

MB 95-36

ETUDE STRUCTURALE, STRATIGRAPHIQUE ET GEOCHRONOLOGIQUE DE LA PARTIE NORD DE LA 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 

Étude structurale, stratigraphique et géochronologique de la partie nord de la Fosse du Labrador

Cette étude s'est effectuée en collaboration avec l'UQAM

Normand Goulet



Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction. Le manuscrit a cependant fait l'objet d'une lecture critique et de commentaires à l'auteur de la part de Thomas Clark avant la remise de la version finale au ministère.

MB 95-36

1995



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines

RÉSUMÉ

Ce rapport porte sur l'évolution tectonique, stratigraphique et géochronologique de la partie nord de la Fosse du Labrador («Fosse») entre les latitudes 58°00' et 58°46' N. La géologie économique est brièvement abordée. Cette étude démontre que les unités volcanosédimentaires d'âge paléoprotérozoïque de la Fosse ont subi une tectonique polyphasée complexe. Elle permet de partager la Fosse en domaine externe à l'ouest et domaine interne à l'est. Des structures de rift ont contrôlé la sédimentation et le volcanisme.

L'élargissement rapide de la Fosse au sud du lac aux Feuilles s'explique par le télescopage des unités volcanosédimentaires, causant un épaissement structural important, combiné à un niveau d'érosion plus profond vers le nord. Le télescopage est dû au transport de nappes ainsi qu'à l'imbrication et au plissement des structures ayant une composante vers l'ouest.

Durant la déformation D_1 , un décollement s'est développé à la base de la séquence paléoprotérozoïque et a créé une zone d'imbrication chevauchant une séquence autochtone située dans la partie ouest de la Fosse. Le déplacement vers l'ouest est d'environ 25 km dans la partie nord de la région et 50 km dans la partie sud.

Un second décollement situé à la base de la Formation de Baby superpose les unités volcanosédimentaires de milieu de talus et de pente continentale sur les sédiments de plate-forme des formations d'Harveng et d'Abner. Plus à l'est, d'autres décollements se sont développés à la base des formations d'Hellancourt et de Thévenet. À la bordure est de la Fosse, un décollement majeur est présent au contact entre le Thévenet et les roches archéennes. La déformation D_3 donne à la Fosse le grain tectonique NO-SE, en replissant les éléments structuraux antérieurs pour former de grands anticlinoria et synclinoria en échelon. D_3 est associée à des failles directionnelles dextres, soit les zones de cisaillement du lac Rachel et du lac Olmstead.

Des tufs mafiques et localement felsiques contenant des sulfures, parfois en niveaux massifs, ont été identifiés dans la Formation

d'Hellancourt. L'épaisseur des niveaux sulfurés varie de quelques centimètres à 2 m. Localement cuprifères, ces niveaux présentent des textures et des structures qui suggèrent une origine exhalative. Les sulfures ont été remobilisés durant la déformation, surtout suivant les plans de schistosité S_1 et S_3 .

TABLE DES MATIERES

	Page
RÉSUMÉ	i
1 INTRODUCTION	1
1.1 Buts et localisation des travaux	1
1.2 Méthode de travail	1
1.3 Accès	1
1.4 Végétation et faune	1
1.5 Remerciements	1
2 CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE RÉGIONAL	1
2.1 Introduction	1
2.2 Les séquences autochtones	4
2.2.1 La Formation de Wishart (Alison)	4
2.2.2 La Formation de Sokoman (Fenimore) et la Formation de Ruth	4
2.2.3 La Formation de Dragon	6
2.2.4 La Formation de Chioak	6
2.3 Les séquences allochtones	6
2.3.1 La Formation d'Abner	6
2.3.2 La Formation d'Harveng	6
2.3.3 La Formation de Baby	8
2.3.3.1 L'unité de Baby inférieur 1: (B.i.1)	8
2.3.3.2 L'unité de Baby inférieur 2 (B.i. 2)	11
2.3.3.3 L'unité de Baby inférieur 3: (B.i. 3)	11
2.3.3.4 L'unité de Baby moyen	12
2.3.3.5 L'unité de Baby supérieur	12
2.3.4 La Formation d'Hellancourt	12
2.3.5 La Formation de Thévenet	14
2.3.6 Filons-couches de Montagnais	14
2.4 Corrélations stratigraphiques	15
3 GÉOLOGIE STRUCTURALE	18
3.1 Introduction	18
3.2 Les grands assemblages tectonostratigraphiques : Domaines externe et interne	18
3.2.1 Le domaine externe	18
3.2.2 Le domaine interne	19
3.3 Chronologie des événements tectoniques	19
3.3.1 La première déformation D ₁	19
3.3.2 La déformation D ₂	19
3.3.3 La déformation D ₃	23
3.3.4 Tectonique cassante	23
4 GÉOCHRONOLOGIE	27
4.1 Introduction	27
4.1.1 Travaux antérieurs	27
4.1.2 Contexte géologique des échantillons analysés	28
4.1.3 Techniques d'analyses	28
4.2 Les résultats	28
4.2.1 Le socle à l'ouest de la Fosse	28
4.2.2 Le socle situé à l'est de la Fosse	28
4.2.3 Filons-couches de Montagnais	29

4.3 Discussion	29
4.3.1 Socle situé à l'ouest	29
4.3.2 Socle situé à l'est	29
4.3.2.1 L'âge du métamorphisme hudsonien	29
4.3.2.2 L'âge du métamorphisme tardif	30
4.3.2.3 Les événements préhudsoniens	30
4.4 Traçage isotopique	30
4.5 Conclusion à l'étude géochronologique	31
5 GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	31
6 CONCLUSION	33
RÉFÉRENCES	33

LISTE DES FIGURES

	Page
Figure 1 : Localisation de la région étudiée	2
Figure 2 : Localisation des cartes	3
Figure 3 : Schéma tectonique et les principaux lithofaciès de la partie nord de la Fosse du Labrador	5
Figure 4 : Coupe stratigraphique schématique de la partie nord de la Fosse du Labrador	9
Figure 5 : Colonne tectonostratigraphique de la partie nord de la Fosse du Labrador	16
Figure 6 : Corrélations stratigraphiques de la partie nord de la Fosse du Labrador	17
Figure 8a : Coupe structurale de la partie nord de la Fosse du Labrador. Coupe A - B	24
Figure 8b : Coupe structurale de la partie nord de la Fosse du Labrador. Coupe C - D	25
Figure 9 : Schéma structural	26
Figure 7 : Carte tectonostratigraphique de la partie nord de la Fosse du Labrador au 1 : 200 000	hors-texte

LISTE DES PHOTOS

	Page
Photo 1 : Grès conglomératique et traînée de conglomérat polygénique fluviatile dans la Formation de Chioak. Le grès montre les laminations obliques (suivant l'axe du marteau) et le sommet de strates est vers la droite. Vue oblique d'un affleurement horizontal dans la zone autochtone. Indice uranifère, 10 km au sud du lac Bérard.	7
Photo 2 : Grès dolomitique subvertical dans la Formation d'Harveng montrant à la base du lit des flûtes plongeant vers le sud-est. Zone allochtone, côté est de la baie Sèche	7
Photo 3 : Dykes clastiques recoupant des grès dolomitiques (a) et des grès conglomératiques (b) plissés. La schistosité principale recoupe avec un angle élevé la stratification et elle est réfractée dans les grès dolomitiques. Affleurement horizontal de la Formation d'Harveng côté ouest de l'île Radisson.	10
Photo 4 : Conglomérat polymictite chenalisé dans une séquence de grès et d'argilite, près de la base de l'unité de Baby inférieur 3. Les cailloux sont composés en grande partie de sédiments de plate-forme (dolomie, grès, quartzite). Le sommet stratigraphique est vers la gauche. La photo représente une vue oblique d'un plan horizontal de strates subverticales. Côté nord de la passe Algerine.	10

- Photo 5 : Séquence subverticale de grès et d'argilite plissée et faillée. L'unité de Baby supérieur, sud de la Pointe Mary, baie aux Feuilles. 13
- Photo 6 : Conglomérat mylonitisé affecté par une tectonique cassante tardive dont certains plans de failles dextres sont occupés par des pseudo-tachylites. Formation de Thévenet, côté sud de la passe Algerine. 13
- Photo 7 : Série d'imbrications dans les unités dolomitiques de la Formation d'Abner. La personne se tient sur le plan de décollement basal de l'écaille frontale située au nord-est du lac Bérard. 20
- Photo 8 : Stries développées sur le plan de décollement basal localisé sur la formation autochtone de Dragon. Vue oblique vers l'est d'un affleurement horizontal situé au nord-est du lac Bérard. 20
- Photo 9 : Pli isoclinal couché (P_2) affectant un quartzite et un gabbro (couleur sombre en haut et en bas de la photo). La schistosité S_1 est subparallèle à la stratification S_0 . Formation d'Harveng, côté ouest de la baie Profonde, sur une île située à 4 km au nord de Tasiujak. La photo montre une dénivellation de 55 mètres entre le sommet et la base de la montagne. 21
- Photo 10 : Trace axiale d'un pli isoclinal (P_1) plissé par un pli ouvert (P_2) affectant la dolomie de la Formation d'Abner. La photo montre une surface subhorizontale de strates subverticales. 21
- Photo 11 : Plissement isoclinal intraformationnel dans un grès dolomitique contenant un horizon compétent de chert blanc boudiné. La schistosité principale recoupe avec un angle élevé les deux flancs des plis isoclinaux. Formation d'Harveng, côté ouest de l'île Radisson. 22
- Photo 12 : Contact entre les métasédiments protérozoïques (horizon supérieur rouillé vis-à-vis la personne) et le socle archéen sous-jacent. On notera la faible discordance angulaire entre l'orientation des horizons mafiques dans le socle avec celle des métasédiments subhorizontaux. Limite orientale de la Formation de Thévenet, rive sud de la passe Algerine. La personne a les pieds approximativement sur le contact 22
- Photo 13 : Sulfures stratiformes exhalatifs recoupés perpendiculairement par des fractures de tension développées dans des horizons compétents et remplies de pyrite massive recristallisée. Les sulfures sont massifs dans les niveaux clairs et disséminés ailleurs dans la séquence Zone allochtone. L'unité de Baby supérieur, côté ouest du lac Gerido. 32
- Photo 14 : Horizons de sulfures stratiformes exhalatifs plissés, faillés et imbriqués. Les sulfures sont massifs dans les niveaux clairs et disséminés ailleurs dans la séquence. On notera, vers la droite, le forçage en coin de cet horizon. Zone allochtone. L'unité de Baby, côté ouest du lac Gerido. 32

HORS TEXTE

Carte 1:200 000, feuille 1 de 1
carte tectono-stratigraphique de la partie nord de la Fosse de Labrador
- SNRC 24K

1 INTRODUCTION

1.1 Buts et localisation des travaux

Le but de ce projet est de décrire l'évolution tectonique, stratigraphique, et géochronologique de la partie nord de la Fosse du Labrador (F.L.).

Étant donné que les résultats détaillés des principales observations géologiques de ce projet ont déjà fait l'objet de deux rapports préliminaires (Goulet 1986, 1987), nous ne traiterons dans ce rapport que les principales conclusions touchant les relations stratigraphiques, tectoniques et géochronologiques.

L'étude a débuté en 1984 et s'est prolongée au cours de l'été 1985. Une partie des étés 1986 et 1987 furent utilisées à des vérifications ponctuelles. Le centre de la région se situe à environ 100 km au NW de Kuujuaq (figure 1). La majorité de la région est comprise entre les latitudes 58° 00' et 58° 46' N, et longitudes 69° 55' et 70° 15' ouest. La limite "est" des sédiments de la F.L. a également été étudiée le long de la baie aux Feuilles entre les latitudes 58° 46' et 58° 53' N, et les longitudes 69° 23' et 70° 15' W ainsi que dans la partie sud au lac Olmstead entre les latitudes 58° 18' et 58° 27' N, et les longitudes 69° 00' et 69° 10' W.

La région est couverte par les feuillets SNRC 24K/3, 24K/4, 24K/5, 24K/6, 24K/11, 24K/12, 24K/13, 24K/14, 24L/1E, 24L/8E, 24L/9E, 24L/16E (figure 2).

1.2 Méthode de travail

Les travaux de terrain débutaient à la mi-juin et se poursuivaient jusqu'à la fin du mois d'août ou le début septembre. A partir d'un camp principal, installé dans la partie nord du lac Bérard près d'une pourvoirie (été 1985 et 1986) et également au lac Rachel (été 1984), de nombreux campements secondaires ont été mis sur pied.

Les cartes de Bérard (1957, 1959, 1965), Sauvé (1955, 1956 a et b, 1957, 1959), Sauvé et Bergeron (1965), Bélanger (1982) ont servi de documents géologiques de base. Les cheminement ont été effectués dans des endroits où la tectonique et la stratigraphie posaient un problème particulier. Les différents contacts

stratigraphiques et tectoniques, ainsi que les charnières des plis majeurs ont systématiquement été étudiés. Les données géologiques sont reportées sur des cartes au 1:50 000 (Goulet, 1986, 1987).

1.3 Accès

La région est facilement accessible à partir de Kuujuaq soit par hydravion ou sur pistes de brousse aménagées au village de Tasiujaq et à la pourvoirie située au lac Bérard. Les lacs de cette région sont navigables; par contre, les rivières en période estivale ne le sont pas. Une dénivellation maximum de 400 m a été observée dans le secteur ouest de la région.

1.4 Végétation et faune

La pêche à l'omble de l'arctique et la chasse au caribou constitue l'attrait touristique le plus important de la région. Les principaux animaux rencontrés autre que le caribou sont l'ours noir, l'ours polaire, le boeuf musqué, le loup blanc, le renard et le phoque. La toundra occupe la majeure partie de la région. On observe dans les endroits à l'abri, une forêt arctique très clairsemée.

1.5 Remerciements

L'auteur remercie tous ses assistant(e)s géologues: R.M. Bonneau, P. Budkewitsch, H. De Corta, F. Falardeau, S. Favre, C. Hamel, M. Laflèche, J. Moorhead, S. Perreault, F. Robert ainsi que les aides géologues C. Beauchamp, G. Camiré, G. Dalla Coletta, D. Fragasso, J. Gagné, R. Girard, A. Nault, R. Provencher et D. Verner qui malgré les conditions de terrain parfois difficiles se sont très bien acquittés(es) de leurs responsabilités. Ce travail n'aurait pu prendre forme sans l'étroite collaboration de M. Bélanger et T. Clark.

2 CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE RÉGIONAL

2.1 Introduction

L'orogène du Nouveau-Québec (Hoffman, 1988) affecte l'ensemble des unités volcano-sédimentaires, d'âge protérozoïque inférieur, de la Fosse du Labrador (F.L.) et sépare deux provinces géologiques bien distinctes. À l'ouest,

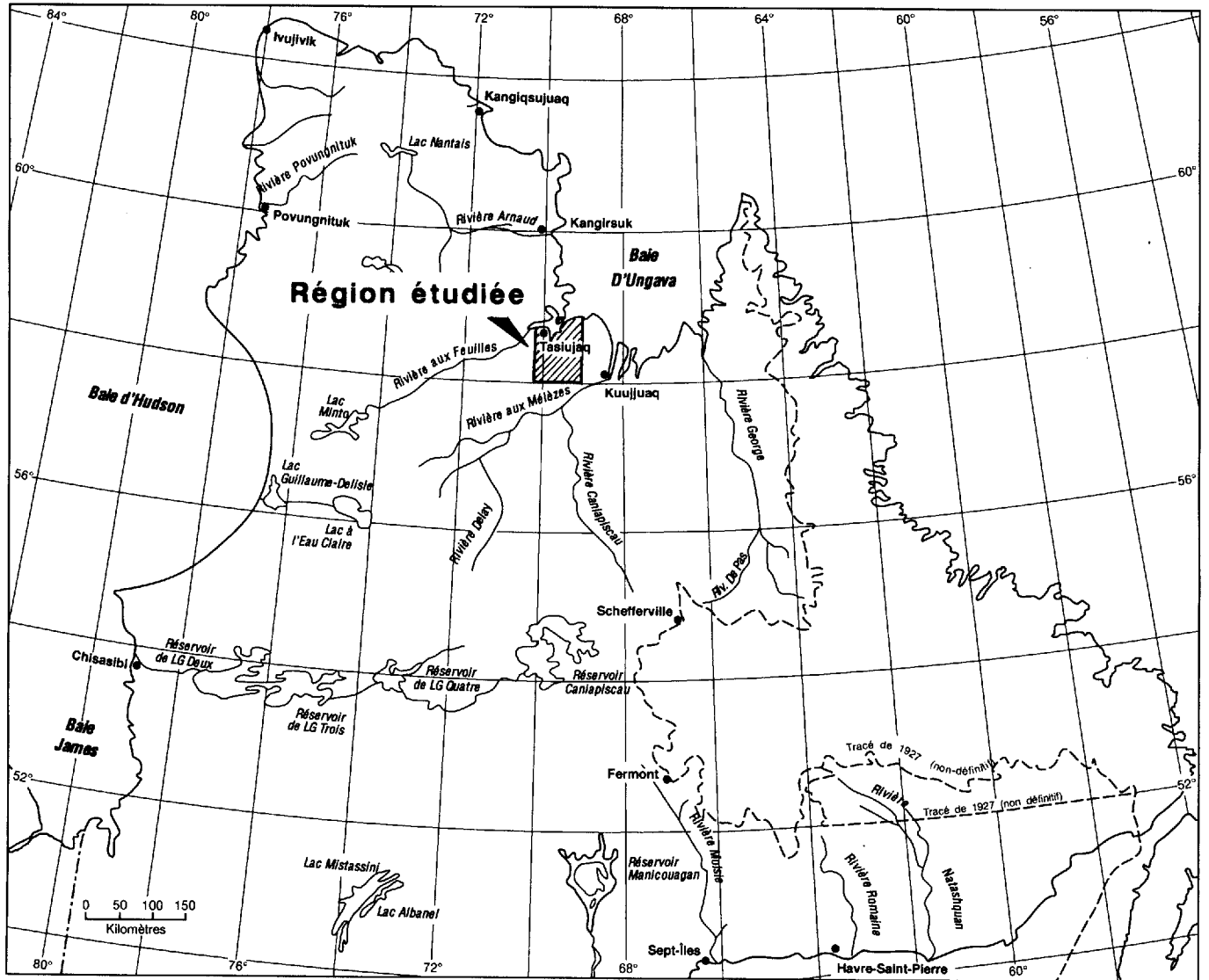


Figure 1 : Localisation de la région étudiée

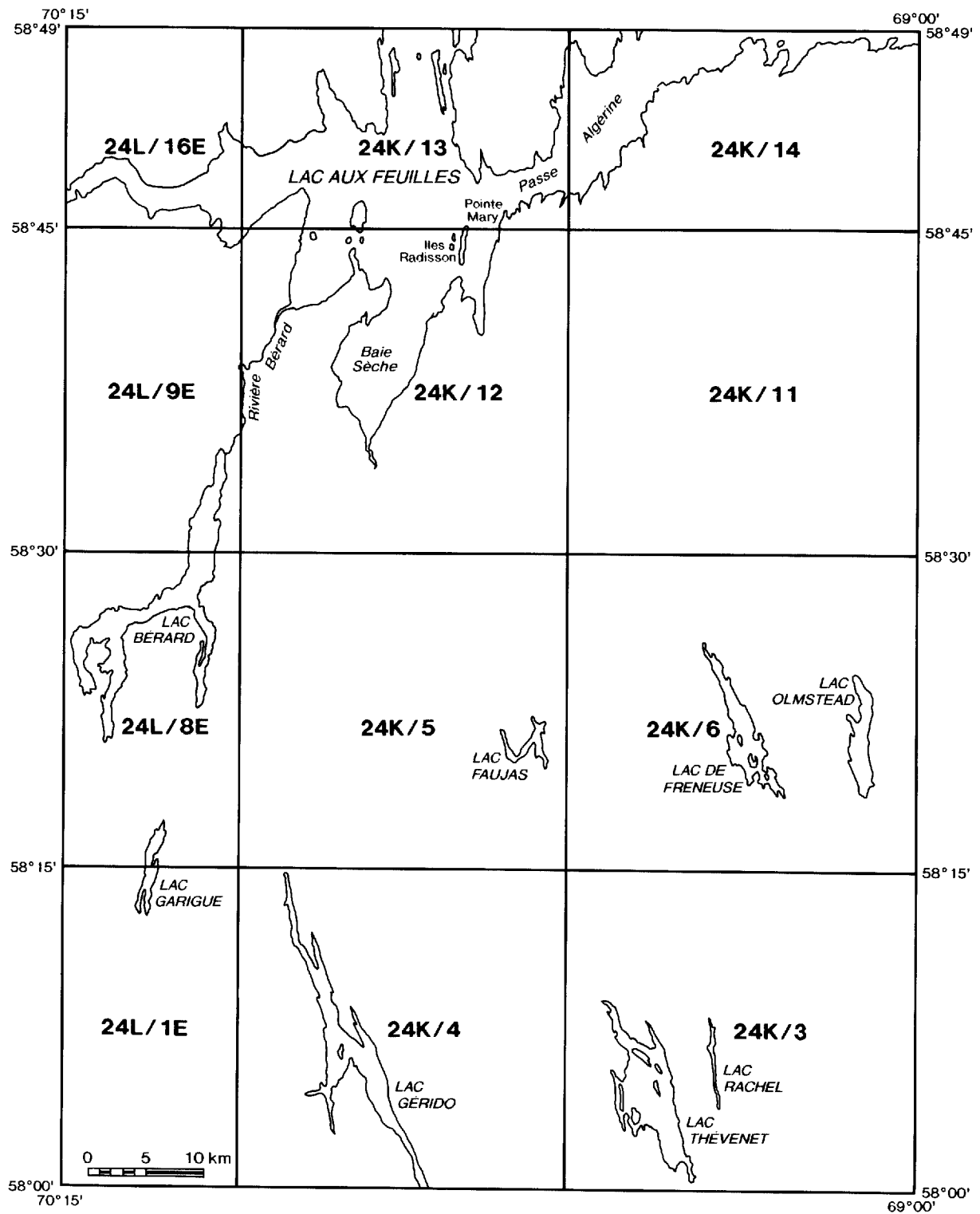


Figure 2 : Localisation des cartes

les roches archéennes de la province du Supérieur possèdent un grain tectonique orienté N-S dans la partie septentrionale. L'orientation devient toutefois E-O dans l'extrémité méridionale adjacente à la F.L. Les unités affleurant dans la province de Churchill ou Rae (Hoffman, 1988) à l'est de la F.L., qui comprennent des gneiss archéens et des métasédiments d'âge inconnu, ont une direction générale N-S.

Dans la partie nord de la F.L., la tectono-stratigraphie nous permet d'identifier deux secteurs également très distincts, soit la zone autochtone ou parautochtone qui forme un mince liséré à l'ouest et la zone allochtone occupant la partie centrale et orientale (figure 3). La faille de Garigue (Clark 1979; Hoffman 1984 comm. pers.; Budkewitsch 1986; Goulet 1986; Hoffman et Grotzinger 1989) sépare les deux zones.

La région se partage également en domaines externe et interne. La limite ouest du domaine externe étant représentée d'une part par la limite occidentale des roches de la F.L. et d'autre part la limite orientale est marquée par la faille du lac Rachel. Les unités à l'ouest de la faille de Garigue sont constituées de roches aphébiennes appartenant au Groupe de Knob Lake et regroupent de la base vers le sommet, les formations de Wishart ou Alison, de Ruth, de Sokoman ou Fenimore, de Menihek ou Dragon et de Chioak. Ces formations constituent les sédiments de plate-forme des zones autochtone et parautochtone (figure 3).

La zone allochtone comprend d'une part un "bloc ouest" composé de sédiments de plate-forme (formations d'Abner et d'Harveng) et d'un assemblage volcano-sédimentaire de marge continentale (Formations de Baby et d'Hellancourt), et d'autre part un "bloc est" qui constitue un "terrane allochtone" (Formation de Thévenet) délimité par des failles majeures. La signature lithologique et structurale des roches situées dans ce dernier bloc suggère que la Formation de Thévenet (Groupe de Laporte) proviendrait également de l'érosion d'assemblages volcano-sédimentaires déposés sur une pente continentale.

2.2 Les séquences autochtones

Les unités autochtones et parautochtones affleurent près de la bordure ouest de la région.

Elles regroupent des roches sédimentaires protérozoïques reposant en discordance angulaire sur le socle archéen. On y retrouve le sous-groupe de Ferriman comprenant de la base vers le sommet les formations de Wishart ou Alison, de Ruth, de Sokoman ou Fenimore, de Dragon et de Chioak.

2.2.1 La Formation de Wishart (Alison)

La Formation de Wishart (anciennement appelée Alison dans le nord de la F.L.) affleure du nord au sud de la région. Elle représente un dépôt transgressif de plate-forme à haute énergie. Son épaisseur approximative est de 60 m. Elle comprend à la base un mince conglomérat polymictique à cailloux de grès quartzeux, chert, gneiss, et roche granitoïde reposant en discordance d'érosion sur le socle archéen de la province du Supérieur. Cette discordance est bien visible un peu à l'ouest de la baie Rouge, dans la baie aux Feuilles. À cet endroit l'arénite quartzitique gris sombre repose en discordance sur un granite monzonitique porphyrique daté à 2721 ma (zircons) (Machado et al. 1989). Aucun régolithe n'a été observé à la base de cette unité. L'arénite quartzitique est suivie par un membre composé d'un grès quartzeux gris à noir, de 10 à 50 m d'épais. Des grès quartzeux contenant des lits obliques (maximum 20 cm de hauteur) ainsi que des rides, apparaissent vers le milieu de la section et montrent une provenance de l'ouest.

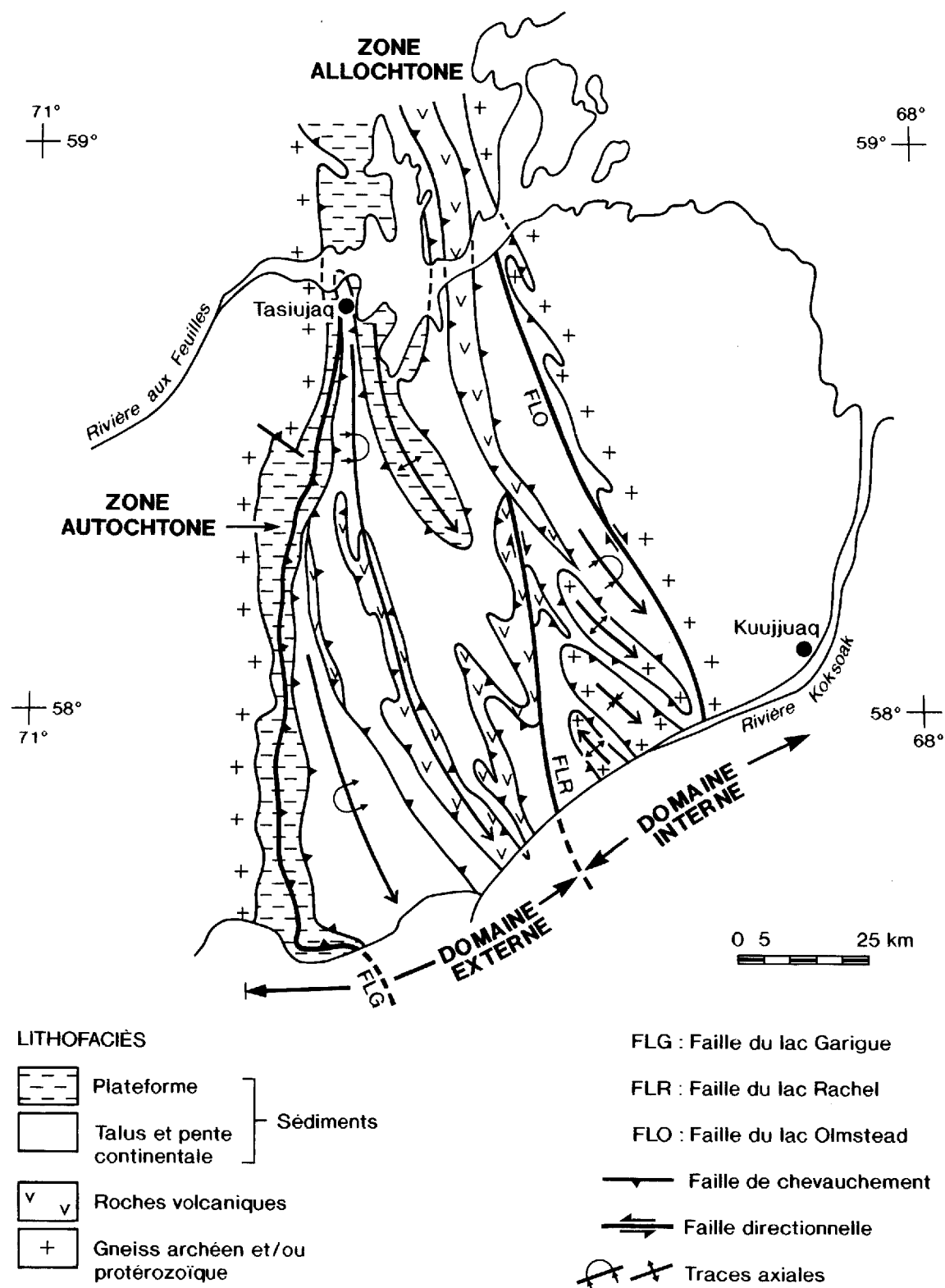
Dans la partie centrale et sud de la F.L., cette formation repose en discordance angulaire sur plusieurs autres formations dont la Formation essentiellement dolomitique de Denault ainsi que sur la brèche chertreuse de Fleming (Dimroth 1978).

2.2.2 La Formation de Sokoman (Fenimore) et la Formation de Ruth

La Formation de Sokoman (anciennement appelée Fenimore dans le nord de la F.L.) représente l'unité ferrifère la plus importante de la région. Elle surmonte le grès quartzeux de Wishart et est recouverte généralement par la Formation de Chioak ou localement dans la partie sud-ouest par la Formation de Dragon. Les contacts supérieurs et inférieurs montrent des discordances locales.

Figure 3 - **SCHEMA TECTONIQUE ET PRINCIPAUX LITHOFACIES
DE LA PARTIE NORD DE LA FOSSE DU LABRADOR**

5



Normalement, la Formation de Sokoman nous montre le plus souvent à la base un schiste argileux magnétitifère très mince 2 à 3 m d'épais (Formation de Ruth), puis une roche ferrifère siliceuse à magnétite, hématite et jaspe, et au sommet, une formation de fer à carbonate et chert. Les imbrications de fragments observées dans cette dernière montrent également une source vers l'ouest.

2.2.3 La Formation de Dragon

La Formation de Dragon, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, a souvent été associée à la Formation de Chioak ou de Menihék. Elle comprend une séquence d'argilite et de grès dont la couleur sombre est due à la présence d'une chlorite ferrugineuse. Les lits sont d'une épaisseur moyenne de 3 à 4 cm; près des contacts supérieurs les lits de grès deviennent plus épais (20 à 30 cm) et contiennent typiquement des fragments intraformationnels d'argilite.

Il ne semble pas y avoir de zone de décollement au contact entre la Formation de Dragon et celle de Chioak. On observe, par contre un passage graduel mais très rapide d'une unité à l'autre et marqué localement par le développement de chenaux d'érosion créés par le dépôt de la formation sus-jacente.

Dans la région située au nord du lac Bérard les schistes pélitiques subjacents à la formation de fer de Sokoman et assignés par Bérard (1965) à la Formation de Chioak pourraient correspondre à la Formation de Dragon.

2.2.4 La Formation de Chioak

La Formation de Chioak, dont l'épaisseur est estimée à 200 m, est composée dans la partie occidentale de plusieurs membres détritiques de composition très variée. Elle comprend des unités fluviales telles des conglomérats à cailloux de jaspe, de magnétite, de chert, ou de granite; des grès rouges ou gris à matrice très carbonatée; et des schistes pélitiques noirs ou rouges. La taille des fragments est en moyenne de 5 à 10 cm, mais peut atteindre 1 m de diamètre, surtout à proximité du socle. Les stratifications obliques (1,5 m de hauteur) sont communes dans le faciès conglomératique et des rides de courant ont été observées dans les

séquences fines (Photo 1). Les chenaux d'érosion importants dans la partie sud-ouest de la région recoupent et érodent les formations sous-jacentes et la Formation de Chioak repose directement sur le socle.

La provenance des sédiments telle que définie à partir des observations décrites ci-dessus nous montre une source principale de l'ouest.

2.3 Les séquences allochtones

2.3.1 La Formation d'Abner

La Formation d'Abner, d'une épaisseur d'environ 500 m, affleure dans la partie occidentale de la région. Elle est composée de dolomie massive grisâtre et de calcaire dolomitique interlité d'une part avec des grès dolomitiques, argileux ou quartzeux et d'autre part avec des schistes ardoisiers. De minces horizons (< 1 m) de dolomie stromatolitique dans le secteur ouest et sud-ouest, ainsi que des conglomérats à éléments dolomitiques affleurent également mais avec une importance moindre.

Cette formation fut décrite, également sous le nom de Formation de Denault, dans la partie centrale et sud de la F.L. (Dressler, 1979; Clark, 1977, 1979; Dimroth, 1978; Fahrig, 1965) ainsi que dans notre région (Budkewitsch, 1986; Sauvé et Bergeron, 1965; Bérard, 1965, 1957). Plus récemment, Hoffman et Grotzinger, (1984 comm. pers., 1989) interprétaient la Formation d'Abner, dans la partie centrale de F.L., comme étant un complexe récifal.

La limite occidentale de la Formation d'Abner est représentée par une faille de chevauchement (faille de Garigue) recoupant plusieurs unités sous-jacentes appartenant à la séquence autochtone, soit le sous-groupe de Ferriman ou la Formation de Chioak.

2.3.2 La Formation d'Harveng

Cette formation occupe la partie centrale et septentrionale de la région, soit dans le cœur de l'anticlinorium de la Baie Sèche.

Elle représente l'équivalent distal et oriental de la Formation d'Abner. L'épaisseur de l'Harveng est très difficile à évaluer surtout dans la partie nord



Photo 1 : Grès conglomératique et traînée de conglomérat polygénique fluviatile dans la Formation de Chioak. Le grès montre les laminations obliques (suivant l'axe du marteau) et le sommet de strates est vers la droite. Vue oblique d'un affleurement horizontal dans la zone autochtone. Indice uranifère, 10 km au sud du lac Bérard.



Photo 2 : Grès dolomitique subvertical dans la Formation d'Harveng montrant à la base du lit des flûtes plongeant vers le sud-est. Zone allochtone, côté est de la baie Sèche.

de la région où elle est injectée par de nombreux filons-couches de gabbro, mais une épaisseur minimum de 500 m nous paraîtrait fort plausible. L'unité sus-jacente est représentée par la formation de Baby qui repose en discordance de faille sur la Formation d'Harveng.

La Formation d'Harveng, reconnue auparavant par Sauvé et Bergeron (1965) et décrite subséquemment par Bélanger (1982) se compose essentiellement de dolomie, de grès, de grès dolomitique, de quartzite, d'argilite et d'unités de composition intermédiaire.

Ces différentes unités lithologiques sont toutes très déformées et/ou très schisteuses, surtout dans la zone de transition soit de part et d'autre de la structure synclinale passant dans la baie Rouge sur la rivière aux Feuilles et qui sépare arbitrairement la Formation d'Abner, située à l'ouest de la trace axiale, de la Formation d'Harveng à l'est.

Ces unités peuvent se rencontrer soit en horizon d'une vingtaine de mètres d'épaisseur ou en minces bancs interlités. Les formations sous-jacentes n'affleurent pas dans notre région. Par contre, un quartzite d'une trentaine de mètres d'épaisseur, affleurant dans la Formation d'Harveng pourrait correspondre au Wishart. Ainsi, dans la figure 4, nous montrons que la partie supérieure de l'Harveng pourrait être l'équivalent du Wishart présent près de la bordure ouest de la Fosse. On pourrait imaginer que les séquences faisant partie de l'autochtone et du parautochtone pourraient s'étendre éventuellement sous la Formation d'Harveng et que le contact inférieur de l'Harveng représenterait une surface de décollement. Ce n'est que dans la région située au nord du lac aux Feuilles que l'on pourrait le vérifier, soit au coeur de l'anticlinorium de la Baie Sèche. Tel que représenté sur la figure 4, l'Harveng pourrait représenter un complexe récifal équivalent à l'Abner et interdigité avec le Wishart.

Une très grande variété de figures sédimentaires a été reconnue dans les différentes unités: granoclassement normal, empreintes de charge, flûtes, structures de "slumping", laminations obliques, rides grimpantes, galettes intraformationnelles, dykes de grès (photos 2 et 3). Les mesures de courant effectuées à l'est

de la baie Sèche sur des flûtes et des rides montrent une provenance de l'ouest.

2.3.3 La Formation de Baby

Cette formation a été divisée en trois membres informels, soit le membre inférieur (subdivisé en trois séquences 1, 2 et 3), le Baby moyen et le Baby supérieur. Il serait certainement plus juste d'élever cette formation au niveau de groupe.

2.3.3.1 L'unité de Baby inférieur 1: (B.I.1)

L'unité de Baby inférieur 1 consiste essentiellement en une séquence de turbidites formée d'une alternance d'argilite, de siltite et de grès argileux. Elle a été bien identifiée au nord de la passe Algerine ainsi que dans l'extrémité sud-ouest de notre région où elle correspond, à cet endroit, à la Formation de Larch River. Des horizons de chert ont été également identifiés dans le B.i. 1 sur les Iles Radisson au nord-est de la baie Sèche. Les séquences montrent typiquement des lits à granoclassement normal de l'ordre du cm, rarement de l'ordre du mètre. Près de la passe Algerine le B.i. 1 possède une épaisseur minimale de 315 m.

Sur la côte nord de la passe Algerine, le B.i. 1 apparaît immédiatement sous les laves basaltiques de l'unité de Baby inférieur 2. Les relations stratigraphiques avec cette dernière sont nettes et concordantes. En effet dans ce secteur le sommet du B.i. 1 alterne avec de minces coulées de laves basaltiques. Dans le sud-ouest de la région, soit à l'ouest du lac Gerido, le contact entre ces deux dernières unités est cisailé et représente probablement une zone d'imbrication.

Ailleurs dans la région, il n'a pas été possible de distinguer entre la séquence du B.i. 1 et celle du Baby inférieur 3. La base de la Formation de Baby est en contact faillé soit avec la Formation d'Harveng dans le nord ou son équivalent la Formation d'Abner dans le sud-ouest. Les unités dolomitiques appartenant à la Formation d'Abner, affleurant à l'intérieur de la Formation de Larch River, représenteraient des écailles ou des fenêtres replissées et préservées dans la zone d'imbrication.

Figure 4 -

COUPE STRATIGRAPHIQUE SCHÉMATIQUE DE LA PARTIE NORD DE LA FOSSE DU LABRADOR

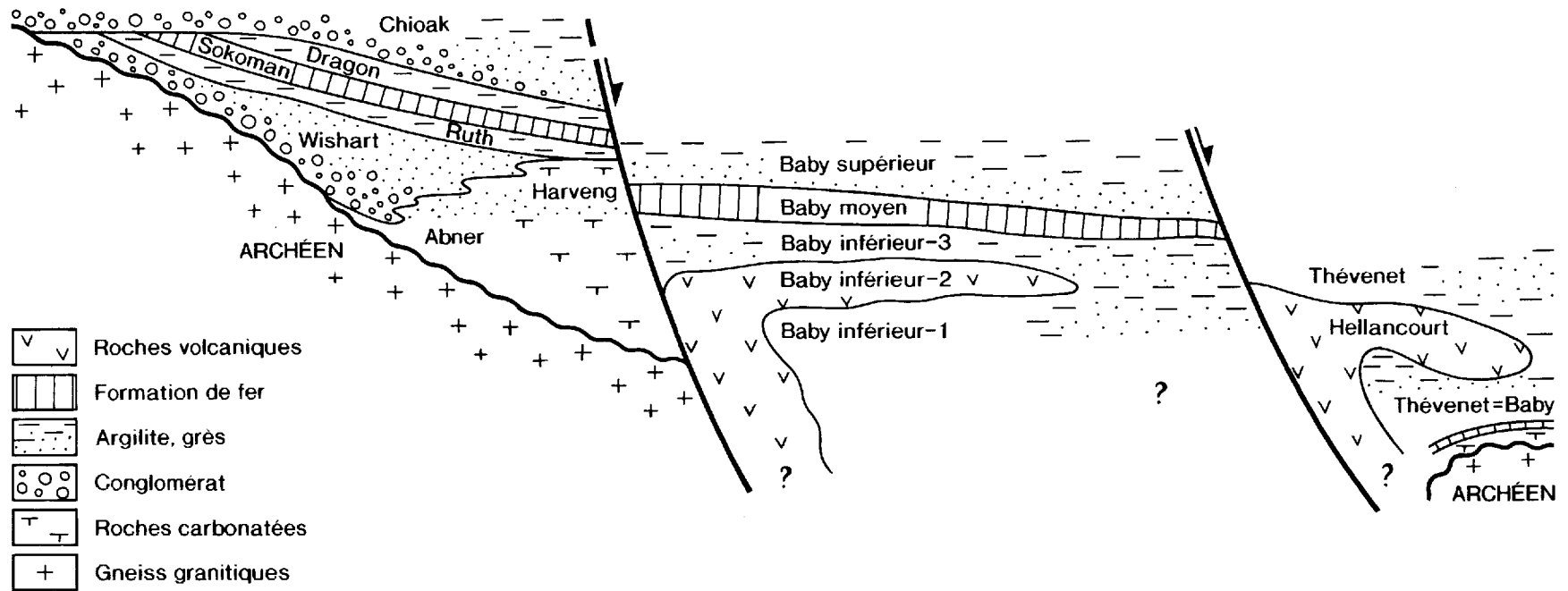


Photo 3 (à droite) : Dykes clastiques recoupant des grès dolomitiques (a) et des grès conglomératiques (b) plissés. La schistosité principale recoupe avec un angle élevé la stratification et elle est réfractée dans les grès dolomitiques. Affleurement horizontal de la Formation d'Harveng côté ouest de l'île Radisson.



Photo 4 (à gauche) : Conglomérat polymictique chenalisé dans une séquence de grès et d'argilite, près de la base de l'unité de Baby inférieur 3. Les cailloux sont composés en grande partie de sédiments de plate-forme (dolomie, grès, quartzite). Le sommet stratigraphique est vers la gauche. La photo représente une vue oblique d'un plan horizontal de strates subverticales. Côté nord de la passe Algerine.

2.3.3.2 L'unité de Baby Inférieur 2 (B.I. 2)

Une unité volcanique effusive et pyroclastique mafique caractérise le Baby inférieur 2.

Elle a été bien identifiée sur les côtes nord et sud de la passe Algerine. C'est à partir de cette position stratigraphique bien définie, soit sous la formation de fer du Baby moyen et tectoniquement au-dessus de la Formation d'Harveng, qu'une extrapolation vers le sud fut établie.

Nous corrélons donc certaines minces unités volcaniques identifiées sur la carte du lac Faujas (Bélanger, 1982) avec cette unité inférieure 2. De même dans le secteur situé à l'ouest du lac Gerido une mince séquence volcanique pourrait faire partie de cette unité.

Son épaisseur relativement faible (< 200 m), sa distribution probablement non continue et l'injection par de nombreux filons-couches de gabbro rendent sa cartographie très difficile. Son caractère pyroclastique dominant semble persister du nord au sud.

Les contacts avec les unités sous-jacentes et sus-jacentes sont stratigraphiquement concordants dans le secteur nord alors que dans le secteur sud-ouest ces contacts sont cisailés. Les roches volcaniques sont surtout de composition basaltique. Les coulées, relativement minces (< 10 m), sont massives à la base et cousinées avec d'importantes brèches de coulée au sommet. Les laves sont souvent porphyriques à la base de l'unité. Les phénocristaux de feldspath atteignent 2 cm de diamètre. Des tufs à cristaux et des tufs laminés chapeautent typiquement chaque coulée de lave. Intercalés dans cette unité, on retrouve généralement des grès, des grès conglomératiques et des conglomérats polymictes. Ces sédiments sont chenalisés et contiennent surtout des cailloux subarrondis de roches sédimentaires (chert, arénite quartzitique, dolomie, grès, argilite), des roches volcaniques et des roches plutoniques à quartz bleuté. Ces derniers ont la même composition que les granodiorites sous-jacentes aux séquences autochtones. L'orientation de l'axe des chenaux ainsi que la composition des fragments suggèrent une provenance de l'ouest.

Régionalement cette unité pourrait correspondre à la base du Groupe du Doublet soit, à la Formation de Murdoch identifiée dans la partie centrale et sud de la F.L. (Frarey 1967; Dressler, 1975, Dimroth, 1978).

Cette unité représente le premier épisode volcanique dans la région. Elle se situerait à la limite entre la plate-forme à l'ouest et le talus continental à l'est, contexte favorisant la montée de magma à la faveur de failles normales anciennes localisées près de la marge continentale. La composition des unités sédimentaires intercalées dans les laves nous démontre une instabilité tectonique et sédimentaire du bassin.

2.3.3.3 L'unité de Baby Inférieur 3: (B.I. 3)

L'unité de B.i. 3 constitue la majorité du membre inférieur du Baby. Elle recouvre en concordance les roches volcaniques et volcanoclastiques du B.i. 2 et elle est recouverte également en concordance par la formation de fer du Baby moyen.

On retrouve la séquence complète et la mieux exposée dans la région au nord de la passe Algerine. A cet endroit elle a une puissance d'environ 280 m. On y note des conglomérats, des grès, des siltites et des argilites. Un mince horizon de 3 m d'épaisseur de marbre a été rencontré sous-jacent au Baby moyen sur une île dans la partie nord-est du lac Thévenet.

Un conglomérat polymicte, à cailloux provenant des unités de la plate-forme, des unités volcaniques sous-jacentes et du socle situé à l'ouest, constitue la majeure partie de la base du B.I. 3 (photo 4). La matrice est plus gréseuse que celle que l'on retrouve dans les conglomérats intercalés dans les laves du B.i. 2. Les bancs de grès présents dans le B.i. 3 sont localement très épais (> 4 m). Ils sont granoclassés, chenalisés et des laminations obliques de l'ordre d'une dizaine de cm ont été observées. Les horizons gréseux moins épais sont recouverts de siltites et d'argilites. Certains horizons comprennent de gros cubes disséminés de pyrite (>2 cm). Les roches de cette unité sont interprétées comme des turbidites.

2.3.3.4 L'unité de Baby moyen

L'unité de Baby moyen est composée de formation de fer à oxydes, à carbonates et à sulfures. Cette formation de fer est un horizon repère qui s'étend du sud-est au nord de la région. A l'est, dans la Formation de Thévenet, on retrouve une formation de fer qui pourrait se corréliser avec cet horizon. D'une puissance relativement faible dans notre secteur (< 50 m), la formation de fer du Baby moyen a été étudiée par Clark (1988) qui la corrèle avec celle du Sokoman plus à l'ouest.

Le Baby moyen recouvre en concordance les turbidites localement "pyriteuses" du Baby inférieur 3 et il est à son tour recouvert en concordance par le Baby supérieur.

Dans la partie sud de l'anticlinorium de la baie Sèche deux horizons de formation de fer ont été cartographiés par Sauvé et Bergeron (1965); il se pourrait qu'un chevauchement soit responsable de cette duplication.

Clark (1988) invoque un milieu de dépôt plus profond pour le Baby moyen que pour la Formation de Sokoman, et suggère que cette dernière serait reliée à l'activité volcanique et aux exhalaisons hydrothermales qui s'effectuaient à ce moment-là.

On note effectivement que bien que le Baby moyen ne soit pas situé immédiatement au-dessus de l'unité volcanique du Baby inférieur 2 mais à près de 280 m au-dessus des séquences volcaniques inférieures, ceci dénote toutefois qu'une activité volcanique existait durant la sédimentation dans le secteur.

2.3.3.5 L'unité de Baby supérieur

L'unité de Baby supérieur est composée de roches sédimentaires relativement épaisses (≈ 700 m) reposant en concordance sur les roches ferrifères du Baby moyen. Elle se localise entre ce dernier et la Formation d'Hellancourt, qui les recouvre en discordance de faille.

Le Baby supérieur est composé d'une alternance d'argilite, de siltite, de grès argileux et de grès (photo 5). Ce membre renferme également, mais en moins grande quantité, des conglomérats et des microconglomérats polymictes contenant des

cailloux subarrondis à anguleux, dérivés des unités sous-jacentes et possédant dans la matrice une forte proportion de quartz bleuté. Un horizon conglomératique chenalisé de 50 m d'épaisseur comprenant entre autre des cailloux ferrifères, volcaniques et granitiques a été identifié près de la base du Baby supérieur. Les argilites contiennent très souvent à la fois des petits lits de pyrite parallèle à la stratification et des horizons très graphiteux. En plus, de nombreux filons-couches de gabbro et de péridotite parcourent cette unité.

Le Baby supérieur se rencontre également coincé dans les zones d'imbrication des séquences volcaniques de la Formation d'Hellancourt. Les unités argileuses et graphiteuses ont servi de zones de décollement. On retrouve de minces lambeaux sédimentaires entre autre dans la région comprise entre le lac De Freneuse et la passe Algerine. Il pourrait s'agir également d'intercalations sédimentaires synchrones avec les séquences volcaniques d'Hellancourt.

Le Baby supérieur correspondrait à la Formation de Menihek ou de Thompson Lake dans les secteurs plus à l'ouest et plus au sud dans la F.L.

2.3.4 La Formation d'Hellancourt

La Formation d'Hellancourt comprend des roches volcaniques de composition surtout mafique et des séquences volcanoclastiques associées. Cet empilement volcanique correspondrait à la Formation de Willbob dans le secteur sud, et repose le plus souvent en discordance de faille sur la Formation de Baby.

Elle est distribuée en deux bandes, l'une couvrant une partie du secteur oriental de la région et l'autre, située dans le secteur méridional. Les deux zones semblent être équivalentes et sont séparées par deux zones de failles majeures. Dans la première zone, soit du lac De Freneuse jusqu'au nord de la passe Algerine, les sommets stratigraphiques sont vers l'est. Deux cycles volcaniques (environ 1,5 km et 600 m d'épais) marquent cette formation. Les laves sont de composition mafique à la base de l'empilement volcanique et de composition intermédiaire au sommet, ces dernières formant



Photo 5 : Séquence subverticale de grès et d'argilite plissée et faillée. L'unité de Baby supérieur, sud de la Pointe Mary, baie aux Feuilles.



Photo 6 : Conglomérat mylonitisé affecté par une tectonique cassante tardive dont certains plans de failles dextres sont occupés par des pseudo-tachylites. Formation de Thévenet, côté sud de la passe Algerine.

un faible pourcentage de la séquence (Goulet, 1986). La fin du premier cycle est marquée d'une part par une augmentation des roches volcanoclastiques et d'autre part par une zone d'imbrication de failles de chevauchement créant probablement une répétition de la séquence volcanique.

Le long des failles de chevauchement affectant la Formation d'Hellancourt des grauweekes, des argilites et des siltites peu épais sont préservés dans ces zones d'imbrication. Ces sédiments peuvent possiblement être corrélés avec ceux du Baby supérieur.

A l'est du premier cycle, les laves sont de composition plus mafique. La coupe de la passe Algerine (Goulet, 1986) nous montre un empilement de laves massives à la base de chacune des coulées et de laves cousinées vers le sommet. Une brèche de coulée (maximum 3 m d'épaisseur) contenant du matériel hyaloclastique sépare très souvent chacune des coulées. L'épaisseur des coulées varie de 1 m à 30 m.

On retrouve intercalés entre des coulées de laves cousinées basaltiques, soit près de la limite supérieure faillée de la Formation d'Hellancourt, des conglomérats riches en éléments volcaniques. Les cailloux, arrondis à subarrondis et de dimension dépassant rarement 10 cm, sont composés entre autre de lave vésiculaire (non rencontré dans la région), de gabbro pyriteux, d'argilite et de fragments de pyrite. Ces conglomérats sont chenalisés et ont une épaisseur inférieure à 3 m. La matrice de couleur très sombre représente des tufs remaniés.

Deux horizons de "gabbro glomérophyrique" affleurent à l'intérieur de la séquence volcanique près de la passe Algerine: le premier près de la limite ouest de l'empilement volcanique décrit ci-dessus, soit à la base du premier cycle, et le second plus à l'est, à environ 1 km du sommet de l'empilement du 2^e cycle. Il s'agit en fait de laves massives glomérophyriques passant à des laves cousinées à phénocristaux de feldspath pour le premier cas, alors que le second horizon ne montre pas d'une façon aussi évidente son caractère effusif.

2.3.5 La Formation de Thévenet

La Formation de Thévenet se situe dans la partie orientale de la zone allochtone. Elle s'étend de la bordure est de la passe Algerine jusqu'au coeur du synclinal synforme situé à l'ouest du lac Thévenet.

Bien que la compréhension de cette unité soit connue que très sommairement, on notera que dans le nord, elle est située à l'est d'une zone de faille majeure qui vient tronquer les séquences volcaniques de l'Hellancourt. Plus à l'est, la Formation de Thévenet est en contact faillé avec les gneiss archéens.

Les différentes unités géologiques dans la Formation de Thévenet pourraient être les équivalents métamorphiques des formations de Baby et d'Hellancourt. Dans le nord-est de la région, le Thévenet regroupe des schistes à biotite et amphibole, des schistes conglomératiques, des séquences paragneissiques telles des roches calcosilicatées, dont l'épaisseur est faible (< 30 m), des quartzites, des schistes à grenat et sillimanite et une unité ferrifère. Des séquences métavolcaniques ainsi que des métagabbros différenciés ont été également cartographiés. Aucune discordance entre ces différentes unités n'a pu être mise en évidence.

Les conglomérats et les grès conglomératiques (Goulet, 1986) situés à l'est de la passe Algerine pourraient avoir une provenance de l'est. En effet, ces unités, bien que situées en contact faillé au-dessus des unités volcaniques d'Hellancourt ne contiennent pas d'éléments clastiques volcaniques, ferrifères ou carbonatés (photo 6). Une autre hypothèse serait de corréler ces conglomérats avec les unités de l'unité de Baby inférieur 3, ces derniers étant plus proximaux que les précédents. Dans ce cas, un chevauchement important séparerait l'Hellancourt du Thévenet.

2.3.6 Filons-couches de Montagnais

Les filons-couches de Montagnais sont des roches intrusives mafiques à ultramafiques. Les intrusions sont rarement sous forme de dykes. Dans la partie centrale et sud de la région, ces filons-couches se rencontrent surtout dans les unités allochtones de Baby, d'Hellancourt et de

Thévenet. Par contre, dans le nord de la région, ils sont très répandus et s'injectent au travers de toutes les unités.

Ces roches intrusives ont la composition généralement de gabbro, de gabbro à quartz ou de diorite quartzifère. Ils peuvent atteindre 200 à 300 m d'épaisseur. Certains filons-couches sont différenciés ou contiennent localement des cristaux porphyriques de plagioclase pouvant atteindre une dizaine de cm de diamètre. A la passe Algerine, deux filons-couches de gabbro glomérporphyrique ont été identifiés, le premier près du contact inférieur de la Formation d'Hellancourt et le deuxième, contenant de très gros cristaux, près de la limite orientale de cette même formation. L'âge de cristallisation de ce dernier gabbro est de 1874 ma (méthode U-Pb sur zircons, Machado et al. 1989). Un filon-couche différencié cartographiable, localisé dans le Baby supérieur s'étend du sud-ouest de la région jusqu'à la passe Algerine. De même dans la Formation de Thévenet, le même type de gabbro a été identifié près de la faille du lac Olmstead. Typiquement, on retrouve à la base de ces gabbros différenciés une métapéridotite serpentinisée contenant dans les fractures de la chrysotile, suivi d'une pyroxénite, d'un gabbro à grain grossier et d'une diorite quartzifère. Cette succession est bien exposée au sud-ouest et nord du lac Thévenet ainsi qu'à l'est du lac Lachance.

2.4 Corrélations stratigraphiques

Les premiers travaux stratigraphiques effectués dans la partie nord de la F.L. (Sauvé et Bergeron 1965; Bérard 1959) montraient un socle archéen chapeauté en discordance angulaire par des unités protérozoïques. Selon ces travaux, les séquences aphébiennes sont représentées par une dolomie inférieure, un quartzite (Formation d'Alison), une séquence ferrifère (Formation de Fenimore), des grès et des argilites (Formation de Dragon) suivies par des conglomérats et des grès (Formation de Chioak). Cette séquence correspond généralement au 2^e cycle de Dimroth et al. (1970) tel qu'ils l'ont décrite dans la partie centrale et sud de la F.L. Pour Sauvé, Bergeron ainsi que pour Bérard, la séquence normale sus-jacente comprend les formations d'Abner, de Larch River, de Baby, d'Hellancourt et de Thévenet. D'après ces derniers auteurs cette séquence reposerait en discordance angulaire

sur la Formation de Chioak (Bérard p. 83) ; elle correspondrait, selon Dimroth, Baragar, Bergeron et Jackson (1970), au 3^e cycle de dépôt.

Notre étude stratigraphique et structurale nous a toutefois permis de démontrer que dans la partie nord de la F.L., ce 3^e cycle représente l'équivalent latéral du 2^e cycle et possiblement une partie du 1^{er} cycle chevauché à l'avant-pays (voir aussi Clark et Thorpe, 1990).

En effet dans un contexte tectono-stratigraphique, la Formation d'Abner, ou son équivalent latéral la Formation d'Harveng (figure 5), serait l'équivalent de la Formation de Denault (Hoffman et Grotzinger, 1989, Clark et Thorpe, 1990) ou de la dolomie inférieure de Bérard (1965). La Formation de Wishart, la Formation de Ruth et les schistes inférieurs sont des équivalents latéraux de la Formation de Larch River ou du membre inférieur de la Formation de Baby. La formation ferrifère de Fenimore ou de Sokoman correspond au membre médian ferrifère de la Formation de Baby (Clark, 1988). La Formation de Dragon ou Menihék correspond au membre supérieur de la Formation de Baby. La Formation de Chioak apparaît en discordance sur les formations autochtones et parautochtones de la partie occidentale de la F.L. (figures 4 et 5).

La Formation d'Hellancourt est chevauchée sur la partie supérieure de la Formation de Baby. L'Hellancourt représente, soit l'équivalent distal des unités volcaniques rencontrées près de la base du Baby ou soit une séquence effusive située stratigraphiquement à l'intérieur du Baby supérieur. Régionalement l'Hellancourt pourrait correspondre à la Formation de Willbob du Groupe de Doublet. La Formation de Thévenet chevauche l'Hellancourt et pourrait ainsi correspondre au Baby.

Quatre failles majeures de chevauchement (Garigue, lac Bérard, Pointe Mary et Pointe Reef) (figures 5 et 6) nous permettent entre autres d'affirmer ces dernières corrélations. D'ouest en est, nous rencontrons la faille de Garigue que l'on retrouve à la base de la Formation d'Abner ou son équivalent distal, la Formation d'Harveng, séparant les terrains autochtones à l'ouest des terrains nettement allochtones à l'est. La faille du lac Bérard se développe sous la Formation de Baby alors que celle de la Pointe Mary est à la

Figure 5 - **COLONNE TECTONO-STRATIGRAPHIQUE
DE LA PARTIE NORD DE LA FOSSE DU LABRADOR**

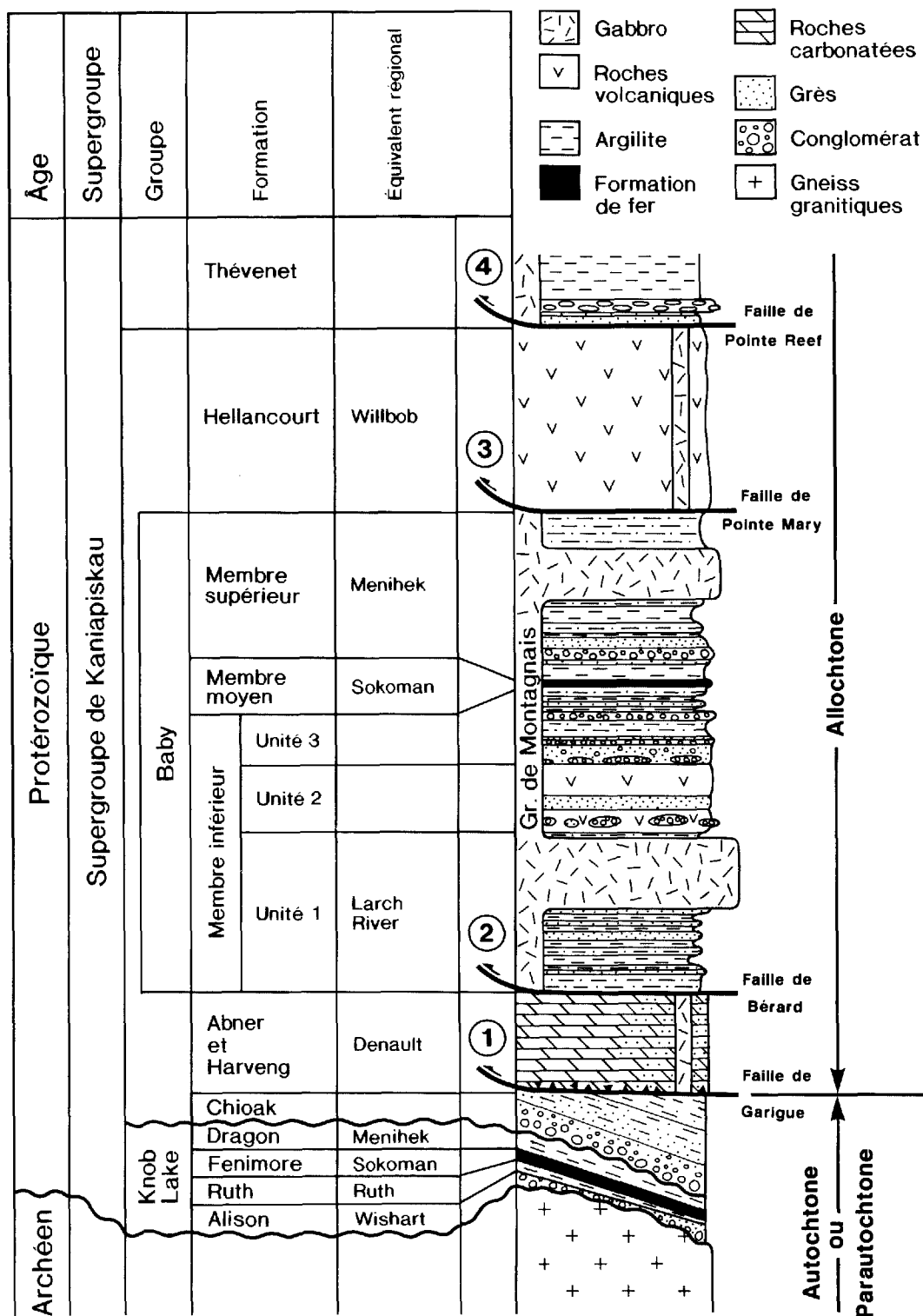
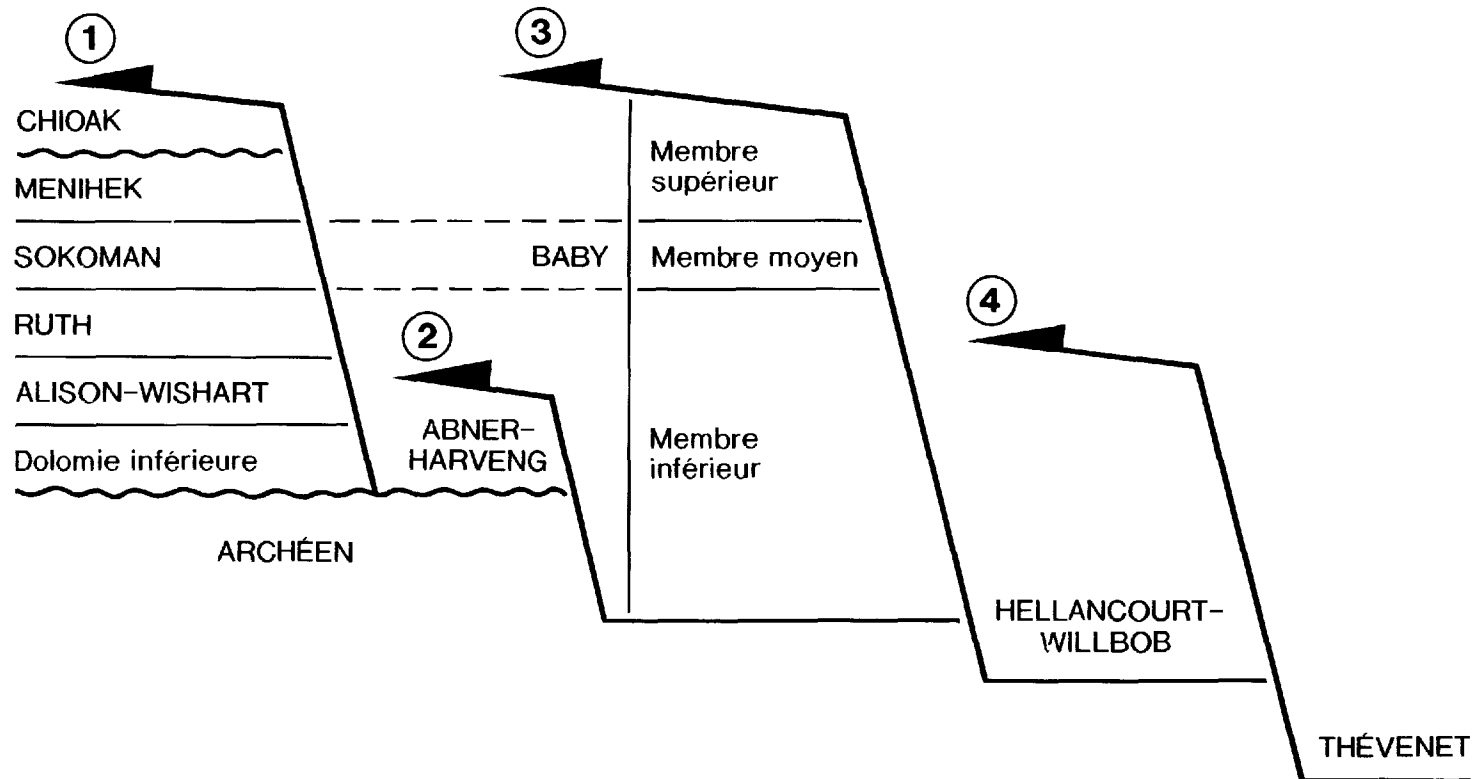


Figure 6 - **CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES**
DE LA PARTIE NORD DE LA FOSSE DU LABRADOR



base de l'ensemble volcanique appartenant à la Formation d'Hellancourt. Près de l'extrémité est de la F.L., la faille de la Pointe Reef met en contact la Formation de Thévenet et la Formation d'Hellancourt. A la limite nord-est, la Formation de Thévenet est en contact de faille avec le socle archéen.

3 GÉOLOGIE STRUCTURALE

3.1 Introduction

L'évolution structurale de la partie nord de la fosse du Labrador représente certainement un problème fondamental si l'on désire comprendre la paléogéographie et la stratigraphie des roches du protérozoïque inférieur dans cette région. Tectoniquement, la région se partage en deux domaines bien distincts, soit le domaine externe à l'ouest et au centre et le domaine interne dans la partie orientale (figure 3).

La partie ouest comprend le secteur autochtone et parautochtone; au centre et à l'est, nous retrouvons les domaines allochtones des nappes. Ces nappes affectent des roches supracrustales protérozoïques dans le centre de la région et des paragneiss et/ou des orthogneiss archéens à l'extrémité est.

Cette partie de la F.L. se prête bien à une étude structurale à cause de la présence de nombreux horizons repères, d'un faible métamorphisme dans le secteur centre et ouest et de l'excellente qualité des affleurements, surtout le long de la baie aux Feuilles où une coupe perpendiculaire à l'orientation des axes de plis tardifs est exposée presque en continuité. Une analyse structurale ponctuelle a été effectuée aux endroits clés de la région. Presque tous les contacts entre les principales unités lithologiques ou formations ont été visités.

La géométrie actuelle des séquences géologiques est le résultat d'une tectonique polyphasée complexe. Nous discuterons du style tectonique (D_1) responsable de l'épaississement des séquences supracrustales et de deux périodes de déformation (D_2 et D_3) qui ont façonnés par la suite la géométrie de la F.L. On peut attribuer la forme actuelle, orientée NO-SE, à la dernière déformation majeure (D_3).

Les principaux éléments structuraux ont déjà été reportés sur les cartes et analysés à l'intérieur de différents diagrammes (Goulet 1986, 1987), et ne seront pas répétés dans ce rapport. Un résumé succinct et une synthèse de l'évolution fera donc partie du présent chapitre.

3.2 Les grands assemblages tectonostratigraphiques : Domaines externe et interne

De l'ouest vers l'est la F.L. se divise en deux grands domaines, soit le domaine externe et le domaine interne, (figure 3).

3.2.1 Le domaine externe

Le domaine externe comprend de l'ouest vers l'est les séquences continentales autochtones et parautochtones du sous-groupe de Ferriman (formations de Wishart, de Ruth, et de Sokoman) et fluvio-deltaïques à haute énergie de Chioak.

Les séquences allochtones d'Abner, d'Harveng, de Baby, d'Hellancourt et une partie de la Formation de Thévenet, soit des roches sédimentaires carbonatées de la plate-forme stable et des roches volcano-sédimentaires de talus et de rift, sont également incorporées dans le domaine externe.

Bien qu'en général la majeure partie de la sédimentation et du volcanisme de la F.L. ait été contrôlée par l'évolution d'un ou des bassins de marge continentale, il n'existe pas dans notre région d'affleurements montrant des évidences directes de failles normales synsédimentaires ou synextrusion importantes. Ces paléo-failles ont été reprises en compression lors de l'orogénèse hudsonienne.

Par contre, les séquences conglomératiques ainsi que les roches volcaniques de la base de la Formation de Baby suggèrent que cette formation s'est déposée alors que le socle était en extension. Les séquences s'épaississent vers l'est et les canyons formés près de la limite orientale de la plate-forme seraient le résultat d'un soulèvement du compartiment ouest ou un effondrement de la zone orientale. La présence d'anciennes failles normales nous est ainsi suggérée.

Ces failles normales affecteraient et contrôlèrent la sédimentation (Formation de Baby) et probablement le volcanisme (l'unité de Baby inférieur 2 et la Formation d'Hellancourt). De la même manière la Formation de Chioak montrent des faciès distaux à l'est et plus proximaux vers l'ouest. Les déplacements le long de telles failles précoces sont inconnus, mais on peut les imaginer de l'ordre du kilomètre.

3.2.2 Le domaine interne

Le domaine interne comprend les séquences allochtones de Thévenet, une partie de la Formation d'Hellancourt et les roches gneissiques archéennes situées à l'extrémité est de la fosse. La faille du lac Rachel marque le début du faciès amphibolite à l'est et délimiterait les deux domaines.

3.3 Chronologie des événements tectoniques

Les relations structurales et métamorphiques nous indiquent que la ceinture orogénique a subi une histoire complexe commençant par des failles cassantes normales, suivi d'une déformation ductile polyphasée, de la croissance de minéraux métamorphiques et d'une déformation cassante. Nous nous attarderons principalement à décrire la déformation polyphasée affectant la partie nord de la F.L.

3.3.1 La première déformation D₁

Dans le domaine externe, la première déformation est caractérisée par un épaississement des séquences causé par des imbrications au front de grandes nappes développées principalement le long de décollements au contact des principales unités. (figures 5 et 6).

C'est ainsi que des décollements majeurs s'effectuent à la base des formations d'Abner, de Baby, d'Hellancourt et de Thévenet. Dans la partie centrale et sud de la région, ces décollements majeurs impliquent des sédiments de plate-forme alors que plus au nord, soit dans la région de la baie aux Feuilles, ces failles reprennent des unités continentales (photo 7).

Dans cette zone, le contact avec le socle archéen marque une zone de délamination. Les indicateurs cinématiques (linéations minérales,

plis en fourreau) nous indiquent que les chevauchements se font en général vers l'ouest et localement vers le nord-ouest ou le sud-ouest (photo 8).

Les chevauchements suivent des contacts stratigraphiques sur de grandes distances. Ils prennent sans doute racine à la surface de contact entre le socle et les roches de couverture bien qu'à deux endroits, soit à l'ouest et au nord-ouest du lac Bérard, le socle archéen chevauche les sédiments protérozoïques.

La racine du décollement de la faille de Garigue pourrait correspondre soit à la zone de la faille du lac Rachel ou soit à la zone de la faille du lac Olmstead situées respectivement à une vingtaine et une cinquantaine de kilomètres à l'est. Des plis isoclinaux syn-D₁ déversés vers l'ouest ainsi qu'une schistosité tardi-D₁ se développent simultanément et principalement le long des zones d'imbrication. Régionalement, la schistosité majeure correspond à la déformation syn-D₁ et elle est très souvent parallèle à la stratification.

Dans le domaine interne, la déformation D₁ est caractérisée à la fois par la formation de nappes, d'un aplatissement et d'une schistosité en général mieux développée que dans le domaine externe. Les séquences imbriquées sont représentées essentiellement par les unités volcaniques d'Hellancourt et de Thévenet.

Moorhead (1989) a démontré que les "dômes" archéens situés à l'extrémité est de la région sont en partie allochtones sur des roches protérozoïques. Une surface de décollement majeure, formée durant D₁, localisée à la base des séquences volcano-sédimentaires protérozoïques, serait responsable des chevauchements antérieurs vers le nord-ouest.

3.3.2 La déformation D₂

Dans la partie centrale, ouest et nord-ouest de la région le second épisode de plissement produit des plis droits, ouverts (couchés localement dans le nord-ouest), généralement orientés est-ouest à nord-est, montrant le plus souvent un clivage espacé ou une crénulation (photos 9, 10 et 11). Les traces axiales ne sont pas toutes indiquées sur la carte de ce rapport (figure 7, hors-texte), mais on les retrouve dans les rapports



Photo 7 : Série d'imbrications dans les unités dolomitiques de la Formation d'Abner. La personne se tient sur le plan de décollement basal de l'échelle frontale située au nord-est du lac Bérard.



Photo 8 : Stries développées sur le plan de décollement basal localisé sur la formation autochtone de Dragon. Vue oblique vers l'est d'un affleurement horizontal situé au nord-est du lac Bérard.



Photo 9 : Pli isoclinal couché (P_2) affectant un quartzite et un gabbro (couleur sombre en haut et en bas de la photo). La schistosité S_1 est subparallèle à la stratification S_0 . Formation d'Harveng, côté ouest de la baie Profonde, sur une île située à 4 km au nord de Tasiujak. La photo montre une dénivellation de 55 mètres entre le sommet et la base de la montagne.



Photo 10 : Trace axiale d'un pli isoclinal (P_1) plissé par un pli ouvert (P_2) affectant la dolomie de la Formation d'Abner. La photo montre une surface subhorizontale de strates subverticales.

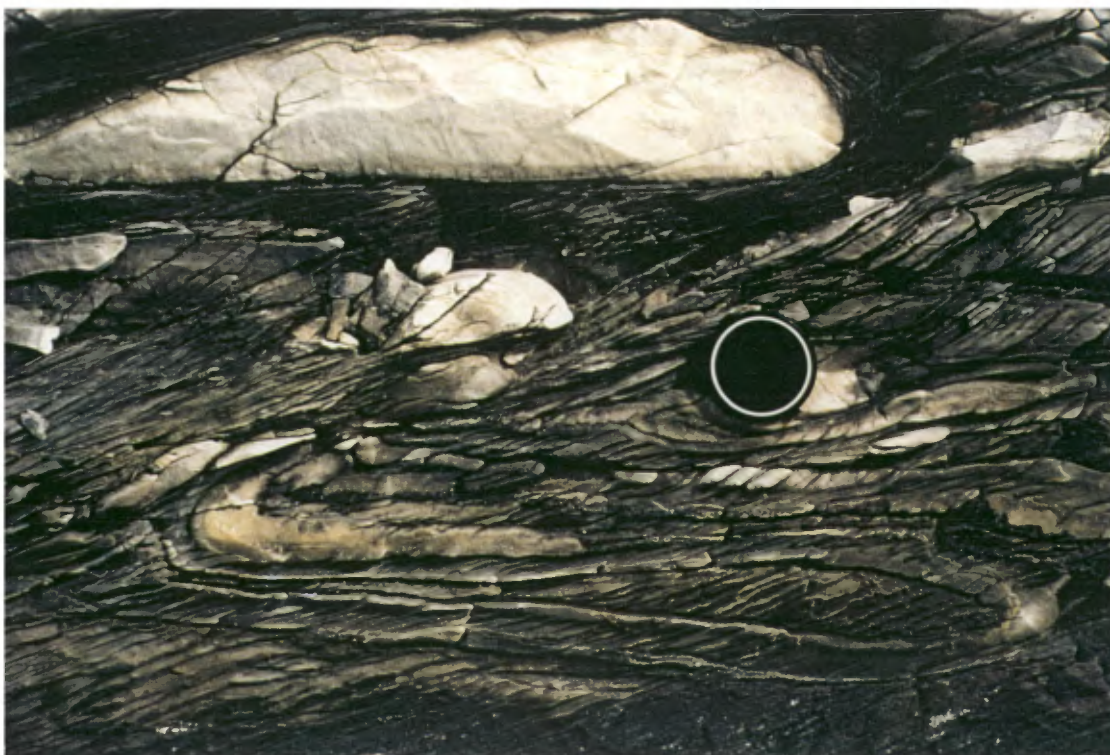


Photo 11 : Plissement isoclinal intraformationnel dans un grès dolomitique contenant un horizon compétent de chert blanc boudiné. La schistosité principale recoupe avec un angle élevé les deux flancs des plis isoclinaux. Formation d'Harveng, côté ouest de l'île Radisson.



Photo 12 : Contact entre les métasédiments protérozoïques (horizon supérieur rouillé vis-à-vis la personne) et le socle archéen sous-jacent. On notera la faible discordance angulaire entre l'orientation des horizons mafiques dans le socle avec celle des métasédiments subhorizontaux. Limite orientale de la Formation de Thévenet, rive sud de la passe Algerine. La personne a les pieds approximativement sur le contact.

préliminaires (Goulet, 1986, 1987). A environ 6 km au sud de la baie Sèche, (figure 7, hors-texte), le contact entre le Baby inférieur 3 et la Formation d'Harveng montre le recoupement de deux périodes de plissement, soit D_2 nord-est (trace axiale 2C) et D_3 sud-est, D_1 étant le chevauchement; la Formation d'Harveng représente une fenêtre. A l'ouest du lac Gerido, le klippe formé par la Formation d'Hellancourt est également replissé par D_2 (trace axiale 2A) orienté ENE. A l'ouest du lac Bérard, dans la zone parautochtone, la trace axiale (2B) orientée ESE, correspondrait à la déformation D_2 . Ce dernier pli-faille montre le socle archéen chevauché sur les roches protérozoïques.

3.3.3 La déformation D_3

La déformation D_3 donne une empreinte régionale à la F.L. Les plis P_3 , qui s'orientent NO-SE, sont droits et ouverts dans la partie centrale et sud-est alors que dans le secteur nord et ouest, ils sont déversés vers l'ouest et replissent les chevauchements.

Ils plongent en général vers le sud-est d'une vingtaine de degrés. Régionalement, trois grandes structures (3A, 3B, 3C, figures 7, 8a et 8b) en échelon sont associées à D_3 . Du sud-ouest vers le nord-est on rencontre un anticlinorium (3A) déversé vers l'ouest ayant au cœur la formation de Baby inférieur 1, suivi par un synclinorium déversé également vers l'ouest, composé du Baby inférieur 3, du Baby moyen, du Baby supérieur ainsi que de la Formation d'Hellancourt, sous forme de klippe replissée. Au nord-est, un anticlinorium, déversé dans la région nord ou droit dans la partie centrale, montre une fenêtre plissée à l'intérieur de laquelle on retrouve la Formation d'Harveng.

Cette période de déformation replisse les éléments structuraux antérieurs (figures 8a et 8b). Les zones de décollement entre les principales formations, soit les contacts entre l'Abner, le Baby, l'Hellancourt et le Thévenet ainsi que le contact oriental avec les gneiss archéens sont replissés par D_3 . Les klippes et les fenêtres formés lors de la déformation majeure D_1 sont également plissés.

Ce style de déformation D_3 a pu être tracé et interprété jusque dans l'extrémité nord de la F.L. ainsi que dans la partie orientale de la ceinture

de l'Ungava (Goulet et St-Onge, 1989). Hardy (1976) a mentionné la présence, dans la partie septentrionale de la F.L., de nappes situées de part et d'autre de l'axe de la F.L. Cet axe correspondrait selon notre interprétation à un synforme D_3 orienté NO, contenant dans le cœur un klippe composé de roches volcaniques allochtones (Hoffman 1988).

Le contact occidental entre les roches protérozoïques et archéennes située au nord-ouest de la baie aux Feuilles est également plissée (Bérard 1965, Gold 1962) (photo 12). L'orientation NO-SE en ferait selon notre interprétation des plis D_3 qui replisseraient une zone de décollement située au contact entre les unités (figure 8a). Nous avons observé cette zone d'une part à l'ouest du village de Aupaluk situé à environ 50 km au nord de la baie aux Feuilles, et d'autre part sur la rive nord de cette dernière.

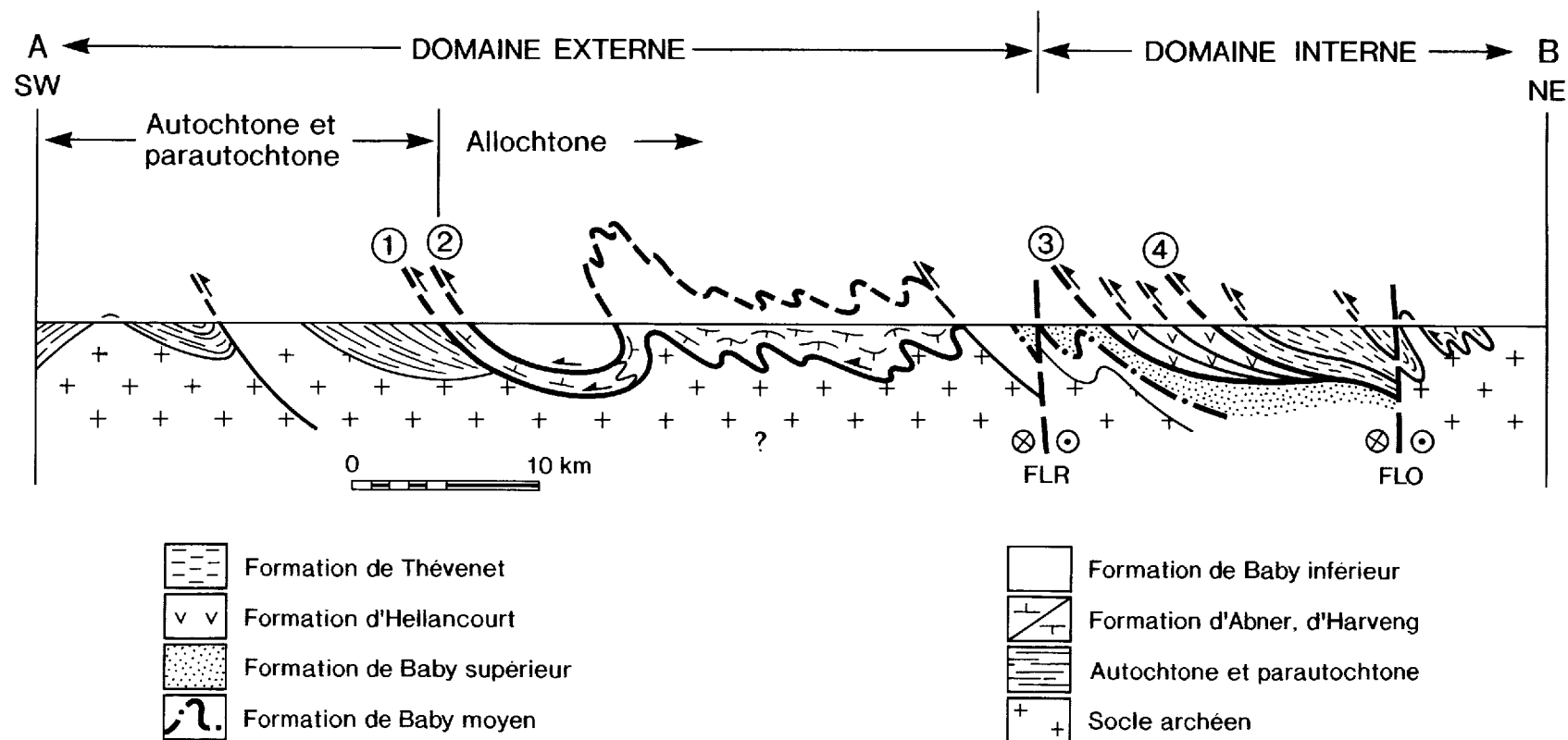
3.3.4 Tectonique cassante

Un système de décrochement majeur dextre affectant la partie orientale de la F.L. a joué le long de deux zones principales, soit la zone de la faille du lac Rachel et celle du lac Olmstead (figure 9; Goulet, 1987). Ces failles orientées généralement NW-SE (ou NNW-SSE) sont synchrones à tardi D_3 . Les traces axiales des plis formées durant D_3 sont systématiquement soit tronquées ou réorientées dans les zones de faille (figure 9). Les zones cataclastiques peuvent avoir quelques mètres de largeur. Les linéations minéralogiques observées sur des plans de failles dans la passe Algerine sont orientées N45/40 et dénoteraient le sens de ce mouvement tardif.

La composante directionnelle dextre le long de ces zones de faille syn- à tardi- D_3 est difficile à évaluer. Un mouvement oblique vers le sud-ouest avec une composante horizontale dextre d'une quinzaine de km basée sur des contacts lithologiques de part et d'autre de la faille du lac Rachel (Goulet, 1987) et une composante verticale d'une dizaine de km basée sur une étude de la pression et la température de formation des grenats (Perreault et al, 1987) serait envisageable. Ces failles contiennent des indications cinématiques montrant un mouvement dextre et des zones à pseudo-tachylites, jusqu'à 1 mètre de largeur, post à tardimétamorphiques.

Figure 8a -

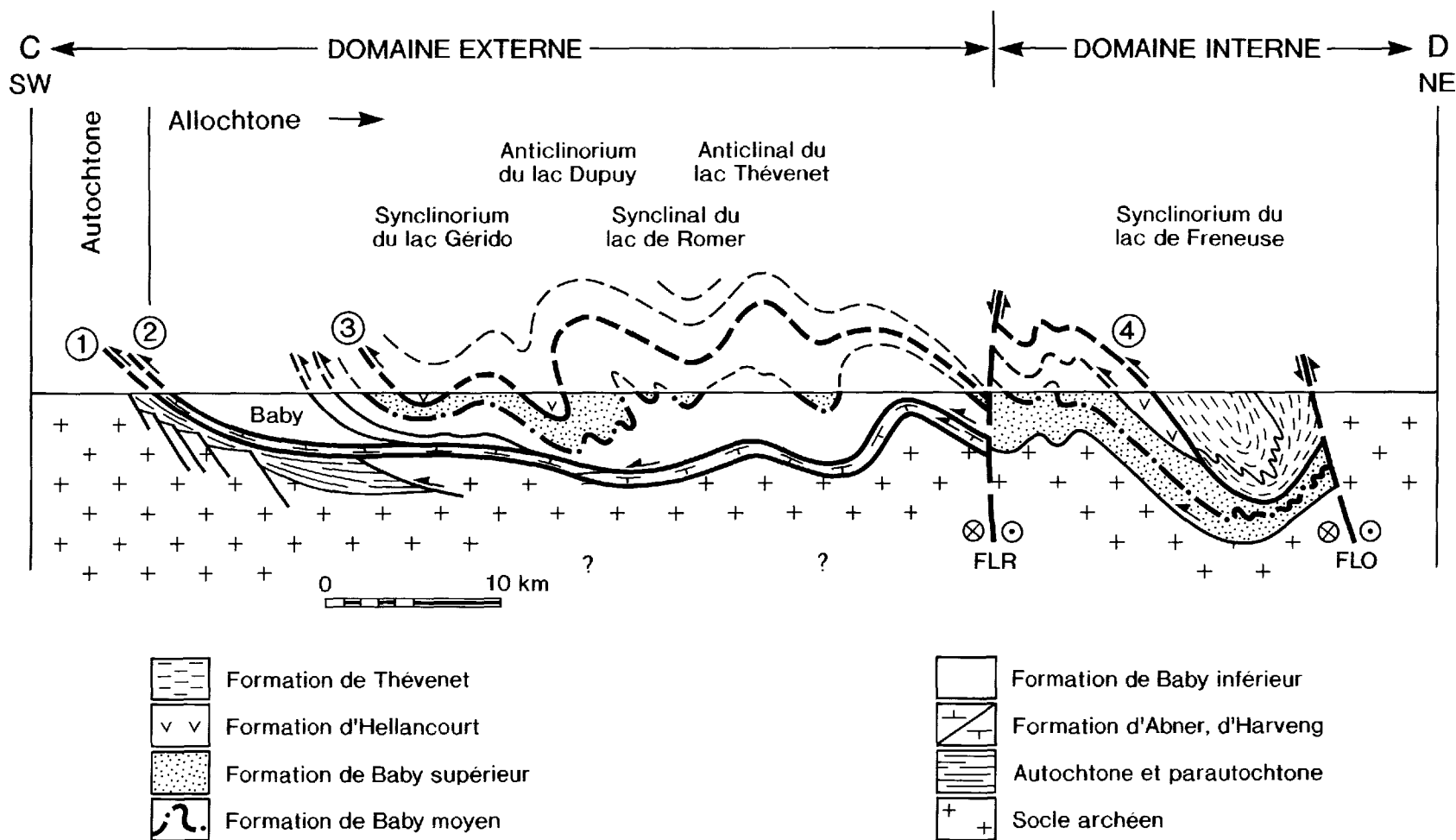
COUPE STRUCTURALE A-B DE LA PARTIE NORD DE LA FOSSE DU LABRADOR



Failles : 1 Garigue; 2 Bérard; 3 Pointe Mary; 4 Pointe Reef

Figure 8b -

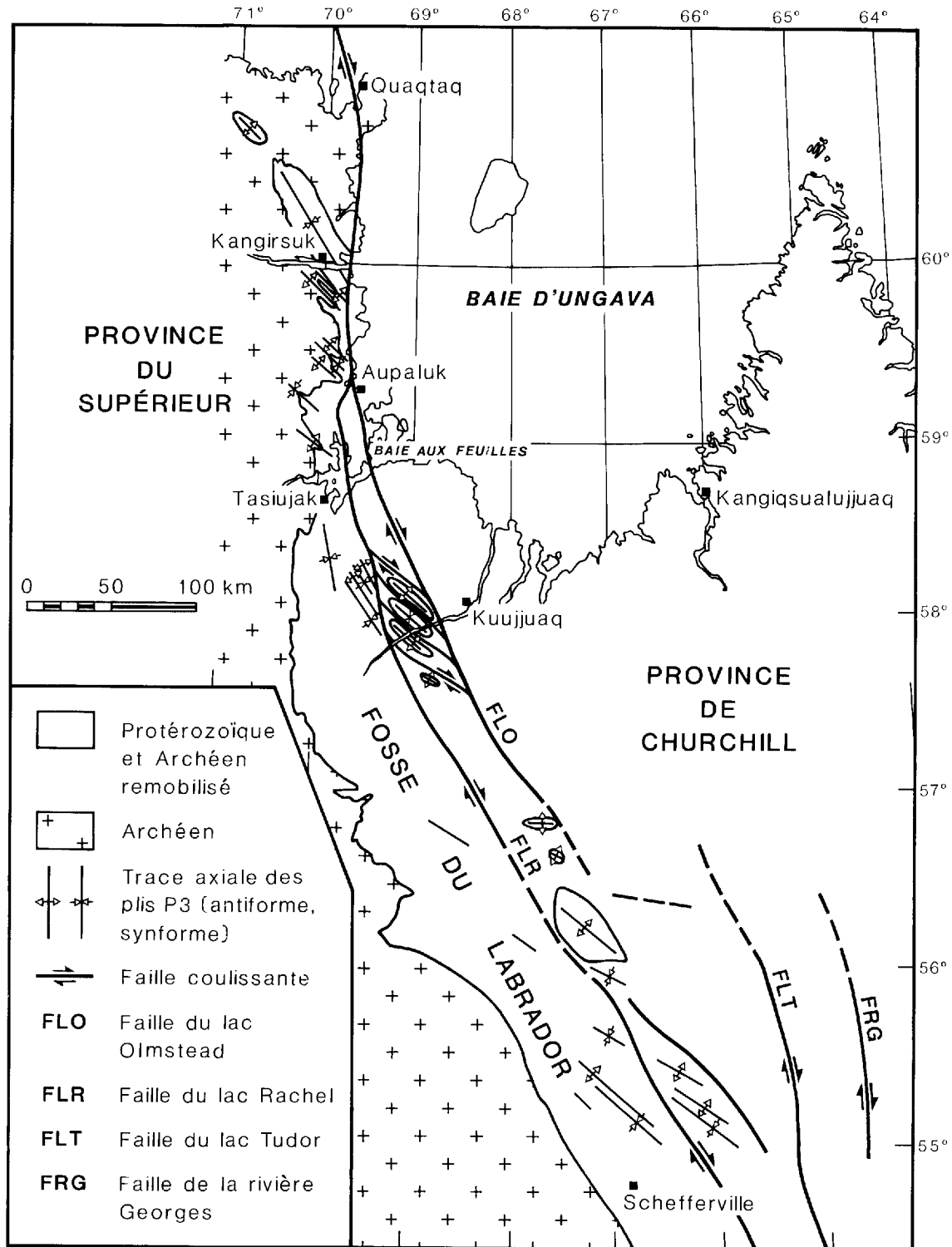
COUPE STRUCTURALE C-D DE LA PARTIE NORD DE LA FOSSE DU LABRADOR



Failles : 1 Garigue; 2 Bérard; 3 Pointe Mary; 4 Pointe Reef

Figure 9 -

SCHÉMA STRUCTURAL MONTRANT LA DISTRIBUTION DES FAILLES COULISSANTES (TYPE WRENCH FAULT) DANS LA PARTIE EST DE LA FOSSE DU LABRADOR



La zone comprise entre les failles des lacs Rachel et Olmstead ainsi que celle située à l'est de ce dernier lac pourraient comporter des «terrane exotiques», venus d'une région située au nord et accolés au domaine externe de la F.L. La Formation de Thévenet située entre les failles du lac Rachel et du lac Olmstead comporte par contre beaucoup de ressemblance avec la Formation de Baby. Une contrainte majeure orientée NE-SO, soit dans la même direction que celle qui a généré la déformation D_3 , aurait pu former un bassin en extension («pull-apart basin») et expliquerait peut-être le développement pré- ou syn- D_1 de la Formation de Thévenet. De même on pourrait invoquer une origine de «type molasse» syn- D_1 , le dépôt se faisant principalement lors de l'avancée des grandes nappes, pour expliquer la formation des unités conglomératiques du Thévenet.

4 GÉOCHRONOLOGIE

4.1 Introduction

Un des problèmes les plus importants se rapportant à l'évolution d'une ceinture orogénique précambrienne est sans contredit le rôle joué par le socle ancien au cours de la formation, de la déformation et du métamorphisme de cette ceinture orogénique. Dans le cas des orogènes d'âge protérozoïque, par exemple celui du Nouveau-Québec, ces difficultés peuvent être contournées par le fait que le socle est beaucoup plus ancien et relativement bien exposé et que l'analogie avec les orogènes du Phanérozoïque est relativement facile à faire.

Pour Stockwell (1982) les unités volcano-sédimentaires de la F.L. ont été déformées et métamorphisées durant l'orogénèse hudsonienne (≈ 1800 Ma).

Le socle situé dans la partie occidentale de la Fosse et formé principalement de gneiss et de roches granitiques, n'a pas été affecté par l'orogénèse hudsonienne à l'exception de l'extrémité nord de la F.L. (Dimroth, 1981). Par contre les gneiss bordant en partie la limite est de la F.L. ont été déformés considérablement par cette orogénèse (Gélinas, 1965, 1958a, 1958b, Dimroth et Dressler, 1978, Moorhead, 1989). La limite nord-ouest montre également des effets à un niveau moindre de la déformation hudsonienne (Gold, 1962).

Notre étude a porté d'une part sur la détermination de l'âge du métamorphisme hudsonien et d'autre part sur les relations chronologiques de la formation du socle ancien, situé de part et d'autre de la partie nord de la Fosse. Ces résultats ont déjà fait l'objet d'une publication antérieure (Machado et al. 1989). Le lecteur est prié de s'y référer pour obtenir les détails analytiques désirés.

4.1.1 Travaux antérieurs

La partie septentrionale de la province du Supérieur est relativement peu connue. Des études récentes regroupent les unités géologiques de ce secteur dans la sous-province de Minto (Card et Ciesielski, 1986). Les gneiss des faciès amphibolite et granulite s'orientent N-S et sont injectés par des masses granitiques syn-à posttectoniques (Herd, 1978; Stevenson, 1968; Taylor et Loveridge, 1981; Bérard, 1965).

Wanless (1970) obtient par la méthode K-Ar des âges variant entre 2500 et 2600 Ma sur des roches provenant de ce secteur. Taylor et Loveridge (1981) publiaient un âge de 2685 ± 183 Ma, obtenu par la méthode Rb-Sr, pour une granodiorite injectée dans les gneiss situés au sud de la ceinture d'Ungava, alors que Beall et al. (1963) obtenaient des âges variant de 2320 à 2700 Ma pour ce même secteur. De son côté, Schimann (1978) obtenait pour les gneiss situés au nord-est et sous la ceinture de l'Ungava, par la méthode Rb-Sr, un âge de 2893 ± 53 Ma.

Plus récemment, sur les gneiss de la sous-province de Bienville, située au sud de celle de Minto, soit près de la rivière La Grande, on obtenait un âge de 2813 Ma par la méthode U-Pb (Ciesielski, comm. pers.).

La région située au sud de la Baie d'Ungava comprise entre la F.L. et la province de Nain sur le côté du Labrador est également très peu connue. Taylor (1979) y effectua une reconnaissance géologique qui montrait de très vastes étendues de gneiss du faciès amphibolite à granulite, migmatisés et injectés par de nombreux plutons granodioritiques. La majeure partie de ce secteur de la province de Churchill fut regroupée à l'intérieur de la sous-province de Tunulic (Stockwell, 1982) et plus récemment dans la Province de Rae (Hoffman, 1988). Les âges obtenus par la méthode K-Ar varient entre

1175 Ma et 2770 Ma (Taylor, 1979). De leur côté, Wanless et Loveridge (1978) publièrent des âges de 1865 ± 40 Ma et de 2640 ± 159 Ma pour des granulites de ce secteur, obtenus par la méthode Rb-Sr sur roches totales.

Il y a beaucoup de controverse concernant l'âge des roches faisant partie de la sous-province de Tunulic. Taylor (1979) concluait, à partir des déterminations d'âge isotopique, que les unités gneissiques étaient d'âge soit protérozoïque ou soit d'âge archéen. Étant donné l'intense déformation et recristallisation des roches durant l'orogénèse hudsonienne, les systèmes isotopiques ne traduisent que des événements métamorphiques tardifs. Par contre, des travaux de terrain détaillés dans la partie est de la F.L. (Gélinas 1965, Dimroth et Dressler 1978, Sauvé 1958) démontraient que les complexes gneissiques sont d'âge archéen et qu'ils forment le socle sous les séries volcano-sédimentaires métamorphisées de la F.L. Ces complexes furent déformés et métamorphisés au cours de l'orogénèse hudsonienne en même temps que les roches de couverture. Certains de ces complexes gneissiques se présentent sous forme de dômes allochtones (dôme de Rénia, Boulder, Moyer (Moorhead, 1989). Ces gneiss ont été rétrogradés au faciès amphibolite tandis que les sédiments de la F.L. furent élevés au faciès schistes verts et amphibolite (Perreault et al. 1987).

4.1.2 Contexte géologique des échantillons analysés

Les mesures géochronologiques s'effectuèrent sur les roches granitoïdes ainsi que sur le gabbro glomérporphyrique affleurant dans la séquence volcanique de la Formation d'Hellancourt située dans la partie nord de la F.L. Les échantillons «granitiques» analysés proviennent de quatre secteurs différents: d'une part, du socle situé à l'extrémité ouest de la Fosse et d'autre part, de trois dômes gneissiques situés près de la limite est de la Fosse. Du socle occidental, nous avons échantillonné une granodiorite à biotite à grain moyen non déformé recoupant les gneiss anciens tels que décrit par Bérard, 1959. L'échantillon se localise à une cinquantaine de mètres de la discordance angulaire marquant le contact entre les sédiments de la Fosse et la granodiorite (figure 7, hors-texte).

Les échantillons du socle à l'est de la F.L. proviennent des gneiss formant les dômes de Moyer, de Boulder ou d'Olmstead (figure 7, hors-texte).

L'échantillon du dôme de Moyer est un gneiss rubané à biotite-grenat-muscovite comprenant des minces lentilles de quartz et de feldspath. Celui du dôme de Boulder est un gneiss à biotite-amphibole-grenat comportant des zones irrégulières plus riches en quartz et feldspath. L'échantillon du dôme d'Olmstead est un gneiss mésocrate hétérogène à biotite et amphibole.

4.1.3 Techniques d'analyses

La préparation des échantillons a été faite au laboratoire du Royal Ontario Museum (ROM) à l'exception de la séparation magnétique ainsi que celle par liqueurs denses, effectuées à l'UQAM.

Les datations ont été faites à l'aide de la méthode U-Pb sur des zircons et des minéraux accessoires: monazite, rutile et titanite (sphène). Tous les minéraux ont été traités selon les méthodes standards du ROM (Krogh 1973, 1982) que ce soit pour la séparation chimique de l'uranium et du plomb des zircons, de la dissolution des minéraux ou du traitement abrasif à l'air. Toutes les incertitudes sont exprimées pour un intervalle de confiance de 95%. Les constantes de décroissance radioactive utilisées sont celles recommandées par l'IUGS (Steiger et Jager, 1977).

4.2 Les résultats

4.2.1 Le socle à l'ouest de la Fosse

Les zircons provenant de la granodiorite située à la limite ouest de la baie aux Feuilles se séparent en trois fractions. Une première (échantillon L-1) est concordante avec un âge de 2721 Ma. Deux autres fractions discordantes, combinées à la première, définissent une ligne qui intercepte la courbe concordia et donnent un âge de cristallisation de la granodiorite à $2721 \pm 5/3$ Ma.

4.2.2 Le socle situé à l'est de la Fosse

Les gneiss provenant du dôme d'Olmstead regroupent deux populations distinctes de zircons. Une première se compose de petits cristaux (10 à 40 microns) prismatiques à

intérieur laiteux. Cette population montre des fractures très altérées par du fer, des faces cristallines bien arrondies et localement, des excroissances aux extrémités des prismes.

La deuxième population, de plus forte taille (50-150 microns) est claire et présente des faces bien cristallisées. La couleur de ces zircons devient légèrement rosée à l'intérieur des grains les plus grossiers. Quelques cristaux montrent des excroissances transparentes aux extrémités. Des inclusions limpides sont généralement présentes et quelques cristaux montrent des coins légèrement arrondis.

Une première fraction de la deuxième population (échantillon G-1) nous donne un âge légèrement discordant de 2721 ± 4 Ma. Deux autres fractions de zircons (échantillons G-3 et G-4) se regroupent également près de la ligne de concordia. Des cristaux de titanite du dôme d'Olmstead ont également été analysés (G-2 TIT). Ces derniers sont presque concordants et donnent un âge de 1774 ± 5 Ma.

Les gneiss tonalitiques du passage aux Feuilles (extrémité nord-est de la région) révèlent un âge de 2719 ± 7 Ma (zircons) et donnent un intercepte inférieur de 1783 ± 2 Ma (monazites).

Les gneiss provenant du dôme de Boulder regroupent également plusieurs types de zircons. Le premier groupe se caractérise par sa forme prismatique et sa couleur brunâtre qui est due à une forte altération; il peut représenter un assemblage d'au moins deux types de cristaux (BF-1, BF-3). Un autre groupe rassemble des zircons généralement clairs à brun pâle et de forme prismatique, renfermant des inclusions transparentes (BF-4). Ces derniers ne montrent pas de résorption; cependant, les faces cristallines ont été arrondies par une abrasion.

Pour le dôme de Boulder la combinaison des résultats obtenus sur deux titanites avec les trois fractions de zircons analysés (BF-1, BF-3 et BF-4), nous donne une ligne discordia et un âge supérieur de 2868 ± 8 Ma et une interception inférieure de 1783 ± 11 Ma.

Les gneiss provenant du dôme de Moyer contiennent également deux populations de zircons: une première renferme des cristaux brunâtres (M-3); une deuxième regroupe des

zircons incolores qui peuvent être subdivisés en deux groupes selon leur forme (M-1 et M-4). Des cristaux de monazite (M-2) furent également analysés.

Les résultats obtenus sur les échantillons M-1 et M-4 sont respectivement de 2833 et 2835 Ma alors que l'échantillon M-3 est légèrement plus jeune, soit de 2818 Ma. La ligne discordia définie par l'échantillon de monazite et les trois analyses de zircons donne une interception inférieure à 1793 ± 5 Ma et une interception supérieure à 2883 ± 4 Ma.

4.2.3 Filons-couches de Montagnais

Les zircons obtenus du gabbro glomérporphyrique situé à la fois près de la limite est de la F.L. et de la limite est des laves d'Hellancourt révèlent un âge de cristallisation de 1874 Ma (Machado et al. 1989).

4.3 Discussion

4.3.1 Socle situé à l'ouest

Dans la granodiorite de la baie aux Feuilles, il n'existe qu'une seule population de zircons dans les échantillons, la minéralogie est primaire et la roche est pratiquement non déformée. Donc, l'âge obtenu, soit $2721 \pm 5/-3$ Ma, représente l'âge de la cristallisation de ces roches.

L'âge minimum des gneiss encaissants appartenant à la sous-province de Minto serait par le fait même 2721 Ma. Taylor et Loveridge (1981) ont obtenu, par la méthode Rb-Sr, un âge de 2685 ± 183 Ma sur une masse granitique recoupant des gneiss anciens situés au sud de la Fosse de l'Ungava. La combinaison de ces résultats montre que les gneiss anciens sont d'âge prékénoréen.

4.3.2 Socle situé à l'est

4.3.2.1 L'âge du métamorphisme hudsonien

Par l'intersection inférieure des droites obtenues pour les dômes d'Olmstead, du passage aux Feuilles, de Boulder et de Moyer, on obtient respectivement des âges de 1774 ± 5 Ma, 1783 ± 2 Ma, 1783 ± 11 Ma et 1793 ± 5 Ma, des âges que l'on interprète comme représentant l'âge métamorphique de ces roches. Un moyen plus

précis d'évaluer l'âge de l'événement métamorphique consiste à comparer les trois analyses de titanite (G-2, BM-1 et BF-6) et celle de monazite (M-2). L'interception inférieure de la droite contenant ces minéraux avec la courbe concordia nous donne, avec un très haut degré de confiance, un âge de 1793 - 1783 Ma. Le fait que ces minéraux proviennent de trois dômes répartis à travers la région nous permet de conclure qu'un événement métamorphique majeur hudsonien a affecté ces roches.

4.3.2.2 L'âge du métamorphisme tardif

Bien que la cristallisation du rutile par rapport au zircon suscite encore des incertitudes, nous avons analysé deux échantillons de rutile provenant du dôme de Boulder (BF-5) et de Moyer (M-5).

Un échantillon (BF-5) se situe légèrement au-dessus de la courbe de concordia et donne un âge de 1741 Ma. L'autre échantillon M-5 nous donne un âge de 1746 Ma. Étant donné que deux dômes différents donnent des âges sur rutiles très semblables, nous proposons qu'à cette période, il y ait eu un soulèvement ou une activité hydrothermale importante entre 10 Ma et 35 Ma après l'événement métamorphique majeur.

4.3.2.3 Les événements préhudsoniens

La présence de deux populations distinctes de zircons dans les roches provenant du dôme d'Olmstead nous porte à croire que l'âge de 2721 ± 4 Ma, obtenu avec la fraction de zircons bien cristallisés et des titanites, constitue un âge métamorphique archéen.

La corrélation entre l'âge de la cristallisation de la granodiorite de la baie aux Feuilles et le métamorphisme archéen des gneiss du lac Olmstead nous indique que l'intrusion de la granodiorite est contemporaine au métamorphisme du faciès des granulites des roches plus anciennes, soit l'unité des gneiss anciens (Bérard, 1959).

L'âge obtenu des gneiss des dômes de Boulder et de Moyer représente également un événement métamorphique archéen. Afin de déterminer cet âge, nous avons combiné les résultats de la fraction des zircons avec ceux des titanites ou de la monazite. Par cette méthode, nous obtenons respectivement pour les dômes de Boulder et de

Moyer, des âges de 2872 ± 6 Ma et de 2883 ± 6 Ma (Machado et al. 1989). L'âge du métamorphisme hudsonien obtenu, soit 1783 Ma et de 1793 Ma respectivement, combiné avec la fraction des zircons la plus concordante obtenue de ces dômes, nous permet de montrer que l'âge du métamorphisme archéen est de 2868 ± 8 Ma pour les gneiss de Boulder et de 2883 ± 6 Ma pour le Moyer.

Selon les travaux de Gélinas (1965), de Dimroth et Dressler (1978) et de Perreault et al. (1987) sur le métamorphisme, les dômes gneissiques situés à l'est de la F.L. sont constitués de roches archéennes du faciès granulite rétrotransformées au faciès amphibolite durant l'orogénèse hudsonienne.

Notre étude confirme non seulement leur énoncé, mais décèle également la présence de deux événements métamorphiques archéens, le premier à 2721 Ma et un autre à 2868-2883 Ma. Ce dernier pourrait éventuellement représenter deux périodes différentes mais nous avons trop peu d'information pour confirmer ceci. Nous pouvons tout de même affirmer que les gneiss provenant des dômes de Boulder et de Moyer n'ont pas été affectés par le métamorphisme à 2721 Ma, étant donné que les échantillons analysés ne montrent pas de reconcentration du Pb à ce temps-là.

4.4 Traçage Isotopique

Dans le but d'obtenir de plus amples informations sur la composition de la région source de nos sédiments, deux échantillons furent analysés par Mme Aline Dia à l'Institut de Physique du Globe à Paris, pour les rapports Sm/Nd et $143\text{Nd}/144\text{Nd}$.

Ces échantillons sont des argilites de l'unité de Baby inférieur. Les âges moyens de résidence des matériaux à la provenance sédimentaire sont respectivement de 2,88 Ga et 1,7 Ga.

Il est possible d'interpréter ces résultats de la façon suivante: le premier échantillon traduit l'érosion d'un socle archéen alors que le second résulte probablement de l'érosion de matériaux juvéniles, c'est-à-dire des roches ignées accumulées pendant la formation de la ceinture.

4.5 Conclusion à l'étude géochronologique

Les séquences sédimentaires du début du Protérozoïque furent déposées sur un socle archéen comprenant des roches d'âge et d'origine très variés. L'empilement des unités volcano-sédimentaire dans la F.L. a été daté à 1879 ± 43 Ma par Fryer (1972) qui s'est basé sur un isochrone Rb-Sr. Dressler (1975) a publié un âge de 1873 ± 53 Ma obtenu sur une lamprophyre. Si l'on accepte que la F.L. fait partie de la ceinture Circum-Ungava (Baragar et Scoates, 1981) et que ces âges correspondent bien avec ceux obtenus par Zindler (1981) pour des roches mafiques de la ceinture de l'Ungava soit 1871 ± 75 Ma par la méthode Nd-Sm, le début du remplissage des bassins de marges continentales est sans doute plus vieux que les âges mentionnés ci-dessus. Parrish (1989) a obtenu un âge de 1998 ± 2 Ma pour l'ophiolite de Purtuniqu, qui représente la croûte océanique formée durant le rifting continental.

Fahrig et Wanless (1963) ont déterminé un âge de 2150 Ma par la méthode K-Ar sur des dykes de diabase, qui sont recouverts par des sédiments de la fosse. Krogh (comm. pers.) a trouvé par la méthode U-Pb, un âge de $2142 \pm 4/-2$ Ma sur des rhyolites dans la partie centrale de la F.L. Ces données géochronologiques nous montrent que la sédimentation a commencé probablement après 2150 Ma accompagnée d'une forte activité volcanique, et que vers 1880 Ma il y avait un deuxième épisode volcanique important.

En effet le gabbro glomérophyrique (1874 Ma) représente un filon-couche dans les laves mafiques de la Formation d'Hellancourt. Cet âge correspondrait à la cristallisation de ce gabbro mais la relation avec les laves est plutôt ambiguë (voir page 15). Les filons-couches différenciés très répandus dans les séquences volcaniques de la F.L. pourraient être co-magmatiques.

Le remplissage de la F.L. s'est donc terminé lors du métamorphisme hudsonien majeur, soit vers 1790 Ma. L'évolution de la Fosse s'est étendue alors sur plus de 350 Ma.

5 GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La région située à l'ouest de Kuujuaq s'avère favorable à la prospection de divers métaux. Elle a été explorée pour le minerai de fer dans la

Formation de Sokoman (Fenimore) au cours des années 50, pour les métaux de base et précieux (zinc, cuivre, plomb, nickel, or et argent) vers le début des années 60 dans les formations d'Hellancourt et de Baby ainsi que dans le Groupe de Montagnais, soit au sud-est de notre région. Par la suite, des dépôts d'uranium furent découverts vers la fin des années 60 dans la Formation de Chioak. Au cours des années 1980, la région a été explorée pour les éléments du groupe de platine.

A la suite de nos observations, plusieurs points d'intérêt métallogénique sont à souligner. Ainsi, le long de la passe Algerine, les affleurements, très bien dégagés, montrent une section continue d'un empilement de roches volcaniques et volcanoclastiques. Cette succession volcanique nous permet d'identifier clairement le caractère stratiforme exhalatif des sulfures associés (pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite).

Les tufs sulfurés de l'Hellancourt sont de composition généralement mafique à intermédiaire et plus localement felsique et pour la plupart sont bien lités. L'épaisseur des tufs (maximum 10 m) croît vers le sommet de cette unité. Ils recouvrent des brèches de coulée ou des laves cousinées. A l'intérieur de la partie inférieure de cette unité, plus de 200 coulées ont été identifiées, chacune étant séparée de la coulée sus-jacente par un horizon de tuf contenant des sulfures (parfois massifs) dont l'épaisseur varie de quelques cms à 2 m. On observe dans les horizons de sulfures massifs localement cuprifères (chalcopryrite, malachite), de fines laminations, des fragments d'argilite ou de schistes graphiteux ainsi que des figures sédimentaires bien préservées (granoclassement, laminations obliques, chenaux, "slump balls").

Les zones de chevauchement et de plissement intense constituent des endroits propices à la remobilisation de la minéralisation stratiforme surtout suivant les plans de schistosité S1, tardi S1 ou S3 (photos 13, 14). Les zones d'imbrication et de décollement localisées à la base de la Formation d'Abner et au contact avec le faciès conglomératique de la Formation de Chioak pourraient s'avérer intéressantes pour l'uranium.

Au lac Gerido, le klippe formé essentiellement de séquences volcaniques repose en discordance

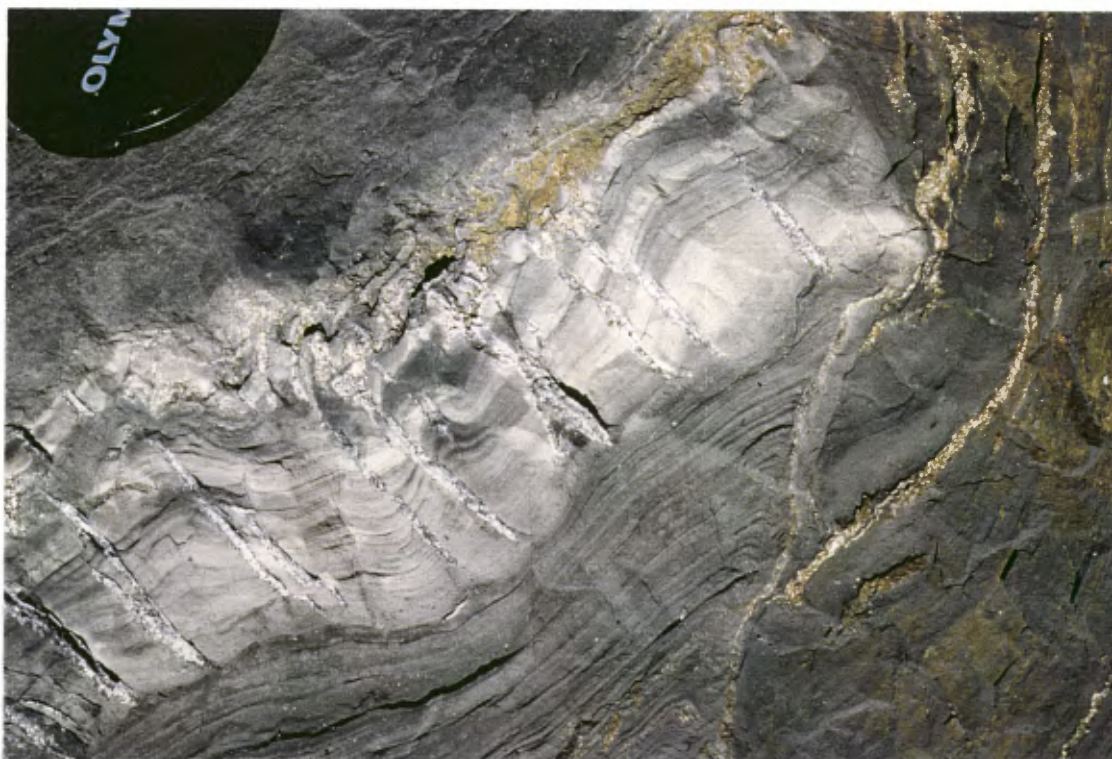


Photo 13 : Sulfures stratiformes exhalatifs recoupés perpendiculairement par des fractures de tension développées dans des horizons compétents et remplies de pyrite massive recristallisée. Les sulfures sont massifs dans les niveaux clairs et disséminés ailleurs dans la séquence. Zone allochtone; l'unité de Baby supérieur, côté ouest du lac Gerido.

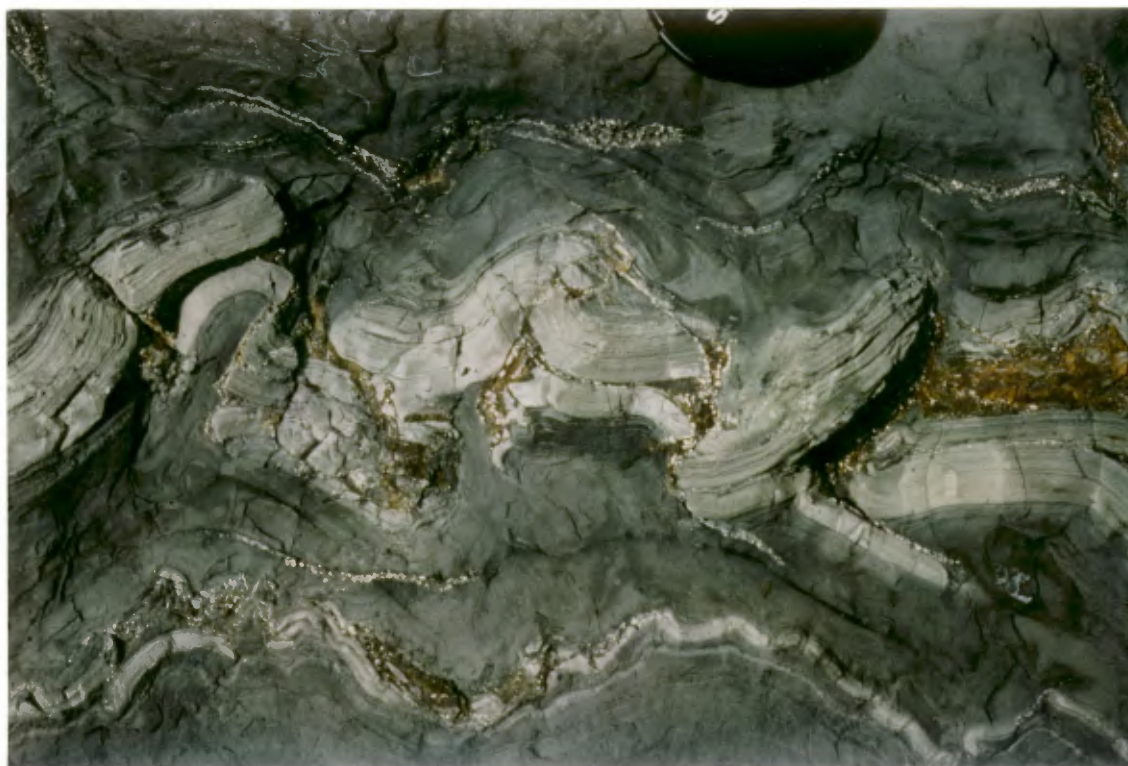


Photo 14 : Horizons de sulfures stratiformes exhalatifs plissés, faillés et imbriqués. Les sulfures sont massifs dans les niveaux clairs et disséminés ailleurs dans la séquence. On notera, vers la droite, le forçage en coin de cet horizon. Zone allochtone; l'unité de Baby, côté ouest du lac Gerido.

de faille sur des sulfures bréchifiés dont les éléments ont été arrachés à la Formation de Baby sous-jacente. Une carbonatation régionale s'est effectuée tardivement post D_3 essentiellement le long des grands accidents pré ou syn D_1 .

6 CONCLUSION

L'étude tectonique, stratigraphique et géochronologique nous démontre que les unités volcanosédimentaires de la F.L. ont subi une tectonique polyphasée complexe lors de la formation de la ceinture orogénique du Nouveau-Québec et permet de partager la F.L. en domaine externe à l'ouest et domaine interne à l'est. Il est possible de reconnaître des canyons sous-marins formés à l'extrémité est de la plate-forme. Des structures de rift ont contrôlé la sédimentation ainsi que le volcanisme protérozoïque.

Les séquences stratigraphiques de notre région s'étendent d'est en ouest sur plus de cinquante km au sud de la région alors qu'au nord, on retrouve les mêmes unités sur une largeur à peine de 20 km. Le transport de nappes ainsi que l'imbrication et le plissement des structures ayant une composante vers l'ouest nous permettent d'expliquer cet élargissement de la ceinture, combiné avec un niveau d'érosion plus profond vers le nord. Le télescopage des unités volcanosédimentaires cause un épaississement structural important.

Durant la déformation D_1 , une zone de décollement localisée à la base de la séquence protérozoïque et au-dessus des roches archéennes se développe et crée une zone d'imbrication chevauchant une séquence autochtone située dans la partie ouest de la F.L. Le déplacement vers l'ouest le long des plans de décollement est estimé à environ 25 km dans la partie nord de la région et 50 km dans la partie sud.

Un second décollement a été identifié à la base de la Formation de Baby. Cette faille superpose les unités volcanosédimentaires de milieu de talus et de pente continentale sur les sédiments de plate-forme des formations d'Harveng et d'Abner. Près de l'extrémité est de la région, deux autres décollements localisés respectivement à la base de l'Hellancourt et du

Thévenet complètent l'édifice structural. Dans la partie occidentale, l'Hellancourt forme localement des klippes. Un décollement majeur entre les roches archéennes situées à la bordure est de la F.L. a été identifié au contact avec les métasédiments du Thévenet. La déformation D_3 donne à la F.L. le grain tectonique NO-SE. Cette dernière replisse les éléments structuraux antérieurs et forme de grands anticlinoria et synclinoria, en échelon.

Cette déformation D_3 est associée à un système majeur de failles directionnelles dextres soit les zones de cisaillement du lac Rachel et du lac Olmstead.

RÉFÉRENCES

- BARAGAR, W.R.A. et SCOATES, R.F.J., 1981 - The Circum-Superior Belt: a Proterozoic plate margin? In *Precambrian plate tectonics*. A. Kroner, éditeur, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- BEALL, G.H., HURLEY, P.M., FAIRBAIRN, H.W. and PINSON, W.H., 1963 - Comparison of K-Ar and whole-rock Rb-Sr dating in New Quebec and Labrador, *American Journal of Science*, volume 261, pp. 571-580.
- BELANGER, M., 1982 - Région du lac Faujas, Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 82-06.
- BERARD, J., 1965 - Région du Lac Bérard. Ministère des Richesses Naturelles, Québec. Rapport géologique no. 111.
- BERARD, J., 1959 - Géologie de la région du lac aux Feuilles, Nouveau-Québec. Thèse de doctorat, Université Laval, 1959.
- BERARD, J., 1957 - Rapport préliminaire sur la région du lac Finger, Nouveau-Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec. RP 360.
- 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.
- CARD, K.D. et CIESIELSKI, A., 1986 - Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*, Volume 13, number 1, pp. 5-13.
- CLARK, T., 1988 - Stratigraphie, pétrographie et pétrochimie de la Formation de Fer de Baby, région du lac Hérodier, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 87-13.
- CLARK, T., 1979 - Région du lac Napier, territoire du Nouveau-Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; DPV-663.

CLARK, T., 1977 - Forbes Lake area. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; DPV-452.

CLARK, T. et THORPE, R.I., 1990 - Model lead ages from the Labrador Trough and their stratigraphic implications. *In* The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America. Lewry, J.F. et Stauffer, M.R., éditeurs. Association géologique du Canada, Special Paper 37, pp. 413-431.

DIMROTH, E., 1981 - Labrador Geosyncline: type example of early Proterozoic cratonic reactivation. *In* Precambrian Plate Tectonics (A. Kroner, éditeur). Developments in Precambrian Geology 4, 331-352. Elsevier, Amsterdam.

DIMROTH, E., 1978 - Région de la Fosse du Labrador/Labrador Trough area (54° 30' - 56° 30'). Ministère des Richesses Naturelles, Québec; RG-193.

DIMROTH, E. et DRESSLER, B., 1978 - Metamorphism of the Labrador Trough. *In* Metamorphism in the Canadian Shield. J.A. Fraser and W.W. Heywood, éditeurs. Commission Géologique du Canada, Paper 78-10, pp. 215-236.

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. Commission géologique du Canada, paper 70-40, pp. 45-142.

DRESSLER, B. 1979 - Région de la Fosse du Labrador (56° 30' - 57° 15'). Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, RG-195.

DRESSLER, B. 1975 - Lamprophyres of the north-central Labrador Trough, Quebec, Canada. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte, 6, pp. 268-280.

FAHRIG, W.F., 1965 - Lac Hérodier, Québec. Commission géologique du Canada; carte 1146 A.

FAHRIG, W.F., and WANLESS, R.K., 1963 - Age and significance of diabase dyke swarms of the Canadian Shield: Nature, Vol. 200, pp. 934-937.

FRAREY, M.J., 1967 - Willbob and Thompson Lake map areas, Quebec and Newfoundland; Commission géologique du Canada, Mémoire 348.

FRYER, B.J., 1972 - Age determinations in the Circum-Ungava geosyncline and the evolution of Precambrian banded iron-formations. Journal canadien des Sciences de la terre, Vol. 9, pp. 652-663.

GELINAS, L., 1965 - Géologie de la région de Fort Chimo et des lacs Gabriel et Thévenet, Nouveau-Québec. Thèse de D.Sc., Université Laval, Québec, 212 p.

GELINAS, L., 1958a - Région du lac Thévenet (moitié est) Nouveau-Québec. Ministère des mines, Québec, Rapport préliminaire 363.

GELINAS, L., 1958b - Rapport préliminaire sur la région du lac Gabriel (partie ouest), Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec, Rapport préliminaire 373.

GOLD, D.P., 1962 - Rapport préliminaire sur la région de la Baie Hopes Advance, Nouveau-Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec. RP 442.

GOULET, N. et ST-ONGE, M., 1989 - Similarities in the tectonic style of folding and fracturing between the Cape Smith and Labrador Trough fold belts. Association géologique du Canada, Programme et Résumés, Vol. 14, p. A83.

GOULET, N., GARIEPY, C., MARESCHAL, J.C. et MACHADO, N., 1987 - Structure, geochronology, gravity and the tectonic evolution of the northern Labrador Trough. Association géologique du Canada, Programme et résumés, Vol. 12, p. 48.

GOULET, N., 1987 - Etude tectonique de la partie nord de la Fosse du Labrador, Rapport intérimaire. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; MB 87-21.

GOULET, N., 1986 - Etude 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'Energie et des Ressources, Québec; MB 86-27.

HARDY, R., 1976 - Région des lacs Roberts - des chefs, Ministère des Richesses Naturelles, Québec. RG 171.

HERD, R.D., 1978 - Notes on metamorphism in New Quebec. *In* Metamorphism in the Canadian Shield. Edité par J.A. Fraser and W.W. Heywood. Commission géologique du Canada, Paper 78-10, pp. 79-83.

HOFFMAN, P.F., et GROTZINGER, J.P., 1989 - Abner/Denault reef complex (2.1 Ga), Labrador Trough, N.E. Quebec. *In* Reefs, Canada and adjacent area, H.H.J. Geldsetzer, N.P. James et G.E. Tebbutt, éditeurs. Canadian Society of Petroleum Geologists, Mémoire 13, pp. 49-54.

HOFFMAN, P.F., 1988 - United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Vol. 16, pp. 543-603.

KROGH, T.E., 1982 - Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 46, pp. 737-649.

KROGH, T.E., 1973 - A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 37, pp. 485-494.

MACHADO, N., GOULET, N. et GARIEPY, C., 1989 - U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and of Hudsonian metamorphism in the northern Labrador Trough. Journal canadien des Sciences de la terre, Vol. 26, pp. 1-15.

MACHADO, N., GOULET, N. et GARIEPY, C., 1987 - Evolution of the Northern Labrador Trough Basement: Evidence from U-Pb geochronology. Association géologique du Canada, Programme et Résumés 12, p. 69.

MOORHEAD, J., 1989 - Tectonic history of the Renia basement-cover complex, Northern Quebec. Thèse de maîtrise, Université McGill.

MOORHEAD, J. et Hynes, A., 1990 - Nappes in the internal zone of the northern Labrador Trough: evidence for major early, NW-vergent basement transport. *Geoscience Canada*, vol. 17, pp. 241-244.

PARRISH, R.R., 1989 - U-Pb geochronology of the Cape Smith Belt and Sugluk block, northern Québec. *Geoscience Canada*, Vol. 16, pp. 126-130.

PERREAULT, S., HYNES, A. et MOORHEAD, J., 1987 - Metamorphism of the eastern flank of the Labrador Trough, Kuujuaq, Ungava, Northern Quebec. *Association géologique du Canada, Programme et Résumés*, Vol.12, p. 80.

SAUVE, P., 1959 - Région de la baie aux Feuilles, Nouveau-Québec. *Ministère des Mines, Québec*; RP-399.

SAUVE, P., 1958 - Geology of the Eastern Border of the Labrador Trough near Fort Chimo, Northern Quebec. *Canadian Mining Journal*, Vol. 79, No. 4, pp. 123-124.

SAUVE, P., 1957 - Région du lac de Fréneuse (moitié est), Nouveau-Québec. *Ministère des Mines, Québec*; RP-358.

SAUVE, P., 1956a - Région du lac Léopard (moitié est), Nouveau-Québec. *Ministère des Mines, Québec*; RP-325

SAUVE, P., 1956b - Région du lac de Fréneuse (moitié ouest), Nouveau-Québec. *Ministère des Mines, Québec*; RP-332.

SAUVE, P., 1955 - Région du lac Gerido (moitié est), Nouveau-Québec. *Ministère des Mines, Québec*; RP-309.

SAUVE, P., et BERGERON, R., 1965 - Région des lacs Gerido et Thévenet. *Ministère des Richesses Naturelles du Québec*, RG 104.

SCHIMANN, K., 1978 - Geology of the Wakeham area, eastern end of the Cape Smith Belt, New Quebec. *Thèse de doctorat, Université d'Alberta*.

STEIGER, R.H. et JAGER, E., 1977 - Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 36, pp. 359-362.

STEVENSON, I.M., 1968 - A geological reconnaissance of Leaf River map-area, New Quebec and Northwest Territories. *Commission géologique du Canada, Mémoire 356*.

STOCKWELL, C.H., 1982 - Proposals for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield. *Commission géologique du Canada, Paper 80-19*.

TAYLOR, F.C., 1979 - Reconnaissance geology of a part of the Precambrian Shield, northeastern Quebec, northern Labrador and Northwest Territories. *Commission géologique du Canada, Mémoire 393*.

TAYLOR, F.C. and LOVERIDGE, W.D., 1981 - A Rb-Sr study of a New Quebec Archean granodiorite. *In Recherches en cours, part C. Commission géologique du Canada, Paper 81-1C*, pp. 105-106.

WANLESS, R.K., 1970 - Isotopic age map of Canada. *Commission géologique du Canada, Map 1256A, scale 1:50 000 000*.

WANLESS, R.K. et LOVERIDGE, W.D., 1978 - Rubidium-strontium isotopic age studies, report 2 (Canadian Shield). *Commission géologique du Canada, Paper 77-14*.

ZINDLER, A., 1981 - Nd and Sr isotopic studies of komatiites and related rocks. *In Komatiites*, Arndt, N.T., Nisbet, E.G. éditeurs. *Max-Planck Inst. Chem., Mainz, Allemagne*, pp. 399-420.