

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

PÉTROGRAPHIE ET STRATIGRAPHIE DE LA SÉQUENCE DES
PARAGNEISS DE ST-FULGENCE, RÉGION DU HAUT-SAGUENAY, QUÉBEC

PAR

SOLANGE DAGENAI

B.Sc. en géologie

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE ÈS SCIENCES APPLIQUÉES

(SCIENCES DE LA TERRE)

FÉVRIER 1983



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RÉSUMÉ

L'étude pétrographique et stratigraphique de la séquence des paragneiss de St-Fulgence en quatre sections préalablement définies au voisinage du massif d'anorthosite du Lac St-Jean, nous a permis de reconstituer l'origine et l'évolution des paragneiss. Ces roches sont reconnues parmi les plus vieilles du complexe gneissique dans lequel des relations chronologiques ont déjà été établies entre les différentes phases de métamorphisme, de déformation, de migmatisation, d'activité d'ignée, et qui ont défini, par complexité décroissante, trois groupes d'âges. Les sections hautement faillées, plissées et migmatisées se composent de bandes essentiellement concordantes, d'origines diverses et d'âges différents (groupes d'âges I et II), de gneiss quartzo-feldspathiques, de gneiss gris rubanés, de gneiss mafiques, de gneiss pélitiques, de quartzites, lesquelles présentent des variations ayant des causes primaires, métamorphiques, tectoniques ou une combinaison des trois. Les bordures de sections sont principalement des gneiss quartzo-feldspathiques subconcordants, similaires à ceux inclus dans les sections, et dont les relations intrusives sont observées à la section IV.

La séquence des paragneiss possède des assemblages métamorphiques qui sont essentiellement du faciès amphibolite supérieur dans les sections I et II, les plus rapprochées du contact avec l'anorthosite tandis qu'ils sont essentiellement du faciès granulite dans les sections III et IV, les plus éloignées. Cette distribution appuie le modèle par montée diapirique du massif d'anorthosite élaboré par Woussen et al. (1981). Les relations texturales complexes entre les minéraux rendent difficile l'interprétation de l'évolution du métamorphisme. Les deux styles de plis, les plis isoclinaux d'échelle métrique et les plis serrés d'échelle décamétrique, n'ont pas été reliés. Les plis ont comme effet général d'augmenter les épaisseurs des sections par répétition des unités tandis que des données plus complètes sont nécessaires pour connaître le rôle des failles sur les sections, à savoir si elles les tronquent, les augmentent ou les répètent. Les épaisseurs des sections mesurées représentent un ordre de grandeur entre 200 et 650 m. L'analyse statistique des contenus pétrographiques des sections confirme le caractère intrusif des gneiss quartzo-feldspathiques et des unités minces de gneiss mafiques par la nature spécifique de leurs contacts, en séquence binaire et en sandwich, et par la distribution bimodale des épaisseurs des gneiss mafiques.

Une association primaire de quartzites, de mi-pélites et de sédiments clastiques en lits de plusieurs mètres d'épaisseur avec des gneiss mafiques en unités relativement épaisses, d'origine probablement volcanique, a été reconnue malgré la structure complexe qui ne permet pas de préciser les épaisseurs primaires des unités, malgré l'absence de critères de polarité sédimentaires et de niveaux repères, et malgré la distinction entre les roches des groupes d'âge I et II qui n'est pas toujours possible avec une précision absolue. Les assemblages primaires reflètent un environnement de graben ou un environnement épicontinental avec probablement du volcanisme à l'intérieur ou au large.

REMERCIEMENTS

L'expression de ma gratitude s'adresse aux membres de mon comité de maîtrise, les professeurs Denis-W. Roy, Edward Chown et Erich Dimroth. Je suis particulièrement reconnaissante envers M. Denis-W. Roy qui m'a proposé ce sujet.

Je tiens également à remercier, du module des sciences de la terre, MM. Yvon Boudreault pour les lames minces et Jean-Eudes Villeneuve pour le carottage et les analyses par diffraction des rayons X.

Enfin, je désire témoigner ma reconnaissance à M. Raymond-D. Peterson pour le graphisme et les photographies, M^lles Sandra Condon pour la dactylographie et Céline Laprise pour la révision du texte.

La rédaction de ce mémoire fut possible grâce à une bourse conjointe de l'Université du Québec à Chicoutimi et de son syndicat des employés professionnels.

TABLE DES MATIÈRES

	<u>page</u>
RÉSUMÉ.....	ii
REMERCIEMENTS.....	iii
TABLE DES MATIÈRES.....	iv
LISTE DES TABLEAUX.....	viii
LISTE DES FIGURES.....	ix
LISTE DES ANNEXES.....	xii
LISTE DES CARTES.....	xiii
1. INTRODUCTION.....	1
1.1 Autres paragneiss dans la province de Grenville.....	2
1.1.1 Bassin Hastings, Ontario.....	2
1.1.2 Région de Westport, Ontario.....	5
1.1.3 Région de Charlevoix, Québec.....	6
1.1.4 Région du Sud-Ouest du Québec.....	8
1.1.5 Région de Renfrew, Ontario.....	12
1.2 Méthodes utilisées.....	13
2. GÉOLOGIE RÉGIONALE.....	19
2.1 Le complexe gneissique.....	20
2.1.1 Groupe d'âge I: paragneiss, amphibolite I, granite I.....	22
2.1.2 Groupe d'âge II: granite II, amphibolite II.....	25
2.1.3 Groupe d'âge III: granite III, amphibolite III.....	31
3. PÉTROGRAPHIE.....	34
3.1 Gneiss quartzo-feldspathique.....	35
3.1.1 gneiss granitique de la section I.....	35
3.1.1.1 description mégascopique.....	35
3.1.1.2 description microscopique.....	37
3.1.2 variations du gneiss granitique.....	38
3.1.3 gneiss charnockitique.....	39

3.2	Gneiss gris rubané.....	43
3.2.1	gneiss à plagioclase, quartz, biotite, ± microcline.	43
3.2.1.1	description mégascopique.....	43
3.2.1.2	description microscopique.....	45
3.2.2	variétés avec du grenat ou de la sillimanite et/ou de la cordiérite de la section II.....	45
3.2.3	variétés dans la section IV.....	47
3.2.3.1	gneiss à plagioclase, quartz, biotite, hypersthène, ± perthite, ± magnétite, ± hornblende.....	47
3.2.3.2	gneiss à antiperthite/plagioclase, quartz, biotite, hypersthène, grenat, ± cordiérite, ± hornblende, ± perthite.....	48
3.3	Quartzite.....	52
3.3.1	quartzite impur à ± plagioclase, ± microcline, ± biotite, ± magnétite.....	52
3.3.1.1	description mégascopique.....	52
3.3.1.2	description microscopique.....	53
3.3.2	quartzite massif à biotite, ± microcline, ± plagioclase, ± magnétite.....	55
3.3.3	quartzite impur à grains très fins à plagioclase, grenat, biotite.....	55
3.3.4	quartzite massif à perthite et biotite.....	56
3.3.5	quartzite intercalé de gneiss pélitique.....	56
3.3.6	quartzite impur à microcline, sillimanite, biotite, cordiérite, grenat, magnétite.....	62
3.4	Gneiss pélitique.....	62
3.4.1	gneiss à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat, plagioclase.....	63
3.4.1.1	description mégascopique.....	63
3.4.1.2	description microscopique.....	65
3.4.2	gneiss à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat, cordiérite, spinelle, ± plagioclase.....	66
3.5	Gneiss mafique.....	72
3.5.1	amphibolite à biotite et quartz.....	72
3.5.1.1	description mégascopique.....	72
3.5.1.2	description microscopique.....	73
3.5.2	amphibolite à calc-silicate.....	76

3.5.3	amphibolite à biotite, grenat et quartz.....	78
3.5.4	gneiss à plagioclase, diopside, hypersthène, hornblende, magnétite, ± biotite, ± quartz.....	78
3.6	Gneiss calcosilicaté.....	83
3.7	Altérations.....	87
3.8	Synthèse et interprétation.....	88
4.	ANALYSE DES SECTIONS.....	94
4.1	Analyse et comparaison des limites des quatre sections.....	94
4.1.1	section I: limite ouest.....	94
4.1.2	section I: limite est.....	96
4.1.3	section II: limite ouest.....	96
4.1.4	section II: limite est.....	97
4.1.5	section III: limite ouest.....	98
4.1.6	section III: limite est.....	101
4.1.7	section IV.....	101
4.1.7.1	antiforme IVa: limites.....	101
4.1.7.2	coupe IVb: limites.....	103
4.1.7.3	affleurement IVc.....	103
4.1.8	comparaison des limites des sections.....	104
4.2	Nature des contacts.....	107
4.2.1	sandwich.....	108
4.2.2	séquence binaire.....	108
4.2.3	triplet.....	108
4.2.4	doublet.....	109
4.3	Contenu pétrographique d'ensemble des quatre sections.....	109
4.4	Analyse et comparaison des structures des quatre sections..	114
4.4.1	structures de la section I.....	114
4.4.2	structures de la section II.....	119
4.4.3	structures de la section III.....	123
4.4.4	structures de la section IV.....	124
4.4.5	comparaison des structures géologiques.....	125
4.4.5.1	les failles.....	125
4.4.5.2	les plis.....	128
4.4.6	synthèse et interprétation des structures.....	129

	<u>page</u>
4.5 Contenu pétrographique primaire de chaque section.....	130
4.5.1 section I.....	131
4.5.2 section II.....	133
4.5.3 section IV.....	133
4.5.4 comparaison des contenus pétrographiques primaires..	134
4.6 Caractères acquis par métamorphisme et/ou déformation.....	135
5. DISCUSSION.....	137
5.1 Origines possibles.....	138
5.2 Environnement géologique.....	141
5.3 Causes possibles des variétés métamorphiques et tectoniques.....	143
5.4 Comparaison avec les autres paragneiss du Grenville.....	146
6. CONCLUSION.....	148
RÉFÉRENCES.....	154
ANNEXE 1.....	157
ANNEXE 2.....	160
ANNEXE 3.....	162
ANNEXE 4.....	164

LISTE DES TABLEAUX

	<u>page</u>
TABEAU 1 stratigraphie du vieux complexe gneissique.....	21
TABEAU 2 variétés de roches pouvant avoir des antécédents prémétamorphiques communs.....	91
TABEAU 3 sommaire des caractéristiques des limites des quatre sections.....	105
TABEAU 4 statistiques sur les épaisseurs mesurées des unités....	110
TABEAU 5 sommaire des caractéristiques des structures des quatre sections.....	126
TABEAU 6 statistiques sur les épaisseurs des unités litholo- giques primaires reconstituées.....	132

LISTE DES FIGURES

		<u>page</u>
FIGURE 1	carte préliminaire de la géologie régionale du Haut-Saguenay avec emplacements des sections étudiées: I, II, III, IV.....	15
FIGURE 2	localisation de la région du Haut-Saguenay dans le segment central granulitique de la Province de Grenville.....	19
FIGURE 3	affleurement IVc, gneiss granitique (granite I, possiblement) recoupant un gneiss gris rubané.....	24
FIGURE 4	section I, dyke de gneiss mafique (amphibolite II) recoupant le contact entre un gneiss pélitique et un quartzite.....	28
FIGURE 5	section I, gneiss granitique typique.....	36
FIGURE 6	section III, gneiss à perthite, quartz, plagioclase, magnétite; variété de gneiss granitique.....	40
FIGURE 7	section III, gneiss charnockitique; variété de gneiss granitique.....	42
FIGURE 8	section I, gneiss gris rubané typique.....	44
FIGURE 9	section II, contact entre un gneiss gris rubané variété à sillimanite et cordiérite avec un schist à plagioclase, biotite, grenat, quartz.....	44
FIGURE 10	section II, relations entre les minéraux biotite, grenat, plagioclase, quartz, cordiérite, sillimanite, microcline perthitique, opaque, dans un pegmatoïde....	46
FIGURE 11	section IV, gneiss gris rubané, variété à plagioclase biotite, hypersthène, quartz, magnétite.....	49
FIGURE 12	section IV, gneiss gris rubané, variété à antiperthite, perthite, quartz, biotite, hypersthène, grenat, opaque, hornblende.....	51
FIGURE 13	section I, quartzite impur à plagioclase, biotite.....	54
FIGURE 14	antiforme IVa, quartzite intercalé de gneiss pélitique.....	57
FIGURE 15	antiforme IVa, quartzite impur à microcline, sillimanite, biotite, cordiérite, grenat, magnétite.....	61
FIGURE 16	section I, gneiss pélitique type.....	64

		<u>page</u>
FIGURE 17	gneiss pélitique à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat, plagioclase. Aspects de la sillimanite.....	67
FIGURE 18	gneiss pélitique, variété à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat, cordiérite, spinelle ± plagioclase. Relations entre les minéraux.....	69
FIGURE 19	section I, amphibolite à biotite et quartz type.....	74
FIGURE 20	section I, boudin zoné de calc-silicates dans l'amphibolite à biotite et quartz.....	77
FIGURE 21	section I, linéation de grenat recoupant le contact entre un gneiss gris rubané et une amphibolite à biotite, grenat et quartz.....	79
FIGURE 22	section III, mélange complexe entre un pegmatoïde et un gneiss mafique.....	80
FIGURE 23	section III, gneiss mafique variété à plagioclase, diopside, hypersthène, magnétite, quartz, hornblende, texture granoblastique.....	81
FIGURE 24	gneiss calcosilicaté.....	84
FIGURE 25	carte du métamorphisme.....	90
FIGURE 26	section III, faciès ocellé de monzonite massive, bordure ouest.....	99
FIGURE 27	histogramme de fréquence des distributions d'épaisseur.	111
FIGURE 28	section I, pli en S d'une bande d'amphibolite dans un gneiss granitique.....	115
FIGURE 29	section I, micropli isoclinal dans un gneiss pélitique.	116
FIGURE 30	section I, plis formés par une alternance de gneiss granitique et d'amphibolite.....	117
FIGURE 31	section I, faille occupée par du pegmatoïde déformé qui déplace l'amphibolite et le gneiss pélitique.....	120
FIGURE 32	section II, mégapli formé principalement par une bande d'amphibolite comprise entre des quartzites.....	121
FIGURE 33	section II, foliation de plan axial constituée par des pegmatoïdes recoupant la foliation principale dans un gneiss granitique.....	122

FIGURE 34	section III, failles dont le matériel de broyage change avec la roche environnante.....	122
FIGURE 35	modèle d'évolution du polymétamorphisme autour du massif d'anorthosite du Lac St-Jean.....	145

LISTE DES ANNEXES

		<u>page</u>
ANNEXE 1	section I, localisation, nature des affleurements, contenu pétrographique.....	157
ANNEXE 2	section II, idem.....	160
ANNEXE 3	section III, idem.....	162
ANNEXE 4	section IV, idem.....	164

LISTE DES CARTES

(en pochette)

SECTION I carte géologique, stéréonets de Wulf des éléments
structuraux, carte d'interprétation

SECTION II idem

SECTION III idem

SECTION IV idem

LÉGENDE

CHAPITRE I

INTRODUCTION

Depuis les premiers travaux de cartographie géologique effectués dans la région du Haut-Saguenay, les paragneiss sont reconnus comme étant parmi les plus vieilles roches de l'ancien complexe gneissique (Osborne 1934, Laurin et Sharma 1975, Woussen et al. 1979; Owen et al. 1980; Owen 1981, Woussen et al. 1981; Dimroth et al. 1981). Les données de chronologie absolue disponibles sur les paragneiss indiquent un pseudo-isochrone de 1482 ± 72 m.a. correspondant probablement à un épisode de métamorphisme; par contre, d'autres roches de la région ont des âges métamorphiques d'environ 1100 m.a. (Frith 1971). Les données de chronologie relative basées sur les relations intrusives de deux générations de dykes mafiques des phases d'anatexie avec les déformations permettent de distinguer trois groupes d'âge dont le plus ancien comprend les paragneiss (Owen 1981, Woussen et al. 1981, Owen et al. 1980, Woussen et al. 1979). Les paragneiss ont conservé les marques de nombreux événements qui ont ponctué l'histoire géologique de la région du Haut-Saguenay d'où l'intérêt à bien connaître cet ensemble de roches. L'objectif de cette étude est de reconstruire l'évolution et d'identifier l'origine de la séquence de paragneiss de St-Fulgence.

1.1 AUTRES PARAGNEISS DANS LA PROVINCE DE GRENVILLE

La reconstitution stratigraphique des roches métasédimentaires situées dans la province structurale de Grenville pose un défi aux géologues depuis plusieurs générations. Différentes approches ont dû être utilisées car le métamorphisme, la déformation, la migmatisation et l'activité ignée polyphasée ont détruit à différents degrés les caractères primaires et elles seront décrites dans ce travail avec les résultats obtenus. Depuis plus de 100 ans, ce problème est d'intérêt pour les géologues dans le sud-est de l'Ontario car la stratigraphie a beaucoup évolué (Moore et Thompson 1980, p. 1686).

Le terme de Supergroupe de Grenville (Wynne-Edwards 1972) est maintenant reconnu pour désigner les séquences métasédimentaires de la province de Grenville caractérisée par la présence de marbres, de quartzites et de roches pélitiques. Le Supergroupe de Grenville atteindrait sa plus grande épaisseur, soit 8 km, dans le Bassin Hastings au sud-est de l'Ontario (Wynne-Edwards 1972, p. 291). Des épaisseurs similaires ont été estimées dans les Adirondacks du nord-ouest (Engel et Engel 1953, pp. 1018 et 1055) et dans le Groupe Wakeham Bay (Grenier 1957).

1.1.1 Bassin Hastings, Ontario

Dans le Bassin Hastings, grâce au faible degré de métamorphisme (faciès schiste vert supérieur à amphibolite moyen), les caractères pétrographiques primaires ont été très bien conservés et ont permis, entre autres à Moore et Thompson 1980 et Lumbers 1967, d'utiliser des

méthodes classiques de reconstitution stratigraphique similaires à celles utilisées dans les terrains sédimentaires plus jeunes. Deux groupes formés dans des milieux géologiques différents y sont reconnus: le Groupe inférieur Hermon-Mayo et le Groupe supérieur Flinton. Ces deux groupes sont séparés par une période importante d'érosion identifiée par une discordance angulaire de 30 à 60°; par des critères de sommet de coussinets, de stratifications entrecroisées indiquant des sommets dos à dos; par un schiste à biotite et grenat interprété comme un régolite formé à partir de roches volcaniques mafiques, et par des intrusions ignées abondantes dans le groupe inférieur.

Les roches du Groupe inférieur Hermon-Mayo sont composées d'unités de métavolcaniques, de métasédiments et d'intrusifs métamorphisés. Sa stratigraphie (Lumbers 1967) consiste en une succession non répétée, indiquée par les sommets de coussinets et estimée à 7 km d'épaisseur qui comprend dans la partie inférieure des coulées tholéitiques massives et à coussinets qui évoluent vers le sommet en coulées et pyroclastites andésitiques à des rhyodacites avec des carbonates. Près de Flinton, les laves de la base contiennent des fragments des roches métaplutoniques mafiques et ultramafiques qui sont interprétés comme du matériel de fond océanique. Des lentilles du même matériel se retrouvent aussi par tectonisme dans les métavolcaniques, dans les roches granitiques et dans les métasédiments superposés (Brown et al. 1975). Les relations intrusives des roches granitiques — les batholites Elzevir, Weslemkoon — avec les métavolcaniques sont exposées à plusieurs endroits où des roches granitiques non déformées contiennent souvent des xénolites de métavolcaniques mafiques et où des dykes non

déformés de composition granitique recourent les métavolcaniques mafiques plissées et les métaplutonites associées. Dans le voisinage des batholites, au moins une phase de déformation serait antérieure à la déposition du Groupe Flinton. La succession stratigraphique du Groupe Hermon-Mayo est interprétée comme un complexe d'îles en arc de croûte océanique (Brown et al. 1975).

Le Groupe supérieur Flinton affleure sur environ 100 km en une série de ceintures plissées étroites et se compose de métaconglomérat, de psammite, de pélite et de marbre. Les corrélations spatiales et chronologiques entre plusieurs sections sont basées sur les lithologies et leurs positions qu'elles occupent dans la succession stratigraphique et qui permettent de reconnaître les faciès sédimentaires, l'évolution de la sédimentation, la source et la provenance des sédiments, et l'environnement géologique. Les critères de sommet utilisés sont les stratifications entrecroisées, le granoclassement, les convolutions et les "scour and fill". Deux associations de faciès se distinguent dans l'espace: l'une, métaconglomérat-psammite (conglomérat-grès) et l'autre, pélite-marbre (shale-calcaire). Entre les deux associations, le passage est graduel et il est interprété comme un changement de faciès entre des sédiments clastiques grossiers déposés dans un environnement énergétique de plage ou fluvial-deltaïque et des sédiments à grains fins déposés dans un environnement de faible énergie d'eau, peu à moyennement profonde. Les changements rapides de faciès et les relations étroites avec les roches sous-jacentes indiquent des sources locales et également, un contrôle tectonique local des bassins de sédimentation.

La structure régionale postdate la déposition du Groupe Flinton qui a subi, globalement, trois phases de déformation. La foliation régionale NE est parallèle au plan axial des plis isoclinaux à grande échelle ayant des charnières non cylindriques. Ces plis ont été replissés par une deuxième phase de plan axial NE et ont été repris par une troisième, de plis ouverts de plan axial NW.

1.1.2 Région de Westport, Ontario

Davantage au sud-est dans l'axe de Frontenac, le métamorphisme est plus élevé (faciès amphibolite supérieur à granulite) et les roches sont migmatisées. Le Supergroupe de Grenville dans la région de Westport est caractérisé par des gneiss quartzo-feldspathiques à biotite, par des marbres à granulométrie grossière et en plus faible quantité, par des quartzites. La structure est complexe: elle a été résumée en une série de plis droits semblables, d'orientation généralement NE, ayant une plongée faible à modérée vers le NE et replissés suivant le même axe. Wynne-Edwards (1967) suppose une succession stratigraphique basée sur les positions structurales occupées par un ou deux niveaux repères de marbre et sur les critères de sommet présents dans le quartzite (granoclassement, stratifications entrecroisées, litage rythmique avec des horizons d'oxyde de fer). Des unités de gneiss caractérisés par la présence de diopside, d'hornblende, d'hypersthène, de grenat, de sillimanite ou de cordiérite, dépendant de leur composition chimique et du faciès métamorphique, constituent des horizons repères qui facilitent les analyses structurale et stratigraphique.

Les roches d'origine incertaine moins foliées et à structure homogène qui affleurent sur de grandes surfaces et qui ont une minéralogie similaire mais dans des proportions différentes, ont été incluses dans la succession stratigraphique à certaines positions et comprennent des gneiss à pyroxène, un peu de granulite quartzo-feldspathique et des amphibolites. Les gneiss à pyroxène ont une composition chimique intermédiaire entre les gneiss quartzo-feldspatiques à biotite et les skarns. Les amphibolites sont étroitement associées aux gneiss à pyroxène et apparaissent localement avec les marbres. Comme les gneiss, les granulites contiennent des leucosomes à grains grossiers, mais dans ces derniers ils présentent des distributions irrégulières comparativement aux leucosomes des gneiss qui sont distribués en bandes minces parallèles à la foliation. Les granulites sont interprétés comme des sables impurs ou des grauwackes qui étaient homogènes avant les déformations.

La séquence des roches métasédimentaires est estimée à une épaisseur minimum de 5 km compte tenu que les limites n'ont pas été observées. L'épaisseur des quartzites augmente du NW vers le SE.

La succession stratigraphique représenterait une accumulation de sable, de shale et de calcaire déposée dans un environnement marin relativement stable.

1.1.3 Région de Charlevoix, Québec

Jehan Rondot élabore une succession stratigraphique des roches métasédimentaires de la région de Charlevoix (Rondot et Marleau 1977).

Il reconnaît quatre groupes métasédimentaires: la Malbaie, St-Siméon, Saint-Tite-des-Caps, des Martres. Les relations entre les groupes ne sont pas clairement établies et cela s'explique en partie par la superposition des structures reliées au graben du St-Laurent et à l'astroblème de Charlevoix. Les trois principaux groupes, le Groupe des Martres étant informel, montreraient à la base des amphibolites, au milieu des quartzites et au sommet, d'autres gneiss dont les gneiss calcosilicatés.

Les groupes métasédimentaires de Charlevoix se caractérisent par la présence de bancs de quartzites très purs (quartz > 99%) et par la rareté de marbres blancs typiques du Supergroupe de Grenville. Les roches ont subi un métamorphisme du faciès amphibolite moyen (muscovite présente) à granulite et sont migmatisées d'une façon variable. On retrouve des caractères pétrographiques primaires de sommet tels que des stratifications entrecroisées et un métaconglomérat à cailloux, de même que des horizons repères et des contacts affleurant sur plusieurs dizaines de kilomètres de façon presque ininterrompue qui permettent ainsi de reconstituer la succession stratigraphique des trois groupes.

À l'est, les métasédiments formeraient des synclinaux complexes et reposeraient sur des gneiss granitiques, gris à rosé, à caractère homogène, désignés comme le complexe gneisso-granitique de Tadoussac qui est interprété comme une séquence de flysch épais. Le Groupe de St-Siméon est migmatisé tandis que celui de la Malbaie ne l'est pas, mais ces deux groupes sont caractérisés par des interstratifications d'unités

peu épaisses de composition variée d'amphibolites, de leptynites, de gneiss variés (à hornblende, à biotite, quartzeux, calcosilicatés) et de quartzites. Les quartzites ne dépassent pas 50 m d'épaisseur. Les critères suivants suggèrent une origine volcanique pour les amphibolites: leur disposition irrégulière, leur épaisseur variable, leur composition et leur texture. Les autres sédiments représenteraient des sédiments marins côtiers.

À l'ouest, il y a peu de métasédiments parmi les gneiss charnockitiques. Le Groupe des Martres comprend surtout des quartzites épais purs à > 99% de quartz, des gneiss à grenat et peu d'amphibolite. Un banc de quartzite est exceptionnellement pur, homogène et de grande épaisseur entre 100 et 300 m. Une origine éolienne en milieu continental est l'interprétation proposée pour ces quartzites épais. Par contre, dans le Groupe St-Tite, les bancs de quartzites dépassent rarement 50 m d'épaisseur.

1.1.4 Région du sud-ouest du Québec

Au sud-ouest du Québec, dans la région de Mont-Laurier et du Lac Kempt où les affleurements sont clairsemés (Wynne-Edwards 1966), le Supergroupe de Grenville est peu abondant et il apparaît localisé. Les patrons de déformations complexes de plis superposés et le métamorphisme élevé ont effacé presque tous les caractères pétrographiques primaires. Les structures peuvent se résumer à des plis par glissement d'orientation NE qui sont superposés sur les deux structures dominantes antérieures. Les roches passent brusquement du faciès amphibolite moyen (muscovite présente) au faciès granulite. L'analyse statistique de la géométrie

structurale permet de distinguer des domaines structuraux qui auraient eu une histoire prégrénvillienne différente. Les passages entre les domaines structuraux sont cependant diffus et recoupent les contacts géologiques.

Wynne-Edwards (1966, p. 6) propose une succession stratigraphique dont les positions des formations sont établies en regard de considérations théoriques mises en relation avec l'orogénie Grenville. Un terrain orogénique très érodé de métamorphisme élevé peut contenir toutes à aucune des unités tectoniques suivantes:

- a) des roches d'un socle métamorphisé ou non, maintenant (re)métamorphisées et replissées;
- b) des roches métasédimentaires et métavolcaniques plus jeunes ayant une structure plus simple que le socle et peut-être une minéralogie plus hydratée dépendant de l'étendue de la déshydratation des roches du socle lors du métamorphisme antérieur;
- c) des roches intrusives prétectoniques injectées dans a) et b) et maintenant déformées et recristallisées;
- d) des roches intrusives syntectoniques mises en place dans a), b) et c);
- e) des roches intrusives postectoniques encore plus jeunes.

Plusieurs géologues se sont inspirés de ce modèle dans le Grenville. Pour n'en nommer que quelques-uns, nous examinerons les travaux de Barraud (1977), dans la région du complexe anorthositique de Morin et d'Appleyard (1974), dans la région de Renfrew.

Dans la région de Mont-Laurier et du Lac Kempt, plus de 50% des roches qui affleurent seraient contenues dans le complexe de base

prétectonique. Ce complexe comprendrait des gneiss leucocratiques avec un pourcentage de minéraux mafiques $< 10\%$, des gneiss mafiques avec un pourcentage de minéraux mafiques $> 30\%$ et des granulites. Ces roches sont homogènes sur une grande échelle et sont à texture foliée. Wynne-Edwards (1969) identifie des structures présentes dans le socle mais qui se révèlent absentes dans les métasédiments. Le métamorphisme serait le même que celui dans les métasédiments.

Lorsqu'ils sont associés aux paragneiss, les gneiss à hornblende sont inclus dans le Supergroupe de Grenville, même s'ils présentent les mêmes caractéristiques que ceux du complexe de base. Les gneiss à hornblende sont généralement minces et n'ont pas été cartographiés vu la grande échelle de la carte.

Le Supergroupe de Grenville est divisé en unités où les marbres, les gneiss alumineux (grenat-sillimanite) et les quartzites dominant tour à tour dans un secteur donné, mais dont les relations entre les unités n'ont pas été établies.

De larges masses d'anorthosite, de mangérite et de monzonite présentent des relations intrusives avec les métasédiments et sont comprises dans les roches prétectoniques intrusives. Les métasédiments de cette partie de la province de Grenville sont caractérisés par leur pauvreté en amphibolite et en gneiss mafique.

Au sud-ouest du complexe d'anorthosite de Morin dans la région de Pine-Hill, la géologie est caractérisée par des massifs de granulites (gneiss quartzo-feldspatique) qui peuvent représenter le complexe de base (Barraud 1977). Ils sont séparés les uns des autres, sur 1 à 2 km,

par des roches métasédimentaires du Supergroupe de Grenville et sont injectés de façon concordante par des plutonites du complexe de Morin. Toutes ces roches ont subi un métamorphisme au faciès granulite qui a détruit la plupart des caractéristiques primaires des métasédiments. Un parallélisme des éléments structuraux est présent dans les différentes unités lithologiques.

L'analyse structurale des linéations et des foliations, les données pétrographiques, l'orientation des axes du quartz et l'analyse texturale ont permis d'élaborer l'évolution tectonique. La tectonique est expliquée comme étant uniquement due aux déformations engendrées par la montée diapirique des plutonites du complexe de Morin conjointement avec les granulites qui auraient pincé les métasédiments. Ce modèle tectonique rend le massif de Morin responsable des déformations observées dans les roches de cette partie du Grenville, comme l'ont proposé antérieurement Martignole et Schrijver (1970 a et b, 1972), ce qui va à l'encontre de certaines hypothèses (Wynne-Edwards 1969, 1972; Emslie 1973, 1975 et al.) qui font intervenir une orogénèse grenvillienne après la mise en place des anorthosites pour expliquer la tectonique de la partie SW de la province de Grenville.

Les massifs de granulite à caractère monotone sont homogènes et contiennent en moyenne 5% de niveaux minces d'amphibolite < 1 m et quelques rares niveaux de quartzite. Les niveaux d'amphibolite sont, à quelques exceptions, subparallèles à la foliation des granulites.

Les métasédiments sont caractérisés par la dominance des marbres avec un peu de gneiss quartzo-feldspathique, de gneiss alumineux,

mais ils sont pauvres en metabasites minces et contiennent de rares quartzites. Les marbres sont massifs et forment des bassins isolés des granulites par les autres métasédiments interstratifiés avec lesquels les relations stratigraphiques ne sont pas établies.

L'analyse texturale aide à distinguer les métasédiments des plutonites. Les minéraux sont classés en minéraux primaires, porphyroblastes et recristallisés. Les métasédiments ne possèdent pas, à proprement dit, des minéraux primaires comme les plutonites.

Les amphibolites, dans les granulites, sont expliquées comme des dykes basiques transposés dans le sens de la foliation et servent de critères pour démontrer que les granulites sont plus vieilles que les métasédiments. Les métasédiments sont interprétés comme des sédiments de type plate-forme calcaires, shales, quartzites.

1.1.5 Région de Renfrew, Ontario

Revenons au sud-est de l'Ontario, plus précisément dans la région de Renfrew où les roches sont à un degré plus élevé de métamorphisme. Appleyard (1974) reconnaît trois unités tectonostratigraphiques: 1) le complexe de base de gneiss polymigmatisé; 2) l'unité inférieure migmatisée du Supergroupe de Grenville où les amphibolites et les gneiss psammitiques prédominent avec un peu d'interstratifications de marbre et de quartzite similaires aux métavolcaniques (Gr. Hermon-Mayo) décrites précédemment au sud-ouest (Lumbers 1967); 3) l'unité supérieure non migmatisée est de lithologie différente; elle est constituée de métasédiments interstratifiés de gneiss psammitiques, de marbres, de gneiss calcosilicatés mais elle est pauvre en amphibolite. Dans la

succession de métasédiments, les quartzites sont rares et les métapélites sont absentes.

L'analyse structurale qualitative a été utilisée afin de reconnaître les phases de déformations, d'intrusions et de migmatisations. L'étude des plis superposés et des relations d'intersection entre les leucosomes et les déformations a révélé différents degrés de complexité dans le socle et dans les métasédiments. Les métasédiments migmatisés et non-migmatisés auraient été affectés par trois phases de déformations distinctes, séparées par des intrusifs ignés tandis que les gneiss du socle auraient subi cinq phases de déformations et cinq phases de migmatisations. Par contre, dans les métasédiments migmatisés, deux phases de migmatisations ont été observées.

Nous venons de passer en revue, les divers critères utilisés pour reconstruire la succession des séquences métasédimentaires dans la province de Grenville, de même que les interprétations qui en découlent.

L'origine des gneiss quartzo-feldspathiques, des gneiss mafiques et des amphibolites, demeure problématique. Voyons maintenant ce qui se passe dans les paragneiss de St-Fulgence et pour ce faire, nous étudierons quatre sections de cette séquence.

1.2 MÉTHODES UTILISÉES

Les quatre sections choisies pour les fins de notre travail sont les rives nord et sud de la rivière Saguenay au niveau de St-Fulgence situées à 10 km en aval de Chicoutimi et les rives nord et sud

de la Baie des Ha! Ha! localisées au centre de cette dernière. Sur la rive sud de la Baie des Ha! Ha!, comparativement à la carte de base de Laurin et Sharma (1975), un seul segment de paragneiss est présent. Les sections ont été désignées du nord vers le sud comme suit: I, II, III, IV (fig. 1).

La cartographie fut effectuée au 1:100 au cours des étés 1978-1979. Chaque section se compose essentiellement de bandes concordantes, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, lesquelles furent regroupées en unités lithologiques. L'unité se définit comme un ensemble caractérisé. Une bande d'un mètre d'épaisseur minimum constitue la limite de l'unité cartographiée. Au départ, la décision fut de cartographier les gneiss quartzo-feldspathiques et les gneiss mafiques, d'une grande épaisseur (> 10 mètres) et d'une apparence monotone, au 1:1000. Par conséquent, l'étude de ces lithologies a été moins approfondie. Compte tenu des objectifs de ce travail, les zones de faille ont aussi été cartographiées au 1:1000.

Près de 250 échantillons ont été collectionnés et ils ont subi un traitement au cobaltinitrite de sodium pour l'estimation des pourcentages de plagioclase, de feldspath potassique et de quartz. Une centaine d'échantillons représentatifs des variétés de types de roches ont été choisis pour les lames minces. Un plus grand nombre provient de la section I, car la qualité et la quantité d'affleurements y sont supérieures. La section I est donc considérée comme la section de référence pour la description des unités lithologiques. Une carte géologique au 1:1000 par section illustrant les variétés lithologiques, leurs épaisseurs et les éléments structuraux, se trouve en pochette.

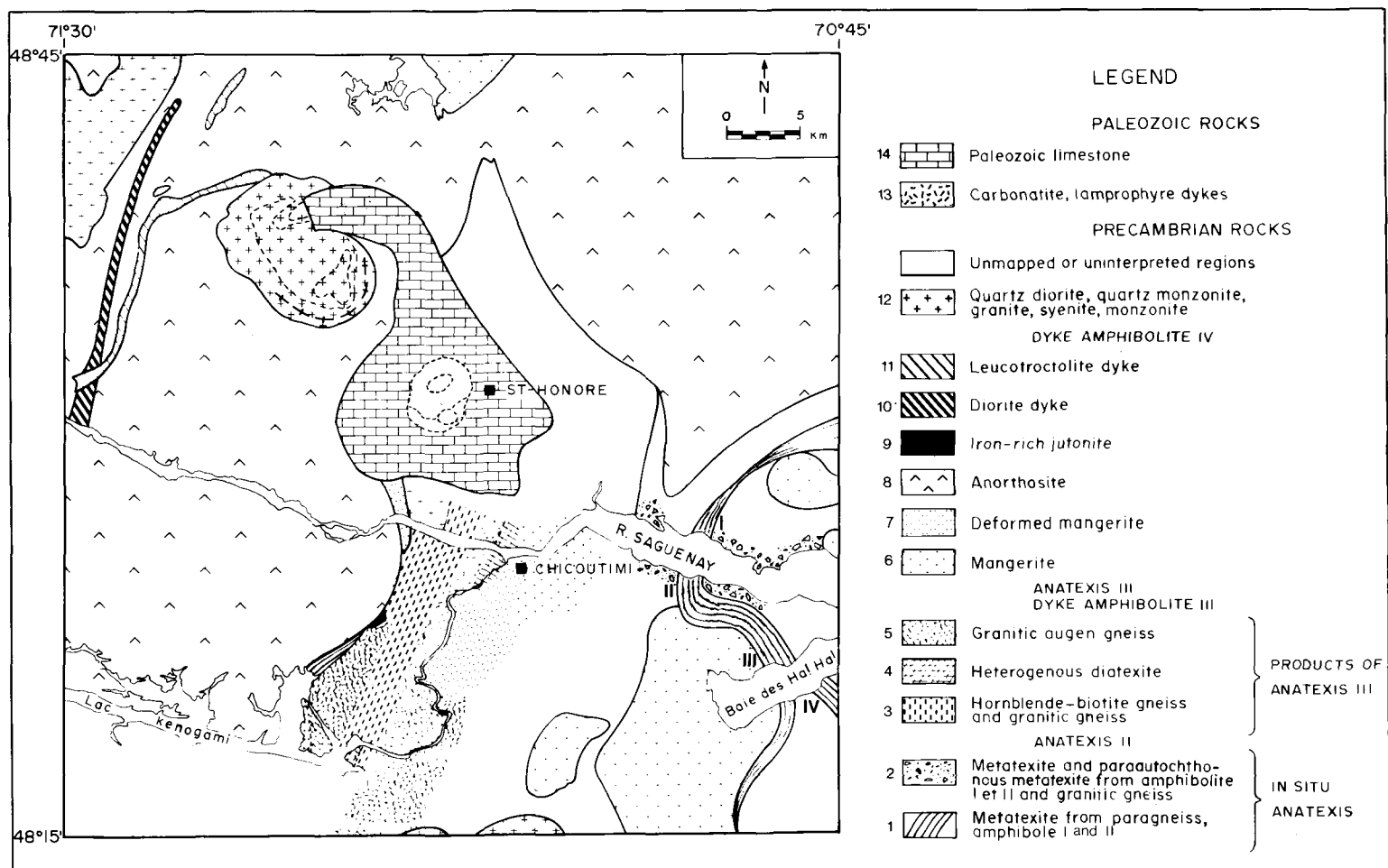


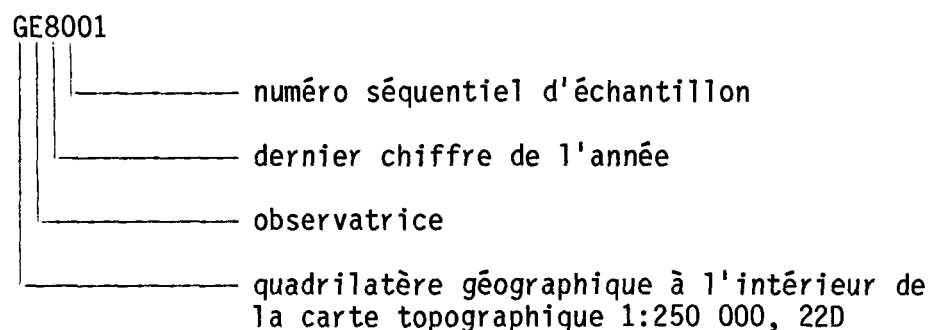
Figure 1 Carte préliminaire de la géologie régionale du Haut-Saguenay avec emplacements des sections étudiées: I, II, III, IV. Dimroth et al. (1981), modifiée d'après la carte de base de Laurin et Sharma (1975).

Les plis dans les pegmatoïdes ont été notés, mais ils n'ont pas été retenus dans les compilations des éléments structuraux.

La numérotation des unités lithologiques et des échantillons se détaille ainsi:

<u>Section</u>	<u>Unité</u>	<u>Échantillon</u>
I	1 à 78	GE8001 à 100
III	79 à 123	GE9101 à 133
II	124 à 152	GE9134 à 179
IV	153 à 178	GE9180 à 227

À l'intérieur de chaque section et selon notre ordre de cartographie, les numéros croissent de l'ouest vers l'est. La combinaison du numéro d'échantillon se compose comme suit:



Dans ce travail, nous nous proposons donc :

- de décrire en détail les paragneiss de St-Fulgence, la composition et l'épaisseur des diverses unités ainsi que leurs variations internes et latérales; de reconnaître la nature des contacts des unités de paragneiss entre elles et avec les roches environnantes;
- de formuler des hypothèses pour expliquer les causes des variations et d'autres phénomènes géologiques observés qui pourront être confirmées par des travaux ultérieurs;

- c) d'essayer d'identifier les associations d'origine;
- d) de vérifier en partie le modèle d'évolution géologique du Grenville dans la région du Haut-Saguenay. Pour le développement de ce modèle, nous vous référons à Woussen et al. 1981, Dimroth et al. 1981, Owen et al. 1980, Woussen et al. 1979.

CHAPITRE II

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La région du Haut-Saguenay se situe dans la partie centrale granulitique de la province structurale du Grenville (Wynne-Edwards 1972; fig. 2).

Les grands traits de la géologie régionale ont été définis par Laurin et Sharma (1975). Pour les roches précambriennes de la région du Haut-Saguenay, Woussen et al. (1979) tentent une ébauche de la chronologie relative des événements qui est documentée successivement par Owen et al. 1980; Woussen et al. 1981; Dimroth et al. 1981; Owen 1981. Le résumé qui suit est essentiellement basé sur ces travaux et l'auteur y a ajouté quelques observations ponctuelles.

Les roches précambriennes peuvent être résumées en un complexe gneissique dans lequel s'est mis en place des plutons d'anorthosite et de mangérite, et des plutons de granitoïdes tardi- à postcinématique qui recoupent les précédents. Les roches présentent des assemblages minéralogiques du faciès amphibolite à granulite. Des lambeaux de roches ordoviciennes reposent en discordance sur les roches précambriennes, de même que sur un complexe de carbonatite relié à des dykes de lamprophyre qui sont tous les deux associés à la formation du graben du Saguenay.

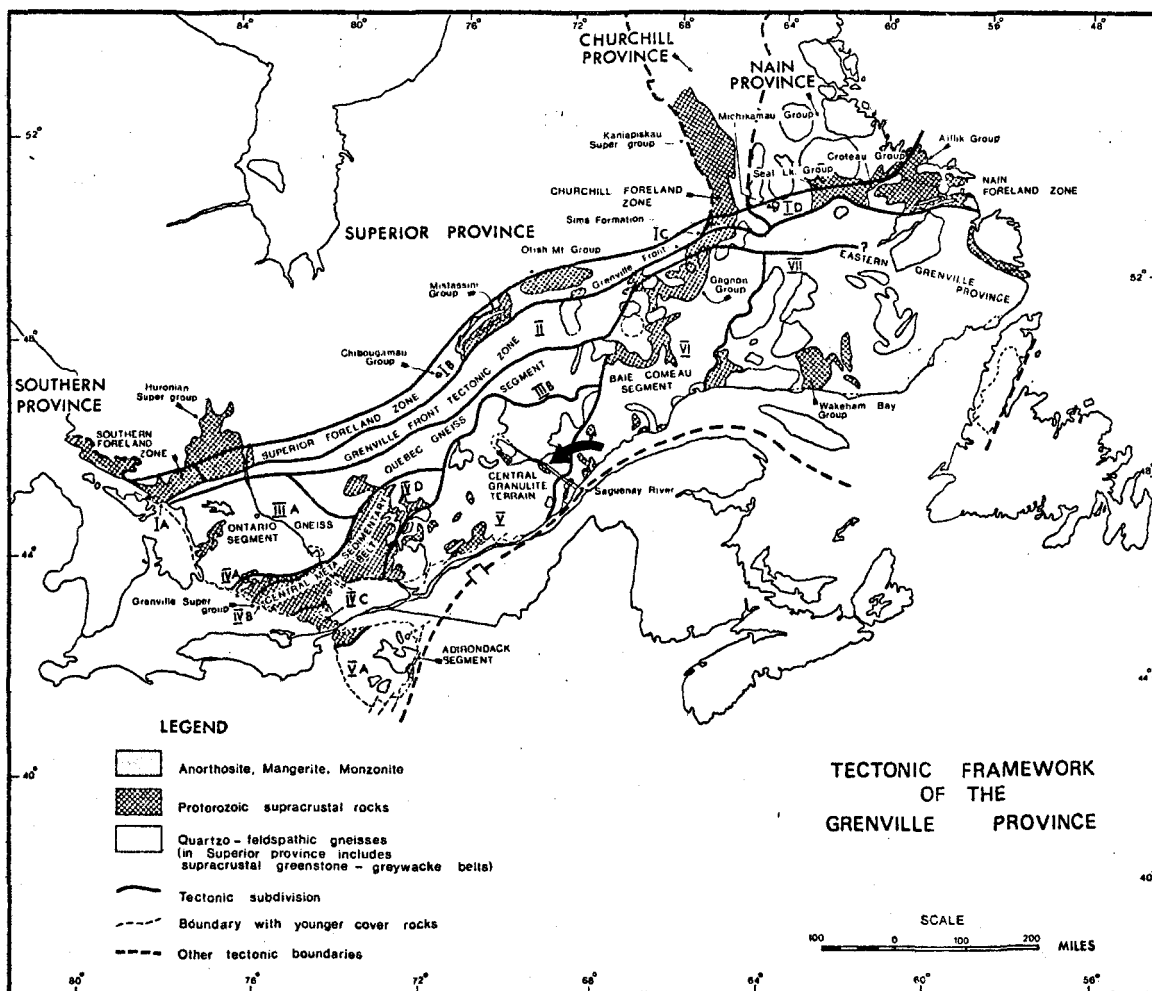


Figure 2 Localisation de la région du Haut-Saguenay dans le segment central granulitique de la province de Grenville (tiré de Wynne-Edwards 1972).

2.1 Le complexe gneissique

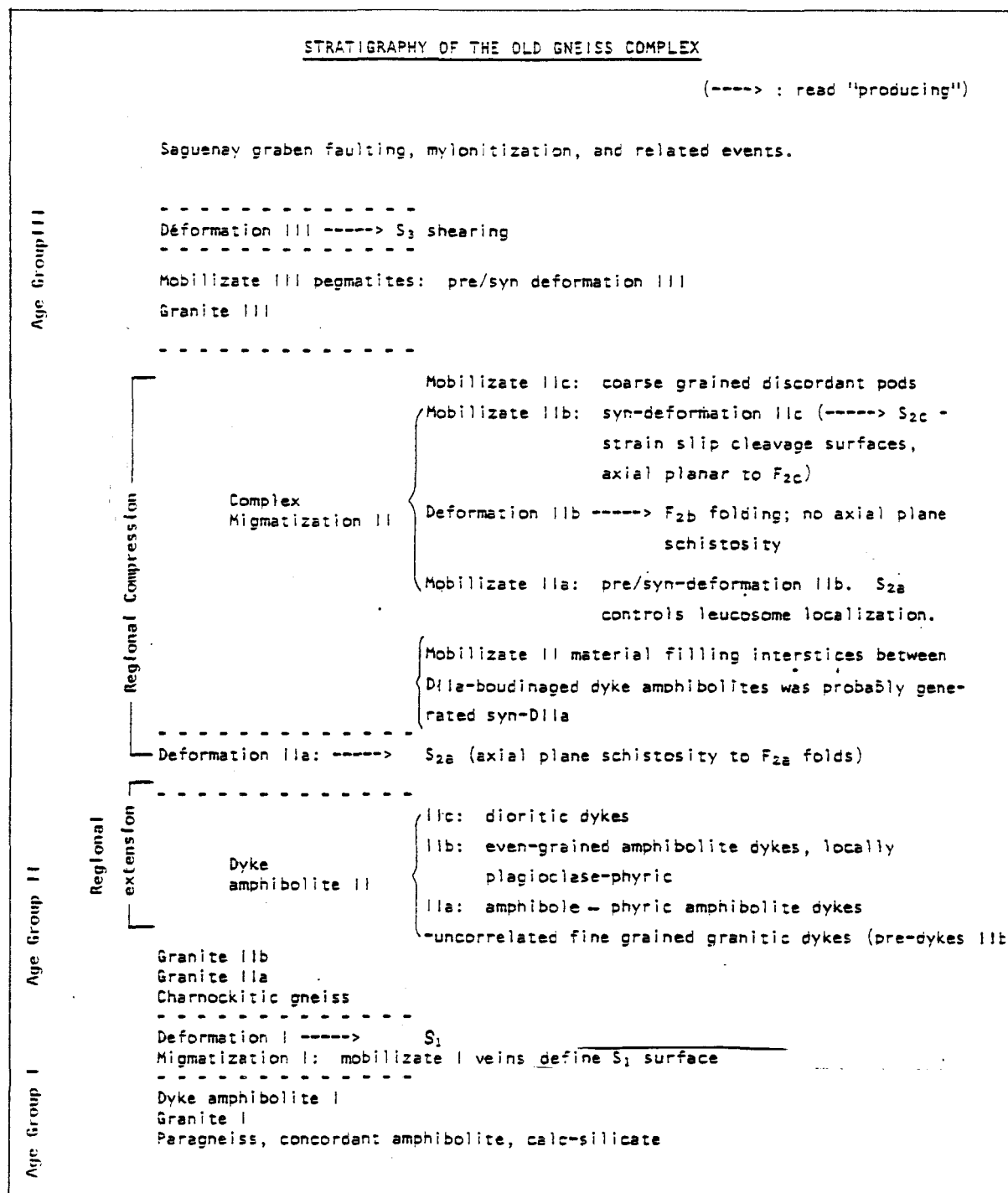
Le vieux complexe gneissique comprend des roches d'origines diverses telles que des roches supracrustales métamorphisées, des migmatites, des gneiss quartzo-feldspathiques et des gneiss mafiques. Ces roches ont subi plusieurs phases de migmatisations, de déformations et d'activités ignées.

La chronologie des événements est basée sur les relations de discordance de plusieurs générations d'intrusifs acides et basiques ainsi que sur les relations entre les roches et les différentes phases de migmatisation et de déformation. Trois groupes d'âges sont reconnus et sont représentés au tableau 1 par ordre de complexité décroissante:

- a) les paragneiss, les amphibolites associées (amphibolite I), la première génération de granitoïdes (granite I), et possiblement de dykes mafiques (dyke amphibolite I) ont subi une première phase de migmatisation (migmatisation I) et de déformation (déformation I) dont les éléments ont été à peu près détruits par les déformations plus jeunes;
- b) les roches du groupe d'âge I ont été envahies par une deuxième génération de granitoïdes variés (granite 11a, 11b) et de dykes mafiques divers (amphibolite 11a, 11b, 11c). Toutes ces roches subirent une déformation et une migmatisation complexe (déformation 11a, 11b, 11c; migmatisation 11a, 11b, 11c). Au cours de la déformation 11a, la foliation régionale S_{2a} s'est formée et elle affecte toutes les roches des groupes I et II et constitue la structure dominante régionale à laquelle sont reliés des petits plis isoclinaux très aplatis F_{2a} . La majorité des plis observés à

TABLEAU 1

STRATIGRAPHIE DU VIEUX COMPLEXE GNEISSIQUE. TIRÉ DE OWEN 1981



l'échelle décimétrique à métrique, appelés F_{2b} , se seraient formés durant la déformation 11b. Localement, les plis F_{2b} ont été replissés au cours des plissements F_{2c} et des veines leuconcratiques sont localisées parallèlement aux plans axiaux des plis F_{2c} ;

c) les roches des groupes d'âges I et II ont été affectées par une troisième phase de déformation (déformation III) et de migmatisation (migmatisation III) et ont été envahies par une troisième génération de granitoïdes (granite III) et de dykes mafiques (amphibolite III).

2.1.1 Groupe d'âge I: paragneiss, amphibolite I, granite I

Les roches du groupe d'âge I constituent une séquence hétérogène de paragneiss rubanés et d'amphibolites associées concordantes (amphibolite I) qui a été envahie par des granitoïdes gneissiques (granite I) et possiblement par des dykes mafiques (amphibolite I).

Les paragneiss affleurent en plusieurs endroits dont deux bandes plus importantes: l'une est immédiatement en contact avec le massif d'anorthosite (lac Kénogami) et l'autre, plus à l'est (St-Fulgence) qui est d'ailleurs le sujet de ce travail. Ils présentent un rubanement très développé, à l'échelle décimétrique à métrique, de gneiss pélitiques, de quartzites purs et impurs, de gneiss gris rubané de compositions et textures variées.

L'amphibolite I se présente en bandes concordantes entre 10 et 50 m de largeur typiquement rubanées sur 1 à 10 cm, à grains moyens à grossiers, avec une texture granoblastique polygonale dont la composition varie entre une amphibolite et un gneiss à biotite et hornblende. Le

rapport biotite/hornblende est très variable. Ici et là, apparaissent de rares bandes minces, boudinées et plissées de calc-silicate. Une variété massive de composition gabbroïque est aussi présente.

Le granite I est d'aspect homogène, à grains fins (.5 mm), de couleur rose à gris, leucocratique, avec des laminations à une foliation lenticulaire définie par l'allongement des minéraux felsiques. Il est généralement riche en quartz et en feldspath, contient un peu de biotite et localement de l'hornblende, et sa texture est granoblastique. En général, le granite I forme des masses concordantes de moins de 50 m de largeur. Sur un affleurement de la section IV (fig. 3), décrit à la subdivision 4.1.9, nous avons observé des relations intrusives du granite I avec les paragneiss. L'homogénéité et l'absence de gradations du granite I dans les quartzites écartent la métaarkose comme le protolithe du granite I et elles viennent appuyer l'origine intrusive du granite I (Owen 1981, p. 29).

Le granite I et l'amphibolite I contiennent de l'orthopyroxène. Cependant, le rapport orthopyroxène/hornblende est très variable.

Les roches les plus jeunes du groupe I consisteraient possiblement en une première génération de dykes mafiques (amphibolite I) rares et minces. Les deux exemples suivants ont été proposés comme dykes probables d'amphibolite I:

- a) un dyke subconcordant dans un granite I est en inclusion dans un gneiss charnockitique (groupe d'âge II). Le dyke se termine à la limite de l'inclusion et sa mise en place serait donc antérieure à celle du gneiss charnockitique appartenant au groupe d'âge II (Owen 1981, fig. 13);

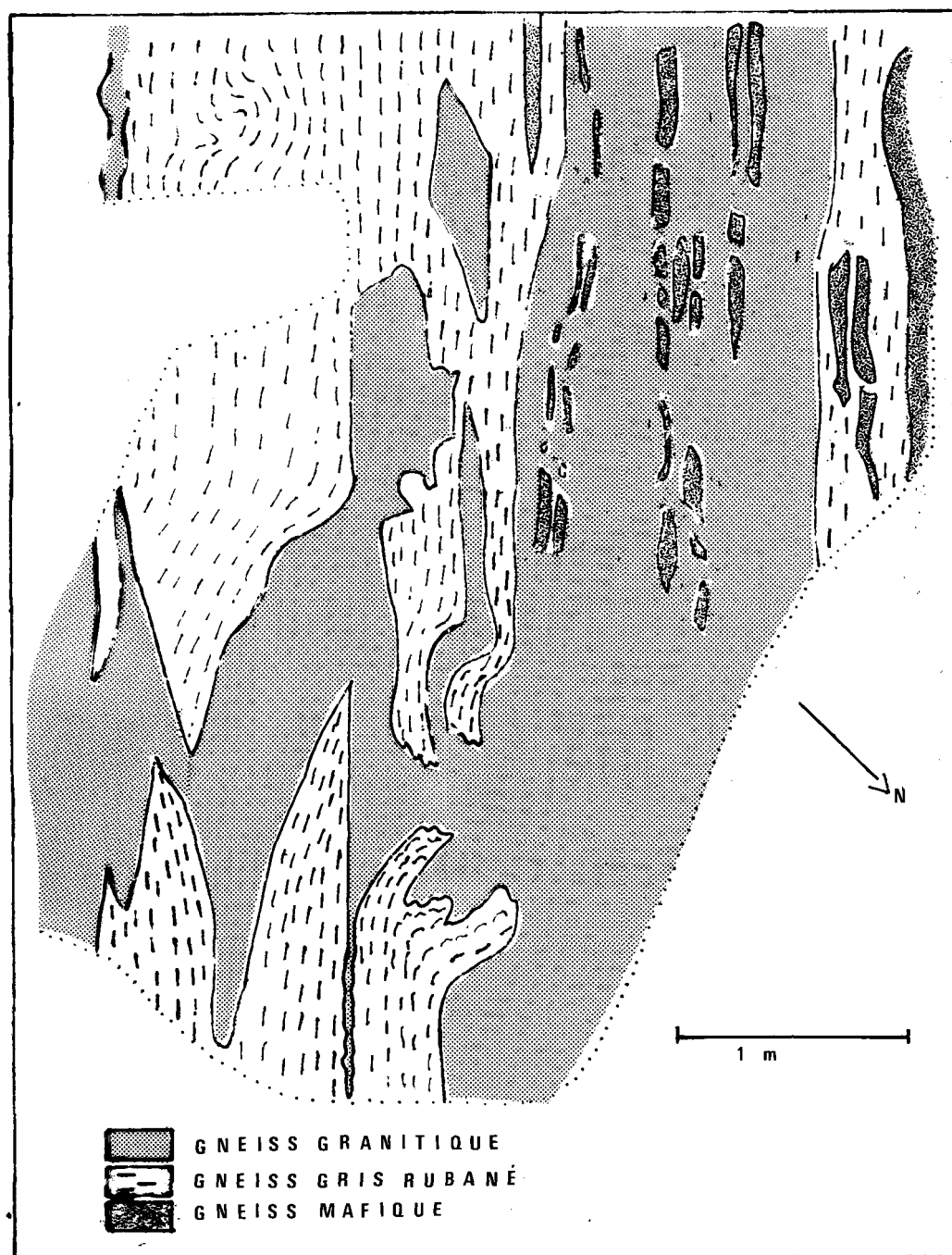


Figure 3 Affleurement IVc. Gneiss granitique (granite I, possiblement) recoupant un gneiss gris rubané. Le gneiss rubané a été plissé, tronqué et étiré avant ou pendant l'intrusion du granitoïde (unité 173).

b) un dyke relique plissé, serré et contenant du mobilisat I en abondance est recoupé par un dyke d'amphibolite II dépourvu de mobilisat I, dans le granite I, la roche hôte (Owen 1981, fig. 15).

Le dernier cas pourrait également s'interpréter comme une inclusion d'amphibolite concordante déformée.

Toutes les roches du groupe I ont été affectées par la première phase de migmatisation (mobilisat I) et de déformation, qui sont antérieures à la formation de la foliation régionale S_{2a} . Le mobilisat I apparaît généralement en veines leucocratiques minces, de couleur grise, à grains fins, formant des plis isoclinaux très aplatis orientés suivant la foliation régionale S_{2a} . Les surfaces du mobilisat I définissent la plus ancienne foliation S_1 présente dans le vieux complexe excepté pour le rubanement de composition S_0 (le litage primaire dans les paragneiss). Le mobilisat I possède une texture et une composition similaires à celles de la roche hôte, i.e. de composition granitique dans les gneiss granitiques et trondhjémitique dans l'amphibolite I. Dans le granite I, un mélanosome mince est visible à la bordure du leucosome. Les minéraux mafiques trouvés dans le mélanosome sont les mêmes que ceux composant la roche hôte.

2.1.2 Groupe d'âge II: granite II, amphibolite II

Après la déformation I, les roches du groupe d'âge I furent envahies par de larges volumes de roches granitiques (granite II) suivies par l'intrusion de dykes mafiques (amphibolite II) de grande étendue (Dimroth et al. 1981, fig. 10). Toutes ces roches auraient subi les

effets d'une déformation complexe (IIa, IIb, IIc) et d'une migmatisation polyphasée (IIa, IIb, IIc).

Les granite II forment en général des sills subconcordants à la foliation régionale S_{2a} . Les contacts intrusifs ont été observés à plusieurs endroits. Ils sont représentés par trois variétés de roches granitiques à grains moyens dont les relations sont mal définies: le granite IIa est un gneiss granitique à hornblende et/ou biotite de couleur rose où les amas lenticulaires des minéraux mafiques définissent la foliation régionale S_{2a} ; le gneiss charnockitique de couleur verte, concordant ou discordant, présent dans le granite IIa ayant une texture similaire à ce dernier et dont l'hypersthène peut être entouré d'hornblende rétrograde; le gneiss à hornblende et biotite avec une texture rapakivi déformée. À St-Fulgence et dans le rang St-Martin, le gneiss charnockitique correspondrait au granite II.

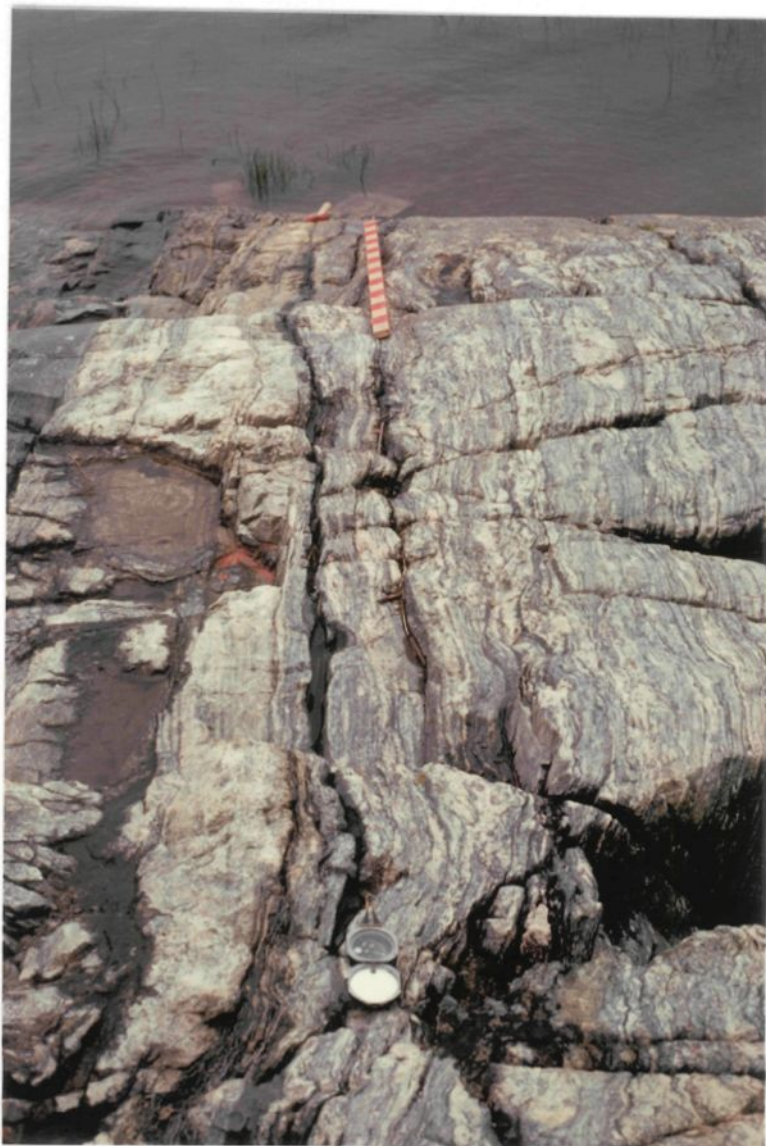
Les dykes d'amphibolite II forment environ 10% des roches du vieux complexe gneissique et ont entre 1 cm et 5 m d'épaisseur. La plupart sont parallèles à la foliation régionale S_{2a} , mais quelques-uns recoupent les paragneiss, l'amphibolite I et le granite I ce qui a permis à Owen (1981) de reconnaître trois phases d'injection de dykes d'amphibolite II lesquelles sont basées sur des relations d'intersection (Owen et al. 1980, fig. 22.7, 22.8): 1) les dykes d'amphibolite 11a sont faiblement représentés (< 5%), leur texture est porphyrique et l'hornblende forme des pseudomorphes après des phénocristaux d'hypersthène de 5 mm dans une matrice à grains fins; 2) les dykes d'amphibolite 11b à texture équigranulaire à grains fins (0.3-1 mm),

avec localement des phénocristaux de plagioclase, sont les plus abondants (> 95%); 3) les quelques dykes d'amphibolite 11c sont à grains fins (0.3 - 0.5 mm) avec une texture équi-grulaire et possèdent une composition de diorite quartzique (20-30% amphibole, 70-80% plagioclase) comparativement aux dykes d'amphibolite 11a et 11b de composition gabbroïque (50-70% amphibole, 30-50% plagioclase). Un seul dyke présentant des relations intrusives a pu être observé dans les paragneiss étudiés, car l'angle d'intersection peut être très faible, donc difficile à reconnaître (fig. 4 et Owen 1981, fig. 16). Les contacts des dykes d'amphibolite II sont francs et nets.

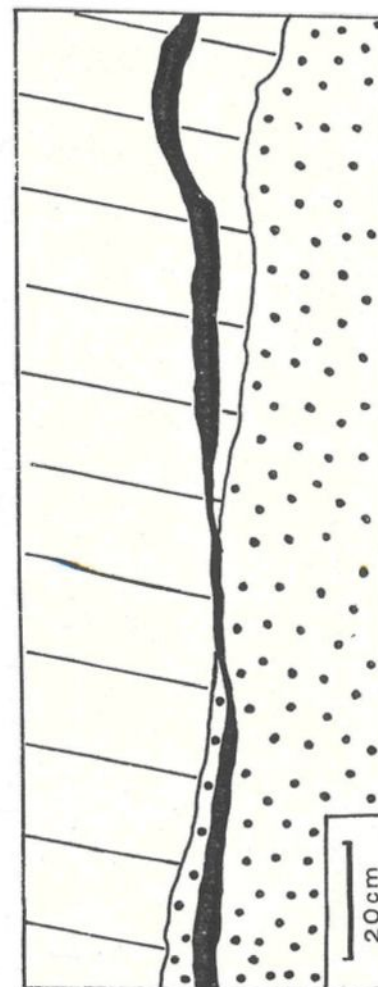
Owen (1981) rapporte la présence d'une série de dykes granitiques affleurant surtout dans le rang St-Martin et dont les relations avec les dykes d'amphibolite IIa, IIb, IIc ne sont pas encore connues. L'appartenance des dykes granitiques au groupe d'âge II est basée sur le plissement des dykes par F_{2b} (Owen 1981, fig. 19) et localement, par des veines provenant de la roche hôte de mobilisat II qui les recouper (Owen 1981, fig. 20).

Toutes les roches des groupes d'âges I et II auraient été affectées par les complexes migmatisation II et déformation II. Dans la migmatisation II, jusqu'à trois générations de mobilisats (Owen 1981, fig. 27) sont identifiées dont la chronologie relative est établie par les relations d'intersections entre les mobilisats IIa, IIb, IIc et celles qu'ont ces derniers avec les structures.

Le mobilisat IIa type apparaît en veines pegmatitiques de 1 à 5 cm d'épaisseur définissant la foliation régionale S_{2a} (Owen et al.



a



b

Figure 4 Section I, dyke de gneiss mafique (amphibolite II) recoupant le contact entre un gneiss pélitique et un quartzite a) affleurement (unité 7) b) schéma de l'affleurement (tiré de Woussen et al. 1979), l'angle d'intersection est très faible $\sim 5^\circ$.

1980, fig. 22.2) et il occupe les zones de dilatation lesquelles sont contrôlées par des ouvertures de la foliation S_{2a} formées par flexure durant F_{2a} : (Owen, 1981: fig. 21) charnières de plis, remplissage entre boudins, remplissage de dykes bréchiques. Les limites entre les mobilisats I et IIa sont généralement difficiles à placer (Dimroth et al. 1981, fig. 5) et sont souvent indistinctes lorsque le volume de mobilisat est abondant. Cependant, le mobilisat IIa apparaît particulièrement bien développé dans le granite I où les veines types sont zonées avec un coeur riche en quartz. Le mobilisat IIa peut se distinguer du mobilisat I par les caractères suivants:

- sa granulométrie plus grossière;
- sa couleur en général rosacée;
- l'épaisseur de ses veines est plus importante;
- la présence du grenat et à l'occasion, de la cordiérite dans les paragneiss;
- l'absence de microplis isoclinaux très aplatis.

Les veines du mobilisat IIa et les roches antérieures ont subi la déformation IIb laquelle est responsable des plis F_{2b} décimétriques à métriques. Les plis F_{2b} ne présentent pas de foliation de plan axial et ont été replissés par des microplis F_{2c} qui se caractérisent par une foliation de plan axial S_{2c} (strain-slip cleavage surface) dont les sites sont occupés par des veines leucocratiques rapprochées, restreintes, bien définies et d'épaisseur de 1 cm à des masses diffuses, nommées mobilisat IIb. Dans toutes les roches des groupes I et II, le mobilisat IIb serait présent. Il est particulièrement bien développé dans le granite I et ne contient pas de

mélanosome en bordure des leucosomes contrairement aux mobilisats I, IIa et IIc. Mais comme eux, la composition du mobilisat IIb varie selon celle de la roche hôte: granitique dans les gneiss granitiques, trondhjémite dans l'amphibolite I. Ce caractère suggère une formation in situ des mobilisats I, IIa, IIb, sauf dans les amphibolites I et II en contact avec les paragneiss où une linéation de grenat s'est formée entre 2 et 15 cm de l'interface qui recoupe la foliation S_{2a} et qui pourrait être reliée aux plis F_{2c} .

Le mobilisat IIc recoupe les mobilisats IIa, IIb et les déformations IIb, IIc. Il apparaît en veines pegmatiques de composition granitique avec une texture généralement non granulée et les inclusions de granite I ne montrent pas d'évidences de rotation et de recristallisation en bordure.

Les caractéristiques pétrographiques du mobilisat IIc sont très similaires à celles du mobilisat IIa. Le mélanosome étant un peu plus épais, 5-6 mm, a permis à Owen (1981) d'y effectuer des analyses de calcicité des plagioclases dans le leucosome et dans le paléosome dont les résultats appuient une formation par anatexie in situ du mobilisat IIc.

Les roches des groupes d'âges I et II montrent les effets du polymétamorphisme interprétés récemment comme une évolution complexe prograde-rétrograde (Dimroth et al. 1981, p. 1514; Owen 1981). Des assemblages minéralogiques du faciès granulite présents dans les mobilisats suggèrent une fusion partielle, créée par des réactions de déshydratation des minéraux au cours d'un métamorphisme prograde du faciès amphibolite au faciès granulite. Un métamorphisme rétrograde

superposé dont l'intensité augmente en approchant du contact avec l'anorthosite montre des assemblages minéralogiques du faciès amphibolite formés par la réhydratation des minéraux du faciès granulite (Dimroth et al. 1981).

2.1.3 Groupe d'âge III: granite III, amphibolite III

Les roches des groupes I et II sont envahies par une troisième génération de roches granitiques (granite III) et de dykes mafiques (amphibolite III) qui affleurent peu dans les sections à l'étude.

Le granite III de St-Fulgence est difficile à corréler avec celui affleurant plus à l'ouest. Il montre des relations intrusives avec l'amphibolite concordante (Owen 1981, fig. 22). C'est un leucogranite à une trondhjémite à biotite, de couleur rose, non folié, à grains moyens.

L'amphibolite III recoupe les dykes d'amphibolite II et les mobilisats II. Les principaux caractères de l'amphibolite III se définissent comme étant une roche équigranulaire, à grains fins, de composition dioritique à gabbroïque dont la foliation est formée par l'orientation des minéraux mafiques. L'amphibolite III constitue en fait deux essais de dykes N à NE et NW.

Le principal caractère qui permet de distinguer l'amphibolite III de l'amphibolite II est celui de ses relations nettement discordantes avec la foliation régionale S_{2a} . En général, l'amphibolite II se différencie de l'amphibolite I par sa faible épaisseur, par la présence de grenat lorsque l'amphibolite II est en

contact avec les paragneiss, par sa texture équi-granulaire et sa granulométrie plus fine.

Les relations entre le granite III et l'amphibolite III ne sont pas connues.

Les roches des groupes d'âges I et II, le granite III et l'amphibolite III ont tous été affectés par la déformation III et la migmatisation III (mobilisat III).

Le mobilisat III est représenté par des pegmatoïdes granitiques à trondhjémiques et des granitoïdes à grains grossiers (.5 à 15 cm) se présentant sous forme de dykes centimétriques à décimétriques discordants et en masses irrégulières, localisés dans des zones de cisaillement formant S_3 qui sont les évidences de la déformation III. Le mobilisat III apparaît partiellement granulé dû aux effets de cisaillement durant la déformation III. Ce qui distingue le mobilisat III des générations plus anciennes et ce qui favorise une formation allochtone pour cette génération, ce sont les critères suivants:

- la composition du mobilisat III n'apparaît pas reliée à celle de la roche hôte;
- les inclusions de la roche hôte possèdent une zone de réaction avec le mobilisat III (Owen 1980, fig. 22.11 et Owen 1981, fig. 35) et peuvent montrer des évidences de rotation par rapport au voisinage;
- le mobilisat III se prolonge dans les trois dimensions.

Dans la région du Haut-Saguenay, les paragneiss, plus que toute autre roche, ont enregistré l'histoire géologique. La séquence de

paragneiss de St-Fulgence sera donc décrite en détail dans les deux prochains chapitres.

CHAPITRE III

PÉTROGRAPHIE

La séquence des paragneiss de St-Fulgence forment une bande étroite de moins de 1 km de largeur et de plusieurs km de longueur. D'orientation NW, elle change vers le NE en s'approchant du massif d'anorthosite du Lac St-Jean pour ensuite suivre le contact SE du massif.

Les paragneiss comprennent une grande variété de bandes de roches dont les contacts sont essentiellement concordants. Les roches dont les relations de terrain indiquent clairement un âge plus jeune sont exclues de cette étude pétrographique: les granites II, les granites III, les amphibolites III, les mobilisats III. Les roches se regroupent en cinq grandes lithologies: les gneiss quartzo-feldspathiques, les gneiss gris rubanés, les quartzites, les gneiss pélitiques et les gneiss mafiques. Un affleurement de gneiss calcosilicatés a été découvert près des sections étudiées.

Dans chaque lithologie, le type de roches le plus abondant observé dans la section I, section de référence (voir annexe 1a), sera décrit en premier lieu et sera suivi des variations qu'il présente dans cette même section ainsi que celles rencontrées dans les autres sections. La calcicité des plagioclases est déterminée sur des sections perpendicu-

lares à 010 et 001. Le symbole M, qui est utilisé dans le texte, exprime le pourcentage des minéraux mafiques tels que biotite, magnétite, pyroxène, amphibole. Dans la nomenclature des unités lithologiques, le signe \pm indique la présence d'un minéral dans certaines d'entre elles. Les symboles \ominus , \oplus à la base des figures signifient respectivement lumière polarisée plane et polariseurs croisés.

Au microscope, les minéraux présentent, d'une lithologie à l'autre, des altérations qui sont le plus souvent légères et similaires. L'auteur a cru bon de les regrouper à la fin de ce chapitre afin d'éviter les répétitions.

3.1 GNEISS QUARTZO-FELDSPATHIQUE

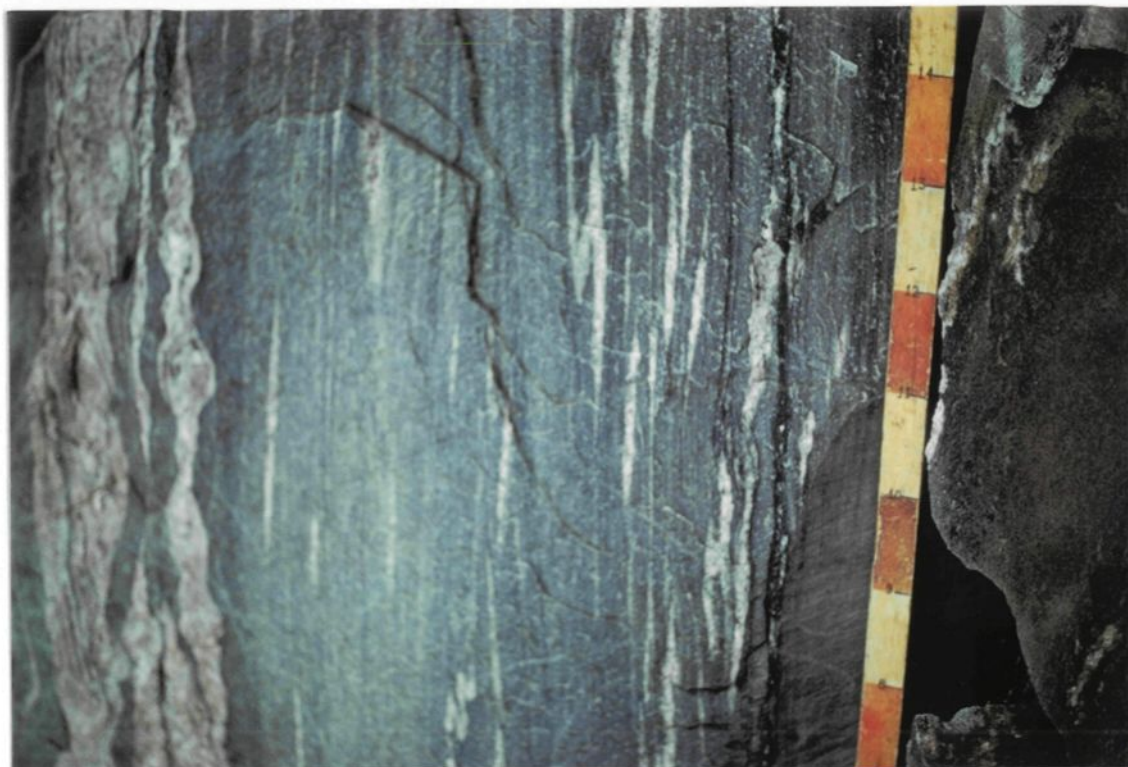
Le gneiss quartzo-feldspathique présente deux variétés: le gneiss granitique et le gneiss charnockitique observé dans les sections III et IV.

3.1.1 Gneiss granitique de la section I

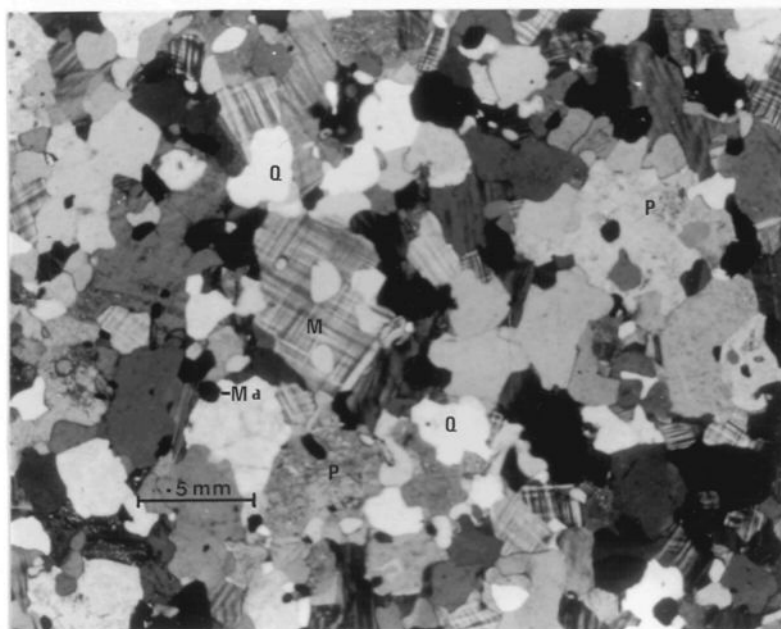
3.1.1.1 Description mégascopique

La couleur du gneiss granitique varie du rose au gris rosâtre. Il apparaît le plus souvent comme constituant essentiel d'unités de cartographie ou encore en intercalations à l'intérieur d'une unité. La figure 5 illustre un gneiss granitique typique à grains fins ($\sim .5$ mm).

Le gneiss granitique se compose généralement de 30 à 40% de quartz, 15 à 35% de microcline, 15 à 35% de plagioclase, 3 à 5% de



a



b

Figure 5 Section I. Gneiss granitique typique. a) grains fins, rubané de pegmatoïdes quartzo-feldspathiques formant des "pinch and swell". Unité 32, échelle divisée en décimètres, b) texture granoblastique à bordures courbes, composée surtout de quartz (Q), microcline (M), en moindre quantité de plagioclase (P) altéré en micas blancs et opaques et en faible quantité de magnétite (Ma) et biotite chloritisé. 30X, GE8043.

magnétite et 2% de biotite. Dans l'ensemble, le microcline est le feldspath le plus abondant.

La foliation est très bien développée et elle est définie par l'allongement des minéraux mafiques et felsiques. La roche présente un rubanement grossier très apparent d'ordre centimétrique et également, un rubanement fin, d'ordre millimétrique qui est moins apparent.

Le rubanement grossier est causé par des bandes boudinées, très plissotées et par des lentilles de pegmatoïdes quartzo-feldspathiques et d'aprites, orientées parallèlement à la foliation lesquelles constituent entre 20 et 30% de l'unité. Leur épaisseur varie entre 1 et 30 mm. Par endroit, elles présentent sur 1 mm des bordures riches en biotite. Par contre, le rubanement fin peut se voir sur l'affleurement par l'alternance de bandes fines de 1 à 2 mm d'épaisseur, de teintes légèrement différentes ou au laboratoire, après le traitement au cobaltinitrite de sodium.

3.1.1.2 Description microscopique

Le gneiss granitique présente une texture variant de grano-blastique polygonale à une texture en mortier et les myrmékites sont abondantes. La figure 5b illustre la texture typique.

Le quartz apparaît sous plusieurs aspects dans les lames examinées: en grains équidimensionnels à très allongés avec des contours polygonaux droits à courbes et lobés, parfois avec de l'extinction roulante; en inclusions microcristallines ($\phi = .2$ mm); en grains entourant partiellement le microcline.

Les feldspaths se présentent en grains équidimensionnels à peu allongés. Le microcline est peu ou très maclé lorsque l'extinction est roulante et il contient alors quelques perthites ayant des formes de flammes distribuées d'une façon radiale à partir de la bordure. Le plagioclase a été déterminé comme étant de l'oligoclase, \sim An 27; il présente peu de macles régulières ou en fuseau et montre parfois de la zonation. Ses bordures sont généralement myrmékitisées.

La biotite de couleur variée (Ng = brun moyen à brun très foncé, brun rouge) est hypidiomorphe et orientée.

Les minéraux opaques sont xénomorphes allongés à bordures courbes ou en sections carrées.

Les minéraux en trace communs sont le zircon, l'apatite, le rutile et le sphène. Des traces de sillimanite ont été observées dans une lame (GE8061).

Quelques feuillets de biotite sont obliques à la foliation principale et définissent la foliation secondaire. Notons toutefois que les deux foliations ne présentent pas de relations d'intersections.

Les pegmatoïdes et les aplites observés au microscope présentent une texture allant de granoblastique non déformée à une texture en mortier. Ils correspondraient donc aux mobilisats I et II.

3.1.2 Variations du gneiss granitique

Dans la section IV, l'unité 156 est composée principalement d'un gneiss granitique à grenat hétérogène, peu folié, à texture

porphyroblastique, formé de bandes gris-vert et gris-rose de ~ .5 m de largeur dont les passages sont graduels. L'une de ces bandes présente un contact irrégulier avec un gneiss gris rubané à grenat de .7 m de largeur. La composition du gneiss granitique à grenat oscille entre 20 et 40% de feldspath rose non maclé, 20 et 40% de feldspath vert non maclé, 10 et 40% de quartz et 1 à 15% de grenat. La teinte verdâtre ou rosâtre est reliée au rapport feldspath rose sur feldspath vert. Les quartz et les feldspaths ont généralement 2 mm de diamètre mais localement, les feldspaths atteignent 10 mm. Les grenats sont de taille variable soit 1 à 20 mm; ils sont xénomorphes à hypidiomorphes, présentent un coeur poeciloblastique et sont groupés dans des amas atteignant 4 cm qui définissent la foliation avec des quartz allongés. Des pegmatoïdes roses sont présents en trace et forment des bandes boudinées et des "pinch and swell", plus ou moins parallèles à la foliation régionale.

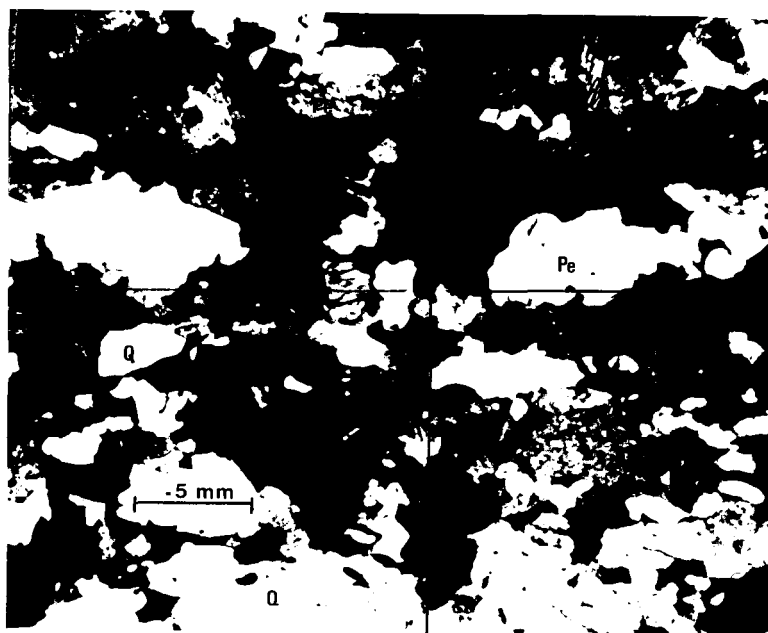
Dans la section III, le feldspath potassique est une perthite contenant de nombreuses lamelles d'exsolution allongées (GE 9107 et 130). Des amas allongés composés de grains fins polygonaux de quartz et perthite recoupent la foliation principale et définissent une foliation plus jeune (fig. 6).

3.1.3 Gneiss charnockitique

Le gneiss charnockitique a été observé dans les sections III et IV. Nous le distinguons du gneiss granitique par les caractères suivants:

- a) la surface altérée est de couleur cassonade et en cassure fraîche, la roche est verte;

foliation secondaire



foliation
principale

Figure 6 Section III. Gneiss à perthite, quartz, plagioclase, magnétite; variété de gneiss granitique. Foliation principale formée de grains allongés de quartz (Q), de perthite (Pe) et d'un peu de plagioclase (P) et d'opaque recoupée par une foliation secondaire formée d'amas allongés de grains fins polygonaux de quartz et perthite. 30X, lame GE9107

- b) le feldspath potassique est une perthite contenant de nombreuses et fines lamelles d'exsolution;
- c) certains plagioclases sont des antiperthites;
- d) l'hypersthène est présent.

Des yeux d'une longueur entre 2 et 4 cm et d'une largeur entre .3 et 1 cm composés de grains fins de perthites et de plagioclases confèrent à certaines unités, une texture ocellée.

Les évidences de deux foliations sont fréquentes et les relations d'intersection entre elles ont été observées (fig. 7). La foliation la plus jeune est définie par quelques feuilletts de biotite très allongés qui recoupent un rubanement composé de bandes de plagioclase, de quartz et d'hypersthène et de bandes de perthite, de plagioclase, de biotite et de quartz.

La pétrographie des différentes variétés de gneiss quartzo-feldspathique se compare avec les roches du chapitre précédent de la façon suivante: les caractéristiques pétrographiques du gneiss granitique apparaissent, en général, similaires à celles du granite I; mais, elles diffèrent quelque peu dans la composition des minéraux mafiques, car la magnétite s'y trouve la plus abondante contrairement à la biotite, dans le granite I; le gneiss charnockitique observé dans les sections III et IV présente des textures différentes comparativement à celui des granites II, mais en général, la foliation est définie par un rubanement à l'échelle millimétrique plutôt que par des orientations d'amas lenticulaires et la granulométrie est plus fine.

foliation secondaire



foliation
principale

foliation
principale

Figure 7 Section III. Gneiss charnockitique: variété de gneiss granitique. Foliation secondaire définie par l'alignement de quelques biotites (B) qui obliquent la foliation principale formée par un rubanement de composition défini par des bandes à texture granoblastique à grains fins dont les bordures sont courbes sauf pour la biotite lesquelles sont composées de plagioclase maclé, quartz, hypersthène (H) altéré en serpentine et d'autres de plagioclase, feldspath perthitique, quartz, biotite. Lame GE9111, 30X.

3.2 GNEISS GRIS RUBANÉ

Le rubanement très développé caractérise les gneiss gris rubanés.

La variété observée dans la section I est le gneiss à plagioclase, quartz, biotite, \pm microcline. La deuxième variété, présente dans la section II, contient en plus du grenat, de la sillimanite et/ou de la cordiérite. Dans la section IV, nous trouvons d'une part, la troisième variété qui domine avec le gneiss à plagioclase, quartz, biotite, hypersthène, \pm perthite, \pm magnétite, \pm hornblende et d'autre part, la quatrième variété avec le gneiss à antiperthite, quartz biotite, hypersthène, grenat, \pm cordiérite, \pm hornblende.

3.2.1 Gneiss à plagioclase, quartz, biotite, \pm microcline

3.2.1.1 Description mégascopique

Un affleurement du gneiss gris rubané typique de la section I, soit le gneiss à plagioclase, quartz, biotite, \pm microcline, est présenté à la figure 8. C'est un gneiss de couleur grise à grains fins (~ 1 mm), à texture équi-granulaire et dont le rubanement est causé par les variations de concentrations de la biotite à l'échelle millimétrique. Dans les bandes gris pâle, la biotite n'apparaît qu'en trace et dans les plus foncées, elle atteint jusqu'à 40%. La composition du gneiss varie entre 5 et 40% de quartz, 30 et 65% de plagioclase, 20 et 30% de biotite, 0 et 30% de microcline. Localement, des traces de grenats poeciloblastiques de 5 à 20 mm sont présentes. Le plagioclase est le feldspath le plus abondant.

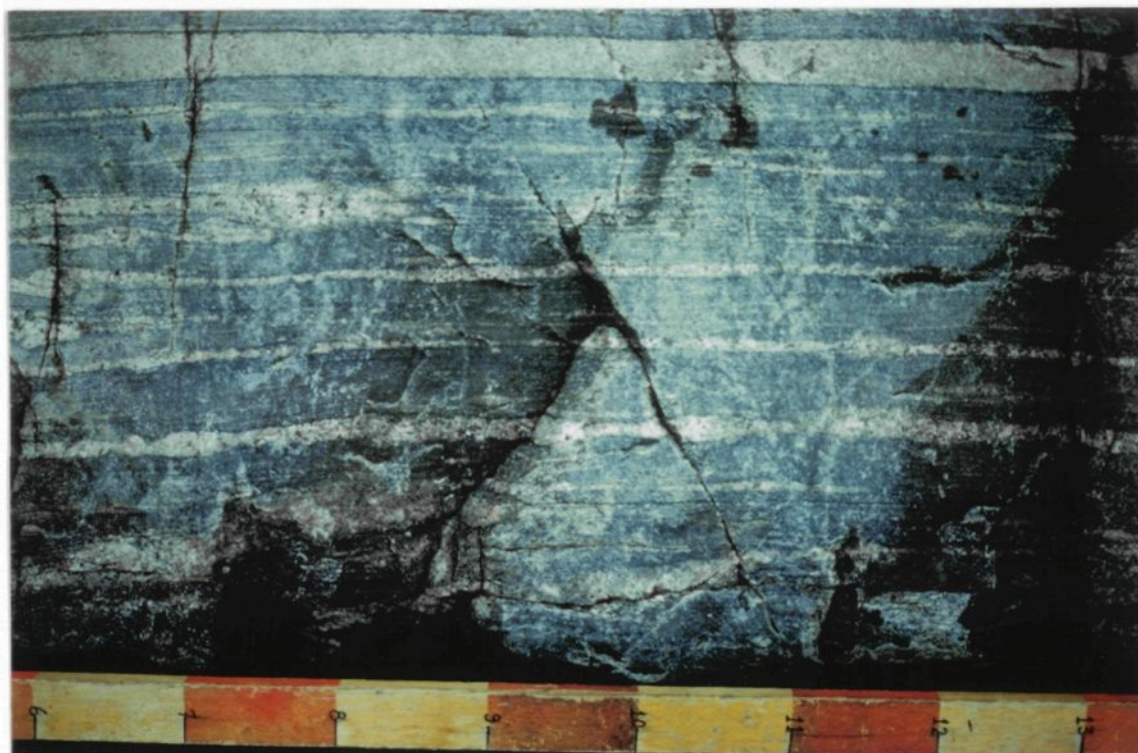


Figure 8 Section I. Gneiss gris rubané typique. Rubanement très développé. Grains fins; contient 20% de pegmatoïdes quartzofeldspathiques plus ou moins plissés avec des bordures de biotite. Unité 16, échelle divisée en dm.



Figure 9 Section II. Contact entre un gneiss gris rubané, variété à sillimanite et cordiérinite avec un schiste à plagioclase, biotite, grenat et quartz. Alignements de grenat (G) et de cordiérinite (C) qui recoupent la foliation principale définie par l'orientation de la biotite. Lame GE9163.

Ces roches contiennent ~ 20% de pegmatoïdes roses quartzo-feldspathiques boudinés, plissés, avec parfois des bordures de biotite.

3.2.1.2 Description microscopique

La texture est granoblastique. Les feldspaths sont polygonaux à bordures courbes tandis que le quartz est xénomorphe avec des bordures courbes à amiboïdales. La biotite est hypidiomorphe et généralement, elle est orientée à peu orientée.

3.2.2 Variétés avec du grenat ou de la sillimanite et/ou de la cordiérite de la section II

Plusieurs variétés ont été observées dans la section II. Dans la variété à grenat, ce dernier apparaît en trace sous forme de grains allongés (longueur: 10 mm, largeur: 2 mm) dans le sens de la foliation. Les pegmatoïdes associés contiennent aussi du grenat jusqu'à 5% en grains xénomorphes à hypidiomorphes poeciloblastiques.

Dans la variété à sillimanite et cordiérite représentée par une unité, ces minéraux apparaissent en trace. La cordiérite apparaît concentrée sur 1 cm au contact avec un schiste à plagioclase, biotite, grenat, quartz. La cordiérite et le grenat forment des linéations obliques au contact. La cordiérite est en amas allongés de 1 cm sur .2 cm et le grenat est en amas de porphyroblastes automorphes de 1 cm qui se transforment en chlorite (fig. 9). Les roches sont plissées et altérées à cet endroit. Le pegmatoïde associé se compose de 55% de feldspath rose (microcline et plagioclase), 20% de quartz, 20% de grenat de 5 cm avec ou sans inclusions, 5% de cordiérite grise de .2 à 10 mm. Au microscope (fig. 10), la cordiérite se présente en grains à bordures courbes

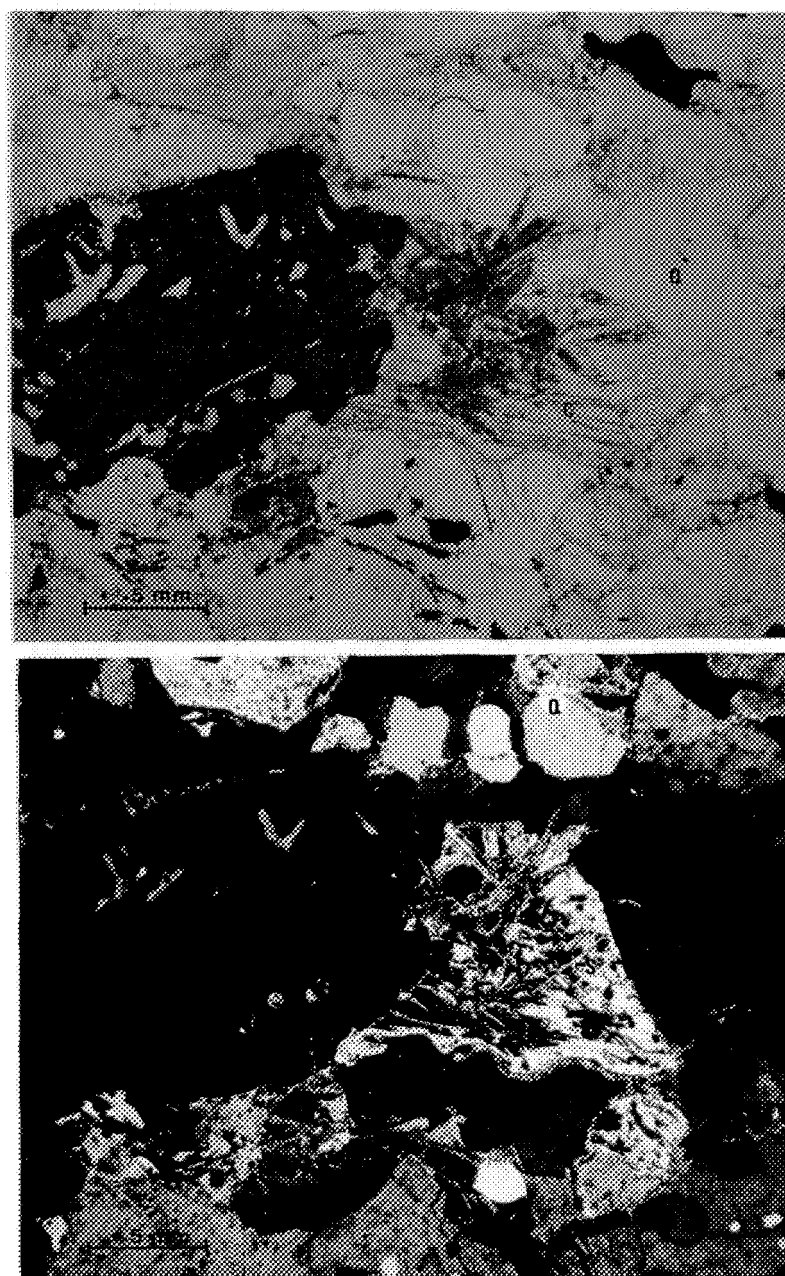


Figure 10 Section II. Relations entre les minéraux biotite, grenat, quartz, cordiérite, sillimanite, microcline perthitique, opaque dans un pegmatoïde, a) ☉ b) ⊗. Grains de cordiérite (C) altérés en muscovite contenant des inclusions de biotite (B), quartz (Q), sillimanite (S) prismatique au voisinage d'un grenat (G) fracturé dans une matrice de plagioclase (P), quartz (Q), microcline (M). Lame GE9165. 30X

Note: ☉ lumière polarisée plane. ⊗ polariseurs croisés

contenant des inclusions de biotite, de quartz et de sillimanite prismatique au voisinage de la biotite myrmékitisée ayant des contacts droits avec le grenat ou encore, incluse dans ce dernier.

Dans la variété à sillimanite, cette dernière forme 5% du gneiss et apparaît en amas allongés (longueur = 5 mm). La composition des pegmatoïdes est la même que celle de la variété à grenat.

3.2.3 Variété dans la section IV

3.2.3.1 Gneiss à plagioclase, quartz, biotite, hypersthène, ± perthite, ± magnétite, ± hornblende

Le gneiss à plagioclase, quartz, biotite, hypersthène, ± perthite, ± magnétite, ± hornblende est de couleur gris brunâtre à gris verdâtre en cassure fraîche, à grains fins et à texture équi-granulaire. Les minéraux mafiques varient entre 15 et 40% dans les bandes foncées et ils sont en trace dans les bandes plus pâles. Les bandes foncées ont de 1 à 20 mm d'épaisseur et se composent en général de 45 à 50% de quartz, 5 à 60% de plagioclase, 5 à 20% d'hypersthène, 15 à 20% de biotite et rarement de traces d'hornblende. Les bandes pâles ont de 1 à 150 mm et se composent en général de 20 à 80% de quartz, 0 à 90% de perthite, 0 à 50% de plagioclase et de traces de biotite et d'hypersthène. Dans l'unité 173, nous retrouvons 5% de magnétite et 1% d'hypersthène. Cette unité a le même aspect sur l'affleurement que le gneiss gris rubané type de la section I.

Les pegmatoïdes quartzo-feldspathiques de couleur brun verdâtre constituent ~ 15% de l'unité et des bordures de biotite ou d'hypersthène peuvent être présentes. En plus du quartz, des perthites et des traces

d'hypersthène et/ou de biotite, l'hornblende est en trace lorsqu'elle est présente dans l'unité.

Au microscope, la texture est granoblastique (fig. 11). Les feldspaths sont polygonaux à bordures courbes. Le plagioclase présente des macles régulières ou en fuseau et contient des lamelles d'exsolution dans une lame (GE9200). Les perthites contiennent de nombreuses et fines lamelles. Le quartz est équidimensionnel à allongé, avec des bordures courbes à lobées, à extinction uniforme ou en mosaïque. L'hypersthène est en grains peu allongés, orientés et à bordures courbes. La biotite est hypidiomorphe et orientée. L'hornblende est en fines inclusions.

Quelques feuillets de biotite ou d'hypersthène sont obliques à la foliation principale et constituent la foliation secondaire.

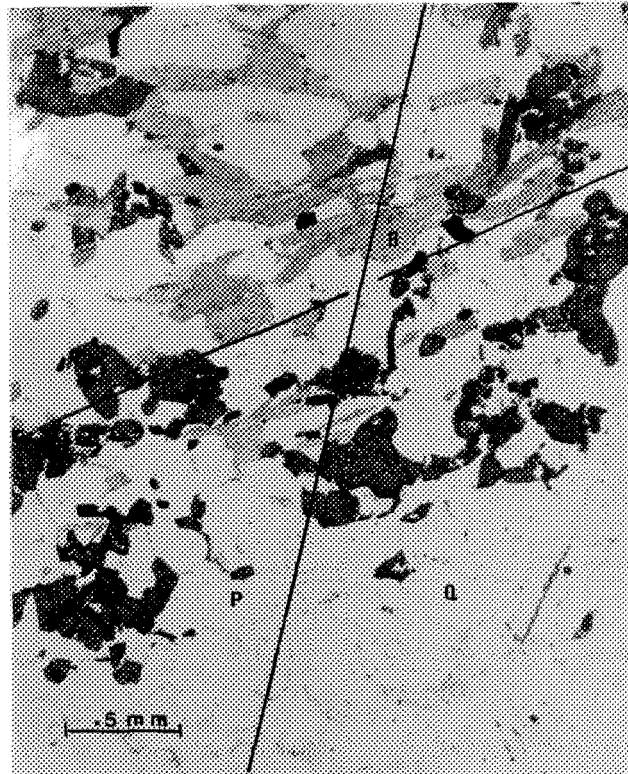
3.2.3.2 Gneiss à antiperthite/plagioclase, quartz, biotite, hypersthène, grenat, \pm cordièrite, \pm hornblende, \pm perthite

Le gneiss à antiperthite, quartz, biotite, hypersthène, grenat \pm cordièrite \pm hornblende \pm perthite est de couleur gris verdâtre et d'aspect hétérogène.

Les bandes pâles ont de 2 à 40 mm d'épaisseur, possèdent une texture porphyroblastique et se composent en général de 65 à 90% de feldspath perthitique et de plagioclase ou d'antiperthite, 10 à 25% de quartz, < 1 à 10% de grenat, < 1 à 5% de biotite et des traces d'hornblende. La cordièrite est rare et en faible quantité ~ 1%.

Les bandes foncées ont de 1 à 30 mm d'épaisseur, sont foliées, à grains fins (~ .5 à 1 mm) et se composent en général de 20 à 50% de

foliation secondaire



foliation
principale

Figure 11 Section IV. Gneiss gris rubané, variété à plagioclase (P), biotite (B), hypersthène (H), quartz (Q), magnétite. Quelques feuillets de biotite forment la foliation secondaire qui recoupe la foliation principale définie par un rubanement de composition constitué de bandes à texture granoblastique à bordures courbes de 1) quartz et plagioclase; 2) plagioclase et hypersthène; 3) plagioclase, hypersthène, biotite. Un peu de magnétite est présente. Lamme GE9200. 30X.

quartz, 35 à 60% de feldspath perthitique, de plagioclase ou d'antipherthite, 15 à 20% de biotite, < 1 à 5% d'hypersthène et à l'occasion, des traces de grenat.

Les grenats présentent une distribution irrégulière: ils sont concentrés et forment des amas allongés de 10 à 50 mm sur 1 à 15 mm, entourés de quartz, ou sont en grains de 2 à 20 mm avec ou sans inclusions.

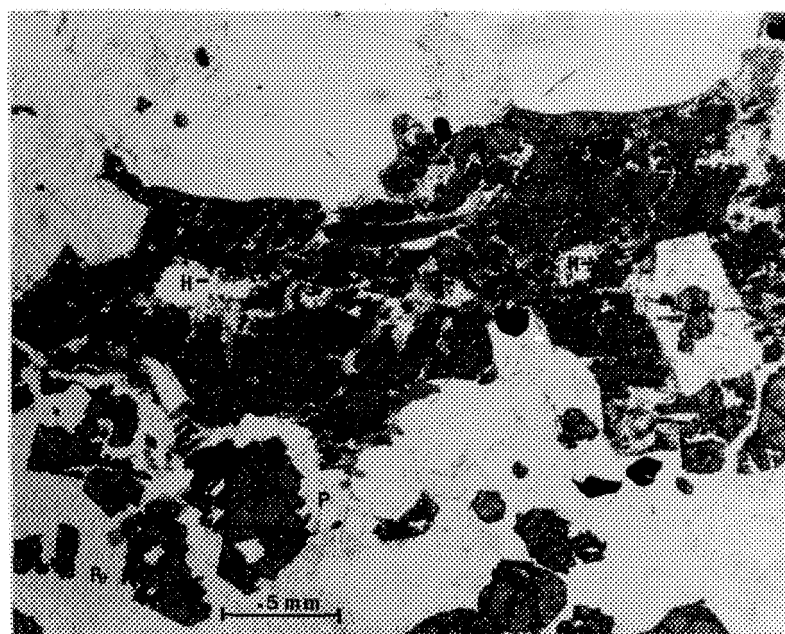
La cordiélite apparaît en porphyroblastes gris bleuté foncé à éclat mat de 2 à 3 cm avec une forme pseudohexagonale, ou en bâtonnets de couleur bleu-mauve à éclat vitreux (2 x 20 mm). La cordiélite apparaît aussi au contact avec le grenat.

L'hornblende forme des porphyroblastes hypidiomorphes de 5 à 20 mm.

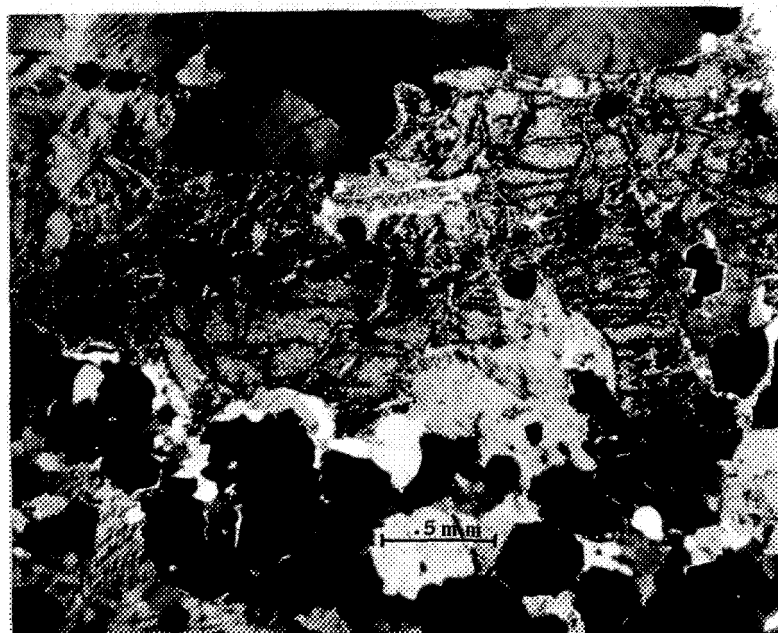
La biotite apparaît généralement en feuillets hypidiomorphes de .5 mm orientés ou en amas allongés, ou en papillons et en rosettes sans orientation dont les extrémités sont des myrmékites.

L'hypersthène est généralement < 1 mm mais il peut atteindre jusqu'à 5 mm. Dans une lame, il apparaît localement comme porphyroblaste en contact avec les grenats séparés par une mince couronne de quartz (fig. 12, GE 9196). La matrice, composée de feldspath et de quartz, a une texture granoblastique à grains fins.

Dans la variété à grenat, les pegmatoïdes contiennent 60 à 80% de feldspath potassique rose, 20% de quartz, 0 à 10% de biotite et 0 à



a



b

Figure 12 Section IV. Gneiss gris rubané, variété à antiperthite (P), perthite (Pe), quartz (Q), biotite (B), hypersthène (H), grenat (G), opaque, hornblende. a) ☉, b) ⊗. Porphyroblaste d'hypersthène altéré en serpentine au voisinage de biotite, de perthite, de plagioclase et de grenat entouré de quartz. Lame GE9196, 30X.

10% de grenat. Les grenats et la biotite présentent une distribution inégale, localement très riches ou en amas très allongés.

Par contre, dans la variété à cordiérite et grenat, les pegmatoïdes contiennent 80% de quartz, 15% de feldspath vert (antiperthite), 5% d'hornblende et de biotite, et des traces de cordiérite bleu-mauve.

3.3 QUARTZITE

Il y a six variétés de quartzites. La première variété est le quartzite impur à \pm plagioclase, \pm microcline, \pm biotite, \pm magnétite, qui domine dans la section I et contient entre 75 et 95% de quartz. La deuxième variété, également en grande abondance, est un quartzite massif avec plus de 95% de quartz et un peu de feldspath, de biotite ou de magnétite. La troisième variété, peu abondante, est un quartzite à grains très fins à plagioclase, grenat et biotite. La quatrième variété est un quartzite massif à perthite et biotite. La cinquième variété est un quartzite intercalé de gneiss pélitique. La sixième variété est un quartzite impur à microcline, cordiérite, sillimanite, biotite, magnétite. Signalons que les trois dernières variétés ont été observées dans la section IV.

3.3.1 Quartzite impur à \pm plagioclase, \pm microcline, \pm biotite, \pm magnétite

3.3.1.1 Description mégascopique

La granulométrie est moyenne et les couleurs varient du rose, au gris à gris foncé.

Les feldspaths peuvent atteindre 20%, ce qui confère au quarzite une teinte rose, et se concentrent dans certaines bandes d'épaisseur millimétrique.

Les minéraux mafiques biotite et magnétite sont communs et ne dépassent pas 5%. Ils apparaissent ensemble ou séparément, orientés et créant la foliation, ou encore concentrés en bandes gris foncé.

Des traces de grenat et de sillimanite ont été observées dans l'unité la plus à l'est ayant une teinte gris verdâtre. Cette teinte verdâtre est un indicateur de la présence de sillimanite.

Des pegmatoïdes quartzo-feldspathiques peuvent être présents, mais ils n'excèdent pas 5%.

3.3.1.2 Description microscopique

En général, le quartz apparaît en grains peu à très allongés, orientés avec des extinctions roulantes ou en mosaïques, ayant des bordures lobées à dentées et en grains polygonaux à bordures droites. Les deux formes ont été observées ensemble dans la lame mince GE 8006 (fig. 13) où les grains microcristallins polygonaux sont situés en bordure des grains allongés avec de la biotite et produisent un rubanement. Nous pouvons supposer qu'il y a une deuxième foliation par les quelques feuillets obliques de biotite.

Le microcline a une forme en ruban à oeuillée. Le plagioclase apparaît en inclusions dans le quartz ou vice-versa, ou avec des bordures de myrmékites, ou avec une forme oeuillée. Les macles sont courbées et en fuseau.

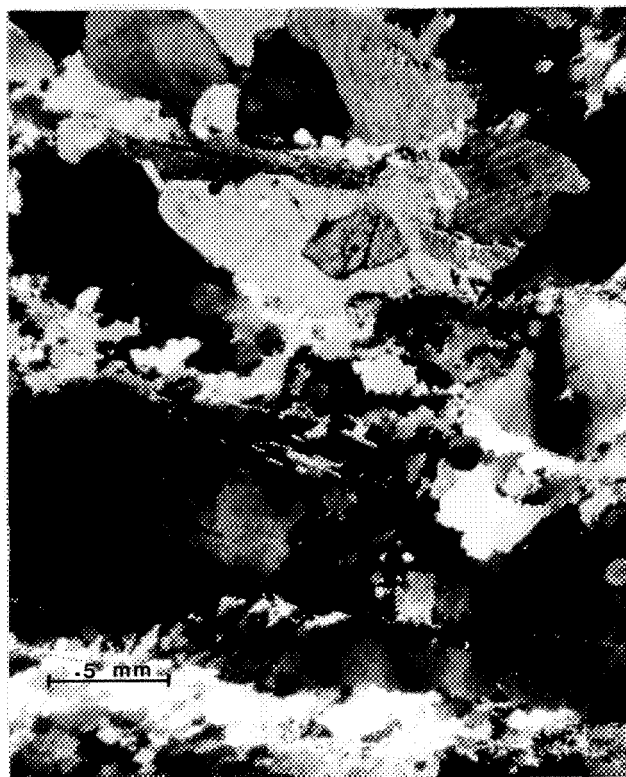


Figure 13 Section I. Quartzite impur à plagioclase, biotite. Alternance de zones à grains fins de quartz polygonaux et de feuillets de biotite avec des zones à gros grains allongés à extinction roulante. Les quelques feuillets de biotite obliques au rubanement forment une foliation secondaire. Lamé GE8006, 30X.

La biotite est en feuillets hypidiomorphes à xénomorphes orientés. Les opaques sont en grains allongés ou en sections carrées.

Les minéraux observés en trace sont le sphène et le zircon.

3.3.2 Quartzite massif à biotite, ± microcline, ± plagioclase, ± magnétite

La couleur va de crème à gris pâle et le grain est moyen. Le passage à la première variété peut être brusque, graduel ou flou.

Les feldspaths atteignent jusqu'à 15%. Le microcline et le plagioclase sont présents ensemble ou séparément et sont en grains allongés ou concentrés dans des amas alignés.

La biotite et/ou la magnétite forment des traits discontinus orientés et ne sont qu'en trace.

Les minéraux accessoires, le sphène et le zircon, sont également présents en trace.

3.3.3 Quartzite impur à grains très fins à plagioclase, grenat, biotite

Le quartzite à grains très fins constituant une unité de 3 mètres d'épaisseur occupe le flanc est d'une antiforme (unité 57). Elle se compose de 84% de quartz, 10% de plagioclase, 0 à 5% de biotite et 1% de grenat.

Un rubanement fin est produit par des concentrations de la biotite. Des porphyroblastes de grenats xénomorphes à automorphes de 1 à

20 mm entourés de quartz sont dispersés ou concentrés à la bordure de certaines bandes à grains plus gros.

3.3.4 Quartzite massif à perthite et biotite

La variété de quartzite massif à perthite, biotite observée dans la section IV se distingue, seulement au microscope, de celle à biotite, \pm microcline, \pm plagioclase, \pm magnétite, observée dans la section I, par le feldspath potassique qui est une perthite (GE9194).

3.3.5 Quartzite intercalé de gneiss pélitique

Dans l'antiforme de la section IV (fig. 14), des bandes minces de quartzite de .2 à 1 mètre d'épaisseur sont en alternance avec des bandes de gneiss pélitiques d'épaisseur comparable et sont dans des proportions 50:50 (fig. 14a).

Une bande de quartzite massif de couleur crème montre un contact brusque avec un quartzite impur à cordiérite, plagioclase, grenat, de couleur grise (fig. 14c). La cordiérite et le grenat sont concentrés en amas allongés (longueur 10 cm, largeur 1 cm) dont l'orientation est parallèle au plan axial de l'antiforme (fig. 14b). La majorité des amas est composée seulement de grains de cordiérite de .5 mm, un peu allongés à bordures courbes. Les grenats sont xénomorphes et d'un mm de diamètre. Une ferri-muscovite caractérisée par un pléochroïsme vert pâle à incolore est en inclusion dans la cordiérite et se trouve également à la périphérie. Cela suggère l'hypothèse d'une cordiérite riche en fer dont la vérification dépasse les objectifs de ce travail.



Figure 14 Antiforme IVa, quartzite intercalé de gneiss pélitique. a) minces intercalations de quartzite et de gneiss pélitique au coeur; b) foliation de plan axial constituée de pegmatoïdes quartzo-feldspathiques dans le gneiss pélitique et d'amas de grenat, cordiérîte dans le quartzite impur; c) bande de quartzite impur à cordiérîte, plagioclase, grenat intercalée entre un gneiss pélitique et un quartzite massif.



Figure 14a



Figure 14b



Figure 14c



Figure 15 Antiforme IVa. Quartzite impur à microcline, sillimanite, biotite, cordiërite, grenat, magnétite. Texture à grains fins, rubanée, peu développée avec des bandes discontinues et ondulantes. Unité 175.

Le gneiss pélitique correspond au gneiss à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat, cordiérite, spinelle, \pm plagioclase décrit à la partie 3.4.2.

3.3.6 Quartzite impur à microcline, sillimanite, biotite, cordiérite, grenat, magnétite

Cette variété, de couleur gris pâle, présente des bandes discontinues et ondulantes et se compose de 95% de bandes gris rosé et 5% de bandes gris bleuté localement très plissotées dont les épaisseurs sont de 2 à 15 cm et les textures à grains fins (fig. 15).

Les bandes gris rosé contiennent de 80 à 85% de quartz, 10% de microcline rose, 1 à 15% de cordiérite bleu-mauve, 1 à 10% de sillimanite, 1% de magnétite et des traces de biotite.

Les bandes gris bleuté se composent de 40 à 90% de biotite, 0 à 40% de cordiérite, 5 à 30% de sillimanite, 5 à 30% de grenat, 0 à 5% de magnétite. Les grenats sont très allongés (longueur 5 à 10 mm, largeur 1 à 2 mm) et la sillimanite forme des amas d'aiguilles de .5 mm de largeur et 5 mm de longueur.

Du sphène et du zircon sont présents en trace.

3.4 GNEISS PÉLITIQUE

Le gneiss pélitique comprend seulement deux variétés: la première est le gneiss à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat, plagioclase observée dans les sections I et II; la deuxième est le gneiss à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat, cordiérite, spinelle, \pm plagioclase observée dans les sections III et IV.

3.4.1 Gneiss à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat, plagioclase

3.4.1.1 Description mégascopique

Le gneiss à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat, plagioclase est de couleur grise. Un rubanement fin d'ordre millimétrique est en général très bien développé; il est formé par des bandes gris foncé et des bandes gris pâle à gris rosé dans des proportions approximatives de 50:50 (fig. 16).

Les bandes pâles contiennent essentiellement du quartz et du microcline avec un peu de grenat et des traces de biotite tandis que les bandes foncées contiennent du quartz, du microcline, de la biotite, de la sillimanite et des grenats.

La sillimanite représente entre 5 et 30% du gneiss mais elle est délicate à percevoir. Une plus grande schistosité de la roche et une teinte gris jaunâtre sont des indices de sa grande concentration. Elle se présente alors en amas lenticulaires de 10 mm de longueur et 5 mm de largeur alignés dans le plan de foliation.

Le grenat forme de 1 à 5% de l'unité et à quelques millimètres d'éloignement, il montre différents aspects:

- de grains fins isolés équidimensionnels;
- de grains allongés;
- de porphyroblastes de forme ocellée, avec ou sans inclusions, entourés de quartz fin.



Figure 16 Section I. Gneiss pélitique type à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat, plagioclase. Rubanement à l'échelle millimétrique de bandes quartzo-feldspathiques à grains fins, à l'échelle centimétrique de pegmatoïdes quartzo-feldspathiques à grenat. Unité 8.

Les pegmatoïdes roses forment de 10 à 30% de l'affleurement, leurs contacts sont nets à graduels et leurs formes varient en bandes boudinées, plissées, en lentilles, d'une épaisseur qui se situe entre 2 et 10 cm. Ils contiennent essentiellement du quartz et du microcline de 2 à 3 mm, un peu de porphyroblastes de grenat xénomorphe à automorphe avec ou sans inclusions de 3 à 20 mm, et/ou de la biotite concentrée en amas allongés de 2 à 3 mm.

3.4.1.2 Description microscopique

Les bandes pâles ont une texture granoblastique et dans l'ensemble, les bandes foncées une texture lépidoblastique.

La sillimanite prismatique et la sillimanite fibreuse, variété fibrolite, sont présentes mais la sillimanite prismatique domine.

La sillimanite montre de nombreux aspects et ce, à l'intérieur d'une même lame mince:

- aiguilles prismatiques ~ 1 mm orientées suivant leur allongement;
- yeux de grains xénomorphes de .5 sur 2 mm avec une orientation cristallographique préférentielle (fig. 17a);
- la sillimanite prismatique passe graduellement à la fibrolite (fig. 17b);
- en inclusions orientées ou non, xénomorphes à automorphes surtout dans la biotite et également dans le feldspath et le grenat;
- deux générations de croissance de la sillimanite ont été observées:
 - a) quelques prismes de sillimanite recoupent la foliation principale définie par l'orientation du quartz, de la biotite et de la

sillimanite (fig. 17c); b) quelques prismes de sillimanite recoupent un micropli de fibrolite; leur croissance est postérieure au plissement (fig. 17d).

Le grenat présente aussi de nombreux aspects:

- en porphyroblastes allongés qui contiennent des inclusions de quartz allongées ou arrondies et distribuées en S;
- en grains contournés par des feuilletts de biotite et de sillimanite;
- en grains entourés par des quartz polygonaux ou partiellement par du plagioclase.

La biotite est généralement hypidiomorphe orientée dans le sens de l'allongement mais dans une lame, elle avait une orientation cristallographique préférentielle. Elle présente aussi des textures de symplectites.

Les feldspaths microcline et plagioclase sont polygonaux, oeillés, allongés, poeciloblastiques. Le plagioclase a des bordures de myrmékites.

Le quartz est en grains isolés ou en fines inclusions.

Les minéraux en trace sont l'apatite, le zircon et les opaques. Les zircons atteignent 5% dans la lame GE 8082.

3.4.2 Gneiss à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat, cordiérite, spinelle, ± plagioclase

Rencontré dans les sections III et IV, le gneiss à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat, cordiérite, spinelle,

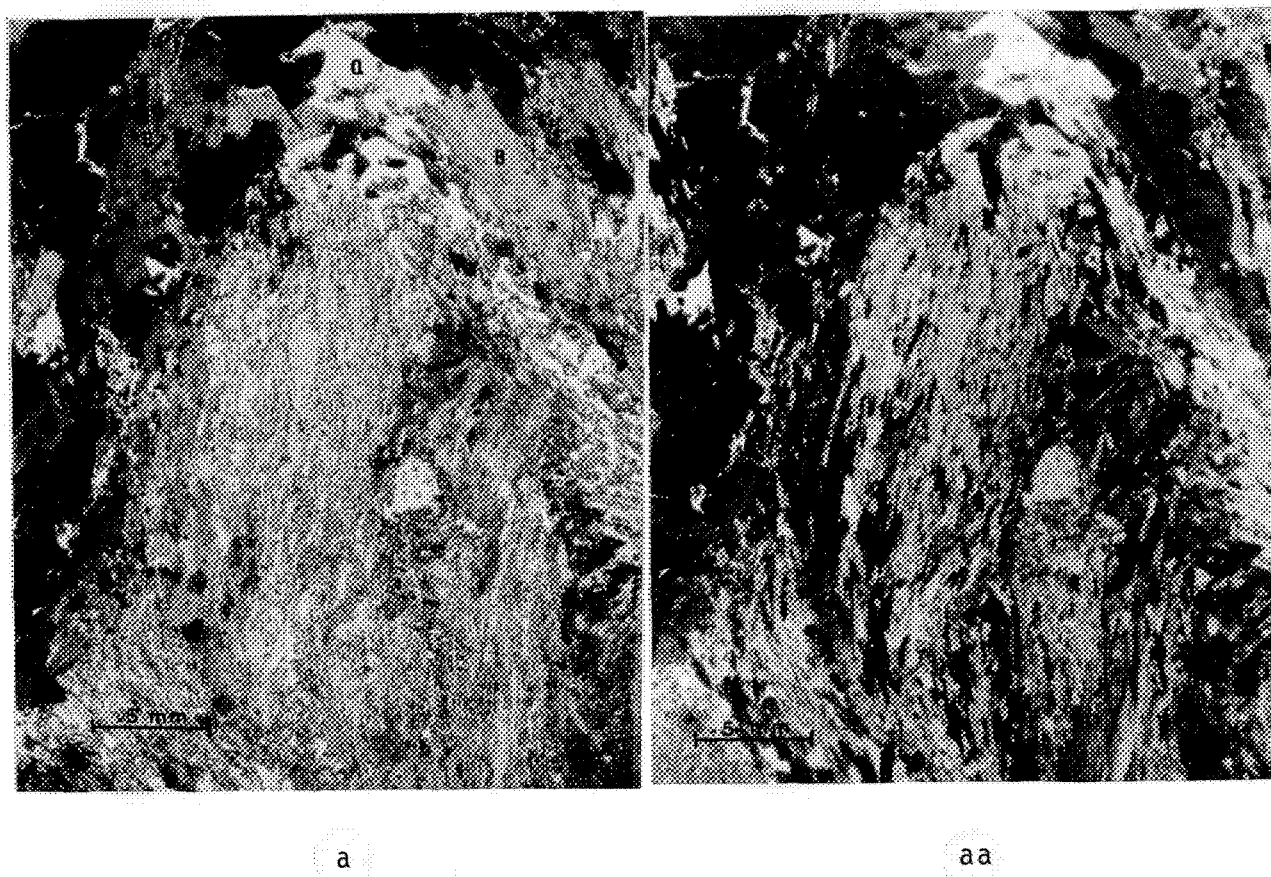


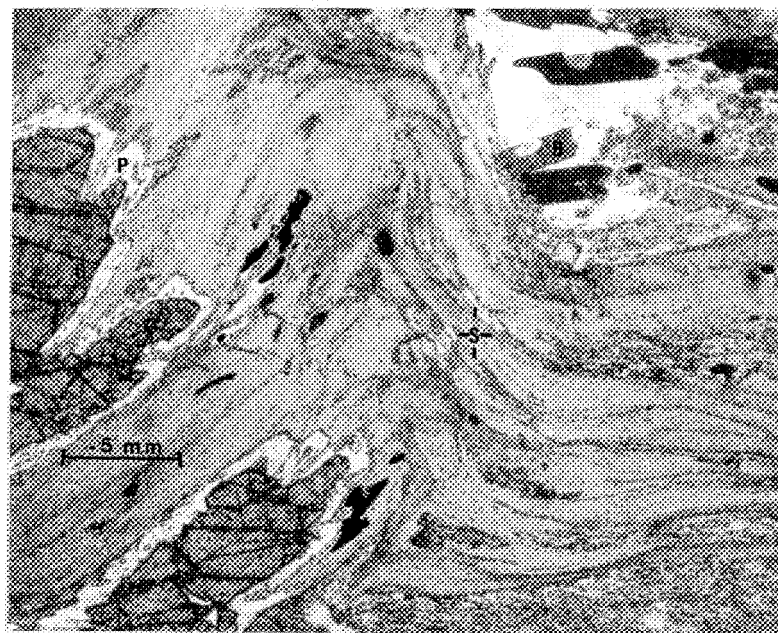
Figure 17 Gneiss pélitique à microcline (M), quartz (Q), biotite (B), sillimanite (S), grenat (G), plagioclase (P). Aspects de la sillimanite. a) ⊕ aa) ⊕ avec $\lambda/4$, groupement de sillimanite ayant la même orientation cristallographique formant un pli avec des feuillets de biotite montrant de nombreux halos pléochroïques autour des zircons; 30X, GE8082. b) ⊕ passage graduel de la sillimanite prismatique à la variété fibreuse dans une matrice granoblastique de quartz et microcline; 100X, GE8019. c) ⊕ deux générations de sillimanite prismatique. Matrice foliée composée de biotite hypidiomorphe, de sillimanite en sections prismatiques et carrées, de quartz très fracturé, de plagioclase allongé à contours dentés à courbes recoupée par quelques biotites et sillimanites. Une partie du gros cristal de sillimanite qui recoupe a été arrachée; 100X, GE8088. d) ⊕ génération plus récente de sillimanite prismatique recoupant de la sillimanite fibreuse plissée. Le grenat contient de fines inclusions de fibrolite et est bordé de plagioclase avec des prismes de sillimanite. La biotite a des limites échancrées par de la sillimanite prismatique. Le plagioclase est absent ailleurs dans la lame entre le grenat et la sillimanite; 30X, GE9146.



b



c



d

Figure 17b, c, d

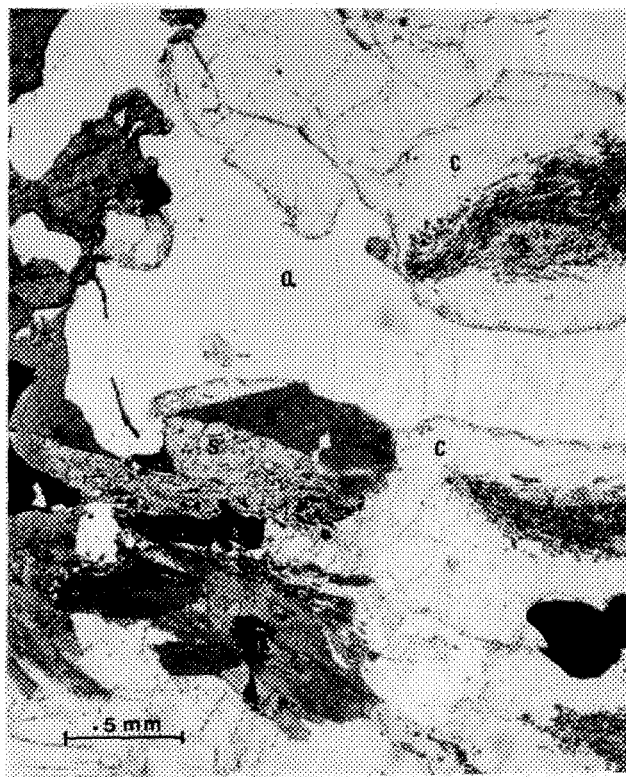


Figure 18 Gneiss pélitique, variété à microcline (M), quartz (Q), biotite (B), sillimanite (S), grenat (G), cordiérite (C), spinelle (Sp), \pm plagioclase (P). Relations entre les minéraux. a) fines aiguilles orientées de sillimanite incluses dans la cordiérite au voisinage de sillimanite plus grosse incluse partiellement dans la biotite. Grenat poeciloblastique. Opaques et quartz. 30X, GE9122; b) sections de sillimanite partiellement incluses dans la biotite, le grenat poeciloblastique, le quartz et le microcline perthitique. 100X, GE9124; c) couronne rare et complexe impliquant des opaques, sillimanite, grenat, hypersthène, cordiérite, plagioclase. Grain de spinelle entouré de sillimanite partiellement incluse dans une cordiérite altérée bordée de plagioclase. Un peu de grenat et hypersthène sont aussi inclus dans la cordiérite. 100X, GE9220.

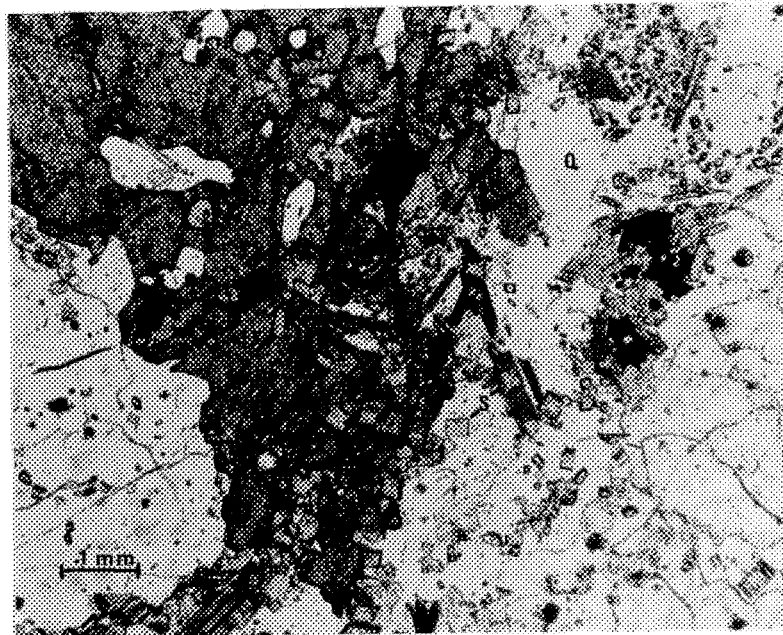
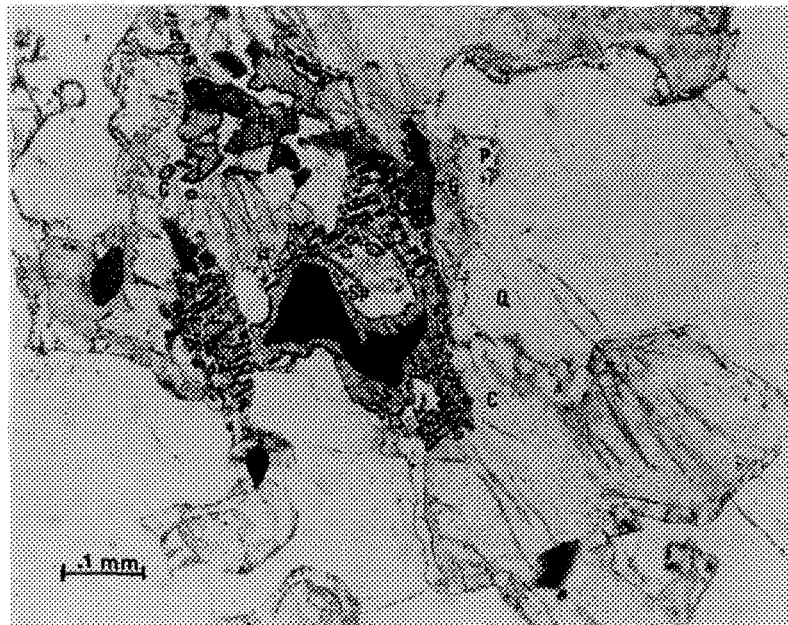


Figure 18b, c

\pm plagioclase, se distingue uniquement de la première variété par une teinte gris brunâtre des bandes foncées. L'identification de la cordiérite est délicate sur l'affleurement car la roche est constituée de grains fins à moyens. Au microscope, elle est facilement repérée par les macles polysynthétiques tronquées et par l'altération isotrope qui la distingue des plagioclases.

Le rubanement est formé de bandes discontinues très fines de 1 mm à 5 mm d'épaisseur, peu à très plissées, montrant un passage graduel avec des pegmatoïdes parallèles à la foliation ou sont recoupées par des pegmatoïdes localisés dans les charnières de plis et orientés suivant le plan axial. Les pegmatoïdes ont la même composition que les bandes gris pâle (fig. 14a et b).

Les bandes gris pâle contiennent principalement du microcline perthitique, du quartz, un peu de cordiérite et de sillimanite, et des traces d'opakes, de spinelle, de biotite.

Les bandes gris brunâtre se composent de biotite, de sillimanite, de cordiérite, de quartz, de microcline, dans des proportions similaires, de \pm de plagioclase et des traces de spinelle.

Les relations entre les minéraux présentent plusieurs aspects:

- a) Les paquets de très fines aiguilles de sillimanite orientées sont concentrées au centre de grains de cordiérite; un grain de cordiérite est en contact avec la biotite qui est bourrée de sillimanite à sections carrées au voisinage d'un porphyroblaste de grenat poeciloblastique; du quartz et des opakes sont présents (fig. 18a).

- b) Les sections automorphes de sillimanite sont en inclusions dans la biotite plus ou moins orientée, le grenat poeciloblastique, le quartz et le microcline perthitique (fig. 18b).
- c) Les opaques et les spinelles forment des couronnes de composition variée qui semblent indiquer une instabilité ou une réaction. Les plus communes se composent du centre vers la périphérie de pyrite et de sillimanite ou de spinelle et de cordiérite. Dans la lame GE9220 (fig. 18c), une couronne complexe est formée d'un grain de spinelle entouré de sillimanite au voisinage de la cordiérite contenant des inclusions arrondies de grenat, d'hypersthène, de sillimanite et de biotite; la cordiérite a une couronne de plagioclase et est entourée de grains de quartz.

3.5 GNEISS MAFIQUE

Il y a quatre variétés de gneiss mafiques. Dans la section I, la variété dominante est l'amphibolite à biotite et quartz; la deuxième, l'amphibolite à calc-silicate, a été observée essentiellement dans les bandes épaisses; la troisième, l'amphibolite à biotite, grenat et quartz, est observée localement. Dans les sections III et IV, la quatrième variété domine avec le gneiss à plagioclase, diopside, hypersthène, hornblende, magnétite, \pm biotite, \pm quartz.

3.5.1 Amphibolite à biotite et quartz

3.5.1.1 Description mégascopique

L'amphibolite à biotite et quartz est en bandes d'épaisseur constante ou variable, plissées, en boudin, à texture schisteuse à

foliée ou porphyrique. Le grain est fin à moyen et elle contient 20% de pegmatoïdes (fig. 19a).

La composition se situe entre 40 et 60% de plagioclase, 40 et 50% d'hornblende, 1 et 10% de biotite, 1 et 5% de quartz et 2% d'opakes.

Le rapport biotite/hornblende est très variable dans certaines bandes. Les zones riches en biotite ont une texture schisteuse tandis que celles qui sont riches en hornblende, sont foliées et ont une teinte de gris plus foncé. L'hornblende peut disparaître complètement.

Les pegmatoïdes de couleur crème sont généralement parallèles à la foliation. Ils contiennent essentiellement des plagioclases et du quartz et un peu de biotite. Localement (unité 54), nous retrouvons de l'hypersthène entouré d'hornblende dans des pegmatoïdes obliques à la foliation principale.

3.5.1.2 Description microscopique

La texture est granoblastique foliée (fig. 19b). L'hornblende est suivant X beige, jaune verdâtre; Y verte; Z vert bleuté. Elle apparaît en grains équidimensionnels à allongés entre 1 et 2 mm avec des bordures courbes, ou concentrée en amas allongés de grains et contient quelques inclusions de quartz et d'opakes.

Le plagioclase An_{32} à An_{54} est généralement un peu plus petit soit .5 à 1 mm. Il apparaît en grains équidimensionnels à peu allongés avec des bordures courbes et concentré dans des amas allongés. En général, les macles polysynthétiques sont régulières.

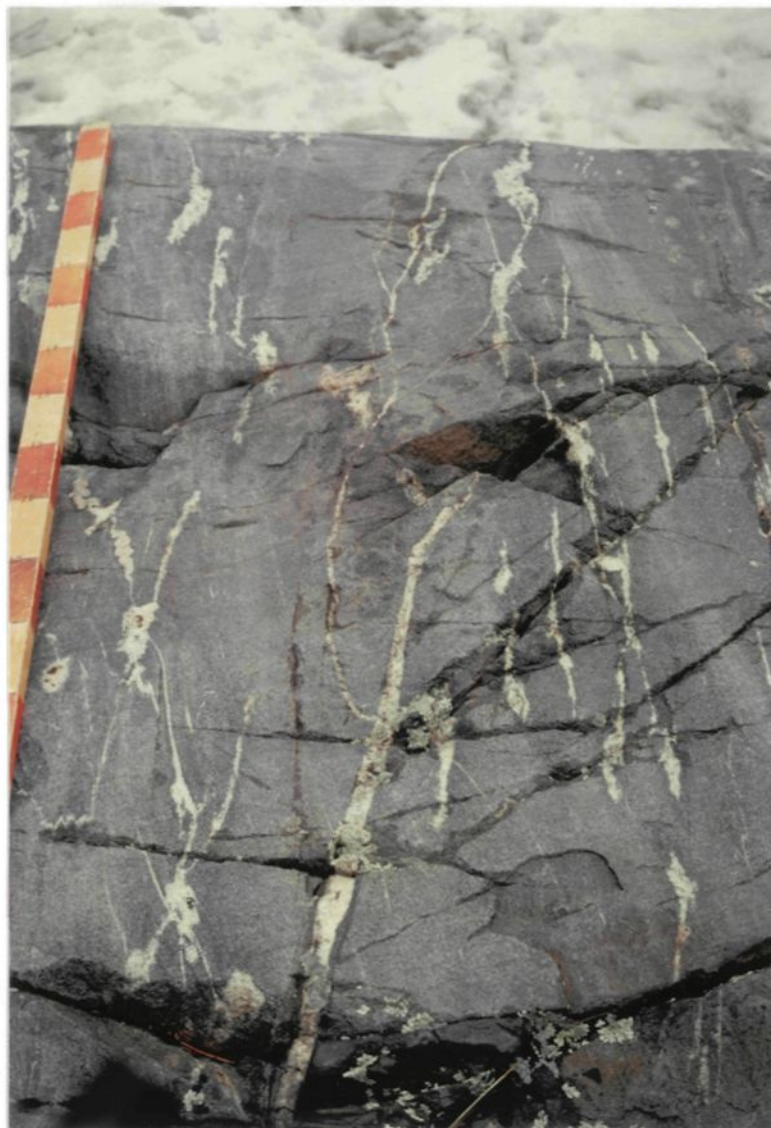
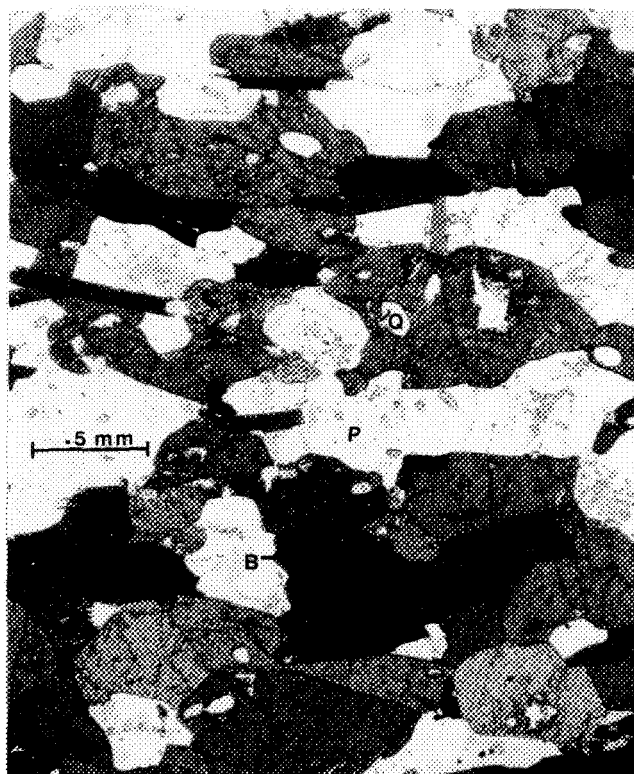


Figure 19a



b

Figure 19 Section I. Amphibolite à biotite et quartz type. a) texture à grains moyens et foliée. La foliation est définie par l'orientation des plagioclases et des amas lenticulaires d'hornblende. Au moins deux générations de pegmatoïdes sont présentes. Affleurement de la bordure est. Echelle divisée en décimètres; b) texture granoblastique à bordures courbes. Grains d'hornblende (H) et plagioclase (P) frais peu allongés, biotite (B) hypidiomorphe, opaques et quartz (Q) plus fin arrondi. 30X, Lame GE8007.

La biotite est en feuillets de 1 mm xénomorphes à hypidiomorphes orientés dans le sens de l'allongement ou concentrés dans des amas. Quelques feuillets obliques définissent une foliation secondaire (fig. 19b). Le quartz apparaît en grains polygonaux à bordures courbes de .5 mm ou en très fines inclusions ~ .1 mm.

Les opaques en quantité de 2% sont en grains ~ .5 mm ou en très fines inclusions.

Les minéraux en trace sont le zircon et l'apatite.

Localement (GE 8091), des amas alignés d'hypersthène poecilitique avec de la chalcopryrite provenant d'un coeur de pli ont été observés.

3.5.2 Amphibolite à calc-silicate

La variété amphibolite à calc-silicate se distingue de la précédente par la présence de très faibles quantités (< 1%) de roches calcosilicatées. Ces roches de couleur verte apparaissent le plus souvent sous formes de boudins (fig. 20) et de bandes plissées (Owen 1981, planche 6).

Les boudins de 8 à 40 cm de largeur et 30 à 100 cm de longueur sont à grains fins, parfois en relief sur l'affleurement, asymétriques, et présentent une zonation de composition du centre vers la bordure. Ils se composent de plagioclase, de diopside, de magnétite, de quartz et de sphène. Le diopside est souvent concentré en bordure. La texture est granoblastique ou porphyrique: ~ 10% de mégacristsaux de plagioclase



Figure 20 Section I. Boudin zoné de calc-silicates dans l'amphibolite à biotite et quartz. Le boudin se compose de plagioclase, diopside, magnétite, quartz, sphène. Le diopside est concentré en bordure. Mégacristsaux de feldspath zonés dans l'amphibolite et le boudin. Unité 44. Échelle divisée en dm.

zonés baignent dans une matrice à grains fins. Des mégacristsaux comparables sont localement présents dans l'amphibolite voisine.

3.5.3 Amphibolite à biotite, grenat et quartz

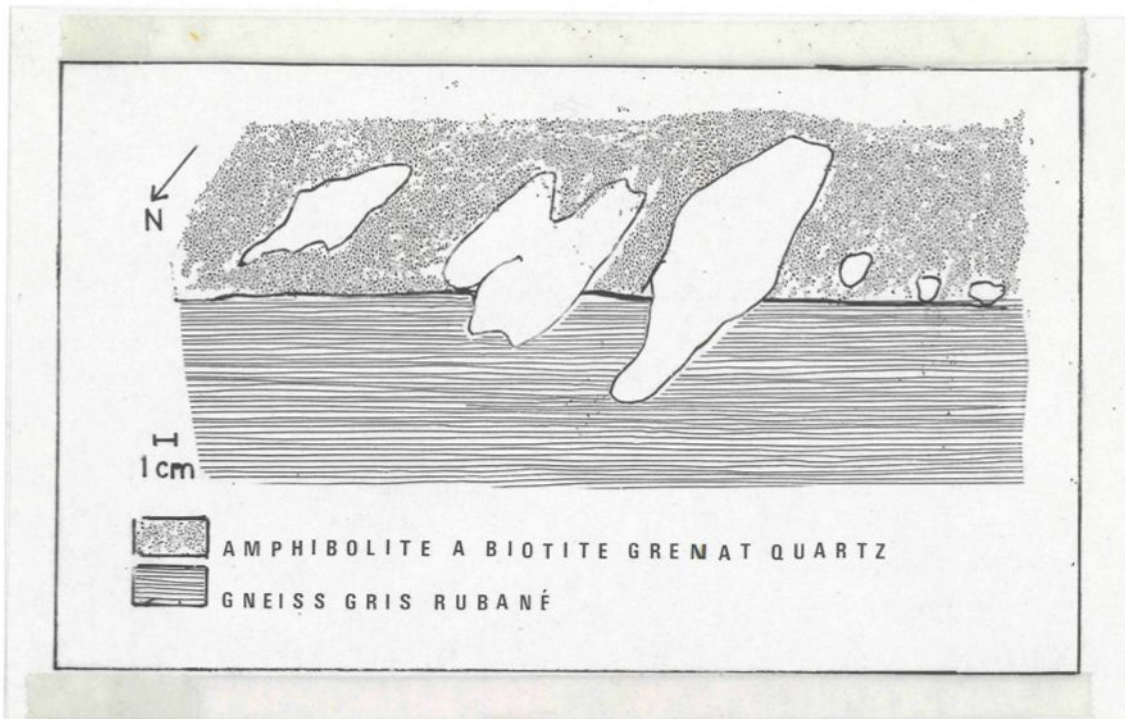
Des porphyroblastes de grenats apparaissent à la bordure de deux minces unités à texture schisteuse à foliée (fig. 21). Ils définissent une linéation minérale qui recoupe le contact avec un gneiss gris rubané et qui est formée d'alignements d'amas de 1 à 2 cm composés de grains automorphes à hypidiomorphes de 1 cm distancés de 1 à 2 cm (fig. 21b). Des traces d'amphibole sodique sont présentes.

Cependant, dans les bandes de gneiss mafiques non cartographiées n'ayant que quelques centimètres d'épaisseur, la présence de grenat est fréquente lorsqu'elles sont en contact avec des gneiss pélitiques ou des gneiss gris rubanés.

3.5.4 Gneiss à plagioclase, diopside, hypersthène, hornblende, magnétite, ± biotite, ± quartz

Le gneiss à plagioclase, diopside, hypersthène, hornblende, magnétite, ± biotite, ± quartz se présente à grains fins, rubané ou à texture ocellée et en cassure fraîche, sa teinte est gris brunâtre à gris verdâtre.

Ce gneiss contient entre 10 et 20% de pegmatoïdes. En général, les pegmatoïdes sont en minces bandes distinctes et localement, ils forment des mélanges complexes avec le gneiss mafique où le passage est graduel (fig. 22, unité 109). Les pegmatoïdes de couleur gris pâle contiennent essentiellement du quartz et du plagioclase gris verdâtre et un peu d'hypersthène et de biotite.



a



b

Figure 21 Section I. Linéation de grenat recoupant le contact entre un gneiss gris rubané et une amphibolite à biotite, grenat et quartz. a) perpendiculaire à la foliation principale; b) parallèle à la foliation principale. Unité 16.



Figure 22 Section III. Mélange complexe entre un pegmatoïde et un gneiss mafique. Passage graduel entre un gneiss à plagioclase, diopside, hypersthène, magnétite, biotite, à grains fins à des pegmatoïdes quartzo-feldspathiques à hypersthène et magnétite, de texture ocellée. Quelques porphyroblastes de plagioclase zoné sont présents dans le gneiss. Unité 109. Échelle divisée en dm.

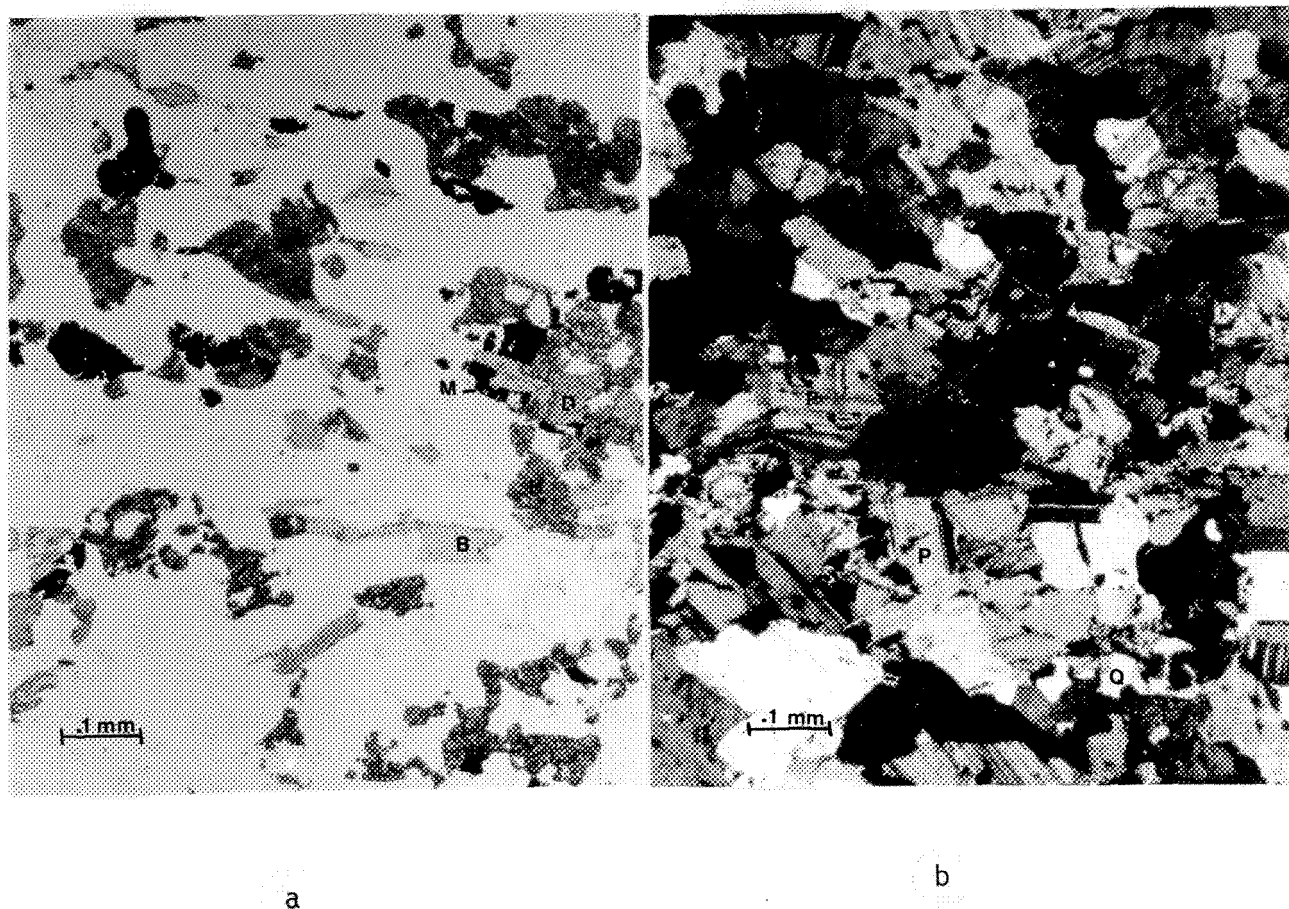


Figure 23 Section III. Gneiss mafique, variété à plagioclase (P), diopside (D), hypersthène (H), magnétite (M), biotite (B), quartz (Q), hornblende. Texture granoblastique, peu foliée à grains fins. a) ⊖ b) ⊕ . Grains de plagioclase maclé, hypersthène altéré en serpentine, diopside, opaques avec un peu de quartz et de biotite orientée hypidiomorphe concentrée dans des bandes. Hornblende, apatite et zircon sont en traces. L'hypersthène se distingue du diopside par son altération en serpentine. 100X, GE9108.

Au microscope, ce gneiss a généralement une texture grano-blastique à bordures courbes (fig. 23) et il se compose de 40 à 55% de plagioclase, 35 à 40% de diopside et hypersthène, 5 à 15% de magnétite, 3 à 5% de quartz, ~ 1% de biotite et des traces d'hornblende, de zircon et d'apatite.

Le plagioclase a été déterminé comme étant de l'andésine ~ An₄₀. Il est en grains équidimensionnels à allongés, ou sous forme de yeux parfois zonés, avec des macles souvent courbées et contient des lamelles d'exsolution de feldspath potassique dans la lame GE9201.

Les pyroxènes diopside et hypersthène se distinguent difficilement sauf lorsque l'hypersthène est altéré en serpentine et ils sont alors dans des proportions similaires. En général, ils sont en grains équidimensionnels à allongés entre .1 et 4 mm orientés et dans la lame GE9121, l'hypersthène forme de cristaux xénomorphes poeciloblastiques.

Le quartz est en grains de .5 mm ou en très fines inclusions. Dans la lame GE9105, il forme avec le plagioclase des amas où sa concentration est de 30%.

La biotite est en feuillets hypidiomorphes à xénomorphes orientés et sa distribution est inégale.

Les opaques sont en grains de .5 à 1 mm ou plus petits.

L'hornblende apparaît en très fines inclusions arrondies.

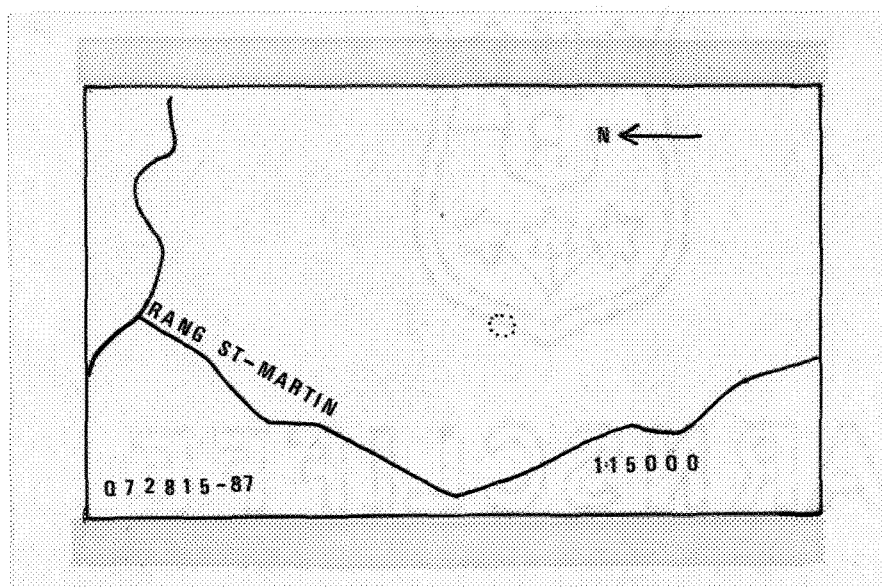
Les gneiss mafiques se comparent à ceux du chapitre précédent comme suit: 1) les bandes d'amphibolite à biotite et quartz, et de

gneiss mafique à plagioclase, diopside, hypersthène, hornblende, magnétite, \pm biotite, \pm quartz peuvent correspondre à de l'amphibolite I massive ou à des dykes d'amphibolite IIa, IIb et en général, elles se distinguent nettement par d'autres caractéristiques qui ne semblaient pas apparaître dans les descriptions antérieures telles la teinte brunâtre, la présence de magnétite et de diopside, la composition des pegmatoïdes. Le % hornblende/hypersthène est très variable mais seulement dans le gneiss mafique; 2) l'amphibolite à calc-silicate déjà décrite, apparaît dans Owen 1981 aux pages 26 et 27 et correspondrait à l'amphibolite I; 3) cela vaut également pour l'amphibolite à biotite, grenat et quartz décrite dans les dykes d'amphibolite IIb (Owen 1981, p. 37 et 38). Notons que la linéation de grenat n'a pas été observée dans les dykes dont l'épaisseur excède environ un mètre.

3.6 GNEISS CALCOSILICATÉ

L'affleurement de gneiss calcosilicatés se situe dans un champ entre les sections II et III (fig. 24a). Il comprend deux variétés: le gneiss à épidote et quartz, et le gneiss à plagioclase, calcite, biotite, magnétite.

Le gneiss à épidote et quartz a une couleur vert-pistache. Il se compose de 50% d'épidote, 50% de quartz, 1% de biotite et des traces de carbonate et d'hématite, et il possède une texture granoblastique "decussate" (fig. 24d). L'épidote est en cristaux automorphes allongés de 1 mm de longueur d'orientations diverses; le quartz, en grains polygonaux de .5 mm et la biotite, en feuillets altérés. Les limites des grains indiquent des relations à l'équilibre des minéraux, établies au cours de la recristallisation.



a

- Figure 24 Gneiss calcosilicaté.
- a) localisation de l'affleurement. Sur photographie aérienne réduite.
 - b,c) gneiss à plagioclase (P), calcite (Ca), biotite (B), magnétite.
 - b) en affleurement la roche est foliée, à grains fins et parcourue de pegmatoïdes plissés.
 - c) texture granoblastique à bordures courbes. Ensemble de plagioclase, calcite altéré, biotite orientée, magnétite. lame mince GE9234, 30X.
 - d) ⊖ , e) ⊕ Gneiss à épidote et quartz. Texture granoblastique "décussate" de recristallisation constituée de cristaux automorphes d'épidote de diverses orientations; de quartz polygonal et de quelques grains d'opiques. GE9235. 30X.

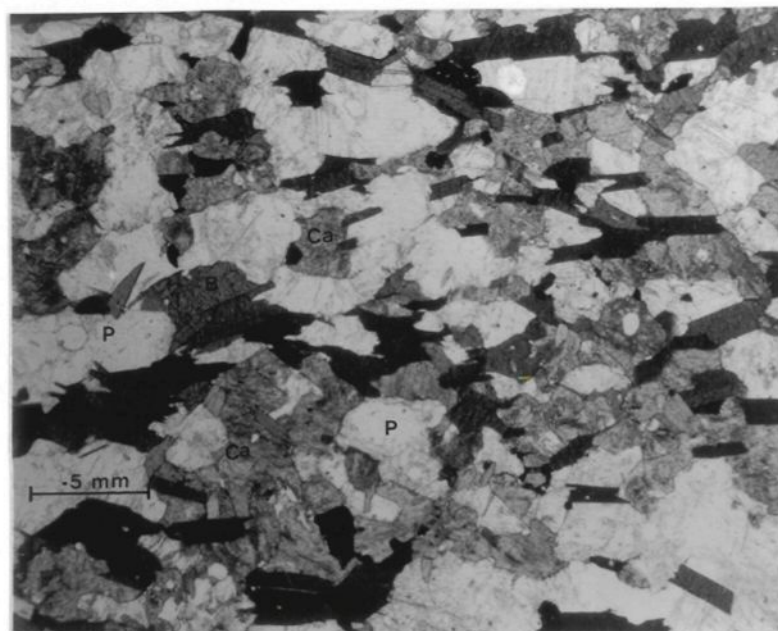
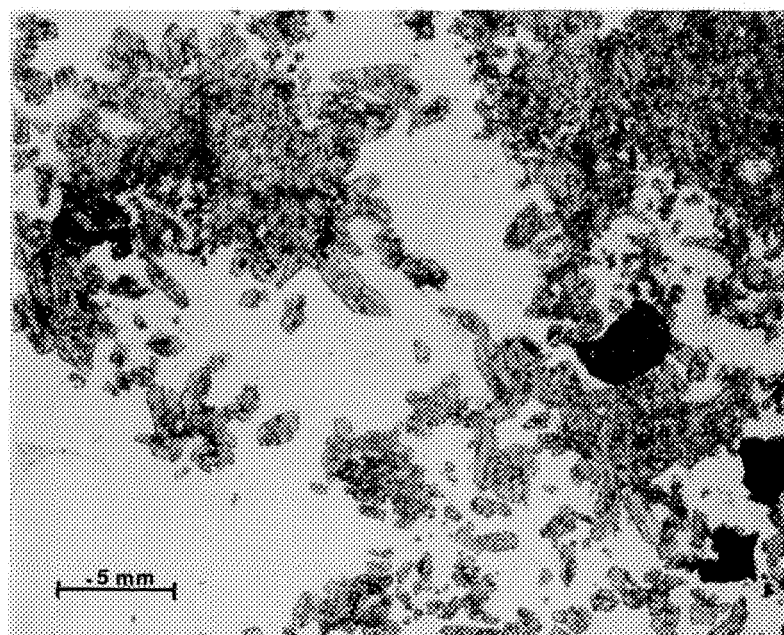
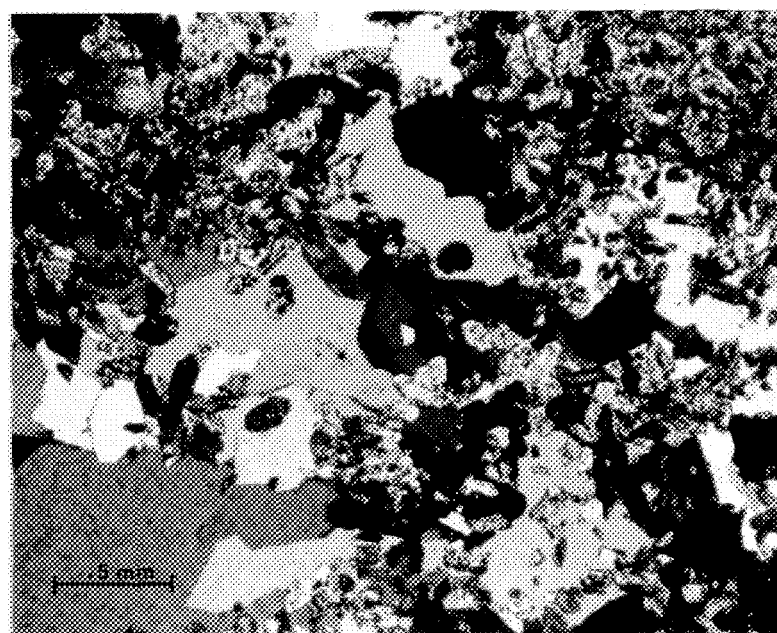


Figure 24b, c



d



e

Figure 24d, e

Le gneiss à plagioclase, calcite, biotite, magnétite est de couleur verte à grains fins, folié et présente un mélange complexe avec des pegmatoïdes (fig. 24b). Sa composition a été estimée à 50% de plagioclase, 25% de calcite, 20% de biotite, 5% de magnétite, 1% d'apatite et des traces de quartz.

En lame mince (fig. 24c), la texture est granoblastique. Le plagioclase a des bordures courbes, est altéré en carbonate et en mica blanc. La calcite a des bordures courbes, montre une extinction par zone et s'altère en mica vert et en chlorite. La biotite est hypidiomorphe orientée. La magnétite et le quartz sont en grains à bordures courbes et sont interstitiels. L'apatite est en cristaux automorphes de .2 mm.

Quelques porphyroblastes gris recoupent la foliation. Ils forment des prismes de 2 cm sur 8 mm avec des macles définissant six pointes comparables à celles de la monticellite, mais cette identification n'a pas été confirmée par diffraction des rayons X.

3.7 ALTÉRATIONS

Dans cette partie, les principales altérations des minéraux seront brièvement décrites.

Les minéraux sont généralement frais à un peu altérés. Localement, certains sont complètement remplacés par des minéraux d'altération.

Les plagioclases présentent une combinaison d'altérations avec le mica blanc, soit mica blanc-opaque, mica blanc-carbonate, mica blanc-épidote mais il est aussi altéré en un minéral vert microcristallin

(relief faible, biréfringence faible). L'altération est guidée par les macles ou se localise en bordure.

Le microcline est parfois altéré en kaolin ou est entouré par des feuillets microcristallins de muscovite.

La sillimanite est rarement altérée en mica blanc.

L'hypersthène est altéré à divers degrés en serpentine le long des fractures.

La cordiélite est elle aussi, altérée à divers degrés. Relativement fraîche, elle est bleu-mauve à éclat vitreux; altérée, elle devient terne de couleur bleu foncé à gris foncé. En lame mince, le degré est très variable. Elle s'altère en un minéral jaune isotrope en bordure et/ou en un feutrage de mica blanc microcristallin guidé par ses macles tronquées qui lui sont caractéristiques.

L'hornblende est localement altérée en bordure en un minéral brun pâle.

La biotite présente des altérations variées, soit: chlorite, muscovite-sphène-opaques ou seulement muscovite.

3.8 SYNTHÈSE ET INTERPRÉTATION

Les paragneiss de St-Fulgence sont constitués de cinq grandes lithologies: les gneiss quartzo-feldspatiques, les gneiss gris rubanés, les quartzites, les gneiss pélitiques et les gneiss mafiques. Ces lithologies se composent de variétés qui présentent des différences de

composition et de texture. Ces variations peuvent avoir plusieurs causes: la tectonique, le métamorphisme, une cause primaire ou une combinaison de ces phénomènes.

Plusieurs variétés présentent des compositions minéralogiques du faciès amphibolite supérieur et d'autres, au faciès granulite (Winkler 1974, p. 249). De nombreuses variétés de composition peuvent être considérées comme des équivalents métamorphiques plus poussés de roches similaires caractérisées par le rapport plagioclase/feldspath total, le pourcentage de quartz, le pourcentage de minéraux mafiques, la texture et l'apparence sur l'affleurement.

Ces variétés lithologiques sont regroupées au tableau 2. On remarque en particulier que les roches des sections I et II présentent essentiellement des assemblages de minéraux du faciès amphibolite supérieur (absence de muscovite primaire) tandis que celles des sections III et IV, présentent des assemblages du faciès granulite (marqué par l'hypersthène). Il y a donc une augmentation du degré de métamorphisme lorsque l'on s'éloigne du massif d'anorthosite du Lac St-Jean (fig. 25). Les variétés qui contiennent des perthite, antiperthite, hypersthène, diopside, cordiérite apparaissent au faciès granulite. Parmi les principales variétés, notons que:

- 1) le gneiss charnockitique est une variété métamorphique plus poussée que le gneiss granitique type;
- 2) le gneiss gris rubané à plagioclase, quartz, biotite, hypersthène, \pm perthite, \pm magnétite, \pm hornblende est plus poussé que le gneiss gris rubané type;

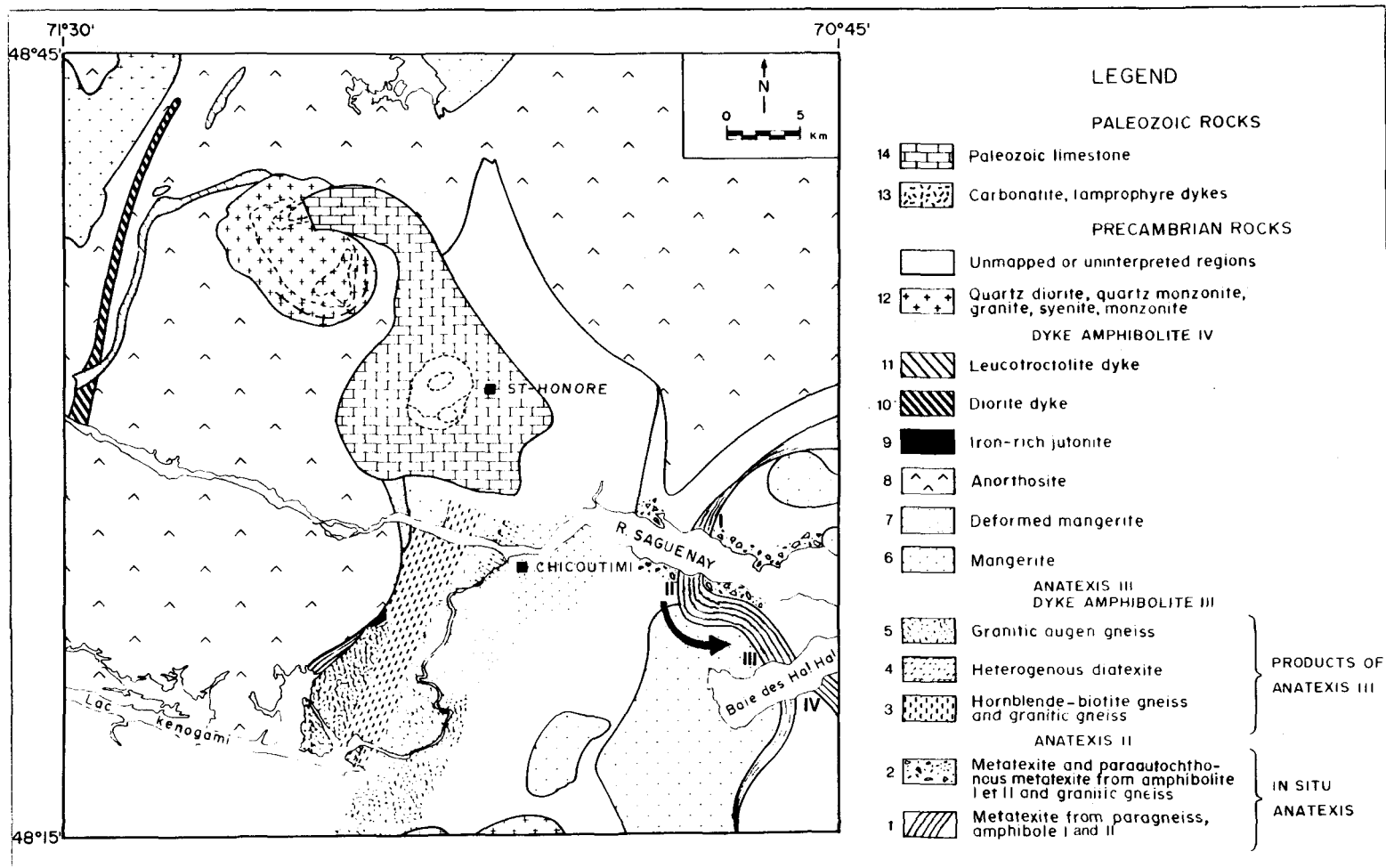


Figure 25 Carte du métamorphisme. Le degré de métamorphisme augmente selon la direction de la flèche. Les sections I et II présentent des assemblages du faciès amphibolite supérieur et les sections III et IV des assemblages du faciès granulite.

TABLEAU 2

VARIÉTÉS DE ROCHES POUVANT AVOIR DES ANTÉCÉDENTS PRÉMÉTAMORPHIQUES COMMUNS

LITHOLOGIE	SECTION	FACIÈS AMPHIBOLITE SUPÉRIEUR	SECTION	FACIÈS GRANULITE
Gneiss quartzo-feldspathique	I	gneiss granitique Mi, Pl, Q, Ma \pm Bi	III	gneiss granitique Pe, Pl, Q, Ma, Bi
	IV	Mi, Pl, Q, Ma, Bi \pm Gr	III & IV	gneiss charnockitique Pe, Ant, Pl, Q, Hyp, \pm Bi, \pm Hb
Gneiss gris rubané	I	Pl, Q, Bi, \pm Mi	IV	Pl, Q, Bi, Hyp \pm Pe \pm Ma \pm Hb
	II	Pl, Q, Bi \pm Mi \pm Gr \pm Sill \pm Cord	IV	An, Q, Bi, Hyp, Gr \pm Cord \pm Hb
Quartzite impur	I, II	\pm Pl, \pm Mi, \pm Bi \pm Ma \pm Gr \pm Sill grains très fins Pl, Gr, Bi	IV	Mi, Sill, Bi, Cord, Gr, Ma
Quartzite massif	I, II	Bi \pm Mi \pm Pl \pm Ma	IV	Pe, Bi
Gneiss pélitique	I, II	Mi, Q, Bi, Sill, Gr, Pl	III & IV	Mi, Q, Bi, Sill, Gr, Cord, Sp \pm Pl
Gneiss mafique	I, II I	amphibolite à Bi, Q amphibolite à Bi, Gr, Q	III & IV	Pl, Di, Hyp, Hb, Ma, \pm Bi

Mi: microcline
Pl: plagioclase
Q: quartz
Ma: magnétite

Bi: biotite
Gr: grenat
Sill: sillimanite
Cord: cordiérite

Pe: perthite
Ant: antiperthite
Hyp: hypersthène
Hb: hornblende

Sp: spinelle

- 3) le gneiss pélitique à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat, cordiérite, spinelle, \pm plagioclase est plus poussé que le gneiss pélitique type;
- 4) le gneiss mafique à plagioclase, diopside, hypersthène, hornblende, magnétite, \pm biotite est plus poussé que l'amphibolite à biotite et quartz type.

La coexistence de grenat et de cordiérite indique des conditions de pression et de température; comme leurs compositions varient avec ces paramètres, ils sont d'excellents géobaromètres et géothermomètres et sont étudiés à ce titre par Louise Corriveau (communication personnelle).

Maintenant, examinons les relations observées entre les minéraux et plus particulièrement, celles des gneiss mafiques et des gneiss pélitiques. Rappelons-nous cette remarque de Reinhardt, 1968:

"L'identification des phases stables, métastables et rétrogrades est une tâche très difficile dans des terrains de polymétamorphisme car la plupart des assemblages sont masqués par des effets mineurs rétrogrades de recristallisation."⁽¹⁾

Dans les gneiss mafiques, les relations de minéraux ont été essentiellement observées à l'équilibre entre l'hornblende, la biotite, le diopside, l'hypersthène, et le plagioclase. Localement, autour de l'hypersthène des couronnes rétrogrades d'hornblende ont été observées dans une bande (unité 54). Par contre dans la lame GE9121, des

(1) Traduction libre, S.D.

reliques d'hornblende incluses dans l'hypersthène suggèrent un métamorphisme prograde.

Les relations entre les minéraux cordiérite-biotite-sillimanite-grenat montrent des relations très variables (fig. 17 et 18) et ce, à l'intérieur d'une même lame mince et peuvent mener à des interprétations contradictoires. Mais, ces minéraux semblent être en relation d'équilibre entre eux. Il m'apparaît donc très difficile de préciser des réactions qui expliquent dans l'ensemble, la formation des minéraux, comme dans l'exemple documenté par Owen (1981, pp. 149-150), où il reconnaît une séquence prograde suivie d'une séquence rétrograde dans une lame mince.

Des changements dans la pression d' H_2O auraient contribué à la formation de phénomènes isolés attribuables à une rétromorphose comme les couronnes d'hornblende et d'hypersthène, les couronnes d'opakes et d'aluminosilicates, la recristallisation partielle des gros grains de quartz avec l'extinction roulante en petits grains recristallisés. Il n'est pas évident à priori que tous ces phénomènes sont reliés aux mêmes périodes de rétromorphose.

En somme, les relations observées entre les minéraux des sections étudiées ne semblent pas favoriser, dans l'ensemble, une évolution d'un métamorphisme rétrograde ni celle d'un métamorphisme prograde. Les effets du polymétamorphisme nous apparaissent, en général, reliés à deux phases superposées de métamorphisme de degré comparable: dans les sections I et II, deux phases au faciès amphibolite supérieur et dans les sections III et IV, deux phases au faciès granulite.

CHAPITRE IV

ANALYSE DES SECTIONS

Dans ce chapitre, nous traiterons tout d'abord de l'analyse et de la comparaison des limites des quatre sections. Par la suite, nous établirons le contenu pétrographique de l'ensemble des sections par l'analyse statistique sur les épaisseurs des unités mesurées et sur la fréquence des contacts de diverses natures qui seront préalablement décrits et expliqués. Cette analyse statistique viendra confirmer le caractère intrusif de l'amphibolite II et des granites I et II. Nous effectuerons également l'analyse et la comparaison des structures des sections, nous essaierons de reconstruire le contenu pétrographique primaire de chacune d'elles et finalement, nous tenterons d'identifier les caractères acquis par métamorphisme et/ou déformation au cours de l'évolution des paragneiss.

Mentionnons que pour chacune des sections, certaines données telles que la localisation, la nature des affleurements et le contenu pétrographique, seront présentées en annexes.

4.1 ANALYSE ET COMPARAISON DES LIMITES DES QUATRE SECTIONS

4.1.1 Section I: Limite ouest

D'ouest en est, la section I débute par une unité de quartzite impur à microcline, plagioclase, magnétite, biotite de 2.6 m d'épaisseur.

Cette unité présente un contact transitionnel de 30 cm avec la roche de bordure qui est un gneiss granitique.

Le gneiss granitique est une roche à grains fins, foliée, de couleur variant du gris au rose. Il contient entre 10 et 20% de bandes roses d'aplite et de pegmatoïdes felsiques qui lui donnent un aspect rubané. Ces bandes sont parallèles ou obliques à la foliation et certaines sont zonées et/ou présentent en bordure, des concentrations de biotite. Il y a aussi en trace des bandes minces d'amphibolite à biotite, des veines de quartz et des dykes de granitoïdes d'âge plus récent mis en place dans un plan de faille qui déplace des pegmatoïdes et qui sont postérieurs à la formation de la foliation.

Au microscope, la composition s'évalue entre 30 et 50% de microcline, 5 et 35% de plagioclase $\sim \text{An}_{32}$, 30 et 40% de quartz, 5 et 10% de minéraux mafiques incluant la biotite, la magnétite et une amphibole (Ng = vert bouteille, Nm = vert olive, Np = brun pâle). La texture est granoblastique avec des bordures de grains courbes à zigzags. De nombreuses myrmékites sont présentes. Deux foliations sont indiquées: l'une, par l'orientation de la biotite et l'autre par la biotite et la magnétite. Les relations d'intersection entre les foliations n'ont pas été observées. Les effets des déformations apparaissent à des degrés variables: l'extinction roulante dans le quartz, les macles en fuseau chez le plagioclase et les perthites radiales.

Ce gneiss granitique est comparable aux gneiss granitiques présents dans la section I et correspond au granite I d'Owen (1981). Toutefois, l'amphibole n'a pas été observée dans les gneiss granitiques de la section I.

4.1.2 Section I: Limite est

La section I se termine à l'est par une bande de gneiss pélitique à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat et plagioclase d'une épaisseur de 6 m qu'une faille met en contact avec la roche de bordure. Cette dernière est représentée par un gneiss quartzo-feldspathique mafique de couleur grise qui passe plus à l'est à des gneiss granitiques roses et à des amphibolites dont certaines possèdent une texture gabbroïque très bien conservée. Des inclusions de paragneiss sont aussi présentes.

Le gneiss quartzo-feldspathique mafique est d'aspect hétérogène, généralement à grains fins (~ .5 mm) et d'une largeur de 22 mètres. Il est très rubané de bandes de pegmatoïdes quartzo-feldspathiques rose grisâtre de 2 à 100 mm de largeur, à grains moyens (~ 2 mm) qui constituent 25% de la roche et la texture est oeillée sur environ 2 mètres. La composition s'évalue à 35% de microcline, 25% de plagioclase, 20% de quartz, 20% de biotite et des traces de zircon. Au microscope, la texture est granoblastique et les minéraux felsiques ont des bordures courbes, sont un peu allongés et forment avec la biotite orientée la foliation principale. De rares biotites sont obliques et définissent la foliation secondaire.

4.1.3 Section II: Limite ouest

D'ouest en est, la section II débute par une zone de transition de 42 mètres de largeur dont la composition est hétérogène et dont la structure est complexe. Les roches suivantes sont présentes par ordre d'abondance:

- gneiss granitique à biotite et magnétite à texture oeillée;
- gneiss granitique à biotite et grenat à texture foliée;
- amphibolite à biotite;
- quartzite impur à biotite;
- gneiss gris rubané à biotite et grenat.

La zone de transition est en contact avec la roche de bordure qui se compose, en majeure partie, d'amphibolite à biotite d'une épaisseur approximative de 30 m, et en moindre quantité de gneiss granitique à biotite, folié de couleur rose. À partir du contact, l'amphibolite à biotite est très rubanée sur 11 m. Sa texture varie de schisteuse à foliée et elle est formée de:

- 60% de bandes gris foncé d'une épaisseur entre 1 et 3 cm constituées de 50% de plagioclase de .5 mm, 40% d'hornblende orientée de .5 mm et de 10% de biotite orientée de 1 mm;
- 40% de bandes gris clair, droites ou formant des microplis isoclinaux dont les épaisseurs varient entre 2 et 80 mm. Elles se composent de 80% de plagioclase, 19% de quartz granoblastique de 1 mm et 1% de biotite orientée de .5 mm.

Plus à l'ouest, l'amphibolite peut montrer une texture gabbroïque très bien conservée.

4.1.4 Section II: Limite est

La section II se termine à l'est par une mince unité d'amphibolite à biotite rubanée à grains fins de 7.7 mètres d'épaisseur qui contient 20% de bandes de pegmatoïdes constituées de 79% de

plagioclase, 20% de quartz, 1% de biotite et chlorite. L'amphibolite à biotite se compose de:

- 60% de bandes gris foncé, à texture foliée, de 15 à 100 cm d'épaisseur, constituées de 50% de plagioclase et 50% d'hornblende;
- 40% de bandes grises, à texture schisteuse, de 6 cm d'épaisseur, composées de 60% de plagioclase, 40% de biotite et d'hornblende.

L'unité terminale passe brusquement à la roche de bordure qui est un gneiss granitique rubané et qui contient 5% de pegmatoïdes roses et 5% d'amphibolite. Le gneiss granitique est de couleur grise à rose et devient vert plus à l'est, il est à grains fins et se compose de:

- 50 à 80% de bandes gris rosâtre, de 2 mm d'épaisseur, constituées de 70% de feldspath potassique rose, 20% de quartz et 10% de biotite;
- 20 à 50% de bandes grises, de 2 mm d'épaisseur, constituées de 55% de quartz, 30% de feldspath gris et 15% de biotite.

4.1.5 Section III: Limite ouest

D'ouest en est, la section débute par une unité de 10 m d'épaisseur composée essentiellement de quartzite impur à feldspath, grenat, sillimanite, biotite et d'un peu de gneiss granitique rose à biotite.

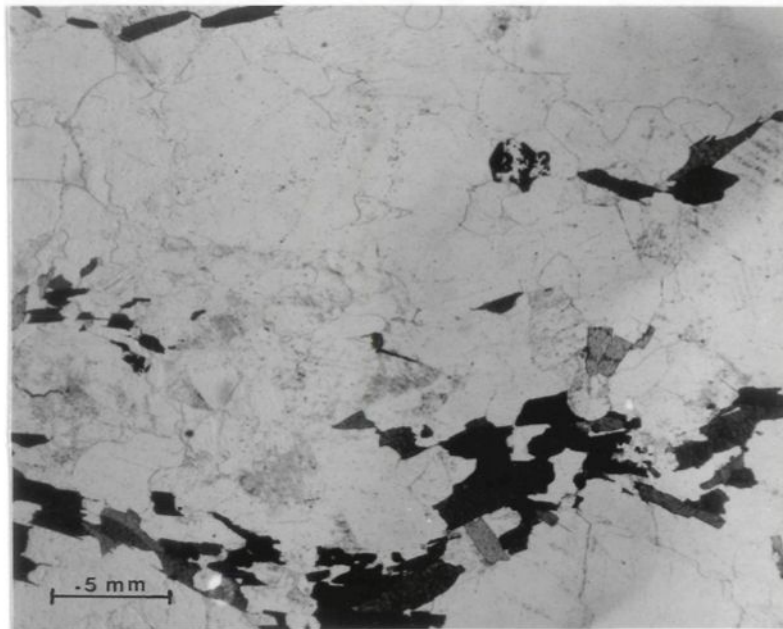
Le contact avec la roche de bordure ouest n'a pu être directement observé, mais il a été localisé dans un intervalle de 5 m.

La roche de bordure est un faciès ocellé (fig. 26a, b) de la monzonite massive qui affleure plus à l'ouest. Cette roche affleure sous forme de collines ayant plus de relief que les roches de la section.

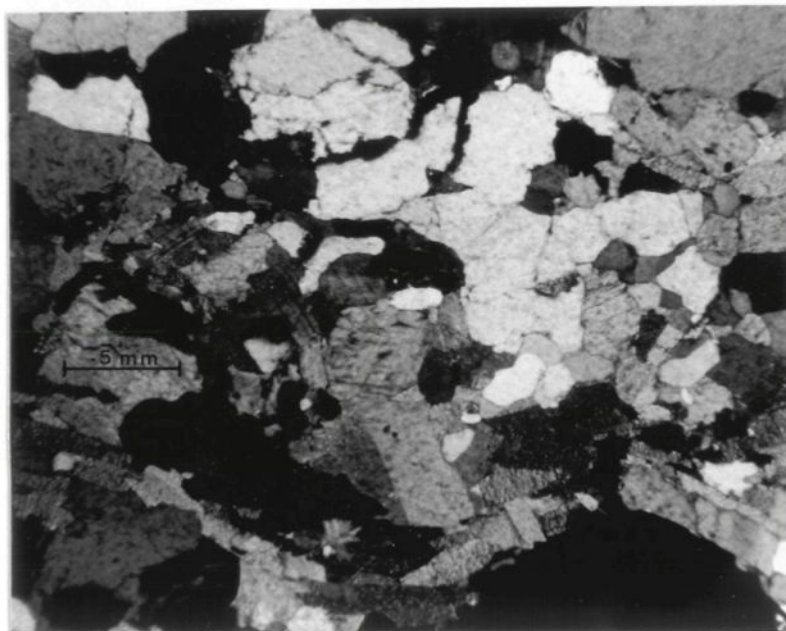


a

Figure 26 Section III. Faciès oieillé de monzonite massive. Bordure ouest. a) affleurement; b) \ominus c) \oplus . Yeux constitués de microcline à grains fins entourés par des feuillets de biotite orientés dans une matrice granoblastique de plagioclase altéré et de quartz. Lame mince GE9096, 30X.



b



c

Figure 26b, c

Elle est de couleur rose et présente la même foliation que les roches du début de la section. Elle se compose de 50% de yeux de 15 à 20 mm de longueur constitués de grains fins à contours courbes de microcline, entourés de feuillets hypidiomorphes de biotite baignant dans une matrice granoblastique à grains fins formée essentiellement de microcline, plagioclase myrmékitisé, de quartz, de biotite et de magnétite en trace.

4.1.6 Section III: Limite est

La section III se termine à l'est par une unité de gneiss granitique rose folié, de 6 mètres d'épaisseur, intercalée de bandes d'amphibolite à biotite dont l'épaisseur varie entre 3 et 30 cm.

Le contact avec la roche de bordure n'a pas été directement observé et sa position se localise dans un intervalle de 70 mètres. La roche de bordure se compose de:

- 95% de gneiss granitique rose à biotite et magnétite ayant une foliation plus ou moins ondulante définie par l'orientation des minéraux felsiques et mafiques; le grain est fin à moyen et les feldspaths atteignent 10 mm;
- 5% de fines bandes de 10 à 30 cm d'épaisseur de gneiss mafique à plagioclase, biotite, diopside, hypersthène, magnétite, hornblende.

4.1.7 Section IV

4.1.7.1 Antiforme IVa: Limites

À l'ouest de l'antiforme IVa, un quartzite intercalé de gneiss pélitique de 3 mètres d'épaisseur affiche localement deux foliations.

Cette unité présente un contact ondulant avec la roche de bordure qui est un gneiss charnockitique de couleur chamois en surface altérée et verte en cassure fraîche, à grains fins (1 mm), folié à rubané avec 10% de pegmatoïdes de 2 à 3 cm d'épaisseur. Le gneiss charnockitique se compose de 60% de plagioclase, 30% de quartz, 5% de diopside et d'hypersthène, 5% de magnétite, 1% d'hornblende et des traces d'apatite et de zircon. En s'approchant du contact, la roche devient grise et le grenat fait son apparition à un mètre du contact. Le grenat est en amas allongés de 2 mm sur 10 mm suivant la foliation.

À l'est, une unité d'amphibolite à biotite, magnétite et pyroxène, de 6 mètres d'épaisseur, de texture ocellée à foliée et à grains moyens est en contact avec un gneiss quartzo-feldspathique mafique qui est considéré comme roche de bordure. Le passage entre les deux est graduel et le contact est difficile à localiser.

Le gneiss quartzo-feldspathique mafique, avec 35% de minéraux mafiques, a une texture à grains moyens (1 à 3 mm), foliée à légèrement rubanée de 5% de pegmatoïdes. La foliation est définie par des amas allongés de feldspath gris d'une longueur de 5 à 10 mm sur 2 mm et par l'orientation de l'hornblende. Au microscope (GE9227), la texture est granoblastique à contours courbes. Sa composition comprend 60% d'antiperthite, 20% de quartz, 10% d'hypersthène et de diopside, 5% d'hornblende, 5% de magnétite, 1% d'apatite et des traces de feldspath potassique, d'épidote, de sphène et de zircon.

4.1.7.2 Coupe IVb: limites

D'ouest en est, la coupe IVb débute avec un gneiss gris rubané à quartz, plagioclase, biotite, hypersthène, magnétite de 1.8 mètre d'épaisseur. Ce dernier est en contact avec un gneiss charnockitique mafique de couleur verte dont la composition est similaire au gneiss bordant l'antiforme IVa à l'est mais dont la texture est différente. Le grain est plus fin (. 5 mm) et la foliation est définie par l'orientation des minéraux mafiques et felsiques. Dans l'échantillon GE9180, deux foliations ont été observées au microscope.

La coupe IVb se termine à l'est par une unité de gneiss gris rubané à antiperthite, perthite, quartz, biotite, diopside, magnétite, hornblende, hypersthène, de 16 m d'épaisseur et 10% de l'unité sont des bandes de pegmatoïdes. Ce gneiss se trouve en contact avec la roche de bordure est, qui comprend principalement du gneiss granitique à perthite, quartz, plagioclase, biotite, magnétite, à texture foliée à très étirée, avec un peu de pegmatoïdes et des amphibolites en trace. M = 5%.

4.1.7.3 Affleurement IVc

L'affleurement IVc est constitué d'une unité de gneiss gris rubané à plagioclase, quartz, biotite, magnétite, hypersthène recoupée à l'est par un gneiss granitique à magnétite, biotite, hypersthène de couleur rose. Cet affleurement est illustré à la figure 3 et se compose de 40% de gneiss gris rubané, 40% de gneiss granitique rose, 10% de bandes concordantes de gneiss mafiques, de 4 à 100 mm d'épaisseur, foliées, à grains fins (1 mm), et 10% de bandes concordantes et discordantes de pegmatoïdes quartzo-felspathiques à grains moyens.

Le gneiss granitique est à grains fins (1 mm), folié, composé de 50% de perthite, 40% de quartz, 5% de plagioclase, 1% de magnétite et de traces de biotite, d'hypersthène et de sphène. Au microscope, la texture est granoblastique où les bordures des grains sont généralement courbes. Le gneiss granitique suit normalement la foliation ondulante, d'orientation 135 subverticale mais là où il recoupe la foliation, le gneiss gris rubané est étiré et plissé. Le contact est franc: aucune zone de réaction n'est présente entre la roche hôte et le gneiss granitique. La mise en place du gneiss granitique semble être synchrone ou postérieure à la déformation du gneiss gris rubané mais antérieure à la formation des gneiss mafiques, car ces derniers n'apparaissent pas déformés comme les gneiss gris rubanés.

4.1.8 Comparaison des limites des sections

Les principales caractéristiques des limites des quatre sections précédemment énumérées ont été regroupées dans le tableau 3. Il est à remarquer que les roches des bordures sont principalement des gneiss quartzo-felspathiques avec un peu de gneiss mafiques appartenant aux groupes d'âge I et II dont les assemblages minéralogiques correspondent au faciès amphibolite supérieur dans les sections I et II, et généralement au faciès granulite dans les sections III et IV. Fait exception à cette généralité, le faciès oeuillé de la monzonite massive bordant la section III à l'ouest qui est considéré comme un intrusif jeune dans la stratigraphie précambrienne. La foliation observée dans cette roche correspondrait à la foliation ignée de la bordure du massif

TABLEAU 3

SOMMAIRE DES CARACTÉRISTIQUES DES LIMITES DES QUATRE SECTIONS

SECTION	LIMITE OUEST			LIMITE EST		
	ROCHE DE BORDURE	NATURE DU CONTACT	DÉBUT DE SECTION	FIN DE SECTION	NATURE DU CONTACT	ROCHE DE BORDURE
I	gneiss granitique, M = 5, grains fins rose à gris (granite I)	irrégulier, transition sur 30 cm, subconcordant	quartzite impur à microcline, plagioclase, magnétite, biotite	gneiss pélitique	faille qui recoupe la foliation	gneiss quartzo-feldspathique mafique, M = 35, grains fins gris (possiblement granite I)
II	amphibolite à biotite, très rubanée, grains fins (amphibolite I)	transition sur 46 m	gneiss gris rubané à biotite, grenat	gneiss pélitique	net, parallèle à la foliation	gneiss granitique, rose, grains fins rubanés (possiblement granite I)
III	faciès oeilé de la monzonite, grains grossiers	localisé à 5 m	quartzite impur à feldspath, grenat, sillimanite biotite	gneiss granitique intercalé d'amphibolite à biotite	localisé à 70 m	gneiss granitique à biotite, magnétite, rose, grains fins, foliation ondulante, M = 5 (granite I)
IVa	gneiss charnockitique, grains fins, foliés, "streaky", rubané, granite I, II	contact ondulant, 1 m de grenat à partir de l'interface	quartzite intercalé de gneiss pélitique	amphibolite à biotite, magnétite, pyroxène, foliée à oeilée, grains moyens	graduel, localisation incertaine	gneiss quartzo-charnockitique feldspathique, grains moyens, M = 35, "streaky" (granite II?)
IVb	gneiss charnockitique mafique, M = 35, folié, grains fins (granite I?)	parallèle à la foliation	gneiss gris rubané à perthites, plagioclase, quartz, biotite, hypersthène, magnétite	gneiss gris rubané, à antiperthite, perthite quartz, biotite, diopside, magnétite, hornblende, hypersthène		gneiss granitique rose à perthite, quartz, plagioclase, biotite, magnétite, M = 5, grains fins, (granite I?)
IVc				gneiss gris rubané à plagioclase, quartz, biotite, magnétite, hypersthène	discordant, aucune zone de réaction	gneiss granitique à magnétite, biotite, hypersthène, M = < 5, grains fins, rose (granite I?)

qui, probablement, est plus ou moins parallèle à la roche encaissante mais dont le contact n'a pu être observé.

Le gneiss granitique de la limite ouest, section I, est le granite I type décrit par Owen (1981) et présente un contact subconcordant avec les paragneiss. Les roches de bordure à l'est des sections II, III et IV sont très similaires à celles du granite I. Cependant, dans la section IV, le gneiss granitique montre des relations intrusives avec les paragneiss.

La roche de bordure de la limite est, section I, pourrait correspondre à une variété plus mafique.

Les gneiss charnockitiques des limites de l'antiforme IVa et de la limite ouest de la coupe IVb présentent à la fois des similitudes et des différences. Ceux à l'intérieur de la section IV sont plus mafiques, leurs M sont ~ 35 tandis que celui à la limite ouest de l'antiforme IVa a un M ~ 10 . Ce dernier gneiss contient du grenat jusqu'à 1 m du contact avec les paragneiss. C'est la seule roche de bordure où une réaction de contact est observée. La granulométrie est en général à grains fins sauf pour le gneiss charnockitique à la limite ouest de l'antiforme IVa qui est à grains moyens et dont la texture foliée ressemble au gneiss charnockitique faisant partie des granite IIa d'Owen (1981), mais par contre, il est plus mafique, M = 35 (granite IIa: M < 7). Pour les autres gneiss charnockitiques, il s'agit peut-être de types métamorphiques plus évolués que le granite I de la section I ou des variétés de granite II.

4.2 NATURE DES CONTACTS

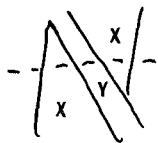
Dans la séquence de paragneiss de St-Fulgence formée essentiellement de bandes concordantes d'origines diverses, de nombreux contacts de natures différentes sont observés lesquels peuvent être désignés comme suit: sandwich, séquence binaire, doublet, triplet, quadruplet. Pour chaque contact plusieurs interprétations sont possibles. Voici ci-dessous des exemples illustrés où chaque lettre représente une lithologie différente: la ligne pleine, le contact entre deux lithologies et la ligne pointillée, le niveau d'érosion.

4.2.1 Sandwich

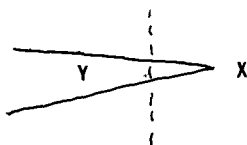
Un contact sandwich correspond à une lithologie Y comprise entre deux lithologies X et peut résulter:



- d'un plissement de deux bandes XY;



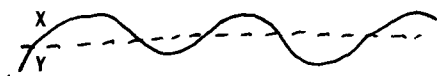
- d'un intrusif Y dans une couche X;



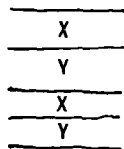
- d'une interdigitation de X et Y.

4.2.2 Séquence binaire

Une séquence binaire correspond à une répétition des deux mêmes lithologies XYXYXY et peut résulter:



- de deux bandes plissées X et Y;



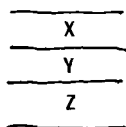
- d'une intrusion multiple de X dans Y

ou

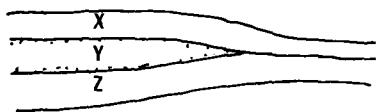
d'une séquence sédimentaire rythmique XY.

4.2.3 Triplet

Un triplet est formé de trois lithologies différentes XYZ et peut résulter:



- d'une séquence sédimentaire de 3 membres XYZ;



- d'un intrusif intercouche Y entre X et Z.

4.2.4 Doublet

Un doublet est formé de deux lithologies en contact WX, WY, WZ, XY... L'intrusif concordant dont la mise en place est dépendante d'un contact aurait des doublets similaires à ceux d'une séquence sédimentaire à deux membres tandis que celui dont la mise en place est indépendante d'un contact produirait, comme intrusif discordant, des doublets qui seraient proportionnels aux quantités relatives des lithologies.

Une séquence sédimentaire de deux membres aurait dans son ensemble le même doublet; celle à trois membres X/Y/Z, n'aurait pas de contact normal XZ et ni celle à quatre membres W/X/Y/Z, n'aura des contacts normaux WY, WZ, XZ.

L'analyse systématique de la fréquence et de la nature des contacts devrait nous aider à distinguer les roches de la séquence d'origine des intrusifs plus jeunes.

4.3 CONTENU PÉTROGRAPHIQUE D'ENSEMBLE DES QUATRE SECTIONS

Le contenu pétrographique d'ensemble des quatre sections a été établi à partir de statistiques des épaisseurs mesurées sur le terrain et de la fréquence des contacts de diverses natures observées. Les statistiques des épaisseurs, présentées au tableau 4 pour chaque section et pour l'ensemble, donnent pour chaque lithologie l'épaisseur moyenne des unités \bar{X} , l'écart type σ , le nombre d'unités n , le total des épaisseurs ΣX et le pourcentage présent. Ces données apparaissent aussi pour les roches plus jeunes (groupe d'âge III), pour les zones de cisaillement et pour la couverture d'affleurements.

TABLEAU 4: STATISTIQUES SUR LES ÉPAISSEURS MESURÉES DES UNITÉS (mètres)

	TOTAL	GNEISS QUARTZO- FELDSPATHIQUE	GNEISS GRIS RUBANÉ	QUARZITE	GNEISS PÉLITIQUE	GNEISS MAFIQUE	GROUPE D'ÂGE III	ZONE DE CISAILLEMENT	SANS AFFLEUREMENT
SECTION I									
x	8	26.2	2.6	4.2	3.6	13.9	11.7	5.8	
σ	13.5	13.9	.8	2.3	1.9	22.2	9	2.6	
n	78	4	6	20	20	22	4	2	
Σx	640.8	104.8	15.7	84	72.7	305	47	11.6	
%		16.4	2.5	13%	11%	47%	7%	2%	
SECTION II									
x	7.0	7.3	5.1	7.6	8.0	4.1		21.5	
σ	5.3	5.4	2.7	1.0	4.2	2.6		2.1	
n	29	3	5	3	6	8		2	1
Σx	203.3	21.8	27.5	22.9	48.2	32.9		43	8
%		9%	13%	11%	24%	16%		21%	4%
SECTION III									
x	9.8	9.7	5.2	6.6	10.8	27.3			
σ	11.1	11.4	5.6	4.1	6.0	17.0			
Σx	478.6	264.5	51.8	26.3	54	82			
n	49	27	10	4	5	3			
%		55%	11%	5%	11%	17%			
SECTION IV									
x	9.7	11.9	8.6	10.8	1.5	14.1			
σ	8.4	10.9	6.8	12.7		5.6			
Σx	223.6	23.8	94.8	64.7	1.5	42.3			
n	23	2	11	6	1	3			
%		11%	42%	29%	1%	19%			
ENSEMBLE DES QUATRE SECTIONS									
x	8.6	10.9	5.9	6.0	5.5	12.8	11.8	13.7	
Σx	1548.3	391.1	189.8	197.9	176.4	462.2	47.0	54.6	8
n	179	36	32	33	32	36	4	4	1
%		25	12	13	11	30	3	4	1

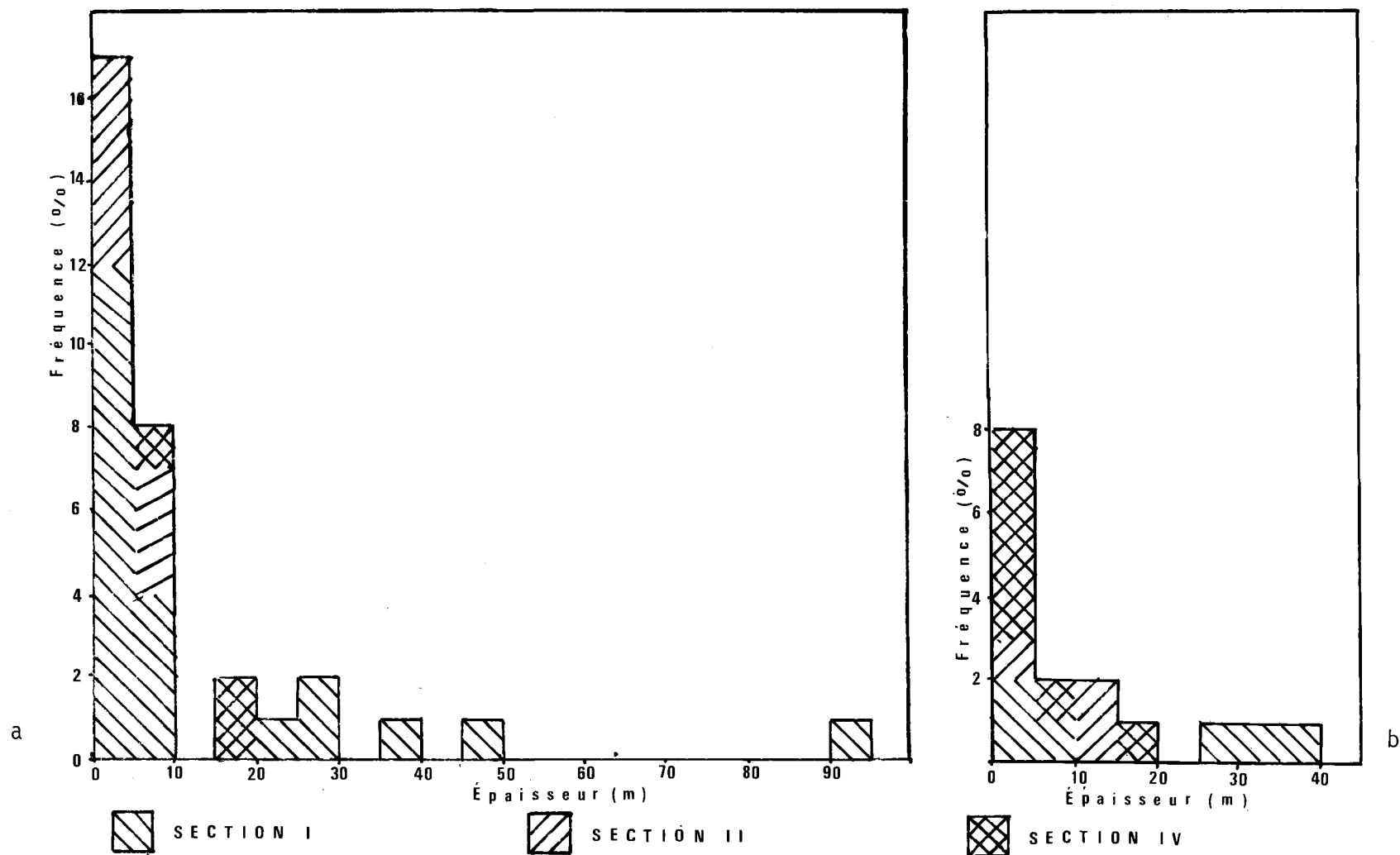


Figure 27 Histogrammes de fréquence des distributions d'épaisseurs. a) des gneiss mafique; b) des gneiss quartzo-feldspathiques. Les épaisseurs des unités de gneiss mafiques ont une distribution bimodale: les unités minces de moins de 10 m et les unités épaisses de plus de 15 m tandis que les épaisseurs des unités de gneiss quartzo-feldspathique ont une distribution modale. Les unités de la section III sont omises dû à la rareté des affleurements.

Rappelons que l'analyse détaillée du contenu pétrographique de chaque section se trouve en annexes.

Il ressort des statistiques de l'ensemble des sections que l'épaisseur de ces dernières varie entre 203 et 641 m et que l'épaisseur moyenne des 179 unités mesurées est de 8.7 m. La composition de cet ensemble se partage comme suit: 30% de gneiss mafique, 25% de gneiss quartzo-feldspathique, 13% de quartzite, 12% de gneiss gris rubané, 11% de gneiss pélitique, 4% de zones de cisaillement, 3% de roches du groupe d'âge III et 1% sans affleurement. Précisons que les unités du groupe d'âge III ont été cartographiées dans la section I.

Les statistiques des épaisseurs des unités de gneiss mafiques, la fréquence et la nature de leurs contacts avec les autres lithologies aident à distinguer les deux catégories de gneiss mafiques: l'amphibolite I et l'amphibolite II. En effet, l'histogramme de distribution des épaisseurs mesurées des gneiss mafiques montre une distribution bimodale des épaisseurs (fig. 27a): les unités minces jusqu'à 10 m et les autres de 15 m et plus.

Les gneiss mafiques présentent de nombreux contacts brusques avec les autres lithologies. La nature et la fréquence des contacts des unités minces diffèrent de celles des unités épaisses.

Les unités minces de gneiss mafiques présentent avec les gneiss gris rubanés, les quartzites, les gneiss pélitiques et les gneiss quartzo-feldspathiques le plus grand nombre de contacts lesquels correspondent essentiellement à des séquences binaires ou à des contacts

en sandwich. Notons que les contacts avec les gneiss quartzo-feldspathiques apparaissent moins nombreux sur les cartes, car l'échelle de cartographie est plus grande pour ces lithologies.

Les quelques unités épaisses de gneiss mafiques dans la section I apparaissent en doublet avec les gneiss pélitiques, les quartzites et en séquence binaire avec les gneiss quartzo-feldspathiques tandis que dans la section IV, ils sont en séquence binaire avec les gneiss gris rubanés et en contact avec un quartzite.

Ces différents caractères entre les unités minces et les unités épaisses confirment une origine différente. L'origine d'intrusifs sous forme de dykes pour l'amphibolite II, déjà proposée par Woussen et al. (1979), apparaît donc très probable, car la mise en place de dykes est indépendante de la roche en contact et expliquerait les nombreux contacts brusques en sandwich et en séquence binaire avec des lithologies variées observés pour les unités minces de gneiss mafiques.

Les épaisseurs des unités mesurées des gneiss quartzo-feldspathiques varient de quelques mètres à une quarantaine de mètres et montrent une distribution modale (fig. 27b). Les gneiss quartzo-feldspathiques présentent des contacts moins nombreux mais de nature en général similaire aux unités minces de gneiss mafiques, i.e. en séquence binaire ou en sandwich avec les quartzites dans la section I, les gneiss pélitiques dans la section II, les gneiss gris rubanés dans la section IV. Donc, une origine comparable aux unités minces de gneiss mafiques peut être envisagée, i.e. une origine intrusive. Par contre, le nombre de contacts des gneiss quartzo-feldspathiques est plus

restreint et n'est pas proportionnel aux lithologies dans chaque section et l'épaisseur des unités est plus grande et de composition monotone.

Ces caractères peuvent dépendre de plusieurs facteurs:

1. le nombre d'intrusifs est moins grand;
2. les intrusions sont sous la forme de sills plutôt que de dykes;
3. les épaisseurs sont moins variables dans les bandes plissées (fig. 28);
4. les épaisseurs primaires étaient plus grandes.

L'analyse statistique du contenu pétrographique de l'ensemble des sections confirme le caractère intrusif des unités minces de gneiss mafiques et des unités de gneiss quartzo-feldspatiques. Ce constat nous amène à reconstituer le contenu pétrographique primaire de chaque section (voir 4.5).

4.4 ANALYSE ET COMPARAISON DES STRUCTURES DES QUATRE SECTIONS

4.4.1 Structures de la section I

Les bandes d'amphibolites servent souvent d'horizons repères pour reconstruire les plis. Rappelons que les plis dans les pegmatoïdes ont été notés, mais ils n'ont pas été retenus dans les compilations des éléments structuraux obtenues selon la méthode de Wulf et présentées sur les cartes en pochette. Dans la section I, les différents caractères des plis et de certaines failles permettent de distinguer deux domaines structuraux: I.1 et I.2.

Le domaine structural I.1 se caractérise par des microplis isoclinaux droits d'une hauteur d'environ 1 mètre (fig. 29). Les mesures

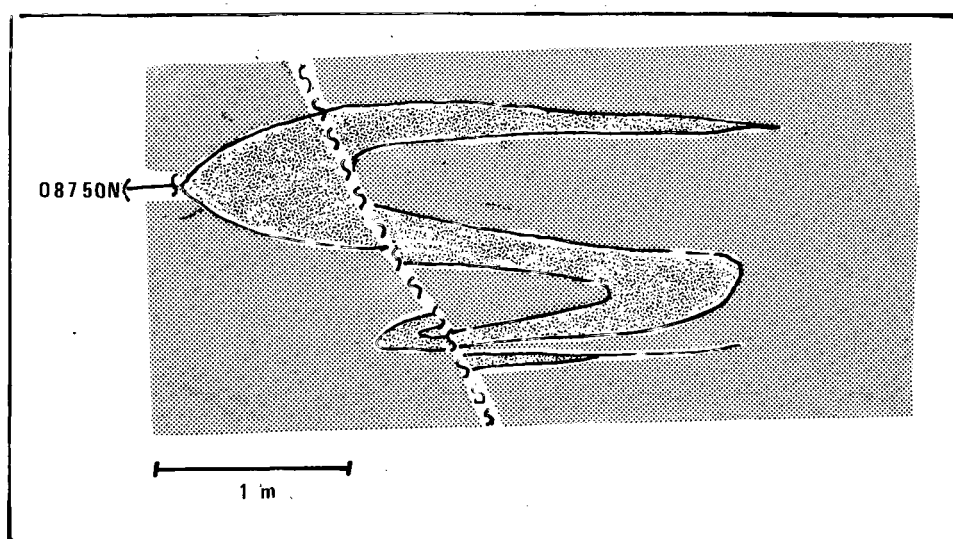


Figure 28 Section I. Pli en S d'une bande d'amphibolite dans un gneiss granitique. Noter l'épaisseur variable de l'amphibolite plissée. Unité 45.



Figure 29 Section I. Micropli isoclinal dans un gneiss pélitique à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat, plagioclase. Le pli est marqué par les bandes felsiques à grains fins (mobilisat I). Au bas de la photo: bande de pegmatoïde quartzo-feldspathique à grenat (mobilisat II) subparallèle à la foliation. Unité 7.

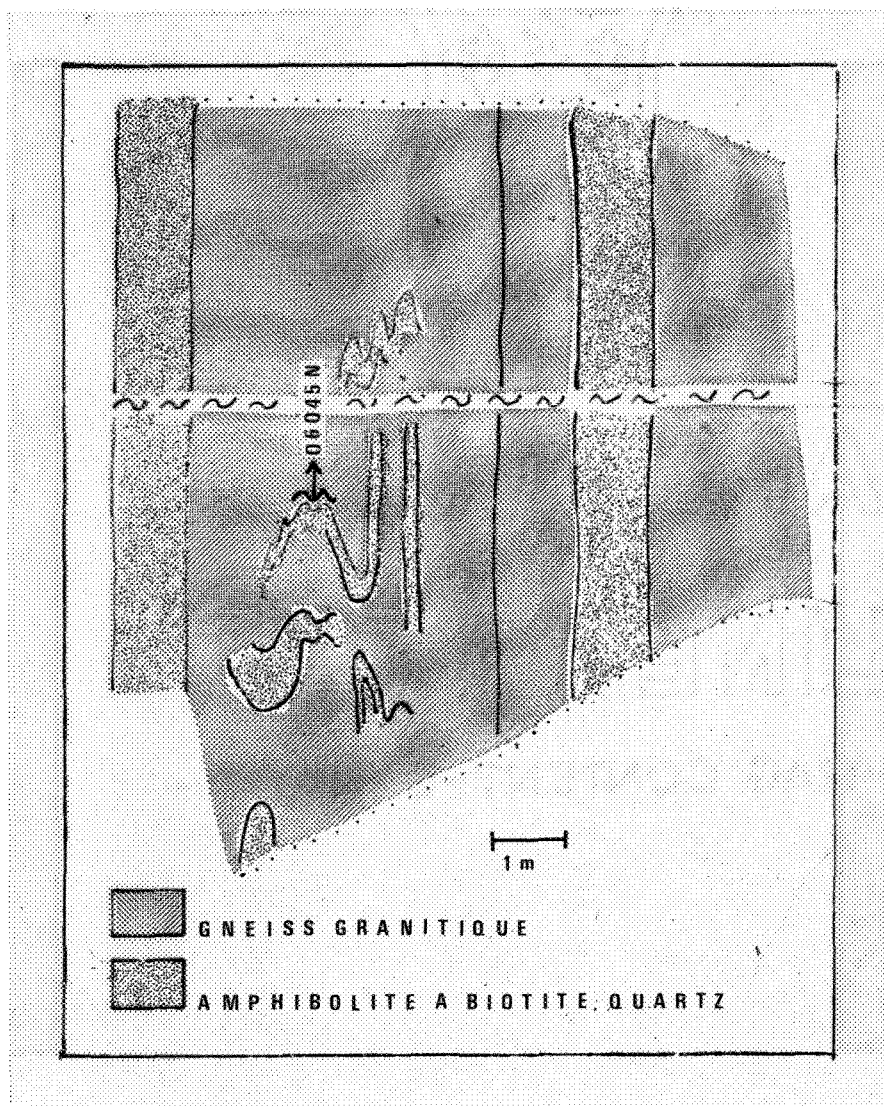


Figure 30 Section I. Plis formés par une alternance de gneiss granitique et d'amphibolite. La charnière de la synforme apparaît plus large que celle de l'antiforme. Une faille tardive recoupe la foliation. Unité 43.

d'axes de plis et de linéations présentent une concentration sur le stéréonet à 055 25. Cette phase est probablement responsable de la foliation générale qui se situe ~ 045 subvertical. À l'échelle plus grande, ce style de plis n'a pu être reconstitué.

Localement, une linéation minérale de grenat recoupe obliquement la foliation et son orientation est 130 72 (fig. 21). Cette linéation correspond à une manifestation d'une phase de plissement plus récente.

Les deux zones de cisaillement les plus larges sont parallèles à la foliation et contiennent des veines de quartz ou de calcite cristalline et des brèches. Les derniers mouvements de ces failles sont plus récents que la dernière phase de métamorphisme de degré élevé car les roches montrent des effets de métamorphisme rétrograde.

Le domaine structural I.2 se caractérise par des mégaplis plus ouverts dont la hauteur est de l'ordre du décamètre ayant des axes de plis et des crénulations concentrés à 075 45. Leurs plongées sont plus grandes et leurs directions se sont déplacées vers l'est comparativement au domaine I.1. Localement, les antiformes sont plus ouvertes que les synformes (fig. 30, unité 43). Plusieurs charnières d'antiformes asymétriques séparées par des failles ont été cartographiées. Ces failles sont occupées par des pegmatoïdes et des granitoïdes plus jeunes: l'une d'entre elles (fig. 31, unité 62) est soudée par un pegmatoïde déformé, une autre est occupée par des pegmatoïdes qui déplacent une génération plus ancienne de pegmatoïdes dans une bande d'amphibolite. On retrouve aussi dans le domaine I.2, des failles qui contiennent des

cristaux de quartz et de prehnite et parfois, du matériel bréchique. Ces failles recoupent la foliation et peuvent montrer un léger décalage horizontal ~ 1 mètre.

Les failles pour l'ensemble de la section I se regroupent sur les stéréonets autour de directions NNE à NE et NNW à NW.

4.4.2 Structures de la section II

La section II correspond à une charnière faillée d'un pli à l'échelle kilométrique reconnaissable aux linéaments courbes de la photographie aérienne.

Les mesures de foliation présentent une concentration sur le stéréonet autour de 040 subvertical. Les linéations et les axes de plis semblent définir un "grand cercle". Les plis apparaissent sous forme de microplis isoclinaux droits d'une hauteur d'un mètre plongeant vers le NE et sous forme de plis plus ouverts droits avec des ondulations horizontales le long des contacts dont une antiforme atteint au moins 10 mètres de hauteur (fig. 32).

Les évidences de deux phases de déformation sont présentes. Localement, des relations d'intersection ont été observées:

1. Le plan axial 075 90 de la phase de plissement plus récente constitué par des amas alignés de quartz et de feldspath potassique, recoupe la foliation principale 023 90 dans un gneiss granitique à biotite et magnétite (fig. 33).
2. Un alignement de grenat et de cordiérite recoupe la foliation principale représentée par le contact d'une bande de gneiss gris



Figure 31 Section I. Faille occupée par du pegmatoïde déformé qui déplace l'amphibolite et le gneiss pélitique. Des fragments d'amphibolite sont inclus dans le pegmatoïde et sont bordés de biotite sur 2 cm. Unité 62.

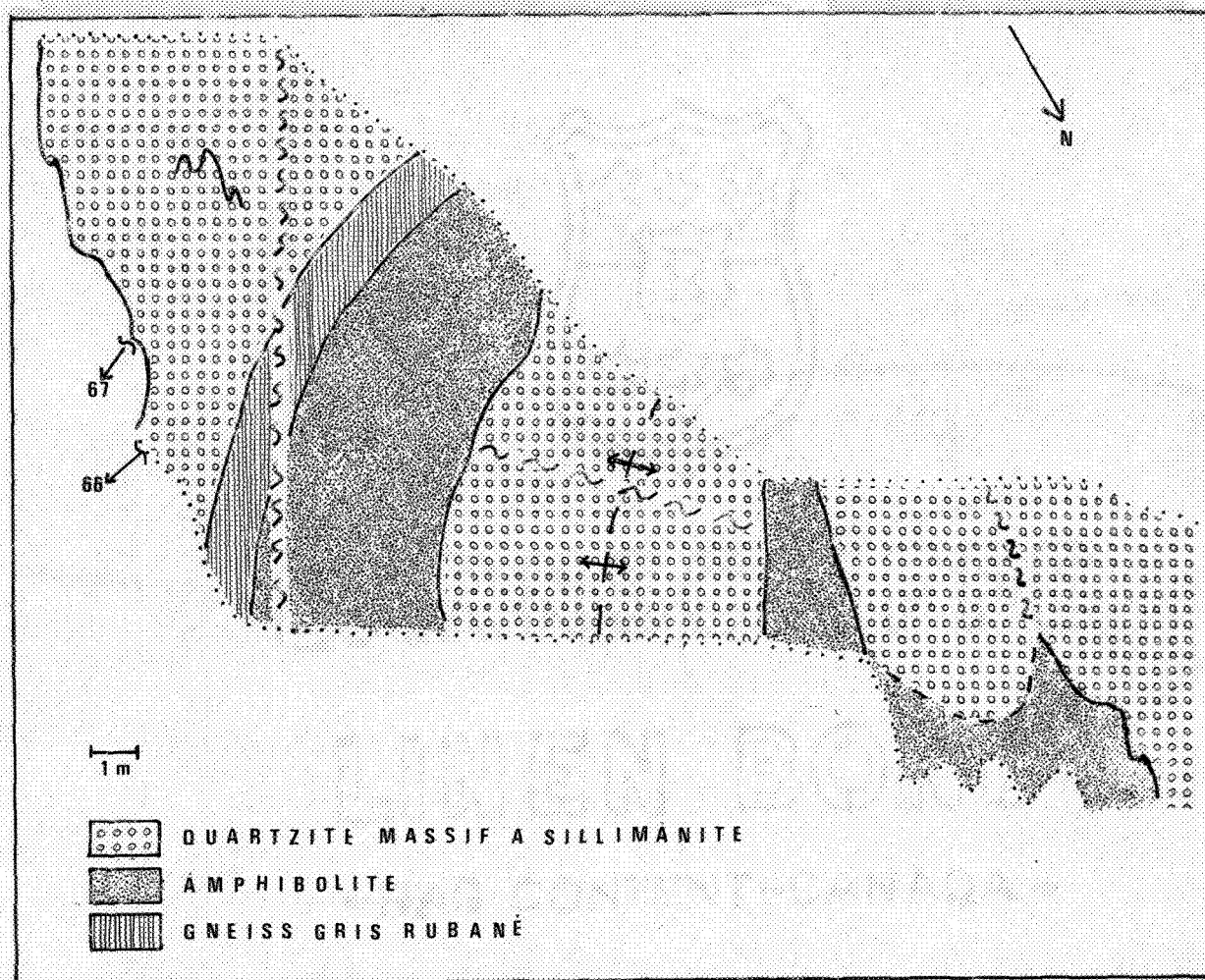


Figure 32 Section II. Mégapli formé principalement par une bande d'amphibolite comprise entre des quartzites. Unités 136 à 141.

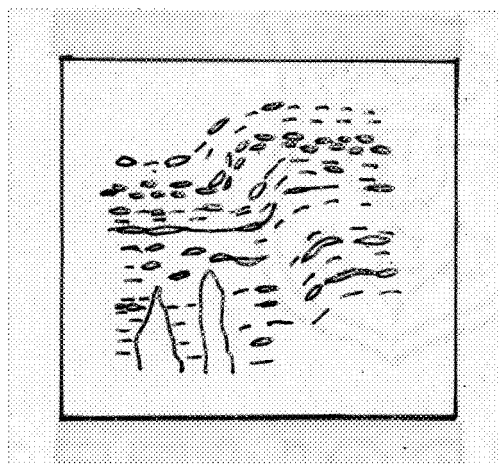


Figure 33 Zone de transition ouest. Section II. Foliation (07590) de plan axial constitué par des pegmatoïdes recoupant la foliation (02390) principale dans un gneiss granitique à texture oillée.

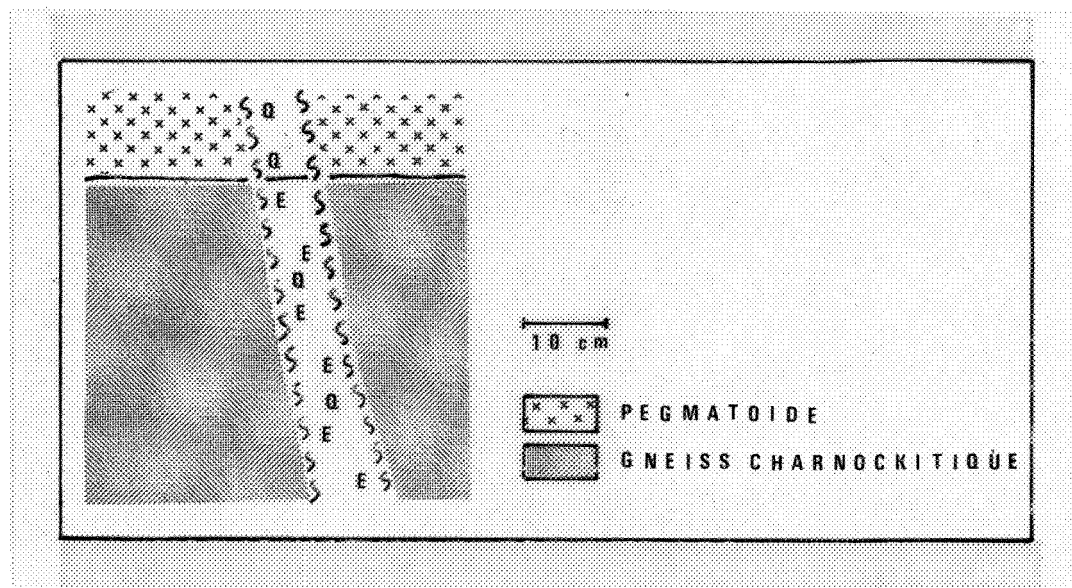


Figure 34 Section III. Faille dont le matériel de broyage change avec la roche environnante. Du quartz (Q) avec le pegmatoïde; de l'épidote (E) et du quartz avec le gneiss charnockitique. Unité 100.

rubané variété à sillimanite et cordiérite avec une bande de schiste à plagioclase, biotite, grenat, quartz (fig. 9).

Les failles rapportées sur le stéréonet se regroupent autour de directions NNE à NE et NNW à NW. Des failles parallèles et obliques à la foliation ont été observées. D'une lithologie à l'autre, les failles obliques évoluent différemment: une faille dans le quartzite passe à un pli dans une bande d'amphibolite et une faille dans le gneiss granitique bloque au contact avec le gneiss et vice-versa.

Des décalages horizontaux de .9 m ont été mesurés sur des failles NW recoupant la foliation. Les zones de failles peuvent être étroites ou très larges avec plus ou moins d'affleurements. Les premières se manifestent par des hautes densités de fractures tandis que les secondes sont soit chloritisées, soit parcourues de feldspath potassique, soit veinées de minéral vert et sont parallèles à la foliation.

4.4.3 Structures de la section III

Les mesures de linéation et de plans de failles sont quasi absentes. Par contre, nous avons observé plusieurs surfaces plissées en S, en M ou en Z, droites et serrées d'une hauteur approximative de 30 cm dont l'axe de l'une d'entre elles est 144 22. Souvent la foliation est ondulante et elle est très plissotée par endroits.

Des failles recoupant la foliation ont été uniquement observées. Celles-ci sont étroites et sont occupées le plus souvent par du matériel granitique massif qui contient fréquemment des fragments

digérés à divers degrés de la roche environnante. Dans l'une de failles, les minéraux étaient alignés parallèlement à la faille (unité 87). Une faille avec du matériel de broyage dont la composition évolue avec celle de la roche environnante indique un mouvement suivant le contact (unité 100, fig. 34): dans le pegmatoïde quartzo-feldspathique, le matériel est composé de quartz tandis que dans le gneiss charnockitique, il est composé de quartz et d'un minéral vert, possiblement de l'épidote.

4.4.4 Structures de la section IV

La distribution des foliations de la section IV présente une concentration autour de 150 70 sur le stéréonet tandis que pour les axes de plis et les linéations, elle se situe autour de 120 70. Des ondulations sont fréquentes le long des contacts.

Les relations d'intersection entre deux phases de plissement ont été observées. Dans l'antiforme IVa (fig. 14), la foliation de plan axial constituée d'alignements de pegmatoïdes quartzo-feldspathiques et de grenat dans le gneiss pélitique, d'amas de cordiérite et grenat dans le quartzite, recoupe le rubanement des bandes déjà plissotées.

Les failles ont été essentiellement observées dans la coupe IVb et il existe une correspondance très nette entre l'orientation de la coupe et la distribution des failles qui se regroupent sur le stéréonet autour de la direction ENE laquelle correspond à l'allongement de la Baie des Ha!Ha!. Toutes les failles, sauf une, localisée dans une bande d'amphibolite, sont obliques à la foliation générale, mais rares sont

celles qui déplacent la foliation. Certaines failles évoluent d'une lithologie à une autre:

- dans un gneiss gris rubané (unité 167), la faille bloque au contact de l'amphibolite;
- dans un quartzite (unité 194), la faille bloque aux contacts des gneiss gris rubanés situés de part et d'autre.

Les failles sont étroites et elles contiennent en général des roches très fracturées où ont été observées de la chlorite et de la calcite. Par ailleurs, l'une contenait de l'aplite et déplaçait la foliation.

4.4.5 Comparaison des structures géologiques

Les principales caractéristiques des structures de chaque section sont données au tableau 5. De la section I vers la section IV, la foliation régionale change du NE subvertical vers le NW subvertical.

4.4.5.1 Les failles

Les failles présentent, d'une section à l'autre, plusieurs similitudes et différences. Les failles sont parallèles à la foliation, la recoupent ou la déplacent. Les failles des sections I et II se regroupent sur le stéréonet autour de directions NNE à NE et NNW à NW tandis que celles de la section IV se regroupent autour de la direction ENE.

Les failles parallèles à la foliation ont été essentiellement observées dans les sections I et II. Dans la section II, elles

TABLEAU 5

SOMMAIRE DES CARACTÉRISTIQUES DES STRUCTURES DES QUATRE SECTIONS

SECTION	FOLIATION régionale	FAILLES			PLIS			Autres structures qui recoupent la foliation régionale
		parallèle: % section	orientation vs foliation	matériel	échelle	description	axe de pli	
I	~ 045 subvertical	2	les plus larges sont parallèles, recoupent, certaines avec décalage horizontal < 1m regroupement au NNE à NE et NNW à NW	général cisailées, brèche, calcite, quartz cristallin	~ mètre ~ décamètre	isoclinal, serré ouvert, asymétrique associé aux failles + matériel granitique	055 25 075 45	linéation de grenat au contact paragneiss amphibolite II
II	~ 040 subvertical	21	"	"	régionale ~ mètre décamètre	charnière faillée isoclinaux, serré antiforme	050 hor. à 075 65	linéation de cordiérite au contact paragneiss amphibolite, foliation de plan axial
III	~ 140 subvertical	non déterminé	recoupe	non cisailées occupées par du matériel granitique	manque de mesures			
IV	~ 150 subvertical	< 1%	oblique en général regroupement au ENE	cisailées	~ décamètre	antiforme	120 70	foliation de plan axial

représentent un pourcentage élevé (21%) de la largeur cartographiée comparativement à un très faible pourcentage (2%) dans la section I. La majorité des failles atteint une vingtaine de mètres de largeur. Les plus larges ont été observées dans la section II. Les roches y sont hautement fissurées et les observations les plus courantes qu'on ait faites sont des brèches avec du ciment de calcite ou de quartz, des veines de cristaux de quartz et de calcite, de la chlorite, du feldspath potassique et de l'épidote.

Les failles qui sont obliques à la foliation régionale peuvent se diviser en deux catégories: les zones cisailées et les zones non cisailées.

Les zones cisailées n'ont pas été observées dans la section III. Elles recoupent ou décalent la foliation régionale. Dans les sections I et II, des faibles décalages horizontaux ~ 1 m ont été mesurés le long des failles d'orientation SE. Les zones cisailées sont étroites de ~ 1 m de largeur, leurs longueurs minimum sont comprises généralement entre 10 et 20 m; elles contiennent souvent de la prehnite et de la calcite, et rarement du matériel bréchique. Dans les sections II et IV, elles s'arrêtent parfois au contact entre deux lithologies. Localement dans la section III, le matériel de broyage change de composition d'une lithologie à l'autre (fig. 34).

Les zones non cisailées déplacent généralement la foliation et sont occupées, en majeure partie, par du matériel de composition granitique massif ou folié parallèlement au plan de foliation (fig. 31) et localement, au plan de faille dans la section II (unité 87).

Dans le domaine structural I.2, les failles séparent plusieurs charnières de mégaplis asymétriques et sont occupées par du matériel granitique mais elles ne font pas nécessairement partie de la deuxième catégorie.

4.4.5.2 Les plis

De la section I vers la section IV, les directions des axes de plis sur les stéréonets semblent se déplacer dans le même sens que la foliation régionale. La distribution des axes de plis pour les différentes sections est la suivante:

- dans le domaine structural I.1, une concentration au NE avec faible plongée;
- dans le domaine structural I.2, une concentration au ENE avec une plongée plus grande;
- dans la section II, un "grand cercle" d'orientation NE;
- dans la section III, un seul axe de pli mesuré SSE avec faible plongée;
- dans la section IV, une concentration au ESE avec forte plongée.

Les plis ont été observés à trois échelles différentes: le micropli d'échelle métrique, le mégapli d'échelle décamétrique et le pli d'échelle kilométrique.

Les microplis sont de type isoclinal droits ou serrés. Les microplis isoclinaux ont été principalement observés dans le domaine structural I.1 et un peu dans la section II vers l'ouest. Par contre, ils n'ont pas été observés dans les sections III et IV.

Les microplis serrés sont souvent tracés à l'aide de minces bandes de gneiss mafiques. Localement dans les sections I et II (fig. 30), les antiformes montrent une largeur plus grande que les synformes.

Les mégaplis sont des antiformes et plusieurs d'entre eux ont été observés dans le domaine structural I.2 et un seul dans chacune des sections II et IV. Dans la section III, aucun mégapli n'a été observé. Dans le domaine structural I.2, les mégaplis sont asymétriques et contiennent principalement des épaisses bandes d'amphibolite tandis que dans les sections II et IV, ils semblent plutôt symétriques où dominent les quartzites.

La photographie aérienne montre que la section II se localise à la charnière d'un pli d'échelle kilométrique.

4.4.6 Synthèse et interprétation des structures

Les observations faites sur les failles ne permettent pas de connaître si elles répètent, tronquent ou augmentent les épaisseurs des sections. Cependant, dans les sections décrites nous avons pu constater qu'il existe divers types de failles qui n'ont pas été systématiquement distinguées car cela dépassait l'objectif de ce travail:

- 1) des failles précambriennes cicatrisées par une pegmatoïde ou une veine granitique tardi-tectonique;
- 2) des failles reliées à l'une ou l'autre des phases du graben du Saguenay avec des indices de broyage variables (brèche, fractures, schistosité) et une quantité plus ou moins grande de minéraux

hydrothermaux (chlorite, épidote, feldspath, calcite, prehnite, quartz).

Les informations recueillies sur les plis indiquent la présence d'un système de plis complexes qui répètent probablement des parties de sections. La dispersion des axes de plis selon un grand cercle peut s'expliquer par deux hypothèses entre lesquelles il n'est pas possible de choisir à cause du manque de données. Il peut s'agir de plis antérieurs transposés dans le plan de foliation et alors, la géométrie de dispersion implique un mécanisme de déformation par écoulement et aplatissement ou encore il peut s'agir de plis tardifs superposés sur les surfaces préalablement inclinées (Ramsay 1967).

Le fort développement de la foliation S_{2a} suggère un aplatissement régional important.

4.5 CONTENU PÉTROGRAPHIQUE PRIMAIRE DE CHAQUE SECTION

La méthode décrite ci-dessous se veut une tentative pour déterminer le contenu pétrographique primaire de chaque section, c'est-à-dire:

- 1) soustraire les roches ayant un âge plus jeune, i.e. les gneiss quartzo-feldspathiques des groupes d'âges I et II qui représentent 25% des sections, les gneiss mafiques minces de moins de 10 m d'épaisseur du groupe d'âge II qui représentent 17%, les roches du groupe d'âge III (granite III, mobilisat III) qui ne forment que 3%;
- 2) recombinaison des unités segmentées;
- 3) reconstituer les unités primaires avec les lithologies antémétamorphiques ayant un sens large.

Les relations spatiales des unités primaires ainsi reconstituées sont présentées sur les cartes d'interprétation (en pochette) où des lignes joignent les unités observées sur le terrain aux unités lithologiques primaires correspondantes: les gneiss gris rubanés aux sédiments clastiques; les quartzites impurs aux sédiments \pm siliceux; les quartzites massifs aux sédiments très siliceux; les gneiss pélitiques aux mi-pélites; les gneiss mafiques à l'amphibolite I.

Le tableau 6 contient des statistiques sur le contenu pétrographique primaire des sections I, II et IV, et pour l'ensemble des sections correspondant à l'épaisseur moyenne des unités en mètres \bar{X} , à l'épaisseur totale ΣX , au nombre d'unités n , au pourcentage. La section III est omise due à la faible quantité d'affleurements qui est jugée insuffisante pour compiler des statistiques et pour déterminer son contenu pétrographique primaire. Ces données ont été obtenues à partir des unités mesurées sur le terrain et seront utilisées dans l'analyse et dans la comparaison des contenus pétrographiques primaires de chaque section. Soulignons que ces épaisseurs primaires représentent des épaisseurs approximatives (ordre de grandeur) car le fort développement de la foliation S_{2a} suggère un aplatissement régional important et que l'effet des plis et des failles sur les épaisseurs des sections n'a pas été évalué avec exactitude.

4.5.1 Section I

Les lithologies primaires de la section I sont estimées à une épaisseur totale de 353 m. L'amphibolite I est la lithologie dominante avec 58%; elle est en bandes relativement épaisses d'une épaisseur moyenne de 51 m, localisées dans le domaine structural I.2 et elle

TABLEAU 6
STATISTIQUES SUR LES ÉPAISSEURS DES UNITÉS
LITHOLOGIQUES PRIMAIRES RECONSTITUÉES (m)

	Total	Sédiments clastiques	Amphibo- lite I	Sédiments très siliceux	Sédiments ± siliceux	Intercalations de sédiments siliceux et mi-pélites	Mi-pélites
SECTION I							
\bar{X}	11.0	3.4	51.3	7.3	6.1		5.2
n	32	8	4	4	9		7
ΣX	352.8	27.5	205	29	55		36.3
%		8	58	8	16		10
SECTION II							
\bar{X}	16.7	12.1	22.4				19.9
n	10	4	2		1		3
ΣX	167.3	48.5	44.7		14.4		59.7
%		29	27		9		36
SECTION IV							
\bar{X}	14.6	20.2	17.3	2.8			
n	11	4	2	2	1	1	
ΣX	160.7	80.9	34.6	5.6	35	4.6	
%		50	22	3	22	3	
ENSEMBLE DES SECTIONS							
\bar{X}	13.1	9.8	35.5	5.8	9.5	4.6	9.6
n	52	16	8	6	11	1	10
ΣX	680.8	156.9	284.3	34.6	104.4	4.6	96.0
%		23	42	5	15	1	14

contient de rares calc-silicates; les autres roches sont de faible épaisseur entre 3.4 et 7.3 m et sont formées de 16% de sédiments \pm siliceux (\bar{X} = 6.1 m), de 10% de mi-pélites (\bar{X} = 3.4). Les sédiments siliceux sont localisés essentiellement dans le domaine structural I.1 où ils présentent des passages de faciès très siliceux (> 95% de quartz) à des faciès \pm siliceux (75% < quartz < 95%).

4.5.2 Section II

L'épaisseur totale de la section II est estimée à 167 m. La section II se compose principalement de 36% de mi-pélites, 29% de sédiments clastiques, 27% d'amphibolite I et 9% de sédiments \pm siliceux.

Deux bandes d'amphibolite I occupent les limites avec des épaisseurs de 11 et 14 m. Les sédiments clastiques d'une épaisseur moyenne de 12 m et de composition variée alternent surtout avec des mi-pélites d'une épaisseur moyenne de 20 m. Une bande de sédiments \pm siliceux de 14 m forme une antiforme localisée vers le centre de la section.

4.5.3 Section IV

La section IV totalise 161 m d'épaisseur. Les sédiments clastiques dominant à 50%, sont localisés dans la coupe IVb, possèdent une épaisseur moyenne de 20 m et sont de composition variée. Ils alternent avec deux bandes d'amphibolite I d'épaisseurs comparables (\bar{X} = 17 m) avec lesquelles le passage est brusque. L'amphibolite I constitue 22% de la section et deux minces bandes de sédiments siliceux de 3 m d'épaisseur forment 3%.

Dans l'antiforme IVa, une unité relativement épaisse (35 m) de sédiments \pm siliceux (22%) passe brusquement au coeur de l'antiforme à de fines intercalations (3%) de mi-pélites et de sédiments siliceux de 4.6 m d'épaisseur.

4.5.4 Comparaison des contenus pétrographiques primaires

Les unités lithologiques primaires d'une section à l'autre totalisent entre 160 et 353 m et elles atteignent leur plus grande épaisseur dans la section I. Leur nombre a été évalué à 52 unités ayant une épaisseur moyenne de 13 m. Dans l'ensemble, les sections se composent de 42% d'amphibolite I, 23% de sédiments clastiques, 16% de sédiments \pm siliceux, 14% de mi-pélites et 5% de sédiments très siliceux.

La section I est très riche en amphibolite I, soit 58% tandis que les sections II et IV n'ont respectivement que 27 et 22%. Les unités d'amphibolite I de la section I contiennent de rares calc-silicates et ont une épaisseur moyenne de 51 m qui correspond à un peu plus du double de celles des autres sections.

Ces unités occupent, d'une section à l'autre, des positions différentes: dans la section I, elles sont localisées à l'est dans le domaine structural I.2, dans la section II, dans les limites est et ouest, et dans la section IV, elles forment une séquence binaire avec des sédiments clastiques de composition variée.

Quant au domaine structural I.1, il est caractérisé par plusieurs unités assez épaisses ($\bar{X} \sim 7$ m) de sédiments siliceux

passant d'une composition très siliceuse ($> 95\%$ quartz) à plus ou moins siliceuse ($75\% < \text{quartz} < 95\%$). Dans les deux autres sections, le nombre d'unités est plutôt restreint: la section II ne contient qu'une unité de 14 m d'épaisseur de sédiments \pm siliceux formant une antiforme localisée entre des failles tandis que la section IV contient, d'une part, dans l'antiforme IVa, une unité plus épaisse ($\bar{X} = 35$ m) en contact avec de fines intercalations de sédiments siliceux et de mi-pélites et d'autre part, dans la coupe IVb, deux unités peu épaisses ($\bar{X} = 2.8$ m).

La section II est relativement riche en mi-pélites, soit 36% et l'épaisseur moyenne des unités est assez grande ($\bar{X} = 19.9$ m). Cependant, dans la section I, elles ne forment que 10% et l'épaisseur moyenne est beaucoup plus faible ($\bar{X} = 5.2$ m). Par contre, dans la section IV, les mi-pélites ne sont qu'en trace.

En ce qui concerne la section IV, elle est particulièrement riche en sédiments clastiques, soit 50%, de composition hétérogène et d'épaisseur moyenne assez grande ($\bar{X} = 20.2$ m) tandis que dans la section II, les sédiments clastiques constituent 29%, sont également de composition hétérogène et leur épaisseur moyenne est moindre ($\bar{X} = 12.1$ m). Par ailleurs, dans la section I, ils ne forment que 8% et sont de faible épaisseur ($\bar{X} = 3.4$ m).

4.6 CARACTÈRES ACQUIS PAR MÉTAMORPHISME ET/OU DÉFORMATION

Au cours de son évolution, la séquence de paragneiss, hautement faillée, plissée et migmatisée a acquis de nombreux caractères par métamorphisme et/ou déformation. Des données plus complètes sont

nécessaires pour comprendre le rôle qu'ont les failles sur les sections, à savoir si elles les tronquent, les augmentent ou les répètent. Par ailleurs, l'effet général des plis est d'augmenter les épaisseurs des sections par répétition des unités. Dans le domaine structural I.1 et au début ouest de la section II, les microplis isoclinaux suggèrent une répétition des bandes par des plis à plus grande échelle même si les observations ne corroborent pas. Dans le domaine structural I.2, les charnières de mégaplis asymétriques localisées dans l'amphibolite I à calc-silicates indiquent une répétition des mêmes bandes.

L'augmentation du métamorphisme du faciès amphibolite supérieur dans les sections I et II au faciès granulite dans les sections III et IV, est responsable en grande partie des variations pétrographiques latérales de changement du faciès lesquelles ont été énumérées aux subdivisions 3.8 et 4.1.8.

Une phase tardive de déformation et de métamorphisme a causé les variations internes:

- les linéations de grenat et de cordiérite obliques aux contacts des gneiss gris rubanés et des dykes d'amphibolite II ne dépassant pas ~ 1 m;
- la foliation de pegmatoïdes orientée suivant le plan axial du pli et recoupant le granite I ou le gneiss pélitique plissé;
- la foliation de grenat et cordiérite orientée suivant le plan axial du pli et recoupant le quartzite plissé.

Mais il demeure que l'acquisition de nombreux caractères de la séquence de paragneiss ne peut être élucidée due à la complexité et à la combinaison de causes primaire, métamorphique et de déformation.

CHAPITRE V

DISCUSSION

Nous avons vu au cours des deux derniers chapitres que l'identification des roches d'origine soulève des problèmes:

- plusieurs systèmes de plis superposés, des jeux de failles et l'absence de critères de polarité sédimentaires excluent la reconstruction d'une séquence stratigraphique au sens propre du terme;
- l'aplatissement des strates perpendiculaires à la foliation régionale et la présence possible de plis parasites à l'intérieur même des unités ne permettent pas de préciser les épaisseurs primaires de ces dernières;
- l'absence de niveaux repères ne permet pas d'établir les corrélations entre les sections;
- la distinction entre les roches des groupes d'âges I et II n'est pas toujours possible avec une précision absolue surtout en ce qui concerne les gneiss mafiques.

Malgré ces nombreuses difficultés, et grâce à l'excellente qualité d'affleurements et à l'orientation des sections qui se trouvent à peu près perpendiculaires à la foliation régionale, une association de quartzites, de mi-pélites et de sédiments clastiques en lits modérément épais ($\bar{X} = 9$ m) avec des gneiss mafiques (amphibolite I) en unités assez épaisses ($\bar{X} = 36$ m) a été reconnue et différents assemblages sédimentaires s'y distinguent:

- dans le domaine structural I.1, une abondance de niveaux de sédiments siliceux relativement épais passant d'une composition très siliceuse à \pm siliceuse et une faible quantité de mi-pélites et de sédiments clastiques;
- dans le domaine structural I.2, essentiellement des unités d'amphibolites assez épaisses incluant de rares calc-silicates et de quelques niveaux de mi-pélites, de sédiments \pm siliceux et de sédiments clastiques;
- dans la section II, des intercalations principalement constituées de mi-pélites, de sédiments clastiques de composition hétérogène avec un peu de sédiments \pm siliceux et quelques unités d'amphibolites;
- dans l'antiforme IVa, un lit assez épais de sédiments \pm siliceux en contact avec de fines intercalations de sédiments siliceux et de mi-pélites de faible épaisseur;
- dans la coupe IVb, une alternance de sédiments clastiques de composition hétérogène et d'amphibolite relativement épaisse avec un peu de sédiments siliceux.

Compte tenu, d'une section à l'autre, de la similitude des effets des événements postérieurs (nombre d'intrusions, de déformations, de migmatisations), nous pouvons en déduire que les sections représentent des niveaux comparables de la croûte terrestre.

5.1 ORIGINES POSSIBLES

La sédimentologie des sédiments très siliceux (quartzites massifs) et l'origine des amphibolites I seront plus particulièrement

considérées, car leur présence caractérise l'environnement géologique où ils se sont formés.

Examinons tout d'abord les sédiments très siliceux (quartzites massifs) car ils correspondent à des sédiments de composition très restreinte. En effet, les sédiments ayant un contenu en silice plus élevé que 95% sont des sédiments clastiques de composition mature (arénite quartzique) et des cherts. Toutefois, la présence des minéraux accessoires, tels que le sphène et le zircon, exclut le chert comme origine possible. Donc, les quartzites massifs dériveraient de sédiments clastiques matures (arénite quartzique). De même pour les sédiments \pm siliceux (quartzites impurs) et des sédiments clastiques (gneiss gris rubané), les traces de sphène et de zircon excluent une dérivation de sédiments non clastiques (Dimroth, communication personnelle).

Les quartzites impurs où le feldspath potassique est le deuxième minéral en abondance correspondraient possiblement à des subarkoses. Quant aux quartzites impurs à sillimanite, cordiérite, grenat observés dans l'antiforme IVa, ils peuvent correspondre à des quartzites argileux dont les minéraux argileux ne seraient pas nécessairement primaires et pourraient provenir de feldspath altéré. Donc, ils peuvent dériver d'arénites quartziques possiblement arkosiques ou d'arénites quartziques avec \pm de matrice argileuse.

Les gneiss gris rubanés peuvent correspondre à des sédiments clastiques tels que des wackes, des silstones ou les deux combinés.

La présence de sillimanite, de cordiérite, de grenat et de spinelle dans les gneiss pélitiques confère à ces roches un caractère alumineux qui caractérise généralement des sédiments riches en minéraux argileux comme les silstones, les shales et les mudstones et que nous avons désigné jusqu'ici sous l'appellation de mi-pélites.

Examinons maintenant l'amphibolite I. Les épaisseurs estimées des unités primaires indiquent des protolithes d'épaisseur relativement restreinte (quelques dizaines de mètres). Certaines amphibolites assez homogènes en composition, présentent des plagioclases et des amphiboles en quantités à peu près égales et suggèrent comme protolithe, un filon-couche gabbroïque ou bien une coulée basaltique. D'autres amphibolites plutôt hétérogènes, rubanées à petite échelle et variables en composition montrent du diopside, de l'hypersthène et de l'hornblende. La présence de ces minéraux indiquant une quantité assez grande de FeO excluent les marnes comme protolithes possibles pour ces amphibolites (Dimroth, communication personnelle). Leur interprétation comme sédiments volcanoclastiques mafiques à intermédiaires demeure donc la plus probable.

La présence de calc-silicates en très faible quantité apportent peu d'information sur la genèse de l'amphibolite I car plusieurs hypothèses peuvent expliquer leur formation:

- 1) une origine ignée est appuyée par la présence de la même texture de phénocristaux de plagioclases reliques communs dans les deux roches, les calc-silicates et l'amphibolite qui les entoure (Chown, communication personnelle);

- 2) une origine par métasomatisme de volcaniques mafiques analogue à celle proposée par Clarke et Muecke (1980) pour expliquer des lentilles et des bandes de calc-silicates zonées dans des metabasites de Nouvelle-Ecosse;
- 3) une origine par diagénèse de sédiments mafiques comme le suggèrent Purves (1974) et Clarke et Muecke (1980) pour des lentilles similaires examinées au cours d'une excursion géologique en Nouvelle-Ecosse.

À la suite de l'explication des modes de formation possibles de l'amphibolite I, une origine certaine ne peut être envisagée. D'où l'aspect fortement discutable de l'origine de l'amphibolite I. En somme, les paragneiss de St-Fulgence correspondent à une alternance de sédiments clastiques en lits modérément épais de plusieurs mètres allant de sédiments matures (arénite quartzique) à des sédiments terrigènes fins (mi-pélites) associés à des amphibolites dont l'origine probable est volcanique.

5.2 ENVIRONNEMENT GÉOLOGIQUE

L'association de bandes d'épaisseur relativement faible de quartzites, de sédiments clastiques, de mi-pélites et d'amphibolites d'origine probablement volcanique reflète des conditions de formation particulières. Parmi les nombreux environnements connus (fosse abyssale, plaine abyssale, bassin arrière d'îles en arc, talus continental, plateforme continentale, environnement épicontinental, delta, plaine alluviale, graben) nous allons tenter de déterminer lequel (ou lesquels) est (ou sont) compatible(s) avec cette association.

Tout en considérant un facteur d'aplatissement important des unités primaires, les sections semblent totaliser des épaisseurs relativement faibles comparativement aux fortes épaisseurs des formations qui s'accumulent habituellement dans les fosses abyssales, les bassins arrières d'îles en arc, les talus continentaux ou les deltas.

La présence de quartzites en unités de plusieurs mètres d'épaisseur est commune aux environnements épicontinentaux ou deltaïques, aux plaines alluviales, aux grabens et aux plate-formes continentales soit comme plages ou lits fluviaux. Par contre, il est peu probable de trouver des quartzites dans les bassins arrières d'îles en arc et en général, elles ne se déposent pas dans les plaines abyssales ni dans les fosses abyssales.

Contrairement aux quartzites, les pélites sont susceptibles de se former dans n'importe lequel environnement sédimentaire et ne peuvent que confirmer que nous sommes en présence d'une séquence au moins partiellement sédimentaire.

Par ailleurs, l'activité volcanique est habituellement absente dans les milieux de plate-forme continentale, de delta ou de plaine alluviale et elle est peu fréquente dans les environnements épicontinentaux.

Un environnement de graben est attrayant car il s'accorde bien avec la présence de roches mafiques sous forme de dykes, de laves, de volcanoclastiques; ce milieu abrite généralement un cours d'eau important dont les divers sédiments (charge de fond, berge, dépôts fins marginaux)

seraient représentés par les parties proprement métasédimentaires de la séquence observée.

Un environnement épicontinental où des accumulations de sable et de gravier se sont déposées dans les eaux agitées, et des fractions terrigènes plus fines dans les eaux plus calmes, avec probablement du volcanisme à l'intérieur ou au large, constitue un autre environnement compatible avec les assemblages sédimentaires reconstitués.

5.3 CAUSES POSSIBLES DES VARIÉTÉS MÉTAMORPHIQUES ET TECTONIQUES

La majorité des variétés de roches décrites précédemment est le résultat d'une augmentation du degré de métamorphisme (fig. 25). Dans les sections I et II, les assemblages métamorphiques sont caractéristiques du faciès amphibolite supérieur et dans les sections III et IV, ils sont caractéristiques du faciès granulite. Cette évolution du métamorphisme correspond-t-elle à une séquence prograde du faciès amphibolite à granulite ou est-ce le faciès amphibolite qui résulte de la rétrogradation du faciès granulite associé aux déformations des roches entourant le massif d'anorthosite du Lac St-Jean?

Woussen et al. (1981) s'interrogent sur le sens de l'évolution du métamorphisme et Dimroth et al. (1981, p. 1514) l'interprètent comme un métamorphisme rétrograde qui est créé par le refroidissement du massif du Lac St-Jean au cours de sa montée et qui est superposé à un métamorphisme prograde dont les effets augmentent en allant vers l'ouest selon les évidences suivantes: 1) des couronnes d'hornblende formées au contact entre les ortho- et clinopyroxènes et les plagioclases; 2) la transformation de la cordiérite en sillimanite et en biotite. Les

relations entre les minéraux des sections étudiées ne confirment, ni ne rejettent cette interprétation.

Les effets du polymétamorphisme nous sont surtout apparus reliés à deux phases superposées de degrés comparables (voir subdivision 3.8). Cette évolution du métamorphisme pourrait s'expliquer ainsi: au cours de la montée du massif d'anorthosite, des zones à faciès amphibolite auraient été entraînées dans des fosses structurales à la périphérie du massif. Le patron du polymétamorphisme, résultant de cette hypothèse, de même que celui d'une séquence rétrograde sont schématisés à la figure 35. L'identification de fosses structurales, autour du massif d'anorthosite, aiderait à résoudre ce problème. Une connaissance approfondie des structures géologiques aux environs de l'anorthosite s'avère indispensable pour connaître l'impact du massif d'anorthosite du Lac St-Jean sur les roches environnantes.

Les variétés métamorphiques qui seront maintenant discutées apparaissent directement reliées à une phase de déformation tardive.

Dans la variété à amphibolite à biotite, grenat et quartz (voir 3.5.3) correspondant au dyke d'amphibolite IIb de Owen (1981), la linéation de grenat à l'interface entre l'amphibolite et le gneiss gris rubané (sédiments clastiques) interprétée par Owen et al. (1980), Dimroth et al. (1981), Owen (1981), serait apparemment parallèle aux axes de plis F_{2b} et cette zone de réaction résulterait de l'invasion du mobilisat II du paragneiss dans l'amphibolite.

Une origine similaire peut être envisagée dans la section II pour la variation du gneiss gris rubané qui est en contact avec un

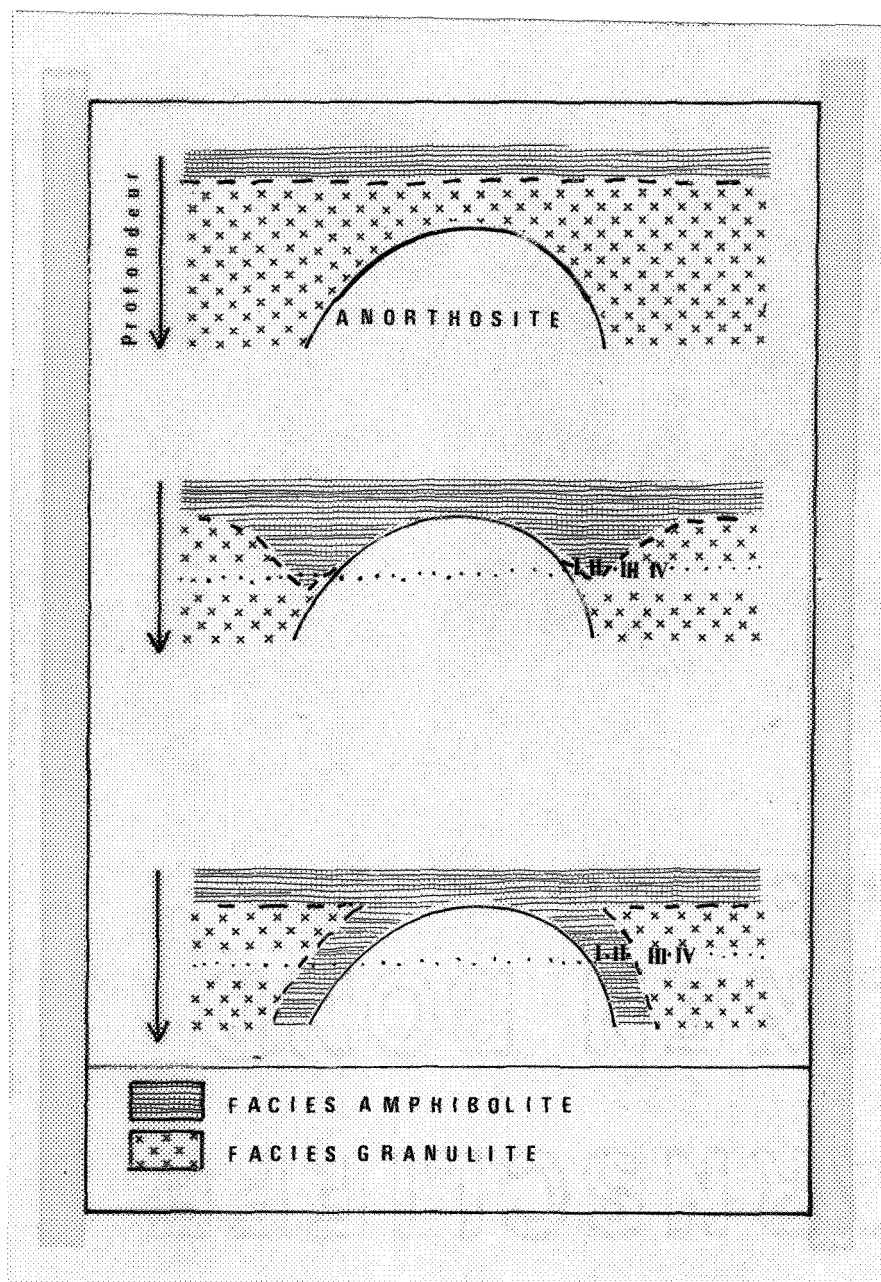


Figure 35 Modèles d'évolution du polymétamorphisme autour du massif d'anorthosite du Lac St-Jean. a) avant la montée de l'anorthosite; b,c) après la montée avec les positions des sections étudiées au niveau d'érosion actuel (le pointillé); b) un polymétamorphisme de degré comparable résultant de la formation de fosses structurales à la périphérie de l'anorthosite dans lesquelles les zones au faciès amphibolite auraient été entraînées à des niveaux inférieurs dans la croûte dans les zones au faciès granulite; c) un métamorphisme rétrograde où une zone au faciès amphibolite entourerait l'anorthosite résultant de son refroidissement.

schiste à plagioclase, biotite, grenat et quartz, probablement un dyke d'amphibolite IIB (voir 3.2.2). Cette variation, localisée en bordure des unités, recoupe le contact et consiste en des concentrations de grenat et en plus dans le gneiss gris rubané, de la cordiërite. Cependant, la coexistence de grenat et de cordiërite suggère à cet endroit des conditions restreintes de pression et de température (Winkler 1974).

Les variations internes dans le quartzite intercalé de gneiss pélitique dans l'antiforme IVA (voir 3.3.5) consistent en des amas de cordiërite et de grenat dans le quartzite et en des pegmatoïdes quartzo-feldspathiques dans le gneiss pélitique localisés dans la charnière du pli parallèlement au plan axial et obliques au rubanement plissoté. Ces amas présentent les caractéristiques des mobilisats II: leurs compositions sont en fonction de la roche hôte et leurs localisations montrent un contrôle structural. Il est difficile de déterminer à quelle phase exacte de plissement correspond ce pli: il peut correspondre soit à F_{2b} par les caractéristiques géométriques du pli ou soit à F_{2c} par la localisation des mobilisats. Les mobilisats apparaissent syn- à postectonique à cette phase tardive de déformation.

5.4 COMPARAISON AVEC LES AUTRES PARAGNEISS DU GRENVILLE

La séquence de paragneiss de St-Fulgence se distinctent des roches métasédimentaires du Supergroupe de Grenville par ces caractères:

- des unités de quelques mètres d'épaisseur comparativement aux unités très fortes de la région de Westport où ces dernières servent de niveaux repères pour établir la stratigraphie (Wynne-Edwards 1967);

- un métamorphisme qui augmente en s'éloignant du massif d'anorthosite du Lac St-Jean comparativement au massif de Morin (Barraud 1977; Martignole et Schrijver 1970a, 1970b, 1972);
- l'absence de marbre qui est la lithologie caractéristique du Supergroupe de Grenville.

CHAPITRE VI

CONCLUSION

La séquence des paragneiss de St-Fulgence, hautement plissée, faillée et migmatisée se compose de bandes essentiellement concordantes, d'origines diverses et d'âges différents (groupes d'âges I et II), de gneiss quartzo-feldspathiques, de gneiss gris rubanés, de gneiss mafiques, de gneiss pélitiques, de quartzites, lesquelles présentent des variations ayant des causes primaires, métamorphiques, tectoniques ou une combinaison des trois.

La similitude des effets postérieurs permet de supposer que les positions des sections représentent des niveaux comparables malgré le fait que les corrélations entre les sections n'ont pu être établies dû à la tectonique complexe et à l'absence d'horizons repères.

Les épaisseurs mesurées, d'une section à l'autre, entre 200 et 650 m représentent un ordre de grandeur, car les plis ont eu comme effet général d'augmenter les épaisseurs par répétition des unités tandis que des données plus complètes sont nécessaires pour connaître le rôle des failles sur les sections, à savoir si elles les tronquent, les augmentent ou les répètent.

Les contenus pétrographiques primaires correspondent à une association de sédiments clastiques matures (arénite quartzique) à des

fractions terrigènes plus fines (mi-pélites) en lits de plusieurs mètres d'épaisseur avec des amphibolites relativement épaisses dont l'origine est probablement volcanique.

Une étude géochimique ultérieure pourrait élucider l'origine des amphibolites basée sur l'hypothèse émise par De la Roche (1974) selon laquelle les caractères géochimiques prémétamorphiques seraient préservés au cours du métamorphisme.

Plusieurs assemblages pétrographiques primaires sont reconnus:

- Dans le domaine 1 de la section I dans lequel des microplis isoclinaux suggèrent une répétition des unités d'un assemblage qui se distingue par une abondance d'arénites quartziques homogènes (quartzites massifs et impurs) sur plusieurs mètres d'épaisseur et par une faible quantité de mi-pélites (gneiss pélitiques) et de sédiments clastiques (gneiss gris rubanés).
- Dans le domaine 2 de la section I représenté par plusieurs charnières de mégaplis séparées par des failles dans lequel semble se répéter un assemblage essentiellement constitué d'amphibolites I (amphibolites à biotite et quartz avec de rares calc-silicates) relativement épaisses avec un peu d'arénites quartziques (quartzites impurs), de mi-pélites (gneiss pélitiques) et de sédiments clastiques (gneiss gris rubanés).
- Dans la section II, localisée dans une charnière faillée d'un pli à l'échelle régionale, un assemblage est surtout caractérisé par des mi-pélites, des sédiments clastiques hétérogènes (gneiss gris rubanés), des amphibolites I hétérogènes (amphibolites à biotite et quartz) et d'un peu d'arénites quartziques (quartzites impurs).

La séquence des paragneiss est bordée principalement par des granite I ou II montrant des relations concordantes sauf pour l'affleurement IVc où les relations exposées sont nettement intrusives.

De la section I vers la section IV, la foliation régionale subverticale, les axes de plis et les linéations évoluent du NE vers le NW. Ce changement s'opère en grande partie au niveau de la section II qui se situe dans la charnière d'un pli d'échelle kilométrique. Le fort développement de la foliation suggère un aplatissement régional important. Les plissements sont complexes et les relations entre les deux styles de plis présents n'ont pas été établies: les microplis isoclinaux de faible plongée, ~ 1 m d'amplitude, limités au domaine structural 1 de la section I et à l'ouest de la section II et, les mégaplis serrés de plongée plus grande, d'échelle décamétrique. Ils peuvent appartenir à la même phase de plissement F_{2a} responsable de la foliation régionale S_{2a} et résulter d'une évolution latérale de la tectonique ou correspondre à deux phases de plissements superposées.

Certaines variations internes recoupent le rubanement plissé et peuvent s'interpréter comme étant le résultat de la migration de mobilisat II du paragneiss dans un dyke d'amphibolite IIb ou de l'accumulation de mobilisat II dans les zones parallèlement au plan axial, effectuée au cours d'une phase tardive de plissement de la déformation complexe II.

Plusieurs types de failles existent:

- 1) des failles précambriennes cicatrisées par une pegmatoïdes ou une veine granitique tardi-tectonique;

- 2) des failles reliées à l'une ou l'autre des phases du graben du Saguenay avec des indices de broyage variables (brèche, fractures, schistosité) et une quantité plus ou moins grande de minéraux hydrothermaux (chlorite, épidote, feldspath, calcite, prehnite, quartz).

Les paragneiss présentent de nombreuses variétés qui sont dues à une augmentation du métamorphisme. En effet, les roches des sections I et II présentent essentiellement des assemblages de minéraux du faciès amphibolite supérieur (absence de muscovite primaire) tandis que celles des sections III et IV présentent des assemblages du faciès granulite (présence d'hypersthène). La coexistence du grenat et de la cordiélite indique des conditions de pression et température; comme leurs compositions varient avec ces paramètres, ils sont d'excellents géothermomètres et géobaromètres et sont étudiés à ce titre par Louise Corriveau (communication personnelle). Cette augmentation du degré de métamorphisme, en s'éloignant du massif d'anorthosite du Lac St-Jean, appuie le modèle élaboré par Woussen et al. (1981) qui porte sur la cristallisation et la mise en place du massif d'anorthosite par montée diapirique après sa consolidation en profondeur. Cependant, les études que nous avons faites sur les textures du polymétamorphisme ne permettent pas de confirmer que ce changement de faciès correspond à une évolution rétrograde du faciès granulite au faciès amphibolite créé par le refroidissement du massif d'anorthosite au cours de sa montée, mais elles suggèrent plutôt que les roches ont subi dans l'ensemble deux phases superposées de métamorphisme de degré comparable, c'est-à-dire de faciès amphibolite supérieur dans les sections I et II, et de faciès granulite dans les sections III et IV.

Pour mieux comprendre l'évolution du polymétamorphisme et de la tectonique de la séquence des paragneiss de St-Fulgence, il faut connaître l'impact du massif d'anorthosite du Lac St-Jean sur les roches environnantes et il s'avère donc indispensable d'avoir une connaissance approfondie des structures géologiques avoisinantes.

RÉFÉRENCES

- Appleyard, E.C., 1974: Basement/Cover Relationships within the Grenville Province in Eastern Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, vol. II, pp. 369-380.
- Barraud, C., 1977: Évolution tectonique des granulites de la région de Pine Hill, SW du complexe anorthositique de Morin. Thèse de doctorat, Université de Montréal.
- Brown, R.L., Chappell, J.F., Moore, J.M. Jr., Thompson, P.H., 1975: An ensimatic island arc and ocean closure in the Grenville Province of Southeastern Ont. Canada, *Geoscience Canada*, V:2, No. 3, pp. 141-144.
- Clarke, D.B., Muecke, G.K., 1980: Igneous and Metamorphic Geology of Southern Nova Scotia. *GAC MAC Field Trip Guidebook*. Halifax 80.
- De la Roche, Hubert, 1974: Geochemical characters of the metamorphic domains: Survival and testimony of their premetamorphic history: *Sciences de la Terre*, n° 2, Tome XIX, pp. 101-117.
- Dimroth, E., Woussen, G., Roy, D.W., 1981: Geologic history of the Saguenay region, Québec (Central Granulite Terrain of the Grenville Province): a working hypothesis, *Can. J. Earth Sci.*, 18, pp. 1506-1522.
- Emslie, R.F., 1973: Some chemical characteristics of anorthositic suites and their significance, *Can. J. Earth Sci.*, 10, pp. 54-71.
- Emslie, R.F., 1975a: Major rock units of the Morin complex, southwestern Québec. *Geol. Surv. Can. Paper* 74-48, 37 p.
- Emslie, R.F., 1975b: Nature and origin of anorthositic suites, *Geoscience Canada*, 2, pp. 99-104.
- Engel, A.E.J., et Engel, C. 1953: Grenville Series in the northwest Adirondack Mountains; *Bull. Geol. Soc. Amer.* vol. 64, pp. 1013-1098.
- Frith, R.A., 1971: Rb - Sr isotopic studies across the Grenville Province - Quebec. Ph D Thesis, McGill University, Montreal, Quebec.
- Grenier, P.E., 1957: Beetz Lake area, Electoral district of Saguenay; Québec, *Dept. Mines Geol., Rept.*, No. 73.
- Laurin, A.F., et Sharma, K.N.M., 1975: Région des rivières Mistassini, Péribonca, Saguenay. Grenville 1965 - 1967. *R.G. 161, Min. Ric. Nat. Qué.* 89 p.
- Lumbers, S.B., 1967: Geology and mineral deposits of the Bancroft-Madoc area. In *Guidebook - geology of eastern Ontario and western Québec* Edited by S.E. Jenness. Geological Association of Canada, pp. 13-29.
- Martignole, J., Schrijver, K., 1972: Pétrologie et structure de l'anorthosite de Morin, *Cong. géol. int. SC24, livret-guide*, B-01, 27 p.

Martignole, J., Schrijver, K., 1970a: Tectonic setting and evolution of the Morin anorthosite, Grenville Province, Qué.-Bull. Comm. Geol. Finlande, 42, pp. 165-209.

Martignole, J., Schrijver, K., 1970b: The level of anorthosite and its tectonic pattern. *Tectonophysics* 10, pp. 403-409.

Moore, J.M. Jr., Thompson, P.H., 1980: The Flinton Group: a late precambrian metasedimentary succession in the Grenville Province of eastern Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 17, pp. 1685-1707.

Osborne, F.F., 1934: Commercial granites of Quebec. Part III. Annual Report, Que. Bur., Min. 1933, pp. 7 à 55.

Owen, V.J., 1981: Petrography of leucocratic segregations in the migmatitic old gneiss complex east of Chicoutimi, Québec. *Mémoire de maîtrise*. Université du Québec à Chicoutimi.

Owen, V., Dimroth, E., Woussen, G., 1980: The old gneiss complex east of Chicoutimi, Quebec. *Geol. Surv. Can.*, Paper 80-1A, p. 137-146.

Pettijohn, F.J., 1975: *Sedimentary Rocks*, 3^e Éd. Harper & Row, Publishers.

Purves, M.F., 1974: Metasomatism of calcareous concretions of the Goldenville Formation. Nova Scotia. Unpub. B.sc. thesis, Dalhousie University, pp. 61.

Ramsay, J.G., 1967: *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, p. 568.

Reinhardt, E.W., 1968: Phase relations in cordierite-bearing gneisses from the Gananoque area, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, pp. 455-481.

Rondot, J., et Marleau, R., 1977: La silice de Charlevoix, C.I.M. Bull., vol. 70, n° 777, pp. 105-115.

Winkler, H.G.F., 1974: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Third Edition. Springer-Verlag, New York Inc.

Woussen, G., Dimroth, E., Corriveau, L., et Archer, P., 1981: Crystallization and Emplacement of the Lac St-Jean Anorthosite Massif (Québec, Canada). *Contrib. Mineral Petrol.* 76, pp. 343-350.

Woussen, G., Dimroth, E., et Roy, D.W., 1979: L'orogénie Grenville. Evolution chronologique des roches précambriennes du Haut-Saguenay. *GEOS*, été 1979, pp. 18-20.

Wynne-Edwards, H.R., 1972: The Grenville Province. In: *Variations in tectonic styles in Canada*. Ed. R.A. Price and R.J.W. Douglas. *Geol. Assoc. Can. Spec. paper* 11, pp. 263-334.

Wynne-Edwards, H.R., 1967: Westport map-area, Ontario with special emphasis on the precambrian rocks: Geol. Surv. Can., Memoir 346.

Wynne-Edwards, H.R., Gregory, A.F., Hay, P.W., Giovannella, C.A., Reinhardt, E.W., 1966: Mont Laurier and Kempt Lake map-area, Québec. A preliminary report on the Grenville project, Geol. Surv. Can., Paper 66-32.

ANNEXE 1

SECTION I

1a Localisation, nature des affleurements

La section I comprend les affleurements du rivage nord du Saguenay et les coordonnées géographiques correspondantes sont: latitude $48^{\circ}26'38''$, longitude $70^{\circ}50'26''$. Cette section est facilement accessible du premier chalet à l'est du village de St-Fulgence. Elle a été choisie comme section de référence pour la meilleure qualité de ses affleurements et sa plus grande largeur qui atteint 650 m.

1b Contenu pétrographique

Dans la section I, 81 bandes ont été cartographiées dont l'épaisseur moyenne est 8.0 m. La première lithologie forme près de la moitié de la section (47%) et se compose de bandes de gneiss mafiques qui sont par ordre d'abondance de l'amphibolite à biotite et quartz, de l'amphibolite à calc-silicate, de l'amphibolite à biotite, grenat, quartz. Les épaisseurs des bandes d'amphibolite montrent une distribution bimodale (fig. 27a): les bandes minces ayant une épaisseur < 10 m et les bandes épaisses > 15 m. Les bandes minces constituées essentiellement d'amphibolite à biotite et quartz et d'un peu d'amphibolite à biotite, quartz, grenat, forment des segments ou des boudins entiers, et des bandes plissées dont l'épaisseur peut être nulle dans le flanc du pli (fig. 28). Les bandes épaisses essentiellement constituées d'amphibolites avec de rares calc-silicates sont localisées dans le domaine structural I.2.

La deuxième lithologie en importance, soit 20%, sont les gneiss quartzo-felspathiques, variété gneiss granitique, mais soulignons la variabilité de leurs épaisseurs ($\bar{x} = 26 \pm 13.9$ m) des 4 bandes.

Les quartzites et les gneiss pélitiques sont en quantité comparable, c'est-à-dire 13 et 11%. Vingt bandes de chaque lithologie ont été cartographiées. Leurs épaisseurs sont faibles mais elles présentent une grande régularité ($\bar{x} = 4.2 \pm 2.3$ m et $\bar{x} = 3.6 \pm 1.9$ m). La grande majorité des quartzites, les quartzites impurs et massifs à \pm plagioclase, \pm microcline, \pm biotite, \pm magnétite, est concentrée dans le domaine structural I.1. Seul le gneiss pélitique, variété à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat, plagioclase, est présent.

Le gneiss gris rubané à plagioclase, quartz, biotite, \pm microcline apparaît en six bandes minces ($\bar{x} = 2.6$ m).

Quatre unités de roches plus jeunes montrant des relations intrusives sont présentes et elles occupent 7% de la section.

Deux zones de cisaillement d'une largeur moyenne de 5.8 m complètent la section et seront décrites avec les structures.

1c Nature des contacts

Les contacts entre les bandes sont de nature variée, mais il ressort en omettant les contacts de failles et les contacts avec les roches plus jeunes que les amphibolites présentent des contacts nombreux et variés avec les gneiss granitiques, les quartzites, les gneiss pélitiques, les gneiss gris rubanés où les passages sont brusques et nets. Les voici donc en détail:

- Les minces bandes d'amphibolites sont en séquence binaire avec les gneiss gris rubanés et les quartzites. Des phénomènes de contact apparaissent avec les gneiss gris rubanés ou avec les gneiss pélitiques (fig. 21);
- D'autres bandes d'amphibolites avec des épaisseurs très variables sont en séquences binaires avec les gneiss pélitiques tandis que parmi les plus larges bandes, on retrouve des séquences binaires avec les gneiss granitiques;
- Une mince bande d'amphibolite à biotite et quartz est en sandwich entre deux quartzites, au début de la section;
- Des triplets différents sont formés avec les amphibolites:
 - amphibolite - quartzite - gneiss pélitique,
 - amphibolite - gneiss gris rubané - quartzite,
 - amphibolite - gneiss pélitique - gneiss gris rubané;
- Un quadruplet localisé dans une antiforme formée de gneiss gris rubané - amphibolite - gneiss pélitique - quartzite;
- Les gneiss granitiques apparaissent en séquence binaire et en sandwich avec les quartzites;
- Les gneiss pélitiques et les quartzites ont plusieurs contacts doubles.

ANNEXE 2

SECTION II

2a Localisation, nature des affleurements

La section II comprend des affleurements de la rive nord du Saguenay et mesure 222 m de largeur. Du Rang St-Martin elle est facilement accessible par un chemin face au Cap des Roches et les coordonnées géographiques sont: latitude 48°25'05", longitude 70°54'08". Les affleurements ne sont pas de première qualité.

2b Contenu pétrographique

Dans la section II, les unités de gneiss pélitiques à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat et plagioclase dominant (24%) et ont des épaisseurs assez constantes ($\bar{x} = 8.0 \pm 4.2$ m). Deux larges zones de cisaillement ($\bar{x} = 21.5$ m) occupent 21%. Les unités minces de gneiss mafiques (18%), les amphibolites à biotite et quartz \pm chloritisées, dont certaines sont boudinées, ont une épaisseur moyenne de 4.1 ± 2.6 m. Les lithologies suivantes sont en proportions comparables, sont d'épaisseurs faibles et peu variables:

- Les gneiss gris rubanés (13%, $\bar{x} = 5.1 \pm 2.7$ m) de plusieurs assemblages minéralogiques:
 - plagioclase, quartz, biotite, microcline
 - plagioclase, quartz, biotite, microcline, sillimanite
 - plagioclase, quartz, biotite, cordiérite
 - plagioclase, quartz, biotite, microcline, grenat;

- les quartzites impurs à plagioclase, microcline, biotite, magnétite, sillimanite (11%, $\bar{x} = 7.6 \pm 1.0$ m);
- les gneiss quartzo-feldspathiques, variété gneiss granitique (9%, $\bar{x} = 7.3 \pm 5.4$ m).

Dans cette section, un faible pourcentage de 4% n'est pas couvert d'affleurements.

2c Nature des contacts

Dans la section II, les contacts entre les lithologies observées sont peu nombreux mais ils sont de natures variées:

- les gneiss granitiques forment une séquence binaire avec les gneiss pélitiques, composent un doublet avec l'amphibolite et font partie d'une séquence à plusieurs membres (gneiss granitique - gneiss gris rubané à feldspath, quartz, biotite, grenat - gneiss gris rubané à feldspath, quartz, biotite - gneiss granitique - gneiss pélitique);
- les minces unités d'amphibolites apparaissent en sandwich entre deux unités de quartzite dans une antiforme et entre deux unités de gneiss pélitique, en séquence binaire avec deux gneiss gris rubanés dont l'un avec sillimanite, et dans un triplet (gneiss gris rubané à grenat - gneiss gris rubané à sillimanite et cordiérite - amphibolite).

ANNEXE 3

SECTION III

3a Localisation, nature des affleurements

La section III se situe sur la rive nord de la Baie des Ha!Ha! et le début ouest correspond aux coordonnées géographiques: latitude 48°22'07", longitude 70°50'26". Elle comprend 17% d'affleurements disséminés le long du chemin de terre du Cap à l'Ouest qui totalisent une largeur de 479 mètres sur les quelques 2,5 km de la section. La majorité des affleurements est constituée de petits affleurements qui ne montrent que deux dimensions dans le plan subhorizontal.

Dans la description de la section, chaque affleurement sera considéré comme une unité différente. Les épaisseurs correspondront donc à des épaisseurs minimums. Par conséquent, les proportions dans lesquelles se trouvent les différentes lithologies sont très imprécises. L'analyse des contacts entre les unités n'a pu se faire à cause de la nature des affleurements.

3b Contenu pétrographique

La section III apparaît sous forme de faibles buttes en alternance avec des dépressions alignées dans la direction de la foliation régionale qui se maintient à 140 subvertical. Le relief des gneiss quartzo-felspathiques est légèrement plus élevé, ils forment la lithologie dominante de la section avec 55%, leurs épaisseurs sont très variables ($\bar{x} = 9.7 \pm 11.4$ m), leurs couleurs passent du vert au

rose, leurs grains sont fins à moyens et leurs textures sont foliée, oeuillée, rubanée de pegmatoïdes. Les assemblages minéralogiques présents sont:

- perthite, quartz, plagioclase, biotite, magnétite;
- perthite, quartz, plagioclase, biotite, magnétite, hypersthène;
- plagioclase, feldspath potassique, hypersthène, diopside, biotite, magnétite, hornblende.

Les gneiss mafiques à plagioclase, diopside, hypersthène, hornblende, magnétite \pm biotite \pm quartz, à texture foliée, rubanée, oeuillée dont l'épaisseur moyenne des trois unités est 27.3 mètres, constituent la deuxième lithologie avec 17%.

Les gneiss pélitiques à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat, cordiérite, spinelle \pm plagioclase sont dans les mêmes proportions que les gneiss gris rubanés à plagioclase, perthite, quartz, biotite \pm magnétite \pm sillimanite \pm grenat, soit 11% et leurs épaisseurs moyennes respectives sont: $\bar{x} = 10.8 \pm 6.0$ m et $\bar{x} = 5.2 \pm 5.6$ m.

Il y a un faible pourcentage (5%) de quartzites impurs à feldspath, biotite, \pm grenat, \pm sillimanite dont l'épaisseur moyenne est 6.6 m.

ANNEXE 4

SECTION IV

4a Localisation, nature des affleurements

La section IV comprend des affleurements de la rive sud de la Baie des Ha!Ha! localisés suivant les coordonnées géographiques: latitude 48°20'30", longitude 70°46'49". Elle comporte trois parties que nous appelons l'antiforme IVa, la coupe IVb, l'affleurement IVc.

L'antiforme IVa est la plus à l'ouest, comprend des affleurements de rivage et mesure 72 mètres de largeur. Elle est séparée de la coupe IVb par une distance de 245 mètres où n'affleure aucune roche. La coupe IVb est une coupe de la route 170 de 153 mètres de largeur orientée presque perpendiculairement à la foliation qui se limite à l'est où la route 170 pénètre à l'intérieur des terres. L'affleurement IVc contient un seul affleurement de rivage découvert à marée basse, mesurant 45 m sur 15 m et localisé à 85 m au NW de la coupe IVb.

4b Contenu pétrographique

Les unités de gneiss gris rubanés dominent la section (38%), mais soulignons la grande variabilité de leurs épaisseurs (\bar{x} = 8.8 ± 7.1 m). Les quartzites sont également en quantité importante (28%) dont deux larges unités de quartzite impur leur confèrent une grande variabilité d'épaisseur (\bar{x} = 12,7 m). Par contre, les unités de gneiss mafiques présentes à 18% sont les unités les plus épaisses (\bar{x} = 14.1 m) tandis que les unités de gneiss quartzo-felspathiques

présentes à 10% sont moins épaisses (\bar{x} = 11.9 m). Par ailleurs, une seule bande de gneiss pélitique de 1.5 cm a été cartographiée.

4c Antiforme IVa

Cette partie de la section IV est caractérisée par une antiforme au centre et par plusieurs petites charnières localisées de part et d'autre. L'antiforme est droite et mesure environ 10 m de hauteur (fig. 14). Du coeur vers l'extérieur les unités sont:

- un quartzite intercalé de gneiss pélitique (référence 3.3.5);
- un gneiss pélitique à microcline, quartz, plagioclase, biotite, sillimanite, grenat, cordiérite, spinelle;
- un quartzite impur à microcline, sillimanite, biotite, cordiérite, grenat, magnétite.

4d Coupe IVb

Les unités de gneiss gris rubané présentent plusieurs variations et ont une grande distribution dans la section. Toutes les autres unités lithologiques forment des doublets avec les gneiss gris rubanés. Décrire les relations entre les unités consisterait à peu de choses près à une longue énumération. Par conséquent, nous vous prions de vous référer à la carte géologique de la coupe IVb.

	Gneiss mafique	
	Amphibolite à biotite et quartz	
	Amphibolite à calc-silicate	
	Amphibolite rubanée	
	Gneiss à plagioclase, diopside, hornblende, hypersthène, magnétite, ± biotite, ± quartz	Amphibolite I
<u>Quartzites</u>		
	Quartzite massif à biotite, ± microcline/perthite, ± plagioclase, ± magnétite	Sédiments très siliceux
	Quartzite impur à ± plagioclase, ± microcline, ± biotite, ± magnétite	
	Quartzite impur à grains très fins à plagioclase, grenat et biotite	Sédiments ± siliceux
	Quartzite à microcline, sillimanite, biotite cordiérite, grenat, magnétite	
	Quartzite intercalé de gneiss pélitique	Intercalations de mi-pélites & sédiments siliceux
<u>Gneiss pélitique</u>		
	Gneiss à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat, plagioclase	
	Gneiss à microcline, quartz, biotite, sillimanite, grenat, cordiérite, spinelle, ± plagioclase	Mi-pélites

Contour d'affleurement
 Contact géologique observé, extrapolé
 Faille observée, extrapolée

STÉRÉONET DE WULF

+ Pôle de foliation et de plan axial
 □ ■ Pôle de plan de faille, présumée verticale
 △ Linéation
 ▲ Axe de pli
 ○ Stries de cisaillements

LÉGENDE

CARTE GÉOLOGIQUE

	Monzonite	
	Granite à biotite	
	Pegmatoïde à microcline et biotite	
	Pegmatoïde à microcline, quartz, biotite et magnétite	
	Gneiss tacheté à plagioclase, quartz et grenat	
<u>Gneiss mafique</u>		
	Amphibolite à biotite et quartz	
	Amphibolite à biotite, grenat et quartz	
	Gneiss à plagioclase, diopside, hypersthène, hornblende, magnétite, ± biotite, ± quartz	
<u>Gneiss quartzo-feldspathique</u>		
	Gneiss granitique	
	Variété à grenat	
	Variété mafique	
	Gneiss charnockitique	
	Variété mafique	

<u>Gneiss gris rubané</u>		
	Gneiss gris rubané à plagioclase, quartz, biotite, ± microcline	
	Variété à grenat	
	Variété à sillimanite, grenat et cordiérite	
	Variété à sillimanite et grenat	
	Gneiss à plagioclase, quartz, biotite, hypersthène, ± perthite, ± magnétite, ± hornblende	
	Gneiss à antiperthite, quartz, biotite, hypersthène, grenat, ± hornblende, ± perthite	
	Variété à cordiérite	

CARTE D'INTERPRÉTATION

	Granite III
	Granite II
	Amphibolite II
	Granite I ou II
	Sédiments clastiques