

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

MÉMOIRE PRÉSENTÉ À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
SANAÂ FACKIR

ORIGINE DES SÉGRÉGATIONS LEUCOCRATES ET DES BIOTITITES DANS UNE
INTRUSION FELSIQUE-MAFIQUE SYNTÉCTONIQUE : EXEMPLE DE LA RÉGION
DE BAIE-COMEAU (TADOUSSAC)

Février 2005



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

La région de Tadoussac est située dans la partie est-centrale de la province de Grenville entre les rivières Saguenay et Saint-Laurent. Les principaux types de roches sont, 1) Orthogneiss gris granodioritiques, 2) Métasédiments incluant des métapelites métamorphisé au faciès amphibolitique supérieur, 3) Gneiss mafiques et 4) Les granites alcalins. Le pluton granitique a été injecté dans une faille de décrochement active pendant la mise en place du magma. À l'échelle de l'affleurement, du côté sud-ouest, ce pluton est en contact intrusif avec les gneiss mafiques à intermédiaires, et recoupe la foliation générale ainsi que les dykes de granites et des pegmatites associés. Ces roches mafiques à intermédiaires se trouvent dans la faille en décrochement dextre, elles enregistrent une foliation importante et hébergent des veines de ségrégation du matériel leucocrate parallèle à la foliation ainsi que des structures extensionnelles, qui ressemble amplement à des leucosomes d'une migmatite, en plus, il y a des zones où les amphiboles sont transformées en biotite évoquant un patron de fractures.

Sur une base pétrographique, on note que les ségrégations dans les roches mafiques présentent des microstructures magmatiques. L'absence de paragenèse minéralogique qui peut suggérer des réactions anatectiques favorise l'interprétation selon laquelle, les roches mafiques dérivent du magma mafique injecté et cristallisé dans la faille active.

Les évidences géochimiques montrent que les unités mafiques sont tholéitiques et alcalines, ces caractères proviendraient d'une source magmatique enrichie en alcalins, ce qui met à l'évidence un processus de contamination crûstale du magma. La composition des ségrégations dans les roches mafiques peut être expliqué plutôt par une ségrégation de liquide résiduel que par une fusion partielle faute d'existence de liquide anatectique. Donc, l'interprétation est celle de deux magma alcalins, l'un felsique l'autre mafique qui s'injectent en même temps dans une zone de décrochement, et la ségrégation des magma leucocrate dans les deux est causé par la cristallisation syntectonique et non pas par anatexie. Pour les zones riches en biotite, les évidences pétrogéochimiques suggèrent une transformation par métasomatisme des roches amphibolitiques transformé suite à un apport de certains éléments majeurs et/ou traces dans des conditions hydriques pour faire concentrer de la biotite assez massivement.

ABSTRACT

The area of Tadoussac is located at the eastern edge part of the Grenville province, between the Saguenay and the St. Lawrence rivers. The principal rock types in the study area are; 1) grey granodioritic orthogenesis, 2) metasedimentary rocks, including metapelites belonging to the amphibolite or higher metamorphic facies, 3) mafic and subordinate intermediate gneisses and, 4) granites. In the study area a granite pluton was injected into an active, dextral strike-slip shear zone. In its south-western part, the pluton is in intrusive contact with the mafic and intermediate gneisses; field relationships indicate that the granitic and mafic magmas are probably coeval. The contact, dykes of the granite and associated pegmatites were all strongly foliated by the syn-plutonic shear zone. The mafic and intermediate rocks are also in the dextral strike-slip shear zone and record the same, strong foliation, and host fine-grained segregations of the leucocratic material located parallel with the foliation as well as in various extensional structures. The mafic rocks are cross-cut by zones where the amphiboles have been completely transformed to biotite. Biotite also occurs in association with coarse-grained leucocratic segregations and veins that were derived from granite veins emanating from the granite.

On a petrographic basis, the segregations in the mafic rocks contain magmatic microstructures. The absence of mineral parageneses, or microstructures, indicative of melt-producing reactions means that partial melting did not occur in the mafic gneiss. Therefore, the biotite and the leucocratic segregations associated with it were derived from interaction between the mafic rocks and injected felsic material derived from the granite.

The major and trace element geochemistry shows that the mafic units have both tholeiitic and alkaline characteristics, a feature which clearly points to contamination of the mafic magma by crustal material. The petrochemical characteristics of the zones rich in biotite in the mafic gneiss, suggest that the mafic gneiss was transformed by metasomatism in a process which involved the exchange of certain major and trace elements between it and the veins of granite injected into it. The transfer of K_2O , H_2O , Ta, Nb, Th, LILE and other HFSE from the granite to the mafic gneiss created the biotite, whereas transfer of elements such as CaO, P_2O_5 , Na_2O and SiO_2 in the opposite direction from the mafic gneiss to the intruding granite, generated the plagioclase-rich, coarse-grained segregations from the intrusive granitic material.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier tout particulièrement mon directeur de recherche le Dr E.W. Sawyer de m'avoir superviser si consciencieusement et avec tout le professionnalisme que nous lui connaissons tous. Son aide, ses précieux conseils et surtout son encouragement étaient pour moi un solide appui sans quoi, je n'aurais pu réaliser ce travail. Sa disponibilité, sa générosité et son soutien tout au long de mon travail lui valent toute ma reconnaissance.

J'exprime aussi toute ma gratitude à l'égard de mon codirecteur Dr Michael Higgins et du Dr Sarah-Jane Barnes membre du comité, pour les corrections et les suggestions apportées à mon mémoire.

Je remercie le lecteur externe Dr Abdelali Moukhsil du Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec d'avoir accepter et corriger généreusement mon mémoire de maîtrise, je remercie aussi les professeurs et membres du personnel du département des Sciences appliquées de l'université du Québec à Chicoutimi auprès de qui j'ai eu tout le plaisir de travailler.

Un merci spécial est adressé au Dr Jayanta Guha, pour ses encouragements et ses conseils.

Finalement, je ne saurais clore cette liste sans avoir remercier ma famille si loin, qui m'ont encouragé, appuyé tout au long de mon périple, ma reconnaissance va à mes parents, qui ont cru en moi, et ont su m'aider a tenir bon pour mener a terme mes études.

Dédicace

*Je dédis ce travail à ma famille, au Maroc,
particulièrement à mes parents pour leurs patiences
et sacrifices.*

Sanaâ Fackir

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	ii
REMERCIEMENTS.....	iii
LISTE DES PLANCHES.....	iv
LISTE DES FIGURES.....	viii
LISTE DES TABLEAUX.....	xiii
LISTE DES ANNEXES.....	xiv
CHAPITRE I INTRODUCTION.....	1
1.1 Problématique.....	1
1.2 Localisation.....	2
1.3 Méthodologie.....	5
1.4 Travaux antérieurs.....	9
CHAPITRE II CADRE GÉOLOGIQUE.....	10
2.1 La province du Grenville.....	10
2.1.1 Introduction.....	10
2.1.2 L'étendu de la province du Grenville.....	13
2.1.3 Subdivision de Wynne-Edwards.....	13
2.1.4 Subdivision de Rivers <i>et al</i>	14
2.1.5 Formation du Grenville.....	19
2.2 Géologie de l'aire d'étude.....	28
CHAPITRE III PÉTROGRAPHIE.....	39
3.1 Introduction.....	39
3.2 Minéralogie.....	41
3.2.1 Groupe des granites.....	41

3.2.1.1 Granites hyperquartzeux.....	41
3.2.1.2 Les granites (s.s).....	45
3.2.1.3 Les pegmatites.....	48
3.2.1.4 Les tonalites.....	50
3.2.2 Les amphibolites.....	55
3.2.3 Les ségrégations leucocrates.....	58
3.2.4 Les biotitites.....	60
3.2.5 Les métasédiments ou paragneiss.....	63
3.3 Synthèse minéralogique.....	68

CHAPITRE IV GÉOCHIMIE

4.1 Introduction.....	69
4.2 Les principaux groupes de roches.....	72
4.3 Caractérisation géochimique du matériel felsique.....	72
4.3.1 Les oxydes majeurs.....	72
Calcul mésonormatif.....	72
Rapport d'aluminosité.....	73
Diagramme de discrimination.....	76
4.3.2 Les éléments en traces et les ETR.....	78
4.4 Caractérisation géochimique du matériel mafique.....	84
4.4.1 Les oxydes majeurs.....	84
Calcul normatif CIPW.....	86
Diagrammes de discrimination.....	86
4.4.2 Les éléments en traces et les ETR.....	92
4.4.3 La contamination du magma mafique.....	97
4.5 La biotitisation.....	103
4.6 Sommaire.....	111

CHAPITRE V Discussion et conclusion

5.1 Synthèse des observations.....	112
5.2 Discussion et modèle de mise en place des intrusions.....	116
5.2.1 La contamination.....	116
5.2.2 Origine des ségrégations leucocrates.....	117
5.2.3 L'altération ou la biotitisation.....	117
5.2.4 Modèle de mise en place des intrusions.....	119
5.3 Conclusion.....	123

Liste des planches

Planche 1.1	4
L'affleurement du coté sud-ouest montrant la zone de contact du matériel felsique avec le mafique a intermédiaire	
Planche 1.2	4
Affleurement montrant la zone de concentration en biotite qui forme une bande recoupant l'ensemble et qu'on a appelé biotitite	
Planche 2.1	37
Métasédiments de la zone d'étude montrant les paragneiss a sillimanite.	
Planche 2.2	38
Roches mafiques à intermédiaires qui encaissent les ségrégations leucocrates. Notez les structures d'extension et l'alignement des ségrégations en bandes parallèles dans l'encaissant.	
Planche 2.3	38
Ségrégations leucocrates : noter l'alternance des bandes sombres du matériel mafique à intermédiaire avec des bandes claire. L'ensemble de l'affleurement ressemble à une migmatite.	
Planche 3.2	42
Granite montrant la zone de contact avec le matériel mafique. La ligne rouge Indique le contact entre le granite en bas et les roches mafiques en haut.	
Planche 3-3	43
Granite hyperquartzeux en lumière polarisée montrant les jonctions triples (phase de recristallisation). Échantillon SF01.	
Planche 3-4	43
Microphotographie en lumière polarisée montrant un cristal de microcline dans un granite hyperquartzeux. Échantillon SF08.	
Planche 3-5	46
Microphotographie en lumière polarisée montrant la texture myrmékitique dans un granite hyperquartzeux. Échantillon SF20.	
Planche 3-6	46
Microphotographie en lumière naturelle montrant un porphyroplaste de grenat et de biotite toujours dans un échantillon de granite hyperquartzeux. Échantillon SF23	

Planche 3-7	49
Microphotographie en lumière polarisée dans un granite montrant l'extinction ondulante et la recristallisation des grains de quartz. Échantillon SF02.	
Planche 3-8	49
Texture pegmatitique en lumière polarisé : noter la bordure lobée de quartz qui indique une migration des bordures vers le centre, témoignant ainsi une recristallisation après la déformation Échantillon SF20..	
Planche 3-9	51
Une tonalite montrant les contacts à 120° entre les grains de quartz (Qz) en lumière polarisée. Échantillon SF13.	
Planche 3-10	51
Tonalite avec un début de recristallisation des grains de quartz. Noter la bordure lobée de ces derniers (lumière polarisée). Échantillon SF 33	
Planche 3-11	53
Une tonalite montrant un minéral d'orthose en lumière polarisée. Échantillon SF33.	
Planche 3-12	53
Tonalite montrant les jonctions triples entre hornblende (Hb) et pyroxène (Px) en lumière polarisée. Échantillon SF21	
Planche 3-13	54
Planche 3-13 : Tonalite montrant la rétrogradation du pyroxène (Px) en hornblende verte (Hb). A : lumière naturelle. B: lumière polarisée. Échantillon SF33.	
Planche 3-14	57
Tonalite montrant l'orientation des : biotite (Bt) hornblende verte (Hb) et du clinopyroxène (Cpx). (Lumière naturelle).	
Planche 3-15	57
Amphibolite montrant la recristallisation de la matrice entre les grains de Qz et plagioclase PL et de hornblende Hb. (Lumière polarisée) Échantillon SF14	

Planche 3-16	59
Amphibolite montrant la structure litée et l'orientation préférentielle de la biotite Bt (Lumière naturelle). Échantillon SF06.	
Planche 3-17	59
Amphibolite montrant les points triples entre hornblende traduisant ainsi une recristallisation (Lumière naturelle).	
Planche 3-18	61
Structure granoblastique polygonale dans une amphibolite. Lumière naturelle. Échantillon SF34C	
Planche 3-19	61
Recristallisation des ségrégations leucocrates dans le matériel Mafique(lumière naturelle). Échantillon SF28	
Planche 3-20	62
Texture myrmékitique des ségrégations leucocrates dans le matériel mafique (Lumière polarisée) Échantillon SF30A.	
Planche 3-21	64
Ségrégations felsiques montrant l'orientation préférentielle des biotites (Bt) en lumière naturelle.Hb : hornblende verte. Échantillon SF12.	
Planche 3-22	64
Disposition des biotites dans la biotitite : noter l'orientation préférentielle des cristaux de biotites.(lumière naturelle). Échantillon SF05.	
Planche 3-23	66
Gneiss à sillimanite et à porphyroblaste de grenât en lumière naturelle. Échantillon SF22A	
Planche 3-24	66
Porphyroblaste de grenât dans les paragneiss à sillimanite et à grenat. Échantillon SF22A	

Planche 3-2567

Sillimanite dans les gneiss à grenât. Noter aussi, les sections de biotite plissées indiquant une déformation (Lumière naturelle)

Échantillon SF22A

Planche 3-2667

Gneiss à sillimanite déformé mais sans grenât en lumière polarisée.

Échantillon SF22B.

Planche 4.171

Localisation de l'échantillonnage effectué dans l'affleurement de la zone d'étude. La ligne rouge indique le contact entre le granite en bas et les roches mafiques en haut.

Liste des figures

Figure 1.1	8
Diagramme montrant l'effet de la contamination en Ta sur une classification des granitoïdes. (D'après Iwansseon et Landstrom 2000)	
Figure 2.1	11
L'extention de l'orogène du grenville en Amérique du nord et la région de l'Atlantique nord: G-Grenville, SN-Province svèconorvégienne, L- soulèvement de Liano, W-Province de Wyoming, S-Province du supérieur, N-Province de Nain, P-Orogène pénokéen, TH - orogène trans-hudsonien, CS-Ceinture du Cap Smith, NQ- Orogène du nouveua-Québec, T-orogene des Torngat, M-province de Makkovik, K- orogène Kétilidien, Y-M-Orogène de Yavapai-Mazatzal, GR- terrains de granite rhyolite de la région médio-continentale, SF-Province svécofennienne (Davidson 1998).	
Figure 2.2	15
Subdivision de la Province du Grenville d'après Wynne-Edwards (1972); EGP: Province du grenville de l'est. BCS: section de Baie-comeau. CGB: ceinture des gneiss central. GFTZ: zone tectonique du Front du grenville. CGT: terrain de granulite central.CMB: ceinture métasédimentaire central. (Modifié de Moore 1986)	
Figure 2.3	18
Subdivision de la Province de Grenville basées sur une interprétation tectonique compilé de Rivers <i>et al.</i> (Modifié de Davidson 1998). AMCG : Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite.	
Figure 2.4	20
Distribution des ceintures grenvillienne au mésoprotérozoïque dans la reconstitution du supercontinent post-grenvillien, d'après Moore (1991). AF est la ceinture Albany-Fraser	
Figure 2.5	23
Carte de la province du grenville et des terrains adjacents montrant la distribution des roches de l'Archéen 2,5 Ga. 1. Granitoïdes et gneiss; 2. Ceinture de roches vertes; 3. Métasédiments; 4. Couverture paléozoïque; FG. Front du Grenville; RS. Réservoir de Smallwood. (D'après Rivers 1997)	
Figure 2.6	24
Carte de la province du Grenville et terrains adjacents montrant la distribution des roches Paléoprotérozoïques 2,4 à 1,8 Ga. 1. Séquence de la marge continentale passive déposée sur la croûte arckéenne. 2. Sédiments accréionnaire. PF : Front de Penokean; NQF : Front du Nouveau-Québec; TF : Front de Torngat; MF. Front du Makkovik; SID. Complexe igné de Sudbury (D'après Rivers 1997).	

Figure 2.7	26
Carte de la province du grenville et terrains adjacents montrant la distribution des roches au paléoprotérozoïque supérieur, 1.7 à 1.6 Ga. 1. Granitoïdes de 1750 Ma. 2. Terrains gneissiques du Labrador. 3. Batholith Translabrador. 4. Les anorthosites. (D'après Rivers, 1997)	
Figure 2.8	27
Carte du Grenville et terrains adjacents montrant la distribution des roches au mésoprotérozoïque inférieur, 1,5 à 1,4 Ga. 1. Granitoïdes et roches supracrustales. 2. Terrains de haut grade métamorphique de 1450 Ma. 3. Suite AMCG (D'après Rivers, 1997)	
Figure 2.9	29
Carte de la Province du Grenville et terrains adjacents montrant la distribution des roches au protérozoïque moyen, 1,3 à 1,2 Ga. 1. Séquence de plateforme de Haliburton (BT). 2. Roches métavolcaniques, plutons de trondhjemite, plutons granitoïdes, plateforme de Hastings (ET). 3. Séquence sédimentaire et pluton de granitoïde (FT, ALT, MLT, RCT, MT). 4. Sédiments terrestre et volcanisme mafique et/ou felsique. 5. Gneiss à facies granulite. 6. Plutons granitoïde. D'après Rivers (1997)	
Figure 2.10	30
Carte de la Province de Grenville et terrains adjacents montrant la distribution des roches au mésoprotérozoïque supérieur au néoprotérozoïque inférieur, 1,1 à 1,0Ga. 1. Suites AMCG, 2. Plutons des granitoïdes. 3. Séquences sédimentaire. MCRS. Mid-continent rift system; PT. Terrain de Pinware (D'après Rivers et al., 1997)	
Figure 2.11	31
Carte de la partie centrale du Grenville montrant les âges attribués aux roches par l'étude de l' isochrone de Sm-Nd (D'après Dickin et Higgins 1992)	
Figure 2.12a	34
Carte géologique situant la zone d'étude à l'échelle de la Province de Grenville (modifiée de Davidson <i>et al.</i> 1998)	
Figure 2.12b	35
Carte géologique situant la zone d'étude, T: Tadoussac, GB: Les Grandes-Bergeronnes, C: Chicoutimi, PG: Province de Grenville. (Modifiée de Sawyer 2000)	
Figure 3.1	40
Carte de localisation des affleurements visités dans la région d'étude montrant aussi les zones d'échantillonnage.	
Figure 4.2	74
Classification de roches felsiques dans le diagramme ternaire Q-F-P de Strekeisen (1974). La nomenclature est attribuée suivant une minéralogie normative selon Le Maître (1989)	

Figure 4.3	75
Diagramme de l'alcalinité de Shand de Maniar et Piccoli (1989). Les échantillons tombent dans le champs métallumineux.	
Figure 4.4	75
Diagramme binaire $Al_2O_3 / Na_2O + K_2O + CaO$ (molaire) versus SiO_2 des différents types de roches felsique de l'affleurement étudié. Noter que tous les échantillons sont de type I. Ceux qui possèdent un rapport A/CNK supérieur à 1 sont dits peralumineux dans le cas contraire ils sont califiés de métallumineux.	
Figure 4.5	77
Diagramme de classification en suites magmatiques de Irvine et Baragar (1971) (A) Diagramme alkalis vs silice, (B) Diagramme AFM. $A = Na_2O + K_2O$; $F = FeO$ (calculé) $+ 0.8998Fe_2O_3$; $M = MgO$.	
Figure 4.6	79
Diagramme de discrimination tectonique de Pearce <i>et al.</i> (1984) toutes les unités felsiques de la zone d'étude (granite et ségrégation leucocrate) se localisent dans les domaines des granites d'arc volcanique (VAG) et des granites d'intraplaques (WPG). Syn-CollG= granite syncollisionnel; ORG = granite de ride océanique.	
Figure 4.7	79
Diagramme de discrimination tectonique Nb versus Y de Pearce <i>et al.</i> (1984) mettant en évidence la répartition des échantillons felsiques dans les domaines des WPG et VAG.	
Figure 4.8	82
Diagramme multi-éléments des granites de l'affleurement normalisé par rapport aux valeurs du manteau primitif selon les valeurs de McDonough et Sun 1995.	
Figure 4.9	82
Spectre des ETR normalisé aux chondrites selon Taylor et McLennan (1985) des roches granitiques de l'affleurement de la zone d'étude.	
Figure 4.10	85
Spectres des ETR normalisés aux chondrites selon Taylor et McLennan 1985 (A) et diagramme multi-éléments normalisés aux valeurs du manteau primitif selon McDonough et Sun 1995 des ségrégations leucocrates de la zone d'étude (B).	
Figure 4.11	88
Diagramme ternaire de classification des roches mafiques selon Strekeisen (1976) après le calcul de la norme de CIPW.	
Figure 4.12	89
Diagramme alkalis versus silice de la classification des roches mafiques en suites magmatiques selon le diagramme de Irvine et Baragar (1971).	

Figure 4.13	90
Diagramme triangulaire de Jensen (1976) montrant la position des échantillons du matériel mafique dans le champ de la suite tholéiitique.	
Figure 4.14	91
Diagramme de discrimination des oxydes majeurs montrant la localisation des échantillons mafiques dans le champ des basaltes des rides médioocéaniques MORB et des basaltes alcalins des îles océaniques OIA (modifié de Mullen, 1983)	
Figure 4.15	93
Diagramme multi-éléments des roches mafiques de la zone d'étude comparé avec celui des MORB-E. Les abondances sont normalisées par rapport au manteau primitif selon McDonough et Sun 1995.	
Figure 4.16	95
Diagramme multi-éléments des roches mafique de la zone d'étude comparé avec celui de la moyenne des MORB-E et celui de la croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan 1985). Noter la position intermédiaire du patron des roches mafiques entre celui des MORB de type enrichi(MORB-E) et de la croûte continentale supérieure.	
Figure 4.17	96
Patron des ETR des roches gabbroïques de la zone d'étude normalisé au chondrite selon les valeurs établis par Taylor et McLennan (1985).	
Figure 4.18	98
Diagramme Th/Yb versus Ta/Yb d'après Pearce (1983) montrant la position des échantillons dans le champ calco-alcalin. Les flèches ascendantes montrent l'origine d'une contamination possible des roches mafiques. CA: Calco-alcalin; TH: Tholeiitique; S: Shoshonitique. C: contamination crustal.	
Figure 4.19	98
Diagramme ternaire (Hf/3, Th, Ta) d'après Wood (1980) montrant la disposition des échantillons des roches mafiques dans le champ des basaltes calco alcalin. La flèche vers les MORB-E indique l'origine de la contamination possible des roches mafiques.	
Figure 4.20	101
Diagramme multi-éléments des granites de la zone d'étude comparé à la composition moyenne de la croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan 1985) et celle des granites protérozoïques (Condie 1993).	
Figure 4.21	102
Diagrammes de modélisation indiquant les proportions des contaminants nécessaires pour produire le magma mafique de la région d'étude (60 % MORB-E et 40 % Croûte continentale supérieure).	

- Figure 4.22**107
Diagramme multi-éléments des roches mafiques biotitisés normalisé aux valeurs des oxydes majeurs et des éléments en traces de l'échantillon SF32 considéré ici comme roche mère.
- Figure 4.23**108
Diagramme Isochon de Grant (1980) pour une roche grabroïque et une biotitite. Comparant la composition chimique dans l'échantillon représentant la roche fraîche (gabbro) et celle dans la roche altérée (Biotitite). Les oxydes majeurs représentés en W%, les éléments trace en ppm. La ligne en pointillée indique l'élément le plus enrichi et le plus appauvris dans le système.
- Figure 5.1**118
Bloc-diagramme schématique montrant la distribution de la ségrégation felsique dans le matériel hôte représenté par les roches mafiques. En coupe verticale on voit la disposition en bandes parallèles des unités blanches de la ségrégation felsique donnant un aspect d'une migmatite. L'échelle du dessin est prise d'une manière arbitraire. M : litage mafique. Tout ce qui est noirâtre représente les ségrégations leucocrates.
- Figure 5.2**120
Modèle géologique de mise en place proposé expliquant l'histoire des événements qui se sont déroulés dans la zone d'étude.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3.1 :	68
Tableaux de synthèses des principaux traits minéralogiques des différentes unités lithologiques identifiées dans le terrain d'étude.	
Tableau 4.1	100
Composition analytique en oxydes majeurs et éléments en traces des roches felsiques comparée à la croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan 1985) et aux granites protérozoïques (Condie 1993). MRF= moyenne des roches felsiques.	
Tableau 4.2	105
Rapport de variation de poids des oxydes majeurs et éléments en trace dans la roche a gabbro Co par rapport à la biotitite Ca. Rp= Rapport de variation de poids.	

LISTE DES ANNEXES

Annexe I135

Composition chimique des roches analysées par XRF et ICP-MS. Les Oxydes majeurs et LOI sont en % poids et les autres éléments sont en ppm.

le Mg# est calculé selon le rapport $[Mg/[Mg+Fe]]$.

$A/CNK = Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$

$NK = Na_2O + K_2O$

Annexe II144

Calcule normatif CIPW de l'ensemble des roches mafiques et mésonormatif pour des roches granitiques de la zone d'étude

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 Problématique

La différenciation compositionnelle de la croûte continentale n'est qu'un résultat de nombreux processus qu'avaient subit à un moment donné les unités lithologiques qui affleurent en surface. Dans un cas général, le processus pour qu'un magma arrive en surface doit passer par 3 étapes :1) la ségrégation, par laquelle la fraction du fondu se sépare du restite lors de la fusion partielle (Richter et McKenzie 1984, Sawyer 1991); 2) le transfert par lequel le fondu ou magma remonte et traverse la croûte de la source vers le site de mise en place (Collins et Sawyer 1996) et 3) la mise en place et formation de pluton dans la croûte supérieure.

Le magma peut ainsi être affecté par la contamination, le fractionnement ou l'altération et ce, à n'importe quelle étape de son parcours. La contamination peut s'effectuer à plusieurs endroits, soit lors de la formation du magma à partir de la fusion partielle du manteau contaminée par la croûte en subduction, ou lors de la remonté du magma dans la croûte continentale.

Le fractionnement est le processus qui accompagne l'évolution du magma responsable de la genèse des différentes unités lithologiques.

L'altération est le processus qui modifie la composition initiale de la roche. Elle est tributaire de la présence d'un fluide qui permet la mobilité des éléments. Cette étude met en évidence les processus cités en haut. Ceci par l'étude d'une intrusion mafique-felsique mise en place dans une zone de décrochement de manière synchrone dans la zone de Tadoussac. L'idée de base, est de voir; 1) l'origine de ces roches mafiques à intermédiaire; 2) voir si elles forment l'encaissant de l'intrusion felsique ou alors, si elles ont été injectés dans la même zone de décrochement que celle du pluton felsique de façon synchrone; 3) essayer d'expliquer l'origine et la formation des unités associées, et 4) de trouver l'origine du fluide responsable de l'altération.

En définitive, les objectifs ultimes de la présente étude sont essentiellement de:

- caractériser les roches mafiques à intermédiaires.
- déterminer les effets du contact des deux matériaux felsique et mafique à intermédiaire.
- déterminer les changements dans la composition des roches résultant de l'altération par le fluide.
- caractériser les ségrégations felsiques dans les unités mafiques.

1.2 Localisation

La région de Tadoussac est située à l'est de la province de Grenville entre le Saguenay et le Saint-Laurent. Les principaux types de roches sont, 1) Orthogneiss gris granodioritiques, 2) Métasediments incluant des métapelites métamorphisés au faciès supérieur des amphibolitiques ou inférieur des granulites, 3) Gneiss mafiques et des granites alcalins. Les orthogneiss indiquent un âge de $1,53 \pm 0,07$ Ga (Sm-Nd). L'âge

des autres unités sont inconnus, mais les granites alcalins appelés informellement les plutons des petites Bergeronnes, sont les plus jeunes vu qu'ils injectent les autres formations. Le pluton granitique a été injecté dans une faille de décrochement active pendant la mise en place du magma. À l'échelle de l'affleurement, du côté sud-ouest, ce pluton est en contact intrusif avec les gneiss mafiques à intermédiaires (Planche 1.1). Il recoupe la foliation générale, de même pour les dykes de granites et des pegmatites associés. Ces roches mafiques à intermédiaires se trouvent dans la faille en décrochement dextre, en plus, il y a des zones où les amphiboles sont transformées en biotite (Planche 1.2) évoquant un patron de fractures qui coupe le litage et les bandes compositionnelles.

La route principale d'accès conduisant à la région d'échantillonnage est la route 138 ouest entre Tadoussac et Baie-Comeau en passant par Les Écoumins. Les plutons des Petites Bergeronnes sont exposés, à l'échelle de l'affleurement, en différents endroits le long de la ligne de transmission électrique, où elles montrent des contacts intrusifs avec les gneiss mafiques à intermédiaires. Aussi, elles font l'objet de plusieurs carrières où le granite est exploité pour des pierres ornementales. L'échantillonnage a été fait dans le pluton en contact intrusif avec les gneiss mafiques à intermédiaires. À l'échelle macroscopique, ces gneiss développent une foliation importante plus des veines de ségrégation de matériel leucocrate. Ces dernières sont parfois parallèles à la foliation générale, et qui ressemble amplement à des leucosomes d'une migmatite. L'ensemble de l'affleurement est recoupé par une zone de forte concentration en biotite qui forme un dyke, au sens descriptif du terme, ou encore une bande nommée ici Biotitite.



Planche 1.1 : L'affleurement du côté sud-ouest montrant la zone de contact du matériel felsique avec le mafique à intermédiaire.

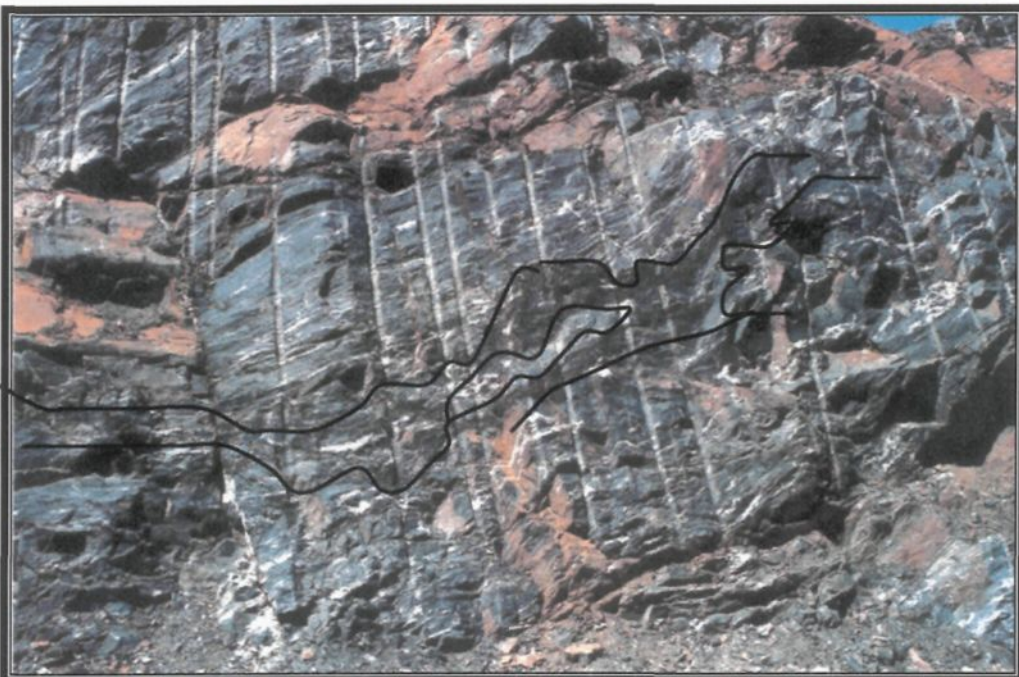


Planche 1.2 : Affleurement montrant la zone de concentration en biotite qui forme une bande recoupant l'ensemble et qu'on a appelé biotitite.

1.3 Méthodologie :

La méthodologie adoptée dans cette étude, s'articule dans un premier temps sur un travail de terrain qui donne suite à une description pétrographique sur une échelle macroscopique de l'affleurement, et sur un travail de laboratoire qui se scinde en deux volets : pétrographie microscopique et analyse géochimique.

Échantillonnage:

Un échantillonnage a été fait:

- Dans l'intrusion felsique et mafique.
- Au contact du matériel mafique, au niveau des ségrégations leucocrates.
- Dans le dyke ou bande de biotitite qui recoupent l'affleurement.
- Dans les métasédiments (paragneiss)

Pétrographie:

L'analyse pétrographique de la microstructure a été effectuée sous microscope en lumière polarisée. Dans cette étude on cherche à déterminer la composition minéralogique, les textures et les différents assemblages métamorphiques. De cette manière, cinq types lithologiques ont été identifiés : Les unités mafiques, les unités felsiques regroupant les granites et les ségrégations felsiques, les sédiments ou gneiss et la biotitite. La pétrologie microscopique qui est liée à la composition chimique des différentes phases formant les roches de l'affleurement a permis de définir et de nommer toutes les unités rencontrées. On procède de la façon suivante :

Une description des associations minéralogiques et les textures associées.

Un comptage de points qui permet une projection sur le diagramme de Streckeisen (1976).

Géochimie:

La géochimie est étudiée afin de raffiner et/ou de corriger l'analyse et l'interprétation pétrographique. Une collecte de 43 échantillons a été accomplie pour l'analyse géochimique. Le choix a été fait sur des entités représentatives de chacune des unités lithologiques rencontrées sur le terrain et ce, en évitant le mieux possible les zones d'altération susceptibles de fausser les résultats analytiques. De ces 43 échantillons, environ 65 g de poudre a été préparé au laboratoire de broyage et concassage à l'Université du Québec à Chicoutimi pour en faire une analyse géochimique. L'étape de broyage sert à réduire les échantillons en fragments ou en poudre pour homogénéiser et faciliter la mise en solution de ces échantillons. Le laboratoire dispose de trois types de broyeur : le broyeur à mâchoire, le broyeur à disque et le broyeur " Shatterbox".

Généralement, on procède étape par étape, le broyeur à mâchoire sert à fragmenter l'échantillon en le réduisant en débris de huit millimètres environ, ce broyeur est fait d'acier il pourrait y avoir donc une contamination en fer métallique, aussi en Co, Cr, Cu et Mo. Donc les étapes qui suivent doivent être faites préalablement avec une partie de l'échantillon pour une pré-contamination de l'appareil suivis d'un nettoyage à l'air comprimé. Finalement, le broyeur " Shatterbox" réduira la poudre grossière en poudre fine, ce broyeur est généralement la dernière étape puisque les échantillons sont recueillis en poudre. Chaque broyeur implique une décontamination afin de réduire le mieux possibles les effets de contamination. Aussi le degré de contamination est relié à la durée du broyage. Une durée courte de broyage impliquera

forcement un degré faible de contamination. Il est donc important de contrôler le temps de broyage, de bien nettoyer l'appareil après chaque utilisation, de faire des pré-contaminations avec une partie de l'échantillon suivant. En fin, il est préférable de suivre un ordre des échantillons en fonction de leurs compositions chimiques. On peut faire face à un autre type de contamination pendant la manipulation en plus de la contamination par l'appareil, il s'agit de la contamination inter-échantillon qui semble être plus importante, la figure 1.1 montre qu'une contamination en Ta peut modifier une classification pétrogénétique (Iwansseon et Landstrom 2000).

La poudre ainsi préparée, a été analysée aux laboratoires de géoscience de Sudbury, l'analyse des oxydes majeurs a été effectuée par spectrométrie de fluorescence de rayon X (XRF). Les abondances en éléments de terres rares (ETR) et en certains éléments en traces ont été déterminés par la méthode ICP-MS (Inductively coupled plasma mass spectrometry) en utilisant une solution de préparation. L'étude de la géochimie va permettre, donc, de déterminer l'origine du magma, et les modifications subies par ces magmas qui sont de plusieurs ordres à savoir le fractionnement, la contamination et l'altération, des diagrammes binaires de Harker, des spectres des éléments des terres rares, des diagrammes multiéléments (spidergrammes) et des diagrammes des isochones seront utilisés. En fin, la modélisation va permettre d'intégrer tous les éléments déjà étudiés dans un modèle qui répond à la formation et à la mise en place de l'affleurement.

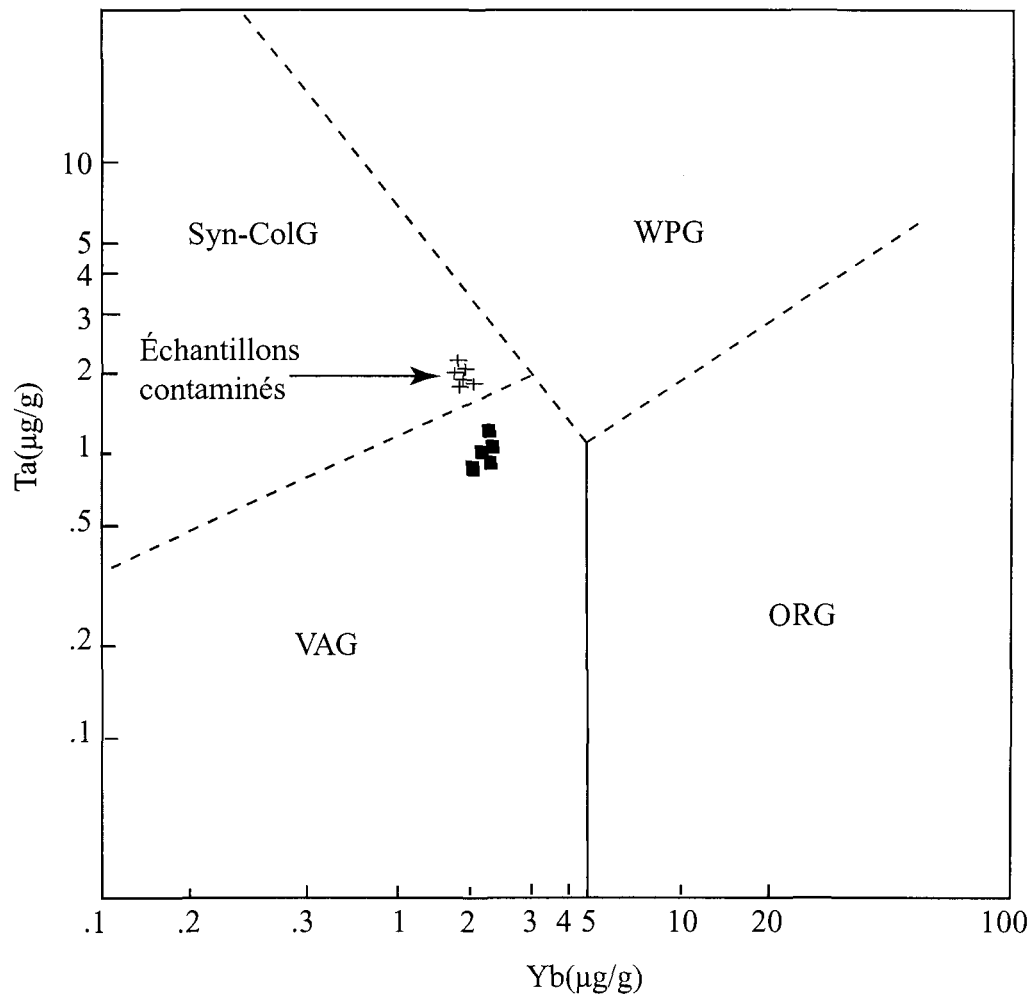


Figure 1.1: Diagramme montrant l'effet de la contamination en Ta sur une classification des granitoïdes de Iwanseon et Landstrom (2000) modifié après Pearce *et al.* (1984)

1.4 Travaux antérieurs :

La plupart des travaux antérieurs portent sur les granites de la carrière des Petites Bergeronnes effectués par Sawyer (2000). La région a été cartographiée au 1 : 50 000 par Rondot (1983), il s'agit plutôt d'une synthèse structurale qui a couvert la région du Bas Saguenay.

Une autre étude cartographique de la région Pontgravé-Bergeronnes, à l'échelle 1 : 12 000 était compilée par Greigg en 1952, qui a concentré son travail sur la minéralisation de mica qui était en exploitation dans cette région (Morin 1987). En 1975, le «Projet Grenville» (Laurin et Sharma 1975) a couvert la région par des cheminements de reconnaissance, pendant cette période, Faure (1972) a étudié la géologie structurale de la région de Grandes-Bergeronnes. Rondot (1979, 1983) a effectué des reconnaissances géologiques dans Charlevoix-Saguenay.

Suite à la découverte des minéralisations du district de Grandes-Bergeronnes, Marcoux (1984) a effectué une cartographie à l'échelle 1 : 15 000 aux alentours des sites minéralisés.

CHAPITRE II

- Cadre géologique-

2.1 Géologie générale de la province du Grenville

2.1.1 Introduction

La Province du Grenville est exposée dans le sud-est du bouclier Canadien (Gill 1948), elle est limitée entre le Labrador au nord-est et les grands lacs au sud-ouest où elle disparaît sous la couverture de la plate-forme paléozoïque. Au sud des grands lacs, elle se prolonge jusqu'au nord des Monts Ouachita à l'est des provinces de Yavapai et de Mazatzal (Figure 2-1) d'âge précambrien moyen (Hoffman 1988, 1989). La Province du Grenville s'étend sur plus de 2000 km de longueur et 300 à 600 km de largeur. Une superficie de 600 000 km² affleure au Québec où elle constitue la dernière province d'âge précambrienne, ajoutée au noyau du craton nord américain au cours de l'orogénèse grenvillienne. La marge sud-est du Grenville est constituée de roches Cambro-Ordovicien de la plate-forme de Saint Laurent, qui viennent en discordance d'érosion. Quant à la marge nord et nord-ouest, elle est constituée par le Front de Grenville qui sépare le Grenville des provinces géologiques plus anciennes (Province du Supérieur, Province de Churchill, Province de Rae, Province de Nain, province de Makkovik)

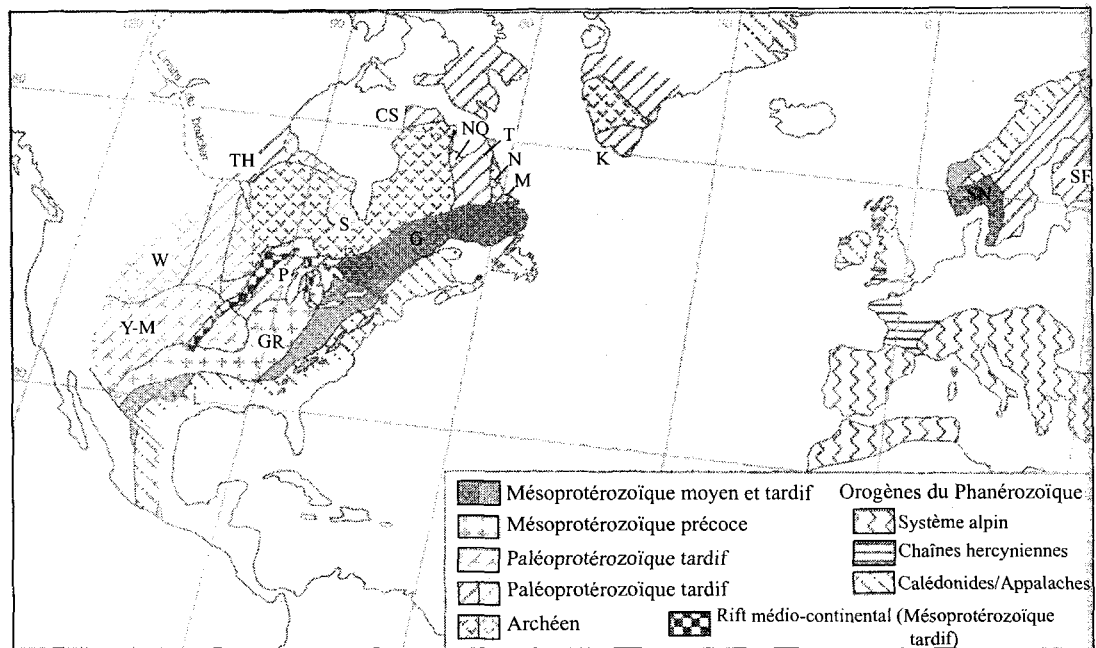


Figure 2.1: L'extention de l'orogène du Grenville en Amérique du nord et la région de l'Atlantique nord: G-Grenville, SN-Province svèconorvégienne, L- soulèvement de Liano, W-Province de Wyoming, S-Province du supérieur, N-Province de Nain, P orogène pénokéen, TH-orogène trans-hudsonien, CS-ceinture du Cap Smith, NQ-orogène du nouveau-Québec, T-Orogène des Torngat, M-province de Makkovik, K-orogène Kétilidien, Y-M-orogène de Yavapai-Mazatzal, GR- terrains de granite rhyolite de la région médio-continentale, SF-province svécofennienne. (Davidson 1998).

d'âge Archéen à protérozoïque inférieur à moyen. Le terme Grenville doit son appellation à la localité du Grenville dans la vallée de la rivière des Outaouais au Québec, ou il a été utilisé pour désigner les roches métamorphiques (Hocq 1994). Depuis son apparition, il a connu plusieurs nomenclatures en passant de "Grenville Séries" à "Supergroupe" et de "Sous province" à "Province géologique".

Le grade du métamorphisme dans la Province du Grenville est très divers, il varie de 40 MPa, 400°C, du faciès schiste vert dans les roches du terrain de Hastings inférieur en Ontario, à 110 MPa, >800°C, du faciès à granulite dans les roches de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec (Anovitz et Essene 1990, Cosca *et al.* 1992). Mais de façon générale, la Province du Grenville est caractérisée par un métamorphisme de haut grade qui varie du faciès amphibolitique jusqu'au faciès des granulites, avec des roches polymétamorphiques à haut grade formées avant l'orogénèse grenvillienne, il y a même des roches qui ont subies deux ou trois phases métamorphiques grenvilliennes quoiqu'ils sont rares. En général, chaque bloc tectonique a un métamorphisme propre mais l'âge, diffère entre un bloc et un autre. On note aussi une importante quantité de roches magmatiques qui se sont cristallisées à haute température, dont les mangerites et les anorthosites (Hocq 1994).

Des études faites sur l'âge et les affinités tectoniques de la majorité des unités lithologiques dans la Province du Grenville, révèlent une variété d'âge allant de l'Archéen au mésoprotérozoïque supérieure et néoprotérozoïque inférieur, et que la plupart des unités majeures tendent à être plus jeunes en allant vers le sud-ouest de la province (Rivers 1997).

Des études géochronologiques plus poussées faites dans la partie est et ouest de la Province du Grenville montrent que la province est une mosaïque de terrains plus anciens avec un événement d'accession qui a pris place pendant le protérozoïque. En effet, la partie centrale de la province a été sujet à plusieurs critiques dans le but de trouver un model tectonique qui fait intégrer la partie est et ouest du Grenville. L'utilisation de Sm-Nd à la base des études géochronologiques, a levé ce problème en donnant un âge unique à une large région de terrain de haut grade métamorphique (Dickin 2000)

2.1.2 L'étendu de la Province du Grenville

L'Orogène du Grenville est exposé dans plusieurs endroits. En Amérique du nord (Figure 2.1) il s'étendant vers le sud-ouest du bouclier Canadien jusqu'au Texas et le Mexique (Rankin *et al.* 1993, Ruiz *et al.* 1988). Au sud-ouest de la Scandinavie, la Province de Sveconorvegienne représente la contre partie trans-atlantique de l'Orogène du Grenville à l'est des Caledonides et continue dans le subsurface au sud de la mer Baltique (Gower 1985, 1990). Quelques vestiges de l'Orogène du Grenville sont reconnus au nord de l'Irlande et en Ecosse (Davidson 1995). Dans l'Amérique du nord, l'Orogène du Grenville est principalement étendue dans le subsurface. Les roches précambriennes affectées par l'orogénèse Grenvillienne se produisent comme des fenêtres de soubassement et des écaïlles à travers le système orogénique des Appalaches et émergent dans l'avant pays de cette ceinture paléozoïque au Texas (Davidson 1995).

2.1.3 Subdivision de Wynne-Edwards

Wynne – Edwards (1972) propose une subdivision de la Province du Grenville en se basant sur le grade du métamorphisme, le style de déformation et le type de roche.

Cette subdivision est ancienne et ne couvre pas l'extrémité orientale de la province (Hocq 1994). Ainsi il a pu subdiviser le Grenville en sept domaines (Figure 2.2), la zone tectonique du Front du Grenville (GFTZ), la ceinture des gneiss centraux (CGB), la ceinture centrale des métasédiments (CMB), terrain des granulites centrales (CGT), section de Baie Comeau (BCS), la partie orientale de la Province du Grenville (EGP) et l'avant pays. La nature des limites entre ces domaines n'est pas bien connue, elles sont plutôt des limites de contraste métamorphique entre terrains d'âge différent que des zones de failles ou de discordance d'érosion.

2.1.4 Subdivision de Rivers *et al.*

La subduction de Rivers *et al.* (1989) est plus récente et touche l'ensemble de la province de Grenville. En se basant sur des données géochronologiques, lithologiques, structurales et géothermobarométriques, ils ont divisé la Province du Grenville en trois grands ensembles ou ceintures longitudinales (Figure 2.3) : le parautochtone (PB), l'allochtone polycyclique (APB) et l'allochtone monocyclique (AMB). Les limites entre ces ensembles sont distinctes et désignés par des zones de failles ductiles qui sont dans l'ordre : l'Allochtone Boundary Thrust (ABT) ou zone de faille de charriage de l'allochtone et la Monocyclique Belt Boundary Zone (MBBZ) ou zone de faille de l'allochtone monocyclique.

2.1.4a. Le Parautochtone ou la zone de l'avant pays

Le Parautochtone constitue une bande parallèle du Front de Grenville et limitée au sud-ouest par l'ABT (Figure 2.3). Le parautochtone est représenté par des roches d'âge Archéen à protérozoïques inférieur ou moyen, faiblement affectés par l'orogénèse grenvillienne (Woussen *et al.* 1986).

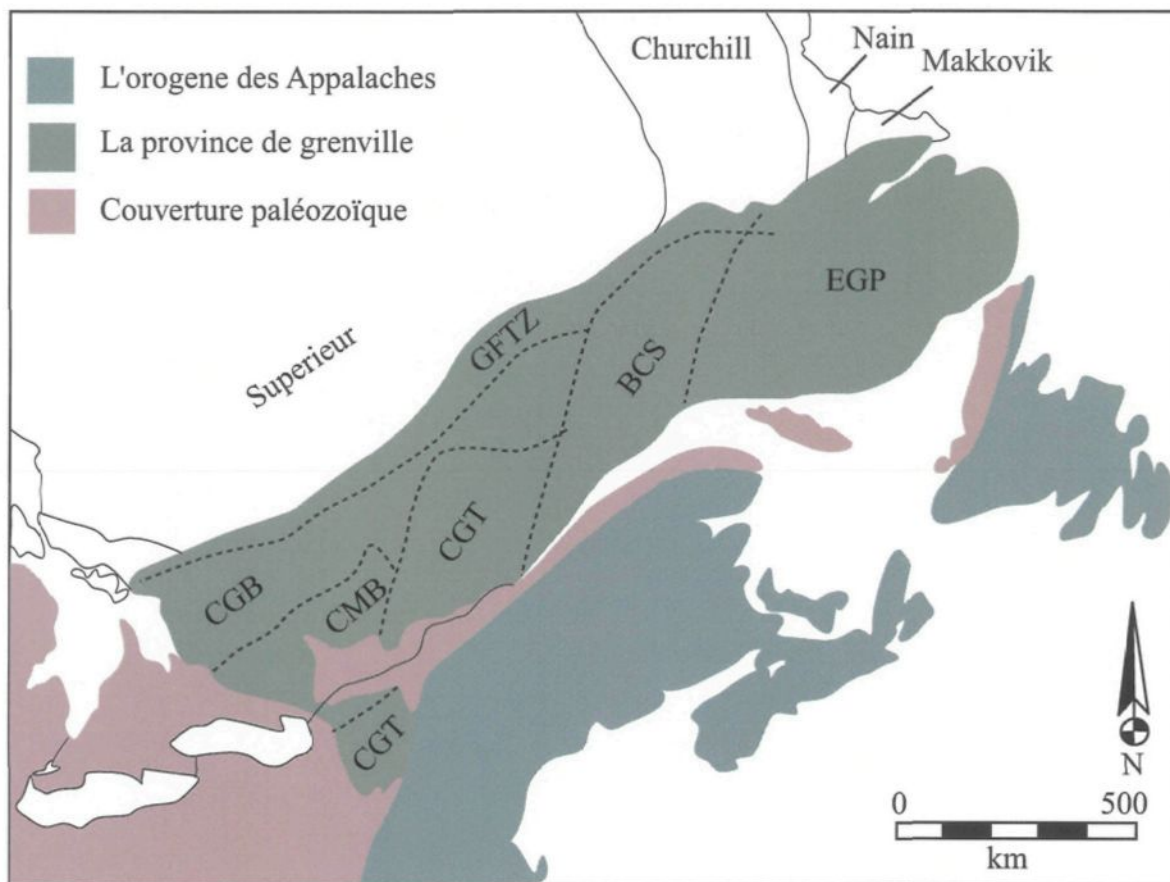


Figure 2.2: Subdivision de la Province du Grenville d'après Wynne-Edwards (1972); EGP: province du Grenville de l'est. BCS: section de Baie-comeau. CGB : ceinture des gneiss central. GFTZ: zone tectonique du Front du grenville. CGT: terrain de granulite central. CMB: ceinture métasédimentaire central. (Modifié de Moore 1986)

Dans le parautochtone on retrouve essentiellement des orthogneiss tonalitiques, dioritiques et granodioritiques migmatisés, on retrouve aussi des filons de microgabbro d'âge divers métamorphisés jusqu'au faciès des granulites. La déformation dans la zone parautochtone pendant un métamorphisme à faciès schistes vert (plus intense près du Front de Grenville) et faciès amphibolite, est polyphasé. La déformation est attribuée à l'emplacement et l'empilement des unités allochtones sur la zone parautochtone pendant l'orogénèse grenvillienne (Rivers et Chown 1986).

2.1.4 b. Zone de faille de charriage de l'allochtone monocyclique (ABT)

La limite entre le parautochtone et l'allochtone polycyclique est la zone de faille de charriage de l'allochtone monocyclique (ABT) (Figure 2.3). Sa localisation était repérée par des études de géochronologie, de métamorphisme et de structure. Cette limite est interprétée comme étant une zone de forte charriage car elle est caractérisée par des roches mylonitiques subhorizontales qui marquent une inversion typique dans le grade métamorphique (Rivers *et al.* 1989)

2.1.4 c. L'Allochtone polycyclique

L'Allochtone polycyclique occupe la majeure partie de la Province du Grenville limité par ABT à l'est et par la MBBZ à l'ouest, elle constitue la partie du Grenville qui correspond aux roches provenant d'un cycle orogénique antérieur et métamorphisé au cycle grenvillien, et chevauché vers le nord-ouest par l'orogénèse Grenvillienne. Cette ceinture est formée d'une abondance de paragneiss quartzofeldspathique et d'orthogneiss, avec un assemblage intrusif de roches mafiques incluant des anorthosites et des gabbro-norites (Rivers et Chown 1986). Le degré de métamorphisme varie de celui d'un faciès supérieur des amphibolites à celui de granulite.

2.1.4 d. La zone de faille de l'allochtone monocyclique (MBBZ)

La limite entre l'allochtone polycyclique et l'allochtone monocyclique est la zone de faille de l'allochtone monocyclique (MBBZ) (Figure 2.3). Cette limite correspond à une zone de faille ductile complexe assez large, des indicateurs cinématiques habituellement observés confirment qu'il s'agit d'une zone de faille inverse avec déplacement du toit vers le NNW, malgré que dans certains secteurs de cette zone, les failles sont qualifiées de faille d'extension tardives (Hocq 1994).

2.1.4 e. L'Allochtone monocyclique

L'Allochtone monocyclique occupe la partie sud-ouest du Grenville, il communique avec la ceinture Allochtone polycyclique par la MBBZ. Il est constitué de roches intrusives et de roches métamorphisées uniquement au cours du cycle grenvillien. Ces roches ont été métamorphisées aux faciès schistes verts à granulites. Tout comme l'allochtone polycyclique, l'allochtone monocyclique renferme les quatre suites magmatiques caractéristiques du Grenville.

2.1.4. f. Le Front du Grenville

Le Front du Grenville représente la limite nord-ouest de la Province du Grenville (Figure 2.3). Il s'étend sur 2000 km et représente l'expression en surface d'une discontinuité crûstale qui superpose les structures des provinces voisines du nord-ouest, et délimite l'extension des déformations métamorphiques grenvilliennes pénétratives vers le nord-ouest (Rivers *et al.* 1989). C'est un élément structural dont la principale caractéristique est de séparer des unités lithologiques différentes.

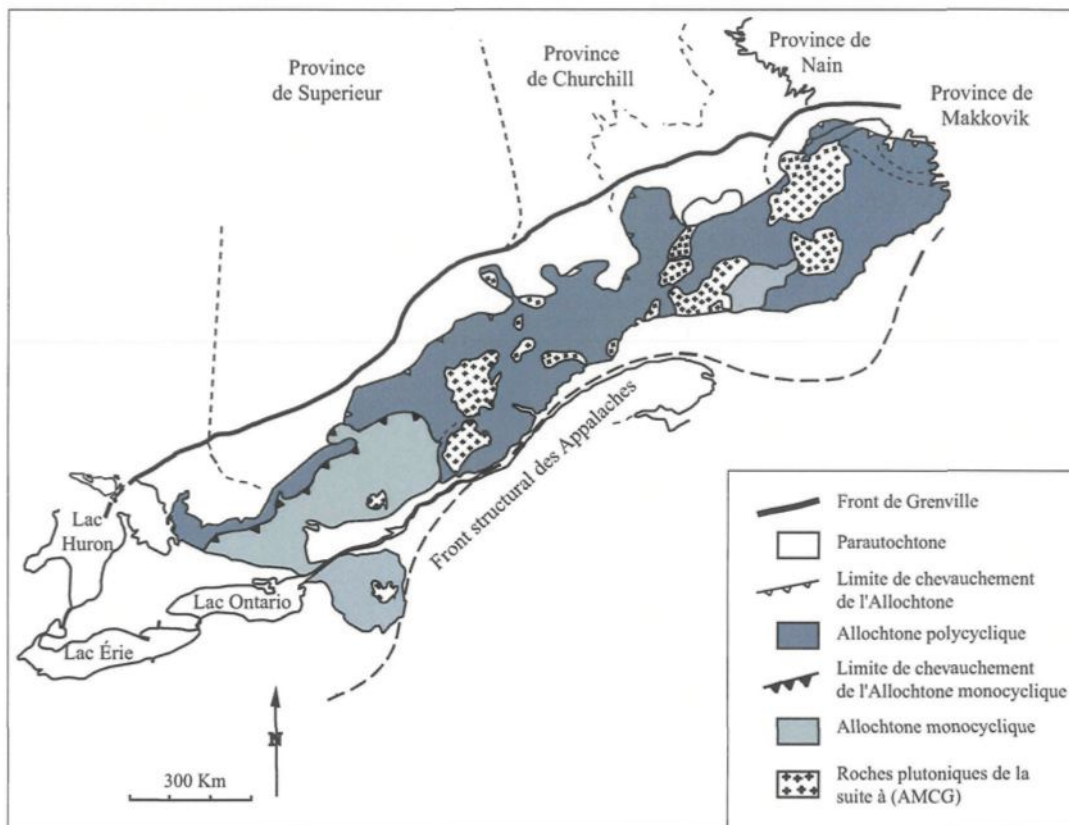


Figure 2.3 : Subdivision de la province de Grenville basées sur une interprétation Tectonique compilée de Rivers et al (Modifié de Davidson 1998). AMCG: Anorthosite-Mangérite-Charnockite-Granite.

2.1.5 Formation du Grenville

L'Orogène du Grenville fait partie de tout un système orogénique interconnecté qui englobe aussi le Madagascar, la partie Est de l'Inde, le bloc de Musgrave, la ceinture Albany-Fraser du sud-ouest de l'Australie ainsi que des portions de terrains de l'Antarctique (Davidson 1995, Young 1992, Dalziel 1991, Hoffman 1991) (Figure 2.4).

L'orogénèse du Grenville s'est produite entre deux périodes relativement calme de l'histoire de la terre, soit entre 1,5 et 0,8 Ga, cet intervalle de temps a été précédé par des orogénèses majeures dans différentes localités dans le monde : entre 1,9 et 1,6 Ga (Penokean, Hudsonien, Yavapi-Mazatzal, Ketilidian, Labradorien, Svécofennien etc.) et suivis par des événements datant du fin protérozoïque au début phanérozoïque (Pan-Africain, Avalonian, Caledonian-Appalachian, etc.) (Davidson 1995).

L'Orogénèse du Grenville a été interprété tant que collision continentale entre la Laurentia et un continent au sud-est (Dewey et Burke 1973, Windley 1986, Rivers et al 1989). Windley (1989, 1993) propose que la première expression de l'orogénèse grenvillienne est la fermeture de l'océan grenvillien qui est suivis par un épisode de volcanisme dans le terrain d'Elzévir à 1,25 Ga, et un plutonisme d'extension à 1,23 Ga.

L'orogénèse d'Elzevire est une étape majeure dans l'histoire tectonométamorphique du Grenville, elle se passe pendant la période allant de 1230 à 1190 Ma et caractérisé par une phase de contraction suivis par une extension (collapse orogénique).

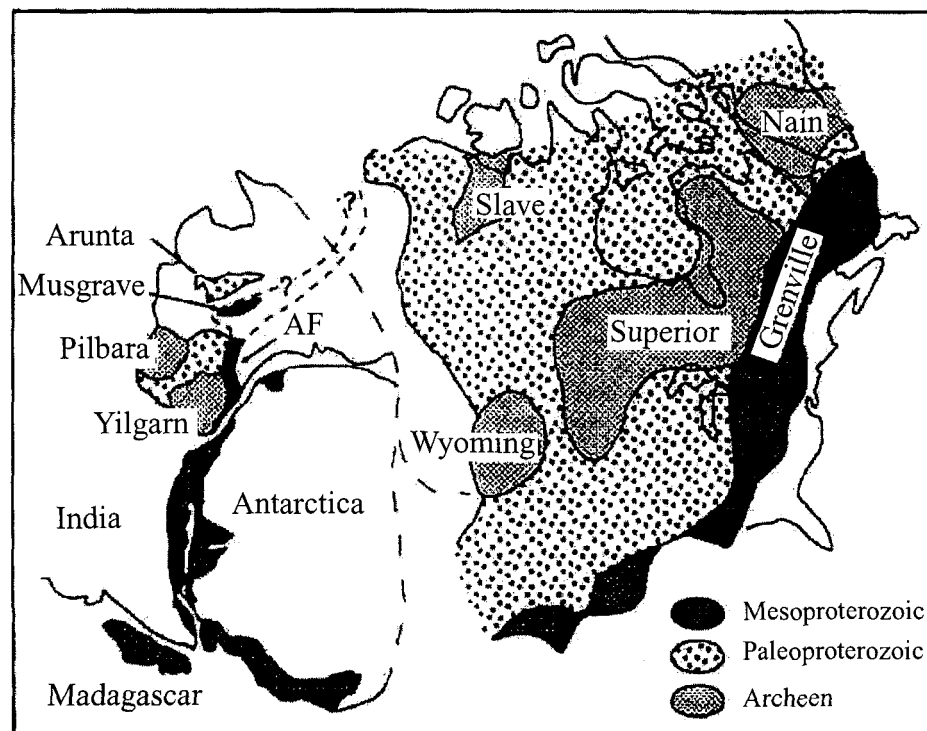


Figure 2.4: Distribution des ceintures grenvillienne au mésoprotérozoïque dans la reconstitution du supercontinent post-Grenvillien, d'après Moore (1991). AF: la ceinture Albany-Fraser.

L'orogénèse collisionnelle du Grenville, proprement dit, prend place entre 1100 et 1000 Ma (Rivers 1997) et caractérisée par trois stades de contraction distinctes :

1) l'orogénèse de Shawinigan dans l'arrière pays entre 1190 et 1140 Ma, 2) l'orogène Ottawan entre 1080 et 1020 Ma, exprimée par un chauvauchement dans la ceinture gneissique centrale de l'Ontario, un collapse orogénique entre 1060 et 1035 Ma, plus une mise en place des anorthosites et un complexe mafique tardif de 1010 à 1020 Ma, 3) enfin l'orogénèse de Rigolet de 1000 à 850 Ma, qui induit la propagation de l'orogène dans l'avant pays (Davidson 1984, 1995, Green *et al.* 1988, Rivers *et al.* 1989, 1993, 1997, Forsyth *et al.* 1994, Eaton *et al.* 1995) et caractérisée par la formation du front du Grenville.

Dans la province du Grenville on trouve des unités lithologiques plus ancienne comme ceux trouvé dans l'orogène de Penokeoan en Ontario et aux Etats-Unis qui datent de 1850-1790 Ma. Une période majeur de plutonisme calco-alcalin daté de 1570-1510 Ma (Dickin et Higgins 1992, Hébert et Van Breemen 2004) caractérisée par des orthogneiss gris dans le terrain des granulites centrale (Wynne-Edward 1972) ou dans l'allochtone polycyclique (Rivers *et al.* 1989).

Succinctement, on peut résumer les étapes de l'orogénèse grenvillienne en se basant sur les âges géologiques en six phases :

L'Archéen 2,6 Ga, a la bordure de la Province du Grenville, il est caractérisé par une mobilisation de terrains cratoniques à savoir, le craton du Supérieur, du sud-ouest de Rae et le craton de Nain. À cette période, certaines unités lithologiques sont reconnues :

Les gneiss granodioritiques à tonalitique correspondant à des complexes plutoniques, des roches métabasiques résultant du remaniement des roches vertes, des gneiss à biotite-quartz-plagioclase dérivant des métasediments turbiditiques de la Sous-Province d'Ashuanipi (Rivers *et al.* 1997) (Figure 2.5).

Paléoproterozoïque inférieur de 2,4 à 1,8 Ga : des séquences supracrustales du craton supérieur viennent se déposer près ou à l'intérieur de la Province du Grenville. Des données de la sismique réflexion impliquent qu'une partie du craton supérieur s'étant en profondeur dans la zone sud-ouest et centrale de la province (Eaton *et al.* 1995) (Figure 2.6)

Paléoproterozoïque supérieur de 1,7 à 1,6 Ga : période associée à l'Orogenèse du Labrador qui prend place entre 1680 et 1660 Ma avec une déformation ductile pénétrative et un métamorphisme allant jusqu'au faciès des granulites (Thomas *et al.* 1986, Gower *et al.* 1992, Connelly et Heaman 1993). Cette orogenèse a été suivie par l'emplacement du batholite translabradorien de type calco-alcalin à 1650-1648 Ma (Wardle *et al.* 1990) dont les caractéristiques évoquent ceux du type andien, avec subduction sous la Laurentia au nord ouest résultant de la soudure des terrains du Labrador avec la Laurentia (Connelly *et al.* sous presse). Cette période est caractérisée aussi par l'emplacement de deux séquences supracrustales avec des roches volcaniques felsiques : le groupe Bruce River à 1649 Ma (Scherer *et al.* 1988) et le groupe du lac Blueberry à 1652 Ma (James et Connelly sous presse) (Figure 2.7).

Mésoproterozoïque inférieur de 1,5 à 1,4 Ga : six événements géologiques (Figure 2.8) caractérisant cette période sont énumérés par Gower et Tucker (1994) :

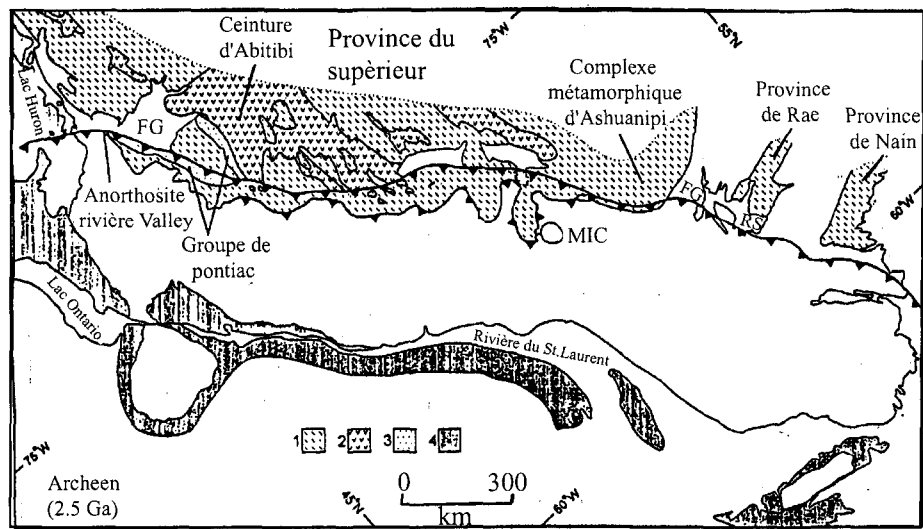


Figure 2.5: Carte de la Province du Grenville et des terrains adjacents montrant la distribution des roches de l'Archéen 2,5 Ga. 1. Granitoïdes et gneiss; 2. Ceinture de roches vertes; 3. Métasédiments; 4. Couverture paléozoïque; FG. Front du Grenville; RS. Reservoir de Smallwood (D'après Rivers 1997).

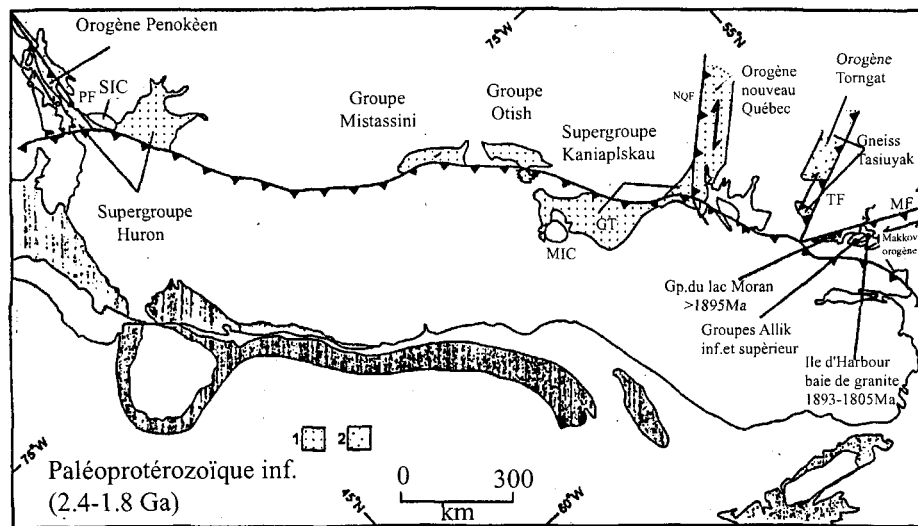


Figure 2.6: Carte de la Province du Grenville et terrains adjacents montrant la distribution des roches paléoprotérozoïques 2,4 à 1,8 Ga. 1. Séquence de la marge continentale passive déposée sur la croûte archéenne. 2. Sédiments accréionnaire. PF. Front de Penokean; NQF. Front du Nouveau-Québec; TF. Front des Torngat; MF Front du Makkovik; SID. Complexe Igné de Sudbury (D'après Rivers 1997).

- Emplacement des granitoïdes dans la Laurentia entre 1510 et 1420 Ma.
- Emplacement des roches granitiques dans les terrains de l'extérieur
- Emplacement de la suite Anorthosite- Mangerite- Charnockite- Granite, entre 1450 et 1400 Ma dans le Labrador. En effet, plusieurs plutons de AMCG ont caractérisé cette période, dont les dominants sont les complexes anorthositiques du Lac Harp et de Michikamau (Krogh et David 1973).
- Emplacement d'un essaim de dykes mafiques entre 1459 et 1430 Ma à savoir le gabbro de Shabogamo 1459 Ma (Connelly et Heaman 1993) et le gabbro de Michael 1430 Ma (Schärer *et al.* 1986). Les deux dykes présentent une tendance subalkaline à alcaline tholeiitique et formés dans une période d'extension crustale (Rivers 1997)
- Emplacement du Groupe de Montauban et du Complexe de la Bostonnais. Le premier a été daté à 1450 Ma (Corrigan *et al.* 1994) et été intrudé par le complexe calco-alcalin de la Bostonnais à 1400 Ma. Les deux sont interprétés comme des arcs d'accrétion qui se sont ajoutés à la Laurentia pendant cette période (Nadeau et Van-Breemen, 1994, Corrigan *et al.* 1994)

En fin, une période de haut grade métamorphique 1470 à 1445 Ma, à faciès amphibolitique à granulitique survient dans la région. Ces roches métamorphiques de haut grade sont spatialement liés à l'emplacement des granitoïdes déjà cité (Rivers 1997).

Mésoprotérozoïque moyen 1,3 à 1,2 Ga : deux groupes de roches sont formés dans cet intervalle de temps. Les roches formées dans l'avant pays de la Laurentia et

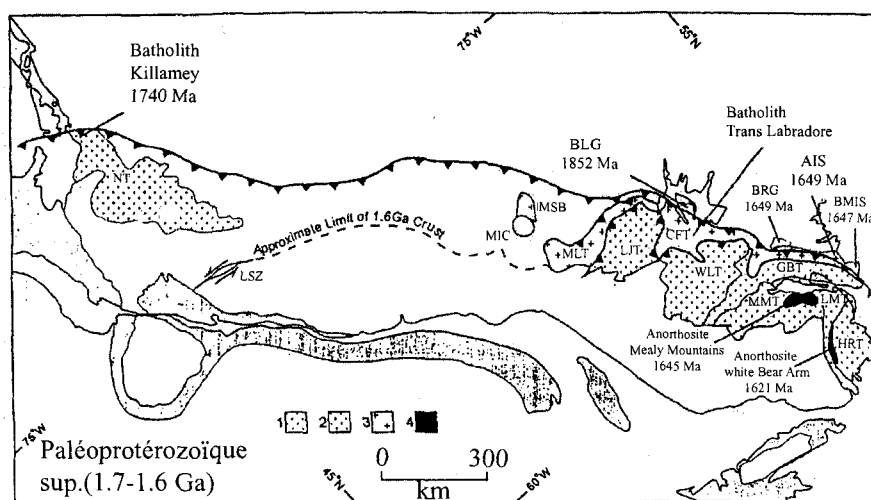


Figure 2.7: Carte de la Province du Grenville et terrains adjacents montrant la distribution des roches au paléoprotérozoïque supérieur, 1,7 à 1,6 Ga. 1. Granitoïdes de 1750 Ma. 2. Terrains gneissiques du Labrador. 3. Batholith Translabrador. 4. Les anorthosites. (D'après Rivers 1997).

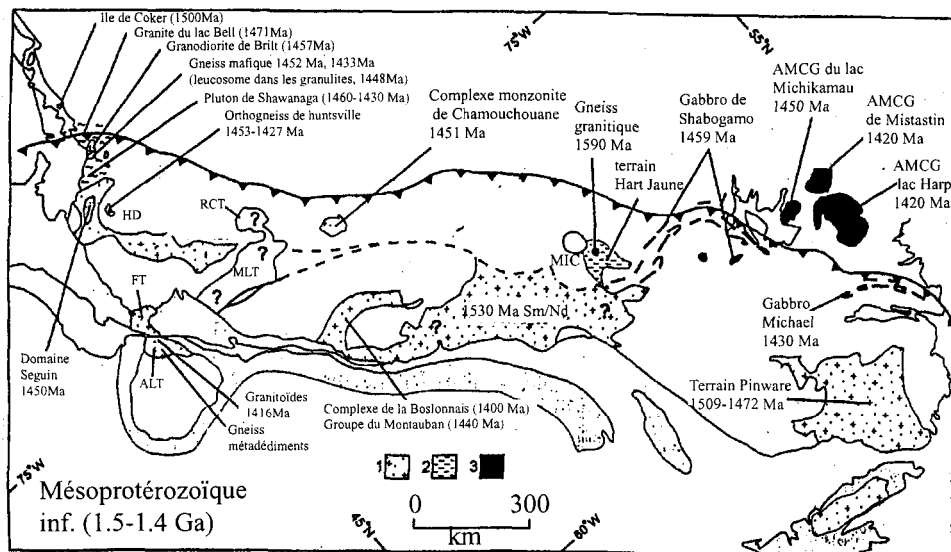


Figure 2.8: Carte du Grenville et terrains adjacents montrant la distribution des roches au mésoprotérozoïque inférieur, 1,5 à 1,4 Ga. 1. Granitoïdes et roches supracrustales. 2. Terrains de haut grade métamorphique de 1450 Ma. 3. Suite AMCG (D'après Rivers 1997)

celles formées à l'extérieur de la limite de la marge continentale (Figure 2.9). Les unités formant les terrains de l'avant pays de la Laurentia indique que la partie sud de la Laurentia a subi une période d'extension de 1,3 à 1,2 Ga avec formation de certains groupes supracrustales dans un environnement de rifting comme Seal Lake et le Groupe d'Aguanus (Rivers 1997).

Mésoprotérozoïque supérieur et néoprotérozoïque inférieur 1,1 à 1,0 Ga. Cette période a connu l'Orogenèse du Grenville proprement dite, avec une variété d'intrusions qui sont associés à cet événement (Figure 2.10).

2.2 Géologie de l'aire d'étude

La région de Tadoussac appartient à la Province de Grenville et fait partie de la ceinture allochtone polycyclique de Rivers *et al.* (1989), ou à la section de Baie-Comeau de Wynne-Edwards (1972) dans la partie centrale de la Province du Grenville. Elle est située dans la partie méridionale, entre le Saguenay et le Saint-Laurent, et caractérisée par l'abondance de paragneiss et d'orthogneiss calco-alcalin qui forment la majorité du terrain entre Tadoussac-Charlevoix au sud et Baie-Comeau au nord. La majorité des orthogneiss gris de la partie centrale de la province de Grenville, présentent un isochrone de Sm-Nd de $1,53 \pm 0.07$ Ga (Figure 2.11) (Dickin et Higgins 1992). Suite à cette étude, Dickin et Higgins concluent que les orthogneiss calcoalcalins de Baie-Comeau, dérivent d'un arc magmatique ou de roches sédimentaires liées à un arc magmatique juvénile (Charles et Robert 1994) et peut être aussi de roche volcaniques mafiques. Dans ces orthogneiss, il y a plusieurs petites intrusions granitiques (5-10 km) de nature alcaline non datées et qui développent des auréoles de métamorphisme.

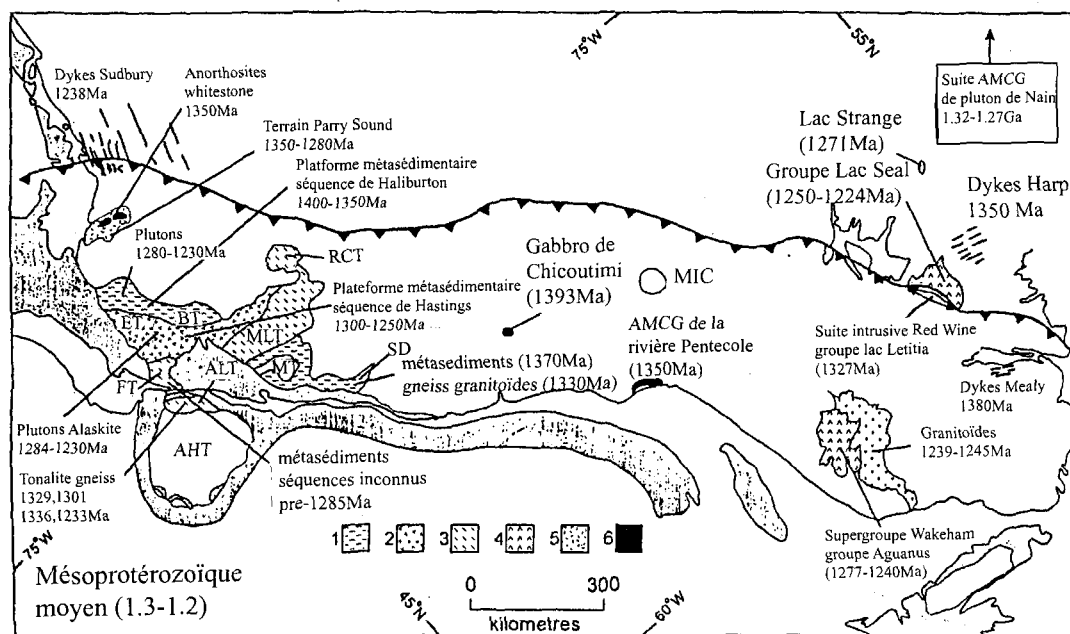


Figure 2.9: Carte de la Province du Grenville et terrains adjacents montrant la distribution des roches au protérozoïque moyen, 1.3 à 1.2 Ga. 1. Séquence de Plate-forme de Haliburton (BT). 2. Roches métavolcaniques, plutons de trondhjémite, plutons granitoïdes, Plate-forme de Hastings (ET). 3. Séquence sédimentaire et pluton de granitoïdes (FT, ALT, MLT, RCT, MT). 4. Sédiments terrestre et volcanisme mafique et/ou felsique. 5. Gneiss à faciès granulite. 6. Plutons granitoïde. (D'après Rivers 1997).

Du point de vu stratigraphie, on peut lier notre région d'étude à deux groupes principaux définie par Rondot (1986) : le complexe de Tadoussac et le groupe de Saint-Siméon.

Il s'agit de deux formations superposées, ou le complexe de Tadoussac sert de socle au groupe de Saint-Siméon. La limite entre les deux formations n'est pas bien précise par l'absence des unités du complexe de Tadoussac à la base du groupe Saint-Siméon (Rondot 1986).

Le complexe de Tadoussac : Il désigne une grande épaisseur de gneiss et de migmatite de couleur gris à rose d'aspect hétérogène et de composition minéralogique peu variée allant des migmatites granitiques aux migmatites granodioritiques de couleur grise (Rondot 1977).

Les migmatites granodioritiques grise est l'unité la plus ancienne et composée de plusieurs types de roches qui se sont homogénéisé suite au métamorphisme. Ils se distinguent des migmatites granitiques par la couleur et par le contenu en feldspath potassique. Dans cette unité on repère localement des roches avec amphibolites composées presque exclusivement de hornblende et de plagioclase avec une certaine quantité de minéraux opaques et d'apatite.

Les migmatites granitiques regroupent une série de roches caractérisées par la présence d'une proportion assez importante de feldspath potassique. La composition minéralogique varie beaucoup, le quartz est assez abondant, le microcline généralement microperthitique et le plagioclase est souvent altéré.

Le groupe de Saint-Siméon : C'est un ensemble sédimentaire bien stratifié formant des synclinaux ou des bassins sur les roches du complexe de Tadoussac. Au dessus, repose la nouvelle formation de Saint-Paul-du-Nord.

La région d'étude est située sur la route 138 ouest, plus précisément, aux coordonnées UTM sont 0454565 Estant et 5341663 Nordant (Figure 2.12 a et b). il s'agit de la bordure nord-ouest du pluton de la carrière des granites étudiés par Sawyer (2000). Dans l'affleurement faisant l'objet de cette étude, le pluton granitique est injecté dans une zone de décrochement active pendant la mise en place du magma. Ce pluton est en contact intrusif avec des roches mafiques à intermédiaires qui développent une foliation importante et contiennent par endroit, des veines de ségrégations du matériel leucocratique qu'on appelle durant cette étude, ségrégations felsiques.

Au nord des granites de la carrière des Grandes Bergeronnes à environ 1,6 km, se trouvent les métasediments identifiés par des paragneiss à sillimanites avec parfois des porphyroblastes de grenat (Planche 2.1). Des évidences pétrographiques montrent un degré de déformation assez important dans les gneiss à sillimanite, d'autant plus qu'ils sont métamorphisés au faciès inférieur des granulites (biotite+sillimanite+grenat+feldspath potassique+le fondu).

Les roches mafiques à intermédiaires représentent le matériel metabasique le plus fréquent dans la zone d'étude, les phases principales qui constituent ces unités sont définies par l'hornblende verte, la biotite, la clinopyroxène, et les feldspaths (voir tableau de synthèse minéralogique au chapitre III). Elles développent une foliation importante et encaissent des veines de ségrégations de matériel leucocrate qui sont, parfois, parallèles à la foliation régionale et parfois, elles forment des structures d'extension (Planche 2.2). À l'échelle de l'affleurement, les ségrégations leucocrate ressemblent à des leucosomes d'une migmatite par leur agencement en bandes qui

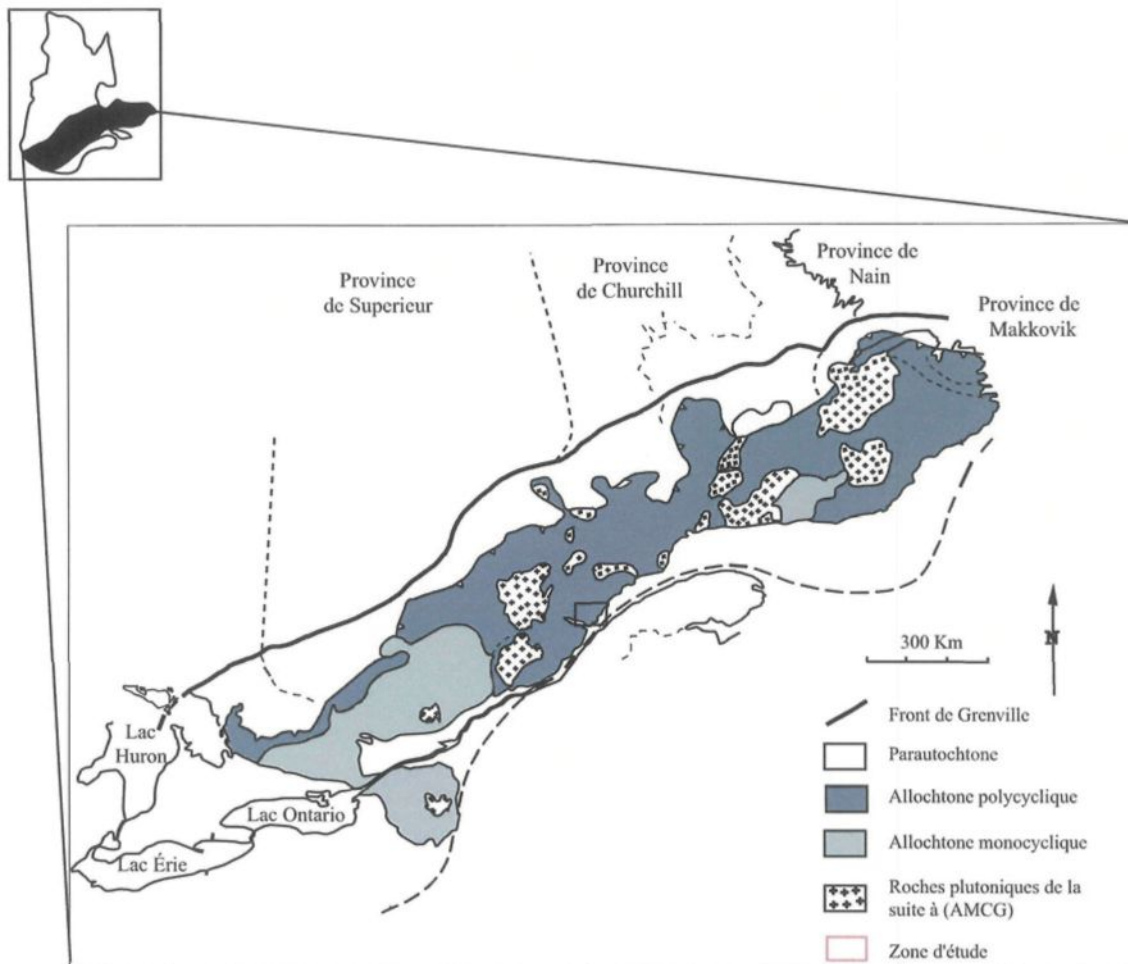


Figure 2.12 a : Carte géologique situant la zone d'étude à l'échelle de la Province du Grenville (modifiée de Davidson *et al* 1998) AMCG: Anorthosite-Mangérite-Charnockite-Granite.

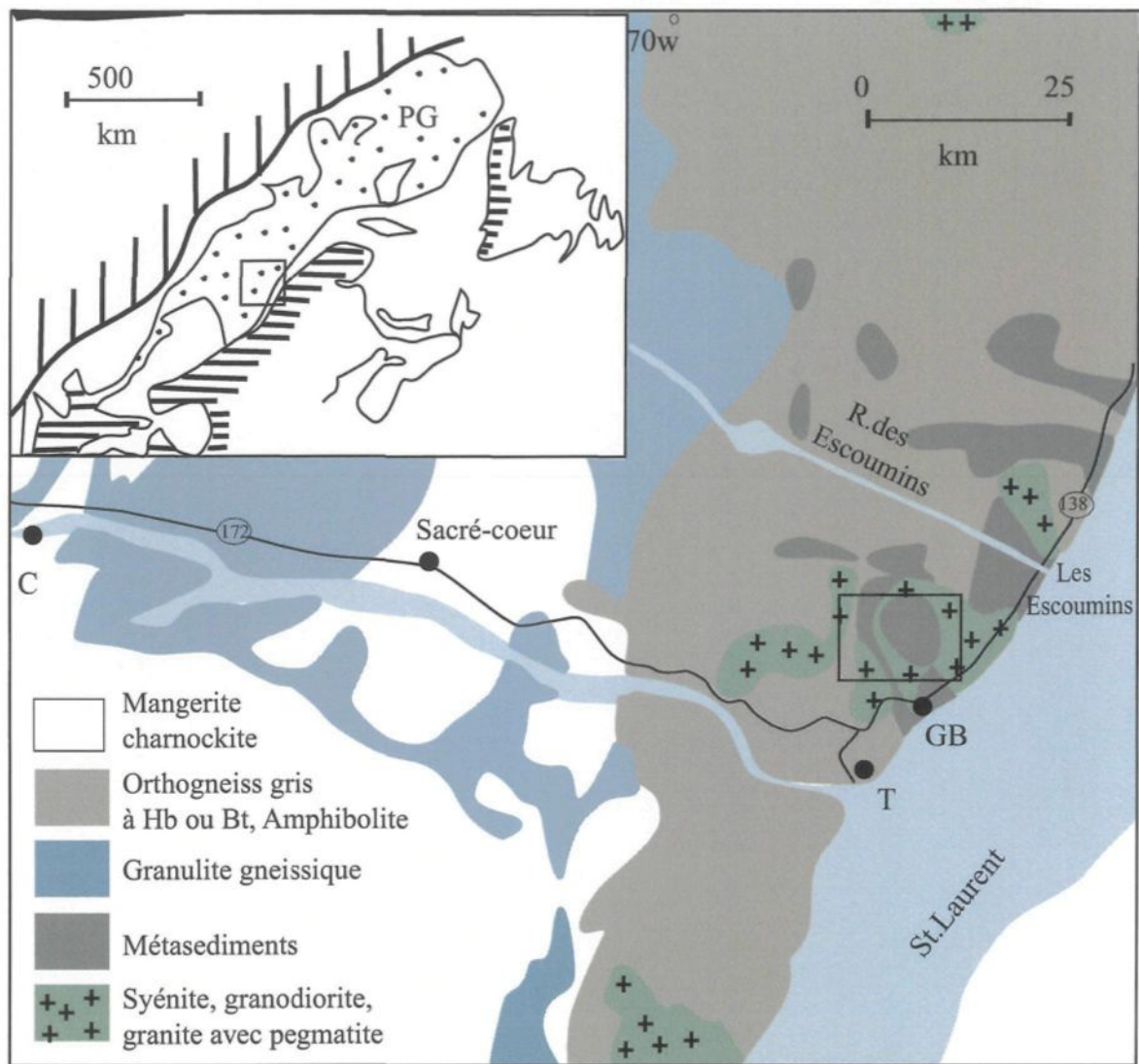


Figure 2.12 b : Carte géologique situant la zone d'étude, T:Tadoussac, GB: Les grandes-Bergeronnes, C: Chicoutimi, PG: Province de Grenville. (Modifiée d'après Sawyer 2000)

s'alternent aux niveaux sombres du matériel mafique à intermédiaire (Planche 2.3). Sur une base de pétrographie microscopique, ces ségrégations leucocrate présentent des microstructures magmatiques, une telle observation suggère que la ségrégation s'est produite à l'état magmatique. La composition majoritaire est quartzofeldspathique. Les roches mafiques à intermédiaires se trouvent dans la faille en décrochement dextre. Ils montrent un contact intrusif avec le pluton felsique qui lui, a son tour, est injecté dans une faille de décrochement active pendant la mise en place du magma.

La biotitite est l'unité qui se met en place tardivement par rapport à l'ensemble, elle est formée presque en totalité de biotite avec une proportion mineure en hornblende verte et en plagioclase. Elle se concentre au niveau des unités mafiques à intermédiaires ou elle semble remplacer cette dernière en formant une bande irrégulière qui traverse l'affleurement.

Les ségrégations felsiques sont intimement liées au matériel mafique à intermédiaire, ils forment des bandes claires qui s'alternent aux bandes sombres des unités mafiques de l'affleurement, une telle disposition rappelle la morphologie d'une migmatite, or plusieurs évidences (voir plus loin) suggère qu'on est loin d'un cas d'anatexie.

Cette étude porte principalement d'une part, sur l'état et la nature des roches mafiques à intermédiaires, et d'autre part, sur l'origine et le mode de formation des ségrégations leucocrates et des biotitites.



Planche 2.1 : Métasédiments de la zone d'étude montrant les paragneiss a sillimanite.



Planche 2.2 : Photographie de terrain des roches mafiques à intermédiaires qui encaissent les ségrégations leucocrates. Notez les structures d'extension et l'alignement des ségrégations en bandes parallèles dans l'encaissant.



Planche 2.3 : Ségrégations leucocrates : noter l'alternance des bandes sombres du matériel mafique à intermédiaire avec des bandes claires. L'ensemble de l'affleurement ressemble à une migmatite.

Chapitre III

Pétrographie

3.1 Introduction

Ce chapitre décrira en détail la minéralogie et les textures propres à chacune des roches de la zone d'étude. Les méthodes utilisées sont : 1) l'étude détaillée de lames minces sous microscope, 2) la classification des granitoïdes basée sur celle de IUGS, par l'estimation visuelle des pourcentages des différents minéraux qui seront par la suite portés sur le diagramme de Streckeisen (1976).

Les roches de la zone d'étude font partie de la ceinture allochtone polycyclique définie par Rivers *et al.* (1989). Ces roches ont subies plusieurs orogénèses antérieures à l'Orogénèse Grenvillienne, par conséquent, plusieurs de ces roches ont été recristallisées, et les textures ignées sont rarement conservées. Cinq principales unités lithologiques seront étudiées, les granites, les gneiss, les ségrégations felsiques, les amphibolites et la biotitite. Différents faciès et textures sont établis dans ces unités, la subdivision est basée principalement sur les observations de terrain (Figure 3.1) et appuyée par des travaux de laboratoire.

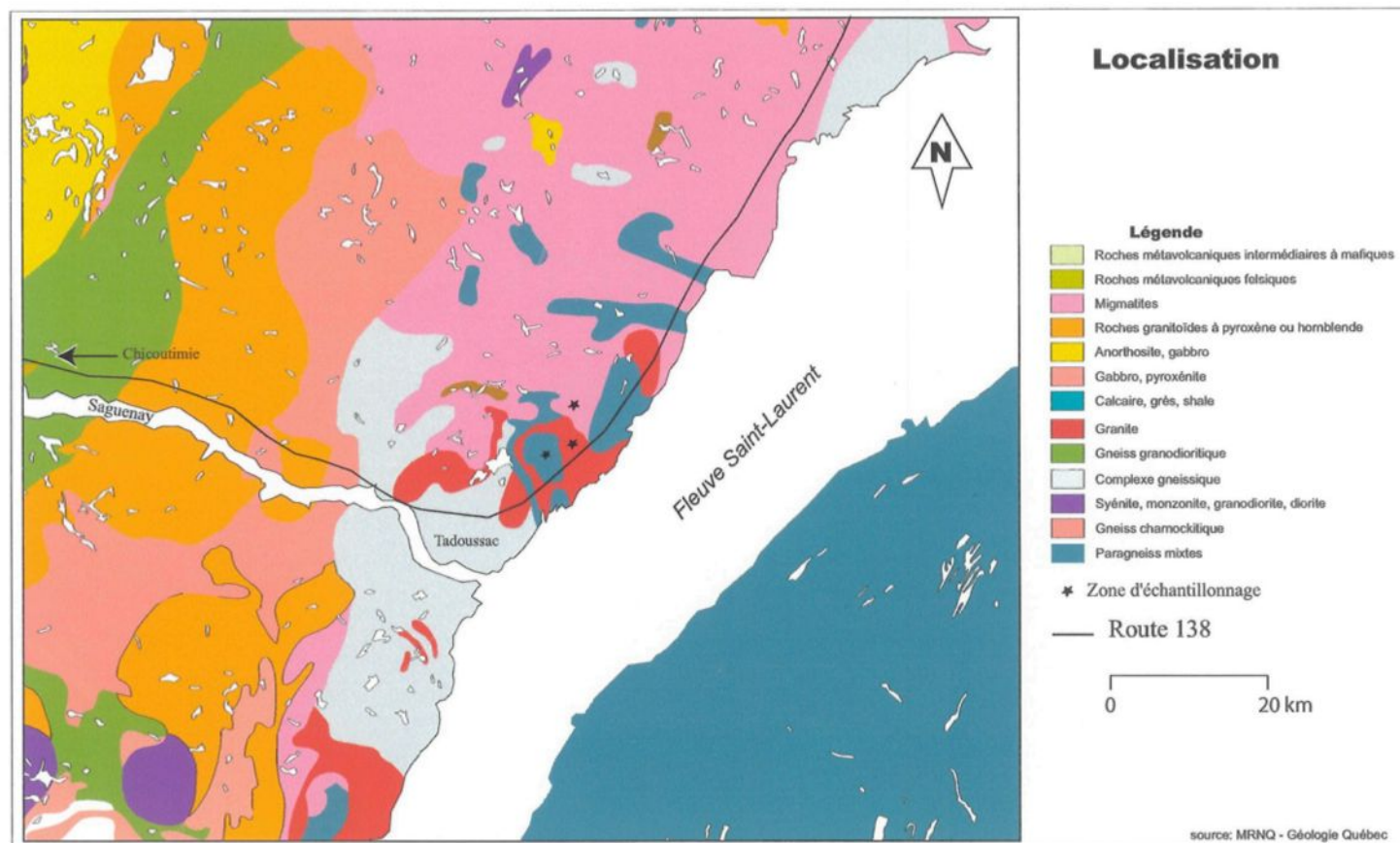


Figure 3.1: Carte de localisation des affleurements visités dans la régions d'étude montrant aussi les zones d'échantillonnage effectué.

3.2 Minéralogie

3.2.1 Groupe des granites

L'ensemble des granites de la région d'étude est présenté en intrusions de différentes dimensions. Du point de vu macroscopie, il s'agit de granite peu folié, moyennement à finement grenue, peu déformé. Pour la plupart des intrusions, il s'agit de granite rose à rouge (Planche 3.2). La coloration rouge proviendrait probablement d'une teneur en hématite identifiée dans certains échantillons.

3.2.1.1 Granites hyperquartzeux

Ce groupe se présente comme des ségrégations hyperquartzeux dans le granite. Le quartz est l'un des minéraux le plus abondant dans les granites intrusifs, parfois il se trouve en phénocristaux, les cristaux de quartz ont généralement une forme xénomorphique à hypidiomorphique parfois idiomorphique. Ils montrent une extinction ondulante propre aux roches déformées, une taille qui varie de 0,2 à 1,2 mm, et pour la plus part des échantillons, les grains de quartz se regroupent en jonctions triples pour témoigner d'une phase de recristallisation (Planche 3.3), et occupe 60 % ou plus de l'ensemble des minéraux.

Pour les feldspaths alcalins on note un pourcentage de 10 à 20 %, le plus fréquent étant la microcline perthitique, repérée par l'entrecroisement orthogonal de lamelles maclées de l'albite perthitique avec de la péricline (Planche 3.4). La granulométrie du cristal varie de 0,36 à 1,6 mm, de forme xénomorphique à hypidiomorphique.



Planche 3.2 : Granite montrant de la zone de contact avec le matériel mafique.
La ligne rouge indique le contact entre les granites en bas et les roches mafiques
en haut.

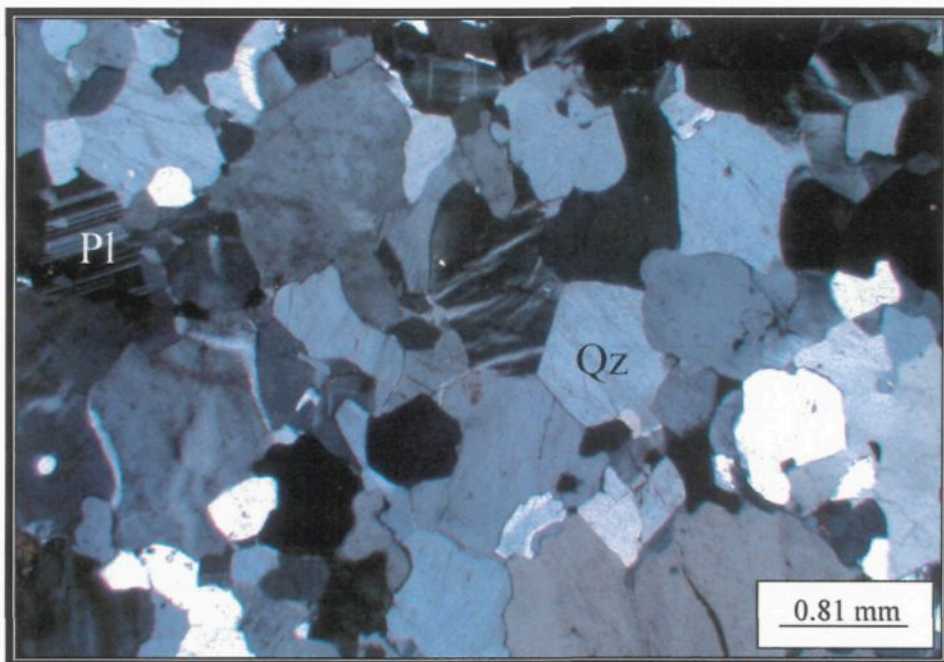


Planche 3-3 : Granite hyperquartzeux en lumière polarisé montrant les jonctions triples (phase de recrystallisation). Pl= plagioclase. Qz= quartz Échantillon SF01.

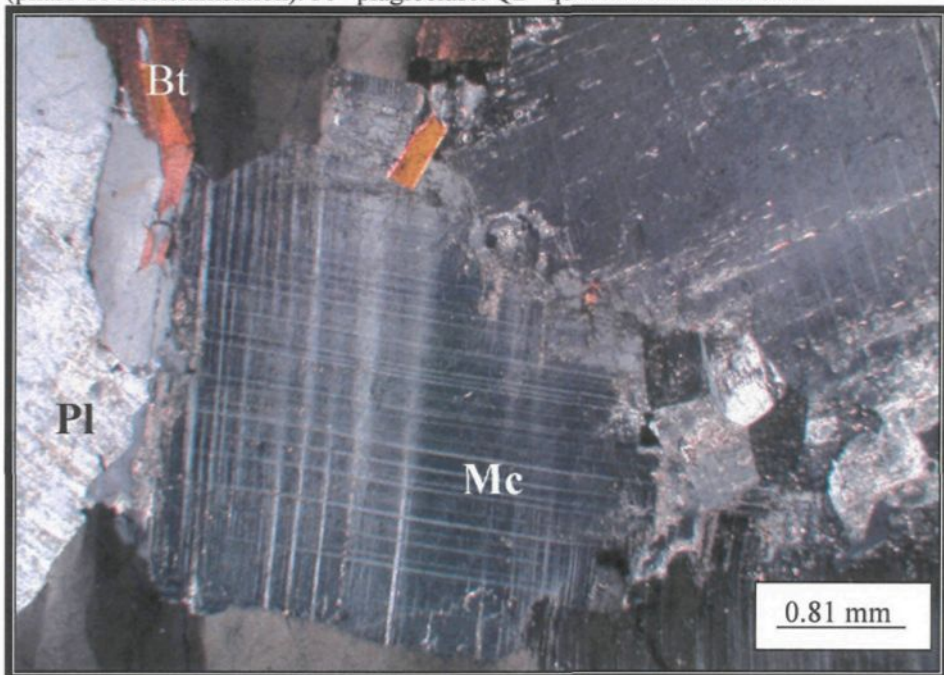


Planche 3-4 : Photomicrographie en lumière polarisée montrant un cristal de microcline dans un granite hyperquartzeux. Bt= biotite. Mc= microcline. Échantillon SF08.

On note aussi la présence de la microperthite avec de fines veinules de couleur blanche d'albite microperthitique irrégulière parfois épaisse.

Les plagioclases reconnaissables aux macles polysynthétiques forment entre 15 et 20 % des minéraux, la taille des grains varis de 0,4 à 1,6 mm avec une forme générale xénomorphique parfois subautomorphe. L'altération en séricite est assez commune dans les plagioclases de façon modérée. Il y a une relation intrinsèque entre le plagioclase et le feldspath potassique car la texture perthitique est souvent présente dans ces roches montrant l'exsolution du plagioclase. Au contacte d'un quartz et d'un plagioclase, se forme des structures arborescente particulière connues sous le nom de texture myrmékites. En effet, c'est une association entre ces deux cristaux dans une structure vermiculaire (Planche 3.5) constituée d'inclusion de quartz dans un bourgeon de plagioclase sodique notamment dans une albite. Cette texture est commune pour certaines roches ignées ou métamorphiques aux contacts entre plagioclases basiques et feldspaths alcalins (Roubault 1982).

La biotite est habituelle dans la roche, formant en moyenne 7 %, elle se trouve dans la matrice sous forme de cristaux xénomorphes déformés ou encore subautomorphe à contour partiellement visible, une granulométrie de 2 mm, et une couleur brune foncé à vert jaunâtre dans certains échantillons qui montrent une légère altération en chlorite.

Le minéral accessoire le plus commun est le grenât. Il forme 3% de la roche sous forme de porphyroblaste hypidiomorphe de 4 mm de diamètre, ce dernier présente un aspect déchiqueté (Planche 3.6).

En fin, une phase minérale opaque a été identifiée dans les échantillons, elle représente une moyenne de 7 % de l'ensemble des minéraux.

L'estimation visuelle de la minéralogie de ce groupe sous microscope permet une classification modale de ces roches. La majorité des échantillons ainsi que la moyenne de tous les échantillons coïncident avec le champ des granites hyperquartzeux.

3.2.1.2 Les granites (s.s)

Un autre groupe de granite moyennement riche en quartz a été repérée sur le terrain avec une composition variable en minéraux blancs. Ces roches ont été rassemblées dans la sous famille des granitoïdes *sensu stricto* définit par Streckeisen (1976).

On estime un pourcentage de quartz de 40 % modale, il est habituellement xénomorphique et la granulométrie varie de 0.5 à 3.6 mm. Localement le quartz présente une forme étirée et, a souvent une extinction ondulante. Ceci suggère la déformation de la roche hôte. Par endroit, des agrégats polycristallins de quartz micrométrique se forment à la limite des gros cristaux et marquent une importante recristallisation, c'est une texture en mortier qui indique une déformation du quartz particulièrement en bordure des grains (Planche 3.7). Les feldspaths sont les minéraux les plus présents dans ces roches, ils forment plus de 50 % de l'ensemble de la roche. Les grains de feldspaths potassiques occupent près de 30 % de la roche. Une texture d'exsolution de l'albite microperthitique et de péricline se forment pour donner de la microcline perthitique, de forme xénomorphique mesurant entre 0,3 à 2,5 mm.

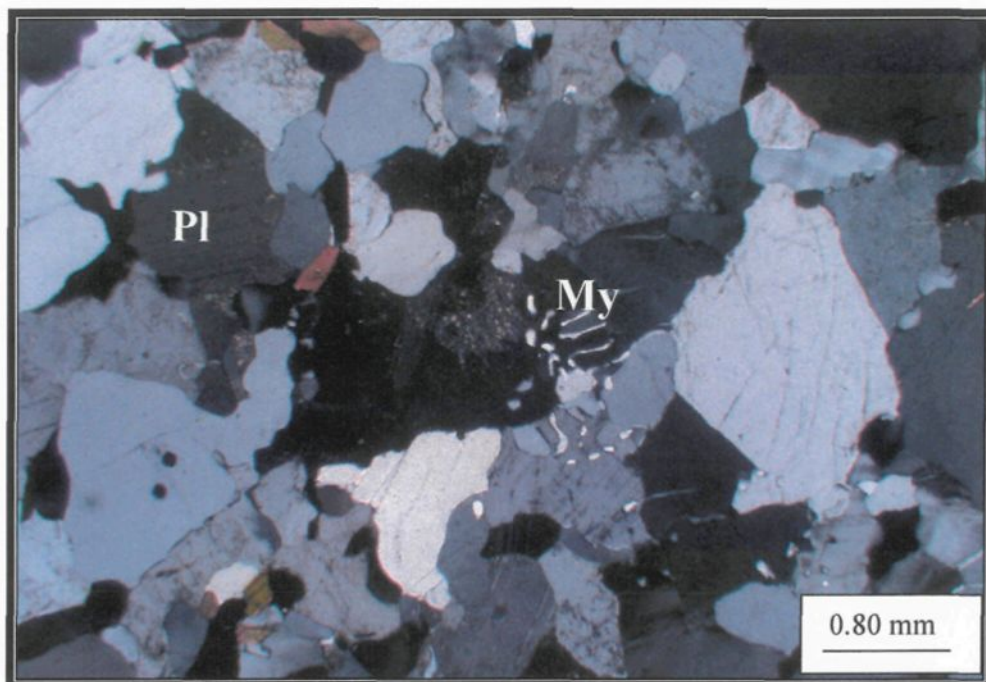


Planche 3-5 : Photomicrographie en lumière polarisée montrant la texture myrmékitique dans un granite hyperquartzeux. Pl=plagioclase. My= myrmékite. Échantillon SF20.

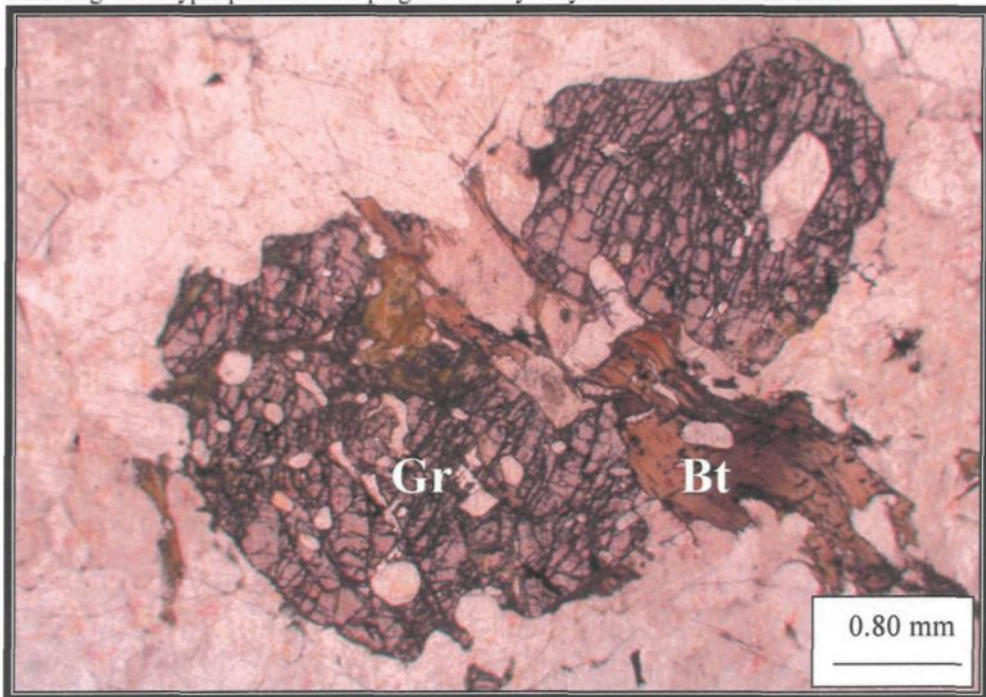


Planche 3-6 : Photomicrographie en lumière naturelle montrant un porphyroplaste de grenât (Gr) et de biotite (Bt) toujours dans un échantillon de granite hyperquartzeux. Échantillon SF23.

dans certains échantillons on dénombre 15 % modale d'orthose perthitique de taille variant entre 0,7 et 1,6 mm, il présente de petites inclusions de quartz et plagioclase. Les plagioclases montrent une altération en mica blanc importante, les mâcles polysynthétiques sont distinctives. Les cristaux sont de forme hypidiomorphe, et présentent un diamètre variant de 0.6 à 2.5 mm et forment en moyenne 48 % modale. D'une manière générale l'ensemble des minéraux incolores sont de grande taille et sont disposés aléatoirement les uns par rapport aux autres. Certains d'entre eux sont intacts d'autres se présentent en inclusions dans d'autres minéraux de plus grande taille.

Les minéraux ferromagnésiens représentent la phase mafique de la roche, ils forment 10 à 22 % modale de la roche, le plus abondant est l'hornblende verte de granulométrie variant entre 0,2 et 0,6 mm, en sections basales que longitudinales.

Les micas sont moins souvent rencontrés dans les échantillons, cependant quelques cristaux de biotite sont présents formant une moyenne de moins de 3% modale, xénomorphe de taille 3.6 mm avec un clivage peu visible.

Les minéraux opaques ne sont présents que rarement avec une granulométrie qui va de 0,4 à 1 mm. Les traits généraux des minéraux ainsi que la forme des cristaux et leurs dispositions les uns en fonction des autres montrent une évolution dans le régime de la recristallisation. Certains échantillons montrent une recristallisation des minéraux plus accentuée que d'autres.

L'analyse modale faite sur des échantillons représentatifs de ce groupe révèle une composition granitique à dominance granodioritique.

3.2.1.3 Les Pegmatites

Il s'agit d'un groupe de granite très riche en quartz, caractérisé principalement par une texture pegmatitique (Planche 3.8). Les grains de quartz et des feldspaths sont tantôt xénomorphes tantôt automorphes. D'une teneur de 25 à 55 %, le quartz présente une extinction roulante et un contour irrégulier, avec d'énorme taille des grains qui varie de 4 à 6 mm voir même 8 mm et qui peuvent contenir parfois des inclusions de plagioclases. Les feldspaths alcalins représentent 40 % modale, le plus fréquent étant la microcline perthitique sous forme de veinules de feldspath potassique dans un plagioclase, occupant 15 % modale de la composition de la roche avec une granulométrie de 4 à 8 mm. On note dans le même échantillon, la présence de l'orthose reconnaissable aux macles de Carlsbad.

Les cristaux de plagioclases sont facilement identifiables à leurs mâcles polysynthétiques. Ils forment entre 10 et 20 % modale des minéraux, et mesurent entre 1 à 4 mm, parfois ils forment des phénocristaux, sont très altéré en mica blanc. Les cristaux de quartz arborent ceux du plagioclase pour former une structure myrmékitiques qui représente 3 % de la composition modal, avec une granulométrie de 0,6 à 1,2 mm.

Pour les minéraux ferromagnésiens, on note 7% modale de biotite idiomorphique à clivage bien distinct et une granulométrie variant de 0.5 à 2 mm de large et 4 mm de long. De plus, il y a 2 % modale d'hornblende verte mesurant entre 0,8 et 1,6 mm. Les minéraux opaques représentent 5 % modale de l'ensemble des cristaux de la roche.



Planche 3-7 : Photomicrographie en lumière polarisée dans un granite montrant l'extinction ondulante et la recrystallisation des grains de quartz. Qz= quartz. Échantillon SF02.

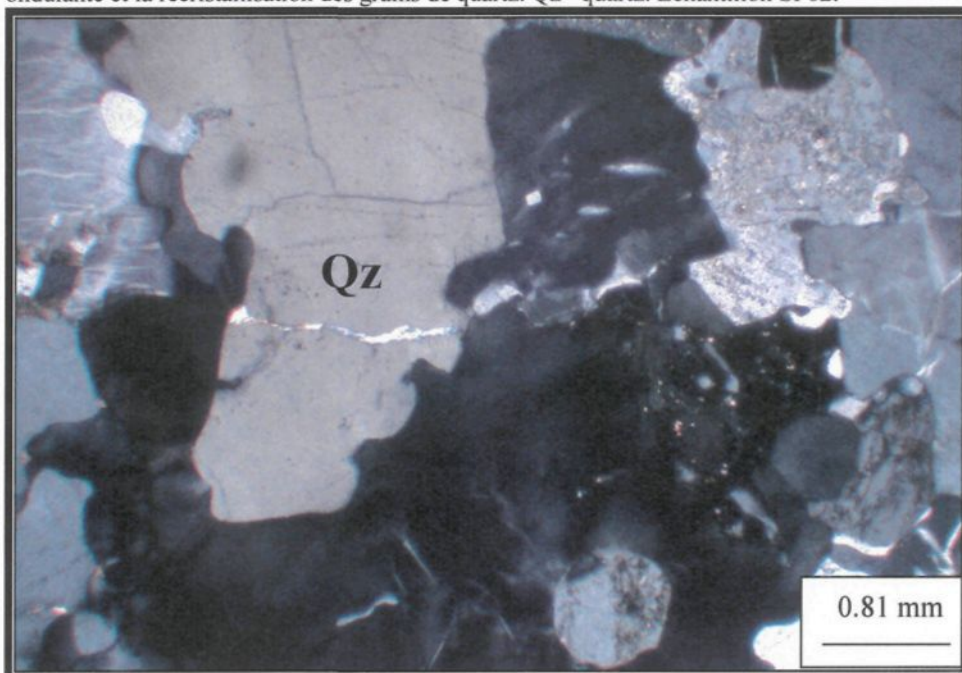


Planche 3-8 Texture pegmatitique en lumière polarisé : noter la bordure lobée de quartz qui indique une migration des bordures vers le centre, témoignant ainsi une recrystallisation après la déformation. Qz= quartz. Échantillon SF20.

3.2.1.4 Les Tonalites

Certains bancs leucocrates repérés dans les roches mafiques sont identifiés comme tonalites. C'est la variété granitique la moins représentée sur le terrain de la zone d'étude. Elle possède une diversité minéralogique et microstructurale. Le quartz, habituellement xénoblastique parfois hypidioblastique, occupe entre 20 et 40 % de la composition modale de la roche. Sous microscope des cristaux individuels de quartz, montrent une extinction ondulante caractéristique des minéraux déformés. Le quartz montre également les effets d'une recristallisation suggérée par les contacts entre les grains qui forment des angles de 120° (Planche 3.9). Certains échantillons montrent un début de recristallisation marqué par l'agglomération de petits cristaux de quartz à la limite entre les cristaux de plus grande taille. (Planche 3.10)

Par rapport à leurs teneurs dans les granites déjà cités, les feldspaths potassiques sont moins présents dans les tonalites, 10 à 15 % modale réparties entre la microcline perthitique, et l'orthose. La microcline mesure 1,8 mm avec les mâcles en jupe écossaise typique à ce minéral. L'orthose reconnue par les mâcles de Carlsbad (Planche 3.11). Ces deux dernières phases peuvent cristalliser en même temps et avoir ainsi une origine magmatique, ou tout simplement, la perthite cristallise et l'orthose se forme suite à une recristallisation et déformation et présente ainsi une origine métamorphique. Les plagioclases reconnaissables à leurs mâcles polysynthétiques forment en moyenne entre 17 et 30 %, très altérés en séricite, habituellement de forme xénomorphe à hypidiomorphe, de granulométrie variable de 1,2 à 3 mm, localement, la structure myrmékitiques se forme à la limite entre plagioclase et grains de quartz.

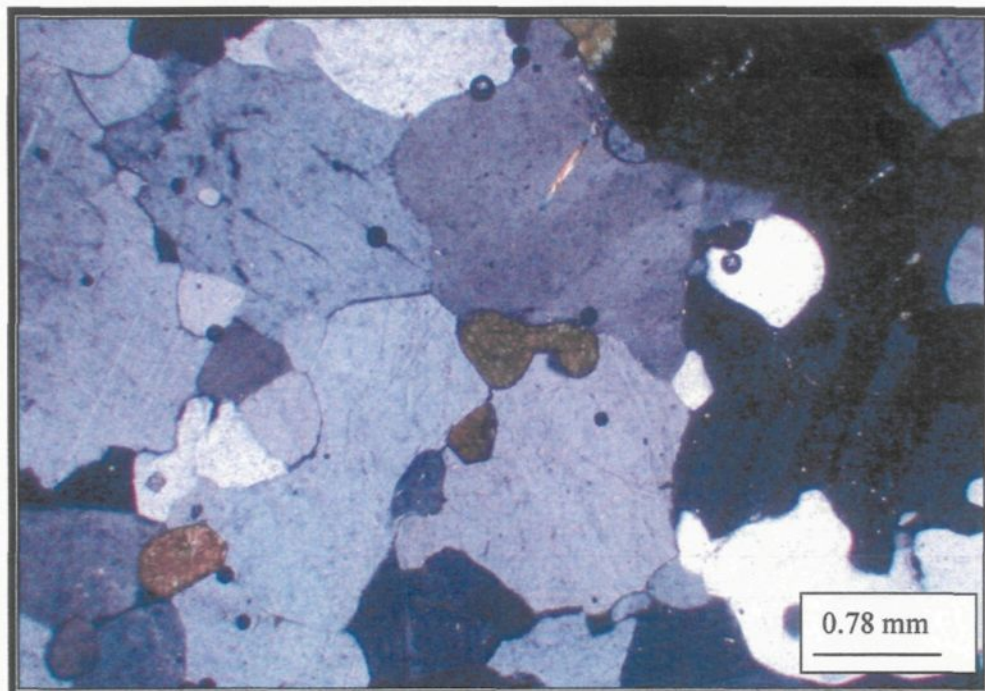


Planche 3-9 : Une tonalite montrant les contacts à 120° entre les grains de quartz (Qz) en lumière polarisée. Echantillon SF13.



Planche 3-10 : Tonalite avec un début de recristallisation des grains de quartz. Noter la bordure lobée de ces derniers (lumière polarisée). Qz= quartz. Échantillon SF 33

La biotite est le minéral mafique le plus couramment observée, elle forme en moyenne 10 % modale. Les grains sont généralement idiomorphes, se présentent sous forme de veines ou de bâtonnets orientés de taille moyenne de 0,4 mm de large et 2,8 mm de long. Le clivage est bien distinct avec une extinction droite. Le reste de la composition minérale de la roche est occupé par les autres minéraux ferromagnésiens, notamment par de l'hornblende verte de forme xénomorphique, mesurant entre 2 à 3 mm de long et entre 0,5 à 1,2 mm de large. Les cristaux forment des jonctions triples pour témoigner d'une phase de recristallisation (Planche 3.12) la teneur moyenne est de 20 % de la roche. Toutefois, des teneurs plus élevées sont trouvées dans certains échantillons. On note également la présence de quelques cristaux de clinopyroxène avec un double clivage, de forme xénomorphique faiblement identifiable, et qui sont apparentés aux roches mafiques adjacents. Certains de ces cristaux sont déformés et ont perdus leurs structures originelles, et servent de matrice pour le développement de nouveaux cristaux d'hornblende verte. Cette dernière prend la place au détriment du pyroxène, ce qui explique sa teneur élevée dans certains échantillons (Planche 3.13). Les minéraux accessoires regroupent 10 % de grenât de granulométrie variant de 1 à 2,5 mm, et de 5% de minéraux opaques mesurant en moyenne 1 à 3 mm.

Pour la majorité des échantillons, les minéraux ferromagnésiens ainsi que la biotite se présentent sous forme de bandes parallèles entre elles dans une matrice formée de quartz et de plagioclases de texture granulaire (Planche 3.14).

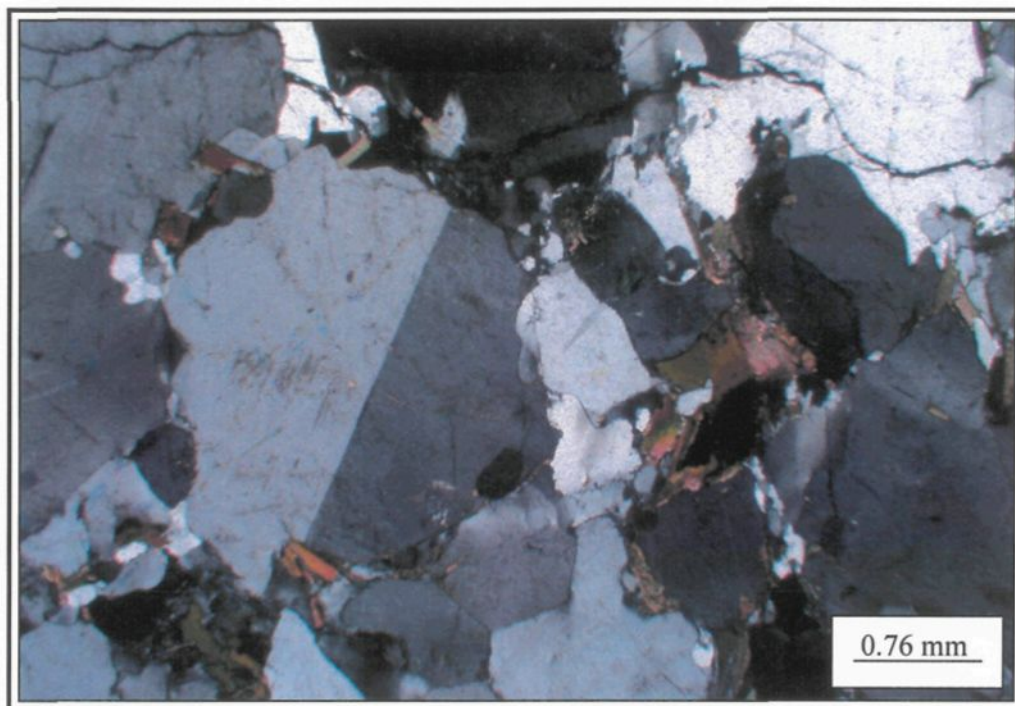


Planche 3-11 : Une tonalite montrant un minéral d'orthose en lumière polarisée.
Échantillon SF33.



Planche 3-12 : Tonalite montrant les jonctions triples entre hornblende (Hb) en lumière polarisée. Échantillon SF21.

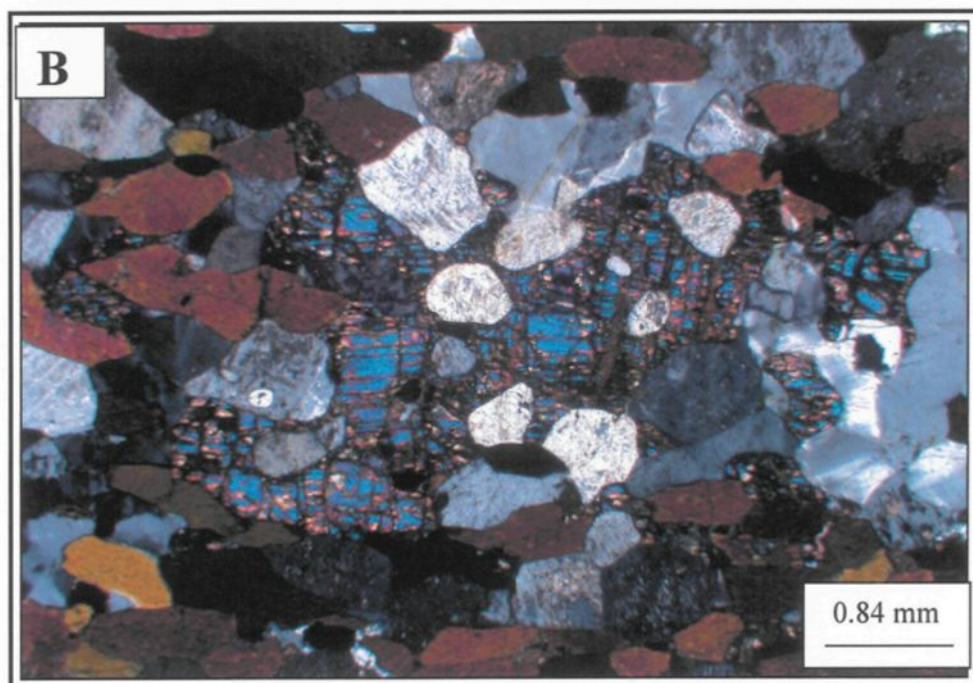
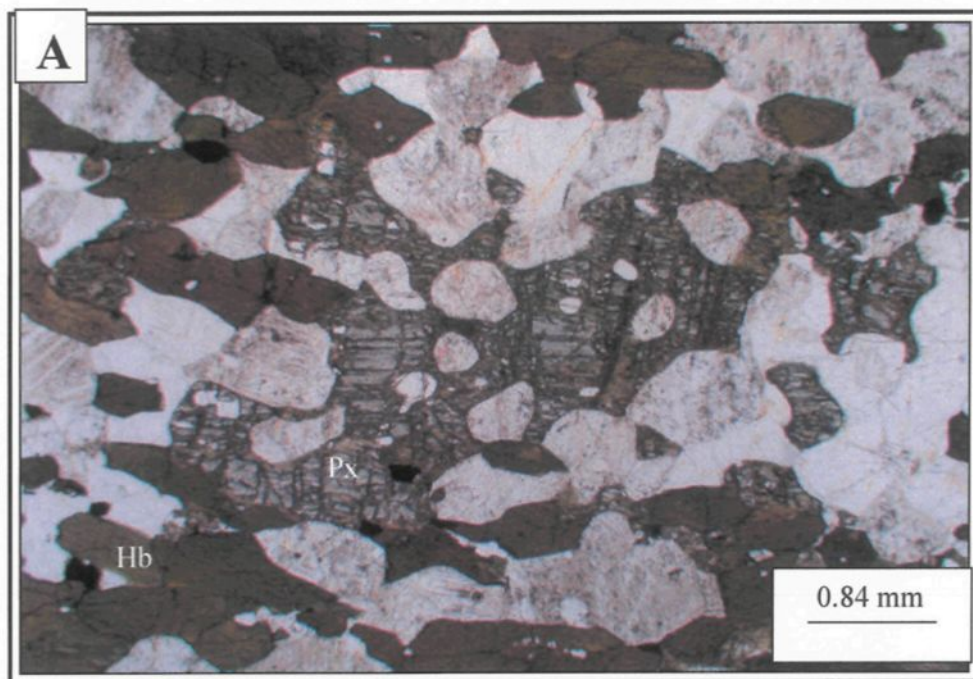


Planche 3-13 : Tonalite montrant la rétrogradation du pyroxène (Px) en hornblende Verte (Hb). A : lumière naturelle. B: lumière polarisée. Échantillon SF33.

Les observations microscopiques ainsi que l'estimation visuelle de la composition modale des échantillons représentatifs de cette famille, révèle une composition majoritairement tonalitique ou diorite quartzique.

3.2.2 Les Amphibolites

Les amphibolites représentent le matériel métabasique le plus fréquent dans la zone d'étude, c'est la deuxième unité lithologique rencontrée, sont repérés mégascopiquement par leur vert sombre caractéristique de leur richesse en minéraux ferromagnésiens, notamment en hornblende verte d'où le nom de hornblendite donné à ces amphibolites. Pour les minéraux incolores, on note la présence du quartz, feldspaths alcalins et du plagioclase. Le quartz forme en moyenne 15 % de la roche, et dans certains échantillons il ne présente que 5% modale. Il est habituellement idiomorphe à hypidiomorphe, dans certaines lames il forme des figurines en pattes d'oie, dans d'autres il montre des craquelures de contraintes qui ont affectés la roche. Mais en général, le quartz est équi-granulaire avec des grains arrondis et à contour régulier. Il montre des effets d'une recristallisation car les contacts entre les cristaux forment des angles à 120°. Il est caractérisé par une extinction ondulante et sa granulométrie varie de 0,2 à 1,5 mm.

Les feldspaths alcalins sont présents à l'état de trace, quelques cristaux de microcline faisant une moyenne de 5% modale mesurant entre 0.2 et 1 mm. Les plagioclases, par contre, sont assez fréquents dans la roche avec une moyenne de 35 % modale, de forme hypidioblastique à idiomorphe. Ils sont généralement équidimensionnels avec un diamètre variant entre 0,6 et 2 mm.

La séricitisation est importante est présente dans la majorité des échantillons. Les cristaux de plagioclases présentent des jonctions triples et forment une texture de recristallisation (Planche 3.15). Localement, de petits bâtonnets de plagioclase et de quartz forment des inclusions donnant une texture poecilitique.

La biotite est sans contredit, le minéral ferromagnésien le plus observé dans la majorité des échantillons. Il compose jusqu'à 35 % de la composition modale de la roche. Les cristaux de biotite sont idiomorphes et mesurent entre 1 et 2 mm. Ils présentent le plus souvent un litage mince bien développé orienté préférentiellement avec un clivage bien défini (Planche 3.16).

La phase majoritaire dans tous les échantillons est bel et bien de l'hornblende verte, c'est l'un des minéraux ferromagnésien le plus représenté dans ces roches avec une teneur de 35 à 65 % modale. Sous microscope, on voit les deux sections, basales et longitudinales avec le quadrillage losangique visible sur des sections normales à l'allongement. L'ensemble des cristaux présente une orientation préférentielle avec une granulométrie variant de 0,5 à 2 mm de long et 1 mm de large. La forme des grains est habituellement hypidiomorphique, à contour régulier, se joignant pour former des jonctions triples (Planche 3.17) pour traduire une recristallisation. Dans certaines roches, les limites entre les cristaux d'hornblende verte sont rectilignes, et lorsque trois cristaux se rencontrent, ils se réunissent de façon symétrique en formant des angles d'environ 120° donnant ainsi une structure granoblastique polygonale (Planche 3.18).

Les pyroxènes rencontrés dans les échantillons sont pour la plupart des clinopyroxènes, reconnaissables au double clivage suborthogonal de 88° sur les sections

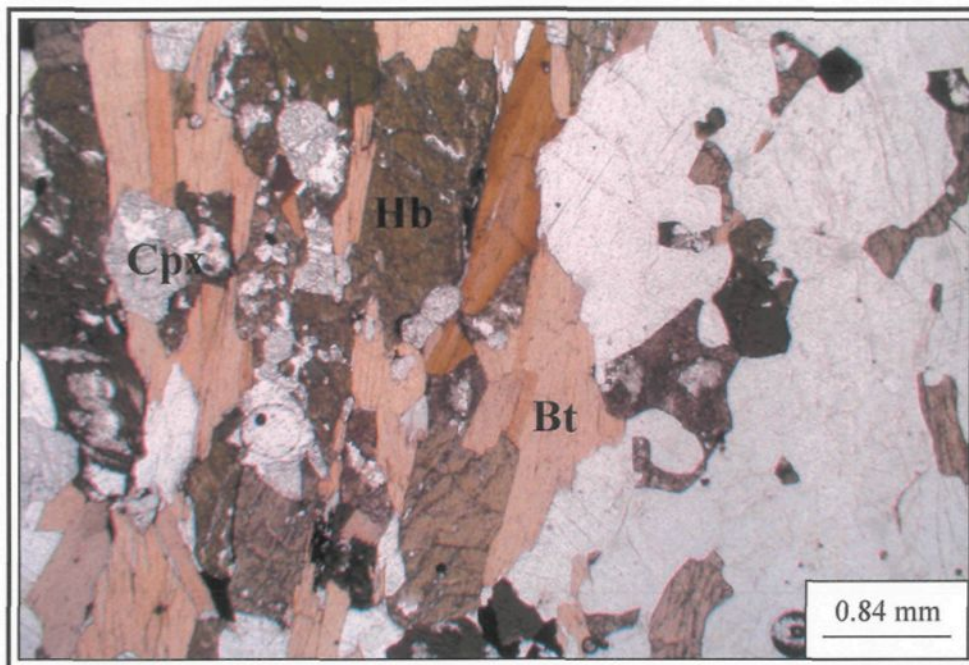


Planche 3-14: Tonalite montrant l'orientation des : biotite (Bt) hornblende verte (Hb) et du clinopyroxene (Cpx). (lumière naturelle).

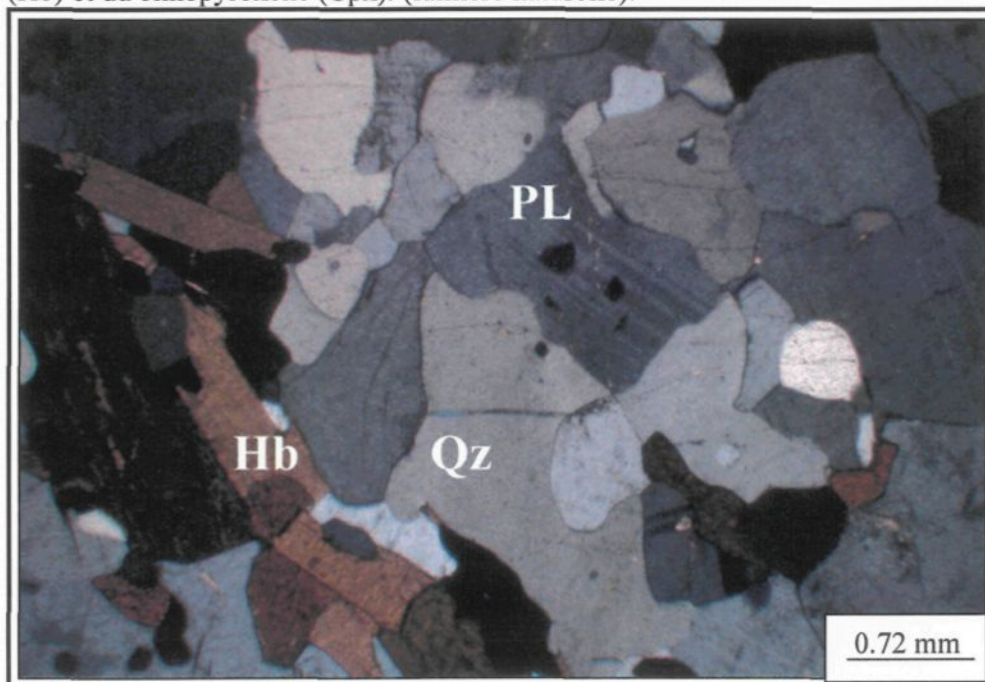


Planche 3-15 : Amphibolite montrant la recrystallisation de la matrice entre les grains de Qz et plagioclase Pl et de hornblend Hb. (Lumière polarisée) Échantillon SF14.

normales à l'allongement, par l'extinction oblique, plus un clivage supplémentaire fin et régulier. Ils sont peu représentés, on dénombre 10 % modale de clinopyroxène, les cristaux présentent une forme automorphe à subautomorphe, et mesurant entre 0,4 et 1 mm de diamètre. Pour les minéraux accessoires, on note un faible pourcentage de grenât 5% modale en moyenne, dans quelques échantillons seulement, mesurant entre 2 à 5 mm de diamètre, de forme automorphe à subautomorphe. Les minéraux opaques sont présents à l'état de trace avec une granulométrie d'environ 2 mm.

3.2.3 Les ségrégations felsiques

Dans cette unité lithologique, on regroupe les roches de composition majoritairement quartzofeldspathique. Sur le terrain, il s'agit d'unités ou horizons de couleur blanche à gris pâle repéré dans le matériel mafique. Ces horizons se présentent sous forme de fines bandes leucocrates d'épaisseur centimétrique continues qui alternent avec des horizons de couleur gris sombre. Ils forment des bandes tantôt parallèles au rubanement compositionnel de l'affleurement. Ces bandes forment par endroit des nodules ou des masses de concentration du matériel leucocrate, tantôt la recoupant.

L'étude pétrographique de ces ségrégations felsiques indique une composition généralement tonalitique riche en quartz qui forme en moyenne 40 % de la composition modale de la roche, avec une granulométrie de 1 à 4 mm il s'agit de gros cristaux montrant des jonctions triples à leurs contacts induisant par là une phase de recristallisation (Planche 3.19). Les grains de quartz présentent une extinction ondulante

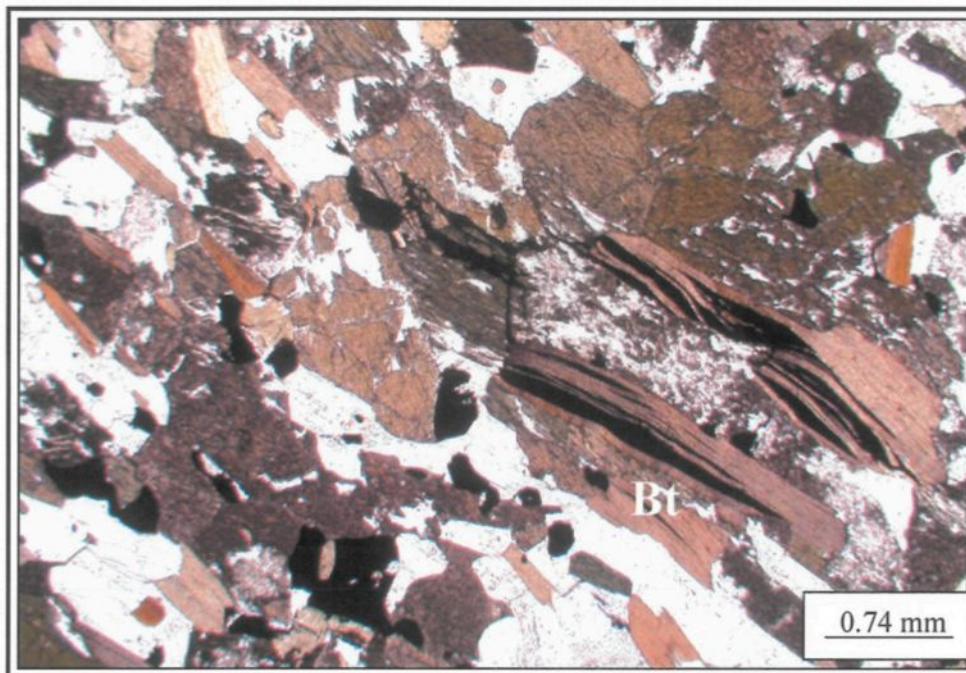


Planche 3-16 : Amphibolite montrant la structure litée et l'orientation préférentielle de la biotite Bt (Lumière naturelle). Échantillon SF06.

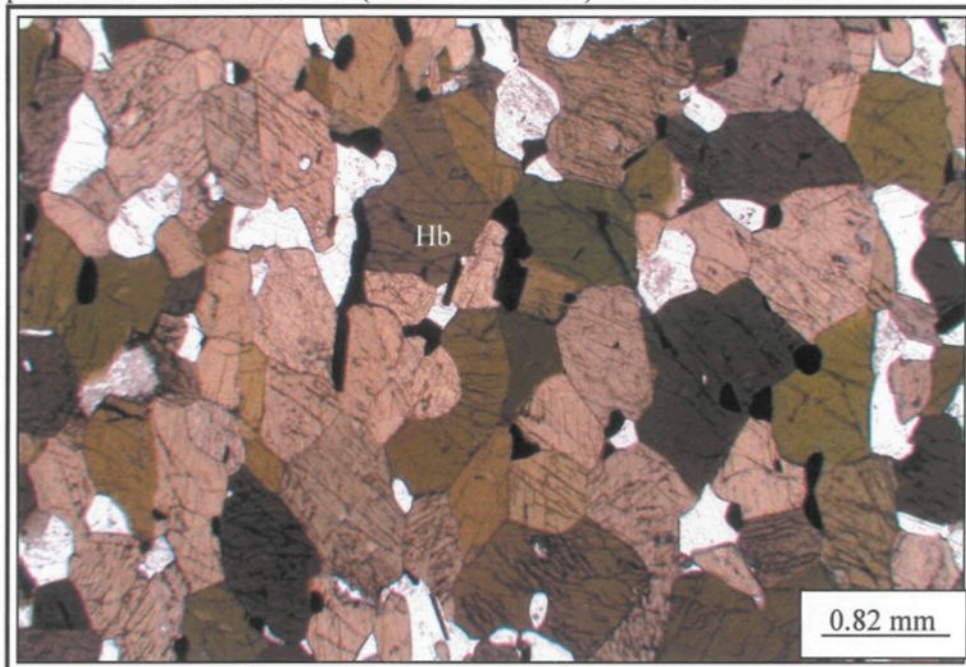


Planche 3-17 : Amphibolite montrant les points triples entre hornblende traduisant ainsi une recrystallisation. Hb= hornblende (Lumière naturelle).

car soumis à une déformation, la forme est habituellement automorphe et la texture est équi-granulaire.

Les feldspaths sont représentés par 30 % de plagioclases à macles polysynthétiques et la taille des grains varis de 2 à 8 mm. Au contact avec le quartz, les plagioclases forment des textures myrmékitiques (Planche 3.20). Dans quelques cas, de petits cristaux de quartz se retrouvent en inclusion dans des grains de plagioclases en texture poecilitique. L'altération en séricite est présente dans la plupart des échantillons.

Les minéraux ferromagnésiens sont forment en moyenne 10 % modale de l'ensemble des minéraux bien que des exceptions sont rencontrés ou ils peuvent occuper jusqu'à 25 % de la roche. Ce groupe de minéraux est représenté par l'hornblende verte de diamètre variant de 6 à 8 mm. La biotite forme entre 15 et 20 % modale, et est de forme idoblastique à hypidioblastique, mince, tabulaire et présent une orientation préférentielle (Planche 3-21). Les minéraux opaques sont à l'état de trace.

3.2.4 La biotitite

Le terme biotitite est donné aux échantillons qui possèdent une composition formée majoritairement de biotite. Sur le terrain, la biotitite forme des bandes irrégulières d'environ 1 m de largeur, et qui traverse l'ensemble des unités lithologiques adjacentes tels que les amphibolites, donc tardif par rapport à ces derniers. Du point de vue microscopie, il s'agit de roches de 60 à 80 % modale de biotite, 20 % modale d'amphibole et près de 10 % modale de plagioclases. Les cristaux de biotite sont

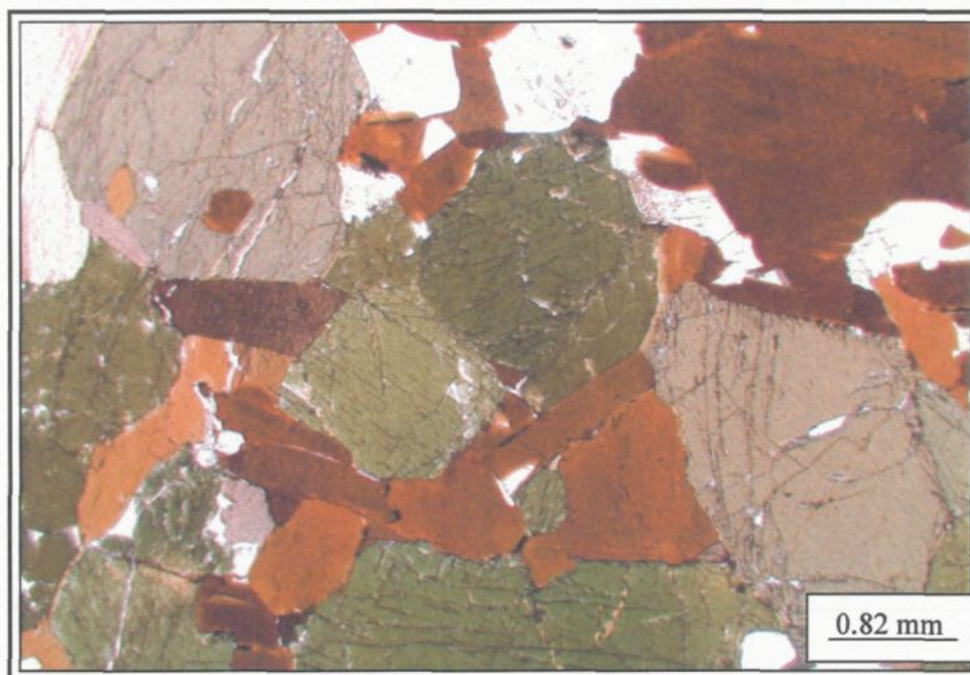


Planche 3-18 : Structure granoblastique polygonale dans une amphibolite.
Lumière naturelle. Échantillon SF34C

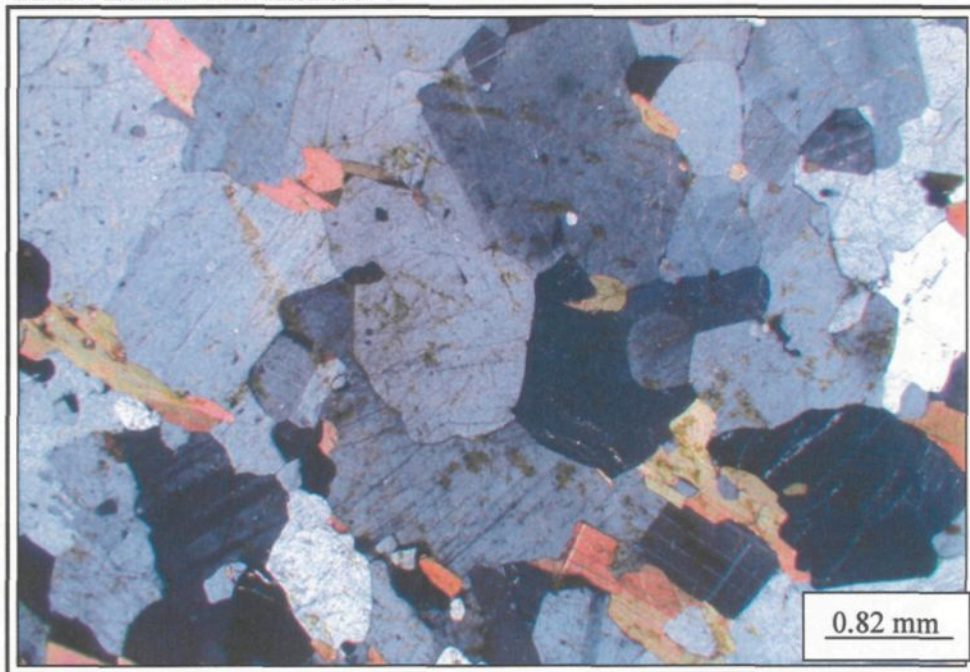


Planche 3-19 : Recristallisation des ségrégations leucocrates dans le matériel
mafique (lumière naturelle). Échantillon SF28

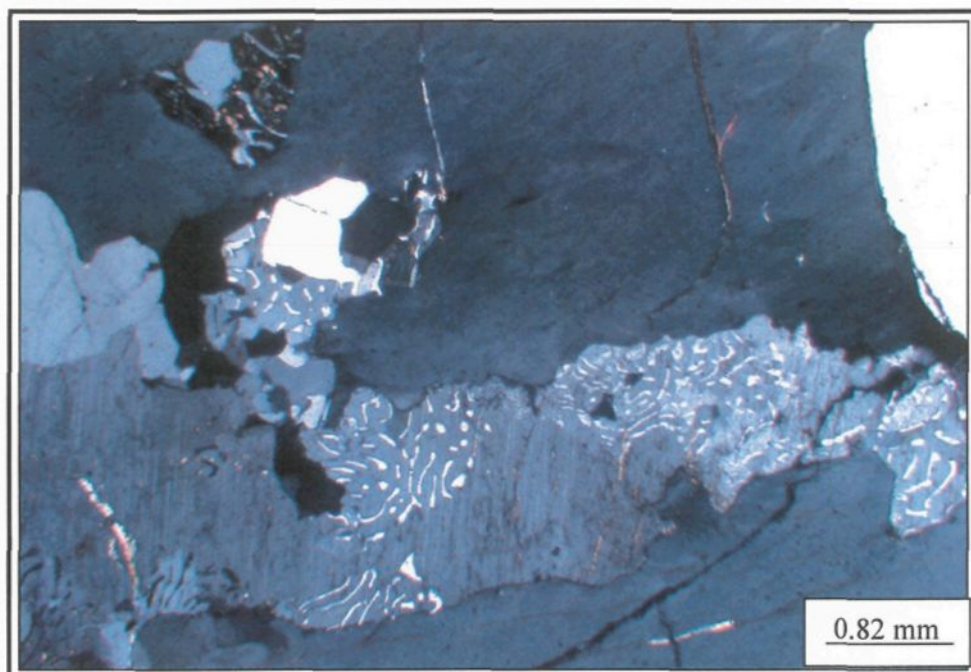


Planche 3-20 : Texture myrmékitique des ségrégations leucocrates dans le matériel mafique (Lumière polarisée) Échantillon SF30A.

disposés selon une orientation préférentielle, ayant une forme automorphe, et un clivage parfait qui est observé dans de nombreux cristaux. La granulométrie est de 1,6 mm de large sur 4 mm de long (Planche 3.22). L'hornblende verte occupe les 20 % modale de la roche, les cristaux mesurent 2 à 4 mm et présentent un contour irrégulier avec une forme hypidiomorphe à xénomorphe. Dans certains cas on assiste à une déformation des grains et dans d'autres, à une altération de l'hornblende en biotite. Pour les plagioclases, ils sont sericitisés possédant une forme xénomorphique et mesurant entre 0,5 à 1 mm.

3.2.5 Les métasédiments ou paragneiss

L'observation sur terrain a permis d'identifier deux types de paragneiss : un premier à sillimanite et à porphyroblastes de grenât et un deuxième à sillimanite sans grenât. Les deux présentent une composition modale avec 35 % de quartz très déformé et à contour irrégulier de forme xénomorphique. Les grains de quartz possèdent une texture de recristallisation avec une extinction ondulante indiquant l'effet de déformation. Les feldspaths formés en moyenne de 10 % de microcline dont la granulométrie varie beaucoup et passe de 0,2 à 3 mm parfois même 4,5 mm, les plagioclases sont assez rares dans les deux types de gneiss. On note aussi la présence de la texture myrmékitique dans certains échantillons. Pour les minéraux micassés, on dénombre 20 % modale de biotite de forme hypidiomorphe dont les cristaux sont assez déformés pour pouvoir définir le clivage (Planche 3.23). Dans les deux types de gneiss, la sillimanite a été identifiée comme silicate de métamorphisme avec 55 % pour les gneiss à grenât et 15 % pour les gneiss sans grenât. Les cristaux de sillimanite se présentent dans les deux types sous forme de paquets de fines aiguilles avec des

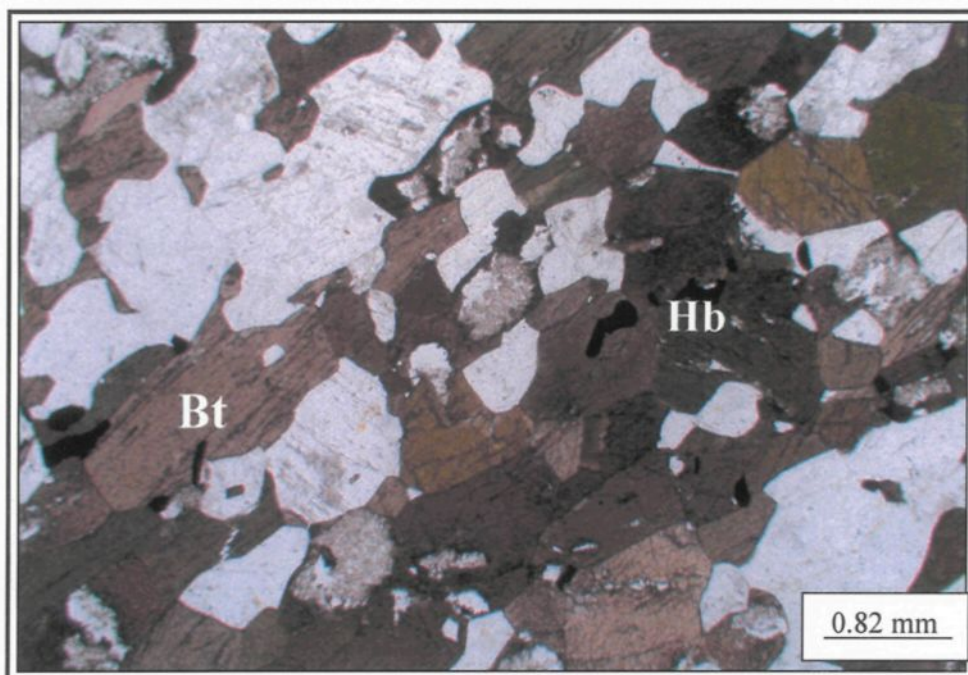


Planche 3-21 : Ségrégations felsiques montrant l'orientation préférentielle des biotites (Bt) en lumière naturelle. Hb : hornblende verte. Échantillon SF12.

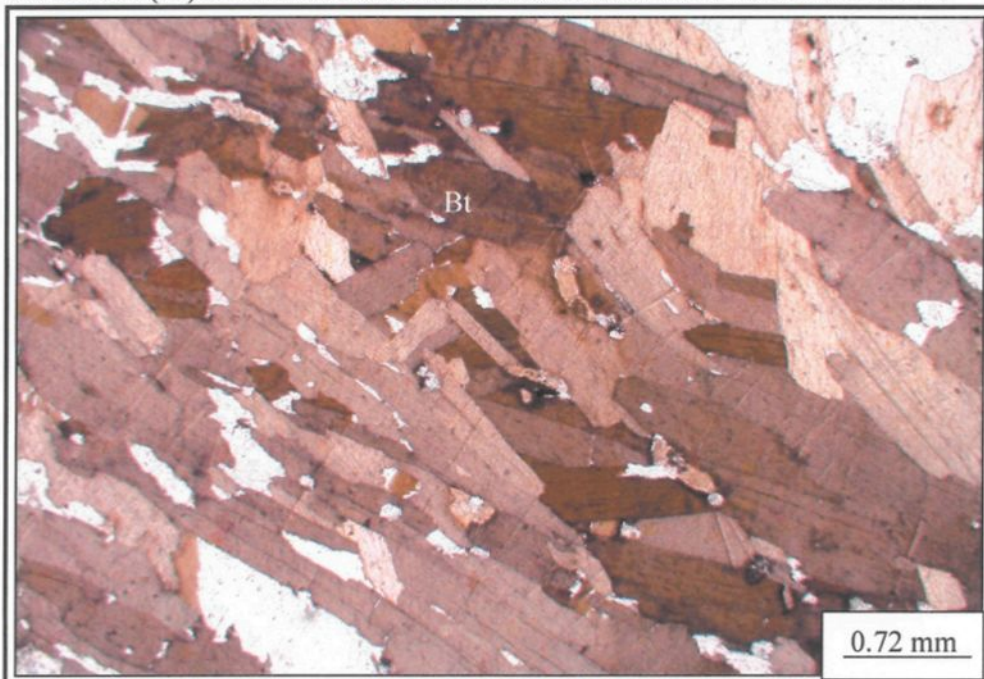


Planche 3-22 : Disposition des biotites dans la biotite : noter l'orientation préférentielle des cristaux de biotites. (lumière naturelle) Échantillon SF05.

sections transversales losangiques ou encore rectangulaires selon les cas (Planche 3.25). La granulométrie est de l'ordre du millimètre. Les cristaux de sillimanite se regroupent pour sillonner l'ensemble de la lame mince, ils indiquent bien un métamorphisme de haut grade qui a affecté les roches encaissantes. Les gneiss à porphyroblastes de grenât possèdent des cristaux de grenât de 6 à 8 mm (Planche 3.24) ils sont visible à l'œil nu sur échantillons frais. La forme est généralement hypidiomorphe avec des cassures au seins du grenât. La roche a subit une déformation importante qui a affecté le grenât connu par sa rigidité.

A part la présence du grenât, les deux types de gneiss se différencient par le degré de déformation. En effet, les gneiss à sillimanite sans grenât sont moins déformés que les gneiss à sillimanite et à porphyroblastes de grenât (Planche 3.26), qui présente un comportement de "strain-marker".

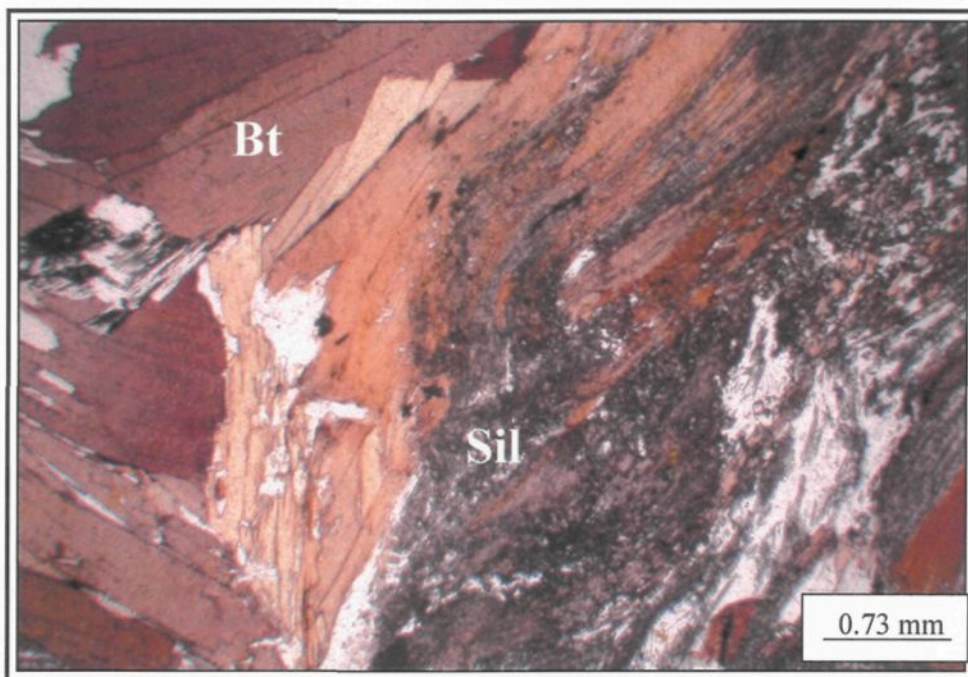


Planche 3-23 : Gneiss à sillimanite et à porphyroblaste de grenât en lumière naturelle. Bt= biotite. Sil= sillimanite. Échantillon SF22A

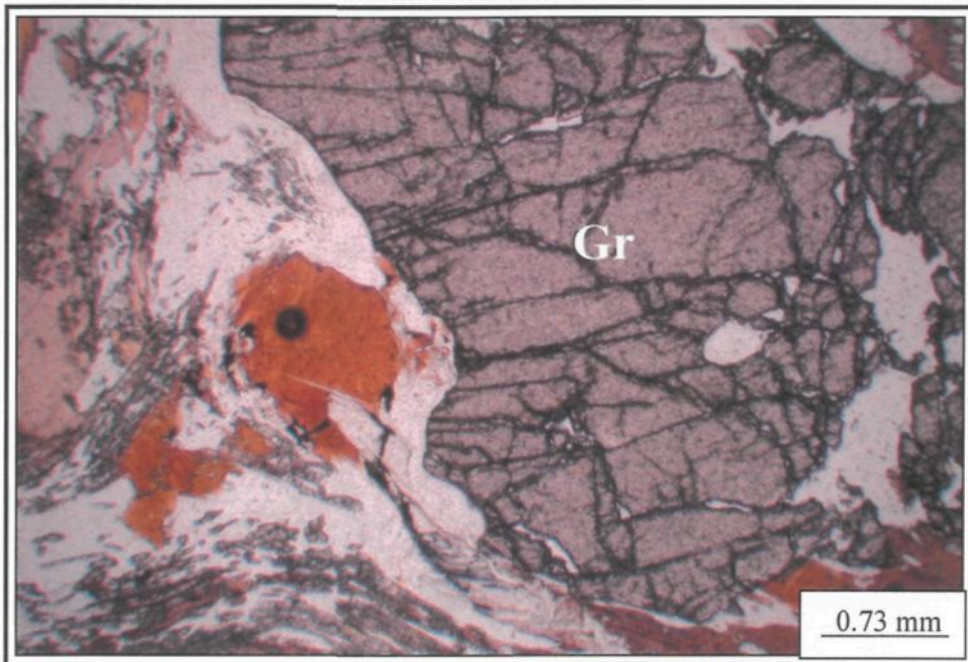


Planche 3-24 : Porphyroblaste de grenât dans les paragneiss à sillimanite et à grenat. Gr= grenat. Échantillon SF22A

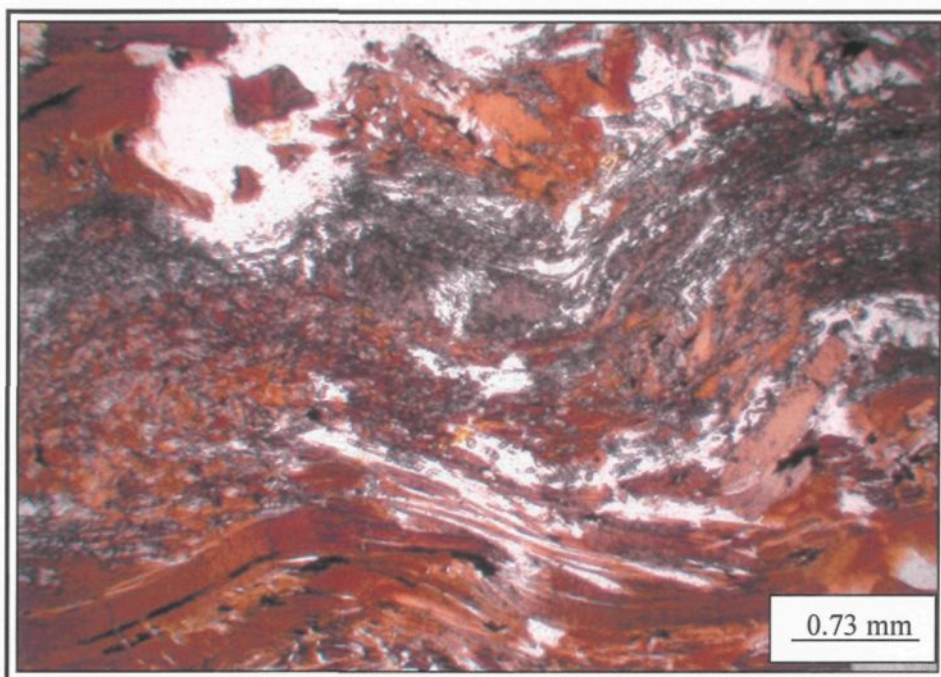


Planche 3-25 : Sillimanite dans les gneiss à grenât. Noter aussi, les sections de biotite plissées indiquant une déformation (Lumière naturelle) Échantillon SF22A

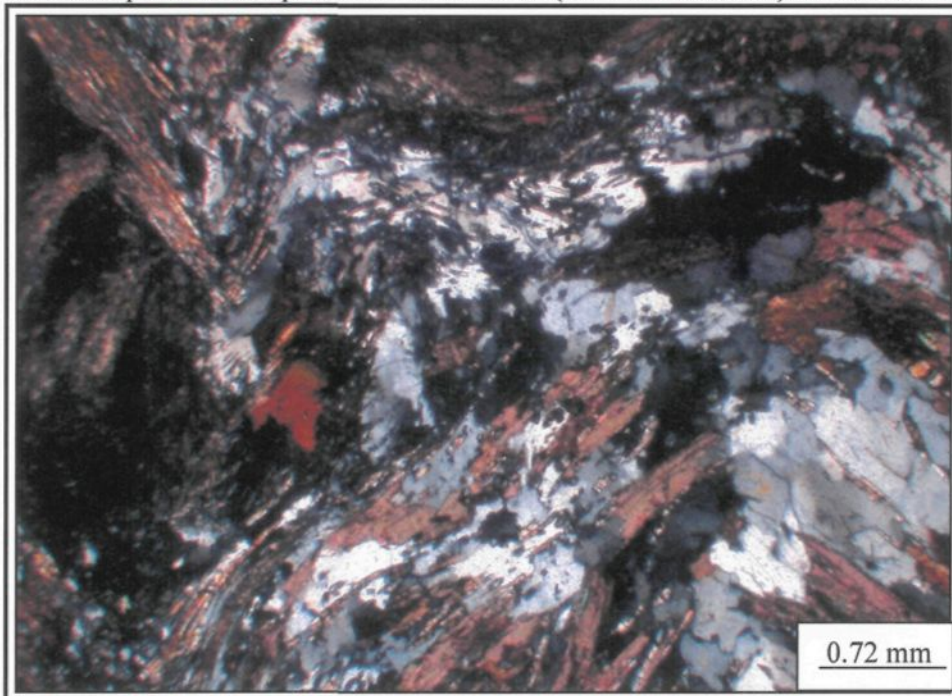


Planche 3-26 : Gneiss à sillimanite déformé mais sans grenât en lumière polarisée. Échantillon SF22B.

3.3 Synthèse minéralogique

Unité lithologique	Observation macroscopique	Observation microscopique	Paragenèse	Kfsp	S.	Texture
Groupe des granites	Granite hyperquartzeux	Granite hyperquartzeux	Qz-kfsp-pl-bt-gr-op	micropertite	3	recristallisation
	Granites	Granites	Qz-kfsp-pl-bt-hb-op	micropertite	2	recristallisation
	Pegmatite	Pegmatite	Qz-kfsp-pl-bt-hb	micropertite	1	recristallisation
ségrégations felsiques	ségrégations felsiques	ségrégations felsiques	Qz-kfsp-hb-bt-op		2	recristallisation
	Tonalite	Tonalite	Qz-kfsp-pl-bt-hb	Micropertite + orthose	3	remplacement
Amphibolites	Amphibolites	Amphibolite	Qz-kfsp-pl-bt-hb-cpx-gr-op	microcline	3	magmatique
Biotitite	Biotitite	Biotitite	Bt-hb-pl		1	décussante
Paragneiss	avec grenat		Qz-kfsp-gr-sill-bt			métamorphique
	sans grenat		Qz-kfsp-sill-bt			métamorphique

Tableau 3.1 : Tableaux de synthèses des principaux traits minéralogiques des différentes unités lithologiques identifiées sur le terrain d'étude.

Qz : Quartz, kfsp : feldspath alcalin, pl : plagioclase, bt : biotite, hb : hornblende verte, cpx : clinopyroxène, gr : grenat, sill : sillimanite, op : minéraux opaques. S : séricitisation. Les chiffres de 1 à 3 expriment le degré de sericitisation observé et qui augmente de 1 vers 3.

CHAPITRE IV

GÉOCHIMIE

4.1 Introduction

Ce chapitre, examine de plus près l'état de la question faisant l'objet de ce mémoire, du point de vue géochimie. L'objectif sera donc, d'analyser la nature du magma parental en le rattachant à la suite magmatique apparentée, de définir les processus permettant de générer les différents roches de la zone d'étude, dans cet approche nous allons essayer d'expliquer l'effet des processus de contamination et de la biotitisation sur la composition de magma.

La composition chimique du magma primaire formée par fusion partielle de la source mantélique, est largement modifiée par les processus de différenciation (la cristallisation fractionnée, le mélange de magmas et la contamination crustale) donnant naissance à un magma ou roches différenciées (Wilson 1989).

Une collecte de 43 échantillons a été accomplie pour analyse géochimique. Le choix a été fait sur des entités représentatives de chacune des unités lithologiques rencontrées sur terrain, en évitant le mieux possible les zones d'altération susceptibles de fausser les résultats analytiques.

La planche 4.1 montre la localisation des échantillons de la bordure de l'intrusion felsique, d'autres échantillons sont pris dans différents unités de l'affleurement n'apparaissent pas systématiquement sur la figure.

De ces 43 échantillons, environ 65 g de poudre a été préparé au laboratoire de broyage et concassage à l'université du Québec à Chicoutimi pour en faire des analyses géochimiques. À cet étape, le problème de contamination de l'échantillon durant sa préparation peut subvenir, ce qui pourra falsifier les résultats analytiques. Une simple pulvérisation à l'air de l'appareil après chaque usage, plus une pré-contamination par l'échantillon suivant, peut minimiser ces risques de contamination sans les éliminer fermement (voir chapitre I).

L'analyse des oxydes majeurs a été effectuée par spectrométrie de fluorescence de rayon X (XRF). Les abondances en éléments de terres rares (ETR) et en certains éléments en traces ont été déterminées par la méthode ICP-MS (Inductively coupled plasma mass spectrometry) en utilisant une solution de préparation.

Deux échantillons serviront de standard pour la vérification de la précision des analyses, le EV-55 pour les metabasalts et le EL-51 pour les granites, dont l'analyse géochimique est reportés à l'annexe I. Les pourcentages des oxydes majeurs, les abondances en éléments en traces et en ETR de chacun des échantillons analysés, ainsi que le calcul normatif C.I.P.W sont compilés dans des tableaux à l'annexe I. La mention Fe_2O_{3T} dans les tableaux et les figures définit le fer total ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$). Toutes les analyses ont été effectuées au laboratoire de Géoscience de Sudbury (OGS laboratories).

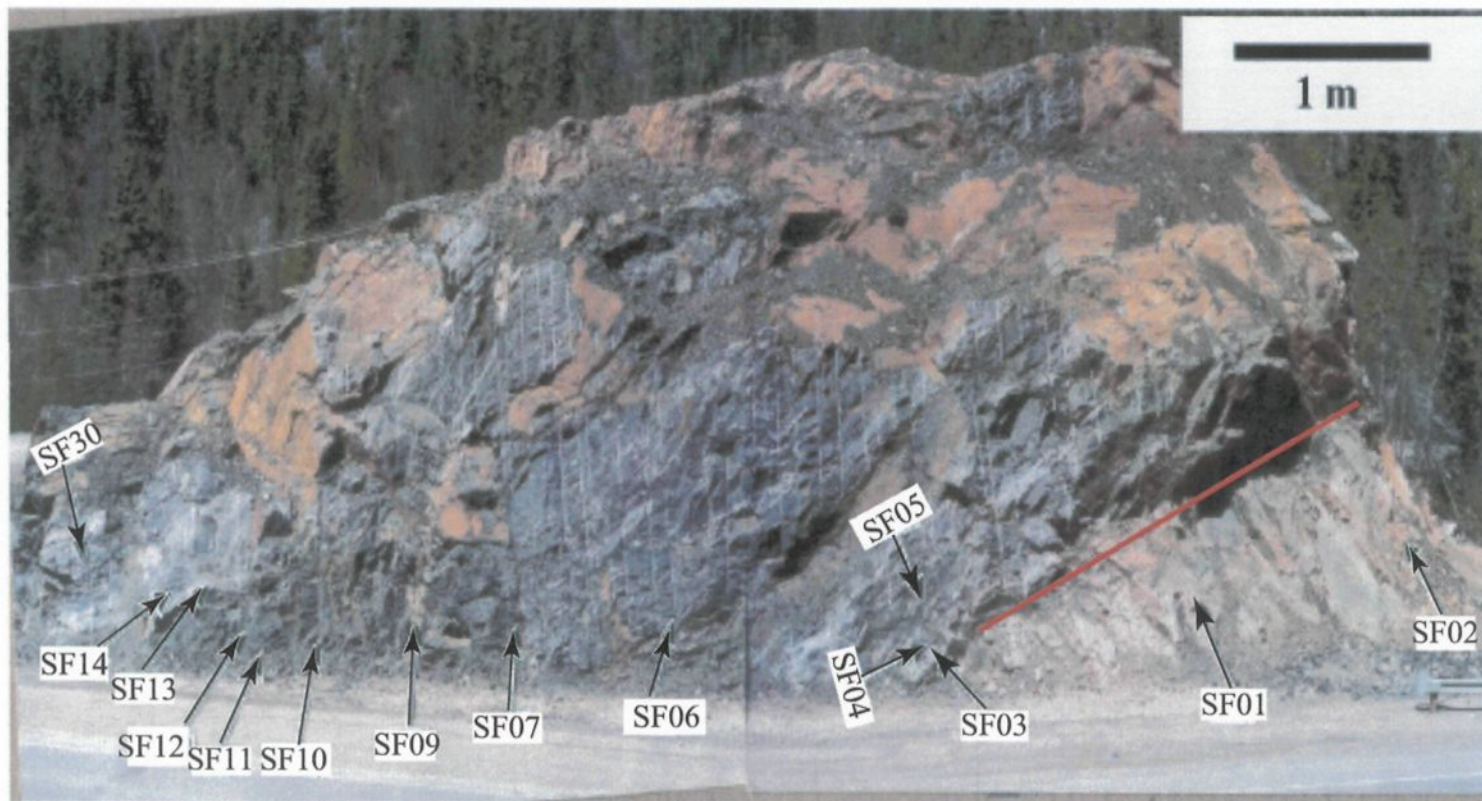


Planche 4.1: Localisation de l'échantillonnage effectué dans l'affleurement de la zone d'étude. La ligne rouge indique le contact entre le granite en bas, et les roches mafiques en haut.

Les principaux groupes de roches :

Sommairement, deux importantes unités lithologiques juxtaposées ont été repérées dans la zone d'étude. Les unités felsiques composés de granites et qui sont injectés dans une faille en décrochement active pendant l'événement de mise en place du magma. Ces unités felsiques sont en contact intrusif avec les roches de la deuxième unité lithologique qui est formée de roches mafiques à intermédiaire. Celles-ci, se trouvent dans la faille en décrochement dextre, et enregistrent une foliation importante et hébergent des veines de ségrégation du matériel leucocrate. Ce matériel est parallèle à la foliation, qui ressemble amplement a des leucosomes d'une migmatite, en plus il y a des zones ou le matériel mafique se transforme en biotite évoquant un patron de fractures. Dans le même affleurement du coté sud-ouest, la biotite se concentre pour former un dyke qui recoupe l'ensemble des unités. Un peu plus loin, au nord des granites de la carrière des Grandes Bergeronnes, se trouvent les métasédiments identifiés par des paragneiss a sillimanite avec parfois des porphyroblastes de grenat. Des évidences pétrographiques montrent un degré de déformation assez important dans les gneiss à sillimanite.

4. 3 Caractérisation géochimique du matériel felsiques :

4.3.1 Les oxydes majeurs :

Calcule mésonormatif

Une classification pseudo-minéralogique a été réalisée pour les roches felsiques de la région d'étude, ainsi un calcule sur la base de 100 % a été effectué pour les composantes : quartz, plagioclase (anorthite et albite) et feldspath alcalins (orthose).

Les résultats sont projetés dans le diagramme ternaire de Streckeis (1976), et le calcul de la norme convertie en proportions moléculaire et pondérale figure dans l'annexe II. Sur la figure 4.2, ont été reportés tous les échantillons des unités felsiques, y compris les ségrégations leucocrates. Le diagramme positionne ces échantillons dans les domaines des monzogranites, granodiorites et tonalites.

Rapport d'aluminosité

Dans le diagramme d'alcalinité de Shand (Maniar et Piccoli 1989). Le diagramme permet de distinguer deux groupes de granite (Figure 4.3) : un groupe de nature dite métalumineuse avec un indice $[Al_2O_3 / [Na_2O + K_2O + CaO]]$ (molaire) < 1 et un groupe dont l'indice est compris entre 0,9 et 1,0 et qui présente une nature transitoire entre métalumineux et peralumineux. La même classification est obtenue en utilisant le diagramme binaire $[Al_2O_3 / [Na_2O + K_2O + CaO]]$ (molaire) versus SiO_2 (wt%) de Chappell et White (1974) (dans Shand 1947). Ce diagramme montre une nature soit, métalumineuse pour la plupart des échantillons, soit transitoire entre métalumineuse et peralumineuse (Clarke 1992). Le diagramme de la Figure 4.4, montre que tous les échantillons sont de type I. L'absence, du point de vue minéralogique, de la muscovite et une présence de la biotite comme phase ferromagnésienne peut expliquer le caractère peralumineux peu prononcé de ces échantillons. Ceci a été observé ailleurs par Didier *et al.* (1982).

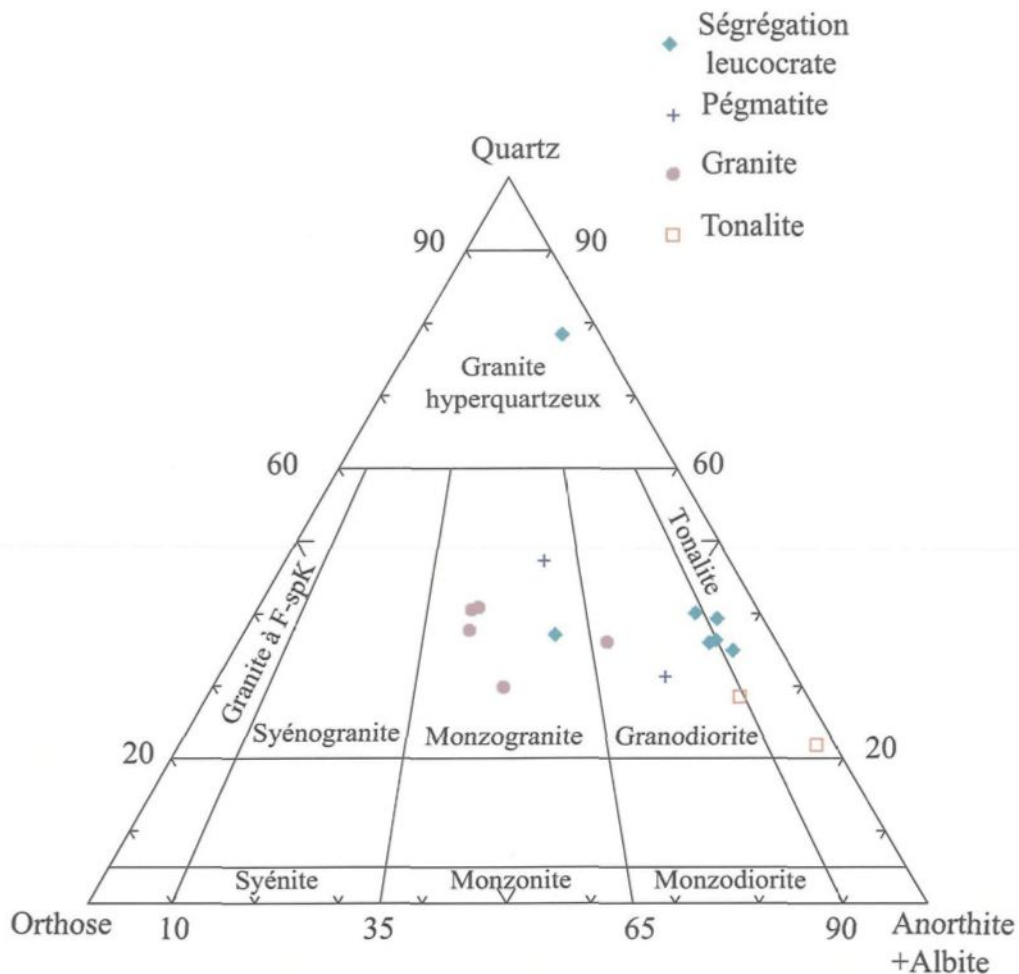


Figure 4.2 : Classification de roches felsiques dans le diagramme ternaire Q-F-P de Strekeisen (1976). La nomenclature est attribuée suivant une minéralogie mésonormative selon Le Maître (1989)

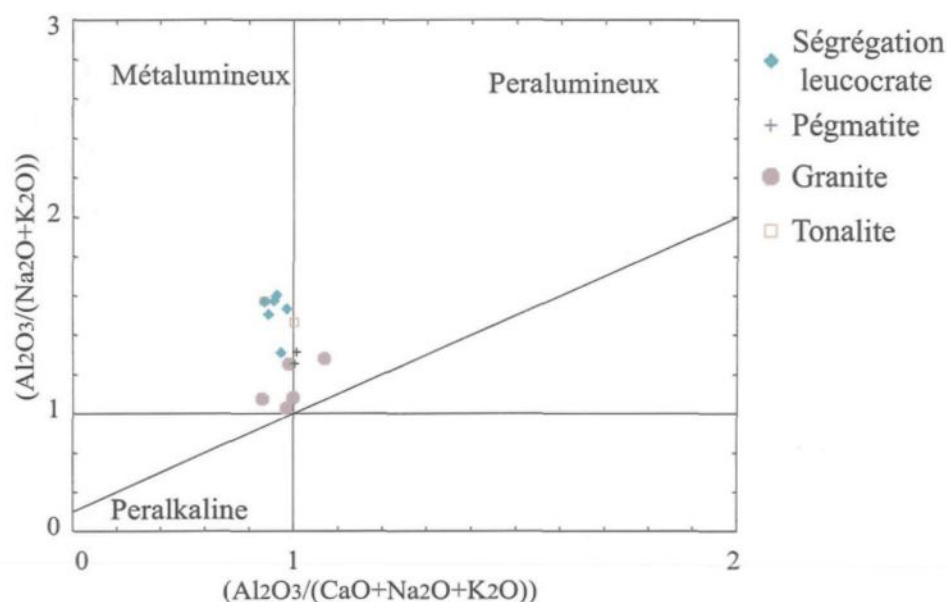


Figure 4.3: Diagramme de l'alcalinité de Shand de Maniar et Piccoli (1989) montrant la localisation des échantillons dans le champs métalumineux.

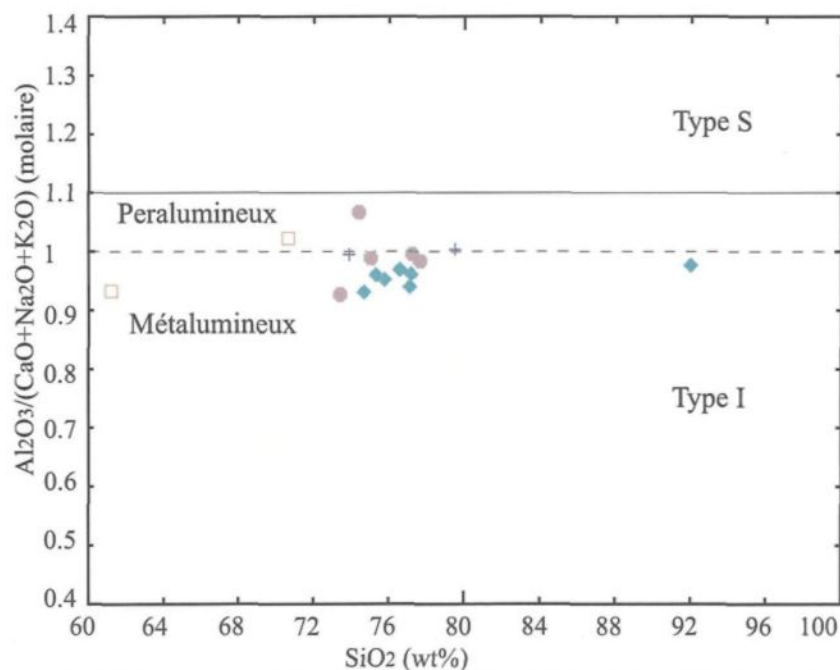


Figure 4.4: Diagramme binaire $(Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO))$ (molaire) versus SiO_2 des différents types de roches felsiques de l'affleurement étudié. Noter que tous les échantillons sont de type I. ceux qui ont un rapport A/CNK supérieur à 1 sont dits peralumineux dans le cas contraire ils sont qualifiés de métalumineux. Maniar et Piccoli (1989)

analysés, il s'agit de granite de type I (Chappell et White 1974) issu de fusion d'un matériel d'origine ignée par opposition aux granitoïdes de type S dérivé d'un matériel crustal sédimentaire, tout les échantillons présentent un rapport $[Al_2O_3 / [CaO+Na_2O+K_2O]] < 1.1$ (Figure 4.4). L'absence du point de vue minéralogie de la muscovite du corindon normatif et du grenat est un critère qui appuie la définition du type des granites (Silva et Neiva 1990).

Diagrammes de discrimination :

En terme de suite magmatique, le diagramme alkalis versus silice de Irvine et Baragar (1971) a révélé une tendance subalkaline dans les unités felsiques. Dans le diagramme ternaire AFM de Irvine et Baragar (1971), les échantillons se positionnent dans le domaine d'affinité calco-alkaline pour la plus part des échantillons (Figure 4.5).

D'un point de vue environnement géodynamique, Pearce *et al.* (1984) proposent une méthode géochimique pour caractériser l'environnement tectonique de mise en place des roches granitiques, et depuis, cette classification a provoqué beaucoup de discussion. Ils ont pu distinguer entre quatre environnement tectonique majeurs : les granites des rides océaniques (ORG), les granites d'arc volcaniques (VAG), les granites intraplaque (WPG) et les granites Syn-collisionnel (Syn-ColG) (Frost *et al.* 2001). À l'aide des éléments en traces, ils ont établis des diagrammes permettant la distinction entre ces environnements tectoniques. Les plus discriminant de ces diagrammes se basent sur le Rb et le Nb.

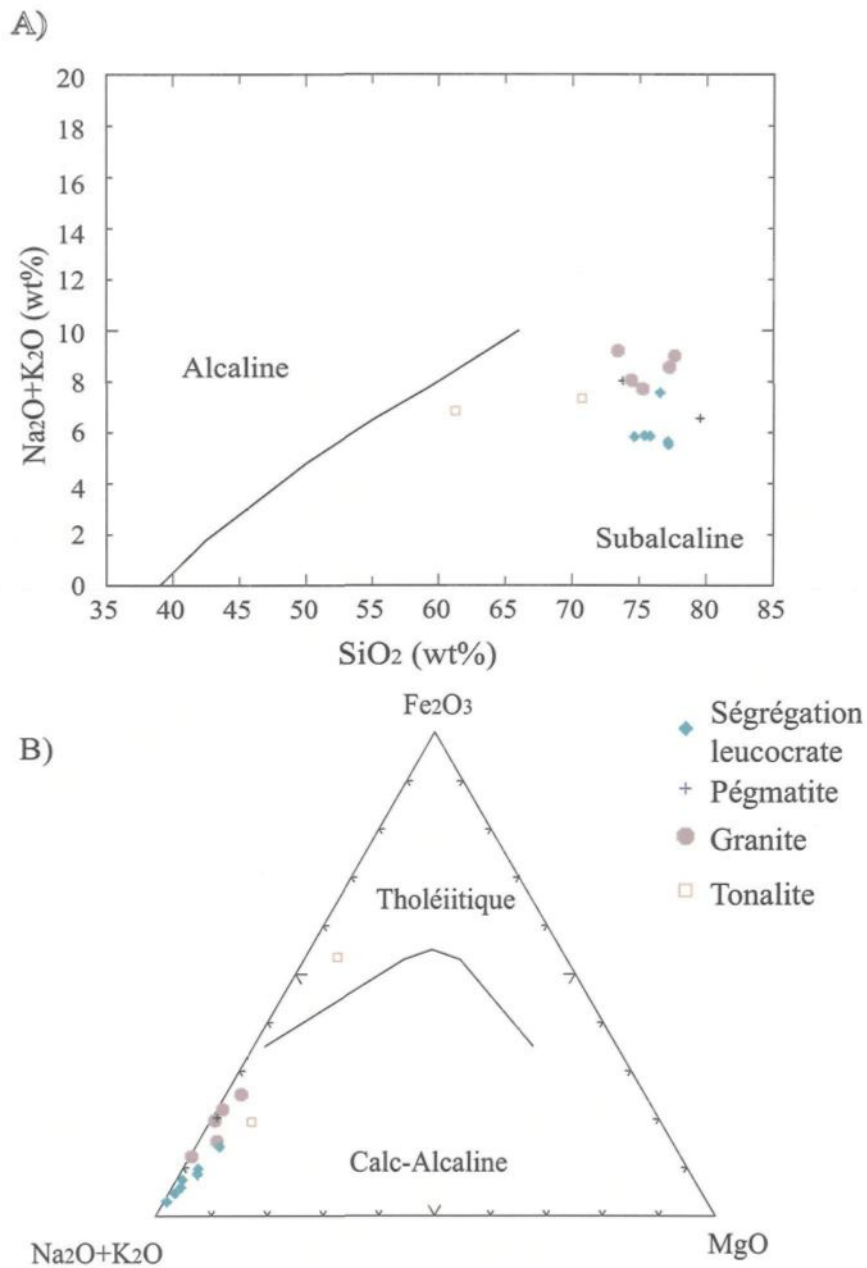


Figure 4.5: Diagramme de classification en suite magmatiques de Irvine et Baragar (1971) (A) Diagramme alkalis vs silice, (B) Diagramme AFM
 $A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; $F = \text{FeO}(\text{calculé}) + 0.8998\text{Fe}_2\text{O}_3$; $M = \text{MgO}$

Le diagramme Rb Versus Y+ Nb (Figure 4.6) montre que ces roches granitiques se situent pour la plus par des échantillons dans deux domaines tectoniques : le domaine des granites d'arcs volcaniques (VAG) et des granites d'intra plaque (WPG). Dans le diagramme Nb versus Y de Pearce *et al.* (1984) (figure 4.7) et le diagramme Rb versus Yb+Ta (Figure 4.6), les roches de l'intrusion granitique tombent également dans les deux domaines déjà cités, le VAG et le WPG. On remarque que les échantillons les plus différenciés, donc placé en haut, sont les même pour les deux types de diagramme, ils montrent une richesse en Nb et Rb et représentent la partie fractionnée et évoluée de l'intrusion.

4.3.2 Les éléments en traces et les ETR :

Les éléments en trace peuvent être définit par leur concentration dans la roche laquelle doit être inférieure à 0,1 wt %. Leur étude a un intérêt vital dans la pétrologie ignée moderne du fait qu'ils permettent une meilleure discrimination entre les processus petrogénétiques (Cox *et al.* 1979) et qu'ils reflètent l'hétérogénéité de la croûte et du manteau. La distribution des éléments en traces dans les différentes phases durant les processus ignés est conditionné par le coefficient de partage de Nernst : D qui exprime la proportion de la distribution à l'équilibre d'un élément donné entre la phase liquide et cristalline (McIntire 1963). Ce paramètre permet de distinguer deux types de comportements des éléments en traces : les éléments dont le $D > 1$ présentent un comportement compatible, et sont préférentiellement retenue dans le solide résiduel pendant la fusion partiel, et sont extrait du solide cristallisé durant la cristallisation fractionnée (Wilson 1989). Alors que ceux dont le $D < 1$, sont dits incompatible dans la

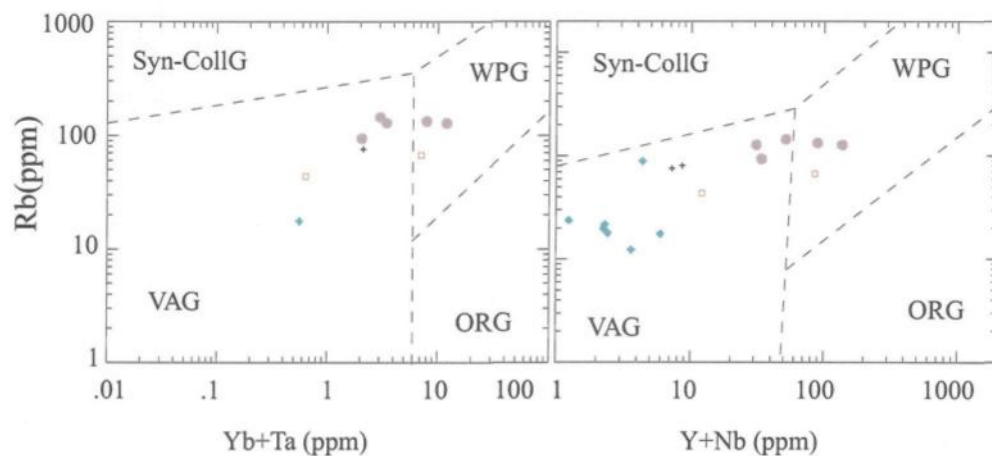


Figure 4.6: Diagramme de discrimination tectonique de Pearce *et al.* (1984) toutes les unités felsiques de la zone d'étude (granite de l'affleurement et ségrégation leucocrate) se localisent dans les domaines des granites d'arc volcanique VAG et des granites d'intraplaques WPG. Syn-CollG= granite syncollisionnel; ORG = granite de ride océanique.

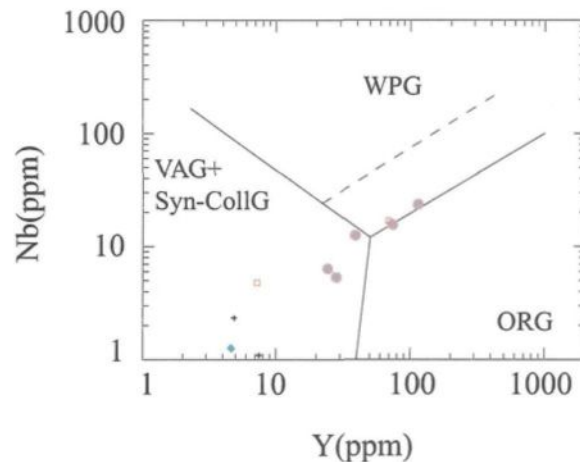


Figure 4.7: Diagramme de discrimination tectonique Nb versus Y de Pearce *et al.* (1984) mettant en évidence la répartition des échantillons felsiques dans les domaines des WPG et VAG

structure minérale, et de ce fait, concentré d'avantage dans la phase liquide durant la cristallisation fractionnée et la fusion partielle.

Cette propriété de compatibilité et d'incompatibilité des éléments en trace, n'est pas systématique : un élément peut changé de comportement durant l'évolution magmatique, en fonction de la composition minéralogique et de la composition du magma. (Wilson 1989).

Globalement, on divise les éléments en traces incompatibles en fonction de la charge et rayon ioniques ce qui est définit par le potentiel ionique d'un élément chimique, et décrit par le champs de force. De même, les éléments dont le potentiel ionique < 2 avec un large rayon ionique, sont dit élément à champs de force faible communément appelés éléments lithophiles (Large Ion Lithophile Elements, ou LILE) a savoir Cs, Rb, K, Ba et dans certains cas Sr, Eu^{2+} et Pb^{2+} . A l'opposé, les éléments avec un potentiel ionique > 2 et un faible rayon ionique sont dit éléments à champ de force élevé (High Field Strength Elements ou HFSE) et incluent le Sc, Y, Th, U, Pb, Zr, Ti, Nb, Ta et les éléments des terres rares (ETR) appelés aussi : les lanthanides Wilson (1989).

Les LILE sont relativement mobiles, alors que les HFSE sont très immobiles et sont connus pour leur capacité d'une part, de distinguer entre les différentes suites magmatiques, et d'autre part, d'attribuer aux roches altérées ou métamorphisées dont la structure primaire est mal conservée, leurs typologies initial et leurs affinité magmatique (MacLean et Barrett 1993).

Dans les diagrammes multi-éléments (Spiderdiagram) des granites et des ségrégations leucocrates, les abondances sont normalisées par rapport à une

composition du manteau primitif selon les valeurs établis par McDonough et Sun (1995). Le spectre multiéléments de l'intrusion granitique présente un enrichissement en éléments à large rayon ionique LILE (potentiel ionique faible et diamètre ionique large) par rapport aux éléments à champs de force élevés HFSE (potentiel ionique fort et diamètre ionique faible) ce qui donne au spectre une allure générale à pente légèrement négative (Figure 4.8). Des anomalies négatives sont à signaler pour le Nb, Ti, P. Les anomalies négatives en Nb et Ti sont attribuées aux environnements tectoniques de zones de subduction (Feng et Kerrich 1992). La cristallisation de certains oxydes explique cette forte anomalie en Ti observée dans les échantillons. Une composition élevée en certains éléments lithophiles, est observée, notamment pour le Cs, Ba et le Rb. la présence de la biotite dans les échantillons peut expliquer cette composition élevée en Rb car la biotite concentre le Rb. Une anomalie, cette fois-ci positive, est observée pour le Pb et pour le K. Les pics élevés en K peuvent résulter d'une contamination ou d'une altération des échantillons. Le Sr et l'Eu montrent un comportement similaire pour tous les échantillons et sont liés à une cristallisation des feldspaths. Pour les HFSE, on relève une stabilité de pente ou une anomalie neutre notamment pour les éléments Zr, Hf et Y.

Les diagrammes multi-éléments des échantillons de la ségrégation felsique, considérés comme des ségrégations leucocratiques dans les roches mafique de la zone d'étude, montrent une anomalie positive en Eu, lié à une accumulation des feldspaths (Figure 4.10B). D'autres anomalies positives sont révélées pour le Pb, le K et l'U. Une anomalie remarquable est enregistrée pour le Nb pour l'ensemble des échantillons de la ségrégation leucocrate. Les valeurs d'analyses de Ta et du Yb obtenues sont inférieurs à

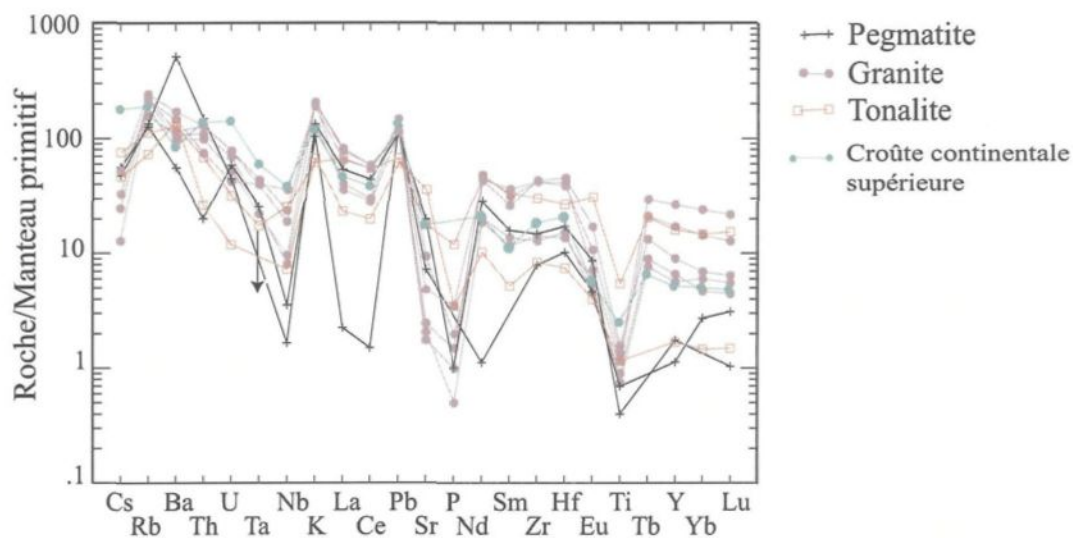


Figure 4.8: Diagramme multi-éléments des granites de l'affleurement et de la moyenne de la croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan 1985) normalisés par rapport aux valeurs du manteau primitif selon les valeurs de McDonough et Sun (1995). la flèche indique que la valeur est sous la limite de détection.

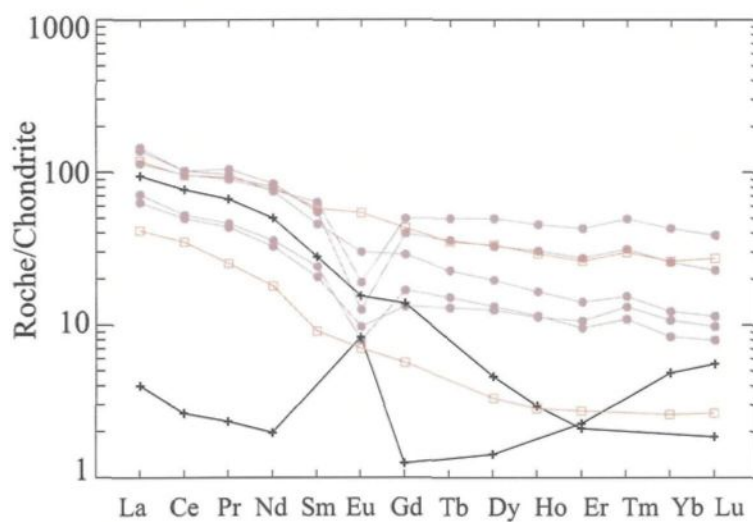


Figure 4.9: Spectre des ETR normalisé aux chondrite selon Taylor et McLennan (1985) des roches granitiques de l'affleurement de la zone d'étude.

la limite de détection ce qui rend impossible de voir leurs comportement dans le diagramme. De manière globale, le patron montre un enrichissement en éléments à large rayon ionique (LILE) comparé aux éléments à champs de force élevés (HFSE).

Les éléments de terres rares sont subdivisés en ETR légers (ETRL ; La, Ce, Pr, Nd, Sm) avec un numéro atomique faible et en ETR lourdes (ETRH ; Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb et Lu) avec un numéro atomique plus lourd. Ils sont très utiles dans les études petrogénétiques des roches ignées car tout les ETR sont géochimiquement similaires. Les diagrammes des ETR sont utilisés pour déterminer l'enrichissement ou l'appauvrissement de la source du magma en éléments incompatibles, car la forme des spectres des ETR dépend de la concentration initiale des ETR dans la source (Wilson 1989). Ainsi une source enrichie montre des concentrations importante en ETRL au détriment des ETRH. Pour étudier graphiquement, leur abondance dans les roches mafiques, il est important d'éliminer l'effet d'Oddo-Harkins (Wilson 1989), pour ce faire on normalise les concentrations des ETR dans les roches en question par leurs abondances dans un matériel de référence, ici, on normalise aux chondrites selon les valeurs établies par Taylor et McLennan (1985).

Ainsi, le patron des ETR montre une pente négative matérialisée par un enrichissement en ETRL comparativement aux ETRH (Figure 4.9). Le degré de fractionnement des ETRL est estimé par le rapport La_n/Sm_n et celui des ETRH par le rapport Sm_n/Lu_n . Ainsi le rapport La_n/Sm_n fluctue entre 1,7 et 4,5. Pareillement au fractionnement des ETRH, le rapport Sm_n/Lu_n varis de 1,65 à 4,04.

L'allure générale du patron des ETR reflète un comportement calco-alcalin du magma source. Une anomalie négative en Eu est marquée dans quelques échantillons, notamment ceux représentant les granites, ce qui pourrait indiquer que ces roches sont dérivées d'un magma qui a déjà cristallisé de plagioclases ce qui a provoqué un appauvrissement du magma en Eu. La tonalite présente un patron avec un enrichissement en ETRL avec aucune anomalie notable, par contre on remarque qu'un échantillon est plus enrichi que l'autre que ce soit en ETRL que lourdes. Une anomalie positive en Eu est observée pour un échantillon de pegmatite. Ceci est expliqué par une accumulation de feldspaths. Aucune anomalie n'est révélée pour l'autre échantillon pegmatitique qui présente plutôt un comportement similaire aux tonalites.

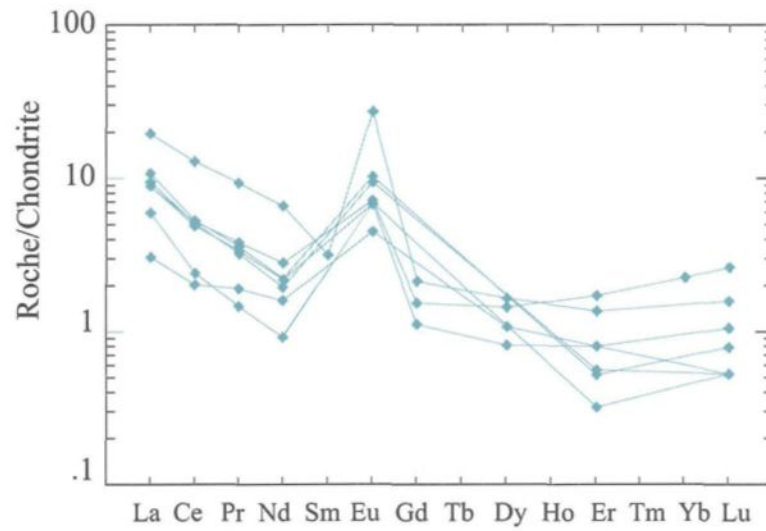
Pour les ségrégations leucocrates, ils présentent un patron des ETR assez commun, avec comme particularité l'anomalie positive en Eu avec un enrichissement en ETR légères relativement aux ETR lourdes (Figure 4.10A). Comme l'Eu est concentré dans les feldspaths, cette anomalie positive indique bien la présence de cumulat de feldspath dans ces roches. C'est l'abondance de l'élément K_2O dans ces roches qui donne cette importante anomalie positive en K.

4. 4 Caractérisation géochimique du matériel mafiques :

4.4.1 Les oxydes majeurs :

Dans les unités mafiques de notre secteur d'étude représenté en majeure partie par des gabbro-norites à olivine selon le diagramme de Streckeis (1976).

A)



B)

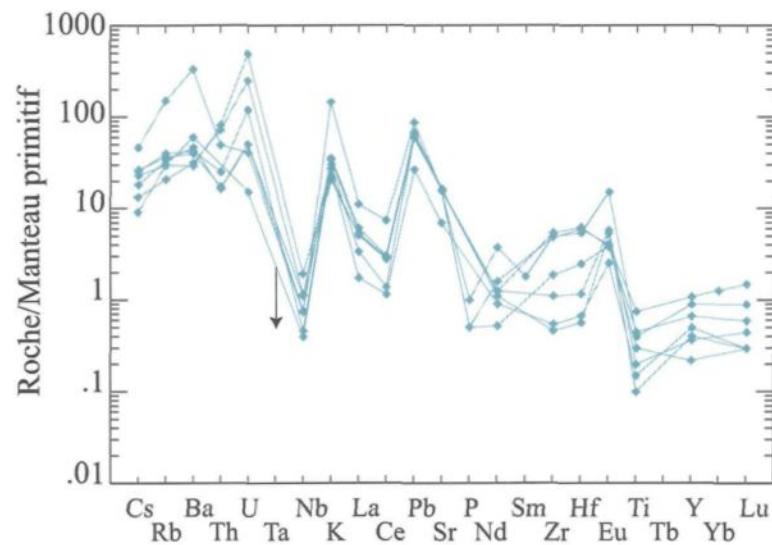


Figure 4.10: Spectres des ETR normalisés aux condrites selon Taylor et McLennan 1985 (A) et diagramme multi-éléments normalisés aux valeurs du manteau primitif selon McDonough et Sun (1995) des ségrégations leucocrates de la zone d'étude (B). La flèche vers le bas indique que les valeurs pour le Ta sont sous la limite de détection.

Calcule normatif CIPW

Une classification dite pseudo-minéralogique est accessible à partir de l'analyse de la composition chimique de la roche, et ceci par le biais du calcule normatif selon la méthode de CIPW. La norme est un assemblage minéralogique hypothétique de minéraux standard qui diffère de l'assemblage minéralogique usuel connu par le mode selon (Cross *et al.* 1903). Le calcule normatif ne tient pas compte de toutes les phases et est basé sur un certain nombre de simplifications, comme supposer que le magma cristallise dans des conditions anhydre dans ce cas, des phases comme la biotite et/ou de hornblende ne se forment pas (Cox *et al.* 1979). Néanmoins, il permet une comparaison des différentes compositions du magma. Le résultat du calcule de la norme convertis en proportions moléculaire et pondéral figure dans l'annexe (II). Un calcule sur la base de 100 % a été effectué pour les composantes : plagioclases (anorthite+albite), olivine, pyroxène (hypersthène, acmite, spodumene et diopside). Les résultats sont projetés dans le diagramme ternaire de Streckisen (1976). La figure 4.11, montre que les unités mafiques se localisent majoritairement dans les champs des gabbro-norites à olivine et des gabbro-norites. Un seul échantillon de mélagabbro-norite à olivine a été identifié.

Diagrammes de discrimination :

Différents types de diagrammes peuvent être utilisés pour classer les roches ignées en terme de suites magmatiques. Le diagramme alkalis versus silice de Irvine et

Baragar (1971) a révélé une dispersion des échantillons dans le champ alcalin, avec quelques échantillons à caractère subalcalin (Figure 4.12).

Pour ce qui est de la tendance magmatique du matériel mafique, le diagramme de Jensen (1976), projette les échantillons dans le champ des tholeiites riche en fer (Figure 4.13). La dispersion de quelques échantillons dans le champ alcalin pourrait être lié au caractère mobile de Na et de K.

Dans le but de déterminer le site géotectonique de mise en place du matériel mafique du secteur d'étude, des diagrammes discriminants à base d'oxydes majeurs ont été utilisés. Ainsi, dans le diagramme ternaire de Mullen (1983) les échantillons tombent dans le champ des basaltes des rides médioocéanique (MORB) et des basaltes alcalins des îles océaniques (OIA) (Figure 4.14).

Pour comprendre l'origine et le degré d'évolution du magma mafique en question, il s'avère utile d'étudier les paramètres de différenciation des processus d'évolution ignée. On a utilisé le $Mg \#$ $[Mg / [Mg + Fe]]$ (Annexe I) pour illustrer la différenciation d'une composition primitive à une autre plus évoluée. Le $Mg \#$ constitue un bon paramètre pour ce faire, il est insensible au degré de fusion partielle par contre hautement sensible au degré de la cristallisation fractionnée (Wilson 1989). Le $Mg \#$ des roches mafiques de notre secteur d'étude varie de 0,21 à 0,54 soit une moyenne de 0,37. Cette valeur est bien inférieure à celle d'un liquide en équilibre avec une composition mantellique qui a un $Mg \#$ variant de 0,68 et 0,75 et au $Mg \#$ moyen des MORB de l'Atlantique qui est de 0,63 (Best 1982). Ces comparaisons suggèrent que le magma mafique est plutôt moins primitif.

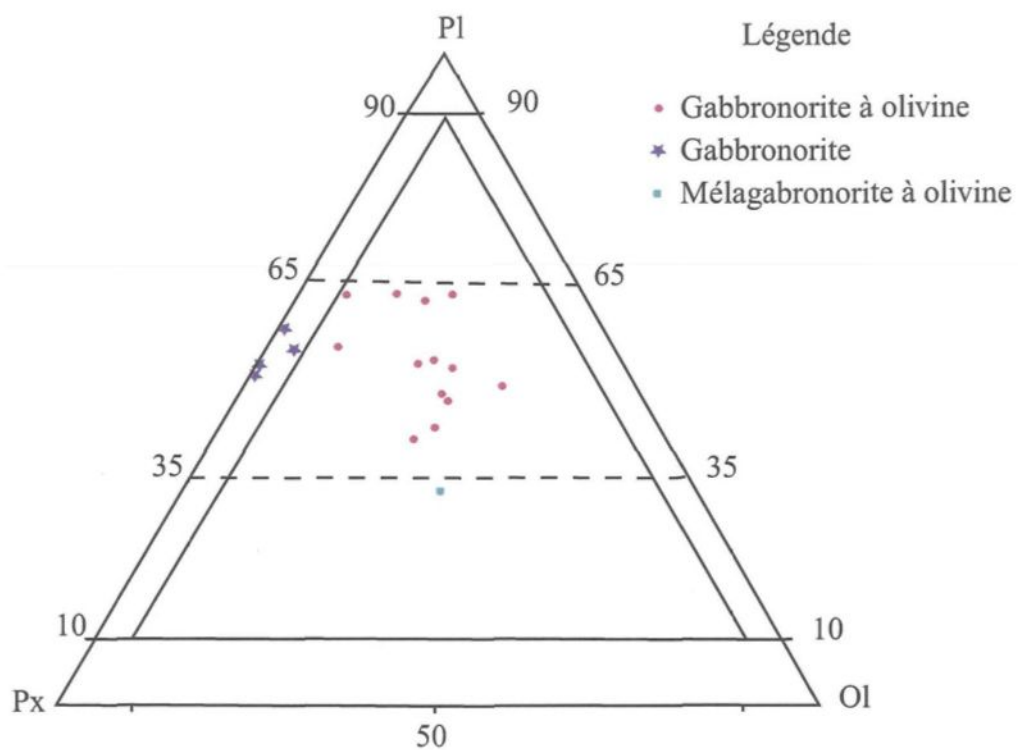


Figure 4.11 : Diagramme ternaire de classification des roches mafiques selon Strekeisen (1976) après le calcul de la norme de CIPW.

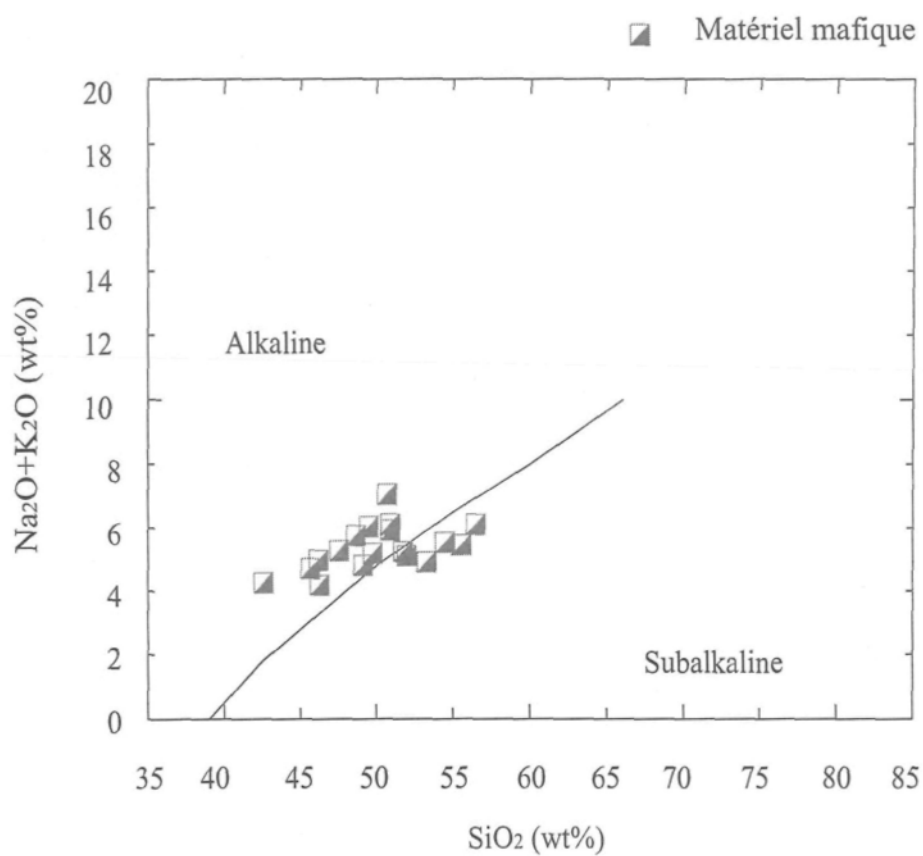


Figure 4.12: Diagramme alcalis versus silice de classification des roches mafiques en suites magmatiques selon Irvine et Baragar (1971).

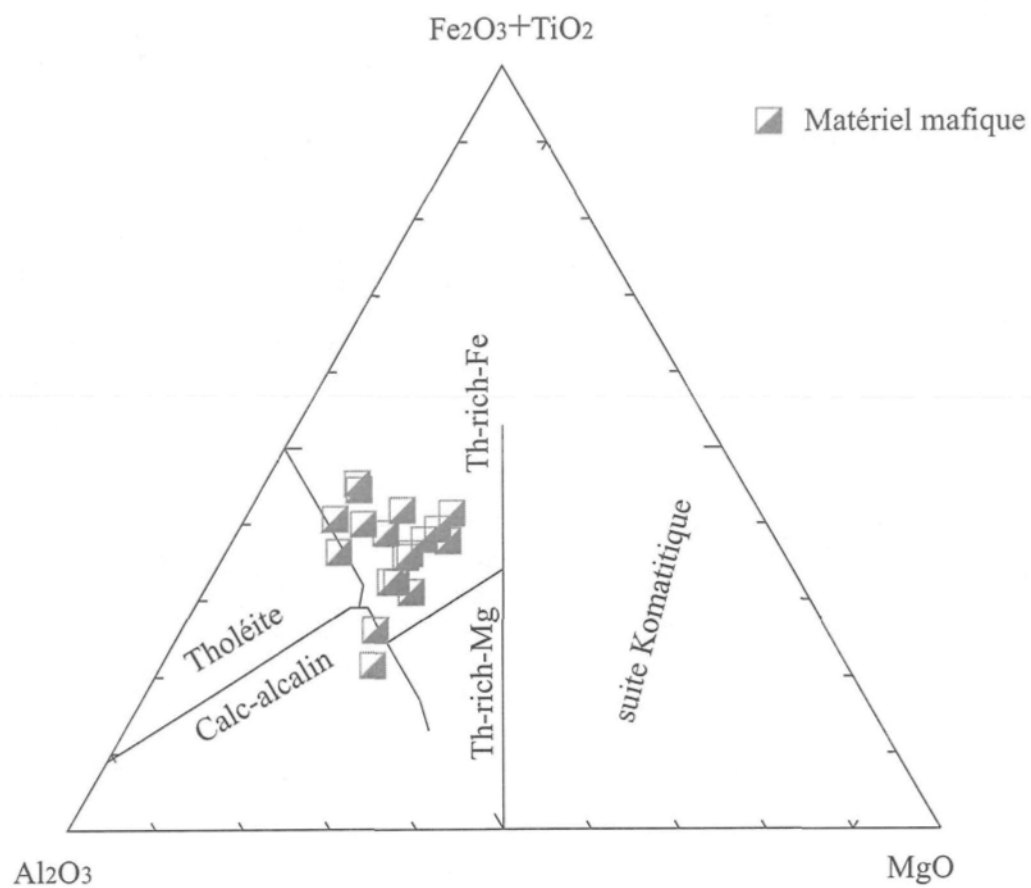


Figure 4.13: Diagramme triangulaire de Jensen (1976) montrant la position des échantillons du matériel mafique dans le champ des roches tholéiites.

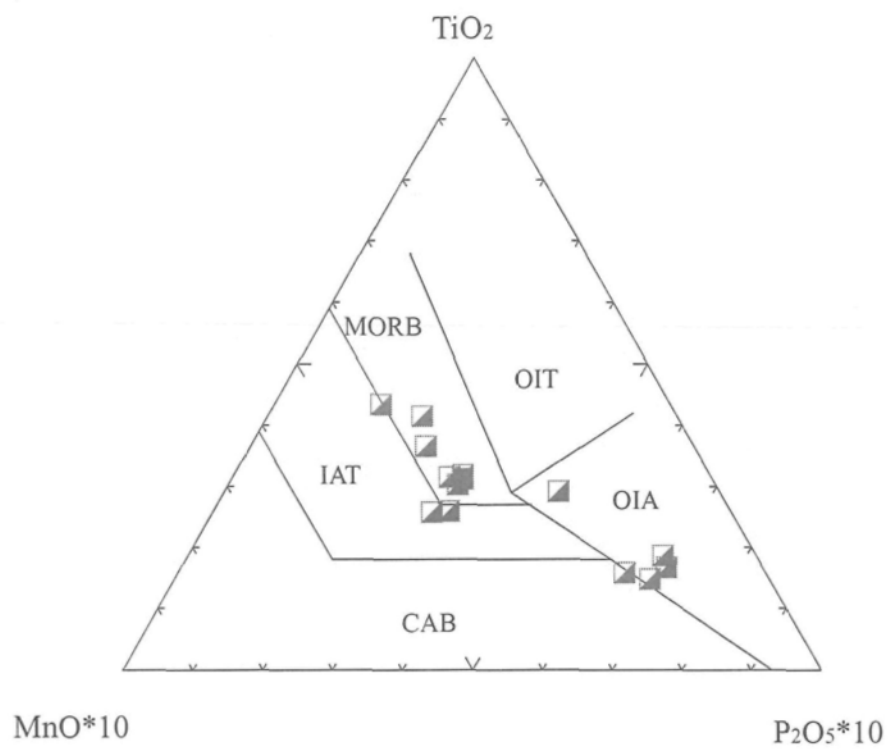


Figure 4.14: Diagramme de discrimination des oxydes majeurs montrant la localisation des échantillons mafiques dans le champ des MORB et des basalts alcalins des îles océaniques (OIA) (modifié de Mullen, 1983)

En se basant sur les oxydes majeurs, on a pu conclure des données ci-dessus, que le magma donnant naissance aux roches mafiques (des gabbro-norites pour l'ensemble) du secteur d'étude est d'affinité tholéitique avec un environnement géotectonique de type MORB ou de basaltes alcalins des îles océaniques. Il est donc nécessaire à ce niveau, de s'intéresser plus en détail aux éléments en trace pour comprendre l'évolution de ce magma mafique d'origine tholéitique qui montre une richesse en K_2O .

4.4.2 Les éléments en traces et les terres rares :

Les diagrammes multi-éléments (spiderdiagram) illustrent le comportement individuel des ions lithophiles mobiles, et immobiles, indicateurs de fractionnement, contamination, fusion partielle ou du magma parental. Les abondances sont normalisées par rapport à une composition du manteau primitif selon les valeurs établis par McDonough et Sun (1995). Le spectre multi-éléments des roches mafiques de la zone d'étude (Figure 4.15), monté avec celui de la composition moyenne des MORB enrichies (MORB-E) (site Web : earthref.org), montre un enrichissement en éléments lithophiles à savoir Ba, Rb, K et en éléments de terres rares légers comparé au MORB-E ce qui peut suggérer une variation du magma primaire puisque, l'analyse des oxydes majeurs montre un caractère tholéitique riche en alcalins des roches mafiques. On note également des anomalies, positive pour Rb, U, K, et Pb, variable selon l'échantillon pour Cs et P, en fin négative pour les éléments Nb, Ta, Sr et Ti. Le Sr montre une anomalie fortement négative indiquant que le magma aurait cristallisé des plagioclases

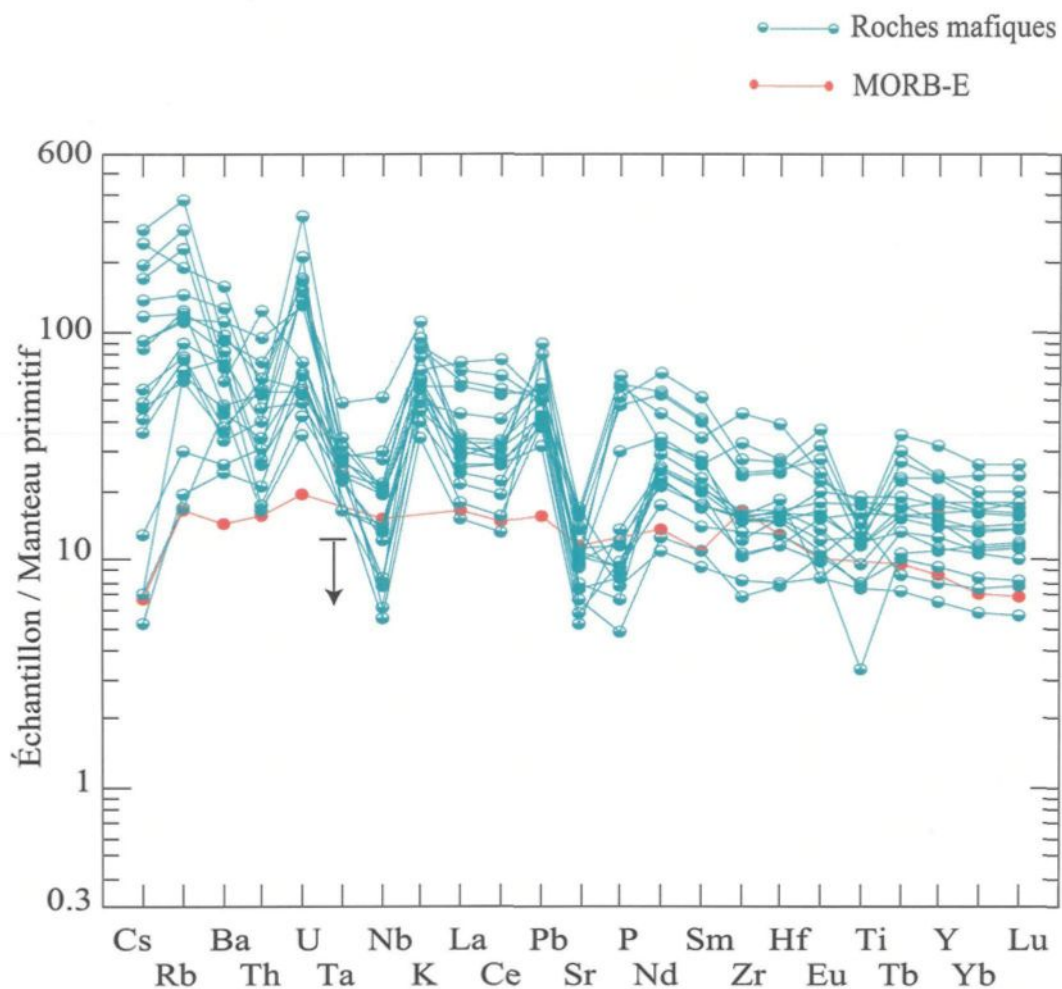


Figure 4.15: Diagramme multi-éléments des roches mafiques de la zone d'étude comparé à celui des MORB-E. Les abondances sont normalisées par rapport au manteau primitif selon McDonough et Sun (1995). La flèche indique que la valeur est sous la limite de détection pour quelques échantillons.

calciques ou encore que, cette anomalie pourrait être due à une contamination ou une mobilisation. Des échantillons ont une anomalie positive en P_2O_5 , ceci peut référer, à une cristallisation de l'apatite. Une anomalie négative en Nb et Ta est enregistrée pour certains échantillons, ces éléments sont des indicateurs du processus de la subduction selon (Pearce 1983). Le Th montre une forte concentration dans certains échantillons ce qui suggère une contamination du magma par les roches de la croûte continentale (Wilson 1989) vu l'abondance de cet élément dans la croûte : 10,7 ppm ou par une source de manteau enrichie en LILE et en HFSE comme le Th, La, Ce et Nd.

Sur le même diagramme, on reporte les valeurs de la composition moyenne de la croûte continentale supérieure et ceux des granites de la zone d'étude (Figure 4.16). Sur le spectre multi-éléments, on peut voir le positionnement presque intermédiaire du patron des roches mafiques de la zone d'étude entre celui de la moyenne des MORB-E et celui des granites de la zone d'étude. Ceci pourrait indiquer la source de notre magma mafique étudié. Le diagramme des terres rares des roches mafiques de la zone d'étude est normalisé aux chondrites selon les valeurs établies par Taylor et McLennan (1985). À la figure 4.17, on note que le patron des terres rares montre une tendance tholéïtique caractérisé par un profile plat avec un léger enrichissement en ETRL (28 à 140 fois la chondrite) par rapport aux ETRH (10 à 50 fois la chondrite). Ceci qui permet de déduire que le matériel mafique est issu d'une source enrichie en éléments incompatible. Une anomalie négative en Eu est enregistrée pour quelques échantillons.

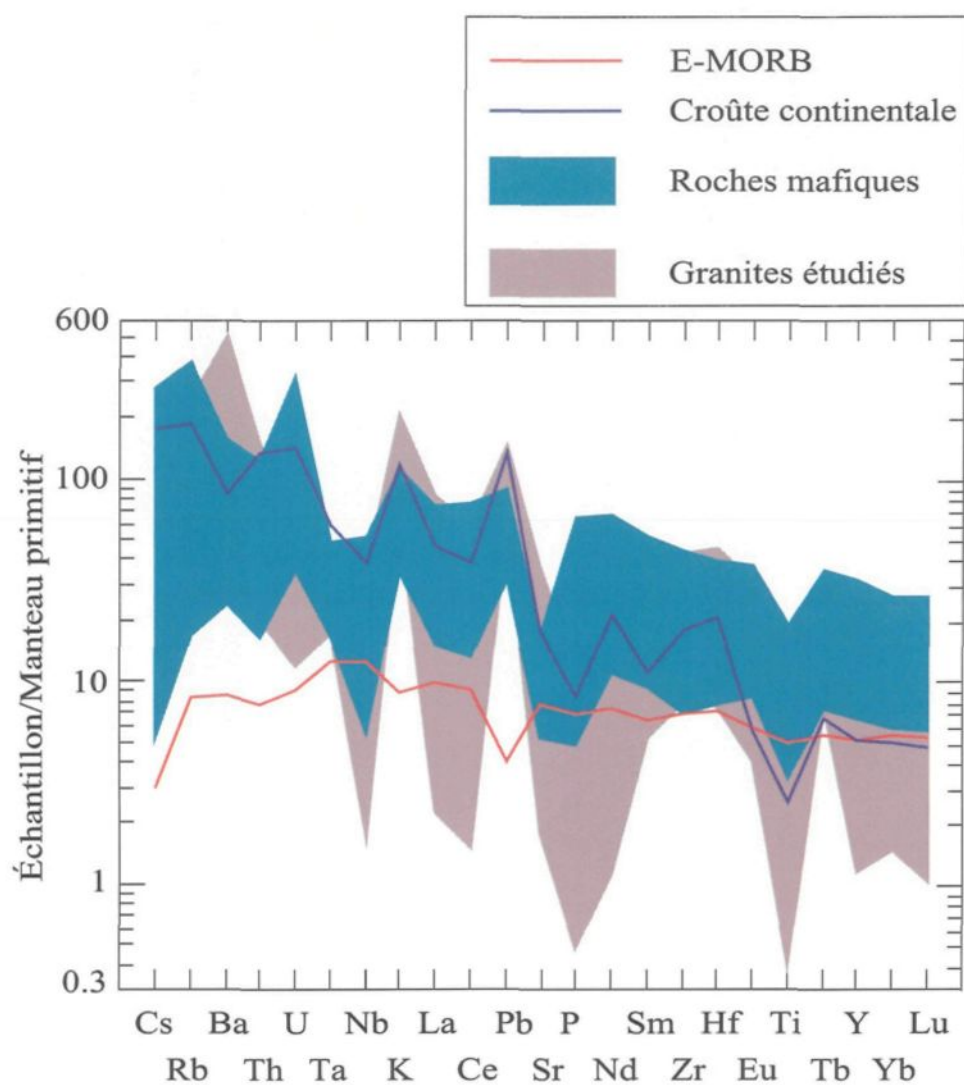


Figure 4.16: Diagramme multi-éléments montrant la composition intermédiaire des roches mafiques entre celle des E-MORB et celle des granites de la région d'étude.

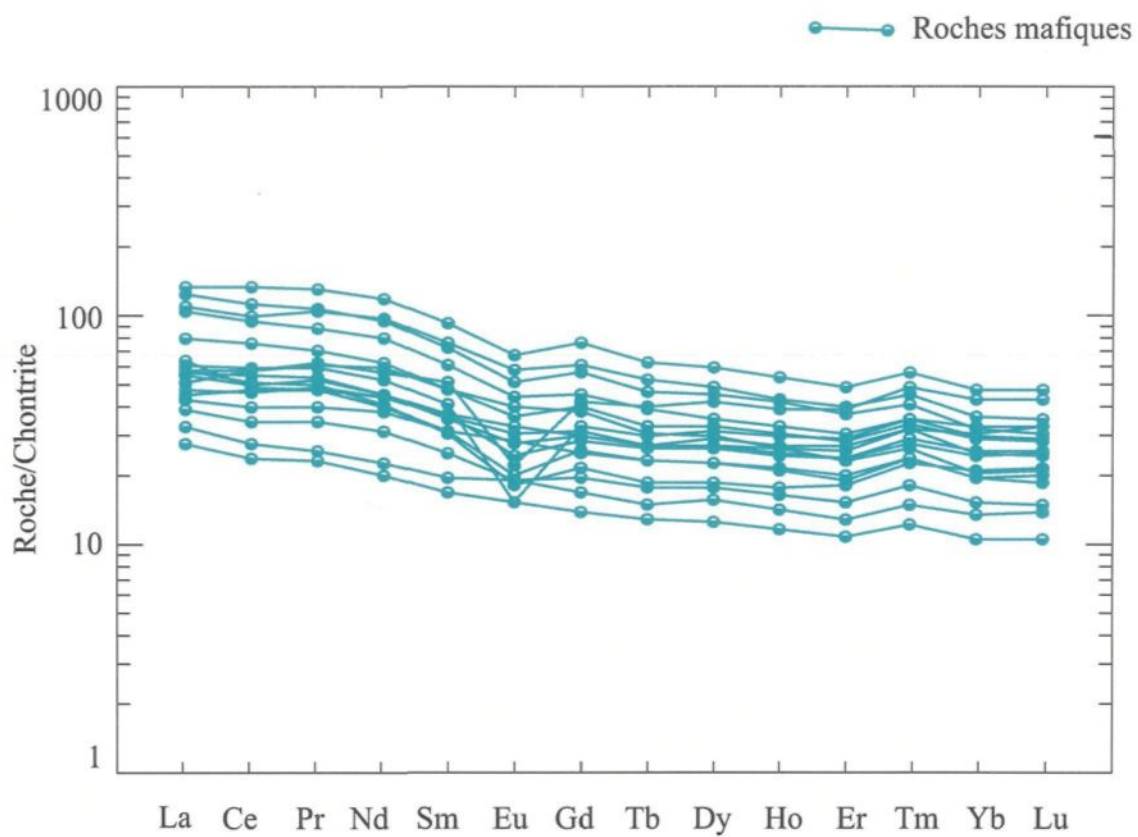


Figure 4.17: Patron des ETR des roches gabbroïques de la zone d'étude normalisé au chondrite selon les valeurs établis par Taylor et McLennan (1985).

À ce stade, on présume que le magma mafique de la zone d'étude est originellement appauvri et, suite à des processus ignés, il a été modifié géochimiquement aboutissant à des roches d'affinité tholeiitique à caractère calco-alcalin. Pour mettre en évidence ces processus, une étude de la répartition des échantillons dans les diagrammes de discrimination tectonique particulièrement Hf-Th-Ta et Th/Yb versus Ta/Yb, s'avère très utile. Dans le diagramme de Pearce (1983) les échantillons coïncident avec le champ calco-alcalin (Figure 4.18), et dans celui de Wood (1980), la majorité des échantillons se concentrent dans la zone des basaltes calco-alcalin dont un seul dans la zone des IAT (*Tholeiite d'îles en arc*) (Figure 4.19). L'agrégation des échantillons dans le champ calco-alcalin indique un enrichissement en éléments lithophiles particulièrement en Th du magma mafique qui est supposé être dérivé d'une source appauvrie. Cet enrichissement du magma mafique en éléments lithophiles trouve explication dans un processus de contamination crustale a priori, ou tout autre source riche en SiO₂, Sr, Rb, Th, Ba et les terres rares légères susceptibles d'apporter plus d'éléments contaminants au magma.

4.4.3 La contamination du magma mafique :

La contamination d'un magma mafique par les éléments mentionnés plus haut aurait pour conséquence de produire un magma mafique avec des caractéristiques géochimiques intermédiaire aux composantes primaires comme le cas du magma à tendance calco-alcaline qui caractérise les roches mafiques de la zone d'étude.

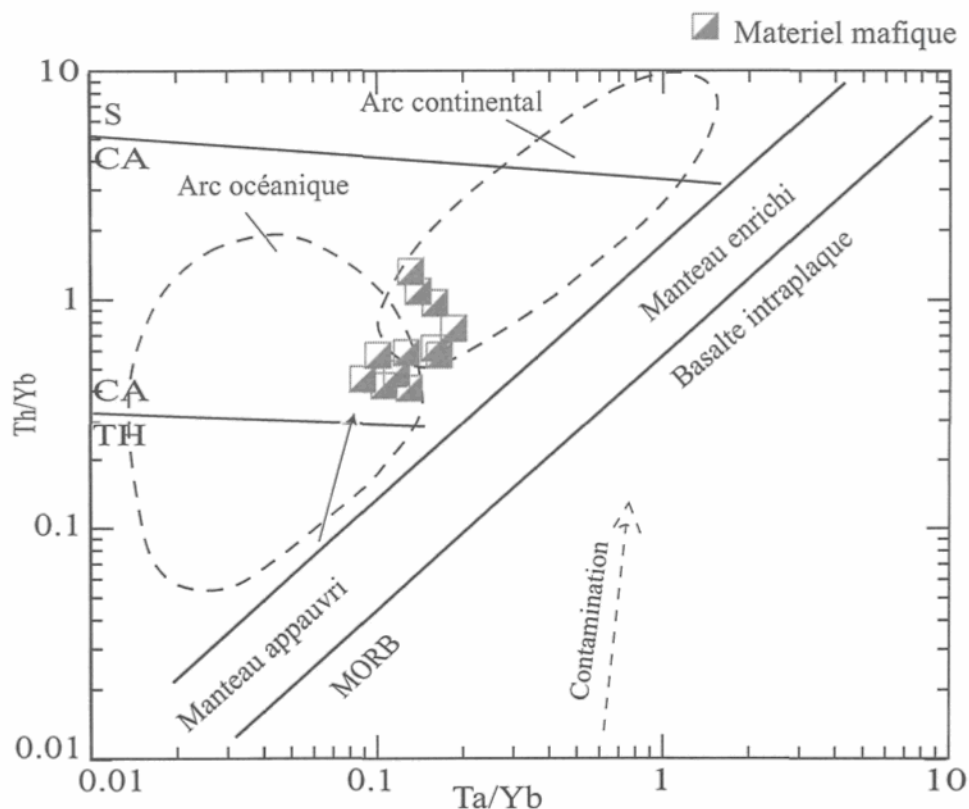


Figure 4.18: Diagramme Th/Yb versus Ta/Yb d'après Pearce (1983) montrant la position des échantillons dans le champ calco-alcalin. Les flèches ascendantes montrent l'origine d'une contamination possible des roches mafiques. CA: Calco-alcalin; TH: Tholeïtique; S: Shoshonitique. C: contamination crustal.

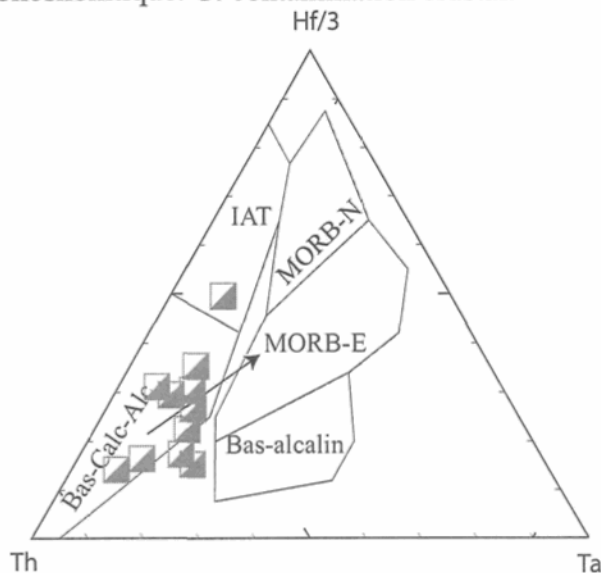


Figure 4.19 : Diagramme ternaire (Hf/3, Th, Ta) d'après Wood (1980) montrant la disposition des échantillons des roches mafiques dans le champ des basaltes calco alcalin. La flèche vers les MORB-E indique l'origine de la contamination possible des roches mafiques

En général, la contamination d'un magma s'effectue à plusieurs niveaux citons comme exemple; 1) la contamination lors de l'ascension du magma dans le conduit vers la croûte continentale, ou alors, 2) sa contamination moment de sa formation par la fusion partielle du manteau pendant la subduction. Elle peut s'effectuer soit par la croûte continentale supérieure, les granites ou les métasédiments en général enrichis en SiO_2 , Sr, Ba, Rb, Cs, Th, et les terres rares légères. Dans ce qui suit, on va essayer de montrer les modification géochimiques subies par le magma lors de sa contamination par une roche riche en éléments lithophiles.

Une comparaison avec la composition moyenne de la croûte continentale supérieure et celle des granites protérozoïques se voit nécessaire. Le tableau 4.1 montre la composition moyenne de la croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan 1985), des granites protérozoïques (Condie 1993) avec celle des roches granitiques de la zone d'étude. Une composition voisine en éléments incompatibles est observée pour les roches felsiques par rapport à la croûte continentale supérieure et aux granites protérozoïques. Les oxydes majeurs présentent plutôt une composition similaire à celle des granites protérozoïques que à la croûte continentale. Le patron des éléments en traces des roches felsiques joint celui des granites protérozoïque et de la croûte continentale supérieure (figure 4.20). Une exception est faite pour le Nb et le Ta ou une anomalie négative est enregistrée pour le Nb, ceci pourrait être lié au processus de subduction (Pearce 1996). On s'appuyant sur les données du tableau 4.1 et sur le patron multi-éléments de la figure 4.17, ainsi que sur la figure 4.20, on pourrait considérer une éventuelle contamination du magma mafique par les éléments lithophiles de la croûte

Échantillon	*C.c. sup.	**G.Pr	Roches felsiques de la zone d'étude									MRF
			SF01Td	SF02Td	SF03Td	SF09Td	SF13Td	SF17Td	SF20Td	SF23Td	SF33Td	
SiO ₂ (wt %)	66	73	77,23	77,62	75,2	73,77	61,21	73,38	79,5	74,39	70,66	73,66
TiO ₂	0,5	0,28	0,23	0,15	0,18	0,14	1,09	0,27	0,08	0,31	0,23	0,30
Al ₂ O ₃	15,2	13,5	11,57	11,74	13,32	14,42	16,14	12,96	11,33	12,76	16,02	13,36
Fe ₂ O ₃	4,5	2,3	2,35	1,41	1,63	2,3	9,98	2,93	0,69	3,11	2,17	2,95
MnO			0,03	0,01	0,02	0	0,16	0,06	0	0,04	0,05	0,04
MgO	2,2	0,42	0,08	0,03	0,31	0,09	0,96	0,11	0,25	0,3	0,74	0,32
CaO	4,2	1,3	0,5	0,29	1,57	1,59	3,87	1,06	1,45	1,1	2,8	1,58
Na ₂ O	3,9	3,2	2,58	2,99	4,06	5,01	5,05	3,7	2,7	2,22	5,35	3,74
K ₂ O	3,4	4,8	5,96	6	3,65	3,01	1,8	5,5	3,86	5,82	1,97	4,17
P ₂ O ₅	0,17	0,08	0,02	0,01	0,04	0	0,24	0,03	0,02	0,07	0,07	0,06
Ni (ppm)	20	15	0	0	0	0	0	0	0	0	6,86	0,76
Co	10	5,5	0	0	2,74	1,21	7,47	0	1,82	2,31	4,45	2,22
Cr	35	18	15,34	14,01	27,3	15,29	16,5	16,46	16,64	16,18	29,85	18,62
Cu	25	-	2,5	2,54	23,74	0	9,1	0	2,24	5,04	9,63	6,09
Zn	71	-	80,19	34,57	126,86	13,09	176	106,6	18,62	57,9	44,44	73,14
V	60	20	7,97	2,2	14	14,8	19,8	4,96	12,18	5,9	30,61	12,5
La	30	48	53,24	23,2	26,19	1,46	43,3	41,83	34,66	50,7	15,16	32,2
Ce	64	115	97,5	47,61	50,18	2,52	91,5	92	73,38	98	33,44	65,1
Pr	7,1	-	14,37	5,98	6,33	0,32	12,7	12,36	9,14	13,25	3,46	8,7
Nd	26	54	60,24	23,26	25,45	1,4	57	54,5	35,52	53,5	12,82	36
Sm	4,5	8,7	12,7	4,77	5,57	0	13,41	14,7	6,44	10,61	2,11	7,81
Eu	0,88	1	1,1	0,85	0,7	0,72	4,72	1,65	1,34	2,62	0,61	1,6
Gd	3,8	-	12,14	4,06	5,17	0,38	13,22	15,3	4,24	8,86	1,74	7,23
Tb	0,64	1,28	2,08	0,75	0,88	0	2,02	2,9	0	1,31	0	1,10
Dy	3,5	-	12,47	4,76	5,02	0,54	12,65	18,9	1,74	7,47	1,26	7,20
Ho	0,8	-	2,58	0,95	0,97	0	2,47	3,85	0,25	1,4	0,24	1,41
Er	2,3	-	6,8	2,63	2,37	0,56	6,5	10,6	0,52	3,51	0,68	3,79
Tm	0,33	-	1,12	0,47	0,4	0	1,07	1,77	0	0,55	0	0,60
Yb	2,2	3,5	6,32	2,64	2,06	1,2	6,44	10,56	0	3,03	0,64	3,65
Lu	0,32	0,58	0,86	0,37	0,3	0,21	1,03	1,46	0,07	0,43	0,1	0,54
Rb	112	156	134	129	94	75,9	67,2	128,5	80,3	145,5	43,8	99,9
Ba	550	750	756	646	709	366,5	839	966	3396	1128	934,4	1082
Sr	350	-	34,96	41,14	188	144	354,5	48,9	394,8	96	71	224
Pb	20	-	16,8	16,7	22	19,1	10	17,4	16,5	17	9,2	16,1
Zr	190	-	438,4	148,4	134,5	83,2	317	436,4	155,1	451,8	87,4	250
Hf	5,8	7	11,55	3,85	4,31	2,9	7,53	10,8	4,85	12,7	2,1	6,74
Th	10,7	18	10,17	7,81	8,67	1,6	5,4	5,92	11,8	10,1	2,1	7,06
Nb	25	-	15,6	6,4	5,4	2,34	16,84	23,6	1,09	12,5	4,8	9,85
Ta	2,2	-	1,61	0,82	0	0,94	0,65	1,48	0	0	0	0,61
U	2,8	4,5	1,57	1,05	1,4	1,17	0,64	0,85	0,89	1,57	0,24	1,04
Y	22	-	73,32	24,23	28,12	4,87	68,4	113	7,49	38,7	7,2	40,6
Li	20	-	9,37	6,98	16,9	16,87	17,42	6,7	15,7	18,35	16,77	13,9
Be	3	-	0	0	2,32	4,81	2,21	3,55	0	0	0	1,43
Cs	3,7	-	0,69	0,27	1,11	1,19	1,6	0,52	1	1,1	0,97	0,94
Mo	-	-	1,12	0	0	0	0	0	0	1,69	0	0,31
Sc	11	5	2,4	0,91	2,42	0,53	19,9	3,74	0,7	5,85	3,87	4,48
Sn	-	-	2,86	1,32	1,31	1,85	2,15	2,83	0,26	0,38	0,64	1,51
W	-	-	0,06	0	0	0,18	0	0	0	0	0	0,03

Tableau 4.1 : Composition analytique en éléments majeurs et traces des roches felsiques comparées à la croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan 1985) et aux granites protérozoïques (Condie 1993). MRF= moyenne des roches felsiques.

*Croûte continentale supérieure

**Granite protérozoïque

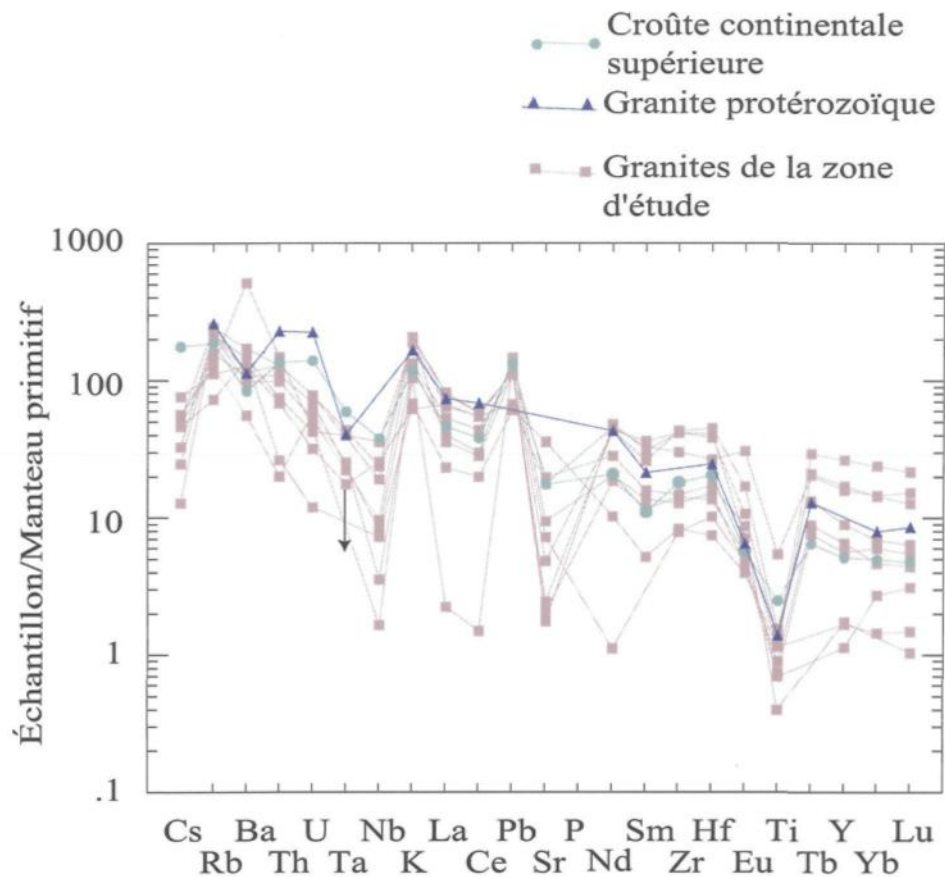


Figure 4.20: Diagramme multi-éléments des granites de la zone d'étude comparé à la composition moyenne de la croûte continentale (Taylor et McLennan 1985) et celle des granites protérozoïque (Condie 1993). La flèche indique que la valeur est sous la limite de détection.

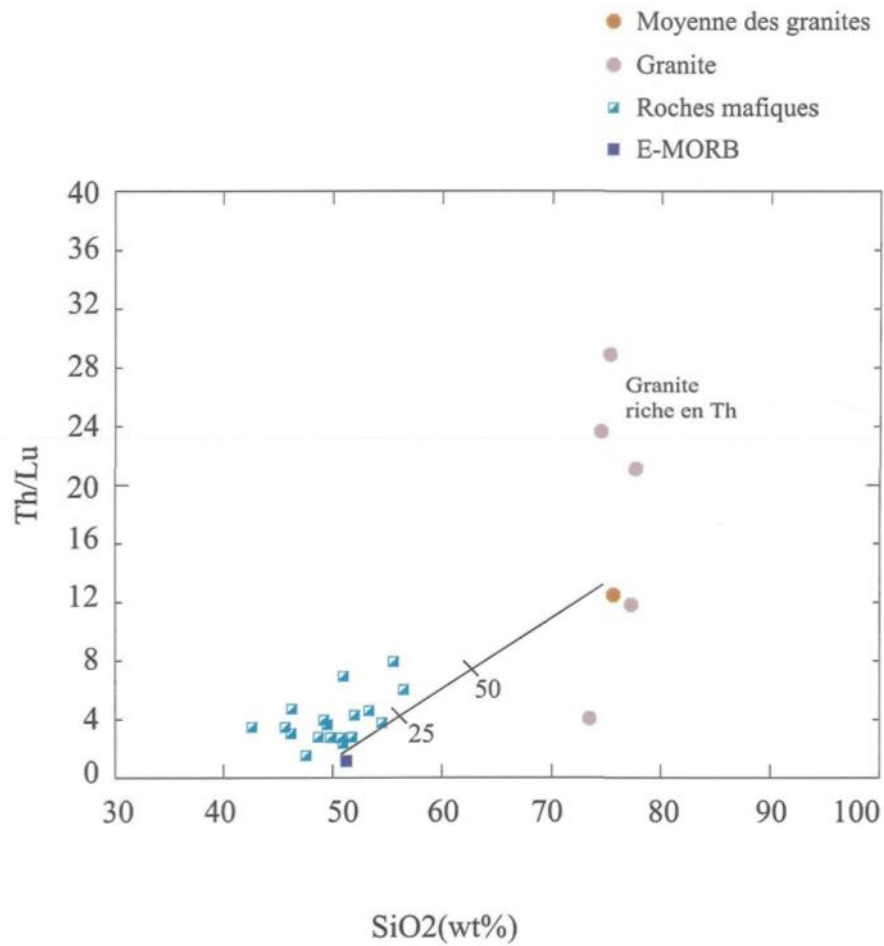


Figure 4.21: Diagramme de modelisation de la contamination des roches mafiques par les roches granitiques de la zone d'étude.

continentale supérieure ou mieux encore par ceux des granites de la zone d'étude. D'autre part, la figure 4.16 montre que les roches mafiques présentent une composition géochimique intermédiaire entre celle des granites de la zone d'étude, et la composition moyenne des MORB-E. De ce fait, les granites étudiés et un magma mafique d'une source appauvri représentent les deux pôles du mélange, reste à faire une étude quantitative pour savoir dans quelles proportions chaque élément, mis en jeu, contribue à la conception du produit final.

À l'aide de diagramme de modélisation utilisant des éléments en trace Th et le versus la silice (Figure 4.21), ce diagramme permet de voir l'effet de la contamination. Les roches mafiques se regroupent sur une droite liant le point représentant le MORB-E et la moyenne des granites étudiés. En analysant le diagramme on peut constater que la majeure partie des roches mafiques sont contaminés à 25% des granites, deux échantillons seulement semblent être contaminé avec plus de 35% de granite. D'autres échantillons se trouvent un peu loin de la droite MORB-E-Granite, leur positionnement est dû certainement au fait qu'ils soient contaminé par les échantillons de granite qui ont un rapport TH/Lu élevé.

4.5 La biotitisation

Dans le but de comprendre les processus mis en jeu lors de la formation de la biotite et de déterminer les éléments qui interviennent pour donner de telle concentration en biotite, il est utile de considérer tout d'abord les observations sur le terrain. A l'échelle de l'affleurement, on peut noter que les biotites se présente sous forme de veine de biotite évoquant un patron de fractures dans les roches mafiques.

Ces observations suggèrent que la biotitite est formée par altération c'est-à-dire métasomatisme des roches mafiques. La question qui se pose qu'elle est la nature de la roche originelle (protolithe) ainsi que le gain et la perte de matériaux nécessaire pour produire la roche altérée (Grant 1986). Un choix minutieux doit être fait en se basant sur des observations à l'échelle de l'affleurement (terrain) et à l'échelle microscopique (pétrographie) pour dégager l'échantillon le moins altéré possible susceptible de représenter la roche mère. Dans la présente étude, l'échantillon qui répond à cette condition est le SF32 qui est le moins riche en biotite. Une fois cela est fait, la prochaine étape sera de déterminer lesquels des éléments ont étaient enrichis ou appauvris par rapport à la composition de la roche mère pour donner la roche altérée. Grant (1986) propose une solution graphique simplifiée de l'équation de Gresen (1967) pour l'étude de l'altération métasomatique. Selon cet auteur, certains composants se comportent de façon immobile durant l'altération. Une fois connus, ces éléments peuvent être utilisés comme référence pour établir le changement de volume dû à l'altération.

Dans le tableau 4.2 sont classés par ordre croissant les proportions de variation de poids. Il s'agit de diviser la concentration d'un élément donné dans la roche altérée par sa concentration dans la roche mère. Graphiquement, la lecture du tableau permet d'identifier les éléments immobiles de l'échantillon le plus altéré, sont placés ainsi en haut du diagramme multiéléments ; le Ti, l' Al_2O_3 , le V et les ETR qui ne montrent pas de changement notable (Figure 4.22). Le reste des éléments est classé en fonctions de leurs mobilités, de manière à ce que les éléments enrichis dans le système se retrouvent pardessus la droite du rapport 1, alors que ceux appauvris se retrouvent en dessous. Pour

Elément	Rp34D/32	Échantillon	Rp05/32	Échantillon	Rp34C/32	Échantillon	Rp24A/32	Échantillon	Rp29/32
Sr	0.12	P2O5	0.29	W	0.25	Sr	0.20	Ta	0
Na2O	0.20	W	0.40	P2O5	0.32	Na2O	0.24	Be	0
P2O5	0.42	Th	0.60	Sr	0.54	W	0.27	Cu	0.12
CaO	0.48	Pb	0.69	Eu	0.57	P2O5	0.39	W	0.27
Ca	0.55	Cu	0.69	Na2O	0.58	CaO	0.56	Sn	0.33
Sc	0.69	Zn	0.70	CaO	0.64	Pb	0.56	P2O5	0.40
SiO2	0.86	Na2O	0.74	Ca	0.68	Ca	0.58	Nb	0.49
MnO	0.87	Li	0.75	Sc	0.73	Sc	0.58	Zn	0.52
Pb	0.87	Eu	0.80	Pb	0.74	Eu	0.61	La	0.55
Eu	0.89	La	0.81	Zr	0.75	MnO	0.83	Cs	0.57
Be	0.90	TiO2	0.82	TiO2	0.81	TiO2	0.86	Ce	0.57
TiO2	0.92	Rb	0.87	Hf	0.82	SiO2	0.87	Li	0.59
Al2O3	0.92	Ce	0.92	La	0.85	Al2O3	0.94	Pr	0.59
V	1.02	Al2O3	0.94	MnO	0.9	Be	0.96	Th	0.60
Fe2O3	1.26	Gd	0.96	SiO2	0.92	Cu	0.97	Yb	0.60
Zr	1.46	SiO2	0.98	Ce	0.92	V	1.02	Nd	0.62
Hf	1.59	MnO	1	Pr	0.98	Fe2O3	1.20	Lu	0.63
MgO	1.75	Zr	1	Al2O3	1	Ce	1.43	TiO2	0.64
Co	1.80	V	1.01	V	1.01	Zn	1.43	Gd	0.65
Zn	1.84	Fe2O3	1.05	Be	1.01	Nd	1.45	Sm	0.65
La	1.97	Pr	1.05	Nd	1.01	Pr	1.47	Y	0.66
Ce	2.28	Nd	1.05	Fe2O3	1.12	La	1.48	Tm	0.66
Pr	2.40	Sm	1.07	Sm	1.15	Gd	1.52	Ho	0.66
Nd	2.46	Hf	1.07	Gd	1.16	Sm	1.56	Er	0.67
Gd	2.55	Ca	1.08	Tb	1.32	Tb	1.59	Rb	0.68
Sm	2.61	Sr	1.08	Dy	1.40	Dy	1.62	Tb	0.69
Lu	2.75	Sc	1.08	Ho	1.43	Ho	1.62	Dy	0.70
Tb	2.77	K2O	1.11	Co	1.46	Zr	1.62	Pb	0.72
Ho	2.97	CaO	1.12	Cu	1.47	Co	1.64	Eu	0.73
Dy	3.00	Be	1.13	Lu	1.5	Yb	1.68	MnO	0.83
Yb	3.02	Sn	1.14	MgO	1.50	Lu	1.70	Hf	0.90
Cu	3.03	Tb	1.14	Yb	1.52	Tm	1.70	Fe2O3	0.91
Er	3.06	Dy	1.18	Er	1.52	Er	1.70	Zr	0.92
Sn	3.07	Ho	1.22	Zn	1.53	Y	1.70	Sc	0.93
Y	3.08	Co	1.23	Y	1.55	MgO	1.81	Na2O	1
Tm	3.15	Y	1.24	Tm	1.58	Hf	1.82	V	1.01
Li	3.49	Er	1.32	Sn	2.2	Sn	2.17	SiO2	1.01
Cr	4.01	Ba	1.33	Li	2.54	Li	3.29	Al2O3	1.06
K2O	4.89	MgO	1.38	Ta	3.05	Ta	3.57	Ca	1.11
Ni	6.22	Cs	1.44	Cr	3.38	K2O	4.32	CaO	1.11
Ba	6.30	Tm	1.47	K2O	3.51	Th	5.07	Co	1.12
Rb	8.72	Yb	1.50	Nb	4.09	Nb	5.31	Sr	1.13
Nb	8.94	Lu	1.63	Th	4.22	Cr	5.59	MgO	1.23
Ta	10.50	Nb	1.85	Ba	4.37	Ni	5.91	Ba	2.03
Th	13.01	Cr	2.29	Ni	4.59	Ba	6.85	Cr	2.07
Cs	15.94	Ta	2.91	Rb	8.53	Rb	8.72	Ni	3.79
		Ni	3.18	Cs	10.81	Cs	13.51	K2O	4.28

Tableau 4.2 : Rapport de variation de poids des éléments majeurs et traces dans la roche a gabbro Co par rapport à la biotite Ca. Rp= Rapport de variation de poids.

l'échantillon le plus biotitisé, un enrichissement en éléments lithophiles (Ba, Rb, Pb et le Cs) est noté. Ceci qui répond à sa minéralogie qui montre une dominance de la phase biotite. Le CaO et Eu subissent un appauvrissement majeur (CaO 8.23 à 3.92wt % et Eu 3.06 à 2.71 ppm). Alors que le système s'enrichit en MgO, en K₂O et en Ba. Du point de vue minéralogie, ceci se traduit par un remplacement des amphiboles par des biotites et par l'extraction des plagioclases, déjà confirmé dans la section pétrographie.

Ces résultats s'accordent avec la projection des isocons dans le diagramme de Grant (Figure 4.23). Le diagramme isocon de Grant (1986) obtenu en projetant les concentrations des éléments majeurs et traces dans la roche la plus altérée, représenté ici par la biotitite en fonction de leurs concentrations dans la roche mère ou la roche fraîche, qui est une gabbro (l'échantillon SF32) (Figure 4.23). L'isocon a été conçu en définissant la droite moyenne qui relie les points représentant les éléments immobiles pour ce système de gabbro-biotitite identifiés plus haut. Cette droite passe par l'origine et définit les éléments qui ne présentent ni perte ni gain de masse au cours de l'altération. Le compartiment situé au dessus de l'isocon contient les éléments enrichis ceux qui présentent un gros rayon ionique, celui en dessous comporte les éléments appauvris ou ceux qui sont lessivés dans le système. Les éléments situés autour de cette droite sont considérés plus ou moins immobiles. La pente de cette droite donne le rapport de masse M_o/M_a qui évalue la perte de poids pendant l'altération. Ainsi pour le cas étudié $M_o/M_a = 3$ donc $M_a/M_o = 0.33$ ce qui correspond à une perte de poids de 33 %.

D'après le diagramme Isocon obtenu on définit l'enrichissement et l'appauvrissement des éléments comme suit :

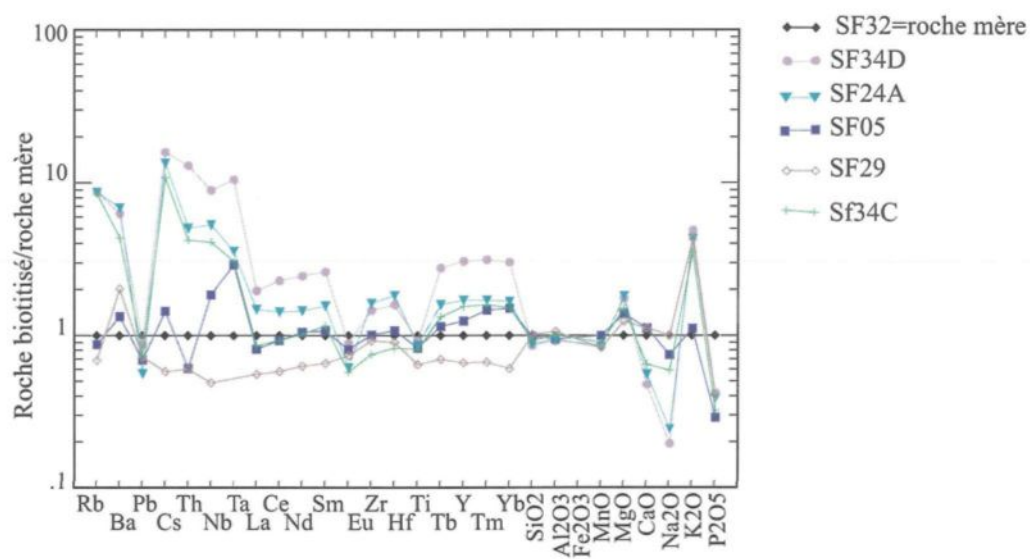


Figure 4.22: Diagramme multi-éléments des roches mafiques biotitisés normalisé aux valeurs des éléments majeurs et traces de l'échantillon SF32 considérée ici comme roche mère.

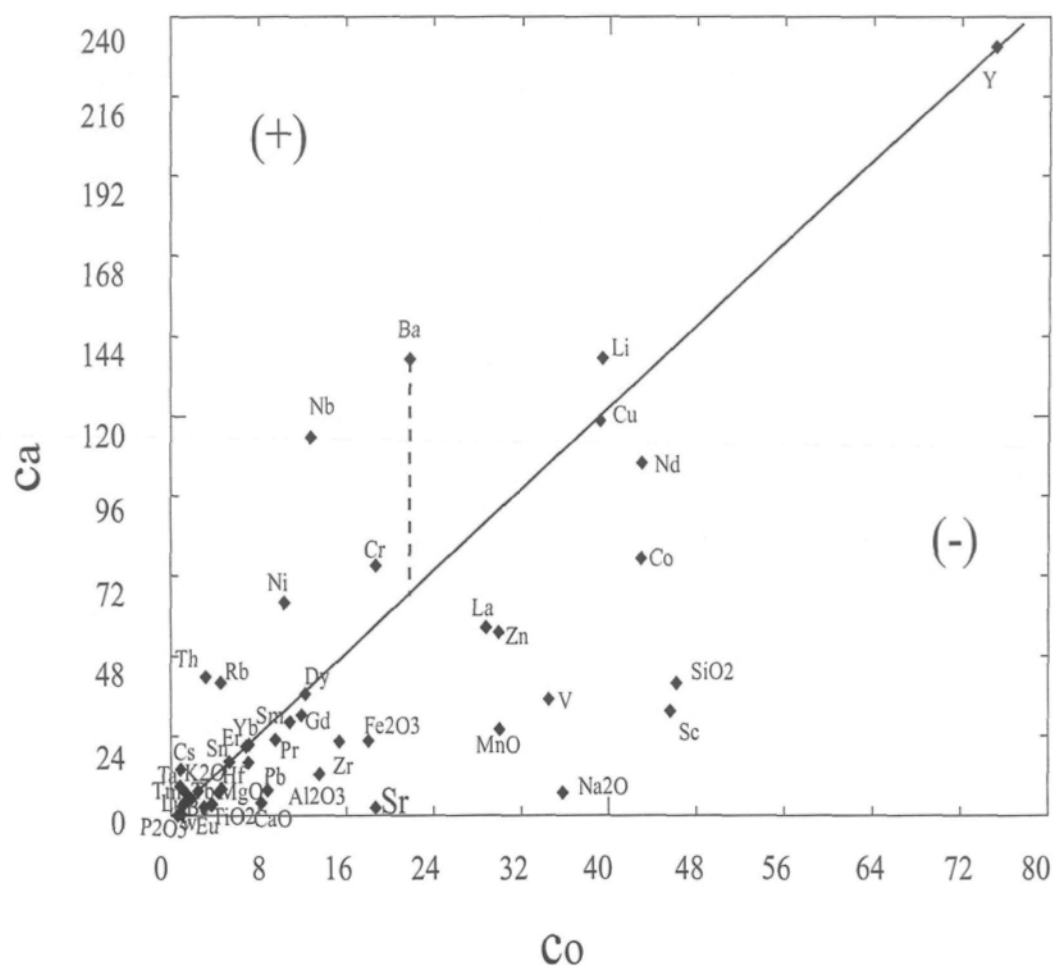


Figure 4.23 : Diagramme Isochon de Grant (1980) pour une roche grabroïque et une biotitite. Comparant la composition chimique dans l'échantillon représentant la roche fraîche (Gabbro) et celle dans la roche altérée (Biotitite).les oxydes majeurs représentés en W%, les éléments trace en ppm. La ligne en pointillée montre l'élément le plus enrichie et le plus appauvris dans le système.

Les éléments enrichis : K_2O , Li, Ba, Rb, Cs, Cr, Ni, Nb, Ta, et Th.

- Les éléments appauvris : Sr, Na_2O , P_2O_5 , CaO, Sc, SiO_2 , MnO, Pb, Eu, Be, V, Fe_2O_3 , Zr, Hf, Co, Zn, La et Ce.

Les éléments définis tant qu'immobiles sont le, Nd, Sm, Lu, Tb, Ho, Dy, Yb, Cu, Er, Sn, Y et Tm, TiO_2 et Al_2O_3 .

La lecture du diagramme se fait en ramenant une droite passant par un élément donné et parallèle à l'axe des ordonnées (C_a). De cette manière on peut estimer la proportion d'enrichissement ou d'appauvrissement de cet élément en calculant sur la droite son écart par rapport à l'isocon. Ainsi l'élément le plus appauvri pour le système de transformation gabbro-biotite est le CaO, et celui le plus enrichi est le Ba.

Pour aboutir à la roche riche en biotite on note des niveaux bas du gabbro en HFSE. Ainsi la roche mère a subi un changement de sa teneur en La de $-0,33$ soit 33% de sa valeur initial. Sc a diminué de $-0,72$ soit 72 % et l'élément le plus appauvri, le CaO a enregistré une baisse de sa teneur initial de $-0,85$ soit 85%. Un appauvrissement est aussi notable en éléments de transition à savoir le Co, V, Mn, Zn avec $-0,65$ de V, $-0,42$ de Co et $-0,72$ de Mn qui représente l'élément le plus appauvri de son groupe. Par contre la roche s'enrichit de plus en plus en LILE et en certains HFSE comme le Th, Nb et Ta. Parmi les LILE les plus enrichis dans la biotite on note le Rb ($+0,64$ soit 64%) et le Ba ($+0,53$ soit 53%) de sa valeur initiale. Pour les oxydes majeurs, seul le K_2O qui est enrichi par rapport à la roche mère, le SiO_2 , Al_2O_3 , F_2O_3 , P_2O_5 et le MgO sont tous appauvris avec $-0,77$ pour la silice et $-0,60$ pour le fer total.

D'une manière général, pour former la biotite il faut enrichir la roche gabbroïque en LILE, en Ta, Nb et en Th en K_2O et en quelques HFSE en plus de quelques éléments de transitions comme le Ni et le Cr avec une augmentation de l'eau dans le système par interaction avec le magma granitique. En parallèle il faut soustraire les éléments de transitions comme le Zn le V le Co le Mn. De même il y a perte d'oxydes majeurs comme SiO_2 , Na_2O , P_2O_5 et CaO . Cet appauvrissement est relié aux pertes par dissolution du plagioclase et la destruction de l'hornblende pour générer de la biotite. L'augmentation de l'eau dans le système s'explique par le processus de biotitisation qui semble causé par l'influx de fluide hydrothermal qui suit la cristallisation du matériel granitique injecté.

Toutes ces observations concordent bien avec les résultats pétrographiques discutés dans le chapitre III qui montrent un remplacement des phases ferromagnésiennes par de la biotite et par une extraction du plagioclase.

4. 6 Sommaire :

De cette étude, on retient les éléments ci-dessous :

- 1) On est en présence d'un magma mafique a intermédiaire d'affinité tholéiitique qui montre un enrichissement en K_2O .
- 2) Les unités felsiques de l'affleurement formées de granite sont d'affinité calco-alcaline.
- 3) Le magma mafique était originellement appauvri et était modifié géochimiquement suite à des processus ignés (contamination).
- 4) Le processus de la contamination explique le mieux possible l'enrichissement du magma mafique en éléments lithophiles.
- 5) Les éléments lithophiles de la croûte continentale supérieure présentent un effet de contamination sur le matériel mafique.
- 6) La relation entre les différentes unités lithologiques est évidente par la variation linéaire des oxydes majeurs et des éléments en traces expliquant que le fractionnement est le processus majeurs responsable de l'évolution géochimique observée.
- 7) Le métasomatisme des roches mafiques serait le processus à l'origine de la formation des biotitites, résultat de la réaction entre les magmas felsiques et mafiques déjà cristallisés.

CHAPITRE V

Discussion et conclusion

Le présent chapitre se voit une synthèse des observations faites à travers les différents chapitres de ce mémoire. Une discussion portant sur le mode de formation et la mise en place de l’affleurement étudié en essayant de dégager quelques processus actifs dans les roches mafiques et qui sont responsables de la genèse des ségrégations leucocratiques et de la biotite. Pour compléter ce travail, un modèle général d’évolution sera proposé qui résume les différentes étapes qui se sont succédées au cours de l’histoire de la région.

5.1 Synthèse des observations

À l’échelle régionale, les roches de la région appartiennent au complexe de Tadoussac et au groupe de Saint-Siméon. Les principaux types de roches qui caractérisent la région sont des orthogneiss gris granodioritiques, des métasédiments sous forme de métapelites métamorphisés au faciès des amphibolites supérieures, des gneiss mafiques et des granites alcalins. La majorité des orthogneiss gris, présentent des isochrones de Sm-Nd de 1.53 ± 0.07 Ga (Dickin et Higgins 1992), l’âge des autres formations est encore inconnu.

À l'échelle local, la zone d'étude correspond à l'affleurement sud-ouest situé à environs 6,6 km au sud de la carrière des granites des Grandes Bergeronnes, et au paragneiss au nord à 1,6 km de cette dernière. L'affleurement se trouve au bord de la route le long de la ligne de transmission. Il occupe dans l'ensemble une longueur et une largeur respectivement de 70,5 m et 28 m. L'affleurement est constitué généralement d'un niveau sombre déterminé par des gneiss mafiques à intermédiaires de couleur vert sombre caractéristique de leur richesse en minéraux noirs ou ferromagnésiens, particulièrement en hornblende verte, l'analyse modale de la plus part de ces roches a donné une composition majoritairement gabbroïque.

L'étude de la géochimie a contribué d'une part à démêler l'origine des magmas formant les différentes unités lithologiques, et d'autre part essayer de dégager les processus permettant de générer les différents faciès à savoir la contamination, et l'altération.

Génération du magma mafique :

L'analyse géochimique des oxydes majeurs montre que les unités mafiques à intermédiaires identifiées par des gabbroïtes, présentent une tendance magmatique d'origine tholéitique avec un enrichissement en K_2O et un environnement géotectonique de type MORB ou de basalte d'arc volcanique. D'autre part, et pour comprendre l'origine et le degré d'évolution du magma mafique à intermédiaire, l'étude du $Mg \#$ a permis de conclure que le magma en question est beaucoup moins primitif. L'étude des éléments en trace illustrée par les diagrammes multi-éléments met l'accent

sur le comportement individuel des ions lithophiles mobiles et immobiles, ainsi, un enrichissement en éléments lithophiles notamment, le Ba, Rb, K et en ETRL a été observé pour les unités mafiques à intermédiaires comparativement à une composition de la moyenne des MORB-E utilisé comme magma primitif pour la caractérisation de notre magma. On a pu conclure donc, que le magma qui a donné naissance aux roches mafiques à intermédiaires de la région d'étude a subi une modification par un enrichissement en éléments lithophiles. Ces roches mafiques à intermédiaires enregistrent des anomalies, comme l'anomalie négative en Th suggérant une contamination par la croûte continentale supérieure ou par une source enrichie en LILE et en HFSE. L'anomalie négative en Sr indique une cristallisation des plagioclases calciques. Le patron des terres rares montre une tendance tholeiitique caractérisée par un profil plat avec un léger fractionnement entre les ETR légères et les ETR lourdes. Cette observation nous aide à conclure que ce matériel mafique est issu d'une source enrichie en éléments incompatibles.

L'analyse géochimique des unités felsiques qui regroupe les granites et les ségrégations felsiques de la région d'étude met en évidence une tendance magmatique calco-alkaline et scinde les roches felsiques en deux groupes en fonction de leurs rapports d'aluminosité. Certains présentent une nature métalumineuse et d'autres une nature transitoire entre méta- et peralumineuse. Pour les deux groupes, il s'agit d'un granite de type I, selon Chappell et White (1974), issu de fusion d'un matériel d'origine ignée. Pour déterminer l'environnement géodynamique, le Rb et le Nb considérés

comme meilleurs discriminants, permettent de définir un environnement géotectonique de granites intra plaques (WPG) et de granites d'arc volcaniques (VAG) pour les roches felsiques (Figures 4.6 et 4.7 chapitre IV).

Génération du magma granitique :

Pour les granites, le patron des ETR expose un profile a pente négative avec un enrichissement en ETR légères comparativement aux ETR lourdes. Une anomalie négative est enregistrée pour l'Eu pour l'ensemble, ce qui permet de conclure que ces roches granitiques sont dérivées d'un magma qui a cristallisé assez de plagioclase pour provoquer un appauvrissement du magma en Eu. Dans un diagramme multi-éléments, le comportement des éléments en traces des roches granitiques exprime un enrichissement en éléments a large rayon ionique (LILE) comparativement aux éléments à champs de force élevés (HFSE). Des anomalies négatives pour le Nb, le Ti et le Ta liées aux zones de subduction et positive pour le Rb expliqué par la présence de la biotite dans certains échantillons sont enregistrées.

Les ségrégations leucocrates :

Le patron des ETR de la ségrégation felsique présente un profile a pente négative avec un enrichissement en ETR légères relativement aux ETR lourdes, ce qui est a noter c'est l'anomalie fortement positive en Eu qui explique bel et bien l'agrégation du plagioclase dans les ségrégations felsiques.

5.2 Discussion et modèle de mise en place des intrusions :

5.2.1 La contamination

L'interprétation géochimique et pétrographique a révélé une contamination de roches mafiques à intermédiaires par les éléments lithophiles des granites de la zone d'études de compositions géochimique presque similaire à celle de la croûte continentale supérieure. Dans le chapitre IV, on a démontré que le matériel mafique à intermédiaire présente une affinité subalcaline sur le diagramme alcalis versus silice, un éclaircissement a été porté quant à l'emplacement de quelques échantillons dans le champ alcalin du diagramme. Cela est dû à l'effet exercé par les ségrégations felsiques incorporées dans ce matériel, et qui a déplacé les échantillons vers la droite sur le diagramme. Ceci suggère que le matériel mafique à intermédiaire présente une affinité magmatique tholeiitique avec un enrichissement en alcalin. La question qui se présente, est comment expliquer ce résultat. À cet effet, l'hypothèse de la contamination a été testée. Ce processus donnerait par la suite un magma mafique qui a les caractérisations géochimiques intermédiaires par rapport aux composants primaires. Le diagramme de discrimination tectonique de Pearce (1983) place les échantillons dans le champ calco-alcalin, ce qui veut dire que le matériel mafique à intermédiaire est issu d'une source appauvrie et enrichi par la suite en éléments lithophiles par contamination. Cette interprétation met en évidence l'origine appauvrie de notre magma et l'existence de la contamination en tant que processus responsable de l'enrichissement en éléments lithophiles. À l'aide de la modélisation une estimation a été réalisée pour trouver la

composition primaire en oxydes majeurs et en éléments en traces du magma mafique à intermédiaire.

5.2.2 Origine des ségrégations leucocrates

Les ségrégations leucocrates se forment de manière séquentielle. Après le fractionnement du magma mafique, on assiste à une phase de déformation qui est synchrone à la cristallisation. Ce synchronisme induit la compaction de la matrice partiellement formée de cristaux, d'où la formation de quelques cristaux puis l'expulsion du liquide piégé. En même temps, la déformation cause la recristallisation du matériel solide, déjà formé. La déformation du réseau cristallin génère une foliation et rubanement ce qui s'exprime par un changement de microstructure. Sur terrain deux types de positions des ségrégations sont distingués du point de vue morphologie. Ainsi le liquide fractionné est expulsé sous l'effet de cette déformation et la majorité se forme par une concentration des ségrégations leucocrates en bandes parallèles à la foliation. (Figure 5.1). Le degré de solidification augmente par cristallisation du liquide piégé, et il y a formation de boudinage où migrent et se concentrent les ségrégations leucocrates ce qui forme la deuxième famille de ségrégation.

La plus part de ces ségrégations leucocrates sont associées avec le processus de la biotitisation (prochain paragraphe) qui est le résultats de l'interaction entre le magma mafique à intermédiaire et le magma felsique.

5.2.3 L'altération ou la biotitisation

La biotitisation était considérée comme le processus qui est à l'origine de la formation de la biotite. Les évidences pétrographiques et les observations sur le terrain

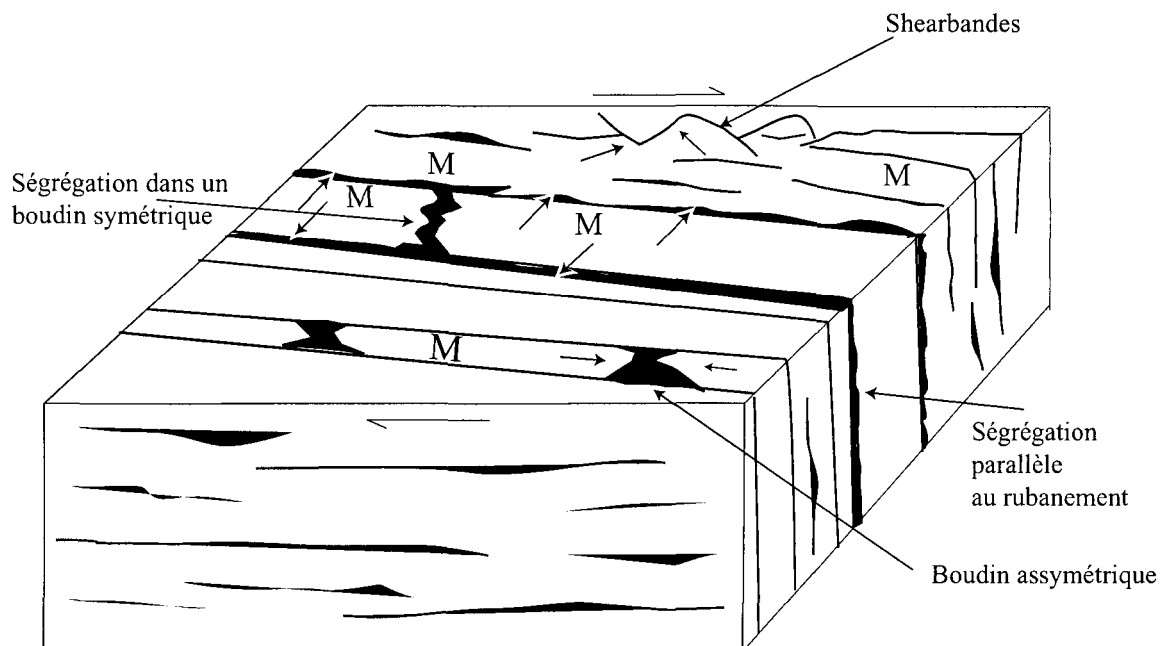


Figure 5.1: Bloc-diagramme schématisant la distribution de la ségrégation felsique dans le matériel hôte représenté par les roches mafiques. En coupe verticale on voit la disposition en bandes parallèles des unités blanches de la ségrégation felsique donnant un aspect d'une migmatite. L'échelle du dessin est prise d'une manière arbitraire. M: litage mafique. Tout ce qui est noirâtre représente les ségrégations leucocrates.

ont montré que la biotitite prend place, par endroit, aux roches mafiques de la région d'étude ce qui veut dire qu'il y avait un remplacement des unités mafiques riches en hornblende par de la biotite. Grâce à l'analyse géochimique, on peut conclure que la biotitite a été formée par processus de l'altération par métasomatisme (Chapitre IV).

Le diagramme Isocon de Grant (1986) a permis de mettre en évidence les éléments majeurs et traces qui ont subi une modification (perdu ou gagné) De cette manière on a pu identifier lesquels des éléments appauvris des éléments enrichis dans le système gabbro-biotitite pour générer la biotitite, ainsi, un enrichissement de la roche gabbroïque en LILE, en Ta, Nb, Th, K₂O et quelques HFSE de même que quelques éléments de transitions comme le Ni et le Cr qui viennent du magma felsique. Par contre d'autres éléments de transitions sont soustraits à savoir le Zn, le V, le Co et la Mn et certains oxydes majeurs comme la silice, le Na₂O, le P₂O₅ et le CaO.

Le processus de la biotitisation s'explique bien par l'augmentation de la quantité d'eau dans le système qui viens tardivement après cristallisation du matériel felsique qui a été injecté au contact du matériel mafique à intermédiaire, et qui forme et deuxième famille des ségrégations felsiques.

5.2.4 Modèle de mise en place des intrusions

Les observations sur le terrain, les données pétrographiques ainsi que les évidences géochimiques ont été regroupées dans un modèle géologique de mise en place (Figure 5.2). Ce modèle démontre de manière empirique la succession des événements qui se sont déroulés pour engendrer les différentes unités rencontrées dans la zone d'étude.

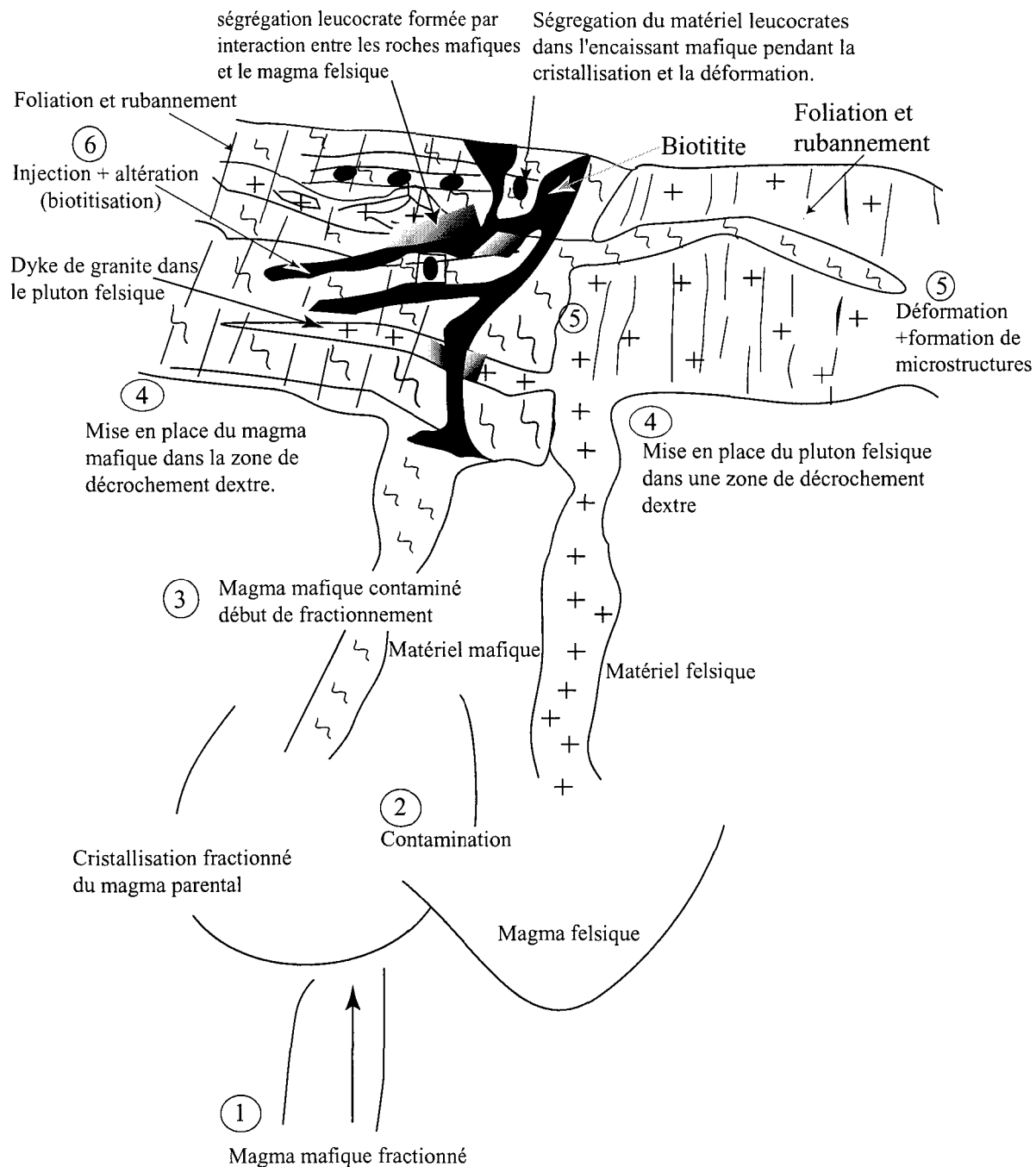


Figure 5.2: Modèle géologique de mise en place proposé pour expliquer l'histoire des événements qui se sont déroulés dans la zone d'étude.

Ainsi on considère la succession des événements suivants :

1) Mise en place d'un magma mafique de type MORB-E qui a pour origine probable un manteau fusionné par décompression à des profondeurs importantes dans un contexte de bassin d'arrière arc. Ce magma qui forme un magma parental a évolué, s'est enrichi en éléments lithophiles et s'est cristallisé par la suite.

2) La présence de magma felsique qui s'injecte dans la même zone de tectonique (probablement une zone de décrochement) que le magma mafique fractionné, suggère que les deux types de magmas se trouvent fractionnés dans des conditions presque identiques.

3) Le système de bassin d'arrière arc évolué implique la contamination du magma mafique originellement de type MORB-E, par les éléments lithophiles. Le produit final serait un magma mafique de nature tholéïtique riche en alcalins.

4) L'étape suivante précédant la mise en place est caractérisée par une cristallisation fractionnée complète des deux magmas mettant en évidence les différentes phases minéralogiques déjà identifiées.

5) Pendant la cristallisation, des phases de déformation plus ou moins importantes interviennent de manière synchrone. Ce qui engendre une recristallisation du solide déjà cristallisé dans le magma qui favorise la formation des microstructures.

6) En fin du processus, un mécanisme d'altération par métasomatisme prend place. Ce mécanisme s'avère être à l'origine de la formation de la biotite d'où la biotitisation. Après injection du matériel felsique au contact du matériel mafique en

question, leur cristallisation a fait augmenter la quantité d'eau dans le magma jusqu'aux limites où un fluide hydrique soit formé (par exsolution). Dans ces conditions hydriques on assiste au remplacement des unités mafiques riches en hornblende par de la biotite.

5.3 Conclusion

Les principales conclusions qu'on peut tirer de cette étude sont :

Les roches mafiques à intermédiaires de la zone d'étude se trouvent en contact intrusif avec les roches felsiques formées de granites qui contiennent les ségrégations felsiques.

Sur le terrain, les ségrégations felsiques étaient interprétées comme leucosomes d'une migmatite. Les évidences géochimiques et pétrographiques nous ont permis d'exclure cette interprétation. En effet, il s'agit de ségrégations leucocrates qui représentent le matériel qui reste après l'interaction métasomatique entre les roches mafiques et les veines de granites qui a créé la biotitisation.

L'altération par métasomatisme, échange entre les granites et les roches mafiques, est le processus à l'origine de la formation de la biotitite. Ce processus intervient en fin de l'histoire par l'action du fluide hydrothermal qui suit la cristallisation du matériel granitique.

RÉFÉRENCES

- Anovitz, L. M., et Essene, E. J. 1990. Thermobarometry and pressure-temperature paths in the Grenville Province of Ontario. *Journal of Petrology*, **31**: 197-241.
- Best, M. G. 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. W. H. Freeman. San Francisco.
- Chappell, B. W., et White, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**: 173-174.
- Clarke, D. B. 1992. *Granitoid rocks*. London: Chapman and Hall.
- Claveau, J. 1949. La région du lac Wakeham, comté de Saguenay. Ministère des Mines. RG-37, 58p.
- Collins, W. J., et Sawyer, E. W. 1996. Pervasive granitoid magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation. *Journal of metamorphic geology*, **14**: 565-579.
- Condie, K. C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, **104**: 1-37.
- Connelly, J. N., et Heaman, L. M. 1993. U-Pb geochronological constraints on the tectonic evolution of the Grenville Province, Western Labrador. *Precambrian Research*, **63**: 123-142.
- Connelly, J. N., Rivers, T., and James, D. T. sous presse. Thermotectonic evolution of the Grenville Province of Western Labrador. *Tectonics*.

- Corrigan, D., van Breemen, O., Hanmer, S., and Nadeau, L. 1994. Arc accretion, crustal thickening, and post-collisional extension in the Grenville Province, constraints from the St. Maurice lithotectonic belt. Lithoprobe Abitibi-Grenville, Université de Montreal, Program with Abstracts, Nov/Dec 1994.
- Cosca, M. A., Essene, E. J., Kunk, M. J., et Sutter, J. F. 1992. Differential unroofing within the central metasedimentary belt of the Grenville orogen: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology. Contributions to mineralogy and petrology, **110**: 211-225.
- Cox, K. G., Bell, J. D., et Pankhurst, R. J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.
- Cross, W., Iddings, J. P., Pirsson, L. V., et Washington, H. S. 1903. Quantitative classification of igneous rocks. Univ. Chicago Press.
- Dalziel, I. W. D. 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. Geology, **19**: 598-601.
- Davidson, A. 1984. Identification of ductile shear zones in the southwestern Grenville of the Canadian Shield. Dans: Kröner, A. A., Greiling, R. Precambrian tectonics illustrated. Éditeurs: Schweitzerbartösches Verlagsbuchhandlung, Stuttgart: 263-279.
- Davidson, A. 1995. A review of the Grenville orogen in its North American type area. Journal of Australian Geology and Geophysics, **16**: 3-24.
- Davidson, A. 1998. An overview of Grenville province geology, Canadian Shield chapter III. Dans geology of the Precambrian Superior and Grenville Province

- and Precambrian fossils in north America. Editors: S.B. Lucas and M. R. St-Onge. Geological survey of Canada: 205-270.
- Dewey, J. F., et K. C. A. 1973. Burke, Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision, *Journal of Geology*, **81**: 683-692.
- Dickin, A. P. 2000. Crustal formation in the Grenville Province; Nd-isotope evidence: *Canadian journal of Earth Sciences*, **37**: 165-181.
- Didier, J., Duthou, J. L. and Lameyer, J. 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granite and the nature of their enclaves. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**: 169-186.
- Eaton, D. W., Hynes, A., Indares, A., Rivers, T. 1995. Seismic profiling in the eastern Grenville province, Québec: new evidence for late extension, eclogite reflectivity and Moho relief. *Geology*, **23**: 855-858.
- Faure, M. 1972. Analyse structurale du secteur des Grandes-Bergeronnes (Province du Grenville) Québec, Canada. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux ; 47 pages.
- Feng, R., et Kerrich, R. 1992. Geochemical evolution of granitoids from the Archean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac subprovince, Superior Province, Canada: Implication for tectonic history and source region. *Chemical Geology*, **98**: 23-70.
- Forsyth, D. A., Milkereit, B., Zelt, C. A., Hutchinson, D. R. 1994. Deep structure beneath Lake Ontario: crustal-scale Grenville subdivisions. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **31**: 255-270.

- Frost, R. B. Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. et Frost, C. D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**: 2033-2048.
- Gill, J. E. 1948. Mountain building in Canada. 18th International Geological Congress, pt. XIII, 97-104.
- Gower, C. F. 1985. Correlations between the Grenville Province and Sveconorwegian orogenic belt-implications for Proterozoic evolution of the southern margins of the Canadian and Baltic shields. In *The Deep Proterozoic crust in the North Atlantic Provinces*. Edited by A. C. Tobi, and J. L. R. Touret. NATO ASI Series, serial C, **158**: 827-830.
- Gower, C. F. 1990. Mid-Proterozoic evolution of the eastern Grenville Province, Canada. *Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar*, **112**: 127-139.
- Gower, C. F., Schärer, U., et Heaman, L. M. 1992. The Labradorian Orogeny in the Grenville Province, eastern Labrador. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**: 1944-1957.
- Gower, C. F. et Tucker, R. D. 1994. Distribution of pre-1400 Ma crust in the Grenville Province: implications for rifting in Laurentia-Baltica during geon 14. *Geology*, **22**: 827-830.
- Grant, J. A. 1986. The isocon diagram-a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, **81**: 772-780.
- Green, T. H., et Pearson, N. J. 1985. Experimental determination of REE partition coefficients between amphibole and basaltic liquids at high pressure. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **49**: 1465-1468.

- Green, A. G., Milkereit, B., Davidson, A., Spencer, C., Hutchinson, D. R., Cannon, W. F., Lee, M. W., Avena, W. F., Behrendt, J. C., Hinze, W. J. 1988. Crustal structure of the Grenville front and adjacent terranes. *Geology*, **16**: 788-792.
- Greigg, E. W. 1952. La région de Pontgravé-Bergeronnes. Ministère des mines, Québec. RG-32 : 31 pages.
- Gresens, R. L. 1978. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, **2**: 47-65.
- Hébert, C., van Breemen, O. 2004. Mesoproterozoic basement of the Kac St. Jean anorthosite suite and younger Grenvillian intrusion in the Saguenay region, Quebec: structural relationships and U-Pb geochronology. *Geological society of America, Memoir 197*: 65-79.
- Hocq, M. 1994. La Province de Grenville. Dans la géologie du Québec. Éditeur: C. Dubé. Les publications du Québec :75-94.
- Hoffman, P.F. 1988. United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **16**: 543-603.
- Hoffman, P. F. 1989. Precambrian geology and tectonic history of North America. IN 28th international geological congress; international Geological congress, Abstracts, **28**: 2-64.
- Hoffman, P. F. 1991. Did the break-out of Laurentia turn Gondwana inside-out? *Science*, **252**: 1409-1412.
- Indares, A., et Martignole, J. 1993. Étude régionale du supergroupe de Wakeham, moyenne côte nord. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. MB 91-21 : 73p.

- Irvine, T. N., et Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**: 523-548.
- Iwansseon, K., Landestrom, O. 2000. Contamination rock samples by laboratory grinding mills. Proceedings of the 10th international conference on Modern trends in activation analysis. *Journal of radioanalytical and Nuclear chemistry*, **244**, n.3: 609-614.
- James, D. T., et Connelly, J. N. sous presse. Geology of the Paleoproterozoic Blueberry Lake Group, Grenville Province, western Labrador. In *Current Research*, Newfoundland Department of Natural Resources, Report 95-1.
- Jensen, L.S. 1976. A new cation plot for classifying sub-alkalic volcanic rocks. *Ontario Division of Mines, Mines* 66: 22 pages.
- Krogh, T. E., et Davis, G. L. 1973. The significance of inherited zircons on the age and origin of igneous rocks – an investigation of the ages of the Labrador adamellites. *Carnegie Institute of Washington Yearbook*, **72**: 610-613.
- Laurin, A. F., et Sharma, K. N. M. 1975. Région des rivières Mistassini, Péribonca, Saguenay. Ministère des richesses naturelles, Québec. RG-161 : 89 pages.
- MacLean, W. H., et Barrett, T. J. 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements: *Journal of Geochemical Exploration*, **48**: 109-133.
- Madore, L., Verpaelt, P., choinière, J., Hocq, M., Dion, D. J., Lefebvre, D., David, J., and Marquis, R. 1997a. Géologie du lac Brund (feuille 12NOS). Ministère des ressources naturelles, Québec. RG 96-05 : 30 pages.
- Maniar, P. D., et Piccoli, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**: 635-643.

- Marcoux, P. 1984. Rapport des géologues résidents (1983). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DV 84-06.
- McDonough, W. F., et Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**: 223-253.
- McIntire, W. L. 1963. Trace element partition coefficients- a review of theory and applications to geology. *Geochemical and Cosmochimica Acta*, **27**: 1209-1264
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical geology*, **56**: 207-218.
- Moore, E. M. 1991. Southwest U. S. East Antarctic (SWEAT) connection: a hypothesis. *Geology*, **19**: 425-428.
- Morin, G. 1987. Gîtologie des régions de Sacré-cœur et de Grande-Bergeronnes Haute côte- nord. Ministère des ressources naturelles. ET 85-11 : 25 pages.
- Nadeau, L., et van Breemen, O. 1994. Do the 1.45-1.39 Ga Montauban Group and La Bostonnais complexes constitute a Grenvillian accreted terrane? Abstract, GAC/MAC Annual Meeting, Program with Abstracts, **19**: A81.
- Pearce, J. A. 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R. S. (ed.), *Andesites*. Wiley, Chichester: p. 525-548.
- Pearce, J. A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. Dans *continental Basalts and Mantle Xenoliths*, édité par C. J. Hawkesworth et M. J. Norry : 230-249.
- Pearce, J. A., Harris, B. W., et Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.

- Pearce, J. A. 1996. A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. Dans: Trace element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for massive Sulphide Exploration. Éditeur: Wyman, D. A. Geological Association of Canada, Short Course Notes, **12**: 79-113.
- Rankin, D. W., et al. 1993. Proterozoic rocks east and southeast of the Grenville front. In Precambrian: Conterminous U. S. Geological Society of America, The geology of North America C-2. Edited by J. C., Jr. Reed, M. E. Bickford, R. S. Houston, P. K. Link, D. W. Rankin, P. K. Sims and W. R. Van Schmus: 335-461.
- Richter, F. M., McKenzie. 1984. Dynamical models for melt segregation from a deformable matrix. *Journal of Geology*, **92**, n.6: 729-740.
- Rivers, T., Chown, E.H. 1986. The Grenville orogen in eastern Quebec and western Labrador-definition, identification and tectonometamorphic relationships of autochthonous, parautochthonous and allochthonous terranes. Geological association of Canada, special paper, **31**: 31-50.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C. F., et Davidson, A. 1989. New tectonic division of the Grenville Province, southeastern Canadian Shield. *Tectonics*, **8**: 63-84.
- Rivers, T., Van Gool, J. A. M., Connelly, J. N. 1993. Contrasting tectonic styles in the northern Grenville Province: implications for dynamics of orogenic fronts. *Geology*, **21**:1127-1130.
- Rivers, T. 1997. Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian research*, **86**: 117-154.
- Rollinson, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Édité par: Longman Group UK Limited: 352 pages.

- Rondot, J. 1979. Reconnaissances géologiques dans Charlevoix-Saguenay. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DPV-682.
- Rondot, J. 1983. Carte géologique de la région du Bas Saguenay. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DP 83-16.
- Rondot, J. 1986. Géologie de la région de Forestville-Les Escoumins. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; ET 85-05.
- Roubault, M. détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Édition Lamarre. 382 pages.
- Ruiz, J., Patchett, P. J., et Ortega-Gutierrez, F. 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. Geological Society of America Bulletin, **100**: 274-281.
- Sawyer, E. W. 1991. Disequilibrium melting and the rate of melt-residuum separation during migmatization of mafic rocks from the Grenville Front, Quebec. Journal of Petrology, **32**: 701-738.
- Sawyer, E. W. 2000. Grain-scale and outcrop-scale distribution and movement of melt in a crystallising granite. Earth Sciences, **91**: 73-85.
- Schärer, U., Krogh, T. E. and Gower, C. F. 1986. Age and evolution of the Grenville province in eastern Labrador from U-Pb systematics in accessory minerals. Contributions to mineralogy and Petrology, **94**: 438-451.
- Silva, M. M. V. G., et Neiva, A. M. R. 1990. Geochemistry of the granites and their minerals from Paredes da Beira-Penedono, northern Portugal. Chemical Geology, **85**: 147-170.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews. **12**: 1-33.

- Taylor, S. R. et McLennan, S. M. 1985. The continental Crust: its Composition and Evolution. Oxford: Blackwe Scientific Publishers, 312 pages.
- Thomas, A., Nunn, G. A. G., et Krogh, T. E. 1986. The Labradorian Orogeny: evidence for a newly identified 1600 to 1700 Ma orogenic event in Grenville Province polycrystalline rocks from central Labrador. In The Grenville Province. Edited by J. M. Moore, A. J. Bear, GAC Special Paper, **31**: 175-189.
- Thompson, R. N. 1982. Magmatism of the British tertiary volcanic province. Scotland journal of geology, **93**: 603-608.
- Thompson, M., et Walsh. J. N. 1983, A handbook of inductively coupled plasma spectrometry. Blackie, Glasgow.
- Viereck, L. G., Flower, M. F. J., Hertogen, J., Schmincke., H. U., and Jenner, G. A. 1989. The genesis and significance of N-MORB sub-types. Contributions to Mineralogy and Petrology, **102**: 112-126.
- Wardle, R. J., Ryan, A. B., Philippe, S., et Schärer, U. 1990. Proterozoic crustal development in the Goose Bay region, Grenville Province, Labrador, Canada. In Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica. Edited by C. F. Gower, T. Rivers and A. B. Ryan, GAC Special paper, **38**: 197-214.
- Wilson, M. 1989. Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Éditeur: Chapman and Hall, London: 466 pages.
- Windley, B. F. 1986. Comparative tectonics of the western Grenville and the western Himalaya. In The Grenville Province. Editeurs: J. M. Moore, A. Davidson, and A. J. Baer. Geological Association of Canada Special Paper, **31**: 341-348.
- Windley, B. F. 1989. Anorogenic magmatism and the Grenvillian orogeny. Canadian Journal of Earth Sciences, **26**: 479-289.

- Windley, B. F. 1993. Petrozoic anorogenic magmatism and its orogenic connections. *Journal of the Geological Society of London*, **150**: 39-50.
- Winter, J. D. 2001. *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice-Hall: 697 pages.
- Wood, D. A. 1980. The application Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination. *Earth and Planetary Science Letters*, **50**: 11-30.
- Woussen, G., Roy, D. W., Dimroth, E., and Chown, E.H. 1986. Mid-Proterozoic extensional tectonic in the core zone of the Grenville province. *Geological association of Canada, special paper*, **31**: 297-311.
- Wynne-Edwards, H. R. 1972. The Grenville province. In *variations in Tectonic Styles in Canada*. Editeurs: R.A. Price et J. W. Douglas. *Geological Association of Canada, Spacial paper*, **2**: 263-334.
- Young, G. M. 1992. Late proterozoic stratigraphy and the Canada-Australia connection. *Geology*, **20**: 215-218.

ANNEXE I

Composition chimique des roches analysées
par XRF et ICP-MS.

Oxydes majeurs et LOI en % poids et
les autres éléments sont en ppm.

Calcule de Mg# selon le rapport

$$[\text{Mg}/[\text{Mg}+\text{Fe}]]$$

$$\text{A/CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$$

$$\text{NK} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$$

Échantillon Lithologie	EL-51 Granite	Résultats antérieurs			EV-55 métabasalte	Résultats antérieurs		
		Moy.	Méthode	n		Moy.	Méthode	n
SiO ₂	73.57	73.38	XRF	6	49.62	49.61	XRF	13
TiO ₂	0.14	0.14	XRF	6	1.35	1.34	XRF	13
Al ₂ O ₃	14.32	14.32	XRF	6	14.25	13.15	XRF	13
Fe ₂ O ₃	0.96	1.01	INAA	7	15.7	15.53	XRF	13
MnO	0.02	0.02	XRF	6	0.22	0.21	XRF	13
MgO	0.21	0.2	XRF	6	5.63	5.61	XRF	13
CaO	1.19	1.16	XRF	6	9.51	9.5	XRF	13
Na ₂ O	4.17	4.09	INAA	7	2.63	2.51	XRF	13
K ₂ O	5.07	4.79	XRF	6	0.08	0.06	XRF	13
P ₂ O ₅	0.04	0.04	XRF	6	0.1	0.11	XRF	13
L.O.I	0.74	0.75	XRF	6	2.22	2.19	XRF	13
Total	100.44				101.3	99.83		
Ni	<5	13.3	XRF	3	44	36	XRF	13
Co	1.29	1.53	INAA	6	49.1	47.4	INAA	16
Cr	17.6				99.6	76.8	INAA	13
Cu	12.15	24.5	XRF	4	142.4	105	XRF	13
Zn	31.5				160.6			
V	11.7	9.5	XRF	4	325	259	XRF	13
La	19.8	19.34	INAA	7	6.16	6.14	INAA	16
Ce	37	34.77	INAA	7	16.6	16.71	INAA	16
Pr	3.7				2.42			
Nd	13	12.9	INAA	7	12.2	12.5	INAA	8
Sm	2.27	2.28	INAA	7	3.62	3.51	INAA	13
Eu	0.59	0.57	INAA	7	1.14	1.18	INAA	13
Gd	1.57				4.2			
Tb	<0.5	0.21	INAA	7	0.72	0.75	INAA	16
Dy	1.15				4.62			
Ho	0.2				0.98			
Er	0.47				2.62			
Tm	<0.3				0.42			
Yb	<0.5	0.43	INAA	7	2.55	2.48	INAA	13
Lu	0.06	0.058	INAA	7	0.38	0.39	INAA	16
Rb	178	164	INAA	7	<1	2	XRF	13
Ba	805	776	INAA	7	18.7	75	XRF	13
Sr	234	238	XRF	6	185	177	XRF	13
Pb	26	25.3	XRF	3	1.09			
Zr	96.7	91.83	XRF	6	91.1	99	XRF	13
Hf	2.85	2.8	INAA	7	2.39	2.4	INAA	16
Th	11.2	11.3	INAA	7	0.56	0.55	INAA	29
Nb	6.14	7.41	XRF	6	4.44	4.8	XRF	13
Ta	0.62	0.6	INAA	7	<0.5	0.26	INAA	16
U	3.9	3.66	INAA	7	0.17			
Y	6.35	7.5	XRF	6	27.44	26.5	XRF	13
Li	14.36				7.73			
Be	3.59				<2			
Cs	4.71	4.3	INAA	7	0.36	0.4	INAA	16
Sc	1.67	1.62	INAA	7	34.82	34.06	INAA	16
Sn	1.31				1.1			
W	0.08				0.14			

Résultats obtenus pour les standards en fonctions des différents laboratoires.

Échantillon Lithologie	SF01-Td Granite	SF02-Td Granite	SF03 -Td Granite	SF09-Td Pegmatite	SF13-Td Tonalite	SF17-Td Granite	SF20-Td Pegmatite	SF23-Td Granite	SF33-Td Tonalite
Oxydes majeurs en %									
SiO ₂	77,23	77,62	75,2	73,77	61,21	73,38	79,5	74,39	70,66
TiO ₂	0,23	0,15	0,18	0,14	1,09	0,27	0,08	0,31	0,23
Al ₂ O ₃	11,57	11,74	13,32	14,42	16,14	12,96	11,33	12,76	16,02
Fe ₂ O ₃ *	2,35	1,41	1,63	2,3	9,98	2,93	0,69	3,11	2,17
MnO	0,03	0,01	0,02	0	0,16	0,06	0	0,04	0,05
MgO	0,08	0,03	0,31	0,09	0,96	0,11	0,25	0,3	0,74
CaO	0,5	0,29	1,57	1,59	3,87	1,06	1,45	1,1	2,8
Na ₂ O	2,58	2,99	4,06	5,01	5,05	3,7	2,7	2,22	5,35
K ₂ O	5,96	6	3,65	3,01	1,8	5,5	3,86	5,82	1,97
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,04	0	0,24	0,03	0,02	0,07	0,07
L.O.I	0,25	0,22	0,45	0,35	0,43	0,39	0,22	0,51	0,41
Total	100,78	100,48	100,43	100,7	100,92	100,38	100,11	100,62	100,48
Eléments de transition en ppm									
Ni	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	6,86
Co	<1	<1	2,74	1,21	7,47	<1	1,82	2,31	4,45
Cr	15,3	14	27	15	16	16	16	16	29,8
Cu	2,5	2,54	23	<2	9,1	<2	2,24	5,04	9,63
Zn	80	34	126	13	176	106	18	57	44
V	7,97	2,2	14	14,7	19	4,96	12	5,89	30
Eléments des terres rares en ppm									
La	53,2	23,2	26,2	1,46	43,3	41,8	34,6	50,6	15
Ce	97,5	47,6	50,2	2,52	91,4	92	73,3	98	33,4
Pr	14,3	5,98	6,33	0,32	12,6	12,3	9,14	13,2	3,46
Nd	60	23,2	25	1,4	57	54,5	35,5	53	12,8
Sm	12,7	4,77	5,57	<0,5	13	14,7	6,44	10,6	2,11
Eu	1,1	0,85	0,69	0,72	4,72	1,65	1,34	2,62	0,61
Gd	12	4,06	5,17	0,38	13	15	4,24	8,86	1,74
Tb	2,08	0,75	0,88	<0,5	2,02	2,89	<0,5	1,31	<0,5
Dy	12,4	4,76	5,02	0,54	12,6	18,8	1,74	7,47	1,26
Ho	2,58	0,95	0,97	<0,2	2,47	3,85	0,25	1,4	0,24
Er	6,79	2,63	2,37	0,56	6,49	10,6	0,52	3,51	0,68
Tm	1,12	0,47	0,39	<0,3	1,07	1,77	<0,3	0,55	<0,3
Yb	6,32	2,64	2,06	1,2	6,44	10,5	<0,5	3,03	0,64
Lu	0,86	0,37	0,3	0,21	1,03	1,46	0,07	0,43	0,1
Eléments en trace en ppm									
Rb	134	129	94	76	67	128	80	145	43
Ba	756	646	709	366	839	966	340	113	934
Sr	35	41	188	144	354	48	394	95	714
Pb	16,8	16,6	22	19,1	10,1	17,4	16,5	17	9,17
Zr	438	148	134	83	317	436	155	451	87
Hf	11,5	3,85	4,31	2,89	7,53	10,8	4,85	12,7	2,1
Th	10	7,81	8,67	1,59	5,4	5,92	11,7	10	2,08
Nb	15,6	6,39	5,39	2,34	16,8	23,6	1,09	12,5	4,8
Ta	1,61	0,82	<0,5	0,94	0,65	1,48	<0,5	<0,5	<0,5
U	1,57	1,05	1,39	1,17	0,64	0,85	0,89	1,57	0,24
Y	73,3	24,2	28,1	4,87	68,4	113	7,49	38,7	7,2
Li	9,37	6,98	16,9	16,8	17	6,7	15,7	18	16
Be	<2	<2	2,32	4,81	2,21	3,55	<2	<2	<2
Cs	0,69	0,27	1,11	1,19	1,6	0,52	1	1,1	0,97
Mo	1,12	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1,69	<1
Sc	2,4	0,91	2,42	0,53	19,9	3,74	0,7	5,85	3,87
Sn	2,86	1,32	1,31	1,85	2,15	2,83	0,26	0,38	0,64
W	0,06	<0,05	<0,05	0,18	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
A/CNK	0,99	0,98	0,98	1	0,93	0,92	1	1	0,99
NK	6,78	7,24	6,75	7,31	6,64	7,72	5,41	6,37	6,96

*Le Fer ici correspond au fer total

Échantillon	SF24B -Td	SF24C -Td	SF25A -Td	SF26A -Td	SF27 -Td	SF28 -Td	SF30A -Td
Lithologie	Ségrégations leucocrates	Ségrégations leucocrates	Ségrégations leucocrates	Ségrégations leucocrates	Ségrégations leucocrates	Ségrégations leucocrates	Ségrégations leucocrates
Oxydes majeurs en %							
SiO ₂	77,17	75,33	75,77	74,59	77,09	92,07	76,5
TiO ₂	0,02	0,04	0,06	0,15	0,09	0,03	0,08
Al ₂ O ₃	13,7	14,54	14,42	14,5	13,47	5,03	13,22
Fe ₂ O ₃	0,19	0,33	0,42	1,14	0,7	0,25	0,69
MnO	0	0	0	0,02	0,02	0	0,01
MgO	0,03	0,07	0,1	0,31	0,18	0,08	0,09
CaO	3,14	3,33	3,27	3,47	2,94	1,01	1,95
Na ₂ O	4,55	4,86	4,99	5,19	5,05	1,48	3,37
K ₂ O	0,97	1,02	0,87	0,64	0,59	0,78	4,19
P ₂ O ₅	0	0	0,01	0,01	0	0	0,02
L.O.I	0,37	0,41	0,64	0,54	0,64	0,29	0,36
Total	100,16	99,95	100,56	100,55	100,77	101,02	100,47
Élément de transition en ppm							
Ni	<5	<5	<5	<5	0<5	<5	<5
Co	<1	1,05	1,42	4,22	2,22	<1	<1
Cr	17,8	16,8	16,8	15,8	17	14	18
Cu	5,98	2,21	<2	4,67	7,3	<2	<2
Zn	11	14,1	8,3	14	25	5,66	11
V	4,9	8,17	11,9	34,3	19,6	5,62	5,28
Éléments de terres rares en ppm							
La	3,46	3,94	2,18	3,24	3,27	1,12	7,13
Ce	4,85	5,07	2,29	4,94	4,66	1,92	12,2
Pr	0,44	0,49	0,2	0,52	0,46	0,26	1,27
Nd	1,38	1,57	0,65	1,99	1,55	1,13	4,68
Sm	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,73
Eu	0,82	0,89	0,6	0,62	0,59	0,39	2,35
Gd	<0,3	<0,3	<0,3	0,47	0,34	<0,3	0,65
Tb	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Dy	<0,3	<0,3	<0,3	0,55	0,31	0,41	0,63
Ho	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
Er	0,14	0,13	0,08	0,43	0,2	0,2	0,34
Tm	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3
Yb	<0,5	<0,5	<0,5	0,56	<0,5	<0,5	<0,5
Lu	0,02	0,03	0,02	0,1	0,04	0,02	0,06
Éléments trace en ppm							
Rb	19,9	21,8	23,8	17,7	12,4	18,1	89
Ba	303	259	278	191	206	393	2187
Sr	319	323	306	318	310	137	306
Pb	9,63	10,1	9,34	9,43	8,81	3,97	13,1
Zr	4,84	11,6	19,7	51	56,7	5,71	52
Hf	0,16	0,33	0,7	1,69	1,77	0,19	1,53
Th	1,29	1,35	1,97	6,35	5,65	<0,5	3,86
Nb	0,5	0,72	0,3	1,26	0,75	0,26	0,48
Ta	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
U	1	1	2,37	9,67	4,96	0,3	0,81
Y	1,72	1,57	0,94	4,63	2,83	2,14	3,84
Li	18,6	18,1	21,8	19,8	19	20	11,9
Be	4,34	4,46	3,22	4,13	3,37	<2	<2
Cs	0,38	0,55	0,53	0,48	0,28	0,19	0,97
Sc	<0,5	<0,5	<0,5	1,53	<0,5	0,56	0,9
Sn	0,18	0,14	<0,1	0,36	0,35	0,13	0,11
W	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05

Échantillon Lithologie	SF04 Td G*.olivine	SF07Td G.	SF10Td G.	SF11Td MélaG.olivine	SF14Td G.	SF15Td G.olivine	SF16Td G.olivine	SF18Td G.	SF19Td G.olivine
Oxydes majeurs en %									
SiO ₂	56.46	53.3	50.94	42.58	51.74	49.15	50.71	54.48	51.98
TiO ₂	0.67	1.93	2.87	3.49	2.66	2.36	1.54	2.3	1.48
Al ₂ O ₃	15.34	13.85	14.92	12.81	12.86	14.07	13.9	13.55	15.91
Fe ₂ O ₃	9.05	13.3	13.84	20.16	17.59	15.75	13.49	15.31	11.13
MnO	0.22	0.23	0.24	0.31	0.31	0.27	0.24	0.23	0.18
MgO	5.46	5.14	3.04	6.77	2.61	5.42	5.86	2.3	5.47
CaO	7.27	7.85	7.35	9.83	6.72	9.06	6.77	5.57	9.19
Na ₂ O	4.81	3.49	4.24	2.58	2.83	3.66	4.35	3.07	4.13
K ₂ O	1.29	1.43	1.68	1.68	2.42	1.16	2.7	2.47	0.99
P ₂ O ₅	0.18	0.19	1.2	0.28	1.23	0.25	0.2	0.97	0.16
L.O.I	0.73	0.52	0.33	0.28	0.2	0.43	1.39	0.45	0.79
Total	101.48	101.24	100.65	100.76	101.17	101.58	101.16	100.7	101.39
Eléments de transition en ppm									
Ni	56	33	<5	43	<5	39	43	<5	43
Co	27	38.9	27	57	25	49	41	21	38
Cr	500	73	20	89	15	42.9	120	17	167
Cu	19.3	17	13	12	25	3.48	<2	51	37
Zn	176	195	170	194	222	163	185	193	110
V	190	320	98	350	54	350	330	49	286
Eléments des terres rares en ppm									
La	20.7	19.6	37.5	17	39.3	15.5	22.7	44.5	9.84
Ce	47.9	46.5	89	43.7	94.2	37.3	45	107	22
Pr	6.66	6.95	11.7	6.51	14	5.39	6.36	14.3	3.12
Nd	28.5	31.8	55	31	67	26	27.5	66.7	13.7
Sm	6.87	8.45	13.8	8.29	16.9	7.03	7.04	16	3.78
Eu	1.53	2.07	3.73	2.78	4.88	2.41	1.71	4.3	1.3
Gd	6.42	8.56	13.4	8.87	18	7.65	7.63	16.8	4.16
Tb	1.05	1.5	2.2	1.51	2.95	1.32	1.33	2.66	0.72
Dy	6.92	9.68	13	10	18	8.52	8.49	16.8	4.63
Ho	1.48	2.04	2.7	2.1	3.61	1.74	1.79	3.47	0.96
Er	4.38	5.78	7.42	5.82	9.65	4.67	4.86	9.04	2.65
Tm	0.79	1.01	1.23	0.97	1.57	0.83	0.83	1.44	0.42
Yb	5.12	6.22	7.23	5.84	8.73	4.7	4.78	7.81	2.55
Lu	0.81	0.96	1.08	0.92	1.33	0.69	0.75	1.14	0.39
Eléments en traces en ppm									
Rb	36	47	68	40	88	10	166	115	11
Ba	239	249	729	492	842	290	464	1038	157
Sr	333	217	313	104	190	194	114	275	271
Pb	13.3	8.06	8.44	4.78	7.69	6.78	5.69	7.58	11.9
Zr	112	159	464	171	248	164	161	252	84
Hf	3.23	4.67	11.2	4.69	6.84	4.5	4.19	6.98	2.21
Th	4.89	4.41	7.52	3.19	3.71	2.73	2.05	4.3	1.68
Nb	8.79	13	12.9	8.94	13.9	5.53	5.02	14.3	3.67
Ta	0.81	1.17	1.03	0.61	0.9	<0.5	<0.5	1	<0.5
U	3.31	3.4	2.58	4.27	0.99	1.28	1.49	1.09	1.31
Y	47	59.7	79.3	60	102	49	53.8	99	28.4
Li	28	29	30	26	27.3	19	56.2	28	12.9
Be	4.43	3.13	3.18	3.12	2.56	3.26	3.09	2.27	<2
Cs	0.98	1.18	1.92	0.76	2.89	0.15	4.17	5.16	0.11
Mo	<1	6.42	<1	<1	6.77	1.26	<1	<1	<1
Sc	26	36	26.6	51	34.1	42	40.7	30	34.5
Sn	5.87	6.08	2.59	3.4	3.16	2.72	3.74	1.79	1.49
W	0.33	0.4	0.28	0.34	0.25	0.53	0.19	0.15	0.21
Mg #	54.63	43.55	30.48	40.09	22.78	40.71	46.43	23.07	49.51

*Gabbronorite

Éch. Lith.	SF21Td G*.olivine	SF25B Td G.olivine	SF26BTd G.olivine	SF26CTd G.olivine	SF30BTd G.olivine	SF31Td G.olivine	SF32Td G.olivine	SF34ATd G.	SF34BTd G.olivine
Oxydes majeurs en %									
SiO2	50.93	46.28	48.67	45.66	47.55	49.78	46.18	55.56	49.49
TiO2	1.56	2.84	3.58	3.19	2.34	2.64	3.79	2.29	2.48
Al2O3	14.24	12.92	14.01	13.05	14.26	13.44	13.53	12.7	13.15
Fe2O3	13.93	17.58	15.48	18.05	16.56	19.07	18	15.22	17.03
MnO	0.26	0.27	0.26	0.28	0.26	0.34	0.3	0.24	0.26
MgO	5.05	6.79	3.39	6.25	5.63	2.59	4.64	3.93	5.72
CaO	8.31	9.78	7.46	8.93	8.64	6.93	8.23	5.02	5.91
Na2O	4.5	2.88	4.07	2.9	3.52	3.22	3.58	3.23	2.87
K2O	1.61	1.3	1.68	1.82	1.76	1.97	1.4	2.23	3.17
P2O5	0.19	0.1	1.31	0.17	0.24	1.07	0.62	0.14	0.17
L.O.I	0.9	0.39	0.21	0.4	0.6	0.06	0.67	0.64	0.69
Total	101.49	101.14	100.12	100.72	101.36	101.1	100.92	101.19	100.94
Eléments de transition en ppm									
Ni	23	62	<5	36.9	39	<5	10	30	34
Co	42	55	35	54	46	25	43	37	47
Cr	55	84	13	47	44	15	18	46	52
Cu	8.43	15	50	15	3.6	29	39	89	46
Zn	133	157	149	195	165	272	298	298	353
V	350	350	167	350	350	44	344	350	350
Eléments des terres rares en ppm									
La	13.8	11.7	20.8	20	16.3	47.9	28.7	22	18.5
Ce	32	26	54.4	50	44	126	70.3	55.4	54.2
Pr	4.61	3.47	8.16	7.14	6.41	17.6	9.52	7.99	8.31
Nd	21.7	15.8	40.8	31	30.6	82.9	42.9	36	39.6
Sm	5.65	4.44	10.6	8.03	8.12	21	10.8	9.25	11.5
Eu	1.61	1.61	3.41	2.34	2.56	5.68	3.06	1.3	1.9
Gd	5.83	5.08	11	8.8	9.37	22.5	11.8	9.73	12.4
Tb	1	0.85	1.73	1.53	1.53	3.5	1.88	1.69	2.26
Dy	6.59	5.84	11	10	10.7	22	12	11.5	15.6
Ho	1.36	1.17	2.2	2.16	2.24	4.5	2.53	2.47	3.28
Er	3.74	3.1	5.62	6.29	6.52	12	6.84	6.98	9.58
Tm	0.63	0.52	0.91	1.12	1.1	1.95	1.17	1.24	1.71
Yb	3.73	3.27	5.01	7.34	6.03	11.5	7.11	7.93	10
Lu	0.55	0.52	0.79	1.22	0.91	1.79	1.06	1.21	1.59
Eléments en traces en ppm									
Rb	38.6	18	66	73	53	72	45	139	224
Ba	309	172	543	317	472	637	217	398	603
Sr	206	134	323	148	224	212	186	156	148
Pb	6.24	5.83	8.42	6.34	6.34	7.72	8.82	11.9	7.55
Zr	137	71	341	108	155	287	153	162	128
Hf	3.69	2.15	7.81	3.28	4.19	7.69	4.36	5.18	4.35
Th	1.31	2.45	2.2	4.22	1.38	4.96	3.21	9.64	5.81
Nb	5.25	4.02	9.42	13.4	7.96	18	12.7	19.7	33.6
Ta	<0.5	<0.5	0.61	1.26	<0.5	1.09	0.86	1.05	1.79
U	0.7	3.11	1.05	6.46	0.86	1.13	2.96	1.49	2.79
Y	40	33.6	62.7	68.7	65.1	134	75.1	76.1	98.7
Li	20	23	30	38	25	25	39	54	66
Be	3.83	2.61	2.18	4.29	2.06	3.47	3.68	3.16	3.8
Cs	0.15	0.27	1.94	1.78	1.02	2.46	0.88	3.64	5.84
Mo	98	1.18	<1	1.23	<1	5.37	1.82	<1	<1
Sc	37.7	50.7	31	48.8	42.5	42.9	45.5	32.1	34
Sn	1.81	3	1.67	7.03	2.57	3.52	5.3	8.37	11
W	0.49	0.6	0.31	0.66	0.22	0.23	0.98	0.23	0.21
Mg #	41.97	43.52	30.14	40.86	40.42	21.32	33.97	33.95	40.13

*Gabbonorite
Éch. Echantillon
Lith. Lithologie

Échantillon Lithologie	SF05-Td Biotitite	SF24A -Td Biotitite Oxydes majeurs en %	SF29-Td Biotitite	SF34C-Td Biotitite	SF34D-Td Biotitite
SiO ₂	45.56	40.4	46.94	42.6	39.87
TiO ₂	3.14	3.25	2.44	3.07	3.49
Al ₂ O ₃	12.85	12.75	14.37	13.63	12.51
Fe ₂ O ₃	18.9	21.59	16.4	20.27	22.6
MnO	0.3	0.25	0.25	0.27	0.26
MgO	6.43	8.39	5.75	7	8.13
CaO	9.22	4.58	9.21	5.3	3.92
Na ₂ O	2.67	0.87	3.6	2.11	0.7
K ₂ O	1.56	6.05	6	4.92	6.84
P ₂ O ₅	0.18	0.24	0.25	0.2	0.26
L.O.I	0.37	1.24	0.74	0.78	0.97
Total	101.18	99.62	101.47	100.15	99.57
Ni	32.81	60.89	39.07	47.3	64.08
Co	52.94	70.49	48.2	62.97	77.22
Cr	43.03	104.52	38.74	63.27	75.05
Cu	27.14	38.16	4.9	57.69	118.64
Zn	212.15	428.85	157.66	458.45	550.71
V	350	350	350	350	350
La	23.42	42.68	16.01	24.68	56.61
Ce	65.08	100.31	40.74	65.28	160.52
Pr	10	13.98	5.66	9.37	22.83
Nd	45.23	62.34	27.03	43.83	105.9
Sm	11.6	16.89	7.09	12.52	28.3
Eu	2.47	1.88	2.25	1.76	2.71
Gd	11.49	18.01	7.76	13.88	30.25
Tb	2.16	2.99	1.31	2.49	5.2
Dy	14.45	19.72	8.66	17.12	36.63
Ho	3.1	4.09	1.69	3.64	7.52
Er	9.06	11.65	4.64	10.42	20.9
Tm	1.72	1.99	0.78	1.86	3.68
Yb	10.71	11.91	4.31	10.83	21.5
Lu	1.73	1.8	0.67	1.59	2.92
Rb	40.15	400	31.55	391.35	400
Ba	290.7	1492.44	442.19	951.94	1371.86
Sr	202.26	37.56	212.32	102.4	23.15
Pb	6.1	4.97	6.36	6.6	7.71
Zr	154.44	248.76	141.34	114.98	224.04
Hf	4.7	7.95	3.93	3.59	6.94
Th	1.95	16.28	1.93	13.56	41.76
Nb	23.55	67.46	6.24	52.1	113.62
Ta	2.51	3.07	<0.5	2.63	9.03
U	1.29	3.46	0.89	22.04	131.04
Y	93.41	127.97	49.72	116.41	231
Li	29.86	129.5	23.28	100.1	137.47
Be	4.17	3.53	<2	3.75	3.32
Cs	1.27	11.89	0.51	9.52	14.03
Mo	<1	<1	<1	<1	1.86
Sc	49.59	26.63	42.69	33.66	31.51
Sn	6.07	11.48	1.8	11.66	16.29
W	0.4	0.26	0.27	0.25	0.41

Échantillon Lithologie	SF22A-Td Paragneiss	SF22B-Td
SiO ₂ (wt%)	66,77	75,17
TiO ₂	0,68	0,72
Al ₂ O ₃	17,94	15,05
Fe ₂ O ₃	7,75	3,48
MnO	0,14	0,01
MgO	1,47	1,03
CaO	0,48	0,43
Na ₂ O	0,47	0,53
K ₂ O	3,56	3,27
P ₂ O ₅	0,09	0,02
L.O.I	1,72	1,1
Total	101,07	100,81
Ni (ppm)		
Co	28	22
Cr	18	12
Cu	93	78
Zn	93	78
V	149	126
	87	73
La		
Ce	117	3,75
Pr	226	6,37
Nd	28,8	0,87
Sm	111	3,2
Eu	21	0,52
Gd	1,06	0,36
Tb	16,9	0,44
Dy	2,38	<0,5
Ho	12,7	0,4
Er	2,39	<0,2
Tm	6,43	0,22
Yb	1,14	<0,3
Lu	6,52	<0,5
	0,97	0,06
Rb		
Ba	55	76
Sr	404	394
Pb	24	25
Zr	34,5	29,7
Hf	344	288
Th	8,88	7,57
Nb	49	1,56
Ta	14,8	15
U	0,92	0,89
Y	7	1,14
Li	77,7	2,89
Be	34	27
Cd	<2	<2
Cs	1	<1
Mo	4,55	3,88
Sc	<1	1,16
Sn	13,5	4,15
W	2,32	0,69
	0,61	0,39

Élément	*E-MORB mean	stdev	N
SiO2 (wt%)	49.99	0.939	154
TiO2	1.877	0.376	154
Al2O3	15.75	1.105	154
FeO*	9.677	0.926	151
MnO	0.175	0.037	119
MgO	7.287	0.848	154
CaO	11.03	0.77	154
Na2O	3.127	0.414	154
K2O	0.471	0.27	154
P2O5	0.263	0.102	133
Ni (ppm)	112.9	32.36	58
Cr	233.2	94.51	62
Cu	69.83	26.35	23
V	290.8	41.12	32
Sc	34.46	5.788	43
La	10.81	6.518	35
Ce	24.49	12	43
Nd	16.81	5.126	16
Sm	4.493	1.01	47
Eu	1.542	0.265	43
Gd	5.519	0.813	10
Tb	0.946	0.185	30
Dy	6.205	0.85	12
Er	3.774	0.552	13
Yb	3.163	0.453	43
Lu	0.461	0.059	30
Rb	10.02	6.496	30
Ba	95.64	70.92	37
Sr	229.3	83.89	54
Pb	2.325	0.247	2
Zr	174.9	65.94	48
Hf	3.696	0.927	30
Th	1.249	1.121	14
Nb	9.971	2.225	7
Ta	-	-	
U	0.389	0.275	25
Y	36.97	6.189	19
Cs	0.141	0.073	11

Composition en éléments majeurs et traces de la moyenne des MORB-E

* www.earthref.org

ANNEXE II

Calcule normatif CIPW de l'ensemble des roches
mafiques et mésonormatif pour des roches granitiques
de la zone d'étude

	SF01-Td	SF02-Td	SF03-Td	SF09-Td	SF13-Td	SF17-Td	SF20-Td	SF23-Td	SF33-Td
Minéral	Granite	Granite	Granite	Pegmatite	Tonalite	Granite	Pegmatite	Granite	Tonalite
Quartz	36.56	35.71	32.77	27.89	9.33	26.86	44.87	34.28	23.4
Orthose	35.28	35.51	21.61	17.82	10.66	32.56	22.85	34.45	11.66
Albite	21.83	25.3	34.35	42.39	42.73	31.31	22.84	18.78	45.27
Anorthite	2.4	0.88	7.35	7.96	16.08	2.51	7.59	5.34	13.95
Leucite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Néphéline	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Acmite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diopside	0.15	0.6	0.38	0.07	1.66	2.51	0.46	0	0
Wollastonite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hypersthène	3.68	1.86	3.01	3.75	16.51	3.48	1.41	5.45	5.14
Olivine	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Magnétite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hématite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ilménite	0.44	0.28	0.34	0.27	2.07	0.51	0.15	0.59	0.44
Apatite	0.05	0.03	0.1	0	0.57	0.07	0.05	0.17	0.17
Spodumène	0.03	0.02	0.05	0.05	0.05	0.02	0.04	0.05	0.04
Total	100.5	100.24	99.99	100.21	99.74	99.91	100.3	100.06	100.09

	SF30A-Td	SF24B-Td	SF24C-Td	SF25A-Td	SF26A-Td	SF27-Td	SF28-Td
Minéral	Ség. Leu	Ség. Leu	Ség. Leu	Ség. Leu	Ség. Leu	Ség. Leu	Ség. Leu
Quartz	36.22	40.38	36.03	36.37	33.89	38.87	78.06
Orthose	24.8	5.74	6.04	5.15	3.79	3.49	4.62
Albite	28.51	38.5	41.12	42.22	43.91	42.73	12.52
Anorthite	8.68	14.09	14.84	14.37	14.37	12.34	4.77
Leucite	0	0	0	0	0	0	0
Néphéline	0	0	0	0	0	0	0
Acmite	0	0	0	0	0	0	0
Diopside	1.37	0.69	1.28	1.66	2.51	2.06	0.34
Wollastonite	0	0.37	0.16	0.01	0	0	0
Hypersthène	0.55	0	0	0	1.17	0.44	0.39
Olivine	0	0	0	0	0	0	0
Magnétite	0	0	0	0	0	0	0
Hématite	0	0	0	0	0	0	0
Ilménite	0.15	0.04	0.08	0.11	0.28	0.17	0.06
Apatite	0.05	0	0	0.02	0.02	0	0
Spodumène	0.03	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05
Total	100.38	99.86	99.6	99.99	100.02	100.17	100.81

	SF04-Td	SF07-Td	SF10-Td	SF11-Td	SF14-Td	SF15-Td	SF16-Td	SF18-Td	SF19-Td
Minéral	G. olivine	G.	G.	MélaG. olivine	G.	G. olivine	G. olivine	G.	G. olivine
Quartz	0	0	0	0	1.8	0	0	5.63	0
Orthose	7.64	8.47	9.96	9.95	14.34	6.86	16.02	14.64	5.86
Albite	40.7	29.53	35.87	5.33	23.94	26.91	24.69	25.97	33.94
Anorthite	16.42	17.85	16.68	18.37	15.21	18.51	10.3	15.88	21.94
Leucite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Néphéline	0	0	0	8.94	0	2.2	6.56	0	0.55
Acmite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diopside	15.47	16.78	10.44	24.2	8.96	21.01	18.53	5	18.94
Wollastonite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hypersthène	11.8	19.96	8.67	0	27.13	0	0	25.09	0
Olivine	6.15	2.71	9.14	24.46	0	19.05	18.94	0	15.14
Magnétite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Chromite	0.11	0.02	0	0.02	0	0.01	0.03	0	0.04
Hématite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ilménite	1.27	3.67	5.45	6.63	5.05	4.48	2.92	4.37	2.81
Apatite	0.43	0.45	2.86	0.66	2.93	0.59	0.48	2.32	0.38
Spodumène	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.05	0.15	0.08	0.03
Total	100.08	99.54	99.25	98.66	99.49	99.72	98.66	99.02	99.64

	SF21-Td	SF25BTd	SF26BTd	SF26C-Td	SF30B-Td	SF31-Td	SF32-Td	SF34ATd	SF34BTd
Minéral	G. olivine	G. olivine	G. olivine	G. olivine	G. olivine	G. olivine	G. olivine	G.	G. olivine
Quartz	0	0	0	0	0	0	0	4.29	0
Orthose	9.53	7.69	9.95	10.79	10.42	11.67	8.29	13.23	18.82
Albite	28.37	16.28	34.44	14.83	19.52	27.24	24.39	27.33	24.28
Anorthite	13.87	18.45	14.95	17.14	17.88	16.37	16.64	13.46	13.49
Leucite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Néphéline	5.26	4.38	0	5.26	5.56	0	3.19	0	0
Acmite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diopside	22.12	24.74	11.72	22.03	19.92	9.75	17.18	9.09	12.59
Wollastonite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hypersthène	0	0	2.07	0	0	18.72	0	26.99	0.42
Olivine	16.67	21.83	15.45	22.03	20.87	7.95	20.14	0	23.89
Magnétite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Chromite	0.01	0.02	0	0.01	0.01	0	0	0.01	0.01
Hématite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ilménite	2.96	5.39	6.8	6.06	4.44	5.01	7.2	4.35	4.71
Apatite	0.45	0.24	3.12	0.4	0.57	2.55	1.47	0.33	0.4
Spodumène	0.06	0.06	0.08	0.1	0.07	0.07	0.11	0.15	0.18
Total	99.33	99.1	98.64	98.67	99.29	99.39	98.66	99.26	98.83