MB 91-21

ETUDE REGIONALE DU SUPERGROUPE DE WAKEHAM - MOYENNE-COTE-NORD

Documents complémentaires

Additional Files



Licence

License

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

Énergie et Ressources naturelles
Québec

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

Étude régionale du Supergroupe de Wakeham

- Moyenne-Côte-Nord -

Aphrodite Indarès **Jacques Martignole**



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

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

MB 91-21 **1993**

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 avant la remise de la version finale au ministère.

RÉSUMÉ

Le Terrane de Wakeham est un ensemble de roches faiblement métamorphiques situé dans la partie nord-est de la Province de Grenville. D'âge Protérozoïque moyen, il est constitué d'un empilement volcanodétritique contenant de nombreux sills de gabbro. Cet empilement qui porte le nom de Supergroupe de Wakeham a été subdivisé en Groupe d'Aquanus et Groupe de Davy.

Les contacts entre le Terrane de Wakeham et les terrains encaissants plus métamorphiques sont soit intrusifs soit tectoniques, si bien que le socle sur lequel s'est déposé le Supergroupe de Wakeham n'est pas directement identifiable. Vers l'est, le Terrane de Wakeham est envahi par des granitoïdes dont l'âge varie de 1245 à 1239 Ma et qui recoupent les séquences détritiques et rhyolitiques plissées du Groupe d'Aguanus, datées 1270 Ma. À l'ouest, le Groupe de Davy, plus récent voit à son tour ses plis recoupés par des granites de l'enveloppe des massifs anorthositiques de Havre-Saint-Pierre et de la rivière Romaine datés à 1079 Ma.

La bordure nord-ouest du Terrane de Wakeham est affectée par une zone de cisaillement senestre en extension, le long de la rivière de l'Abbé-Huard, se traduisant par un effondrement relatif du terrane vers le sud-est. Des granites post-tectoniques (993 Ma) se sont mis en place le long de cette zone de cisaillement. Le métamorphisme, très faible dans l'ensemble du Terrane de Wakeham augmente près des contacts avec les granitoïdes précoces et surtout près des contacts des complexes anorthositiques. Par contre, il est difficile d'établir une relation entre les déformations en plis déversés vers le nord-ouest repris par des plis à axe nord-sud observés dans le Terrane de Wakeham et les déformations dans les terrains plutoniques encaissants. Il est d'ailleurs probable qu'une partie des déformations puisse être en rapport avec la monté diapirique des masses anorthositiques.

TABLE DES MATIÈRES

Page

RÉSUMÉ 1

TABLE DES MATIÈRES 2

LISTE DES CARTES 4

LISTE DES TABLEAUX 5

LISTE DES FIGURES 6

INTRODUCTION 8
Accès et topographie 8
Travaux antérieurs 8
Méthodes de travail 9
Remerciements 10

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL 11

LE SECTEUR OUEST : RÉGION DE LA RIVIÈRE ROMAINE, DU LAC BOUCHER ET DU BASSIN DES MURAILLES 13
Géologie générale 13
Unités lithologiques 16
Migmatites, paragneiss gneiss quartzofeldspathiques et amphibolites 16
Granite du lac du XXII Mille (GRA1) 18
Monzonite du LRR et granite GRA2 18
Métamorphisme 18
Structure 19
Conclusion 19

LE SECTEUR NORD-OUEST 21

RÉGION DES LACS FORGET ET BUIT 22
Géologie générale 22
Unités lithologiques 22
Arénites quartzifères, schistes et gabbros du Groupe de Davy (GD) 22
Quartzites, paragneiss et amphibolites du Groupe de Davy (GD) 23
Granites 24
Métamorphisme 26
Structure 26
Conclusion 26

RÉGION DE LA RIVIÈRE DE L'ABBÉ-HUARD ET DU LAC SAUMUR 29
Géologie générale 29
Unités lithologiques 30
Groupe d'Aguanus (GA) 30
Groupe de Davy (GD) 31
Plutonites du complexe de la rivière Romaine 33
Structure 33
Conclusion 34

TABLE DES MATIÈRES (suite)

Page

RÉGION DU LAC JÉRÔME 36
Unités lithologiques 36
Structure 39
Conclusion 39

LE SECTEUR NORD-EST 40

RÉGION DU PETIT LAC LA GALISSONNIÈRE 41
Géologie générale 41
Unités lithologiques 41
Roches sédimentaires 41
Roches volcaniques 42
Roches plutoniques 43
Métamorphisme et structure 43
Conclusion 45

RÉGION DE LA RIVIÈRE NATASHQUAN 47
Géologie générale 47
Unités lithologiques 47
Roches sédimentaires 47
Roches volcaniques et gabbros 48
Roches granitiques 51
Métamorphisme et structure 51
Conclusion 53

RÉGION DU LAC POULLET 54
Géologie générale 54
Unités lithologiques 54
Métamorphisme et structure 57
Conclusion 59

RÉGION DES LACS MÉNASCOUAGAMA ET BRIEND 60
Unités lithologiques 60
Roches détritiques 60
Roches ignées 62
Structure 63

GÉOCHRONOLOGIE 65
Échantillon de l'unité GFO 65
Échantillon de l'unité GES 65

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE 68

CONCLUSION 69

RÉFÉRENCES 71

ANNEXES 1 : Abréviations minéralogiques 73

LISTE DES CARTES

Page

CARTE 1 : Compilation régionale du Supergroupe de Wakeham à l'échelle de 1:500 000 . . . . . hors texte

CARTE 2 : Région des lacs Forget et Buit, de la rivière de l'Abbé-Huard et du lac Saumur au 1:50 000 . . . . . hors texte

CARTE 3 : Région du petit lac La Galissonnière, de la rivière Natashquan et des lacs Ménascouagama et Briend au 1:50 000 . . . . . hors texte

LISTE DES TABLEAUX

Page

Tableau 1 : Assemblages minéralogiques observés dans le secteur ouest (voir géologie à la figure 1). 16

Tableau 2 : Assemblages minéralogiques observés dans la région du lac Forget (voir géologie à la carte 2). 24

Tableau 3 : Assemblages minéralogiques observés dans les roches détritiques et les gabbros du Supergroupe de Wakeham (région de la rivière de l'Abbé-Huard et du lac Saumur) (voir géologie à la carte 2). 31

LISTE DES FIGURES

Page

Figure 1 : Secteur ouest (région de la rivière Romaine, du lac Boucher et du Bassin des Murailles) : synthèse des observations. Voir localisation sur carte 1. 14

Figure 2 : Région du Bassin des Murailles. Voir localisation sur la carte 1 et la figure 1. . . 15

Figure 3 : Inclusion de staurotide dans la cordiérite (L.P., gross. 31X), région de la rivière rivière Romaine, UTM : 826-389. 15

Figure 4 : Projection stéréographique des pôles des foliations le long du linéament de la rivière Romaine (LRR). 20

Figure 5 : Projection stéréographique des linéations d'étirement le long du linéament de la rivière Romaine (LRR). 20

Figure 6 : Grenat hélicitique dans les schistes de la région du lac Forget (L.N., gross. 31X) UTM : 98-44. 25

Figure 7 : Plage de staurotide (ST) dans une métapélite à muscovite (MS) chlorite de la région du lac Forget. 25

Figure 8 : Projection stéréographique des pôles des structures planaires dans la région du lac Forget. 28

Figure 9 : Rhyolite mylonitisée du Groupe d'Aguanus, région du lac Saumur (L.P., gross. 31X) UTM : 121-756. 32

Figure 10 : Gabbro mylonitique du Groupe d'Aguanus : Linéament de la rivière de l'Abbé-Huard (L.P., gross. 31X) UTM : 988-500. 32

Figure 11 : Projection stéréographique des pôles des foliations dans le linéament de la rivière de l'Abbé-Huard. 35

Figure 12 : Projection stéréographique des linéations d'étirement dans le linéament de la rivière de l'Abbé-Huard. 35

Figure 13 : Synthèse des observations dans la région du lac Jérôme. Voir la localisation sur la carte 1. 37

Figure 14 : Porphyroclaste de perthite dans une anorthosite, région du lac Jérôme (L.P., gross. 31X) UTM : 616-308. 38

Figure 15 : Métapélite à cordiérite (cd) de la région du lac Jérôme (L.P., gross. 31X) UTM : 622-308. 38

Figure 16 : Tuf acide à fragments de quartz bleu, région du petit lac La Galissonnière (L.P., gross 31X) UTM : 730-956. 44

LISTE DES FIGURES (suite)

Page

Figure 17 : Tuf mafique avecx amygdules de quartz-épidote, région du petit lac La Galissonnière (L.P., gross. 31X) UTM : 734-956. 44

Figure 18 : Projection stéréographique des pôles des stratifications dans la région du petit lac La Galissonnière. 46

Figure 19 : Porphyroblaste de grenat (GRT) avec inclusions de quartz dans les micashistes de la rivière Natashquan (L.N., gross. 31X) UTM : 882-975. 49

Figure 20 : Porphyroclaste de biotite recoupant la foliation dans les micashistes de la rivière Natashquan (L.N., gross. 31X) UTM : 845-987. 49

Figure 21 : Métarhyolite avec oeil de quartz recristallisé, région de la rivière Natashquan (L.P., gross. 31X) UTM : 814-350. 50

Figure 22 : Métabasalte, région de la rivière Natashquan (L.N., gross. 31X) UTM : 823-984. 50

Figure 23 : Projection stéréographique des pôles des stratifications, région de la rivière Natashquan. 52

Figure 24 : Projection stéréographique des schistosités, région de la Rivière Natashquan. . 52

Figure 25 : Région du lac Poullet (SNRC 12N/3). Voir localisation sur carte 1. 55

Figure 26 : Gneiss quartzeux à 2 micas, région du lac Poullet (L.P., gross. 31X) UTM : 070-526 56

Figure 27 : Projection stéréographique des pôles, des foliations, région du lac Poullet. 58

Figure 28 : Arénite calcaire, région du lac Ménasquagama (L.N., gross. 31X) UTM : 806-705) 61

Figure 29 : Projection stéréographique des pôles de stratification et de schistosité, région du lac Ménasquagama. 64

Figure 30 : Diagramme concordia-discordia pour des échantillons de granitoïdes (unités GFO et GES) prélevés dans l'encaissant du Supergroupe de Wakeham 66

INTRODUCTION

Des travaux de cartographie ont été effectués dans l'est de la Province de Grenville au cours des étés 1986 et 1987 dans le but de mieux comprendre les relations stratigraphiques et tectoniques entre un ensemble de 4 000 kilomètres^2 de roches faiblement métamorphiques à dominance détritique constituant le Supergroupe de Wakeham (Martignole et al., 1992) et son «encaissant» plutonique. Le Supergroupe de Wakeham affleure entre les longitudes 61°00' et 63°00' et au sud de la latitude 51°30' jusqu'au fleuve Saint-Laurent. Les travaux ont été concentrés le long des secteurs périphériques du Supergroupe de Wakeham (carte 1) : a) secteurs ouest et nord-ouest (carte 2) entre les longitudes 63°35' et 62°45' et les latitudes 50°35' et 51°20' (feuilles SNRC 12L et 12M et b) secteur nord-est (carte 3) entre les longitudes 61°25' et 62°00' et les latitudes 51°00' et 51°30' (feuilles SNRC 12K et 12N).

Accès et topographie

Les secteurs cartographiés se situent à un maximum de 150 kilomètres de Havre-Saint-Pierre d'où ils sont accessibles par hydravion ou par hélicoptère. Deux cours d'eau importants coulant vers le sud traversent les secteurs ouest et nord-ouest, la rivière Romaine et son affluent la rivière de l'Abbé-Huard, alors que le secteur nord-est est traversé par la rivière Natashquan. Ces rivières ne sont navigables que sur de courtes distances à cause des nombreux rapides qui les recoupent. Plusieurs lacs sont accessibles par hydravion, mais la pénétration à l'intérieur des terres est difficile à cause de la forte densité de végétation et du relief accidenté variant de 100 à 500 mètres au-dessus du niveau de la mer. Les affleurements sont nombreux et de bonne qualité autour des plans d'eau, sur les collines et les plateaux, mais rares et médiocres dans les dépressions. L'extrémité nord du secteur nord-ouest, aux environs du lac Saumur, est pauvre en affleurements à cause de l'importance des dépôts meubles.

Travaux antérieurs

Le secteur ouest, aux environs de la rivière Romaine, a déjà fait l'objet de travaux de reconnaissance par Retty (1944), Longley (1984), Claveau (1949a) et Dépatie (1967). À l'intérieur du Supergroupe de Wakeham, des travaux de cartographie ont été effectués par Claveau (1949b), Blais (1955), Grenier (1957), McPhee (1961), Sharma (1973), Sharma et Jacoby (1973), Desjardins (1985, 1988), Martignole et al. (1992). D'autre part, une carte de compilation effectuée par Grenier (1957) ainsi que la carte de reconnaissance de Sharma et Franconi (1975), couvrent la moitié est

du Supergroupe de Wakeham. Plus à l'ouest, Hocq (1982) a couvert au 1:50 000 la région de Havre-Saint-Pierre (entre les longitudes 63°16' - 63°43' et les latitudes 50°23' - 50°40'). Pour les secteurs nord-ouest et nord-est, autour de la rivière de l'Abbé-Huard et autour de la rivière Natashquan, seuls les travaux de reconnaissances au 1:250 000 de Bourne et al. (1977) sont disponibles.

Méthodes de travail

Dans les trois secteurs choisis, les régions les plus accessibles ont été étudiées en détail alors que le reste a fait l'objet d'une reconnaissance par hélicoptère. Les travaux ont été plus élaborés dans le secteur nord-est pour lequel on ne disposait que d'une carte de reconnaissance (Bourne et al., 1977). Les travaux de terrain ont été appuyés par l'utilisation des cartes aéromagnétiques à l'échelle 1:63 360. Les informations géologiques obtenues figurent sur deux cartes géologiques au 1:50 000 : carte n° 2 de la région des lacs Forget et Buit, de la rivière de l'Abbé-Huard et du lac Saumur, et de la carte n° 3 de la rivière Natashquan et des lacs Ménascouagama et Briend. Les informations recueillies dans les régions du Bassin des Murailles et du lac Poullet apparaissent sur les figures 2 et 25 respectivement. Les contacts géologiques ont été tracés à partir des observations de terrain, des linéaments visibles sur les photos aériennes, des données géophysiques et des travaux de cartographie disponibles. Les résultats des travaux sont intégrés avec toutes les données disponibles sur le Supergroupe de Wakeham dans une compilation régionale au 1:500 000 (carte n° 1).

Le travail effectué correspond à deux étés de terrain avec une équipe de deux à quatre personnes. Pendant cette période, plus de 600 échantillons ont été recueillis qui ont servi à la confection de plus de 200 lames minces.

La nomenclature utilisée est celle de Gilbert (1954) pour les roches détritiques qui conservent leurs caractères sédimentaires primaires tels que les stratifications et celle de Streckeisen (1976, 1980) pour les roches ignées. Lorsque les roches sont complètement recristallisées par le métamorphisme les termes métamorphiques équivalents sont utilisés. Une liste des abréviations minéralogiques utilisées se trouve à l'annexe 1.

Remerciements

Le géologue assistant principal durant les travaux de terrain et de laboratoire fut Éric Camion que nous remercions pour sa collaboration. Nous tenons aussi à remercier les assistants géologues Renaud de Batz, Nicole Béland et Robert Morin qui ont participé occasionnellement aux travaux de terrain. Les datations des granites du secteur nord-est (carte 3) ont été faites au Royal Ontario Museum par Nuno Machado. Enfin, Jean-Marcel Morel a contribué à la compilation des données en vue de la réalisation de la carte au 1:50 000 grâce à l'appui financier du Conseil de Recherches en Sciences Naturelles et en Génie du Canada (fonds A7058 à J.M.). Les travaux de terrain ont été supervisés par L. Kish. Une première version du manuscrit a été révisée par L. Kish et M. Hocq. Une seconde version a été adaptée pour la présente série par A. Gobeil et C. Dubé (MER).

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La région étudiée se situe dans l'est de la Province de Grenville et couvre les secteurs périphériques ouest, nord-ouest et nord-est du Supergroupe de Wakeham (carte 1). Les bordures ouest et nord-ouest du Supergroupe de Wakeham sont marquées par deux linéaments topographiques et aéromagnétiques majeurs, le linéament de la rivière Romaine (LRR) de direction N-S et celui de la rivière de l'Abbé-Huard (LAH) de direction NE. La bordure nord-est coïncide plus ou moins avec le linéament de la rivière Natashquan (LRN) de direction NNW qui est moins marqué que les précédents (carte 1).

À l'origine, le terme de «Wakeham» a été utilisé pour désigner un ensemble détritique faiblement métamorphique et injecté de gabbro, qui occupe une synforme d'axe N-S dans le flanc occidental de laquelle se trouve le lac Wakeham et dont la charnière est soulignée par le lac Davy (Claveau, 1949b). En réalité, ces roches occupent une étendue de près de 4 000 km^2 au NE de Havre-Saint-Pierre, entre les longitudes 61°00' et 63°00' (carte 1). Dans sa compilation sur la Province de Grenville, Wynne-Edwards (1972) a utilisé le terme «Wakeham Bay Group» (sic) pour désigner ces roches. Par la suite, Sharma et Jacoby (1973) ont identifié dans le «Wakeham» des volcanites felsiques dans la région des lacs Gaudreault et Jérémie, à l'est de la synforme de Davy.

La cartographie de la région des lacs Arthur et Ruffin (carte 1) intégrée dans une compilation régionale nous a conduit à subdiviser cet ensemble en deux groupes, sur la base de critères stratigraphiques, lithologiques et structuraux, et à l'élever au rang de supergroupe (Martignole et al., 1992). Ainsi le Supergroupe de Wakeham comprend à la base le Groupe d'Aguanus (GA) et au sommet le Groupe de Davy (GD), les deux groupes étant séparés par une zone de mylonite située le long de la rivière Nabisipi (carte 1).

Le GA (Groupe d'Aguanus) est constitué d'arénites, de filons-couches de gabbro, de rhyolites et de basaltes. Les rhyolites, qui sont les volcanites dominantes, passent localement à des monzonites hypabyssales (MON1). Les roches du GA ont été affectées par au moins deux phases majeures de déformation : une phase NE-SW reprise par une phase NW-SE. Ceci est illustré par les figures d'interférence visibles sur les cartes des lacs Arthur et Ruffin (Martignole et al., 1992 et carte 1) et des lacs Jérémie et Gaudreault (Sharma et Jacoby, 1973 et carte 1).

Le GD (Groupe de Davy) comprend une alternance de formations détritiques et de filons-couches de gabbro, et occupe la synforme de Davy (Claveau, 1949b ; Grenier, 1957). À proximité

du contact avec le GA, le flanc est de la synforme de Davy contient des conglomérats et des brèches à matrice rhyolitique (Martignole et al., 1992), alors que le reste du GD est dépourvu de roches volcaniques. Ces conglomérats et ces brèches renferment des fragments du GA. Dans le GD, seule la phase de déformation NW-SE est évidente, par opposition aux motifs d'interférence typiques du GA. Cependant, l'axe de la synforme de Davy est subvertical et le motif cartographique des gabbros au centre de la synforme (carte 1), suggère une tectonique polyphasée. Certains lambeaux de roches détritiques situés en discordance sur le GA, à l'est de la rivière Nabisipi (carte 1, ARE 2) pourraient être corrélés avec le GD.

La majeure partie du Supergroupe de Wakeham se trouve au faciès métamorphique schiste vert moyen (zone de la biotite).

Les volcanites felsiques du GA ont été datées à 1 271 +13/-3 Ma par la méthode U-Pb sur les zircons (Loveridge, 1986) tandis que leurs équivalents hypabyssaux ont fourni, par la même méthode, des âges de 1 322 +/- 7 Ma (Martignole et al., 1992). Le GD n'est pas daté à ce jour.

L'encaissant du Supergroupe de Wakeham est constitué de gneiss charnockitiques, de roches felsiques hétérogènes, et d'anorthosites (Bourne et al., 1977). Le long du LRR et du LAH, le Supergroupe de Wakeham est en contact avec l'enveloppe monzonitique et granitique des massifs d'anorthosite de Havre-Saint-Pierre et de la rivière Romaine respectivement (carte n° 1). Les gneiss granodioritiques du lac Mabille, à 70 kilomètres au nord du LAH, ont été datés de 1 665 +58/-40 Ma (U/Pb sur zircons ; Loveridge, 1986). L'âge de mise en place de l'anorthosite de Havre-Saint-Pierre serait voisin de 1 110 Ma (Sm/Nd, L. Ashwall, com. pers.) alors que des monzonites quartzifères de son enveloppe ont donné des âges de 1 079 +17/-11 Ma (U/Pb sur zircons, Loveridge, 1986). Des intrusions circulaires de granite massif datées 993 +/-3 Ma (U/Pb sur zircons ; Loveridge, 1986) recoupent le Supergroupe de Wakeham et les plutonites encaissantes (Bourne et al., 1977).

Dans la nouvelle division de la Province de Grenville en terrains à caractères lithotectoniques distincts, par Rivers et al. (1989), le Supergroupe de Wakeham correspond au «Wakeham Terrane» (Terrane de Wakeham) et fait partie de la Ceinture Allochtone Monocyclique.

Les trois secteurs sélectionnés (ouest, nord-ouest et nord-est ; carte 1) sont décrits séparément dans les chapitres qui suivent, en partant de l'ouest.

LE SECTEUR OUEST : RÉGION DE LA RIVIÈRE ROMAINE, DU LAC BOUCHER ET DU BASSIN DES MURAILLES

Géologie générale

Dans le secteur ouest (figure 1), le linéament de la rivière Romaine (LRR) coïncide approximativement avec la limite entre le flanc ouest de la synforme de Davy et l'enveloppe monzonitique de l'anorthosite de Havre-Saint-Pierre. Le LRR a fait l'objet de travaux entre le confluent de la rivière de l'Abbé-Huard, au nord, et le Bassin des Murailles au sud (Figures 1 et 2). Le LRR est caractérisé par la présence de nombreux panneaux de paragneiss à biotite-grenat-sillimanite et de migmatites, intercalés dans des monzonites porphyroïdes et des granites hétérogènes.

Au niveau du Bassin des Murailles (Figure 2), une coupe détaillée de six kilomètres en direction de l'est, perpendiculaire au LRR, recoupe les lithologies suivantes : (a) monzonite porphyroïde à enclaves de paragneiss (MON), (b) migmatite à cordiérite (MIG), (c) paragneiss avec intercalations de niveaux d'amphibolite et de quartzite (PGN), (d) gneiss quartzofeldspathique à grenat (GQF) et (d) granite du lac du XXII Mille (GRA1). Les contacts entre la monzonite, la migmatite et le paragneiss sont graduels. L'association paragneiss-quartzite-amphibolite est probablement l'équivalent métamorphique des alternances arénite quartzifère et gabbro, typiques du Groupe de Darvy.

Dans le but d'établir la relation entre les unités lithologiques de la région du Bassin des Murailles et les sédiments détritiques typiques du Groupe de Davy, on a effectué une section ENE allant du lac du XXII Mille vers l'intérieur de la synforme de Davy (Figure 1). Depuis la bordure est du granite GRA1 et sur une distance de 15 kilomètres affleurent des granites hétérogènes (GRA2) jusqu'au lac Raquette où un granite folié porphyroïde à enclaves de sédiments et de gabbro est intrusif dans des arénites quartzifères et des arénites bleues recristallisées (ARE), avec des reliques de structures sédimentaires.

Enfin, au sud du Bassin des Murailles, Dépatie (1967) mentionne une alternance de paragneiss et de granites à l'est du LRR jusqu'au fleuve Saint-Laurent alors qu'à l'ouest il a observé une transition entre la monzonite porphyroïde et l'anorthosite du massif de Havre-Saint-Pierre.

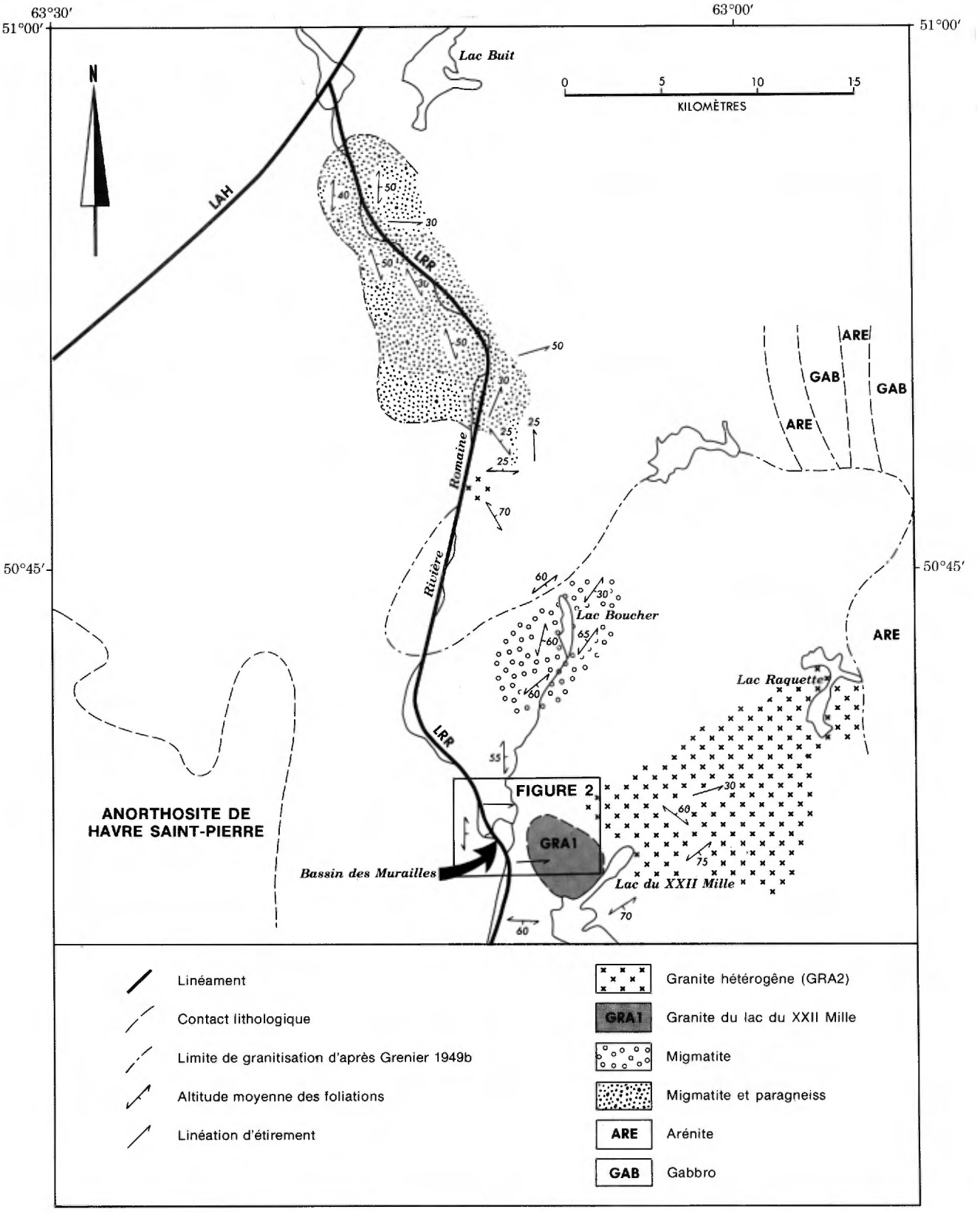
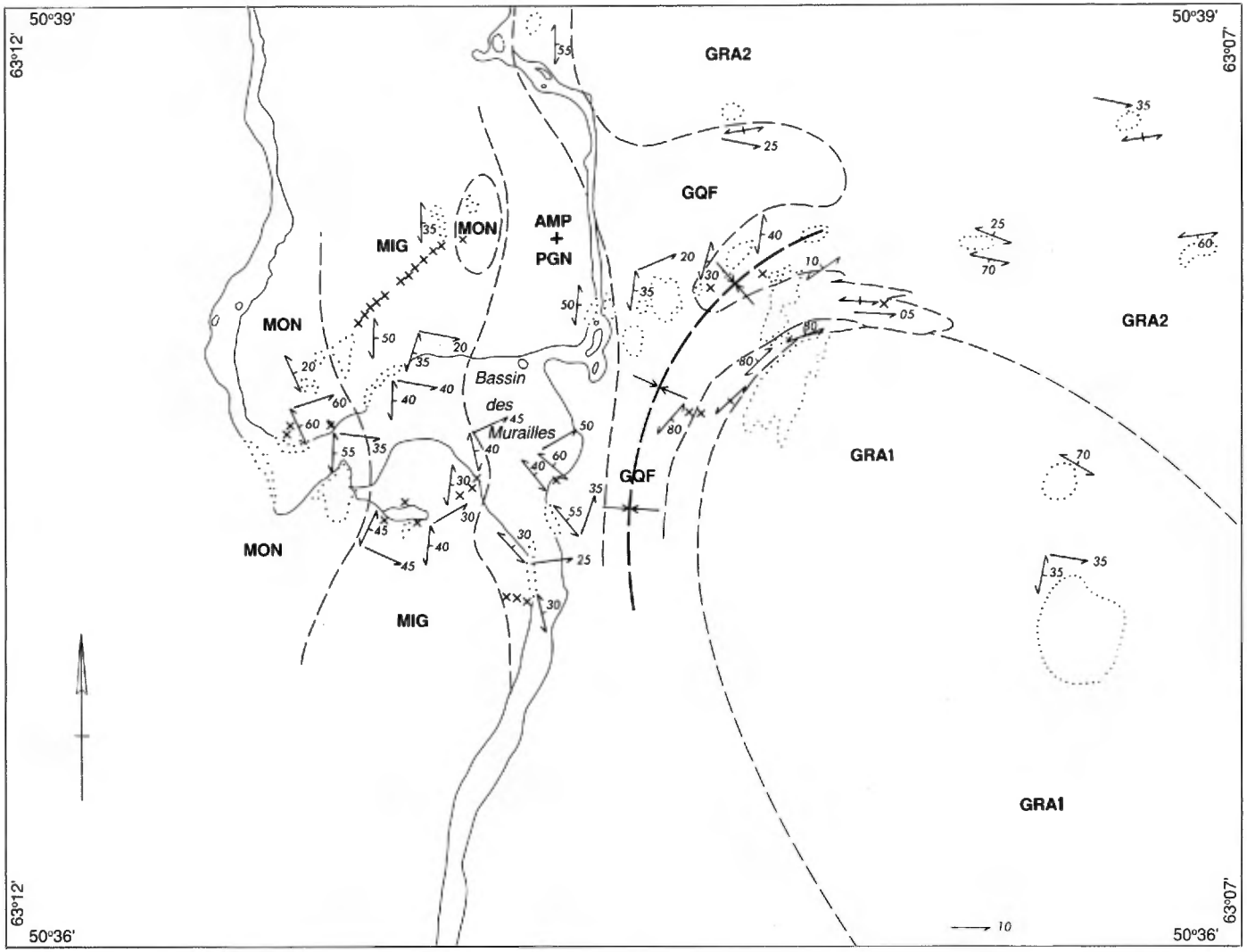


Figure 1 : Secteur ouest (région de la rivière Romaine, du lac Boucher et du Bassin des Murailles) : synthèse des observations. Voir localisation sur carte 1.



LÉGENDE

- GRA2 — Granite hétérogène
- MON — Monzonite porphyroïde à enclaves de paragneiss
- MIG — Migmatite à cordiérite
- PGN — Paragneiss avec intercalations de quartzite et d'amphibolite
- GQF — Gneiss quartzofeldspathique à grenat, homogène
- GRA1 — Granite du lac du XXII Mille
- AMP — Amphibolite
- × Affleurement
- Aire d'affleurement
- Contact probable
- Foliation
- Linéation d'étirement
- Trace axiale de synforme

300 600 900
Mètres

Figure 2 : Région du Bassin des Murailles. Voir localisation sur la carte 1 et la figure 1.

Unités lithologiques

Migmatites, paragneiss
gneiss quartzofeldspathiques et amphibolites

Les migmatites et les paragneiss du secteur ouest sont des roches hétérogènes, foliées, à grain moyen avec un litage compositionnel irrégulier. Les assemblages minéralogiques observés figurent au Tableau 1. Dans ces roches le quartz est suturé, à extinction roulante et forme des rubans polycristallins. La cordiérite est xénomorphe et contient des inclusions de staurotide (Figure 3). La sillimatnite est, soit en prismes bien développés associés au grenat et à la cordiérite, soit en association symplectitique avec la biotite. Le grenat est xénomorphe, porphyroblastique, de plusieurs millimètres de diamètre et contient des inclusions de quartz. Les gneiss quartzofeldspathiques se distinguent des paragneiss par leur aspect homogène. Ce sont des roches riches en biotite et en porphyroblastes centimètriques de grenat rouge.

Les amphibolites, qui représentent probablement l'équivalent métamorphique des gabbros du Groupe de Davy (GD) sont des roches homogènes, foliées et à grain moyen. Elles sont constituées de prismes de hornblende verte à inclusions de quartz, de porphyroblastes xénomorphes de grenat, et de plagioclase entièrement récristallisé.

Tableau 1 : Assemblages minéralogiques observés dans le secteur ouest (voir géologie à la figure 1).

— au N du lac Boucher :		
(1)	qtz+pl+grt+bt	dans les quartzites
(2)	qtz+pl+cd+sil+grt+bt	dans les paragneiss
(3)	qtz+pl+sil+ms+bt	
(4)	qtz+pl+sil+grt+bt	dans les migmatites
(5)	qtz+pl+grt+hbl	dans les amphibolites
— région du lac Boucher et du Bassin des Murailles :		
(6)	qtz+pl+Kfs+sil+grt+bt	dans les paragneiss
(7)	qtz+Kfs+pl+bt+cd	dans les migmatites
	qtz+pl+grt+hbl	dans les amphibolites

Note : Pour abréviations minéralogiques voir Annexe 1.

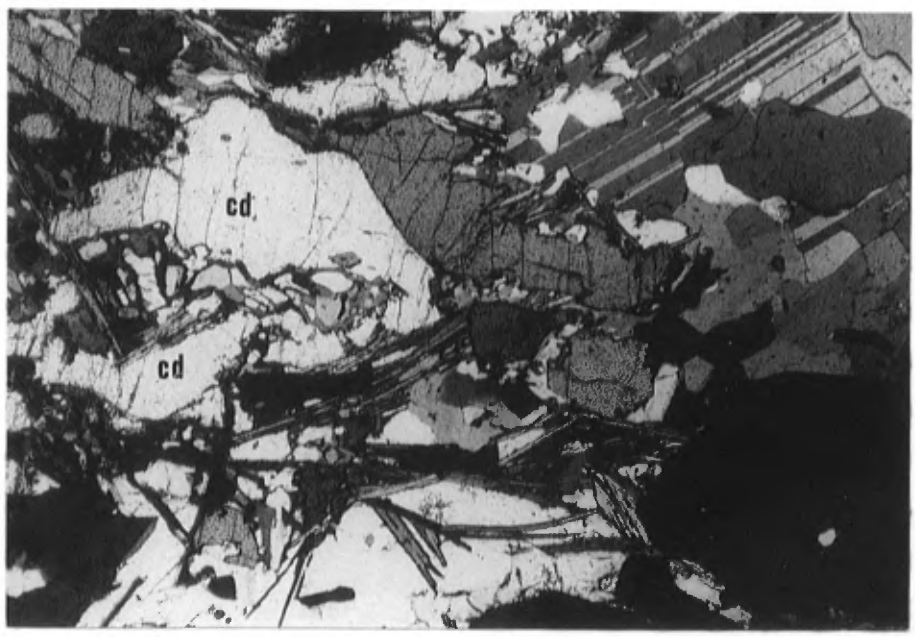


Figure 3 : Inclusion de staurotide dans la cordiérite (L.P., gross. 31X), région de la rivière Romaine, UTM : 826-389.

Granite du lac du XXII Mille (GRA1)

Le granite du lac du XXII Mille affleure en une coupe allongée vers le NW (Figures 1 et 2) visible sur les photos aériennes. C'est une roche homogène foliée de couleur rose pâle et à grain moyen. Au microscope, elle montre une texture granoblastique équigranulaire. Elle contient 30 % de quartz suturé, 30 % de plagioclase zoné, 30 % de microcline et 5 à 10 % de grenat rouge, ainsi que des traces de biotite brune. Le GRA1 figure sur la carte de Sharma et Franconi (1975) comme faisant partie du socle du «Wakeham». Ce granite paraît antérieur aux monzonites et aux granites porphyroïdes encaissants, mais aucune donnée géochronologique n'est disponible pour tester l'hypothèse voulant qu'il représente le socle pré-Wakeham.

Monzonite du LRR et granite GRA2

La monzonite (MON) est une roche porphyroïde à grain grossier, de couleur brun-rose avec une structure L-dominante de direction est, définie par l'orientation des phénocristaux, des amas de minéraux ferro-magnésiens et des enclaves de restite (Figure 2). La monzonite est constituée de phénocristaux d'orthose (jusqu'à 70 %), de plagioclase, et localement, de cordiérite dans une mésostase composée de plagioclase et de quartz interstitiel. La biotite brune et la hornblende verte sont en quantités mineures sauf dans les restites. Au voisinage des migmatites (MIG), la monzonite contient moins de phénocristaux et la proportion d'enclaves augmente. La présence de cordiérite et de restites suggère que la monzonite provient en grande partie de la fusion ou, au moins, de l'assimilation de sédiments alumineux.

À l'est du LRR, la monzonite passe graduellement à des granites leucocrates porphyroïdes hétérogènes (GRA2).

Métamorphisme

Les assemblages minéralogiques (2) et (3) (Tableau 1) observés le long du LRR sont compatibles avec la zone à sil-cd-grt (voir annexe 1) du faciès amphibolite supérieur, l'isograde +cd-st étant localisé au nord du lac Boucher (Figure 1). Étant donné les textures de déséquilibre entre la cordiérite, la sillimanite et le quartz d'une part et la staurotide d'autre part, deux réactions semblent à l'origine de la formation de sillimanite et de cordiérite :

(1) st+qtz=grt+cd+sil

(2) st+ms+qtz=sil+bt+alm

La déstabilisation de l'assemblage st+ms suivant la réaction (2) a eu comme résultat la formation des symplectites sil-bt que l'on observe dans la majorité des assemblages. Dans le cas où la muscovite est en excès par rapport à la staurotide, la muscovite reste stable dans l'assemblage ms+qtz+sil+bt+grt (assemblage 3). Si la staurotide est en excès, la réaction (1) a lieu. Cette réaction est bien illustrée par l'assemblage (2) où les réactifs persistent en inclusions dans les produits (Figure 3).

Structure

Dans le secteur ouest, les foliations ont généralement un pendage vers l'est et sont affectées par des ondulations kilométriques dont l'axe plonge environ de 30° vers le nord-est (Figures 1 et 2 ; figure 4). Des linéations d'étirement plongeant vers l'est sont bien développées dans toutes les lithologique le long du LRR (Figures 1 et 2 ; figure 5). Ces linéations, combinées avec des structures C/s fréquentes dans la monzonite porphyroïde, sont compatibles avec un mouvement d'extension, c.a.d. avec un déplacement relatif du Groupe de Davy le long du LRR, vers le bas par rapport au complexe anorthositique de Havre-Saint-Pierre.

Conclusion

Dans le secteur, le flanc ouest de la synforme de Davy est envahi progressivement par des granites et des monzonites qui appartiennent à l'enveloppe du complexe anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Ceci a conduit à la fusion partielle et au métamorphisme des lithologies du Groupe de Davy jusqu'au faciès amphibolite supérieur. Des corrélations précises entre les métasédiments du LRR et les séquences typiques du Davy ne sont pas possibles à cause de la disposition des métasédiments en méga-enclaves dans les granites et les monzonites.

De plus, le LRR est affecté par des mouvements tectoniques d'extension contemporains de la cristallisation des monzonites. Toutefois, vu l'absence de discontinuité lithologique, le déplacement a probablement été faible.

Le contact intrusif entre le complexe de Havre-Saint-Pierre et le Davy permet de fixer un âge minimum pour le dépôt du Davy à 1 079 +17/-11 Ma, âge qui correspond à l'intrusion de l'enveloppe monzonitique.

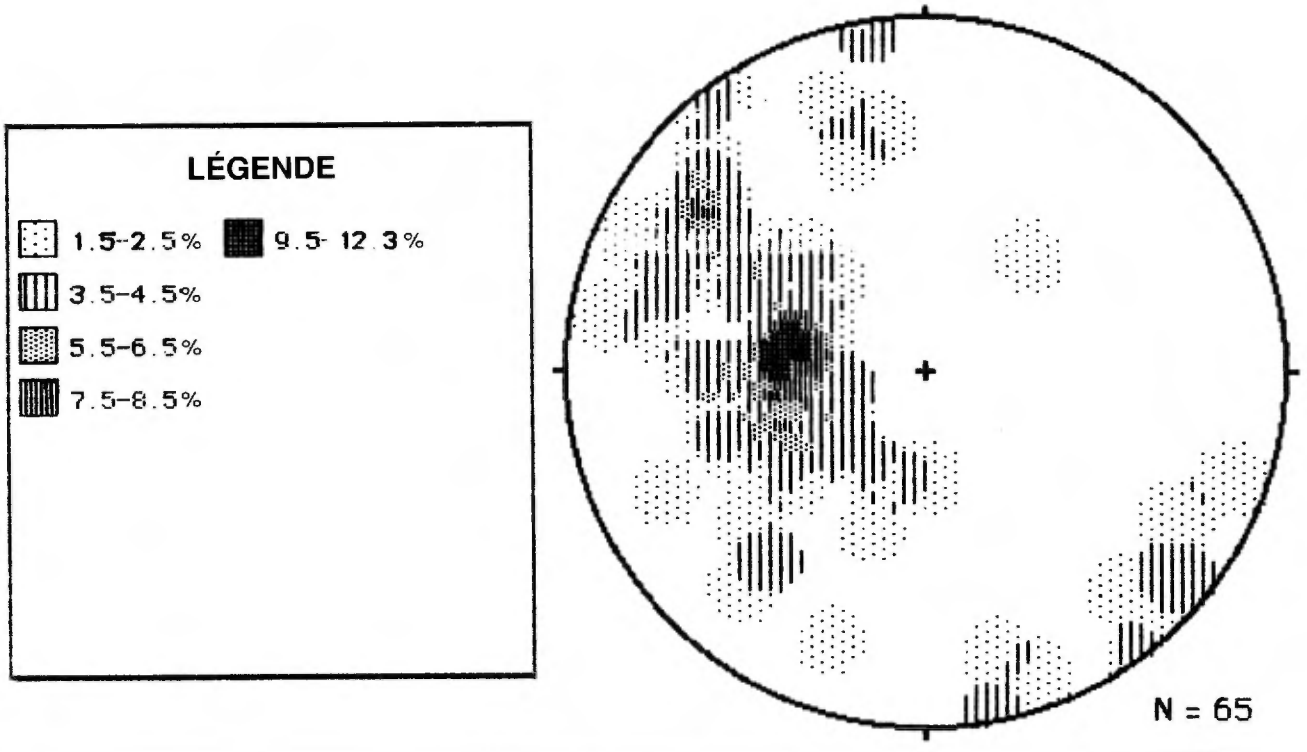


Figure 4 : Projection stéréographique des pôles des foliations le long du linéament de la rivière Romaine (LRR).

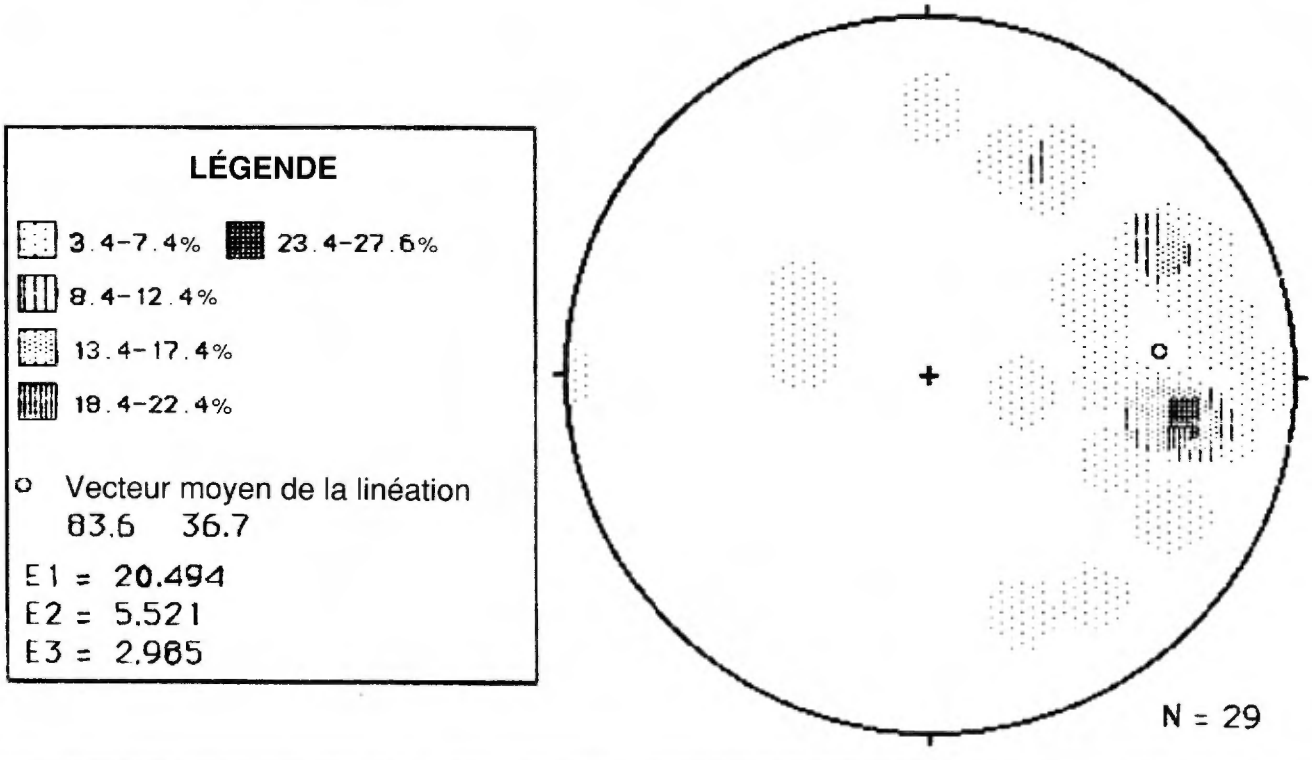


Figure 5 : Projection stéréographique des linéations d'étirement le long du linéament de la rivière Romaine (LRR).

LE SECTEUR NORD-OUEST

Le secteur nord-ouest (carte 1) couvre la bordure nord-ouest du Supergroupe de Wakeham ainsi que le contact du Supergroupe de Wakeham avec l'enveloppe monzonitique de l'anorthosite de la rivière Romaine (Bourne et al., 1977). Ce contact coïncide avec le linéament de la rivière de l'Abbé-Huard (LAH). Ce secteur a été étudié en trois endroits qui vont être décrits séparement : 1) dans la région des lacs Forget et Buit, à l'est de l'intersection du LRR et du LAH (carte 2) ; 2) dans la région de la rivière de l'Abbé-Huard et du lac Saumur, le long du LAH (carte 2) ; et 3) dans la région du lac Jérôme (voir figure 13) qui se trouve dans le prolongement SW du LAH.

RÉGION DES LACS FORGET ET BUIT

Géologie générale

Au niveau de l'intersection du LAH et du LRR, les granites qui envahissent le Groupe de Davy se poursuivent à l'est du lac Buit, pour disparaître aux environs du lac Forget (Longley, 1948 ; Sharma et Franconi, 1975, et carte 2).

Dans cette région, les arénites quartzifères, les schistes et les gabbros typiques du Davy (Claveau, 1949b) passent à environ trois kilomètres à l'est du lac Forget, à des paragneiss sémipélitiques (PGN) à staurotide et andalousite, à des quartzites (QIT) à grenat, et à des amphibolites (AMP). Sur le rivage ouest du lac Forget, ces formations sont recoupées par de nombreuses veines de quartz et de pegmatite blanche, massive, à grain grossier ou bien elles sont injectées, lit par lit, par un matériau pegmatitique (PEG) rose pâle à grain grossier, massif et riche en quartz. Vers l'ouest, les injections deviennent de plus en plus importantes en volume, et aux environs du lac Buit, les paragneiss n'apparaissent qu'en enclaves dispersées dans un granite hétérogène, le granite du lac Buit (GRA2 sur la carte 2). Au nord du lac Forget, les paragneiss et les amphibolites sont recoupés par un granite déformé à grain fin, le granite du lac Cimon (GRA1 sur la carte 2), alors que plus au nord, ils se poursuivent jusqu'au LAH où ils sont envahis par un matériau granitique (voir carte 2).

Unités lithologiques

Arénites quartzifères, schistes et gabbros du Groupe de Davy (GD)

Les arénites quartzifères (ARE2, carte 2) affleurent à l'est du lac Forget, et sont des roches à grain fin ou moyen, de couleur gris-bleu. Les litages entrecroisés y sont bien conservés, mais ils tendent à s'aplatir et à s'effacer en allant vers l'ouest. Des niveaux centimétriques de schiste à grain fin sont intercalés dans les arénites quartzifères. Les assemblages minéralogiques observés dans ces roches figurent au Tableau 2.#

En lame mince, les arénites quartzifères et les schistes montrent une texture granoblastique. Le quartz est interlobé. Les rares grains de plagioclase sont altérés. Le grenat, porphyroblastique et en atoll, atteint 2 mm de diamètre, et il contient des inclusions hélicoïdales de quartz, de chlorite et d'épidote (Figure 6). Deux variétés d'épidote ont été notées : la clinozoisite et la pistachiste sous forme de prismes trapus. La chlorite est associée à la biotite ou au grenat. Localement, elle recoupe la schistosité où elle se trouve en amas de prismes cisaillés. L'actinote de couleur vert pâle, la biotite de couleur brun-vert et la muscovite sont disposées parallèlement à la schistosité. La biotite s'altère localement en chlorite. L'incompatibilité de l'assemblage ep+chl+qtz et du grenat ainsi que la disposition hélicitique des inclusions de quartz et de chlorite ou d'épidote dans le grenat indiquent que ce dernier est probablement le produit de la réaction syncinématique chl+ep+qtz=grt.

Les gabbros (GAB2, carte 2) sont porphyroïdes, foliés et à grain grossier. Ils sont constitués de plagioclase recristallisé, interstitiel dans un réseau de hornblende verte et d'épidote.

Quartzites, paragneiss
et amphibolites du Groupe de Davy (GD)

Les quartzites (QIT), les paragneiss (PGN) et les amphibolites (AMP) sont les équivalents plus métamorphiques des unités décrites précédemment. Ces roches sont à grain moyen ou grossier et sont affectées par un litage compositionnel centimétrique, d'origine métamorphique, qui a oblitéré les structures primaires telles que la stratification et le litage entrecroisé dans les métasédiments. L'épidote a disparu de toutes les lithologies alors que dans les paragneiss apparaissent la staurotide, l'andalousite et la sillimanite (Tableau 2). Dans les paragneiss, la staurotide est en larges plages xénomorphes à inclusions de quartz, de muscovite et de chlorite distribuées parallèlement à la foliation (Figure 7). L'andalousite et la sillimanite sont rares et se présentent en petits prismes parallèles à la foliation. La staurotide, l'andalousite et la sillimanite ne sont jamais en contact et ces minéraux recoupent la muscovite et la chlorite (Figure 7). Les phyllosilicates sont en prismes bien développés, parallèles à la foliation. Les textures des minéraux suggèrent que la staurotide et l'andalousite (ou la sillimanite) sont les produits des réactions suivantes :

chl+ms+alm=st+bt+qtz+H_2O
3ms+5chl=8and (ou sil)+bt+qtz

Tableau 2 : Assemblages minéralogiques observés dans la région du lac Forget (voir géologie à la carte 2).

arénites quartzifères	qtz+pl+ms+bt
et schistes	qtz+pl+chl+ep
	qtz+pl+ep+grt+ms+bt
	qtz+pl+grt+chl+ms+bt
gabbros	pl+hbl+ep
paragneiss	qtz+pl+grt+bt+ms
	qtz+pl+grt+bt+chl
	qtz+pl+grt+st+chl+ms+bt
	qtz+pl+grt+and (ou sil)+ms
	qtz+pl+st+bt
amphibolites	qtz+pl+grt+amp+bt

Dans les amphibolites, l'assemblage typique est hornblende verte+grenat ou actinote bleu-vert-grenat. La hornblende verte est poeciloblastique à inclusions de quartz, alors que le grenat forme des porphyroblastes centimétriques xénomorphes à inclusions de quartz et de biotite.

Granites

Le granite du lac Cimon (GRA1) est une roche de couleur rose à blanche recristallisée, à grain fin, légèrement foliée. Il est riche en quartz et contient des traces de muscovite et de biotite. Le quartz est en amas étirés de petits grains ce qui donne une structure L-dominante à la roche. En lame mince, le quartz est xénomorphe, polygonisé et à extinction roulante. Le feldspath potassique est le microcline.

Le granite pegmatitique (PEG) ainsi que le granite du lac Buit (GRA2) sont des roches hétérogènes massives ou foliées à granulométrie variable, avec des enclaves de quartzite ou de paragneiss. Ils passent localement à des aplites ou à des pegmatites qui, ailleurs, recoupent le granite. Ces granites contiennent du quartz suturé, du microcline et du plagioclase à texture myrmeckitique, en proportions variables et environ 10 % de biotite brune, de sphène et de hornblende.



Figure 6 : Grenat hélicitique dans les schistes de la région du lac Forget (L.N., gross. 31X) UTM : 98-44.

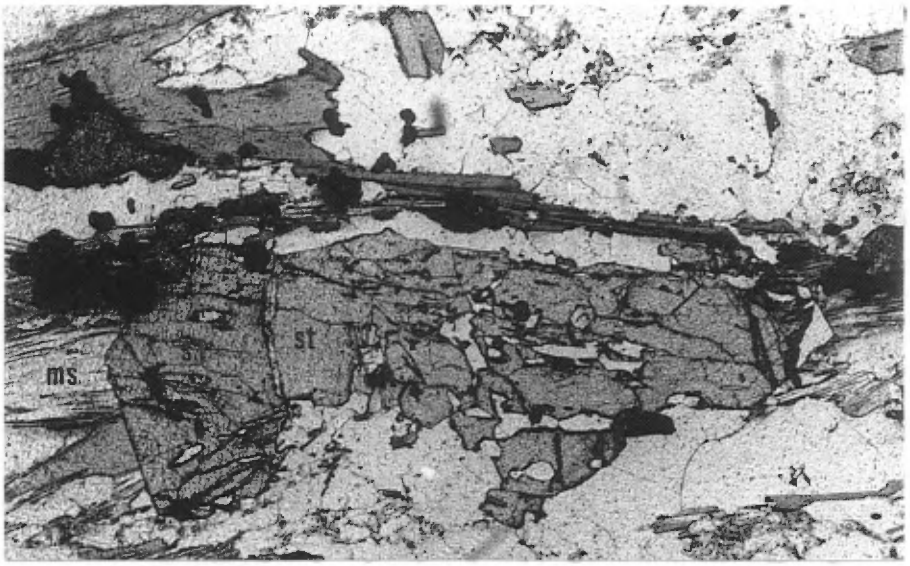


Figure 7 : Plage de staurotide (st) dans une métapélite à muscovite (ms) chlorite de la région du lac Forget.

Métamorphisme

Les assemblages minéralogiques observés dans les arénites quartzifères et les schistes à l'est du lac Forget correspondent à la zone à almandin du faciès schiste vert supérieur. En se déplaçant vers l'ouest, l'apparition de staurotide et de sillimanite aux environs du lac Forget indique que l'intensité du métamorphisme augmente pour atteindre le faciès amphibolite inférieur. Par contre, en allant vers l'est, le grenat disparaît et la partie centrale de la synforme de Davy est au faciès schiste vert moyen à biotite ou même schiste vert inférieur à chlorite.

Structure

Dans la région des lacs Forget et Buit, les structures planaires observées sont des stratifications et des schistosités dans les arénites, les schistes et les gabbros à l'est du lac Forget et des foliations dans le reste de cette région. Dans la partie sud-est de la région du lac Forget (carte 2), la stratification, localement à pendage nord, est progressivement oblitérée par une schistosité à pendage moyen à fort vers l'est. Au lac Forget, la schistosité est transformée progressivement en une foliation de direction variable et de pendage faible vers le nord, alors qu'aucune trace de structure sédimentaire n'est préservée dans les paragneiss et les quartzites. La foliation est mieux développée dans les métasédiments, le granite du lac Cimon (GRA1) étant à structure L-dominante et les granites pegmetitiques étant massifs.

La distribution des attitudes des foliations aux environs du lac Forget est compatible avec une structure antiforme déversée vers l'ouest et plongeant faiblement vers le nord (Figure 8). Des crénulations et des microplis asymétriques, avec des axes plongeant de 20° à 30° vers le NE, sont fréquents sur le flanc est de cette structure.

Une linéation d'étirement, qui plonge légèrement vers le nord, est présente le long du lac Forget, dans les paragneiss et, surtout, dans le granite du lac Cimon (GRA1) mais on ne l'observe pas dans le granite du lac Buit (GRA2).

Conclusion

Aux environs du lac Forget, les unités lithologiques détritiques et gabbroiques du Davy sont affectées par une augmentation progressive de l'intensité du métamorphisme vers l'ouest depuis le faciès schiste vert moyen à muscovite-biotite jusqu'au faciès amphibolite moyen à staurotide-

sillimanite. Plus à l'ouest, depuis la rive occidentale du lac Forget et dans la région du lac Buit, le Davy est envahi par des matériaux granitiques massifs et grossiers.

La structure dominante de la région du lac Forget est une antiforme déversée vers l'ouest et plongeant faiblement vers le nord, affectée par une linéation subhorizontale bien développée de direction N-S. Contrairement aux monzonites du LRR, les matériaux granitiques qui envahissent le Davy dans la région du lac Buit sont dépourvus d'indicateurs cinématiques ce qui suggère qu'ils n'ont subi que peut ou pas de déformation subsolidus.

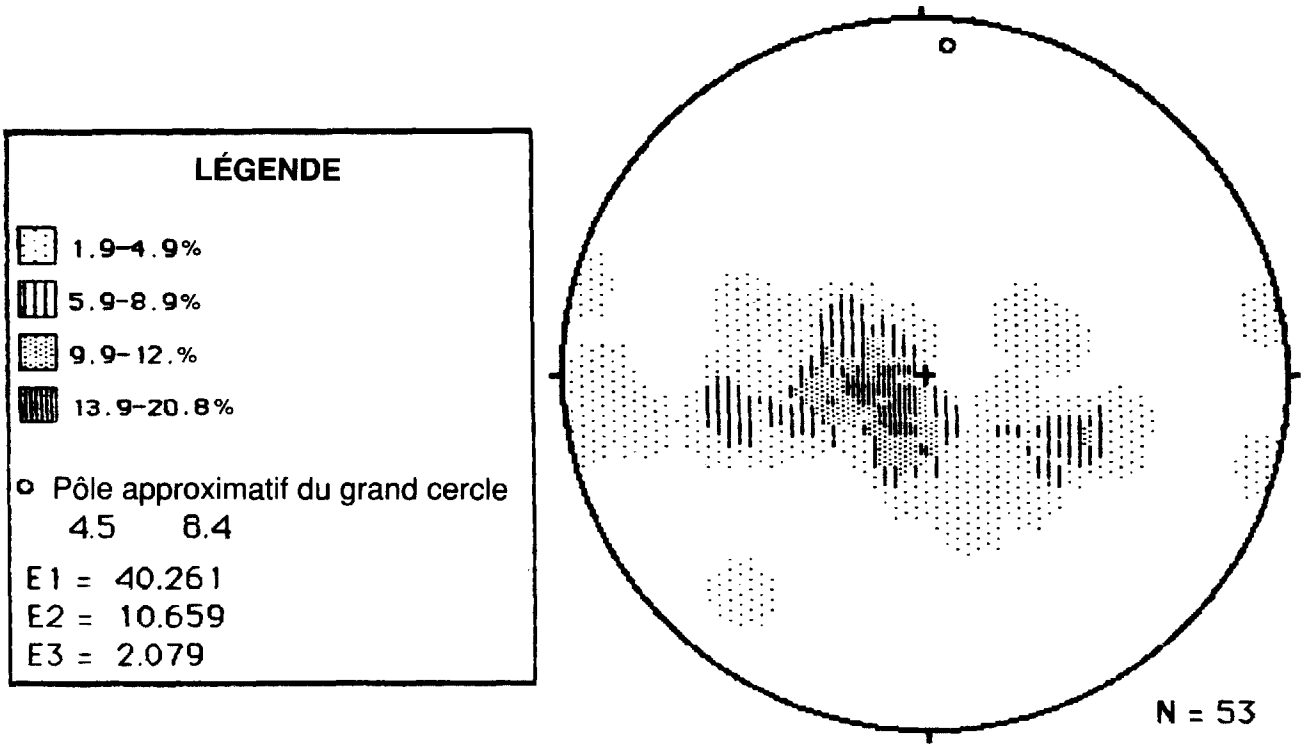


Figure 8 : Projection stéréographique des pôles des structures planaires dans la région du lac Forget.

RÉGION DE LA RIVIÈRE DE L'ABBÉ-HUARD ET DU LAC SAUMUR

Géologie générale

Le linéament de la rivière de l'Abbé-Huard (LAH) depuis son intersection avec le LRR, au SW, jusqu'au lac Saumur, au NE, sépare le Supergroupe de Wakeham de l'enveloppe monzonitique et granitique de l'anorthosite de la rivière Romaine. Vers le SW, le LAH se poursuit entre les complexes ignés de Havre-Saint-Pierre et de la rivière Romaine, alors qu'au NE du lac Saumur le LAH est masqué par des intrusions de granites tardifs tels que le granite de La Galissonnière (carte 1).

Dans la partie SW du LAH (au nord du lac Buit), les formations du flanc ouest de la synforme de Davy (GD) n'apparaissent que sous forme d'enclaves allongées parallèlement au linéament dans le granite (GRA3). Dans la partie NE du LAH, c.a.d. entre son intersection avec la rivière Romaine Sud-Est et le lac de l'Abbé-Huard, le flanc est de la synforme de Davy, composé d'horizons métriques d'arénite quartzifère (ARE2), d'arénite, de schiste et de gabbros est injecté par des niveaux startiformes d'aplite ou de granite à grain fin. Les gabbros sont fracturés et injectés de pegmatites ou de veines de quartz, alors que les sédiments sont injectés de pegmatites ou d'aplites. Localement, les arénites sont migmatisées. Le pourcentage de granite diminue vers le NE. Trois kilomètres au nord du confluent des rivières Abbé-Huard et Romaine Sud-Est (carte 2), un niveau d'arénite quartzifère (ARE2) de quelques centaines de mètres d'épaisseur pénètre dans les monzonites (MONZ). Au NW du LAH, des granites à enclaves de gabbro ou d'arénite (GRA3) passent à des monzonites (MONZ) sans enclave et moins déformées. Ces plutonites font partie de l'enveloppe du massif d'anorthosite de la rivière Romaine.

À l'extrémité NE du LAH, aux environs du lac Saumur, affleurent des arénites quartzifères avec des filons-couches de gabbro et des rhyolites mylonitiques qui viennent buter contre des monzonites porphyroïdes (carte 2). Le contact entre les deux ensembles n'est pas visible sur le terrain. À l'échelle 1:500 000 (carte 1), les bandes de gabbro mylonitique du lac Saumur peuvent être corrélées avec l'extension nord du massif de gabbro de la rivière Nabisipi qui constitue la limite entre le Groupe d'Aguanus et le Groupe de Davy. Aussi, le contact entre le Groupe d'Aguanus et le Groupe de Davy (carte 2) correspond-il à la limite occidentale des rhyolites dans cette région.

Unités lithologiques

Groupe d'Aguanus (GA)

Les roches sédimentaires de la région du lac Saumur (carte 1) sont des arénites quartzifères (ARE1) dans lesquelles sont intercalés quelques niveaux d'arénite et de schiste. Ces roches se présentent en bandes métriques ou décimétriques qui alternent avec des filons-couches de gabbro (GAB1). Les arénites quartzifères et les arénites sont des roches massives ou rubanées à grain fin et de couleur blanche à grise. Aucune structure sédimentaire n'est visible sur les affleurements. Le rubanement se manifeste à l'échelle centimétrique ou millimétrique et consiste en une concentration préférentielle d'hématite ou de micas. Localement, les roches rubanées passent à des mylonites caractérisées par une réduction extrême du grain et par la présence de fibres de quartz.

Les assemblages minéralogiques observés dans ces roches figurent au tableau 3. Au microscope, le quartz apparaît recristallisé en grains polygonaux disposés en rubans. Quelques clastes à extinction roulante sont préservés par endroit. Le feldspath potassique est un microcline tandis que le plagioclase est maclé et altéré. La muscovite, la chlorite et l'actinote se présentent en petits grains fibreux bien orientés. Une partie de la chlorite provient de la déstabilisation de la biotite détritique, disposée obliquement par rapport à la schistosité. L'épidote est en forme de petits grains trapus alors que la calcite est porphyroblastique à inclusions de quartz.

Les schistes sont constitués surtout de muscovite, avec en outre, le quartz, le plagioclase, la chlorite et quelques reliques de biotite chloritisée.

Les rhyolites (RHY) du Groupe d'Aguanus sont schisteuses ou rubanées, de couleur rose en surface altérée et gris rosé en surface fraîche. Elles contiennent une mésostase à grain fin (80 % de la roche), des porphyroclastes de feldspath (15 % de la roche) et des yeux de quartz (5 % de la roche). Localement, elles passent à une roche rubanée aphanitique qui doit être leur équivalent mylonitique. En lame mince (Figure 9), la mésostase est constituée d'un matériau quartzofeldspathique recristallisé et broyé ainsi que de séricite (5 %). Les porphyroclastes de plagioclase ont une forme anguleuse avec des bordures recristallisées et des ombres de pression. Les yeux de quartz sont ellipsoïdaux et sont constitués de petits grains granoblastiques et polygonaux. Les porphyroclastes et les yeux de quartz sont réorientés parallèlement à la schistosité.

Tableau 3 : Assemblages minéralogiques observés dans les roches détritiques et les gabbros du Supergroupe de Wakeham (région de la rivière de l'Abbé-Huard et du lac Saumur) (voir géologie à la carte 2).

GA : arénites	qtz+ms+chl
	qtz+ms+cal
	qtz+chl+act
	qtz+ep+chl
gabbros	pl+hbl+ep
GD : arénites quartzifères	qtz+bt
	qtz+bt+ep+chl+pl
arénites	pl+qtz+bt+ms
schistes	bt+ms+chl+qtz+pl
gabbros	qtz+hbl+ep

Les gabbros (GAB1) du Groupe d'Aguanus sont foliés, recristallisés, à grain moyen ou fin et de couleur vert foncé. En plusieurs endroits, ils passent à des schistes mafiques ou à des mylonites rubanées (Figure 10). En lame mince, ils montrent une texture granoblastique et lépidoblastique. Ils contiennent des prismes de hornblende verte à inclusions d'oxydes, des amas polygonaux de cristaux de plagioclase maclé et un réseau de prismes trapus de pistachite.

Groupe de Davy (GD)

Dans la région de la rivière de l'Abbé-Huard (carte 2), le Groupe de Davy est représenté par des arénites quartzifères (ARE2), des arénites, des schistes et des gabbros (GAB2). Ce sont des roches très déformées, rubanées, qui, à l'approche de la rivière de l'Abbé-Huard, sont progressivement envahies par des granites (GRA3). Les assemblages minéralogiques observés figurent au tableau 3. Dans les roches sédimentaires, en lame mince, le quartz se présente en grains recristallisés disposés en rubans ou en grains suturés, polygonisés et à extinction roulante. Le plagioclase a des macles de déformation et le feldspath potassique est le microcline. L'épidote forme un réseau de prismes trapus très biréfringents (pistachite). La biotite est de couleur brun-vert et les phyllosilicates donnent une texture lépidoblastique à ces roches. Les gabbros montrent les mêmes caractéristiques que ceux du Groupe d'Aguanus.

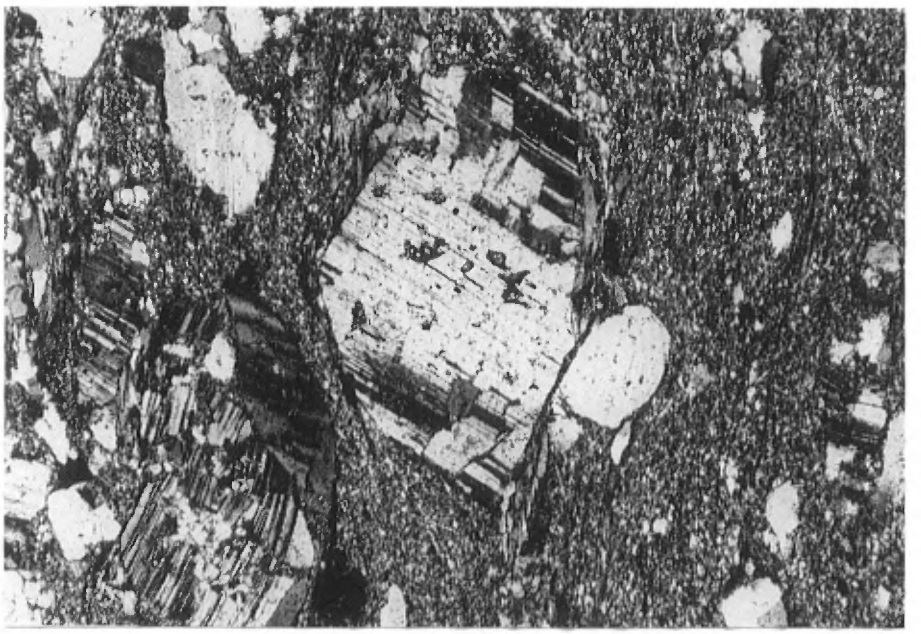


Figure 9 : Rhyolite mylonitisée du Groupe d'Aguanus, région du lac Saumur (L.P., gross. 31X) UTM : 121-756.

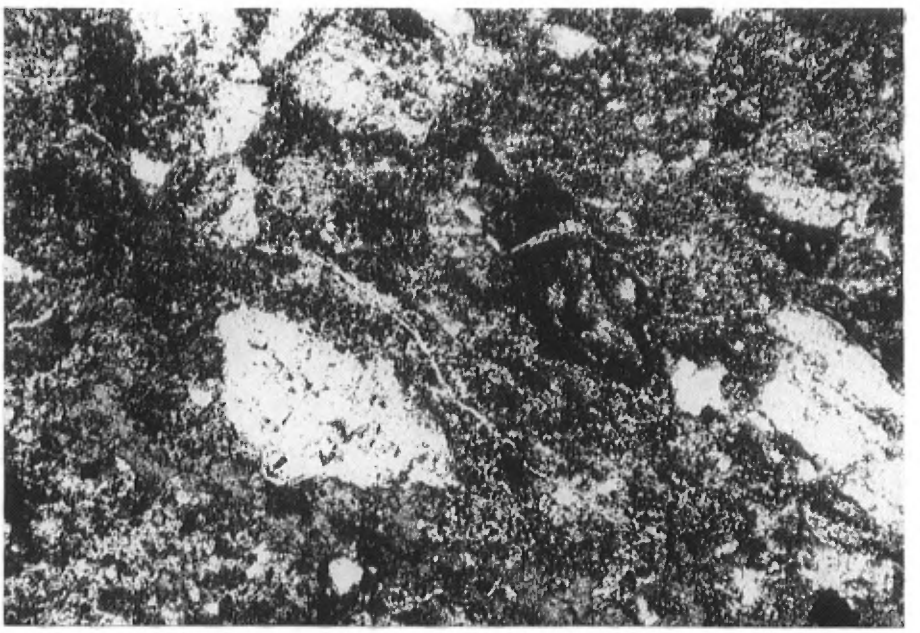


Figure 10 : Gabbro mylonitique du Groupe d'Aguanus : Linéament de la rivière de l'Abbé-Huard (L.P., gross. 31X) UTM : 988-500.

Plutonites du complexe
de la rivière Romaine

Ces roches affleurent au NW du LAH (carte 2) et son représentées par des anorthosites (AN), des monzonites (MON) et des granites (GRA). L'anorthosite (AN), déjà observée par Claveau (1949a) le long de le rivière Romaine, au nord du LAH, n'affleure que dans la partie ouest du secteur nord-ouest. C'est une roche de couleur bleutée, massive ou légèrement foliée à grain moyen. Elle est fortement recristallisée mais, localement, des reliques de cristaux centimétriques de labrador sont préservées. L'anorthosite est constituée presque entièrement de labrador avec des traces de clinopyroxène et de hornblende verte. En lame mince, le plagioclase est antiperthitique. Localement, l'anorthosite est recoupée par des veines de pegmatite granitique cisaillée.

L'anorthosite est bordée vers l'est par une monzonite (MON) porphyroïde rose, massive ou foliée. Les deux types de roche sont séparés par une monzonite à enclaves d'anorthosite. La monzonite contient des phénocristaux de mésoperthite dans une mésostase de plagioclase, de mésoperthite et de quartz avec des traces de clinopyroxène. En lame mince, le quartz se présente en petits grains interstitiels suturés et à extinction roulante. Les phénocristaux de mésoperthite sont xénomorphes avec des bordures à texture myrmékitique. Le plagioclase forme soit des phénocristaux zonés centimétriques, soit des amas de petits cristaux polygonaux. Le clinopyroxène est une augite verdâtre en prismes isolés.

À l'approche du LAH, la monzonite passe progressivement à des leucogranites hétérogènes très déformés (GRA3), recoupés par des aplites et par des pegmatites qui, le long du LAH, s'injectent dans le GD. Ces roches granitiques sont constituées de quartz, d'orthose, de perthite et de plagioclase. Vers le NE, le feldspath potassique dominant est le microcline. La hornblende verte, la biotite, la muscovite, et la pistachite sont présents en faible proportion. En lame mince, les minéraux apparaissent broyés et partiellement recristallisés et les feldspaths ont une texture en mortier.

Structure

Dans la région de la rivière de l'Abbé-Huard et du lac Saumur (carte 2), le LAH correspond à une zone de déformation intense, le long de laquelle les roches du Supergroupe de Wakeham sont en contact avec les monzonites et les granites de l'enveloppe du complexe de la rivière

Romaine. Aucune structure sédimentaire n'est préservée dans le Supergroupe de Wakeham le long du LAH et les schistosités, les foliations et les contacts lithologiques sont rebroussés dans un mouvement antihoraire de façon à s'orienter parallèlement au linéament avec des pendages moyens vers le SE (Figure 11) et des linéations d'étirement plongeant vers le SE (Figure 12). Ce rebroussement est particulièrement net à l'est du plan axial de la synforme de Davy (carte 2). Les granites stratiformes et les granites à enclaves dans le LAH ont une structure L-dominante, les linéations plongeant vers le SE, et il s'y développe localement des structures C/s. Dans la région du lac Saumur, vers le LAH, les monzonites acquièrent également une structure L-dominante par étirement des phénocristaux et des amas de minéraux ferromagnésiens suivant une direction N130°. Elles sont également caractérisées par des zones centimétriques de mylonite d'attitude 130°/90° et par la présence de fractures décimétriques plissotées, de direction N060°, remplies de matériau aplitique ou pegmatitique.

Conclusion

L'intensité de la déformation et la distribution des éléments structuraux de part et d'autre du LAH, suggèrent que le contact entre les monzonites et le Supergroupe de Wakeham coïncide avec un accident tectonique majeur. Le rebroussement des structures planaires du Supergroupe de Wakeham, ainsi que les structures C/s observées dans les roches porphyroïdes montrent que, le long du LAH, le Supergroupe de Wakeham s'est déplacé vers le bas par rapport aux plutonites avec une importante composante de coulissage senestre. Dans la région du lac Saumur, la présence de fractures parallèles au LAH montre que cet accident est lié à une phase d'extension de direction SE contemporaine d'une activité magmatique responsable du remplissage granitique des fractures.

Il faut noter cependant que les roches les plus déformées, aux environs du lac Saumur, sont dans le prolongement des mylonites de la rivière Nabisipi, qui séparent le Groupe d'Aguanus du Groupe de Davy et qui sont ici rebroussées par le LAH. Il est donc vraisemblable que la mylonitisation de la rivière Nabisipi soit antérieure au mouvement le long du LAH.

Enfin, le secteur nord-ouest est caractérisé par une diminution progressive de l'intensité de la granitisation du Supergroupe de Wakeham vers le NE (carte 1), la limite NE de granitisation coïncidant approximativement avec l'intersection de la trace axiale de la synforme de Davy avec le LAH.

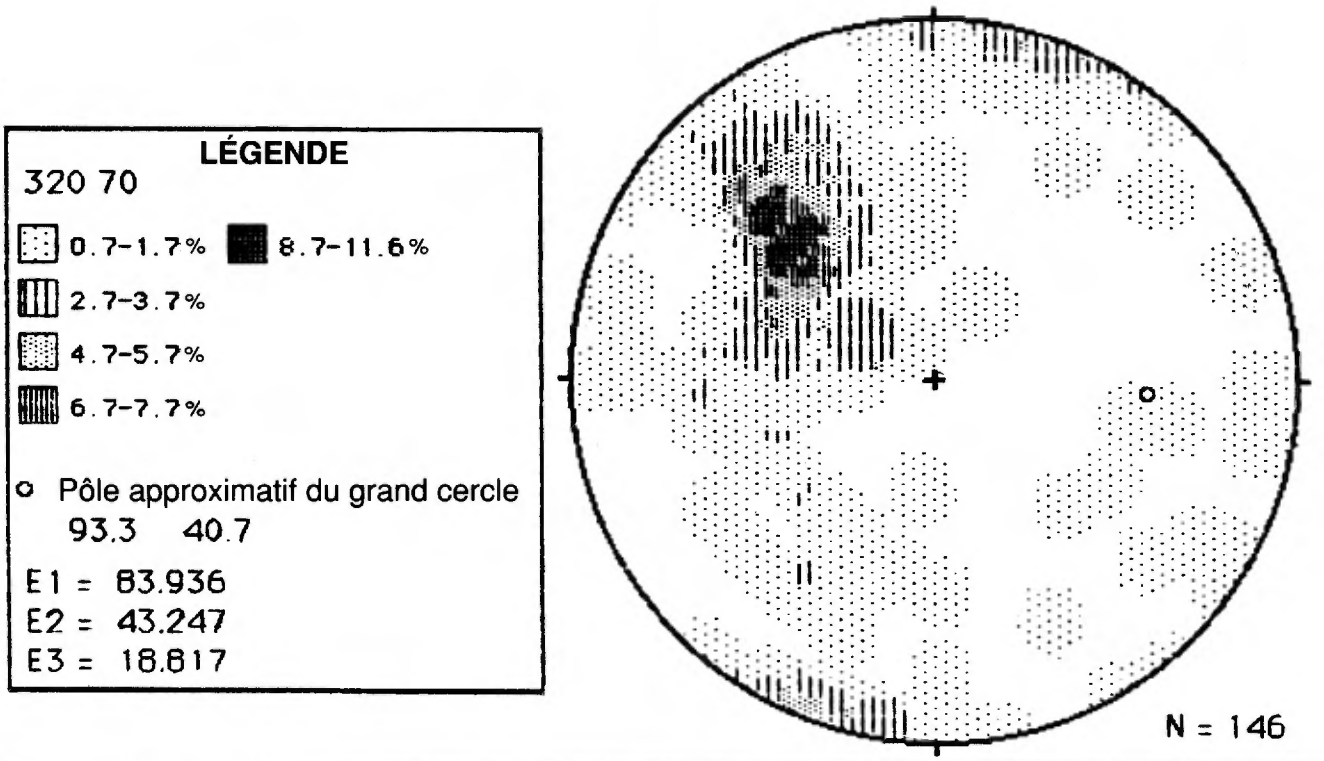


Figure 11 : Projection stéréographique des pôles des foliations dans le linéament de la rivière de l'Abbé-Huard.

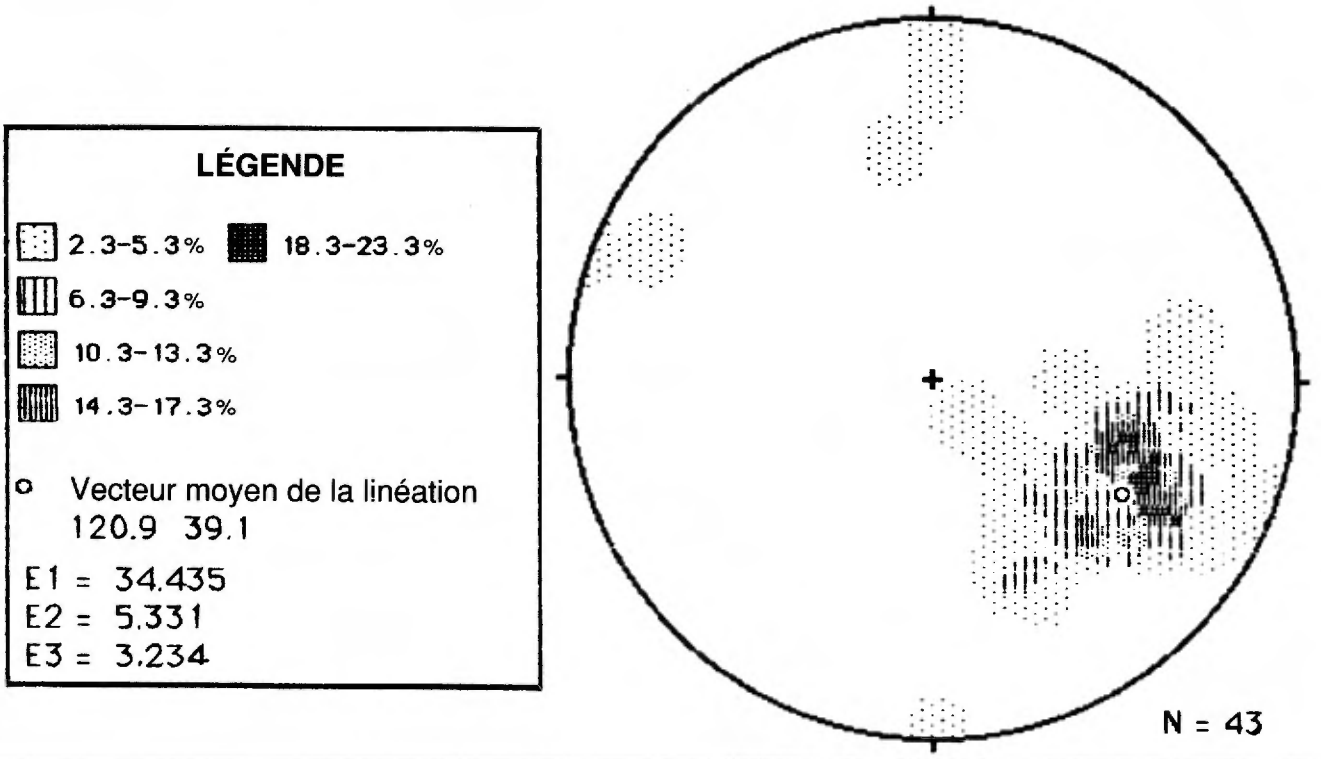


Figure 12 : Projection stéréographique des linéations d'étirement dans le linéament de la rivière de l'Abbé-Huard.

RÉGION DU LAC JÉRÔME

Au SW du confluent de la rivière de l'Abbé-Huard et de la rivière Romaine, le LAH se poursuit en direction du complexe anorthositique de Havre-Saint-Pierre et de la rivière Romaine. Le lac Jérôme se trouve dans le prolongement SW du LAH, entre les deux massifs anorthositiques (carte 1). Cette région a fait l'objet d'une reconnaissance dans le but d'élucider la nature du LAH à l'ouest de son intersection avec le LRR.

Unités lithologiques

Le long du lac Jérôme, en se dirigeant du nord vers le sud, on recoupe successivement, l'anorthosite de la rivière Romaine, des granites alternant avec des migmatites, et des métasédiments (Figure 13).

L'anorthosite (ANO) est massive ou légèrement foliée, de couleur gris-brun et à grain fin. La roche est recristallisée à 90 %, avec quelques reliques millimétriques de plagioclase primaire. Outre le plagioclase et un peu de perthite, on y trouve l'orthopyroxène, l'augite et la biotite brune comme minéraux occasionnels. En lame mince, le plagioclase est idiomorphe alors que la perthite montre des bordures dentelliformes (Figure 14). L'anorthosite passe localement à un gabbro leucocrate.

Les granites (GRA) sont à grain grossier, massifs ou légèrement foliés. Ils passent graduellement à des migmatites (MIG) foliées à grain moyen qui contiennent des «flammes» de restites riches en biotite brun verdâtre, en cordiérite et en sillimanite baignant dans le leucosome. En lame mince, le quartz apparaît xénomorphe, suturé, à extinction roulante. Le feldspath potassique est une perthite centimétrique alors que le plagioclase est de plus petite dimension et montre en bordure une texture myrmékitique. La cordiérite se développe en larges plages xénomorphes maclées et légèrement pinitisées. La sillimanite se concentre dans certains lits.

Les métasédiments (MSD) sont des quartzites et des paragneiss alumineux. Ce sont des roches homogènes ou légèrement foliées qui se présentent en bandes décimétriques alternant avec des migmatites. On y observe les assemblages minéralogiques suivants :

qtz+Kfs+pl+grt+bt
qtz+Kfs+pl+sil+grt+cd+bt

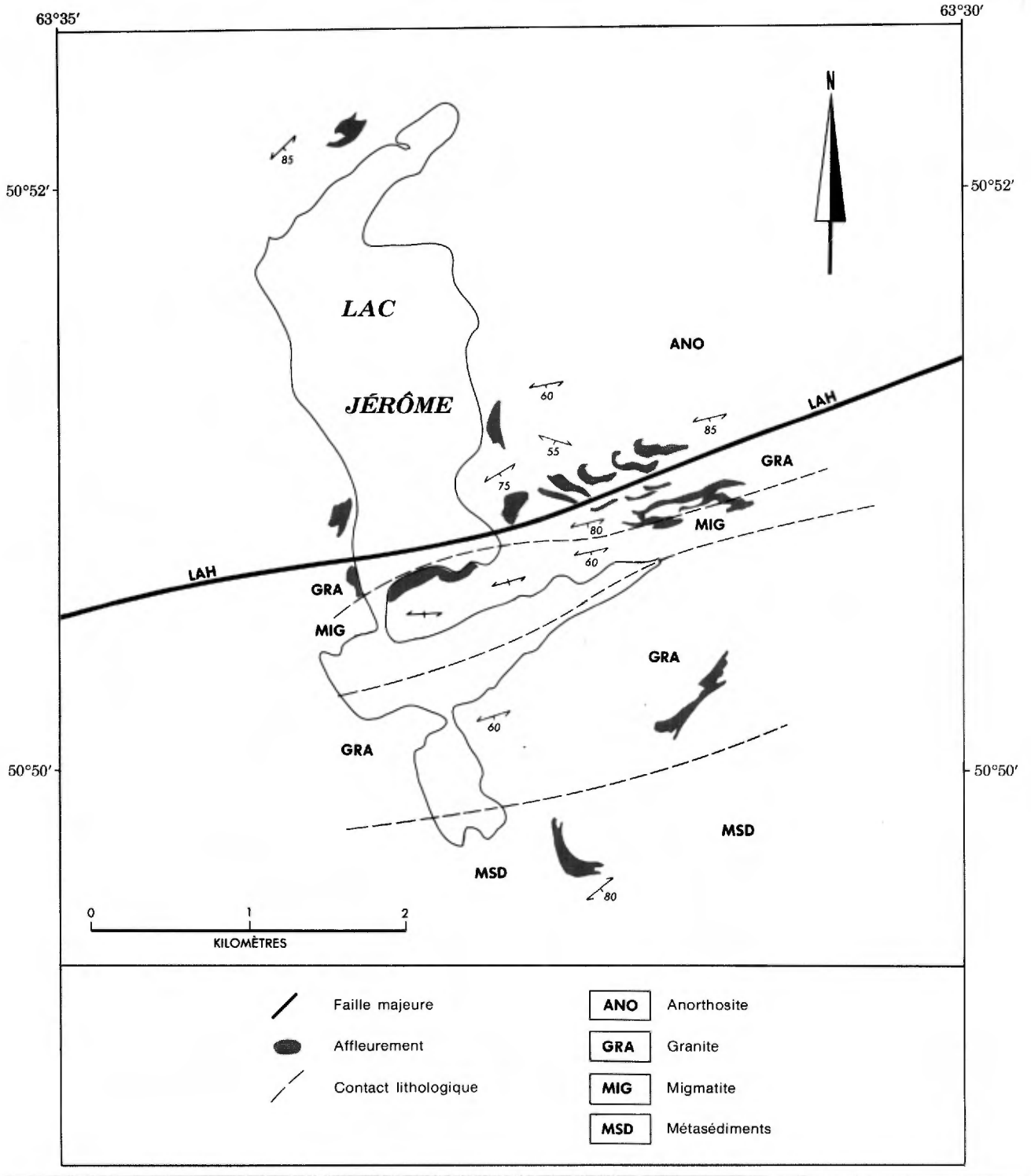


Figure 13 : Synthèse des observations dans la région du lac Jérôme. Voir la localisation sur la carte 1.

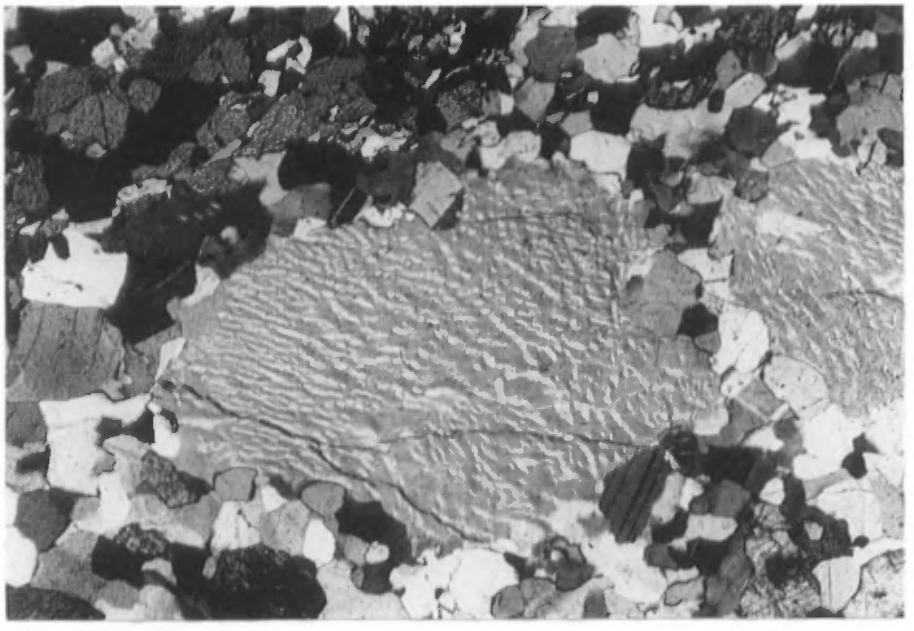


Figure 14 : Porphyroclaste de perthite dans une anorthosite, région du lac Jérôme (L.P., gross. 31X) UTM : 616-308.

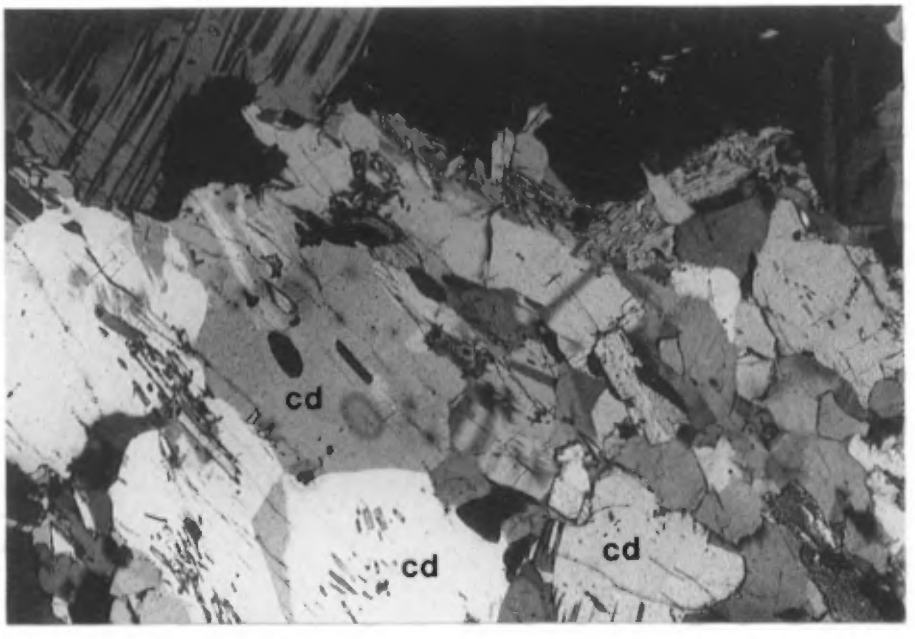


Figure 15 : Métapélite à cordiérite (cd) de la région du lac Jérôme (L.P., gross. 31X) UTM : 622-308.

Au microscope, le quartz est suturé, à extinction roulante alors que le plagioclase est en amas de petits grains. Le grenat se présente en porphyroblastes xénomorphes centimétriques à inclusions de biotite, de plagioclase et de quartz. La biotite est de couleur brun-rouge. La cordiérite est porphyroblastique, xénomorphe et maclée (Figure 15).

Structure

À l'échelle microscopique, les roches de la région du lac Jérôme montrent des évidences de déformation, les grains étant broyés et recristallisés. À l'échelle mégascopique pourtant, ces roches sont massives ou légèrement foliées. La direction des foliations, qui varie entre N050° et N100°, est, en gros, parallèle au LAH. Les pendages sont verticaux ou forts vers le sud.

Conclusion

La difficulté à identifier des linéations ou des indicateurs cinématiques suggère qu'il n'y a eu que peu ou pas de mouvement ductile subsollidus dans cette partie du linéament. Par contre, des fractures parallèles au LAH, et des zones d'intense broyage et d'altération montrent que dans cette région le LAH coïncide également avec une zone de failles majeures, attestée par le contact abrupt entre anorthosite et granite.

LE SECTEUR NORD-EST

Dans le secteur nord-est, le Supergroupe de Wakeham est en contact, vers le nord et vers l'est, avec des roches granitiques plus ou moins déformées (Bourne et al., 1977). La limite nord du Supergroupe de Wakeham est masquée partiellement par le pluton tardif du lac La Galissonnière, daté 993 Ma+/-3 (U/Pb sur zircons, Loveridge, 1986) qui se situe sur l'intersection potentielle des linéaments de la rivière de l'Abbé-Huard (LAH) et de la rivière Natashquan (LRN) (carte 1). À l'est, le contact entre le Supergroupe de Wakeham et les granites coïncide avec le LRN qui est identifiable sur les images-satellites et les photos aériennes. Le LRN est un accident en échelon, de direction générale N-NW, marqué au sud par l'alignement S-SE des lacs Poullet, Boulain et Durocher (carte 1). Ce linéament est jalonné par deux granites circonscrits, probablement contemporains du massif de La Galissonnière.

Dans le cadre de l'étude des relations entre le Supergroupe de Wakeham et les granitoïdes encaissants dans ce secteur, on a effectué des datations dans les granites au nord du petit lac La Galissonnière et à l'est du LRN (carte 3). De plus, en l'absence de cartographie systématique dans ce secteur, une attention particulière a été portée aux successions lithologiques et aux relations structurales à l'intérieur du Supergroupe de Wakeham dans le but de corréler ces successions avec celles de la carte du lac Arthur (Martigouche et al., 1992), quelques dizaines de kilomètres à l'ouest. La bordure nord du Supergroupe de Wakeham a été étudiée dans la région du petit lac La Galissonnière (cartes 1 et 3), alors que la bordure est a été étudiée dans les régions de la rivière Natashquan (cartes 1 et 3) et du lac Poullet (Figure 25 et carte 1). Finalement, une étude structurale détaillée a été effectuée dans la région du lac Ménascouagama (cartes 1 et 3), située à 10 kilomètres à l'ouest du LRN.

RÉGION DU PETIT LAC LA GALISSONNIÈRE

Géologie générale

Au nord du petit lac La Galissonnière (carte 3), les roches du Supergroupe de Wakeham sont envahies par des granites (GES). Le contact est marqué par une zone hétérogène de granite aplitique (GRA) et de granite d'anatexie à enclaves de sédiments (GES), de gabbro (GAB) et de rhyolite (RHY) recristallisés, à texture de cornéenne. En s'écartant du contact, ces plutonites passent progressivement à un granite porphyroïde folié.

Au sud du contact, le Supergroupe de Wakeham est composé d'une alternance complexe de sédiments détritiques, de filons-couches de gabbro, de rhyolites, de basaltes, d'agglomérats, de conglomérats, et de tufs felsiques, témoignant d'une instabilité tectonique et d'une intense activité volcanique. Finalement, un niveau de gneiss granitique (GGR) sépare les rhyolites des sédiments détritiques dans la partie SE du lac La Galissonnière. Les roches détritiques affleurent surtout dans la partie nord du secteur alors que la partie sud est dominée par les rhyolites.

Unités lithologiques

Roches sédimentaires

Les roches sédimentaires affleurent en deux niveaux importants (ARE et AQF, carte 3) ou en minces niveaux non cartographiables intercalés dans les rhyolites de l'unité RHY-2. Les deux niveaux principaux de roches sédimentaires sont composés d'une alternance d'échelle décimétrique, centimétrique ou même millimétrique d'arénite et d'argilite (niveau ARE) ou d'arénite quartzifère et d'arénite avec quelques lits d'argilite (niveau AQF). Cet aspect laminé évoque la possibilité d'une sédimentation de type varve. Des litages entrecroisés et des structures de «slumping» ont été localement observés dans les niveaux d'arénite et d'argilite respectivement. Toutes ces roches, de couleur grisâtre, sont à grain fin et les arénites sont massives et d'aspect saccharoïde. Les niveaux détritiques intercalés dans la rhyolite (unité RHY-2) sont des arénites quartzifères et des conglomérats (CO) à galets arrondis de quartzite (60 %) et de rhyolite (10 %) et à matrice arénacée (30 %) riche en séricite et épidote, et contenant des fragments de quartz bleu.

Dans les arénites et les argilites, on observe le quartz, le feldspath, la muscovite, la chlorite et l'épidote, en grain fin et en proportions variables. La biotite a été observée près du contact avec le granite à enclaves de sédiments (GES). Le quartz a une extinction onduleuse. Les roches riches en minéraux phylliteux montrent une texture lépidoblastique.

Roches volcaniques

Les rhyolites (RHY) sont des roches massives et homogènes ou schisteuses, de couleur gris-rose. Elles contiennent 5 % d'yeux de quartz bleu, 10 % de phénocristaux de feldspath subanguleux, et des veinules de magnétite. En lame mince, les phénocristaux, souvent constitués de mésoperthite, sont fragmentés avec des arêtes vives et localement altérés en épidote et séricite. Les yeux de quartz sont constitués soit de grains bipyramidaux, soit d'amas de grains recristallisés, arrondis ou étirés. Les bordures des phénocristaux sont corrodées et les yeux de quartx montrent des baies de résorbtion. En général, la mésostase est finement recristallisée et contient du quartz et du microcline. Les rhyolites sont très comparables sur le plan lithologique à celles de la région du lac Arthur (Martigouche et al., 1992). Cependant, elles sont sous forme de niveaux moins épais (décamétriques à hectométriques) et sont associées ou interlitées avec d'autres roches volcaniques ou sédimentaires.

Les tufs felsiques, de couleur blanche, sont intercalés dans les rhyolites (RHY-2). Ils sont massifs ou laminés et contiennent environ 60 % de fragments et jusqu'à 10 % de quartz bleu. Les variétés laminées ont une texture «en flammes» due à la présence de vacuoles écrasées. En lame mince, on observe des porphyroclastes de feldspath et de quartz bipyramidal dans une matrice à granulométrie hétérogène (Figure 16). Localement, on observe la biotite, la séricite et la magnétite en amas millimétriques.

Les agglomérats (unité AGL) affleurent intercalés soit dans les rhyolites de l'unité RHY-2 soit en minces niveaux discontinus dans l'unité RHY-3. Ils sont polymictes-lithiques avec des galets constitués d'arénite quartzifère (60-80 %), de rhyolite (10 %) et de basalte (10 %). La mésostase est rhyolitique. Ces niveaux représentent probablement des coulées volcaniques en milieu de plage ou en milieu deltaïque.

Les basaltes affleurent soit dans un niveau de largeur kilométrique au centre de la région (BAS), soit en minces niveaux non cartographiables intercalés dans l'unité RHY-2. Ce sont des roches noires, massives et aphanitiques. Elles contiennent des amygdules remplies de calcite et

d'épidote et montrent localement des structures en coussins. Les basaltes intercalés dans l'unité RHY-2 contiennent des veinules remplies d'épidote ou de magnétite. En lame mince, les basaltes sont constitués de bâtonnets de plagioclase (jusqu'à 10 %) baigant dans une mésostase de microlites de plagioclase à texture trachytique, partiellement altérée en épidote. Certaines variétés intercalées dans l'unité RHY-2 montrent un litage irrégulier et sont constituées d'amygdules de quartz et d'épidote (10 %) dans une mésostase aphanitique à microlites de plagioclase (tufs mafiques? Figure 17).

Roches plutoniques

Les gabbros (GAB) affleurent en filons-couches comme dans la plupart des unités lithologiques du Supergroupe de Wakeham et seuls les niveaux les plus puissants sont représentés sur la carte. Ils sont de couleur vert foncé, massifs ou foliés et montrent souvent des phénocristaux (50 %) de plagioclase ou d'amphibole verte. Ces phénocristaux sont souvent altérés, le plagioclase se transformant en carbonate et en épidote. La mésostase, à texture subophitique et intersertale, est principalement composée de plagioclase et d'amphibole verte. On y observe également l'épidote, la biotite, la chlorite, le quartz, le sphène, le leucoxène et les oxydes de fer. Au nord du petit lac La Galissonnière les gabbros affleurent en méga-enclaves dans le granite et sont recristallisés en bordure par métamorphisme de contact.

Les granites de l'encaissant (GES) sont porphyroïdes à texture rapakivi. Les phénocristaux, recristallisés en bordure, peuvent atteindre plusieurs centimètres. Le gneiss granitique (GGR) du sud-est du petit lac La Galissonnière est à grain moyen, folié et il est constitué de quartz, de plagioclase, de microline, de biotite et de hornblende. Le pluton tardif de La Galissonnière n'a pas été visité dans le cadre du présent travail et ses limites sur la carte sont tracées à partir des données de Bourne et al. (1977).

Métamorphisme et structure

Les assemblages minéralogiques observés sont caractéristiques des conditions métamorphiques du faciès schiste vert inférieur à muscovite-chlorite. Toutefois, à l'ouest, vers le pluton de La Galissonnière, les roches atteignent le faciès schiste vert moyen à épidote-biotite.

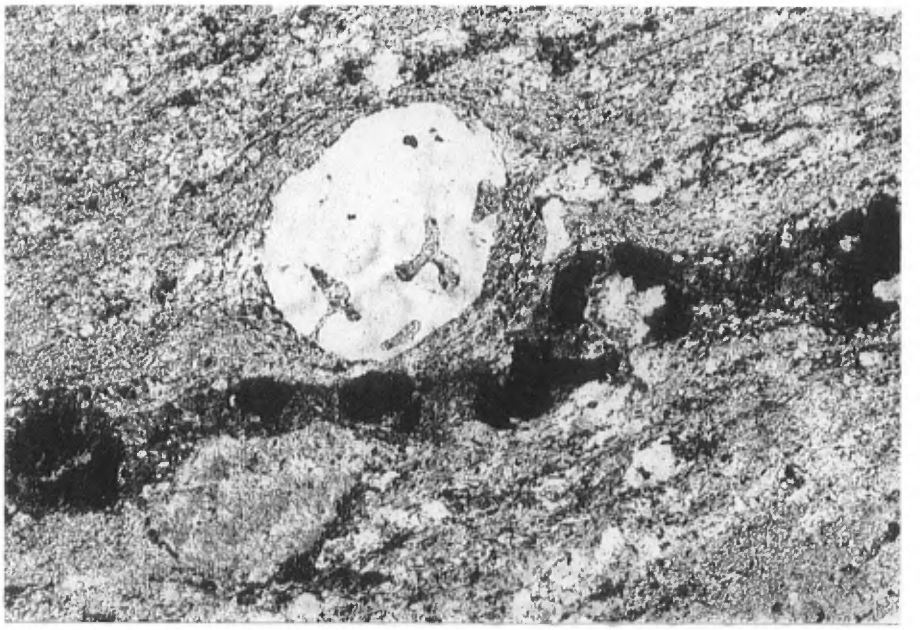


Figure 16 : Tuf acide à fragments de quartz bleu, région du petit lac La Galissonnière (L.P., gross 31X) UTM : 730-956.

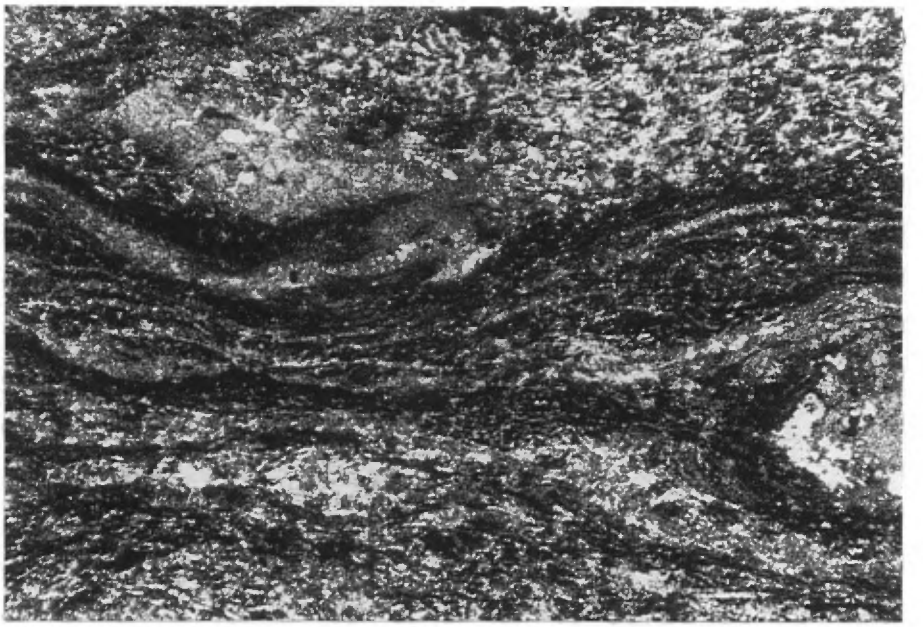


Figure 17 : Tuf mafique avec amygdules de quartz-épidote, région du petit lac La Galissonnière (L.P., gross. 31X) UTM : 734-956.

Les structures planaires mesurées sont des stratifications dans les sédiments et des schistosités qui affectent toutes les unités. Dans les sédiments de l'unité ARE, on a observé localement deux schistosités, dont la plus ancienne est parallèle à la stratification.

Aux environs du petit lac La Galissonnière, le Supergroupe de Wakeham affleure dans un synclinal à axe plongeant de 30° vers le SW (Figure 18) parallèle aux axes de microplis mesurés sur le terrain (carte 3), et à plan axial subvertical. Ce pli peut correspondre à la phase de déformation NE identifiée dans la région du lac Arthur (Martignole et al., 1992). Dans ce cas, la flexion de la trace axiale de ce pli pourrait résulter de la superposition d'une phase NW subséquente. Dans le flanc nord de cette structure, les polarités suggérées par les litages entrecroisés, et les coussins dans les basaltes sont normales. Dans la partie SE de la région, l'unité RHY-3 se trouve dans une antiforme soulignée par des linéaments visibles sur les photos aériennes, et dont les flancs sont mylonitiques.

Les granites (GES) intrusifs dans le Supergroupe de Wakeham sont déformés de façon irrégulière. Des structures C/s dans certaines variétés cisaillées ainsi que le rebroussement des linéaments visibles sur les photos aériennes suggèrent un déplacement du Supergroupe de Wakeham vers l'ouest (dextre) par rapport aux granites.

Conclusion

La limite nord du Supergroupe de Wakeham à l'est du pluton de La Galissonnière est donc envahie par un granite, et se trouve affectée par un décrochement dextre (carte 1) dans la zone de contact c.a.d. en sens inverse de celui identifié le long du LAH.

La préservation des critères de polarité dans cette partie du Supergroupe de Wakeham permet d'identifier une succession stratigraphique avec à la base des sédiments détritiques (ARE et AQF) contenant une intercalation de rhyolite (RHY-1), et des filons-couches de gabbro, une coulée de basalte (BAS), et une unité dominée par des rhyolites (RHY-2) au sommet. La relation stratigraphique entre les unités RHY-2 et RHY-3 n'est pas établie. Le même type de succession a été identifié dans la structure triangulaire du lac Ruffin (Martignole et al., 1992), à 50 kilomètres au SW, où les unités 2a (alternance arénite-argilite), 2b (alternance arénite quartzifère-gabbro), 2c (basalte) et 3bc (rhyolite avec faible proportion de basalte) sont impliquées. Cependant, RHY-3 est beaucoup plus hétérogène que l'unité 3ab de la région du lac Ruffin.

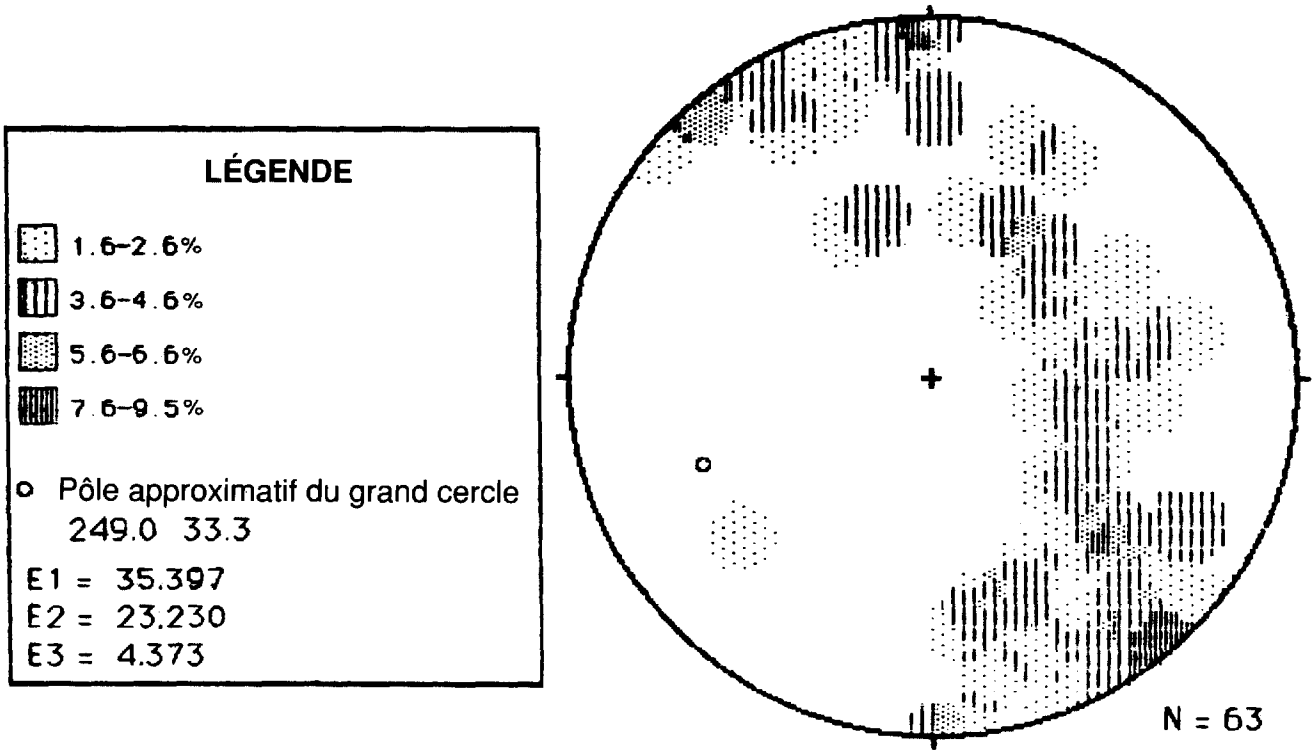


Figure 18 : Projection stéréographique des pôles des stratifications dans la région du petit lac La Galissonnière.

RÉGION DE LA RIVIÈRE NATASHQUAN

Géologie générale

Aux environs de la rivière Natashquan, le Supergroupe de Wakeham affleure dans un biseau limité au NW et au NE par des granites (GES et GFO respectivement ; carte 3). La limite NW de ce biseau correspondrait à l'extension NE probable du LAH alors que sa limite NE coïncide avec le linéament de la rivière Natashquan (LRN). À la périphérie du biseau, affleurent : a) des métarhyolites (unité RHY), avec des intercalations non cartographiables de quartzite, de micaschiste, et des équivalents métamorphiques et amincis d'agglomérats semblables à ceux du niveau de basalte riche en magnétite de la région du petit lac La Galissonnière, et b) une lentielle de gneiss granitique oeillé (GGR). La partie centrale du biseau est occupée par des quartzites (unité QIT) renfermant une lentille de conglomérat intraformationnel (CO). Des filons-couches de gabbro (GAB) sont intercalés dans les deux unités principales mais seuls les niveaux les plus épais figurent sur la carte.

Les structures primaires des roches du Supergroupe de Wakeham, relativement bien conservées dans la région du petit lac La Galissonnière sont oblitérées par le métamorphisme et la déformation dans la région de la rivière Natashquan. Le long du LRN, le Supergroupe de Wakeham est en contact intrusif subconcordant avec un complexe igné hétérogène (GFO) composé de granites foliés et de monzonites hypabyssales contenant des yeux de quartz bleu.

Unités lithologiques

Roches sédimentaires

Les quartzites et les micaschistes intercalés dans les métarhyolites (unité RHY) sont des roches grisâtres à grain fin, recristallisées et affectées par une schistosité qui, dans la majorité des cas, a oblitéré les structures sédimentaires. Cependant, en deux localités, on a reconnu des litages entrecroisés aplatis. Au microscope, on distingue les assemblages minéralogiques suivant :

1) qtz-pl-ms-ch, 2) qtz-pl-bt-act, 3) qtz-pl-mc-ep,
4) qtz-pl-bt-ms, 5) qtz-pl-ms-chl-bt-grt.

L'orientation des micas confère une texture lépidoblastique à ces roches. Le quartz est suturé et à extinction onduleuse.

Les sédiments affleurant au centre du biseau (QIT) sont constitués surtout de quartzites blancs massifs d'aspect saccharoïde, avec quelques niveaux de micashiste. Ces roches ne montrent pas de structures sédimentaires autres que la stratification. Au microscope, on observe le quartz, les feldspaths, la muscovite, la biotite et, localement, le grenat (Figure 19). L'orientation de la muscovite est responsable de la texture lépidoblastique (alors que la biotite se trouve sous forme de porphyroblastes millimétriques recoupant la schistosité (Figure 20). Le grenat est hélicitique, à inclusions de muscovite, de quartz et de chlorite.

Le conglomérat intraformationnel (CO) est constitué de galets de quartzite subarrondis ou anguleux (80-90 %) baignant dans une matrice grisâtre, schisteuse et riche en quartz. Le diamètre des galets peut atteindre 60 cm. Cette roche montre localement une texture bréchique, avec des bancs de quartzite disloqués.

Roches volcaniques et gabbros

Les métarhyolites (RHY), de couleur rose à grise, sont schisteuses, à grain fin, et contiennent des fantômes de phénocristaux de plagioclase recristallisés. La mésostase est constituée d'une mosaïque de grains de quartz et de microcline suturés et d'amphibole verte (5-10 %) déterminant la schistosité. Les phénocristaux de plagioclase (10 %) et les yeux de quartz (5 %) sont transformés en amas polycristallins aplatis (Figure 21).

Les méto-agglomérats (AGL) sont constitués d'une mésostase (70 %) verdâtre ou rose, à quartz, microcline, chlorite et épidote, schisteuse et à grain fin, et de galets de quartzite recristallisés, aplatis, et localement difficiles à identifier.

Les métabasaltes (BAS) affleurent en minces niveaux intercalés dans les agglomérats et les rhyolites de l'unité RHY. Ils sont à grain fin, schisteux et de couleur noire. En lame mince, ils apparaissent recristallisés avec des reliques de bâtonnets de plagioclase (Figure 22). Les minéraux ferromagnésiens sont la biotite brune, l'amphibole verte, la chlorite et la magnétite.

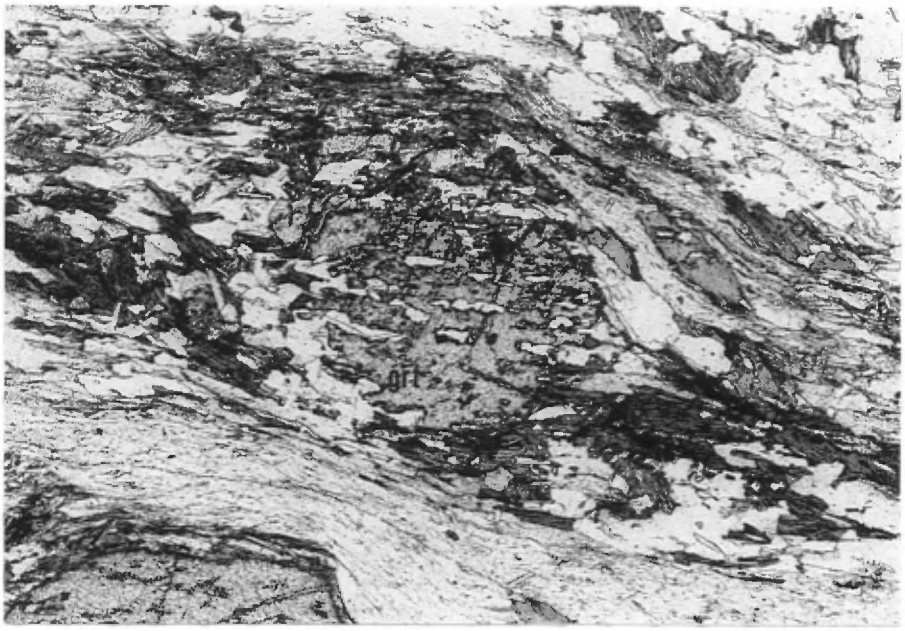


Figure 19 : Porphyroblaste de grenat (GRT) avec inclusions de quartz dans les micashistes de la rivière Natashquan (L.N., gross. 31X) UTM : 882-975.

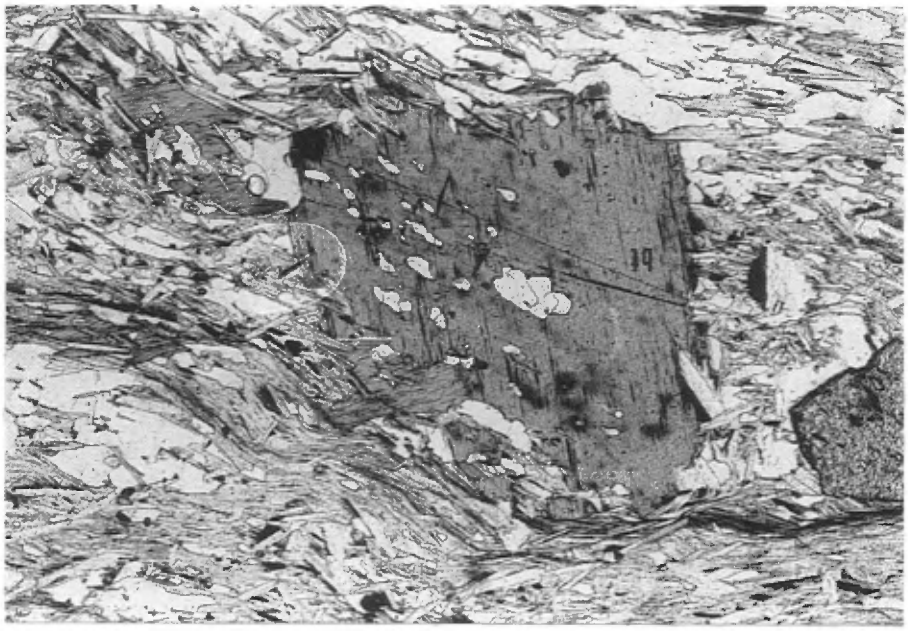


Figure 20 : Porphyroclaste de biotite recoupant la foliation dans les micashistes de la rivière Natashquan (L.N., gross. 31X) UTM : 845-987.

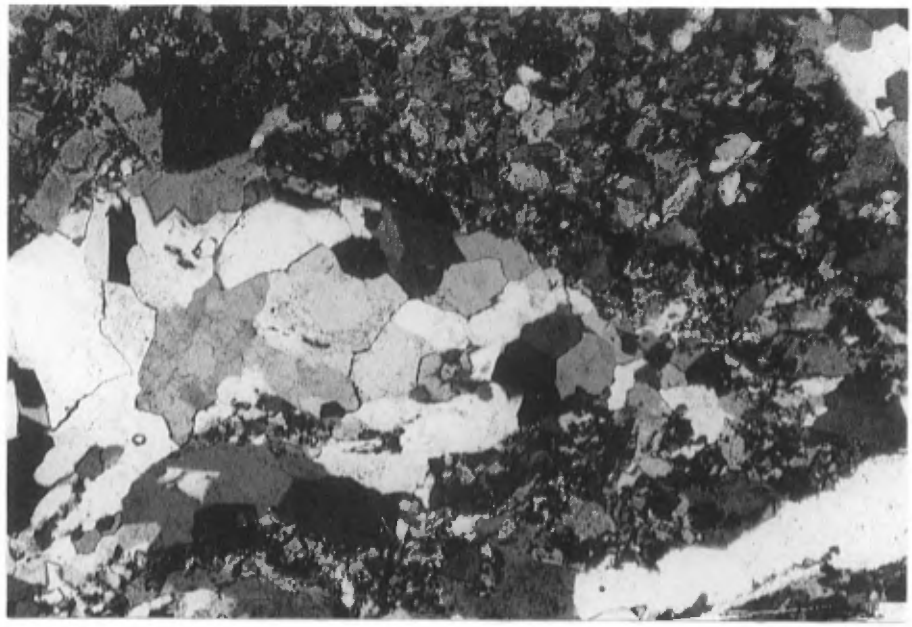


Figure 21 : Métarhyolite avec oeil de quartz recristallisé, région de la rivière Natashquan (L.P., gross. 31X) UTM : 814-350.

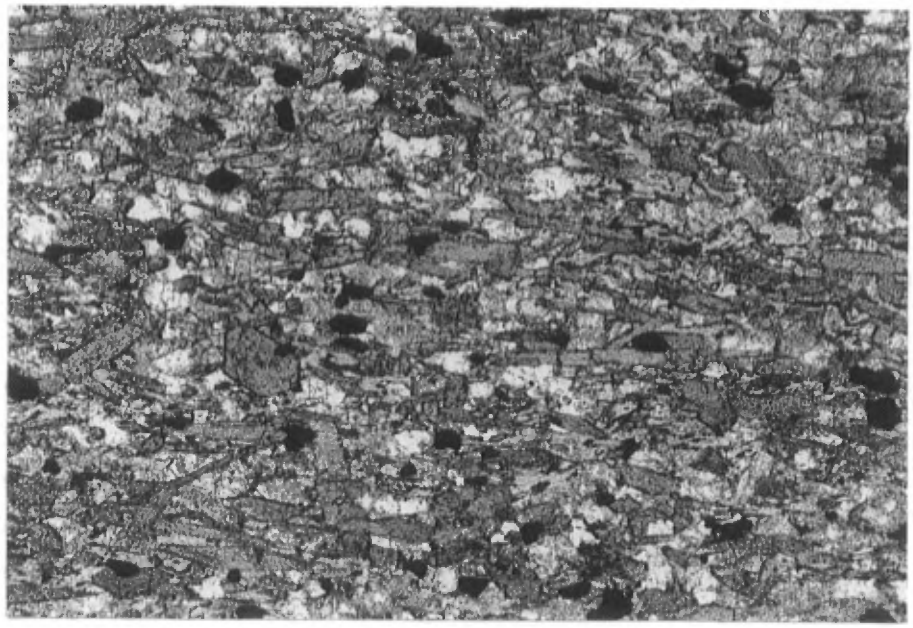


Figure 22 : Métabasalte, région de la rivière Natashquan (L.N., gross. 31X) UTM : 823-984.

Les gabbros (GAB) ont les mêmes caractéristiques que ceux de la région du petit lac de La Galissonnière.

Roches granitiques

Le gneiss granitique (GGR) situé à l'intérieur du Supergroupe de Wakeham est une roche recristallisée, foliée, homogène, à grain moyen, envahie par des veines de quartz et de pegmatite parallèles à la foliation. Les minéraux observés sont le microcline, le quartz, le plagioclase à contours suturés, avec accessoirement la biotite et la muscovite.

Les plutonites (GFO) à l'est du Groupe d'Aguanus sont des granites et des monzonites porphyroïdes, faiblement foliés, recristallisés à des degrés variables et contenant localement des yeux de quartz. Ces roches sont constituées de quartz, de microcline, de plagioclase, et, en quantités inférieures à 5 %, de hornblende, de biotite et de fluorine. Certaines variétés altérées contiennent de la chlorite et de l'épidote. Ces plutonites à caractères hypabyssaux sont peu ou pas déformées et pourraient bien constituer l'équivalent profond des rhyolites qui leur sont adjacentes.

Métamorphisme et structure

Les assemblages minéralogiques observés dans la région de la rivière Natashquan suggèrent que le métamorphisme a atteint les conditions du faciès schiste vert supérieur, l'intensité du métamorphisme croissant vers l'est.

Les structures planaires mesurées sont des stratifications dans les roches sédimentaires, des schistosités dans toutes les lithologies du Supergroupe de Wakeham et des foliations dans les granites. La schistosité est parallèle à la stratification et aux contacts lithologiques sur les flancs du biseau et les recoupent dans la charnière. Localement deux schistosités ont été observées (carte 3). En projection stéréographique, les stratifications forment une ceinture définie par trois maxima (Figure 23) correspondant respectivement aux deux flancs (NNE-SSW verticaux) et à la zone de charnière (NW-SE subverticale) d'un pli d'amplitude plurikilométrique à axe plongeant fortement vers le SW et de plan axial NNE subvertical. Les schistosités relevées dans la même région (Figure 24) donnent l'attitude du plan axial : NE-SW subvertical. Compte tenu des polarités et des charnières observées sur les photos aériennes, ce pli est un synclinal équivalent à celui du petit petit lac La Galissonnière mais qui a été rebroussé par la mise en place des granites qui jalonnent son flanc oriental.

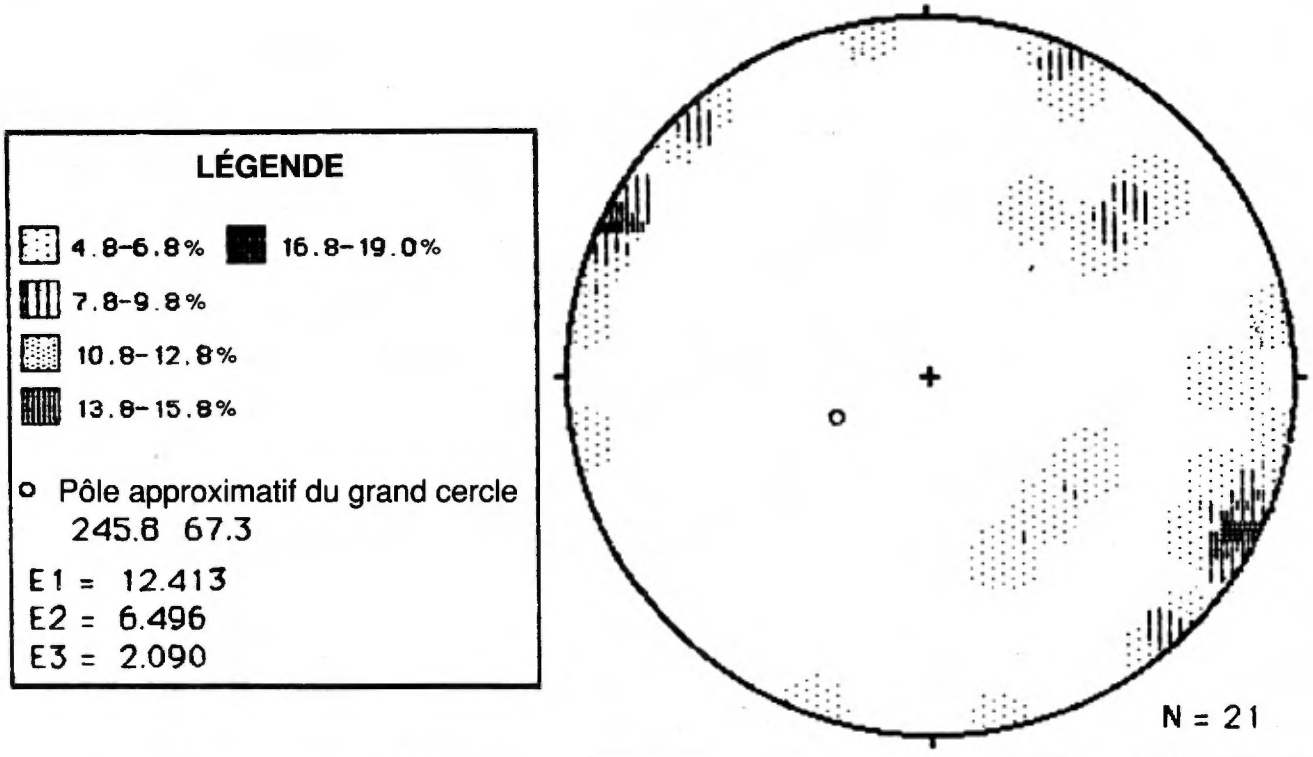


Figure 23 : Projection stéréographique des pôles des stratifications, région de la rivière Natashquan.

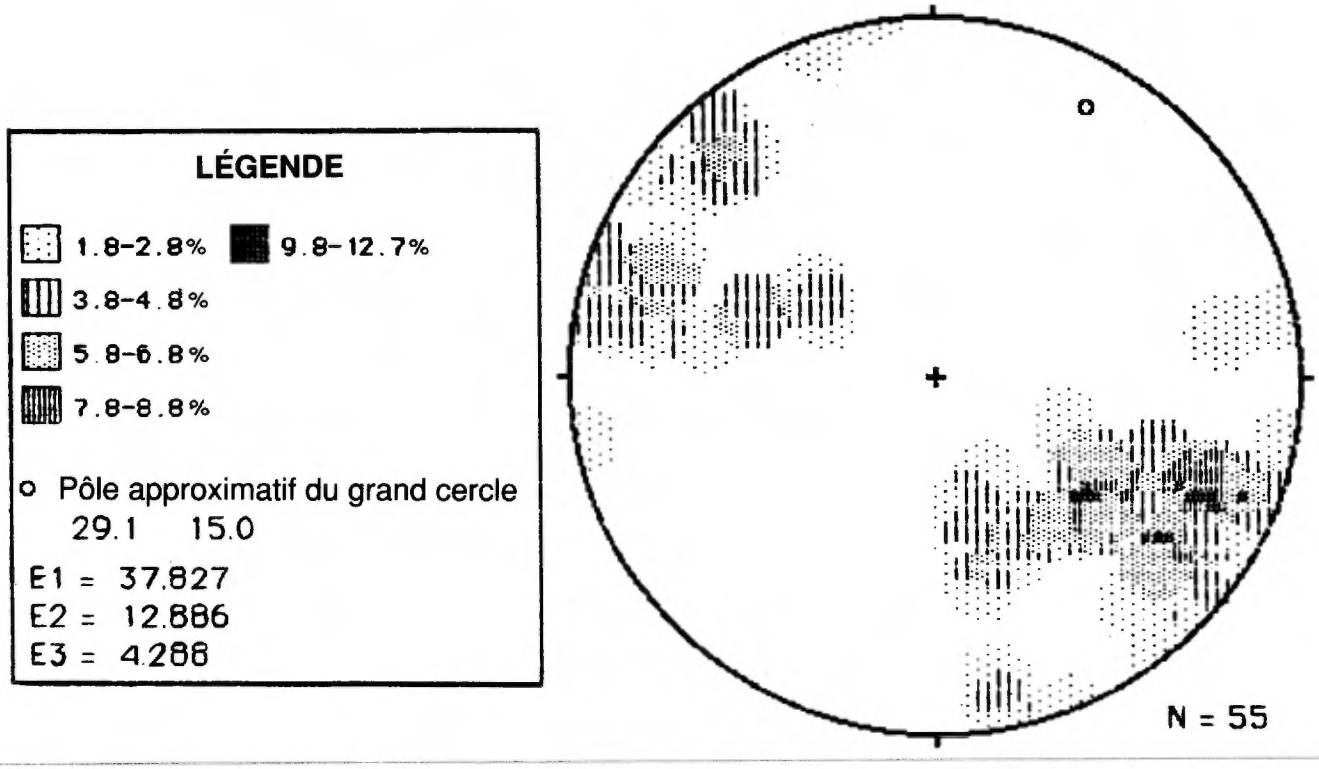


Figure 24 : Projection stéréographique des schistosités, région de la rivière Natashquan.

Conclusion

Contrairement à la région du petit lac La Galissonnière, dans la région de la rivière Natashquan, le contact entre les unités lithologiques typiques du Supergroupe de Wakeham et les plutonites est net. Ce contact, dans sa plus grande longueur, est parallèle à la structure foliée dans le granite et à la schistosité dans les métasédiments ce qui suggère une déformation commune lors de la mise en place.

RÉGION DU LAC POULLET

Géologie générale

La région du lac Poullet est située à l'est de la rivière Natashquan, dans le prolongement sud du LNR (carte 1). À l'est du lac Poullet, affleurent des paragneiss à deux micas, des métagabbros et des métarhyolites alors qu'à l'ouest affleurent des gneiss granitiques (Figure 25). Dans la partie nord de la région, toutes les roches sont recoupées par un granite légèrement folié alors qu'au centre, les roches supracrustales sont envahies par des injections volumineuses de pegmatite granitique.

Unités lithologiques

Les paragneiss (PGN) de cette région sont des roches très hétérogènes de couleur grisâtre et de grain moyen représentées principalement par des paragneiss quartzeux à deux micas qui alternent avec des variétés moins micacées et, plus rarement, avec des quartzites. Dans certains quartzites, des reliques de stratification transposée ont été identifiées. À proximité du granite, les paragneiss sont migmatitiques. Outre le quartz, la muscovite et la biotite, on observe aussi les deux feldspaths, et au coin SE de la région, des traces de grenat. En lame mince, la texture est équigranulaire, granoblastique, et lépidoblastique dans les variétés micacées (Figure 26).

Les métarhyolites (MRH), de couleur rosâtre, sont des roches schisteuses, de granulométrie variable. Localement, on y distingue des reliques de phénocristaux de feldspath et des yeux de quartz aplatis. La mésostase, hétérogranulaire entièrement recristallisée, est constituée de quartz, de microcline et, accessoirement, de plagioclase. Les phénocristaux de feldspath sont des bâtonnets de plagioclase altérés et corrodés. Les yeux de quartz sont recristallisés en amas polycristallins et corrodés. La muscovite et la biotite chloritisée sont des constituants mineurs qui donne à la roche une texture lépidoblastique. Certaines de ces roches pourraient être des méta-arkoses à fragments volcaniques, mais cette hypothèse ne peut pas être vérifiée à cause de l'intensité de la recristallisation.

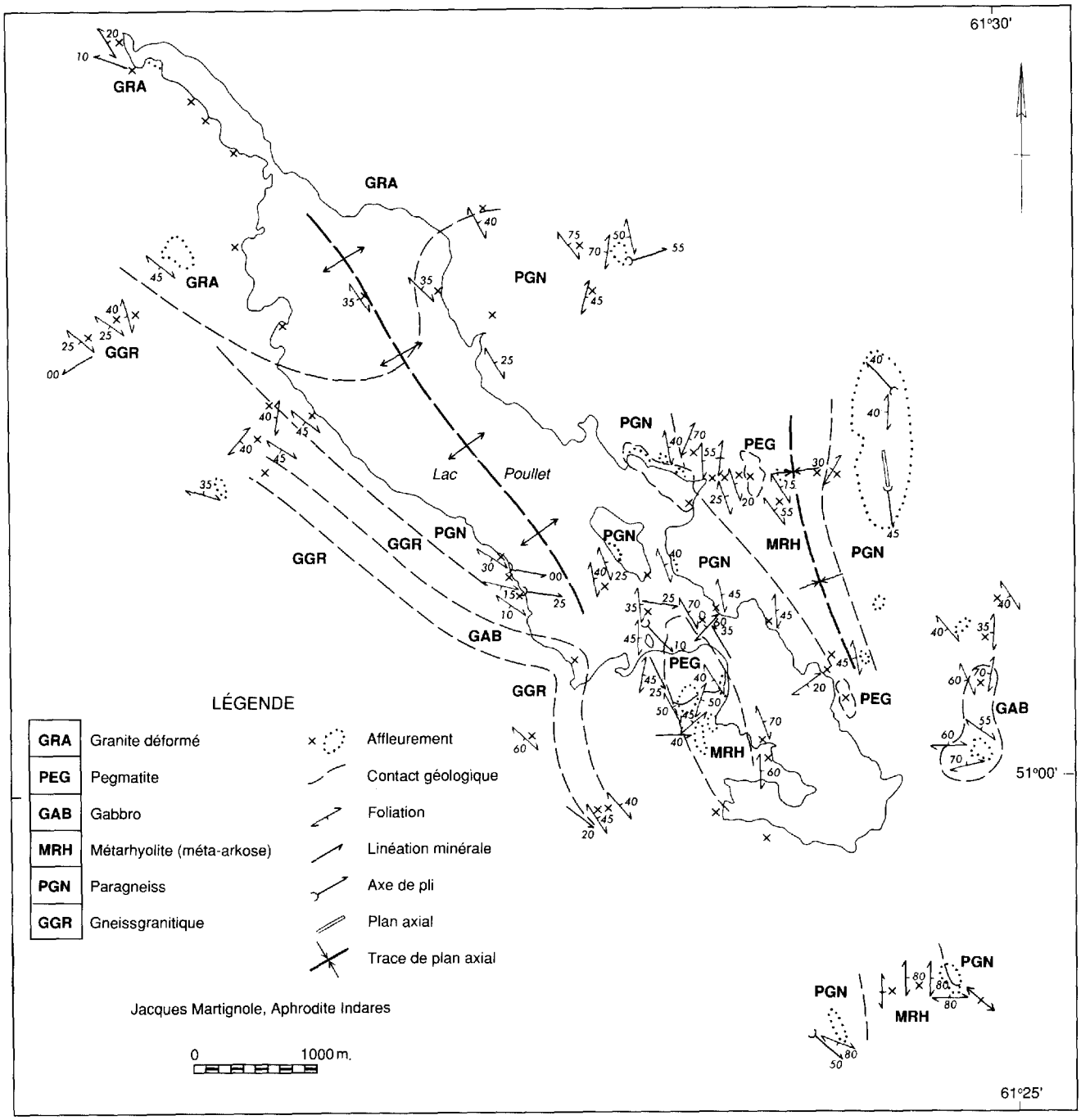


Figure 25 : Région du lac Poullet (SNRC 12N/3). Voir localisation sur carte 1.

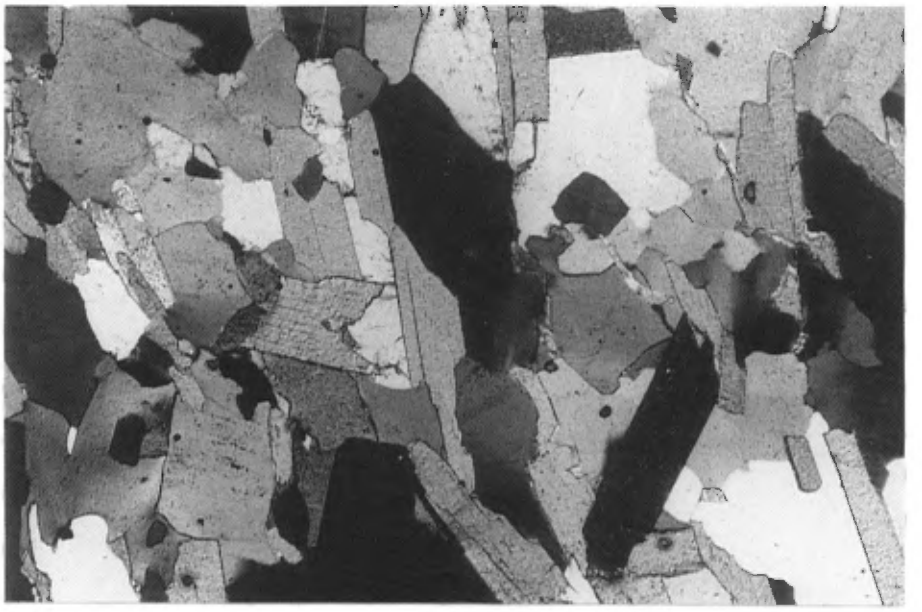


Figure 26 : Gneiss quartzeux à 2 micas, région du lac Poullet (L.P., gross. 31X) UTM : 070-526.

Les gabbros (GAB) affleurent en niveaux le plus souvent discontinus, épais de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, intercalés dans les métasédiments. Seuls les niveaux les plus épais sont représentés sur la figure. Il s'agit de roches en général foliées, à grain moyen à fin, plus rarement massives et à grain grossier. En lame mince, on observe de l'amphibole verte en porphyroblastes ou en grains fins dans la mésostase, des porphyroblastes de trémolite recoupant la foliation, des bâtonnets et des lattes de plagioclase résorbées et altérées, de la chlorite et de l'épidote. Certaines variétés à grain fin pourraient être des métabasaltes recristallisés.

Les gneiss granitiques (GGR) sont des roches homogènes à grain moyen et de couleur grisâtre. En lame mince, les constituants principaux sont le quartz, le microcline et, dans des proportions moindres, le plagioclase et la biotite. La texture est granoblastique équigranulaire et lépidoblastique.

Le granite (GRA) recoupe les métasédiments et les gneiss granitiques dans la partie nord de la région. Cette roche est rose, légèrement foliée, à grain grossier et elle est injectée de pegmatites et de veines de quartx. Vers sa bordure, la foliation est accentuée et la dimension des grains diminue. Cette roche est constituée de quartz, de microcline et, accessoirement, de plagioclase et de biotite. En lame mince, la texture est hétérogranulaire. Le quartz est prophyroïde, suturé et à extinction onduleuse.

Métamorphisme et structure

L'absence d'unités alumineuses dans les paragneiss ne permet pas d'estimation précise de l'intensité du métamorphisme dans la région du lac Poullet. Cependant, la présence de biotite et de muscovite métamorphique indique que les roches ont atteint au moins le faciès schiste vert supérieur.

Les structures planaires mesurées dans la région du lac Poullet sont des foliations. Leur dispersion en projection stéréographique (Figure 27) implique une tectonique polyphasée. Les axes des microplis mesurés sur le terrain (Figure 25) sont de direction NW et de plongée variable avec des plans axiaux subverticaux.

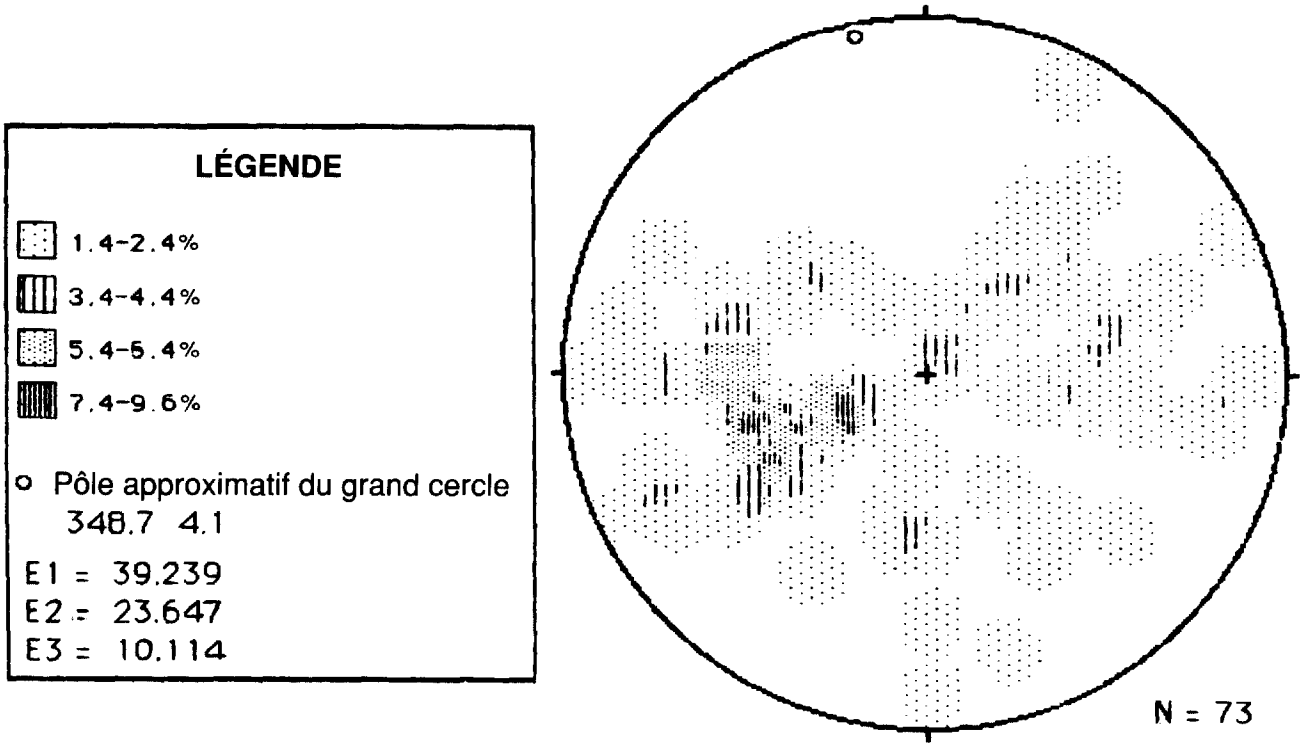


Figure 27 : Projection stéréographique des pôles des foliations, région du lac Poullet.

Au nord du lac Poullet, le contact entre le granite et les métasédiments est recoupé par la foliation, ce qui suggère que la mise en place du granite est antérieure à la phase de déformation responsable de la foliation dans les paragneiss. De plus, la forme et la foliation de ce granite indiquent qu'il est affecté par la phase de déformation d'axe NW.

Conclusion

La cartographie du lac Poullet montre que dans cette région le LRN ne coïncide pas avec une limite lithologique majeure, mais reflète une série de plis serrés à axes NW. L'aspect homogène et le degré de recristallisation des gneiss granitiques situés à l'ouest du lac Poullet, en font des équivalents possibles du socle du Supergroupe de Wakeham. Il est intéressant de noter que tout au long du LRN ainsi qu'au sud, dans la région du lac Victor (Sharma 1973, et carte 1), se trouvent des dômes de gneiss homogènes (socle ?) qui alternent avec des bassins contenant des unités métasédimentaires et métavolcaniques, équivalents probables métamorphiques du Supergroupe de Wakeham, qui sont recoupés par des granites déformés.

RÉGION DES LACS MÉNASCOUAGAMA ET BRIEND

Une étude structurale détaillée dans la région des lacs Ménascouagama et Briend (carte 3) a été entreprise pour élucider l'histoire tectonique du segment nord-est du Supergroupe de Wakeham en dehors de l'influence du LRN. L'étude de cette région permet en outre d'ébaucher une corrélation avec les unités lithologiques typiques du Groupe d'Aguanus qui affleurent plus à l'ouest (carte 1), dans la région du lac Arthur (Martignole et al., 1992). La région des lacs Ménascouagama et Briend est occupée par une alternance d'arénites plus ou moins schisteuses, d'arénites quartzifères, d'arénites calcaires et de gabbros, avec intercalations peu épaisses de basaltes, de rhyolites et d'arénites arkosiques.

Unités lithologiques

Roches détritiques

Les arénites (ARE) et les arénites quartzifères, de couleur grise à blanche et à grain moyen sont massives ou finement stratifiées avec des niveaux millimétriques d'hématite et des structures sédimentaires localement bien développées. Il n'est pas rare que ces roches soient recoupées par des veines centimétriques de quartz ou d'hématite. Sur certains affleurements aux environs du lac Briend, on a observé des clastes de quartz bleu dans les arénites. En lame mince, les arénites quartzifères ont une texture granoblastique équigranulaire alors que les arénites ont une granulométrie variable et une texture cloisonnée, les grains de quartz étant entourés par une matrice quartzofeldspathique micacée. Les minéraux observés dans ces deux unités lithologiques sont principalement le quartz, le plagioclase et le microcline. La muscovite, la chlorite, l'épidote et l'hématite sont des constituants mineurs. À par la présence de quartz bleu, les arénites et les arénites quartzifères sont similaires à celles de l'unité 1 du Groupe d'Aguanus (Martignole et al., 1992).

Les arénites calcaires (ACA) se trouvent soit en minces niveaux intercalés dans les arénites dans la partie centrale de la région, soit en niveaux cartographiables dans la partie sud de la carte 3. Elles sont de couleur gris-vert et sont schisteuses, localement injectées de pegmatites d'épaisseur centimétrique. En lame mince, ces roches montrent une texture hétérogranulaire cloisonnée. Outre le quartz, la calcite et le feldspath, on observe au microscope l'épidote et la chlorite en quantité mineure (Figure 28). Il est possible que ce niveau corresponde



Figure 28 : Arénite calcaire, région du lac Ménasquagama (L.N., gross. 31X) UTM : 806-705)

à une variation latérale de faciès de l'unité 1 de la carte du lac Arthur (Martignole et al., 1992), cette unité étant constituée d'arénite avec de faibles proportions de calcite dans la matrice.

Les arénites arkosiques (AAR), de couleur rose et de granulométrie variable sont schisteuses ou massives et montrent localement des litages entrecroisés. Elles n'affleurent qu'en minces niveaux entre les lacs Ménascouagama et Briend. Elles sont constituées de fragments anguleux de feldspath (jusqu'à 50 %) de dimensions atteignant 5 mm et d'yeux de quartz bleu (jusqu'à 10 %) baignant dans une matrice contenant des matériaux quartzofeldspathiques à grain fin et de la séricite. Au SE du lac Briend, on a observé également une brèche (BRE) à matrice quartzeuse (40 %) et à fragments d'arkose de plusieurs centimètres de diamètre. Les arénites arkosiques se situent sur l'extension NE de l'unité 5 de la carte du lac Arthur (Martignole et al., 1992), qui leur est semblable au point de vue lithologique.

Roches ignées

Les roches ignées de la région des lacs Ménascouagama et Briend sont représentées par des rhyolites, des basaltes et des gabbros.

Les rhyolites (RHY) affleurent dans un biseau de quelques dizaines de mètres d'épaisseur dans la partie sud-ouest de la carte 3. Elles sont de couleur rose, massives et porphyriques. Elles contiennent 10 % de phénocristaux subanguleux de plagioclase et 5 % d'yeux de quartz bleu. Elles sont identiques aux rhyolites de l'unité 3c de la carte du lac Arthur (Martignole et al., 1992).

Les basaltes (BAS) affleurent en niveaux discontinus de quelques mètres d'épaisseur intercalés dans les arénites ou associés aux gabbros. Sur la carte 3, seul le niveau le plus important, au sud du lac Ménascouagama, a été représenté. Il s'agit de roches aphanitiques massives ou schisteuses, de couleur vert foncé. Localement, elles contiennent des amygdules d'épidote. En lame mince, on distingue des microlites de feldspath dans une mésostase aphanitique, localement altérée en chlorite et en épidote.

Les gabbros (GAB) affleurent principalement sous forme de filons-couches d'épaisseur métrique à décamétrique dans la séquence d'arénite qui entoure les deux lacs. Entre les filons-couches de gabbro, les arénites sont transformées en quartzites par le métamorphisme de contact. Un filon-couche de gabbro d'épaisseur hectométrique recoupe la terminaison sud du lac

Ménasquagama. Tous les gabbros sont altérés, à grain moyen à grossier et sont semblables à ceux décrits dans la région du lac Arthur (Martignole et al., 1992).

Structure

Quatre phases de déformation ont été identifiées dans cette région. La première phase (P1), est responsable du développement de la schistosité dans les niveaux les plus pélitiques. Elle est représentée localement par des plis N-S. Les plis P1 d'amplitude métrique sont préservés seulement dans des niveaux à fort contraste lithologique n'ayant pas développé de schistosité (arénites calcaires) et se caractérisent par des axes à fort plongement.

Les plis de la deuxième phase (P2) déforment des niveaux décimétriques de pegmatites stratiformes à quartz-orthose-magnétite, mis en place dans les plans de schistosité S1. P2 est la phase dominante et donne de grands plis serrés à axe NE déversés vers le NW (Figure 29). Les plis P3, d'amplitude centimétrique à décimétrique, sont coaxiaux avec les plis P2; ils ont un angle de flancs obtus et un plan axial subhorizontal et s'expriment bien sur les flancs verticaux des plis P2. La quatrième phase (P4), de direction NW donne des plis d'amplitude pluri-kilomètrique et a été reconnue dans la région du lac Briend. P2 et P4 correspondent aux phases majeures de déformation identifiées dans la région des lacs Arthur et Ruffin (Martignole et al., 1992) qui sont responsables des formes en dômes et bassins à l'échelle kilométrique.

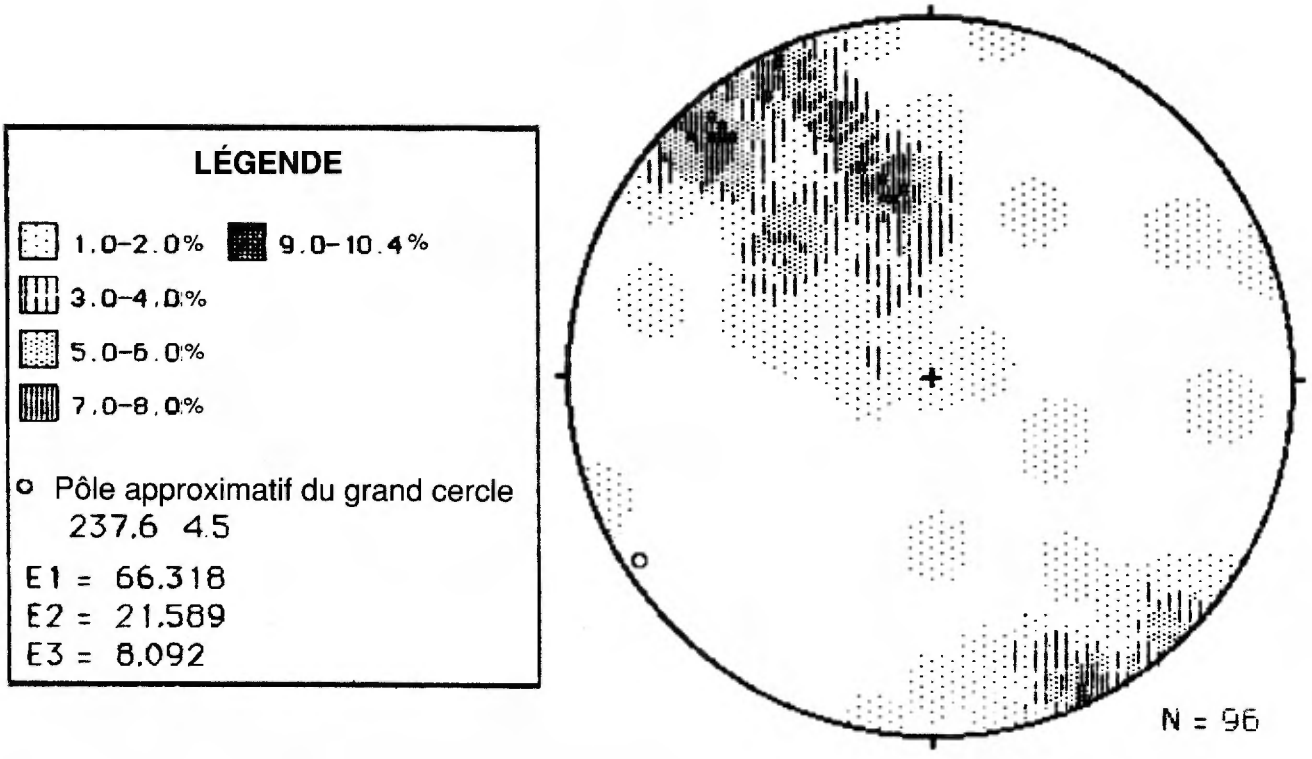


Figure 29 : Projection stéréographique des pôles de stratification et de schistosité, région du lac Ménasquagama.

GÉOCHRONOLOGIE

Deux granites appartenant à l'encaissant du Supergroupe de Wakeham dans le secteur nord-est (carte 3) ont été échantillonnés pour effectuer des mesures géochronologiques sur les zircons. Les analyses ont été effectuées au Royal Ontario Museum par N. Machado.

Le premier granite (coordonnées UTM : 5890-6970) provient de l'unité GFO (carte 3 au NE) affleurant à l'est de la rivière Natashquan alors que le deuxième granite (coordonnées UTM 5768-6982) provient de l'unité GES, affleurant au nord du petit lac La Galissonnière.

Échantillon de l'unité GFO

Le granite contient des zircons incolores aux terminaisons souvent bipyramidales. Ces zircons contiennent des inclusions incolores et le coeur des grains est aussi incolore. Une première analyse a été réalisée sur cinquante cristaux entiers, sans coeur apparent et a donné un âge 207Pb/206Pb de 1267 Ma avec 0,9 % de discordance. La deuxième analyse a été réalisée sur 20 terminaisons pyramidales de façon à éviter les effets dus au coeurs plus anciens ; elle a donné un âge 207Pb/206Pb de 1272 Ma avec 1,1 % de discordance. Une troisième analyse sur un grain de zircon a donné un âge concordant de 1239 +/-3 Ma (carte 3). Une régression à partir des analyses 1 et 2 a abouti à une intersection inférieure avec Concordia à 1261 Ma et à une intersection supérieure à 1.80 Ga (Figure 30).

L'âge 1239 +/-3 Ma est la meilleure estimation pour l'âge de cristallisation du granite qui contient donc des zircons hérités ayant environ 1.80 Ga. La régression faite à partir des fractions contenant des zircons hérités (MT-88-1-1 et MT-88-1-2) confirme l'âge obtenu par l'analyse du zircon isolé (MT-88-1-3).

Échantillon de l'unité GES

Les zircons dans ce granite sont semblables à ceux de la roche précédante et la même procédure analytique a été adoptée à savoir : analyse de cristaux dépourvus de coeurs (MT-88-2-1), terminaisons pyramidales (MT-88-2-2) et zircon isolé (MT-88-2-3). Les deux première populations ont donné 1256 et 1251 Ma respectivement alors que la troisième analyse est concordante à 1245 +/-3 Ma (Figure 30).

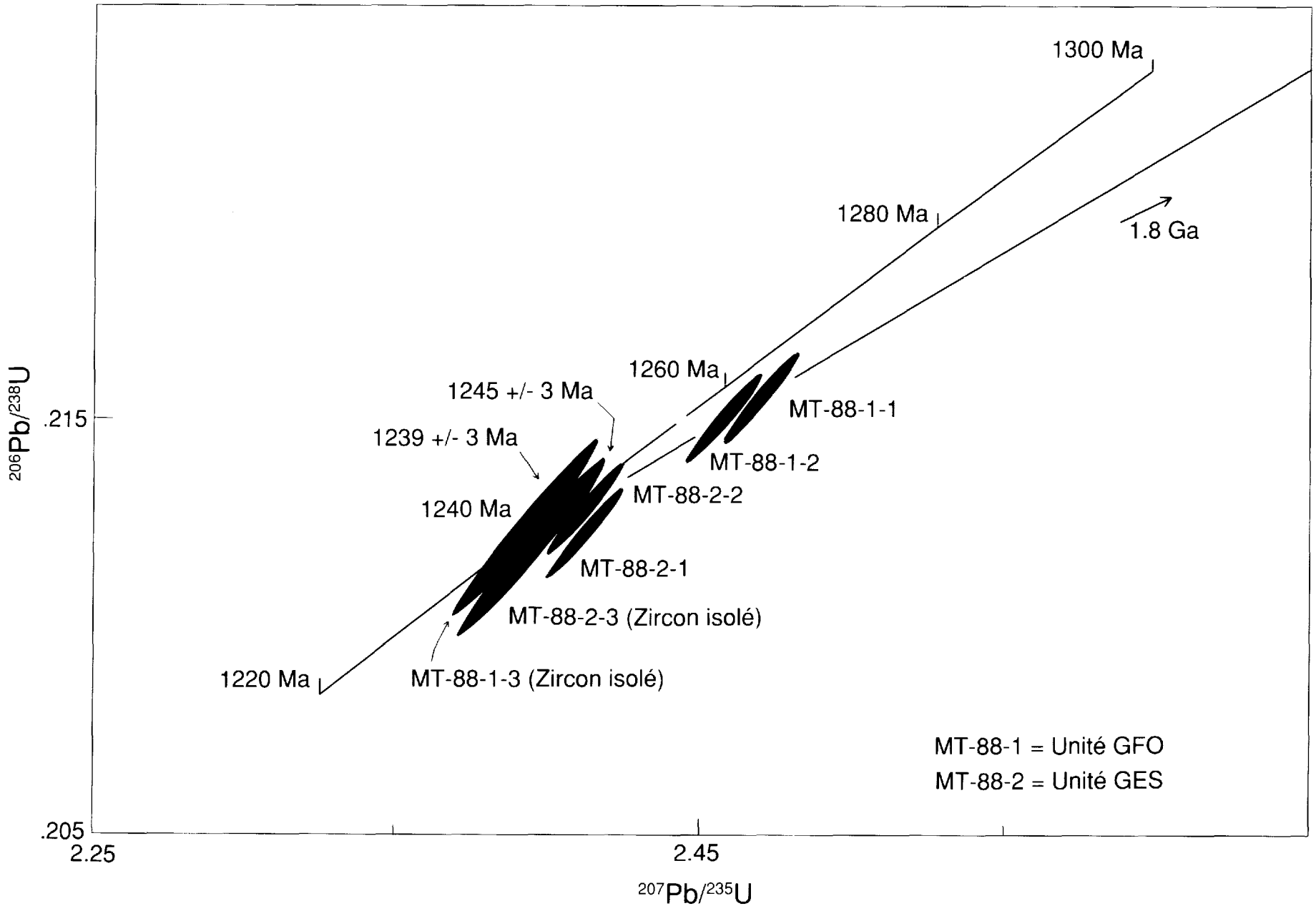


Figure 30 : Diagramme concordia-discordia pour des échantillons de granitoïdes (unités GFO et GES) prélevés dans l'encaissant du Supergroupe de Wakeham

L'interprétation la plus plausible conduit à une estimation de l'âge de cristallisation à 1245 +/-3 Ma (carte 3) d'un granitoïde contenant des zircons hérités de 1.80 Ga environ. Les âges des deux granites sont donc égaux aux erreurs d'expérience près. L'erreur (0,26 %) sur l'âge pourrait être réduite en faisant des analyses de grains de zircon de plus grandes dimensions.

Hormis les plutons granitiques tardifs type La Galissonnière (993 +/-3 Ma), les granitoïdes de la partie NE du Supergroupe de Wakeham apparaissent donc comme les plus récents des représentants du magmatisme felsique de la région qui durerait donc de 1322 à 1245 Ma avec un épisode rhyolitique à 1271 +13/-3 Ma (Loveridge, 1986).

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Au point de vue économique, il faut noter que les roches magmatiques des régions du petit lac La Galissonnière et de la rivière Natashquan (carte 3) sont minéralisées en sulfures disséminés et sont riches en magnétite. D'autre part, un important niveau de conglomérat qui se suit sur plusieurs kilomètres remanie les roches volcaniques sous-jacentes et devrait faire l'objet de travaux plus poussés.

CONCLUSION

L'observation sur le terrain et la cartographie des limites du Supergroupe de Wakeham, combinées avec les travaux à l'intérieur du Terrane de Wakeham et appuyées par des données géochimiques (Martignole et al. 1992) et géochronologiques (Loveridge, 1986 ; Martignole et al., 1992) ont permis de situer ce terrain dans le contexte du cycle orogénique grenvillien.

Le Terrane de Wakeham (au sens de Rivers et al., 1989) se caractérise par une sédimentation de type détritique et un magmatisme bimodal (Martignole et al., 1992). Malgré le caractère proximal de nombreuses unités lithologiques, y compris celles qui seraient le plus près de la base de la séquence sédimentaire, il n'a pas été possible d'identifier de fragments succeptibles de provenir d'un socle «pré-Wakeham». En réalité, les contacts entre le Terrane de Wakeham et les terrains encaissants sont soit intrusifs soit tectoniques. À l'ouest, la synforme de Davy est en partie envahie par des granites faisant partie de l'enveloppe du complexe anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Au nord-ouest, le Groupe de Davy et la partie occidentale du Groupe d'Aguanus sont affectés par une zone de cisaillement en extension senestre. Au nord-est, le Groupe d'Aguanus est recoupé par des granitoïdes et il n'y a guère que vers le sud-est, dans la région du lac Poullet, que des travaux subséquents pourraient permettre d'identifier un socle «pré-Wakeham».

Parmi les traits remarquables du magmatisme, il faut retenir son caractère bimodal en soulignant la distribution dans le temps des rhyolites (autour de 1271 Ma) et des gabbros (probablement plus récents). Ne connaissant pas l'âge des gabbros du Davy, il est difficile d'élaborer un modèle expliquant cette dualité magmatique. Cependant, qu'elles soient issues d'une source commune ou non, les deux séquences évoquent un contexte de distension en milieu continental, soit en environnement de type rift.

L'épisode de magmatisme acide est relativement bien daté et s'étend de 1323 Ma à 1239 Ma. La présence de conglomérats intraformationnels contenant des fragments de rhyolites ou de granitoïdes montre que la période de distension et d'instabilité a duré près de 100 Ma. Si les rhyolites et les granitoïdes du Groupe d'Aguanus proviennent de la fusion partielle d'un soubassement gneissique sous l'effet de la mise en place de magmas basiques ou de l'augmentation du géotherme continental sous l'effet de la distension, la faible quantité de magmas basaltiques émis simultanément demeure un problème. Par contre, si le Groupe de Davy représente bien la séquence supérieure du Supergroupe de Wakeham, la prédominance des

termes gabbroiques peut s'expliquer par un appauvrissement de la croûte inférieure en constituants granitiques.

Une autre caractéristique par laquelle le Terrane de Wakeham se distingue du reste de la Province de Grenville, c'est le degré de métamorphisme uniformément bas, sauf à l'approche des massifs plutoniques. Limité au degré de la chlorite ou de la biotite dans la partie centrale du Terrane (Martignole et al., 1992), le métamorphisme atteint l'isograde du grenat à l'est, au contact des granitoïdes et l'isograde de la sillimanite à l'ouest au contact des charnockites de la rivière Romaine. Le vecteur thermique prépondérant dans ce terrain semble donc correspondre aux masses magmatiques de ses bordures autour desquelles se développe une véritable auréole de contact.

Les relations tectoniques entre le Terrane de Wakeham et son encaissant ne peuvent être élucidées que par rapport aux stades tardifs de l'évolution de ce terrain étant donné que la plupart des contacts sont intrusifs. Il n'y a que peu ou pas d'évidence, dans les roches encaissantes, de la tectonique en plis déversés vers le NW qui a affecté le Groupe d'Aguanus et de la tectonique à axe SSE du Groupe de Davy. La déformation du Groupe de Davy est antérieure à l'intrusion des charnockites (1079 Ma) mais elle est probablement postérieure à la déformation du Groupe d'Aguanus que l'on peut dater autour de 1240 Ma d'après l'âge des granites syncinématiques du petit lac de La Galissonnière et de la rivière Natashquan.

À une phase de distension entre 1300 et 1260 Ma succède une phase de plissement des terrains détritiques et rhyolitiques, suivie à son tour d'une nouvelle phase de distension favorisant l'intrusion des nombreux sills de gabbro du Groupe de Davy plissé à son tour par des plis à axe SSE. L'ensemble du Terrane de Wakeham s'est enfin déplacé le long de la zone de cisaillement senestre à composante d'extension de l'Abbé-Huard. Compte tenu de l'existence de structures résultant d'un soulèvement relatif de l'anorthosite de Havre-Saint-Pierre par rapport au Terrane de Wakeham, la zone de cisaillement de l'Abbé-Huard pourrait correspondre à l'affaissement vers le SE du Terrane de Wakeham sous l'effet combiné de la montée diapirique des complexes anorthositiques de la rivière Romaine et de Havre-Saint-Pierre.

RÉFÉRENCES

BLAIS, R. (1955) : Région de Pashashibou, cantons de Drucourt et Costebelle. Comté de Saguenay ; Ministère des Mines du Québec ; RP-316.

BOURNE, J. H., STOTT, G., BORDUAS, B. et LALONDE, A. (1977) : Lac de Morhiban and Natashquan River map-areas, Quebec. Commission Géologique du Canada ; Paper 77-1A, pages 199-204.

BOURNE, J.H. (1986) : Geochemistry of the felsic metavolcanic rocks of the Wakeham Group : a metamorphosed peralcaline suite from the eastern Grenville Province, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences ; volume 23, pages 978-984.

CLAVEAU, J. (1949a) : Région de la rivière Romaine supérieure, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec ; RG-38.

CLAVEAU, J., (1949b) : La région du lac Wakeham, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec ; RG-37, 58 pages.

DEPATIE, J. (1967). Région du Lac à l'Ours, comté de Duplessis. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; DP-167.

DESJARDINS, D. (1985) : Géologie de la région du lac Barrin. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DP-85-22.

DESJARDINS, D. (1988) : Géologie de la région du lac Barrin (Moyenne-Côte-Nord). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; ET-87-11.

GILBERT, C.M. (1954) : Dans : Petrography (Williams, H., Turner, F.J. & Gilbert, C.M., éditors), Freeman & Co, 406 pages.

GRENIER, P.E. (1957) : Région du lac Beetz, District électoral de Saguenay. Ministère des Mines, Québec ; RG-73, 88 pages.

HOCQ, M. (1982) : Région du Lac Allard. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DPV-894, 99 pages.

LONGLEY, W.W. (1948) : La région du lac Forget, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec ; RG-36, 28 pages.

LOVERIDGE, W.D. (1986) : U-Pb ages on zircon from rocks of the Lac de Morhiban map area, Quebec. Geological Survey of Canada ; Paper 86-1A, pages 523-530.

MARTIGNOLE, J., INDARES, A. et DESJARDINS, D. 1992 : Région des lacs Arthur et Ruffin, Moyenne-Côte-Nord. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; rapport (MB 91-20) et cartes (ET 90-08).

McPHEE, D.S. (1961) : Région du Lac Michaud, comté de Saguenay. Ministère des Richesses Naturelles du Québec ; DP-230.

RETTY, J., A. (1944) : Région de la rivière Romaine inférieure, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec ; RG-19, 32 pages.

RIVERS, T., MARTIGNOLE, J., GOWER, C. and DAVIDSON, A. (1989) : New tectonic divisions of the Grenville Province. Tectonics ; volume 8, pages 63-84.

SHARMA, K.N.M. and JACOBY, R.S. (1973) : Jeremie and Gaudreault lakes area, Duplessis country. Québec Departement of Natural Ressources ; Open File Report, GM-28442, 16 pages.

SHARMA, K.N.M. (1973) : Géologie de la région du lac Victor, Comté de Duplessis. Ministère des Richesses Naturelles, Québec ; RP-607, 11 pages.

SHARMA, K.N.M. and FRANCONI, A. (1975) : Région des rivières Magpie, Saint-Jean, Romaine. Ministère des Richesses Naturelles ; RG-163, 73 pages.

STRECKEISEN, A. (1976) : To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews ; volume 12, pages 1-33.

STRECKEISEN, A. (1980) : Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilite rocks. IUGS Subcomission on the Systematics of igneous Rocks, Recommendations and Suggestions. Geologische Rundshau, volume 69, pages 194-207.

WYNNE-EDWARDS, H.R. (1972). The Grenville Province, dans : Variations in tectonic styles in Canada (R. Price & R.J.W. Douglas, editors). Volume Spécial 11, Association géologique du Canada, pages 263-334.

ANNEXE 1

ABRÉVIATIONS MINÉRALOGIQUES

act	actinote
alm	grenat almandin
amp	amphibole
and	andalousite
bt	biotite
cpx	clinopyroxène
cal	calcite
chl	chlorite
cd	cordiérite
ep	épidote
grt	grenat
hbl	hornblende
Kfs	feldspath potassique
mc	microcline
ms	muscovite
opx	orthopyroxène
pl	plagioclase
qtz	quartz
sil	sillimanite
st	staurotide