

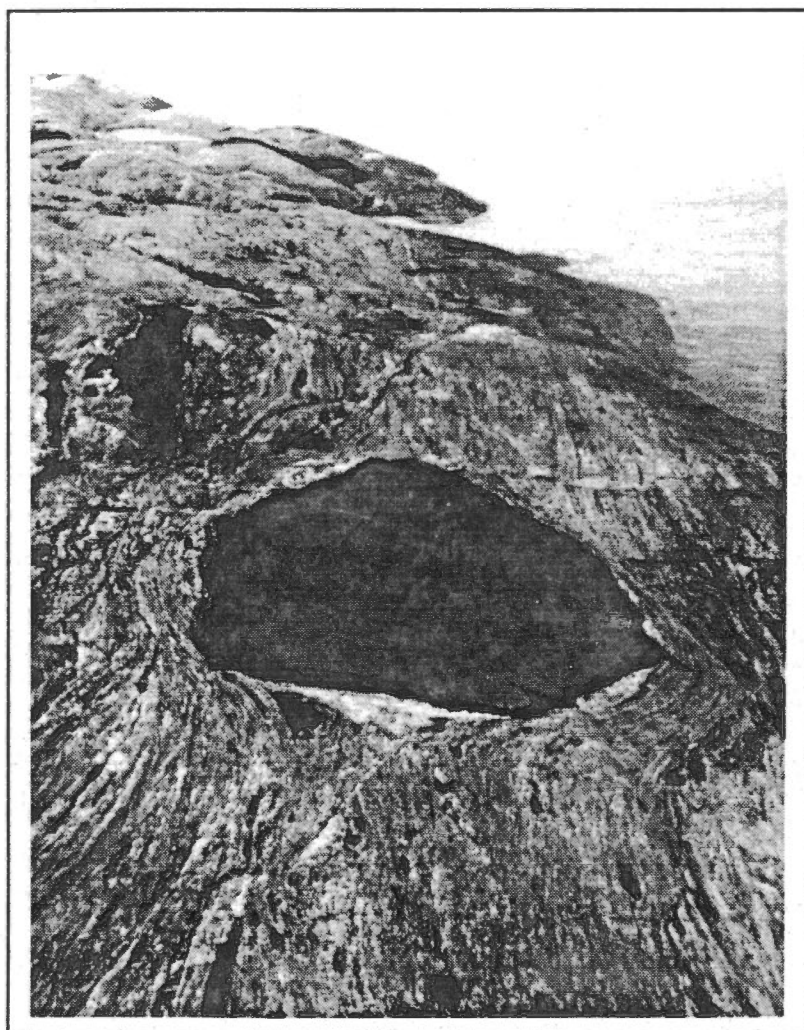


COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, DOSSIER PUBLIC 3550



Géologie et Lithogéochimie de la partie occidentale de la sous-province de Bienville et des zones adjacentes dans l'est de la Province du Supérieur, Québec

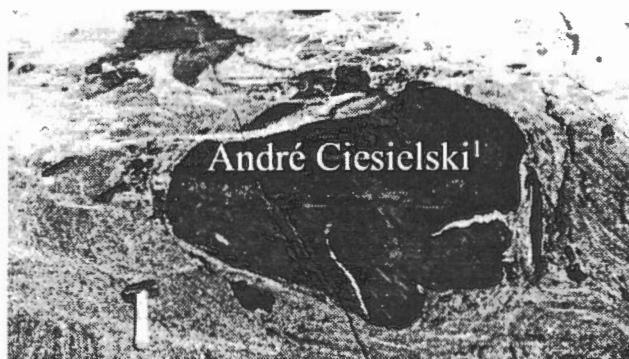
André Ciesielski



COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
DOSSIER PUBLIC 3550



Géologie et Lithogéochimie de la partie occidentale de la
sous-province de Bienville et des zones adjacentes dans
l'est de la Province du Supérieur, Québec



¹ : Adresse : 1511 av. Ducharme, Outremont, H2V 1G2, Qc, Canada, courrier-e : ancies@videotron.ca

Photo de couverture : enclaves d'amphibolite dans les gneiss de la sous-province de Bienville au SO de Kuujjuarapik, originaires d'un dyke de diabase antétectonique.

Table des matières

Pages	
1	Résumé
1	Sommaire
1	Introduction
5	Objet de la présente étude
5	Localisation, accès, populations, habitations et climat
7	Physiographie, drainage, végétation et faune
7	Géologie quaternaire
7	Travaux antérieurs
7	Premières explorations géologiques
8	Cartographie géologique régionale hélicoptérée
8	Explorations minières
9	Cartographie géologique détaillée
9	Études géologiques thématiques et thèses universitaires
9	Géochimie du socle
9	Géophysique
9	Métamorphisme
9	Sédimentologie et tectonique
9	Structure, pétrogenèse et géochronologie
10	Méthodologie et publications
10	Remerciements
11	Subdivisions de la partie nord-est de la province du Supérieur
11	Géologie générale
11	Sousprovince de Bienville
11	Couverture protérozoïque
11	Socle gneissique archéen
11	Généralités
11	Bienville est
14	Bienville ouest septentrionale
14	Bienville ouest centre
14	Bienville ouest méridionale
14	Sousprovince de La Grande nord-ouest
14	Stratigraphie et descriptions lithologiques et pétrographiques
14	Couverture Protérozoïque
14	Généralités
14	Îles Manitounuc
20	Arc Nastapoka sud
20	Grande Île
24	Formation de Sakami
24	Archéen
24	Socle gneissique
24	Orthogneiss
25	Enclaves
25	Séquences supracrustales
25	Bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant
30	L'occurrence du lac Hamelin et du lac Burton
31	Bande volcano-sédimentaire du lac Brésolles
31	Sous-Province de La Grande nord-ouest
31	Couverture protérozoïque
32	Socle archéen

33	Déformation
33	Généralité
33	Sousprovince de Bienville
33	Socle Archéen
33	Déformation ductile
33	Sousprovince de Bienville est
33	Sousprovince de Bienville ouest centre et nord
35	Sousprovince de Bienville ouest sud
36	Déformation fragile
40	Séquences Supracustales
40	Déformation ductile
43	Sousprovince La Grande nord-ouest
43	Généralité
44	Les gneiss tonalitiques de LG 3
44	Contacts gneiss tonalitiques/volcanites
47	Sommaire et Conclusion
47	Métamorphisme
47	Généralités
47	Sousprovince Bienville
47	Socle gneissique
47	orthogneiss
48	Enclaves
48	Roches supracrustales
48	Occurrence du lac Burton
49	Bande du lac Fagnant
49	Partie sud
50	Partie nord
51	Occurrence du lac Hamelin
52	Conclusion
53	Géochimie
53	Généralités
53	Sousprovince de Bienville
53	Généralités
54	Sousprovince de Bienville ouest et sud-ouest (HB et BJ)
54	Les éléments majeurs
56	Les éléments traces
56	Les terres rares
57	Sousprovince Bienville nord (LEC)
58	Les éléments majeurs
58	Les éléments traces
59	Les terres rares
59	Sousprovince La Grande nord-ouest
62	Conclusions
62	Géochronologie, genèse et évolution
62	Sous-Province Bienville
62	Géochronologie
62	Nature des orthogneiss
64	Genèse
64	Hypothèse sur l'origine des séquences supracrustales
65	Sousprovince La Grande NW
67	Bibliographie

74	Annexe A
74	Abréviations des minéraux
74	Abréviations de la section Métamorphisme
74	Abréviations de la figure 86
74	Descriptions pétrographiques des gneiss de socles et des enclaves basiques
74	Gneiss enderbitiques
74	Gneiss granodioritiques
75	Gneiss microgrenus
75	Ultrabasites
75	Orthogneiss tonalitiques
76	Annexe B

Liste des tableaux

5	Tableau des températures
24	Coupe 1, figure 7
24	Coupe 2, figure 7
24	Coupe du groupe de Sakami
63	Tableau des âges radiométriques
76	Tableaux des analyses chimiques

Liste des figures

6	1. Carte du réseau hydrographique de la partie orientale de la baie James et de la baie d'Hudson
12	2. Carte des sous-divisions de la province du Supérieur
15	3. Carte géologique de la sous-province de Bienville
17	4. Carte de distribution du groupe de Nastapoka à la limite ouest de la sous-province de Bienville
18	5. Diagramme de corrélation des séquences protérozoïques à l'ouest de la sous-province de Bienville
19	6. Discordance Archéen / Protérozoïque
20	7. Distribution des roches protérozoïques dans la portion sud de l'arc Nastapoka
21	8. Brèche à intraclastes de dolomie cherteuse stratifiée
21	9. Stratifications entrecroisées dans un grès dolomitique
21	10. Structures de dessiccation dans une arénite quartzique silteuse
21	11. Rides de plage dans une dolomie arénitique
21	12. Quartzites surmontés de basalte dans la partie méridionale des îles Manitounuc
21	13. Banc stratifié de grès dolomitiques ferrifères
22	14. Banc de siltites noires situées entre les dolomies et les volcanites
22	15. Cherts de l'île aux Chiens au large de Kuujjuarapik
22	16. Plis syngénétiques dans les cherts et les siltites de l'île aux Chiens
22	17. Brèche à ciment dolomitique contenant des fragments de basalte
22	18. Contact d'érosion entre le trapp volcanique et les sédiments
22	19. Contact d'érosion entre les volcanites et les siltites ferrifères
23	20. Coulées basaltiques distinctes à l'embouchure de la petite rivière de la Baleine
23	21. Zones à phénocristaux dans la coulée basaltique de base
23	22. Structure coussinée à la base de la première coulée basaltique
23	23. Débit prismatique dans la coulée basale
23	24. Lit de chert dolomitique et concrétions de chert noir et gris concentrique
23	25. Brèche de faille à ciment dolomitique
26	26. Gneiss granodioritique de Bienville montrant une foliation D_2 pénétrative
26	27. Enclaves basiques dans les gneiss granodioritiques grossiers

- 26 28. Enclave basique dans un gneiss granodioritique grossier
- 26 29. Enclave métabasique étirée dans les gneiss granodioritiques homogènes
- 26 30. Gneiss granodioritiques à texture porphyroclastique et rhéomorphisme prononcé
- 26 31. Agmatite à éléments anguleux de méta-ultrabasites et de metabasites
- 27 32. Enclaves de metabasites boudinées dans les gneiss de Bienville homogènes
- 27 33. Enclaves de métagabbros dans les gneiss de Bienville hétérogènes
- 27 34. Enclaves de metabasites boudinées dans les gneiss de Bienville homogènes
- 27 35. Enclaves métabasiques rubanées, bréchiques et plissées dans les gneiss de Bienville homogènes
- 27 36. Dyke métabasique rubané, recoupant les orthogneiss de Bienville homogènes et repris par la foliation D_2
- 27 37. Dyke méta-ultrabasique recoupant les gneiss de Bienville
- 29 38. Géologie de la bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant
- 30 39. Coupe stratigraphique de la bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant
- 30 40. Structures coussinées dans les laves de la bande du lac Fagnant
- 31 41. Géologie de la bande volcanique du lac Brésoles
- 32 42. Géologie de la bande volcano-sédimentaire de la rivière La Grande
- 34 43. Carte des linéaments et distribution des foliations dans la sous-province de Bienville
- 35 44. Contact concordant entre phases magmatiques syntectoniques
- 35 45. Granitoïde leucocrate recoupant la foliation de la phase mésocrate antérieure
- 35 46. Phase granitique leucocrate recoupant une phase de pli dans les gneiss mésocrates
- 36 47. Schistosité D_3 orientée à $N230^\circ$, parallèle aux plans axiaux de plis déversés
- 36 48. Schistosité D_3 orientée à $N240^\circ$ et montrant une composante de cisaillement senestre
- 36 49. Troncature tectonique D_3 dans une séquence de paragneiss migmatisés
- 37 50. Zone protomylonitique anastomosée reprenant des agmatites
- 37 51. Pli asymétrique serré à plongement sub-horizontale
- 37 52. Zone de transposition anastomosée à enclaves basiques assimilées
- 37 53. Troncature d'un pli isoclinal faillé affectant la zone de transposition
- 37 54. Enclave ultrabasique noyée dans des gneiss mésocrates hétérogènes
- 37 55. Fragment ultrabasique montrant une figure rhéomorphique de rotation dextre
- 38 56. Enclave basique plissée recoupée par la foliation D_2
- 38 57. Paragneiss à biotite-quartz-magnétite migmatisé repris par la foliation D_2
- 38 58. Paragneiss montrant un pli en fourreau enclavé dans un gneiss hétérogène
- 38 59. Brèche à fragments basiques et intermédiaires repris par une phase magmatique basique
- 38 60. Enclaves basiques rubanées (D_1) ayant subi une rotation dans la foliation D_2
- 39 61. Carte du gradient vertical du champ (aéro) magnétique
- 41 62. Contact entre un métaconglomérat monogénique et une amphibolite rubanée
- 41 63. Métaconglomérat monogénique du lac Hamelin
- 41 64. Détail de la figure 63
- 42 65. Paragneiss à quartz-magnétite plissés
- 42 66. Stratification S_0 , reprises par une schistosité S_2 , dans un schiste à biotite-grenat
- 43 67. Coupes montrant l'évolution structurale de la bande du lac Fagnant
- 43 68. Kinks dans des paragneiss à quartz-magnétite
- 44 69. Carte géologique de la région au sud de LG 2 et à l'ouest de la digue Duncan
- 45 70. Plis d'entraînement le long de la faille Kanaaupscow
- 45 71. Pli asymétrique dans un gneiss tonalitique rubané
- 45 72a. Contact franc volcanite / gneiss tonalitique affecté par la faille Sakami
- 45 72b. Idem, vue rapproché
- 45 73a. Contact volcanite / gneiss tonalitique
- 45 73b. Idem, contact volcanite basique / gneiss tonalitique
- 46 73c. Idem, contact volcanite basique / gneiss tonalitique
- 46 74a-e. Textures caractéristiques des gneiss tonalitiques de la figure 72
- 49 75. Exsolutions lamellaires de magnétite zonant un clinopyroxène

- 49 76. Micro-exsolutions de magnétite zonant un clinopyroxène
- 49 77. Clinopyroxène montrant une zonation concentrique
- 50 78. Espace Pression-Température pour la stabilité des metabasites
- 51 79. Laminations dans une roche à quartz-magnétite
- 51 80. Détail d'un galet de tonalite
- 54 81. Carte de localisation des échantillons d'orthogneiss analysés
- 55 82. Distribution des suites HB et LEC dans les diagrammes Al_2O_3 , Na_2O et K_2O versus SiO_2
- 56 83. Distribution des suites BJ, HBN, HBS et LEC dans le diagramme de classification des granitoïdes
- 56 84. Distribution des suites BJ, HBN, HBS et LEC dans le diagramme Quartz-Albite-Orthose
- 57 85. Distribution des suites BJ, HBS, HBN et LEC dans le diagramme K_2O , Na_2O et CaO
- 57 86. Distribution des suites BJ, HBS, HBN et LEC dans le diagramme R2-R1
- 58 87. Distribution des suites HB et LEC dans les diagrammes Ba, Rb, Sr et Zr versus SiO_2
- 59 88. Distribution des suites HBS, HBN et LEC dans les diagrammes Rb versus Sr et K_2O versus Rb
- 59 89. Distribution des suites HBS, HBN et LEC dans le diagramme La/Yb (n) versus Yb (n)
- 60 90. Distribution des suites HBS, HBN et LEC dans le diagramme Eu/Eu* versus Sm (n)
- 60 91. Distribution de la suite HB dans le diagramme des terres rares de Thompson
- 60 92. Distribution des suites PhX et Gnss dans le diagramme de classification An-Ab-Or
- 61 93. Distribution des suites PhX et Gnss dans le diagramme K_2O , Na_2O et CaO
- 61 94. Distribution de la suite Gnss dans le diagramme Qz-Ab-Or
- 61 95. Distribution de la suite Gnss dans les diagrammes Rb/Sr et K_2O /Rb
- 75 96. Cristal de plagioclase zoné dans une enclave metabasique

Géologie et lithogéochimie de la partie ouest de la sous-province de Bienville et des zones adjacentes de la Province du Supérieur, Québec

Résumé

Le présent rapport synthétise les données géologiques sur le socle archéen et sur la couverture protérozoïque de la région située à l'est de la baie James et de la baie d'Hudson, au Québec. On définit la sous-province lithotectonique de Bienville et les sous-provinces adjacentes de Minto, au nord, d'Ashuanipi, à l'est et de La Grande, au sud, ainsi que les zones de contact. Sont décrits en détail la pétrographie, la stratigraphie et la géologie structurale de la couverture sédimentaire et volcanique protérozoïque ainsi que les données sur le socle gneissique archéen; on met l'accent sur la géochimie du complexe orthogneissique composant l'essentiel de la région étudiée ainsi que sur la déformation et le métamorphisme des bandes de roches volcano-sédimentaires enclavées dans le socle. On décrit brièvement les données géochronologiques et pétrologiques et leurs implications dans la modélisation de la genèse de la sous-province de Bienville et des zones adjacentes.

Sommaire

Le présent rapport décrit les données géologiques acquises pendant des investigations de la Commission géologique du Canada entreprises au début des années quatre-vingt et accumulées à partir d'autres sources depuis, sur la région située à l'est de la baie d'Hudson et au nord de La Grande rivière, au Québec, entre 53° 00' et 56° 30' de latitude nord et 74° 00' et 79° 45' de longitude ouest.

Les roches protérozoïques forment une couverture sur le socle gneissique archéen qui s'étend de Grande Île jusqu'à l'extrémité septentrionale de l'arc Nastapoka, et sont composées essentiellement de sédiments chimiques et détritiques surmontés de coulées basaltiques formant un trapp. La base de la séquence est composée de rudites à quartz et de dolomies en discordance sur les gneiss granodioritiques du socle archéen ou en contact faillé montrant, par endroit, des zones d'altération plus ou moins pyritisées. Les dolomies contiennent plusieurs types de stromatolites classifiés en type plat, sphérique, en gourdin et en colonne. La séquence se poursuit par des grès plus ou moins dolomitiques et des quartzites. La base des volcanites est invariablement occupée par une séquence de grès dolomitiques, conglomératiques par endroit. La semelle des volcanites basaltiques de l'arc Nastapoka est caractérisée localement par une brèche à cailloux anguleux de basaltes. Les volcanites sont discordantes sur la stratification des grès sous-jacents ou épousent des reliefs accentués provoquant une distribution radiale du débit prismatique. Au nord de l'embouchure de la Petite rivière à la Baleine, la séquence volcanique de l'arc Nastapoka comprend quatre coulées. La coulée de base 1, contient des zones à phénocristaux de plagioclase de un mètre et demi d'épaisseur montrant des contacts irréguliers. Plus au nord, dans le secteur du lac Guillaume-Delisle, immédiatement au nord du Goulet, jusqu'à sept coulées successives ont été reconnues. La séquence volcanique comprend des zones à structures coussinées étirées, des brèches plus ou moins lenticulaires associées à des zones tufacées et silteuses finement stratifiées et des zones vacuolaires et amygdalaires.

La sous-province de Bienville comprend un substratum orthogneissique et des roches volcano-sédimentaires supracrustales archéennes. Les gneiss se divisent grossièrement en (1) orthogneiss à biotite, (2) orthogneiss à biotite et hornblende et (3) orthogneiss à pyroxène. Les gneiss enderbitiques se présentent en enclaves de dimensions métriques à kilométriques, de couleur verdâtre; ils sont faiblement foliés et montrent des contacts nets ou diffus avec les gneiss granodioritiques encaissants de couleur plus rosée.

Les gneiss granodioritiques sont généralement grenus, porphyriques par endroits; ils sont hétérogènes et leur déformation est variable. Ils contiennent des enclaves, des brèches anguleuses ou des dykes d'amphibolites, de roches microgrenues, de métasédiments et des ultrabasites repris par des phases granitiques pegmatoïdes.

Les séquences supracrustales cartographiées se retrouvent concentrées au sud-est et au sud-ouest de Kuujuarapik, respectivement dans la bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant et dans celle du lac Burton et à l'est du lac Bienville, dans la bande du lac Brésoles. La bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant est composée de roches volcaniques et sédimentaires plissées selon un synforme principal orienté N 345° et structuralement discordant sur les gneiss granodioritiques adjacents orientés principalement ouest-nord-ouest. Dans la partie centrale et méridionale de la bande du lac Fagnant, les contacts avec les gneiss encaissants sont recoupés par des granites pegmatitiques non déformés. La bande comporte une partie nord, volcanique et sédimentaire et une partie sud, sédimentaire et ultrabasique. La partie nord de la bande a été subdivisée en deux groupes stratigraphiques, nommément Mac-Isaac et Fagnant comprenant cinq formations. De la base au sommet, le groupe de Mac-Isaac comprend des amphibolites, des horizons de fer, des micaschistes, des amphibolites rubanées et des amphibolites massives ou coussinées. La séquence volcano-sédimentaire du lac Burton est constituée par une intercalation de métagrauwackes, d'horizons ferrifères et de métaconglomérats à galets de tonalites, d'amphibolites et de quelques horizons d'orthogneiss. La bande volcanique du lac Brésoles est située à quelque soixante kilomètres à l'est du lac Bienville montre essentiellement des métabasites, coussinés par endroit, des métatufs bicolores et des métagabbros. Le socle adjacent comprend des granites et des gneiss granitiques à enclaves de paragneiss et d'amphibolite volcanogénique.

Du point de vue de la déformation, la couverture protérozoïque est affecté essentiellement par une phase de déformation fragile. Les séquences sédimentaires montrent un pendage faible vers l'ouest de 5 à 10° en moyenne; des plis situés dans les séquences sous-jacentes aux coulées volcaniques sont interprétés comme étant syngénétique. Les lambeaux de la formation de Sakami situées dans la partie nord de la sous-province de La Grande, sont pentés vers le sud et bordés par des failles subverticales.

Dans le socle archéen, le style de la déformation ductile des orthogneiss est ubiquiste dans la majeure partie de la sous-province de Bienville. La phase de déformation principale D₂ est grossièrement orientée est-ouest et nord-

ouest et son intensité varie considérablement. Elle varie d'une foliation pénétrative peu prononcée à des rubanements et des gneissosités bien développés, localement porphyroclastiques. Le rhéomorphisme peut être très développé par endroit et relié aux enclaves qui montrent la présence d'une déformation antérieure D_1 , des degrés d'assimilation variables et des phases tardives de granitisation. Les plis reprenant la foliation D_2 sont d'échelle centimétrique à métrique, généralement ouvert, mais peu développés. Cette conjonction résulte en des roches d'une grande hétérogénéité minéralogique. Une phase tardive D_3 reprend la phase principale D_2 de façon irrégulière et est associée au rhéomorphisme et à l'enrichissement en matériel granitique.

D'un point de vue structural, la bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant montre deux embranchements d'orientation nord-ouest et nord-nord-ouest. Les contacts avec les orthogneiss encaissants sont généralement verticalisés ou fortement inclinés; ils ne montrent pas de déformation particulière et sont à plusieurs endroits occupés par des granites roses ou blancs tardifs non déformés assimilant de façon variable les métasédiments ou les metabasites de la séquence volcano-sédimentaire.

La structure principale située à l'ouest du lac Fagnant se présente comme un synclinal orienté au nord, fermé aux deux extrémités et montrant des plongements opposés de l'ordre de 40 à 50°. On a mis en relief une déformation biphasée coaxiale avec des reliques d'une première phase de déformation D_1 illustrée par l'orientation des inclusions des grenats perpendiculaire à la schistosité S_2 plan axial de la phase D_2 . On a aussi mis en relief une séquence déversée vers l'est selon de grands plis d'échelle kilométrique, reprise par une phase ultérieure est-ouest coaxiale, en continuité avec la première et un parallélisme entre les plans axiaux des plis S_1 et la schistosité de plan axial S_2 . Une phase tardive D_3 de direction nord-sud est déduite de l'ensellement du synclinal principal ayant provoqué des microplis, des kinks, des joints de tensions parallèles à S_2 et le ploiement à grande échelle du synclinal. La bande volcanique du lac Brésoles se présente comme une séquence de metabasites et de métatufs, le plus souvent foliés, verticalisés, plissés et faillés et disposés selon des axes est, nord-est et nord-ouest encaissée dans des orthogneiss.

La limite entre les sous-provinces de Bienville et de La Grande est un contact intrusif entre les granodiorites porphyriques du nord de la sous-province de La Grande et les orthogneiss du sud de la sous-province de Bienville. La faille de Sakami est illustrée par un linéament marqué et des mylonites franches au nord de la route de L-G 1. Les gneiss tonalitiques situées à l'ouest et au nord-ouest du barrage de L-G 3

montrent un pli à trace de plan axial kilométrique orientée vers le nord-est et plongeant fortement au nord-nord-est (017° N / 82°). Le contact entre les orthogneiss tonalitiques et les métavolcanites de la bande de La Grande rivière montrent des contacts graduels, c.-à-d. des alternances orthogneiss et metabasites ou des zones de failles.

Dans les orthogneiss, les assemblages minéralogiques se limitent à hornblende-biotite et secondairement à clinopyroxène-hornblende-biotite et orthopyroxène-biotite. Dans les enclaves basiques, ultrabasiques et métasédimentaires, les assemblages comportent hornblende-biotite-magnétite, clinopyroxènes-biotite-magnétite, biotite-grenat, orthopyroxène-biotite et quartz-cummingtonite-magnétite. Les paragenèses sont reliées à un épisode de métamorphisme régionale qui a généralement atteint le faciès des amphibolites et localement le faciès des granulites de basse pression.

Les roches métasédimentaires et metabasiques du lac Burton montrent des assemblages stables à grenat-sillimanite-cordiérite et à hornblende-cummingtonite correspondant à des conditions de pression et température autour de 4 Kb et 600° C. Les roches de la partie sud de la bande du lac Fagnant contiennent des assemblages à hornblende-biotite, cummingtonite, hornblende-trémolite, biotite-grenat ± cordiérite ± andalousite. Une évaluation quantitative donne des températures et des pressions de formation entre 550° et 650° C à 2.5 et 3 Kb. Les roches de la partie nord de la bande du lac Fagnant contiennent hastingsite-cummingtonite-biotite-grenat, biotite-grenat-cordiérite-gédrite, quartz-magnétite-grunérite-hornblende-grenat, biotite-grenat-cordiérite-sillimanite, biotite-andalousite-cordiérite-sillimanite et hornblende-biotite-muscovite. Les mesures thermo-barométriques ont donné entre 550° et 670° C et 4,3 Kb à 615° C. Des mesures similaires sur les horizons de fer du lac Fagnant ont donné 3 Kb entre 500° et 550° C. Le métamorphisme au faciès amphibolite moyen ou supérieur affectant les enclaves basiques et métasédimentaires des orthogneiss est différent de celui des bandes volcaniques, ce dernier prenant place entre les phases de déformation D_2 et D_3 et pourrait être associé à la rétomorphose tardive au faciès des schistes-verts remarquée dans les enclaves des orthogneiss.

En ce qui concerne la géochimie, le choix de l'échantillon analysé a été basé sur sa ressemblance macroscopique avec la moyenne des spécimens. Les échantillons analysés se répartissent au sud, au sud-ouest et au nord-est de Kuujuarapik et sont étiquetés HBS, HBN et BJ respectivement. Pour l'ensemble de la suite HB, la silice varie de 53,9 à 77,7 % avec une valeur moyenne de 68,7%. La

répartition de la silice (SiO_2) et de la chaux (CaO) montre une variation des teneurs en fonction de la géographie; la partie sud et sud-ouest (HBS) montre en moyenne les plus faibles teneurs de SiO_2 . Les diagrammes ternaires permettent de montrer que la suite HBN se distingue chimiquement de la suite HBS et se situe principalement dans le champ des granites et des adamellites. La suite HBS se distribue dans tous les champs, mais montre une plus grande concentration dans le champ des tonalites et des granodiorites, à l'instar de la suite BJ. Le diagramme $\text{CaO} / \text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ confirme l'enrichissement en K_2O des séries HB et BJ selon la tendance calco-alcaline de différenciation. On en conclut que l'enrichissement en potassium des orthogneiss de l'ouest de la sousprovince Bienville se fait du sud-ouest vers le nord-est. Les diagrammes de éléments traces Ba, Rb et Sr montrent que les orthogneiss de la sousprovince Bienville se situent sur la tendance granitique continentale. Les contenus en terres rares de la suite HB s'expriment par des patrons moyennement fractionnés. Une mesure de l'influence des phénomènes d'altération ou du métamorphisme sur la mobilité ionique montre une variation du même ordre pour les éléments mobiles et ceux, considérés comme immobiles. On infère donc un système chimique fermé au métamorphisme et à l'altération, depuis la cristallisation du protolithe des orthogneiss. Les enclaves de granulite (suite LEC) sont caractérisées par des teneurs faibles en silice et de fortes teneurs en fer, en moyenne 57,2 et 8,06 % respectivement. Le diagramme de classification An-Ab-Or, montre des granulites dans le champ des tonalites et des granodiorites avec des plagioclases autour de An_{35} . Le diagramme ternaire $\text{K}_2\text{O} \text{Na}_2\text{O} \text{CaO}$ met en évidence une tendance calco-alcaline pauvre en potassium de la suite LEC, située en amont de la suite HB, qui montre une forte augmentation en potasse. Le rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Rb}$ est quasi identique à celui de la suite HB; la suite LEC tend vers des valeurs Rb/Sr plus mantélique que la suite HB qui tend vers des valeurs crustales. Les rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Rb}$ montrent une concomitance avec la suite HB. En outre, la suite LEC coïncide avec la tendance des granitoïdes continentaux et semble étrangère à la tendance des granulites appauvries, laissant supposer une origine essentiellement magmatique et non métamorphique pour les enderbites de la région nord de la sousprovince Bienville. Les orthogneiss forment une entité continue et s'étalent sur une gamme étendue de compositions, allant sans rupture des tonalite aux granites, à l'exception du mélange magmatique existant dans la partie sud-ouest (suite BJ). On peut inférer d'après les éléments traces et les terres rares que le protolithe des orthogneiss de Bienville est constitué de termes différenciés relativement homogènes. Il est comparable aux granitoïdes continentaux calco-alcalins étudiés ailleurs, bien que beaucoup plus volumineux. Étant donné l'homogénéité des orthogneiss composant la sousprovince de Bienville, il faut

considérer un modèle génétique à l'Archéen, qui peut générer un volume de 3 000 000 de km^3 de roches granitiques en admettant une épaisseur de vingt kilomètres de croûte sialique, que ce soit un modèle en extension (modèle non uniformitariste) ou celui impliquant les collisions intra-océaniques ou continentales avec accrétions magmatiques successives (modèle uniformitariste). Le modèle doit aussi établir des relations avec les grands domaines volcaniques de la sousprovince La Grande en contact au sud. Les liens entre les sousprovinces Bienville, Minto et La Grande sont relativement mal connus étant donné de grandes étendues au contact non cartographiées.

Introduction

Objet de la présente étude

Le présent rapport synthétise toutes les données géologiques acquises pendant les recherches entreprises au début des années quatre-vingt et accumulées à partir d'autres sources depuis, sur la région située à l'est de la baie d'Hudson et au nord de La Grande rivière, au Québec. Il met en perspective les travaux publiés par le ministère des Ressources naturelles du Québec (MRNQ), la société Hydro-Québec, la Société de développement de la baie James (SDBJ), les compagnies d'exploration minière (consortium SES) et la Commission géologique du Canada avec les données acquises sur le terrain et les études subséquentes faites par l'auteur ou réalisées dans le cadre d'études universitaires. Ce rapport met l'accent sur les descriptions des différentes entités géologiques de la région, sur les données structurales et sur la chimie des roches, illustrée par différents diagrammes.

La géologie économique a été écartée du présent rapport, essentiellement à cause du petit nombre d'occurrences répertoriées dans la sous-province de Bienville. Le lecteur voudra se référer à la synthèse qui en est faite plus bas et à la bibliographie en ce qui concerne la description des différents types d'occurrences minérales le long de l'arc Nastapoka, dans le secteur du lac Fagnant et dans la partie nord de la sous-province de La Grande. Les études sur les dépôts quaternaires sont nombreuses, particulièrement dans le secteur de Kuujjuarapik et de l'arc Nastapoka. Plusieurs études récentes de la Commission géologique du Canada ont été commandées dans le cadre du développement du projet Grande Baleine d'Hydro-Québec. Étant donné l'ampleur des études quaternaires, elles devraient faire l'objet d'un rapport de synthèse et ne seront pas traitées plus bas, mais seulement mentionnées à titre de référence.

Localisation, accès, populations, habitations et climat

Le présent rapport porte sur les régions à l'est de la baie James et de la baie d'Hudson, se situant entre 53° 00' et 56° 30' de latitude nord et 74° 00' et 79° 45' de longitude ouest (Fig. 1). On accède au sud de la région par la route de la baie James reliant Matagami aux villages de Radisson (LG 2), Chisasibi et Sakami (LG 3) situés le long de La Grande rivière. Le centre de la région peut être joint par un vol régulier Montréal - LG 2 - Kuujjuarapik (anciennement Poste-de-la-Baleine ou Great Whale, en langue anglaise). On atteint la côte de la baie James, du détroit de Manitounuc et du lac Guillaume Delisle par bateau. Les lacs et les rivières sont accessibles par voie aérienne, mais la faible disponibilité

d'hydravions à Kuujjuarapik et même dans la région de LG 2 et le petit nombre de lacs dans la partie ouest de la région rendent l'utilisation de l'hélicoptère essentielle pour la réalisation d'études géologiques régionales.

Kuujjuarapik (en langue inuit) / Whapmagoostui (en langue cri), situé le long de l'arc Nastapoka de la baie d'Hudson comporte deux communautés, inuit et cri, comptant moins de 1000 habitants. Vers la fin de l'été, Kuujjuarapik est ravitaillé par bateau en essence et en matériel lourd, en provenance de Montréal via la mer du Labrador et le détroit d'Hudson. Chisasibi est un village cri de plus de 2 000 habitants situé à l'embouchure de La Grande rivière; il a été construit à la fin des années soixante-dix en face des anciennes habitations situées sur l'île Fort Georges, à la suite de l'Entente de la baie James entre les Cris et le gouvernement du Québec, dans le cadre du projet hydroélectrique La Grande. Chisasibi est ravitaillé par route et par bateau. Radisson et Sakami sont des petites communautés bâties dans les années soixante-dix qui abritent le personnel d'entretien des ouvrages hydroélectriques situées le long de La Grande rivière.

La région est en zone subarctique; les hivers y sont long et rigoureux et les étés, courts pluvieux ou secs, parfois chauds. En 1981, de la fin de juillet jusqu'au début de septembre, un anticyclone immobile sur la baie d'Hudson a résulté en un temps exceptionnel et des températures jusqu'à 33° C ont été enregistrées au lac Guillaume-Delisle. À titre d'exemple, le tableau suivant donne les moyennes des températures enregistrées entre le 55e et le 56e degré de latitude nord, pendant les étés de 1980 et 1981.

Tableau des températures

Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max
1980							
juin		juillet		août			
3.2	24.5	5.3	21.6	10.1	23		
1981							
juin		juillet		août		sept	
-0.8	13.6	3.4	20.6	8.5	23.2	4	14.3

On note en moyenne 1500 heures d'ensoleillement par année à Kuujjuarapik et des précipitations entre 600 et 750 mm par année dont le tiers en neige. Le lecteur trouvera des suppléments d'information concernant les populations actuelles, l'historique des établissements et le climat dans Low (1888), Eade (1966), Stevenson (1968), Beals et Shenstone (1968), Ciesielski (1986) et Hydro-Québec (1993).

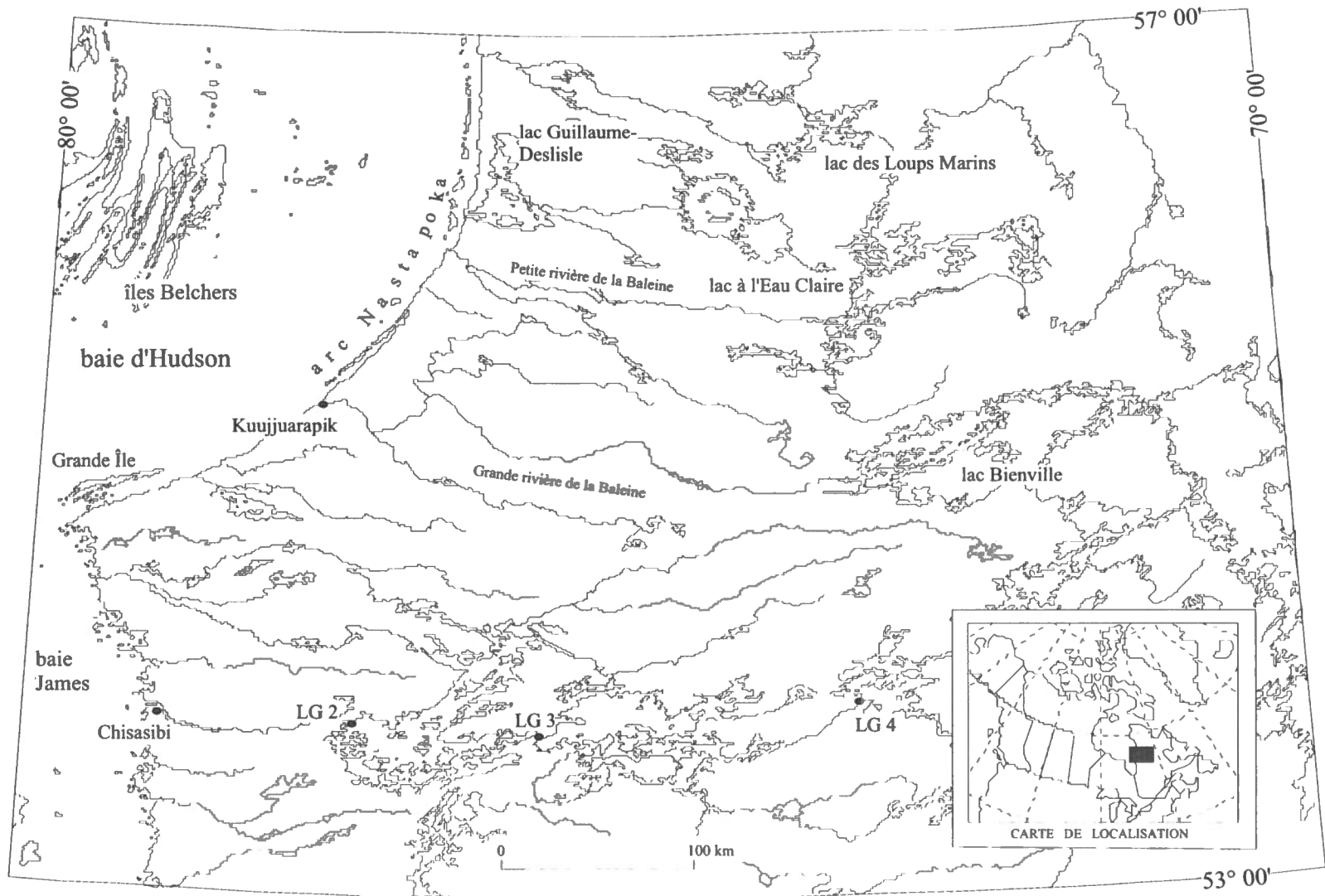


Figure 1
Carte du réseau hydrographique à l'est de la baie James et de la baie d'Hudson, identifiant les principales entités toponymiques.

Physiographie, drainage, végétation et faune

Au sud-ouest de la région, immédiatement à l'est de la baie James, le relief est peu accentué mais s'élève régulièrement vers l'est atteignant plus de 300 m avec des variations d'altitude de l'ordre de 250 m le long de La Grande rivière. Le long de l'arc Nastapoka, particulièrement au nord de Kuujjuarapik, le relief s'accroît rapidement vers l'est, jusqu'à 250 m, pour diminuer ensuite et remonter de nouveau à 300 m et former les collines basses de l'intérieur de la sous-province de Bienville. Les îles Manitounuc sont formées de cuestas dont l'altitude augmente vers le nord et atteint un maximum de 450 m au lac Guillaume-Delisle. L'arrière-pays de la partie nord de la région est un plateau élevé à 300 m, formé de collines basses jusqu'au-delà du lac à l'Eau Claire.

Du sud au nord, les principaux cours d'eau de la région sont La Grande rivière, la Grande rivière de la Baleine et la Petite rivière de la Baleine. Tous les cours d'eau de la région se déversent dans la baie James ou la baie d'Hudson. Les lacs sont généralement de petites tailles (moins de 5 km de longueur) excepté dans la partie sud-ouest et est de la région (Fig. 1).

La flore est typique des zones boréales et hémiarctiques; outre les plantes basses, les mousses et les lichens abondants partout, les arbustes et les arbres se développent principalement dans les vallées, le long des cours d'eau et autour des lacs. Les arbres sont de petites tailles, moins de 10 m de hauteur, sauf en zones de microclimat situées immédiatement à l'est des cuestas qui bordent l'arc Nastapoka (Fig. 1); ils comprennent plusieurs essences dont l'épinette noire et blanche (*Picea*), le bouleau (*Bétula*), le peuplier (*Populus*), le pin gris (*Pinus banksiana*), le mélèze (*Larix*) et plusieurs variétés de saules (*Salix*). La faune est variée et comporte des mammifères à fourrure de grandes et de petites tailles et le cervidé typique de cette zone climatique; il s'agit de l'ours (*Ursus americana*), du lynx (rare), du loup (*Canis lupus*), du renard, du porc-épic, du rat musqué, du vison, de la martre, de la loutre, etc., et du caribou (*Rangifer arcticus*). Les poissons sont abondants dans les lacs et les rivières et comprennent principalement deux variétés d'ombles, le brochet, le touladi, le meunier rouge et le grand corégone. Plusieurs variétés d'oiseaux habitent la région en saison estivale. La région se situant sur une voie principale de migration, la sauvagine s'observe un peu partout sur le territoire; les oies sauvages se trouvent en très grand nombre sur la côte de la baie James et sur Grande Île pendant tout l'été. Au moins deux types de buses et l'aigle pêcheur (balbuzard) nichent sur tout le territoire étudié. Des phoques d'eau douce ont été aperçus au lac des Loups Marins, au nord-est du lac à

l'Eau Claire, et les phoques marins sont très nombreux aux embouchures du Goulet, nom donné au bras de mer qui joint la baie d'Hudson au Lac Guillaume-Delisle. Les bélugas (marsouins blancs) fréquentent sporadiquement les côtes de la baie d'Hudson et sont présents dans le lac Guillaume-Delisle. Le lecteur trouvera des suppléments d'information concernant la géomorphologie, la flore et la faune dans Low (1888), Eade (1966), Stevenson (1968), Hood (1968), Beals et Shenstone (1968), Hydro-Québec (1993) et dans les travaux répertoriés dans les rapports annuels du Centre d'études nordiques (CEN) de l'Université Laval.

Géologie quaternaire

À l'est de la baie d'Hudson, les dépôts de surface ont fait l'objet d'études exploratoires dans les années soixante (Lee, 1960; Hughes, 1964). Les dépôts quaternaires, situés le long de La Grande rivière à l'est de la baie James, ont fait l'objet de cartographie détaillée publiées par Vincent (1985). Le Centre d'études nordiques (CEN) procède à des études biogéomorphologiques dans les régions à l'est de la baie d'Hudson depuis un grand nombre d'années et le lecteur trouvera des publications relatives à la géologie quaternaire, répertoriées dans les rapports annuels du CEN. Plus récemment et dans le cadre du projet Grande Baleine de la société Hydro-Québec, des travaux du Centre géoscientifique de Québec sur le mouvement des glaces au Wisconsinien ont été effectués le long de l'arc Nastapoka et à l'est de la baie d'Hudson (Hydro-Québec, 1993; Parent et Paradis, 1994a; Michaud et al., 1994; Parent et Paradis, 1994b; Parent et al., 1995). Un sommaire de la géologie quaternaire du Bouclier canadien au Québec a été publié dans le cadre du projet conjoint Decade of North American Geology (DNAG) par Vincent (1989).

Travaux antérieurs

Premières explorations géologiques

Les premiers rapports géologiques sur la région sont de Bell (1879) et de Low (1888; 1902; 1903) voyageant le long de la baie James et de la baie d'Hudson pour le compte de la Commission géologique du Canada. Ces deux auteurs font état de la présence des gneiss " laurentiens " le long de la baie James et de la baie d'Hudson ainsi que dans l'arrière-pays; ils donnent aussi quelques descriptions détaillées des gneiss, des enclaves de metabasites et de paragneiss et des roches sédimentaires. Les auteurs insistent particulièrement sur l'arpentage, la géodésie et la physiographie des lieux. En 1901, au service d'une compagnie privée, Low se concentre sur l'étude des îles Nastapoka à quelques encablures de la côte de la baie d'Hudson (Fig. 1) et publie en 1903 les coupes stratigraphiques qui demeurent encore à ce jour parmi

les travaux les plus complets sur ce secteur. Les travaux géologiques subséquents effectués sur la côte et à l'est de la baie James et de la baie d'Hudson entre 1903 et 1960 sont répertoriés dans Eade (1966), Stevenson (1968) et Chandler (1988).

Cartographie géologique régionale héliportée

En 1956, une campagne de cartographie régionale héliportée a été initiée par K.E. Eade de la Commission géologique du Canada, entre la côte de la baie James et de la baie d'Hudson et les régions adjacentes à la fosse du Labrador. Une carte à l'échelle de 1:1 000 000e est publiée dans Eade (1966) sur laquelle sont mises en évidence des variations lithologiques dans les gneiss " laurentiens " et dans la bande de roches volcaniques de La Grande rivière et les métasédiments adjacents. Eade y fait une description complète de tous les types d'orthogneiss rencontrés sur une superficie de 80 000 km². Une entreprise similaire a été réalisée à partir de 1961 au nord de la région étudiée, entre le nord de la baie d'Hudson et la fosse du Labrador; une carte à l'échelle de 1 : 1 000 000e est publiée dans Stevenson (1968). Les travaux de cartographie du double cratère d'origine météoritique du lac à l'Eau Claire par la Commission géologique du Canada sont synthétisés dans Kranck et Sinclair (1963), Bostock (1965; 1969) et Rondot et al. (1993). À partir de 1996, le ministère des Ressources naturelles du Québec, a entrepris une cartographie des bandes volcaniques des sous-province de La Grande et de Minto; des cartes au 1 : 50 000e et 1 : 250 000e sont publiées dans Gauthier et al. (1996), Goutier et al. (1998) et Gosselin et Simard (1998).

Explorations minières

Généralités

La localisation des gîtes minéraux connus de la sous-province de Bienville se retrouve sur la carte de compilation M-352 d'Avramtchev (1982; 1983) et les travaux statutaires soumis par les différentes compagnies minières ayant oeuvré sur ce territoire depuis 1858 sont répertoriés dans Marcoux (1983). Au sud de la région étudiée, dans la bande de roches volcaniques de La Grande rivière, des cartes du potentiel minier de la grande région LG 2 ont été réalisées par Marchand (1981) et Goutier et al. (1998). Un rapport sur la métallogénie du bassin de La Grande rivière synthétise les travaux récents (Gauthier et al., 1997). Les travaux les plus importants sont décrits ci-après.

Exploration géochimique des dépôts lacustres et de surface

Plusieurs campagnes de géochimie d'exploration ont été effectuées dans les années soixante-dix par le MRNQ et la

SDBJ dans la région immédiate de la La Grande rivière et au nord, dans le cadre des études géologiques régionales entreprises avant la mise en eau des réservoirs LG 2 et LG 3 (Fig. 1). Les teneurs en Ag, Ba, Co, Cr, Cs, Cu, Li, Mn, Mo, Ni, Pb, Sn, U, V et Zn des sédiments de ruisseaux le long de La Grande rivière sont publiées dans Cockburn (1977); les teneurs de Cu, Ni, Mo, Pb, U et Zn des minéraux lourds extraits des tills glaciaires de la région immédiatement à l'est de la baie James sont publiées dans Tremblay et Gleeson (1977); les résultats des levés géochimiques de sédiments lacustres effectués par la SDBJ le long de La Grande rivière pour As, Co, Cu, Fe, Mn, Mo, Ni, Pb, U et Zn sont résumés dans Gleeson (1978); des cartes de répartitions du Co, Cu, Fe, Mn, Mo, Ni, Pb, U et Zn dans les sédiments lacustres des régions au nord de La Grande rivière (SNRC 33 E, F, I, J, K et L) se retrouvent dans SDBJ (1979; 1982) et Picard (1982). Les résultats d'études récentes de la Commission géologique du Canada sur la géochimie dans la région à l'est de Kuujuarapik sont publiés dans Parent et al. (1996); la dispersion des métaux, des éléments traces et des terres rares dans les tills au nord-ouest du gisement de fer du lac Fagnant y est traitée en détail. Très récemment, le MRNQ a produit un levé géochimique de fonds de lacs de toute la région située au nord du 55e parallèle. La région à l'étude, SNRC 33 M, 33N, 33O et 33P comporte plus de 3000 échantillons et 45 éléments (MRNQ, 1998).

Minerais de Fer

La compagnie Great Whale Iron Mines Limited a entrepris des campagnes d'exploration minière entre 1957 et 1960, dans le but d'évaluer la qualité et le tonnage de minerais de fer contenu dans la bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant, située à 100 km au sud-est de Kuujuarapik (Fig. 1); les résultats sont présentés dans Gregory (1958), Jones (1959) et Scofield (1960). Un compte-rendu et des cartes détaillées de ce gisement se retrouvent dans Eade (1966). Un sommaire des campagnes similaires visant à étudier les dépôts de fer du lac Duncan, situé à 45 km au sud-ouest de LG 2, et les occurrences de fer et de cuivre des régions de LG 2 et de LG 3, est donné dans Eade (1966) et Sharma (1977a); la localisation, les types d'occurrences et la numérotation des rapports statutaires apparaissent sur les cartes jointes au rapport de Sharma (1977a). Pour une description des travaux récents sur les horizons ferrifères riches en or situés le long de La Grande rivière, voir Gauthier et al. (1997). Les travaux d'exploration sur le fer, le cuivre et le manganèse dans la région du lac Guillaume-Delisle, des îles Manitounuc et de l'arc Nastapoka sont résumés dans Low (1903), Eade (1966) et Chandler (1988).

Occurrences de plomb-zinc

Le minerai de plomb est connu dans les sédiments protérozoïques de la région de la Petite rivière de la Baleine; au 18^e siècle, il a été extrait en petite quantité pour servir de ballast au bateau repartant vers l'Angleterre. Les résultats de l'exploration pour le plomb-zinc au sud-ouest du lac Guillaume-Delisle sont résumés dans Bell (1879), Darcy (1968) et Chandler (1988).

Occurrences d'uranium

Les résultats d'une campagne d'exploration visant à évaluer le potentiel uranifère des sédiments protérozoïques du Lac Guillaume-Delisle et menée par la compagnie Uranerz entre 1977 et 1980, sont résumés dans Madon et Winter (1980). Les résultats des campagnes d'exploration de la SDBJ (Société de développement de la baie James) sur le territoire du feuillet 33K et le long de l'arc Nastapoka, sont présentés dans Larose (1978) et Betit (1979). Dans la région LG 2 - LG 3, les résultats des campagnes d'exploration par le consortium SES (SERU Nucléaire - Eldorado Nucléaire - SDBJ) sur le potentiel uranifère des grès de Sakami, sont décrits dans Sharma (1977), Schumacher et Fouques (1978), Fouques et Schumacher (1979), Oakes (1979) ainsi que Marcoux (1983). On notera aussi une synthèse des travaux récents sur les occurrences uranifères de la sous-province La Grande dans Gauthier et al. (1997)

Cartographie géologique détaillée

Les vestiges de la bande volcano-sédimentaire archéenne des lacs Denys et Fagnant située à 100 km au sud-est de Kuujjrapik ont été cartographiés à une échelle de 1 mile au pouce par Sabourin (1961). Au sud de la région, une cartographie au 1:100 000^e de la bande volcano-sédimentaire de La Grande rivière a été réalisée entre 1973 et 1976 avant la mise en eau des réservoirs LG 2 et LG 3 et publiée par Sharma (1977a; 1977b). Récemment, la grande région de LG-2 a été cartographiée au 1 : 50 000^e par Goutier et al. (1998) et Gauthier et al. (1996).

De 1977 à 1981, F.W. Chandler de la Commission géologique du Canada (CGC) a réalisé la cartographie des formations sédimentaires protérozoïques du Lac Guillaume-Delisle, au nord-ouest de la région; une carte au 1:100 000^e est jointe au rapport de Chandler (1988).

Études géologiques thématiques et thèses universitaires

Géochimie du socle

À la suite des travaux de cartographie géologique de K.E. Eade et I.M. Stevenson sur la partie gneissique du Supérieur que l'on désigne maintenant par sous-provinces de Bienville et de Minto, des études sur la composition chimique du

bouclier canadien ont été publiées par Fahrig et Eade (1968) ainsi que Eade et Fahrig (1971). Des mesures isotopiques Sm-Nd et Rb-Sr ont été effectuées sur des échantillons provenant de la partie est de la sous-province de Bienville (Eade et Fahrig 1971) par McCulloch et Wasserburg (1978). Des mesures d'âges radiométriques Rb-Sr ont été effectuées dans le secteur des lacs Fagnant et Denys et sont publiées dans Lowdon (1960); à cet égard, voir aussi Portella (1980).

Géophysique

Des études sur la gravité et la sismicité de la baie d'Hudson et des terres adjacentes ainsi que sur les zones attenantes à la centrale hydroélectrique LG 2 ont été publiées par Beals et Shenstone (1968), Hood (1968), Weber et Goodacre (1968), Mukhupadhyay et Gibb (1981), Buchbinder et al. (1980) ainsi que Lambert et al. (1986).

Métamorphisme

Une étude sur le métamorphisme des régions cartographiées par K.E. Eade et I.M. Stevenson a été publiée par Herd (1978).

Sédimentologie et tectonique

Des études stratigraphiques, sédimentologiques, paléogéographiques, géochronologiques et tectoniques des sédiments protérozoïques du Lac Guillaume-Delisle sont publiées dans Chandler et Parrish (1989). Un mémoire de maîtrise sur la biostratigraphie des dolomies du lac Guillaume-Delisle a été réalisé par Hamel (1987).

Structure, pétrogenèse et géochronologie

Plusieurs mémoires de maîtrise et de doctorat ainsi que des publications sur la structure et la pétrogenèse des bandes volcano-sédimentaires archéennes de la région ont été réalisés. Deux mémoires de MSc et DEA (Diplôme d'Études Approfondies français) portant sur la structure et le métamorphisme des volcanites et sur la pétrologie des horizons ferrifères de la bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant ont été réalisés par Mercier (1981) et Geoffroy (1985). Les travaux de pétrogenèse sur des composantes de la bande volcanique de La Grande rivière comprennent cinq mémoires, c.-à-d., Mills (1974), St.Seymour (1982), Liu (1985), Skulski (1985) et Rivard (1986) et les publications suivantes: St.Seymour et al. (1983), Skulski et al. (1986), Skulski et al. (1988) ainsi que St.Seymour et al. (1988).

Les travaux sur la pétrologie, la structure, la géochimie, la géophysique et la géochronologie des impactites issues du double cratères du lac à l'Eau Claire sont publiés dans Simonds et al. (1978), Phinney et al. (1978), Reimold et al. (1981), Plante (1986) ainsi que Plante et al. (1990). La pétrologie et la géochimie des zones bréchiques (pépérites), situées entre les sédiments et le trapp basaltique protérozoïque

au large de Kuujjuarapik, ont été étudiées par Biron (1972). Des âges radiométriques obtenus sur des granitoïdes massifs et des orthogneiss échantillonnés le long de La Grande rivière sont publiés dans Brooks (1980), Mortensen et Ciesielski (1987) ainsi que St.Seymour et al. (1989). Récemment, des âges U-Pb ont été obtenus sur les orthogneiss de la sous-province de Bienville et publiés par Skulski et al. (1998).

Méthodologie et publications

Le projet Bienville a débuté en 1980 par des travaux sur le terrain dans la région de Kuujjuarapik (Fig. 1) et se sont poursuivis au cours des deux étés suivants (1981 et 1982) mais aussi brièvement pendant les étés de 1984 et de 1989. L'été 1980 a consisté en des travaux exploratoires sur les orthogneiss des régions de Kuujjuarapik, sur les bandes volcano-sédimentaires du lac Fagnant et du lac Brésolles ainsi que sur les orthogneiss du lac Bienville et du lac à l'Eau Claire (Fig. 1). Les déplacements se sont effectués en avion et en bateau. Durant l'été de 1981, l'équipe bénéficiait d'un support hélicoptère, mais plusieurs déplacements se sont faits par avion et par bateau. Nous avons procédé à un échantillonnage systématique des orthogneiss de la région allant du lac à l'Eau Claire au lac Burton, jusqu'au-delà de la bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant vers l'est. En plus, nous avons cartographié les roches protérozoïques des îles Manitounuc, la partie sud du graben du lac Guillaume-Delisle en compagnie de F.W. Chandler de la Commission géologique du Canada, ainsi que les orthogneiss d'une partie du lac à l'Eau Claire et du lac des Loups Marins. L'été suivant, nous avons procédé à une cartographie de la côte est de la baie James, au nord de Chisasibi, ainsi que de la partie nord de la bande volcano-sédimentaire de La Grande rivière, entre Chisasibi et LG 3. Pour fin de datation U/Pb, un échantillonnage des orthogneiss de la sous-province de Bienville, de ceux situés au nord de Chisasibi et des rhyolites affleurant le long de La Grande rivière (entre LG3 et LG 4) a été réalisé pendant les étés de 1984 et 1989 et à l'hiver 1995. Les travaux directs et indirects reliés au projet Bienville ont déjà fait l'objet de plusieurs publications et comprennent sept cartes et documents en dossiers publics de la CGC - (Chandler et al., 1982; Ciesielski et al., 1983; Ciesielski et Marchand, 1983; Ciesielski, 1984a ainsi que Ciesielski, 1991); cinq articles parus dans les volumes de la Recherche en cours de la CGC (Ciesielski, 1983; Mercier et Ciesielski, 1983; Ciesielski, 1984b; Mortensen et Ciesielski, 1987 ainsi que Ciesielski et Plante, 1990); un article de vulgarisation scientifique (Ciesielski, 1986); un article extérieur (Card et Ciesielski, 1986) et trois présentations à l'Association géologique du Canada (Ciesielski, 1989; 1991; Skulski et al., 1998) et deux autres au forum sur les travaux en cours de la CGC (Ciesielski, 1992; Ciesielski et Frith, 1995). Une carte de compilation de la province du Supérieur et une carte

comprenant les données récentes de la sous-province de Bienville et des zones adjacentes a été publiée par la Commission géologique du Canada (Card, Frith, Poulsen et Ciesielski 1996 et Ciesielski et Frith, 1998).

Remerciements

L'auteur tient à remercier les intervenants associés de près ou de loin aux études qui sont colligées et synthétisées dans ce rapport. En premier lieu, les assistants sur le terrain qui, par leur travail, ont facilité la collecte des informations: R.St-Michel, P.Geoffroy, C.M.Hamel, E.Mercier, P.Diver, E.Ouellette et C.Côté; le cuisinier P.Byrne; les pilotes R.Pritchard et D.Maczies (décédé dans l'écrasement de son Beaver au lac à l'Eau Claire en septembre 1981); le personnel de la société Hydro-Québec en poste à Kuujjuarapik, et plus particulièrement C.Locat; P.Marchand géologue à la Société de Développement de la Baie James (SDBJ); le personnel du Centre d'Études Nordiques de l'Université Laval, et plus particulièrement S.Payette; les dirigeants Cris de Whapmagoostui qui ont autorisé l'installation du camp sur un coin de leur territoire; le personnel de Nordair (maintenant Canadien) et du Ministère des Loisirs Chasse et Pêche (MLCP) à Kuujjuarapik; L.Plante, pour les données de terrain et les échantillons provenant du lac à l'Eau Claire; F.W.Chandler de la Commission géologique du Canada, pour son appui sur le terrain et en ville; RC pour ses deux voyages à LG 2 et AM pour son voyage à Kuujjuarapik (PdIB). Finalement, l'auteur tient à remercier ses ex-collègues de la CGC, K.D.Card et J.A.Percival, pour les multiples discussions sur les problématiques géologiques du Supérieur septentrional, R.A.Frith pour son travail sur le SIG ArcInfo et D.Paul et R.Lacroix pour les graphiques et les photographies. Michel Hocq du ministère des Ressources naturelles du Québec par une lecture libre du premier jet, a permis une amélioration de la lisibilité et de la précision du texte. Kamal Sharma et Alain Leclair du MRNQ ont effectué la revue critique du présent rapport.

Subdivisions de la partie nord-est de la province du Supérieur

La Province du Supérieur¹ a été subdivisée sur des bases lithologiques et métamorphiques par Card et Ciesielski (1986). Plusieurs auteurs cités plus bas ont aussi publié des cartes des subdivisions de cette province structurale, mais dans tous les cas, il s'agit de variations sur le thème publié par ces deux auteurs. La partie nord-est de la province (Fig. 2), est constituée de domaines orthogneissiques avec des quantités mineures de métasédiments et de metabasites; il s'agit des sousprovinces de Bienville, de Minto et d'Ashuanipi. Un compte rendu détaillé des travaux de la Commission géologique du Canada, effectués récemment dans les sousprovinces de Minto et d'Ashuanipi, est donné dans Percival et al. (1992), Stern et al. (1994) ainsi que Percival et Card (1994). Un compte rendu des travaux récents de cartographie du MRNQ dans la région limitrophe des sousprovinces de Bienville et de Minto est donné dans Labbé et al. (1998).

La sousprovince de Bienville est définie par un grand ensemble orthogneissique, bordé au sud par la bande de roches volcaniques et sédimentaires archéennes de la sousprovince de La Grande, au nord par une limite arbitraire avec la sousprovince de Minto et à l'est par la sousprovince d'Ashuanipi (Fig. 2); cette dernière est elle-même définie par la présence de granulites orthogneissiques et paragneissiques (Percival et al., 1992) et une plus grande intensité moyenne du champ magnétique total (Card et Ciesielski, 1986; Ciesielski, 1991). La limite nord de la sousprovince de Bienville n'est pas marquée par un changement lithologique ou structural. La position de cette limite ne fait pas consensus et est arbitraire, comme le montre Percival et al. (1991, p. 56). Cette limite est principalement basée sur des critères aéromagnétiques puisqu'aucune cartographie géologique détaillée n'a été effectuée sur les régions limitrophes. À cet égard, le lecteur se référera aux travaux de cartographie récents du MRNQ dans la partie sud de la sousprovince de Minto (Leclair et Parent, 1998). Pour plus de détails sur les régions attenantes à la sousprovince de Bienville voir Gosselin et Simard (1998), et pour une vue générale sur la géologie de la Province du Supérieur, voir Card et al. (1996), Ciesielski et Frith (1998) et Card et Poulsen (1998).

¹ : l'auteur utilise la désignation "Province du Supérieur"

conformément à l'usage qui en est faites par le MRNQ.

Géologie générale

Sousprovince de Bienville

Couverture protérozoïque

Les roches protérozoïques se présentent sous la forme d'une couverture sédimentaire surmontée d'un trapp situé le long de l'arc Nastapoka (Fig. 3); les roches protérozoïques sont représentées par les Groupes de Richmond Gulf et de Nastapoka et par des petits lambeaux épars de la Formation de Sakami, localisés dans la partie est de la carte et au-delà, près de la fosse du Labrador (Eade, 1966). Le premier groupe est présent uniquement dans le graben du lac Guillaume-Delisle et le second est discordant, surmonté de basaltes subaériens et s'observant dans l'ensemble de l'arc Nastapoka (Chandler, 1988).

La partie cartographiée comprend le Groupe de Nastapoka situé au sud de la petite rivière de la Baleine, des lambeaux discordants sur le socle en bordure de la baie d'Hudson et les séquences sédimentaires et volcaniques de Grande Île (Fig. 3). La couverture protérozoïque est homoclinale, inclinée de façon variable mais généralement de moins de 10 ° vers l'ouest. Les roches ne montrent pratiquement aucune déformation ductile; les volcanites basaltiques formant le trapp au sommet du Groupe de Nastapoka sont caractérisées par des assemblages à chlorite-épidote-albite dans les zones vacuolaires d'altération situées au sommet ou à la base des différentes coulées. Tout le Groupe de Nastapoka est affectée par une série de failles normales d'orientations nord-ouest et ouest-nord-ouest qui bordent localement les lambeaux de calcaire protérozoïque (Fig. 3).

Socle gneissique archéen

Généralités

Le socle archéen de la sousprovince de Bienville a été subdivisé sur une base géographique en cinq domaines principaux. Ce sont nommément, (1) Bienville ouest septentrionale, (2) Bienville ouest centre, (3) Bienville ouest méridionale, (4) Bienville est et (5) La Grande rivière nord-ouest (Fig. 3). La sousprovince de Bienville comprend un substratum orthogneissique dans lequel on retrouve des lambeaux de roches volcano-sédimentaires supracrustales archéennes. Les gneiss se subdivisent grossièrement en, (1) orthogneiss à biotite, (2) orthogneiss à biotite et hornblende et (3) orthogneiss à pyroxène.

Bienville est

La région étudiée comprend, (1) le lac Bienville, autour duquel on note des gneiss granodioritiques à biotite et biotite-

PROVINCE DU SUPÉRIEUR

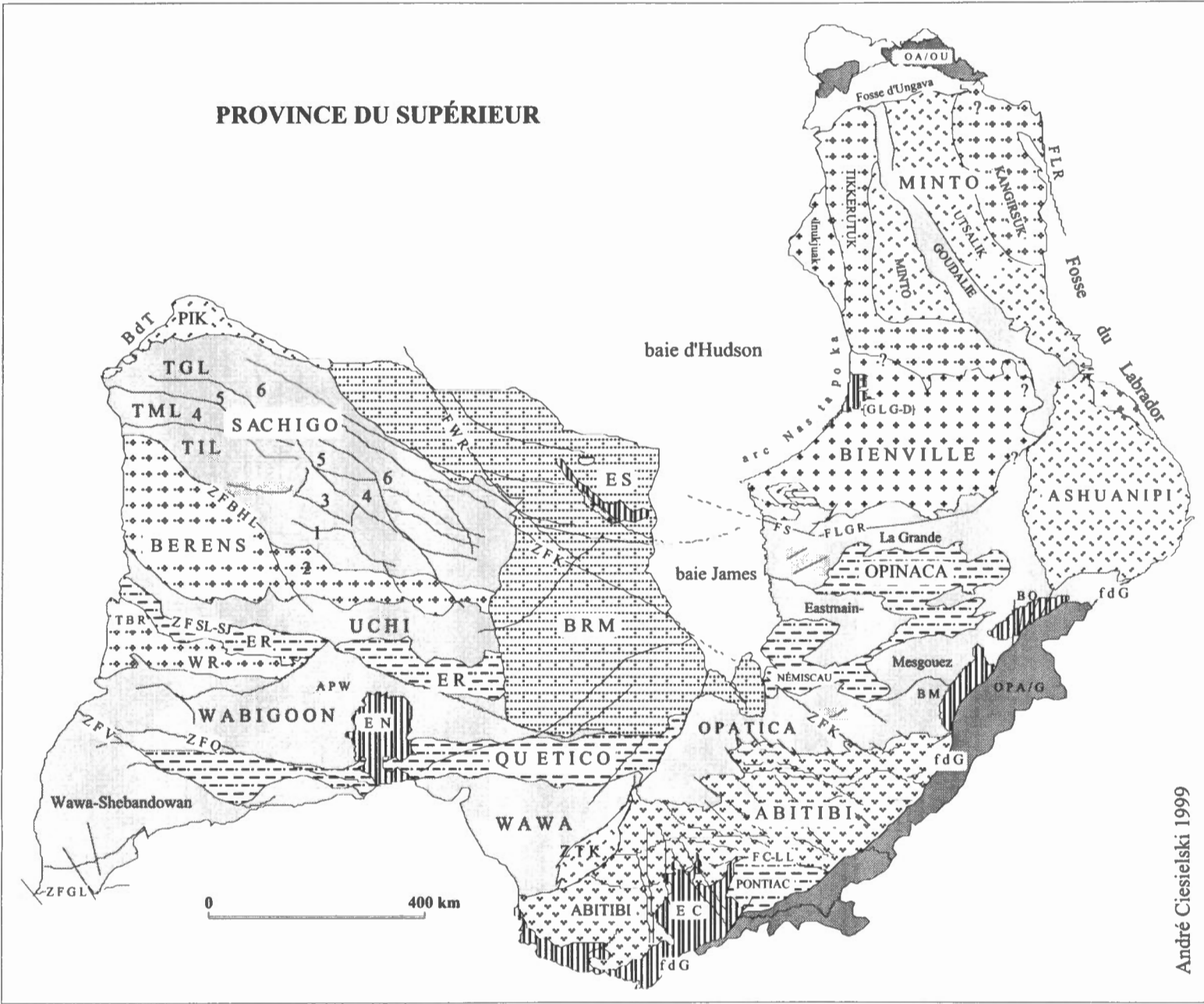
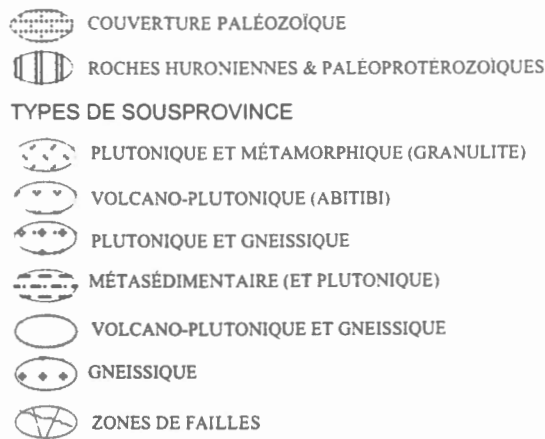


Figure 2



La province du Supérieur est définie comme la partie centrale du bouclier canadien principalement affectée par l'orogène kéroréenne (ca 2.7 Ga); il en est résulté une fabrique tectonique régionale d'orientation est-ouest, localement au nord-nord-ouest et au nord. La province a été subdivisée sur des bases lithologiques, structurales et métamorphiques (Card et Ciesielski 1986). Nous considérons ici les sous-provinces et domaines principalement de nature (1) volcano-plutonique, (2) volcano-plutonique et gneissique, (3) métasédimentaire (et plutonique), (4) métamorphique et plutonique, (5) plutonique et gneissique et (6) gneissique. Les sous-divisions sont réalisées par réductions d'échelle afin de dégager une vision simple d'une situation complexe; elles n'ont pas de caractère permanent et peuvent changer avec l'entrée de données nouvelles. Ciesielski et Frith (1998), ont proposé les changements suivants, basés sur les données et les études récentes:

- (1) pour des raisons de taille, d'incorporer la sous-province de Bird River dans la sous-province de Winnipeg River,
- (2) d'abandonner l'usage de la sous-province de Minnesota River Valley et de limiter la province du Supérieur au sud le long de la zone tectonique des Grands Lacs (ZTGL),
- (3) de subdiviser la région à l'est de la baie James en sous-provinces de La Grande, d'Opinaca, de Eastmain-Mesgouez, de Némiscau et d'Opatica,
- (4) de limiter le sud de la sous-province de Bienville à ce que Ciesielski (1991) a appelé la suite plutonique de Bienville, dont l'extension orientale n'est pas connue, mais est basée sur l'interprétation d'anomalies magnétiques et
- (5) d'introduire le toponyme inuktitut Kangirsuk en remplacement du toponyme anglo-saxon Douglas Harbour pour le domaine à l'est de la sous-province de Minto et de le limiter à l'est par la faille du lac Rachel. Les domaines de la sous-province de Sachigo sont de Weber (1990) et Thurston et Davis (1991) et ceux de Minto, de Percival et al. (1991). La sous-province de Berens a été étendue à l'est conformément à la proposition des géologues de la Commission géologique de l'Ontario (Commission géologique de l'Ontario, 1991). Les corridors de déformation dans la sous-province Abitibi sont de Hocq (1990). Les orthogneiss et paragneiss archéens attenants à la province du Supérieur mais repris dans les orogènes protérozoïques périphériques ne font pas à proprement parler partie de la province, ils sont illustrés à titre informatif. Pour plus de détails sur la géologie régionale de la province du Supérieur, voir la carte

de compilation récente de Card et al. (1996) et Ciesielski et Frith (1998).

Abréviations

B d T : bande de Thompson;

PIK : sous-province de Pikwitonei;

Dans la sous-province de Sachigo,

Weber (1990) propose les domaines suivant: **TGL** : terrane de Gods Lake; **TML** : terrane de Molson Lake; **TIL** : terrane d'Indian Lake; Thurston et Davis (1991) propose: 1- terrane de North Caribou Lake; 2- terrane de Woman Lake; 3 - terrane de Muskrat Dam Lake; 4 - terrane d'Island Lake; 5 - terrane de Munro Lake; 6 - terrane d'Oxford Lake-Stull Lake. **BMR** : Bassin de Moose River; **ES** : écaïlle de Sutton.

ER : sous-province d'English River;

WR : sous-province de Winnipeg River;

TBR : terrane de Bird River; **APW** : arche plutonique de Wabigoon; **EdN** : embayement de Nipigon; **ZTK** : zone tectonique (et métamorphique) de Kapuskasing. **ZFK** : zone de faille de Kenyon; **FWR** : faille de Winisk River; **ZFBHL** : zone de faille Bear Head Lake; **ZFSL-SJ** : zone de faille de Sydney Lake-St. Joseph Lake; **ZFV** : zone de faille de Vermillion; **ZFQ** : zone de faille de Quetico; **ZTGL** : zone tectonique des Grands Lacs; **FS** : faille de Sakami; **FLGR** : faille de La Grande Rivière; **ZFCLL** : zone de faille de Cadillac-Larder Lake; **FLR** : faille du lac Rachel; **EdC** : embayement de Cobalt; **fdG** : front de Grenville; **BO** : bassin d'Otish; **BM** : bassin de Mistassini; **GLGD** : graben du lac Guillaume-Delisle. **OA/OU** : orthogneiss archéen de l'orogène Ungava; **OPA/G** : orthogneiss et paragneiss parautochtones archéens de la province de Grenville.

hornblende avec ou sans phénocristaux, peu déformés ainsi que, (2) la région du lac Brésoles, située à 60 km à l'est et qui comprend des gneiss tonalitiques et granodioritiques relativement homogènes, en contact avec une petite bande volcano-sédimentaire orientée à l'est-nord-est et au nord-nord-ouest (voir les travaux de cartographie récents de Gosselin et Simard, (1998)).

Bienville ouest septentrionale

La partie septentrionale du secteur ouest de la sous-province de Bienville n'a pas de limite parfaitement définie avec les parties adjacentes, c.-à-d. la sous-province de Minto au nord et les parties méridionales au sud. Cette entité géologique se situe dans le secteur du lac à L'Eau Claire (Fig. 1 et 3), et est définie sur la base de la présence de zones de gneiss enderbitiques cartographiables dans le substratum des orthogneiss granodioritiques (voir la carte dans Ciesielski et Plante, 1990; Percival et al., 1991). Les enderbitiques contiennent aussi des enclaves arrondies et des brèches à fragments anguleux de metabasites et d'ultrabasites reprises par des phases pegmatoïdes. Au nord-est, la région du lac des Loups Marins est dominée par des gneiss à biotite contenant des enclaves micro-grenues basiques.

Bienville ouest centre

La partie centrale ouest de la sous-province de Bienville est composée principalement de gneiss à biotite et biotite-hornblende de composition granodioritique et granitique. Dans ces gneiss orientés grossièrement à l'ouest-nord-ouest, se retrouvent des gneiss à pyroxènes très dispersés, des zones d'enclaves ou de brèches basiques et ultrabasiques de dimensions métriques, des enclaves métriques et centimétriques de roches plutoniques intermédiaires, basiques et ultrabasiques ainsi que des dykes d'amphibolite et de diabase. À 60 km à l'est-sud-est de Kuujuarapik, on retrouve la petite bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant, orientée au nord-nord-ouest, les petits lambeaux métasédimentaires qui lui sont associés et le lambeau volcano-sédimentaire du lac Burton, situé à 75 km au sud-sud-ouest de Kuujuarapik.

Bienville ouest méridionale

La partie sud-ouest de la sous-province comprend essentiellement un ensemble gneissique où deux types de gneiss à biotite et hornblende peuvent se différencier sur la base, (1) de leur relation magmatique, (2) de leurs couleurs, (3) du nombre et des types d'enclaves que l'on y trouve et (4) sur leur déformation. Le premier type est généralement plus mésocrate, de couleur gris-bleu, localement plus déformé et contient surtout des enclaves basiques. Le second type recoupe le premier par endroits; il est de couleur rosée et contient des enclaves metabasiques et métasédimentaires.

Sous-province de La Grande nord-ouest

Cette sous-province plutonique, gneissique et volcano-sédimentaire est située au sud de la sous-province de Bienville (Fig. 3). Des petits lambeaux protérozoïques de roches détritiques, bordés de failles, sont distribués le long de La Grande rivière (maintenant réservoirs de LG 2, LG 3 et LG 4; Eade 1966, Portella 1980, Gauthier et al. 1997). La partie nord de la sous-province de La Grande est occupée par une granodiorite porphyrique à hornblende s'étendant de la baie James au moins jusqu'au nord de LG 3. Cette roche est intrusive dans les gneiss de Bienville au nord et dans les gneiss tonalitiques et granitiques et les migmatites en contact avec la bande volcanique de La Grande rivière, au sud. À l'ouest de LG 3 (Fig. 3), les volcanites de La Grande rivière sont en contact tectonique avec des gneiss tonalitiques contenant des enclaves metabasiques étirées; ces gneiss tonalitiques forment un pli décakilométrique bordé par une faille à l'est. À l'est de LG 3, la partie nord de la bande volcanique est occupée par des paragneiss fortement migmatisés et des orthogneiss non différenciés.

Stratigraphie et descriptions lithologiques et pétrographiques

Couverture Protérozoïque

Généralités

Les roches protérozoïques forment une couverture qui s'étend de Grande Île jusqu'à l'extrémité septentrionale de l'arc Nastapoka (Fig. 3). Cette couverture est formée essentiellement de sédiments d'origine chimique et détritique, surmontés de coulées basaltiques formant un trapp. Il n'est pas dans notre propos de fournir ici une description exhaustive de chacune des formations du Groupe Nastapoka et d'en discuter la pétrographie et la sédimentologie. Dans ce qui suit, le lecteur trouvera une carte des roches protérozoïques, une description succincte des coupes stratigraphiques réalisées à l'été 1981 sur les îles du détroit de Manitounuc et au sud le long de l'arc Nastapoka, ainsi que des photos illustrant les principaux faciès. Pour une étude approfondie sur la pétrographie et sédimentologie des formations des groupes de Richmond Gulf et de Nastapoka, le lecteur voudra bien se référer au rapport de Chandler (1988).

Îles Manitounuc

La partie de la couverture protérozoïque cartographiée joint la carte géologique publiée dans Chandler (1988). La figure 4 montre que les roches volcaniques qui surmontent la séquence détritique est à la marge de l'arc géographique. Les

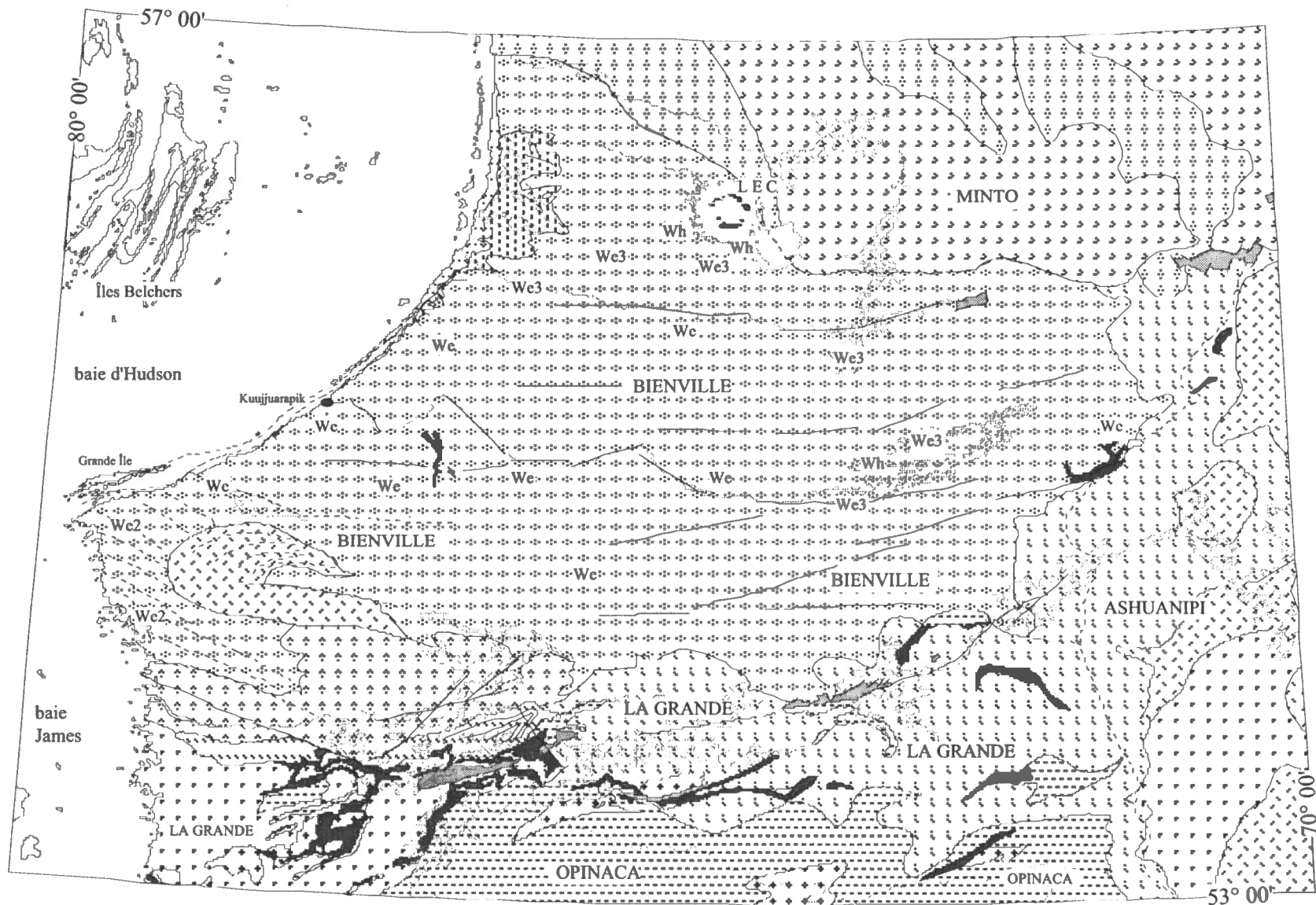






Figure 3

Carte de la sous-province de Bienville mettant en évidence les sous-provinces de La Grande adjacente au sud, de Minto au nord et d'Ashuanipi à l'est, ainsi que des variations de lithologies observées ou présumées à l'intérieur de la sous-province de Bienville. Les contacts entre certaines lithologies à l'est et au nord de la sous-province et entre les sous-provinces sont principalement basés sur des contrastes magnétiques; ces contacts sont présumés et ne reflètent pas nécessairement des ruptures lithologiques marquées sur le terrain. Voir les cartes de Ciesielski (1991), Card et al. (1996) et Ciesielski et Frith (1998) pour des détails sur la géologie régionale.


Figure 3 Légende

ARCHÉEN




Sous-province de Bienville

-  We : orthogneiss et plutonites tonalitiques à granodioritiques et granitiques ± porphyriques, metabasites, ultrabasites
- We2 : orthogneiss granodioritiques composites, metabasites et ultrabasites, metagrawackes à pyroxènes
- We3 : orthogneiss et plutonites principalement granitiques et granodioritiques, metabasites et ultrabasites
- Wh : orthogneiss enderbitiques, metabasites
-  orthogneiss et plutonites tonalitiques et granodioritiques ± porphyriques, metabasites
-  orthogneiss granodioritiques, diatexites, paragneiss à orthopyroxènes
-  métavolcanites tholéitiques, métagabbros, métakomatiites, métasédiments intra-volcaniques, turbidites, formation de fer








Sous-province de Minto

-  granitoïdes gneissiques non subdivisés / plutonites granitiques, granitoïdes à pyroxènes ± porphyriques, metabasites




Sous-province d'Ashuanipi

-  orthogneiss et plutonites tonalitiques et granodioritiques ± porphyriques, metabasites
-  plutonites et gneiss granodioritiques porphyriques, metabasites
-  granitoïdes à pyroxènes, gneiss granodioritiques, metabasites





Sous-province de La Grande

-  orthogneiss et plutonites granodioritiques à tonalitiques, metagrawackes, metabasites
-  orthogneiss tonalitiques, amphibolites
-  plutonites granodioritiques ± gneissiques ± porphyriques, metabasites
-  roches intrusives granitiques tardives ± pegmatoides
-  métavolcanites tholéitiques, métagabbros, métakomatiites, métaturbidites, metagrawackes intra-volcaniques
-  métavolcanites acides et intermédiaires
-  métasédiments intra-volcaniques, turbidites, métavolcanites

PROTÉROZOÏQUE

-  quartzites, arénites, siltites
-  coulées tholéitiques massives
-  dolomies, quartzites, siltites arénites, grès ferrifères

PALÉOZOÏQUE

-  LEC : lac À L'eau Claire, impactites intermédiaires et brèches, carbonifères, calcaire ordoviciens
-  linéaments aéromagnétiques, failles
-  anisotropies aéromagnétiques, foliations
-  contrastes aéromagnétiques, limites de sous-provinces

0 100 km

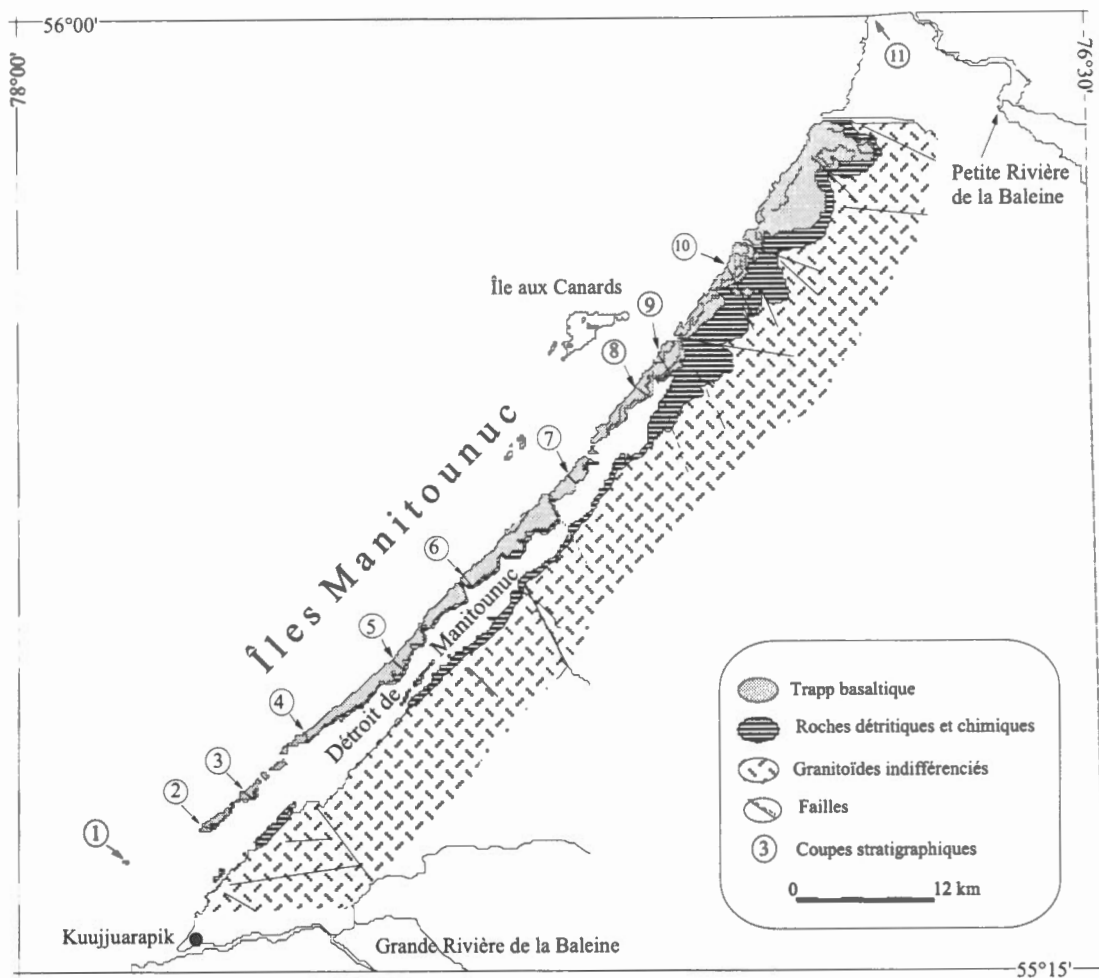


Figure 4

Carte du groupe de Nastapoka à la marge orientale de la sous-province de Bienville. La base du groupe est composée principalement de sédiments chimiques surmontés de quartzites, de grès et de siltites, le tout coiffé d'un trapp basaltique plus ou moins porphyrique, où plusieurs coulées ont été répertoriées.

la base de la séquence de dolomie, localement occupée par une rudite de faible épaisseur contenant des lits de dragées centimétriques de quartz aplaties et d'intraclastes dolomitiques de tailles centimétriques (coupe 2, Fig. 5 et 6). Ailleurs, la base de la séquence est composée de dolomies brunes et gris clair en discordance sur les gneiss granodioritiques du socle archéen ou en contact faillé (coupes 3, 5 et 10 sur la figure 4 et 5; Fig. 7) montrant par endroit, des zones d'altération plus ou moins pyritisées.

Les dolomies contiennent plusieurs types de stromatolites qui ont été classifiés sur une base morphologique uniquement; il s'agit des types plats, sphériques, en gourdin et en colonne. Les types coexistent de façon variable et sont généralement d'échelle centimétrique et décimétrique; les types plats peuvent atteindre 60 cm de diamètre dans la partie inférieure

de la coupe 9 (Fig. 5) et le type en colonne, un mètre de hauteur. Les types plats et sphériques peuvent être associés de manière concentrique (voir Chandler 1988, p. 67, pour une description détaillée de la coupe 9, ainsi que 2 coupes situées immédiatement au sud de la coupe 11); voir aussi Hamel (1987), pour plus de détails sur la nature des stromatolites du Groupe de Nastapoka. Les dolomies contiennent en outre, des brèches sédimentaires à intraclastes de dimension métrique et des lits et des concrétions de chert noir (Fig. 8). Les dolomies sont réparties inégalement et perdent en épaisseur vers le sud du déroit de Manitounuc, mais reprennent de l'épaisseur vers le sud de l'arc Nastapoka, dans le secteur de Grande Île (Fig. 3). Les dolomies passent à des grès dolomitiques vers le haut (coupes 3, 5 et 10, figure 5) où se remarquent des structures entrecroisées, des fig-

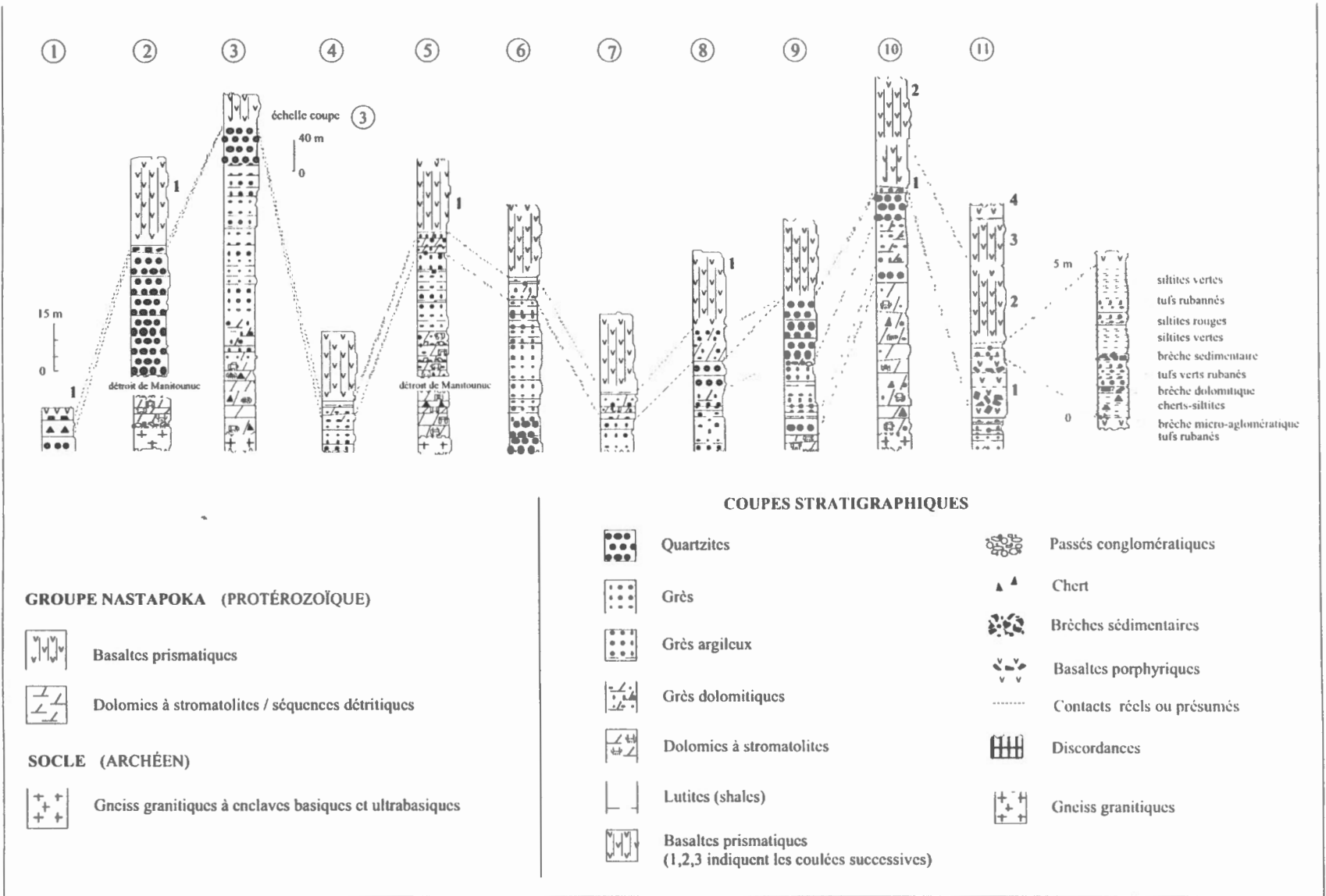


Figure 5 Diagramme de corrélation des différentes coupes des séquences protérozoïques sur la marge ouest de la sous-province de Bienville. La localisation des coupes se trouvent sur la figure 4.



Figure 6

Discordance Protérozoïque/Archéen montrant une arénite dolomitique contenant un horizon d'intraclastes dolomitiques (flèche supérieure) ainsi qu'une rudite à dragées de quartz aplaties, situées immédiatement au-dessus du contact entre les orthogneiss archéens et les dolomies protérozoïques (flèche inférieure; voir coupe 2, figure 5).

ure 5) où se remarquent des structures entrecroisées, des figures de dessiccation et des rides de plages centimétriques (Fig. 9, 10 et 11).

La séquence se poursuit par des grès plus ou moins dolomitiques et des quartzites localement peu épais (< 5m). Les quartzites situés au centre de la coupe 2 (Fig. 5) ont plus de 60 m d'épaisseur (Fig. 12); ils contiennent des lits entrecroisés de dimensions métriques et montrent un contact d'érosion avec le trapp sommital. La base des volcanites est invariablement occupée par une séquence d'une dizaine de mètres de puissance contenant des grès dolomitiques (Fig. 13), interlités avec des dolomies massives et surmontées de siltites vertes, rouges ou noires et conglomératiques par endroit (Fig. 14). Sur l'île aux Chiens (coupe 1 de la figure 5), la base des volcanites est occupée par une séquence de chert d'une dizaine de mètre d'épaisseur, de couleur verte et rouge, contenant des intraclastes décimétriques de cherts lités (Fig. 15) et des passées de siltites et de grès de couleur rouge foncé ou verte. Localement des lits de chert et de grès interlités montrent des plis ou des circonvolutions (Fig. 16), immédiatement sous la coulée basaltique I, située à la base de la séquence.

La semelle des volcanites basaltiques formant le trapp de

l'arc Nastapoka est caractérisée localement par une brèche d'au plus 1.5 mètre d'épaisseur contenant des cailloux anguleux de basaltes décimétriques englobés dans une matrice de dolomie de couleur brune (Fig. 17). Dans la partie sud des îles Manitounuc, le contact entre le trapp basaltique et les quartzites est occupé par une zone litée et bréchique de pépérite (lave spillitique sodique et potassique), cimentée par une matrice de dolomie (Biron, 1972). Exceptionnellement, la base des volcanites contient des enclaves de grès ou de rudites; ailleurs, la roche n'est pas perturbée et montre généralement une texture de trempe dans les laves au contact des dolomies. À plusieurs endroits, le contact des volcanites soulignent des surfaces d'érosion avec les sédiments. Les volcanites sont discordantes sur la stratification des grès sous-jacents (Fig. 18) ou épousent des reliefs accentués provoquant une distribution radiale du débit prismatique (Fig. 19). La roche sous-jacente prend la forme d'un homoclinal ou d'un pli irrégulier, dont l'origine pourrait être causée par une déformation cassante et/ou ductile antérieure ou synchrone à la mise en place même de la coulée. À un autre endroit sur les îles Manitounuc, les sédiments situés immédiatement sous les volcanites montrent un pendage de 60° vers l'est qui contraste avec une inclinaison moyenne de 5 à 10° vers l'ouest du Groupe de Nastapoka. L'inversion du pendage pourrait être reliée à une déformation cassante locale, synchrone du volcanisme ou postérieure. Finalement, les volcanites peuvent être en contact de faille directement avec le socle orthogneissique archéen. À un endroit, on note la présence d'une brèche tectonique subverticale de 5 mètre d'épaisseur, montrant des fragments de socle d'échelle décimétrique, arrondis ou anguleux dans une matrice de matériau broyé, de nature à la fois volcanique et granitique.

Au nord de l'embouchure de la petite rivière à la Baleine, la séquence volcanique formant le trapp de l'arc Nastapoka comprend 4 coulées (Fig. 20), avec, entre la coulée 1 et 2, une petite séquence détritique. La coulée de base 1, contient des zones à phénocristaux de plagioclase de 1.5 mètre d'épaisseur montrant des contacts irréguliers avec les zones dépourvues de phénocristaux (Fig. 21). À cause des contrastes rhéologiques, certaines parties des zones à phénocristaux se comportent comme des macro-intraclastes et flottent pour ainsi dire, dans une lave plus dense; ailleurs, ces zones forment des chenaux ou montrent des formes arrondies. Les observations suggèrent que dans la coulée I, les différentes formes et structures des zones à phénocristaux sont en fait, des volumes plus ou moins sphériques et des chenaux recoupés par une surface d'érosion. La base de la coulée contient des zones vésiculaires dépourvues de phénocristaux. Pour sa part, le sommet contient des zones à grands cristaux de plagioclase, de 5 à 10 centimètres de côté et des zones

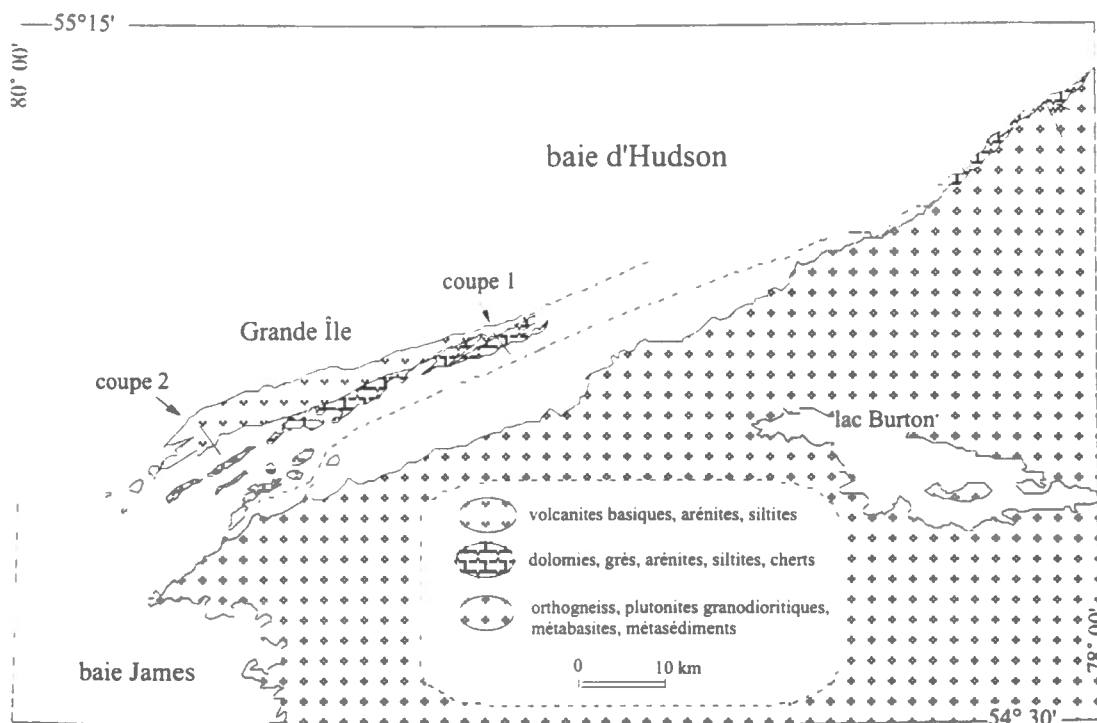


Figure 7

Distribution des roches protérozoïques dans la portion sud de l'arc Nastapoka, secteur de Grande Île, mettant en évidence les dolomies en discordance sur les orthogneiss et les plutonites granodioritiques de la côte, surmontées par des arénites variés, des siltites, des cherts; un trapp basaltique coiffe la partie nord-ouest de Grande Île, comparable à celui des îles Manitounuc et celui situé au sommet de l'empilement stratigraphique de la partie ouest du lac Guillaume-Delisle (Ciesielski et al. 1983, Chandler 1988).

sans phénocristaux, séparées par des bordures de trempe. On note par endroit, du granoclasement dans la zone à phénocristaux ainsi que du fluage magmatique subhorizontal. Le sommet de la coulée 1 montre une zone d'altération vacuolaire à épidote et chlorite, d'une dizaine de mètres d'épaisseur. La coulée 2 (surmontant la coulée 1) est homogène et contient des petits phénocristaux en position horizontale, lorsque de forme allongée. Le contact entre les coulées 1 et 2 est souligné par des zones tufacées et silteuses finement stratifiées ainsi que par quelques structures coussinées (Fig. 22). À l'extrémité sud-ouest des îles Manitounuc (Fig. 5), le débit prismatique de la coulée de base 1 est très développé et montre de fortes perturbations et des flexures primaires, probablement dues au mouvement de la coulée le long de pentes à faible inclinaison (Fig. 23). Plus au nord, dans le secteur du lac Guillaume-Delisle, immédiatement au nord du Goulet (voir la carte géologique dans Chandler 1988), jusqu'à 7 coulées successives ont été reconnues. La séquence volcanique comprend des contacts normaux entre les coulées ou des zones à structures coussinées étirées, des brèches plus ou moins lenticulaires associées à des zones tufacées et

silteuses finement stratifiées et des zones vacuolaires et amygdalaires montrant, par endroits, des agates de couleur rose de dimensions décimétriques.

Arc Nastapoka sud

Au sud de Kuujjuarapik, le long de l'arc Nastapoka (Fig. 3), les dolomies qui forment la base du Groupe de Nastapoka sont en discordance sédimentaire et faillée sur les orthogneiss du socle archéen. Ces dolomies sont de couleur grise et inclinées entre 5 et 10° vers l'ouest; elles ne diffèrent en rien de celles trouvées à plusieurs endroits le long de l'arc, vers le nord-est et décrites plus haut par Chandler (1988, p. 67). Elle contiennent des stromatolites de formes variées et des concrétions de chert noir (Fig. 24). La roche montre des brèches tectoniques causées par des failles orientées au nord-ouest (Fig. 25).

Grande Île

Grande Île est située immédiatement au nord de la jonction de la baie James et de la baie d'Hudson, (Fig. 7). Elle est



Fig. 8

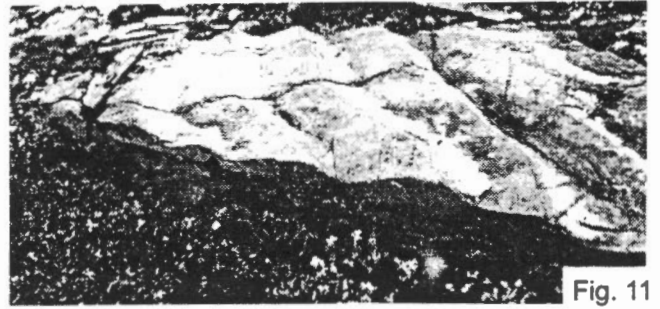


Fig. 11

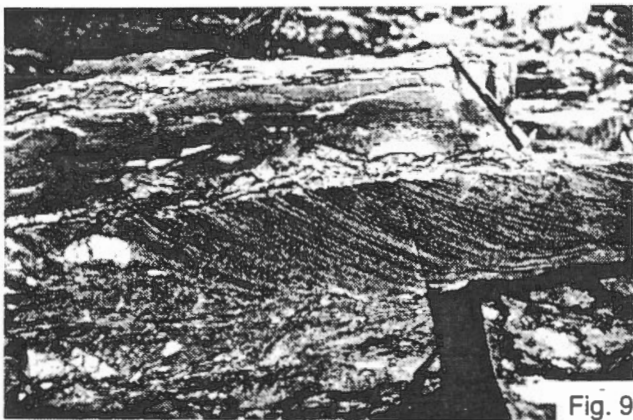


Fig. 9

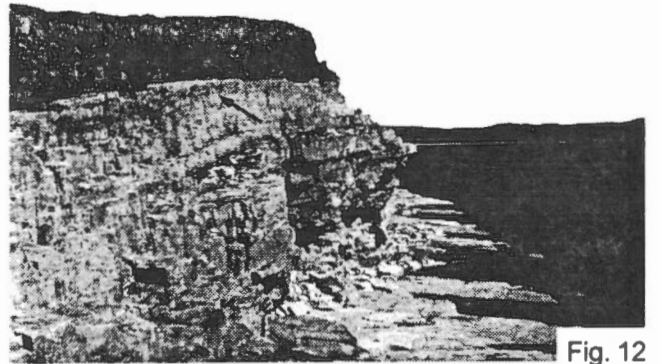


Fig. 12

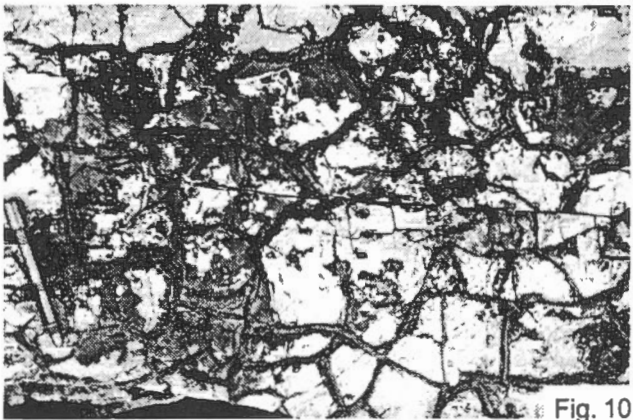


Fig. 10

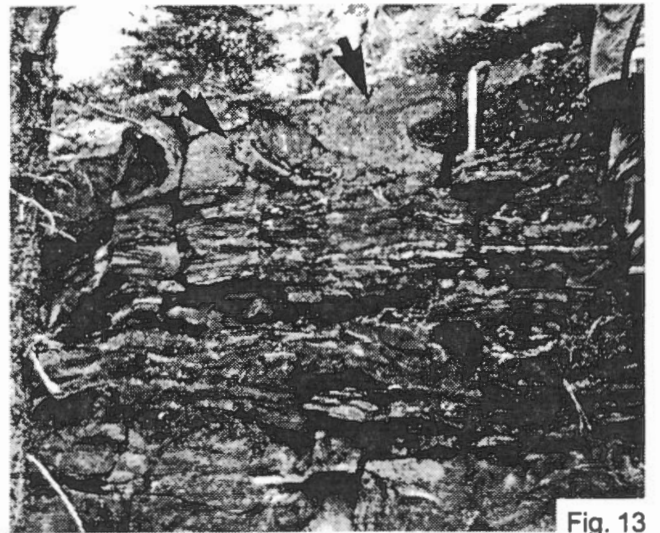


Fig. 13

Fig. 8 Brèche à intraclastes de dolomie cherteuse stratifiée, de dimensions centimétriques et métriques, cimentés par de la dolomie. Fig. 9 Stratifications entrecroisées de dimension métrique dans un grès dolomitique; localisation : entre les quartzites et le trapp volcanique, à 1 km au sud de la coupe 7, figure 5. Fig. 10 Structures de dessiccation dans une arénite quartzique silteuse. Fig. 11 Rides de plage de 1 cm de profond et de longueur d'onde de 11 cm. L'échantillon montre des figures de dessiccation sur sa face antérieure. Fig. 12 Falaise de quartzites surmontés de coulées basaltiques dans la partie méridionale des îles Manitounuc en face de Kuujjuarapik. Notez que la coulée de base tronque le sommet de la séquence de quartzites (flèche). Fig. 13 Banc stratifié de grès dolomitique ferrifère, contenant des lits et des intraclastes de siltites (flèche), des structures convolutées, des plis syngénétiques métriques (flèches) et quelques stromatolites.

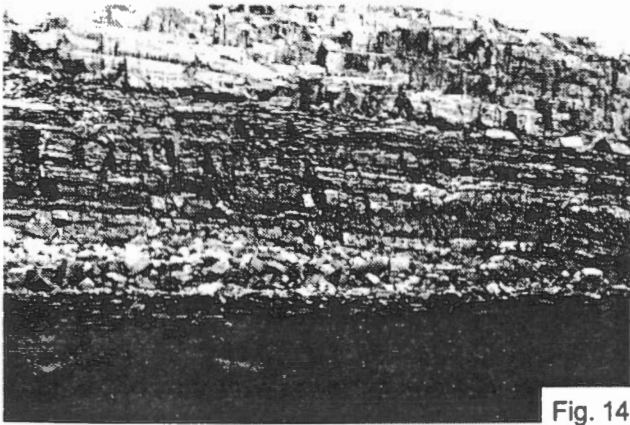


Fig. 14

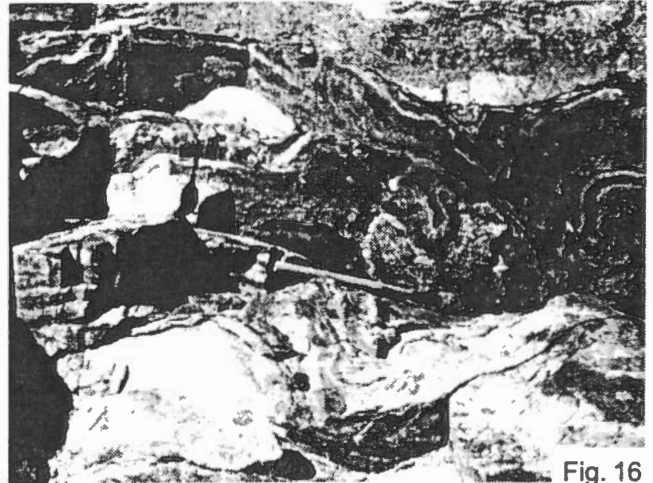


Fig. 16



Fig. 15

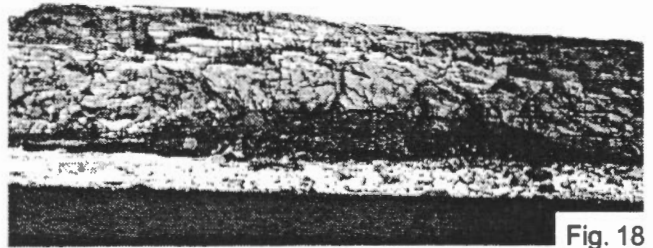


Fig. 18

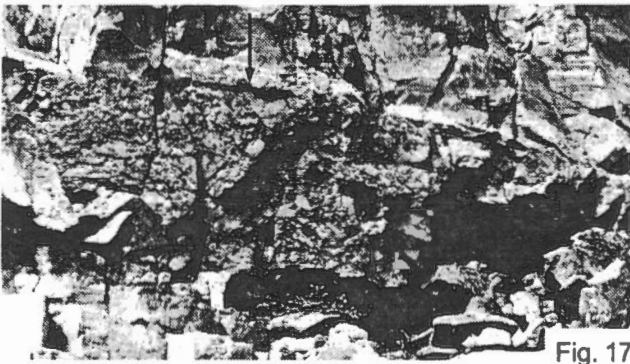


Fig. 17



Fig. 19

Fig. 14 Banc de siltites stratifiées noires de 6 m d'épaisseur; localisation : entre les dolomies et le trapp volcanique, entre la coupe 6 et 7 de la figure 5. Fig. 15 Cherts de l'île aux Chiens au large de Kuujjuarapik, montrant des intraclastes de chert bicolore stratifiés dans une matrice de chert et de chert silteux finement stratifié et contenant des lits de siltites et de rudites. Fig. 16 Plis syngénétiques de dimensions métriques localisés dans les cherts et les siltites de l'île aux Chiens et situés immédiatement sous la première coulée basaltique. Fig. 17 Brèche à ciment dolomitique de 1.5 mètre d'épaisseur, contenant des fragments anguleux ou arrondis de basalte de dimensions centimétriques; localisation : entre le trapp volcanique et la séquence de quartzite dans la partie méridionale des îles Manitounuc. Fig. 18 Contact d'érosion entre le trapp volcanique et les sédiments montrant la coulée de base tronquant la stratification des siltites noires sous-jacentes; localisation : secteur de la coupe 7, figure 5. Fig. 19 Contact d'érosion entre le trapp volcanique et les siltites ferrifères bicolores sous-jacentes; localisation : entre les coupes 7 et 8, figure 5. La coulée montre un débit prismatique radial suggérant une mise en place sur un relief accentué. La roche sous-jacente montre une forte perturbation dont des plis syngénétiques de dimensions centimétriques et métriques.

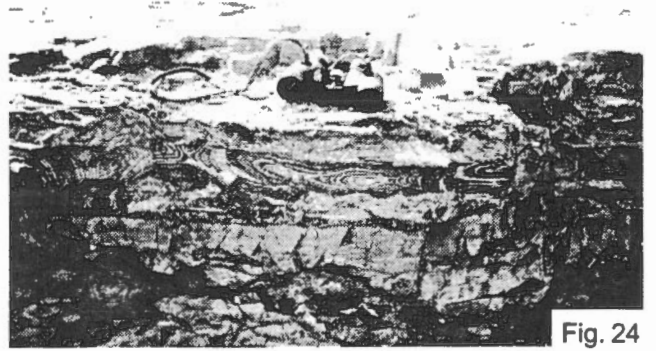
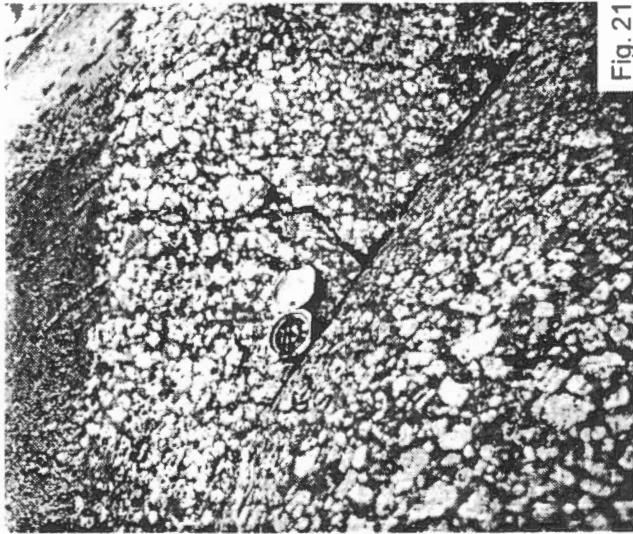
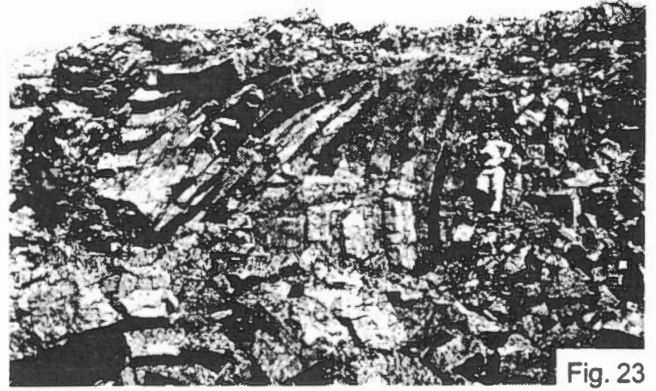
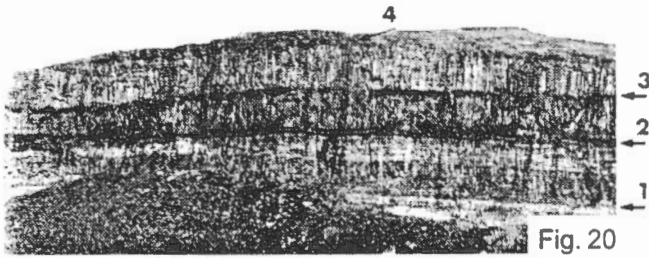


Fig. 20 Quatre coulées basaltiques distinctes (numérotées de 1 à 4) telles que vues à partir de la rive sud de l'embouchure de la petite rivière de la Baleine; coupe 11, figure 4 et 5. On distingue la base de la coulée 4 au sommet de la falaise, les zones d'altérations entre les coulées ainsi que les arénites stratifiés à la base du trapp basaltique. Notez la stratification interne de la coulée 1 due à des concentrations variables de phénocristaux de plagioclase. Fig. 21 Zones à phénocristaux centimétriques dans la partie centrale de la coulée de base; localisation : rive nord de l'embouchure de la petite rivière de la Baleine. Fig. 22 Structure coussinée à la base de la première coulée du trapp basaltique. Fig. 23 Débit prismatique dans la coulée basale du trap basaltique de Nastapoka montrant une flexure syngénétique; localisation : secteur méridional des îles Manitounuc. Fig. 24 Lit de cherts carbonatés de 30 cm d'épaisseur contenant des concrétions de chert noir et gris clair à stratifications concentriques; localisation : dans un lambeau de dolomies situées sur la côte, au sud-ouest de Kuujuarapik. Fig. 25 Brèche de faille d'orientation nord-ouest, à ciment dolomitique contenant des éléments centimétriques et métriques, arrondis et anguleux de dolomie grise et de chert noir; même localisation.

essentiellement composée d'une séquence gréseuse et carbonatée surmontée par des volcanites. Une série d'îles allongées de petites tailles occupent le détroit séparant Grande Île de la côte: elles sont composées d'une formation de dolomie faiblement inclinées vers le nord-ouest. Il n'est pas possible de mesurer précisément sa puissance étant donné sa situation géographique, mais on peut l'évaluer à plusieurs centaines de mètres. Des grès dolomitiques situés entre les dolomies du détroit de Grande Île et les roches volcaniques sommitales contiennent des fractures injectés de sédiments quartzeux maintenant consolidés.

Une séquence d'une épaisseur de 200 m décrite dans la coupe 1, surmonte la formation de dolomie basale; localement, une séquence détritiques décrite dans la coupe 2 est située à la base des volcanites.

Coupe 1, figure 7

types de roches	épaisseur
volcanites	
siltite bleu métallique	3 m
grès ferrifères carbonatés	10 m
siltite bleu métallique, lutite rouge à oolites	5 m
passage graduel	1 m
siltite stratifiée	10 m
grès à laminations entrecroisées	
lits convolutés, flammes	10 m
surface d'érosion	
dolomie à stromatolites	20 m
brèche sédimentaire, chert	

Coupe 2, figure 7

types de roches	épaisseur
volcanites	
siltite pyriteuse	10 m
volcanites	20 m
grès ferrifères carbonatés	10 m
siltite à chert, intraclastes de dolomie et ankérite	

Les grès ferrifères carbonatés sont continus latéralement sous les volcanites, sur la moitié ouest de Grande Île. Des contacts d'érosion existent localement entre les siltites pyriteuses, les grès ferrifères carbonatés et les volcanites respectivement.

Formation de Sakami

La formation de Sakami comporte plusieurs lambeaux de roches détritiques localisés dans la partie nord-est de la

sous-province de Bienville. Le lambeaux du lac Gayot et le graben du lac Cambrien sont situés plus à l'est et seul le lambeaux de la petite rivière de la Baleine est visible sur la figure 3 (Eade, 1966; Clark, 1984; voir aussi les travaux récents de Gosselin et Simard, 1998).

La stratigraphie de la formation de Sakami se décrit comme suit:

Coupe du groupe de sakami

types de roches	épaisseur
grès et quartzite de couleur saumon,	
interlits blancs et oranges,	610 m +
lits entrecroisés	
hiatus, faille orientée au est-nord-est	
conglomérat grossier, galets de granite rose, filons de quartz, matrice gréseuse rouge, grès rouge avec lits entrecroisés	152 m
lutite rouge brique, rudite, lits de grès et galets de granite, arkose rouge	91 m
grès ± conglomératique, conglomérat rouge arkosique, lutite	152 m
conglomérat à gros galets de granite et de quartz blanc, matrice arkosique rouge; passage graduel au régolithique sous-jacent	30 m

Les strates sont inclinées au sud et bordées au nord et au sud par un escarpement de granite, orienté à l'est-nord-est. La séquence est recoupée par une faille parallèle au contacts et limite les grès saumons au nord et les conglomérats grossiers au sud, suggérant des dépôts torrentiels locaux et des dépôts subséquents de types fluviaux épicontinentaux beaucoup plus étendus (voir Eade 1966).

Archéen

Socle gneissique

Orthogneiss

Gneiss enderbitique *1

Les gneiss enderbitiques se présentent en enclaves de dimensions métriques à kilométriques, de couleur verdâtre; ils sont faiblement foliés et montrent des contacts nets ou diffus avec les gneiss granodioritiques encaissants de couleur plus rosée, formant le socle. Les gneiss enderbitiques sont généralement à grains grossiers et contiennent deux pyroxènes, de la biotite et des amphiboles. Les gneiss contiennent en outre des enclaves arrondies, allongées ou anguleuses de diorite, d'amphibolites et d'ultrabasites de dimensions métriques et décimétriques. Les metabasites se trouvent, par endroit, sous forme d'agmatites et de brèches envahies par du matériel granitique et pegmatoïde.

Les assemblages ferromagnésiens suivants ont été répertoriés:

cpx-opx-mag-bi (ho)²
cpx-ho-bi-mag ± ti
cpx-mag-bi
opx-bi-qz (sym)-mag

Gneiss granodioritique *

Les gneiss granodioritiques sont généralement grenus, porphyriques par endroits; ils sont hétérogènes et leur déformation est variable. Ils contiennent plusieurs types d'enclaves arrondies, anguleuses ou allongées plus ou moins assimilées de roches plutoniques intermédiaires; ils montrent aussi des enclaves, des brèches anguleuses ou des dykes d'amphibolites et des ultrabasites plus ou moins rubanées de dimensions centimétriques et métriques reprises par des phases granitiques pegmatoïdes. Ces gneiss sont en outre, affectés par une mobilisation de composition granitique (sensu lato) variée associée à un rhéomorphisme prononcé par endroit. Les figures 26 à 37 illustrent l'aspect macroscopique des gneiss de Bienville, ainsi qu'une bonne partie des enclaves et des dykes qui y sont présents.

L'assemblage ferromagnésien à *ho-bi-mag-ti ± ap ± cpx*, domine la minéralogie.

¹ : Les descriptions pétrographiques des unités portant un astérisque sont placées en Annexe A.

² : Les abréviations des minéraux sont décrites en Annexe A

Enclaves

Gneiss microgrenus *

Des enclaves de roches microgrenues sont contenues dans les gneiss de tous les secteurs de la sous-province de Bienville. Elles sont généralement foliées et rubanées et leurs dimensions sont métriques; certains montrent des aspects de roches d'origine sédimentaire.

Par ordre d'importance, les assemblages minéralogiques suivants ont été observés:

cpx-ho-bi-plag-sph (mag-or-ap)
plag-ho-qz (or-bi-ti-mag)
plag-bi-mag-ap

Ultrabasites *

Les ultrabasites se présentent sous forme d'enclaves arrondies, allongées ou anguleuses de dimensions centimétriques et métriques, généralement peu déformées et peu altérées; elles sont contenues dans des orthogneiss enderbitiques ou granodioritiques. Par endroits, ces enclaves sont associées à des amphibolites rubanées ou à des dykes d'amphibolites déformées de quelques mètres de largeur. Les ultrabasites se trouvent aussi dans des agmatites, des brèches magmatiques ou en enclaves arrondies ou anguleuses de di-

mensions métriques reprises par des granites pegmatoïdes (Fig. 31); ces enclaves peuvent montrer une rétro-morphose en hornblende ou une altération en talc-chlorite à l'interface avec les gneiss ou les granites pegmatoïdes encaissants. Les principaux assemblages ferromagnésiens sont les suivants:

ho-talc-opx-bi-mag
ho-cpx-bi-mag
cpx-ol-bi-mag
ho-bi
opx-cpx-ho-chl-plag-bi-mag
cpx-ho-plag-bi-mag

Amphibolites *

Les amphibolites se présentent en enclaves métriques ou décimétriques arrondies, boudinées, anguleuses, allongées ou sous forme de dykes plus ou moins déformés et plissés. Elles sont, le plus souvent, rubanées ou litées et peu altérées, associées par endroits, à des ultrabasites et des métasédiments (Fig. 27, 29, 32 à 36).

Par ordre d'importance des minéraux, les assemblages ferromagnésiens des amphibolites sont les suivants:

ho-plag
ho-plag-bi
ho-plag-cpx-(bi-mag)

Paragneiss à biotite

Les paragneiss à biotite se retrouvent principalement dans la partie sud-ouest de la sous-province de Bienville. Ils sont associés, par endroits, aux amphibolites et forment des enclaves métriques peu altérées et dont certaines sont allongées dans le plan de foliation. La roche est équigranulaire et la granulométrie des minéraux est sub-millimétrique ou millimétrique. Les interfaces entre minéraux sont le plus souvent irrégulières et les biotites montrent de la corrosion et une rétro-morphose locale en chlorite. Par endroits, le plagioclase (An 25-35) est altéré en séricite. L'apatite et le zircon sont accessoires. Par ordre d'importance des minéraux, les assemblages des paragneiss se décrivent comme suit:

plag-qz-bi-gt ± mag
plag-qz-opx-bi-
plag-ho-bi-qz
plag-qz-mag-bi-ho
qz-cumm-mag

Séquences supracrustales

Les séquences supracrustales cartographiées se retrouvent concentrées au sud-est et au sud-ouest de Kuujuarapik respectivement dans la bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant et dans celle du lac Burton et à l'est du lac Bienville, dans la bande du lac Brésolles (Fig. 3)

Bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant

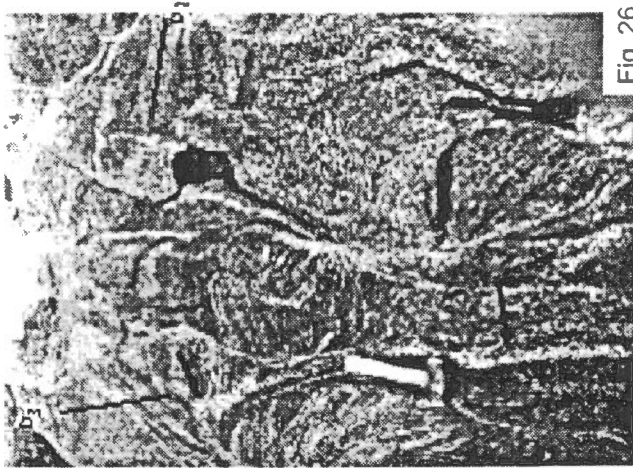


Fig. 26

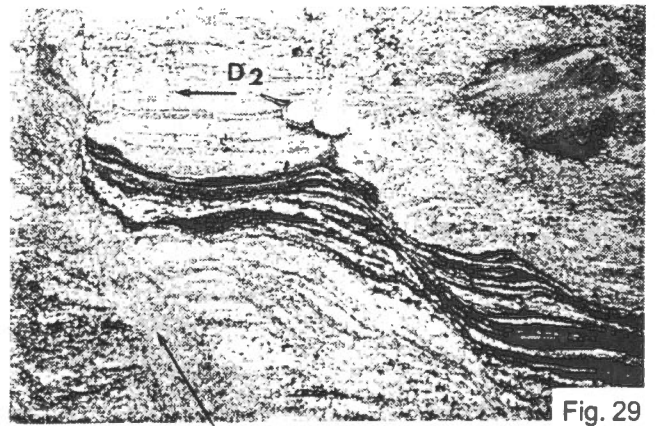


Fig. 29

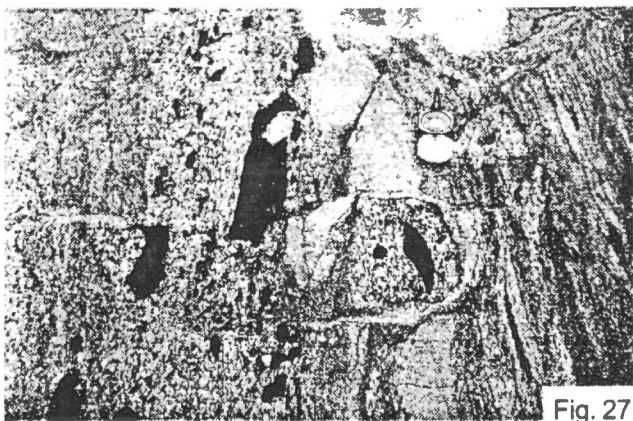


Fig. 27

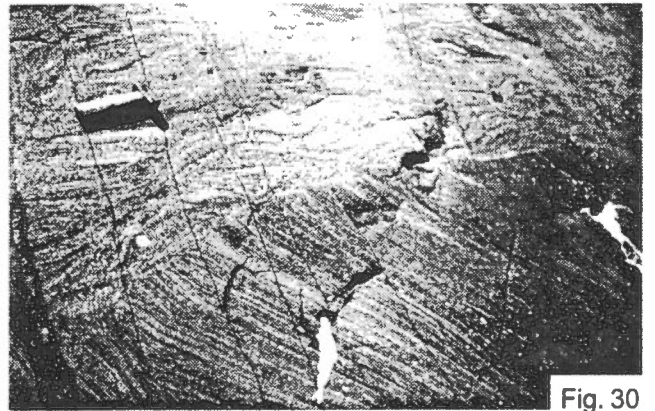


Fig. 30

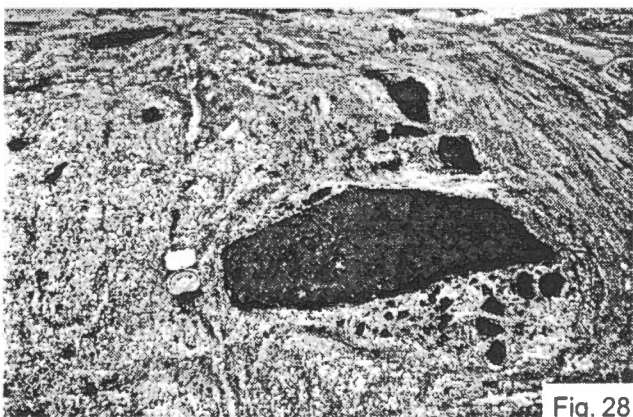


Fig. 28

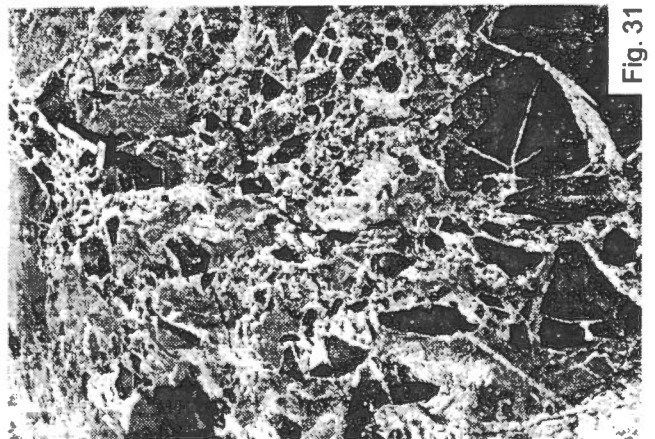


Fig. 31

Fig. 26 Gneiss granodioritique typique de la sous-province de Bienville montrant une foliation D_2 pénétrative soulignée par une ségrégation ferromagnésienne; la déformation est reprise par une phase D_3 sous forme de Z déversé, marquée par des veines anatectiques riches en feldspaths potassiques (flèches). Fig. 27 Enclaves basiques dans les gneiss granodioritiques grossiers, rubanés et hétérogènes montrant des phases de granitisation tardive. Fig. 28 Idem, enclave basique métrique dans un gneiss granodioritique à grains grossiers, très rubané à droite de la photo, hétérogène et montrant des phases de granitisation tardive autour des enclaves. Fig. 29 Enclave de metabasite étirée dans les gneiss granodioritiques relativement homogènes repris par la phase D_3 oblique. Fig. 30 Gneiss granodioritiques hétérogènes par endroit, montrant une texture porphyroclastique, un rhéomorphisme prononcé, ainsi qu'une troncature tectonique montrant un angle de 60° . Notez la présence de fractures limonitisées orientées au nord-ouest à gauche de la photo. Fig. 31 Agmatite à matrice granitique montrant des éléments anguleux de méta-ultrabasites et de metabasites rétro-morphosés localement en chlorite-épidote.



Fig. 32

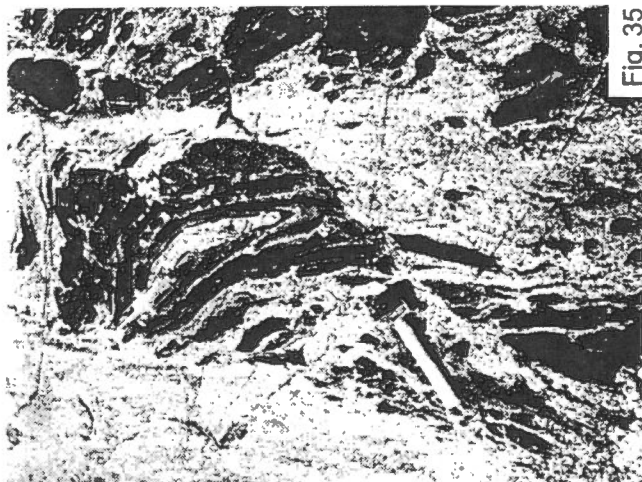


Fig. 35

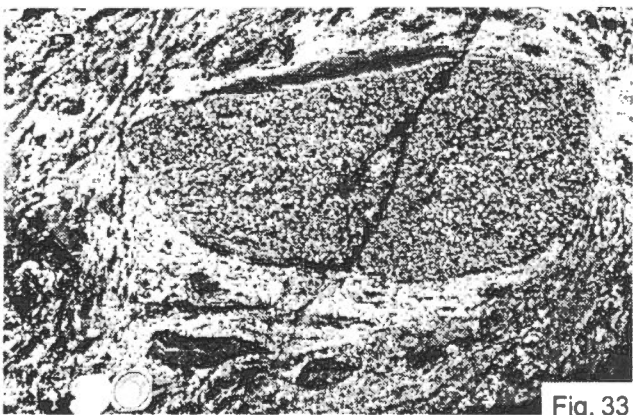


Fig. 33



Fig. 36

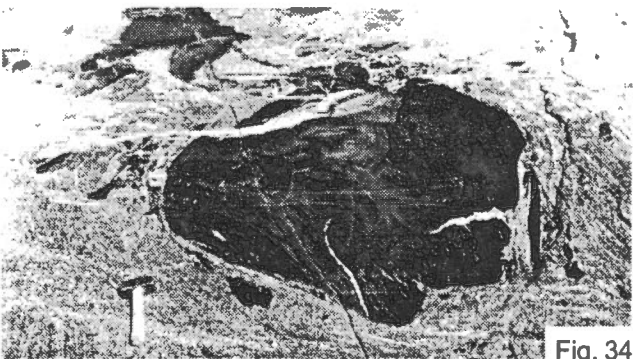


Fig. 34



Fig. 37

Fig. 32 Métabasite et ultrabasite stratifiées enclavées dans des gneiss de Bienville relativement homogènes. Notez que les foliations internes et externes à l'enclave sont orthogonales. Fig. 33 Enclaves de métagabbros dans les gneiss de Bienville mésocrates hétérogènes. Fig. 34 Enclaves de métabasites boudinées dans les gneiss de Bienville homogènes. Notez que les foliations internes et externes à l'enclave sont quasi parallèles. Fig. 35 Enclaves métabasiques rubanées, bréchiques et plissées dans les gneiss de Bienville homogènes. Fig. 36 Dyke métabasique rubané, recoupant les orthogneiss de Bienville homogènes et repris par la foliation D_2 , formant un angle de 20° avec le mur du dyke. Fig. 37 Dyke méta-ultrabasique recoupant les gneiss de Bienville et recoupé par une phase pegmatitique issue par fusion in situ des orthogneiss de Bienville.

La bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant mesure 30 km de long par 3 km de largeur en moyenne; elle est composée de roches volcaniques et sédimentaires plissées selon un synforme principal orienté N 345° et structuralement discordant sur les gneiss granodioritiques adjacents, orientés principalement ouest-nord-ouest. Deux lambeaux d'échelle kilométrique, principalement constitués de roches sédimentaires se trouvent à l'est de la bande du lac Fagnant et sont orientés au nord-ouest. Dans la partie centrale et méridionale de la bande du lac Fagnant, les contacts avec les gneiss encaissants sont recoupés par des granites pegmatitiques non déformés. La bande comporte une partie nord, volcanique et sédimentaire et une partie sud, sédimentaire et ultrabasique (Fig. 38). La partie nord de la bande a été subdivisée en deux groupes stratigraphiques, (Fig. 39) nommément Mac-Isaac et Fagnant, comprenant cinq formations (Mercier, 1981; Mercier et Ciesielski, 1983).

Le groupe de Mac-Isaac comprend trois formations qui de la base au sommet se décrivent comme suit:

Amphibolites

Cette formation, d'une épaisseur de 400 m, est formée essentiellement d'amphibolites vertes mélanocrates, associées à des amphibolites bleu clair, des quartzites blancs et des micaschistes mélanocrates. Les amphibolites vertes sont généralement grenatifères et exhibent une foliation marquée.

Pétrographie

La roche est caractérisée par une texture nématoblastique (feutrage dense) de lattes de hornblende et cummingtonite de dimension variant de 0.2 à 0.5 mm et formant de 50 à 70% de la roche. La foliation est marquée par des biotites (0.5 mm), localement chloritisées. Les grenats almandins sont automorphes et riches en inclusions de quartz et d'amphibole. L'amphibolite bleu clair affleure plus rarement et montre une foliation beaucoup moins prononcée. Elle est formée de cummingtonite nématoblastique contenant des grenats ayant moins de 1 mm de diamètre et de rares cristaux de biotite et de plagioclase. Les nombreux niveaux de quartzite blanc ou rouille clair ont des épaisseurs variant de quelques mm à une dizaine de mètres; l'épaisseur et la fréquence des lits augmentent vers le haut de l'unité. En lame mince, le quartz est polygonal et associé à moins de 1% de petits grains de biotite et d'amphibole. La roche exhibe une stratification d'échelle millimétrique basée sur une variation de la taille des grains de quartz de 0.1 à 2 mm. Par endroits, les quartzites renferment des lits millimétriques de micaschistes mélanocrates; le fond granoblastique sub-millimétrique, comprend: quartz, plagioclase et 50% de biotite; secondairement, on retrouve des almandins automorphes de 1 à 3 mm, des sections xénomorphes de gédrites sub-millimétriques, des chlorites magnésiennes et des cordiérites

rétromorphosées en pinnite. Certains niveaux dans les amphibolites ou dans les micaschistes contiennent des galets décimétriques de gneiss tonalitiques étirés dans le plan de la schistosité.

Formation de fer

Cette formation est constituée d'un niveau continu d'une épaisseur variant de 50 à 150 m, formé d'arénites quartziques à magnétite et montrant un rubanement d'échelle centimétrique.

Pétrographie

Les lits leucocrates sont formés par des quartz granoblastiques sub-millimétriques. Les lits mélanocrates sont formés de microcristaux de quartz (0.05 à 0.2 mm), de granules de magnétite (30 à 50% en surface) et de petits cristaux de cummingtonite ou grunérite (20% en surface). À la base, les trente premiers mètres montrent une augmentation, dans les lits mélanocrates, de la proportion de cummingtonite (jusqu'à 60 % en surface), l'apparition de hornblende (hastingsite) et localement d'almandin poecilitique de diamètre variant de 1 à 5 mm.

Micaschistes

Cette unité montre un passage graduel avec la précédente et s'étend sur 250 m. Elle est formée de micaschistes noirs à grains fins, de micaschistes noduleux, de leptynites et de quartzites.

Pétrographie

Les micaschistes montrent un fond granoblastique de quartz et de plagioclase localement altérés; ils contiennent jusqu'à 30% de biotite dont la taille varie de 0.3 à 1 mm et, accessoirement, de la muscovite et de la chlorite. Des tourmalines automorphes (0.05 mm) et des grenats poecilitiques sont aussi présents. Les 50 premiers mètres de la formation contiennent des nodules de cordiérite. Ces derniers sont poecilitiques, généralement altérés et par endroits associés à la sillimanite. Des interlits de micaschistes grenus montrent des bandes micro-cristallines de biotite ou de muscovite, dans lesquelles ont cristallisés des xénomorphes poecilitiques d'andalousite (recristallisée en biotite) et de cordiérites altérées de grandes tailles. Les baguettes de sillimanite et les chlorites de rétro-morphose sont en quantités mineures.

Des bancs métriques de gneiss quartzo-feldspathiques apparaissent au sommet de la formation. Deux types se différencient par la présence d'augen millimétriques de quartz ou de plagioclase. La leptynite à plagioclase contient aussi des amas polycristallins de hornblende de 1 à 5 mm de longueur.

Le groupe de Fagnant comprend deux formations qui de la base au sommet se décrivent comme suit:

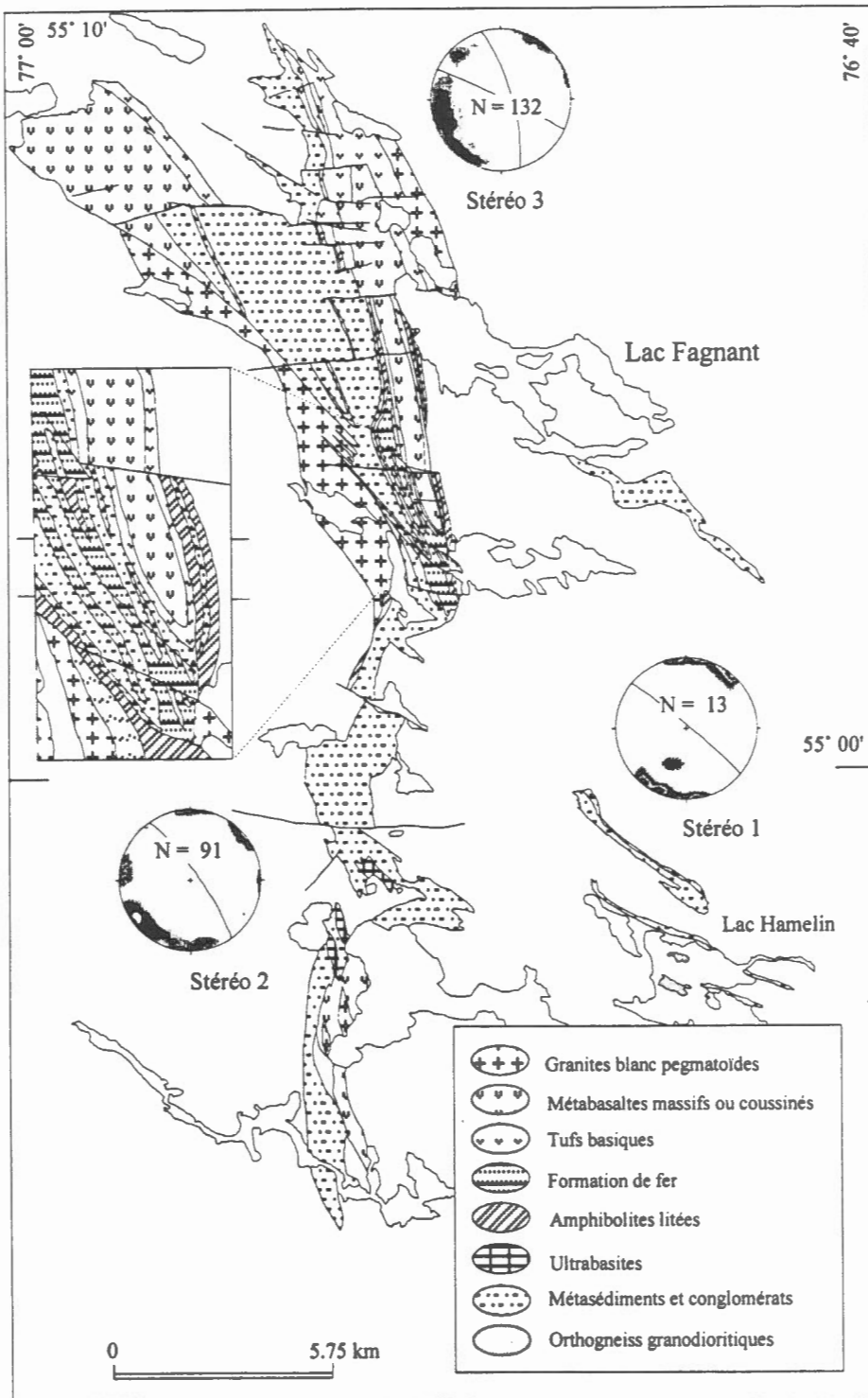


Figure 38

Bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant mettant en évidence un synclinal à plongement opposé, des séquences conglomératiques dans la partie sud et ouest et deux orientations de la déformation D_3 nord-sud et nord-ouest; modifiée de Mercier et Ciesielski (1983). Les failles est-ouest correspondent à la déformation fragile protérozoïque OSO, affectant les sous-provinces de Bienville et de La Grande.

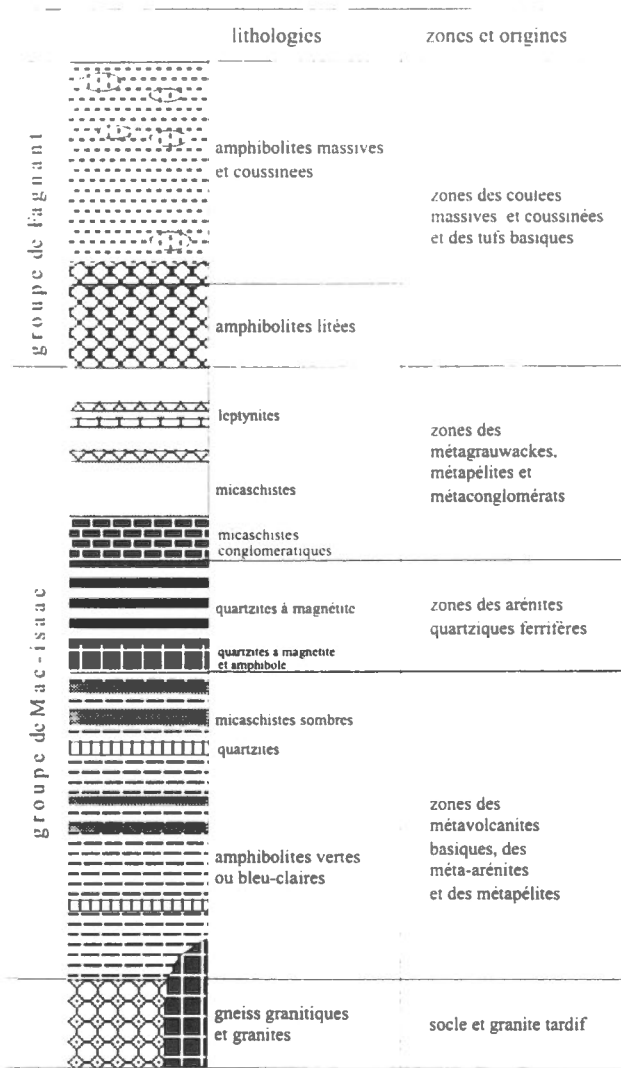


Figure 39
Coupe stratigraphique de la bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant d'après Mercier (1981).

Amphibolites rubanées

Cette formation s'étend sur 100 mètres d'épaisseur et comprend des amphibolites rubanées, dont les alternances mésocrates varient de 1 mm à 1 cm.

Pétrographie

Les lits clairs sont formés de 45% de plagioclase altéré, d'un feutrage de hornblende et des rubans de biotite et de muscovite accessoire. Les lits plus foncés sont formés de hornblende lépidoblastique (granoblastique si la coupe est perpendiculaire à l'axe C).

Amphibolites massives et coussinées

Les amphibolites massives, de couleur verte, montrent un

contact graduel avec la formation précédente. La foliation y est faiblement développée et des coussins étirés de 0.3 à 1.5 m de longueur, sont facilement reconnaissables par les bordures figées sombres mises en évidence par l'érosion (Fig. 40)

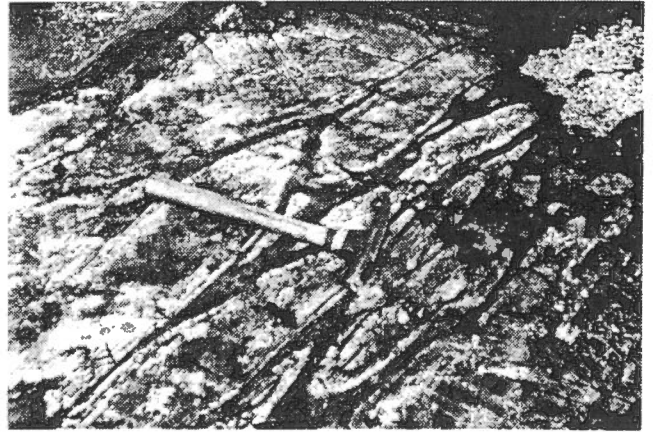


Figure 40
Structures coussinées et étirées dans les laves basiques sommitales de la bande du lac Fagnant, figure 39 (Photo E. Mercier, 1980).

Pétrographie

Les hornblendes nématoblastiques et granoblastiques sur fond de plagioclases altérés forment entre 60 et 80% de la roche, et jusqu'à 100% dans les bordures figées. La taille des hornblendes varie de 0.05 à 1 mm. Des microlites de plagioclase (An 50-55) corrodés se retrouvent dans les zones à grains fins et sont accompagnés par des cristaux xénomorphes de carbonate (0.2 à 0.5 mm) et des microlithons (fiammes) de quartz microplissés et alignés selon l'étirement des coussins. Au sommet des amphibolites massives, l'actinote diablastique remplace la hornblende et est accompagnée de granules d'épidote.

L'occurrence du lac Hamelin et du lac Burton

L'occurrence du lac Hamelin, située immédiatement au sud-est de la bande du lac Fagnant (Fig. 38), comporte une interstratification d'amphibolites, de métasédiments et d'horizons ferrifères. La séquence volcano-sédimentaire du lac Burton (Fig. 3 et 7) est constituée par une série d'affleurements situés sur l'île du lac Burton et sur une petite portion de sa rive sud du lac. Cette dernière séquence comprend une interstratification de métagrauwackes, d'horizons ferrifères et de métaconglomérats à galets de tonalites, d'amphibolites ainsi que de quelques horizons d'orthogneiss. En termes lithologique, textural et minéralogique, ces deux occurrences volcano-sédimentaires sont, en tous points, semblables à celle de la bande du lac Fagnant; leurs structures et assemblages minéralogiques sont

décrits plus loin en détail au chapitre du métamorphisme.

Bande volcano-sédimentaire du lac Brésolles

La bande volcanique du lac Brésolles est située à quelque 60 kilomètres à l'est du lac Bienville et est orientée à l'est-nord-est et au nord-ouest (Fig. 41). Elle mesure 20 km sur 10 km et montre essentiellement des metabasaltes, coussinés par endroit, des métatufs bicolores et des métagabbros. Un seul affleurement de schiste à muscovite a été répertorié dans la partie sud de la bande. Les roches volcaniques sont rubanées, à grain moyen ou fin; la seule lame mince disponible montre une amphibolite granoblastique recristallisée, à grains millimétriques d'actinote, de granules de magnétite, d'épidote et de chlorite intergranulaire. La partie est de la bande est bordée par une faille orientée au nord-est; le socle adjacent comprend des granites et des gneiss granitiques et tonalitiques à enclaves de paragneiss et d'amphibolite volcanogéniques. Les travaux récents de cartographie de la région, au 1 : 250 000e, sont publiés par Gosselin et Simard (1998); la bande volcaniques du lac Brésolles y porte le nom de Coulon.

Sous-Province de La Grande nord-ouest Couverture protérozoïque

La couverture protérozoïque située au nord de la sous-province de La Grande (Fig. 42) est essentiellement sédimentaire et représentée par plusieurs lambeaux de la Formation de Sakami qui repose en discordance sur le socle volcanique et plutonique archéen. Ils se distribuent le long de l'ancien parcours de la rivière La Grande (maintenant réservoir de LG 2, LG 3 et LG 4), entre LG 2 et LG 3 (anciennement lac Coutaceau), au nord de LG 3 et de LG 4 (lac Tilly et la rivière Laforge; Eade, 1966, Portella, 1980, Gauthier et al., 1997); Portella y décrit en plus les petits lambeaux du bassin Catherine et du bassin Béatrice, situés au nord-est de la rivière Laforge. Les lambeaux sont homoclinaux, faiblement inclinés vers le sud et rebroussés fortement au sud le long de failles sub-verticales orientées à l'est-nord-est. La partie inférieure des lambeaux surmontent localement des régolites au contact du socle; elle se compose de conglomérat, localement à galets de granite décimétriques, de rudite, de lutite et siltite rouge ou vert. La partie supérieure comporte des grès ou des quartzites oranges ou roses à grains de quartz triés noyés dans une matrice carbonatée. Pour plus de détails sur la stratigraphie, la pétrologie et sédimentologie de la formation de Sakami, le lecteur voudra bien se référer à Eade (1968), Sharma (1977), Fouques et Schumacher (1979), Portella (1980) et Clark (1984).

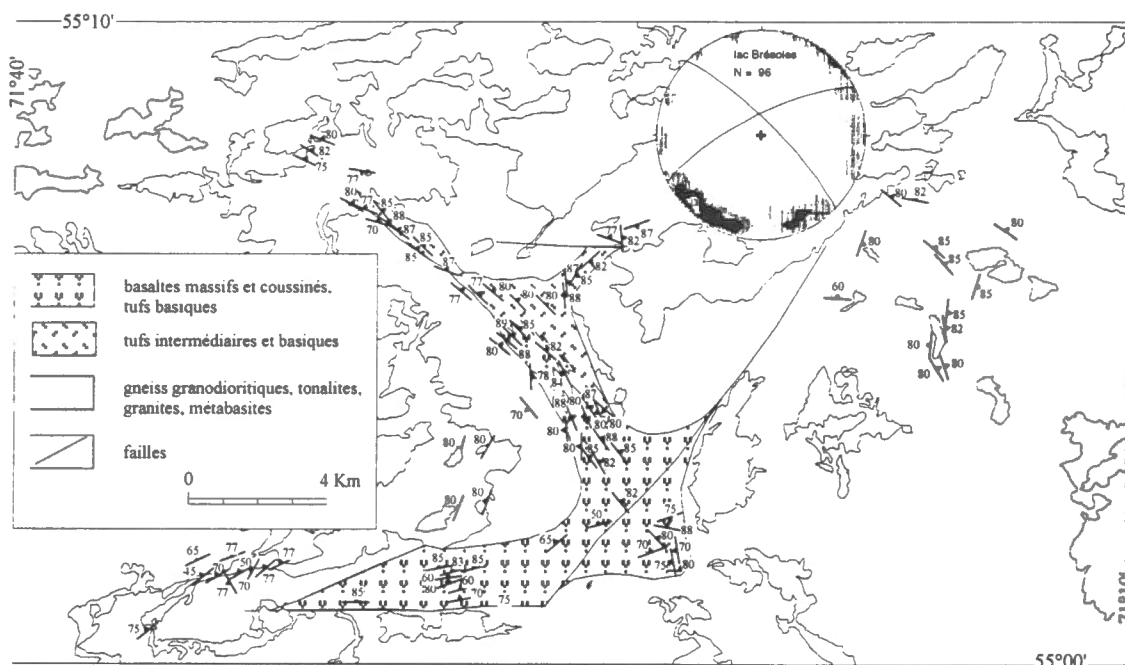


Figure 41

Bande volcanique du lac Brésolles, constituée de laves massives et coussinées interlitées avec des tufs basiques et intermédiaires, montrant des orientations au nord-ouest, est-ouest et nord-est. La partie est et nord-est de la bande est constituée de migmatites à trames d'amphibolites.

Socle archéen Granodiorites porphyriques *

Les granodiorites sont localisées au nord de la bande volcanique et plutonique de la rivière La Grande. Les roches sont particulièrement bien exposées le long de la baie James; elles ne sont en contact direct avec les volcanites que sur une petite partie de la bande située à l'intérieur du réservoir LG 2 (Fig. 42). Les roches sont porphyriques, le plus souvent faiblement déformées et contiennent des enclaves mélanocrates décimétriques anguleuses ou allongées.

Orthogneiss tonalitiques *

Les gneiss tonalitiques peuvent être observés en contact avec les volcanites de la rivière la Grande sur le réservoir LG 2 (Fig. 42). Les gneiss tonalitiques sont des roches leucocrates à mésocrates, à grains moyens, toujours déformées; elles contiennent des enclaves de métatufs et de metabasites généralement allongées dans la foliation et de dimensions variables.

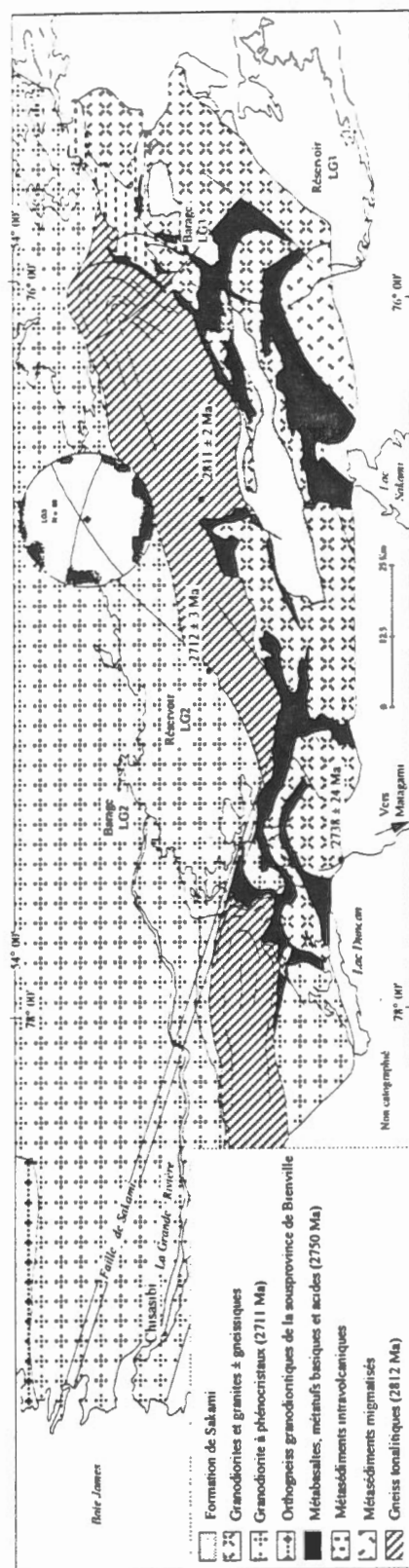


Figure 42

Bande volcano-sédimentaire de La Grande rivière mettant en évidence les gneiss tonalitiques en contact tectonique avec les volcanites à l'ouest du barrage de LG 3 et les granodiorites à phénocristes intrusives dans les tonalites et les volcanites. Les âges radiométriques sont de Mortensen et Ciesielski (1987) et Seymour et al. (1988). Voir les travaux de cartographie récents de Gauthier et al. (1997) et Goutier et al. (1998).

Déformation

Généralité

La couverture protérozoïque est affectée essentiellement par une phase de déformation fragile (voir Fig. 4). Les séquences sédimentaires montrent un pendage faible vers l'ouest de 5 à 10° en moyenne; des plis situés dans les séquences sous-jacentes aux coulées volcaniques sont interprétés comme étant syngénétiques. Une phase de déformation ductile ne peut être déduite à partir des données existantes.

Dans le socle archéen, le style de la déformation ductile des orthogneiss est ubiquiste dans la plus grande partie de la sous-province de Bienville, bien que le style change localement. La phase de déformation principale D_2 est grossièrement orientée à est-ouest et au nord-ouest et son intensité varie considérablement d'une région à l'autre et à l'intérieur d'une même région. Elle varie d'une foliation pénétrative peu prononcée à des rubanements et des gneissosités bien développées, localement porphyroclastiques. Le rhéomorphisme peut être très développé par endroit et relié aux enclaves qui montrent la présence d'une déformation antérieure D_1 , des degrés d'assimilation variables et des phases tardives de granitisation (voir figures 26 à 37). Les plis reprenant la foliation D_2 sont d'échelle centimétrique à métrique, généralement ouverts, mais peu développés. Cette conjonction produit des roches d'une grande hétérogénéité minéralogique. Une phase tardive D_3 reprend la phase principale D_2 de façon irrégulière et est associée au rhéomorphisme et à l'enrichissement en matériel granitique. La qualité des affleurements de l'arrière-pays n'a pas permis de faire dans tous les cas une analyse du style ou une mesure exacte des pendages de la phase principale ou de l'orientation des phases secondaires faiblement développées. Plusieurs des stéréogrammes de foliations qui suivent (Fig. 43), sont basés sur des pendages estimés et doivent être interprétés comme tels.

Sous-province de Bienville

Socle Archéen

Déformation ductile

Sous-province de Bienville est

Déformation D_2

Dans le secteur du lac Bienville, les gneiss granodioritiques sont peu déformés et montrent une foliation pénétrative, attribuée à la phase D_2 , de faible intensité ou variablement développée. Le stéréogramme montre deux orientations principales des foliations à 303° / 80° N et 285° / 80° N (Fig. 43, stéréogramme no. 1).

Sous-province de Bienville ouest centre et nord

Déformation D_2

La phase de déformation principale D_2 décroît du centre vers le nord-est, c.-à-d. de la région de Kuujjuarapik vers le lac Guillaume Delisle (Fig. 43). Cette dernière région montre une foliation des granitoïdes généralement peu développée et des agmatites reliées à des brèches d'ultrabasites et d'amphibolites et des phases pegmatoïdes. Les stéréogrammes (Fig. 43, no. 2 et 3) illustrent les orientations de la déformation principale D_2 . On note une variation des orientations moyennes des foliations à 151° / 88° S, 303° / 81° N et 287° / 81° N.

La partie sud-ouest montre les orientations moyennes des foliations attribuées à la déformation D_2 à 285° / 81° N et 082° / 75° S (Fig. 43 no 4). Le style de la déformation varie et montre localement un rhéomorphisme exprimé par des schlieren, des structures de fluage localement associées à des phases magmatiques tardives et par des enclaves, des brèches ou des agmatites centimétriques ou métriques plus ou moins assimilées ou granitisées (Fig. 26 à 37). Les interfaces entre certaines enclaves métabasiques allongées et les orthogneiss peuvent montrer des formes convolutées ou plissées d'échelle métrique ou décimétrique.

Les variations d'intensité ou d'orientation des foliations n'ont pu être mesurées qu'à cause de la surface nette d'altération des affleurements en bord de mer, ce qui n'exclut pas que de telles variations existent dans l'arrière-pays; elles ne peuvent être proprement observées à cause de l'altération et la couverture de lichens et de mousses des affleurements.

Quelques grands plis décimétriques ont été observés dans les orthogneiss au sud-ouest de Kuujjuarapik et sont associés à des filons de diabase de quelques mètres de largeur, métamorphisés au faciès amphibolite. Ces grands plis plongent moyennement vers le nord-ouest et sont générés à l'interface gneiss / diabase (amphibolite) lors de la déformation D_2 .

Déformation D_3

La déformation secondaire D_3 est illustrée par (1) des zones ductiles granitisées localement orthogonales à la déformation principale, par (2) des discordances structurales abruptes décimétriques ne montrant pas d'orientations systématiques (Fig. 30), ou par des foliations surimposées orientées au nord-ouest et au nord et associées à une phase de granitisation (Fig. 26 et 29).

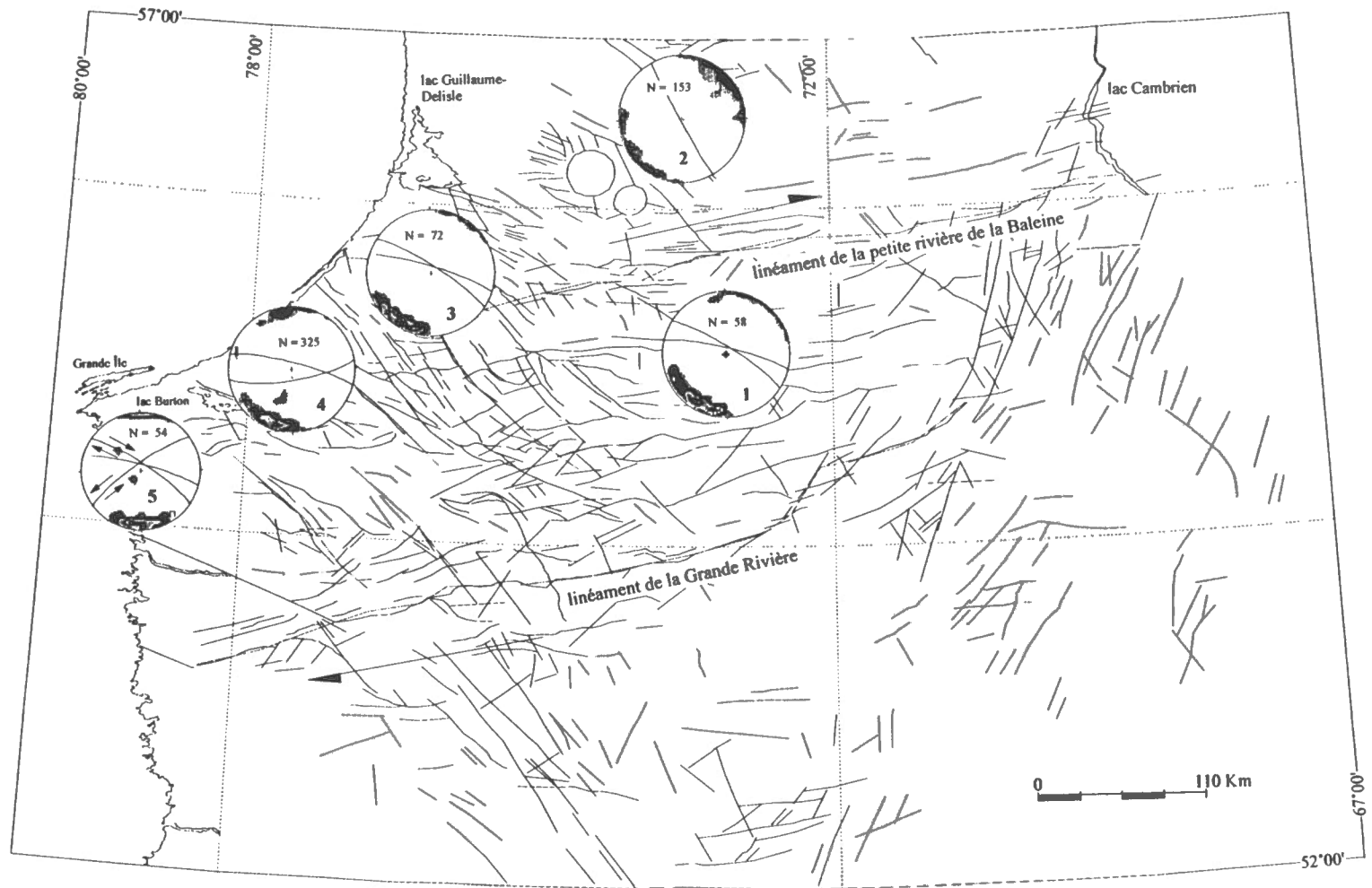


Figure 43

Carte des linéaments dans la sous-province de Bienville et distribution des foliations des orthogneiss dans la partie occidentale. Les linéaments et le modèle de tectonique cassante sont modifiés de Portella (1980). La numérotation des stéréonets correspond à 1 : lac Bienville, 2 : lac à l'Eau Claire, 3 : HBN, 4 : HBS, 5 : baie James.

Déformation D_1 dans les enclaves

Une déformation antérieure D_1 affectant les enclaves principalement metabasiques montrent des rubanements et des plis dont l'orientation est recoupée par la foliation principale associée à D_2 affectant les orthogneiss adjacents (Fig. 26 à 37). Un dyke metabasique allongé sur plusieurs centaines de mètres montre un rubanement minéral grossier parallèle au mur du dyke; il est ultérieurement recoupé, selon un angle de 15° , par la foliation principale D_2 affectant les orthogneiss adjacents (Fig. 36 et 37).

Sousprovince de Bienville ouest sud

Déformation D_2

La déformation principale D_2 est exprimée par une foliation très développée dans toute la partie sud-ouest de la sousprovince de Bienville. Le stéréogramme des foliations (Fig. 43, no. 5;) montre une orientation principale moyenne à $286^\circ / 81^\circ$ N. Le style de la déformation est contrôlé par deux phases magmatiques \emptyset_1 et \emptyset_2 , imbriquées mais diachroniques (Fig. 44, 45 et 46); les observations montrent l'existence d'une foliation, de plis et migmatisation (reliés à la phase de déformation D_2) recoupés par la phase granitique tardive \emptyset_2 et la déformation et migmatisation subséquente reliée à cette dernière. Ce qui suggère ou l'extension dans le temps de la phase de déformation D_2 , de post- \emptyset_1 à post- \emptyset_2 ou l'existence de deux phases de déformation distinctes D_{2A} et D_{2B} propre à chaque phase magmatique. Étant donné l'homogénéité et la coïncidence de la déformation D_2 visible sur certains affleurements et affectant ces deux phases magmatiques intrinsèquement reliées, la deuxième proposition apparaît la moins probable. La région comporte aussi des zones rhéomorphiques montrant des structures de fluage et de rotation et des schlieren localement associés à des enclaves plus ou moins assimilées, dans une matrice granitique et aplitique et des brèches et des agmatites basiques et ultrabasiques de dimensions décamétriques (Fig. 54, 55, 57 et 60). On assimile ces fluages à la déformation D_2 .

Déformation D_3

La déformation secondaire D_3 se caractérise par des zones ductiles étroites plus ou moins granitisées correspondant (1) à une schistosité de crénulation parallèle aux plans axiaux de plis déversés décimétriques, (2) à des bandes de cisaillements ou à des décrochements senestres et dextres locaux (Fig. 47 et 48) et (3), à des discontinuités tectoniques abruptes (Fig. 49). Les orientations des bandes de cisaillement sont illustrées sur le stéréogramme 5 de la figure 43. Cette déformation est localisée sur la côte est de la baie James et



Fig. 44

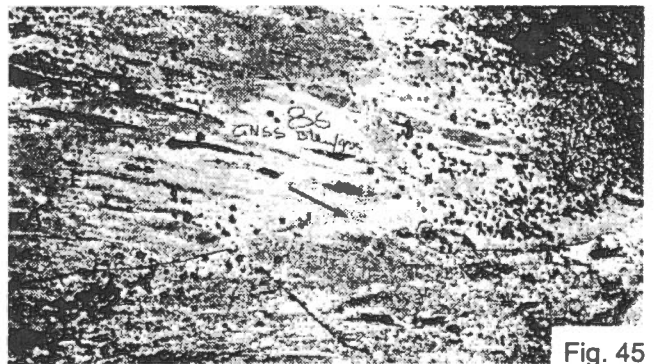


Fig. 45

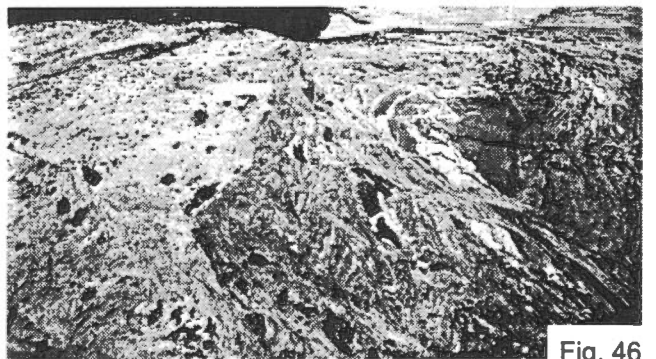


Fig. 46

Fig. 44 *Contact concordant (flèches) entre deux phases magmatiques granitiques tectonisées simultanément. La phase mésocrate montre des contenus en potassium inférieurs à la phase leucocrate. Fig. 45 Idem; phase leucocrate recoupant la foliation de la phase mésocrate (flèche au centre de la photo). Notez la foliation très développée dans la phase leucocrate recoupée à son tour par la phase mésocrate, à droite de la photo. Fig. 46 Idem; phase granitique leucocrate recoupant une phase de pli dans les gneiss mésocrates. Notez qu'une phase de déformation D_3 reprend une phase antérieure D_2 dans les gneiss mésocrates et recoupe des enclaves basiques migmatisées, parallèles à D_2 .*

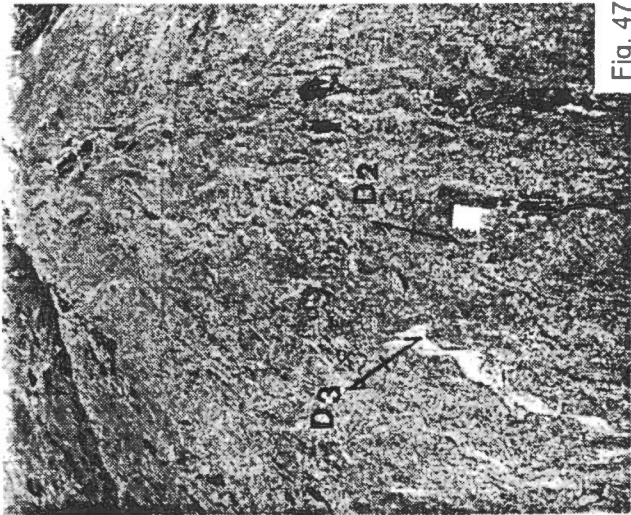


Fig. 47

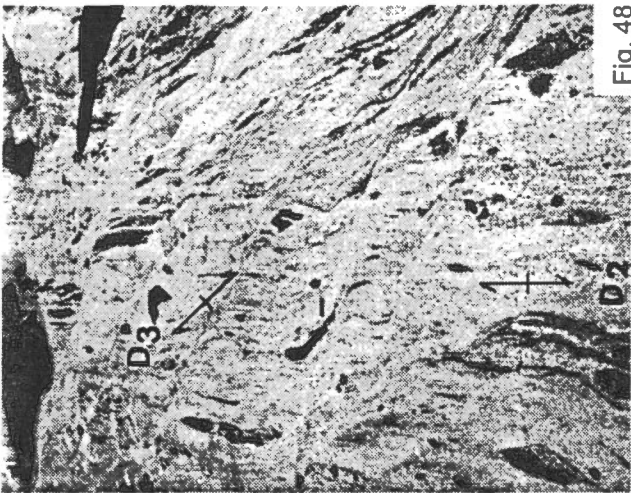


Fig. 48

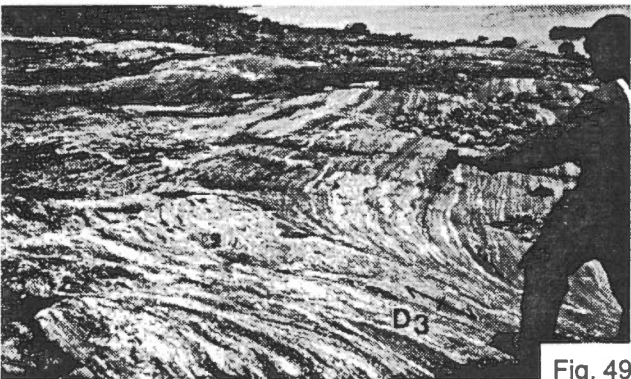


Fig. 49

Fig. 47 Schistosité D_3 , orientée à $N 230^\circ$ parallèle aux plans axiaux de plis déversés décimétriques dont les flancs sont parallèles à D_3 et orienté à $N 280^\circ$. Fig. 48 Idem: schistosité D_3 orientée à $N 240^\circ$ et montrant une composante de cisaillement senestre reprenant la gneissosité D_2 , orientée à $N 280^\circ$. Fig. 49 Troncature tectonique D_3 dans une séquence de paragneiss migmatisés, enclavés dans les orthogneiss, reliés à un grand pli faillé.

n'ayant pas été reconnue ailleurs, ne peut être reliée à des structures régionales. Il n'est pas exclu que ces structures soient reliées à des cisaillements locaux qui n'ont pas affecté la roche de façon pénétrative. Deux cisaillements d'importance recoupent les orthogneiss selon une orientation grossièrement est-ouest. En premier lieu, il s'agit d'une zone de brèche contenant principalement des enclaves ultrabasiques et des amphibolites de formes arrondies ou anguleuses de dimensions décimétriques et métriques; ces enclaves sont noyées dans une granodiorite ou un granite faiblement déformé et recoupé par des cisaillements ayant quelques mètres de largeur. Les zones cisillées se distribuent irrégulièrement sur ce grand affleurement de brèches et d'agmatites et montrent une assimilation et une transposition des enclaves basiques dans des gneiss protomylonitiques finement rubanés. Une zone particulière montre un dyke d'amphibolite anatectique étroit, interlité dans des gneiss protomylonitiques rubanés et inclinés de façon variable; ces gneiss derniers sont plissés en anticlinal selon un axe subhorizontal orienté $095^\circ N$, parallèlement au cisaillement. Le coeur de l'anticlinal est occupé par une masse d'amphibolite faiblement rubanée (Fig. 50 et 51). En deuxième lieu, un cisaillement subvertical de plusieurs centaines de mètres de largeur affecte des gneiss mésocrates à grains grossiers relativement homogènes où les enclaves basiques et les phases anatectiques leucocrates associées sont impliquées dans un rubanement grossier. La zone comporte des plis isoclinaux serrés d'échelle décamétrique, orientés $N 090^\circ$ et plongeant fortement à 075° , parallèlement au cisaillement. Les plis sont faillés parallèlement aux axes et montrent des venues pegmatitiques étroites et des glissements de plusieurs mètres le long du plan de faille (Fig. 52 et 53).

Déformation D_1 dans les enclaves

Les enclaves de métasédiments et de metabasites contenues dans les orthogneiss montrent des orientations de foliation, de gneissosité ou de rubanement, des plans axiaux recoupés et déplacés par la foliation D_2 des gneiss adjacents (Fig. 54 à 60). Des enclaves metabasiques formées de brèches polygéniques à fragments anguleux et arrondis sont reprises par une phase magmatique basique; elles sont interlitées dans une amphibolite rubanée; ces enclaves sont clairement recoupées par la foliation D_2 , affectant les orthogneiss hétérogènes adjacents (Fig. 59).

Déformation fragile

Dans le socle gneissique, la déformation fragile est représentée par un ensemble de failles régionales dont quelques exemples sont visibles sur les affleurements d'orthogneiss le long de la côte de la baie d'Hudson. Des fractures parallèles orientées grossièrement $N 300^\circ$ sont

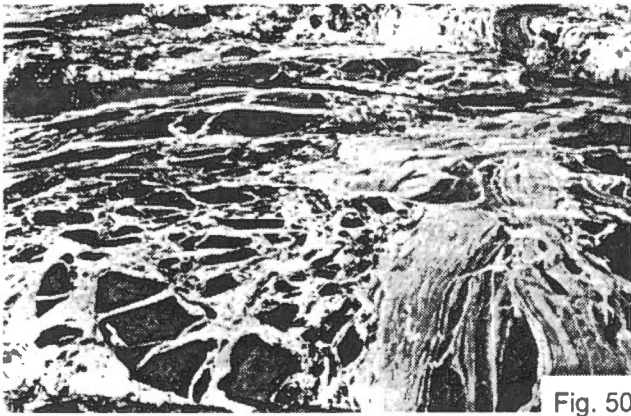


Fig. 50

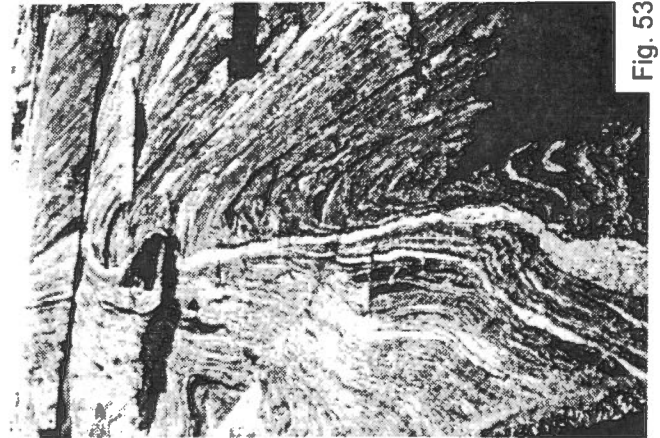


Fig. 53

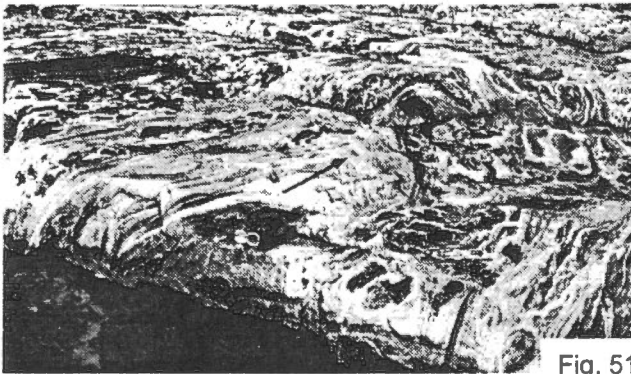


Fig. 51

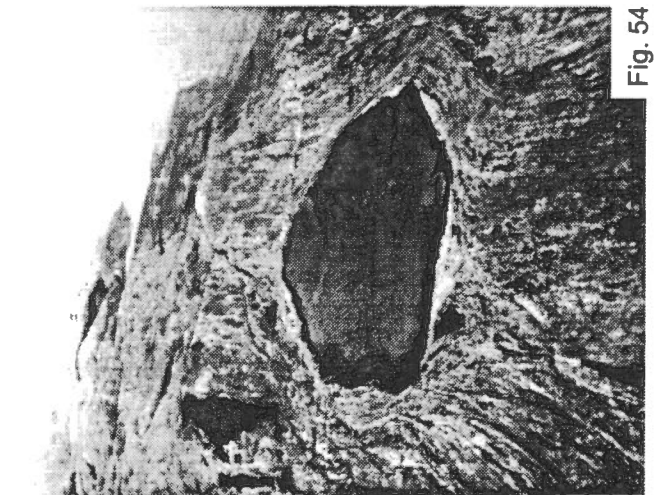


Fig. 54



Fig. 52

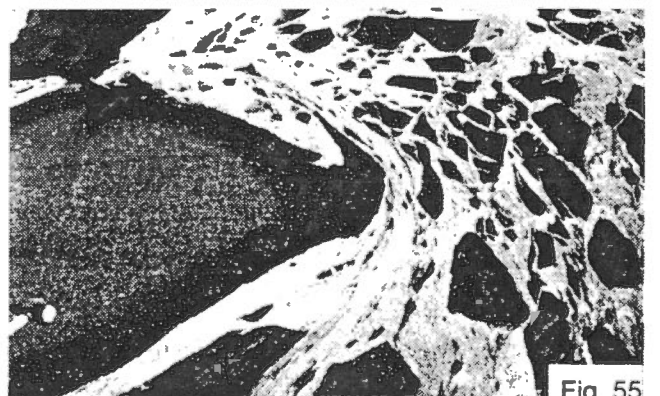


Fig. 55

Fig. 50 Zone protomylonitique d'un mètre de largeur et anastomosée, distribuée irrégulièrement et reprenant des agmatites à matrice granitique et éléments basiques et ultrabasiques de dimension métrique: Notez la rétomorphose en hornblende au pourtour des enclaves ultrabasiques. Fig. 51 Pli asymétrique serré à plongement sub-horizontale (flèche) de dimension métrique affectant les zones protomylonitiques de la figure 54. Notez le dyke d'amphibolite bréchique migmatisé définissant la structure plissée et les foliations sub-verticales au premier plan. Fig. 52 Zone de transposition anastomosée montrant des enclaves basiques centimétriques assimilées et migmatisées et des plis métriques asymétriques serrés. Notez la nature cataclastique de la déformation. Fig. 53 Troncature d'un pli métrique isoclinal faillé affectant la zone de transposition de la figure 52. Notez la veine de pegmatite blanche injectée parallèlement à la faille. Fig. 54 Enclave ultrabasique homogène d'un mètre de largeur, noyée dans des gneiss mésocrates hétérogènes. Notez le rhéomorphisme autour de l'enclave. Fig. 55 Fragment ultrabasique anguleux d'une brèche montrant une figure rhéomorphique de rotation dextre dans une matrice de granite homogène. Notez la rétomorphose au pourtour de l'enclave.



Fig. 56

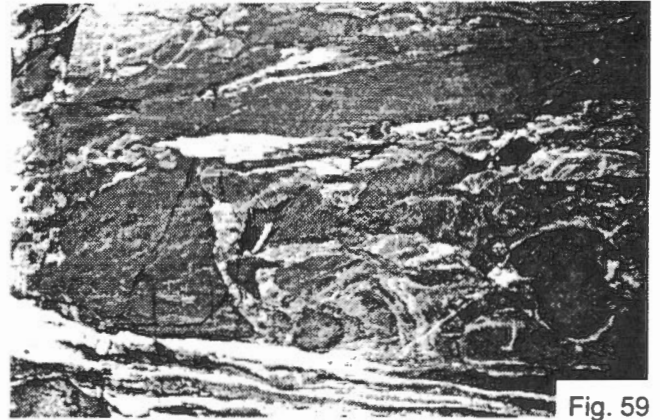


Fig. 59

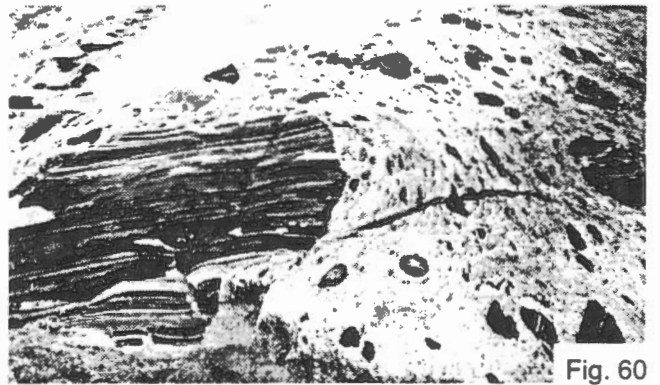


Fig. 60

Fig. 56 Enclave basique montrant un rubanement plissé, recoupé par la foliation D_2 du gneiss hétérogène encaissant. Fig. 57 Paragneiss à biotite-quartz-magnétite migmatisé, dont la foliation D_1 est reprise par la foliation D_2 du gneiss hétérogène encaissant. Notez le boudin plissé à l'intérieur de l'enclave. Fig. 58 Paragneiss à quartz-magnétite montrant un pli en fourreau enclavé dans un gneiss hétérogène peu folié. Fig. 59 Brèche à fragments anguleux et arrondis de composition basique et intermédiaire repris par une phase magmatique basique, interlitée dans une amphibolite rubanée et enclavée dans un gneiss rubané hétérogène. Fig. 60 Enclaves basiques rubanées par la déformation D_1 ayant subi une rotation dans la foliation D_2 . Notez les multiples petites enclaves basiques litées dans les gneiss adjacents et le rhéomorphisme autour de l'enclave principale.

dépourvues de cataclasite et sont injectées de limonite (Fig. 30). Dans l'arrière-pays, la fracturation n'est pas visible principalement parce que les failles se situent dans des vallées remplies de dépôts quaternaires et que l'altération des roches ne permet pas toujours de reconnaître les cataclasites caractéristiques de la déformation.

La distribution de la fracturation régionale est illustrée par les principaux linéaments déduits par imagerie satellitaire et par les variations du champ aéromagnétique (Fig. 61). Une carte des linéaments d'après Portella (1980) met en évidence deux familles grossièrement orientées au nord-ouest et à l'est-

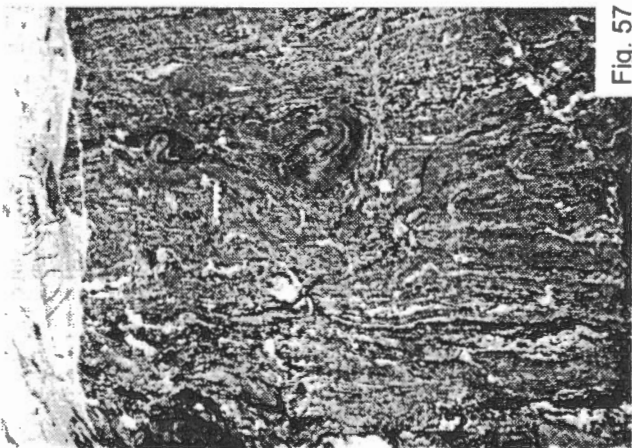


Fig. 57

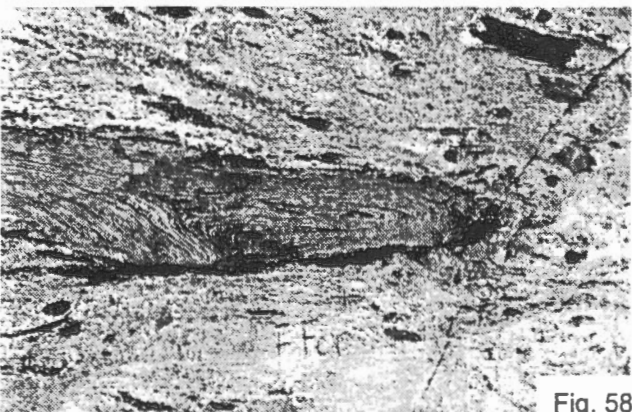


Fig. 58

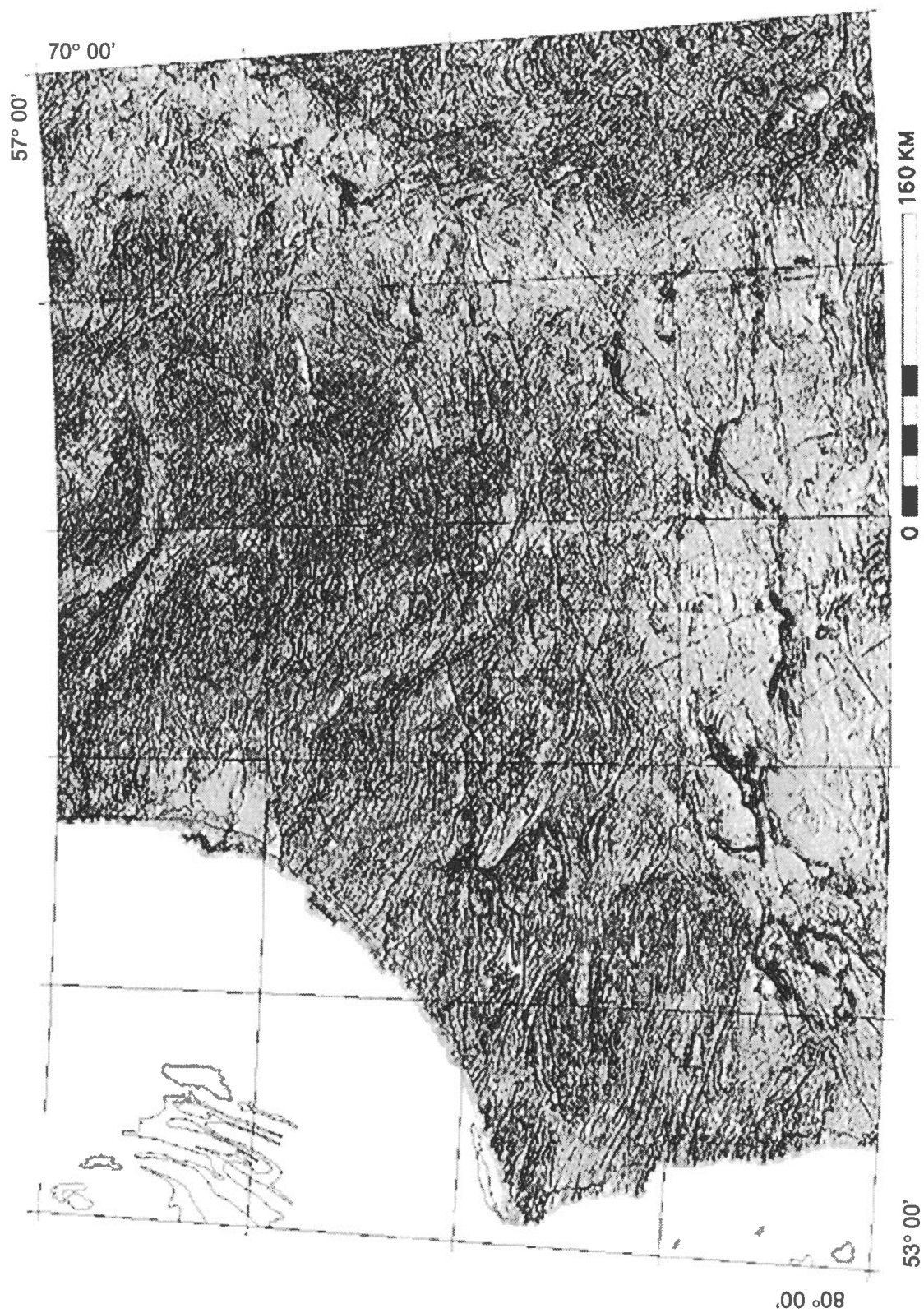


Figure 61

Carte du premier gradient vertical du champ magnétique résiduel de la région à l'est de la baie James et de la baie d'Hudson établie à partir des données au 1 : 1 000 000e de la CGC.

nord-est (Fig. 43). Cette dernière orientation correspond à des failles de même orientation, qui ont été rapportées dans la couverture protérozoïque, c.-à-d. le groupe de Sakami, dans la partie nord de la sous-province La Grande et à l'est de la sous-province de Bienville (Sharma 1977a; 1977b). Une cartographie ainsi que des forages dans les lambeaux protérozoïques situés au nord de la sous-province La Grande a mis en évidence des mylonites au contact socle/couverture (Portella 1980). Au lac Guillaume-Delisle et le long de l'arc Nastapoka ainsi que dans la sous-province Ashuanipi, immédiatement à l'ouest de la Fosse du Labrador, le système de failles est orienté est-ouest et à l'est-nord-est; il affecte les sédiments de la fosse du Labrador et les groupes de Sakami, Richmond Golf et Nastapoka (Ciesielski 1977; Portella 1980; Clark 1984; Chandler 1988).

La grande zone de failles orientée à l'est-nord-est et située au nord de la sous-province La Grande (linéament de La Grande rivière) et celui allant au sud du graben du lac Guillaume-Delisle au lac Cambrien (linéament de la petite rivière de la Baleine), sont considérés comme faisant partie d'un grand système de cisaillement dextre. Le système de failles orienté au nord-nord-ouest et situé entre les deux cisaillements majeurs, dans la partie ouest, est considéré comme secondaire et correspond à des cisaillements de Riedel R ayant subi une rotation dextre (Fig. 43, Portella 1980).

Séquences Supracrustales

Déformation ductile

Les séquences supracrustales connues de la sous-province de Bienville comportent des lambeaux et des petites bandes volcano-sédimentaires qui se répartissent aux lacs Burton, Fagnant et Brésolles (Fig. 3).

Séquence du lac Burton

La séquence du lac Burton (Fig. 7) comporte deux lambeaux de roches métasédimentaires et metabasiques. Le premier occupe entièrement l'île principale du lac et forme un synclinal à plongements moyens opposés, allongé dans le sens de la déformation principale D_2 des orthogneiss, grossièrement orientés à l'ouest-nord-ouest. Le second lambeau est plus petit et occupe une partie de la côte sud-est du lac; il est parallèle à la déformation principale des orthogneiss adjacents et verticalisé. En général, les contacts avec les orthogneiss ne sont pas tectonisés.

Bande du lac Fagnant

La bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant (Fig. 38), montre une zone principale ainsi que plusieurs petits lambeaux situés à l'est de la bande principale.

Les lambeaux D et E

Les deux lambeaux les plus éloignés sont subcirculaires et ne dépassent pas deux kilomètres de diamètre. Ils comportent essentiellement des micaschistes et des horizons ferrifères plissés en synforme. Ils n'ont pas été visités dans le cadre de cette étude mais sont décrits en détail dans Scofield (1960) et Eade (1966). Des deux lambeaux situés immédiatement à l'est de la bande principale du lac Fagnant, celui situé au nord n'a pas fait l'objet d'étude détaillée; il comporte essentiellement des métasédiments et des paragneiss à amphibole orienté au nord-ouest (Sabourin 1960).

Le lambeau du lac Hamelin

Le lambeau du lac Hamelin, situé au sud-est (Fig. 38), comporte deux éléments volcano-sédimentaires séparés par des bandes étroites d'orthogneiss orientées au nord-ouest. Du sud au nord, la séquence comporte grossièrement des amphibolites, probablement volcanogéniques, des schistes à biotite, des conglomérats monogéniques et des horizons ferrifères à quartz-magnétite plissés (Fig. 62). Le lambeau principal, orienté au nord-ouest, est homoclinal et penté moyennement ou fortement vers le nord-est (stéréogramme 1, Fig. 38). Les plis qui déforment D_2 , sont d'échelle décimétrique à décamétrique, symétrique ou asymétrique et leurs axes plongent entre 0 et 10° vers le nord-ouest ou le sud-est parallèlement à la gneissosité principale. Les galets des conglomérats montrent des coefficients d'aplatissement très variables pouvant aller jusqu'à 1 pour 10, mais un coefficient d'allongement relativement plus faible; les galets aplatis montrent des microplis symétriques et asymétriques de tailles centimétriques à plongement variable, le plus souvent sub-horizontale (Fig. 63 et 64). Les amphibolites et les horizons ferrifères associés (Fig. 62 et 65), en contact avec les orthogneiss encaissant, montrent des pegmatites blanches grossières, non déformées. Les contacts montrent en outre des interdigitations décamétriques orthogneiss / horizons ferrifères ou orthogneiss / amphibolites, sans déformation particulière. La non continuité des affleurements et la présence d'orthogneiss interlités dans la séquence rendent impossible l'établissement d'une stratigraphie et ne permettent pas d'établir le style de plissement régional qui aurait affecté l'ensemble des lambeaux du lac Hamelin. On ne peut que constater une certaine similitude entre la stratigraphie présumée de la séquence du lac Hamelin et (1) la séquence sud de la bande du lac Fagnant, exception faite des ultrabasites présentes dans cette dernière, et (2) la séquence inférieure de la coupe du lac Fagnant, située sous les volcanites formant le sommet de la séquence synclinale.

La bande du lac Fagnant

La bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant comporte deux entités qui montrent des déformations différentes. La partie

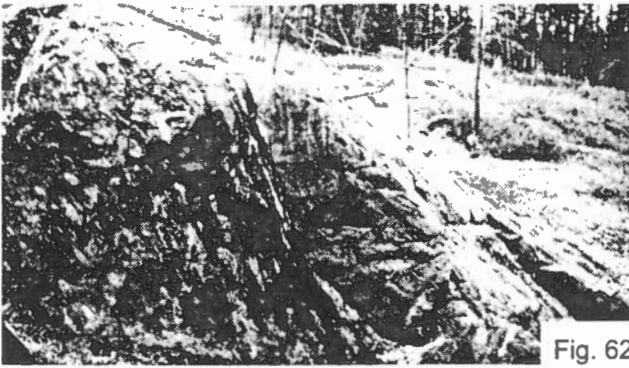


Fig. 62

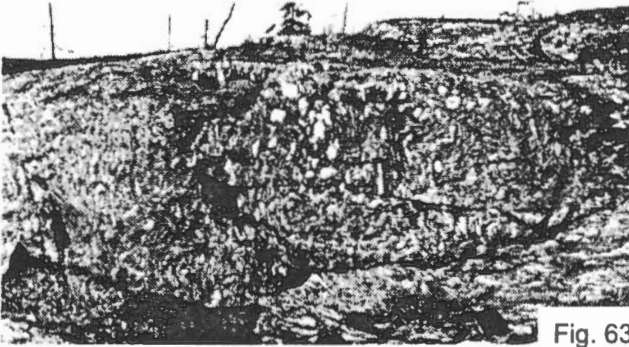


Fig. 63

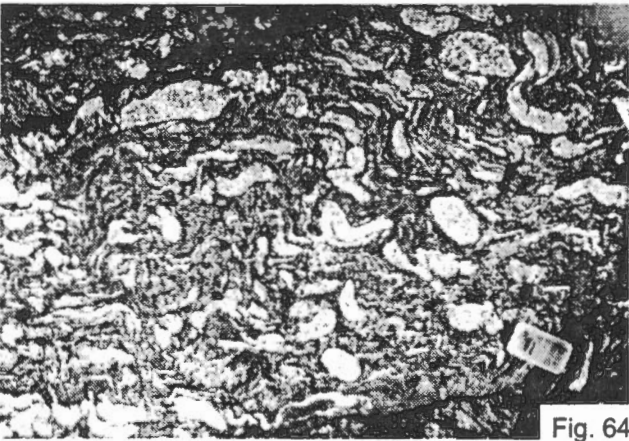


Fig. 64

Fig. 62 Contact entre un métaconglomérat monogénique déformé et une amphibolite rubanée. Les galets de composition tonalitique sont étirés dans les directions du pendage et de la foliation; la matrice est à biotite et hornblende. Fig. 63 Métaconglomérat monogénique du lac Hamelin. Les galets de tonalite sont déformés de façon variable. Ils peuvent conserver une forme arrondie ou être très étirés, boudinés et plissés de façon isoclinale, asymétrique ou en kink. Fig. 64 Détail de la figure 63.

sud est étroite, verticalisée, grossièrement orientée vers le nord avec une flexure vers le sud-est dans l'axe du lambeau du lac Hamelin. Le stéréogramme 2 de la figure 38 montre les variations des foliations autour de l'axe nord avec des valeurs fortes vers le nord-est dues à la flexure mentionnée. Des plis symétriques et asymétriques d'échelle centimétrique et métrique déforment les plans S_1 ; leurs plongements moyens et forts au nord-ouest et au sud-est sont parallèles à la schistosité S_1 locale. La partie sud de la bande du lac Fagnant montre des contacts sans déformation particulière entre les orthogneiss et les metabasites; par endroit, des pegmatites blanches massives sont intrusives et assimilent inégalement les paragneiss et les metabasites ainsi que les alternances paragneiss/orthogneiss et ultrabasites / orthogneiss. En approchant du contact avec la bande volcanique, la foliation dans les orthogneiss adjacents passe de l'ouest au nord-ouest et au nord (sur une suite d'affleurements de 500 m de longueur, l'orientation de la foliation passe de 260° à 335°). La partie nord de la bande du lac Fagnant montre une structure synclinale à deux branches orientée au nord-ouest et au nord-nord-ouest (Fig. 38). Les contacts avec les orthogneiss encaissants sont généralement verticalisés ou fortement inclinés; ils ne montrent pas de déformation particulière et sont à plusieurs endroits occupés par des granites roses ou blancs tardifs non déformés. Ces derniers assimilent de façon variable les métasédiments ou les metabasites de la séquence volcano-sédimentaire.

La structure principale, située immédiatement à l'ouest du lac Fagnant, se présente sous forme d'un synclinal orienté presque au nord, fermé aux deux extrémités et montrant des plongements opposés de l'ordre de 40 à 50° . La partie sud du synclinal est rendue complexe par la présence de nombreuses failles. Une reconstruction de la structure par Mercier (1981) a mis en relief une déformation biphasée coaxiale. L'analyse microscopique des textures a mis en évidence des reliques d'une première déformation D_1 , illustrée par l'orientation des inclusions des grenats perpendiculaire à la schistosité S_2 ; cette dernière correspond à une schistosité de plan axial reliée à D_2 . On assume la schistosité S_1 parallèle aux plans S_0 (Fig. 66). Une analyse macroscopique a mis en relief une séquence déversée vers l'est, selon de grands plis d'échelle kilométrique, reprise par une phase ultérieure orientée est-ouest, coaxiale, en continuité avec la première (Fig. 67). Mercier (1981, p. 33) conclut qu'il y a " parallélisme entre les plans axiaux des plis S_1 et la schistosité de plan axial S_2 ". Une phase tardive D_3 , d'orientation nord-sud, est déduite de l'ensellement du synclinal principal ayant provoqué des microplis, des kinks (Fig. 68), des joints de tensions parallèles à S_2 et le ploiement à grande échelle du synclinal.



Figure 65
Paragneiss à quartz-magnétite rubanés et plissés en forme de kinks ouverts.

Les données recueillies dans la partie centrale et sud ainsi qu'à l'ouest du synforme principal de la bande du lac Fagnant, ne permettent pas d'élaborer une stratigraphie détaillée ou d'étudier le style de la déformation de façon précise. Il n'a donc pas été possible de vérifier si l'ordre stratigraphique et l'histoire structurale caractéristique du synforme principal se répète dans toute la bande du lac Fagnant.

Lac Brésoles

La bande volcanique du lac Brésoles se présente comme une séquence de metabasaltes et de métatufs essentiellement, le plus souvent foliés, verticalisés, plissés et faillés et disposés selon des axes orientés à l'est, au nord-est et au nord-ouest (Fig. 41), encaissée dans des orthogneiss. À l'ouest de la bande, ces derniers montrent une foliation orientés est-ouest qui change d'orientations en approchant des volcanites, pour se retrouver parallèle à l'orientation du contact orthogneiss / métavolcanites. Le contact entre les orthogneiss encaissants et les metabasaltes coussinés se fait par des alternances d'échelle décimétrique et métrique d'orthogneiss et d'amphibolites. Le stéréogramme sur la figure 41 montre les orientations préférentielles des foliations se distribuant selon les axes au nord-ouest et au nord-est. Les quelques plis mesurés ont des géométries symétriques et asymétriques;

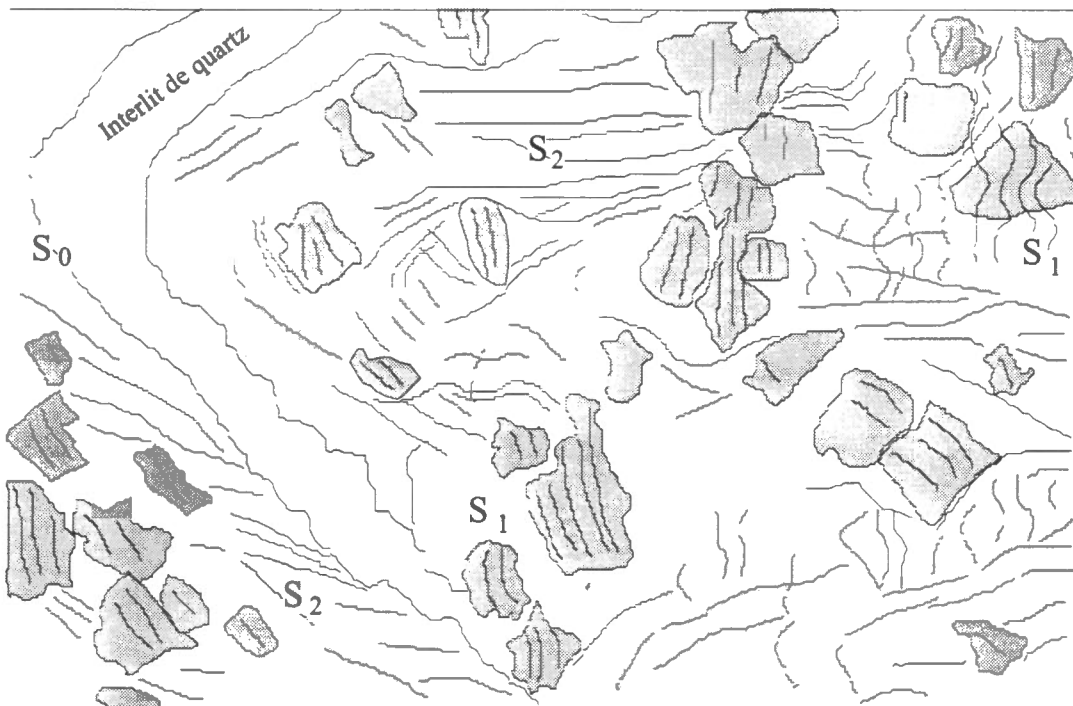


Figure 66
Schéma d'après une lame mince montrant la stratification S_0 grossièrement parallèle à la schistosité (S_1), développée surtout dans les grenats sous forme d'inclusions alignées de quartz, reprises par une la schistosité plan axiale (S_2) dans un schiste à biotite-grenat. Modifié de

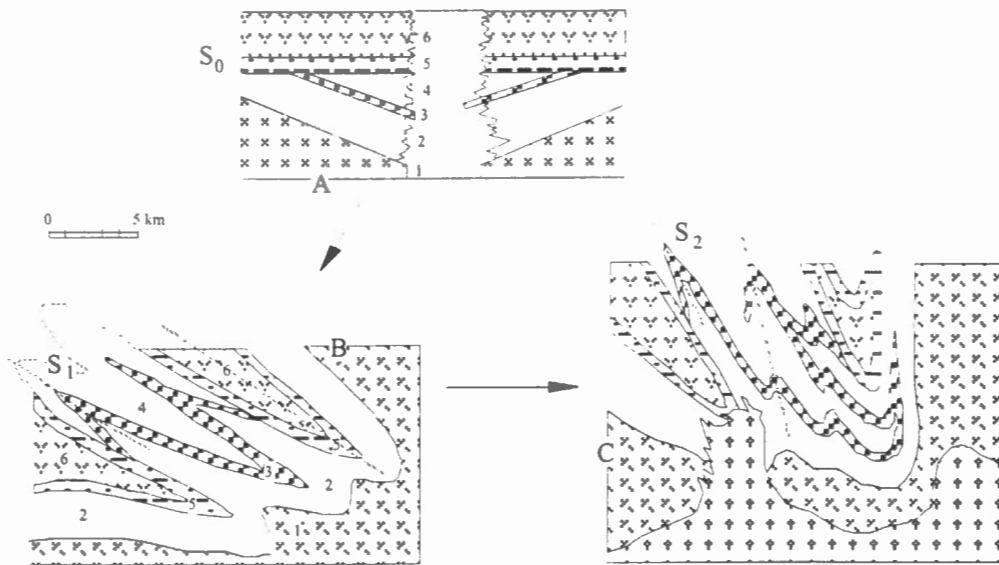


Figure 67

Coupes montrant l'évolution structurale des séquences volvanosédimentaires de la bande du lac Fagnant, d'après Mercier (1981). A : Mise en place des deux cycles volcano-sédimentaires sur un socle granodioritique. La discordance entre les groupes de Fagnant et Mac Isaac est probablement due au relief. B : Phase D 1, plis et foliation S1. C : Phase D2, plis serrés et S2 moins pénétrative, n'affecte pas les gneiss granodioritiques. Fin de la mise en place des granites. B-C : Métamorphisme au faciès des amphibolites qui chevauche les deux phases de plis, atteint son paroxysme à l'interphase.



Figure 68

Plis en kinks dans des paragneiss à quartz-magnétite rubanés, d'après Mercier (1981).

d'échelle décimétrique et métrique, ils plongent faiblement et moyennement selon des axes parallèles aux deux orientations principales de la bande. Quelques axes de crénulation plongent faiblement parallèlement aux axes de plis affectant la schistosité principale.

La variation de l'orientation des schistosités dans les volcanites du nord-est vers le nord-ouest suggère une disposition primitive des roches non linéaire avec plusieurs ramifications; il est possible que la structure régionale originale comporte des dômes de granitoïdes sous les volcanites, identiques aux dômes gneissiques sous les volcanites de LG 2 ou aux autres secteurs des volcanites de la baie James, particulièrement au sud, dans la bande Frotet Evans (Franconi 1978).

Sousprovince La Grande nord-ouest

Généralité

La déformation affectant la partie nord-ouest de la sousprovince La Grande ne sera traitée que partiellement. Les informations disponibles sont fragmentaires et concentrées le long des routes de LG 1 et de LG 2 et aux

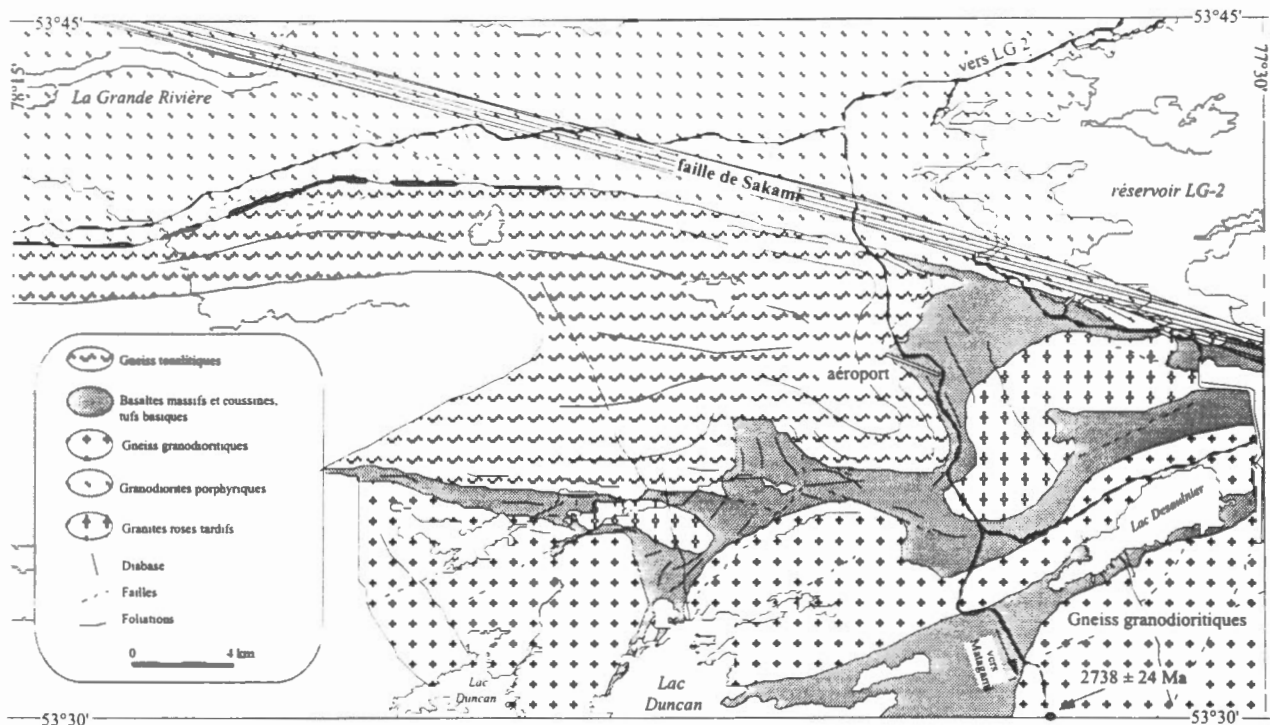


Figure 69

Carte géologique au sud de LG 2 et à l'ouest de la digue Duncan mettant en évidence les gneiss tonalitiques identiques à ceux situés à l'ouest de LG 3 en dôme sous les volcanites et les granodiorites à phénocristaux intrusives au nord. La faille de Sakami montre des mylonites très développées sur plus d'une centaine de mètres d'épaisseur.

abords du réservoir LG 2 et d'une partie de LG 3. Seuls les tonalites au nord-ouest de LG 3 ainsi que les contacts orthogneiss / métavolcanites seront traités dans le détail (voir les travaux récents dans ce secteur, de Gauthier et al., 1997 et Goutier et al., 1998).

La limite entre les sousprovinces Bienville et La Grande est un contact intrusif entre les granodiorites porphyriques du nord de la sousprovincie La Grande et les orthogneiss du sud de la sousprovincie Bienville (Fig. 42). Les orthogneiss se retrouvent en enclaves plus ou moins allongées dans les granodiorites foliées variablement. Aucune déformation particulière n'affecte le contact. Au sud, à proximité des volcanites, les granodiorites porphyriques montrent des enclaves décimétriques de métasédiments et metabasites et quelques contacts intrusifs avec les volcanites de La Grande rivière (Fig. 69). La faille de Sakami est illustrée par un linéament marqué sur la carte du gradient vertical du champ magnétique (Fig. 61) La faille n'est pas apparente sur les affleurements le long de la baie James; toutefois, des mylonites bien développées sont visibles au nord de la route de LG 1 (Marchand, 1979) et au nord de la digue Duncan (Fig. 69), où elles recoupent les granodiorites porphyriques;

sur une île du réservoir de LG 2, le contact gneiss tonalitique / metabasalte est affecté par une cataclase et une mylonitisation orientée au nord-ouest, reliée à la faille de Sakami (voir plus bas).

Les gneiss tonalitiques de LG 3

Les gneiss tonalitiques situées à l'ouest et au nord-ouest du barrage de LG 3, montrent un pli à trace de plan axial kilométrique orientée vers le nord-est. Le stéréogramme des foliations (Fig. 42) montre les deux flancs du grand pli orientés grossièrement est-ouest et au nord-est et un axe principal plongeant fortement au nord-nord-est (017° N / 82°). Les flancs du grand pli ne comportent pratiquement pas de plis de dimensions inférieures. Les tonalites sont bordées au nord par les granodiorites porphyriques foliées et ne montrent pas de contact intrusif. À l'est, les tonalites sont bordées par les métatufs basiques et bicolores de la bande volcanique de La Grande; le contact est faillé orienté au nord-nord-est. Les tonalites sont bordées à l'ouest par la faille de la rivière Kanaaupscow orientée au nord-est, les séparant des granodiorites porphyriques. Les gneiss tonalitiques montrent une gneissosité, des linéations et des axes de plis plongeant fortement au nord-nord-est, grossièrement parallèles à la faille



Fig. 70

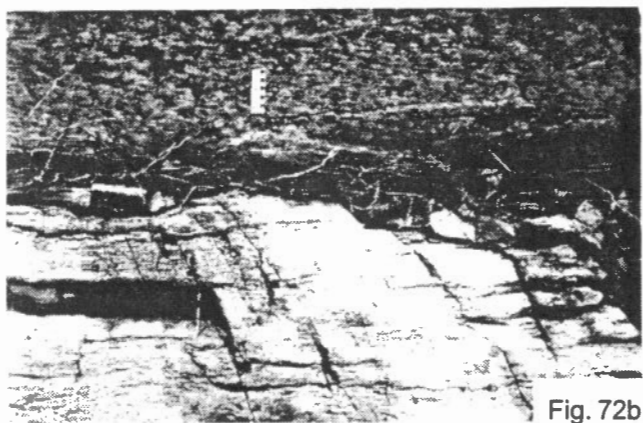


Fig. 72b



Fig. 71



Fig. 73a



Fig. 72a



Fig. 73b

Fig. 70 Plis d'entraînement de taille centimétrique le long de la faille Kanaaupscow, affectant les gneiss tonalitiques hétérogènes rubanés. Fig. 71 Idem; grand pli asymétrique dans un gneiss tonalitique rubané, homogène à enclaves d'amphibolites étirées. Notez les rubans centimétriques d'amphibolites boudinés et plissés. Fig. 72a Contact franc volcanite / gneiss tonalitique affecté par la déformation ductile de la faille de Sakami. Fig. 72b Idem, vue rapprochée. Fig. 73a Contact volcanite / gneiss tonalitique montrant un contact net sans déformation autre qu'une foliation moyennement développée. Notez les variations lithologiques dans les amphibolites. Fig. 73b Idem, contact volcanite basique / gneiss tonalitique montrant des alternances centimétriques et métriques.



Figure 73c

Idem, contact volcanite basique / gneiss tonalitique montrant des alternances centimétriques et métriques et une rétromorphose des métavolcanites en chlorite, épidote et quartz.



Fig. 74a

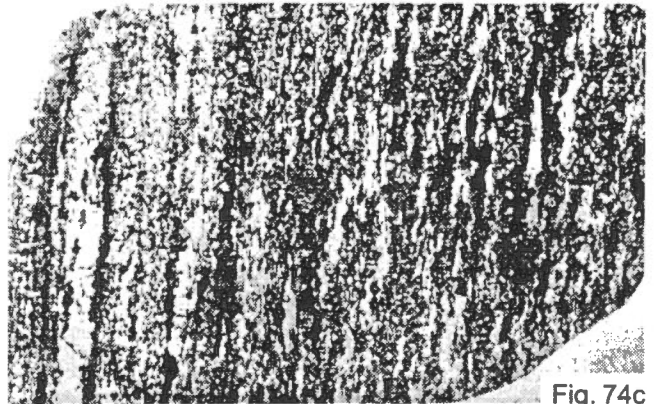


Fig. 74c

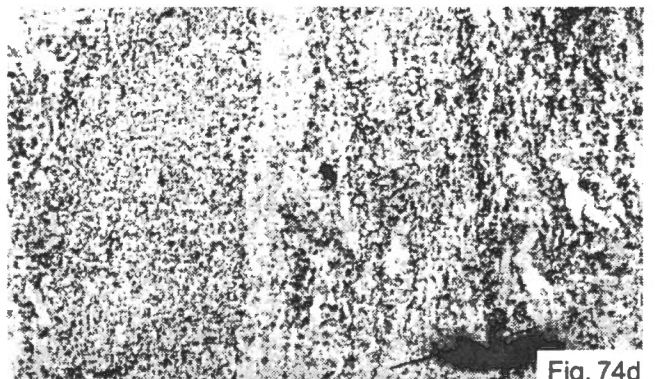


Fig. 74d

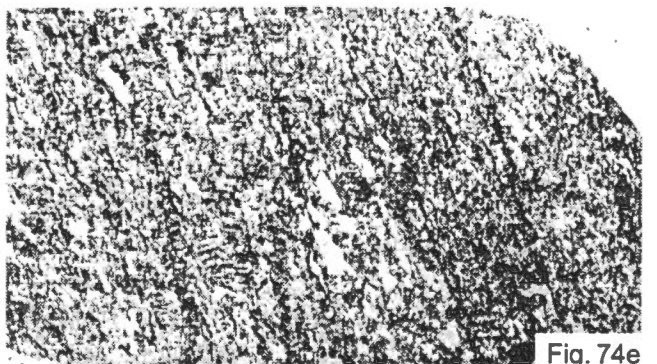


Fig. 74e

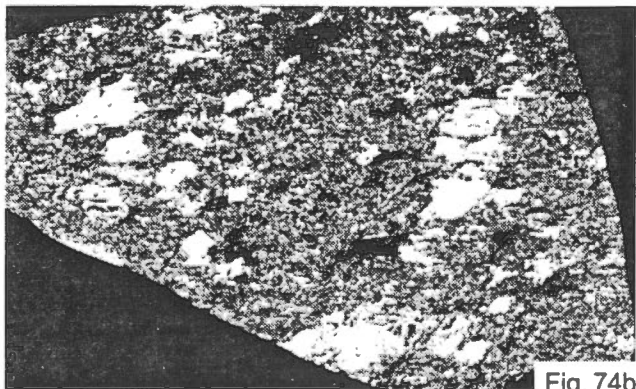


Fig. 74b

Fig. 74 a - e Textures caractéristiques des gneiss tonalitiques de la figure 72. L'échantillon a se situe sur la faille alors que les quatre autres s'étalent également jusqu'à 600 mètres au nord. Notez la diminution de l'étirement des quartz en s'éloignant de la faille. Les lames minces ont 3 cm de côté.

(Fig. 70 et 71).

Contacts gneiss tonalitiques/volcanites

Le contact entre les orthogneiss et les métavolcanites de la bande de La Grande a pu être observé sur les îles du réservoir de LG 2 à la faveur d'une baisse du niveau de l'eau. Les figures 72 et 73a, b et c, montrent des contacts graduels ou faillés. Dans ce dernier cas le contact est net et les roches montrent une mylonitisation prononcée, sans linéation ou indicateur cinématique reliée à la faille de Sakami, orientée au nord-ouest (Fig. 74a et 74b). Les orthogneiss montrent des bandes mylonitiques millimétriques intercalées dans des textures en mortier très bien développées près du contact et qui diminuent en intensité en s'éloignant de la zone de faille (Fig. 74c, 74d et 74e). Les contacts graduels, pour leur part, montrent des alternances décimétriques et métriques d'orthogneiss et de métatufs basiques et bicolores plus ou moins anastomosées mais sans déformation particulière, plissement, transposition ou linéation.

Sommaire et Conclusion

Les granitoïdes de la sous-province de Bienville et des zones adjacentes sont caractérisées par une foliation pénétrative reliée à la déformation D_2 , généralement de faible intensité; localement, les gneiss montrent un rhéomorphisme très développé, des zones de brèches et d'injections reliées à la présence d'enclaves ainsi que des discontinuités structurales. Une foliation antérieure reliée à la déformation D_1 , plissée par endroits, affecte les métabasites et les métasédiments enclavés dans les orthogneiss. Notons que le petit nombre de linéations mesurées dans les orthogneiss et les bandes volcaniques n'est pas statistiquement représentatif pour être traité dans ce chapitre. Une foliation reliée à la déformation D_3 , surimposée sur la foliation pénétrative, affecte localement les orthogneiss. Le long de la baie James, il s'agit de structures apparentées à des bandes de cisaillement, sur lesquelles des déplacements dextres ou senestres peuvent être inférés. Le long de la baie d'Hudson, les structures D_3 sont mises en évidence par des zones étroites, appauvries en ferromagnésiens par différenciation métamorphique ou contenant du matériel de composition granitique de fusion partielle. Ces structures D_3 ont des formes de Z très ouvert semblable aux patrons de déformation de plus petite échelle caractéristiques de la bande volcanique du lac Fagnant, au sud-est de Kuujuarapik ainsi que des anomalies magnétiques de la partie ouest de la sous-province de Bienville. On infère qu'il s'agit de structures montrant une invariance d'échelle, c.-à-d. pouvant avoir un caractère fractal. Des zones de cisaillement tardives de quelques dizaines de mètres de puissance montrent des zones porphyroclastiques et protomylonitiques, ainsi que des pli-

serrés et plus ouverts, sub-horizontaux par endroits. Les deux bandes volcaniques qui se trouvent dans la sous-province de Bienville (Fagnant et Brésoles), montrent une déformation biphasée coaxiale et des orientations majeures discordantes sur les orientations principales des orthogneiss. On note toutefois un rebroussement des foliations dans les orthogneiss à l'approche des bandes volcaniques; près du contact, la foliation des orthogneiss est parallèle aux contacts orthogneiss / bandes volcaniques. Aucune donnée structurale présente ne permet de relier la déformation dans les bandes volcaniques et dans les orthogneiss adjacents. Le rebroussement dans les orthogneiss des foliations aux abords des bandes volcaniques, suggère que la déformation principale de l'encaissant a été reprise par la déformation dans les bandes volcaniques, à la faveur d'une composante en cisaillement localisée aux interfaces. Toutefois, il est impossible d'établir le laps de temps séparant ces deux événements tectoniques (ils pourraient être quasi synchrones). En outre, la perspective que la bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant soit allochtone pourrait être considérée, comme le suggère l'absence de masse tonalitique comme source des galets de conglomérat en périphérie; mais aucune donnée structurale ne permet d'étayer ou de démentir une telle hypothèse. Quelque soient les hypothèses choisies pour expliquer la déformation des bandes volcaniques, il apparaît qu'elles seront tributaires du modèle utilisé pour restaurer l'épaisseur de la croûte enlevée par érosion depuis la fin de la déformation principale dans les orthogneiss et les bandes volcaniques; on assume que la déformation principale est kénoréenne et se termine aux environs de 2700 Ma.

Métamorphisme

Généralités

Le métamorphisme qu'a subi la sous-province Bienville peut être mis en évidence par les types d'assemblage minéralogique présents dans les orthogneiss du socle, dans leurs enclaves et dans les roches supracrustales. Toutefois, cette étude est en partie descriptive puisque seules les analyses chimiques des minéraux des roches supracrustales sont disponibles. Des études détaillées ont été réalisées sur la structure et le métamorphisme de la bande de roches volcano-sédimentaires du lac Fagnant et sur le métamorphisme des formations de fer de cette dernière (Mercier 1981; Geoffroy 1985); elles serviront à l'évaluation thermo-barométrique du métamorphisme affectant les roches supracrustales. Pour sa part, les conditions du métamorphisme du nord-ouest de la sous-province La Grande ne peut être qu'évoquées, principalement parce que les roches analysées ne fournissent pas d'information pertinente au sujet. Les abréviations des minéraux utilisées sont explicitées en Annexe A.

Sousprovince Bienville

Socle gneissique

Orthogneiss

Les assemblages minéralogiques de l'ensemble des orthogneiss de la sousprovince Bienville se limitent à :

(quartz-plagioclase-orthose)

hornblende-biotite,

hornblende-biotite-chlorite-épidote

et secondairement à

clinopyroxène-hornblende-biotite,

clinopyroxène-hornblende-chlorite-calcite et

orthopyroxène-biotite.

Les roches montrent une recristallisation évidente provoquant une variation de la taille des grains. Les clinopyroxènes montrent un blindage de hornblende ou une rétro-morphose en chlorite-calcite par endroits. Dans les roches dépourvues de pyroxènes, les hornblendes ont des formes irrégulières et sont altérées par endroits. Localement, les biotites montrent des rétro-morphoses en chlorite, et les plagioclases en séricite.

Enclaves

Enderbites

Les enderbites se retrouvent en enclaves principalement dans le secteur du lac à l'Eau Claire (Fig. 4) mais aussi en très faible quantité ailleurs dans la sousprovince de Bienville où leurs relations avec les gneiss encaissants n'ont pas été éclaircies. Les assemblages des minéraux ferromagnésiens indiquent deux pyroxènes associés à la biotite, à la magnétite et localement à la hornblende. Cette dernière apparaît en blindage autour des clinopyroxènes au contact des plagioclases. La roche est peu recristallisée et seuls quelques clinopyroxènes, biotites et plagioclases montrent une altération en chlorite et séricite. Les clinopyroxènes montrent la présence de zonations marquées par une variation de composition ou la présence de magnétite se développant en exsolutions lamellaires parallèles au clivage principal (Fig. 75).

Enclaves microgrenues

Les enclaves microgrenues sont contenues partout dans les gneiss de la sousprovince de Bienville. Elles montrent des assemblages à :

(plagioclase ± orthose ± quartz)

clinopyroxène-biotite-magnétite et à

hornblende-biotite-magnétite ± clinopyroxène.

Les roches sont recristallisées de façon variable et seules quelques échantillons montrent des hornblendes polygonales. Quelques lames montrent des petits phénocristaux de plagioclase zonés par endroits. Les clinopyroxènes ne montrent aucune rétro-morphose.

Amphibolites et ultrabasites

Les amphibolites et les ultrabasites se retrouvent enclavées dans les orthogneiss de toutes les parties de la sousprovince de Bienville. La roche est le plus souvent bien recristallisée et le clinopyroxène est pratiquement ubiquiste. Les assemblages principaux sont :

hornblende-biotite-magnétite (plagioclase ± quartz),

hornblende-clinopyroxène-biotite-magnétite et
clinopyroxène-hornblende.

Par endroit, le clinopyroxène est zoné par des exsolutions lamellaires de magnétite parallèles à un ou aux deux clivages principaux (Fig. 76) et est le plus souvent rétro-morphosé en hornblende. Une lame mince montre une rétro-morphose du clinopyroxène en trémolite en équilibre avec des hornblendes communes; une autre lame montre une fine recristallisation équi-granulaire et polygonale des pyroxènes et des plagioclases. Les clinopyroxènes et les hornblendes sont bien recristallisés par endroit; une lame mince montre la zonation d'un clinopyroxène par des exsolutions de hornblende (Fig. 77). Les assemblages principaux sont:

clinopyroxène-hornblende-biotite-magnétite (± plagioclase)
± olivine,

orthopyroxène-clinopyroxène-hornblende-biotite ± chlorite
± plagioclase et

hornblende-talc-orthopyroxène-biotite-magnétite.

Localement, les clinopyroxènes sont rétro-morphosés en hornblende commune et l'olivine apparaît en reliques squelettiques étirées de grandes tailles comparée au clinopyroxènes adjacents finement recristallisés. La chlorite et la calcite apparaissent localement dans des zones altérées. Les reliques d'olivine et les clinopyroxènes zonés laissent supposer une origine magmatique des enclaves. Subséquemment, les pyroxénites ou péridotites originales ont subi un métamorphisme au faciès amphibolite et une altération au faciès schiste-vert tardive.

Paragneiss

Les paragneiss sont à grains fins, recristallisés et peu altérés.

Les paragenèses principales comportent:

(plagioclase-quartz ± microcline)

biotite-grenat,

orthopyroxène-biotite,

biotite-hornblende et

quartz-cummingtonite-magnétite.

Les paragenèses sont reliées à un épisode de métamorphisme régionale qui a généralement atteint le faciès amphibolite et localement le faciès granulite de basse pression. Les variations minéralogiques reflètent les variations de compositions chimiques du protolithe. Les enclaves métasédimentaires sont peu nombreuses dans la sousprovince de Bienville à l'exception de la partie sud-ouest, où les assemblages à orthopyroxène et à cummingtonite ont été observés.

Roches supracrustales



Fig. 75

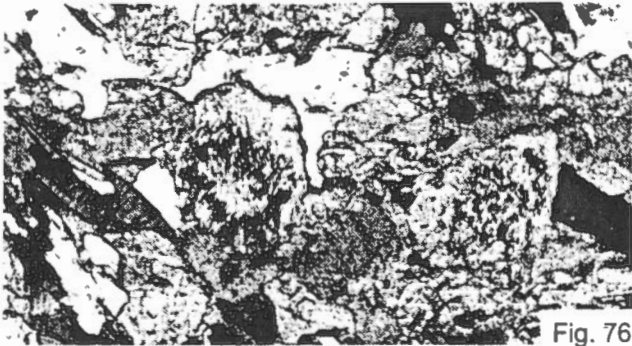


Fig. 76

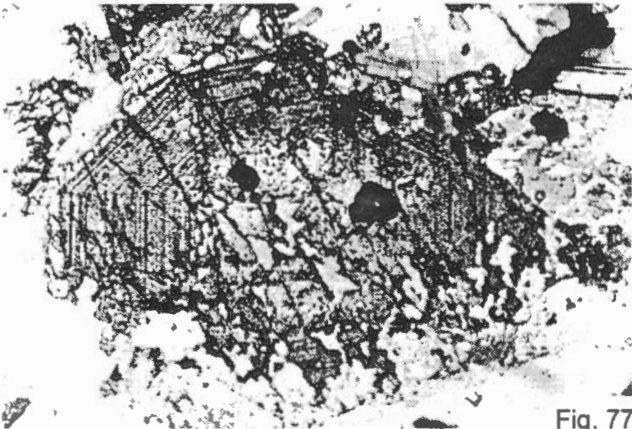


Fig. 77

Fig. 75 Exsolutions lamellaires de magnétite zonant un clinopyroxène et parallèles à un des clivages principaux. Image grossie 17 fois. Fig. 76 Micro-exsolutions lamellaires de magnétite soulignant la zonation d'un petit cristal de clinopyroxène dans une amphibolite. Image grossie 17 fois. Fig. 77 Clinopyroxène montrant une zonation prismatique concentrique exprimée par des exsolutions lamellaires de hornblende parallèle aux clivages principaux dans une méta-ultrabasite à plagioclase. Image grossie 13 fois

Occurrence du lac Burton

L'occurrence du lac Burton (Fig. 7), comprend deux petites séquences métasédimentaires et metabasiques. Les assemblages se décrivent comme suit:

amphibolites:

(plagioclase) hornblende ± magnétite,
hornblende-biotite ± séricite,
hornblende-cummingtonite-biotite-magnétite,
hornblende-trémolite-épidote et
trémolite-séricite (épidote, biotite)

paragneiss:

(quartz-plagioclase) grenat-épidote (muscovite),
biotite,
biotite-sillimanite,
biotite-grenat ± cordièrite ± chlorite,
biotite-grenat-sillimanite ± cordièrite ± chlorite et
quartz-chlorite (biotite).

Les roches métasédimentaires et metabasiques du lac Burton montrent des assemblages stables à grenat-sillimanite-cordièrite et à hornblende-cummingtonite. Le diagramme de Spear (1993) p. 483 (Fig. 78) donne une approximation des conditions pression-température propre à la coexistence de ces assemblages, autour de 4 Kb et 600° C. L'assemblage à hornblende-trémolite-épidote est associé à des rétrogressions locales vers le faciès amphibolite à épidote le long de zones étroites interstratifiées dans certaines amphibolites. Une phase d'altération survenant à un moment ultérieur indéterminé au faciès schiste-vert, peut aussi être inférée à partir des assemblages à chlorite.

Bande du lac Fagnant

Partie sud

Les metabasites et ultrabasites du sud de la bande du lac Fagnant contiennent les assemblages suivants:

metabasite:

(plagioclase) hornblende- biotite ± scapolite ± chlorite,
cummingtonite (hornblende) et
hornblende-trémolite.

ultrabasite:

(± plagioclase) serpentine-trémolite-magnétite-
clinopyroxène-orthopyroxène,
trémolite-orthopyroxène-magnétite-serpentine,
témolite-magnétite-serpentine ± hornblende ± phlogopite et
trémolite-hornblende (biotite).

paragneiss:

(plagioclase-quartz ± microcline),
biotite-grenat ± trémolite ± mica blanc ± hornblende,
biotite-cordièrite ± grenat (chlorite),
biotite-grenat-andalousite ± sillimanite,
biotite-hornblende ± magnétite,

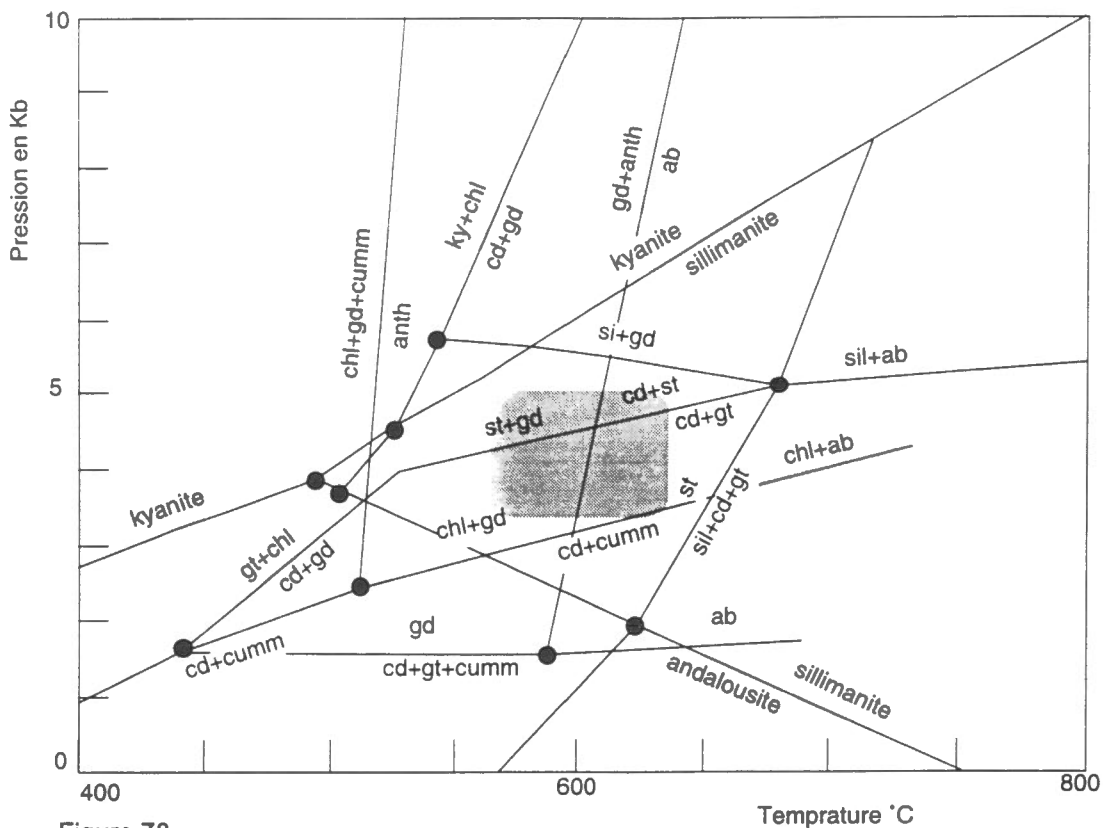


Figure 78

Espace Pression-Température de stabilité pour le métabasites du lac fagnant, simplifiée d'après Spear (1993)

*biotite-muscovite (sillimanite),
quartz-magnétite-cummingtonite,
quartz-plagioclase-trémolite et
biotite-grenat-cummingtonite-magnétite.*

Ces assemblages n'ont pas fait l'objet d'analyse. Une évaluation quantitative des conditions de leur formation dans un des diagrammes pression-température de Spear (1993, p. 375) donne des températures et des pressions de formation entre 550 et 650° C et 2.5 et 3 Kb.

Partie nord

La partie nord de la bande du lac Fagnant a été étudiée d'un point de vue métamorphique par Mercier (1981) et Geoffroy (1985). Le premier auteur a réalisé une étude structurale et métamorphique sur une coupe entière de la bande, le second s'est concentré sur la pétrologie métamorphique de la formation de fer.

D'ouest en est et en montant dans la coupe stratigraphique (Fig. 39), les formations de la bande du lac Fagnant comportent les assemblages suivant:

*(plagioclase-quartz),
hastingsite-cummingtonite-biotite (chlorite)-grenat,*

*cummingtonite-grenat-biotite,
biotite-grenat-cordierite-gédrite (chlorite),
quartz-magnétite-grunérite-hornblende-grenat,
biotite (chlorite muscovite tourmaline)-grenat-cordierite-sillimanite,
biotite (muscovite)-andalousite-cordierite-sillimanite et
hornblende-biotite-muscovite.*

Une interprétation de la série d'analyses chimiques des minéraux typomorphes (Mercier 1981, p. 42) a mis en évidence un plagioclase toujours $\geq An_{17}$; les microlites de plagioclase situés dans les amphibolites coussinées au sommet de la coupe sont du type An_{50-55} et la cordierite est du type magnésienne à 65%. Les biotites provenant des amphibolites de la base de la coupe stratigraphique sont plus riches en fer que celles des micaschistes qui les surmontent. Les amphiboles provenant des amphibolites de la base de la série sont du groupe des gédrites, celles des amphibolites à la base de la formation de fer sont à la limite cummingtonite-grunérite et hastingsite / hastingsite magnésienne. Les grenats sont des almandins plus pauvres en fer à la périphérie des grains.

Des mesures thermométriques ont été effectuées à partir des assemblages utilisant les thermomètres biotite-grenat, cordiérite-grenat et amphibole-grenat. De la base de la série au sommet, les résultats pour le thermomètre de

Ferry-Spear = 650-560° C

Thompson = 630-560° C

Perchuk (bi-gt) = 670-550° C

Perchuk (ab-gt) = 600-570° C

Une mesure de la pression et température utilisant le thermobaromètre

$4\text{Grossulaire} + 2\text{Pyrope} + 12\text{Quartz} + 3\text{Talc} = 2\text{Trémolite} + 12\text{Anorthite}$

a donné 4.3 Kb à 615° C pour des assemblages situés à la base de la série.

La formation de fer située au milieu de la série volcano-sédimentaire du lac Fagnant a été étudiée par Geoffroy (1985). Ce dernier a mis la minéralogie suivante en évidence: quartz, magnétite, chlorite, biotite, actinote, hornblende, cummingtonite, almandin, calcite, stilpnomélane, andalousite et plagioclase. Les assemblages suivantes ont été analysées: (quartz-magnétite),

calcite-chlorite-stilpnomélane,

actinote-cummingtonite-biotite ± chlorite,

hornblende-cummingtonite-biotite ± chlorite,

cummingtonite-grenat ± biotite ± chlorite

et exceptionnellement

cummingtonite-grenat-hornblende ± biotite ± chlorite.

La chlorite est prograde et le rapport Fe/Fe+Mg varie de 0.43 à 0.72. La biotite est ubiquiste et son rapport Fe/Fe+Mg varie de 0.42 à 0.82. Les amphiboles calciques varient d'actinote à ferro-tschemakite avec des rapports Fe/Fe+Mg entre 0.35 et 0.70. Les cummingtonites ont des rapports Fe/Fe+Mg entre 0.40 et 0.69 et deux grunérites ont des rapports Fe/Fe+Mg au-dessus de 0.70. Les almandins ont des rapports Fe/Fe+Mg entre 0.83 et 0.96; ils contiennent 6% de grossulaire et ne sont pas zonés. Une évaluation des températures selon une coupe allant du bas vers le sommet de la séquence et utilisant le thermomètre de Ferry et Spear (1978) donne entre 589 et 475° C confirmant les résultats de Mercier (1981).

Les réactions interprétées en lames minces sont du type:

$\text{quartz} + \text{chlorite} + \text{actinote} = \text{cummingtonite} + \text{grenat}$ et

$\text{quartz} + \text{calcite} + \text{chlorite} = \text{actinote} + \text{grenat}$

et sont dépendantes de la température (Geoffroy 1985). La disparition de la chlorite, pour les roches basiques se fait autour de 570° C (Spear 1993, p. 408), ce qui donne une idée de la température à laquelle les assemblages mentionnés ci-haut ont pu atteindre l'équilibre. Une évaluation du domaine de stabilité de l'assemblage

biotite-grenat-andalousite ± chlorite

est de l'ordre de 3 Kb entre 500 et 550° C (Fig. 78).

Occurrence du lac Hamelin

L'occurrence du lac Hamelin est une petite séquence volcano-sédimentaire comprenant les assemblages suivants:

ultrabasites

cummingtonite-grenat-trémolite-magnétite-hornblende-biotite-chlorite et

trémolite-quartz-épidote

paragneiss

quartz-plagioclase-biotite-cummingtonite ± hornblende ± magnétite ± chlorite,

quartz-magnétite-grunérite ± hornblende,

quartz-cummingtonite-gédrite et

biotite-grenat-gédrite ± chlorite

L'occurrence du lac Hamelin comprend essentiellement les mêmes assemblages que les séquences formant la structure principale de la bande volcanique du lac Fagnant. Les métasédiments sont enrichis en fer et contiennent, dans presque tous les cas, une amphibole ferrifère; plusieurs horizons ferrifères interlités dans des amphibolites ou des paragneiss à biotite (Fig. 79), sont en tout point identiques à ceux analysés par Geoffroy (1985). Les conglomérats

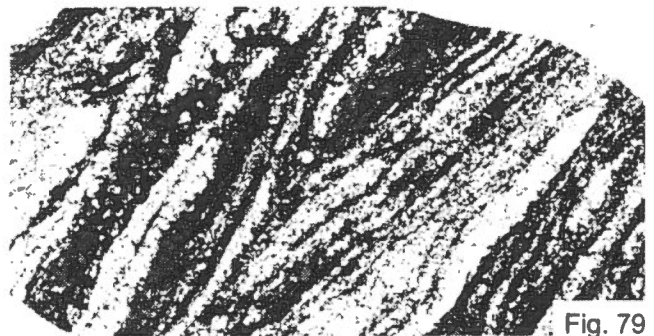


Fig. 79

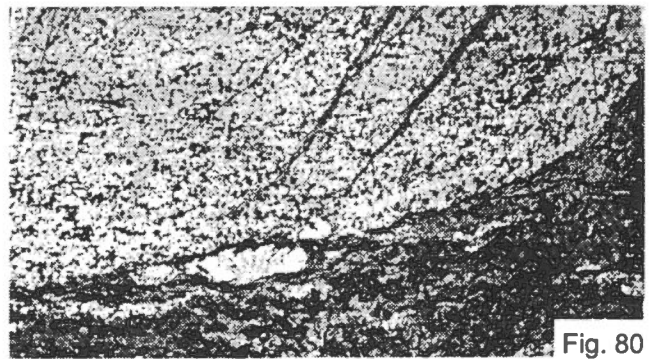


Fig. 80

Fig. 79 Laminationes dans une roche à quartz-magnétite provenant de la formation de fer du lac Fagnant. Les entrecroisements des laminationes sont tectoniques. La lame a 3 cm de côté. Fig. 80 Détail d'un galet de tonalite en contact avec la matrice dans le conglomérat monogénique de la figure 64. La lame mince a 3 cm de côté.

monogéniques (Fig. 80) comptent pour une bonne partie des fragments de roches métasédimentaires; ils contiennent une matrice de métagrauwacke à quartz-biotite ou quasi amphibolitique montrant des assemblages à

(quartz-plagioclase)

biotite-hornblende,

cummingtonite-magnétite,

cummingtonite-biotite (chlorite) et

cummingtonite-hornblende-biotite (chlorite).

Ces assemblages nous ramènent aux mêmes conditions thermo-barométriques que les phases minérales équilibrées décrites plus haut, autour de 550° C à une pression de 3 Kb; ce qui apparaît réaliste étant donné la proximité géographique des roches du lac Hamelin et du lac Fagnant.

Conclusion

Dans les orthogneiss de Bienville, la grande taille relative des pyroxènes, leurs associations avec des reliques de phénocristaux de plagioclase et leur rétro-morphose laisse supposer qu'ils sont d'origine magmatique et qu'ils ont subi une rétro-morphose au cours d'une phase de métamorphisme au faciès amphibolite et une altération tardive au faciès schiste-vert. Cette rétro-morphose pourrait originer d'une hydratation tardi-magmatique dans le protolithe des orthogneiss. La présence de dykes d'amphibolite affectés par la foliation principale grossièrement est-ouest des orthogneiss laisse supposer une solidification et un refroidissement au moins relatif du protolithe des orthogneiss avant la mise en place des dykes qui a eu lieu avant la déformation kénorénienne ca. 2.7 Ga. Ces dykes ne peuvent être associés à aucun essaim connu dans le bouclier canadien. Dans le cas des enclaves enderbitiques, une origine magmatique des pyroxènes peut-être inférée des zonations des clinopyroxènes ainsi que de la présence de reliques de phénocristaux de plagioclase et d'orthose. L'origine des hornblendes demeure plus incertaine. À partir de l'équation

hornblende + quartz = clinopyroxène + orthopyroxène + plagioclase + H₂O (Spear 1993, p. 417),

on peut inférer une réaction de droite à gauche par une diminution de température ou une augmentation de P_{H₂O}, ou une combinaison des deux; une origine tardi-magmatique des hornblendes est plus compatible avec ce schéma et leurs distributions erratiques, qu'avec une origine purement métamorphique. À l'évidence, les enclaves microgrenues contenues dans les orthogneiss ont conservé des reliques minéralogiques et texturales magmatiques, mais les textures et la minéralogie dominante sont d'origine métamorphique.

La réaction:

hornblende + quartz = clinopyroxène + plagioclase + H₂O (Spear 1993, p. 418),

caractéristique de la transition du faciès amphibolite au faciès granulite nous permet d'interpréter la coexistence stable des

clinopyroxènes et des hornblendes et d'inférer le passage de roches magmatiques à roches métamorphiques au faciès amphibolite supérieur.

Les clinopyroxènes zonés présents dans les enclaves basiques et ultrabasiqes contenues dans les orthogneiss sont d'origine magmatique. La présence de hornblendes dominant les assemblages laisse aussi supposer une transition magmatique/métamorphique au faciès amphibolite supérieur du même ordre que celle prévalant dans les enclaves microgrenues. Une rétro-morphose au faciès schiste-vert distribuée irrégulièrement, a affecté toutes les enclaves à un moment ultérieur indéterminé.

Dans le secteur sud-ouest de la sous-province Bienville, une bonne proportion des enclaves sont des paragneiss à magnétite qui coexistent avec des paragneiss à orthopyroxène-biotite. Le degré de métamorphisme des enclaves à magnétite n'est pas connu mais on peut assumer qu'il se situe autour de la transition amphibolite/granulite de basse pression.

Les conditions métamorphiques des séquences volcano-sédimentaires de la sous-province Bienville indiquent un faciès amphibolite inférieur avec des températures maximales de l'ordre de 600° C et des pressions entre 3 et 4 Kb. Mercier (1981) remarque que la plupart des minéraux typomorphes comme le grenat, la hornblende, la cummingtonite, la cordiérite, la sillimanite et la biotite ont cru pendant et entre les deux phases de déformations affectant les séquences supracrustales. Le métamorphisme au faciès amphibolite moyen ou supérieur affectant les enclaves basiques et métasédimentaires des orthogneiss est différent de celui des bandes volcaniques. Le métamorphisme de ces dernières pourrait être associé à la rétro-morphose au faciès schiste-vert tardive des enclaves des orthogneiss. La déformation selon des axes nord-sud qui affecte les bandes volcaniques est absente des orthogneiss; au chapitre déformation on assume que cette déformation est restreinte à des grandes zones en forme de Z ouvert et surimposée sur la déformation principale orientée est-ouest des orthogneiss. On infère donc que le métamorphisme au faciès transitionnel schiste-vert / amphibolite inférieur des volcanites est tardif et a affecté l'ensemble du socle de la sous-province Bienville. Toutefois, le peu d'information disponible sur la partie est de cette sous-province laisse la question ouverte à des investigations futures.

Géochimie

Généralités

L'analyse géochimique du socle de la sous-province de Bienville a pour but la classification des roches et les analyses pétrogénétiques afférentes; on vise principalement la ségrégation des suites géochimiques comparées les unes aux autres et l'évaluation de la mobilité de certains éléments reliés à l'altération et au métamorphisme. L'étude géochimique des roches des sous-provinces Bienville et La Grande comporte des données déjà publiées ainsi que des données inédites ou nouvelles sur le socle gneissique, sur des domaines lithologiques ou sur des séquences particulières de roches. Des études géochimiques sur le nord et le centre ouest de la sous-province de Bienville ont été publiées par Ciesielski (1984a; 1989; 1991a) et par Ciesielski et Plante (1990). Les analyses chimiques sont divisées en plusieurs segments correspondant aux entités géographiques et aux types lithologiques.

Dans la partie ouest de la sous-province de Bienville, les suites gneissiques sont réparties géographiquement du nord au sud, et désignées sous les acronymes :

LEC pour les enderbites de la région du lac à l'Eau Claire.
HBN pour les orthogneiss situés au nord-est de Kuujuarapik (*Hudson Bay North*),

HBS pour les orthogneiss situés au sud-ouest de Kuujuarapik (*Hudson Bay South*), et

BJ pour les orthogneiss situés le long de la baie James.

Au nord-ouest de la sous-province de La Grande, il s'agit des suites:

PhX pour les granodiorites à phénocristaux bordant les deux sous-provinces et

Gnss pour gneiss tonalitiques de LG3.

Des analyses chimiques de galets de conglomérats, de métasédiments et de metabasites provenant d'enclaves ou des séquences volcano-sédimentaires supracrustales situées dans le socle gneissique des sous-provinces de Bienville et de La Grande sont libellées **Cngl**, **Mtsd** et **Mtbs**; ces données ne sont pas traitées à cause du petit nombre d'analyses disponibles; elles ne peuvent être représentatives d'un ensemble et sont donc statistiquement inutilisables. Toutes les analyses chimiques, traitées ou non, leurs localisations, les protocoles d'analyses et le calcul des minéraux normatifs sont consignés à l'Annexe B.

Le choix d'échantillons pour fin d'analyse provenant de socle gneissique macroscopiquement homogène et de grande étendue a été réalisé par étape. Des lignes de vols par hélicoptère ont été effectuées avec un espacement de 10 km. Le plan initial prévoyait une maille plus serrée et une

couverture plus grande, mais des contingences logistiques nous ont limités aux résultats apparaissant à la figure 85. Les échantillons récoltés sont, dans la mesure du possible, représentatifs de l'affleurement. Le choix de l'échantillon à analyser a été basé sur sa ressemblance macroscopique avec l'ensemble des spécimens récoltés et ceci pour obtenir un échantillon de grande taille sur la lithologie principale qui compose la trame du socle étudié. Les échantillons analysés ont une ou deux fois la taille d'un poing, sont homogènes et à grains moyens, leucocrates ou mésocrates et contiennent des biotites et des amphiboles principalement. Les échantillons montrant une variation trop grande par rapport à la moyenne, c.-à-d. une granulométrie trop grande ou trop fine, un contenu en minéraux mafiques trop important, une déformation intense ou une minéralogie particulière (roches très riches en quartz ou en feldspath potassique par exemple) ont été écartés.

Les analyses chimiques standards comportent les éléments majeurs, non-métaux et métaux, alcalins et alcalino-terreux, c.-à-d. Si, Al, Fe, Mg, Ti, Ca, Na, K, P, calculés en poids d'oxydes, des éléments traces, c.-à-d. Ba, Rb, Sr, Zr, des lanthanides et certains platinoïdes calculés en partie par million (ppm). La norme a été calculée de façon à inclure la biotite et l'amphibole (série actinote-trémolite), en se basant sur le calcul normatif proposé par Hutchison (1975).

Les analyses chimiques sont utilisées en ne considérant pas les influences externes subies par le système géochimique. Les phénomènes de la déformation, du métamorphisme et de l'altération par l'apport de fluides ont une influence sur la mobilité des composants chimiques des roches, mais leur importance n'est mesurable qu'indirectement. Pour simplifier l'interprétation des données concernant les orthogneiss, on doit faire l'hypothèse du système chimique fermé. L'hypothèse d'une mobilité proportionnelle pour tous les éléments d'un ensemble de roches données peut être aussi envisagée, mais est très peu probable. Les analyses chimiques comprennent les éléments majeurs, les éléments traces et les terres rares, traités séparément ou par recoupement entre groupes. Pour des fins de classification ou d'analyses comparatives, l'orthose normative utilisée dans les diagrammes qui suivent est celle calculée avant la biotite. L'orthose calculée après (voir Annexe B), est en plus faible quantité, à cause du potassium entrant dans la composition de la biotite.

Sous-province de Bienville

Généralités

La sous-province de Bienville comporte trois régions où une série d'analyses ont été effectuées, c.-à-d. le lac à l'Eau Claire,

le secteur Bienville ouest et Bienville sud-ouest. Les bases de données sont initialisées LEC, HB et BJ respectivement. Les données LEC proviennent du pourtour du lac à l'Eau Claire et du lac Bienville, les données HB de la grande région de Kuujjuarapik et celles de Bienville sud-ouest (BJ), de la côte orientale de la baie James. Les données LEC et BJ ne seront pas représentées spatialement parce que leur distribution est ou linéaire ou répartie sur une trop petite surface. Les données BJ ne comportent pas suffisamment d'éléments traces et de terres rares pour être statistiquement représentatives.

Sous-province de Bienville ouest et sud-ouest (HB et BJ)

Les éléments majeurs

Les échantillons analysés se répartissent au sud et au sud-

ouest et au nord-est de Kuujjuarapik (Fig. 4) et sont étiquetés HBS, HBN et BJ respectivement. Pour l'ensemble de la suite HB, la silice varie de 53.9 à 77.7 % avec une valeur moyenne de 68.7% (voir Annexe B pour les moyennes des autres éléments). La répartition de la silice (SiO₂) et de la chaux (CaO) (Fig. 81), montre, à l'évidence, une variation des teneurs en fonction de la géographie; la partie sud et sud-ouest (HBS), montre en moyenne les plus faibles teneurs de SiO₂. Il est important de noter ici que le type lithologique est absolument identique et indifférenciable macroscopiquement de part et d'autre de Kuujjuarapik et que la distinction des suites sur une base géographique est circonstancielle.

Pour les éléments majeurs entrant dans la composition dans minéraux ferromagnésiens, les corrélations avec la silice (SiO₂) indiquent des coefficients négatifs pour le fer (FeO),

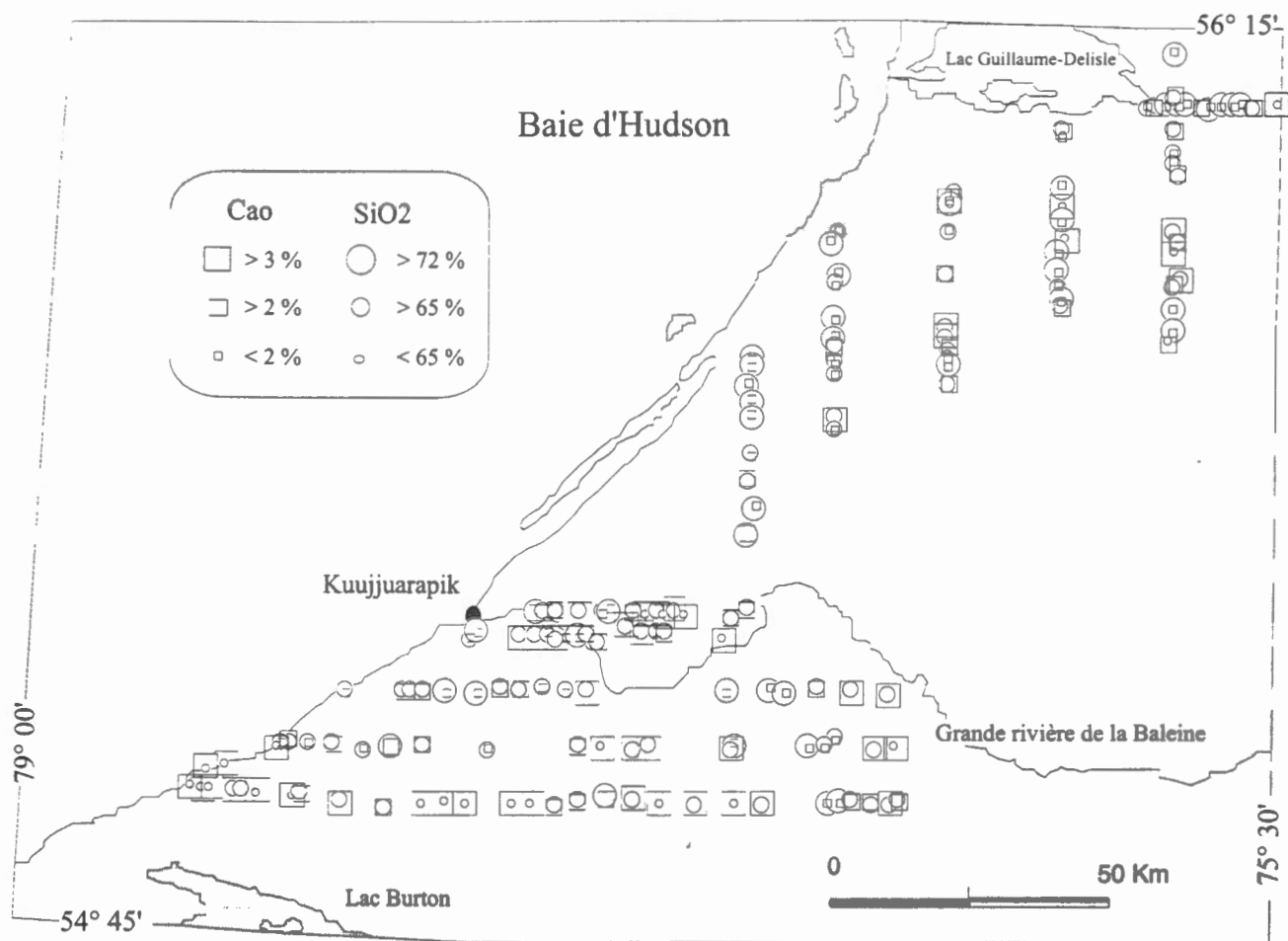


Figure 81

Carte de localisation des échantillons d'orthogneiss de la sous-province de Bienville; variation des teneurs en CaO (carrés) et variation des teneurs en SiO₂ (cercles) en fonction de la position géographique. On note une augmentation du caractère granitique (stricto sensu) des roches vers le NE.

le magnésium (MgO), le titane (TiO₂) et le calcium (CaO); on note des coefficients de corrélation *r* respectifs de - 0.888, - 0.862, - 0.840 et - 0.813. Pour les éléments entrant dans la composition des feldspaths, les corrélations avec la silice indique *r* = - 0.784 pour l'alumine, *r* = 0.527 pour la potasse et *r* = - 0.382 pour la soude (Fig 82). Notons que dans le cas de la corrélation Si/Al, les deux segments HBN et HBS se distinguent avec des coefficients de corrélation *r* = - 0.895 et - 0.727 respectivement, dénotant un nuage de points beaucoup plus serré pour le segment HBN relié aux teneurs plus élevées

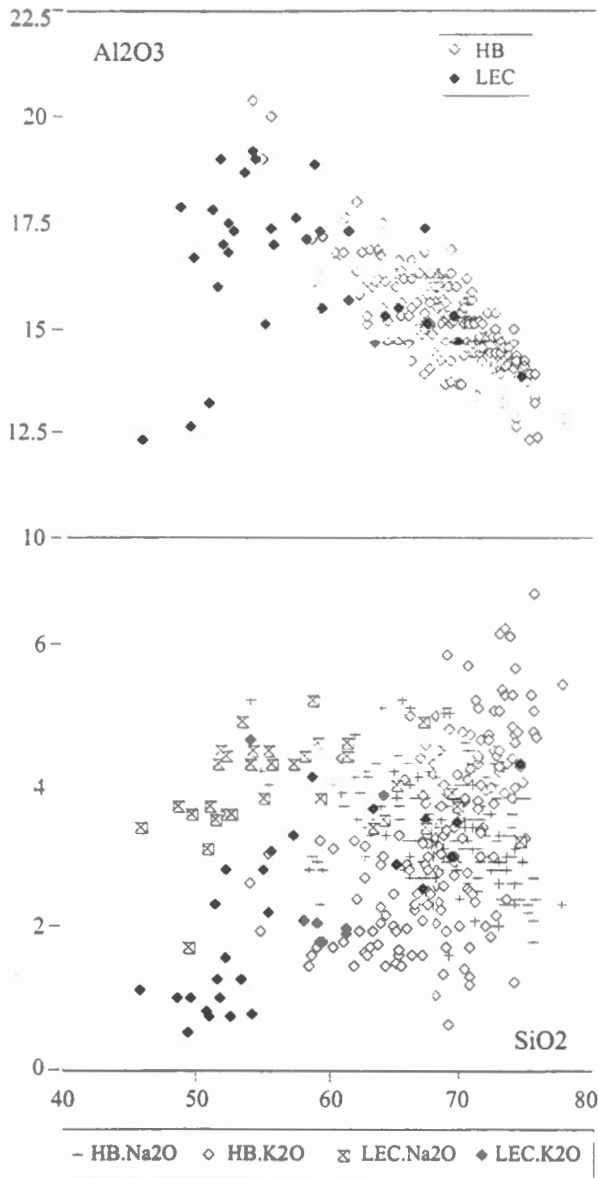


Figure 82
Distribution des analyses des suites HB et LEC dans les diagrammes Al₂O₃, Na₂O et K₂O versus SiO₂.

en feldspaths alcalins. Le rapport entre la silice et le phosphore montre une corrélation négative *r* = - 0.801 avec des teneurs légèrement plus forte en phosphore pour le segment HBN montrant à l'évidence l'affinité de l'apatite pour les phases ferromagnésiennes.

Les représentations graphiques ternaires ont pour but de classer et de différencier les suites granitiques entre elles et utilisent les minéraux normatifs, les oxydes, les éléments traces et les terres rares comme variables. Sauf indiqués, les oxydes sont exprimées en pourcentage en poids et les éléments traces et les terres rares, en partie par million (ppm).

La Figure (Fig. 83) montre la suite HB segmentée en suite sud et nord, HBS et HBN et la suite BJ représentée dans le diagramme normatif de classification de Barker (1979). Bien que la distinction entre HBN et HBS soit basée sur leur distribution géographique, il est évident, d'après le diagramme de classification, que la partie nord-est, c.-à-d. la suite HBN, se distingue chimiquement de la suite HBS et situe principalement dans le champ des granites et adamellites. Au sud-ouest, la suite HBS se distribue dans tous les champs, mais montre une plus grande concentration dans le champ des tonalites et des granodiorites, à l'instar de la suite BJ. Le diagramme normatif quartz-albite-orthose indique pour sa part, une concentration des données HBN près de l'eutectique théorique de basse pression (1 Kb); les données HBS se distribuent, à quartz constant, sur une gamme plus étendue d'orthose et la suite BJ concorde avec les éléments les moins différenciés de la suite HBS (Fig. 84). Le diagramme CaO / Na₂O / K₂O (Barker et Arth 1976; Fig. 85) confirme l'enrichissement en K₂O des séries HB et BJ selon la tendance calco-alcaline de différenciation (voir aussi Barker, 1979; Ermanovics, 1979; Ciesielski, 1992); on note une concentration du segment HBN dans des teneurs plus élevées en potassium. On en conclut que l'enrichissement en potassium des orthogneiss de l'ouest de la sous-province de Bienville se fait du sud-ouest vers le nord-est.

Une représentation binaire visant à situer chimiquement les roches par rapport aux principaux minéraux normatifs a été élaborée à partir d'une projection du tétraèdre Cpx-Ne-Qz-Ol de Yoder et Tilley par de la Roche et al. (1980) et appliquée aux granitoïdes par Batchelor et Bowden (1985). La figure 86 montre l'espace défini par les paramètres cationiques

$$R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti) \text{ et}$$

$$R2 = 6Ca + 2Mg + Al,$$

dans lequel les minéraux principaux constituant les roches sont localisés ainsi que la ligne de saturation en silice séparant les champs du quartz et de la néphéline. Batchelor et Bowden (1985) considèrent que les magmas basiques ou ultrabasiques primitifs évoluent le long de cette ligne de saturation de la

Figure 83

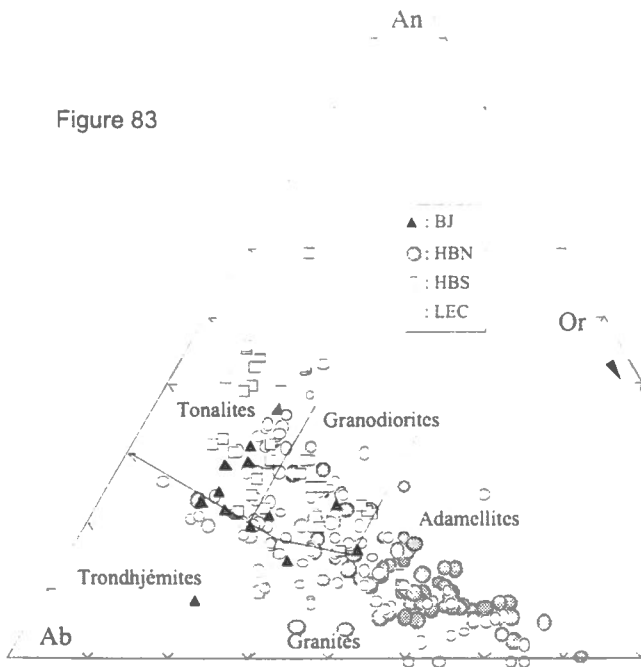


Figure 84

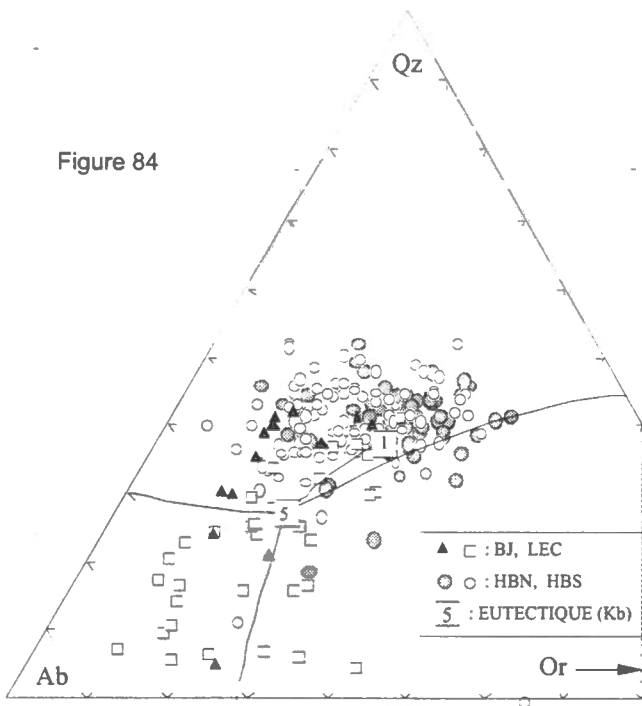


Fig. 83 Distribution des suites BJ, HBN, HBS et LEC dans le diagramme de classification des granitoïdes d'après O'Connor (1965) et Barker (1979). Fig. 84 Distribution des suites BJ, HBN et HBS, LEC dans le diagramme Quartz-Albite-Orthose. Les lignes cotectiques sont tirées de Winkler et al. (1975).

silice (flèche A, figure 86), selon un enrichissement en potassium et en sodium (les feldspaths); les magmas se différencient ensuite selon une tendance générale allant vers un enrichissement en silice (flèches B et C; voir aussi Lameyre, 1980, p. 59); selon ces auteurs, la composition des suites varie en fonction du contexte tectonique. Les roches de la suite HBS et BJ se différencient un peu moins par rapport à la ligne théorique de saturation du quartz, que la suite HBN qui montre une concentration plus marquée. Les trois suites débordent sur les champs des granites mantéliques et ceux des marges continentales actives et se concentrent dans le champ du magmatisme anatectique syn-orogénique de Batchelor et Bowden (1985).

Les éléments traces

Les principaux éléments traces analysés c.-à-d. Ba, Rb, Sr, Zr sont portés dans les diagrammes binaires de corrélation avec la silice. La Figure (Fig. 87) montre que le barium varie sans égard aux teneurs en silice et que le rubidium varie peu. Le strontium et le zirconium montrent des corrélations faibles avec la silice; dans ce dernier cas, le segment HBN se distingue par des valeurs moyennes plus élevées en silice et des écarts plus petits. Les corrélations Rb/Sr et K₂O/Rb montrent que les deux segments HBN et HBS ne se distinguent pas si ce n'est par une plus grande variation du potassium (Fig. 88) dans la suite HBS. Le rubidium augmente avec le potassium à cause de son affinité pour les feldspaths alcalins. Sans surprise, les orthogneiss de la sous-province de Bienville se situent sur la ligne représentant la tendance granitique continentale (TGC sur la figure 88) de Shaw (1968). Le strontium varie relativement peu par rapport au rubidium à cause de son affinité pour les plagioclases et ne permet pas de ségréguer la suite HB. Le phosphore et l'yttrium montrent une corrélation faible, $r = 0.42$, ce qui laisse supposer que la distribution de Y se fait aussi ailleurs que dans l'apatite, notamment dans les autres phases accessoires comme la titanite et l'allanite.

Les terres rares

Les contenus en terres rares des différents segments de la suite HB s'expriment par des patrons moyennement fractionnés (Annexe B). Les pentes de ces patrons, données par le rapport La/Yb, sont illustrées par le diagramme La/Yb vs Yb normalisé (Fig 89); les pentes montrent des variations d'un ordre de grandeur et une petite variation des contenus en yttrium. Les patrons des terres rares ne montrent pas d'anomalies systématiques en europium. Les segments HBS et HBN de la suite gneissique HB ne se distinguent pas par la pente de leurs patrons des terres rares mais on note des variations de la valeur absolue des teneurs de certains patrons qui s'écartent de la moyenne. La mesure des anomalies d'europium est quasi identique, $Eu/Eu^* = 1.10$ et 1.13 pour

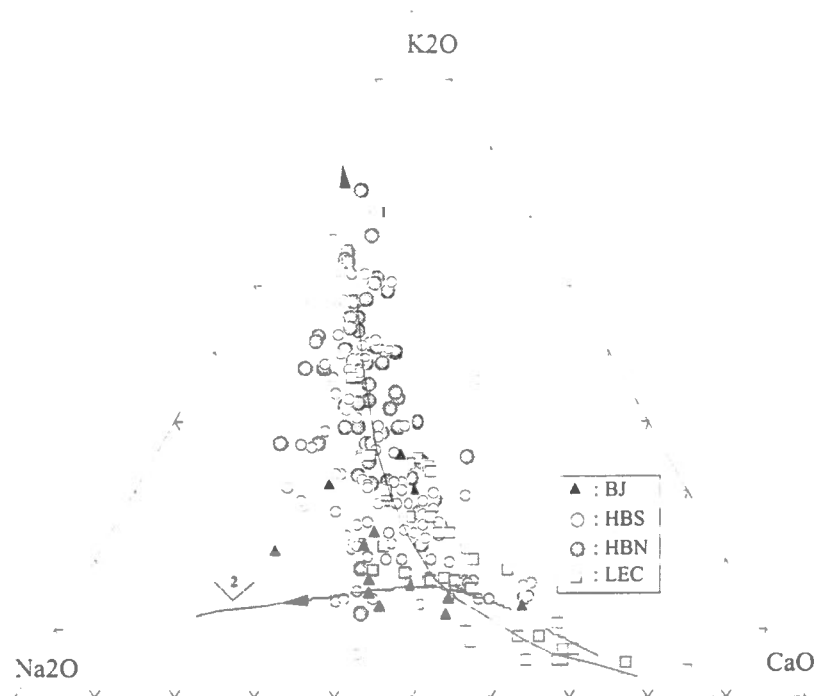
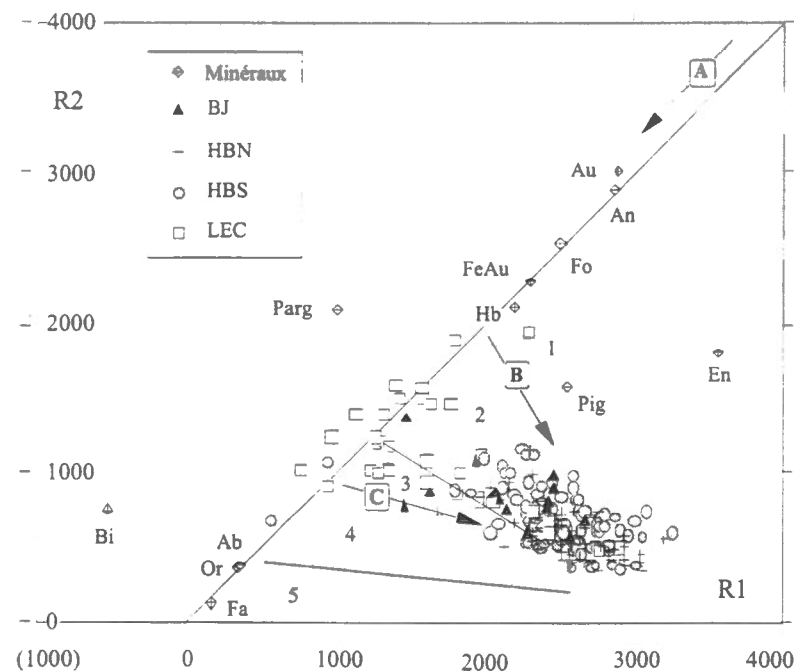


Figure 85
Distribution des suites BJ, HBS, HBN et LEC dans le diagramme ternaire K₂O, Na₂O et CaO. La courbe 1 correspond à la tendance calco-alkaline de différenciation et la courbe 2, la tendance trondhjemitique; d'après Barker et Arth (1976).



le segment HBS et HBN respectivement. Le segment HBN se distingue toutefois du segment HBS par des valeurs nettement plus élevées en samarium (Fig. 90).

Dans le but d'évaluer l'influence des phénomènes d'altération ou du métamorphisme sur le déplacement des ions, des éléments que l'on considère généralement mobiles (éléments lithophiles à large rayon ionique) sont comparés avec ceux qui le sont beaucoup moins (éléments à haute force de champ (HFS) sur la figure 91. Dix moyennes sont comparés au maximum et minimum sur un diagramme de Thompson, où les éléments sont normalisés aux chondrites. On note une variation du même ordre pour les éléments mobiles à gauche du diagramme et ceux, considérés immobiles, à droite. On note aussi une anomalie en europium moyenne prononcée, et des variations faibles de Sr, Zr et Ti. De telles variations suggèrent que le métamorphisme ou l'altération a peu fait varier le chimisme ou que les éléments ont varié de façon identique ce qui est peu probable étant donné les caractéristiques atomiques très variables des éléments. On infère donc un système chimique (relativement) fermé au métamorphisme et à l'altération, depuis la cristallisation du protolithe des orthogneiss, ce qui renforce la validité des diagrammes de variations utilisés ainsi que les inférences faites sur la classification et la pétrologie.

Sous-province Bienville nord (LEC)

Les échantillons analysés proviennent d'enclaves granulitiques de dimensions décamétriques et kilométriques localisées dans

Figure 86
Distribution des suites BJ, HBS, HBN et LEC dans le diagramme R₂-R₁ d'après de la Roche (1980) et Batchelor et Bowden (1985). Les flèches A illustre la différenciation première le long de la ligne de saturation de la silice, vers un enrichissement en feldspaths et les flèches B et C, la différenciation secondaire vers un enrichissement en silice. Les abréviations des minéraux sont explicitées en Annexe A. Les champs numérotés correspondent aux 1- Tonalites mantéliques, 2- Granitoïdes de marges continentales actives, 3- Plutons calédoniens, 4- Plutons tardi-orogéniques 5- Magmatisme post-orogénique

les orthogneiss granodioritiques du nord de la sous-province de Bienville, dans le secteur du lac à l'Eau Claire. Les échantillons ont été sélectionnés et analysés sur la même base que ceux de la suite HB.

Les éléments majeurs

Les enclaves de granulite sont caractérisées par des teneurs en silice faible et des teneurs en fer élevées en moyenne 57.2 et 8.06 % respectivement relativement à la suite HB. L'alumine montre des teneurs relativement élevées en aval des teneurs de la suite HB (Fig. 82). Le potassium, pour sa part, montre des teneurs beaucoup plus faibles et le sodium des teneurs un peu plus élevées que la suite HB, mais non corrélatif avec la silice. Les éléments comme Ti, Fe, Mg et Ca qui forment les phases minérales ferromagnésiennes, montrent des corrélations négatives avec la silice $r = -0.64$, -0.82 et -0.88 , -0.75 et -0.85 respectivement. Le phosphore, pour sa part, montre une corrélation négative relativement faible ($r = -0.51$) avec la silice.

Le diagramme ternaire de classification An-Ab-Or de O'Connor (1965) (Fig. 83; voir aussi Barker 1979), montre que les granulites se situent principalement dans le champ des tonalites et des granodiorites avec des plagioclases autour de An35; ce qui, compte tenu des taux de biotites et de pyroxènes, en fait des enderbites mésocrates. Plante (1986) utilise le terme de leucodiorite à hypersthène, pour les granulites pauvres en potasse et jotunite, pour les phases plus riches en feldspaths alcalins. Dans les enderbites, les variations de l'orthose normative sont reliées aux variations de la biotite modale. Contrastant avec les enderbites, la suite HB se situe principalement dans le champ des granodiorites et des adamellites et montre une forte variation de l'orthose modale. Le diagramme ternaire K₂O-Na₂O-CaO (Fig. 85) met en évidence une tendance calco-alcaline pauvre en potassium de la suite LEC, en amont de la suite HB (HBN + HBS), qui montre une forte augmentation en potasse.

Dans le diagramme des cations R₂-R₁ (Fig. 86), une partie des roches de la suite LEC s'étale le long de la ligne de saturation du quartz et l'autre se distribue en amont des roches de la suite HB; il s'agit d'une tendance commune définie par une ligne qui va du plagioclase An 30 vers le quartz, c.-à-d., la ligne qui limite les champs anté-collision et post-collision, aux marges continentales de Batchelor et Bowden (1985).

Les éléments traces

Le baryum varie grossièrement avec la silice et le strontium aussi, mais inversement. Le zirconium et le rubidium, pour leur part, ne varient pas en fonction de SiO₂ (Fig. 87). Le

rapport Rb/Sr atteint en moyenne 0.12 alors que dans la suite HB, il atteint 0.24. Le rapport K₂O/Rb moyen de 335 est quasi identique à celui de la suite HB à 320 (Fig. 88). La suite LEC tend vers des valeurs Rb/Sr plus mantélique que la suite HB qui elle, tend vers des valeurs crustales (voir Jahn 1990).

Les rapports K₂O/Rb montrent une concomitance avec la suite HB et des valeurs absolues quelque peu inférieures (Fig. 88). En outre, la suite LEC coïncide avec la tendance des granitoïdes continentaux de Shaw (1968) et semble étrangère

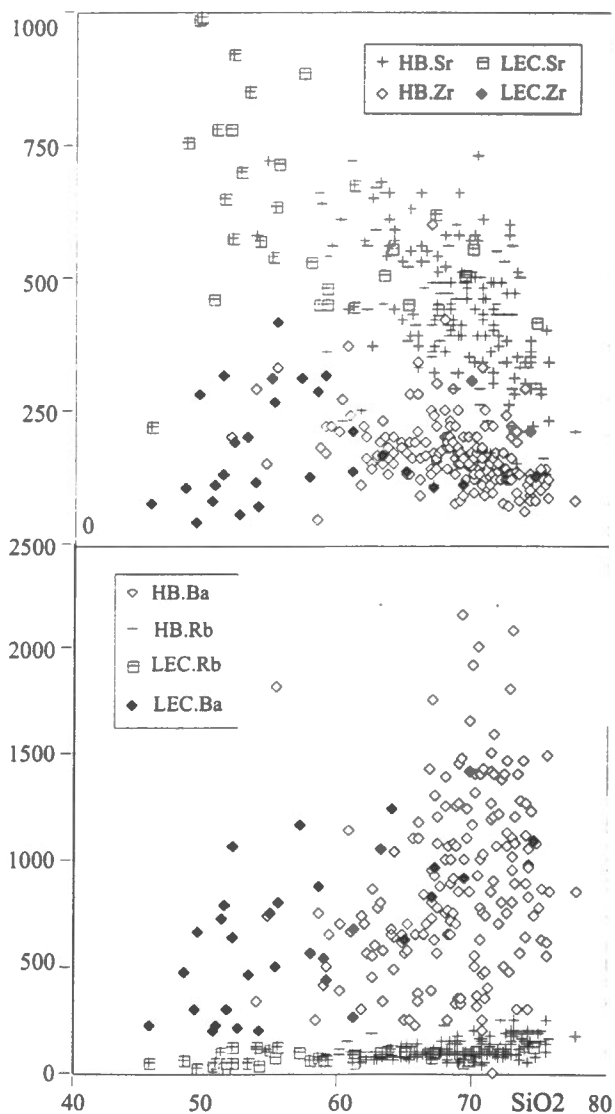


Figure 87
Distribution des suites HB et LEC dans les diagrammes Ba, Rb, Sr et Zr versus SiO₂.

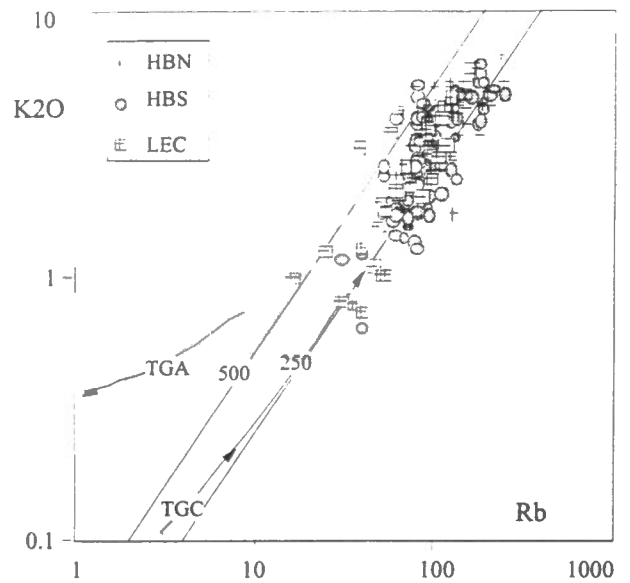
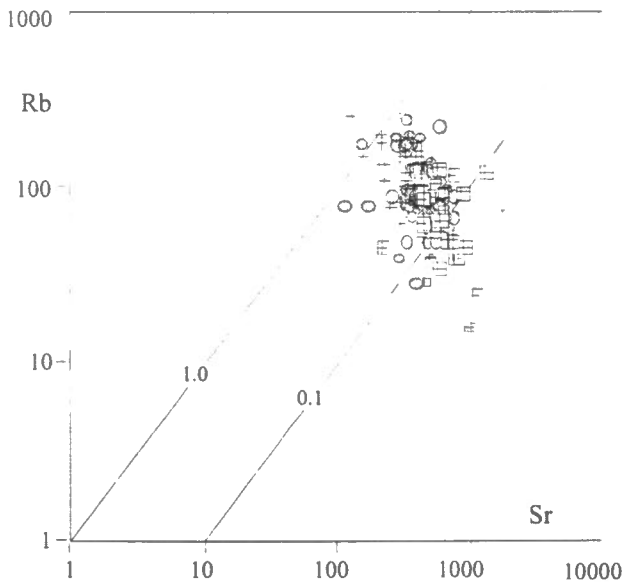


Figure 88
 Distribution des suites HBS, HBN et LEC dans les diagrammes Rb versus Sr et K2O versus Rb. TGC: tendance granitique continentale, TGA: tendance des granulites appauvries (Jahn 1990).

à la tendance des granulites appauvries de Jahn (1990) (TGC sur le figure 88); ce qui laisse supposer une origine essentiellement magmatique et non métamorphique pour les enderbites de la région nord de la sousprovince de Bienville.

Les terres rares

La suite LEC est caractérisée par des patrons de terres rares moins fractionnés que la suite HB. Les pentes des patrons illustrés sur le diagramme La/Yb(n) vs Yb (n) (Fig. 89), montrent des valeurs moyennes correspondant aux pentes les plus faibles de la suite HB. Les roches se distribuent dans le champ où coïncident les granitoïdes archéens et post-archéens de Martin (1986) et sont caractérisées par des valeurs relativement élevées d'ytterbium. En outre, les patrons montrent de faibles anomalies en europium négatives (Fig. 90), contrastant avec celles de la suite HB par des valeurs plus élevées en samarium. Les rapports La/Yb (n) augmentent avec la silice avec un coefficient $r = 0.725$. Les anomalies en europium pour leur part, ne varient pas avec SiO₂.

Sousprovince La Grande nord-ouest

La partie nord-ouest de la sousprovince La Grande comporte deux suites libellées PhX et Gnss, désignant les granodiorites à phénocristaux intrusives dans les volcanites de la bande volcano-sédimentaire de La Grande rivière et les gneiss tonalitiques situés à l'ouest de LG 3, respectivement. La suite PhX ne comporte que 11 échantillons et n'est statistiquement pas représentative de l'ensemble des granodiorites; elle ne fera pas l'objet de considération ci-après. Néanmoins et à

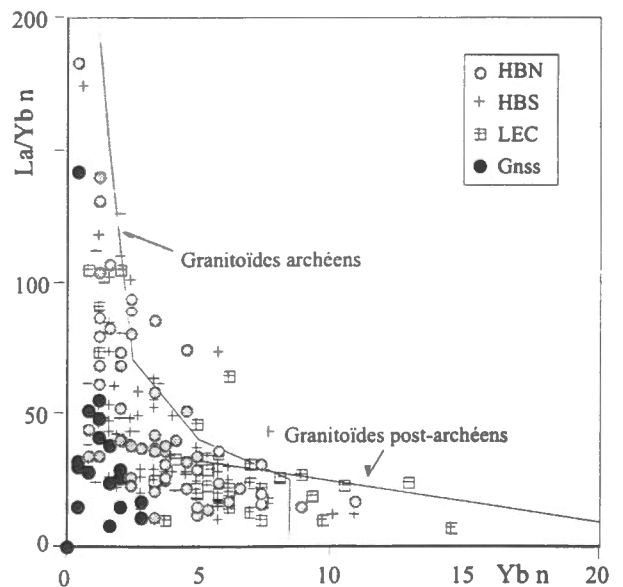


Figure 89
 Distribution des suites HBS, HBN et LEC dans le diagramme La/Yb (n) versus Yb (n). Les champs sont définis d'après Martin (1986). Les suites HBS et HBN ont des fractionnements semblables alors que la suite LEC montre un fractionnement moyen plus faible.

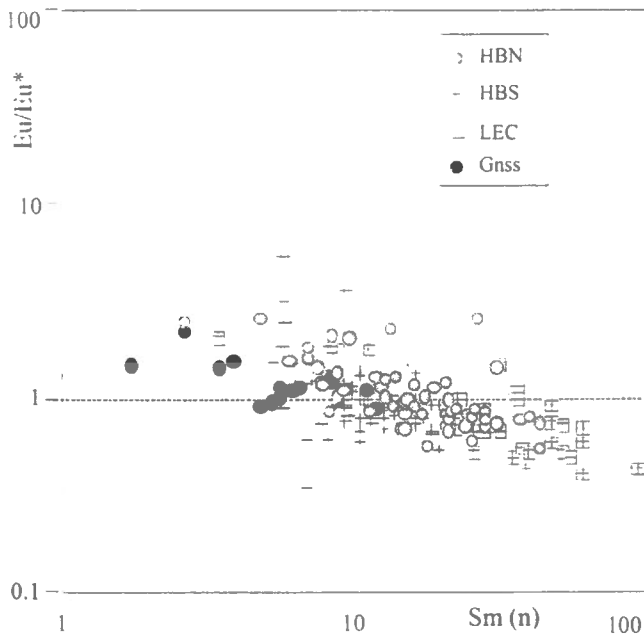


Figure 90
Distribution des suites HBS, HBN et LEC dans le diagramme Eu/Eu^* versus $Sm (n)$. La ligne pointillée correspond à une anomalie d'euporium nulle. La suite LEC se distingue par des anomalies d'euporium négatives mieux exprimées.

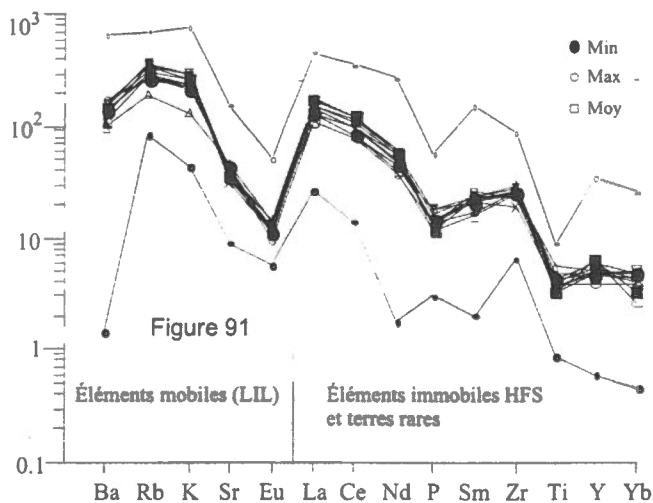
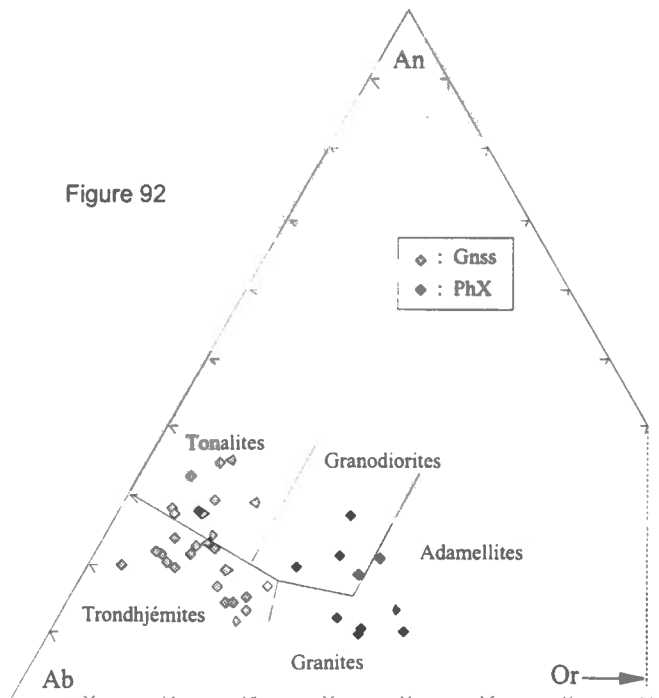


Fig. 91 Diagramme de Thompson comparant la variation des éléments considérés mobiles (LIL) et immobiles (HFS et terres rares) par rapport à l'altération ou au métamorphisme. On notera la constance de la variation. Fig. 92 Distribution des suites PhX et Gns dans le diagramme de classification An-Ab-Or d'après O'Connor (1965) et Barker (1979). On notera la concentration de la suite Gns dans le champ des trondhjémites.

titre informatif, les roches sont reportées dans les diagrammes ternaires An-Ab-Or et K_2O-Na_2O-CaO discriminant (Fig. 92 et 93). Ils montrent des compositions de granodiorites et de granites ainsi qu'une coïncidence avec la tendance de différenciation calco-alcaline propre à la suite HB décrite plus haut.

La suite Gns représente les orthogneiss quartzofeldspathiques formant une grande structure isoclinale à l'ouest de LG 3 (Fig. 47). Les figures 92 et 93 montrent que les roches se classent dans le champ des tonalites et des trondhjémites et qu'il s'agit d'une suite trondhjémitique contrastant avec les suites calco-alcalines décrites plus haut. En comparaison, la suite Gns reportée dans le diagramme ternaire normatif Qz-Ab-Or (Fig 94) montre une tendance de différenciation trondhjémitique distincte de la suite HB (voir Barker et Arth 1976; Barker 1979 et Ermanovics 1979). La suite Gns à une signature plus primitive, moins différenciée, éloignée de l'eutectique près de la ligne cotectique Qz-Ab, alors que la suite HB (fig. 84) coïncide plus ou moins avec l'eutectique de basse pression. Au niveau des éléments majeurs, la suite Gns montre des corrélations négatives entre la silice et les éléments formant les minéraux ferromagnésiens avec Al, $r = -0.763$, Ca, $r = -0.840$ et Fe, $r = -0.833$. Il n'existe pas de corrélations entre Si et Na ou K. Pour les éléments traces, la suite Gns montre des valeurs quasi mantéliques du rapport Rb/Sr (Fig 95), plus basse que celles de la suite HB mais proches des valeurs inférieures de la suite LEC. Les rapports K/Rb sont en moyenne plus élevés

Figure 92



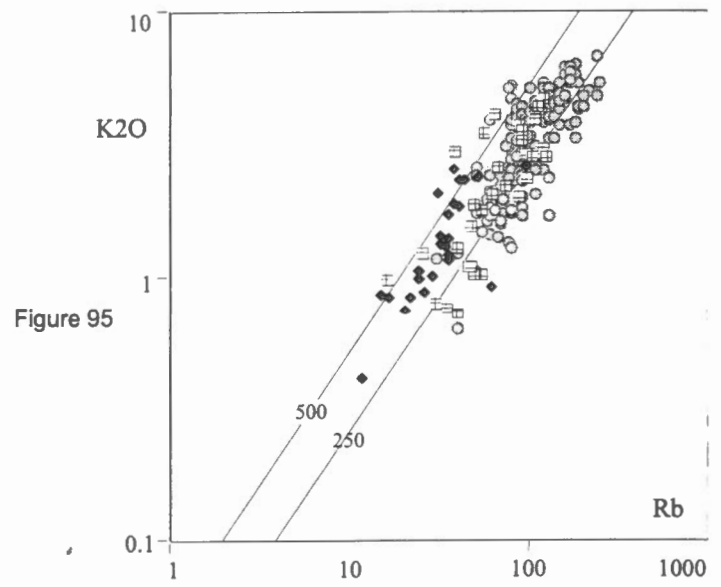
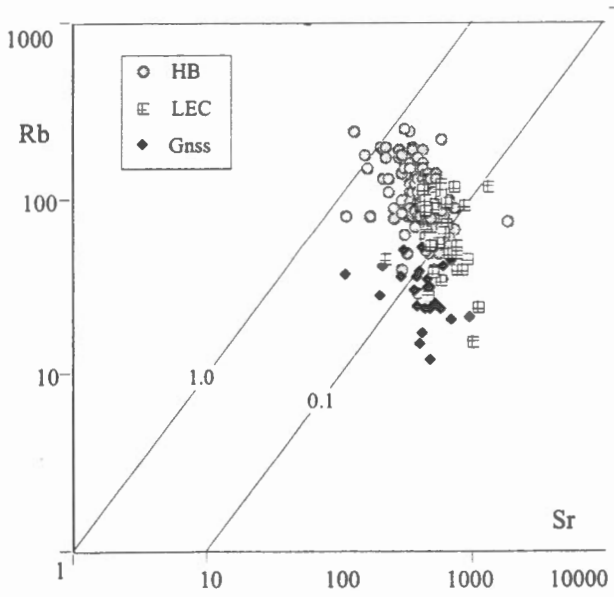
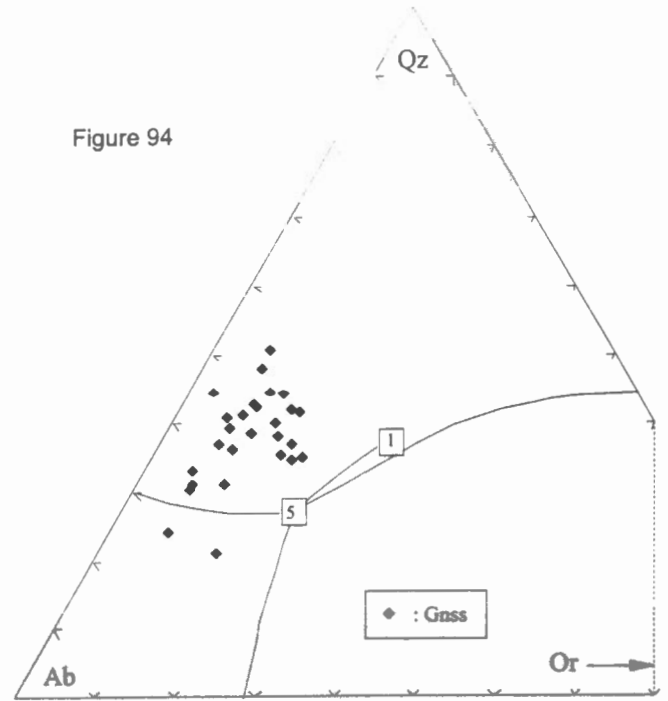
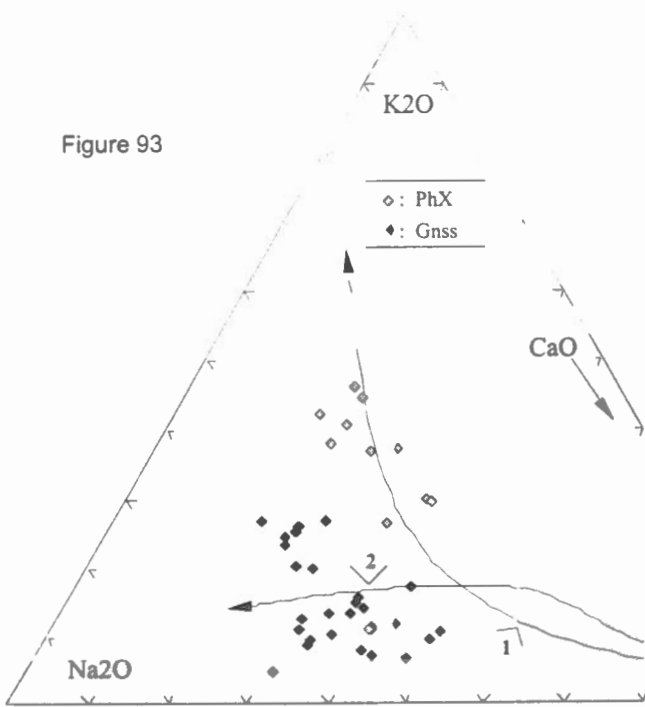


Fig. 93 Distribution des suites PhX et Gns dans le diagramme K2O, Na2O et CaO. La courbe 1 correspond à la tendance calco-alkaline de différenciation et la courbe 2, la tendance trondhémétique; d'après Barker et Arth (1976). On notera le caractère gabbro-trondhémétique de la suite Gns et le caractère calco-alkalin de la suite PhX. Fig. 94 Distribution de la suite Gns dans le diagramme Qz-Ab-Or; les lignes cotectiques sont tirées de Winkler et al. (1975). On notera le caractère gabbro-trondhémétique de la suite Gns (voir aussi Barker 1979). Fig. 95 Distribution de la suite Gns dans les diagrammes Rb/Sr et K2O/Rb comparée aux suites LEC et HB.

absolues de samarium plus basses. En ce qui a trait aux éléments majeurs, aux traces et aux terres rares, les tonalites de LG 3 ont des signatures similaires aux tonalites archéennes nettement plus jeunes, mais montrant les caractéristiques de différenciation trondhjémitique (Ciesielski, 1992).

Conclusions

Les représentations graphiques des nombreuses analyses effectuées montrent que les orthogneiss de la sous-province de Bienville forment une suite continue à caractère calco-alcalin. Un enrichissement en silice et en potassium vers les zones septentrionales de l'ouest de la sous-province de Bienville peut être mis en évidence avec les termes les moins différenciés occupant le secteur sud-ouest de la baie James. Les orthogneiss forment une entité continue et s'étalent sur une gamme étendue de compositions, de tonalite à granite sans rupture, à l'exception du mélange magmatique existant dans la partie sud-ouest. On peut inférer d'après les éléments traces et les terres rares que le protolithe des orthogneiss de Bienville est relativement peu fractionné et qu'il est constitué de termes différenciés relativement homogènes. Il est comparable aux granitoïdes continentaux calco-alcalins étudiés ailleurs, bien que beaucoup plus volumineux. Les gneiss enderbitiques enclavés surtout dans la partie nord de la sous-province montrent des compositions qui se situent sur les mêmes tendances définies par les orthogneiss de Bienville mais avec un fractionnement moyen plus faible. On peut en déduire une origine commune et une cristallisation plus hâtive des enderbitiques dans un milieu sec et riche en CO₂ propice à la cristallisation des pyroxènes magmatiques. Les gneiss tonalitiques de la sous-province de La Grande montrent des compositions différentes des orthogneiss de Bienville mais caractéristiques des tonalites archéennes peu enrichies primitives et d'origine mantélique probable (Martin, 1986; Jahn, 1990; Ciesielski, 1992).

Géochronologie, genèse et évolution

Sous-province de Bienville

Géochronologie

Des analyses radiométriques ont été effectuées sur deux échantillons d'orthogneiss provenant du littoral de la baie James immédiatement au nord du contact entre les sous-provinces Bienville et La Grande (Fig. 42). Il s'agit de deux types d'orthogneiss magmatiquement imbriqués et déformés simultanément et qui correspondent à l'affleurement de la figure 44. Les âges radiométriques sur zircon obtenus à partir de ces deux types de gneiss mettent en évidence une histoire complexe du système isotopique U/Pb. La fraction plus tonalitique de l'affleurement (partie droite de la figure 44) a montré des âges de 2727 ± 7 Ma (zircons par méthode SHRIMP). Les zircons de la partie plus potassique de l'affleurement (partie gauche de la figure 44) montre des noyaux anciens, de 2800 à 2862 Ma, entourés d'anneaux de croissance magmatiques de 2686 ± 4 Ma (Skulski et al. 1998; T. Skulski et A. Ciesielski, données non publiées). Les âges de 2797 ± 122 et -80 Ma et 2819 ± 170 et -80 Ma, sur les mêmes roches par Mortensen et Ciesielski (1987), correspondent à un mélange d'âges dans la fraction analysée. Un âge concordant sur les titanites suggère une fermeture du système U/Pb sous les 600° C vers 2614 ± 5 Ma (Mortensen et Ciesielski, 1987).

Les travaux sur les roches provenant des différents forages du projet Grande-Baleine d'Hydro-Québec, par Skulski et al. (1998), ont montrés que les gneiss et les granitoïdes de la sous-province de Bienville ont des âges de mise en place variant de 2747 à 2686 Ma; ces gneiss ont intégrés des roches plus anciennes, entre 2800 et 3060 Ma, comme le montre les noyaux de zircons hérités. On note un rééquilibrage thermique autour de 2687 Ma, donné par l'âge de certaines titanites. Le tableau de la page suivante synthétise les données géochronologiques actuelles.

Nature des orthogneiss

Afin d'élaborer un modèle pétrogénétique pour les orthogneiss archéen, il apparaît que la nature du terrain ainsi que ses limites doivent être établies clairement, ce qui n'apparaît pas facile pour la sous-province de Bienville. L'analyse des données met en évidence une grande hétérogénéité chimique, mais en revanche, il existe une uniformité lithologique relative, sur laquelle a été basée le choix des échantillons. Les variations macroscopiques des orthogneiss sont reliées à la présence ou l'absence de phénocristaux de feldspath potassique, la présence de biotite

Tableau des âges radiométriques

type de roches	$e_{\text{U}} (2.725 \text{ Ma})$	âge U / Pb. zr	âges noyaux (hérités), zr	titanite
granite massif à biotite	- 1 -- 2.8	2728 ± 9 (2 s)		
granite tardi-tectonique à biotite ± hb		2686 ± 4	2800 - 2860	2645
granodiorite massive à hb - bo (suite de Bienville)	+ 1.6 -- - 0.2	2712 +3 / -2		2687
granodiorite foliée à hb - bo	- 0.2 -- - 3.0	2718 ± 7	2780 - 2830 / 3020 - 3060	
granite folié à bo - mu		2711 ± 1		
gabbro-granodiorite (cpx ± opx)	+ 0.7 -- - 2.1			
granodiorite (cpx - opx)		2712 ± 11	2718 ± 10	
gneiss tonalitique et granodioritique	- 0.4 -- - 4.9			
gneiss granodioritique (bo - mu)	+ 4.9	2747 ± 8	2770	

ou d'amphibole, l'assimilation d'enclaves et la mobilisation in situ. Les phases tardives granitiques en dykes ou en amas sont quasi inexistantes. Il demeure que les échantillons ayant un aspect semblable sont chimiquement différents et il a été démontré que ces différences ont une répartition géographique particulière.

À plusieurs endroits sur le territoire étudié, on note la présence de roches granitiques (sensu stricto) particulièrement vers le nord-est, dans le secteur du lac Guillaume-Delisle et du lac à l'Eau Claire. Les données de terrain montrent qu'il ne s'agit pas d'une lithologie propre intrusive dans le substrat orthogneissique, ou d'une phase locale des orthogneiss. Bien que l'étendue de ces faciès granitiques n'est pas connue et qu'il n'existe pas de contacts avec les roches plus mésocrates au sud-ouest, on a démontré qu'il s'agit d'une suite différenciée, continue, dans l'extension des suites granodioritiques mésocrates du sud-ouest de la sous-province de Bienville.

Les orthogneiss de Bienville passent à des gneiss composés vers le sud-ouest où deux types de granodiorites sont visibles sur les affleurements (voir figure 44, 45 et 46); vers le centre et le nord-est de la sous-province, les gneiss de Bienville varient localement mais ils constituent une grande unité lithologique grossièrement granodioritique, différenciée selon un axe SO-NE. Son étendue orientale n'est pas connue, mais les roches du lac Bienville, situées à l'est, sont relativement comparables bien qu'ils contiennent souvent plus de petits phénocristaux de feldspath potassique. Par ailleurs, les enderbites concentrées au lac à l'Eau Claire, dans la partie nord de la sous-province et qui originent de magmas parents en milieu sec, se retrouvent en quantité infime sur le territoire visité, particulièrement vers le lac Bienville (Eade, 1966;

Plante et Ciesielski, 1990).

La région limitrophe avec la sous-province de La Grande au sud (Fig. 42), est occupé par un ensemble granodioritique intrusif. La région limitrophe avec la sous-province de Minto au nord n'est pas connue, mais le lithotype dominant au sud-est de la carte du lac Minto (Percival et Card, 1994) est un granite et une granodiorite gneissique orientée au nord-ouest. Les roches du lac des Loups Marins situés au nord-est du lac à l'Eau Claire comportent des granodiorites leucocrates et mésocrates localement à clinopyroxène et contiennent des enclaves de métabasites et ultrabasites et de métasédiments (Plante et Ciesielski, 1990). L'orientation moyenne des foliations des roches du lac des Loups Marins est vers le nord-ouest et elles pourraient bien se situer dans le prolongement des roches du domaine de Tikkerutuk, de la sous-province Minto, situées au nord-ouest.

Il demeure que les enderbites du lac à l'Eau Claire (Fig. 4) et les granodiorites situées au sud et au sud-ouest ne sont pas directement corrélables avec les roches du domaine de Tikkerutuk (voir figure 3). On en conclut que les roches de la sous-province de Bienville constituent une entité orthogneissique ayant un historique magmatique et structural différent des roches de la sous-province de Minto au nord. La mise en place du complexe magmatique s'étalant entre 2686 et 2747 Ma avec une composante probablement tonalitique préexistante, comme le montre les zircons hérités, correspondant à l'âge probable du début de la mise en place des volcanites de bande de La Grande rivière. On peut faire l'hypothèse que la phase de déformation discrète en forme de Z ouvert, orientée au nord-ouest, surimposée sur la phase principale de déformation de la sous-province de Bienville est en fait la même que celle qui domine la sous-province de

Minto, transpose les séquences volcano-sédimentaires et est réorientée au nord-nord-ouest; mais il n'est pas possible d'établir une chronologie relative entre les orthogneiss de Bienville et les roches granitiques du domaine de Tikkerutuk datées à 2702 et 2688 Ma (Percival et Card, 1994). Des réponses plus claires apparaîtront quand les roches du domaine de Tikkerutuk seront cartographiées plus en détail et comparées aux roches de la sous-province de Bienville.

Genèse

Toute grande étendue d'orthogneiss relativement homogènes ne comportant pas de phase intrusive distincte et montrant des limites graduelles ou magmatiques avec les domaines adjacents pose le problème de la genèse des grands volumes de roches magmatiques continentales particulièrement à l'Archéen supérieur. Les modèles uniformitaristes, appliqués aussi bien à l'Archéen qu'au Protérozoïque, prévoient que des arcs magmatiques matures ou des plutons de grandes tailles séparés dans l'espace, sont générés dans des zones en convergence ou en transpression par des mécanismes de subduction ou d'accrétion sous-continentale (Hildebrand et al., 1987; van der Leeden et al., 1990; St-Onge et al., 1992; Percival et al., 1992; Myers et Kröner, 1994; Percival et al., 1994; Stern et al., 1994). Toutefois il apparaît que les arcs magmatiques protérozoïques ont beaucoup plus à voir avec les arcs mésozoïques et cénozoïques que les massifs granitiques (sensu lato) archéens, particulièrement ceux du nord-est de la province du Supérieur. Ces derniers forment des masses étendues relativement homogènes qui, dans bien des cas, ne montrent ni la diversité ni la forme des arcs magmatiques phanérozoïques. Dans le cas de la sous-province de Bienville, étant donné l'homogénéité des orthogneiss qui la composent, il faut considérer un modèle génétique qui peut générer un volume d'au moins 3 000 000 de km³ de roches granitiques considérant une épaisseur de 20 km de croûte sialique, que ce soit un modèle en extension (modèle non uniformitariste) ou celui impliquant les collisions intra-océaniques ou continentales avec accrétions magmatiques successives (modèle uniformitariste). Le modèle doit aussi établir des relations avec des domaines océaniques et/ou mantéliques, ce qui n'apparaît pas évident puisque les orthogneiss de Bienville sont quasi dépourvus de volcanites et de contacts directs avec les grands domaines volcaniques de la sous-province de La Grande adjacente au sud. En outre, la situation se complique parce que les liens entre les sous-provinces de Bienville, de Minto et de La Grande sont mal connus étant donné de grandes étendues au contact non cartographiées.

Hypothèse sur l'origine des séquences supracrustales

En ce qui a trait à la relation d'âge entre les granitoïdes et les

volcanites de l'est de la province du Supérieur, il appert que certaines roches volcaniques soient plus anciennes ou de même âge que les gneiss ou les granitoïdes adjacents, ce qui est le cas de l'Abitibi (Mortensen, 1993). Dans le cas du nord-est de la province du Supérieur, Stern et al. (1994), Mortensen et Ciesielski (1987) et Mortensen (données inédites) ont montré que bien que certaines volcanites soient plus vieilles que la majorité des granitoïdes qui les entourent, il existe des roches de composition tonalitique nettement plus anciennes que les volcanites. Davis et al. (1995) ont montré des relations d'âges similaires dans les granitoïdes de la sous-province d'Opatika au sud, bien qu'aucun âge ne soit disponible pour les volcanites de la bande Frotet-Evans adjacente.

Les petites séquences volcano-sédimentaires de la sous-province de Bienville (Fagnant et Brésolles) nous apprennent peu sur les liens entre les orthogneiss et les roches supracrustales. En effet, les contacts entre les volcanites et les orthogneiss sont subverticaux et peu plissés ou mylonitisés, exception faite de la faille de Sakami. Les granites pegmatoïdes qui recourent cet ensemble ont donné un âge Rb/Sr sur muscovite, de 2.625 Ma (Lowdon, 1960), laissant supposé des âges U/Pb jeunes pour les granitoïdes tardifs de la bande du lac Fagnant, similaires aux âges des granites tardifs décrits par les auteurs cités plus haut.

Les galets de gneiss tonalitiques des conglomérats monogéniques situés à la base de la séquence volcano-sédimentaire du lac Fagnant laissent supposer la présence de roches tonalitiques adjacentes aux centres volcaniques. L'âge de ces galets n'est pas connu mais les roches à leur source sont certainement antérieures à la mise en place des séquences volcano-sédimentaires. On peut être tenté par une analogie avec les roches du secteur de LG 3 (Fig. 47; Mortensen et Ciesielski, 1987) et celles du domaine de Goudalie dans la sous-province Minto (Percival et Card, 1994) où des tonalites âgées entre 2820 et 2860 Ma, coexistent avec des séquences volcaniques plus jeunes (2723 Ma), toutefois, il n'existe que peu de trace de tonalite dans l'ouest de la sous-province de Bienville, si on fait exception de celle décrite dans les forages géotechniques de la région de LG 3, et qui ont des âges de cristallisation (zircon) de 2747 ± 8 Ma ainsi que des noyaux hérités plus vieux autour de 2770 Ma (Skulski et al. 1998).

En se basant sur des considérations principalement structurales, Mercier (1981) considère les orthogneiss granodioritiques de Bienville, comme le socle des séquences volcano-sédimentaires du lac Fagnant (Fig. 38). À cet égard, et bien que d'autres datations devraient être effectuées sur les orthogneiss pour confirmer ce modèle, les implications

structurales et paléogéographiques de cette hypothèse sont évoquées dans ce qui suit.

La gneissosité orientée est-ouest des orthogneiss n'affecte pas la bande volcano-sédimentaire, mais se réoriente vers le nord à l'approche de cette dernière. La déformation au nord et au nord-ouest qui affecte la bande du lac Fagnant y est restreinte. On peut conclure, à l'instar de Mercier (1981), que la déformation nord-sud est tardive par rapport à celle orientée à l'est.

Cette bande volcanique, orientée au nord et au nord-ouest, est incluse dans une anomalie aéromagnétique d'orientation semblable. Ce patron anormal est orienté ou à l'est-nord-ouest et au sud-sud-est et est reproduite à beaucoup plus grande échelle sur la partie ouest de la carte aéromagnétique des sous-provinces de Bienville et de Minto (Fig. 61), sous forme de grandes anomalies à haut contraste et de dépressions magnétiques.

On a considéré plus haut que les orientations locales nord et nord-ouest constituent une déformation D_3 qui a été surimposée sur une déformation D_2 grossièrement est-ouest. On peut étendre ce raisonnement, et considérer que les patrons magnétiques décrits ci-haut sont le reflet d'une déformation D_3 surimposée sur une déformation antérieure D_2 et qui s'étend dans toute la partie ouest des sous-provinces Bienville et Minto.

En partant de l'hypothèse que les orthogneiss de Bienville sont le socle des volcanites, il s'en suit que la bande du lac Fagnant s'est mise en place entre D_2 et D_3 et toute trace de tonalite ayant été à la source des galets du conglomérat de base ont complètement disparu. D_2 est donc vue comme une phase de déformation majeure ayant affecté inégalement toute la sous-province Bienville et est responsable de l'unique foliation qui affecte les orthogneiss. D_3 est vue comme une phase secondaire, subdivisée en deux phases coaxiales (Mercier et Ciesielski, 1983) et résultant en des structures en forme de Z déversé, orientées au nord-ouest, d'échelle kilométrique et décakilométrique (Fig. 61). Des structures d'échelle centimétrique, marquant une différenciation minérale locale dans les orthogneiss montrent aussi des patrons en forme de Z déversé (Fig. 26 et 29) et pourraient être apparentées à la morphologie de la bande du lac Fagnant; ceci suggérerait une invariance du patron de déformation de l'échelle métrique à décakilométrique et donnerait à D_3 un caractère fractal.

D_1 est considéré comme une phase antérieure à la phase principale ayant affectée toute la sous-province de Bienville

et se retrouve dans les enclaves metabasiques et métasédimentaires: l'âge et l'intensité de cette phase n'est pas connue et les rapports avec la déformation (post-2748 Ma) affectant les volcanites et les gneiss tonalitiques et granodioritiques de La Grande rivière reste à établir.

L'hypothèse décrite ci-haut a des implications sur la paléogéographie de la bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant. Celle-ci est composée de conglomérat monogénique, de grauwacke, de siltite, de formation de fer, de tuf basique et de tholéiite. Les volcanites sont concentrées principalement au sommet de la séquence volcano-sédimentaire du lac Fagnant et sont localement interstratifiées dans des formations de fer, des siltites et des métagrauwackes plus ou moins conglomératiques; ces derniers montrent localement une augmentation de la taille et du pourcentage des galets tonalitiques vers le contact avec les orthogneiss. Garrels (1987) considère les horizons ferrières tel qu'illustrés à la figure 68, comme résultant d'évaporation d'eau fluviatile en bassin restreint et peu profond pouvant se comparer à des évaporites. Suivant grossièrement ce modèle, on peut inférer des bassins dont les dimensions peuvent varier, formés peut-être en extension sur un socle orthogneissique et occupés par des volcanites et des sédiments distaux interstratifiés et en périphérie par des conglomérats de base et des roches détritiques. La partie distale pourrait se caractériser par une sédimentation chimique en milieu peu énergétique avec des apports de fer issus des roches volcaniques en formation (Garrels, 1987). Ce modèle simple convient à l'hypothèse d'un socle orthogneissique mais la question de l'absence des tonalites autour de la bande de Fagnant demeure problématique ainsi que la présence sur une grande étendue de petits lambeaux de formation de fer et de métagrauwackes, que l'on ne peut pas ne pas associer à la bande volcano-sédimentaire de Fagnant. À cela s'ajoute l'absence de métasédiments (paragneiss à quartz-magnétite) dans les orthogneiss de l'ouest de la sous-province de Bienville mais caractéristiques de ceux situés dans la partie sud-ouest. Pour l'instant, aucune observation ne permet de corréliser les roches supracrustales (métasédimentaires) du sud-ouest de la sous-province Bienville avec celles de La Grande rivière ou de la bande volcano-sédimentaire du lac Fagnant. On sait seulement que ces roches sont affectées par un métamorphisme au faciès amphibolite supérieur et granulite (assemblages à biotite-orthopyroxène) dans la région à l'est de la baie James; elles forment, en partie à tout le moins, une anomalie aéromagnétique sub-arrondie de grande dimension située à l'est de la baie James et au nord de La Grande rivière (Fig. 61). Il est possible qu'on ait affaire à un domaine semblable à ceux de la sous-province d'Ashuanipi décrit par Percival et al. (1992) où des roches principalement métasédimentaires se trouvent associées à des orthogneiss

au faciès granulite et fortement migmatisées et déformées.

Sous-province de La Grande NW

Des âges U/Pb (zircon) de 2712 ± 3 Ma et 2811 ± 4.5 Ma ont été obtenus sur les granodiorites et les tonalites respectivement, situées au nord de La Grande rivière (Fig. 42). D'autre part, par la même méthode, un âge de 2748 Ma a été obtenu sur les rhyolites de La Grande rivière à l'est de LG 3 (J.K. Mortensen, données inédites). St. Seymour et al. (1989) ont obtenu des âges radiométriques U/Pb zircon de 2738 ± 24 et 2743 ± 33 Ma sur deux plutons déformés situés au sud de la bande volcanique de La Grande rivière (Fig. 42) et un âge de 2674 ± 12 Ma sur un pluton massif situé à l'intérieur de la bande volcanique.

On peut envisager une situation un peu semblable à celle de la rivière Vizion, où les tonalites forment un socle sur lequel se sont déposées des séquences volcaniques et sédimentaires avec un plutonisme granitique prenant place peu de temps après le volcanisme (Percival et Card, 1994). Notons que les volcanites surmontent localement les séquences métasédimentaires très étendues situées au sud de la bande de La Grande rivière, avec au contact des conglomérats polygéniques (A. Ciesielski, données inédites). Ce qui dans l'hypothèse d'une séquence normale, peut laisser supposer un volcanisme autour de 2750 Ma, en marge de bassins sédimentaires intracontinentaux et un plutonisme tardif associé. Le plutonisme est continu jusqu'après la phase principale de déformation kénoréenne autour de 2700 Ma. La partie nord de ce craton en formation est envahie par des masses considérables de granodiorite quelque 35 millions d'années après le volcanisme principal.

Une évaluation des niveaux d'érosion pour les sous-provinces de Bienville et de La Grande ne supporte pas l'hypothèse qui veut que ces deux sous-provinces représentent des terrains de nature semblable mais montrant des niveaux crustaux différents. En effet, les pressions, même très approximatives obtenues à partir des assemblages typomorphes des roches supracrustales, sont comparables dans les deux sous-provinces et laissent supposer des niveaux d'érosion semblables, entre 7 et 10 kilomètres correspondant entre 2.5 et 3 Kb de pression. Ce qui met en évidence la complexité de la partie ouest de la sous-province de Bienville, où, régionalement peuvent coexister des roches à biotite-hypersthène (faciès amphibolite supérieur / granulite) et chlorite-épidote-actinote-cummingtonite (faciès amphibolite inférieur). Il n'est pas dans notre propos ici de présenter un modèle pouvant expliquer cette coïncidence puisque des études régionales sur la partie sud et sud-ouest de la sous-province de Bienville seraient nécessaires au préalable.

Bibliographie

Avramtchev, L.

1983: Catalogue des gîtes minéraux du Québec - Région de la Baie James; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV 940.

Avramtchev, L.

1982: Catalogue des gîtes minéraux du Québec - Région de la Baie d'Hudson; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV 926.

Barker, F.

1979: Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin; *in* Trondhjemites Dacites and Related Rocks. (ed.) F. Barker; Developments in Petrology 6, Elsevier, p. 1-12.

Barker, F. et Arth, J.G.

1976: Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites; *Geology*, v. 4, p. 596-600.

Batchelor, R.A. et Bowden, P.

1985: Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters; *Chemical Geology*, v. 48, p. 43-55.

Beals, C.S. et Shenstone, D.A.

1968: Science, History and HUDSON BAY; Department of Energy, Mines and Ressources of Canada, Ottawa, 1058 p.

Bell, R.

1879: Compte-rendu d'une exploration de la côte orientale de la baie d'Hudson en 1877; Commission géologique du Canada, Comptes-rendus des explorations et études 1877-1878, 43 p.

Betit, H.

1979: Rapport concernant la rivière Denys; Société de Développement de la Baie James, Ministère de l'Énergie et des Ressources, GM, 38142, 137 p., 16 cartes.

Biron, S.

1972: Pétrographie et pétrochimie d'un gîte de pépérites spillitiques des environs de Poste-de-la-Baleine (Kuujuarapik), Nouveau-Québec; mémoire de Maîtrise inédit, Université Laval, Québec.

Bostock, H.H.

1965: Clearwater Complex, New Quebec; Geological Survey of Canada, Paper 64-45, 17 p., 1 carte, 1: 63 360.

Bostock, H.H.

1969: The Clearwater Complex, New Quebec; Geological Survey of Canada, Bulletin 178, 63 p., 1 carte, 1: 63 360.

Brooks, C.

1989: Apehbian overprinting in the Superior Province, east of James Bay, Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 17, p. 526-532.

Buchbinder, G.G.R. et Anglin, F.M.

1981: La séismicité provoquée au réservoir LG 2; *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, v. 18, p. 693-698.

Card, K.D. et Ciesielski, A.

1986: DNAG #1. Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield; *Geoscience Canada*, v. 13, No. 1, p. 5-13.

Card, K.D. et Poulsen, K.H.

1998: Géologie et gîtes minéraux de la province du lac Supérieur, Bouclier canadien; *in* Géologie des provinces précambriennes du lac Supérieur et de Grenville et fossiles du Précambrien en Amérique du Nord, chap. 2, sous la coordination de S.B.Lucas et M.R.St-Onge, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 7.

Card, K.D., Frith, R.A., Poulsen, K.H. et Ciesielski, A.

1996: Preliminary Litho-tectonic map of the Superior Province, Manitoba, Ontario, Quebec and United States of America; Geological Survey of Canada, Dossier Publique 3227, 1 carte, 1 : 2 500 000.

Chandler, F.W.

1988: The early Proterozoic Richmond Gulf graben, east coast of Hudson Bay, Quebec; *Geological Survey of Canada, Bulletin* 362, 76 p., 1 carte, 1: 100 000.

Chandler, F.W. et Parrish, R.R.

1989: Age of the Richmond Gulf Group and implications for rifting in the Trans-Hudson Orogen, Canada; *Precambrian Research*, v. 44, p. 277-288.

Chandler, F.W., Ciesielski, A. et St-Michel, R.

1982: Geological map of the southern margin of the Richmond Gulf Graben, New Quebec; Geological Survey of Canada, Open File 840, 1: 50 000.

Ciesielski, A.

1977: Contact Archéen-Protérozoïque entre les lacs Forbes et Sénat, Fosse du Labrador; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV 449, 26 p., 1 carte, 1: 50 000.

Ciesielski, A.

1983: Cartographie d'une partie de la sous-province d'Ungava à la hauteur de Poste de la Baleine, Québec; *in* Recherches en Cours, Partie B, Commission géologique du Canada, Étude 83-1B, p. 109-119.

Ciesielski, A.

- 1984a: Pétrologie des gneiss du Domaine du lac Bienville, sous-province archéenne d'Ungava, Québec, rapport d'étape; *in* Recherches en Cours, Partie B. Commission géologique du Canada, Étude 84-1B, p. 1-10.
- Ciesielski, A.**
1984b: Géologie de la Grande Rivière (Chisasibi-LG 3), sous-province archéenne de la baie James, Québec. Commission géologique du Canada, Dossier public 979, 2 cartes annotées. 1: 250 000.
- Ciesielski, A.**
1986: L'histoire de la région de la baie d'Hudson: GEOS, Energie, Mines et Ressources, Canada, v. 15, No. 4, p. 14-18.
- Ciesielski, A.**
1989: Orthogneiss and plutonic rocks of Bienville and James Bay Subprovince, northeast Superior Province, Quebec; *in* Geological Association of Canada Annual Meeting, Montreal, Program with Abstracts, v. 14, p. A 108.
- Ciesielski, A.**
1991a: Archean orthogneiss in the NW Bienville Subprovince: an extended calc-alkaline suite in the NE Superior Province, Quebec; *in* Geological Association of Canada Annual Meeting, Toronto, Program with Abstracts, v. 16, p. A 23.
- Ciesielski, A.**
1991b: Geology of eastern Superior Province, James Bay and Bienville Subprovinces, Quebec; Geological Survey of Canada, Open File 2398, 7 p., 1 carte.
- Ciesielski, A.**
1992: Subdivision of the Superior Province revisited; *in* Geological Survey of Canada, Forum 92, p. 10.
- Ciesielski, A. et Frith, R.A.**
1998: Compilation géologique de la partie orientale de la Province du Supérieur, Québec; Commission géologique du Canada, Dossier public 3580, 1 carte annotée, 1 : 1 000 000.
- Ciesielski, A. et Frith, R.A.**
1995: 1 : 1 000 000 geological compilation of the eastern central Superior Province, Quebec; Current Activities Forum, Geological Survey of Canada, January 1995.
- Ciesielski, A. et Marchand, P.**
1983: Géologie révisée de la région LG2-Duncan (1: 50 000e), baie James, Québec; Commission géologique du Canada, Dossier public 934.
- Ciesielski, A. et Plante, L.**
1990: Archean granulites in the Lac à l'Eau Claire area, north Bienville Subprovince, Superior Province, Quebec; *in* Current Research, Part C, Paper 90-1C, Geological Survey of Canada, p. 59-67.
- Ciesielski, A., St-Michel, R. et Hamel, C.M.**
1983: Géologie d'une portion sud de l'arc Nastapoka, baie d'Hudson, Québec, Commission géologique du Canada, Dossier public 896, 1 carte annotée, 1: 250 000.
- Cockburn, G.H.**
1977: Atlas géochimique des sédiments de ruisseau, La Grande Rivière; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV 455 et 456.
- Commission géologique de l'Ontario**
1991: Bedrock geology of Ontario. explanatory notes and legend. Ontario Geological Survey, Map 2545.
- Darcy, P.D.**
1968: Rapport géologique sur la région de la baie de Richmond; Hudson Bay Syndicate et Southern Exploration and Development Corporation Penarroya Canada Limitée, Ministère de L'Énergie et des Ressources, GM, 24013, 59 p., 8 cartes, 54 sondages.
- Davis, W.J., Machado, N., Gariépy, C., Sawyer, E.W. et Benn, K.**
1995: U-Pb geochronology of the Opatoca tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi Greenstone Belt, Superior Province, Quebec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. in press
- de la Roche, H., Leterrier, J., Grand Claude, P. et Marchal, M.**
1980: A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationships with current nomenclature; Chemical Geology, v. 29, p. 183-210.
- Eade, K.E.**
1966: Fort George River and Kaniapiskau River (west half) map-areas, New Quebec; Geological Survey of Canada, Memoir 339, 84 p., 2 cartes, 1: 1 000 000e.
- Eade, K.E. et Fahrig, W.F.**
1971: Geochemical evolution trends of continental plates - A preliminary study of the Canadian Shield; Geological Survey of Canada, Bulletin 179, 51 p., 2 cartes.
- Ermanovics, I.F., McRitchie, W.D. et Houston, W.N.**
1979: Petrochemistry and tectonic setting of plutonic rocks in the Superior Province of Manitoba; *in* Trondhjemites, Dacites and Related Rocks, (ed.) F. Barker; Developments in Petrology 6, Elsevier, p. 323-362.
- Fahrig, W.F. et Eade, K.E.**
1968: The chemical evolution of the Canadian Shield; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 1247-1252.
- Ferry, J.M. et Spear, F.S.**

- 1978: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 66, p. 113-117.
- Fouques, J. P. et Schumacher, F.**
1979: Rapport de synthèse du permis SES: Groupe Minier SES. Ministère de L'Énergie et des Ressources, GM, 37017, 157 p. 19 cartes.
- Franconi, A.**
1978: La bande volcano-sédimentaire de la rivière Eastmain inférieur (ouest de la longitude 76° 15'); Ministère des Richesses Naturelles du Québec, rapport final, DPV 574, 177 p.
- Garrels, R.M.**
1987: A model for the deposition of the microbanded Precambrian iron formations; American Journal of Science, v. 287, February 1987, p. 81-106.
- Gauthier, M., Laroque, M. et Chartrand, F.**
1997: Cadre géologique, style et répartition des minéralisations métalliques du bassin de La Grande Rivière, Territoire de la Baie James; Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 97-30, 65 p.
- Geoffroy, P.**
1985: Pétrologie métamorphique de la formation de fer du lac Fagnant (Nouveau-Québec); mémoire de M. Sc. inédit, Université du Québec à Montréal, 120 p.
- Gleeson, C.F.**
1978: Summary report of geochemical survey; Société de Développement de la baie James, Ministère de L'Énergie et des Ressources, GM, 34085.
- Gosselin, C. et Simard, M.**
1998: Lac Gayot (23 M); Ministère des Ressources naturelles du Québec, carte SI-23M-C2G-98K, 1 : 250 000.
- Goutier, J., Doucet, P., Dion, C., Beausoleil, C., David, J., Parent, M. et Dion, D.-J.**
1998: Géologie de la région du lac Kowskatehkakmow (33F/06); Ministère des Ressources naturelles du Québec, RG 98-16, 48 p., 1 carte, 1 : 50 000.
- Gregory, A.F.**
1958: Geology of iron occurrence, deposit "A", Great Whale Iron Mines Limited, near Great Whale, Quebec; Great Whale Iron Mines Limited, rapport interne, 15 p.
- Hamel, C.M.**
1987: Paleontology and biostratigraphy of the Nastapoka Group, (Aphebian), Richmond Gulf area, northern Quebec; mémoire de M. Sc. inédit, Université de Montréal, 121 p.
- Herd, R.K.**
1978: Notes on metamorphism in New Quebec; in *Metamorphism in the Canadian Shield*, Paper 78-10, Geological Survey of Canada, p. 79-83.
- Hildebrand, R.S., Hoffman, P.F. et Bowring, S.A.**
1987: Tectono-magmatic evolution of the 1.9-Ga Great Bear magmatic zone, Wopmay Orogen, Northwest-ern Canada; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 32, p. 99-118.
- Hood, P.J.**
1968: Earth Science Symposium on Hudson Bay; Ottawa, Geological Survey of Canada. Paper 68-53, 385 p.
- Hocq, M.**
1990: Lithotectonic Map of the Abitibi and Pontiac Subprovinces. The northwestern Quebec Polymetallic Belt, Rouyn-Noranda Symposium. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Poster Volume, pp. 96-102.
- Hughes, O.L.**
1964: Surficial geology, Nichicun-Kaniapiskau map-area, Quebec; Geological Survey of Canada, Bulletin 106, 20 p.
- Hutchison, C.S.**
1975: The norm, its variations, their calculation and relationships; *Schweiz Mineralogie und Petrographie Mitteilungen*, v. 55, p. 243-256.
- Hydro-Québec**
1993: Complexe Grande Baleine- Résumé; Société Hydro-Québec, rapport d'avant-projet, 294 p.
- Jahn, B.M.**
1990: Origin of granulites: geochemical constraints from Archean granulite facies rocks in the Sino-Korean craton, China; in *Granulites and Crustal Evolution*, (ed.) D. Vielzeuf et Ph. Vidal; *Mathematical and Physical Sciences Vol. 311*, Kluwer Academic Press, p. 471-492.
- Jones, R.E.**
1959: Geology of iron deposit "D"; Great Whale Iron Mines Limited, rapport final inédit, 23 p.
- Kranck, S.H. et Sinclair, G.W.**
1963: Clearwater Lake, New Quebec; Geological Survey of Canada, Bulletin 100.
- Labbé, J.-Y., Bandyayera, D., Gosselin, C., Leclair, A., Madore, L., Parent, M. et Simard, M.**
1998: Potentiel minéral du Nord du Québec: Nouvelles ceintures volcano-sédimentaires dans la Sous-province de Minto; Ministère des Ressources naturelles du Québec, PRO-98-04, 10 p.
- Lambert, A., Liard, J.O. et Mainville, A.**
1986: Vertical movement and gravity change near the La Grande-2 réservoir, Quebec; *Journal of Geophysical Research*, v. 91, No. B9, p. 9150-9160.
- Lameyre, J.**
1980: Les magmas granitiques: leurs comportements, leurs associations et leurs sources; Société géologique de France, Mémoire hors-série, no. 10, p. 51-62.

- Larose, P.-Y.**
1978: Projet Manitousuk, secteur La Grande: Société de Développement de la Baie James, Ministère de L'Énergie et des Ressources, GM, 38139, 115 p., 50 cartes.
- Lee, H.A.**
1960: Late glacial and post glacial Hudson Bay sea episode; *Science*, v. 131, 3413, p. 1609-1611.
- Leclair, A. et Parent, M.**
1998: Lac Nedlouc (34 H et 24 E); Ministère des Ressources naturelles du Québec, cartes SI-34H-C2G-98K et SI-24E-C2G-98K, 1 : 250 000.
- Liu, M.**
1985: Migmatization and volcanic petrogenesis in the La Grande greenstone belt, Quebec; mémoire de MSc inédit, Université McGill, Montréal.
- Low, A.P.**
1888: Report on explorations in James Bay and country east of Hudson Bay, drained by the Big Great Whale and Clearwater rivers; Geological and Natural History Survey of Canada, Annual Report v. 3, part 2, p. 1J-62J.
- Low, A.P.**
1902: Report of an exploration of the east coast of Hudson Bay from Cape Wolstenhome to the south end of James Bay; Geological Survey of Canada, Summary Report vol. XII, part D, p. 5D-80D.
- Low, A.P.**
1903: Report on the geology and physical character of the Nastapoka Islands, Hudson Bay; Geological Survey of Canada, Summary Report vol. XIII, part DD, p. 5DD-31DD.
- Lowdon, J.A.**
1960: Age determinations by the Geological Survey of Canada; Geological Survey of Canada, Paper 60-17, p. 26-27.
- Madon, Z. et Winter, L.D.S.**
1980: Report on exploration works; Uranerz Exploration and Mining Ltd., Ministère de L'Énergie et des Ressources, GM, 36330, 117 p., 17 cartes.
- Marchand, P.**
1979: Géologie de la route de LG 1; Société de développement de la Baie James, Exploration Minière, Projet MORAD 203-1378, 1: 31 680.
- Marchand, P.**
1981: Rapport géologique de synthèse, 1978-1980 pour la région Lac Duncan-LG 2, baie James, Québec; Exploration Minière, Société de Développement de la baie James, rapport interne.
- Marcoux, P.**
1983: Évaluation du potentiel minéral du bassin de la Grande Rivière de la Baleine; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, rapport interne 13 p., 3 cartes.
- Mercier, E.**
1981: Métavolcanites et métasédiments archéens du nord-est de la province du Lac Supérieur (bouclier canadien), Québec, Canada; mémoire de D.E.A. inédit, Université des Sciences et Techniques de Lille, 59 p.
- Mercier, E. et Ciesielski, A.**
1983: Un reliquat de zone volcano-sédimentaire dans la sous-province archéenne d'Ungava, Québec; *in* Recherches en Cours, Partie B, Étude 83-1B Commission géologique du Canada, p. 165-175.
- Michaud, Y., Allard, M., Parent, M., Paradis, S.J., Ménard, É., Fortin, M. et Bégin, C.**
1994: Cartographie préliminaire des zones pergélisolées dans le secteur du détroit de Manitousuk et de la Petite rivière de la Baleine, Hudsonie; Commission géologique du Canada, Dossier publique 2845, 33 p., 1 carte.
- Mills, J.P.**
1974: Petrological studies in the Sakami-Lake greenstone belt of northwestern Quebec; mémoire de Ph.D. inédit, Kansas University, Lawrence.
- MRNQ, 1998**
1998: Résultats d'analyses de sédiments de fond de lacs, Grand Nord du Québec; Ministère des Ressources naturelles du Québec, DP-98-01.
- Mortensen, J.K.**
1993: U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1: Chibougamà-Matagami-Joutel region; *Canadian Journal of Earth Science*, v. 30, p. 11-28.
- Mortensen, J.K. et Ciesielski, A.**
1987: U-Pb zircon and sphene geochronology of Archean plutonic and orthogneissic rocks of the James Bay region and Bienville Domain, Quebec; *in* Radiometric Age and Isotopic Studies: Report I, Paper 87-2, Geological Survey of Canada, p. 129-134.
- Mukhopadhyay, M. et Gibb, R.A.**
1981: Gravity anomalies and deep structures of eastern Hudson Bay; *Tectonophysics*, vol. 72, p. 43-60.
- Myers, J.S. et Kröner, A.**
1994: Archean Tectonics; *in* Continental Deformation, (ed.) P.L. Hancock; Pergamon Press, p. 355-369.
- O'Connor, J.T.**
1965: A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios; United States Geological Survey, Professional Paper 525-B, p. 79-84.
- Oakes, D.W.**

- 1979: Compilation métallogénique des indices connus du permis SES; Groupe Minier SES, Ministère de L'Énergie et des Ressources, GM, 37019, 32 p.
- Parent, M. et Paradis, S.J.**
1994a: Géologie des formations superficielles, région de la Petite rivière de la Baleine, Québec nordique; Commission géologique du Canada, Dossier public 2643, 48 p., 2 cartes, 1:100 000 (33 N, 33O).
- Parent, M. et Paradis, S.J.**
1994b: Géologie des formations superficielles, région de Kuujuarapik-Whapmagoostui, Québec nordique; Commission géologique du Canada, Dossier public 2870, 42 p., 1 carte, 1:100 000 (33 N).
- Parent, M., Paradis, S.J. et Boisvert, É.**
1995: Ice-flow patterns and glacial transport in the eastern Hudson Bay region: implications for the late Quaternary dynamics of the Laurentide Ice Sheet; *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 32, no. 12, p. 2057-2070.
- Parent, M., Laflèche, M.R., Paradis, S.J. et Boisvert, É.**
1996: Géochimie régionale du till, région de Kuujuarapik-Whapmagoostui, Québec nordique; Commission géologique du Canada, Dossier public 3269, 74 p.
- Percival, J.A. et Card, K.D.**
1994: Géologie du lac Minto - Rivière aux Feuilles, Québec; Commission géologique du Canada, carte 1854A, 1: 500 000.
- Percival, J.A., Card, K.D., Stern, R.A. et Bégin, N.J.**
1991: A geological transect of the Leaf River area, north-eastern Superior Province, Ungava Peninsula, Quebec; in *Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 91-1C*, p. 55-63.
- Percival, J.A., Card, K.D., Stern, R.A. et Bégin, N.J.**
1992: Giant granulite terranes of northeastern Superior Province: the Ashuanipi complex and Minto block; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 2287-2308.
- Percival, J.A., Stern, R.A., Skulski, T., Card, K.D., Mortensen, J.K. et Bégin, N.J.**
1994: Minto block, Superior province: Missing link in deciphering assembly of the craton at 2.7 Ga; *Geology*, v. 22, p. 839-842.
- Phinney, W.C., Simonds, C.H., Cochran, A. et McGee, P.E.**
1978: West Cleawater, Quebec impact structure, part II: Petrology; in *Proceedings of the ninth Lunar and Planetary Science Conference, Supplement 10, Geochimica et Cosmochemica Acta*, p. 2659-2693.
- Picard, M.**
1982: Géochimie des sédiments lacustres, secteur Lac Julian. Été 1978 (33 K, 33L, 33E, 33F); Société de Développement de la baie James, Ministère de L'Énergie et des Ressources, GM, 38181, 43 p.
- Plante, L.**
1986: Modélisation géophysique des cratères météoritiques du lac à l'Eau Claire, Nouveau-Québec; mémoire de M. Sc. inédit, Université Laval, Québec, 172 p.
- Plante, L., Seguin, M.K. et Rondot, J.**
1990: Étude gravimétrique des astrolèmes du Lac à l'Eau Claire, Nouveau-Québec; *Geoexploration*, vol. 26, p. 303-323.
- Reimold, W.U., Grieve, R.A.F. et Palme, H.**
1981: Rb-Sr dating of the impact melt from West Clearwater, Quebec; *Contribution to Mineralogy and Petrology*, vol. 76, p. 73-76.
- Rivard, B.**
1986: Petrochemistry of a layered Archean magma chamber and its relation to models of basalt evolution; *Mémoire de MSc inédit, Université McGill, Montréal*.
- Rondot, J., Seguin, M.K. et Plante, L.**
1993: Géologie post-archéenne de la partie centrale du lac à l'Eau Claire ouest, Nouveau-Québec; Ministère des Ressources Naturelles du Québec, Étude 92-06.
- Sabourin, R.J.E.**
1961: Rapport préliminaire sur la région des lacs Denys et Fagnant (Nouveau Québec); Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport préliminaire RP 469, 9 p., 1 carte.
- Schumacher, F. et Fouques, J.P.**
1978: Rapport de synthèse des travaux réalisés depuis 1974 jusqu'au 31 décembre 1978 sur le permis S.E.S.; Groupe minier S.E.S., Ministère de L'Énergie et des Ressources, GM, 37017, 157 p., 19 cartes.
- Scofield, L.M.**
1960: Report of the magnetite deposits of great Whale Iron Mines Limited; Belcher Mining Corporation Ltd, rapport interne, 10 p., 7 cartes.
- SDBJ**
1979: Géochimie de fonds de lac; Société de Développement de la baie James, Ministère de L'Énergie et des Ressources, GM, 34171 et 34173, 91 cartes.
- SDBJ**
1982: Géochimie 1978, échantillons de fonds de lac; Société de développement de la baie James, Ministère de L'Énergie et des Ressources, GM, 38000, 14 cartes.

- Sharma, K.N.M.**
1977a: La Grande Rivière Area (1976 Project), Quebec Territory; Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Preliminary Report DPV 493. 18 p.
- Sharma, K.N.M.**
1977b: Région de La Grande Rivière; Ministère des Richesses Naturelles du Québec. Rapport géologique 184, 75 p., 3 cartes. 1: 100 000e.
- Shaw, D.**
1968: A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis; *Geochemica et Cosmochemica Acta*, v. 32, p. 573-601.
- Simonds, C.H., Phinney, W.C., McGee, P.E. et Cochran, A.**
1978: West Clearwater, Quebec impact structure. Part I: Field geology, structure and bulk chemistry; in *Proceedings of the ninth Lunar and Planetary Science Conference, Supplement 10, Geochemica et Cosmochemica Acta*, p. 2633-2658.
- Skulski, T.**
1985: The tectonic and magmatic evolution of the central segment of the Archean La Grande greenstone belt, Central Quebec; mémoire de MSc. inédit, Université McGill, Montréal, 184, p.
- Skulski, T., Hynes, A. et Francis, D.**
1988: Basic lavas of the Archean La Grande greenstone belt: products of polybaric fractionation and crustal contamination; *Contribution to Mineralogy and Petrology*, vol. 100, p. 236-245.
- Skulski, T., Hynes, A., Liu, M., Francis, D., Rivard, B. et St Semour, K.**
1986: A continental rift model for the La Grande greenstone belt; in *Workshop on tectonic evolution of greenstone belts*, (eds.) M.J. deWit et L.D. Ashwal; Lunar and Planetary Institute, Houston, Technical Report, 86-10, p. 108-110.
- Skulski, T., Stern, R. et Ciesielski, A.**
1998: Timing and sources of granitic magmatism, Bienville Subprovince, northern Quebec; *Geological Association of Canada, Annual Meeting, Program with Abstracts* vol. 23, p. A174-5.
- Spear, F.S.**
1993: *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*; *Mineralogical Society of America Monograph*, 799 p.
- St Seymour, K.**
1982: Volcanic petrogenesis in the Lac Guyer greenstone belt, James Bay area, Quebec; mémoire de Ph. D. inédit, Université McGill, Montréal.
- St Seymour, K. et Francis, D.**
1988: Magmatic interaction between mantle and crust during the evolution of the Archean Lac Guyer greenstone belt, New Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 25, p. 691-700.
- St Seymour, K., Francis, D. et Ludden, J.**
1983: The petrogenesis of the La Guyer komatiites and basalts and the nature of the komatiite-komatiitic basalt compositional gap; *Contribution to Mineralogy and Petrology*, vol. 84, p. 6-14.
- St Seymour, K., Turek, A., Doig, R., Kumarapeli, S. et Fogal, R.**
1989: First U-Pb zircon ages of granitoid pluton from the La Grande greenstone belt, James Bay area, New Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 26, p. 1068-1073.
- St-Onge, M.R., Lucas, S.B. et Parrish, R.R.**
1992: Terrane accretion in the internal zone of the Ungava orogen, northern Quebec. Part 1: Tectonostratigraphic assemblages and their tectonic implications; *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 29, p. 746-764.
- Stern, R.A., Percival, J.A. et Mortensen, J.K.**
1994: Geochemical evolution of the Minto block: a 2.7 Ga continental magmatic arc built on the Superior proto-craton; *Precambrian Research*, vol. 65, p. 115-153.
- Stevenson, I.M.**
1968: A geological reconnaissance of Leaf River map-area, New Quebec and Northwest Territories; *Geological Survey of Canada, Memoir 356*, 112 p., 1 carte, 1: 1 000 000e.
- Thurston, P. C. et Davis, D. W.**
1991: Tectonic Subdivision of the Northern Superior Province. *Geological Association of Canada, Program with Abstracts*, 16: 124.
- Tremblay, M. et Gleeson, C.F.**
1977: Société de développement de la Baie James, prospection minière, géochimie des minéraux lourds des tills glaciaires, partie ouest et sud-ouest du territoire; Société de Développement de la baie James, Ministère de L'Énergie et des Ressources, GM, 34167, 160 cartes.
- van der Leeden, J., Bélanger, M., Danis, D., Girard, R. et Martelain, J.**
1990: Lithotectonic domains in the high-grade terrain east of the Labrador Trough (Quebec); in *The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America.*, (ed.) J.F. Lewry et M.R. Stauffer; *Special Paper 37 Geological Association of Canada*, p. 371-386.
- Vincent, J.S.**

1985: Géologie des formations de surface. Chisasibi. Québec: Commission géologique du Canada. cartes 1490A, 1491A, 1492A. 1:100 000.

Vincent, J.S.

1989: Quaternary geology of the southeastern Canadian Shield: in Quaternary Geology of Canada and Greenland. (ed.) R.J. Fulton; The Geology of North America. vol. K-1 Geological Survey of Canada. p. 249-275.

Weber, J.R. et Goodacre, A.K.

1968: An analysis of the crust-mantle boundary in Hudson Bay from gravity and seismic observations; Canadian Journal of Earth Sciences. vol. 5, p. 1297-1202.

Weber, W.

1990: The Churchill-Superior Boundary Zone, Southeast Margin of the Trans-Hudson Orogen: A Review; in Lewry, J.F. and Stauffer, M.R., eds., The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America: Geological Association of Canada, Special Paper 37, p. 41-55.

Winkler, H.G.F., Boese, M. et Marcopoulos, T.

1975: Low temperature granitic melts; Neues Jahrbuch für Mineralogie, Mh. 1975, p. 245-268.

Annexe A

Abréviations des minéraux

Abréviations de la section Métamorphisme

ab: ortho-amphibole
anth: anthophyllite
ap: apatite
bi: biotite
cd: cordiérite
chl: chlorite
cpx: clinopyroxène
cumm: cummingtonite
gd: gédrite
gt: grenat
ho: hornblende
mag: magnetite
ol: olivine
opx: orthopyroxène
or: orthose
plag: plagioclase
qz: quartz
sil: sillimanite
sph: sphère
st: staurotide
sym: symplectite
ti: titanite

Abréviations de la figure 86

Ab: albite
An: anorthite
Au: augite
Bi: biotite
En: enstatite
Fa: fayalite
FeAu: ferro-augite
Fo: forstérite
Hb: hornblende
Or: orthose
Par: pargasite
Pig: pigeonite

Descriptions pétrographiques des gneiss de socles et des enclaves basiques

Gneiss enderbitiques

Le gneiss est grenue et inéqui-granulaire: la taille des minéraux

varie du millimètre au centimètre et les contacts micrgranulaires peuvent être rectilignes sur 5 mm, irréguliers ou lobés. La roche contient par ordre d'importance: plagioclase (~An 35), quartz, feldspath alcalin, clinopyroxène, biotite, orthopyroxène, symplectite de biotite-quartz et hornblende. Les plagioclases dominent et sont généralement trapus, mais ils peuvent, à l'occasion, aussi conserver une forme de phénocristaux primaires allongés et corrodés. Le contenu en feldspath alcalin est généralement faible, il varie de nul à 15% et les cristaux sont généralement maclés microclines. De formes mal définies, ils sont tardifs, trapus ou allongés par endroit: ils forment rarement des véritables phénocristaux et leurs dimensions varient du mm au cm. Le quartz, dont la granulométrie varie du dixième de millimètre au centimètre, compte pour 5 à 25% de la roche; les cristaux montrent une extinction ondulante et forment des masses et des agrégats aux contacts interlobés, dont plusieurs semblent tardifs; d'autres, très finement grenus, se retrouvent en symplectite avec la biotite. Les pyroxènes sont trapus et fracturés ou allongés avec des clivages bien définis et leur taille varie de 0.5 mm à 1 cm. La magnétite est ubiquiste et forme moins de 5% de la roche: elle est associée aux pyroxènes, à la biotite et à l'apatite, le seul minéral accessoire d'importance. La titanite, l'épidote et la muscovite sont rares et associés à la biotite et à la hornblende. Certains grands clinopyroxènes sont zonés et renferment des agrégats concentriques de microcristaux de magnétite ou d'amphiboles parallèles aux clivages principaux (Fig. 75). Certaines titanite, allanite et zircon montrent aussi une zonation, ces derniers exhibent des cocurs localement bien définis. Des clinopyroxènes montrent une altération en calcite, chlorite, amphibole et épidote et une rétro-morphose périphérique locale en hornblende. Les orthopyroxènes montrent une altération en chlorite et mica blanc. Par endroit, les biotites sont altérées en chlorite et les plagioclases en séricite.

Gneiss granodioritiques

Les gneiss granodioritiques, généralement inéqui-granulaires, sont dominés par les plagioclases (An 25-35), généralement trapus et de dimensions millimétriques; certains se présentent par endroits, comme des phénocristaux corrodés. Les plagioclases représentent entre 20 et 40% de la roche. Le quartz est de dimensions variables, soit en cristaux informes soit en agrégats microcristallins exhibant des contacts lobés et une extinction ondulante. Il se trouve aussi en microcristaux lobés associés à la biotite, avec une texture en mortier autour des plagioclases et dans des myrmékites associées aux plagioclases à grain fin au contact entre les feldspaths. Les feldspaths alcalins sont généralement maclés microcline qui peuvent représenter jusqu'à 25% de la roche. Les cristaux sont généralement de dimensions millimétriques,

intergranulaires et tardifs. Par endroits, les cristaux sont automorphes, trapus ou allongés sous forme de phénocristaux de dimensions centimétriques. Les ferromagnésiens montrent des formes automorphes corrodées et une granulométrie millimétrique. La hornblende et la biotite associées par endroits à des clinopyroxènes, peuvent être en quantité égale, formant jusqu'à 20% de la roche; dans d'autres cas, la biotite domine formant entre 5 et 10% de la roche. Les minéraux accessoires comprennent l'épidote, la magnétite, l'apatite, le zircon, zoné par endroit, la calcite, de rares tourmalines et la titanite; ce dernier peut être automorphe ou tardif, intergranulaire ou associé à la magnétite. Par endroit, le plagioclase est altéré en séricite et la biotite en chlorite, cette dernière pouvant être associée à des textures en mortier.

Gneiss microgrenus

La roche est granoblastique par endroit et équigranulaire: la taille de grains varie entre 0.2 et 0.5 mm. Les contacts entre les grains sont plutôt irréguliers, rarement linéaires. Par ordre d'importance, la minéralogie comprend les plagioclases (An 20 - An 30), la biotite, la hornblende, la magnétite, le quartz, le clinopyroxène, le microcline, la titanite et l'apatite. La calcite, l'épidote, l'allanite, le spinelle et le zircon sont accessoires. Quelques petits phénocristaux de plagioclase de forme allongée ou trapue peuvent être zonés, généralement faiblement (Fig. 96). Le quartz, peu abondant, peut représenter plus de 10% de la roche. La titanite est tardive; elle se développe à la périphérie de la magnétite ou est automorphe. Par endroit, la biotite est altérée en chlorite.

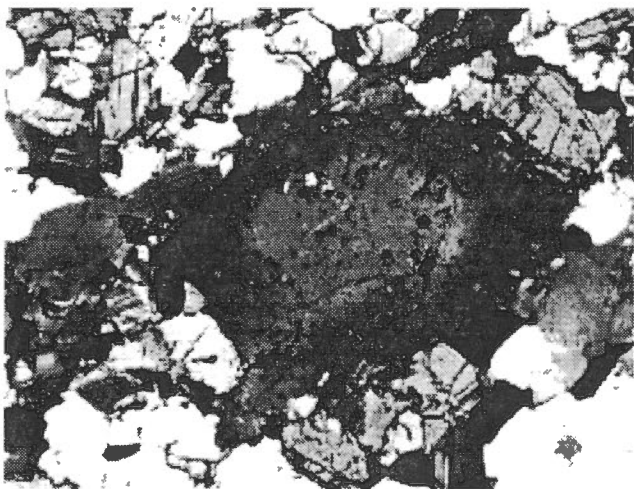


Figure 96

Petit cristal de plagioclase zoné dans une enclave métabasique microgrenue. Image grossie 16 fois.

Ultrabasites

La roche est inéquigranulaire et montre des granulométries variables, millimétriques et sub-millimétriques et, par endroits, centimétriques. Les contacts intergranulaires sont irréguliers et lobés; ils sont rectilignes entre les hornblendes sub-automorphes. Les minéraux dominant sont: la hornblende, le clinopyroxène, la biotite (phlogopite), l'orthopyroxène, le plagioclase, le talc, l'olivine et la magnétite. L'apatite est accessoire. Les clinopyroxènes sont rétrotransformés en chlorite et calcite par endroit. Ailleurs, les clinopyroxènes montrent une zonation soulignée par des microcristaux de hornblende orientés parallèlement au plan 010 (Fig. 77).

Amphibolites

La roche est équigranulaire et granoblastique; la granulométrie des minéraux est sub-millimétrique et les interfaces entre minéraux sont linéaires ou irrégulières. Les hornblendes sont automorphes, par endroits et exhibent, avec les plagioclases des textures en mosaïque. Les plagioclases (An 40-50) sont rétrotransformés en séricite par endroits et les biotites montrent de la corrosion et une altération en chlorite. Les minéraux accessoires sont la magnétite, l'apatite, le spinelle, le sphène, l'allanite, zonée par endroits, et l'épidote. La magnétite peut se retrouver en exsolutions dans les clinopyroxènes marquant une zonation parallèle à deux clivages formant un angle de 50° (Fig. 76). La zone de contact entre les amphibolites et les orthogneiss encaissants présente des assemblages à *cpx-bi-plag*. Certaines enclaves montrent une minéralogie identique aux amphibolites (*plag-bi-ho*) mais avec des taux de biotite pouvant atteindre 40%.

Granodiorites porphyriques

La roche est grenue et inéquigranulaire. Les feldspaths alcalins dominent, formant jusqu'à 40% de la roche; ils forment des amas ou des cristaux trapus ou faiblement allongés, irréguliers et d'échelle sub-millimétrique à centimétrique. Les phénocristaux, automorphes par endroit, montrent la macle de Carlsbad, de nombreuses inclusions, des formes corrodées par endroit et de rares zonations. Les quartz et les plagioclases (An 20-30), généralement en quantité égale ~ 20% de la roche, montrent des formes irrégulières en amas ou en cristaux trapus ou sub-arrondis d'échelle sub-millimétrique à millimétrique et plus rarement centimétrique, comme dans le cas des rares phénocristaux de plagioclase sub-automorphes qui sont séricitisés par endroits. Le quartz symplectitique se développe dans des amas de plagioclase sub-millimétrique en contact avec des

cristaux de plus grande tailles. Les textures en mortier exhibent des quartz, des plagioclases et des biotites sub-millimétriques entourant des phénocristaux quasi centimétriques de feldspaths alcalins et de plagioclases. Les ferromagnésiens forment des amas de cristaux sub-millimétriques comptant pour 10% de la roche et comprennent, par ordre d'importance, biotite brune, hornblende, magnétite, épidote, apatite, titanite et allanite; cette dernière est zonée et le plus souvent blindée par la titanite.

Orthogneiss tonalitiques

La roche est dominée par le plagioclase (An 20-30) formant jusqu'à 50% de la roche. Les cristaux sont équi-granulaires, sub-millimétriques à millimétriques; ils montrent des contacts linéaires, microlobés ou irréguliers et une altération en sérécité variable. Certaines reliques de phénocristaux montrent des évidences de zonation. Le quartz qui forme jusqu'à 40% de la roche, est de formes irrégulière, en amas à contact lobés, de dimensions pluri-millimétriques par endroit et exhibe une extinction ondulante. Des grains de quartz sub-millimétriques à contact microlobés sont présents entre des cristaux trapus de plagioclase dans les textures en mortier. Les ferromagnésiens sont sub-millimétriques et millimétriques; ils comptent pour 5% de la roche et comprennent biotite chloritisée par endroit, hornblende, épidote, apatite et titanite.

Annexe B

Analyses chimiques

Les analyses chimiques traitées porte les étiquettes **HBN**, **HBS**, **LEC**, **BJ**, **PhX** et **Gnss**. Trois autres suites de petites tailles et non traitées plus haut porte les étiquettes **Cngl**, **Mtsd** et **Mtbs**. La suite **Cngl** provient des conglomérats de la bande volcanique du lac Fagnant au sud-est de Kuujuarapik (Fig. 38), les suites **Mtsd** et **Mtbs** proviennent de la côte de la baie James et de la baie d'Hudson et des petits lambeaux de métasédiments et de metabasites du lac Burton (Fig. 3 et 7). Toutes les analyses sont consignées de façon standard dans un tableur numérique et comprennent les éléments majeurs, les éléments traces et les terres rares quand elles sont disponibles. Les échantillons sont localisés selon les coordonnées UTM, si disponibles et comprennent le calcul de la norme. Toutes les données numériques ou portées en graphiques sont disponibles auprès de l'auteur ainsi qu'une quantité de données non publiées sur la région de la sous-province de Bienville.

Annexe B

HBS (% pds)	UTMx	UTMy	zone	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	H2O	P2O5	S	CO2	Tot
1b	291300	6106200	18	67.1	0.44	15.8	0.7	2.9	0.03	2.17	2.14	3.8	2.87	1.6	0.15		0.4	100.2
2	289975	6105750	18	68.6	0.41	15.7	0.4	2.6	0.02	1.97	1.55	3.7	3.02	1.7	0.13		0.2	100.2
3a	288750	6105100	18	63.7	0.56	16.3	2.3	2.8	0.09	2.37	4.62	3.7	2.06	1.2	0.19		0.2	100.2
6	335450	6129250	18	72.8	0.22	14.8	0.8	1	0.02	1.03	2.54	3.8	2.14	0.8	0.08		0.1	100.3
7	337025	6129300	18	68.4	0.4	15.9	1.7	1.8	0.04	1.47	2.7	4	3.12	0.8	0.16		0.2	100.8
8a	338950	6129425	18	68.9	0.34	15.2	1.2	1.9	0.05	1.44	2.51	3.4	3.88	0.7	0.12		0.3	100.1
10	342975	6129000	18	67.4	0.44	16.2	1.6	2	0.05	1.49	3.57	4.2	2.29	0.7	0.15		0.2	100.4
12	347525	6129000	18	70.3	0.33	14.7	1	1.8	0.05	1.74	1.84	3.4	3.79	1.4	0.13		0.2	100.8
13	349000	6129450	18	73.3	0.2	14.2	0.9	0.9	0.02	0.74	1.79	3.3	3.9	0.6	0.09		0.1	100.3
15	353400	6129000	18	71.4	0.29	14.8	0.9	1.4	0.03	0.97	2.06	3.4	3.78	0.6	0.1		0.2	100.2
16	355400	6128850	18	53.9	0.6	20.4	3.6	3.5	0.11	2.92	4.81	5.2	2.59	1.6	0.21		1.2	100.5
17	357150	6129100	18	67.3	0.38	15.6	1.6	2.2	0.06	1.64	3.27	3.6	3.18	0.8	0.13		0.2	100.1
18	358900	6128650	18	64.7	0.56	16.3	1.8	3	0.07	2.38	3.5	4.2	1.99	1.2	0.17		0.1	100.1
19	360800	6129425	18	65	0.53	16.6	1.6	2.7	0.07	2.02	4.22	4.4	1.93	0.9	0.14		0.2	100.5
20	363000	6128550	18	62.7	0.66	16.9	2.4	3.2	0.07	2.28	5.1	4.1	1.61	0.8	0.19		0.2	100.4
24	371575	6128050	18	70.4	0.29	15.1	1	1.6	0.04	1.08	2.57	3.5	3.76	0.6	0.09		0.1	100.4
25	374550	6130075	18	69.5	0.37	15.3	1.3	1.5	0.05	1.52	2.15	4	3	1.3	0.11		0.1	100.4
31	280025	6102075	18	62.6	0.56	16.1	2	2.8	0.07	2.57	3.95	4.2	2.68	1.3	0.19		1.2	100.4
36	276050	6101200	18	62.1	0.58	16.8	2.3	3.5	0.1	2.67	5.38	3.9	1.93	1	0.18		0.1	100.7
56	372400	6105650	18	72.2	0.26	14.4	0.8	1.3	0.03	1.17	1.41	3.6	4.69	0.7	0.12		0.1	100.9
57	323250	6124500	18	65.9	0.59	15.5	1.3	2.5	0.05	2.43	1.71	3	4.98	1.7	0.27		0.1	100.2
58	325050	6125600	18	72.7	0.2	14.6	0.8	1	0.02	0.81	1.63	3.2	4.39	0.6	0.07		0.1	100.4
62	332650	6125000	18	68.6	0.33	16.4	1.4	1.6	0.04	1.1	3.16	4.5	2.24	0.7	0.16		0.1	100.2
63	335150	6125100	18	68.8	0.34	16.1	1.4	1.6	0.04	1.14	3.09	5	1.33	1	0.13		0.1	100.2
64	337300	6125200	18	70.7	0.29	15.9	1.1	1.2	0.03	1.16	1.92	4.4	2.48	1	0.1		0.1	100.5
65	338675	6124650	18	70.3	0.37	16.2	1	1.4	0.03	0.81	3.57	4.6	1.4	0.5	0.11		0.2	100.7
66	340925	6124525	18	64.7	0.5	16	3.1	2.1	0.06	3.05	1.81	4.2	2.46	1.9	0.15		0.2	100.4
67	343225	6124975	18	72.5	0.18	15	0.8	0.7	0.02	0.49	1.85	4	3.75	0.4	0.05		0.2	100.2
68	344500	6125400	18	70.6	0.28	15.8	1.6	1.1	0.03	1.1	2.45	4.3	2.53	0.8	0.11		0.1	101
69	347025	6123950	18	70.4	0.43	15.2	1.4	1.8	0.04	1.29	2.98	4.1	10.98	0.8	0.13		0.1	100.8
71	351400	6126850	18	66.5	0.46	16.3	1.3	2.5	0.05	1.67	3.48	4.1	2.45	0.9	0.17		0.3	100.4
73	354875	6125450	18	68.3	0.41	15.1	1.7	2.4	0.05	1.49	3.23	3.7	2.77	0.8	0.15		0.1	100.4
74	357600	6125600	18	70.1	0.32	15.5	1.6	1.2	0.03	1.31	1.5	4	3.25	1.3	0.1		0.2	100.6
75	358850	6125650	18	69.4	0.4	15.2	1.3	2	0.05	1.59	2.65	3.8	2.93	1	0.11		0.3	100.9
80	370175	6124125	18	63.4	0.59	16.9	2.3	3.1	0.07	2.38	4.17	4.3	1.75	1.4	0.19		0.1	100.8
300	301100	6114900	18	70	0.43	13.6	0.9	2.8	0.04	1.91	1.37	2.4	3.72	1.3	0.13		0.6	99.2
305	311300	6115000	18	68.1	0.35	15.8	0.5	2	0.02	1.62	2.39	3.4	2.56	1.2	0.15		0.5	98.59
306	313100	6115000	18	70.9	0.32	15.2	0.5	1.6	0.03	0.96	2.62	3.4	2.38	0.9	0.13		0.2	99.14
307	315300	6114900	18	69	0.3	15.3	1.2	1.4	0.05	0.91	2.5	3.4	3.35	0.6	0.12		0.2	98.33
309	319200	6114900	18	73.3	0.19	14.1	0.2	1	0.01	0.96	0.54	2.3	6.21	0.7	0.07		0.1	99.68
313	325100	6114800	18	72.3	0.21	14	0.9	1	0.02	0.54	1.62	2.8	3.97	0.6	0.07		0.2	98.23
315	328900	6115700	18	71.6	0.28	14.2	1	1.5	0.03	0.86	2.43	2.9	2.97	0.5	0.09		0.1	98.46
317	332800	6115300	18	70.2	0.3	14.3	1.1	1.5	0.04	1.31	2.61	3.1	3.24	0.6	0.15		0.1	98.55

319	337100	6115900	18	71.5	0.28	14.5	1	1.4	0.03	1.29	1.19	2.9	4.62	1	0.08	0	99.79	
321	340900	6115100	18	67.8	0.39	14.4	2.3	1.5	0.05	2.16	1.5	2.3	4.15	1.4	0.18	0.1	98.23	
323	345000	6115000	18	68.3	0.53	14.2	2	2.2	0.06	1.74	3.27	2.8	2.34	0.8	0.2	0.05	0.1	98.59
336	371000	6115000	18	72.9	0.21	14	0.8	0.8	0.04	0.69	1.45	3.3	4.17	0.5	0.09	0	0.3	99.25
340	378600	6115300	18	73.1	0.18	13.2	0.7	0.9	0.02	0.73	0.78	2.4	5.31	0.7	0.07	0.04	0	98.13
341	381500	6114600	18	74.2	0.35	12.8	0.6	1	0.02	0.51	1.15	2.3	5.66	0.5	0.06	0	0.1	99.25
344	386800	6115600	18	70.5	0.24	15.7	1	0.9	0.03	0.79	1.64	4.5	2.74	0.7	0.06	0	0.1	98.9
344a	386850	6115600	18	68.1	0.32	16.3	0.6	1.9	0.04	1.14	2.63	4.1	2.04	1	0.13	0	0.2	98.5
347	393100	6114900	18	68.8	0.47	14.7	1.2	2.2	0.05	1.26	3.3	3.1	2.58	0.8	0.16	0.03	0.1	98.75
350	399400	6114300	18	67.5	0.5	14.9	1.5	2.2	0.07	1.66	3.43	3.2	2.46	1.1	0.18	0	0.2	98.9
401	390800	6106400	18	71.2	0.35	13.4	0.1	1.9	0.02	1.52	0.49	2.1	5.21	1.3	0.09	0	0.2	97.88
403	294500	6105900	18	65.6	0.52	15.4	0.8	3.2	0.05	2.12	1.28	2.8	4.06	1.8	0.19	0	0.7	98.52
405	298600	6105900	18	69.7	0.42	13.6	1.5	1.8	0.07	1.26	2.67	2.9	3.66	0.7	0.1	0	0.2	98.58
408	304600	6104900	18	67	0.55	15.1	0.8	3.1	0.02	2.94	0.45	2.3	3.86	2.3	0.15	0.02	0.1	98.69
410	309600	6105300	18	72.4	0.19	14.8	0.6	1.2	0.02	0.85	2.28	3.6	1.86	0.7	0.08	0	0	98.58
413	315300	6105500	18	71.6	0.14	15.1	0	1.3	0.02	0.43	2.39	3.7	3.32	0.5	0.03	0	0	98.53
419	326800	6104700	18	71.4	0.37	14.4	1.2	1.4	0.05	1.27	1.48	3.1	3.66	0.9	0.12	0	0.2	99.55
427	342950	6105000	18	70.9	0.4	14.4	1.3	1.7	0.05	0.98	2.88	4	2.37	0.7	0.13	0	0.4	100.21
429	347200	6105200	18	61.8	0.43	18	1.3	2.3	0.06	2.18	3.97	4.1	3.19	1.3	0.23	0	0.5	99.36
432	352950	6104900	18	66.9	0.52	13.9	1.9	2.6	0.08	2.39	3.13	2.9	2.07	1.6	0.14	0	0.3	98.43
434	355900	6105000	18	65.2	0.56	16.4	2	2.2	0.05	1.81	4.54	3.5	1.58	1	0.21	0	0.4	99.45
441	371600	6104800	18	65.8	0.42	15.4	1.4	2.9	0.07	1.77	3.19	4.3	1.96	1	0.3	0.2	0.3	99.01
449	385900	6105000	18	75.1	0.16	12.3	0.7	0.7	0.01	0.3	0.95	2.3	5.32	0.4	0.07	0.01	0.1	98.42
450	388300	6105100	18	69.2	0.36	14.2	1.3	1.5	0.04	1.03	1.81	3	4.77	0.9	0.17	0	0.4	98.68
455	397800	6104700	18	66	0.55	14.2	1.9	2.9	0.08	2.32	3.99	2.7	2.81	0.8	0.13	0	0.1	98.48
456	401300	6105100	18	62	0.54	15.8	2.1	3.5	0.11	2.68	4.97	3.5	2.39	1.1	0.22	0.01	0.4	99.32
500	273525	6098225	18	63.7	0.6	15.5	2.1	2.6	0.06	2.89	3.55	3	2.26	1.6	0.2	0	0.9	98.96
501	275750	6097300	18	56.2	0.7	19.3	2.7	3.8	0.09	3.4	4.68	4.3	2.73	1.8	0.24	0	0.3	100.4
502	276950	6097725	18	59.4	0.74	16.4	2.7	4.4	0.11	2.97	5.97	2.8	1.79	1	0.25	0.01	0.1	98.64
504	281375	6097575	18	65.2	0.55	15.3	2.1	2.8	0.08	1.93	3.1	3.3	3.27	1	0.15	0	0.5	99.28
505	282850	6097250	18	68.7	0.37	15.5	1.7	2	0.06	1.47	3.29	3.6	3.03	0.6	0.11	0	0.1	100.7
506	285475	6097025	18	63.2	0.71	16.1	2.8	2.9	0.09	2.56	3.94	3.5	1.92	1.6	0.26	0	0.2	99.78
509	291500	6096300	18	63	0.62	16	1.7	3.7	0.09	2.28	4.81	3.3	1.69	1.1	0.22	0.03	0	98.54
510	292900	6096525	18	69.2	0.79	13.7	1.5	2.2	0.06	1.64	2.96	1.6	3.89	0.8	0.11	0.01	0	98.46
514	299975	6095275	18	66.3	0.54	15	1.7	3.1	0.07	2.16	3.81	3.2	2.22	1	0.22	0.03	0	99.35
517	307800	6094200	18	70.7	0.31	15.7	1.7	0	0.02	0.86	2.94	4.5	1.28	0.5	0.06	0.01	0.2	98.78
521	314800	6095100	18	62.5	0.59	15.1	2.7	3.3	0.1	2.5	4.54	3.4	1.64	1.3	0.18	0	0.2	98.05
523	319600	6095500	18	60.1	0.78	16.6	2.3	4.1	0.1	2.76	5.92	4	1.7	0.9	0.25	0.02	0.3	99.83
525	323100	6095000	18	59	0.79	15.5	2.8	4.7	0.13	3.69	5.82	2.9	1.72	1.6	0.31	0	0.6	99.56
529	331200	6094900	18	64.1	0.61	14.7	3.3	2.1	0.1	2.66	5.23	3.3	1.44	0.8	0.18	0.01	0.7	99.23
531	335100	6095000	18	64.1	0.59	15.2	2.1	2.4	0.06	2.37	3.33	3.3	2.14	1.6	0.22	0	0.8	98.21
533	339300	6094800	18	68.9	0.47	15.2	0.7	2.1	0.04	1.79	2.42	3.7	1.72	1.3	0.15	0	0.1	98.59
535	343200	6095500	18	71.9	0.29	15.4	0.7	1.2	0.02	0.73	2.79	4.1	2	0.6	0.09	0	0.2	100.02
538	348500	6096000	18	74.2	0.1	14.1	0.2	1.2	0.02	0.73	2.68	3.8	1.23	0.8	0.05	0	0.5	99.61
540	352800	6095800	18	69.2	0.27	16.3	0.4	1.5	0.04	0.9	3.64	5	0.62	0.8	0.08	0	0.1	98.85
542	358200	6095100	18	58.6	0.71	16.1	3.1	4	0.12	3.46	6.14	3	1.6	1.4	0.22	0.01	0.1	98.56

546	364800	6094900	18	70.8	0.46	14.4	1.3	2.4	0.04	1.36	3.67	3.5	1.17	0.7	0.08	0	0.1	99.98
549	372100	6095050	18	60.9	0.72	17.6	2.5	3.5	0.07	2.4	5.18	3.7	1.8	0.7	0.32	0	0.3	99.69
552	377000	6095000	18	67.3	0.44	14	1.5	2.4	0.08	1.81	3.47	3	2.78	1.4	0.15	0	0.3	98.63
558	389000	6095000	18	74.2	0.23	12.6	0.9	0.8	0.02	0.69	0.97	2.6	4.72	0.7	0.08	0	0.3	98.81
559	391200	6095300	18	75.7	0.32	12.4	1.2	1	0.03	0.83	0.95	2.4	4.67	0.8	0.09	0	0.2	100.59
560	393000	6095300	18	67.9	0.89	14.3	1.9	1.7	0.04	1.06	2.08	2.7	4.96	0.8	0.26	0.03	0.3	98.92
562	396700	6094900	18	69.6	0.38	14.7	1.2	1.8	0.04	0.92	2.75	3.2	2.73	0.8	0.12	0	0.2	98.44
564	400500	6094950	18	65.2	0.44	15.6	1.9	2.3	0.06	1.69	4.07	3.7	1.66	1.2	0.14	0	0.4	98.36
565	402000	6095300	18	69.5	0.29	16	1.2	1.4	0.04	0.98	2.48	3.8	3.4	0.6	0.12	0	0.2	100.01
HBN	UTMx	UTMy	zone	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	H2O	P2O5	S	CO2	Tot
1504	374900	6174900	18	72.9	0.26	14.7	0.4	1.5	0.04	1.01	1.6	2.9	4.25	0.8	0.11	0	0.3	100.77
1505	375100	6173500	18	72.6	0.28	14.1	0.1	1.9	0.04	1.18	1.4	2	5.06	0.9	0.1	0.01	0.4	100.07
1506	374600	6170500	18	73.8	0.22	14.2	0.3	1	0.02	0.66	0.81	2.4	6.09	0.6	0.07	0	0.2	100.37
1507	375100	6167500	18	74.7	0.21	14.2	0.5	1	0.03	0.48	1.85	2.9	4.02	0.3	0.07	0	0	100.26
1508	374900	6164700	18	74	0.23	15	0.6	0.8	0.03	0.65	1.95	3	3.81	0.4	0.09	0	0.1	100.66
1511	375200	6157500	18	71.6	0.3	14.2	0.7	1.6	0.04	1.25	1.84	3.5	3.99	0.6	0.12	0	0.2	99.94
1513	374250	6152900	18	67.1	0.54	15.1	1.7	2.4	0.07	1.69	2.76	2.7	3.72	0.8	0.32	0.03	0.2	99.13
1515	375700	6147800	18	74	0.19	14.2	0.7	0.7	0.02	0.41	1.19	2.6	5.28	0.5	0.09	0	0.1	99.98
1517	374450	6143000	18	73.5	0.29	14.5	0.6	1.1	0.02	0.9	2.14	3	2.39	0.6	0.08	0	0.1	99.22
2101	410700	6204800	18	70.1	0.27	15.1	1.5	1.4	0.04	1.24	1.65	3.2	4.73	0.6	0.11	0	0.1	100.04
2102	410200	6202900	18	75.5	0.21	13.3	0.5	0.8	0.02	0.58	0.54	1.8	6.7	0.5	0.08	0	0.2	100.73
2102	410200	6202900	18	59.1	0.76	17.2	0	6.3	0.08	4.26	3.51	2.3	3.19	2.6	0.21	0.86	0.2	100.57
2105	410100	6197900	18	67.2	0.76	15.2	1.6	2.8	0.04	2.12	1.99	2.5	4.55	1.1	0.34	0.03	0.2	100.43
2108	409800	6190300	18	70.7	0.44	14.6	1.3	1.8	0.05	1.54	2.03	2.5	4.7	0.5	0.21	0.02	0.1	100.49
2113	409900	6180900	18	67.3	0.61	15.1	1.4	2.7	0.05	2.1	3.28	2.8	2.51	0.8	0.19	0.01	0.2	99.05
2114	409500	6179000	18	68	0.49	15.7	1.1	2.7	0.05	1.63	3.2	3.3	3.08	0.7	0.16	0	0.1	100.21
2115	410300	6176700	18	67.4	0.48	16.3	1	2.5	0.05	1.97	2.82	3.5	2.98	1	0.15	0	0	100.15
2116	410350	6174900	18	71.3	0.33	15.2	0.5	1.6	0.02	0.86	1.78	2.5	4.42	0.6	0.09	0.06	0	99.26
2117	410100	6173500	18	73	0.29	14.4	0.2	1.2	0.02	0.91	1.16	2	5.06	0.7	0.1	0	0	99.04
2118	410500	6170500	18	67.8	0.66	16	1.5	2.3	0.03	1.59	2.53	3	4.3	0.7	0.22	0.02	0	100.65
2001	429800	6215900	18	68.2	0.52	16.3	1.3	2.3	0.05	1.98	2.97	4.1	1.04	1.2	0.16	0	0	100.12
2002	430200	6214700	18	60.2	0.71	16.8	1.5	3.8	0.07	5.41	1.19	4	3.08	3	0.28	0	0	100.04
2006	429800	6205700	18	75.2	0.15	13.9	0.5	0.5	0.01	0.63	0.72	2.2	5.26	0.6	0.06	0	0.1	99.83
2008	430050	6202300	18	63.3	0.58	16.8	2.1	3.2	0.08	2.32	4.97	3.7	1.77	0.7	0.21	0.02	0.4	100.15
2009	430200	6199800	18	72	0.4	14.8	0.5	1.2	0.02	1.23	1.8	3.3	3.92	0.7	0.11	0	0	99.98
2011	430400	6196300	18	55.4	0.76	20	2.9	4.1	0.07	3.19	4.81	4	3.02	1.3	0.56	0.05	0	100.16
2012	429400	6194200	18	72.9	0.34	13.9	0.9	0.9	0.02	1.01	0.94	2	6.13	0.7	0.1	0	0	99.84
2014	429500	610500	18	73.1	0.25	14.5	0.8	0.9	0.02	0.73	1.23	2.8	5.33	0.4	0.13	0	0	100.19
2015	429200	6188000	18	69	0.42	16	0.6	1	0.01	1.11	1.29	2.9	5.85	0.8	0.15	0	0.1	99.23
2016	429700	6185700	18	74.5	0.18	14.1	1.1	0.5	0.01	0.81	1.26	2.4	4.27	0.6	0.07	0	0.1	99.9
2017	429800	6184100	18	70.7	0.34	15.9	0.1	1.7	0.03	1.23	2.93	4.2	1.69	0.6	0.12	0.02	0.1	99.66
2200	390300	6197900	18	70.6	0.34	15.1	1.1	1.4	0.03	0.81	1.41	2.6	5.68	0.5	0.17	0.01	0.1	99.85
2201	389400	6195950	18	72.9	0.34	14.1	0.9	1.4	0.05	1.05	1.55	2.6	4.48	0.5	0.12	0	0	99.99
2204	390200	6190100	18	72.2	0.25	14.9	0.8	0.9	0.02	0.59	1.77	3	4.65	0.4	0.07	0	0	99.55
2205	389800	6188300	18	71.4	0.4	14.5	1	1.6	0.04	1.38	1.65	2.5	4.38	0.8	0.16	0	0.1	99.91

2208	389900	6182050	18	72.5	0.28	14.4	0.9	1.3	0.03	1.06	1.77	2.9	4.5	0.5	0.1	0	0.3	100.54
2209	390100	6179000	18	75.5	0.16	13.2	0.5	0.7	0.02	0.37	1.18	2.1	5.06	0.4	0.05	0	0.1	99.34
2210	390100	6177300	18	69.8	0.34	15.4	1.1	1.7	0.04	1.23	2.33	2.8	4.14	0.6	0.11	0.02	0	99.61
2211	389300	6175400	18	71.3	0.31	14.6	0.6	1.4	0.03	0.82	1.35	2.7	5.09	0.7	0.11	0.03	0.1	99.14
2212	389700	6174200	18	71.8	0.28	14.8	0.5	1.7	0.02	1.52	1.63	3	3.38	1	0.13	0.02	0.2	99.98
2213	389800	6172300	18	67	0.55	15	0.6	3.4	0.07	2.4	1.71	3.2	3.2	1.9	0.16	0.08	0.6	99.87
2217	390000	6164500	18	68.1	0.37	16	1.6	2	0.07	1.78	3.03	3.7	2.8	0.6	0.15	0.01	0.1	100.31
2218	389500	6162300	18	70.7	0.43	14.8	1	1.8	0.04	1.21	1.68	3.1	4.23	0.7	0.16	0	0.1	99.95
1800	444900	6219700	18	66.8	0.95	14.9	2.2	2.1	0.05	1.95	1.89	2.7	4.37	1.1	0.43	0.08	0.2	99.72
1801	446050	6220100	18	71.5	0.32	15.1	1	1.4	0.04	1.37	2.37	3.4	3.36	0.6	0.1	0.02	0.1	100.68
1802	448300	6220300	18	74.2	0.15	14.3	0.8	0.5	0.02	0.7	0.97	3.1	4.61	0.6	0.07	0	0.1	100.12
1803	450200	6220300	18	74.3	0.17	13.8	0.7	0.7	0.02	0.65	1.18	2.6	4.76	0.5	0.09	0	0.1	99.57
1804	452200	6220600	18	73.9	0.11	14.6	0.6	0.5	0.02	0.55	1.02	3.4	4.82	0.5	0.06	0	0.1	100.18
1805	454400	6219800	18	68.7	0.41	15.6	1.2	1.6	0.06	1.51	2.8	3.3	3.98	0.5	0.17	0.01	0.1	99.94
1806	456300	6219800	18	75.6	0.13	13.9	0.1	0.6	0.01	0.35	1.26	2.7	4.73	0.3	0.06	0	0.2	99.94
1807	458000	6220000	18	74.2	0.19	14.2	0.7	0.7	0.02	0.4	1.94	3.3	3.97	0.3	0.07	0	0.1	100.09
1808	460100	6220000	18	74	0.17	14	0.4	0.9	0.04	0.63	1.08	3.6	4.37	0.3	0.09	0	0.1	99.68
1809	461900	6220400	18	77.7	0.09	12.8	0.5	0.2	0.02	0.07	0.79	2.3	5.43	0.2	0.04	0	0	100.14
1810	464000	6219700	18	68.5	0.59	15.4	1.8	1.8	0.05	1.39	2.13	3.5	3.68	0.5	0.29	0.01	0.1	99.74
1812	468300	6220500	18	58.4	0.69	17.1	3.5	4.6	0.1	4.34	5.51	2.8	1.46	1.7	0.2	0.03	0.1	100.53
1900	449900	6229800	18	73.5	0.24	14.3	1	0.8	0.03	0.89	1.31	2.8	4.31	0.6	0.09	0	0.1	99.97
1904	450000	6222000	18	71	0.38	15.1	1.3	1.8	0.05	1.69	2	3.1	2.47	0.9	0.1	0	0.1	99.99
1907	449900	6215900	18	68	0.44	15.5	1.7	1.7	0.05	1.87	2.17	3.3	3.26	1.1	0.26	0	0.2	99.55
1909	450100	6211800	18	70.5	0.33	15.2	0.9	1.6	0.04	2.21	1.21	3.2	4.08	1.2	0.14	0.01	0.1	100.72
1910	450000	6210000	18	71.4	0.26	14.8	0.8	0.9	0.02	1.48	1.74	3.1	4.29	0.7	0.11	0	0.2	99.8
1911	450200	6207900	18	66.9	0.54	15.4	1.1	2.7	0.06	2.73	2.42	3.5	3.16	1	0.16	0	0.2	99.87
1916	450000	6198000	18	66.3	0.54	15.6	2.1	2.6	0.08	1.75	4.03	3.8	2.31	0.5	0.18	0	0.1	99.89
1917	450200	6195800	18	70	0.34	15.4	1.1	1.5	0.04	1.43	2.42	3.5	3.5	0.4	0.11	0	0.2	99.94
1918	450000	6194000	18	64	0.53	16.1	1.3	3.1	0.09	3.07	4.01	3.9	2.98	0.7	0.23	0.02	0.1	100.13
1920	450900	6189200	18	68.7	0.39	13.6	1.3	2.6	0.08	2.89	3.19	3	3.29	0.7	0.11	0	0.2	100.05
1921	450000	6188000	18	68.3	0.46	16.3	1.3	1.5	0.04	1.03	2.69	3.4	4.49	0.3	0.17	0.02	0.1	100.1
1923	450100	6184000	18	75	0.17	13.7	0.5	0.9	0.03	0.54	1.65	3.8	3.25	0.3	0.06	0	0.1	100
1925	450000	6180000	18	73.2	0.32	14.1	1	0.9	0.02	1.05	1.51	2.9	4.27	0.4	0.09	0	0.1	99.86
1926	449100	6178000	18	60.7	0.94	16.8	2.5	2.9	0.06	2.64	2.94	3.9	4.37	1	0.59	0.01	0.4	99.75
BJ	UTMx	UTMy	zone	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	H2O	P2O5	S	CO2	Tot
86.82				69.09	0.27	16.89	0.3	1.2	0.02	1.39	1.95	5.09	1.92	1.29	0.17	0.02	0.5	100.1
86B				66.9	0.37	16.79	0.6	2.2	0.04	1.96	3.34	4.4	1.61	1.5	0.15	0	0.3	100.16
87				62.5	0.62	15.3	1.5	5.09	0.05	2.98	2.7	3	3.15	1.89	0.16	0.28	0.4	99.62
89				70.09	0.15	15.6	0.6	1.2	0.03	1	2.93	4.09	2	1	0.05	0.02	0.4	99.16
90A				61.79	0.57	16.39	1.5	4	0.1	2.75	5.68	4.69	1.46	0.8	0.1	0.06	0.1	99.99
90				65.4	0.44	16.2	0.89	2.59	0.05	2.09	4.21	5.19	1.46	0.69	0.15	0.06	0.5	99.92
91				65	0.58	14.69	1.29	3.9	0.1	3.48	4.78	3.79	1.49	0.8	0.12	0.03	0.3	100.35
96				54.7	0.85	19	3.2	4.09	0.12	2.42	8.18	4.19	1.95	0.4	0.36	0.02	0	99.48
97				65.8	0.53	14.6	0.8	3.7	0.06	3.31	3.31	3.2	2.87	1.79	0.21	0.08	0.2	100.46
13.84				66	0.3	16.6	1.2	2.1	0.04	1.33	3.91	5.1	1.65	0.4	0.15	0.01	0.1	98.89

13				72.6	0.16	15.4	0.3	0.9	0.02	0.53	2.26	4.3	2.97	0.3	0.08	0	0.2	100.02
14				63.7	0.45	17.5	0.9	2.7	0.06	2.06	3.9	5.1	2.86	0.5	0.24	0	0.2	100.17
12				66	0.5	16.2	0.1	3.8	0.05	3.12	3.95	4	1.59	0.8	0.1	0.32	0	100.53
Gnss																		
58.7	433950	5975100	18	66	0.75	16.80	1	2.9	0.06	1.27	3.71	5.2	1.39		0.15			
58.8	432500	5972725	18	66.9	0.33	15.70	1.1	2.4	0.05	1.53	3.88	4.8	1.14		0.12			
58.5	434600	5971675	18	70.4	0.22	16.00	0.7	1.1	0.03	1.2	2.1	4.6	2.29		0.09			
58.1d	436600	5974000	18	69.6	0.36	16.00	0.8	2	0.03	0.87	3.74	4.6	1.03		0.07			
58.6	434400	5971400	18	67.6	0.38	15.90	0.6	2.7	0.06	1.31	3.53	4.6	1.36		0.14			
58.5.1	434600	5971675	18	70.4	0.44	15.40	1	1.8	0.03	0.84	4.2	3.7	0.83		0.1			
58.4	435000	5972275	18	70.9	0.16	15.70	0.3	1.1	0.03	0.76	2.71	5.1	1		0.09			
64.3	427175	5975675	18	66.7	0.4	16.60	1.2	2.1	0.05	1.6	4.33	5.3	0.74		0.17			
64.2	426250	5972400	18	72	0.28	16.00	0.7	1.4	0.03	0.69	2.92	5.1	0.86		0.09			
32				63.8	0.38	20.30	0.8	1.3	0.04	0.7	5.6	5.6	0.85		0.07			
31				70.4	0.37	16.90	0.6	1	0.02	0.73	2.2	4.8	2.48		0.13			
30				69.2	0.25	16.70	1.4	0.6	0.03	0.74	2.51	4.5	2.57		0.08			
56				73.7	0.19	15.20	0.5	0.8	0.02	0.55	2.12	4.4	1.67		0.07			
57.2				75.3	0.13	14.70	0.1	0.6	0.02	0.25	1.52	4.6	2.24		0.05			
65.2	435150	5964250	18	69.9	0.25	16.80	0.6	1.6	0.02	0.75	3.33	5.2	0.98		0.09			
65.4	437150	5963900	18	66.2	0.49	16.90	1.4	2.3	0.05	1.92	4.89	4	1.07		0.17			
65.3	435950	5964100	18	75.4	0.17	14.90	0	1.1	0.02	0.15	2.5	5.3	0.4		0.02			
65.5	442800	5960300	18	66	0.52	16.70	1.4	2.3	0.06	1.45	4.19	4.1	1.72		0.13			
64.6	426550	5966000	18	73.8	0.3	14.60	0.1	1.7	0.04	0.31	2.35	4.4	0.99		0.05			
64.5	426700	5967750	18	74.6	0.08	14.70	0.1	0.6	0.01	0.11	1.97	4.6	2		0.03			
64.1	425225	5972450	18	69.9	0.32	16.1	0.8	1.6	0.03	0.82	3.06	4.2	1.27		0.08			
64.4	426700	5968075	18	64.3	0.52	17.50	1.6	2.9	0.06	1.68	4.64	4.9	1.3		0.15			
64.7	424950	5965600	18	72.2	0.28	15.10	0.7	1.9	0.03	0.69	2.93	4.7	1.2		0.08			
8 84				61.3	0.53	16.70	1.8	3.3	0.09	3.27	4.03	5.4	1.79		0.2			
10 84				65.5	0.35	16.80	1.1	1.9	0.05	1.75	4.16	5.4	0.82		0.16			
7A 84				73	0.17	15.00	0.6	0.6	0.02	0.14	2.1	5	2.31		0.06			
7B 84				73.2	0.16	15.50	0.8	0.7	0.02	0.18	2.53	4.7	1.82		0.05			
11 84				69.8	0.25	16.70	1	0.9	0.02	0.6	3.37	6	0.91		0.1			
Cngl																		
19.1 81	UTMx	UTMy	zone	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	H2O	P2O5	S	CO2	Tot
19.2				77.3	0.05	13.7	0.1	0.4	0.01	0.18	3.41	3.3	0.68	0.05	0.03	0.005		99.8
19.3				75.9	0.16	13.4	0.6	0.8	0.02	0.75	3.03	4.1	0.82	0.06	0.01	0.005		100.2
19.4				76.7	0.13	14.1	0.1	1	0.02	0.56	3.9	2.9	0.62	0.06	0.02	0.003		100.6
66.1				76.1	0.16	13.8	0.5	1	0.03	0.66	2.93	3.3	1.31	0.07	0.03	0.008		100.6
66.2				60.2	0.65	16.5	1.5	4.6	0.13	3.58	6.64	4.1	0.21	0.24	0.01	0		99.5
66.3				72.2	0.22	14.8	2.4	0	0.03	0.89	3.43	4.4	0.81	0.09	0.01	0.004		100.7
66.4				67.8	0.41	15.4	0.8	2.1	0.05	1.37	5.81	3.8	0.17	0.2	0	0.003		100.2
31 80				73.8	0.11	14.9	0.2	1	0.02	0.52	2.87	5.4	0.6	0.04	0	0.003		100.5
3.2				76.9	0.12	13.2	0.4	0.7	0.02	0.31	3.41	2.3	1.37	0.03	0.01	0.01		100.1
				75	0.19	14.1	0.5	1.3	0.02	0.59	3.76	3	0.88	0.04	0	0.005		100.2

PhX																
58.1	69.59	0.35	16	0.8	2	0.03	0.87	1.03	4.59	3.73	0.69	0.06	0	0		
70 82	71.5	0.28	13.8	0.4	1.79	0.04	1.35	3.5	3.7	1.99	1.2	0.13	0.12	0.2		
71	67.4	0.67	15.3	1.29	1.79	0.05	0.92	4.71	3.5	2.34	0.69	0.19	0.03	0		
73	59.79	0.53	16.5	1.89	3.29	0.08	2.95	3.67	4	4.61	0.89	0.33	0	0.89		
74	69.59	0.38	14.8	1.1	1.2	0.04	0.82	4.11	3.79	2.2	0.5	0.12	0.01	0.5		
76	67.19	0.53	14.6	0.3	4.19	0.05	2.04	4.31	3.09	1.9	1.29	0.12	0.25	0.2		
33	64.9	0.60	16.1	2.4	2.4	0.06	1.92	4.09	3.5	3.34	1	0.26	0	0		
4 84	70	0.34	15.3	1	1.6	0.05	0.74	4.19	3.9	1.8	0.5	0.14	0.04	0.1		
5	63.6	0.56	15.9	2	3.2	0.07	2.59	3.25	3.5	4.21	0.5	0.23	0	0		
6	69	0.37	14.7	1.7	1.8	0.05	1.57	3.7	3.6	2.69	0.5	0.16	0.01	0		
1	63.6	0.67	16.4	2.6	2.6	0.07	2.02	3.2	4.7	4.08	0.4	0.31	0	0		
Mtsd																
45.6	58.1	0.68	16.8	2.9	8.6	0.22	3.55	1.78	1.5	2.58	2.9	0.09	0.24	0		
45.2	69.6	0.51	13	0.8	4.5	0.12	3.12	3.01	0.6	2.09	2	0.1	0.01	0		
45.1	68	0.5	14.7	0.7	4.2	0.07	2.83	0.96	2.7	2.82	3	0.07	0.06	0		
45.3	56.3	0.86	18.1	2.8	10	0.17	4.39	0.62	0.1	3.56	3.3	0.07	0.28	0		
13K	61.4	0.75	20	1.3	3.3	0.06	2.26	1.88	2.7	2.99	2.9	0.1	0.13	0		
13F	70.9	0.32	16.3	0	2.2	0.03	0.85	3.16	4.2	1.31	0.8	0.09	0.03	0		
13I	74.7	0.16	14.3	0	1.2	0.02	0.56	2.28	3.6	1.5	0.6	0.05	0.03	0		
13E	76	0.49	5.9	0.8	4.9	0.07	5.9	0.41	0	0.21	4.2	0.03	0.15	0.1		
85	66	0.39	14.7	1	2.2	0.05	2.2	2.58	3.1	4.61	1	0.13	0	0.7		
91.1	56.5	0.52	12.5	10.1	8.4	0.09	2.66	2.29	2.9	1.49	1.8	0.13	0.54	0		
93	71.6	0.01	0.5	15.5	6.4	0.33	2.56	3.17	0	0	0.3	0.08	0	0.5		
64.4	64.3	0.52	17.5	1.6	2.9	0.06	1.68	4.64	4.9	1.3	0.7	0.15	0.02	0.1		
LEC																
F5	69.3	0.33	15.3	1.5	1.5	0.05	0.99	3.18	3.9	2.98	0.5	0.07	0.01	0.2	99.6	
F1A	48.6	0.85	17.9	5	5.1	0.11	4.79	9.38	3.7	1.01	1.5	0.28	0.2	1	98.22	
W7	67	0.34	17.4	1.2	1.2	0.04	0.77	3.95	4.9	2.53	0.7	0.09	0.03	0.4	100.12	
U1	51.5	1.29	19	4.6	5.1	0.12	3.85	7.86	4.3	1.24	0.8	0.35	0.09	0.1	100.01	
X2	49.4	0.47	12.6	2.2	7	0.17	11.79	10.58	1.7	0.52	2.8	0.06	0.16	0.2	99.29	
U3	58.5	0.64	18.9	2.5	2.6	0.08	1.66	4.18	5.2	4.11	0.7	0.17	0.05	0.2	99.24	
T9	57.2	0.98	17.6	3.9	3.7	0.09	2.56	4.85	4.3	3.3	0.9	0.31	0.07	0.2	99.69	
T6	63.9	0.56	15.3	2.5	2.3	0.07	2.34	3.63	3.5	3.86	0.8	0.1	0.02	0.3	98.86	
T4	59.1	0.57	15.5	2.5	3.8	0.1	4.74	5.37	3.8	1.77	1.6	0.13	0.05	0.8	98.98	
F2	52.6	0.73	17.3	4.5	5.6	0.15	4.71	8.37	3.6	0.72	1	0.23	0.08	0.2	99.51	
T11	52.1	1.22	17.5	4.5	5.2	0.13	3.88	6.54	4.4	2.79	1	0.57	0.17	0.6	99.83	
T10	53.9	0.7	19.2	3.8	3.8	0.07	2.81	4.84	4.3	4.65	1.3	0.38	0.13	0.5	99.75	
T2C	57.9	0.58	17.1	2.8	3.9	0.08	3.67	5.31	4.4	2.08	1.2	0.15	0.1	0.7	99.17	
U8	74.6	0.19	13.8	0.5	1	0.01	0.45	1.74	3.2	4.29	0.7	0.03	0.05	0.1	100.51	
V1	49.6	1.83	16.7	5.5	6.5	0.14	4.99	8.63	3.6	0.99	0.7	0.55	0.07	0.1	99.73	
W1	59	1	17.3	4.2	2.9	0.05	2.74	4.31	4.6	2.04	1.2	0.28	0.06	0.2	99.62	
W3	52.1	0.83	16.8	2.9	5.6	0.15	6.4	8.7	3.6	1.54	0.7	0.28	0.12	0.2	100.2	
V8	61.1	0.59	17.3	3.1	3	0.07	3.01	3.52	4.6	1.89	1.5	0.23	0.12	0.2	100.4	

V10			55.3	0.83	17.4	2.9	4.3	0.12	4.52	5.86	4.5	2.18	1.1	0.26	0.06	0.4	99.9	
V5			50.9	0.82	17.8	4.4	6.7	0.15	5.46	8.33	3.7	0.72	0.7	0.52	0.14	0.1	100.6	
LP111			53.3	1.29	18.7	4.5	3.7	0.14	3.3	6.58	4.9	1.27	1.5	0.6	0.06	0.6	100.7	
LP39			67.2	0.4	15.1	0.4	3.1	0.05	1.91	3.35	3.4	3.51	0.7	0.11	0.32	0.1	99.7	
LP2B4			51.8	1.68	17	5.5	5.5	0.19	3.61	6.22	4.5	1.01	1.6	0.72	0.15	0.6	100.1	
LPTN2			69.8	0.44	14.7	1.9	1.6	0.03	0.81	2.59	3.7	3.46	0.6	0.17	0.01	0.2	100.3	
LP62			45.8	1.01	12.3	7.9	9	0.2	8.11	7.12	3.4	1.09	3	0.18	0.38	0.2	99.9	
LP89Z			54.1	0.44	19	2.4	3.9	0.12	4.42	8.44	4.5	0.77	1.5	0.08	0.03	0.1	99.9	
LP109			55.5	1.08	17	3.6	4.1	0.11	3.05	5.11	4.3	3.04	0.9	0.53	0.1	0.3	98.9	
LP403			50.7	0.8	13.2	3.9	5.9	0.19	8.57	11.21	3.1	0.81	1.1	0.14	0.13	0.4	100.3	
LP344			51.4	1.58	16	5.2	5.5	0.11	4.19	6.43	3.5	2.3	1.5	0.99	0.27	1.1	100.3	
R4			61.1	0.75	15.7	2.8	4.1	0.08	3.27	4.98	4.4	1.98	0.7	0.11	0.03	0.1	99.97	
S3A			55	1.62	15.1	3.3	6	0.09	4.19	4.9	3.8	2.78	1.7	0.72	0.2	0.1	99.2	
R7			63.2	0.54	14.6	2.4	3.9	0.08	2.81	3.94	3.4	3.64	1.1	0.1	0.02	0.2	99.71	
N21			65	0.5	15.5	1.4	3.2	0.08	2.58	3.95	4	2.86	1.1	0.07	0.08	0.4	100.24	
Mtbs / Ulbs	UTMx	UTMy	zone	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	H2O	P2O5	S	CO2	Tot
65.1				53.6	0.31	17.3	1.8	4.3	0.1	6.49	9.47	3.6	0.54	1.6	0.05	0	0.1	99.26
30A				51.6	0.62	15.5	2.3	5.3	0.14	7.5	6.67	2.9	2.51	3.5	0.17	0.06	0	98.77
91.2				50	0.21	3.5	4.9	4	0.15	20.6	12.9	0.4	0.19	2.3	0.07	0.19	0.6	100.01
89.1				50.2	1.71	12.5	6.4	9.4	0.23	5.57	8.06	2.2	1.16	1.5	0.29	0.15	0.4	99.77
87.1				48.7	0.04	1.5	2.5	6.2	0.13	34.9	0.32	0	0.9	3.1	0.02	0.18	0.7	99.19
85.82	Mtsd?			66	0.39	14.7	1	2.2	0.05	2.2	2.58	3.1	4.61	1	0.13	0	0.7	98.66
82.82				48.8	0.65	18.2	2	5.8	0.09	5.79	6.27	3.3	4.72	1.9	1.97	0	0.1	99.59
13H				48.8	0.91	15	2.7	8.1	0.22	7.96	9.82	2.3	1.17	2.1	0.06	0.04	0	99.18
13C	Mtsd?			58.3	1.03	15.8	3.2	5.6	0.12	2.66	6.83	2.7	0.94	1.7	0.37	0.27	0	99.52
13J				52.8	1.91	15.7	2.6	9.7	0.22	4.73	7.45	1.8	0.51	1.6	0.3	0.14	0	99.46
13D				44.7	0.13	26	5.9	0.9	0.07	0.17	21.2	0.2	0.01	0.3	0.08	0	0	99.66
13B				53.3	0.73	14.5	2.7	6.1	0.17	7.49	8.55	2.6	1.34	2.1	0.48	0.02	0	100.08
46.81				52.2	0.56	11.5	2.5	6.9	0.25	12.1	6.68	0	2.9	3.7	0.22	0	0	99.51
45.7				48.6	0.49	10.5	1	10.5	0.22	17	4.56	0	2.54	4.4	0.21	0	0	100.02
45.4				45.9	0.75	14.8	3.9	6.7	0.36	7.74	15.8	0.8	0.56	3.2	0.08	0	0.1	100.69
45.5				45.9	0.83	14.3	2.8	9.8	0.3	7.71	12.7	1.5	1.59	2.3	0.09	0.01	0.1	99.93
45.8				50.2	0.6	9.4	0.9	11.7	0.23	15.8	6.5	0	0.94	3.8	0.16	0	0.1	100.33

HBS (ppm)	Ba	Rb	Sr	Zr	Ce	Dy	Eu	Gd	La	Nd	Sm	Y	Yb	Q	Ab	Or	An	Or(-Bi)	Bi
1b	620	89	320	170										31.82	32.67	17.23	6.36	17.23	13.30
2	910	77	320	160										34.05	31.85	18.15	4.82	18.15	12.26
3a	660	62	560	180										26.26	31.69	12.32	19.57	12.32	12.01
6	470	77	560	200										38.04	32.41	12.75	11.13	12.75	4.91
7	710	100	420	190										28.92	34.12	18.58	10.51	18.58	7.28
8a	850	130	390	170										30.55	28.97	23.09	9.20	23.09	7.93
10	4520	83	470	170										28.09	35.79	13.63	14.72	13.63	7.91
12	920	120	390	170										33.70	29.17	22.71	6.55	22.71	8.96
13	1400	86	510	210										36.21	28.09	23.18	7.42	23.18	3.60
15	1500	96	490	130										34.02	28.94	22.47	7.80	22.47	5.52
16	330	110	580	290										7.92	44.71	15.55	14.00	15.55	14.17
17	1200	82	540	140										28.64	30.71	18.94	13.49	18.94	8.88
18	650	69	530	190										26.74	35.97	11.90	14.62	11.90	13.03
19	560	71	520	170										24.66	37.57	11.51	17.71	11.51	11.31
20	600	58	670	170										23.65	34.97	9.59	21.54	9.59	12.48
24	2000	90	500	140										31.12	29.79	22.35	11.00	22.35	6.24
25	1100	94	460	150										31.48	34.29	17.96	8.64	17.96	7.21
31	860	91	590	170										24.04	36.00	16.04	9.81	16.04	13.01
36	560	59	560	160										21.56	33.33	11.52	22.86	11.52	14.61
56	800	240	340	170										31.28	30.67	27.91	5.26	27.91	6.06
57	1100	130	370	280										27.59	25.82	29.94	5.36	29.94	12.62
58	1800	85	600	130										34.64	27.24	26.10	6.66	26.10	4.17
62	750	91	600	220										28.19	38.34	13.33	13.68	13.33	5.90
63	320	76	580	150										29.20	42.73	7.94	13.39	7.94	6.05
64	740	76	460	160										32.62	37.60	14.80	7.76	14.80	5.50
65	310	67	730	180										31.89	39.12	8.31	15.02	8.31	4.88
66	610	120	420	180										28.95	36.22	14.82	5.79	14.82	11.91
67	750	180	340	120										31.91	33.98	22.25	7.22	22.25	2.41
68	770	76	480	180										31.70	36.67	15.07	10.41	15.07	4.54
69	360	84	500	180										0.00	34.97	65.40	0.00	65.40	7.00
71	700	89	550	190										27.73	35.00	14.61	13.55	14.61	9.99
73	1000	92	490	230										30.52	31.56	16.50	13.78	16.50	8.74
74	1400	81	440	130										32.72	34.29	19.46	4.93	19.46	5.50
75	1000	96	480	120										32.24	32.47	17.49	9.74	17.49	8.58
80	570	81	540	200										24.42	36.90	10.49	17.88	10.49	12.77
300	1160	100	340	160	100	1.2	0.8	2	60	35	3.5	7.5	0.4	41.81	20.58	22.27	1.27	22.27	11.95
305	1060	50	560	180	59	0.9	0.9	1.6	31	19	2.6	4.7	0.4	35.86	29.12	15.31	7.27	15.31	9.53
306	730	50	460	220	65	1.2	0.8	2	35	23	3	5.7	0.5	37.89	29.03	14.19	10.46	14.19	6.38
307	1260	100	510	150	51	0.8	0.7	1.5	28	21	2.1	4.9	0.5	32.35	28.94	19.92	9.92	19.92	5.01
309	300	180	150	190	88	1.2	0.7	2.1	52	28	3.3	7.5	0.3	35.87	19.60	36.96	1.26	36.96	5.29
313	1390	90	430	140	36	0.6	0.8	1	20	13	1.6	3.2	0.3	38.51	23.84	23.60	5.94	23.60	3.17
315	1390	100	430	170	91	0.7	0.8	1.6	52	27	3	3.6	0.3	39.13	24.66	17.64	10.32	17.64	5.27
317	1310	90	570	200	72	1.4	0.9	2.4	38	25	3.3	6.5	0.6	35.24	26.39	19.26	11.04	19.26	6.67
319	1580	80	320	160	37	0.8	0.5	1.2	22	14	1.7	4.7	0.3	35.25	24.79	27.58	4.82	27.58	6.50

321	1390	100	360	200		290	3.5	1.6	5.7	150	89	10	16	1.4	36.87	19.74	24.88	5.17	24.88	8.32
323	650	130	440	220		230	4.4	1.5	6.5	120	78	10	22	1.9	37.60	23.88	13.94	13.46	13.94	8.74
336	950	190	430	130		39	1	0.5	1.4	19	15	2	5.7	0.5	36.04	28.06	24.77	4.41	24.77	3.30
340	1070	170	280	140		170	1.3	1.3	3.1	93	56	6	5.2	0.5	37.75	20.45	31.60	3.13	31.60	3.74
341	970	180	360	210		160	4.5	1.7	7.7	70	71	12	22	1.4	37.74	19.56	33.62	3.76	33.62	3.37
344	620	90	260	180		170	1.7	0.9	3.5	89	55	6	7.4	0.6	31.23	38.35	16.31	6.60	16.31	3.67
344a	760	110	470	190		47	1.4	0.8	1.9	26	15	2.3	6.3	0.7	32.28	35.05	12.18	10.52	12.18	7.58
347	1250	100	660	250		120	1.6	1.4	2.5	61	39	3.9	8.1	0.8	35.23	26.44	15.37	13.90	15.37	8.00
350	870	80	490	180		110	3.1	1.5	4.6	57	47	6.9	18	1.4	33.95	27.38	14.70	13.81	14.70	9.08
401	400	80	170	130		61	1.2	0.7	2	37	25	2.8	7.1	0.5	39.67	18.01	31.20	0.00	31.20	9.39
403	1090	120	410	190		63	2.5	1.2	3.5	31	30	4.5	12	1.2	34.52	24.13	24.44	0.00	24.44	13.76
405	850	80	350	150		63	2.7	1	3.3	30	25	4.5	11	1.4	34.61	24.71	21.78	10.40	21.78	6.79
408	1740	80	110	160		67	1.6	0.7	2.2	34	27	3.2	6.3	0.8	40.05	19.92	23.35	0.00	23.35	16.35
410	490	70	470	240		110	0.7	0.7	1.7	59	37	3.3	5.4	0.5	40.10	30.68	11.07	10.57	11.07	4.97
413	0	100	550	120		45	0.6	0.7	0.9	25	16	1.5	2.7	0.4	32.66	31.47	19.72	11.37	19.72	4.42
419	840	170	300	220		120	1.9	0.9	2.8	65	37	4.6	8.2	0.8	37.74	26.47	21.82	4.60	21.82	6.22
427	470	90	330	250		60	1.7	1.1	2.5	30	22	3.4	7	0.7	34.44	34.08	14.10	10.18	14.10	5.83
429	730	90	570	220		120	3.2	1.4	4.8	64	49	7.1	18	1.3	19.70	35.15	19.10	14.78	19.10	11.27
432	720	60	490	250		120	3.3	1.3	4.6	64	44	6.2	14	1.4	37.74	24.94	12.43	11.74	12.43	12.09
434	570	70	630	280		130	2.2	1.4	3.6	74	47	5.5	9.4	0.8	31.50	29.91	9.43	17.81	9.43	9.05
441	220	90	390	340		84	2.7	0.6	4.4	40	38	6.4	15	0.8	28.45	36.75	11.70	12.00	11.70	10.95
449	860	190	280	140		160	0.9	0.6	2	81	46	4.5	3.6	0.5	40.06	19.54	31.56	3.40	31.56	1.87
450	1470	140	510	200		140	1.6	1.4	3.1	77	52	5.8	9.1	0.5	31.69	25.62	28.45	4.91	28.45	5.55
455	1170	80	560	160		71	3.3	1.4	4.4	33	36	5.6	15	1.4	32.47	23.03	16.74	17.13	16.74	12.45
456	700	70	440	200		93	5.1	1.5	7	44	50	9	28	1.9	24.21	29.95	14.28	20.04	14.28	14.86
500	640	80	610	160		84	2.3	1.1	3.1	43	37	4.2	9.1	1.1	34.08	25.80	13.57	9.60	13.57	13.55
501	700	80	670	210																
502	650	60	560	220		81	3.6	1.6	4.7	39	40	5.8	22	1.8	25.33	23.93	10.69	26.18	10.69	17.27
504	700	130	390	190		65	3.2	1.3	4.1	31	30	5.2	14	1.5	29.47	28.21	19.52	10.11	19.52	10.73
505	730	71	44	130																
506	790	70	660	230		130	3.9	1.9	5.6	66	53	7.8	17	1.5	29.36	30.10	11.53	15.55	11.53	12.41
509	770	60	680	190	508	120	3.4	1.7	4.7	66	46	6.8	16	1.3	28.47	28.24	10.10	21.51	10.10	14.38
510	2140	60	490	160		85	2.8	1.3	3.6	46	36	4.5	17	1.4	40.27	13.65	23.17	11.81	23.17	8.97
514	830	80	530	170		85	2.1	1.1	2.9	46	29	4.2	10	0.9	32.35	27.35	13.25	16.76	13.25	12.58
517	200	80	610	150		46	0.3	0.8	0.4	28	9.3	1.2	1.6	0.2	34.57	38.27	7.60	12.19	7.60	1.08
521	450	70	650	150		120	2.6	1.4	3.7	65	41	5.4	14	1.2	28.69	29.15	9.82	19.10	9.82	13.21
					522	74	2	1.1	2.7	42	26	3.7	11	0.9						
523	380	80	610	210		98	4.1	1.8	5.6	49	47	6.9	25	1.9	19.18	34.15	10.14	22.52	10.14	16.26
525	410	70	540	220		99	5.3	1.8	6.5	42	51	8.3	28	2.5	26.60	24.94	10.33	22.08	10.33	20.39
529	480	60	570	200		49	3.4	1.4	4.6	19	33	6	17	1.4	31.42	28.15	8.58	19.20	8.58	10.26
531	1030	70	590	170		78	1.4	1.3	2.2	42	31	3.4	7.6	0.6	33.38	28.38	12.85	9.13	12.85	11.34
533	350	50	320	180		29	0.8	0.6	1.4	15	13	1.7	4.5	0.2	37.21	31.72	10.30	9.57	10.30	10.13
535	700	70	370	150		25	0.4	0.5	0.6	15	6.8	1.1	2.2	0.2	35.70	34.90	11.89	11.46	11.89	4.46
538	290	40	290	80	539	16	0.4	0.5	0.4	11	5.5	0.6	2.5	0.2	43.56	32.41	7.33	9.77	7.33	4.99
540	340	40	500	90		12	0.3	0.5	0.2	8.8	1.1	0.4	1.2	0.2	30.95	42.65	3.69	16.46	3.69	6.04
542	740	70	640	180		83	3.7	1.5	5.1	39	43	6.6	21	1.5	23.22	25.75	9.59	26.11	9.59	17.63

546	460	30	390	90	26	0.9	0.7	1	15	8.5	1.3	4.2	0.4	39.41	29.82	6.96	15.93	6.96	8.71	
549	660	90	720	240	130	3.2	1.4	4.4	67	51	6.7	16	1.3	23.73	31.53	10.71	20.81	10.71	13.46	
552	1070	90	510	160	33	2	0.7	3	14	22	4.1	11	0.7	33.87	25.75	16.66	13.69	16.66	10.07	
558	960	200	350	130										40.46	22.16	28.09	1.97	28.09	3.21	
559	840	160	340	120	120	2.7	1.1	3.6	54	43	6.2	15	1.5	43.28	20.47	27.82	2.18	27.82	3.82	
560	1250	220	580	420	300	13	3.4	19	110	170	31	70	5.7	31.39	23.03	29.55	4.85	29.55	5.45	
562	1100	80	570	200	69	1	0.9	1.7	39	22	2.5	4.4	0.3	36.16	27.30	16.26	10.91	16.26	5.97	
564	570	90	550	130	39	1.7	0.9	2.5	20	19	3.1	8.9	0.7	30.86	31.69	9.93	16.05	9.93	9.00	
565	1230	90	490	150										30.34	32.35	20.21	9.85	20.21	5.24	
HBN	Ba	Rb	Sr	Zr	Ce	Dy	Eu	Gd	La	Nd	Sm	Y	Yb	Q	Ab	Or	An	Or(-Bi)	Bi	
1504	1091	84	290	120	50	1.5	0.7	2	29	21	3	7.8	0.8	37.95	24.73	25.31	4.96	25.31	6.41	
1505	1460	78	260	120	49	1.6	0.8	2.2	24	21	3.1	7.7	0.8	40.57	17.08	30.17	3.28	30.17	8.21	
1506	1460	160	340	290	140	0.9	1	1.8	83	38	3.6	5.9	0.6	35.95	20.43	36.20	1.86	36.20	4.19	
1507	1070	64	300	87	26	0.4	0.5	0.7	15	10	1.4	3	0.3	38.98	24.61	23.83	8.33	23.83	3.37	
1508	880	94	330	95	43	1.3	0.6	1.7	23	19	2.6	7.3	0.6	38.64	25.48	22.60	8.10	22.60	3.37	
1511	1200	92	450	140	61	1.3	0.9	2.1	33	25	2.8	5.5	0.6	33.33	29.79	23.72	6.62	23.72	7.11	
1513	920	98	420	240	160	4.4	2.1	7.1	82	65	10	20	1.8	33.14	23.03	22.16	10.00	22.16	9.37	
1515	1260	120	330	90	50	0.5	0.6	0.8	27	15	1.6	2.3	0.3	36.94	22.11	31.36	4.46	31.36	2.25	
1517	560	61	500	81	50	0.3	0.6	0.6	27	15	1.6	1.5	0.1	43.36	25.54	14.21	8.87	14.21	4.90	
2101	550	200	200	93	59	1.4	0.6	2.1	32	22	3.3	6.1	0.9	30.81	27.24	28.12	6.44	28.12	5.79	
2102A	610	240	130	140	91	2	0.9	2.9	47	32	4.7	10	0.9	39.36	15.31	39.79	0.53	39.79	3.25	
2102B	490	84	360	170	67	3.3	1.4	4	36	29	4.8	16	1.5	28.60	19.98	19.35	13.44	19.35	28.35	
2105	1290	110	440	300	150	3.6	2	6.1	73	64	9.1	14	1.4	33.33	21.39	27.18	5.35	27.18	11.86	
2108	1420	160	340	160	97	2.7	1.3	4.1	50	38	5.8	12	1.2	35.11	21.26	27.91	7.53	27.91	7.89	
2113	560	99	450	220	120	2	1.1	3.1	68	40	4.9	10	0.8	36.30	23.88	14.95	12.61	14.95	11.76	
2114	750	95	390	190	65	1.9	0.9	2.4	35	25	3.4	10	1.1	31.53	28.12	18.33	13.32	18.33	10.51	
2115	770	100	380	180	88	1.8	1.1	2.6	49	29	4	8.5	0.8	30.75	29.91	17.79	12.15	17.79	11.31	
2116	1180	130	490	150	94	0.5	1	1	62	24	2.2	2.8	0.3	36.83	21.28	26.28	7.55	26.28	5.96	
2117	2070	130	470	140	67	0.5	0.9	0.9	38	19	1.9	3	0.3	40.32	17.04	30.11	4.58	30.11	5.59	
2118	1380	140	520	250	170	2.9	1.7	5	83	67	8.6	12	1.1	29.86	25.56	25.59	9.89	25.59	9.02	
2001	240	51	450	180	180	1.8	1	3.1	100	55	5.4	10	0.8	35.35	35.11	6.22	12.76	6.22	10.59	
2002	690	110	230	270	88	3	1.5	4.4	41	39	6.4	15	1.8	24.64	34.89	18.76	2.97	18.76	25.80	
2006	620	150	160	120	73	0.7	0.5	0.9	35	19	2.1	4.2	0.3	41.53	18.73	31.27	2.31	31.27	2.73	
2008	330	64	450	150	54	2.6	0.9	3.5	26	29	4.8	13	1.3	26.69	31.53	10.53	19.83	10.53	12.90	
2009	1210	110	490	120	78	1.8	1.5	2.9	38	37	4.7	6.5	0.7	34.89	28.12	23.33	7.37	23.33	6.34	
2011	1810	74	1800	330	93	2.1	2.7	4.7	43	51	7.1	9.3	0.8	12.05	34.29	18.08	20.38	18.08	17.11	
2012	1010	170	220	220	110	2.5	0.9	3.6	55	41	5.8	11	1.3	36.65	17.04	36.48	3.31	36.48	4.50	
2014	880	250	310	210	110	2.2	0.9	3.5	59	40	5.8	10	1	34.41	23.79	31.62	5.00	31.62	3.66	
2015	1440	170	390	170	99	1.9	0.9	2.6	51	35	4.8	7.8	1.1	28.24	24.74	34.85	4.04	34.85	5.38	
2016	730	200	220	85	38	0.6	0.5	0.9	22	14	1.8	3.8	0.4	42.36	20.43	25.38	4.88	25.38	2.70	
2017	250	130	420	110	53	0.5	0.7	1.3	30	14	1.7	2.6	0.3	34.62	35.75	10.05	12.56	10.05	7.88	
					2018	52	6.2	2.4	8.4	17	40	9.3	28	2.5						
2200	1400	160	430	330	100	0.8	1.3	1.7	58	30	3	3.8	0.3	31.81	22.11	33.73	4.87	33.73	4.76	
2201	800	140	290	160	92	3.5	1.1	4.4	48	36	6	17	2.2	38.12	22.11	26.61	6.30	26.61	5.78	
2204	1370	130	530	76	23	0.5	0.8	0.8	13	7.6	1.1	1.8	0.2	33.74	25.49	27.59	7.80	27.59	3.20	

2205	1410	120	440	160	87	1.2	1.1	2.1	50	29	3.2	5.7	0.5	37.88	21.32	26.09	5.89	26.09	7.25
2208	1120	110	380	140	94	1.2	0.9	2.1	54	29	3.5	5.2	0.5	36.13	24.66	26.72	5.74	26.72	5.58
2209	1480	100	400	110	82	0.7	0.9	1.6	46	26	2.7	3	0.3	42.12	17.84	30.02	4.58	30.02	2.32
2210	1650	110	510	170	130	1.4	1.2	2.4	79	39	4.3	6.7	0.6	33.49	23.83	24.61	10.22	24.61	6.84
2211	1260	120	360	110	130	1.6	1.1	2.8	71	43	5.1	7.7	0.6	34.30	23.01	30.29	4.80	30.29	5.30
2212	1060	79	390	140	87	1.1	1	1.9	48	27	3.6	8.3	0.4	39.40	25.64	20.17	5.65	20.17	8.46
2213	950	86	370	160	96	2.5	1.3	3.9	50	38	5.7	10	0.9	35.76	27.60	19.28	2.51	19.28	15.30
2217	650	85	410	140	110	2.7	1.1	3.8	60	40	5.5	13	1.2	30.51	31.49	16.65	12.89	16.65	8.85
2218	1020	150	430	160	38	1.4	1	2	20	17	2.9	5.3	0.6	34.18	26.41	25.17	5.93	25.17	7.14
1800	1420	110	350	600	310	13	3	16	98	170	25	64	5.1	33.03	23.10	26.11	4.01	26.11	9.00
1801	900	97	400	130	210	2.4	1.3	3.8	120	67	7.1	11	1.1	34.84	28.94	19.97	9.87	19.97	6.72
1802	820	130	210	120	120	0.9	0.8	2.1	63	37	3.9	4	0.4	37.23	26.39	27.41	3.54	27.41	2.65
1803	1220	150	340	100	120	0.7	0.7	1.5	62	33	2.9	3.3	0.3	39.24	22.11	28.27	4.48	28.27	3.04
1804A	1110	150	300	59	15	0.5	0.5	0.6	10	6.8	0.6	2.5	0.2	34.15	28.91	28.62	3.95	28.62	2.35
					1804	200	8.4	3.5	12	90	100	17	41	4.2					
1805	1060	140	460	130	140	5.8	1.6	7.8	66	62	10	28	2.7	29.46	28.06	23.64	11.56	23.64	7.44
1806	550	130	230	84	27	0.5	0.8	0.8	15	8.4	1.1	1.6	0.2	40.01	22.91	28.03	4.43	28.03	2.43
1807	1040	130	380	81	240	1.1	1.1	2.4	130	68	5.9	3.9	0.3	36.39	28.01	23.53	8.22	23.53	2.21
1808	630	190	210	110	76	1.5	0.6	2.5	38	27	4.1	5.7	0.5	34.73	30.55	25.90	3.97	25.90	3.74
1809	840	170	210	80	25	1.3	0.6	1.6	13	10	2	5.7	0.8	42.10	19.50	32.15	3.53	32.15	0.17
1810	1070	150	410	290	110	3.5	1.3	4.7	53	41	6.5	15	1.8	31.06	29.76	21.86	7.35	21.86	6.88
1812	240	55	660	47	45	3	1.2	4.1	20	23	4.7	13	1.2	26.65	24.10	8.78	24.32	8.78	21.59
1900	1270	110	330	130	54	0.7	0.7	1.2	29	17	2	3.6	0.5	38.86	23.83	25.62	4.88	25.62	3.76
1904	350	110	230	130	76	1.6	0.8	2.5	40	25	3.4	7	0.9	40.53	26.47	14.73	7.84	14.73	8.44
1907	990	80	410	200	100	3.4	1.4	4.6	51	40	6.5	16	1.6	33.48	28.23	19.48	7.54	19.48	8.41
1909	990	100	290	130	50	2.1	0.7	2.7	25	19	3.4	11	1.2	34.99	27.40	24.40	3.99	24.40	10.15
1910	1490	90	410	97	62	1.7	0.9	2.4	34	22	3.3	8.3	0.9	34.50	26.41	25.53	6.29	25.53	6.17
1911	790	94	410	140	78	1.5	0.9	2.4	42	25	3.6	7.1	0.8	31.07	29.91	18.86	8.63	18.86	14.21
1916	650	78	480	170	90	3.1	1.3	4.5	48	37	5.7	14	1.4	28.10	32.31	13.72	17.21	13.72	9.62
1917	1910	87	580	120										32.34	29.73	20.77	9.38	20.77	7.05
1918	670	100	440	150										22.75	33.23	17.73	17.08	17.73	15.99
1920	700	140	290	77										33.29	25.56	19.58	13.08	19.58	14.26
1921	880	150	400	200										26.77	28.85	26.61	10.81	26.61	5.49
1923	770	180	290	98										37.62	32.25	19.26	6.86	19.26	3.34
1925	1200	190	350	95										37.74	24.64	25.33	5.59	25.33	4.52
1926	1130	140	440	370										18.18	33.33	26.08	7.70	26.08	12.90
BJ	Ba	Rb	Sr	Zr	Ce	Dy	Eu	Gd	La	Nd	Sm	Y	Yb	Q	Ab	Or	An	Or(-Bi)	Bi
86.82	320	80	410	80										30.27	43.63	11.49	5.31	11.49	7.10
86B	380	60	360	130										29.94	37.79	9.66	13.29	9.66	11.06
87	550	180	370	140										29.94	25.87	18.97	8.56	18.97	20.05
89	500	50	500	140										34.07	34.96	11.94	11.50	11.94	5.47
90A	300	40	250	110										15.50	40.00	8.70	19.51	8.70	16.77
90	240	60	430	160										22.92	44.22	8.69	16.01	8.69	11.94
91	250	90	380	130										28.65	32.33	8.88	18.82	8.88	19.22
96	730	90	720	150										2.77	35.60	11.57	27.39	11.57	14.10

97	640	80	330	210										31.19	27.57	17.27	13.13	17.27	18.83
13.84	370	80	660	120										22.59	43.33	9.79	17.50	9.79	7.99
13	1060	100	580	70										32.33	36.49	17.60	9.26	17.60	3.51
14	660	120	660	130										16.24	43.37	16.98	16.13	16.98	12.12
12	330	70	530	90										29.26	34.12	9.47	17.80	9.47	18.72
Gnss																			
58.7	530	32	470	120	36	1.3	0.9	2.3	19	21	1.9	7.1	0.5	23.93	44.35	8.28	15.62	8.28	2.14
58.8	470	36	390	140	20	1.5	0.6	2	11	12	1.4	8.5	0.5	27.18	41.03	6.81	18.05	6.81	0.76
58.5	930	44	710	72	32	0.7	0.5	1.4	18	17	1.3	4.2	0.3	31.16	39.39	13.7	9.59	13.7	9.89
58.1d	300	25	380	150	34	0.8	0.5	2.1	18	21	1.2	4.8	0.3	31.71	39.2	6.13	17.28	6.13	1.98
58.6	300	36	450	110	27	1.1	0.5	2.5	14	19	1.1	6.4	0.4	29.86	39.28	8.11	14.15	8.11	1.92
58.5.1	200	17	420	220	46	0.9	0.7	2.4	24	24	1.5	5.1	0.3	37.64	31.46	4.93	19.2	4.93	1.23
58.4	450	24	440	66	7.4	0.6	0.2	1.2	4.7	9.5	0	4.4	0.4	32.18	43.5	5.96	12.81	5.96	2.94
64.3	450	21	710	130	47	1.3	0.7	2.1	21	21	2.7	6.5	0.5	24.52	45.2	4.41	19.47	4.41	-1.33
64.2	540	26	520	120	19	0.5	0.4	0.7	8.4	7.9	0.9	3.1	0.2	33.52	43.45	5.12	13.43	5.12	2.11
32	280	15	410	290	32	1.3	0.7	1.7	17	13	1.8	7.5	0.7	16.97	47.62	5.05	25.82	5.05	2.21
31	1400	38	110	140	45	1.1	0.9	1.9	21	20	2.8	5.5	0.3	29.42	40.9	14.76	8.8	14.76	12.12
30	590	97	620	130	8.2	0.3	0.2	0.4	4.3	3.9	0.4	1.8	0.1	28.94	38.61	15.4	10.94	15.4	13.71
56	530	36	460	71										37.71	37.42	9.92	9.77	9.92	7.91
57.2	550	42	210	75										37.14	39.12	13.3	7.02	13.3	12
65.2	350	24	480	95	18	0.2	0.4	0.5	11	7.5	0.6	1.2	0	29.4	44.26	5.83	15.57	5.83	2.36
65.4	380	24	570	99	44	1.2	0.8	2	22	19	2.5	6.2	0.4	29.81	34.18	6.39	21.8	6.39	-0.24
65.3	270	12	490	95	19	0.3	0.3	0.5	8	7.8	0.8	1.9	0.2	38.11	45.02	2.37	11.82	2.37	0.63
65.5	490	54	430	120	22	1.9	0.7	2.4	11	12	2	9.6	0.7	28.12	35.15	10.3	18.33	10.3	4.74
64.6	330	29	200	110	8.9	0.3	0.2	0.4	4.7	4.3	0.4	1.8	0.1	40.04	37.38	5.87	10.56	5.87	3.01
64.5	440	31	360	42	6	0.2	0.3	0.2	2.2	2.6	0.2	1.3	0.1	36.46	39	11.84	8.82	11.84	10.87
64.1	510	35	620	110	39	0.5	0.6	1.2	21	16	1.9	2.6	0.1	34.89	35.83	7.57	14.02	7.57	4.05
64.4	300	32	480	140										22.22	41.75	7.74	20.42	7.74	1.02
64.7	320	36	290	120	29	0.5	0.4	1.1	15	11	1.3	3.1	0.2	35.07	40.13	7.15	12.89	7.15	3.49
8 84	660	42	620	110										15.35	46.2	10.7	16.22	10.7	-0.16
10 84	580	22	980	100										22.82	45.92	4.87	19.2	4.87	-0.98
7A 84	420	52	310	97										30.98	42.43	13.69	9.74	13.69	12.95
7B 84	520	39	410	120										33.86	39.89	10.79	11.93	10.79	9.95
11 84	560	62	580	85										24.76	50.97	5.4	15.71	5.4	3.43
Cngl (% pds)	Ba	Rb	Sr	Zr	Ce	Dy	Eu	Gd	La	Nd	Sm	Y	Yb	Q	Ab	Or	An	Or(-Bi)	Bi
19.1 81	0.10	0.02	0.40											48.78	28.03	4.03	16.08	3.18	1.38
19.2	0.10	0.02	0.40											43.16	34.83	4.86	13.78	2.45	3.70
19.3	0.00	0.01	0.40											49.55	24.64	3.68	18.85	1.16	4.03
19.4	0.10	0.03	0.50											46.42	28.06	7.78	13.27	5.26	3.94
66.1	0.40	0.04	0.60											23.01	34.90	1.25	26.16	-12.13	20.93
66.2	0.90	0.03	0.50											39.22	37.41	4.81	10.44	4.16	0.46
66.3	1.50	0.04	0.60											37.71	32.35	1.01	17.63	-4.42	8.56
66.4	0.50	0.05	0.40											35.65	45.87	3.56	10.66	1.18	3.82

31 80	0.40	0.01	0.70										52.64	19.60	8.15	14.01	6.76	2.22	
3.2	0.10	0.02	0.70										47.05	25.56	5.24	17.40	2.47	4.44	
PhX																			
58.1	0.03	0	0.03	0.01									31.54	38.84	6.09	17.17	1.97	6.63	
70 82	0.06	0.01	0.04	0.01									33.44	31.34	20.71	7.39	15.58	8.03	
71	0.1	0.02	0.03	0.03									25.18	29.62	27.84	8.91	24.18	5.78	
73	0.1	0.02	0.06	0.02									16.11	33.84	21.69	14.75	11.75	15.33	
74	0.15	0.01	0.08	0.01									29.15	32.07	24.29	6.2	21.5	4.32	
76	0.12	0.01	0.04	0.03									30.17	26.21	25.53	6.1	15.72	15.81	
33	0.15	0.01	0.07	0.02									22.86	29.61	24.17	13.97	18.04	9.36	
4 84	0.08	0.02	0.05	0.02									28.34	33.01	24.77	6.84	21.6	5.03	
5	0.11	0.01	0.08	0.01									22.65	29.61	19.2	18.08	10.27	13.82	
6	0.12	0.01	0.07	0.01									28.83	30.46	21.87	11.74	16.92	7.54	
1	0.16	0.01	0.11	0.02									15.21	39.77	18.91	14.2	12.41	9.95	
Mtsd																			
45.6	0.028	0.015	0.009	0.009															
45.2	0.023	0.007	0.019	0.009															
45.1	0.045	0.011	0.017	0.014															
45.3	0.046	0.012	0.008	0.006															
13K	0.066	0.013	0.02	0.018															
13F	0.039	0.005	0.023	0.012															
13I	0.03	0.003	0.023	0.008															
13E	0.005	0.001	0.003	0.005															
85	0.156	0.011	0.058	0.022															
91.1	0.021	0.008	0.012	0.006															
93	0.001	0.001	0	0															
64.4	0.03	0.005	0.037	0.014															
LEC (ppm)																			
F5	902	39	507	109	50	0.8	1.1	1.7	32	22	1.9	4.6	0.3	29.65	33.16	17.70	13.29		
F1A	475	55	755	104	72	3.5	1.6	4.9	33	41	6.2	19	1.5	4.21	31.79	6.06	29.70		
W7	815	66	618	107	65	0.9	1.3	1.9	40	27	2.6	5	0.3	22.19	41.75	15.06	15.82		
U1	782	25	1118	132	100	3.7	2.7	6.4	47	58	8.4	19	1.3	5.60	36.68	7.39	29.11		
X2	257	85	446	137	71	3.1	0.9	4.6	35	38	5.9	16	1.2	5.85	14.80	3.16	25.94		
U3	291		984	42	30	2.2	1.1	4.4	13	35	2.6	11	0.9	4.91	44.31	24.46	16.20		
T9	874	63	451	283	150	4.4	1.8	7.8	71	80	11	22	1.4	11.56	36.71	19.68	18.95		
T6	1153	93	886	308	160	5	2.5	9	76	89	12	26	1.7	22.93	29.86	23.00	14.08		
T4	750	104	541	308	180	5.9	2.7	9.8	86	96	14	32	2.2	22.23	32.68	10.63	19.66		
F2	1235	107	555	174	88	3.1	1.2	4.9	43	49	5.9	17	1.3	9.30	30.77	4.30	29.21		
T11	431	55	481	169	97	3.4	1.3	5.5	47	55	6.3	18	1.5	4.30	37.61	16.65	19.96		
T10	205		702	57	120	4	1.3	6.1	58	60	8.7	21	1.7	3.51	36.86	27.84	17.90		
T2C	635	124	573	200	260	9	2.6	15	110	140	22	47	3.2	16.08	37.68	12.44	19.84		
U8	2602	120	1353	114	100	3.2	3.1	5.6	46	50	7.3	17	1.2	36.68	27.27	25.53	7.33		
V1	1045	88	506	163	91	3.5	1.4	5	42	45	6.9	19	1.5	6.36	30.68	5.89	26.67		

W1	619	99	450	134	73	3.2	1.1	4.3	39	37	5.2	17	1.4	17.70	39.40	12.20	16.28
W3	561	61	529	125	94	2.4	1.5	3.9	48	44	5.3	13	1	2.92	30.67	9.16	25.31
V8	1083	113	414	124	49	0.4	0.5	0.7	31	17	0.8	2.4	0.2	21.52	39.51	11.34	13.90
V10	662	16	990	278	130	5	2.9	8.4	58	76	11	26	1.8	9.90	38.50	13.03	21.07
V5	530	62	449	316	280	4.4	1.5	8.9	140	120	14	24	1.5	7.76	31.53	4.28	30.04
LP111	1059	47	920	201	66	4.3	2.5	6.9	31	44	8.2		1.7	10.08	42.09	7.62	23.53
LP39	671	49	675	210	88	2.3	1.1	3.7	47	38	5.2		1.2	27.98	28.97	20.89	14.48
LP2B4	488	75	633	263	130	4.7	1.4	7.1	63	61	9.1		2.3	13.42	38.69	6.07	20.12
LPTN2	216	40	779	112	85	3.1	1.3	5.1	40	42	6.5		1.4	31.03	31.49	20.57	9.78
LP62	452	40	852	200	110	3.4	2.4	6.5	54	57	8.3		1.3	2.36	29.66	6.64	15.55
LP89Z	951	91	442	159	54	1.5	0.9	2.7	29	25	3.1		0.8	3.56	38.66	4.62	29.82
LP109	294	49	779	201	160	5.6	1.9	10	75	84	12		2	10.66	36.72	18.13	18.27
LP403	1406	56	554	304	140	1.8	1.5	4.1	77	57	6.4		0.5	-5.18	26.52	4.84	19.93
LP344	222	46	218	73	58	4.3	1.5	6.5	24	38	7.2		1.8	14.91	30.06	13.80	17.77
R4	196	35	572	71	70	5.4	1.2	6.8	32	42	8.1		2.4	17.15	37.49	11.78	17.36
S3A	790	116	717	417	160	4	2.3	7.7	80	76	11		1.2	15.04	32.71	16.71	16.21
R7	200	30	458	79	90	8.7	1.9	11	32	62	13		3.6	21.71	29.09	21.75	13.98
N21	718	97	650	313	190	6.6	2.4	11	87	93	14		2.6	24.50	34.22	17.09	15.36

Mtbs / Ulbs(% pds) Ba Rb Sr Zr

65.1	0.011	0	0.029	0.004
30A	0.113	0.006	0.048	0.007
91.2	0.003	0	0.006	0
89.1	0.03	0.004	0.023	0.014
87.1	0.006	0.006	0.001	0
85.82	0.156	0.011	0.058	0.022
82.82	0.288	0.025	0.221	0.007
13H	0.012	0.008	0.011	0.003
13C	0.009	0.007	0.013	0.017
13J	0.014	0.006	0.02	0.015
13D	0.002	0.004	0.052	0.004
13B	0.055	0.009	0.042	0.016
46.81	0.039	0.016	0.007	0.007
45.7	0.023	0.011	0.004	0.005
45.4	0.007	0.003	0.035	0.003
45.5	0.024	0.007	0.024	0.004
45.8	0.007	0.006	0.013	0.007