

ET 87-13

STRATIGRAPHIE, PETROGRAPHIE ET PETROCHIMIE DE LA FORMATION DE FER DE BABY DANS LA REGION
DU LAC HERODIER (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.

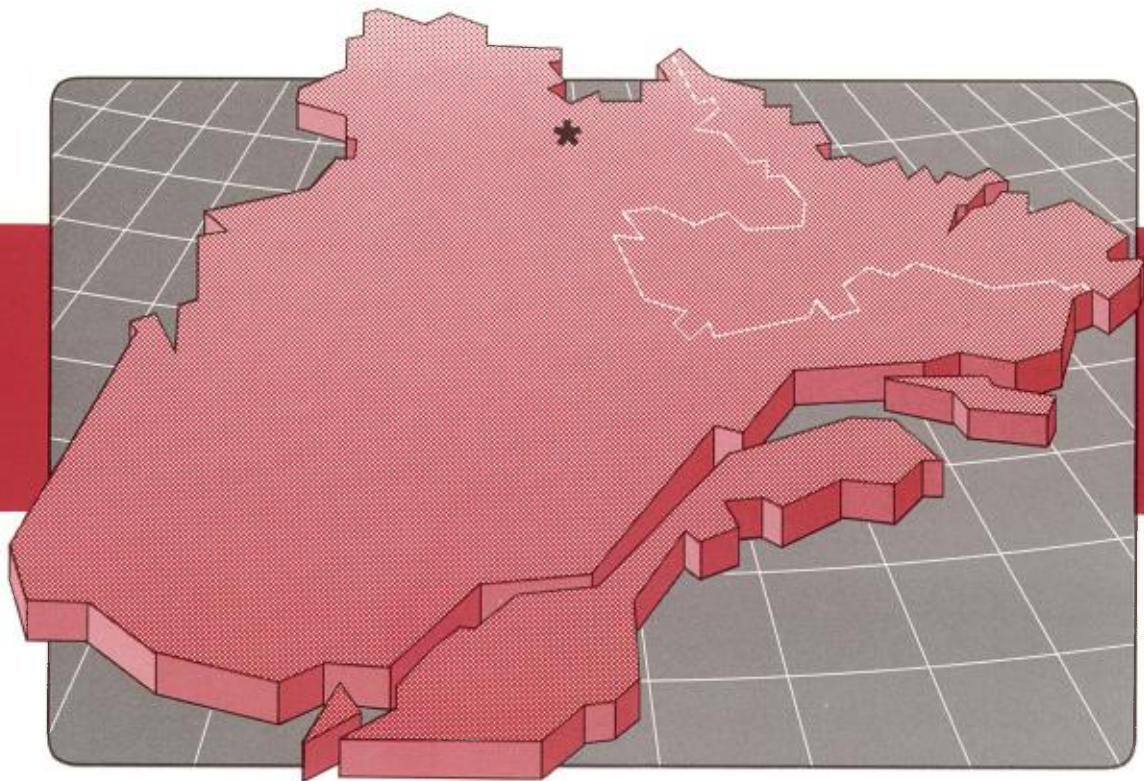
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Stratigraphie, pétrographie et pétrochimie de la formation de fer de Baby dans la région du lac Hérodier (Fosse du Labrador)

Thomas Clark

ET 87-13



1988

Québec 

Stratigraphie, pétrographie et pétrochimie de la formation de fer de Baby dans la région du lac Hérodier (Fosse du Labrador)

Thomas Clark

ET 87–13

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE

Sous-ministre adjoint: A.F. Laurin

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur: J.L. Caty

SERVICE DE LA GÉOLOGIE

Chef: J. Cimon

Manuscrit soumis le 86-10-02

Accepté pour publication le 87-09-09

Lecteurs critiques

M. Bélanger

L. Kish

Éditeurs

C. Dubé et Éditécarte Inc.

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

RÉSUMÉ

La formation de fer de Baby, appelée aussi membre médian de la Formation de Baby, se trouve dans la partie nord de la Fosse du Labrador. Les relations stratigraphique et sédimentologique dans la région du lac Hérodier (feuillet SNRC 24F) suggèrent qu'elle se corrèle avec la formation de fer de Sokoman. La formation de fer de Baby surmonte soit les pélites et les grès du Baby inférieur, soit la dolomie de la Formation d'Abner, cette dernière étant mise en corrélation avec la Formation de Denault de la partie sud de la Fosse. Les turbidites du Baby supérieur sont équivalentes à celles de la Formation de Menihék.

L'épaisseur de la formation de fer de Baby dans notre région est inférieure à 50 m, considérablement en deçà de celle du Sokoman. Les roches ferrifères se subdivisent en quatre lithofaciès : à oxydes, à carbonates, à silicates-carbonates et à sulfures. Ces faciès forment communément des unités stratigraphiques distinctes, mais leur ordre stratigraphique est variable. En général, cependant, le faciès à oxydes occupe la base de la séquence et forme les affleurements le plus à l'ouest. Les faciès à carbonates et à silicates-carbonates sont les plus communs dans les secteurs médian et oriental de la Fosse, tandis que le faciès à sulfures se trouve sporadiquement dans la partie orientale, au sommet de la formation de fer. Le Baby représente l'extension vers l'est des faciès à oxydes (à la base) et à silicates-carbonates (au sommet) de la Formation de Sokoman.

La minéralogie et les textures de recristallisation du Baby reflètent des conditions de diagenèse et de métamorphisme peu élevé à moyen. Les minéraux les plus communs sont le quartz (ou le chert), la dolomite-ankérite, la sidérose, la chlorite, le stilpnomélane, la minnéso-taite, la grunérite, la magnétite et la pyrite.

La formation de fer de Baby, pauvre en fer comparativement au Sokoman, en contient environ 22 % dans le faciès à silicates-carbonates, 15 % dans le faciès à carbonates et 13 % dans le faciès à sulfures. Le pourcentage de la plupart des éléments traces varie en fonction de celui en Al_2O_3 qui reflète présumément la quantité de matière argileuse terrigène. La teneur en Cl est souvent très élevée par rapport à celle des pélites contemporaines. Les terres rares, normalisées aux valeurs de chondrite, sont enrichies dans les éléments légers et ne montrent aucune anomalie pour l'euporium. Normalisés aux valeurs du mudrock moyen de la Fosse, les échantillons du Baby montrent un appauvrissement général en terres rares et une forte anomalie positive pour l'euporium. En ce qui concerne le profil des terres rares, le Baby et le Sokoman se comparent bien, même si le Baby est moins appauvri que celui-ci.

Les textures de la formation de fer de Baby indiquent que celle-ci a été déposée dans un milieu peu profond et agité dans l'ouest, et plus profond et tranquille dans l'est. La proximité stratigraphique de certains gîtes de Cu-Zn-Pb-Ag-Au à la formation de fer de Baby confère à celle-ci une importance métallogénique possible.

À quelques endroits, la formation de fer est associée spatialement à des volcanites basiques. Ce fait, ainsi que la chimie du Baby, suggèrent que son origine (et celle du Sokoman) est liée à l'activité volcanique et aux exhalaisons hydrothermales.

Table des matières

	Page
INTRODUCTION	1
Cadre général.....	1
Remerciements	1
STRATIGRAPHIE	5
Corrélations stratigraphiques régionales	5
Formation d'Abner	7
Membre inférieur de la Formation de Baby	7
Formations de fer de Sokoman et de Baby.....	7
Membre supérieur de la Formation de Baby	7
Formation de Chioak	8
Formation de fer de Baby (membre médian).....	8
Épaisseur	8
Lithologies	8
Faciès à oxydes	10
Description	10
Pétrographie	10
Faciès à carbonates.....	10
Description	10
Pétrographie	12
Faciès à silicates-carbonates	13
Description	13
Pétrographie	14
Faciès à sulfures	14
Description	14
Pétrographie	14
Textures de recristallisation	15
Relations entre la formation de fer et des volcanites basiques	19
PÉTROCHIMIE	21
Éléments majeurs	21
Éléments traces	22
Éléments de terres rares	23
DISCUSSION	25
RÉFÉRENCES	29
ANNEXE : Analyses chimiques de faciès reliés à la formation de fer de Baby	31

Introduction

Cadre général

Dans la Fosse du Labrador, la formation de fer de Baby est moins connue que la Formation de Sokoman. Néanmoins, dans la partie nord de la Fosse, la formation de fer de Baby constitue un horizon d'importance majeure, et par endroits, elle affleure plus abondamment que le Sokoman (figure 1).

La formation de fer de Baby correspond à un membre de la Formation de Baby. Celle-ci tire son nom du lac Baby (lat. 58°16'N; long. 69°46'W) et a été décrite par Sauvé (1955, 1956a, 1956b, 1959), Bergeron (1955, 1956), Sauvé & Bergeron (1965) et Bélanger (1982) dans les régions à l'ouest et au nord-ouest de Kuujuaq (Fort-Chimo). Fahrig (1965) a décrit la Formation de Baby dans la région du lac Hérodier, au sud du territoire cartographié par Sauvé et Bergeron. Dressler (1979) l'a suivie vers le sud jusqu'au lac Aulneau (lat. 57°00'). Ainsi, la Formation de Baby s'étend sur au moins 220 km, depuis la baie aux Feuilles, au nord, jusqu'à proximité du lac Aulneau, au sud (figure 1). Encore plus au sud, la Formation de Thompson Lake (Dimroth, 1978) est probablement corrélative avec la Formation de Baby; cependant, la Formation de Thompson Lake est généralement dépourvue de formation de fer, sauf au lac Irène (lat. 55°38'N; long. 66°46'W), où elle comprend une unité ferrifère de petite étendue.

Géographiquement, la formation de fer de Baby fait partie surtout de la zone « eugéosynclinale » de la Fosse; elle affleure à l'est de la Formation de Sokoman, laquelle caractérise la zone « miogéosynclinale ».

Sauvé & Bergeron (1965) ont subdivisé le Baby en trois membres; seul le membre médian est riche en fer. De la base au sommet, les trois membres sont comme suit:

Membre inférieur composé d'argilite, de phyllade et de schiste, avec de nombreux lits de quartzite près du sommet. Épaisseur estimée d'au moins 600 m.

Membre médian composé de formation de fer, avec un peu de phyllade. Épaisseur estimée de 30 à 45 m.

Membre supérieur composé d'argilite, de phyllade et de quartzite, tout comme le membre inférieur. Épaisseur estimée de 450 m.

Au sud-ouest de la baie aux Feuilles, le membre inférieur passe graduellement vers le bas aux schistes dolomitiques de la Formation d'Harveng, lesquels sont peut-être équivalents à la dolomie d'Abner, selon Sauvé & Bergeron (1965). Le membre supérieur est sous-jacent aux roches volcaniques de la Formation d'Hellancourt dans la région de Sauvé et Bergeron.

Plus au sud, Fahrig (1965) a trouvé que la formation de fer de Baby (membre médian) surmonte de la dolomie ou de la phyllade, selon l'endroit. Il a suggéré que les turbidites de la Formation de Larch River sont sus-jacentes à la formation de fer près de la rivière aux Mèlèzes (rivière Larch); plus au sud encore, du grès, du quartzite et du conglomérat du Larch River surmontent la formation de fer.

Sauvé & Bergeron (1965) ont reconnu trois faciès principaux de formation de fer: un faciès riche en carbonate (localement pyritifère), un faciès à silicates et carbonates et un faciès riche en magnétite, localement « métallique ». Fahrig (1965) a subdivisé la formation de fer en deux membres: un membre inférieur formé du faciès à carbonates (constitué de ferrodolomie, chert et sidérose) et un membre supérieur constitué du faciès à silicates ferrifères (consistant en diverses combinaisons de grunérite, quartz, stilpnomélane, sidérose, chlorite, magnétite et hématite). Au sud de 57°N, Dressler (1979) a reconnu deux faciès: un faciès à sulfures et, sus-jacent, un faciès à oxydes et silicates. Il a également noté une variation latérale (nord-sud) des faciès.

Dans le cadre d'un programme de cartographie systématique à l'échelle de 1:50 000 dans la région du lac Hérodier (57°15'N à 58°00'N), nous avons étudié la formation de fer de Baby sur une distance d'environ 110 km (Clark, 1977, 1978, 1979, 1980). La plupart des affleurements étudiés se trouvent dans la région cartographiée antérieurement par Fahrig (1965) à l'échelle de 1:253 440.

Dans la section « Corrélations stratigraphiques régionales » du chapitre qui suit, nous proposons que la formation de fer de Baby (membre médian) soit corrélée avec la Formation de Sokoman. Les différences lithologiques observées représentent, selon nous, des changements latéraux de faciès. Tel que nous le verrons plus loin, cette corrélation a des conséquences pour la position stratigraphique de plusieurs autres formations.

Remerciements

Nous avons eu le plaisir de travailler avec plusieurs personnes au cours des quatre campagnes de terrain dont cette étude faisait partie. Les géologues suivants ont participé au projet comme assistants seniors: Yve Bourque (1978), Daniel Brisebois (1976), Donald Brown (1976), Alain Caron (1979), André Ciesielski (1976, 1977), Dominique Fournier (1979), Claude Larouche (1977), Pierre Marcoux (1979), George Nooten (1978) et Victor Owen (1977, 1978). Les assistants juniors étaient Yves Bellemare (1976) et Yve Bourque (1976, 1977). Le

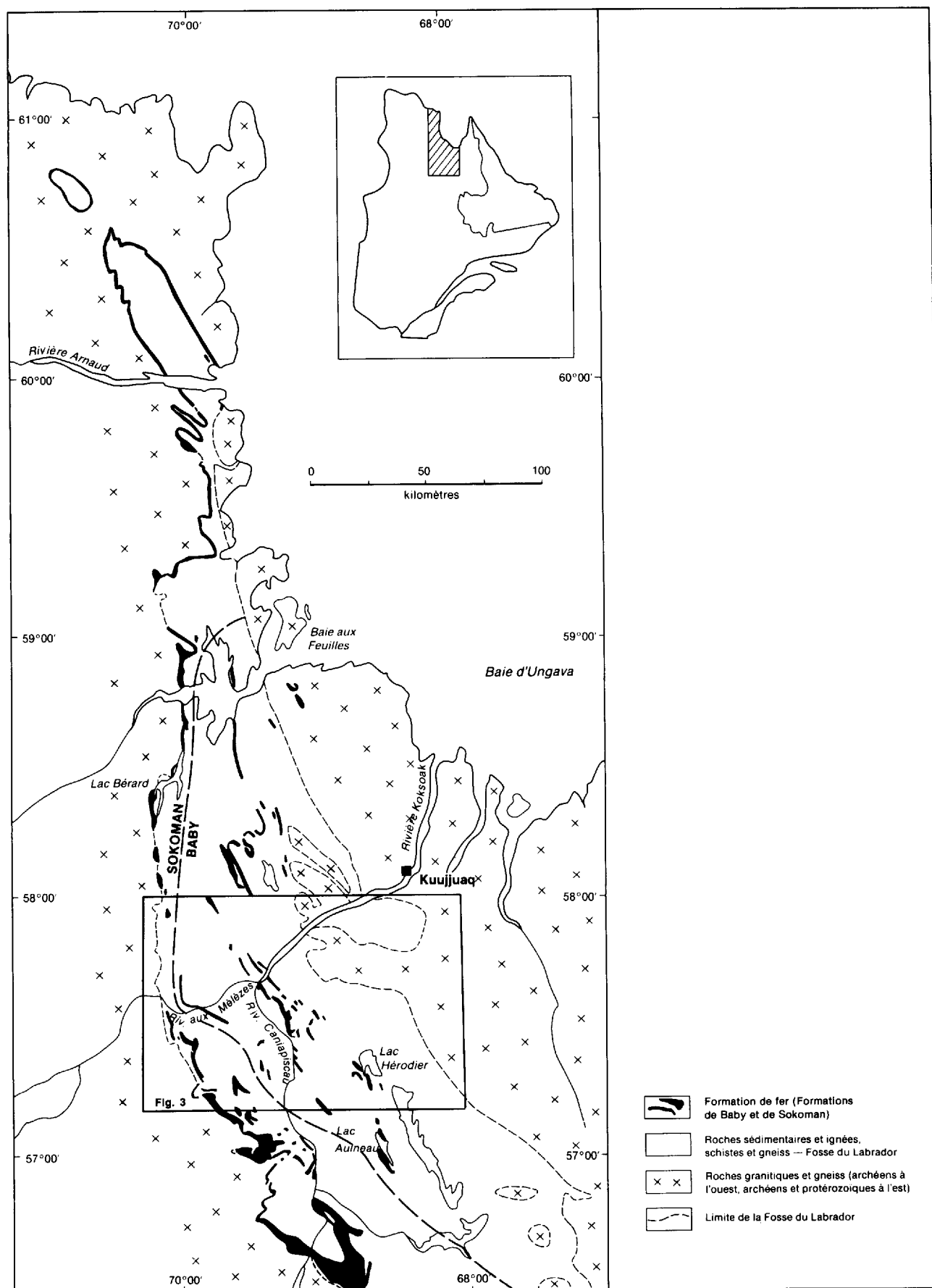


FIGURE 1 — Distribution des formations de fer de Sokoman et de Baby dans la partie nord de la Fosse du Labrador.

travail des hommes de canot suivants a été bien apprécié : Jean-Marie Bacon (1976, 1977, 1978), Paul Dominique (1979), Joseph Simon (1976, 1977, 1978, 1979), Edgard St-Onge (1976, 1977, 1978, 1979) et Christian Tremblay (1977, 1978, 1979). Le rôle des cuisiniers Paul Avoine

(1976, 1977, 1978) et Jean-Baptiste Vallée (1979) mérite une mention toute spéciale.

Nous tenons à remercier nos collègues Marc Bélanger et Leslie Kish pour leurs conseils et leurs commentaires judicieux sur le présent rapport.

Corrélations stratigraphiques régionales

Selon les interprétations stratigraphiques de Sauvé & Bergeron (1965) et Bérard (1965), la Formation de Chioak est surmontée en concordance par la Formation d'Abner, laquelle est surmontée par la Formation de Baby, suivie à son tour de la Formation d'Hellancourt (figure 2). La séquence Abner-Baby-Hellancourt serait essentiellement corrélative avec la séquence Murdock-Thompson Lake-Willbob (Groupe de Doublet) que l'on retrouve dans la partie sud de la Fosse, soit le troisième cycle de Dimroth (1970) et de Dimroth *et al.* (1970).

Nous savons maintenant qu'une importante faille de chevauchement, la faille de Garigue (figure 3), est sous-jacente à la Formation d'Abner entre la latitude 57° 10',

au sud, et la baie aux Feuilles, au nord (Clark, 1979; Budkewitsch, 1986; Goulet, 1986). Ce fait remet en question la relation concordante présumée entre l'Abner et le Chioak. Le Chioak, lui, est plus jeune que le Sokoman (Fenimore) en étant séparé soit par une discordance érosionnelle, soit localement par les sédiments détritiques fins de la Formation de Dragon (voir la figure 2 et la section sur la Formation de Chioak).

La présence d'une faille de chevauchement sous l'Abner nous permet de mettre en corrélation la Formation de Sokoman et le membre ferrière de la Formation de Baby, tel que suggéré par Fournier (1985). Une telle corrélation simplifie énormément la stratigraphie de la partie nord de la Fosse (figure 2). Ainsi, le membre supérieur du Baby est corrélatif avec la Formation de Menihek. Le Menihek et le Chioak sont homotaxiaux,

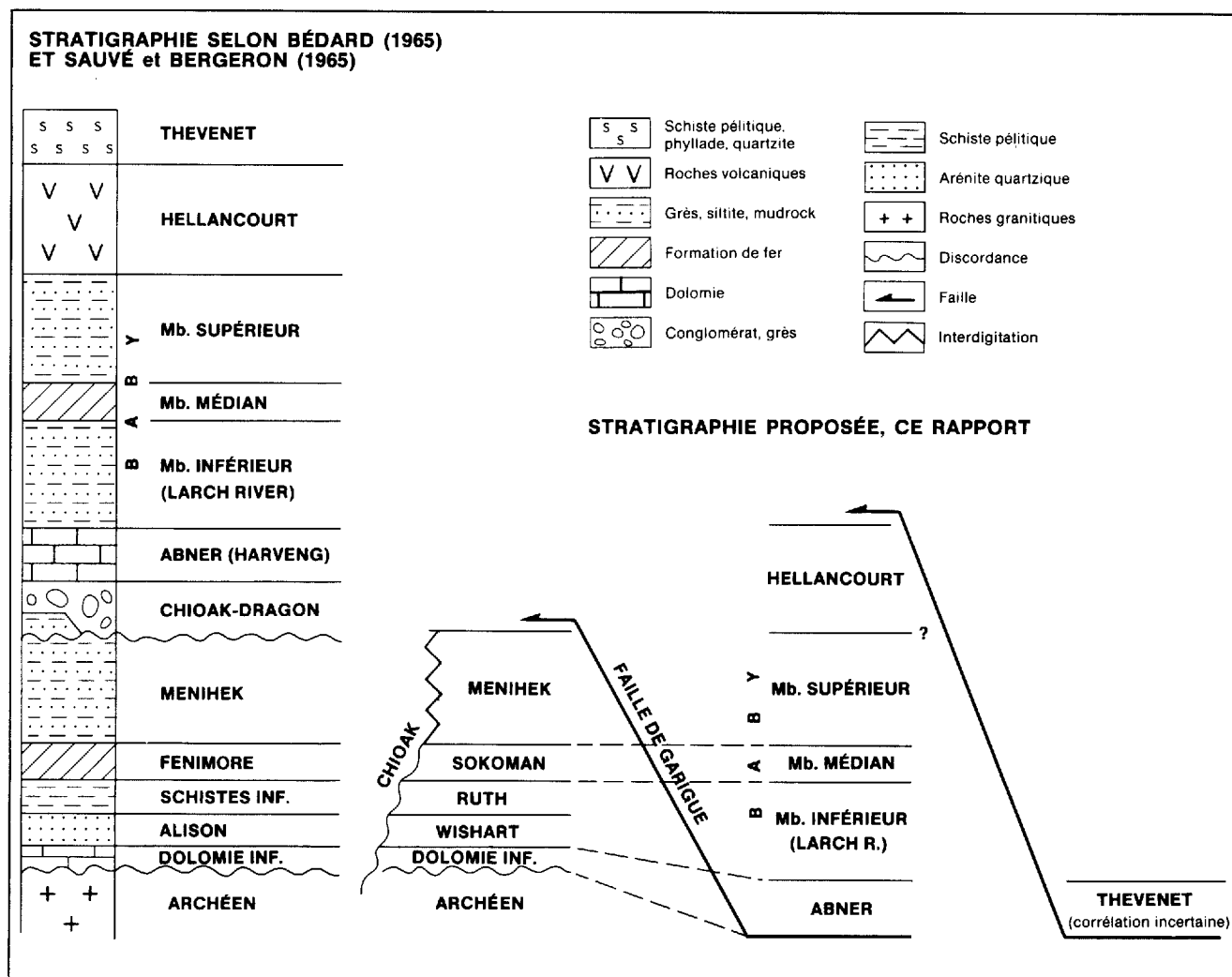


FIGURE 2 — Corrélations stratigraphiques régionales.

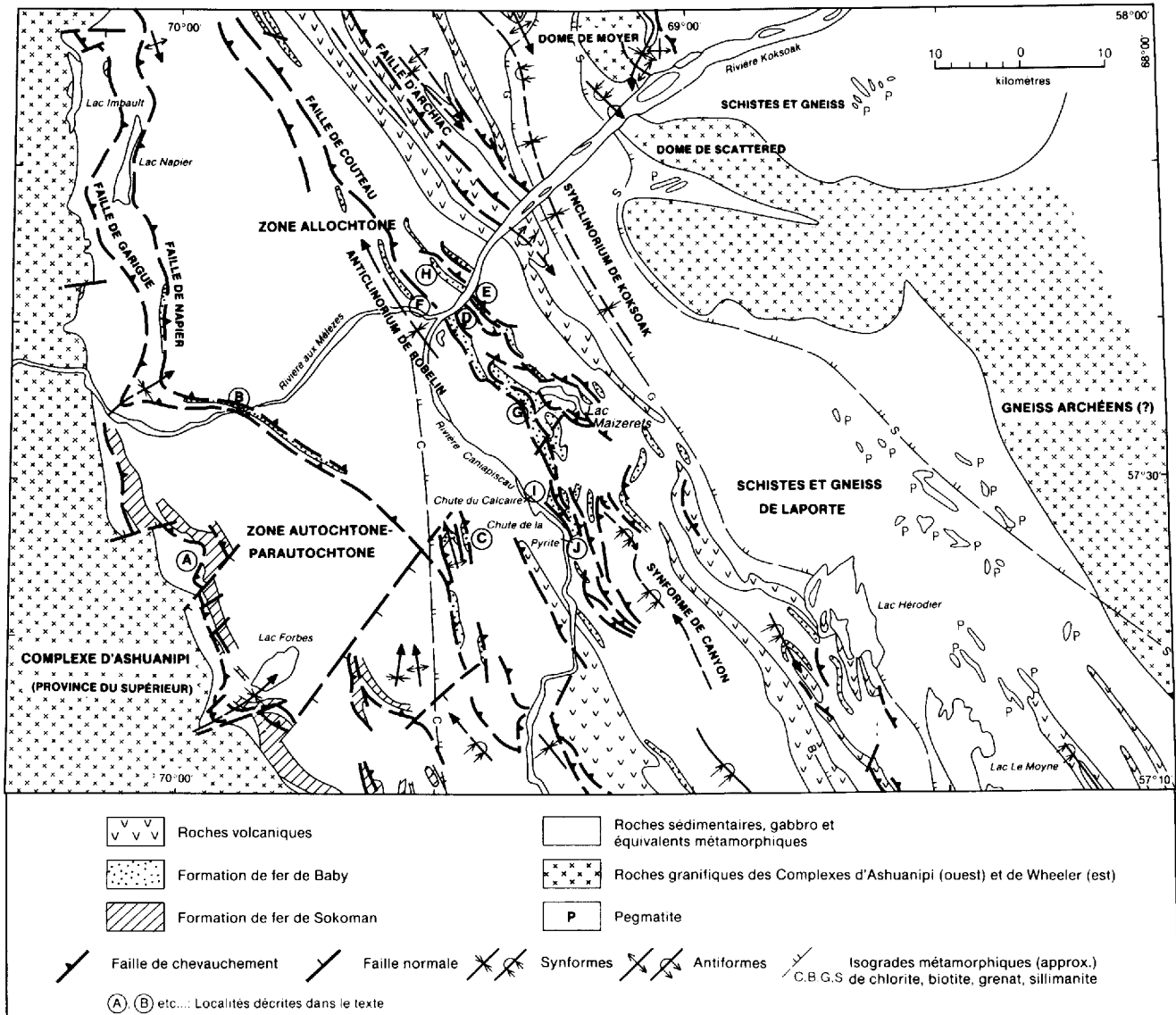


FIGURE 3 — Distribution des lithofaciès et des principaux éléments structuraux dans la région du lac Hérodier (pour la localisation de la région, voir la figure 1). La géologie au sud de 57° 15' est tirée de Dressler (1979).

étant tous les deux sus-jacents au Sokoman (Clark, 1979). Le Baby inférieur est vraisemblablement corrélatif, en partie, avec le Wishart et le Ruth de la marge ouest de la Fosse (voir figures 2 et 37). La Formation d'Abner (dolomie) est donc corrélatrice avec la Formation de Denault (Hoffman et Grotzinger, en préparation) laquelle est présente dans le sud de la Fosse (Dimroth, 1978), mais n'a pas été cartographiée au nord de 56°03'N. Cependant, notons que Bérard (1965) et Bergeron (1954) ont mentionné la présence d'une « dolomie inférieure » en-dessous de la Formation de Wishart, au nord-ouest du lac Forbes et aussi près du lac Merchère (figure 2). Celle-ci pourrait donc représenter la Formation de Denault.

Dans la région du lac Hérodier, les turbidites de la Formation de Larch River (Bergeron, 1954) sont lithologiquement identiques à celles de la majeure partie de la Formation de Menihék. Il est donc tentant de corréler ces

deux formations. Cependant, près de la rivière aux Mèlèzes, la Formation de Larch River est structuralement sus-jacente au membre ferrifère du Baby. Puisque le contact n'est pas exposé, la relation stratigraphique entre les deux unités n'est pas certaine. Un contact de faille est suggéré par la présence d'une dépression topographique étroite. L'hypothèse d'une faille est également appuyée par le fait que le membre ferrifère disparaît vers le NW et le SE. Près du lac Bérard, à quelque 100 km au nord, la base du Larch River est marquée par une zone de cisaillement (Goulet, 1986, communication personnelle). De plus, on remarque que le Larch River devient le Baby inférieur à la jonction des cartes géologiques dressées par Bérard (1965) et Sauvé & Bergeron (1965). Suite à ces observations, nous corrélerons provisoirement le Larch River avec le Baby inférieur (figures 2 et 37), et nous proposons que la base du Larch River est marquée par une faille de chevauchement (faille de Napier).

Toujours dans la région du lac Hérodier, la distribution des lithofaciès constituant la Formation de Sokoman et le membre ferrifère du Baby permet la corrélation de ces unités. Les faciès oxydé et carbonaté qui caractérisent le Sokoman dans la partie ouest de la région ont été déposés dans un milieu proximal, dans des eaux peu profondes près du rivage. Les faciès à carbonates et à silicates-carbonates qui forment le membre ferrifère du Baby dans la partie est de la région représentent un milieu relativement distal où les eaux étaient plus profondes. Notons, cependant, que dans le secteur central, près de la rivière aux Mélézes et de la rivière Forbes, le membre ferrifère est constitué de plusieurs faciès, c'est-à-dire à oxydes, à carbonates et à silicates-carbonates. De plus, près de la rivière Forbes, ce membre est associé à des arénites quartziques blanches et à des shales qui ressemblent aux roches que l'on trouve en-dessous du Sokoman, dans le Wishart et le Ruth (Clark, 1977). Ainsi, en allant d'ouest en est, l'ensemble des roches du Sokoman et du Baby exhibe une variation progressive de faciès, ce qui suggère fortement qu'il s'agit d'une seule formation dont les différences latérales est-ouest sont dues à des changements paléogéographiques.

Formation d'Abner

La Formation d'Abner est sous-jacente à la Formation de Baby (figure 2). L'Abner consiste surtout en dolomie grise, massive, en lits épais. Elle est formée de stromatolites bulbeux en de nombreux endroits. Des interlits de dolomie gréseuse, de grès dolomitique et de conglomérat intraformationnel sont communs localement. La dolomie renferme, ici et là, des lentilles et des lits minces de chert blanc, gris ou noir.

L'Abner consiste en roches sédimentaires déposées dans la zone intracotidale, en milieu marin peu profond.

Le contact inférieur de l'Abner est représenté par une faille de chevauchement, la faille de Garigue (Clark, 1979; Budkewitsch, 1986; Goulet, 1986). La position structurale actuelle de l'Abner, au-dessus de la Formation de Chioak, est due aux mouvements sur cette faille lors de l'orogénèse hudsonienne.

La Formation d'Harveng, qui affleure principalement au sud du lac aux Feuilles et est absente dans notre région, consiste en lits alternants de dolomie massive, de dolomie argileuse schisteuse et de pélite; l'épaisseur de la séquence est d'environ 200 m (Sauvé et Bergeron, 1965; Bélanger, 1982). De par sa composition et sa texture, elle semble former une séquence bassinale de transition entre la Formation d'Abner et le membre inférieur du Baby, ayant été déposée dans de l'eau plus profonde que l'Abner. La formation d'Harveng est probablement corrélatrice avec l'Abner et passe progressivement au membre inférieur du Baby (figure 2).

Membre inférieur de la Formation de Baby

À leur contact, l'Abner et le Baby inférieur sont souvent interlités sur quelques mètres. À la base du Baby, nous avons localement remarqué un banc de chert gris ou gris foncé dont l'épaisseur varie de 0 à 14 m. Il est localement pyritifère et renferme de minces feuillets argileux (Clark, 1978).

Le chert est surmonté par des lits d'ardoise et de siltite du membre inférieur du Baby. L'épaisseur de ces roches semble augmenter d'ouest en est, variant de 15 à 35 m dans les secteurs occidentaux et atteignant, peut-être, 325 m plus à l'est. Les ardoises sont gris foncé ou noires et, localement, graphiteuses. Elles sont pyritifères par endroits; à la chute de la Pyrite (figure 3), par exemple, de nombreux cubes de pyrite sont concentrés dans le clivage. Les siltites grises forment des interlits minces et des lamines dans les ardoises. Vers le haut de la séquence, les ardoises passent directement à la formation de fer sus-jacente, sans interlitage.

La Formation de Larch River (Bergeron, 1954; Béard, 1965; Clark, 1979), formée de grauwacke, de siltite et de mudrock, se trouve dans le centre de la Fosse, à l'ouest de terrains ignés. Étant elle aussi d'origine turbiditique (d'un environnement proximal à médian), et pour les raisons citées précédemment, nous pensons qu'elle est corrélatrice avec le membre inférieur de la Formation de Baby (figure 2).

Formations de fer de Sokoman et de Baby

Les formations de fer de Sokoman et de Baby se trouvent toutes les deux dans la région du lac Hérodier (figure 3). La Formation de Sokoman affleure dans la partie ouest de la région. Au sud de 57°15', le Sokoman affleure en plusieurs bandes à cause de la présence de failles de chevauchement (Fahrig, 1965; Ciesielski, 1977). Le Sokoman consiste en deux faciès principaux: jaspe-hématite et silicates-carbonates.

La formation de fer de Baby se répète, elle aussi, surtout à cause des failles de chevauchement et des plis régionaux (figure 3). La bande la plus à l'ouest est située à environ 7 km à l'est de la limite occidentale de la Fosse; celle la plus à l'est n'est qu'à 2 km de la frontière orientale de la Fosse. Nous décrivons en détail la formation de fer de Baby dans une des sections qui suivent.

Membre supérieur de la Formation de Baby

La formation de fer de Baby est surmontée par une séquence d'ardoise gris foncé à noire (localement gra-

phiteuse) et d'arénite quartzreuse grise interlitées qui constitue le membre supérieur de la Formation de Baby. Il n'y a pas d'interlitage de la formation de fer avec les roches sus-jacentes.

En plusieurs endroits dans le secteur central de la Fosse, nous avons remarqué une augmentation du rapport grès/ardoise vers le haut de la séquence. Près de la confluence des rivières aux Mélèzes et Caniapiscou, où nous avons observé une telle variation, les grès sont en bancs épais (0.6 à 3 m) près du sommet de la séquence. Nous avons également noté la présence de conglomérats polymictiques et à cailloux de quartz. Les bancs de grès exhibent, ici et là, des structures sédimentaires telles des stratifications entrecroisées et du granoclassement normal. En allant vers l'est, l'abondance d'épais lits de grès diminue, et ceux-ci ne sont pas présents dans la partie est de l'eugéosynclinal. Là, le membre supérieur consiste principalement en ardoise et siltite vertes ou grises; par endroits, les ardoises sont noires. Dans l'eugéosynclinal, la séquence a été abondamment envahie par des filons-couches de gabbro.

Nous pensons que ce membre est constitué de sédiments turbiditiques. Les variations de faciès suggèrent qu'on passe d'un environnement proximal à distal en allant d'ouest en est.

Formation de Chioak

La Formation de Chioak est constituée d'une séquence transgressive de sédiments détritiques très hétérogènes, comprenant du grès arkosique, du conglomérat et du mudrock. Elle repose sur le socle archéen, ainsi que sur les Formations de Dragon (laquelle se retrouve localement au sud du lac Bérard), de Wishart — aussi connue sous le nom d'Alison — et de Sokoman, montrant des contacts généralement discordants (Bérard, 1965; Clark, 1979). La composition des cailloux et des galets du Chioak démontre que ces sédiments étaient dérivés de l'érosion du socle et des formations sédimentaires plus anciennes (des cailloux de jaspe et de chert gris provenant du Sokoman sont localement abondants). Les sédiments du Chioak sont d'origine fluviale ou fluvio-deltaïque. Ils représentent le sommet de l'empilement sédimentaire de la plateforme qui borde le craton du Supérieur. La Formation d'Abner, qui est structuralement sus-jacente, est en contact de faille avec la Formation de Chioak et est plus ancienne que celle-ci (voir la section traitant de la Formation d'Abner).

Le dépôt du Chioak est vraisemblablement dû au soulèvement de la marge occidentale de la Fosse du Labrador. Hoffman (1985) a suggéré que la séquence Wishart-Sokoman, en-dessous du Chioak, serait une accumulation sédimentaire associée au développement d'une avant-fosse (« foredeep ») formée en réponse à l'avancement des écaillés de chevauchement d'est vers l'ouest. Ainsi, le Chioak est formé largement de sédiments de type molasse. Le soulèvement de la marge

occidentale de la Fosse serait lié au développement de cette avant-fosse.

Formation de fer de Baby (membre médian)

ÉPAISSEUR

Nous avons observé jusqu'à 50 m d'épaisseur stratigraphique de roches appartenant à la formation de fer de Baby (figure 4). Nous croyons que ce membre s'épaissit quelque peu en allant d'ouest en est, c'est-à-dire vers le secteur volcanique de la Fosse.

La formation de fer atteint environ 25 m d'épaisseur dans la bande la plus à l'ouest, au nord de la rivière aux Mélèzes (localité B, figures 3 et 4). À 12 km à l'ouest de la chute de la Pyrite (C, figure 3), son épaisseur est de 25 à 30 m. À 1,5 km en aval de la confluence des rivières aux Mélèzes et Caniapiscou (D, figures 3 et 4), elle est d'au moins 38 m d'épaisseur. À 3,5 km plus en aval (E, figures 3 et 4), elle excède 50 m d'épaisseur. Notons, cependant, que l'épaisseur de la formation de fer de Baby est de beaucoup inférieure à celle de la Formation de Sokoman qui est d'au moins 113 m dans notre région (A, figures 3 et 4).

Un estimé juste de l'épaisseur de la formation de fer est rendu difficile par la présence de failles de chevauchement, de plis et, dans l'eugéosynclinal, de filons-couches de gabbro (figure 5).

LITHOLOGIES

Dans la région du lac Hérodier, la formation de fer de Baby consiste en quatre lithofaciès:

- le faciès à oxydes
- le faciès à silicates-carbonates
- le faciès à carbonates
- le faciès à sulfures.

Les lithofaciès sont généralement facilement identifiables; par endroits, cependant, nous avons remarqué un passage graduel entre deux lithofaciès adjacents.

La figure 4 illustre la stratigraphie interne de la formation de fer de Baby à plusieurs endroits. La bande la plus à l'ouest (localité B, figure 3), affleurant au nord de la rivière aux Mélèzes, est formée surtout du faciès à carbonates (figure 4). La même bande, au sud de la rivière Forbes (localité C, figure 3), est constituée des faciès à oxydes, à silicates-carbonates et à carbonates dans un ordre stratigraphique qui semble aléatoire. À cette localité, des lits de formation de fer du faciès à carbonates (15 m) reposent sur du grès quartzeux (> 15 m) qui surmonte, apparemment en concordance, la dolomie d'Abner. À un autre affleurement situé à proximité de ce dernier, la formation de fer consiste en alternances des faciès à carbonates et à oxydes. Ces différences dans la stratigraphie apparente semblent partiellement dues à la présence de failles de chevauchement imbriquées et à des plis (Clark, 1977).

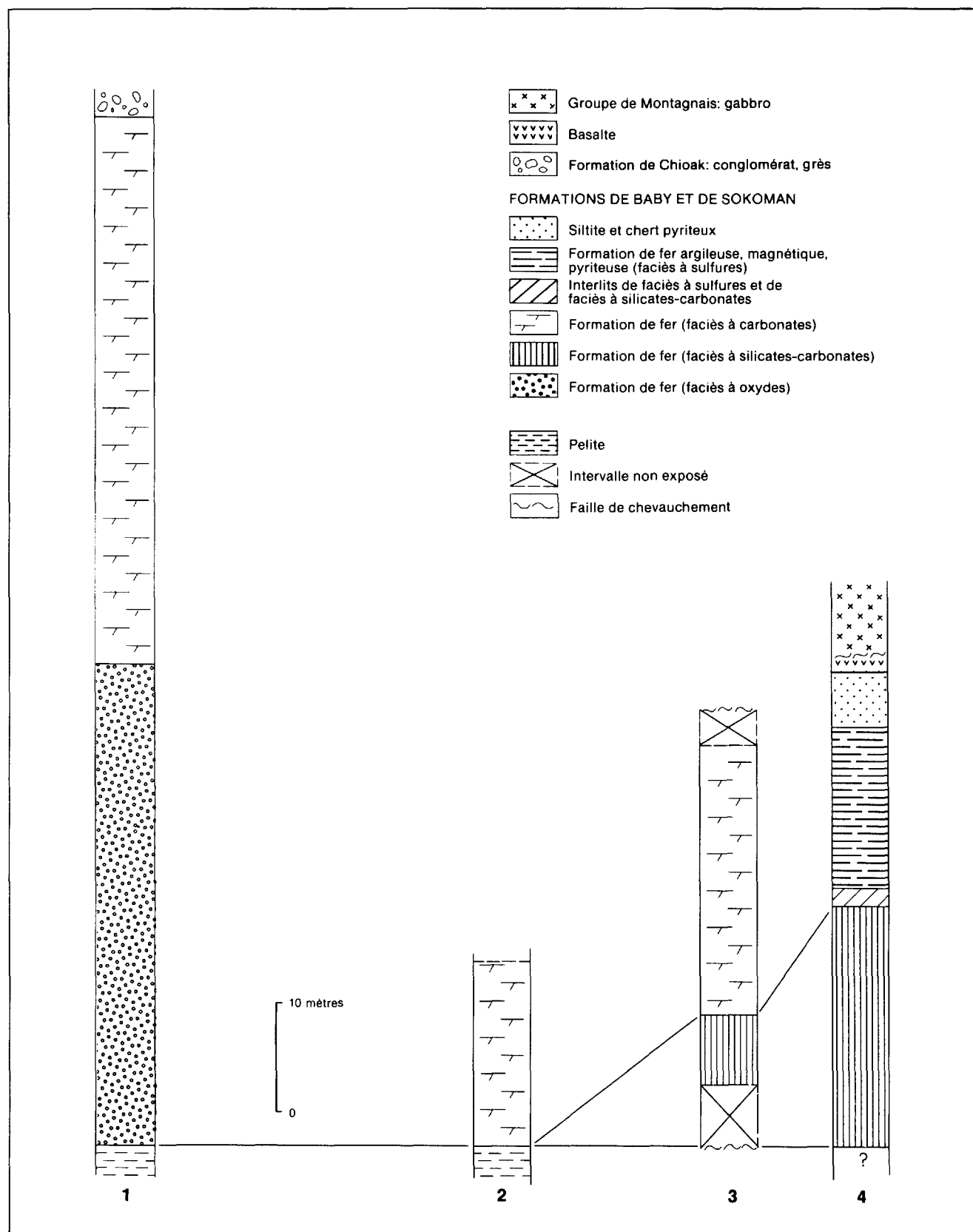


FIGURE 4 — Coupes (1 à 4) représentatives des formations de fer de Baby et de Sokoman. 1- Formation de Sokoman, au NW du lac Forbes (localité A); 2- Formation de Baby à la rivière aux Mélèzes (localité B); 3- Formation de Baby, à 1,5 km en aval de la confluence des rivières aux Mélèzes et Caniapiscou (localité D); 4- Formation de Baby sur la rive sud de la rivière Koksoak, à 5 km au NE de la confluence des rivières aux Mélèzes et Caniapiscou (localité E). Les coupes sont localisées sur la figure 3.



FIGURE 5 — Formation de fer de Baby recoupée par un filon-couche de gabbro (partie supérieure de la falaise). La formation de fer, d'environ 30 m d'épaisseur, est représentée par le faciès à silicates-carbonates. Affleurements localisés près de la rivière Koksoak, à 5 km en aval de la confluence des rivières aux Mèlèzes et Caniapiscou (près de la localité E, figure 3).

Plus à l'est, au NW et au SE de la confluence des rivières Caniapiscou et aux Mèlèzes (localités D, F et G de la figure 3), les faciès à carbonates et à silicates-carbonates sont interlités en quantité égale et, par endroits, forment deux membres distincts. Par exemple, à l'est de l'anticlinorium de Robelin (localité F) et près du lac Maizerets (localité G), le faciès à carbonates est au-dessous du faciès à silicates-carbonates, tandis qu'au sud-est de la confluence des rivières Caniapiscou et aux Mèlèzes (localité D), le faciès à carbonates est au sommet. En quelques endroits, les deux faciès sont interlités et ne peuvent être séparés en membres. Le faciès à sulfures (figure 4 et localité E, figure 3) est beaucoup moins abondant que les deux autres et se trouve sporadiquement et seulement dans le terrain gabbroïque. Dans le secteur à l'est de la rivière Caniapiscou, les relations stratigraphiques entre les différents faciès et aussi entre la formation de fer et les pélites adjacentes sont compliquées par un plissement et de nombreuses failles. Certaines séquences sont vraisemblablement renversées; d'autres exhibent une répétition des faciès due à la présence de failles de chevauchement imbriquées.

Faciès à oxydes

Description

La distribution de ce faciès est plutôt restreinte en comparaison avec les autres faciès; nous l'avons observé surtout à l'ouest de la chute de la Pyrite (localité C, figure 3). L'épaisseur maximale que nous avons observée est de 8 m. Ce faciès se trouve généralement à la base de la formation de fer, sous-jacent au faciès à carbonates. À un endroit, cependant, il est interdigité avec le faciès à carbonates formant des bancs de 1 à 3 m d'épaisseur.

Le faciès à oxydes consiste en interlits de chert et de minéraux oxydés (la magnétite et l'hématite). Les lits, laminés, varient entre 1 et 30 cm d'épaisseur. Le chert

est gris ou gris verdâtre en surface fraîche et brun rougeâtre ou orange rougeâtre en surface altérée. Les lits riches en minéraux oxydés ont une surface altérée noir bleuâtre ou brun bleuâtre. Nous avons noté, dans ce faciès, quelques lits de jaspe à oolites ou à pelotes (« pellets »).

Pétrographie

Un spécimen de chert ferrugineux recristallisé contient des structures sphériques de moins de 1 mm de diamètre. Leurs noyaux sont formés de carbonate et leurs écailles externes sont composées de quartz, dont les grains sont allongés perpendiculairement aux parois des structures. La matrice est constituée de grains de quartz suturés et de rhomboèdres disséminés de carbonate enrobés d'une pellicule d'hématite.

Dans les lits riches en fer, la magnétite, plus abondante que l'hématite, se présente en cubes ou en grains irréguliers, surtout dans les interstices des pelotes et des oolites, mais aussi dans les noyaux des intraclastes. L'hématite se trouve principalement sous forme de grains extrêmement fins disséminés dans les pelotes et les oolites. Communément, le noyau des oolites est formé de magnétite et est entouré de chert dans lequel la texture concentrique est préservée par des anneaux d'hématite très fine. La matrice entourant les intraclastes consiste en chert. Des rhomboèdres et des grains irréguliers de carbonate sont disséminés. Nous avons remarqué, dans un spécimen, un peu de stilpnomélane et de minnésotaite dont les grains sont allongés parallèlement au clivage.

Faciès à carbonates

Description

Ce faciès consiste en interlits de carbonate ferrugineux à patine brun rougeâtre, brun violacé ou orange, et de chert ferrugineux à patine grise ou gris rougeâtre (figure 6). Le carbonate ferrugineux est gris et le chert est gris ou gris verdâtre en surface fraîche. Les lits de carbonate ont de 1 cm à quelques mètres d'épaisseur, mais la plupart ont moins de 0,3 m. Le carbonate se présente parfois en lentilles ou en passées dans le chert. Localement, le chert semble avoir été remplacé partiellement par le carbonate. Le chert est sous forme de lamines ou de lits minces. Le rapport chert/carbonate est très variable; les lits de chert peuvent former 50 % ou plus de la roche. Le carbonate ferrugineux renferme, en beaucoup d'endroits, de nombreuses veines de quartz qui recoupent les lits avec un grand angle (figure 7); celles-ci sont absentes du faciès à silicates-carbonates. Les lits de chert sont ferrugineux dû à la présence de grains disséminés de carbonate ferrifère. Ces grains, en quantité très variable, s'altèrent relativement bien, donnant ainsi au chert un aspect poreux.

Le conglomérat intraformationnel et la brèche sont assez communs. Les fragments, centimétriques, sont



FIGURE 6 — Faciès à carbonates consistant en lits carbonatés à patine orange recoupés par des filons de quartz et interstratifiés avec des lits de chert ferrugineux recristallisé, à patine grise. À 3 km au SW du lac Maizerets.



FIGURE 7 — Faciès à carbonates recoupé par de nombreux filons de quartz. Les filons étroits ne recoupent pas les lits de chert (blanc) mais ceux dont l'épaisseur dépassent 2,5 cm les recoupent. À 3,5 km au SW du lac Maizerets.

sous forme de tablettes anguleuses; ils sont d'habitude orientés parallèlement au litage mais peuvent adopter n'importe quelle orientation (figure 8). Ils consistent généralement en carbonate ferrugineux ou en chert ferrugineux; quelques-uns sont formés de pelotes et d'oolites. La matrice typique consiste en carbonate ferrugineux. À un endroit, cependant, elle consiste en pelotes et oolites de carbonate et de chert dans un ciment de chert ou de carbonate.

Localement, ce faciès comprend des lits en apparence tachetés, dû à des cristaux ou des amas de cristaux de carbonate (jusqu'à 1 cm) qui semblent avoir remplacé le chert ferrugineux.

À une localité, dans la bande la plus à l'ouest (localité B, figure 3), la formation de fer consiste en un seul cycle déposé dans un milieu régressif. La séquence, illustrée à la figure 9, consiste à la base en 14 m de carbonate ferrugineux et de chert ferrugineux en interlits minces (environ 25 à 30 %), surmontés de 4 m de chert

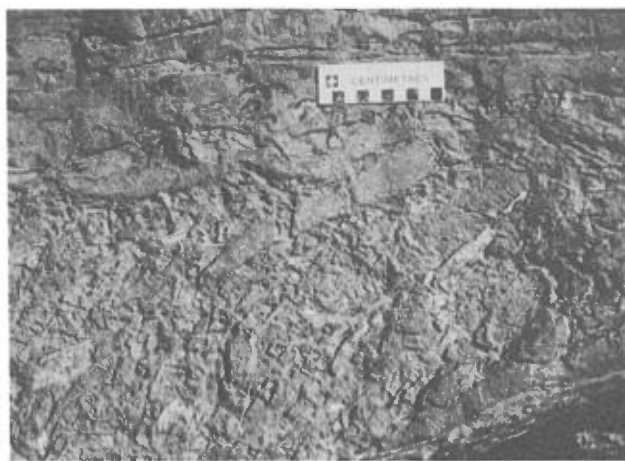


FIGURE 8 — Brèche intraformationnelle dans le faciès à carbonates de la formation de fer de Baby. Près de la rive sud de la rivière Koksoak, à 1,5 km en aval de la confluence des rivières aux Mélézes et Caniapiscou (localité D, figure 3).

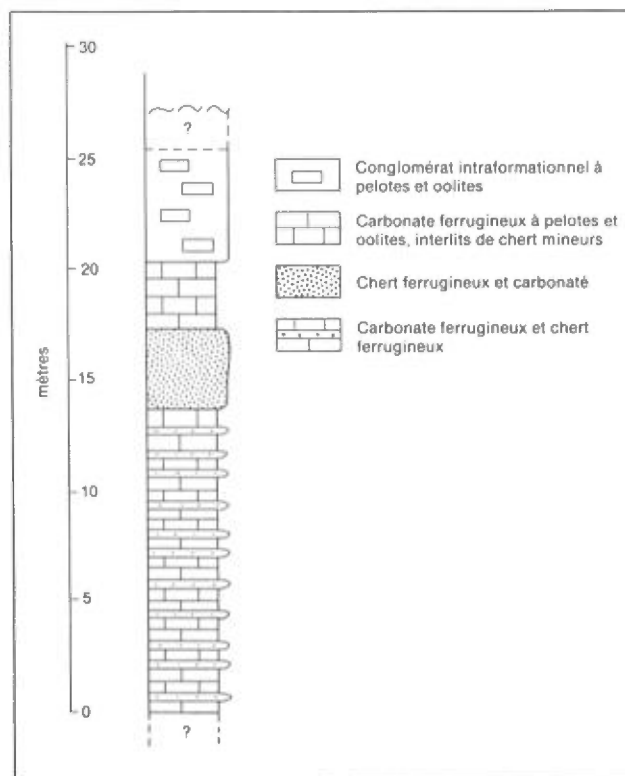


FIGURE 9 — Coupe partielle de la formation de fer de Baby (épaisseur visible 26 m). Faciès à carbonates (localité B, figure 3).

riche en goéthite et renfermant des cristaux disséminés de dolomite-ankérite, suivis de 3 m de carbonate ferrugineux à pelotes et à oolites en lits minces (2 à 60 cm) avec des interlits (2 à 25 cm) de chert; elle se termine avec 5 m de conglomérat intraformationnel à pelotes et à oolites.

Une coupe partielle (localité D, figure 3) a été observée près de la rive sud de la rivière Koksoak, à 1 km en aval de la confluence des rivières Caniapiscou et aux Mélézes. À cet endroit (figure 10), 8 m de faciès à

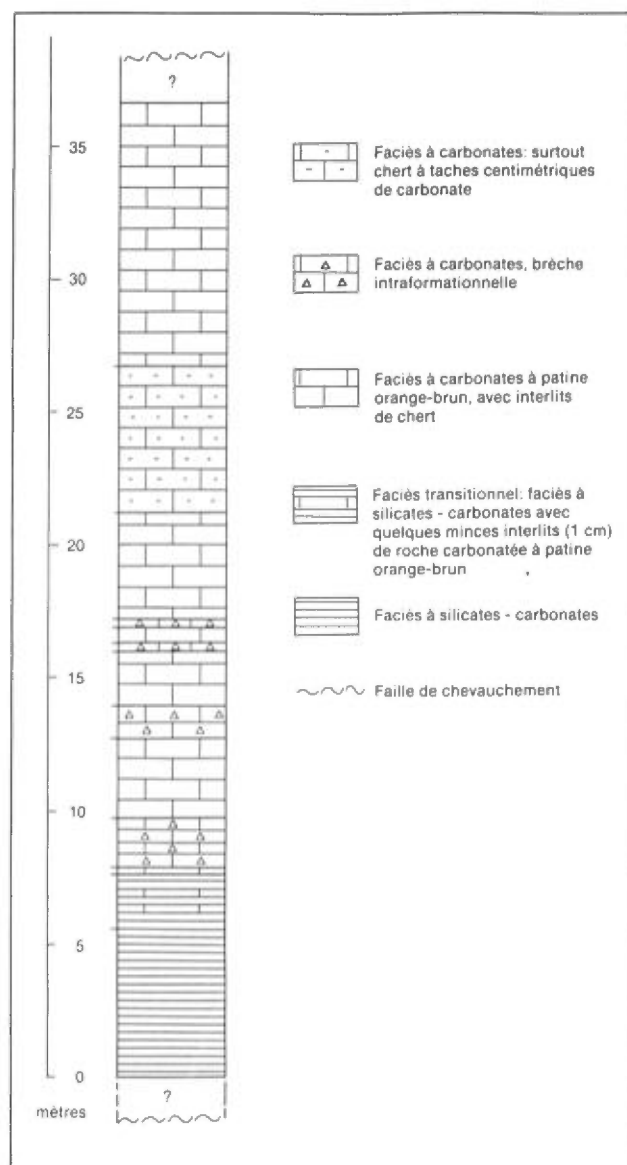


FIGURE 10 — Coupe partielle de la formation de fer de Baby (épaisseur visible 37,1 m) tel qu'exposée dans une écaille de chevauchement. Localité D sur la figure 3 (voir aussi coupe 3, figure 4).

silicates-carbonates sont surmontés par 30 m de faciès à carbonates. Cette séquence est localisée le long d'une faille de chevauchement, une parmi plusieurs failles constituant une zone d'imbrication compliquée dans ce secteur. Au sommet du faciès à silicates-carbonates on remarque une zone de transition 2 m d'épaisseur dans laquelle on trouve quelques minces interlits de roche carbonatée à patine orange-brun. On note également, vers la base du faciès à carbonates, plusieurs lits de brèche intraformationnelle dont l'épaisseur varie entre 5 cm et 2 m. Cette brèche, formée probablement par glissement synsédimentaire, indique une instabilité marquée au début du dépôt de ce faciès.

Pétrographie

Les roches du faciès à carbonates ferrugineux consistent surtout en carbonate de la série dolomite-ankérite. Le carbonate forme une mosaïque de grains xénomorphes irréguliers, typiquement de 0,05 à 0,5 mm de largeur. Des cristaux de carbonate plus fins (0,01 à 0,02 mm) remplissent les interstices des cristaux plus grossiers. Le rapport entre les cristaux plus grossiers et plus fins est très variable, l'un ou l'autre pouvant prédominer. Par endroits, le carbonate granuleux fin est représenté par la sidérose; ailleurs, il est constitué de dolomite-ankérite. Dans un spécimen, des poeciloblastes de dolomite-ankérite renferment des cristaux plus précoces de sidérose et de stilpnomélane. Le quartz, dont le pourcentage est variable, forme des grains disséminés ou des amas. D'autres minéraux, qui peuvent être présents en petites quantités, sont la stilpnomélane, la minnésotaite, la chlorite (sous forme de flocons éparpillés) et les opaques. Un film brun secondaire enrobe les cristaux de carbonate en beaucoup d'endroits; la goethite abonde localement.

Les pelotes et les oolites, dont les premières sont les plus communes, sont de forme sphéroïdale, ovoïde ou amiboïde; leur taille varie de 0,2 à 1,7 mm (figures 11 et 12). Elles consistent en carbonate et en chert (recristallisé ou non); des pelotes de carbonate et de chert peuvent être juxtaposées. Les pelotes consistent souvent en un noyau de chert (qui peut être recristallisé) ou de chert calcédonieux d'elongation positive entouré d'une bordure de dolomite-ankérite. Le carbonate de la bordure passe graduellement à celui de la matrice; la forme des intraclastes peut être observée grâce à la présence d'impuretés rendant la bordure foncée. Dans la même roche, la matrice consiste localement en chert (ou chert recristallisé); dans ce cas, les intraclastes et la matrice de chert sont séparés

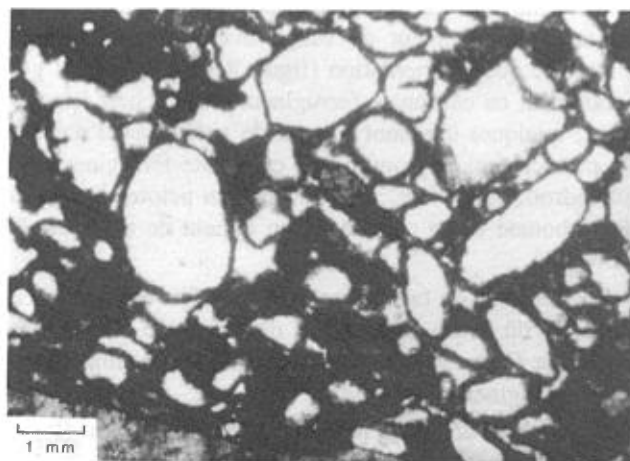


FIGURE 11 — Photomicrographie de formation de fer à pelotes (faciès à carbonates). Les pelotes consistent en chert recristallisé ou non (blanc) ou en carbonate (gris foncé). La matrice est composée de carbonate foncé à grain fin et, localement, de chert recristallisé. Lumière polarisée plane.

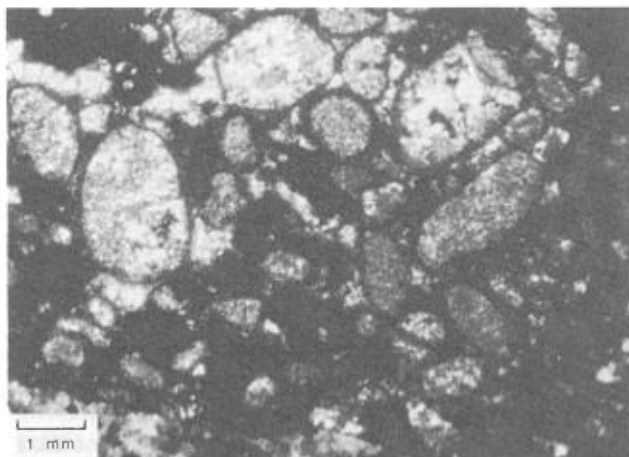


FIGURE 12 — Vue de la figure 11 en lumière doublement polarisée. Noter que plusieurs pelotes de chert recristallisé sont plus grossières dans le centre qu'à la bordure.

par une bordure de carbonate. Dans d'autres roches, les pelotes consistent soit entièrement en dolomite-ankérite à grain fin, soit en un mélange de dolomite-ankérite et de quartz; la matrice est formée de dolomite-ankérite à grain plus grossier. Les pelotes ont une apparence sombre due à la présence de minéraux opaques disséminés, à grain extrêmement fin.

Faciès à silicates-carbonates

Description

Ce faciès comprend deux sous-faciès qui se distinguent selon la présence ou l'absence d'amphibole. Le sous-faciès sans amphibole consiste en interlits minces (0,5 cm à plusieurs cm) de roche riche en fer et en chert (figure 13). Les lits ferrugineux, qui sont à grain fin et localement fissiles, ont une patine noir-bleu iridescente, noir-brun, brun violacé ou brun rougeâtre; ils montrent un relief négatif comparativement aux lits de chert. Les lits à patine rougeâtre s'altèrent moins profondément. Les surfaces fraîches sont de couleur gris verdâtre foncé ou



FIGURE 13 — Faciès à silicates-carbonates consistant en lits centimétriques à pluricentimétriques de roche ferrugineuse (foncée) et de chert recristallisé (pâle). À 3,5 km au SW du lac Maizerets.

gris moyen. Par endroits, on peut observer des lits ferrugineux à grain moyen renfermant des cristaux (1 à 2 mm) relativement grossiers de stilpnomélane. Les lits de chert sont généralement rougeâtres en surface altérée mais peuvent également être gris-blanc. Ils sont souvent légèrement plus grossiers que les lits ferrugineux et peuvent avoir une apparence granuleuse (saccharoïde). La couleur et la texture semblent varier en fonction de la profondeur de l'altération. Le chert frais est de couleur vert grisâtre à gris pâle. Des interlits de formation de fer du faciès à carbonates sont localement abondants.

Dans le terrain gabbroïque, à l'est de la faille de Couteau (figure 3), la plupart des formations de fer à silicates-carbonates sont formées du sous-faciès à amphibole. L'apparition soudaine de l'amphibole dans ce terrain suggère que celle-ci est reliée au métamorphisme. Par endroits (p. ex. au sud-ouest du lac Maizerets), le sous-faciès à amphibole surmonte le faciès à carbonate; en d'autres endroits (p. ex. au sud-ouest du lac Hérodier), le sous-faciès à amphibole repose directement sur des roches pélitiques.

Les affleurements des deux sous-faciès se ressemblent considérablement. Les roches à amphibole sont litées à l'échelle de 0,5 à 20 cm (rarement jusqu'à 2 m) et ont une patine brun foncé à noire, localement iridescente (figure 14). Les lits peuvent être fissiles ou schisteux. Des interlits de chert sont communs, formant entre 5 % et 70 % de la roche; ils peuvent, eux aussi, renfermer de l'amphibole. Le chert est normalement recristallisé et sa texture est celle d'un quartzite. Un très fort boudinage des lits de chert confère localement à la roche des formes ovoïdes, la recristallisation des éléments leur donnant l'aspect de cailloux arrondis de quartzite (figures 15 et 16). La magnitude du boudinage varie rapidement sur de courtes distances; en moins d'un mètre, on peut observer toutes les gradations entre des lits de chert non déformés, des lits montrant du « pinch-and-swell » et des lits boudinés dans lesquels les ovoïdes de chert sont bien séparés.



FIGURE 14 — Faciès à silicates-carbonates. Les lits plus pâles sont riches en grunerite; ceux plus foncés sont riches en magnétite. À 3 km au SW du lac Maizerets.

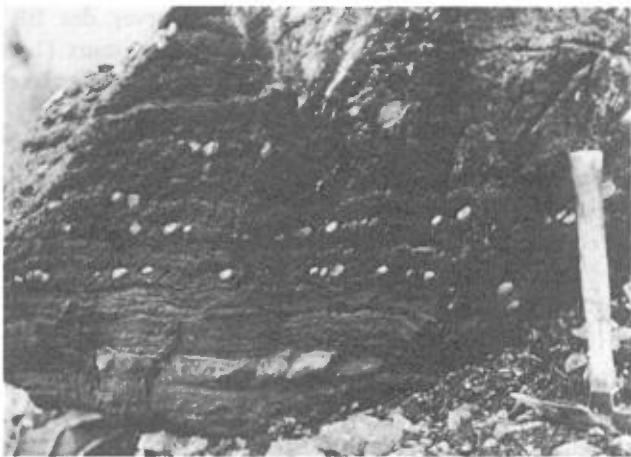


FIGURE 15 — Formation de fer (faciès à silicates-carbonates) renfermant de nombreux boudins de chert recristallisé. La roche ferrugineuse consiste surtout en carbonate ferrifère, grunerite et stilpnomélane. Les boudins de chert ont subi une rotation. À 3 km à l'est du lac Maizerets.

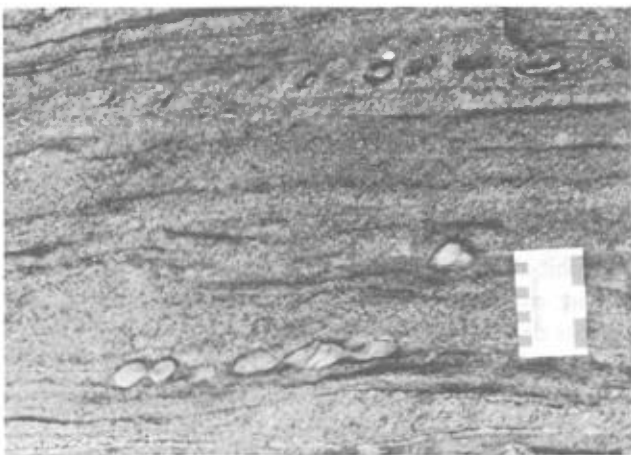


FIGURE 16 — Boudins de chert recristallisé dans le faciès à silicates-carbonates. À 3 km à l'est du lac Maizerets.

Pétrographie

Les constituants principaux des lits riches en fer du *sous-faciès sans amphibole* sont les suivants: carbonate (typiquement dolomite-ankérite, rarement sidérose), quartz, stilpnomélane, minnésotaite et chlorite. Des minéraux opaques, principalement la magnétite, sont présents par endroits. Les proportions relatives de ces minéraux sont plutôt variables. Le carbonate constitue au moins 50 % de la roche typique et la concentration de quartz, très variable, varie de 0 à 50 %. Les roches riches en silicates sont généralement les plus pauvres en quartz, tandis que les roches avec un rapport carbonate/silicate élevé sont normalement riches en quartz.

Les interlits de chert sont plus riches en quartz mais ont la même minéralogie que les lits ferrugineux adjacents. La dolomite-ankérite compte pour 10 à 15 % du chert et les minéraux silicatés ne sont présents qu'en petites quantités.

À une exception près, la chlorite et le stilpnomélane sont incompatibles. La chlorite n'a pas été observée avec la minnésotaite. Quant à la minnésotaite, elle peut, mais pas nécessairement, accompagner le stilpnomélane.

Les laminations sédimentaires sont caractérisées par des changements dans les proportions des minéraux, par exemple stilpnomélane/minnésotaite ou minnésotaite/carbonate.

Le *sous-faciès à amphibole* consiste en amphibole, quartz (chert recristallisé), carbonate, stilpnomélane, chlorite et magnétite, mais les proportions relatives de ces minéraux sont très variables. Pour un échantillon donné, les lits foncés et pâles contiennent normalement les mêmes minéraux; ils diffèrent principalement dans leurs proportions. L'amphibole la plus commune est la grunerite, mais nous avons observé l'actinote et l'anorthophyllite. Le carbonate est représenté par la dolomite-ankérite ou la sidérose.

Faciès à sulfures

Description

Nous avons identifié ce faciès en quelques endroits dans le terrain gabbroïque, à l'est de la faille de Couteau; il est sus-jacent au faciès à silicates-carbonates auquel il semble passer graduellement. Nous avons observé 17 m de ce faciès à 4,5 km au nord de la confluence des rivières aux Mèlèzes et Caniapiscou (localité H, figure 3). Au SE de la rivière Koksoak (localité E, figure 3), environ 20 m en ont été observés.

La roche est une argilite ou une ardoise gris foncé à noire, en lits minces (1 à 3 cm), dont la granulométrie peut être plus grossière dû à la recristallisation. Elle contient peu de sulfures sous forme de fines disséminations ou de minces lentilles massives (moins d'un millimètre). À cause des sulfures, la roche s'altère au rouille. Ce faciès plus ou moins magnétique montre souvent de minces interlits de chert, fortement boudinés; bien que communs, ceux-ci le sont moins que dans les autres faciès de formation de fer.

L'ardoise sous-jacente à la formation de fer de Baby (le membre inférieur du Baby) est, elle aussi, localement pyriteuse. Bien que typique d'une ardoise, sa teneur en fer est parfois relativement élevée (19 % de fer exprimé comme FeO; tableau 5, analyse 2 en annexe); cette roche se classifie donc comme formation de fer, probablement du faciès à sulfures, quoique sa concentration en sulfures soit assez basse (0,88 % de S).

Pétrographie

Le faciès à sulfures consiste surtout en quartz, mica (stilpnomélane?), chlorite, magnétite et pyrite. Il se distingue du faciès à silicates-carbonates par l'absence de carbonate. Une lamination est communément bien préservée dans les lits et est due à des variations rapides du rapport minéraux phyllosilicatés/quartz. Les minéraux

opaques sont disséminés ou forment des amas de cristaux. La pyrite, par endroits en cubes poeciloblastiques, semble s'être formée au cours de la recrystallisation principale de la roche ou légèrement après.

TEXTURES DE RECRISTALLISATION

Les minéraux tels que les carbonates (la dolomite-ankérite et la sidérose), la chlorite, le stilpnomélane, le chert (ou le quartz) et la magnétite sont stables dans des roches non métamorphisées et dans des roches qui ont subi une diagénèse peu avancée (Klein, 1974, 1983). Ils sont recrystallisés mais demeurent stables sous des conditions métamorphiques peu élevées. La minnésotaïte cristallise pour la première fois sous des conditions diagénétiques avancées ou des stades métamorphiques très peu élevés (Klein, 1974). La grunerite, stable à partir de l'isograde de la biotite, apparaît à des niveaux métamorphiques peu élevés à moyens (Klein, 1973, 1983).

Toutes les roches de la formation de fer de Baby ont subi une recrystallisation qui a commencé au stade diagénétique et s'est poursuivie lors du métamorphisme. La plupart des roches témoignent d'un métamorphisme au faciès des schistes verts, mais les roches à grunerite ont peut-être atteint le début des conditions métamorphiques des amphibolites.

Soulignons que la recrystallisation des roches s'est produite sous des conditions tectonométamorphiques polyphasées. En effet, au moins trois épisodes de plissement ont été reconnus dans la partie est de la Fosse dans notre région.

Au cours de la recrystallisation, les structures qui se sont développées comprennent des mosaïques granoblastiques-polygonales, des clivages ardoisier et de crénulation, des porphyroblastes et des poeciloblastes, des filonets recoupants et parallèles au litage et des franges de pression. Les paragenèses sont très complexes, certains minéraux s'étant développés ou ayant recrystallisé à plus d'un moment dans l'histoire de la roche. L'étude au microscope indique un remaniement pré-tectonique (peut-être diagénétique) allant jusqu'à post-tectonique. On peut observer jusqu'à trois périodes de recrystallisation dans un échantillon donné. Malgré une recrystallisation forte, des lits minces et des laminations délicates sont facilement reconnaissables dans la plupart des roches (figure 17).

Dans les affleurements du Baby les plus à l'ouest, une vraie texture cherteuse se trouve localement (dans des pelotes du faciès à carbonates, par exemple). Mais les roches montrent typiquement une augmentation de la granulométrie ainsi qu'une texture en amas irréguliers dues à la recrystallisation (figure 11). La silicification poussée peut entraîner la perte des textures oolitiques dans certains cherts (figures 18 et 19). Dans des roches à pelotes consistant presque entièrement de carbonate, la matrice de dolomite-ankérite a recrystallisé en une mosaïque granoblastique polygonale dont la granulométrie va-

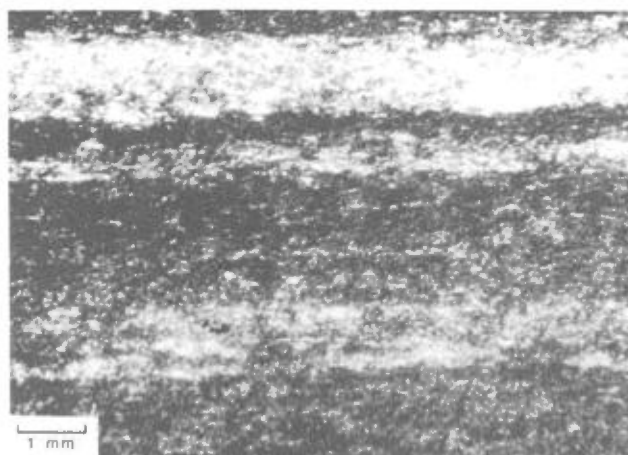


FIGURE 17 — Photomicrographie d'un échantillon de formation de fer du faciès à silicates-carbonates. Noter la présence de lits minces et de laminations délicates. Les lits consistent en proportions variables de quartz, dolomite-ankérite et stilpnomélane. Les grains de quartz forment une mosaïque granoblastique polygonale et les flocons de stilpnomélane sont orientés parallèlement au clivage. Lumière polarisée plane.

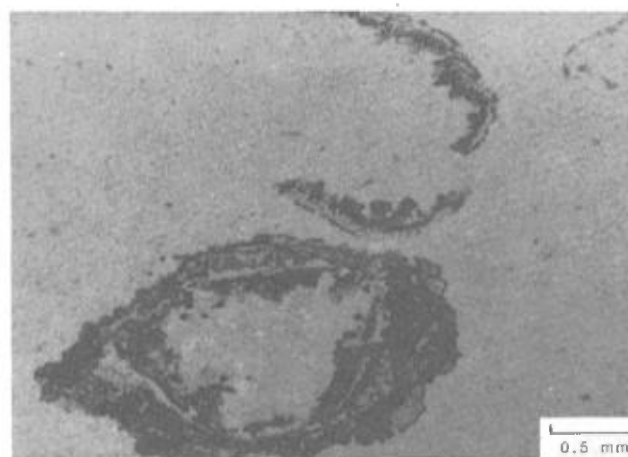


FIGURE 18 — Photomicrographie d'une roche siliceuse à pelotes. Les pelotes sont soulignées par une bordure de carbonate. La texture originelle a été partiellement détruite par une silicification poussée. Lumière polarisée plane.

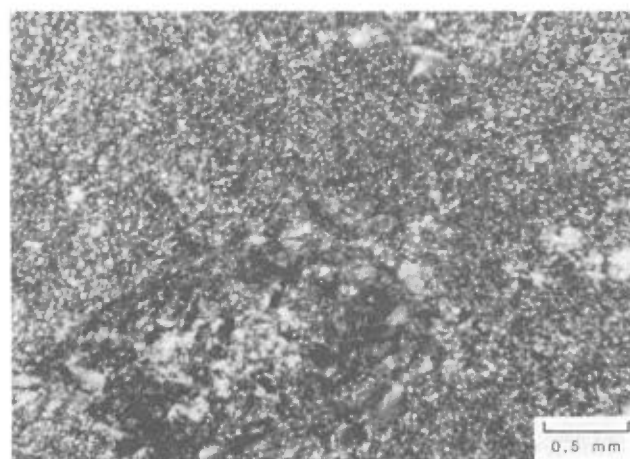


FIGURE 19 — Vue de la figure 18 en lumière doublement polarisée.

rie entre 0,1 et 0,4 mm. Les pelotes consistent en dolomite-ankérite beaucoup plus fine, et ont un aspect sombre dû à de la matière opaque très finement disséminée. Parfois, des cristaux de carbonate de la matrice traversent les bordures des pelotes, remplaçant ainsi le carbonate à grain plus fin (figures 20 et 21). La teinte sombre de la pelote reste, permettant d'en identifier la bordure. La recrystallisation du quartz peut faire en sorte que les grains traversent les bordures des pelotes, tout comme le carbonate. La recrystallisation a donc été caractérisée par une augmentation importante de la granulométrie; elle a commencé dans la matrice pour empiéter ensuite sur les pelotes.

Plus à l'est, la recrystallisation a mené à l'oblitération de textures chertueuses et a formé une mosaïque granoblastique polygonale de quartz dont la granulométrie va de 0,01 à 0,15 mm. Les grains de dolomite-ankérite et de sidérose font partie de la texture en mosaïque.

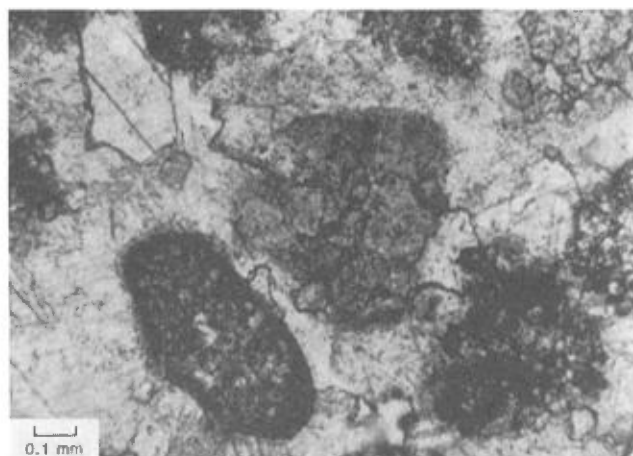


FIGURE 20 — Photomicrographie de formation de fer à pelotes. Les pelotes et la matrice sont composées de carbonate, les premiers se distinguant par une teinte plus foncée. Le carbonate a été recrystallisé, et des grains relativement gros traversent les bordures des pelotes. Lumière polarisée plane.

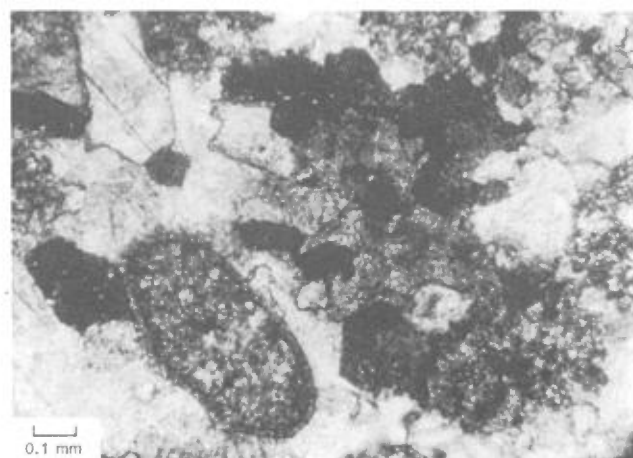


FIGURE 21 — Vue de la figure 20 en lumière doublement polarisée.

Les roches du faciès à carbonates ont recrystallisé en gros grains de dolomite-ankérite (0,5 mm) qui renferment, assez communément, des petits grains de quartz (figure 22). De nombreux petits grains de sidérose (0,1–0,2 mm) occupent les interstices des poeciloblastes de dolomite-ankérite. Là où il est relativement concentré, le quartz forme une mosaïque granoblastique polygonale.

Une foliation pénétrative, qui peut être parallèle ou former un angle avec le litage, est souvent visible (figures 23 et 24). Elle est caractérisée par une orientation préférentielle des minéraux micacés, tels que le stilpnomélane, la minnésotaite et la chlorite. De plus, le carbonate, le quartz et, plus rarement, la magnétite (comme grains anhydres fins) peuvent développer une orientation

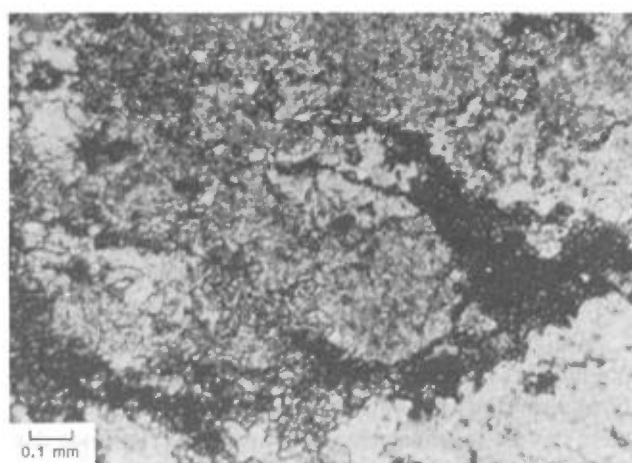


FIGURE 22 — Photomicrographie d'une mosaïque de carbonate et d'un peu de quartz. Les gros grains poeciloblastiques (0,5 mm) de carbonate (dolomite-ankérite) renferment quelques petits grains de quartz. De petits grains (0,01-0,02 mm) de carbonate plus foncé (sidérose?) occupent des positions interstitielles. Lumière polarisée plane.

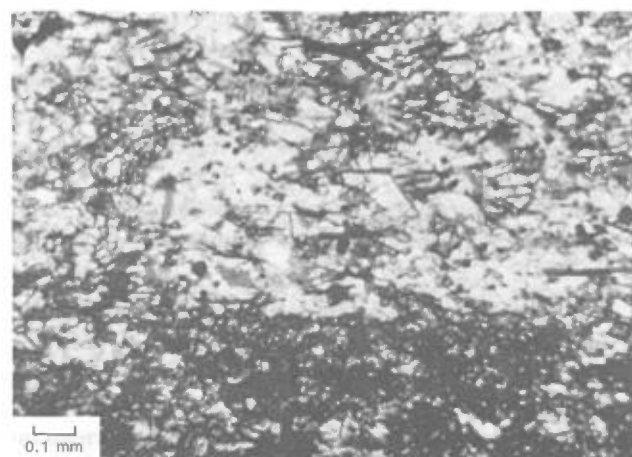


FIGURE 23 — Photomicrographie d'un échantillon du faciès à silicates-carbonates montrant un clivage pénétratif souligné par l'orientation préférentielle des flocons de stilpnomélane. Quelques grains de stilpnomélane semblent s'être formés après le développement de ce clivage. Le reste de la roche est composé de quartz (blanc) et de carbonate (gris foncé). Lumière polarisée plane.

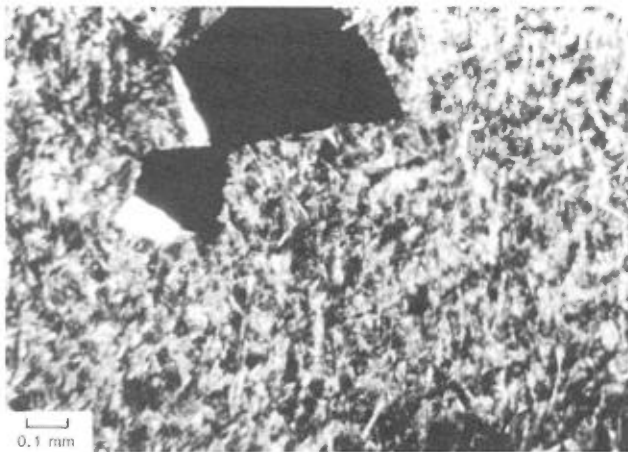


FIGURE 24 — Photomicrographie d'un échantillon du faciès à silicates-carbonates. Un clivage pénétratif est défini par une orientation préférentielle des flocons de stilpnomélane et de minnésotaïte. Par endroits, la minnésotaïte pénètre le stilpnomélane, forme des gorges, ou est orientée à angle avec le clivage, suggérant que ce minéral est tardif par rapport au stilpnomélane et qu'il peut être en partie tardi-tectonique. Des cristaux automorphes tardifs de magnétite exhibent des franges de pression de quartz. Lumière polarisée plane.

préférentielle parallèle à cette foliation (figure 25). Très souvent, les minéraux micacés ont continué à recrystalliser après la phase de déformation pénétrative et de nombreux grains ont acquis une orientation aléatoire.

Par endroits, une deuxième phase de déformation a mené au développement d'un clivage de crénulation. Ce clivage est caractérisé par une concentration, parfois plutôt faible, de stilpnomélane dans des plans discrets avec un grand angle par rapport au litage (figure 26). Dans ces plans, qui forment les limites des microlithons, le stilpnomélane se développe parallèlement au clivage de crénulation. Dans un échantillon de chert ferrugineux prélevé à 7,5 km au SSE de la chute du Calcaire (figure 3), les grains de quartz de la mosaïque ont recrystal-

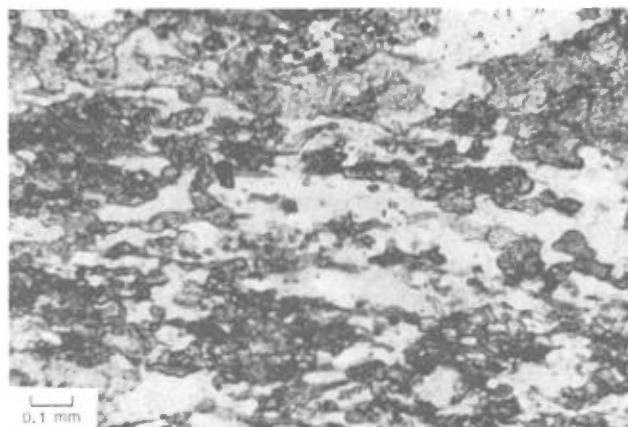


FIGURE 25 — Photomicrographie d'un échantillon du faciès à silicates-carbonates montrant une orientation préférentielle des grains allongés de carbonate (foncé) et, à un degré moindre, des grains de quartz (blanc). Ce dernier peut également former une mosaïque granoblastique de grains équidimensionnels. Cette roche consiste en carbonate (72 %), quartz (21 %), chlorite (3 %) et minéraux opaques (4 %). Lumière polarisée plane.

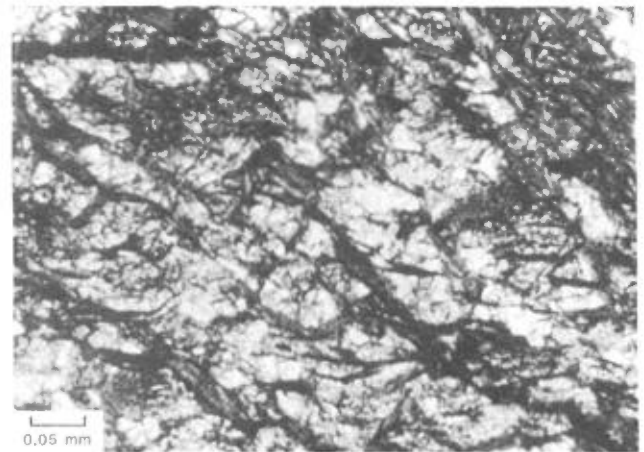


FIGURE 26 — Photomicrographie d'un échantillon du faciès à silicates-carbonates. Remarquer un clivage pénétratif (horizontal dans la photo) formé de flocons de stilpnomélane (foncé). Ce clivage est recoupé par un clivage de crénulation, également souligné par des grains de stilpnomélane et orienté à environ 45° avec le clivage ardoisier. Le carbonate (pâle) est le minéral le plus abondant et est accompagné de stilpnomélane, d'un peu de quartz et de sulfures. Lumière polarisée plane.

lisé, leur granulométrie a augmenté, et ils se sont allongés parallèlement au clivage de crénulation (figure 27).

Nous avons étudié un échantillon du faciès à silicates-carbonates particulièrement instructif qui provient du même endroit que celui mentionné ci-dessus (figure 28). Parallèlement au litage, une orientation préférentielle hâtive du quartz, de la chlorite et de la stilpnomélane (ces deux derniers minéraux se trouvant exceptionnellement ensemble dans cet échantillon) est préservée dans des poeciloblastes hélicitiques syntectoniques de sidérose. La compression a agi en sorte que la foliation pénétrative contourne les poeciloblastes; de plus, ceux-ci ont subi un léger aplatissement. Une déformation ultérieure a développé un clivage de crénulation qui fait un grand angle avec le clivage ardoisier (non visible sur la figure 28).

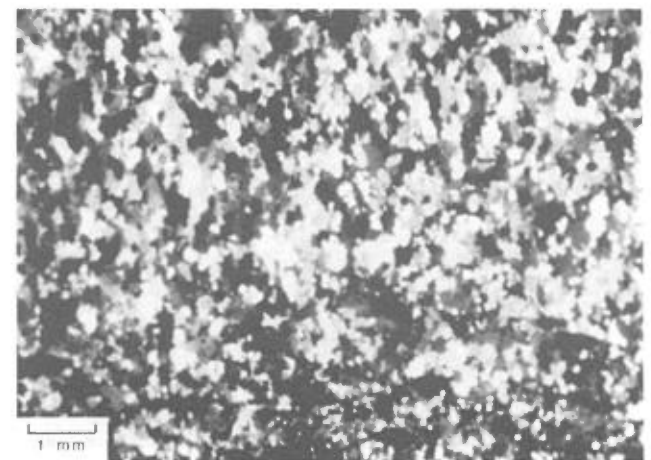


FIGURE 27 — Photomicrographie d'un lit de chert recrystallisé dans le faciès à silicates-carbonates. L'allongement préférentiel des grains de quartz est parallèle au clivage de crénulation (vers le haut). Lumière doublement polarisée.

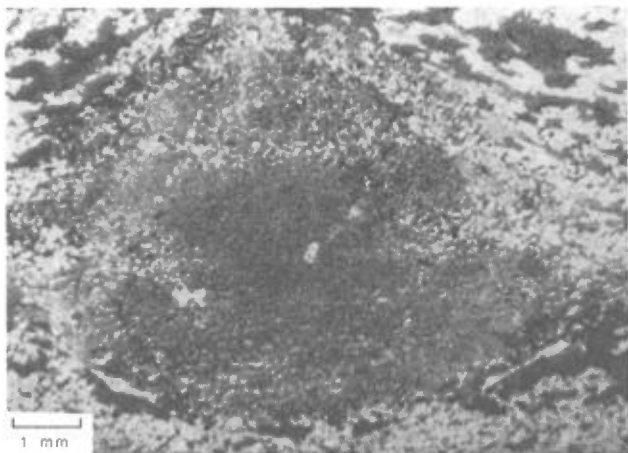


FIGURE 28 — Photomicrographie d'un échantillon du faciès à silicates-carbonates. Un poeciloblaste hélicitique de sidérose renferme des grains de quartz, de chlorite et de stilpnomélane dont l'orientation préférentielle a été acquise lors d'une déformation hâtive. Le clivage pénétratif, formé de flocons de stilpnomélane et de quartz à l'extérieur du poeciloblaste, contourne celui-ci (voir aussi les figures 27 et 29). Lumière polarisée plane.

Pendant la déformation, le quartz entourant les poeciloblastes a recristallisé et est devenu considérablement plus grossier que celui en inclusions. De plus, le quartz de la matrice s'est allongé parallèlement au clivage de crénulation. Des porphyroblastes automorphes de dolomite-ankérite peuvent être postérieurs au développement de ce clivage tardif (figure 29).

La grunérite s'est développée tardivement dans l'histoire de la recristallisation. Elle forme des prismes trapus à aciculaires (figure 30); des gerbes et des rosettes sont très communes. Les cristaux, qui contiennent souvent des inclusions de carbonate et de quartz, traversent les plans de litage et de clivage, indiquant ainsi le développement tardif de ce minéral (figure 31). Néanmoins, la grunérite montre localement une orientation préférée.

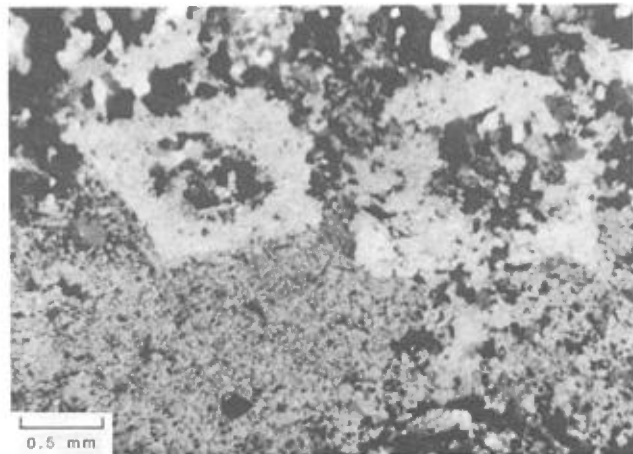


FIGURE 29 — Photomicrographie montrant des porphyroblastes automorphes de dolomite-ankérite formés postérieurement au clivage de crénulation. Leurs centres consistent en une mosaïque granoblastique de quartz, de texture semblable aux lits de chert recristallisé (partie supérieure de la photo). Lumière doublement polarisée.

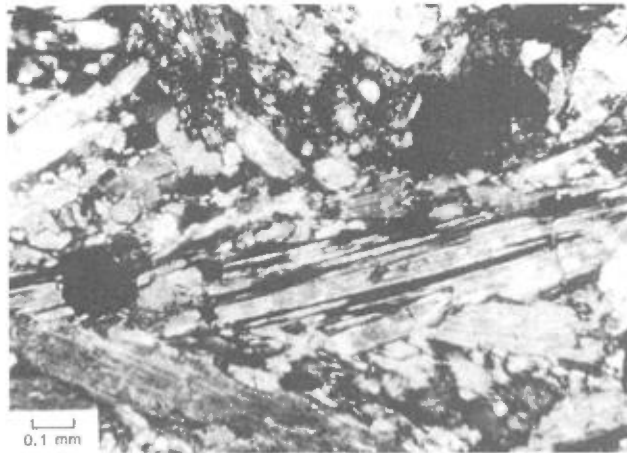


FIGURE 30 — Photomicrographie d'un échantillon du faciès à silicates-carbonates. Remarquer les prismes tardifs de grunérite. Lumière doublement polarisée.



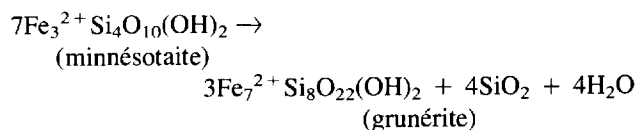
FIGURE 31 — Photomicrographie montrant la texture en gerbes de la grunérite. Le reste de la roche est composé de chert recristallisé, de carbonate, de chlorite et de magnétite. Noter que la foliation est due à une orientation préférentielle de la grunérite, habitus relativement hâtif comparé à la grunérite en gerbes. Lumière doublement polarisée.

La magnétite a recristallisé de façon relativement tardive, et forme des porphyroblastes qui recoupent le litage et le clivage ardoisier. Par endroits, des poeciloblastes de magnétite renferment des cristaux de quartz, de carbonate et, plus rarement, de grunérite. Nous avons également observé des franges de pression de quartz, avec ou sans carbonate, autour des cristaux automorphes de magnétite (figure 24).

Pour résumer ce qui précède, la recristallisation précède aux stades de la diagénèse et du métamorphisme très peu élevé a causé une augmentation de la granulométrie et le développement de mosaïques de quartz, de carbonate (dolomite-ankérite et sidérose) et de quartz-carbonate. Les textures en mosaïque ont été modifiées (impliquant une autre augmentation de la granulométrie et l'acquisition des orientations préférentielles) lors des déformations qui ont formé les clivages ardoisier et de

crénulation. Des minéraux silicatés en flocons ont recristallisé pendant et entre les deux périodes de déformation. Des poeciloblastes et des porphyroblastes de carbonate se sont développés pendant et après la formation du clivage ardoisier, l'amphibole et la magnétite étant généralement postérieures à ce clivage.

De tous les minéraux mentionnés, presque toutes les combinaisons semblent possibles. Il est important de souligner, cependant, que la minnésotaïte ne se trouve presque jamais avec la grunérite, ce qui suggère que la formation de ce minéral pourrait être décrite par une réaction telle que :



De plus, la chlorite est un constituant commun des roches à grunérite, les deux minéraux pouvant coexister. La transition entre le métamorphisme des schistes verts et celui des amphibolites semble donc couvrir une gamme de pressions et de températures dans laquelle ces deux minéraux sont stables.

RELATIONS ENTRE LA FORMATION DE FER ET DES VOLCANITES BASIQUES

En plusieurs endroits, nous avons remarqué une relation spatiale entre la formation de fer et des roches volcaniques basiques. Par exemple, à 6,5 km au SE de la chute au Calcaire, un horizon de tuf à lapillis mafique est surmonté par 5 m de basalte coussiné et d'un mince filon-couche de gabbro (coupe J, figure 32). Ces roches sont sous-jacentes à 25 m de formation de fer à silicates-carbonates (voir tableau 4, analyse 1), elle-même surmontée par un filon-couche épais de gabbro.

À la chute au Calcaire, la dolomie d'Abner est surmontée en concordance par 32 m de schiste ferrugineux à carbonate (porphyroblastes), quartz, chlorite, stilpnomélane, minnésotaïte et sphène (coupe I, figure 32). Une zone de transition marquant le contact du schiste est surmontée par 30 m de basalte coussiné. Puisqu'il n'y a pas de shale à cette localité, il est probable que cette roche ferrugineuse (10,59 % Fe total) corresponde à une lentille, possiblement à l'intérieur de l'Abner, et qu'elle ne soit pas corrélative avec le membre moyen du Baby. Cette roche a une composition intéressante, entre celle d'un shale typique et celle d'une formation de fer à silicates-carbonates typique (voir l'analyse 1, tableau 7).

Au gisement Koke — aussi connu comme le gisement « Boylen » — situé au SE de la confluence des rivières aux Mélézes et Caniapiscou, Fournier (1982), Wares & Berger (1987) et Wares *et al.* (en préparation) ont reconnu des roches volcaniques basiques associées à la formation de fer de Baby (coupe D, figure 32). Il s'agit

de basaltes dans lesquels des coussins sont localement identifiables, ainsi que de schistes chloriteux et sériciteux. Fournier a reconnu deux niveaux principaux de basalte, au-dessus et au-dessous de la formation de fer. De plus, il a noté quelques interlits minces de basalte dans les roches ferrifères. Wares *et al.* (op. cit.) ont observé des horizons de basalte interlités avec la formation de fer à carbonates. Les basaltes sont surmontés d'ardoise noire graphiteuse et sulfurée que ces auteurs décrivent comme étant le faciès à sulfures de la formation de fer. Le gisement de Koke est situé dans cet horizon d'ardoise graphiteuse que l'on retrouve soit à l'intérieur du faciès à carbonates, soit au contact de la formation de fer avec le membre supérieur de Baby.

Suite à ces observations, il semble que la Fosse a localement connu du volcanisme au cours du dépôt des roches sédimentaires du Baby et de l'Abner. Le fait que des roches volcaniques soient à proximité de la formation de fer suggère que celle-ci soit reliée à du volcanisme. Cette activité volcanique locale pourrait être reliée aux épanchements basaltiques volumineux de la Formation d'Hellancourt. Des travaux en cours devraient nous permettre de préciser l'affinité chimique des volcanites associées aux roches ferrifères.

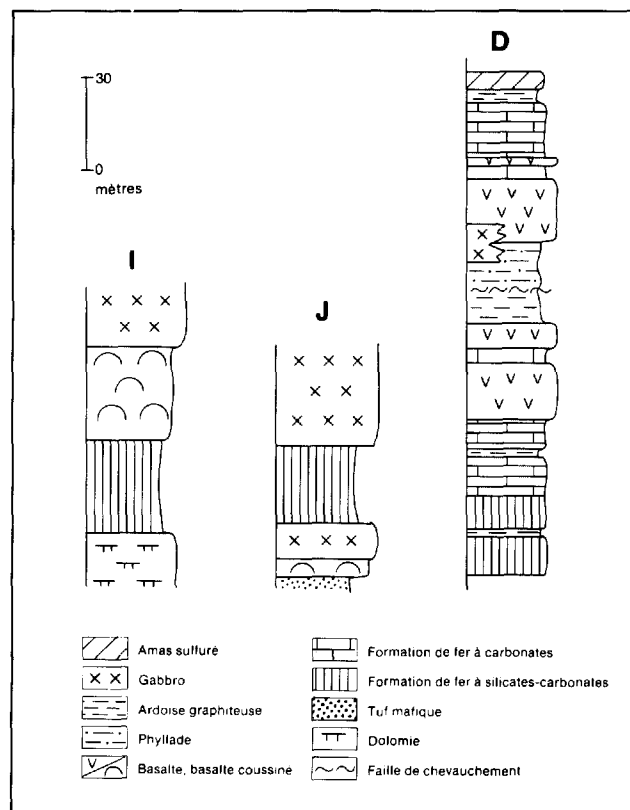


FIGURE 32 — Coupes stratigraphiques montrant la relation entre la formation de fer et des roches volcaniques basiques. Coupe I: à la chute du Calcaire. Coupe J: à 6,5 km au SE de la chute au Calcaire. Coupe D: près du gisement Koke, à 1,5 km au SE de la confluence des rivières aux Mélézes et Caniapiscou (d'après Wares *et al.*, en préparation). Voir localisation des sites, I, J et D sur la figure 3.

Dans les tableaux 1 à 7 (voir annexe), nous présentons des données sur la lithochimie de la formation de fer de Baby. Les tableaux 1 et 2 présentent les compositions moyennes des faciès à carbonates et à silicates-carbonates, de même qu'une analyse du faciès à sulfures pour fin de comparaison. Nous montrons un écart type pour chaque élément pour indiquer sa variation. Le tableau 1 donne aussi les compositions moyennes des sous-faciès à amphibole et sans amphibole du faciès à silicates-carbonates, ainsi que la composition moyenne du shale, d'après Krauskopf (1967). Les tableaux 3, 4 et 5 présentent les analyses chimiques détaillées des faciès à carbonates, à silicates-carbonates et à sulfures. Les tableaux 6 et 7 donnent respectivement l'analyse des terres rares et la composition de diverses roches ferrifères. Finalement, le tableau 8 (voir annexe) donne les compositions de quelques échantillons de pélite de notre région.

Éléments majeurs

La teneur en fer total (Fe t.) de la formation de fer de Baby est trop basse pour être d'intérêt économique. La meilleure analyse obtenue est de 30,69 % Fe (tableau 4 en annexe). Par comparaison, dix échantillons provenant d'une taconite de la Formation de Sokoman de la région du lac Otnuc (Dimroth, 1978, p. 373) ont des concentrations en Fe allant de 27 % jusqu'à 55 %. Des échantillons en vrac de la même formation prélevés aux collines Gossen et Old Red, près de la limite occidentale de la Fosse, à la rivière aux Mélézes, ont donné entre 24 % et 33 % Fe (M.R.N., 1971).

En moyenne, le faciès à silicates-carbonates est plus riche en fer (22,47 % Fe) que le faciès à carbonates (14,86 % Fe), tandis que le faciès à sulfures est le plus pauvre en fer (12,66 % Fe)⁽¹⁾. Le fait que le fer se trouve surtout dans les silicates et les carbonates explique les rapports $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ généralement bas. Les roches à amphibole de ces faciès sont habituellement les plus riches en magnétite et montrent un rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ relativement élevé.

Il n'y a pas de différence significative entre la composition des roches à amphibole et celle des roches sans amphibole du faciès à silicates-carbonates (tableau 1). Les différences minéralogiques sont donc attribuées à des variations du métamorphisme. La différence dans le rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, qui reflète une concentration en magnétite plus élevée dans les roches à amphibole, peut être due à l'oxydation résultant des réactions de déshydratation qui ont produit la grunérite.

⁽¹⁾ Les échantillons analysés étaient dépourvus d'interlits épais de chert (voir tableau 1 en annexe).

Puisque le faciès à carbonates consiste essentiellement en minéraux carbonatés, nous montrons les analyses de ce faciès dans un diagramme Ca-Mg- Fe^{2+} (figure 33). Ce diagramme confirme que ces roches consistent en diverses proportions de dolomite-ankérite et de sidérose magnésienne, la première étant la plus abondante. Les roches qui consistent principalement en sidérose sont rares. Dans le diagramme, les résultats sont distribués de façon assez linéaire. Ceci suggère que les minéraux carbonatés forment des assemblages en équilibre, stabilisés sous des conditions physiques semblables.

La concentration en Al_2O_3 , qui peut être regardée comme une mesure de la composante détritique (argile) de la roche (Stanton, 1972, p. 445; Borchert, 1960), est extrêmement basse dans les roches du faciès à carbonates (0,19 %; tableau 1 en annexe). Elle est plus forte dans les roches du faciès à silicates-carbonates (1,41 %), et est la plus élevée dans les roches du faciès à sulfures (8,75 %). Cependant, même dans le faciès à sulfures, la concentration en Al_2O_3 n'est guère que la moitié de la valeur d'un shale moyen (15,12 %) (voir l'analyse 6, tableau 1). Le faciès à sulfures est également moins riche en Al_2O_3 que d'autres roches pélitiques de notre région (moyenne de 14,49 %; analyse no 7 du tableau 8).

Il est à noter, néanmoins, qu'il existe une transition compositionnelle entre le faciès à sulfures et les pélites de notre région. L'analyse 2 du tableau 8 provient d'une roche alumineuse modérément riche en fer qui corres-

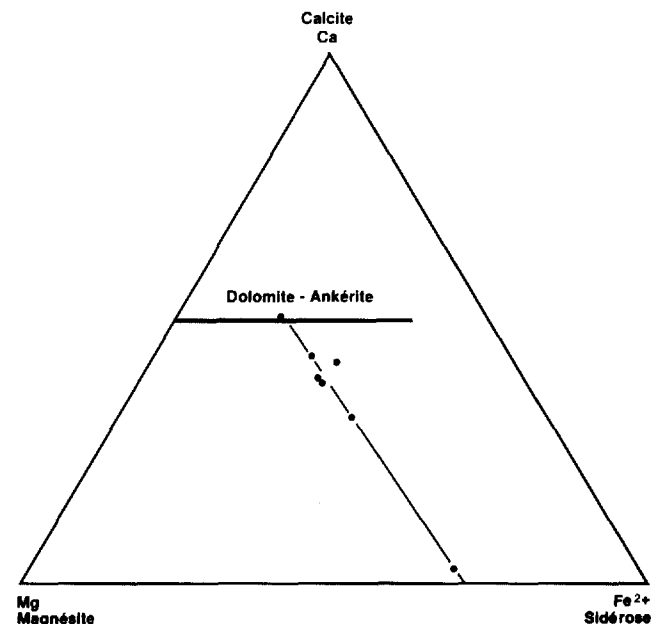


FIGURE 33 — Diagramme Ca-Mg- Fe^{2+} pour le faciès à carbonates de la formation de fer de Baby (voir le tableau 3 pour les analyses).

pond à un niveau d'ardoise ferrugineuse sulfurée du membre inférieur de la Formation de Baby. Sa concentration en Al_2O_3 (15,56 %) est typique des pélites, mais sa teneur en fer (11,49 %; calculée comme FeO et en partie due à la présence de magnétite) est très élevée pour une roche pélitique. La concentration de soufre est de 4,17 %, due à des lamines de pyrite de 1 à 2 mm d'épaisseur. Au niveau des éléments traces, cette roche de transition ressemble aux pélites, mises à part ses teneurs légèrement plus élevées en Cu et Cl.

Intercalés dans la formation de fer, on remarque des horizons moins riches en fer, tels des cherts impurs et des roches ferrugineuses dont la teneur en fer est inférieure à celle normalement acceptée pour une formation de fer. Le tableau 7 en présente quelques analyses représentatives.

Il est donc probable que le faciès à sulfures représente une transition vers des conditions de sédimentation de plus en plus détritiques. Il est possible, également, que ce faciès contienne une composante volcanique.

Éléments traces

La teneur en éléments traces augmente généralement de façon marquée en passant du faciès à carbonates au faciès à silicates-carbonates et ensuite au faciès à sulfures (analyses n°1, 2 et 3 du tableau 2). C'est le cas pour Cu, Zn, Pb, Ni, V, Ba, Rb et Cl. Par contre, la teneur en Sr, quoique variable, semble diminuer. Une inspection des tableaux 2 et 8 ainsi que de la figure 34 démontre que la teneur pour la plupart des éléments traces varie en fonction du pourcentage en aluminium, c'est-à-dire avec la quantité de matière argileuse terrigène dans la roche.

En ce qui concerne les teneurs en or et argent, tous nos échantillons sont en deçà des limites de détection analytique, soit 15 ppb pour l'or et 250 ppb pour l'argent.

Une explication possible pour l'enrichissement en éléments traces dans les faciès à silicates-carbonates et à sulfures, par rapport au faciès à carbonates, est l'adsorption de ces éléments sur le matériel sédimentaire à grain fin (argileux), un phénomène typique des roches sédimentaires argileuses. Il est également possible, dans le cas du faciès à sulfures, que les métaux en solution aient été précipités sous forme de sulfures par des ions sulfurés.

La teneur très élevée en Cl des faciès à silicates-carbonates et à sulfures est remarquable; elle sera discutée dans la section intitulée « DISCUSSION ».

Dans le tableau 2, nous avons inclut les teneurs en éléments traces de la roche carbonatée moyenne et du shale moyen (d'après Turekian & Wedepohl, 1961). Comparé avec la roche carbonatée moyenne (analyse n°5), notre faciès à carbonates (analyse n°1) est relativement appauvri en Pb, Ni et Sr. Sa teneur en Sr est remarquablement faible, représentant 1/13 de la valeur obtenue pour la roche carbonatée moyenne. Le Co, par

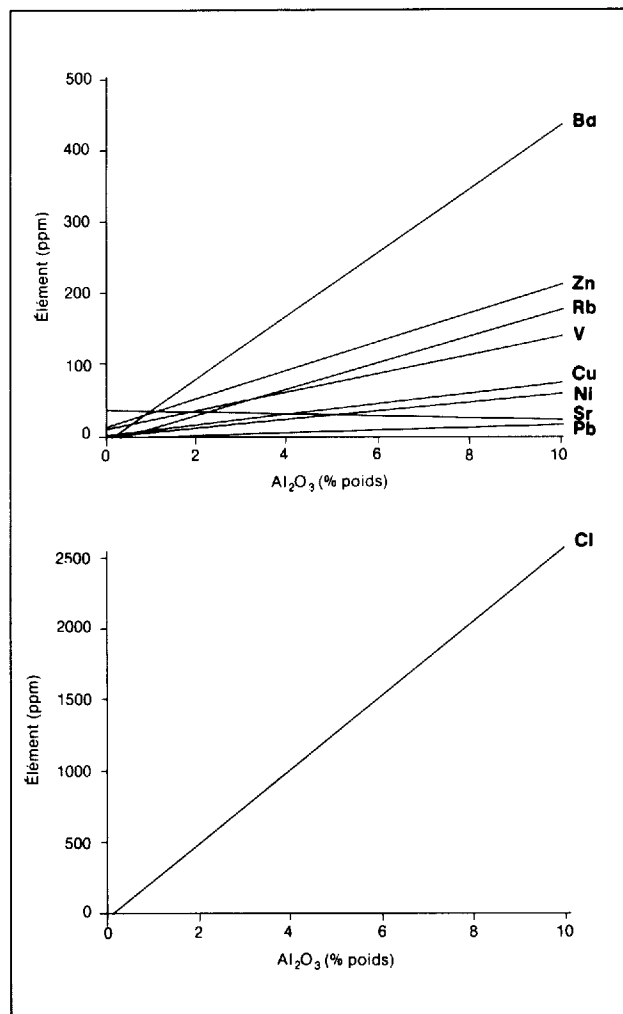


FIGURE 34 — Lignes droites « best-fit » montrant la teneur en éléments traces de la formation de fer de Baby en fonction du pourcentage d' Al_2O_3 .

contre, y est enrichi par un facteur de 20. Le faciès à sulfures (analyse n°3) est quelque peu différent par rapport au shale moyen (analyse n°6), en termes des éléments traces. Les teneurs en Cu et Zn sont légèrement plus élevées dans le faciès à sulfures, tandis que celle du Sr est seulement 1/12 de la valeur observée dans le shale moyen. Le Cl, quant à lui, est 12 fois plus abondant dans le faciès à sulfures que dans un shale moyen. Par rapport aux pélites de notre région (tableaux 2 et 8), le faciès à sulfures est 32 fois plus riche en Cl (teneur de 2100 ppm).

Nous pouvons également comparer les teneurs en éléments traces du Baby avec celles d'autres formations de fer existant dans le monde (voir les données de Davy, 1983). Ainsi, le faciès à carbonates du Baby est relativement pauvre en Zn, Co et V tandis que le faciès à silicates-carbonates ne se distingue pas. Notre échantillon du faciès à sulfures est relativement appauvri en V et enrichi en Ba et Rb. Pour les autres éléments, la composition du Baby est semblable à celle des autres formations de fer.

Éléments des terres rares

Nous avons fait analyser par la technique d'activation neutronique quatre échantillons de formation de fer provenant de la Formation de Baby⁽²⁾. Deux d'entre eux (échantillons n°1 et 2) représentent le faciès à carbonates et les deux autres (n°3 et 4) le faciès à silicates-carbonates. Les résultats sont présentés au tableau 6 (annexe).

Dans la figure 35, nous montrons les résultats normalisés aux valeurs de chondrite. Les profils pour les quatre échantillons sont semblables; ils sont caractérisés par un enrichissement en éléments légers (La, etc.) et par un patron plat pour les éléments lourds (Tb, etc.). L'euprium ne montre aucune teneur anormale par rapport aux autres éléments. La concentration de La est de 20 à 40 fois celle de la chondrite, et le rapport La/Lu (normalisé) est d'environ 5. Le faciès à carbonates est plus riche en terres rares que le faciès à silicates-carbonates. Ceci est probablement dû à la substitution du calcium par des terres rares dans le carbonate, lequel est évidemment plus abondant dans le faciès à carbonates (tableau 1).

Ces patrons sont semblables à ceux de plusieurs autres formations ferrifères protérozoïques du monde, y compris la Formation de Sokoman de la Fosse du Labrador (Fryer, 1977a et 1977b). Typique de ces roches protérozoïques est le fait que l'euprium montre peu ou pas d'anomalie par rapport à la courbe des autres terres rares et que le cérium montre une légère anomalie négative; ceci contraste avec les formations de fer archéennes (Fryer, 1977b), lesquelles démontrent une anomalie positive marquée en euprium.

Dans la figure 36, nous présentons nos résultats (courbes 1, 2, 3, 4 et 5) normalisés aux valeurs du mudrock moyen de la Fosse du Labrador fournies par Fryer (1977a). La courbe 3 donne la moyenne des quatre échantillons du tableau 6 normalisée au mudrock nord-américain moyen (NASC).

Il est évident que les échantillons de la formation de fer de Baby sont pauvres en terres rares (valeurs normalisées inférieures à 1,0) comparativement avec ceux du mudrock moyen de la Fosse du Labrador ou avec ceux du mudrock nord-américain moyen (NASC). En effet, Fryer (1977b) a démontré que les formations de fer protérozoïques du monde sont typiquement appauvries en terres rares par comparaison avec les sédiments clastiques contemporains et que les patrons de distribution des deux types de sédiments sont différents. Comparés avec le mudrock moyen de la Fosse, les échantillons ferrifères du Baby exhibent un fractionnement des terres rares (on note un enrichissement des éléments lourds par rapport aux éléments légers). De plus, une anomalie positive en euprium est frappante (courbes 1, 2, 4 et 5). On obtient essentiellement le même patron lorsque l'on compare les

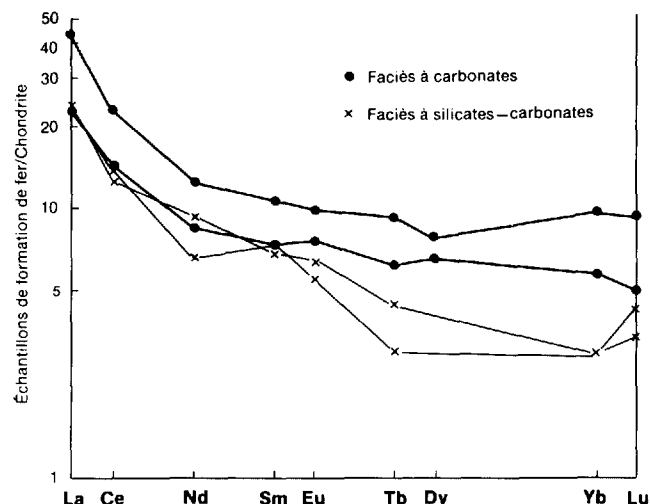


FIGURE 35 — Abondance des terres rares dans la formation de fer de Baby (résultats normalisés aux valeurs de chondrite). Échelle logarithmique.

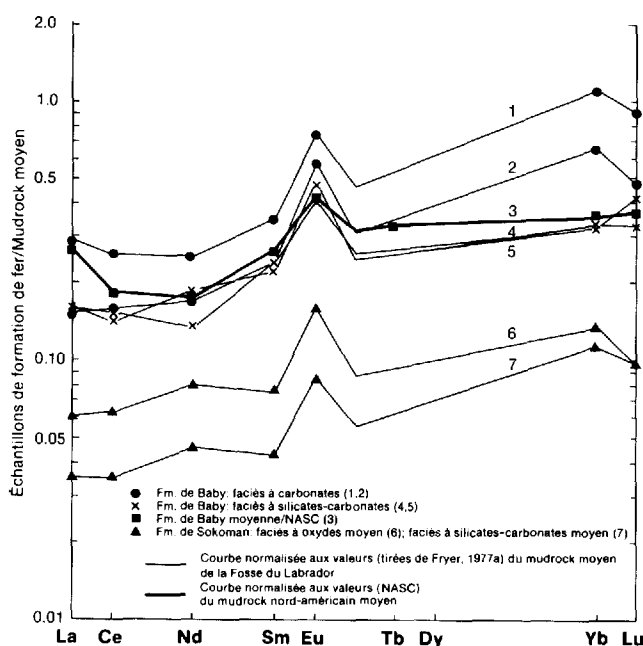


FIGURE 36 — Abondance des terres rares dans la formation de fer de Baby (courbes 1, 2, 3, 4 et 5) et dans la formation de fer de Sokoman (courbes 6 et 7).

échantillons du Baby au mudrock nord-américain moyen. L'écart entre les valeurs observées pour les sédiments chimiques et clastiques est peut-être dû au fait que la composition des sédiments clastiques reflète l'abondance des terres rares dans les roches sources, tandis que celle des sédiments chimiques est contrôlée par les conditions dans l'environnement sédimentaire et la chimie de l'eau marine. En fait, Fryer (1983) et Fryer *et al.* (1979) ont attribué l'anomalie positive pour l'Eu (figure 36) à l'apport de fluides hydrothermaux volcanogènes dans les sédiments ferrifères protérozoïques. L'anomalie positive s'explique par le fait que, dans un fluide hydrothermal

⁽²⁾ Les analyses ont été fournies par M. G. Kennedy de l'Institut de Génie nucléaire de l'École polytechnique de Montréal. La précision des analyses est de 5 % pour La, Sm et Eu; de 10 % pour Ce, Tb, Dy, Yb et Lu, et de 20 % pour Nd.

réducteur, l'euporium est transporté préférentiellement sous forme de Eu^{++} .

Dans la figure 36, nous montrons également les courbes normalisées (courbes 6 et 7) pour les faciès à oxydes et à silicates-carbonates de la Formation de Sokoman. On constate que les patrons de fractionnement dans le Sokoman et le Baby ont généralement la même forme. Cependant, comparées avec celles du Sokoman, les roches ferrifères du Baby sont enrichies en terres rares. Des explications possibles pour ce phénomène sont les suivantes:

- une plus grande quantité de silice (diluant) dans les roches du Sokoman;

- une plus grande quantité de carbonate à calcium dans les roches du Baby;
- une différence minéralogique entre les carbonates des deux formations: surtout de la dolomite-ankérite dans le Baby et de la sidérose dans le Sokoman;
- une plus grande quantité de matière terrigène (p.ex. l'alumine) dans les roches du Baby. Cependant, si l'on accepte que le faciès à silicates-carbonates du Baby contient plus de matière terrigène que le faciès à carbonates (à cause d'une plus grande quantité d' Al_2O_3 chez le premier), les courbes 1, 2, 4 et 5 (figure 36) semblent indiquer que la présence de cette matière n'affecte pas la teneur en terres rares.

Discussion

Comme Stanton (1972) l'avait déjà souligné, le problème de l'origine des formations de fer est très complexe. Les deux hypothèses principales qui concernent leur origine sont les suivantes (Dimroth, 1977):

- 1) remplacement de calcaire par le fer, suivi de silicification;
- 2) précipitation des minéraux ferrifères directement des eaux de la mer.

Nous ne discuterons pas de la valeur des deux hypothèses (p. ex. les travaux d'Ewars, 1983, contredisent la première). Nous allons plutôt faire certaines constatations et interprétations en ce qui concerne l'environnement de dépôt et les changements subis par la formation de fer de Baby lors de sa diagenèse et de son métamorphisme.

La formation de fer de Baby exhibe des variations latérales et verticales de faciès (figure 37). Dans l'ouest, elle consiste en roches des faciès à carbonates (B, figure 3) et, localement, à oxydes et à silicates-carbonates (C, figure 3). Dans l'est, elle est constituée de roches des faciès à silicates-carbonates, à carbonates et à sulfures. Dans l'ouest, le faciès à oxydes est généralement sous-jacent au faciès à carbonates; les deux faciès sont néanmoins interlités, par endroits. Dans l'est, le faciès à carbonates se trouve en prédominance au-dessus du faciès à silicates-carbonates (p. ex. D, figure 3) même si l'inverse se produit par endroits. Le faciès à sulfures forme l'unité sommitale de la formation de fer.

Cette distribution des faciès est similaire à celle que James (1954) a interprétée comme étant dépendante de la

distance du rivage et de la profondeur d'eau. Ainsi, le faciès à oxydes se serait déposé dans de l'eau agitée et très peu profonde, le faciès à carbonates dans de l'eau de profondeur moyenne et le faciès à sulfures dans de l'eau tranquille et de plus grande profondeur.

Dimroth (1977a) a présenté un modèle basé sur des textures pour la sédimentation physique de la formation de fer de Sokoman. Nous pouvons appliquer les mêmes principes pour le Baby.

Ainsi, les affleurements les plus occidentaux du Baby montrent des oolites et des pelotes dans le faciès à oxydes (C, figure 3) et des fragments intraclastiques, des oolites et des pelotes dans le faciès à carbonates (B, figure 3). Ces textures indiquent un milieu de dépôt peu profond et agité où, peut-être, les courants de marée étaient marqués. Nous avons observé une séquence de 26 m d'épaisseur dans laquelle la granulométrie augmente vers le haut (figure 9 et localité B, figure 3); elle consiste en carbonate et chert en lits minces à la base, suivie de carbonate à pelotes et à oolites et de chert, et terminée par du conglomérat intraformationnel au sommet. Une telle séquence aurait pu se former par le remplissage graduel d'une lagune peu profonde. Les conglomérats intraformationnels auraient pu être déposés lors des tempêtes. Le fait que les fragments de certains conglomérats contiennent des oolites et des pelotes suggère que du matériel formé dans un milieu agité et déjà partiellement consolidé a été fragmenté et redéposé.

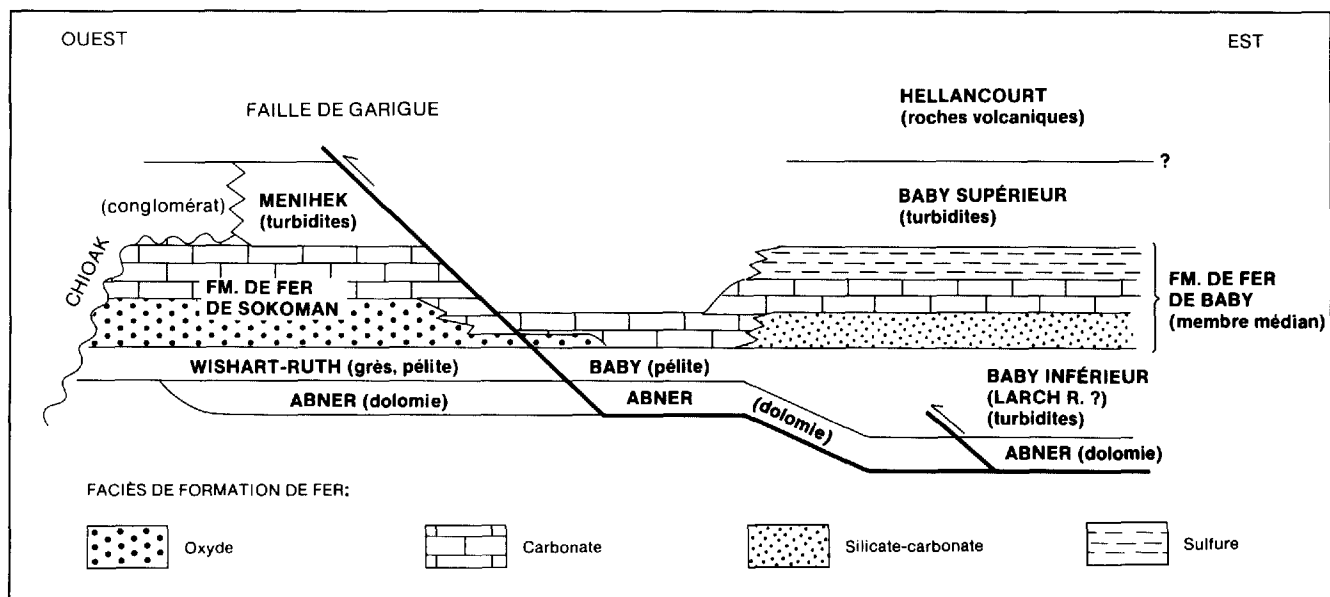


FIGURE 37 — Représentation schématique des relations entre les Formations de Sokoman et de Baby. La figure montre aussi des variations de faciès à l'intérieur du Baby ainsi que la localisation de la faille de Garigue avant le transport tectonique.

Plus à l'est, la formation de fer est caractérisée surtout par des laminations planes et des lits minces massifs (p. ex. E, figure 3). Le matériel déposé est du type micritique. Les oolites et les pelotes sont absentes. Tout indique que ces roches ont été déposées dans un milieu plus profond et plus tranquille que les roches plus à l'ouest. Ces sédiments n'ont pas été affectés par la turbulence causée par des tempêtes. Nous suggérons donc que ces sédiments ont été déposés dans un bassin assez profond et allongé parallèlement à la direction actuelle de la fosse.

Il est maintenant reconnu que la détermination du faciès est surtout contrôlée par les conditions chimiques (primaires et diagénétiques) au site de dépôt (voir Dimroth, 1977b). Ainsi, une variation latérale des conditions chimiques ainsi qu'une évolution progressive à un endroit donné produisent des changements latéral et vertical des faciès. Selon cette hypothèse, les conditions chimiques de l'environnement du Baby changeaient périodiquement, ce qui a résulté en une interdigitation des faciès à oxydes et à carbonates ainsi que des faciès à carbonates et à silicates-carbonates. Selon la stabilité des minéraux ferifères (Garrels, 1960; Berner, 1971), le milieu de dépôt du Baby était oxydant dans l'ouest (faciès à oxydes et faciès à carbonates) et plus réducteur (faciès à sulfures) dans l'est. Tous les faciès du Baby renferment des minéraux silicatés, étant donné la grande variété de conditions de Eh dans lesquelles les silicates sont stables.

Klein & Fink (1976) ont trouvé que la composition globale des oxydes (surtout CaO, MgO, MnO et Al_2O_3) des divers faciès de la Formation de Sokoman varie peu. Ce fait les a amené à conclure que les assemblages minéralogiques des faciès à sulfures, à silicates, à carbonates et à oxydes sont déterminés surtout par les conditions physicochimiques de l'environnement de dépôt. Ils considèrent que les variations de composition globale sont mineures et d'importance secondaire dans la détermination du faciès sédimentaire.

Dans le cas du Baby, il semble y avoir d'importantes différences de composition entre le faciès à carbonates et celui à silicates-carbonates. Bien que toujours très basse, la teneur en Al_2O_3 du faciès à silicates-carbonates est plus élevée que celle du faciès à carbonates. Le faciès à sulfures, quant à lui, contient 8,75 % de Al_2O_3 . Le faciès à silicates-carbonates est plus riche en fer que le faciès à carbonates (22,47 % Fe et 14,87 % Fe, respectivement). Il est aussi deux fois plus riche en MnO mais beaucoup moins riche en MgO, CaO et CO_2 que le faciès à carbonates. Dans le faciès à sulfures, les teneurs en Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , K_2O et S sont relativement élevées par rapport aux deux autres faciès. La teneur en SiO_2 augmente en passant du faciès à carbonates au faciès à silicates-carbonates et au faciès à sulfures.

Nous pensons que ces différences de composition sont primaires et qu'elles sont suffisamment importantes pour avoir contribué à la détermination des assemblages miné-

ralogiques. L'explication pour ces différences de composition pourrait venir du fait que les sédiments qui ont formé les faciès à silicates-carbonates et à sulfures ont reçu un plus grand apport de matière argileuse terrigène ou volcanique. Ce matériel aurait formé des minéraux silicatés lors de la diagénèse et du métamorphisme, minéraux qui renferment de l'aluminium, du potassium et du sodium. Néanmoins, le contenu en matière terrigène aurait été peu élevé comparé avec des shales typiques, comme mentionné dans la section sur la pétrochimie. Le faciès à sulfures, qui est le faciès le plus riche en aluminium, renferme approximativement 9 % de Al_2O_3 comparativement à 15 % de Al_2O_3 dans un shale typique.

Stanton (1972) a soulevé la possibilité que la faible teneur en Al_2O_3 soit due à la dilution de la matière argileuse lors du dépôt rapide d'énormes quantités de fer et de silice. Stanton favorise l'hypothèse que le fer et la silice proviennent d'exhalaisons volcaniques. Le dépôt de la silice, selon lui, aurait pu s'effectuer par l'accrétion de silice par des micro-organismes. La prolifération périodique de tels organismes aurait mené à la formation de couches riches en silice (chert) et pauvres en fer. Par contre, Cloud (1983, 1973) a mentionné qu'il y avait absence d'organismes capables de précipiter la silice avant environ 2,0 Ga. Il favorise une source physico-chimique pour la silice, telle l'altération superficielle et/ou le volcanisme, et son dépôt sous forme de gel.

L'origine du fer dans les formations de fer demeure aujourd'hui un problème non résolu (p. ex. Cloud, 1983). En ce qui concerne la formation de fer de Baby, l'évidence fournie par la géologie de notre région, quoique circonstancielle, favorise l'hypothèse que le fer et la silice sont d'origine volcanique. Nous avons déjà indiqué que la Formation de Baby (dont la formation de fer représente le membre médian) est sous-jacente (du moins structuralement) à l'épaisse accumulation volcanique de la Formation d'Hellancourt. Fait plus important, la formation de fer est intimement associée à des horizons de basalte en quelques endroits. Soulignons que, au SE de Schefferville, on trouve des roches volcaniques (Sous-Groupe de Nimish) associées à la formation de fer de Sokoman. Les faciès de cette formation de fer sont distribués systématiquement autour de deux centres volcaniques (Evans, 1978, 1980; Wardle & Bailey, 1981). Les volcanites sont surtout des basaltes mais comprennent localement des trachytes, des trachyandésites, des comendites et des rhyolites. Leur affinité chimique est subcalcaire-alcaline. Le Sokoman y est enrichi en éléments tels Zr, Nb et Y, normalement associés aux roches volcaniques de ce type.

Notons également que la Formation de Mistamisk (Dimroth, 1978) consiste en plusieurs horizons de volcanites felsiques intercalés dans des basaltes. Selon Dimroth, le Mistamisk représente soit la partie sommitale de la Formation de Bacchus, soit la partie sommitale de la Formation de Menihek. Dans le cas de la première alternative, ce qui semble la plus probable selon le

présent auteur (voir Clark & Thorpe, en préparation), le volcanisme bimodal du Bacchus-Mistamisk précédait le dépôt des formations de fer de Sokoman et de Baby. Des émanations hydrothermales auraient pu être dégagées lors des phases tardives de cette activité volcanique (Sivorovnov & Malyuk, 1984).

Nous avons déjà mentionné que l'anomalie positive pour l'euprium des formations de fer de Baby et de Sokoman (comparaison avec des sédiments détritiques contemporains) suggère un apport de fluides hydrothermaux volcanogènes. Une comparaison du profil des terres rares pour les basaltes tholéitiques de la région du lac Hérodier avec celui pour la formation de fer de Baby (figure 38) n'appuie pas l'hypothèse voulant que les roches ferrifères aient précipitées près d'une source hydrothermale liée au volcanisme tholéitique. En effet, les tholéïtes de la Fosse montrent un profil plat, typique de celui des tholéïtes en général, qui contraste avec le patron d'enrichissement en terres rares légères pour les roches ferrifères. Par contre, il existe un lien possible avec un volcanisme calco-alcalin ou alcalin. De telles roches volcaniques exhibent un enrichissement des terres rares légères semblable au profil des roches ferrifères (figure 38; voir aussi Schilling, 1972). Dans la région de Schefferville, la Formation de Sokoman est intimement associée aux roches volcaniques subalcalines à alcalines du Sous-Groupe de Nimish (Evans, 1978). Dans le secteur central de la Fosse, des tufs à mélilite sont interlités avec le Sokoman (Dressler, 1975; Chevé, 1987; Chevé, S., en préparation). Selon l'hypothèse exprimée au cha-

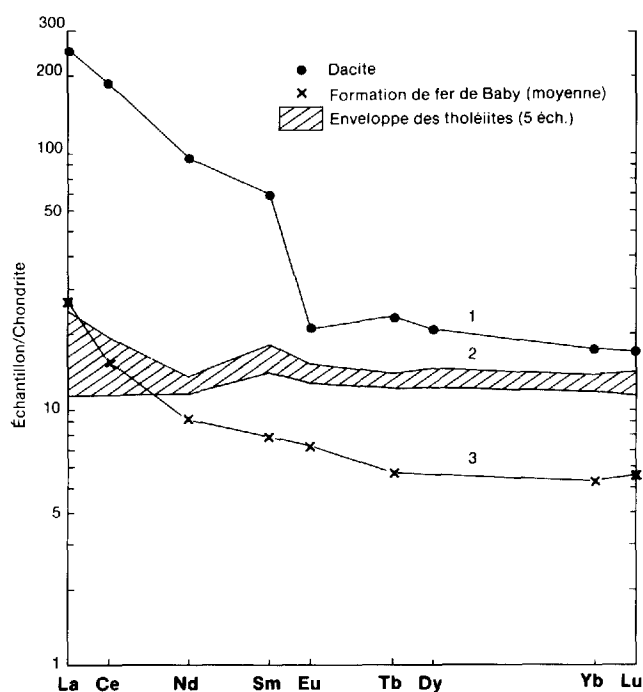


FIGURE 38 — Profils comparés des terres rares dans la formation de fer de Baby (courbe 3), dans des basaltes tholéitiques (courbe 2) et dans une dacite (courbe 1) de la région du lac Hérodier (Clark, données non publiées). Résultats normalisés aux valeurs de chondrite.

pitre sur les « Corrélations stratigraphiques régionales », le Sokoman et la formation de fer de Baby sont corrélatifs. La signification des patrons des terres rares pour l'origine des formations de fer de Baby et de Sokoman devrait être étudiée plus en profondeur.

Hoffman (1985) a émis l'hypothèse selon laquelle les formations de fer protérozoïques de grande étendue sont le résultat de volcanisme dans la zone axiale d'une avant-fosse (« foredeep »). Celle-ci aurait été formée par le poids des écaillles de chevauchement avançant à partir de la zone interne de la ceinture déformée. Dans un tel contexte tectonique, il se peut que les eaux marines enrichies par des émanations volcanogènes et qui auraient probablement été emmagasinées dans la zone axiale de l'avant-fosse, aient été périodiquement répandues partout dans le bassin, suite aux secousses engendrées par l'avancement des écaillles de chevauchement.

L'hypothèse de Hoffman, quoique valable, explique mal la présence de formation de fer dans le Groupe de Laporte, à l'est des basaltes tholéitiques de la Formation de Hellancourt dans la région de Kuujuaq. À cet endroit, il semble que la formation de fer a été déposée même à l'est de la zone axiale de la présumée avant-fosse. Ceci laisse supposer que les basaltes d'Hellancourt n'ont pas été transportés tectoniquement à leur position actuelle par rapport à la formation de fer, une possibilité qui reste à évaluer par des travaux de terrain et des études géochronologiques.

Enfin, nous avons déjà fait remarquer l'enrichissement important en Cl de quelques-uns de nos échantillons du faciès à silicates-carbonates ainsi que d'un échantillon du faciès à sulfures. Une inspection des tableaux 4 et 5 indique que la teneur en Cl varie en fonction du pourcentage en Al_2O_3 , ce qui suggère que le Cl est renfermé dans la structure des minéraux phyllosilicatés tels la chlorite. Dans l'absence de tels minéraux, la teneur en Cl demeure faible.

Cet enrichissement en Cl pourrait revêtir une grande importance quant à l'environnement marin lors du dépôt de ces faciès. La teneur élevée en Cl (cinq échantillons varient entre 200 et 2100 ppm) suggère que les eaux marines où se sont déposés des sédiments ferrifères avaient une salinité élevée. Par comparaison, la teneur en Cl des sédiments pélitiques de la Fosse varie entre 30 et 220 ppm, suggérant que la salinité de la mer était plus basse à ces endroits. Nous attribuons cette salinité élevée à la présence de sources hydrothermales sous-marines, telles que l'on en trouve actuellement à de nombreux endroits sur les crêtes médio-océaniques.

Rappelons que des basaltes sont à proximité stratigraphique de la formation de fer de Baby en plusieurs endroits. Nous suggérons que les émanations hydrothermales auraient fourni les éléments nécessaires au dépôt de la formation de fer. Ces éléments auraient été stockés et concentrés dans la zone axiale du bassin marin et expulsés périodiquement vers les lieux de dépôt. La

continuité latérale des roches ferrifères est attribuée à la dispersion de ces substances à la grandeur du bassin marin. Enfin, certains dépôts de sulfures massifs, tel le

gisement Koke, pourraient être des manifestations de cette même activité hydrothermale.

Références

- BÉLANGER, M., 1982 — Région du lac Faujas, Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 82-06.
- BÉRARD, J., 1965 — Région du lac Bérard. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-111.
- BERGERON, R., 1954 — A study of the Québec-Labrador iron belt between Derry Lake and Larch River. Thèse de doctorat à l'Université Laval, Québec.
- 1955 — Région du lac Thévenet (partie ouest), Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP-311.
- 1956 — Région du lac Harveng (moitié ouest), Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP-320.
- BERNER, R.A., 1971 — Principles of chemical sedimentology. McGraw-Hill, Inc., New York, 240 pages.
- BORCHERT, H., 1960 — Genesis of marine sedimentary iron ores. Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy; volume 69, pages 261-279.
- BUDKEWITSCH, P., 1986 — A structural study of the Chioak-Abner Formation contact, northern part of the Labrador Trough, New Quebec. Thèse de B.Sc., Université Concordia, Montréal.
- CHEVÉ, S., 1987 — Le complexe carbonatitique du lac Castignon, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 87-10.
- en préparation — Le complexe carbonatitique du lac Castignon, Fosse du Labrador (rapport final). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- CIESIELSKI, A., 1977 — Contact archéen-protérozoïque entre les lacs Forbes et Sénat, Fosse du Labrador. Ministère des Richesses naturelles; DPV-449.
- CLARK, T., 1977 — Forbes Lake area. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-452.
- 1978 — Région du lac Hérodier, Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-568.
- 1979 — Région du lac Napier, territoire du Nouveau-Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; DPV-663.
- 1980 — Région de la rivière Koksoak, Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-781.
- CLARK, T. — THORPE, R.I., en préparation — Model lead ages from the Labrador Trough and their stratigraphic implications. Soumis à l'Association géologique du Canada dans le cadre du Symposium sur l'Orogène Trans-Hudson; réunion annuelle de l'AGC-AMC à Saskatoon, mai 1987.
- CLOUD, P., 1973 — Paleoeological significance of the banded iron-formation. *Economic Geology*, volume 68, pages 1135-1143.
- 1983 — Banded iron-formation — a graduate's dilemma. *Dans* Iron-formation: facts and problems. A.F. Trendall et R.C. Morris, éditeurs. Elsevier, Amsterdam, pages 401-416.
- DAVY, R., 1983 — A contribution on the chemical composition of Precambrian iron formations. *In* Iron formation: facts and problems. A.F. Trendall et R.C. Morris, editors. Elsevier, Amsterdam, pages 325-343.
- DIMROTH, E., 1970 — Evolution of the Labrador geosyncline. *Geological Society of America Bulletin*; volume 81, pages 2717-2742.
- 1977a — Models of physical sedimentation of iron formations. *In* *Geoscience Canada*; volume 4, number 1, pages 23-30.
- 1977b — Diagenetic facies of iron formation. *Geoscience Canada*; volume 4, number 2, pages 83-88.
- 1978 — Région de la Fosse du Labrador/Labrador Trough area (54°30' — 56°30'). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-193.
- DIMROTH, E. — BARAGAR, W.R.A. — BERGERON, R. — JACKSON, G.D., 1970 — The filling of the Circum-Ungava geosyncline. *In* Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield, A.J. Baer, éditeur. Commission géologique du Canada; paper 70-40, pages 45-142.
- DRESSLER, B., 1975 — Lamprophyres of the north-central Labrador Trough, Québec, Canada. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*; volume 6, pages 268-280.
- 1979 — Région de la Fosse du Labrador (56°30' — 57°15'). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-195.
- EVANS, J.L., 1978 — The geology and geochemistry of the Dyke Lake area (parts of 23 J/8, 9), Labrador. Mineral Development Division, Newfoundland Department of Mines and Energy, report 78-4.
- 1980 — An alcalic volcanic suite of the Labrador Trough, Labrador. Thèse de maîtrise, Memorial University of Newfoundland, St. John's.
- EWARS, W.E., 1983 — Chemical factors in the deposition and diagenesis of banded iron-formation. *In* Iron formation: facts and problems. A.F. Trendall and

- R.C. Morris, editors. Elsevier, Amsterdam, pages 491-512.
- FAHRIG, W.F., 1965 — Lac Hérodier, Québec. Commission géologique du Canada; carte 1146 A.
- FOURNIER, D., 1982 — Gîtes de Cu-Zn et Cu-Ni dans la partie centrale de la Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-929.
- 1985 — Minéralisations de la partie orientale du géosynclinal du Labrador (Groupe de Laporte). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-23.
- FRYER, B.J., 1977a — Trace element geochemistry of the Sokoman iron formation. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 14, pages 1598-1610.
- 1977b — Rare earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidation states. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 41, pages 361-367.
- GARRELS, R.M., 1960 — Mineral equilibria at low temperature and pressure. Harper & Brothers, New York.
- GOULET, N., 1986 — Étude tectonique et stratigraphique de la partie nord de la Fosse du Labrador: région de la baie aux Feuilles et du lac Bérard. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-27.
- HOFFMAN, P.F., 1987-Early Proterozoic foredeeps, foredeep magmatism, and Superior — type iron-formations of the Canadian Shield. In *Proterozoic Lithospheric Evolution*. Edited by A. Kroner. American Geophysical Union, Geodynamics Series, volume 17, pages 85-98.
- HOFFMAN, P.F., Grotzinger, J.P., 1987 — Abner/Denault reef complex (2.1 Ga), Labrador Trough, NE Quebec. In *Reef Case Histories*. Edited by H.H. Geldsetzer. Canadian Society of Petroleum Geologists, in press.
- JAMES, H.L., 1954 — Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology*; volume 49, pages 235-293.
- KLEIN, C., Jr., 1983 — Diagenesis and metamorphism of Precambrian banded iron-formations. In *Iron formation: facts and problems*, A.F. Trendall et R.C. Morris, editors. Elsevier, Amsterdam, pages 417-469.
- 1979 — Changes in mineral assemblages with metamorphism of some banded Precambrian iron-formations. *Economic Geology*; volume 68, pages 1075-1088.
- 1974 — Greenalite, stilpnomelane, minnesotaite, crocidolite and carbonates in a very low-grade metamorphic Precambrian iron-formation. *Canadian Mineralogist*; volume 12, pages 475-498.
- KLEIN, C., JR. — FINK, R.P., 1976 — Petrology of the Sokoman iron formation in the Howells River area, at the western edge of the Labrador Trough. *Economic Geology*; volume 71, pages 453-487.
- KRAUSKOPF, K.B., 1967 — Introduction to geochemistry. McGraw-Hill Book Company, New York.
- M.R.N., 1971 — Le fer au Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec. Étude spéciale 12.
- SAUVÉ, P., 1955 — Région du lac Gerido (moitié est), Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP-309.
- 1956a — Région du lac Léopard (moitié est), Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP-325.
- 1956b — Région du lac de Fréneuse (moitié ouest), Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP-332.
- 1959 — Région de la baie aux Feuilles, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP-399.
- SAUVÉ, P. — BERGERON, R., 1965 — Région des lacs Gerido et Thévenet, Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-104.
- SCHILLING, J.-G., 1972 — Rare earths in basalts. In *Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Sciences*, volume IV-A, R.W. Fairbridge, editor. Van Nostrand Reinhold Co., New York.
- SIVORONOV, A.A. — MALYUK, B.I., 1984 — Iron accumulation and magmatism in early Precambrian greenstone belts. *International Geology Review*; pages 523-533.
- STANTON, R.L., 1972 — Ore petrology. McGraw-Hill, Inc., New York, 713 pages.
- TUREKIAN, K.K. — WEDEPOHL, K.H., 1961 — Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geological Society of America*; bulletin 72, pages 175-192.
- 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 331-359.
- WARES, R. — BERGER, J., 1987 — Synthèse métallogénique des indices de sulfures au nord du 57° parallèle, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport préliminaire.
- WARES, R. — BERGER, J. — ST-SEYMOUR, K., en préparation — Synthèse métallogénique des indices de sulfures au nord du 57° parallèle, Fosse du Labrador: étape I. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport intérimaire.

Analyses chimiques de faciès reliés à la formation de fer de Baby

TABEAU 1 – Compositions moyennes des faciès de la formation de fer de Baby (% du poids).

N° d'analyse	1		2		3		4		5		6	
SiO ₂	21,97	(12,50)*	47,42	(11,53)*	59,40	46,80	(9,43)*	48,67	(16,20)*	50,92		
Al ₂ O ₃	0,19	(0,15)	1,41	(1,24)	8,75	1,61	(1,31)	1,00	(1,11)	15,12		
TiO ₂	0,06	(0,09)	0,13	(0,12)	0,33	0,08	(0,09)	0,16	(0,20)	0,75		
Fe ₂ O ₃	3,21	(1,75)	7,57	(3,51)	—	6,52	(2,90)	11,07	(3,49)a	—		
FeO	16,23	(3,97)	22,10	(7,38)	(16,29)c	22,91	(6,63)	19,40	(10,69)b	(6,05)c		
MnO	0,63	(0,22)	1,31	(0,73)	0,64	1,14	(0,57)	1,66	(0,96)	0,11		
MgO	8,98	(2,14)	4,16	(1,15)	3,75	4,34	(1,20)	3,79	(1,06)	2,22		
CaO	15,37	(7,54)	2,02	(1,42)	0,80	2,14	(1,40)	1,77	(1,48)	3,50		
Na ₂ O	0,02	(0,02)	0,05	(0,08)	0,18	0,06	(0,09)	0,02	(0,04)	0,89		
K ₂ O	0,04	(0,04)	0,44	(0,53)	4,00	0,57	(0,60)	0,17	(0,23)	2,77		
P ₂ O ₅	0,02	(0,01)	0,11	(0,17)	0,07	0,13	(0,20)	0,08	(0,08)	0,18		
H ₂ O ⁻	0,09	(0,09)	0,23	(0,16)	0,10	0,21	(0,15)	0,25	(0,21)	—		
H ₂ O ⁺	0,83	(0,34)	2,57	(1,13)	2,20	2,50	(1,29)	2,72	(0,79)	—		
CO ₂	32,56	(6,74)	9,59	(8,31)	1,50	10,86	(9,39)	7,04	(5,55)	—		
S	0,04	(0,02)	0,10	(0,12)	2,38	0,07	(0,04)	0,16	(0,20)	—		
F	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—	0,05		
TOTAL	100,24		99,21		100,42	99,94		97,96				
Fe t.	14,86		22,47		12,66	22,37		22,82				
Fe ₂ O ₃												
Fe ₂ O ₃ +FeO	0,165		0,255		—	0,222		0,363				

* Écart type

a. Moyenne de 3 analyses

b. Moyenne de 3 analyses

c. Fer total exprimé comme FeO

1- Faciès à carbonates (moyenne de 8 analyses)

2- Faciès à silicates-carbonates (moyenne de 15 analyses)

3- Faciès à sulfures (1 analyse)

4- Faciès à silicates-carbonates sans amphibole (moyenne de 10 analyses)

5- Faciès à silicates-carbonates avec amphibole (moyenne de 5 analyses)

6- Shale moyen, d'après Krauskopf (1967, p. 639).

TABEAU 2 – Teneurs moyennes des éléments traces des faciès de la formation de fer de Baby (en ppm).

N° d'analyse	1	2	3	4	5	6
Cu	7	15	74	59	4	45
Zn	17	49	166	86	20	95
Pb	< 2	< 2	18	7	9	20
Ni	3	6	65	35	20	68
Co	2	7	—	—	0,1	19
V	9	39	110	132	20	130
U	< 2	4	2	5	2,2	3,7
Ba	20	67	440	573	10	580
Sr	47	16	35	112	610	300
Rb	< 4	35	170	108	3	140
Cr	—	27	64	74	11	90
Th	—	< 5	< 5	14	1,7	12
Cl	118	344	2100	65	150	180
Zr	—	25	70	190	19	160

1- Moyenne du faciès à carbonates (8 analyses)

2- Moyenne du faciès à silicates-carbonates (15 analyses)

3- Faciès à sulfures (1 analyse)

4- Pélite moyenne, région du lac Hérodier (4 à 6 analyses, voir tableau 3)

5- Carbonate moyen (Turekian & Wedepohl, 1961)

6- Shale moyen (Turekian & Wedepohl, 1961)

TABLEAU 4 – Analyses chimiques de faciès à silicates-carbonates.

N° d'analyse N° de terrain	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	TC-60-2-77	TC-77-2-77	TC-85-1-77	TC-132-77	TC-157-77	TC-187-77	TC-318-78	TC-318-1-78	TC-356-78	TC-382-1-78	TC-409-1-78	TC-433-8-78	TC-571-2-77	TC-651-77	AC-588-77
% du poids															
SiO ₂	71,00	32,40	51,25	58,30	35,50	44,00	48,90	41,50	56,70	51,80	29,35	46,50	62,70	40,75	40,70
Al ₂ O ₃	0,26	0,40	1,00	0,05	0,75	2,80	0,54	1,06	3,50	3,30	1,28	3,54	0,45	1,55	0,61
TiO ₂	0,06	< 0,10	< 0,10	< 0,10	0,06	0,38	< 0,01	0,12	0,17	0,10	0,38	0,12	< 0,10	0,25	< 0,10
Fe ₂ O ₃	11,86	3,44	10,00	7,25	3,35	—	7,55	8,30	1,72	7,65	14,10	6,12	6,69	10,40	—
FeO	7,14	28,90	15,35	24,25	22,00	34,03*	17,55	31,10	25,55	24,19	26,80	28,70	10,35	25,40	35,76*
MnO	0,63	1,80	1,83	0,65	1,25	2,70	0,91	0,48	0,50	0,58	2,00	0,85	1,25	1,95	2,30
MgO	1,97	5,05	2,70	4,05	6,20	4,65	4,60	3,85	4,38	5,10	4,40	5,54	2,60	3,40	3,90
CaO	0,38	2,24	1,54	0,59	5,30	4,10	1,22	0,26	2,65	1,54	1,90	0,98	3,00	2,70	1,90
Na ₂ O	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,10	0,08	0,28	0,09	0,09	0,08	< 0,01	< 0,01	< 0,01
K ₂ O	0,06	< 0,01	0,05	< 0,01	< 0,01	0,25	0,19	0,48	1,18	1,24	0,55	1,65	0,22	0,69	< 0,01
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,04	0,11	0,02	0,03	0,06	0,05	0,32	0,16	0,21	0,62	0,02	0,03	0,02
H ₂ O ⁻	0,60	0,05	0,50	0,30	0,05	0,10	0,16	0,18	0,07	0,24	0,17	0,21	0,25	0,40	0,10
H ₂ O ⁺	2,60	1,35	1,50	2,40	1,05	2,40	1,50	4,20	2,15	4,05	4,10	4,20	1,65	3,30	2,10
CO ₂	3,60	24,70	13,75	2,10	24,65	3,90	17,20	8,60	0,03	0,01	15,10	0,03	11,25	8,36	10,50
S	0,01	0,13	0,09	0,02	0,08	0,47	0,03	0,06	0,04	0,03	0,07	0,12	0,02	0,12	0,25
F	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	0,01	—	0,03	—	—	—
Fe t.	13,85	24,87	18,93	23,92	19,44	26,45	18,92	29,98	21,06	24,15	30,69	26,59	12,72	27,02	27,80
TOTAL	100,18	100,47 +	99,61 +	100,08 +	100,27	99,81	100,51 +	100,32	99,24	100,08	100,50	99,26	100,45 +	99,31	98,14 +
ppm															
Cu	2	9	10	5	13	14	7	33	20	30	10	33	5	11	29
Zn	32	30	38	63	24	85	13	20	151	87	15	88	20	28	34
Pb	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ni	< 1	5	4	1	4	19	1	6	10	8	2	11	< 1	11	4
Co	4	13	7	6	6	13	2	7	—	—	5	25	2	13	6
V	18	18	38	< 2	35	104	12	34	69	26	43	44	28	82	32
U	4	4	9	2	4	6	2	7	9	2	2	2	2	4	4
Ba	27	< 20	33	< 20	< 20	92	< 20	< 20	80	140	< 20	150	—	40	23
Sr	< 5	< 5	< 5	< 5	28	88	23	6	15	11	23	19	—	44	28
Rb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 4	7	34	100	13	55	—	8	< 5
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	38	19	—	—	—	—	—
Th	—	—	—	—	—	—	—	—	< 5	< 5	—	< 5	—	—	—
Cl	41	36	< 20	58	< 20	61	44	110	2 100	1 100	—	680	—	200	21
Zr	—	—	—	—	—	—	—	—	25	23	—	27	—	—	—
ppb															
Au	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15
Ag	< 250	< 250	< 250	< 250	< 250	< 250	< 250	< 250	< 250	< 250	< 500	< 500	< 500	< 250	< 250

* Fe t. en FeO

TABLEAU 5 – Analyses chimiques de faciès à sulfures.

N° d'analyse	1	2
	% du poids	
SiO ₂	59,40	57,20
Al ₂ O ₃	8,75	9,60
TiO ₂	0,33	0,80
Fe ₂ O ₃	—	—
FeO	16,29*	18,94*
MnO	0,64	0,19
MgO	3,75	3,30
CaO	0,80	0,35
Na ₂ O	0,18	0,22
K ₂ O	4,00	1,10
P ₂ O ₅	0,07	0,22
H ₂ O ⁻	0,10	0,20
H ₂ O ⁺	2,20	4,30
CO ₂	1,50	1,70
S	2,38	0,88
F	0,03	0,02
Fe t.	12,66	14,72
TOTAL	100,42	99,02
	ppm	
Cu	74	74
Zn	166	142
Pb	18	9
Ni	65	23
V	110	86
U	< 2	7
Ba	440	80
Sr	35	15
Rb	170	28
Cr	64	40
Th	< 5	< 5
Cl	2 100	220
Zr	70	110
	ppb	
Au	20	< 15
Ag	< 500	< 500

* Fe t. en FeO

1- Faciès à sulfures, membre moyen, Formation de Baby; 4,5 km au nord de la confluence des rivières aux Mélézes et Caniapiscou; échantillon TC-382-6-78.

2- Ardoise noire à sulfures, membre inférieur, Formation de Baby; 28,8 km au NW de la confluence des rivières aux Mélézes et Caniapiscou; échantillon VO-116-78.

TABEAU 6 – Éléments des terres rares dans la formation de fer de Baby (ppm).

N° d'analyse	1	2	3	4	5
La	6,7	13,0	7,0	7,0	8,4
Ce	11,4	18,4	10,1	11,0	12,7
Nd	5,0	7,4	5,5	3,9	5,5
Sm	1,39	2,04	1,28	1,38	1,52
Eu	0,54	0,71	0,46	0,39	0,53
Tb	0,30	0,45	0,21	0,14	0,28
Dy	2,1	2,5	—	—	2,3
Yb	1,19	2,0	0,60	0,59	1,10
Lu	0,16	0,30	0,11	0,14	0,18

1- Faciès à carbonates (TC-593-77)

2- Faciès à carbonates (TC-220-2-78)

3- Faciès à silicates-carbonates (TC-651-77)

4- Faciès à silicates-carbonates (TC-318-1-78)

5- Moyenne des 4 échantillons

TABEAU 7 – Analyses chimiques de diverses roches ferrifères.

N° d'analyse	1	2	3	4
% du poids				
SiO ₂	46.60	63.25	71.30	80.60
Al ₂ O ₃	12.50	0.05	0.05	0.40
TiO ₂	2.86	< 0.10	< 0.10	< 0.10
Fe ₂ O ₃	1.75	4.00	3.70	7.15
FeO	12.05	9.70	10.80	1.20
MnO	0.13	0.14	0.13	0.44
MgO	5.24	3.85	2.50	1.24
CaO	6.60	4.20	0.69	2.05
Na ₂ O	2.40	< 0.01	< 0.01	0.06
K ₂ O	2.30	< 0.01	< 0.01	0.06
P ₂ O ₅	0.19	0.01	0.01	0.02
H ₂ O ⁻	0.14	0.10	0.10	0.13
H ₂ O ⁺	3.05	1.10	1.20	2.43
CO ₂	3.18	13.80	9.90	3.00
S	0.02	0.03	0.06	0.05
Fe total	10.59	10.34	10.99	5.93
TOTAL	99.01	100.23 +	100.44 +	98.83 +
ppm				
Cu	4	7	8	5
Zn	148	48	95	6
Pb	< 2	< 2	< 2	< 2
Ni	33	< 1	8	1
Co	45	2	3	2
V	520	< 2	4	8
U	4	2	2	7
Cl	53	25	120	—
Ba	—	—	—	< 20
Sr	—	—	—	10
Rb	—	—	—	4

1- Schiste ferrugineux à quartz, carbonate (porphyroblastes), chlorite, stilpnoméline, minnésotaïte, sphène et opaque (chute du Calcaire); échantillon TC-51-77.

2- Roche carbonatée ferrugineuse à pelotes; Formation de Fer de Baby (3 km au SE de la chute du Calcaire); échantillon TC-137-2-77.

3- Roche bréchique à silicates et carbonates ferrugineuse; formation de fer de Baby (12 km au SSE de la chute à la Pyrite); échantillon CL-395A-77.

4- Chert impur à carbonates; formation de fer de Baby (4 km à l'W de la confluence des rivières aux Mélézes et Aigneau); échantillon TC-220-3-78.

TABLEAU 8 – Compositions de quelques pélites de la région du lac Hérodier.

N° d'analyse	1	2	3	4	5	6	7
	% du poids						
SiO ₂	59,70	58,79	67,60	63,30	67,40	62,20	63,17
Al ₂ O ₃	16,20	15,56	14,15	15,65	12,10	13,30	14,49
TiO ₂	0,79	0,65	0,54	0,90	0,48	0,75	0,69
Fe ₂ O ₃	—	—	3,30	2,00	1,75	1,48	—
FeO	4,46*	11,49*	2,40	3,86	2,64	3,67	—
MnO	0,09	0,10	0,02	0,05	0,09	0,07	0,06
MgO	1,61	2,47	2,18	2,30	2,17	2,25	2,15
CaO	7,55	0,42	0,07	0,30	2,00	3,25	2,27
Na ₂ O	1,25	4,10	1,28	3,50	2,97	2,89	2,67
K ₂ O	1,67	2,89	3,23	3,60	3,04	3,37	2,97
P ₂ O ₅	0,23	0,08	0,06	0,17	0,13	0,17	0,13
H ₂ O ⁻	0,05	0,07	0,12	0,10	0,11	0,08	0,09
H ₂ O ⁺	1,65	2,31	3,58	2,80	2,00	2,93	2,55
CO ₂	0,14	0,02	0,08	0,38	2,20	3,00	0,97
S	1,31	4,17	0,09	0,03	0,03	0,05	0,95
F	0,08	0,07	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04
TOTAL	96,78	103,19	98,73	98,97	99,13	99,48	—
	ppm						
Cu	51	117	99	41	12	36	59
Zn	202	76	96	55	57	31	86
Pb	—	—	7	8	8	5	7
Ni	42	43	27	37	18	43	35
V	278	116	134	114	50	100	132
U	3	4	9	4	4	4	5
Ba	630	480	530	650	610	540	573
Sr	—	—	36	110	160	140	112
Rb	—	—	100	130	120	82	108
Cr	—	—	45	111	44	94	74
Th	12	18	16	< 5	16	16	14
Cl	30	110	58	36	66	90	65
Zr	—	—	200	170	230	160	190

* Fe total en FeO.

- 1- Ardoise noire rouillée (Groupe de Laporte; DF-13-11-79)
- 2- Ardoise ferrugineuse à sulfures (Mb. inférieur de la Fm de Baby; TC-137-79)
- 3- Ardoise (Mb. inférieur de la Fm de Baby; TC-365-78)
- 4- Ardoise (Mb. inférieur de la Fm de Baby; YB-255-78)
- 5- Siltite argileuse (Fm. de Menihék; TC-112-3-78)
- 6- Grauwacke (Fm. de Larch River, près de la base; TC-5-78)
- 7- Moyenne (6 analyses)



Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Direction générale de l'Exploration géologique et minérale