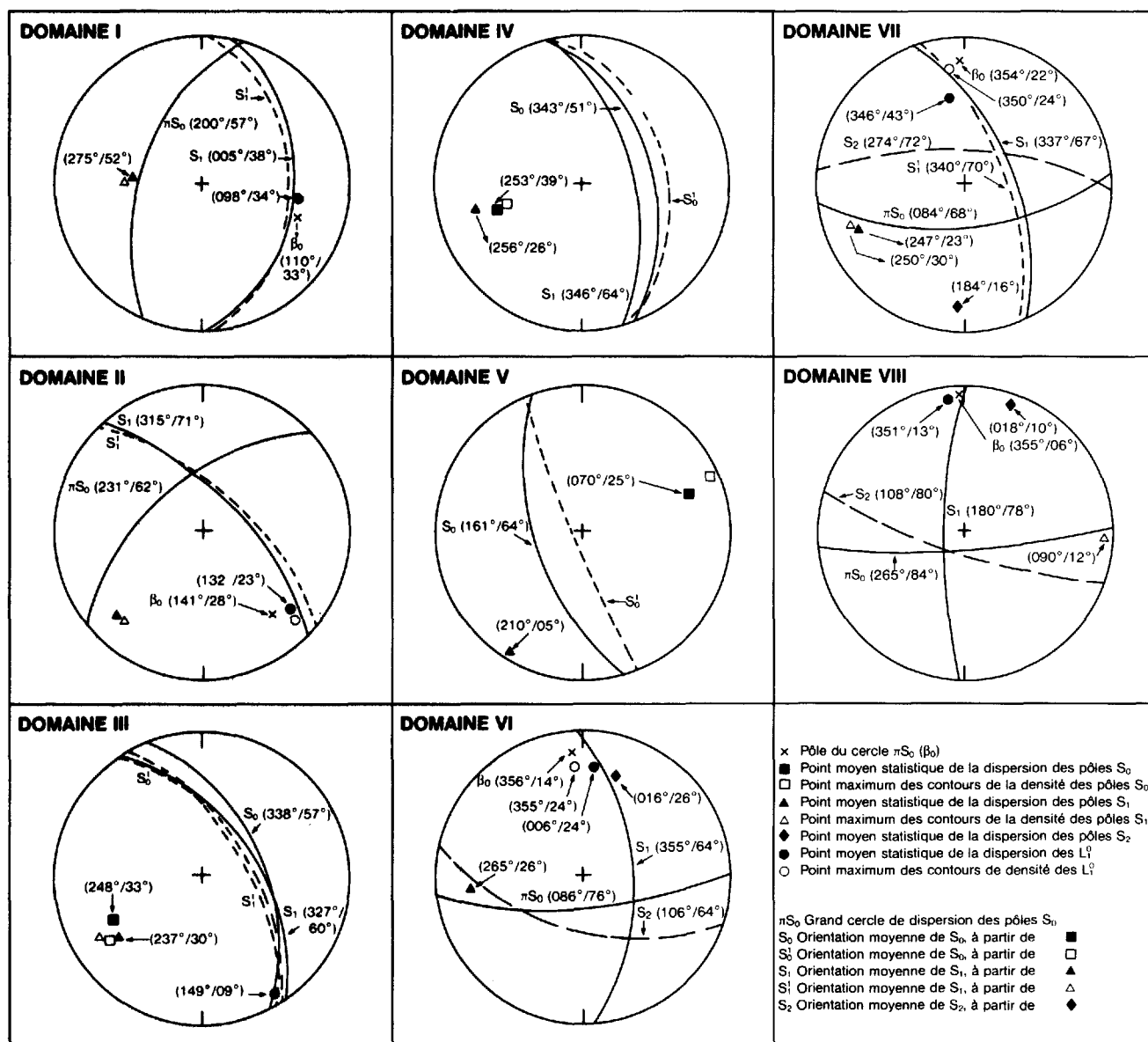


FIGURE 32 — Compilation des différents éléments structuraux des domaines I à VIII.

(N098°/34°) pour le domaine I, tandis qu'elle est de N315°/71° avec un plongement axial faible vers le SE (N132°/23°) pour le domaine II.

Les domaines III, IV et V couvrent respectivement les flancs NE, central-ouest et central-est de la structure synclinale du lac Minowean (figure 31, hors texte). Suite à l'analyse structurale, le domaine III apparaît comme une séquence homoclinale renversée avec des strates de direction approximative N338°/57°, tandis que les domaines IV et V reflètent des séquences homoclinales déversées dont l'orientation moyenne des strates s'établit à N343°/51° pour le domaine IV et à N161°/64° pour le domaine V. Une schistosité régionale subparallèle au

litage et d'attitude NNW-SSE à pendage modéré vers l'E affecte les assemblages péliitiques de ces domaines.

#### Domaines VI et VII

Les domaines structuraux VI et VII couvrent respectivement la terminaison périclinale sud du bassin du lac Minowean ainsi que la terminaison périclinale nord de la structure anticlinale sise au NW du lac du Portage (figure 31, hors texte). La coupe structurale (Y-Z) illustrée à la figure 33 permet de schématiser les relations entre l'intensité de la déformation et le type d'assemblage lithologique impliqué dans l'analyse des domaines VI et VII.

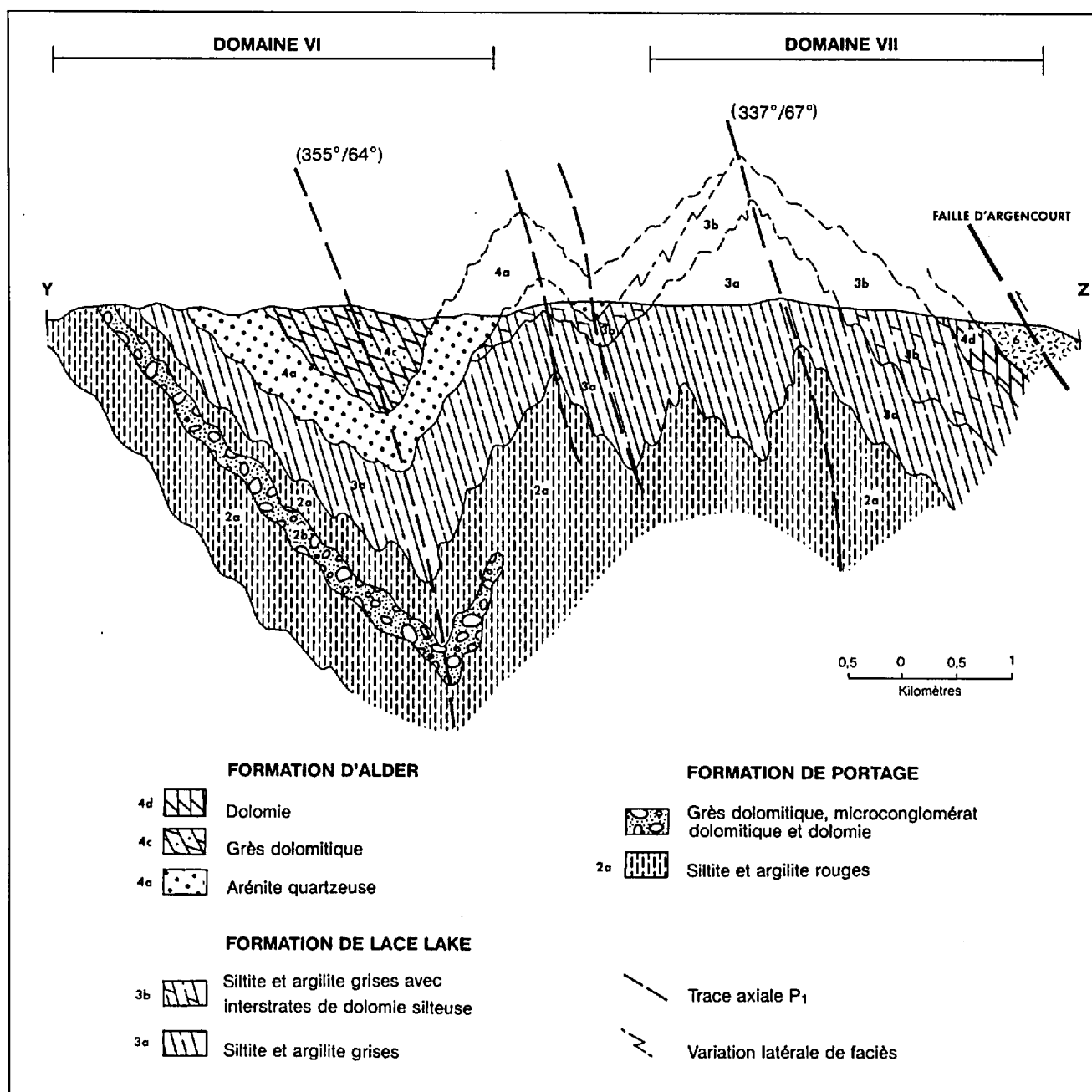


FIGURE 33 — Coupe géologique structurale chevauchant les domaines VI et VII (voir la localisation de la coupe Y-Z sur la figure 31 placée hors texte).

Le domaine VI est caractérisé par une séquence lithologique composée en grande partie d'arénite quartzreuse et de grès dolomitique de la Formation d'Alder (sous-unités 4a et 4c). Ces lithologies compétentes sont peu déformées et l'élément structural dominant est la stratification. Ainsi, la distribution des pôles de stratification le long d'un grand cercle  $\pi S_0$  (figure 31, hors texte) témoigne d'un plissement ouvert comme le suggèrent notre cartographie géologique et l'illustration de la coupe structurale Y-Z à la figure 33. L'analyse de la projection stéréographique cumulative des éléments  $S_0$ ,  $S_1$  et  $L_1^0$  (figure 32) combinée aux directions de polarité confirment la présence d'une structure synclinale de première phase déjetée vers l'W. L'attitude du plan axial de cette structure est de  $N355^\circ/64^\circ$  et celle-ci plonge vers le N ( $N006^\circ/24^\circ$ ).

Un peu plus de 90 % de la superficie du domaine VII est composé d'unités pélitiques et pélito-dolomitiques de la Formation de Lace Lake (sous-unités 3a et 3b). Cet assemblage lithologique fortement incompetent a favorisé le développement de déformations plicatives auxquelles sont associés un clivage de flux ainsi que de nombreux plis et microplis d'entraînement. Les linéations de microplissement et d'intersection  $L_1^0$  tout comme les surfaces de clivage  $S_1$  constituent les éléments structuraux dominants mesurés sur le terrain. L'analyse des données structurales permet de reconnaître une structure anticlinale de première phase déjetée vers l'W ( $N337^\circ/67^\circ$ ) et plongeant modérément vers le N (entre  $25^\circ$  et  $45^\circ$ ). Dans la partie sud du domaine VII, un clivage de fracture d'espacement d'ordre millimétrique à centimétrique se développe assez régulièrement dans les strates pélitiques de la sous-unité 3a. Nous associons ces fractures à un clivage axial  $S_2$  dont l'orientation moyenne est  $N274^\circ/72^\circ$  (figure 31, hors texte).

### Domaine VIII

Le domaine VIII couvre toute la partie SSE de la région étudiée (figure 31, hors texte). Il est constitué de sous-unités pélito-gréseuse et dolomitique 2a, 2a' et 2b de la Formation de Portage ainsi que de quelques pointements microconglomératiques de la Formation de Chakonipau. Des plis ouverts orientés NNW-SSE, d'amplitude métrique à décimétrique et de longueur d'onde hectométrique à kilométrique caractérisent cet assemblage lithologique relativement compétent. La distribution des pôles de  $S_0$ , le long d'un grand cercle  $\pi S_0$ , où apparaissent deux points maximums (figure 31, hors texte), confirme la présence d'une structure anticlinale relativement ample dont l'angle d'ouverture peut être estimé à environ  $70^\circ$  à  $80^\circ$ . La surface axiale de cette structure est orientée N-S avec un fort pendage vers l'W ( $N180^\circ/78^\circ$ ). La projection stéréographique des linéations  $L_1^0$  (figure 31, hors texte) suggère un faible plongement vers le N des axes de microplis associés à la première phase de déformation, tandis que sur la carte géologique (hors texte) un plongement vers le S est proposé pour l'ensemble des axes de plis  $P_1$ . Cette fluctuation est associée à la présence d'une charnière anticlinale de deuxième

phase dont la trace horizontale traverse, en direction SW-NE, la partie centrale-nord du domaine VIII.

### Analyse structurale du domaine IX et implications tectoniques

Le domaine IX couvre un étroit couloir centré au cœur de la région cartographiée (figure 34). Il est limité au sud par les domaines structuraux VI et VII et au nord par le tracé de la faille d'Argencourt.

Le patron structural du domaine IX est totalement différent de celui des domaines précédents où les structures étaient généralement simples et bien ordonnées. Il s'agit ici d'un domaine tectoniquement anormal caractérisé par les éléments structuraux suivants<sup>(1)</sup> :

- 1 - un clivage de flux dominant  $S_1'$  qui, contrairement aux domaines précédents, varie énormément en direction et en pendage;
- 2 - des plis isoclinaux déversés et couchés, associés au clivage axial  $S_1'$ . La vergence de ces plis est relativement constante vers le SSW tandis que l'orientation et le plongement varient;
- 3 - un clivage de fracture  $S_2'$  relativement bien développé dans la partie est du domaine et orienté approximativement E-W;
- 4 - un système de failles bien exposées dans la partie ouest du domaine, qui perturbe davantage le patron structural.

La cartographie de secteurs contigus au domaine IX aura également permis d'isoler un «couloir» de déformation qui, sans être affecté d'un grand bouleversement tectonique, témoigne d'un régime de contraintes supérieur à celui de l'ensemble de la région. Limité au nord-est par la faille d'Argencourt et au sud-ouest par le contact entre les sous-unités 3b et 4d (figure 35), ce «couloir» de déformation constitue en réalité l'extension sud-est du domaine IX. Il est caractérisé par un imposant réseau de fractures, de veines et de veinules à remplissage de quartz dans les dolomies de la sous-unité 4d et à remplissage d'épidote et d'hématite dans le gabbro sus-jacent.

L'ensemble des observations et des données structurales de la région immédiate du domaine IX permet de dégager deux faits saillants. Tout d'abord, l'analyse des projections stéréographiques des éléments structuraux  $S_1'$ ,  $L_1^0$  et  $S_2'$  (figure 34) tend à confirmer notre hypothèse de terrain à l'effet que la phase de déformation régionale  $D_2'$  n'est pas à l'origine de la réorientation du clivage dominant  $S_1'$  et des éléments linéaires associés, pas plus que ne l'est la phase de déformation régionale  $D_2$ . Les phases  $D_2$  et  $D_2'$  sont toutes deux exprimées par un clivage de fractures de direction E-W et par conséquent, nous devons les considérer comme une seule et même phase de déformation  $D_2$ . Finalement, il existe une étroite contiguïté entre le tracé de la faille d'Argencourt et la zone tectoniquement anormale décrite au paragraphe précédent.

1. La codification des éléments structuraux du domaine IX sera :  $S_1'$ ,  $S_2'$  et  $L_1^0$ . Une justification suivra ultérieurement dans la discussion.



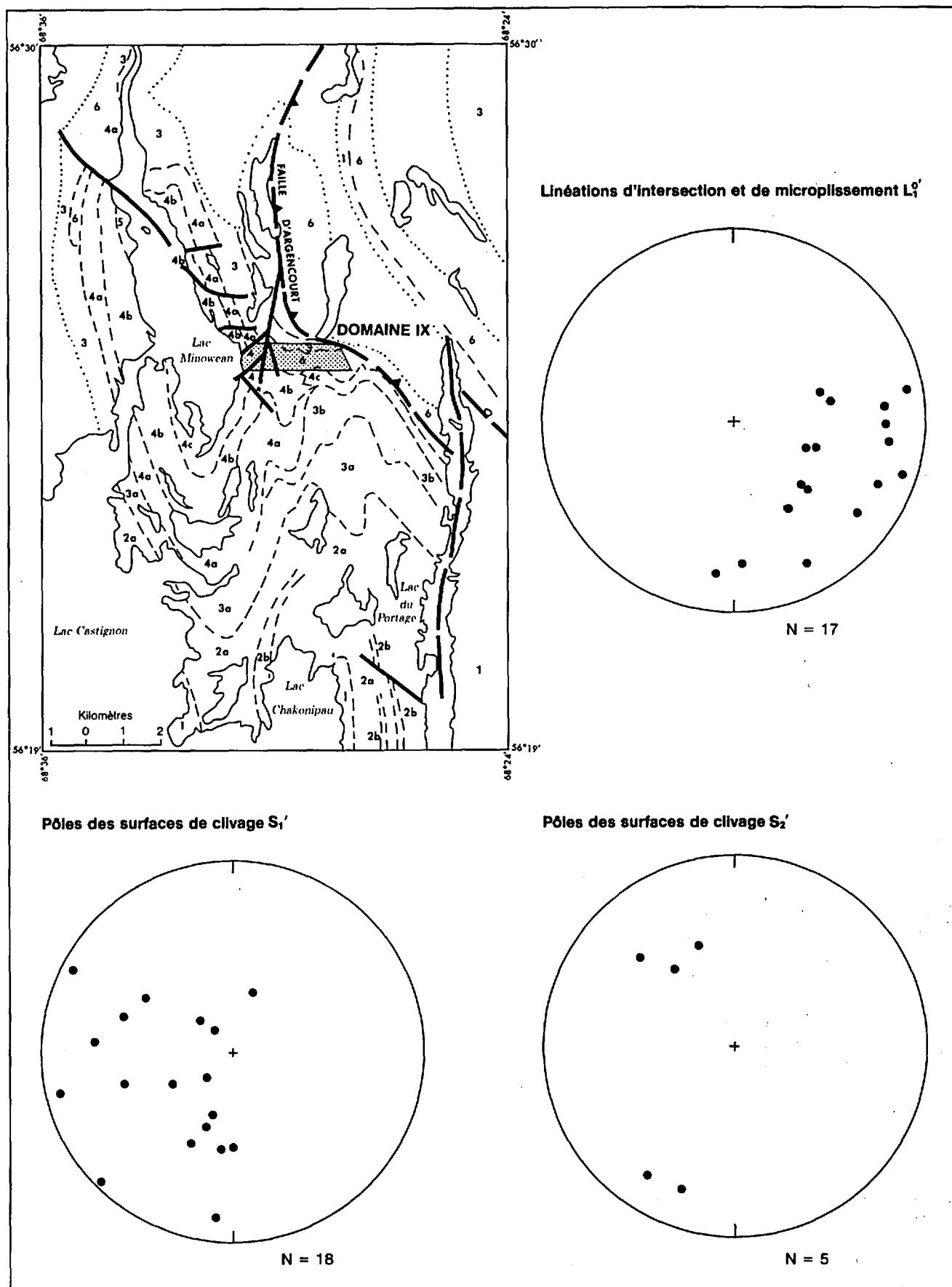


FIGURE 34 — Projections stéréographiques des éléments structuraux du domaine IX.

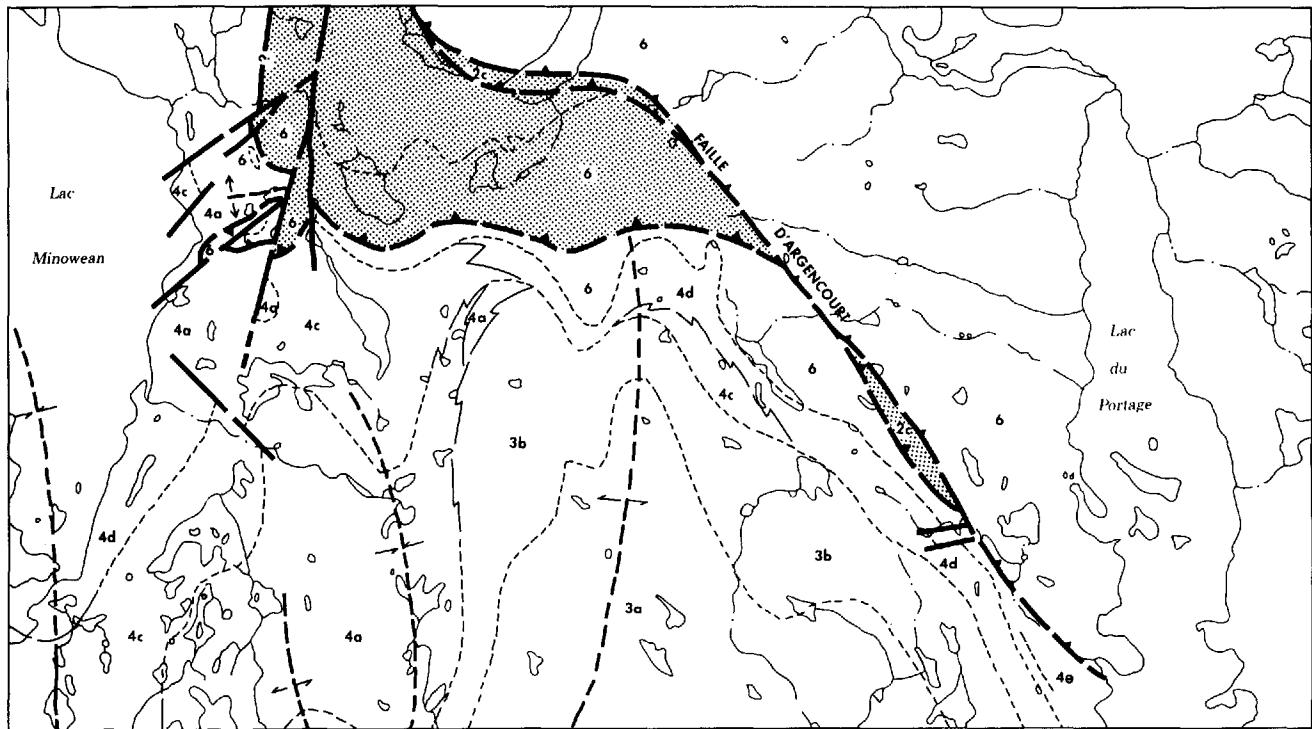


FIGURE 35 — Limites présumées de la zone frontale d'imbrication de la faille d'Argencourt dans les secteurs est et centre-est de la région cartographiée (surface tramée).

Nous avons discuté, à la section sur les «Déformations discontinues» de ce chapitre, des critères lithologiques et stratigraphiques qui nous ont amenés à proposer un nouveau tracé de la zone frontale de chevauchement de la faille d'Argencourt. D'après l'analyse structurale de l'ensemble de la région et plus spécifiquement des secteurs attenants à cette faille, nous interprétons le domaine IX comme une zone de déformation au front de la faille de chevauchement d'Argencourt (figure 35).

Les zones frontales de chevauchement sont propices au développement de structures complexes, en grande partie contrôlées par l'anisotropie des assemblages lithologiques impliqués et la non-homogénéité dans le régime du transport tectonique (Cobbold & Quinnis, 1980; Coward & Potts, 1983; Platt & Behrmann, 1986). Les plis isoclinaux, tels qu'observés dans la région du domaine IX, sont caractéristiques d'un plissement en milieu anisotropique et leur vergence suggère en gros un transport tectonique de l'ENE vers l'WSW. La non-homogénéité dans le régime du transport tectonique au front de la faille d'Argencourt serait à l'origine des variations dans l'orientation et le plongement de ces plis isoclinaux. Ridley (1982 et 1986) a montré que de telles non-homogénéités pouvaient entraîner, dans la zone frontale de chevauchement, des déformations plicatives de style et d'attitude variés. À la suite de ses études sur des déformations impliquées dans une zone de faille au comportement ductile de l'île de Syros en Grèce, Ridley (1986) émet la conclusion suivante : «...These differences in the details of the style and geometry of the folds where the lineation trends in different orientations suggest that the strain regimes forming the fabric were different, and

not, for instance, that the fabric was locally reorientated by a second phase of deformation...» À la figure 36, nous reprenons un croquis de Ridley (1982) qui schématise le style de plissement et l'attitude des charnières de plis dans une zone de cisaillement développée au front d'une faille de chevauchement.

### Synthèse structurale de la région des lacs Minowean et du Portage

À la lumière des différents travaux de cartographie effectués entre les lacs Minowean et du Portage (Brouillette, 1985, 1986, 1987; Lafontaine, 1984a et b) et d'après l'analyse structurale des domaines I à IX, nous interprétons le patron structural de la région comme le résultat de la superposition d'une déformation plicative serrée  $D_1$ , orientée NNW-SSE, et d'une déformation plicative ouverte  $D_2$  dont les axes de plis sont d'orientation E-W.

La direction principale du bassin du lac Minowean et de la structure anticlinale du lac du Portage témoigne de l'épisode de déformation  $D_1$  auquel est associé un clivage régional  $S_1$  d'attitude NNW-SSE. Nos travaux ont démontré que le style de déformation associé à cet épisode était contrôlé en grande partie par la compétence des différents assemblages lithologiques. Ainsi, les assemblages compétents de la Formation d'Alder ont subi un plissement concentrique  $P_1$  relativement ample tandis que les assemblages incompétents de la Formation de Lace Lake ont favorisé le développement de plis  $P_1$  beaucoup plus serrés, spécialement dans la zone de fermeture de l'anticlinal du lac du Portage où de nombreux microplis d'entraînement ont été identifiés.

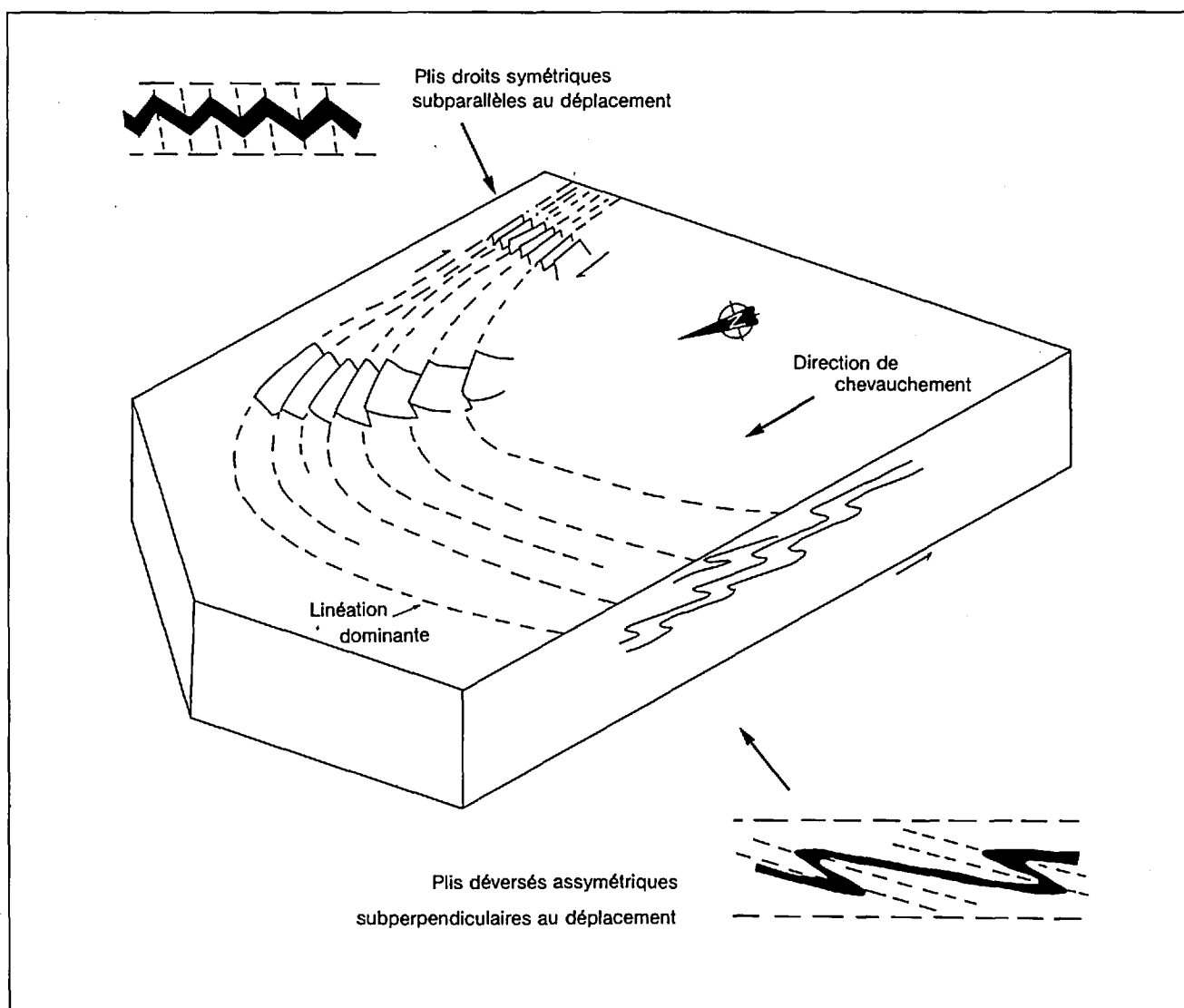


FIGURE 36 — Relations entre le développement de structures mineures et le taux de contrainte, dans une zone de cisaillement située au front d'une faille de chevauchement (modifiée d'après Ridley, 1982).

Dans la région cartographiée, nous pensons que l'épisode de déformation  $D_1$  s'est amorcé sous l'influence d'une poussée tectonique (du NE vers le SW) qui, à son paroxysme, aurait initié le développement de structures chevauchantes telle la faille d'Argencourt. Associés au front de la faille d'Argencourt et antérieurement interprétés comme appartenant strictement à son histoire tectonique, les éléments structuraux du domaine IX apparaissent comme le résultat d'un événement précis, particulier à la période de déformation  $D_1$  (période  $D_1'$  caractérisée par les éléments  $S_1'$  et  $L_1^0$ ). En somme, les déformations  $D_1$  et  $D_1'$  s'inscrivent dans un même épisode de déformation qui aurait impliqué des processus mécani-

ques différents, essentiellement contrôlés par l'anisotropie des assemblages lithologiques et la non-homogénéité du transport tectonique.

La déformation  $D_2$  est caractérisée par un plissement très ouvert d'une dizaine de kilomètres de longueur d'onde responsable en outre, de la fermeture du bassin du lac Minowean à ses extrémités nord et sud. L'analyse des directions de linéation  $L_1^0$  pour l'ensemble de la région cartographiée nous permet d'estimer la présence d'un axe de deuxième phase d'orientation WSW-ENE situé au milieu du lac Minowean et un axe anticlinal de même orientation passant à l'extrémité nord du lac Chakonipau (carte géologique n° 2083 et figure 31 hors texte).



La région étudiée a fait l'objet de plusieurs campagnes intensives d'exploration pour l'uranium. Les compagnies Conwest Exploration Ltd. et Eldorado Nucléaire ltée y ont été les plus actives.

Au cours des années 1976, 1977 et 1978, Conwest Exploration identifia plusieurs anomalies uranifères à la suite de campagnes de géochimie et de levés radiométriques terrestres (Geisterfer, 1977; Wagner, 1978a et b). Les travaux d'Eldorado Nucléaire (maintenant Les Ressources Eldor Itée) à la fin des années 1970 permirent la découverte de quatre indices uranifères d'importance, les indices Bravo, Ferme Nord, Ferme Sud et Racine, la mise au jour de cinq petits indices radioactifs ainsi que la détermination de sept traînées glaciaires de blocs radioactifs. Plusieurs de ces cibles furent par la suite sondées dans le but d'évaluer l'extension des zones minéralisées et d'identifier la source des traînées glaciaires.

### Cadre géologique des indices du lac Minowean

Un total de huit indices radioactifs ont été mis au jour dans le secteur immédiat du lac Minowean. Il s'agit des indices Maxime; Bébé, Falaise, Falaise Nord, Surprise, Racine, Ferme Nord et Ferme Sud. À l'exception de l'indice Surprise, tous les indices sont situés sur le flanc est du bassin du lac Minowean et logent au sein des sous-unités 4a, 4c et 4d de la Formation d'Alder (carte n° 2083, hors texte). L'indice Surprise est situé sur le flanc NW du bassin de Minowean, à proximité de la faille du même nom.

Les indices Maxime, Falaise, Falaise Nord et Surprise apparaissent tous au sein des sous-unités 4c et 4d de la Formation d'Alder. Ils forment des zones radioactives de faible extension longitudinale (de quelques centimètres à une dizaine de mètres) caractérisées par la présence d'un réseau de fractures d'orientation diverses. Les fractures sont généralement ouvertes et un mince film de matériel radioactif jaune ou verdâtre en tapisse un bon nombre. Elles sont, par endroits, accompagnées d'un très faible cisaillement. À l'indice Bébé nous avons identifié une mince lentille schisteuse (1 m par 5 à 6 cm) subparallèle à la stratification et composée d'un matériel pélitique recristallisé (mélange de phyllosilicates) de couleur gris sombre verdâtre et tapissé d'oxyde d'uranium. Une lecture ponctuelle maximale de 8 000 cps<sup>(1)</sup> est obtenue sur un bruit de fond qui varie de 350 à 400 cps. À l'indice Falaise Nord, nous obtenons une lecture ponctuelle maximale de 2 500 cps à l'intérieur d'une fracture orientée N115°/30°. À cet endroit les oxydes d'uranium accompagnent des agrégats de pyrite fortement altérés ainsi qu'un matériel noir, carbonacé et friable.

Les indices Ferme Nord (24C/7-3)<sup>(2)</sup>, Ferme Sud (24C/7-4) et Racine constituent les trois principaux indices uranifères du secteur étudié. Ils ont fait l'objet de nombreux travaux d'investigation au début des années 1980 par la compagnie Les Ressources Eldor Itée. Nous nous sommes donc attardés plus particulièrement à l'étude de ceux-ci et nous traiterons individuellement de leur cadre géologique.

#### INDICE FERME NORD (24C/7-3)

À l'indice Ferme Nord, les tranchées ont permis de mettre au jour plus de 160 m<sup>2</sup> d'affleurement (figure 37). Elles exposent une zone radioactive fracturée et cisailée d'une puissance d'un mètre et d'une longueur de 80 m. Cet horizon continu est subparallèle à la stratification et il loge au sein de l'arénite quartzreuse de la sous-unité 4a, à moins de 10 mètres du contact avec la sous-unité dolomitique 4c sus-jacente<sup>(3)</sup>. La minéralisation de surface est exprimée sous forme de produits d'altération supergène d'uranium (produits jaunes et verts) et de cuivre (malachite), qui enduisent les nombreuses surfaces de fractures de l'arénite quartzreuse.

À la tranchée A (figure 37) l'horizon fracturé et minéralisé repose sur un mince niveau discontinu de brèche polygénique siliceuse. La brèche est fracturée par endroits et des produits d'altération d'uranium tapissent certaines surfaces de fracture.

Un levé radiométrique au scintillomètre sur l'ensemble des tranchées permet de déceler des variations abruptes dans l'intensité de la radioactivité. Ces variations brusques se produisent de part et d'autre de l'horizon fracturé et cisailé; passant d'une intensité ponctuelle supérieure à 10 000 cps au sein de cet horizon, les lectures radiométriques chutent brusquement à une valeur inférieure à 250 cps en l'espace de quelques dizaines de centimètres. Par ce levé il apparaît évident, spécialement aux tranchées C et E, qu'une étroite relation spatiale existe entre l'extension de l'horizon cisailé et l'intensité de la radioactivité.

À la tranchée C (figure 38) l'épaisseur de l'horizon d'arénite quartzreuse fracturé et minéralisé varie entre 1 et 1,5 mètre. L'intensité du cisaillement semble contrôlée par deux principales fractures développées subparallèlement à la stratification locale (figure 38). L'arénite quartzreuse sous-jacente est massive, non fracturée et marquée d'un imposant réseau de veines et veinules de quartz stérile.

Au tableau 10, nous présentons une analyse (n° 1) d'un échantillon typique de l'horizon d'arénite quartzreuse cisailée et minéralisée de cette tranchée.

1. Compte total sur un appareil de type scintillomètre McPhar TC-33A.

2. Le numéro entre parenthèses réfère aux fiches de gîtes du MER.

3. Les polarités sédimentaires sont inversées (sommet vers l'ouest).

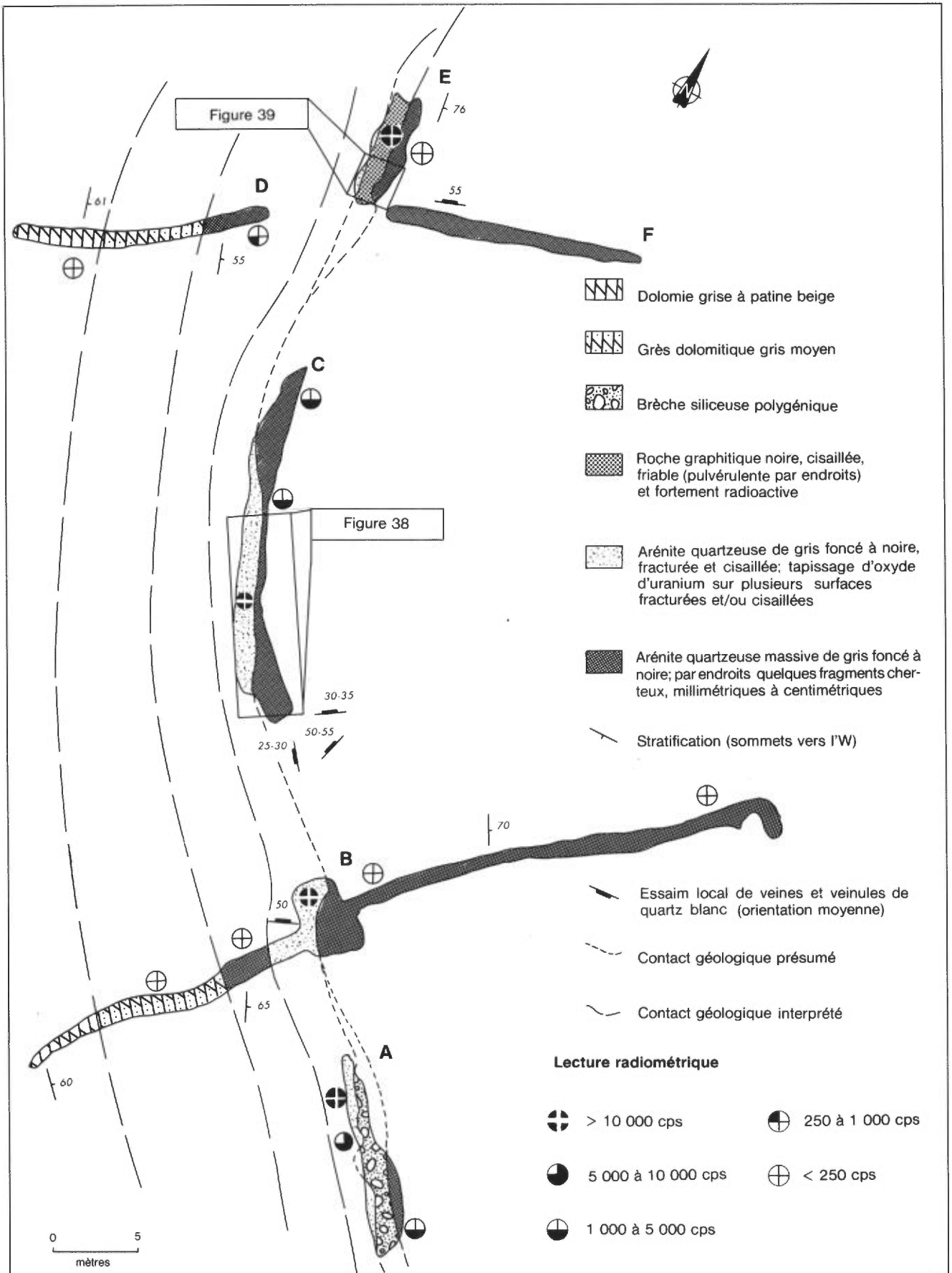


FIGURE 37 — Géologie des tranchées A à F, indice Ferme Nord.

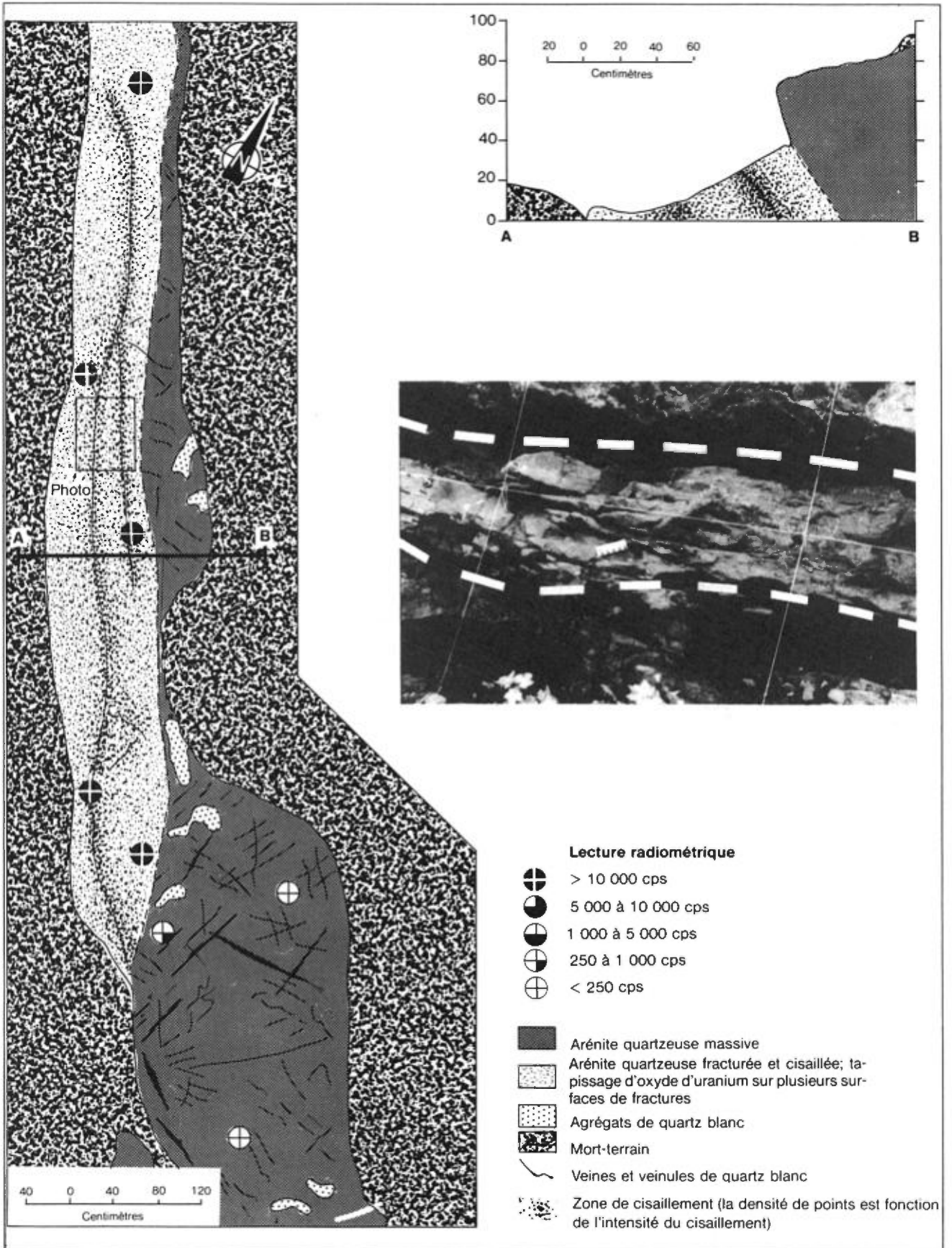


FIGURE 38 — Géologie détaillée de la tranchée C, Indice Ferme Nord. En haut à droite, profil vertical AB (sommet stratigraphique à gauche). Sur la photo, arénite quartzeuse fracturée et cisailée, exposant les deux zones de cisaillement (tirets blancs) qui contrôlent l'horizon minéralisé en oxyde d'uranium (regardant vers l'est).

La tranchée E (figure 39) expose une zone radioactive intensément cisailée de 1,5 mètre de longueur par 40 centimètres de largeur. Une roche graphitique noire, cisailée, friable et pulvérulente par endroits caractérise cet horizon fortement radioactif. Une lentille ou une strate de roche pélitique probablement argilo-graphitique serait à l'origine de cette lithologie qui, par son comportement incompetent, aurait focalisé d'intenses déformations. Soulignons que des niveaux lenticulaires de matériel argilo-graphitique apparaissent également aux indices Ferme Sud et Racine et que des lentilles pélitiques (quelques centimètres d'épaisseur par quelques mètres de longueur) sont identiques dans l'arénite massive sous-jacente (voir plus loin la figure 53).

Au tableau 10 nous présentons quatre analyses chimiques totales d'échantillons provenant de la tranchée E. L'analyse d'un échantillon d'arénite quartzeuse de l'encaissant (n° 2) permet d'apprécier la valeur élevée en Ba (0,29 %). Des valeurs élevées en barium caractérisent l'ensemble des arénites quartzeuses de gris foncé à noi-

res de tout le flanc est du bassin du lac Minowean, qu'elles soient minéralisées ou pas. Finalement, nous présentons deux analyses (n° 4 et n° 5) du matériel graphitique noir provenant de la zone fortement cisailée. Soulignons les valeurs élevées en Cu, Zn, Pb, Co, Ni, V, Mo, Zr, Ba et U ainsi que des valeurs anormales en Au (83 et 230 ppb) et en Ag (88 et 345 g/t).

#### INDICE FERME SUD (24C/7-4)

Une superficie de 150 m<sup>2</sup> d'affleurement répartie sur près de 70 mètres de tranchée, permet de suivre la zone minéralisée de l'indice Ferme Sud (figure 40). Contrairement à l'indice Ferme Nord, l'horizon fracturé et minéralisé est discontinu et il apparaît directement dans la zone de contact entre les faciès siliceux de la sous-unité 4a et la dolomie de la sous-unité 4d.

L'extrémité sud de la tranchée B ainsi que l'extrémité nord de la tranchée C exposent les deux plus importantes zones radioactives. Entre ces deux extrémités, les

TABLEAU 10 — Analyses de roches de l'indice Ferme Nord

	1	2	3	4	5
	(% du poids)				
SiO <sub>2</sub>	94,90	79,70	94,60	61,10	79,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,60	2,59	0,74	0,62	2,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	1,77	0,43	0,61	0,19
MgO	0,13	4,03	0,09	0,15	0,27
CaO	0,10	4,66	<0,02	0,20	0,46
Na <sub>2</sub> O	<0,1	0,25	<0,1	<0,10	<0,10
K <sub>2</sub> O	0,27	0,45	0,10	0,43	0,72
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,13	0,03	0,04	0,08
MnO	0,02	0,07	<0,01	0,01	<0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,09	0,03	0,51	<0,01
PAF	0,93	5,57	1,10	7,12	12,10
H <sub>2</sub> O tot.	-	-	-	3,54	2,23
C (graphite)	-	-	-	8,15	1,65
CO <sub>2</sub>	-	-	-	1,39	0,66
	(ppm)				
Cu	226	38	0,39%	0,59%	191
Zn	70	17	<2	1,69%	735
Pb	505	<12	82	1,20%	1,46%
Co	0,22%	40	0,38%	<2%	40
Ni	495	14	666	0,39%	31
Cr	12	19	16	100	22
V	0,45%	26	75	2,48%	163
Mo	56	5	177	2,14%	0,93%
Zr	36	47	37	8	75
Sr	9	99	23	36	9
Rb	12	5	<3	9	7
Y	11	<3	5	31	<3
Nb	<3	<3	<3	<3	<3
Ba	784	0,29%	384	91	0,31%
La	3	4	3	22	6
Li	2	6	8	5	10
Ce	9	7	10	34	10
Sn	17	<2	11	748	9
Dy	6	1	4	102	2
U	290	8	440	1,48%	37
Th	6	5	6	<3	<3
Au (ppb)	<15	23	<15	83	230
Ag	2,0	<0,2	2,3	88 g/t	345 g/t

1 - Arénite quartzeuse cisailée et minéralisée, tranchée C (voir figure 38) (FN2-1-85).

2 - Arénite quartzeuse de l'encaissant, tranchée E (voir figure 39) (FN3-13-85).

3 - Arénite quartzeuse cisailée et minéralisée, tranchée E (voir figure 39) (FN3-1-85).

4 - Matériel graphitique noir friable provenant de la zone fortement cisailée, tranchée E (voir figure 39) (FN3-11-85).

5 - Matériel graphitique noir pulvérulent provenant de la zone fortement cisailée, tranchée E (voir figure 39) (FN3-4-85).



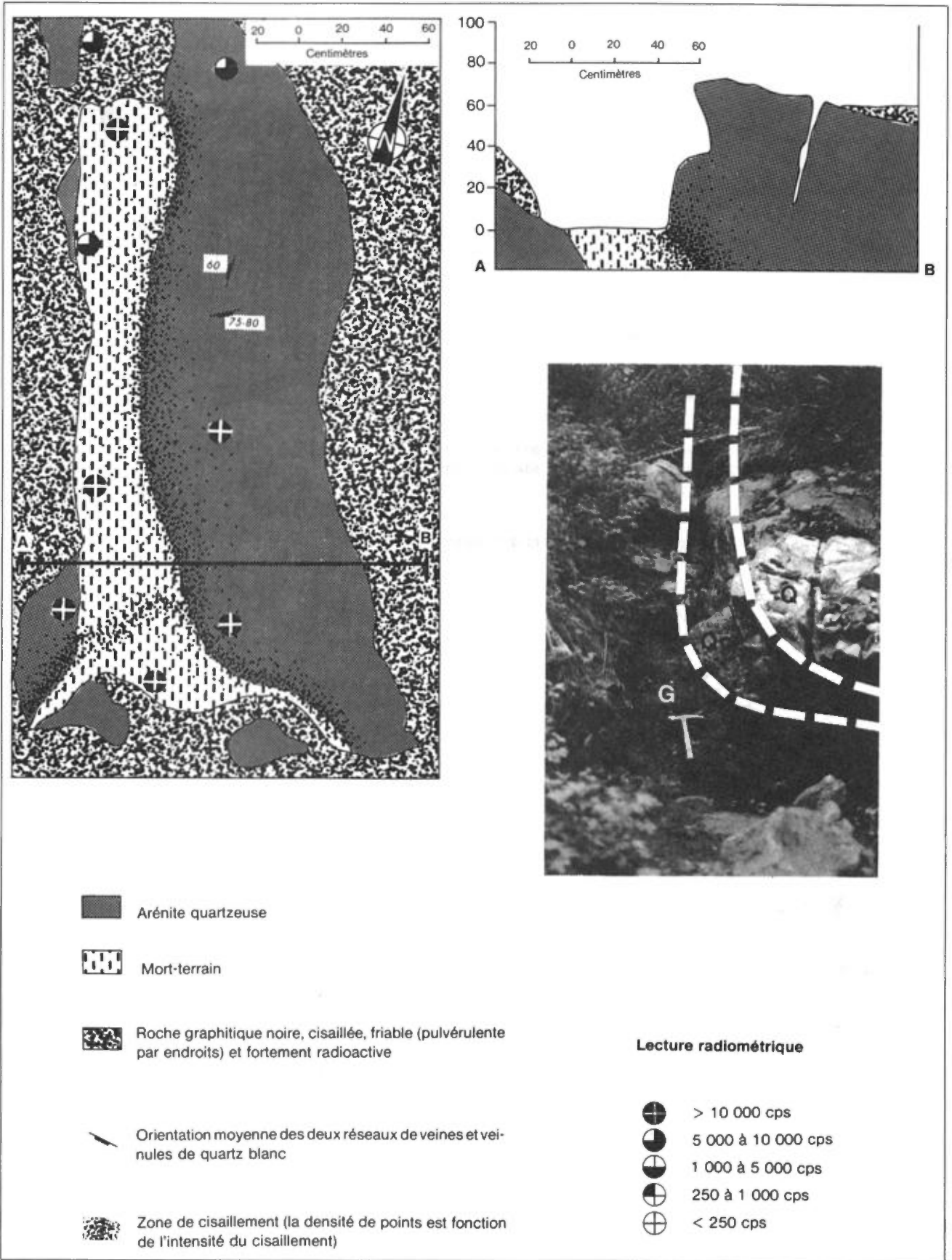


FIGURE 39 — Géologie détaillée de l'extrémité sud de la tranchée E, indice Ferme Nord. En haut à droite, profil vertical AB (sommet stratigraphique à gauche). Sur la photo, vue regardant vers le nord de l'ensemble de cette tranchée. Remarquer le passage entre l'arénite quartzeuse massive (Q) et l'arénite cisailée (Qc) ainsi que l'horizon de roche graphitique noire, friable et radioactive (G).

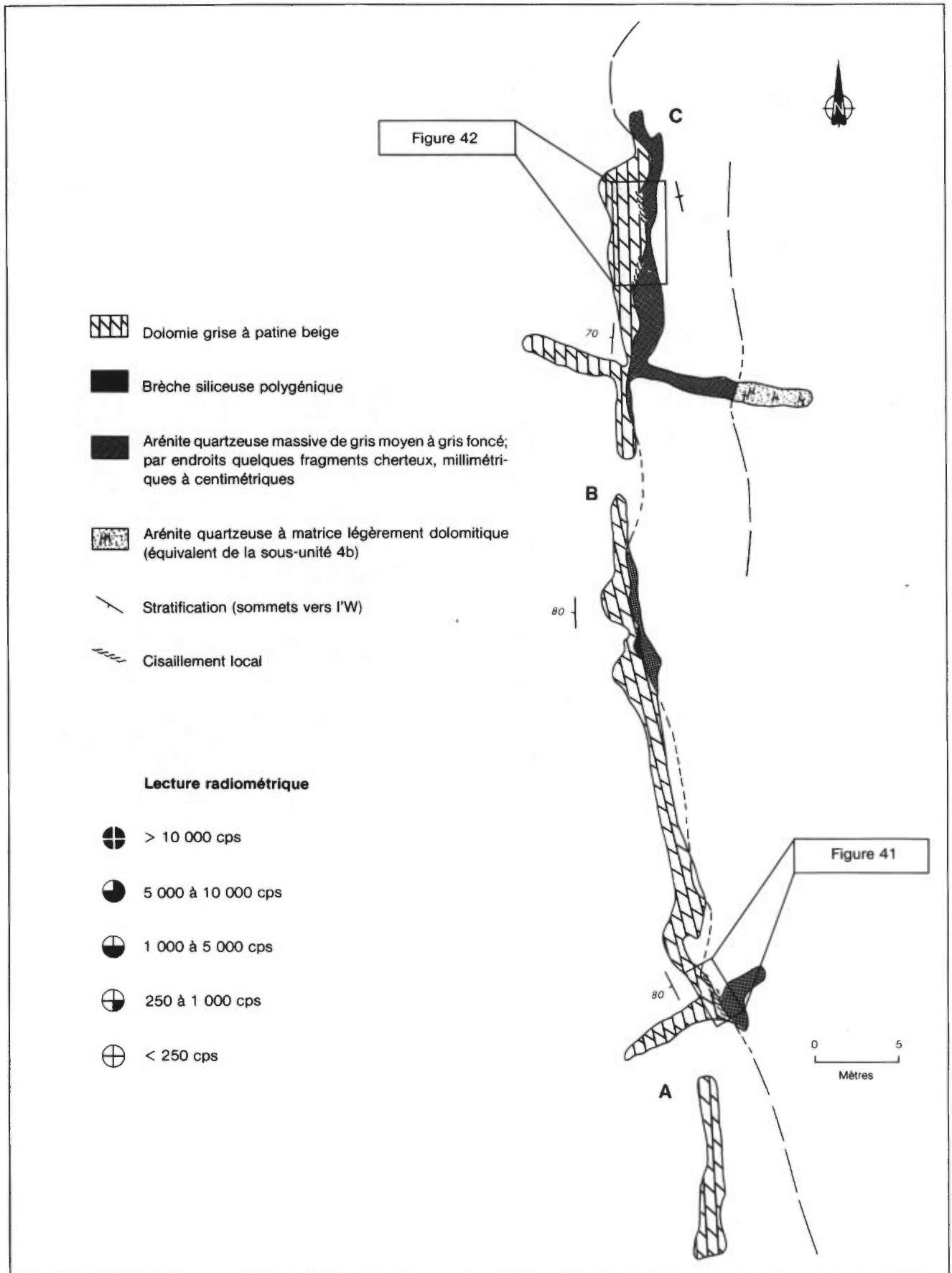


FIGURE 40 — Géologie des tranchées A, B et C, indice Ferme Sud.

lithologies sont peu tectonisées et des lectures radiométriques à peine deux fois plus élevées que le bruit de fond, caractérisent la zone de contact entre l'arénite quartzreuse et la dolomie. En quelques endroits, spécialement à l'extrémité nord de la tranchée B, nous avons observé des fractures et des microfractures de faible extension (de quelques millimètres à 10 centimètres) qui contiennent un matériel brun rouille résultant de l'altération de la pyrite. Par endroits, des veines et des veinules de quartz blanc recourent, en deux réseaux principaux (figure 41), les dolomies de la tranchée B. Ces veines et veinules de quartz sont stériles (aucune minéralisation observée et aucune valeur radiométrique supérieure au bruit de fond local) et elles sont nettement antérieures au développement du cisaillement.

À l'extrémité sud de la tranchée B (figure 41), des lectures radiométriques supérieures à 10 000 cps accompagnent un mince horizon fracturé et cisailé qui s'est développé dans la dolomie et au contact entre cette dolomie et l'arénite quartzreuse (figure 41). Une grande partie de la déformation a affecté la dolomie, tandis que l'arénite quartzreuse n'a permis que le développement de fractures irrégulières d'extension limitée. À un endroit, ces fractures sont tapissées de produits d'altération supergène d'uranium (poudre jaunâtre et verdâtre) et elles forment des discontinuités courbes qui semblent individualiser des corps rocheux dont la forme s'apparente à des structures de type «cuillère»<sup>(4)</sup>. Lafontaine (1984b) interprète ces discontinuités courbes comme des structures sédimentaires de type faisceaux entrecroisés. D'autres interprétations sont envisageables et nous en discuterons à la section de ce chapitre intitulée «Discussion du modèle métallogénique et identification des métalotectes».

L'extrémité nord de la tranchée C (figure 42) est caractérisée par une fracturation et une altération brun rouille relativement intense de la dolomie au contact de l'arénite quartzreuse. Une cartographie détaillée de la tranchée (figure 42) a révélé la présence de plusieurs veines et agrégats de quartz blanc ou de chert noir ainsi que des agrégats sulfurés (principalement de la pyrite) fortement altérés et friables. La dolomie est également envahie de nombreux essais locaux de fractures et de veinules de quartz.

Un très mince horizon centimétrique, cisailé et radioactif apparaît directement au contact entre la dolomie et l'arénite quartzreuse. Des produits d'altération de l'uranium peuvent être reconnus par endroits le long du contact et dans certaines microfractures développées à quelques dizaines de centimètres tout au plus de ce même contact.

## INDICE RACINE

Un total de quatre tranchées permet d'exposer près de 180 m<sup>2</sup> d'affleurement à l'indice Racine (figure 43). La minéralisation est associée à une zone de cisaillement

d'une puissance de 1 à 2 mètres que nous estimons se poursuivre sur une distance de 65 mètres, de la tranchée A à la tranchée D.

Le couloir de cisaillement est mince et accompagné de déformations importantes dans les tranchées B et D, où il apparaît dans la zone de contact entre le grès dolomitique de la sous-unité 4c et l'arénite quartzreuse de la sous-unité 4a. Vers le sud-est et plus particulièrement au niveau de la tranchée A, l'intensité du cisaillement diminue considérablement et il s'amortit dans un horizon d'arénite quartzreuse situé à moins de 10 mètres de la zone de contact. À la surface, la minéralisation est exposée sous forme de produits d'altération supergène d'uranium, de cuivre (malachite) et de cobalt (érythrite).

À l'extrémité sud de la tranchée A, nous avons reconnu quelques structures en forme de «cuillère» qui s'apparentent à celles identifiées à l'indice Ferme Sud. La dimension de ces structures atteint 10 à 20 centimètres de diamètre (en section transversale) et une minéralisation en tapissage d'oxydes d'uranium accompagne plusieurs surfaces de fractures (figure 44).

Tout comme à l'indice Ferme Nord, l'arénite quartzreuse sous-jacente à l'horizon cisailé et minéralisé est affectée d'un réseau complexe de veines et de veinules de quartz blanc stérile. Soulignons toutefois que ces veines et veinules ne sont pas radioactives, mais que nous avons identifié quelques fractures radioactives à proximité. Les fractures radioactives sont dépourvues de matériel de remplissage et une lecture ponctuelle aussi élevée que 7 500 cps a été obtenue à plus de 5 m de l'horizon minéralisé.

Au tableau 11, nous présentons trois analyses chimiques d'échantillons d'arénite quartzreuse cisailée. À remarquer une fois de plus les valeurs élevées en V et en U (0,65 % en U dans l'analyse n° 1) ainsi que les fortes valeurs en Ba.

## PARAGENÈSE DES INDICES (FERME NORD, FERME SUD ET RACINE)

Nous avons montré à la section précédente portant sur le «Cadre géologique des indices du lac Minowean», que la minéralisation accompagne des zones de cisaillement qui se sont développées dans les arénites quartzreuses de la sous-unité 4a, à proximité du contact avec les sous-unités dolomitiques 4c et 4d. L'étude en lame mince démontre toutefois que l'arénite quartzreuse des horizons cisailés diffère des arénites quartzreuses typiques de la sous-unité 4a. L'arénite quartzreuse des horizons cisailés est caractérisée par :

- une proportion plus importante de matrice, constituée de phyllosilicates, de minéraux d'affiliation graphitique et de minéraux sulfurés;
- une fracturation parfois intense des grains détritiques de quartz et de feldspath;
- une orientation préférentielle des constituants de la matrice et des fragments détritiques, selon la direction du cisaillement.

Mégascopiquement, la minéralisation apparaît dans les zones cisailées et déformées. On la retrouve également

4. Le terme «cuillère» est utilisé ici dans un sens strictement descriptif et non génétique. Il décrit l'aspect du contact et la morphologie de ces corps rocheux.

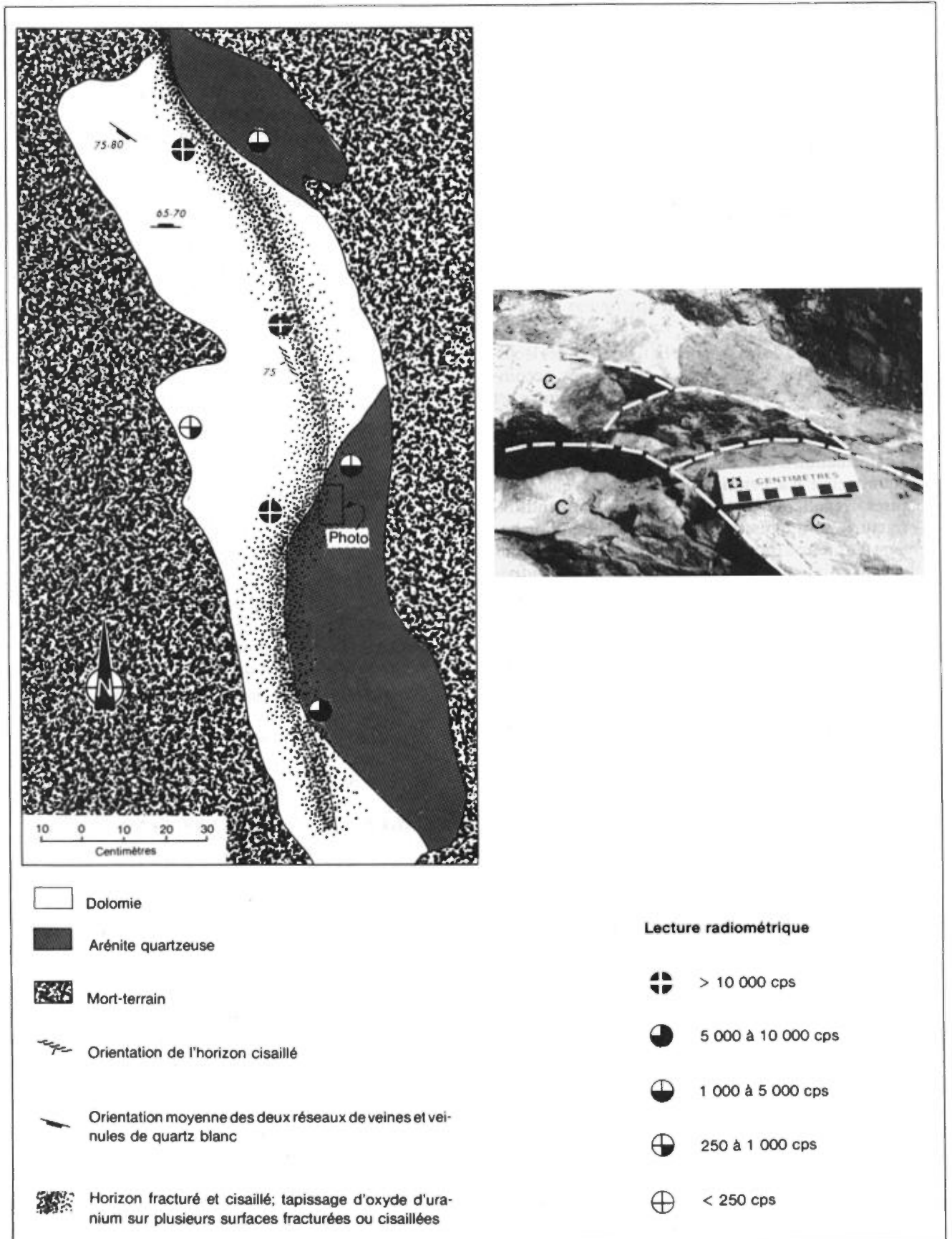


FIGURE 41 — Géologie détaillée de l'extrémité sud de la tranchée B, indice Ferme Sud. Sur la photo, arénite quartzeuse fracturée et tapissée d'oxyde d'uranium. Remarquer les fractures qui forment des discontinuités courbes (tirets blancs) et qui semblent individualiser des corps rocheux dont la forme s'apparente à des structures en forme de «cuillère» (C).

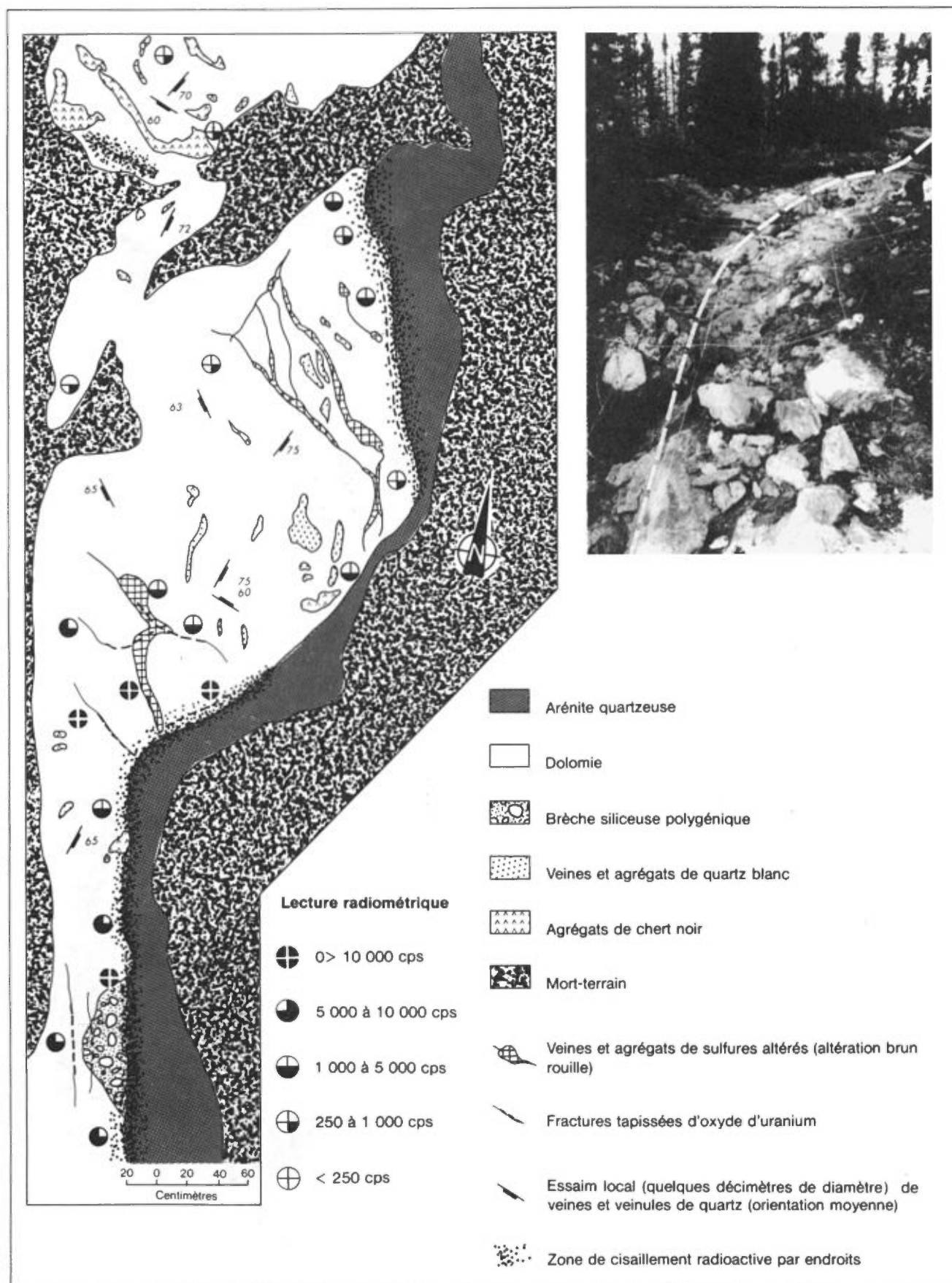


FIGURE 42 — Géologie détaillée de l'extrémité nord de la tranchée C, indice Ferme Sud. Sur la photo, vue regardant vers le nord de l'ensemble de cette tranchée. Les tirets blancs marquent le contact entre l'arénite quartzeuse et la dolomie.

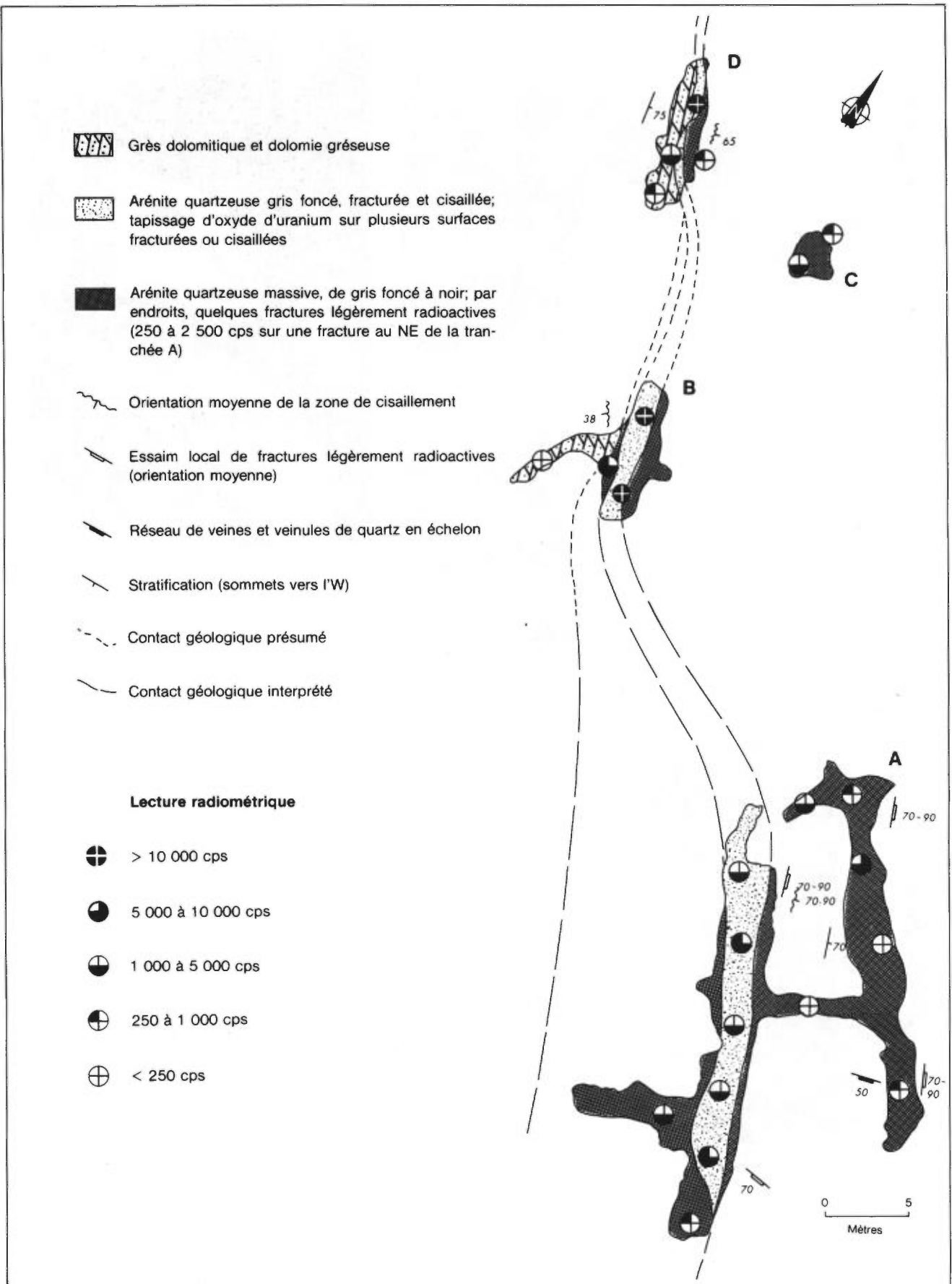


FIGURE 43 — Géologie des tranchées A, B, C et D, indice Racine.



FIGURE 44 — Structures en forme de «cuillères» à l'extrémité sud de la tranchée A, indice Racine. En A, vue générale de cette partie de la tranchée qui expose à l'avant-plan des structures en «cuillères» cisailées et minéralisées (1) et, à l'arrière-plan, des structures en «cuillères» non cisailées et non minéralisées (2). Le pendage des strates est vers l'E et les polarités sont inversées. En B, agrandissement de la zone de «cuillères» cisailées située à l'avant-plan de la photo A (regardant vers l'est). En C, agrandissement de la zone de «cuillères» non cisailées situées à l'arrière-plan de la photo A (regardant vers le sud-est).

dans des fractures attenantes à ces zones de déformation sous forme de minéraux d'altération ou d'enrichissement supergène.

TABLEAU 11 — Analyses partielles de roches, indice Racine

	1	2	3
	(ppm)		
Cu	0,12%	1,25%	142
Zn	13	168	49
Pb	545	0,21%	81
Co	0,14%	38	9
Ni	308	14	16
Cr	100	34	-
V	2,48%	2,48%	1,46%
Mo	<4	<4	<4
Zr	53	35	37
Sr	15	8	12
Rb	64	25	28
Y	<10	17	9
Nb	<3	<3	4
Ba	0,17%	370	926
La	16	3	6
Li	9	2	7
Ce	48	7	18
Sn	180	113	45
Dy	90	26	16
U	0,65%	990	360
Th	12	3	4
Au (ppb)	<15	<15	<5
Ag	18,1 g/t	12,6 g/t	<0,5

1 - Arénite quartzreuse cisailée et minéralisée, tranchée B (RA-1-85).  
 2 - Arénite quartzreuse cisailée et minéralisée, tranchée B (RA-2-85).  
 3 - Arénite quartzreuse cisailée, tranchée A (RA-4-86).

L'étude minéralogique de plusieurs lames minces provenant des indices Ferme Nord, Ferme Sud et Racine fait ressortir que la séquence paragénétique des trois indices était, à quelques exceptions près, tout à fait identique. Pour cette raison, nous traiterons globalement de la minéralogie des trois indices tout en respectant l'ordre d'apparition des phases minéralisées. Un schéma de la séquence paragénétique commune aux trois indices est présenté à la figure 45. Les différentes phases minérales ont été identifiées soit au microscope optique en lumière réfléchie, soit par analyse quantitative à la microsonde. Des produits d'altération supergène tels que la volborithite et la ferghanite ont été identifiés par diffraction-X. L'ensemble des études et des analyses touchant ces minéralisations a été réalisé en étroite collaboration avec M. Jules Boulanger qui, dans le cadre de sa thèse de maîtrise à l'Université Laval, s'intéresse à la paragenèse des indices uranifères du lac Minowean.

*Minéral titano-vanadifère (VTi<sub>4</sub>O<sub>7</sub>[OH<sub>3</sub>])* - La composition chimique du minéral titano-vanadifère étudié est voisine de celle de la tivanite (VTiO<sub>3</sub>OH). La tivanite constitue une espèce minérale nouvellement identifiée dans le «Golden Mile Dolorite Sill» de Kalgoorlie en Australie (Grey & Nickel, 1981). Aussi, pour les besoins du présent rapport et pour mettre en évidence la composition similaire des deux phases minérales, nous utiliserons le terme «tivanite» pour identifier le minéral titano-vanadifère.

La tivanite a été reconnue aux indices Ferme Nord et Racine, dans l'horizon d'arénite quartzreuse cisailée. Elle se présente soit sous forme de grains isolés dans l'arénite quartzreuse, soit en amas de petits grains fréquemment associés à des zircons (figure 46A et B). Plus rarement, on en retrouve quelques grains à l'extérieur

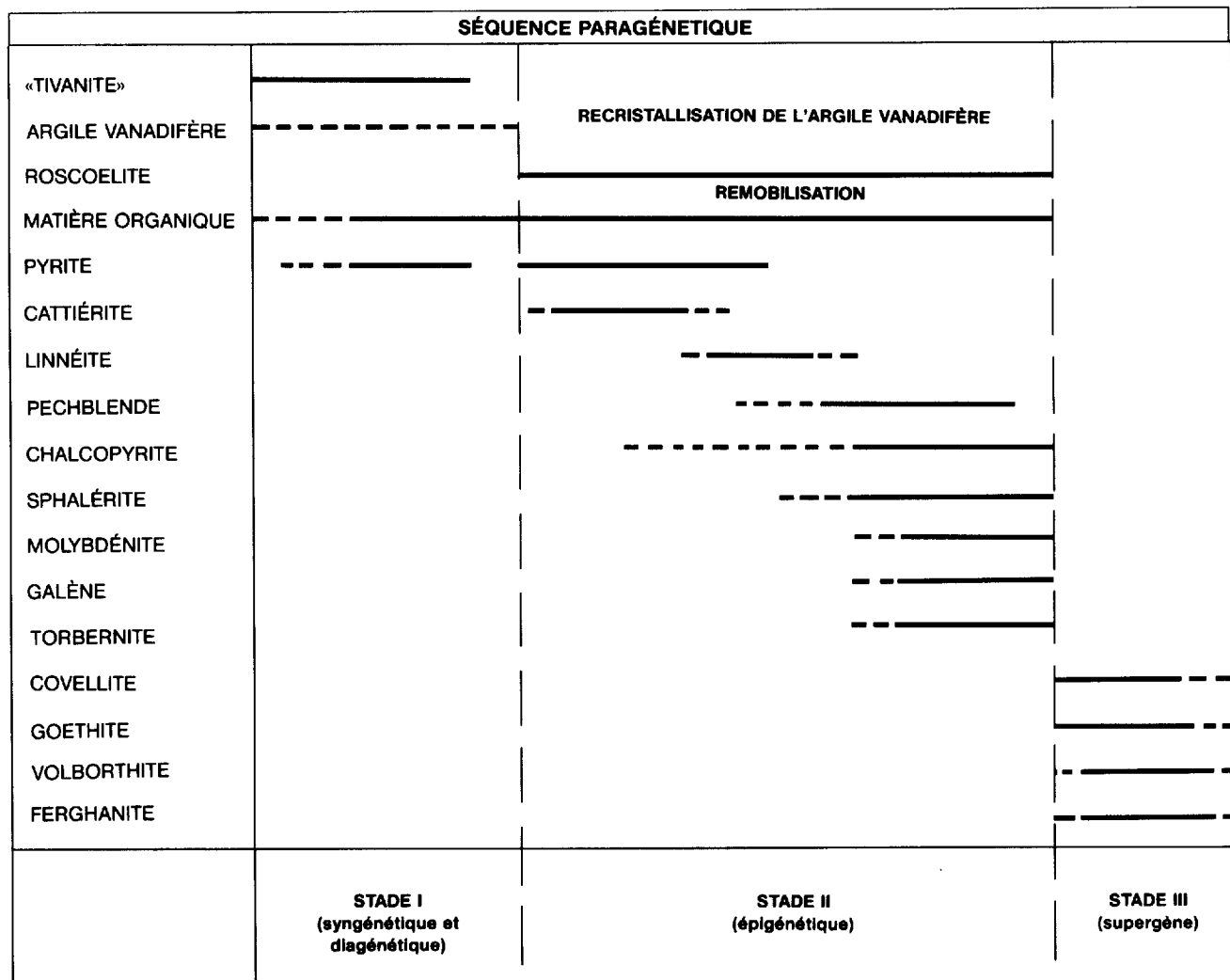


FIGURE 45 — Séquence paragénétique des indices Ferme Nord, Ferme Sud et Racine.

des zones de cisaillement, isolés dans l'arénite quartzreuse et entourés d'un ciment siliceux (figure 46C et D).

L'aspect ovoïde de la «tivanite», son arrondi de même que son association avec des zircons possédant une morphologie tout à fait comparable suggèrent une origine détritique liée à des mécanismes sédimentaires primaires d'érosion, de transport et de dépôt.

**Argile vanadifère** - Nous introduisons ici l'argile vanadifère pour mettre en valeur la présence d'un précurseur vanadifère responsable de la cristallisation de roscoelite. L'argile vanadifère constitue à cet effet une phase minéralisée discrète mais de première importance dans l'étude de la séquence paragénétique des indices.

**Roscoelite** ( $KV_2[AlSi_3O_{10}][OHF]_2$ ) - La roscoelite est abondante dans les horizons d'arénite quartzreuse cisailés des trois indices. Elle constitue la matrice entourant les grains détritiques de quartz (constituant jusqu'à 40 % de certains horizons). En quelques endroits, elle corrode des grains de quartz et de pyrite. Dans ce dernier cas en particulier, de belles structures de carie sont développées (voir plus loin figure 48B).

**Matière organique** - La matière organique est étroitement associée à la minéralisation des trois indices. À cause de son rôle métallogénique important (barrière réductrice), il convient de l'insérer dans la séquence paragénétique.

La matière organique est observée en plages de dimensions variables entre les grains détritiques de quartz et en remplissage dans les zones de fracture et de cisaillement. À l'extrémité nord de l'indice Ferme Nord (figure 39), la matière organique constitue l'essentiel de la roche noire et pulvérulente décrite précédemment. En plusieurs endroits, la matière organique a flué sous forme plus ou moins solide dans les zones de déformation et elle comble les espaces ouverts issus de la fracturation ou du cisaillement. À l'intérieur des zones de déformation, la pechblende est étroitement associée à la matière organique apparaissant généralement sous forme de petits grains sphériques entourés d'un halo d'altération (altération de la matière organique) (figure 47A). La matière organique est, en quelques endroits, remplacée par la chalcopryrite (figure 47B et C) et plus rarement par la pyrite (figure 47B).



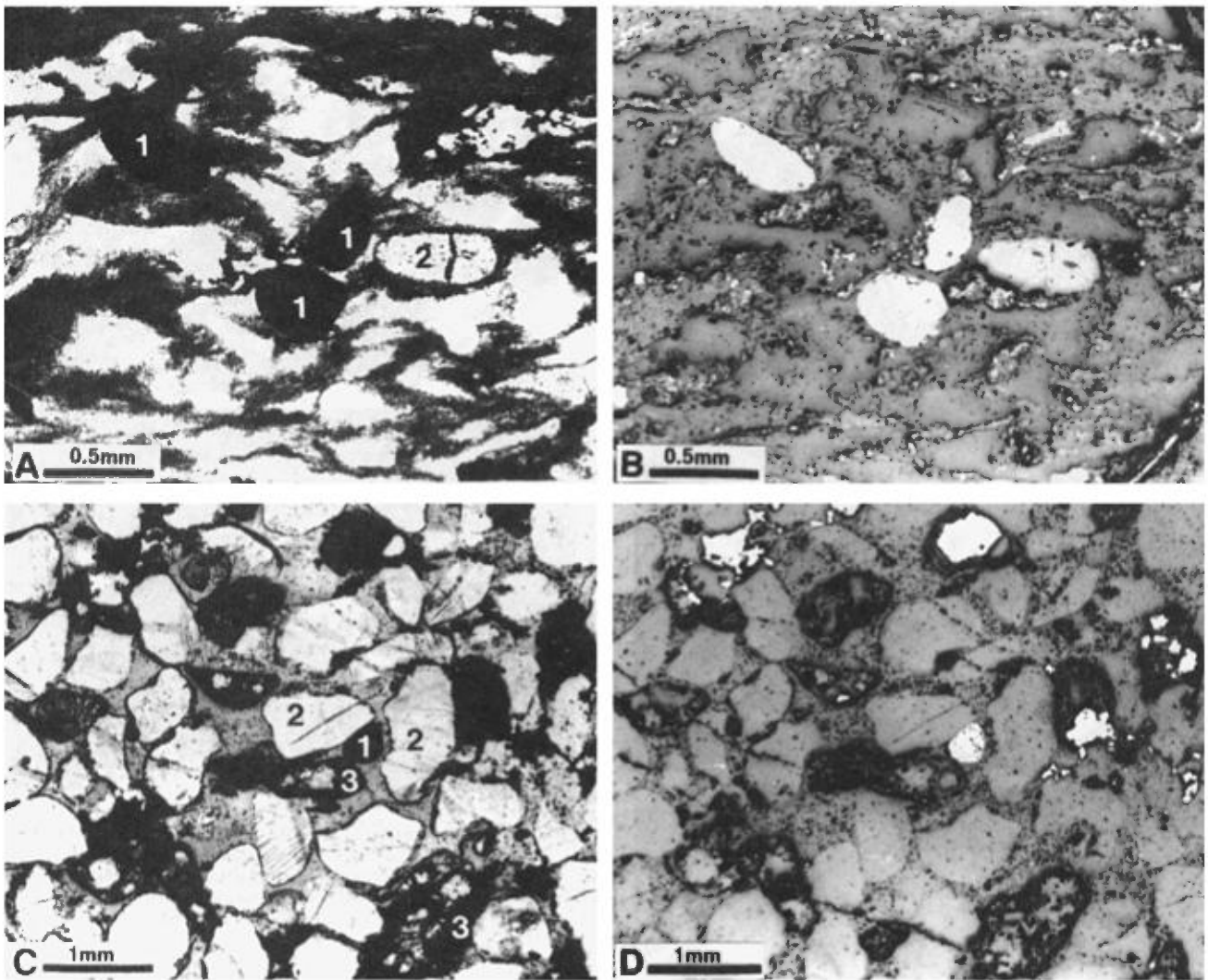


FIGURE 46 — Habitus de la tivanite. En A, grains détritiques de tivanite (1) de forme ovoïde et bien arrondis, accompagnés d'un zircon (2) de même morphologie (lumière naturelle). La roche hôte est une arénite quartzreuse cisailée. En B, identique à A, mais en lumière réfléchie. En C, grain de tivanite (1) (lumière naturelle) isolé dans l'arénite quartzreuse non cisailée et entouré de grains détritiques de quartz (2) et de feldspaths partiellement altérés (3). Noter le ciment siliceux qui entoure le grain de tivanite. En D, identique à C, mais en lumière réfléchie.

**Pyrite ( $FeS_2$ )** - La pyrite apparaît généralement sous forme de plages irrégulières, associée à la matière organique ou à la roscoelite. À l'intérieur des zones de cisaillement, elle forme des agrégats de cristaux lamellaires allongés et orientés dans le sens de la déformation (figure 48A).

La pyrite est fréquemment remplacée par la chalcopryrite et, par endroits, corrodée par la roscoelite (figure 48B). La goethite remplace également, en partie ou en totalité, certaines plages de pyrite exposées à l'altération supergène.

**Linnéite ( $[Co, Ni, Cu][Co, Ni]_2S_4$ )** - La linnéite forme une couronne anisotrope en bordure de certaines plages de pyrite. Plus rarement elle forme de petits grains isolés à l'intérieur de la matière organique.

**Cattiérite ( $[Fe, Co]S_2$ )** - La cattiérite est l'équivalent cobaltifère de la pyrite. Elle apparaît au coeur de certaines plages de pyrite.

**Pechblende ( $U_3O_8$ )** - La pechblende se présente généralement sous forme de petits grains sphériques (environ 0,05 mm) à l'intérieur ou juste en bordure des plages

de matière organique (figures 47A et 49A). Elle n'est observée que dans les zones de cisaillement. En quelques endroits la pechblende apparaît en remplissage de très fines microfractures qui épousent le style de la déformation (figure 49B). Le remplissage semble résulter de l'agglomération de petits grains sphériques de pechblende à l'intérieur d'un espace ouvert.

**Chalcopryrite ( $CuFeS_2$ )** - À l'instar de la pyrite, la chalcopryrite apparaît sous forme de plages irrégulières dans les zones de faible déformation; à l'intérieur des zones de cisaillement, elle forme des agrégats lamellaires orientés dans le sens de la déformation. Elle apparaît également en remplissage de fractures qui se sont développées dans la pyrite, la pechblende et la tivanite. De fines émulsions sont également identifiées à l'intérieur de la sphalérite.

La chalcopryrite remplace, par endroits la matière organique (figure 47C) ainsi que la pyrite et elle est partiellement remplacée par la covellite lors de l'altération supergène.

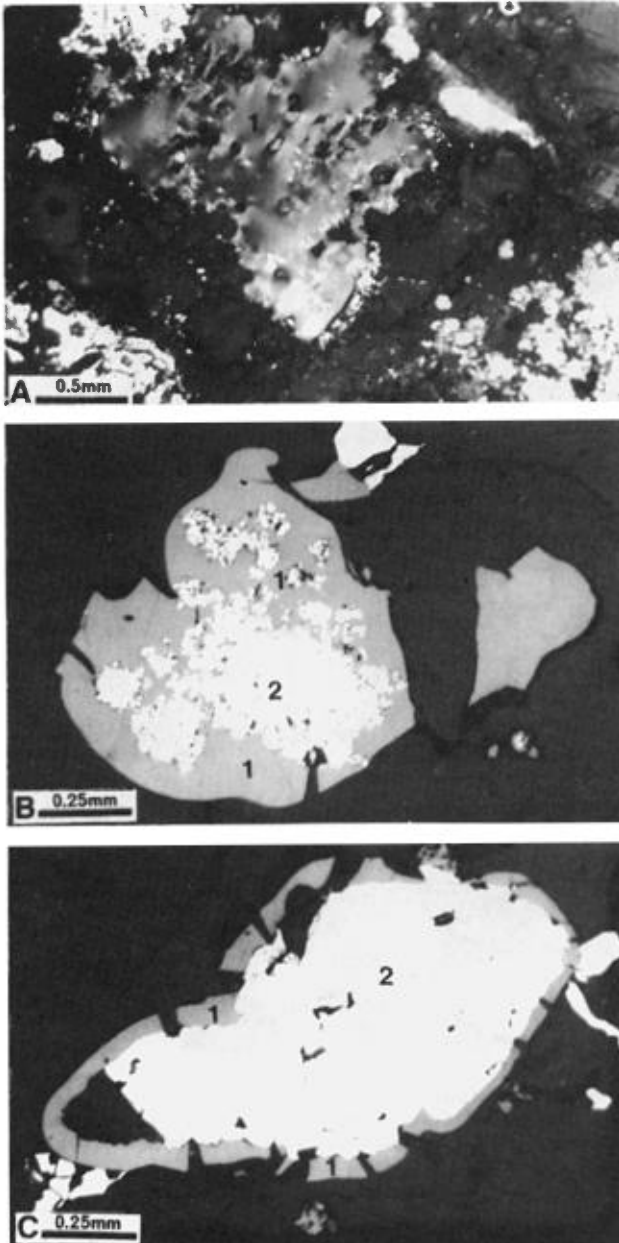


FIGURE 47 — Matière organique et paragenèse associée. En A, plage irrégulière de matière organique (1) accompagnée de petits grains sphériques de pechblende (2) autour desquels se forme un halo d'altération (lumière réfléchie). En B, remplacement de la matière organique (1) par de la pyrite et de la chalcopyrite (2) (lumière réfléchie). En C, remplacement de la matière organique (1) par de la chalcopyrite (2) (lumière réfléchie). Noter que le remplacement s'effectue du coeur vers la bordure.

**Sphalérite ( $ZnS$ )** - Quelques plages de sphalérite de forme ovoïde, atteignant 2 mm, ont été identifiées au sein de la matrice cisailée des arénites quartzieuses. À l'exception de quelques petites inclusions de chalcopyrite (figure 50), aucune autre relation n'a pu être établie avec les différentes phases minéralisées.

**Molybdénite ( $MoS_2$ )** - Un sulfure de molybdène a été identifié lors de l'analyse au microscope électronique à balayage (MEB). Il forme des microplages à l'intérieur de la matière organique. Nous identifions ce sulfure

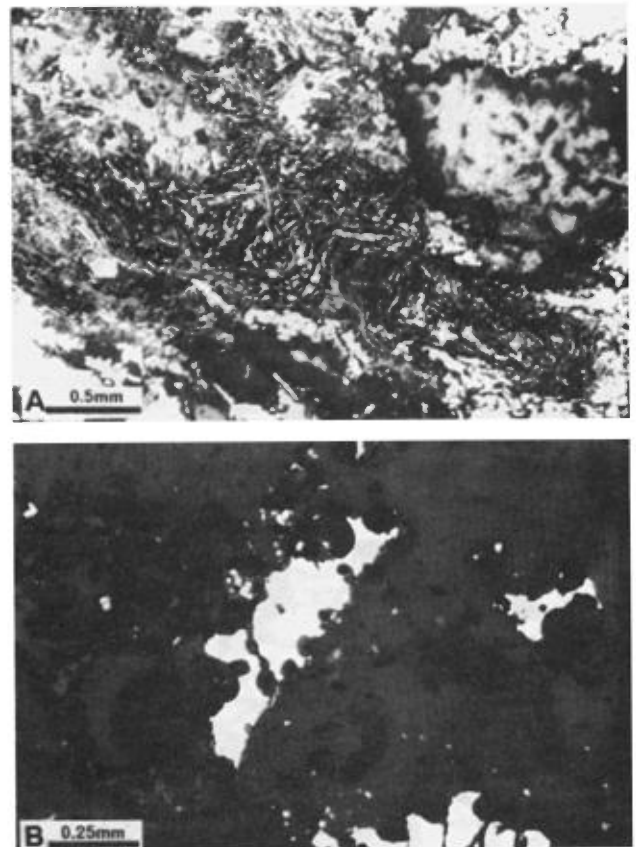


FIGURE 48 — Habitus de la pyrite. En A, fines paillettes de pyrite (lumière réfléchie), allongées et orientées dans la direction du cisaillement. En B, plage irrégulière de pyrite (lumière réfléchie) entourée d'une matrice de roscoelite. Remarquer les belles textures de carie causées par l'attaque de la roscoelite, en bordure de la plage de pyrite.

comme étant de la molybdénite, mais comme le suggèrent Turner-Peterson & Fishman (1986), qui ont étudié les gisements uranifères de la Formation de Morrison au Nouveau-Mexique, il pourrait s'agir d'une forme amorphe de  $MoS_2$ , en l'occurrence de la jordisite.

**Galène ( $PbS$ )** - La galène est retrouvée en très faible quantité sous forme de petits grains à proximité de l'une ou l'autre des phases uranifères (pechblende ou torbernite). On la retrouve d'ailleurs en fines inclusions dans la torbernite.

**Torbernite ( $Cu[PO_4]_2[UO_2]_{2.8-12}H_2O$ )** - La torbernite a été identifiée à la microsonde et elle apparaît à l'intérieur de quelques zones de fractures (figure 51). Son habitus radié est caractéristique, et de nombreuses plages de galène, de barite et de chalcopyrite l'accompagnent comme matériel de remplissage de certaines fractures.

**Covellite ( $CuS$ )** - La covellite forme des plages irrégulières en bordure de la chalcopyrite. Elle est développée au détriment de la chalcopyrite et constitue une phase d'altération supergène de celle-ci.

**Goethite ( $HFeO_2$ )** - La goethite constitue un produit d'altération secondaire de la pyrite. Elle se développe principalement à partir des fractures internes de la pyrite de même qu'en bordure de quelques plages.

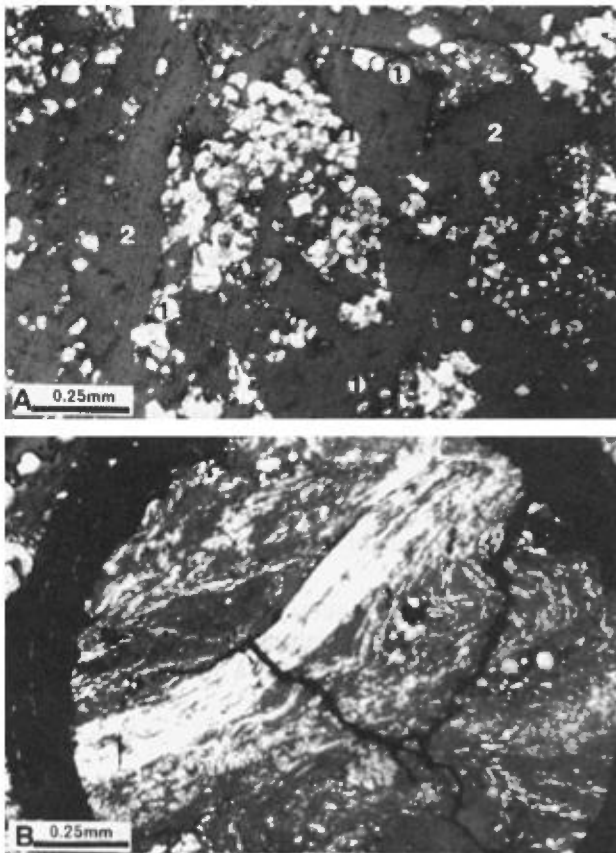


FIGURE 49 — Habitus de la pechblende. En A, petites sphères de pechblende (1) développées à l'intérieur d'une plage de matière organique (2) (lumière réfléchie). Habitus typique de la pechblende à l'extérieur des zones de cisaillement intense. Également quelques petites plages irrégulières de chalcopryrite (en blanc). En B, agrégats de microsphérules de pechblende qui forment de minces lisérés orientés dans la direction du cisaillement (lumière réfléchie). Le matériel hôte est essentiellement de la roscoelite et du quartz.

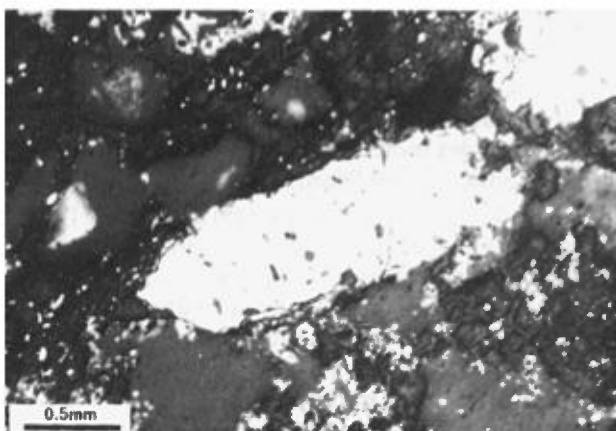


FIGURE 50 — Plage grossière de sphalérite (gris pâle) accompagnée de nombreuses petites inclusions de chalcopryrite (en blanc). Lumière réfléchie.

*Volborthite* ( $Cu_3[VO_4]_2 \cdot 3H_2O$ ) et *ferghanite* ( $U_3[VO_4] \cdot 6H_2O$ ) - La volborthite et la ferghanite constituent les deux principales phases identifiées lors de l'analyse du matériel pulvérulent jaune et jaune verdâtre qui tapisse

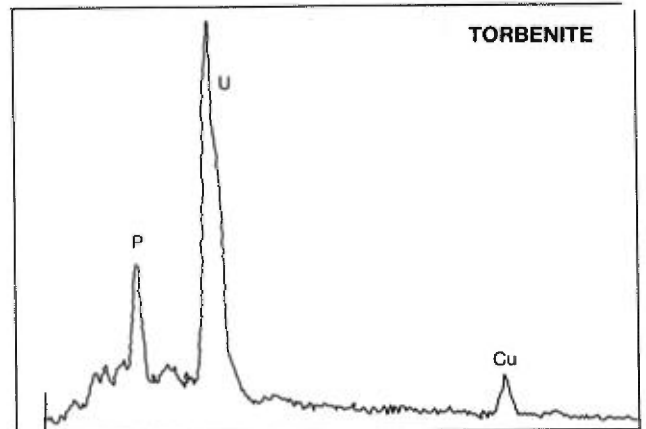


FIGURE 51 — Torbernite (1) fibreuse accompagnée de barite (2), de galène (3) et de chalcopryrite (4). Aussi spectre de rayons-X par énergie dispersive de la torbernite. Photographie au microscope électronique à balayage.

l'ensemble des fractures des indices du lac Minowean. La détermination de ces deux phases a nécessité des analyses par diffraction-X ainsi que des études à la microsonde (figure 52).

Il s'agit, dans les deux cas, de minéraux secondaires résultant de l'altération supergène d'une ou de plusieurs phases métalliques décrites précédemment.

#### CARACTÉRISTIQUES COMMUNES AUX INDICES FERME NORD, FERME SUD ET RACINE

L'ensemble des travaux réalisés aux indices Ferme Nord, Ferme Sud et Racine (Brouillette, 1985 et 1986; Lafontaine, 1984a et b) permet d'identifier trois caractéristiques communes aux minéralisations de ces indices. Celles-ci réfèrent à leur position stratigraphique, à leur association à des discontinuités tectoniques et à l'implication de mécanismes sédimentaires primaires.

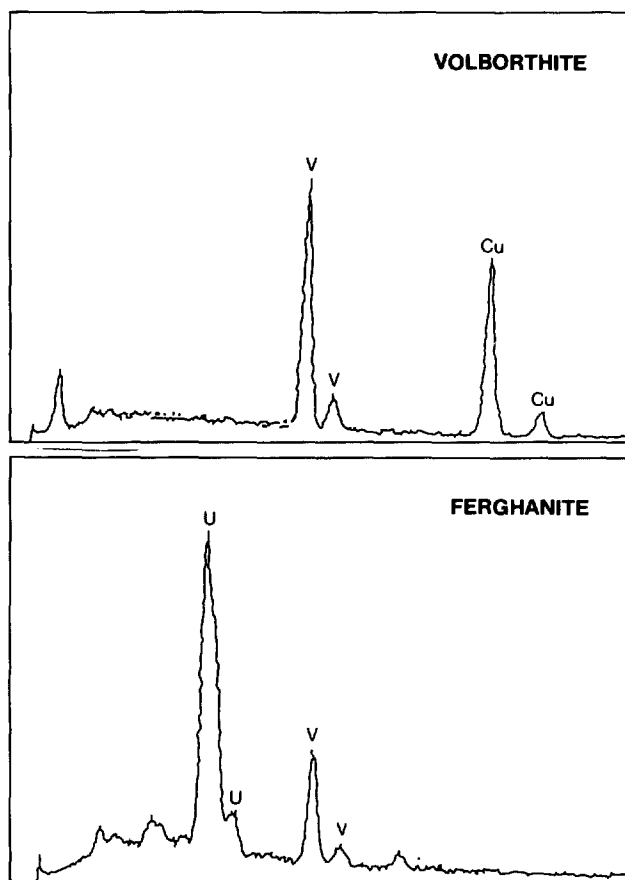


FIGURE 52 — Spectres de rayons-X par énergie dispersive de la volborthite et de la ferghanite.

**Contrôle stratigraphique** - La minéralisation des trois indices est située dans l'arénite quartzreuse au contact ou à moins de quelques mètres du contact, entre les faciès siliceux de la sous-unité 4a et les faciès dolomitiques de la sous-unité 4c.

**Contrôle tectonique** - La minéralisation est partout étroitement associée à des déformations discontinues telles que le cisaillement et la fracturation.

**Contrôle sédimentaire** - La présence de tivanite détritique reconnue localement dans la partie supérieure de la sous-unité quartzifère 4a fait appel à des mécanismes sédimentaires primaires liés à l'érosion, au transport et au dépôt. Lafontaine (1984b) suggère également un contrôle sédimentaire primaire de la minéralisation, dans la mesure où il attribue une origine sédimentaire précoce aux structures en forme de «cuillères». Selon lui, le contrôle sédimentaire rendrait compte de l'association des minéralisations uranifères, et même cuprifères, à des structures primaires de type faisceaux entrecroisés.

Dans les deux prochaines sections de ce chapitre, nous tenterons d'élaborer un modèle métallogénique qui tienne compte de l'ensemble des observations et des études effectuées aux indices du lac Minowean. Nous discuterons également de la pertinence des différents contrôles énumérés ci-haut et de leurs rôles respectifs dans la mise en place des minéralisations.

## Modèle métallogénique

Les travaux réalisés dans le secteur du lac Minowean nous amènent à constater des similitudes entre le cadre géologique et métallogénique des minéralisations du lac Minowean et celui des minéralisations d'uranium-vanadium du Plateau du Colorado. McKelvey *et al.* (1955) et plus particulièrement Stanton (1972) énumèrent plusieurs caractéristiques communes aux différents gisements de type Colorado Plateau, touchant l'environnement sédimentaire, les contrôles structuraux et les associations paragenétiques. Les plus importantes caractéristiques sont (modifiées d'après Stanton, 1972) :

- 1 - La présence de sédiments clastiques continentaux et fluvio-marins, déposés dans un environnement fluvio-deltaïque;
- 2 - La relation des gîtes avec des niveaux ou des lentilles de sédiments grossiers en contact avec des sédiments fins;
- 3 - Le contrôle structural régional (faille synsédimentaire, dôme laccolithique...) qui semble limiter la distribution des gîtes à quelques kilomètres tout au plus;
- 4 - L'étroite association des gîtes à des horizons de débris organiques;
- 5 - Une séquence paragenétique comprenant : des minéraux uranifères (uraninite-pechblende, coffinite), vanadifères (roscoelite, argile vanadifère), ainsi que des sulfures (chalcocite, chalcopyrite, covellite, bornite).

Le cadre géologique et métallogénique du bassin du lac Minowean répond avantagusement aux caractéristiques 1, 2, 4 et 5 du modèle du Colorado Plateau énumérées ci-haut. Toutefois, le contexte géotectonique ainsi que les mécanismes de mise en place de la minéralisation reconnus pour les indices du lac Minowean nous obligent à élaborer un modèle métallogénique qui, tout en incorporant des éléments du modèle du Colorado Plateau, tient compte de l'ensemble des observations énumérées aux sections suivantes du présent chapitre : «Paragenèse des indices» et «Caractéristiques communes aux indices Ferme Nord, Ferme sud et Racine».

L'étude de la paragenèse (figure 45) montre que l'ordre d'apparition des phases métalliques s'opère en trois étapes distinctes, nécessitant la superposition de trois épisodes de minéralisation. Pour répondre à cette contrainte touchant la paragenèse des indices minéralisés du lac Minowean, nous proposons un modèle métallogénique divisé en trois stades soit :

- 1 - syngénétique et diagénétique, pré-tectonique;
- 2 - épigénétique, syntectonique;
- 3 - supergène, post-tectonique.

La tivanite et le matériel organique constituent deux phases précoces liées au premier stade *syngénétique et diagénétique, pré-tectonique*. La morphologie de la tivanite, de même que son association avec des zircons détritiques (cf. section «Paragenèse des indices» du présent chapitre), témoignent d'une origine primaire et contem-

poraine au dépôt des arénites quartzzeuses (sous-unité 4a) de l'encaissant. Ainsi, l'origine de la tivanite doit être attribuée à un matériel source, le socle, localement enrichi en minéraux titano-vanadifères. Dans ce contexte, il apparaît probable que cette source locale ait contribué à l'enrichissement de certains horizons argileux soit par des mécanismes physiques (transport de particules argileuses vanadifères et dépôt dans le bassin de sédimentation), soit par des mécanismes chimiques (mise en solution du vanadium par les eaux de surface ou de subsurface, transport et précipitation au contact de l'argile). Soulignons qu'il n'est pas fait mention d'un minéral détritique titano-vanadifère de type tivanite dans les rapports de Lafontaine (1984a et b). Ainsi, l'absence de minéraux vanadifères primaires couplée à la disparition en profondeur du vanadium (Lafontaine, 1984b) amènent ce dernier à expliquer l'origine des argiles vanadifères par un mécanisme d'enrichissement supergène de subsurface liée à l'activité météorique.

La matière organique et peut-être même une quantité minime de pyrite ont pu également être associées au premier stade de minéralisation. Bien que la matière organique et la pyrite apparaissent abondamment dans les horizons cisailés, nous en retrouvons sous forme de plages intergranulaires à l'extérieur des zones de cisaillement, et aucun contrôle tectonique ne semble avoir régi leur mise en place. De plus, nous avons identifié à l'indice Ferme Nord une strate riche en matière organique (roche graphitique noire), qui apparaît entre l'arénite quartzzeuse et la dolomie (cf. photo de la figure 39). Une origine syngénétique, ou peut-être diagénétique, doit être envisagée, tout en tenant compte d'une remobilisation syntectonique importante, spécialement pour la matière organique.

Le stade *épigénétique*, *syntectonique*, s'avère le plus important épisode de mise en place des minéralisations dans le secteur du lac Minowean. La pechblende et plus d'une demi-douzaine de minéraux sulfurés caractérisent ce deuxième stade de minéralisation (figure 45).

Dans ce deuxième stade, nous faisons appel à un ou plusieurs fluides hydrothermaux qui auraient accompagné le développement des zones de fracturation et de cisaillement. La charge métallique cuprifère et uranifère aurait été piégée dans les milieux réducteurs (horizons argileux).

Une remobilisation partielle de la matière organique et de l'argile vanadifère expliquerait leur emplacement dans les horizons cisailés.

La volborthite, la ferghanite, la covellite et la goethite représentent des phases tardives associées au stade *supergène*, *post-tectonique*. Elles résultent de l'altération superficielle des minéralisations syngénétiques et épigénétiques des deux premiers stades.

## Discussion du modèle métallogénique

Le modèle métallogénique proposé fait appel à trois étapes de minéralisations distinctes dont la dernière, une minéralisation supergène post-tectonique, ne nous

apparaît pas avoir contribué à un enrichissement marqué des indices du lac Minowean. Les deux premières étapes de minéralisation soulèvent toutefois de nombreuses discussions quant à leur origine respective syngénétique et épigénétique. Aussi certaines hypothèses alternatives, dont celle proposée par Lafontaine (1984b), méritent d'être considérées.

Dans l'élaboration de son modèle métallogénique, Lafontaine (1984b) propose une suite d'événements qui auraient amené la remobilisation complète, syntectonique d'une minéralisation uranifère primaire. Il voit dans les contrôles stratigraphique et sédimentaire de la minéralisation (minéralisation uranifère liée à des structures sédimentaires primaires, cf. section «Caractéristiques communes aux indices Ferme Nord, Ferme Sud et Racine» du chapitre précédent) une preuve indéniable de l'origine syngénétique ou diagénétique de la minéralisation uranifère. Mais afin de rendre compte de son association avec les zones de cisaillement, il envisage une remobilisation syntectonique restreinte, qui permettrait d'expliquer la préservation de la minéralisation à l'intérieur de l'horizon-porteur originel. Finalement, Lafontaine reconnaît aux minéralisations uranifères une remobilisation supergène tardive.

À l'instar de notre modèle métallogénique, le modèle proposé par Lafontaine envisage la superposition de trois étapes distinctes, à cette différence qu'il associe l'étape syntectonique à la remobilisation locale d'une minéralisation primaire syngénétique, tandis que nous y attribuons la venue d'un fluide minéralisateur épigénétique. Ainsi nous nous proposons maintenant de discuter les deux possibilités concernant l'origine soit syngénétique, soit épigénétique de l'uranium et dans le deuxième cas, d'identifier les sources potentielles.

Suivant l'hypothèse de Lafontaine (1984b), la minéralisation uranifère syngénétique trouve son origine dans l'interprétation des contrôles stratigraphique et sédimentaire, qu'il considère comme des contrôles primaires de la minéralisation. Le contrôle sédimentaire, en particulier, s'appuie sur la présence de minéralisations uranifères et peut-être aussi cuprifères qui sont associées à des structures en forme de «cuillère», interprétées comme des structures sédimentaires de type faisceaux entrecroisés. Or ces structures en forme de «cuillère» apparaissent au coeur de l'horizon fracturé et cisailé et elles ne nous semblent pas constituer des structures sédimentaires de type faisceaux entrecroisés. Nous pensons plutôt que la grande majorité de celles-ci représentent l'étape ultime de l'amortissement du cisaillement qui, dans un matériel essentiellement siliceux et compétent, aurait produit des fractures courbes et discontinues d'aspect subconchoïdal. À la limite, certaines fractures pourraient être superposées à des amorces de structures chenalantes qui, localement, témoignent de faibles variations dans les conditions hydrodynamiques au moment du dépôt de l'arénite quartzzeuse (figure 53). Dans l'éventualité d'une hypothèse syngénétique, la remobilisation locale syntectonique telle que proposée par Lafontaine soulève également certaines difficultés quant aux conditions physico-chimiques. Il faudrait en effet concevoir



FIGURE 53 — Amorce de structures chenalisantes dans l'arénite quartzreuse avec mince horizon lenticulaire d'argilite d'un gris verdâtre. Remarquer au-dessus de l'horizon pélitique la présence de structures courbes et discontinues rappelant des structures de type chenalisante (sommet vers le bas).

une succession très rapide des conditions réductrices-oxydantes-réductrices de façon à permettre une précipitation dans le même horizon porteur et à proximité des lieux initiaux, sinon sur les mêmes sites (nous référons ici le lecteur au texte accompagnant la figure 44).

Compte tenu de l'incertitude entourant l'origine des structures en forme de «cuillère» sur le site des indices minéralisés (de véritables structures de type faisceaux entrecroisés apparaissent par contre dans les grès dolomitiques de la Formation d'Alder) et considérant peu probante l'hypothèse d'une remobilisation syntectonique telle que décrite précédemment, l'hypothèse épigénétique nous paraît la mieux adaptée à l'ensemble des observations et des études touchant les minéralisations uranifères et cuprifères.

L'hypothèse épigénétique, telle que nous la proposons, fait appel à une minéralisation issue d'un fluide hydrothermal qui a probablement accompagné l'épisode tectonique responsable de la fracturation et du cisaillement dans la zone de contact entre les sous-unités 4a et 4c. La source de l'uranium, en particulier, nous est inconnue pour l'instant. Toutefois, trois sources potentielles sont envisageables : les roches granitiques du socle archéen, les lits rouges des formations de Chakonipau et de Portage, ainsi que les roches volcaniques épicrostiques de la Formation de Lace Lake.

Les deux premières sources nous apparaissent les mieux adaptées au contexte géotectonique local et nous envisageons un mécanisme de mobilisation et de mise en place de l'uranium directement ou indirectement lié aux mécanismes de formation de la faille d'Argencourt. Clark (1986, figure 22, page 23) a suggéré un enracinement profond de la faille d'Argencourt qui prendrait naissance à l'interface socle-sédiment. Or nous pensons que l'uranium présent dans le socle archéen ou dans les lits rouges des formations de Chakonipau et de Portage aurait été mobilisé lors de l'orogénèse hudsonienne et canalisé le long de grandes structures profondes telle que la faille d'Argencourt. Mentionnons également que les indices uranifères Bravo (Brouillette, 1986) et Otel

(Chevé, 1985) sont directement associés au tracé de la faille d'Argencourt et peuvent être liés à son histoire métallogénique.

Le rôle métallogénique de la sous-unité volcanique épicrostique 3d ne doit pas être négligé. En effet, l'épisode volcanique subcontemporain au Lace Lake révélé par la sous-unité 3d aurait pu générer un potentiel métallogénique susceptible d'être remobilisé ultérieurement par des processus hydrothermaux liés soit à la diagenèse, soit au métamorphisme ou au tectonisme. Ruhlmann *et al.* (1986) n'écartent pas cette possibilité dans leur étude sur les minéralisations uranifères des monts Otish et soulignent entre autres, que la libération d'éléments tels que Ba, Na, K, U et Mo, lors de la dévitrification du verre volcanique, constitue une source potentielle intéressante, susceptible d'alimenter un fluide hydrothermal.

## Identification des métallogènes

Deux métallogènes se dégagent de l'étude des minéralisations uranifères du lac Minowean. Le premier, un métallogène tectonique, rend compte de la présence de minéralisation dans des zones de cisaillement liées aux mécanismes de formation de la faille d'Argencourt et localisées au contact entre deux séquences aux comportements rhéologiques différents. Ce métallogène tectonique s'avère le révélateur de la minéralisation, quel que soit le modèle métallogénique retenu. La nature du deuxième métallogène est plus difficile à cerner. Il apparaît comme un métallogène paléogéographique si l'on retient l'hypothèse sédimentaire primaire de Lafontaine (1984b) qui associe les minéralisations uranifères primaires à des structures sédimentaires de type faisceaux entrecroisés. Il apparaît plutôt comme un métallogène chimique si l'on retient l'hypothèse épigénétique. En effet, dans ce cas-ci, c'est la rencontre du fluide hydrothermal avec un milieu réducteur (les horizons argileux et légèrement graphitiques au sommet de la sous-unité 4a) qui détermine la localisation de la minéralisation uranifère.

## Cadre géologique des minéralisations du lac du Portage

Le secteur du lac du Portage est caractérisé par la présence de la faille d'Argencourt qui marque la limite ouest du front de chevauchement et d'imbrication du bloc du lac Derbuel sur le sous-domaine lithotectonique du bassin d'Otelnu-Minowean (Clark, 1986; Chevé, 1985) (figure 1).

À l'est du tracé de la faille, le bloc du lac Derbuel est caractérisé par d'épaisses séquences de roches ignées à travers lesquelles s'interstratifient des sédiments pélitiques (Formation de Bacchus). À l'ouest de la faille affleurent sporadiquement des unités lithologiques de la Formation de Chakonipau (arkose, grès arkosique et conglomérat) ainsi que des assemblages comparables à ceux qui marquent la transition entre les formations de Chakonipau et de Portage (Chevé, 1985).

À l'est du lac du Portage, la compagnie Eldorado Nucléaire a mis au jour un indice uranifère, l'indice Bravo (24C/8-14), ainsi que sept traînées glaciaires contenant des blocs à minéralisation cuprifère et cupro-uranifère. Dans le cadre de ce projet, nous nous intéressons à l'étude de l'indice Bravo ainsi qu'à l'examen des blocs minéralisés composant le train glaciaire n° 6 (Tremblay, 1980a).

L'indice Bravo ainsi que la région source de la traînée glaciaire n° 6 se trouvent sur le tracé interprété de la zone d'imbrication de la faille d'Argencourt (figure 54). Quelques cheminements de reconnaissance effectués à proximité de la zone de faille nous ont permis de reconnaître la présence, d'ouest en est, d'une séquence composée :

- 1 - de dolomie gris beige en altération et de beige à rosée en cassure fraîche, dans laquelle s'interstratifient des niveaux centimétriques de matériel chertueux blanc, rose ou rouge;
- 2 - de dolomie calcareuse rose à texture cataclastique, accompagnée de straticules schisteuses verdâtres, essentiellement composées de séricite, de chlorite et de talc;
- 3 - de pélites grises qui deviennent progressivement schisteuses (assemblage de chlorite, de séricite et de talc) à proximité du contact avec les horizons de dolomie calcareuse.

Cependant, la faible densité d'affleurements rend difficile toute corrélation lithologique dans ce secteur. Aussi, nous avons entrepris l'étude de carottes provenant d'une trentaine de sondages effectués par la compagnie Eldorado Nucléaire, dans le but d'intégrer les séquences lithologiques du secteur à la stratigraphie locale de la zone centrale nord de la Fosse, tout en caractérisant le contexte lithologique et structural au voisinage des zones minéralisées.

À proximité de l'indice Bravo (ligne 2+50N), plus de 330 mètres d'unités lithologiques sont recoupés par sept sondages consécutifs d'une profondeur moyenne de 74 mètres chacun (Tremblay, 1980b; Meusy *et al.*, 1981). L'examen détaillé de 515 mètres de carottes permet d'y reconnaître une suite lithologique comparable à celle caractérisant le faciès marginal occidental du Sous-Groupe de Seward (Dimroth, 1978). La coupe stratigraphique synthétique de la figure 55 illustre cette suite composée d'unités lithologiques des formations de Chakonipau, de Portage et de Lace Lake. De la base vers le sommet, nous retrouvons :

- 1 - Une unité de roches terrigènes grossières (grès grossier, microconglomérat et conglomérat) de composition arkosique à subarkosique. Une matrice généralement très schisteuse et des fragments étirés ou en forme d'amande trahissent une déformation tectonique importante (Formation de Chakonipau).
- 2 - Une épaisse séquence (environ 280 m) caractérisée par l'alternance de dolomie, de dolomie calcareuse et de schiste verdâtre, exposant des signes de déformation parfois très intense (texture cata-

clastique, gouge de faille et brèche tectonique) (Formation de Portage).

- 3 - Une séquence pélitique composée de siltite et d'argilite grises (Formation de Lace Lake).

Un des sept sondages a recoupé la zone de faille porteuse des minéralisations uranifères de l'indice Bravo, localisée au contact entre l'unité de dolomie calcareuse cataclastique au sommet de la Formation de Portage et les séquences pélitiques sus-jacentes de la Formation de Lace Lake (figure 55) (Tremblay, 1980b). Dans la région du train glaciaire n° 6, la majorité des sondages ont intersecté cette zone de faille et confirmé sa localisation au sommet des unités carbonatées de la Formation de Portage, à proximité ou au contact des séquences pélitiques de la Formation de Lace Lake sus-jacentes. De nombreuses occurrences minéralisées en sulfures et en uranium ont également été identifiées dans la zone de faille de cette région.

Nos observations et nos conclusions touchant le contexte géologique au voisinage des zones minéralisées de l'indice Bravo et du train glaciaire n° 6 rejoignent, sur plusieurs points, celles de Tremblay (1979, 1980a, 1980b), Meusy *et al.* (1981) et Tremblay & Meusy (1982). Dans la région étudiée, la zone d'imbrication associée à la faille d'Argencourt affecte l'ensemble des lithologies comprises entre la partie supérieure de la Formation de Chakonipau et la partie inférieure de la Formation de Lace Lake. Un décollement majeur apparaît à proximité du contact entre les formations de Portage et de Lace Lake. Il est caractérisé par une zone de cisaillement intense (gouge de faille, brèche tectonique, calcaire cataclastique) (figure 55). Les minéralisations cuprifères et cupro-uranifères logent dans cette zone de cisaillement qui peut être suivie sur plus de 2,5 km entre l'indice Bravo et la source du train glaciaire n° 6 (figure 54).

## INDICE BRAVO

L'indice Bravo (24C/8-14) a été découvert à l'été de 1979 par la compagnie Eldorado Nucléaire lors d'une campagne de prospection radiométrique terrestre (Tremblay, 1979). Enfoui sous plus d'un mètre de till glaciaire et caractérisé en surface par une zone faiblement radioactive (1,5 à 2 fois le bruit de fond local) de 10 m<sup>2</sup>, sa mise au jour a nécessité le creusage d'une importante tranchée de plusieurs dizaines de mètres carrés (figure 56).

Tel qu'exposé aujourd'hui, l'indice Bravo révèle un corps minéralisé que l'on estime à 2,5 m de longueur par 2,0 m de largeur, avec une zone centrale d'enrichissement de 20 à 30 cm d'épaisseur (figure 57). La zone minéralisée est subparallèle au litage et à la schistosité locale. Elle se situe dans la partie supérieure d'un banc métrique de dolomie calcareuse rose à texture cataclastique (figure 58), à quelques centimètres du contact avec une roche schisteuse composée de chlorite, de séricite et de talc.

La zone centrale d'enrichissement est caractérisée par une roche calcareuse grossièrement cristallisée et fortement minéralisée en uranium (figure 59). La minéralisa-

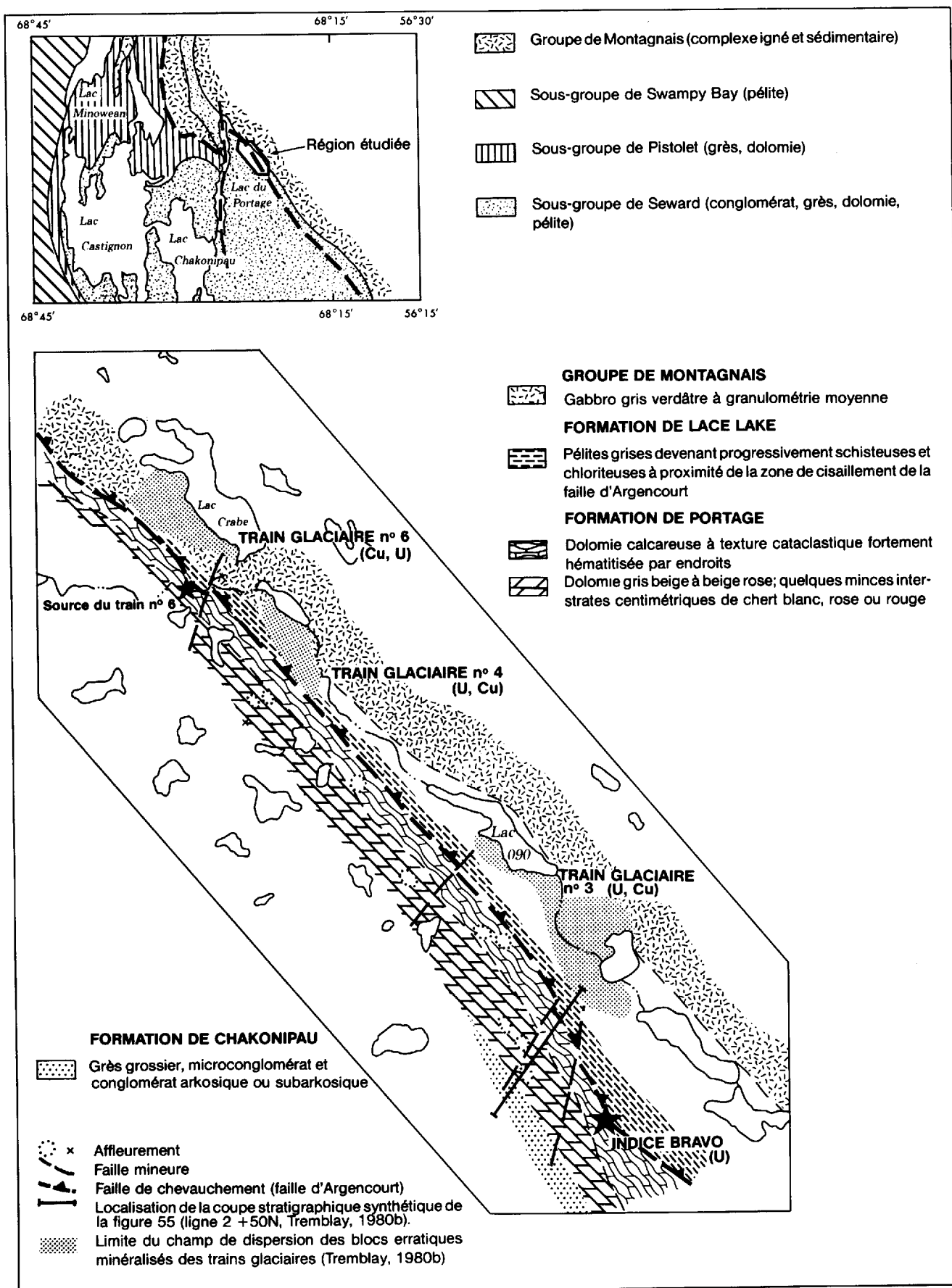


FIGURE 54 — Localisation de la région étudiée et carte géologique synthétique du secteur de l'indice Bravo et des trains glaciaires nos 3, 4 et 6.



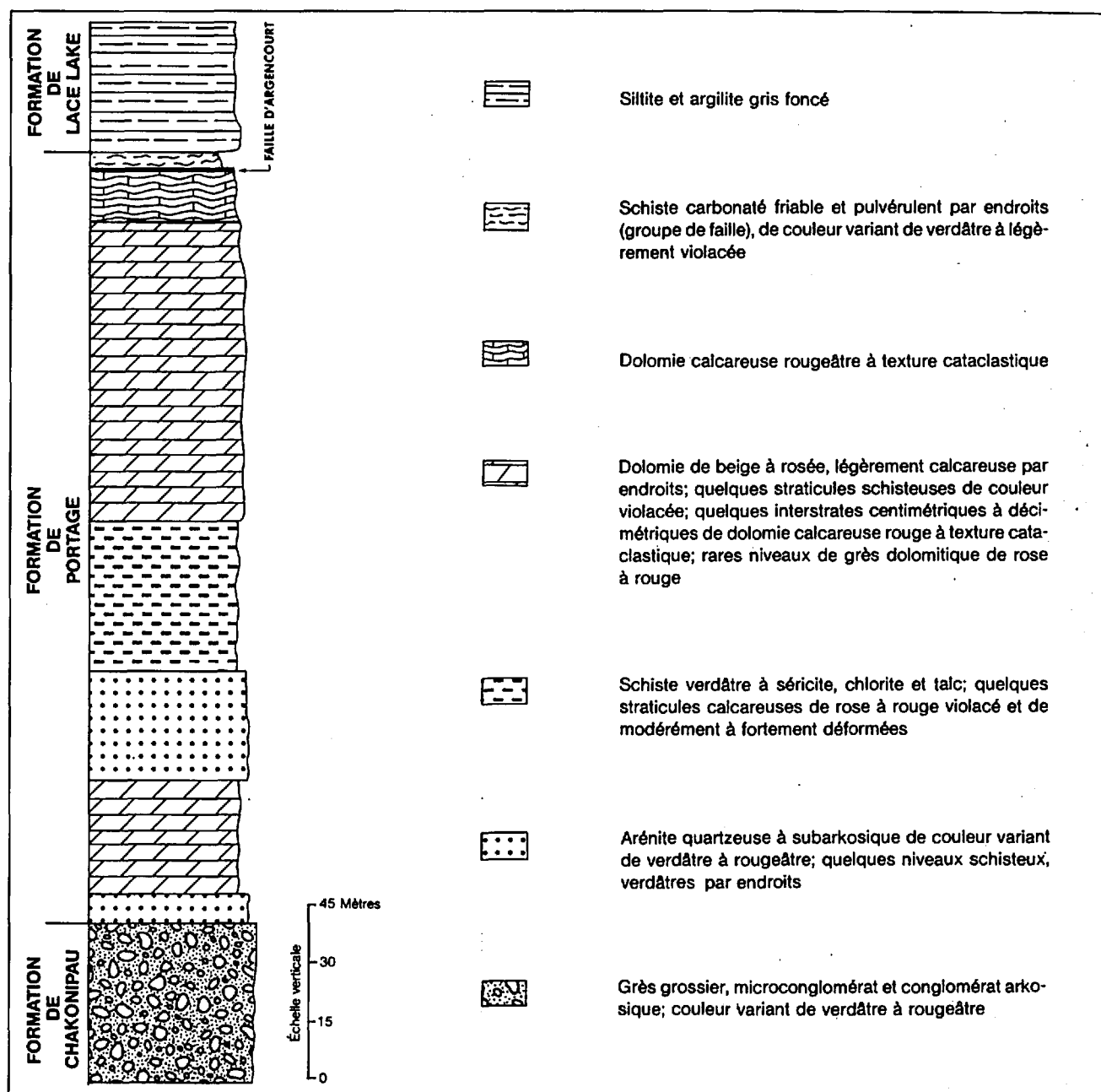


FIGURE 55 — Coupe stratigraphique synthétique réalisée à partir des sondages sur la ligne 2+50N (Tremblay, 1980b; Meusy *et al.*, 1981).

tion se concentre en amas irréguliers pouvant atteindre 2 à 3 cm de diamètre. Sporadiquement, on observe de petits amas millimétriques ou même quelques grains isolés dans la roche.

L'échantillonnage de cannelures réalisé par la compagnie apporte une première évaluation des teneurs en uranium de l'indice Bravo. Les valeurs les plus intéressantes sont : 0,58 % d'uranium sur 25 cm et 0,14 % d'uranium sur 28 cm (Tremblay, 1979). Un échantillon que nous avons prélevé dans la zone centrale d'enrichissement a titré 2,16 % d'uranium avec une valeur de 4,5 g/t d'argent.

L'examen d'une douzaine de tranchées adjacentes à l'indice Bravo a permis de suivre l'horizon porteur (con-

tact carbonate-pélite) sur une longueur d'environ 200 mètres. À l'exception de quelques sources radioactives ponctuelles, aucune zone minéralisée comparable à celle de l'indice Bravo n'a été reconnue. Les sources radioactives sont de l'ordre de quelques cm<sup>2</sup> à 1 m<sup>2</sup> de diamètre tout au plus et, dans plusieurs cas, les fortes lectures radiométriques accompagnent des microfractures à remplissage d'hématite et de produit d'altération supergène d'uranium.

Trois des 38 trous de forage implantés dans le secteur de l'indice Bravo ont intersecté des zones minéralisées dépassant 0,01 % d'uranium (Meusy *et al.*, 1981; Tremblay & Meusy, 1982). La meilleure intersection a titré 0,05 % d'uranium sur 0,25 m. S'ils ont démontré l'extension vers



FIGURE 56 — Vues générales de la tranchée principale à l'indice Bravo. Pendage des strates vers le NE.

le NNW de la zone porteuse des minéralisations au contact carbonate-pélite, les forages n'ont pas permis de détecter de nouvelles zones uranifères semblables à celle de l'indice Bravo.

### RÉGION DU TRAIN GLACIAIRE N° 6

La région du train glaciaire n° 6 (Tremblay, 1980) contient plus d'une centaine de blocs minéralisés dont la grande majorité reposent à l'extrémité SSW du lac Crabe

(figure 54). L'examen de plusieurs blocs minéralisés a permis d'identifier trois types de minéralisations :

- 1 - Une minéralisation cuprifère associée à des argilites verdâtres : la minéralisation consiste en de la pyrite, de la chalcopryrite et de la malachite. Elle est associée à une gangue de quartz dans des fractures de 3 à 10 centimètres d'épaisseur, développées subparallèlement au litage.
- 2 - Une minéralisation cuprifère en milieu carbonaté : essentiellement sous forme de chalcopryrite avec des quantités variables mais faibles de digénite, de covellite, de bornite et de malachite. Cette minéralisation apparaît soit fortement disséminée (jusqu'à 20 % de la composition totale de certains blocs) dans une dolomie calcareuse recristallisée et rubanée, soit en veines irrégulières et discontinues (quelques mm à 1 ou 2 cm d'épaisseur) de sulfures massifs.
- 3 - Une minéralisation cupro-uranifère en milieu carbonaté. Il s'agit d'une minéralisation uranifère en placage de fractures, développée à l'intérieur de dolomies calcareuses à minéralisation cuprifère du type 2.

À la différence de la région de l'indice Bravo, la minéralisation cuprifère est ici beaucoup plus abondante que la minéralisation uranifère et cette dernière demeure très ponctuelle et relativement faible. Les forages confirment cette tendance avec une seule intersection à 0,07 % d'uranium sur 1,15 m (Tremblay & Meusy, 1982). Par contre, 11 des 23 forages ont intersecté des zones minéralisées dépassant 1,0 % de cuivre sur un minimum de un mètre, dont l'une d'elle titre 3,71 % de cuivre sur 1,75 m.

Tremblay & Meusy (1982) définissent la zone minéralisée à la tête du train glaciaire n° 6 (figure 54) comme un corps plus ou moins tabulaire orienté subparallèlement à la stratification dans une direction N325°E avec pendage modéré vers l'E (entre 35 et 45°). Au moment d'interrompre les forages, ils estiment la zone minéralisée à 955 m de longueur et 1,28 m d'épaisseur sur 45 m d'aval pendage, avec une teneur moyenne de 1,47 % de cuivre pour l'ensemble des intersections minéralisées.

### Paragenèse de l'indice Bravo

Les minéraux uranifères identifiés à l'indice Bravo sont généralement complexes et résultent, pour la plupart, de l'altération supergène de la pechblende. Scott (1980) a identifié des cristaux cubo-octaédriques de pechblende dont l'analyse à la microsonde révèle des traces de calcium et du plomb radiogénique (pas de traces de thorium ou de terres rares). Il a également reconnu des plages de brannérite fraîche (jusqu'à 40 % d'uranium), associée à la calcite qui entoure les grains de pechblende. Notre étude n'a pas permis d'identifier des phases uranifères fraîches telles que la pechblende ou la brannérite. La phase uranifère dominante que nous avons reconnue possède toutefois les caractéristiques mégascopiques de la pechblende. Il s'agit d'un minéral opaque noir, d'aspect mat et de nature friable. Il apparaît

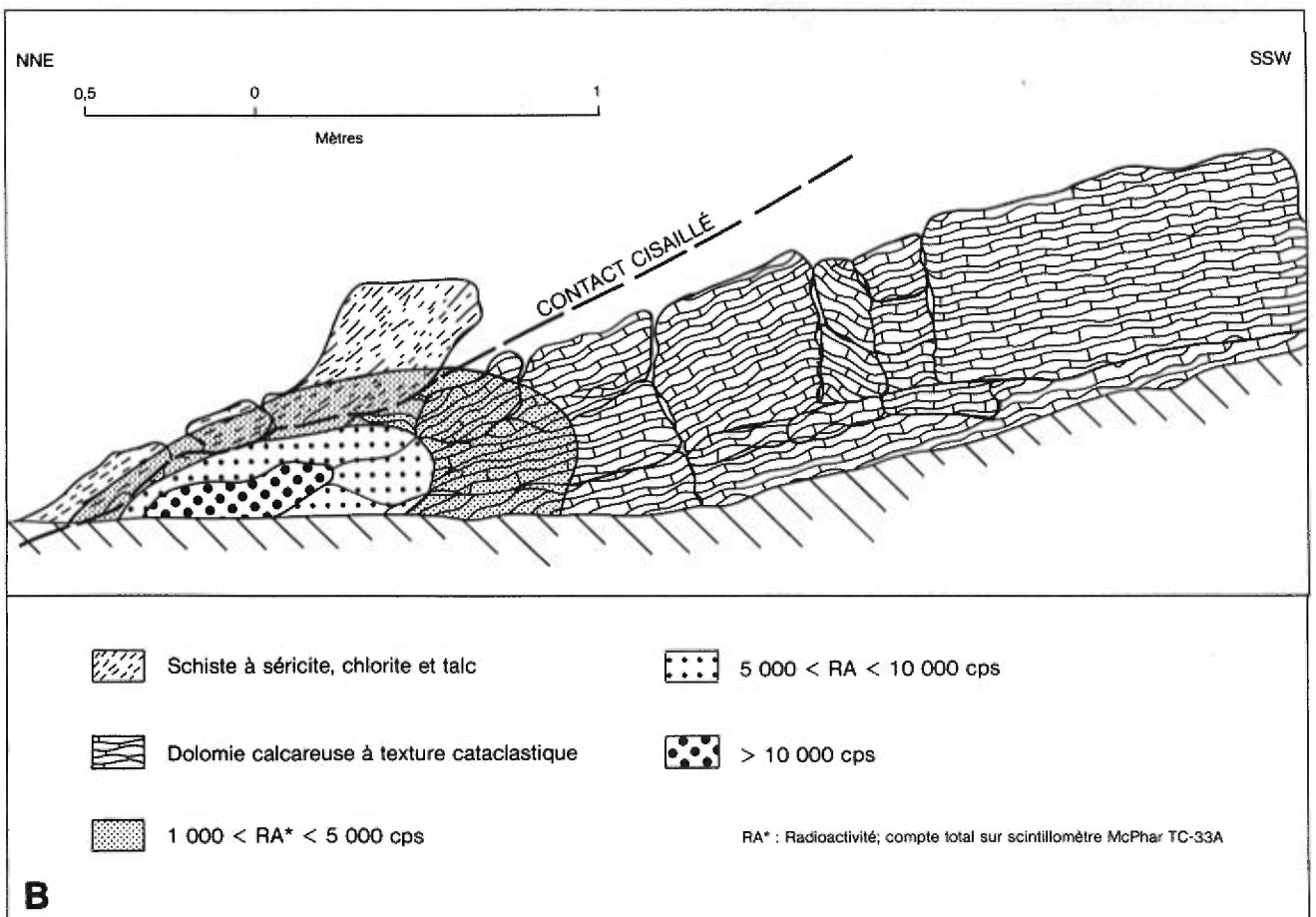


FIGURE 57 — Profil et croquis de la meilleure intersection minéralisée de l'indice Bravo (le croquis en B illustre la coupe photographiée en A).



FIGURE 58 — Dolomie calcaireuse à texture cataclastique. Indice Bravo.

sous forme d'agrégats centimétriques de forme irrégulière ou en petits grains isolés dans la roche carbonatée. Quelques analyses à la microsonde ont révélé des proportions variables de Si, Pb, U, Ca et Mn pour l'ensemble des plages constituant cette phase uranifère complexe (figure 60A, B et C).

Ce premier composé uranifère a été partiellement remplacé par un composé plus simple qui présente les caractéristiques pétrographiques et chimiques de l'uranophane ( $\text{Ca}[\text{SiO}_3]_2[\text{UO}_2][\text{OH}]_2 \cdot 5-6\text{H}_2\text{O}$ ) (figure 60A et D). Il s'agit d'un minéral blanc jaunâtre faiblement induré qui, à l'examen mégascopique, semble entourer le composé uranifère noir décrit plus-haut. Sous le microscope, on le reconnaît par sa couleur jaune pâle, son fort relief et son pléochroïsme dans les teintes de jaune. Le remplacement (ou l'altération) du composé uranifère complexe par l'uranophane semble limité ou contrôlé par un réseau de fractures à remplissage de calcite (figure 60A). Une troisième phase uranifère, un oxy-hydroxyde d'uranium, est caractérisée par un minéral jaune verdâtre dont la mise en place est contrôlée par un système complexe de microfractures. Cet oxy-hydroxyde ne contient

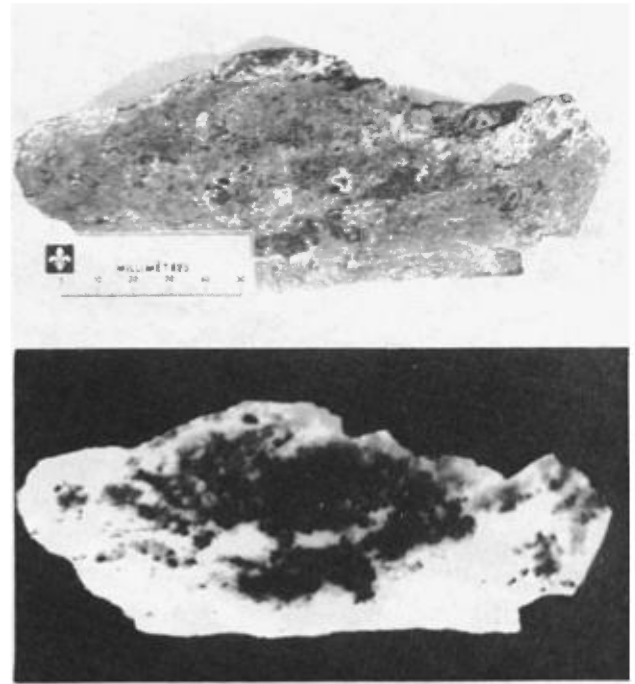


FIGURE 59 — Autoradiographie d'un échantillon scié provenant de la zone centrale d'enrichissement à l'indice Bravo. Remarquer la concentration des minéraux uranifères en amas irréguliers de même qu'en petits grains isolés dans une roche calcaireuse grossièrement recristallisé.

que de l'uranium et de faibles quantités de silice et de titane. Il représente probablement l'étape ultime du remplacement (ou de l'altération).

À l'indice Bravo, les minéralisations sulfurées sont peu abondantes. On reconnaît de la chalcopryrite, de la pyrite et de la digénite disséminées dans la lentille d'enrichissement centrale ainsi que dans la roche calcaireuse et cataclastique sous-jacente.

## Géochimie de l'or

Les analyses chimiques publiées par la compagnie Eldorado Nucléaire ltée révèlent des valeurs en or fortement anormales pour une demie douzaine de blocs minéralisés des trains glaciaires n<sup>os</sup> 3, 4 et 6 (jusqu'à 4 740 ppb; Tremblay, 1979). La compagnie n'a toutefois pas publié d'analyses pour l'or dans les sections minéralisées provenant des sondages à l'indice Bravo et à la tête des trains n<sup>os</sup> 4 et 6. Par un échantillonnage systématique de toutes les zones sulfurées interceptées par sondages (région de l'indice Bravo et des trains glaciaires n<sup>os</sup> 4 et 6), nous avons voulu vérifier si les teneurs en or de certains blocs minéralisés pouvaient être retrouvées en place. Au total, 67 sections minéralisées d'une puissance moyenne de 6 cm, réparties dans 29 trous de forages, ont été échantillonnées et analysées par activation neutronique pour l'or, l'arsenic, l'antimoine et le tungstène. Les résultats de ces analyses sont présentés à l'annexe II.

Les analyses n'ont pas permis de confirmer les fortes valeurs en or obtenues par Eldorado Nucléaire sur des blocs minéralisés issus de la région source des trains

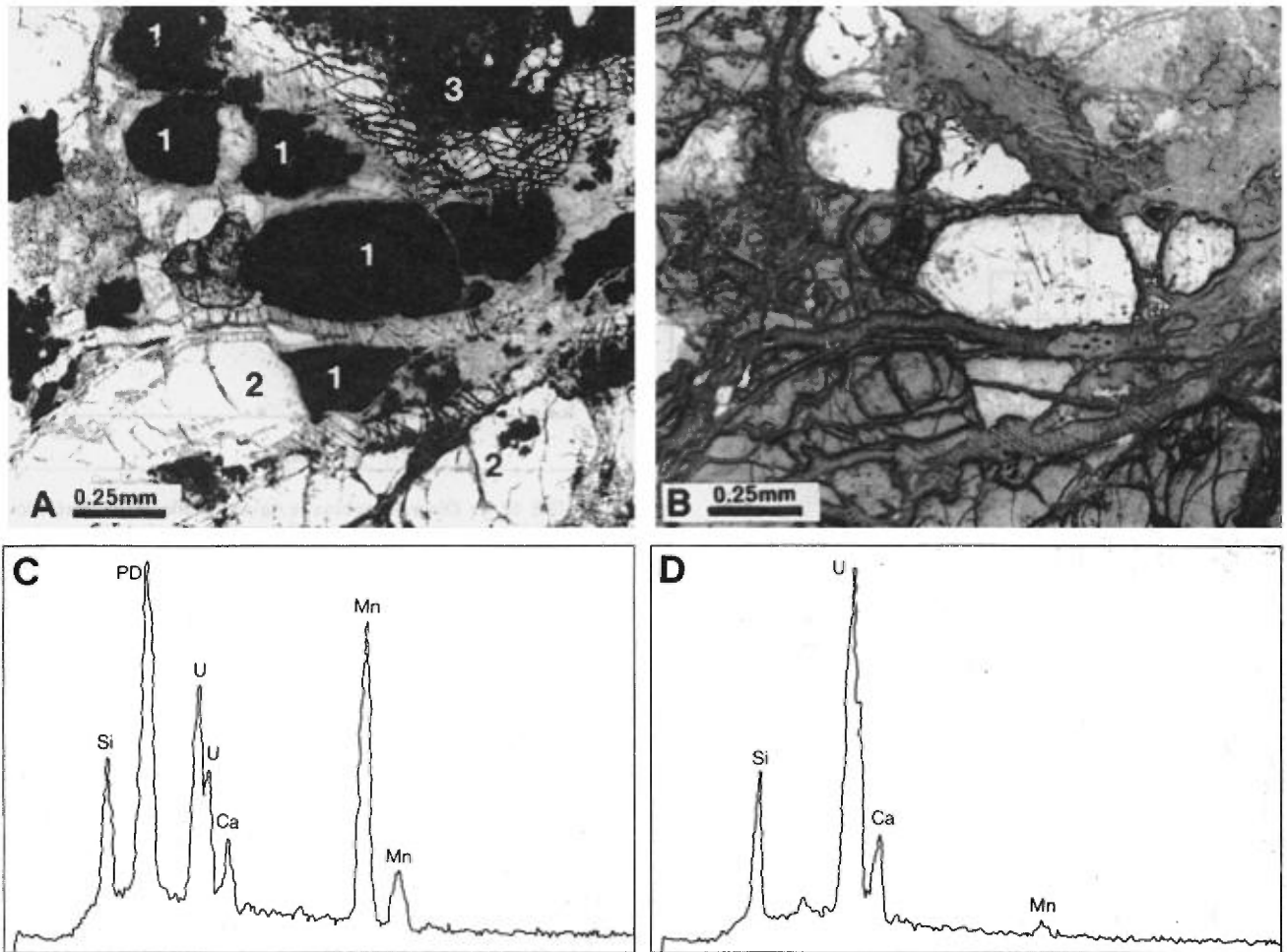


FIGURE 60 — Minéralisation uranifère, indice Bravo. En A, minéralisation uranifère (lumière naturelle) marquée d'une fracturation postérieure à sa mise en place et qui semble limiter ou contrôler les phénomènes de remplacement (ou d'altération). (1) composé uranifère dont le spectre de rayons-X par énergie dispersive apparaît en C. (2) composé uranifère qui, d'après les relations texturales, semble remplacer le composé (1). Le spectre rayons-X de ce deuxième composé apparaît en D (probablement de l'uranophane). (3) composé uranifère très riche en uranium. Probablement un oxy-hydroxyde d'uranium. En B, identique à A, mais en lumière réfléchie. Les relations grains-fractures sont beaucoup plus évidentes.

n<sup>os</sup> 3, 4 et 6. Une valeur moyenne de 26 ppb d'or est obtenue pour l'ensemble des échantillons composites analysés et la plus forte valeur est de 72,8 ppb (annexe II et figure 61). De plus, le diagramme binaire Au-As (figure 62) met en évidence la très faible corrélation entre l'or et l'arsenic ( $r = 0,18$ ).

En conclusion, il apparaît peu probable que de fortes concentrations en or soient associées aux indices cuprifères et cupro-uranifères de la région du lac du Portage. Pour expliquer les valeurs obtenues par Eldorado Nucléaire, nous envisageons des sources aurifères discrètes et ponctuelles, limitant par le fait même le potentiel aurifère local lié à la faille d'Argencourt.

### Modèle métallogénique

Un bref rappel de l'analyse du cadre géologique des minéralisations du secteur est du lac du Portage permet de faire ressortir trois faits saillants :

- 1 - L'indice Bravo ainsi que la région source du train glaciaire n<sup>o</sup> 6 se trouvent sur le tracé interprété de la faille d'Argencourt;

- 2 - Des zones de déformation et de cisaillement associées à la faille d'Argencourt, affectent les unités lithologiques situées entre la partie supérieure de la Formation de Chakonipau et la partie inférieure de la Formation de Lace Lake;
- 3 - Les minéralisations cuprifères et cupro-uranifères sont restreintes à la zone de contact faillée et cisailée entre les séquences dolomitiques de la Formation de Portage et les séquences pélitiques de la Formation de Lace Lake. Elles apparaissent soit disséminées dans une roche calcareuse recristallisée, soit en remplissage de microveinules et de veinules, autant dans les séquences dolomito-calcareuses que dans les séquences pélitiques sus-jacentes.

À la lumière de ces trois faits saillants et par comparaison avec les minéralisations dans le secteur du lac Mino-wean, nous reconnaissons ici deux contrôles, l'un tectonique et l'autre stratigraphique, qui rendent compte de la mise en place des minéralisations dans le secteur est du lac du Portage. Le contrôle tectonique associe les

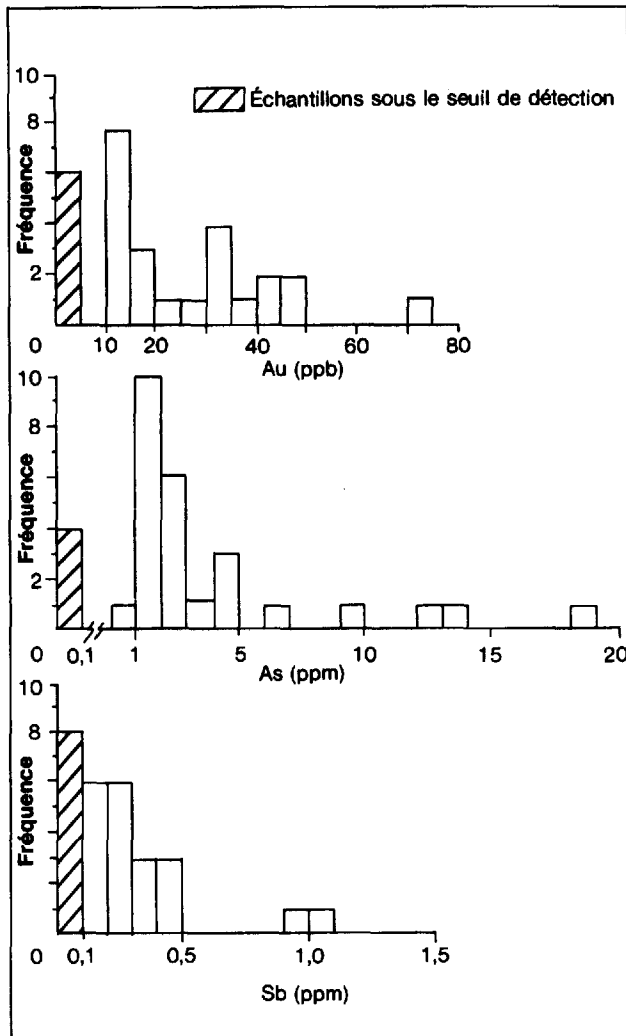


FIGURE 61 — Histogrammes de fréquence pour Au, As et Sb.

minéralisations cuprifères et cupro-uranifères à des structures cassantes (fractures et cisaillements) directement liées à la faille d'Argencourt. Le contrôle stratigraphique révèle la minéralisation dans la zone de contact entre les séquences dolomitiques de la Formation de Portage et les séquences pélitiques de la Formation de Lace Lake. Ces deux contrôles apparaissent d'ailleurs étroitement liés dans la mesure où les comportements rhéologiques bien différents de ces séquences lithologiques, semblent à l'origine de la focalisation du cisaillement dans la zone de contact.

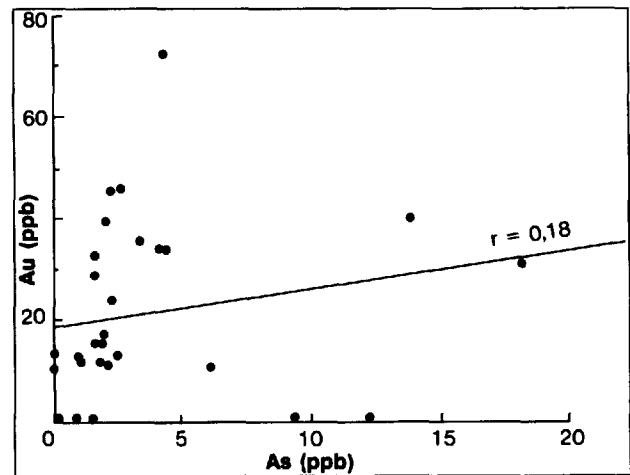


FIGURE 62 — Diagramme binaire Au-As (coefficient de corrélation  $r = 0,18$ ).

Nous proposons donc un modèle métallogénique en deux stades :

- 1 - épigénétique, syntectonique;
- 2 - supergène, post-tectonique.

Le stade *épigénétique, syntectonique*, fait appel à un fluide hydrothermal qui aurait accompagné le développement des zones de cisaillement associées à la faille d'Argencourt. Le fluide minéralisant aurait profité de zones d'abris entre les zones de cisaillement pour déposer son contenu uranifère et cuprifère. Le stade *supergène, post-tectonique*, caractérisé par l'uranophane et la malachite, serait responsable de l'altération superficielle des minéralisations épigénétiques.

Le modèle métallogénique proposé ici, est tout à fait comparable à celui avancé pour les minéralisations du lac Minowean, spécialement dans l'élaboration du stade épigénétique où nous faisons intervenir une activité hydrothermale liée aux mécanismes de développement de la faille d'Argencourt. À la différence des indices du lac Minowean, nous n'avons pas reconnu, à l'est du lac du Portage, des minéralisations vanadifères syngénétiques, pas plus qu'épigénétiques ou supergènes.

Le contrôle tectonique impliquant des structures cassantes et cisailantes associées aux mécanismes de développement de la faille d'Argencourt s'avère également ici le métallotecte révélateur des minéralisations à l'est du lac du Portage.

# Références

- AUBOUIN, J., 1965 — Geosynclines. Developments in Geotectonics I. Elsevier Publishing Co., Amsterdam; 335 pages.
- BOULANGER, J., 1989 — Synthèse minéralogique d'indices uranifères, lac Minowean, Fosse du Labrador. Thèse de maîtrise, Université Laval, Québec.
- BROUILLETTE, P., 1985 — Étude géologique et métallogénique de la région des lacs Minowean et du Portage. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 85-28 (rapport préliminaire).
- \_\_\_\_\_ 1986 — Étude géologique et métallogénique de la région des lacs Minowean et du Portage. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-75 (rapport intérimaire).
- \_\_\_\_\_ 1987 — Géologie du SE du lac Minowean. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 87-09 (rapport préliminaire)
- CHEVÉ, S.R., 1985 — Évaluation régionale des métalotectes identifiés dans les secteurs des lacs Romanet et Dunphy, Fosse du Labrador (Nouveau-Québec) : compte rendu des travaux et des observations de la mission de l'été 1985 (non publié). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; 21 pages.
- \_\_\_\_\_ en préparation — Métallogénie comparée des secteurs des lacs Romanet et Dunphy : implications régionales dans la zone centrale-nord de la Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport final.
- CLARK, T., 1986 — Géologie et minéralisations de la région du lac Mistamisk et de la rivière Romanet, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-22.
- COBBOLD, P.R. — QUINQUIS, H., 1980 — Development of sheath folds in shear regimes. *Journal of Structural Geology* ; volume 2, pages 119 à 126.
- COWARD, M.P. — POTTS, G.J., 1983 — Complex strain patterns developed at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. *Journal of Structural Geology* ; volume 5, pages 383 à 399.
- DIMROTH, E., 1970 — Evolution of the Labrador geosyncline. *Geological Society of America Bulletin* ; volume 81, pages 2717 à 2742.
- \_\_\_\_\_ 1978 — Région de la Fosse du Labrador. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-193, 396 pages.
- \_\_\_\_\_ 1981 — Labrador geosyncline: Type example of Early Proterozoic cratonic reactivation. In: *Precambrian Plate Tectonics* (Kroner, A., editor). Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam; pages 331 à 352.
- DIMROTH, E. — CHAUVEL, J.-J., 1973 — Petrography of the Sokoman Iron Formation in part of the central Labrador Trough, Quebec, Canada. *Geological Society of America Bulletin* ; volume 84, pages 111 à 134.
- FOLK, R.L., 1974 — Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company, Austin, Texas; 182 pages.
- GEISTERFER, P.K., 1977 — Report on exploration, permit 610, New Quebec. Conwest Exploration Ltd.; GM-33343, 16 pages.
- GRIFFIS, R.A. — GUSTAFSON, S.J. — ADAMS, H.G., 1985 — PETFAB: User-considerate Fortran 77 program for the generation and statistical evaluation of fabric diagrams. *Computers and Geosciences*; volume 11, n° 4, pages 369 à 408.
- GREY, I.E. — NICKEL, E.H., 1981 — Tivanite, a new oxyhydroxide mineral from western Australia, and its structural relationship to rutile and diasporite. *American Mineralogist*; volume 66, pages 866 à 871.
- HÉNAULT, J. — GUDJURGIS, P. — TREMBLAY, R.J., 1982 — Projet 306 - Cambrien, campagne d'été 1982. Eldorado Nucléaire Ltée; GM-40627, 31 pages.
- HESSE, R., 1987 — Selective and reversible carbonate-silica replacements in lower Cretaceous carbonate-bearing turbidites of the Eastern Alps. *Sedimentology*; volume 34, n° 6, pages 1055 à 1077.
- HUGHES, C.J., 1973 — Spilites, keratophyres and the igneous spectrum. *Geological Magazine* ; volume 109, pages 513 à 527.
- IRVINE, T.N. — BARAGAR, W.R.A., 1971 — A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 8, pages 523 à 548.
- JENSEN, L.S., 1976 — A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. Ontario Division of Mines; Miscellaneous Paper 66, 22 pages.
- LAFONTAINE, M., 1984a — Claims du lac Minowean, campagnes 1980 et 1981, canton 4949. Eldorado Nucléaire Ltée; GM-39497, 11 pages.
- \_\_\_\_\_ 1984b — Projet du lac Minowean. Dossier d'exploration minière. Les Ressources Eldor limitée; GM-41311, 20 pages.
- MACDONALD, G.A. — KATSURA, T., 1964 — Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journal of Petrology*; volume 5, pages 82 à 133.
- McKELVEY, V.E. — EVERHART, D.L. — GARRELS, R.M., 1955 — Résumé des hypothèses sur la genèse des gisements d'uranium. In: *Actes de la conférence internationale sur l'utilisation de l'énergie atomique à des fins pratiques*; volume VI, pages 630 à 642.
- MEUSY, G.X. — TREMBLAY, R.J. — HÉNAULT, J.-P. — ST-MICHEL, A., 1981 — Projet 306 - Lac Cambrien; Forage, hiver 1981. Dossier d'exploration minière, Eldorado Nucléaire Ltée; GM-38518, 23 pages.

- PEARCE, J.A. — CANN, J.R., 1973 — Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 19, pages 290 à 300.
- PETTITJOHN, R.J. — POTTER, P.E. — SIEVER, R., 1972 — Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York; 618 pages.
- PLATT, J.P. — BEHRMANN, J.H., 1986 — Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Beltic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology*; volume 8, pages 15 à 33.
- RIDLEY, J., 1982 — Arcuate lineation trends in a deep level, ductile thrust belt, Syros, Greece. *Tectonophysics*; volume 88, pages 347 à 360.
- \_\_\_\_\_ 1986 — Parallel stretching lineations and fold axes oblique to a shear displacement direction - a model and observations. *Journal of Structural Geology*; volume 8, pages 647 à 653.
- RUHLMANN, F. — RAYNAL, M. — LAVOIE, J., 1986 — Un exemple de métasomatisme alcalin albite-uranium dans le bassin des monts Otish, Québec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 23, pages 1742 à 1752.
- SCOTT, J.D., 1980 — Rapport interne confidentiel. Eldorado Nucléaire ltée.
- STANTON, R.L., 1972 — Ore petrology. McGraw-Hill, International series in the earth and planetary sciences; 713 pages.
- TREMBLAY, R.J., 1979 — Projet 306 - Cambrien. Campagne 1979. Dossier d'exploration minière, Eldorado Nucléaire ltée; GM-36328.
- \_\_\_\_\_ 1980a — Projet 306 - Cambrien. Campagne 1980. Dossier d'exploration minière, Eldorado Nucléaire ltée; GM-37130.
- \_\_\_\_\_ 1980b — Projet 306 - Cambrien. Forage hiver 1980. Dossier d'exploration minière, Eldorado Nucléaire ltée; GM-30132.
- \_\_\_\_\_ 1982 — Projet 306 - Cambrien. Campagne 1981. Dossier d'exploration minière, Eldorado Nucléaire ltée; GM-38517.
- TREMBLAY, R.J. — MEUSY, G.X., 1982 — Projet 306 - lac Cambrien. Forage, hiver 1982. Eldorado Nucléaire ltée; GM-40628, 26 pages.
- TURNER-PETERSON, C.E. — FISHMAN, N., 1986 — Geologic synthesis and genetic models for uranium mineralization in the Morrison Formation, Grants Uranium Region, New Mexico. *In: A Basin Analysis Case Study: The Morrison Uranium Region, New Mexico, AAPG Studies in Geology 22*; pages 357 à 388.
- WAGNER, W.R., 1978a — Report on exploration, permit 610, 1977 field season. Conwest Exploration Ltd.; GM-33345, 20 pages.
- \_\_\_\_\_ 1978b — Report on exploration, permit 610, 1978 field season. Conwest Exploration Ltd.; GM-34920, 14 pages.
- WARDLE, R.J. - BAILEY, D.G., 1981 — Early Proterozoic sequences in Labrador. *In: Proterozoic basins of Canada (F.H.A. Campbell, editor), Commission géologique du Canada; Paper 81-10*, pages 331 à 359.
- WENTWORTH, C.K., 1922 — A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*; volume 30, pages 377 à 392.
- WINCHESTER, J.A. — FLOYD, P.A., 1976 — Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 28, pages 459 à 469.
- \_\_\_\_\_ 1977 — Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*; volume 20, pages 325 à 343.



### Analyses chimiques des roches gabbroïques

- L'analyse des constituants majeurs de chaque échantillon de roche est présentée de deux façons :
  - a) colonne de gauche : analyse brute en pourcentage du poids des constituants dosés sous forme élémentaire et exprimés sous forme d'oxyde;
  - b) colonne de droite : analyse de la colonne de gauche normalisée à 100 % sans la perte au feu (PAF).
- Les éléments en traces sont exprimés en ppm, sauf dans un cas qui est spécifié en %.
- Pour toutes les analyses, Au est exprimé en ppb.
- Le paramètre géochimique FeO\* est défini comme suit :  
 FeO\* = fer total exprimé sous forme d'oxyde de fer ferreux  
 Fe tot. = 0,6994 x % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> normalisé, et  
 FeO\* = 1,2865 x Fe tot.
- Les analyses ont été effectuées au Centre de Recherches minérales du Québec.

	1 PB-100-86		2 PB-109-86		3 PB-111-86		4 PB-266A-86		5 PB-266B-86	
	(% du poids)									
SiO <sub>2</sub>	52,0	56,2	49,3	51,7	48,5	49,8	48,2	50,5	41,4	47,4
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,76	0,69	0,72	0,77	0,79	0,62	0,65	0,67	0,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,1	18,5	16,3	17,1	15,6	16,0	16,7	17,49	16,4	18,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,50	9,18	8,66	9,07	9,34	9,58	7,73	8,10	6,17	7,06
MgO	7,93	8,56	7,95	8,33	8,91	9,14	9,02	9,45	4,88	5,85
MnO	0,07	0,08	0,23	0,24	0,18	0,18	0,14	0,15	0,15	0,17
CaO	2,41	2,60	9,81	10,28	12,40	12,72	9,75	10,21	13,10	15,0
Na <sub>2</sub> O	2,39	2,58	2,20	2,31	1,44	1,48	2,65	2,78	2,49	2,85
K <sub>2</sub> O	1,46	1,58	0,26	0,27	0,28	0,29	0,65	0,68	2,08	2,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05
PAF	6,56	-	2,70	-	2,00	-	2,74	-	12,4	-
Total	99,15	100,07	98,14	100,06	99,46	100,02	98,23	100,04	99,78	100,33
	(ppm)									
Li	154		70		18		87		103	
Sc	37		39		47		34		37	
V	208		213		258		184		198	
Cr	-		-		-		-		-	
Co	57		54		56		55		47	
Ni	196		198		214		258		178	
Cu	133		82		167		74		76	
Zn	80		92		63		69		81	
Rb	63		7		11		18		71	
Sr	160		260		130		580		230	
Y	10		10		14		8		8	
Zr	40		39		38		45		38	
Nb	5		4		5		3		5	
Ba	592		195		150		527		947	
La	4		5		2		4		5	
Ce	7		6		<3		5		6	
Nd	<25		30		30		30		40	
Sm	<2		<2		<2		<2		<2	
Eu	2		3		3		2		2	
Dy	2		5		4		2		3	
Pb	90		<12		<12		<12		<12	
Th	3		<3		5		<3		3	
U	<3		<3		<3		<3		<3	
Ag	-		-		-		-		-	
Au	14		15		10		10		14	
Tl (ppm)	4556,2		4316,4		4736,1		3896,8		4616,2	

	6 PB-271A-86		7 306-82-10A		8 85-CH-105		9 PB-100-85	
	(% du poids)							
SiO <sub>2</sub>	51,2	55,0	50,0	51,4	42,6	48,2	51,7	54,1
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,71	0,63	0,65	0,68	0,77	0,70	0,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,9	18,2	14,9	15,3	17,4	19,7	17,8	18,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,21	8,82	9,66	9,94	8,74	9,88	6,37	6,67
MgO	7,45	8,01	8,71	8,96	10,80	12,21	8,32	8,71
MnO	0,12	0,13	0,16	0,16	0,07	0,08	0,11	0,12
CaO	6,20	6,66	10,30	10,60	4,85	5,49	6,96	7,28
Na <sub>2</sub> O	1,34	1,44	1,10	1,13	3,03	3,43	3,21	3,36
K <sub>2</sub> O	0,94	1,01	1,72	1,77	0,22	0,25	0,34	0,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
PAF	6,82	-	2,68	-	9,83	-	3,52	-
Total	99,98	100,02	99,89	99,94	98,25	100,04	99,06	99,96
	(ppm)							
Li	98		32		243		65	
Sc	36		51		39		35	
V	203		218		211		191	
Cr	-		-		-		430	
Co	51		42		42		53	
Ni	212		148		185		175	
Cu	78		104		68		66	
Zn	71		92		76		76	
Rb	28		69		8		9	
Sr	180		160		130		340	
Y	8		12		9		9	
Zr	36		34		38		48	
Nb	6		6		6		<3	
Ba	352		421		128		0,43%	
La	4		2		3		4	
Ce	6		<3		4		8	
Nd	25		<25		25		40	
Sm	<2		<2		<2		<2	
Eu	2		3		3		2	
Dy	3		3		<1		3	
Pb	<12		<12		<12		<12	
Th	3		4		3		<3	
U	<3		3		<3		<3	
Ag	-		-		-		<0,2	
Au	6		<5		<5		27	
Ti (ppm)	4256,5		3896,8		4616,2		4376,3	

## Annexe II

### Analyses chimiques par activation neutronique pour Au, As, Sb et W de 29 échantillons composites provenant de minéralisations rapportées par la compagnie Eldorado Nucléaire Itée

- Un échantillon composite est analysé pour chacun des trous de forage où une minéralisation est rapportée dans les journaux de sondages de la compagnie Eldorado Nucléaire Itée.
- L'échantillon composite est constitué d'une ou de plusieurs sections de forage échantillonnées à tous les niveaux où apparaissent des minéralisations sulfurées. Ainsi, une moitié de la section de chaque horizon minéralisé est utilisée pour constituer l'échantillon composite et l'autre moitié reste en notre possession.
- Les sections échantillonnées ont une puissance moyenne de 6 cm et présentent une minéralisation sulfurée essentiellement composée de chalcopyrrite et de pyrite.
- Les analyses ont été effectuées au laboratoire d'activation neutronique de l'INRS-Géoressources à Québec.

N° de forage	Horizons échantillonnés	Au (ppb)	As (ppm)	Sb (ppm)	W (ppm)
306-80-2	12,39 à 12,52 m 19,62 à 19,74 m 20,46 à 20,56 m 20,68 à 20,81 m	33,7 ± 1,7	1,3 ± 0,1	0,1 ± 0,1	N.D.
306-80-5	14,64 à 14,75 m	36,2 ± 1,6	3,4 ± 0,1	0,4 ± 0,1	1,3 ± 0,4
306-80-7	14,50 à 14,62 m 15,33 à 15,40 m 20,96 à 21,02 m 23,17 à 23,22 m 36,25 à 36,43 m 37,90 à 37,97 m	11,8 ± 1	1,1 ± 0,1	N.D.	N.D.
306-80-14	16,60 à 16,70 m	N.D.	0,7 ± 0,1	0,1 ± 0,1	2,5 ± 0,7
306-81-7	32,86 à 32,92 m	N.D.	9,4 ± 0,3	0,3 ± 0,1	8,9 ± 1,3
306-81-11	34,20 à 34,35 m	15,5 ± 1	1,7 ± 0,1	0,2 ± 0,1	4,5 ± 0,9
306-81-20	53,90 à 53,95 m	N.D.	N.D.	0,4 ± 0,1	N.D.
306-81-25	26,35 à 26,39 m	11,5 ± 0,8	2,1 ± 0,1	0,1 ± 0,1	N.D.
306-81-25	36,48 à 36,52 m	40,5 ± 1,6	13,8 ± 0,3	0,9 ± 0,1	1,9 ± 0,5
306-81-26	39,08 à 39,10 m 42,92 à 43,01 m	17,0 ± 1,2	1,9 ± 0,1	0,2 ± 0,1	N.D.
306-81-27	29,94 à 29,97 m 30,44 à 30,48 m 32,87 à 32,89 m 34,54 à 34,60 m	14 ± 1	N.D.	0,2 ± 0,1	N.D.
306-81-28	37,86 à 37,89 m 38,25 à 38,28 m 51,21 à 51,23 m	36,8 ± 1,5	18,1 ± 0,4	0,3 ± 0,1	2,2 ± 0,6
306-81-28	54,77 à 54,87 m 55,19 à 55,26 m	N.D.	12,4 ± 0,4	0,4 ± 0,1	0,7 ± 0,3
306-81-29	12,74 à 12,83 m 13,66 à 13,70 m 28,94 à 28,98 m	12,1 ± 1	1,9 ± 0,1	0,2 ± 0,1	2,1 ± 0,8
306-81-30	43,93 à 44,03 m	10,1 ± 1	N.D.	N.D.	N.D.
306-81-31	34,29 à 34,39 m 35,88 à 35,95 m 38,62 à 38,68 m 56,65 à 56,71 m	46,2 ± 2,1	2,1 ± 0,2	0,3 ± 0,1	N.D.

N.D. : non détecté (sous le seuil de détection).

± : erreur analytique de comptage.

N° de forage	Horizons échantillonnés	Au (ppb)	As (ppm)	Sb (ppm)	W (ppm)
306-81-32	40,68 à 40,80 m	16,6 ± 1,7	1,9 ± 0,2	0,2 ± 0,1	N.D.
306-81-33	60,96 à 61,06 m 63,69 à 63,77 m	10,9 ± 1	6,1 ± 0,3	0,1 ± 0,1	0,4 ± 1
306-82-1	43,48 à 43,54 m	N.D.	1,7 ± 0,2	N.D.	N.D.
306-82-2	36,76 à 36,82 m 42,30 à 42,42 m 42,50 à 42,57 m 44,57 à 44,64 m	46,9 ± 2,1	2,5 ± 0,2	1 ± 0,1	N.D.
306-82-3	47,18 à 47,23 m 48,83 à 48,87 m	72,8 ± 2,7	4,2 ± 0,3	0,3 ± 0,1	N.D.
306-82-5	23,97 à 24,01 m 35,77 à 35,82 m 36,07 à 36,12 m	24,1 ± 1,5	2,3 ± 0,2	0,2 ± 0,1	2,8 ± 0,9
306-82-6	39,40 à 39,48 m 39,72 à 39,79 m	40,6 ± 2,1	2 ± 0,2	N.D.	N.D.
306-82-7	33,88 à 33,89 m 34,09 à 34,14 m 34,14 à 34,22 m	12,6 ± 1	1,1 ± 0,1	N.D.	N.D.
306-82-8	60,84 à 60,90 m 66,30 à 66,32 m 73,74 à 73,80 m 73,80 à 73,86 m 73,90 à 73,96 m	29,3 ± 1,6	1,7 ± 0,1	0,1 ± 0,1	N.D.
306-82-9	29,47 à 29,50 m 40,26 à 40,28 m 40,54 à 40,56 m 42,13 à 42,18 m 42,28 à 42,35 m	34,5 ± 1,8	4,2 ± 0,3	0,1 ± 0,1	N.D.
306-82-10	64,18 à 64,68 m	33,9 ± 1,7	4,4 ± 0,3	N.D.	N.D.
306-82-22	40,40 à 40,49 m	N.D.	1 ± 0,1	N.D.	N.D.
306-82-22	42,40 à 42,58 m	13,4 ± 1	2,5 ± 0,2	N.D.	N.D.

N.D. : non détecté (sous le seuil de détection).

± : erreur analytique de comptage.



Gouvernement du Québec  
Ministère de l'Énergie et des Ressources (Mines)  
**Service de la géochimie et de la géophysique**