

UNIVERSITE DU QUEBEC

THESE

PRESENTEE A

L'UNIVERSITE DU QUEBEC A CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINERALES

PAR

L. PAUL BEDARD

ING. M.Sc.

GEOCHIMIE ET PETROGRAPHIE DU PLUTON ARCHEEN HOUGHTON EN

ABITBI NORD

JUIN 1992



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.

RESUME

Le magmatisme felsique archéen est un de ceux les moins bien documentés et également des moins compris. Il est généralement considéré comme différent du magmatisme phanérozoïque et de là expliqué différemment. En général des mécanismes différents de ceux utilisés pour le Phanérozoïque sont invoqués. Les monzodiorites archéennes sont généralement expliquées par une fusion partielle d'un manteau fortement métasomatisé. Il est ici proposé que l'étude du pluton Houghton, une suite monzodioritique plutonique archéenne, aidera à la compréhension du magmatisme archéen.

Avant d'entreprendre une étude géochimique (et plus particulièrement une étude comparative), il est important de s'assurer que les résultats géochimiques sont en accord avec ceux publiés par d'autres laboratoires réputés. Par l'analyse d'échantillons géochimiques de référence, il est démontré que l'analyse par activation neutronique de l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) donne des résultats similaires à d'autres laboratoires réputés. De plus, il est possible de raccourcir la période de temps entre l'irradiation et l'obtention des résultats. A l'aide d'un seul spectre, recueilli de 7 à 10 jours après l'irradiation, les résultats obtenus sont satisfaisants. L'analyse par activation neutronique de l'UQAC étant fiable, le pluton Houghton peut être mieux considéré.

Le pluton Houghton est une suite monzodioritique plutonique composée de hornblendite, de tonalite foliée, de monzodiorite et de leucodiorite à leucotonalite. Ces roches sont calco-alcalines et sont similaires aux magmas modernes tels que ceux des batholites de la Sierra Nevada (Californie) ou des Andes générés près des zones de subduction. Les foliations du pluton Houghton (magmatiques au nord et plastiques au sud) de direction est-ouest ayant un pendage croissant du sud vers le nord, les linéations d'étirement de direction nord-sud ayant une plongée croissante du sud vers le nord et les indicateurs cinématiques senestres suggèrent que la partie sud du pluton (la tonalite foliée) ait été chevauchée vers le nord. Les contrastes métamorphiques des épontes nord et sud, l'aluminium dans la hornblende et l'épidote magmatique des différentes unités du pluton Houghton sont en accord avec une remontée de la base du pluton. Il est proposé que le pluton se soit différencié de la façon suivante: un magma similaire à la tonalite foliée a rempli la chambre magmatique et l'hornblende ainsi que le clinopyroxène ont commencé à cristalliser avec quelques minéraux traces. Le remplissage périodique (d'un magma similaire à la tonalite foliée) est invoqué pour expliquer les hautes teneurs en éléments incompatibles de la

monzodiorite. Après environ 40% de cristallisation, des teneurs en oxydes majeurs et éléments traces comparables à une monzodiorite ayant 60% SiO_2 sont atteintes. Les observations de terrain suggèrent que la recharge s'est modifié. Il est proposé que la recharge s'est transformée en un magma similaire à la leucotonalite. Après environ 30% de cristallisation de hornblende et de plagioclase (et de minéraux traces), il est possible de simuler les teneurs en oxydes majeurs et en éléments traces comparables à la monzodiorite la plus fractionnée. La grande variété de la leucodiorite à leucotonalite s'explique en les considérant comme des cumulats de plagioclase, de quartz et de biotite. Le pluton Houghton peut ainsi être expliqué par des mécanismes similaires à ceux agissant aujourd'hui.

Bien que le remplissage périodique du pluton Houghton soit invoqué sur des bases géochimiques, les brèches dans le sud du pluton offrent l'avantage de pouvoir documenter ce remplissage. Ce sont des brèches composées d'enclaves comagmatiques et xénolithiques. Des filons se terminant dans les enclaves, des couronnes de magma différent de celui interstitiel aux enclaves ornent certaines enclaves; des enclaves poinçonnées entre elles et séparées justifient le remplissage périodique. L'expulsion de magma allant de 0% à 20% est observé et s'explique de la façon suivante: 1- compactage des enclaves jusqu'à ce qu'elles se touchent, 2- imbrication des enclaves, 3- déformation de certaines enclaves et 4- lorsque la composition le permet et que la contrainte non-hydrostatique principale est suffisante, le transfert de masse induit par pression augmente la densité d'enclaves.

En conclusion, à partir des hypothèses testées, les conclusions suivantes devraient être retenues: 1- l'analyse par activation neutronique à l'Université du Québec à Chicoutimi avec une seule collecte de spectre donne des résultats similaires aux laboratoires de géochimie réputés, 2- les différentes unités de la suite monzodioritique plutonique peuvent être reliées par fractionnement dans une chambre magmatique remplie périodiquement, 3- le magma à l'origine de la suite monzodioritique du pluton Houghton est similaire à ceux près des zones de subduction phanérozoïque telle que celles de la côte ouest des Amériques (la Sierra Nevada californienne et les Andes), 4- Les brèches au sud du pluton Houghton permettent de documenter le remplissage périodique de la chambre magmatique et de démontrer que pratiquement tout le magma peut être expulsé d'un mélange enclave/magma.

REMERCIEMENTS

Dr. E.H. Chown est remercié pour m'avoir fait confiance aux moments opportuns, Dr. Sarah-Jane Barnes pour m'avoir démontré l'importance de la précision, Dr. E.W. Sawyer pour m'avoir initié à la rigueur scientifique et Suzie Perron pour la révision du texte. Le comité de thèse est chaleureusement remercié pour avoir dûment remplis les montagnes de demandes de bourses que l'auteur a fait au cours de son séjour à l'U.Q.A.C. Le lecteur externe, le professeur John Stix, est remercié pour ces commentaires judicieux qui ont permis d'améliorer ce travail. Je remercie également le responsable du réacteur nucléaire de l'Ecole Polytechnique de Montréal, Dr. Greg Kennedy, mes assistants sur le terrain, Bruno Perron et Abdelali Moukhsil, qui a su partager mes idées les plus déraisonnables, et les techniciens de l'U.Q.A.C., Yvon Boudreault et Richard Lechasseur. Je tiens à remercier les professeurs et étudiants qui m'ont apporté un support moral et technique (malgré mes lubies mégalomanes) au cours de mon long séjour à l'U.Q.A.C., soit les professeurs Gérard Woussen et Adam Nagy, et mes confrères de classe Denis Côté, Réjean Girard, Bernard Lapointe, Louis Madore et Mathieu Piché. L'auteur a reçu les bourses de l'Action Structurante (U.Q.A.C.) et du Programme d'Aide Individuelle à la Recherche (U.Q.A.C.), de la Fondation Asselin et du Third International Archaean Symposium pour assister à leur

symposium et y glaner des idées. Les travaux de terrain et les coûts des analyses chimiques ont été supportés par une subvention de recherche FCAR Equipe accordée à Jayanta Guha.

TABLE DES MATIERES

Résumé.....	II
Remerciements.....	IV
Table des matières.....	VI
Liste des tableaux.....	XI
Liste des figures.....	XIII
Chapitre 1- Introduction et relations entre les trois parties de la thèse.....	1
1.1- Généralités.....	1
1.2- Analyse par activation neutronique.....	1
1.3- La différenciation du pluton Houghton (Abitibi Nord): Une explication sur la différence de magmatisme Archéen-Phanérozoïque.....	2
1.4- Injections multiples de magmas dans un conduit nourricier : implications sur le remplissage des plutons...	5
1.5- Conclusion.....	6
1.6- Références.....	7
Chapitre 2- Analyse par activation neutronique instrumentale en une seule lecture: résultats pour des échantillons géochimiques internationaux de référence.....	10
2.1- Résumé.....	10
2.2- Abstract.....	10
2.3- Introduction.....	11
2.4- Manipulations et techniques.....	12
2.4.1- La préparation des échantillons.....	12

2.4.2-	L'irradiation.....	12
2.4.3-	Le détecteur.....	13
2.4.4-	Le schème de comptage.....	13
2.4.5-	Les corrections d'interférences.....	13
2.4.6-	Les étalons <i>intra-muros</i> et la précision..	13
2.4.7-	L'étalonnage.....	14
2.5-	Résultats.....	14
2.6-	Conclusion.....	19
2.7-	Précision et reproductibilité des teneurs obtenues par fluorescence-X et contamination.....	19
2.8-	Références.....	22
Chapitre 3- La différenciation du pluton Houghton (Abitibi Nord): Une explication sur la différence de magmatisme Archéen-Phanérozoïque.....		
3.1-	Résumé.....	42
3.2-	<i>Abstract</i>	43
3.3-	Introduction.....	46
3.4-	Géologie régionale.....	49
3.5-	Pétrographie et relations de terrain.....	51
3.5.1-	Généralités.....	51
3.5.2-	La tonalite foliée.....	52
3.5.3-	La hornblendite.....	53
3.5.4-	La monzodiorite.....	54
3.5.5-	La leucodiorite à leucotonalite.....	55
3.5.6-	Relations chronologiques.....	56

3.5.7- Phénomènes Particuliers.....	56
3.5.7a- Filon composite.....	56
3.5.7b- Brèches polymictiques.....	57
3.6- Structure.....	58
3.7- Géochimie.....	62
3.7.1- Méthodes analytiques.....	62
3.7.2- Minéralogie.....	64
3.7.3- Caractérisation et classification géochimique.....	68
3.7.4- Comparaison avec des roches felsiques phanérozoïques et archéennes similaires et contexte tectonique.....	70
3.7.5- Différenciation du pluton Houghton.....	76
3.7.6- Modèles géochimiques.....	84
3.7.6a- Calcul de balance de masse	85
3.7.6b- Modélisations à l'aide des éléments traces.....	89
3.8- Implications sur la genèse des plutons archéens.....	100
3.9- Conclusion.....	105
3.10- Références.....	106
3.11- Appendice 3.1 : Calcul de géobarométrie (Al dans la hornblende).....	123
3.12- Appendice 3.2 : Pétrographie supplémentaire de quelques échantillons des roches du pluton Houghton.....	124

3.13- Appendice 3.3 : Equations de saturations en Zr des magmas felsiques.....	159
3.14- Appendice 3.4 : Equations pour les modélisations de cristallisations fractionnées.....	160
Cristallisation fractionnée.....	160
Cristallisation fractionnée avec remplissage périodique.....	160
Concentration moyenne du solide (cumulat).....	161
Concentration du solide (cumulat) avec remplissage périodique.....	161
Concentration du solide (cumulat) avec liquide piégé entre les cristaux.....	162
3.15- Appendice 3.5 : Résultats d'analyse à la microsonde de biotite.....	163
3.16- Appendice 3.6 : Concentration des oxydes majeurs et des éléments traces du gneiss de Lapparent.....	164
Chapitre 4: Injections multiples de magmas dans un conduit nourricier: implications sur le remplissage des plutons...	244
4.1- Résumé.....	244
4.2- <i>Abstract</i>	245
4.3- Introduction.....	246
4.4- Géologie régionale.....	248
4.5- Relations de terrain.....	249
4.5.1- Le pluton Houghton.....	249
4.5.2- Les brèches.....	251

4.6- Interprétations et discussion.....	256
4.6.1- Le remplissage périodique des plutons....	257
4.6.2- L'expulsion de magma et la densification des brèches.....	260
4.6.3- Applications de ces textures aux extractions de magma.....	262
4.7- Conclusion.....	263
4.8- Références.....	264
Chapitre 5: Conclusion générale et spéculations.....	278
5.1- Conclusion.....	278
5.2- Spéculations.....	279
5.3- Références.....	284

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre 2

Tableau 2.1 : Pics servant aux analyses par activation neutronique.....	24
Tableau 2.2 : Corrections pour la fission de l'U.....	25
Tableau 2.3 : Corrections pour les interférences (superposition de pics).....	26
Tableau 2.4 : Précision sur l'étalon intra-muros SH-19.....	27
Tableau 2.5 : Résultats pour les échantillons géochimiques de références).....	28
Tableau 2.6 : Teneurs et statistiques d'un même échantillon (EQ-256) analysé plusieurs fois par fluorescence-X au laboratoire Caleb Brett.....	35
Tableau 2.6 : Contamination par le shatter-box d'alumine...	36

Chapitre 3

Tableau 3.1 : Concentrations en oxydes majeurs et éléments traces des roches du pluton Houghton. a) b) et c) Hornblendite, d) leucodiorite à leucotonalite, e) roche hybride, f) monzodiorite, g) tonalite foliée.....	165
Tableau 3.2 : Concentrations en oxydes majeurs et formules structurales des feldspaths du pluton Houghton. a) Feldspaths de la hornblendite, b) et c) feldspaths de la monzodiorite, d) feldspaths de la tonalite foliée.....	172

Tableau 3.3 : Concentrations des oxydes majeurs et formules structurales des amphiboles du pluton Houghton. a), b) et c) Amphiboles de la hornblendite, d) et e) amphiboles de la monzodiorite, f) amphiboles de la tonalite foliée.....	176
Tableau 3.4 : Concentrations des oxydes majeurs et formules structurales des pyroxènes du pluton Houghton.....	188
Tableau 3.5 : Comparaison des teneurs d'oxydes majeurs et d'éléments traces entre les xénolites du pluton Houghton et les tholéiites magnésiennes de la Formation d'Obatogamau..	190
Tableau 3.6 : Comparaison des teneurs d'oxydes majeurs et d'éléments traces entre les roches du pluton Houghton et d'autres roches archéennes.....	191
Tableau 3.7 : Résultats des calculs de balance de masse. a) Différenciation de la tonalite folié en monzodiorite à 60% poids SiO_2 , b) différenciation de la monzodiorite à 60% poids SiO_2 à celle à 64% poids SiO_2 , c) cumulat de plagioclases, de biotite et de quartz des leucodiorites à leucotonalites...	195
Tableau 3.8 : Coefficients de partage utilisés dans les modélisations des éléments traces.....	200
Tableau 3.9 : Résumé du plutonisme chilien associé à une zone de subduction.....	201

Chapitre 4

Tableau 4.1 : Résultats d'analyses chimiques représentatives du pluton Houghton.....	269
--	-----

LISTE DES FIGURES

Chapitre 3

Figure 3.1 : Carte de localisation du pluton de Houghton dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi nord.....	202
Figure 3.2 : Carte géologique simplifié du pluton Houghton.....	203
Figure 3.3 : Photographie montrant des filons de plagioclase s'orientant dans toutes les directions.....	204
Figure 3.4 : Photographie d'un filon felsique tardif se mélangeant avec les hornblendes de la hornblendite.....	204
Figure 3.5 : Photographie d'un amas d'hornblende désagréé dans la monzodiorite près du lac Mechamego.....	205
Figure 3.6 : Photographie montrant l'alignement des hornblendes à gauche de l'échelle.....	205
Figure 3.7 : Photographie montrant les contacts ondulants d'un filon composite.....	206
Figure 3.8 : Photographie des brèches polymictiques du sud du pluton Houghton.....	206
Figure 3.9 : Carte des mesures structurales dans le pluton Houghton mesurées par l'auteur. Seules les données représentatives sont mises en plan, pour des raisons de clarté.....	207
Figure 3.10 : Photographie de la partie tonalitique plissée en fourreau, qui est mise en évidence par les deux anneaux,	

correspondants aux axes de plis, à gauche et à droite sous l'échelle.....	208
Figure 3.11 : Photographie de plissements indiquant un mouvement sénestre.....	208
Figure 3.12 : Photographie d'un boudinée enclave d'hornblendite boudinée dans une zone de cisaillement est-ouest indiquant un mouvement senestre où le nord correspond au côté gauche de la photographie.....	209
Figure 3.13 : Carte du pluton Houghton montrant la localisation des échantillons.....	210
Figure 3.14 : Diagramme de classification des amphiboles (Leake 1978).....	211
Figure 3.15 : Diagramme CaO et Na ₂ O + K ₂ O versus SiO ₂ (Peacock 1931).....	213
Figure 3.16 : Diagrammes multi-éléments normalisés avec le champ de composition des roches du pluton Houghton et les champs de Brown <u>et al.</u> (1984).....	214
Figure 3.17 : Diagrammes de classification tecto-magmatique par les oxydes majeurs de Maniar et Piccoli (1989).....	217
Figure 3.18 : Diagrammes de classification tecto-magmatique de Pearce <u>et al.</u> (1984) par les éléments traces.....	219
Figure 3.19 : Diagramme de la typologie magmatique des hornblendes d'après Jakes et White (1972).....	221
Figure 3.20 : Diagramme de Al ^{vi} + Al ^{iv} en fonction du Si par formule unitaire des amphiboles du pluton Houghton.....	222

Figure 3.21 : Diagrammes de Harker pour l'ensemble des roches du pluton Houghton.).....	223
Figure 3.22 : Patrons d'ETR avec le champ des teneurs des roches du pluton Houghton.).....	229
Figure 3.23 : Diagrammes d'élément incompatible <u>versus</u> un élément compatible).....	232
Figure 3.24 : Diagrammes multi-éléments normalisés par la roche cible des modélisations de la cristallisation fractionnée de la tonalite foliée pour produire la monzodiorite à 60% SiO ₂ comme liquide et la hornblendite comme cumulat.....	235
Figure 3.25 : Résultats de la modélisation du cumulat de hornblende et pyroxène.....	236
Figure 3.26 : Diagramme binaire (MgO + Fe ₂ O ₃) versus a) La, b) Sc, c) Co et d) Ni.....	237
Figure 3.27 : Diagramme binaire a) P ₂ O ₅ versus La et b) (MgO + Fe ₂ O ₃) versus P ₂ O ₅	239
Figure 3.28 : Résultats de la modélisation des éléments traces lors de la différenciation de la monzodiorite à 60% SiO ₂ pour produire la monzodiorite à 64% SiO ₂ sous forme de diagrammes multi-éléments normalisés par la roche cible des modélisations (monzodiorite à 64% SiO ₂).....	240
Figure 3.29 : Diagramme d'élément compatible versus un élément incompatible en échelle arithmétique; a) Sr versus Ni et b) La versus Sc.....	241

Figure 3.30 : Résultats des modélisations de fractionnement de la leucodiorite à leucotonalite par des cumulats de plagioclase, de quartz et de biotite, des cumulats avec liquide interstitiel trappé et le liquide différencié.....242

Figure 3.31 : Diagramme synthèse de la pétrogénèse du pluton Houghton.243

Chapitre 4

Figure 4.1 : Carte de localisation géologique du pluton Houghton dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi...270

Figure 4.2 : Carte géologique simplifiée du pluton Houghton.....271

Figure 4.3 : Photographie d'un filonet de plagioclase (subhorizontal) se divisant à gauche du stylo et dont certaines branches se terminent dans des enclaves.....272

Figure 4.4 : Photographie montrant l'imbrication des enclaves de composition diverses tout en étant principalement dioritiques.....272

Figure 4.5 : Photographie d'une enclave d'hornblendite (celle portant le symbole N et la flèche) ayant fluée lors de la compaction.....273

Figure 4.6 : Photographie montrant une enclave de méladiorite (au centre) avec une bordure de magma plus felsique que le magma interstitiel aux enclaves.....273

Figure 4.7 : Photographie d'une enclave de méladiorite (grande enclave au centre, fracturée, triangulaire et grise

foncée) fracturée par les enclaves voisines avec une fluage de la petite enclave juste au-dessus.....	274
Figure 4.8 : Photographie montrant trois (3) enclaves (juste au-dessus de l'échelle) en forme de pièces de casse-tête, s'emboîtant les unes dans les autres, séparées par une nouvelle pulsion de magma.....	274
Figure 4.9 : Photographie de l'affleurement de brèche comprenant peu ou pas de magma interstitiel faisant ressortir l'absence de magma entre les enclaves et l'orientation aléatoire de leurs foliations internes.....	275
Figure 4.10 : Photographie montrant le poinçonnement d'une enclave (celle sous l'échelle) dans quelques autres enclaves (au-dessus de l'échelle).....	275
Figure 4.11 : Photographie montrant le fluage d'un coin d'une enclave (juste au-dessus de l'échelle) au contact des autres lors de la déformation.....	276
Figure 4.12 : Photographie d'une enclave où seulement la partie la plus mafique (bande noire en forme d'hameçon au-dessus de l'échelle provenant de l'enclave en haut de la photographie) se poursuit dans l'enclave adjacente (partiellement sous l'échelle).....	276
Figure 4.13 : Croquis de synthèse sur l'expulsion de magma d'un mélange enclave/magma.....	277

Chapitre 5.

Figure 5.1 : Diagramme multi-élément normalisé de deux roches du pluton de Chibougamau provenant de Ludden et al. (1984).

La teneur en SiO_2 est utilisée pour identifier les deux échantillons.....287

Figure 5.2 : Diagramme multi-élément normalisé des échantillons du gneiss tonalitique de Lapparent.....288

CHAPITRE 1

INTRODUCTION ET RELATIONS ENTRE LES TROIS PARTIES DE LA THESE

1.1- Généralités

Les plutons composent 32% de la ceinture de roches vertes archéennes de l'Abitibi (Goodwin 1977a) reconnue comme la plus grande ceinture de roches vertes continue (Goodwin 1977b). Les plutons granitoïdes ont obtenu moins d'attention que les roches volcaniques par les géologues modernes. Ainsi il n'est pas vraiment envisageable d'avoir une bonne compréhension des ceintures de roches vertes archéennes sans une étude complète des plutons granitoïdes. L'absence de données de qualité rend l'étude du plutonisme felsique archéen plus difficile (Jensen et Langford 1985, Campbell et Jarvis 1984, Racicot et al. 1984). La présente étude est une contribution au plutonisme felsique et de plus à la géologie archéenne.

1.2- Analyse par activation neutronique

Tout travail utilisant des données géochimiques doit s'assurer que les données sont de qualité suffisante. Dans une première étape, une méthode géochimique utilisée dans ce projet sera étudiée plus à fond. Une proposition d'amélioration de l'analyse par activation neutronique sera

faite par la même occasion. Comme le mentionne Abbey (1981), the mere purchase of a new zillion-dollar what's-it-ometer will solve all their analytical problems... There is no such thing as a "bad" method - only bad analysts who fail to allow for its limitation. Arth (1976) mentionne aussi l'importance de la qualité des analyses en pétrogénétique. Pour les études comparatives et de contexte tectonique, la précision et l'exactitude des analyses sont primordiaux. A titre d'exemple, si les résultats d'analyse montrent une différence constante avec les échantillons géochimiques de références, alors toute comparaison sera vaine ou erronée. Une vérification de la méthodologie du laboratoire d'analyse par activation neutronique de l'Université du Québec à Chicoutimi est nécessaire avant d'entreprendre plus à fond des travaux de géochimie. Les éléments analysés par fluorescence-X (oxydes majeurs et quelques éléments traces) sont vérifiés par un même échantillon analysé à l'Université de Toronto et au laboratoire Caleb Brett. Des veines de quartz ont été analysées par fluorescence-X et par activation neutronique pour vérifier la contamination par le broyage des roches.

1.3- Différenciation du pluton Houghton: une explication sur la différence de magmatisme archéen-phanérozoïque

Selon Martin (1987, 1986) et Condie (1989) les plutons felsiques archéens (les tonalites-trondhjemitites) ont une signature géochimique différente de ceux du Phanérozoïque.

Les tonalites archéennes ont un rapport d'éléments terres rares légères sur éléments terres rares lourdes plus élevé et une teneur en éléments terres rares lourdes plus faible que les tonalites phanérozoïques. Martin (1987) propose que le flux thermique plus élevé à l'Archéen rend le grenat stable dans les zones de subduction et retient les éléments terres rares lourdes lors de la fusion de la plaque océanique. Defant et Drummond (1990) et Drummond et Defant (1990) adoptent une autre stratégie en argumentant que les roches ayant une signature dite archéenne sont présentes à tous les âges mais elles sont plus abondantes à l'Archéen. Ces mêmes auteurs expliquent la différence entre les roches appauvries en éléments terres rares lourdes et celles qui ne le sont point, par l'âge de la croûte océanique fusionnée dans la subduction. Plus la croûte océanique sera jeune, plus elle sera chaude et plus facile sera sa fusion (avec retenue du grenat) produisant une roche similaire aux tonalites archéennes. Si, au contraire, une vieille croûte océanique est subductée, les magmas mantelliques seront dominants, et les suites fractionnées basalte-andésite-dacite-rhyolite seront produites (Drummond et Defant 1990).

Stern et al. (1989) considèrent que les suites monzodioritiques plutoniques archéennes (similaires au pluton Houghton ici à l'étude) ont une signature particulière (riches en éléments à grand rayon ionique, terres rares

légères (sans anomalies en Eu), Ni et Cr ainsi qu'un rapport moléculaire $Mg/Mg+Fe > 0.6$, $K_2O > 1$ % poids, $Rb/Sr < 0.1$), malgré que leurs propres échantillons n'aient pas cette signature (Bédard 1990). Ils proposent tout de même que ces roches soient produites par une fusion partielle d'un manteau métasomatisé.

La stratégie ici employée consiste en une approche multiméthode (pétrographie détaillée, structure et géochimie), pour étudier le pluton Houghton dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Ce dernier offre l'avantage d'une bonne accessibilité, en plus de compter des affleurements de qualité et de présenter pratiquement tous les membres reconnus de ces plutons. L'aspect structural est rarement mis en valeur dans ces plutons malgré qu'il apporte une notion importante aux relations entre les différentes unités du pluton. En réponse à cette carence, les aspects les plus importants de cette étude reposent sur la mise en évidence des relations entre les différentes unités du pluton et de leur caractérisation. Les études comme celle de Drummond et Defant (1990) considèrent par exemple que l'amphibole ne peut être une phase importante puisque le patron des éléments terres rares ne porte pas la pente typique du fractionnement des amphiboles. Ceci n'est vrai ou réaliste que lorsque l'amphibole est seule à cristalliser: si une phase accessoire cristallise, la signature typique du

fractionnement des amphiboles ne sera pas présente dans les patrons d'éléments terres rares. Il y a donc lieu de croire qu'une étude sérieuse pourrait approfondir les relations entre les différentes unités. De la même façon, les études de caractérisation géochimique de plutons insuffisamment compris peut mener à des résultats erronés. Le seul fractionnement d'une phase peut faire changer la classification tectonique (Pearce et al. 1985). Tout travail visant à déterminer la source fusionnée d'un pluton sans une compréhension globale de ce dernier sera douteux. Voilà, pour l'essentiel, dans quel esprit ce travail a été entrepris; ses buts et ses limitations étant fixés.

1.4- Injections multiples de magmas dans un conduit nourricier : implications sur le remplissage des plutons

Le pluton Houghton présente de spectaculaires brèches dans sa partie sud. Ces brèches permettent de documenter le remplissage et l'expulsion de magma. Ces observations de terrain mettent en évidence le remplissage périodique des plutons. Une recharge magmatique enrichit en éléments incompatibles et appauvrit moins rapidement en éléments compatibles (Depaolo 1981). Cette observation a donc une importance primordiale dans l'étude des relations entre les différentes unités du pluton et la caractérisation géochimique. Le remplissage périodique est un phénomène parfois invoqué dans la génération des variations internes

des plutons (Barnes 1983 par exemple). Ces arguments sont toutefois généralement basés sur la géochimie et ne reposent pas sur des observations de terrain. Ce travail démontre l'existence physique de ce phénomène. Ces observations permettent aussi d'argumenter sur l'expulsion ou l'extraction de magma et de donner des limites aux modèles théoriques car l'extraction de magma est une composante essentielle aux phénomènes de fusion partielle.

1.5- CONCLUSION

Bien qu'étant distinctes, ces trois études sont complémentaires: la partie analytique assure la précision et l'exactitude analytique nécessaire aux travaux pétrogénétiques, la pétrographie et la géochimie expliquent les relations entre les différentes unités du pluton Houghton tout en s'appuyant sur les deux autres parties et l'étude des brèches complète et appuie les relations entre les différentes unités ainsi que la géochimie.

1.6- REFERENCES

- ABBEY, S. 1981. Analysis of rocks and minerals. Analytical Chemistry, **53**: 529A-534A.
- ARTH, J.G. 1976. Behavior of trace elements during magmatic processes - A summary of theoretical models and their applications. Journal of Research of the U.S. Geological Survey, **4**: 41-47.
- BARNES, C.G. 1983. Petrology and upward zonation of the Wooley Creek batholith, Klamath Mountains, California. Journal of Petrology, **24**: 495-537.
- BEDARD, L.P. 1990. Petrogenesis of mantle-derived, LILE enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in south-western Superior Province: Discussion. Canadian Journal of Earth Science, **27**: 1135.
- CAMPBELL, I.H. et JARVIS, G.T., 1984. Mantle convection and early crustal evolution. Precambrian Research, **26**: 15-56.
- CONDIE, K.C. 1989. Origin of the Earth's crust. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology (Global and Planetary Change Section), **75**: 57-81.
- DEFANT, M.J. et DRUMMOND, M.S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, **347**: 662- 665.

- DePAOLO, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planetary and Science Letters*, **53**: 189-202.
- DRUMMOND, M.S. et DEFANT, M.J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, **95**: 21503-21521.
- GOODWIN, A.M. 1977a. Archean basin-craton complexes and the growth of Precambrian shields. *Canadian Journal of Earth Science* **14**: 2737-2759.
- GOODWIN, A.M. 1977b. Archean volcanism in Superior province, Canadian Shield. Dans *Volcanic Regimes in Canada*, Edit   par W.R.A. Baragar, L.C. Coleman et J.M. Hall. Geological Association of Canada Special Paper 16, p. 205-241.
- JENSEN, L.S. et LANGFORD, F.F. 1985. Geology and petrogenesis of the Archean Abitibi belt in the Kirkland Lake area, Ontario. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 123.
- MARTIN, H. 1987. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from Eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, **28**: 921-953.

- MARTIN, H. 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, **14**: 753-756.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., et TINDLE, A.G. 1985. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.
- RACICOT, D., CHOWN, E.H. et HANEL, T. 1984. Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville belt: a preliminary survey. Dans Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization, Edité par J. Guha et E.H. Chown, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume **34**, pp. 178-197.
- STERN, R.A., HANSON, G.N. et SHIREY, S.B. 1989. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in the southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**: 1688-1712.

CHAPITRE 2

ANALYSE PAR ACTIVATION NEUTRONIQUE INSTRUMENTALE EN UNE SEULE LECTURE : RESULTATS POUR DES ECHANTILLONS GEOCHIMIQUES INTERNATIONAUX DE REFERENCE

2.1- RESUME

L'analyse par activation neutronique instrumentale de roches et de minéraux se fait généralement à l'aide de 2 ou 3 collectes de spectres (une semaine et un mois après l'irradiation). Il est proposé qu'une seule collecte de spectres une semaine après l'irradiation donne des résultats satisfaisants pour les échantillons géochimiques de références de l'U.S.G.S. et du C.R.P.G. La contamination par les appareils de pulvérisation des échantillons est également vérifiée par le broyage et l'analyses de veines de quartz. Parfois une très faible contamination en Al est présente en certains échantillons.

2.2- ABSTRACT

Instrumental neutron activation analysis of rocks and minerals is currently done on basis of collecting 2 or 3 energy spectra (one week and one month after irradiation). We have found that, by collecting one spectrum one week after irradiation, satisfactory results for the USGS and CRPG

geochemical reference samples can be obtained. Contamination by rock crushing machine is evaluated by crushing and analysing quartz veins. A slight contamination in Al is present in some samples.

2.3- INTRODUCTION

L'analyse par activation neutronique instrumentale se fait généralement par le recouvrement de deux ou trois spectres gamma de l'échantillon (Gibson et Jagam 1980) entre le cinquième et le septième jour, le douzième et le quinzième jour et le trentième jour après l'irradiation. Gibson et Jagam (1980) proposent que des résultats acceptables peuvent être obtenus avec un détecteur LEPS par la collecte d'un seul spectre de 10 à 15 jours après l'irradiation. Les désavantages sont que pour certains éléments (Ce, Co, Cr, Cs, Eu, Hf, Sb, Sc, Ta, Tb et Th) des interférences sont possibles. Lorsqu'il y a deux ou trois périodes de comptages, les éléments qui font interférences devraient avoir une activité moindre (leur demi-vie décroît). Ainsi pour certains échantillons qui sont particulièrement riches en Nd, Th, U et Yb, une seconde période de comptage pourra améliorer la qualité des analyses. Il est ici proposé que la collecte d'un seul spectre, de 7 à 10 jours après l'irradiation à l'aide d'un détecteur coaxial, soit suffisante pour obtenir des résultats de qualité similaire à ceux obtenus par la collecte de 2 ou 3 spectres. L'analyse

par la collecte d'un seul spectre offre les deux avantages suivants : diminution de l'erreur associée aux variations de distance entre l'échantillon et le détecteur et l'attente est réduite à seulement 7 à 10 jours (après l'irradiation) au lieu de 30 jours. Les résultats pour 19 échantillons géochimiques de référence déterminés à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) sont présentés dans ce texte.

2.4- MANIPULATIONS ET TECHNIQUES

2.4.1- LA PREPARATION DES ECHANTILLONS

Les échantillons routiniers sont broyés dans un concasseur à mâchoires d'acier et ensuite pulvérisés dans un broyeur d'alumine (shatter-box) pour minimiser la contamination en Cr, Co et W (Hickson et Juras 1986; voir 2.7). Des capsules de plastique (forme cylindrique d'un diamètre de 10 mm et d'une hauteur de 25 mm) sont remplies de 1 à 2 g de poudre de roche broyée. Le spectre d'une capsule vide irradiée a permis de déterminer une teneur 0.1 ppb d'Au.

2.4.2- L'IRRADIATION

Les échantillons sont irradiés pendant 60 minutes au réacteur SLOWPOKE II de l'Ecole Polytechnique (Montréal) à un flux de 10^{12} n cm⁻² s⁻¹. Une irradiation de 60 minutes, pour les échantillons journaliers, minimise le temps mort (dead time) à moins de 15% tout en activant suffisamment les échantillons. Des corrections pour les variations de flux relatives aux différentes positions dans le réacteur ont été

faites. Elles sont dictées par les mesures de flux à chaque position effectuées par les opérateurs du réacteur de l'École Polytechnique (Montréal).

2.4.3- LE DETECTEUR

La configuration du détecteur Ge (dérivé Li) est coaxiale. Son efficacité est de 10.3% avec une résolution de 0.89 keV à 122 keV et 1.80 à 1332 keV. La distance entre les échantillons et le détecteur mesure 1.0 cm, représentant une optimisation entre l'activité de l'échantillon et le temps mort.

2.4.4- LE SCHEME DE COMPTAGE

Seul un spectre a été recouvert par échantillon entre 7 et 10 jours après l'irradiation et son temps de comptage s'est élevé à 10 000 secondes. La liste des pics analytiques figure au Tableau 2.1.

2.4.5- LES CORRECTIONS D'INTERFERENCE

Deux types de correction d'interférence ont été exécutés : la fission de l'U et la superposition de pics (Dostal et Elson 1980). La liste de facteurs de corrections figure aux Tableaux 2.2 et 2.3.

2.4.6- LES ETALONS INTRA-MUROS ET LA PRECISION

Afin de maîtriser la précision, un étalon intra-muro est inclus dans chaque lot (le shale SH-19). Dans le Tableau 2.4, la moyenne des résultats, l'écart-type (sd) et l'erreur standard (Rsd) calculés sur 20 lots différents étalés sur

plus de 6 mois sont donnés pour cet échantillon. La variation, telle que définie par l'erreur standard, s'élève à moins de 5% pour les éléments comportant de bonnes statistiques de comptage. Ces résultats indiquent que l'erreur combinée créée par les variations de flux, de masse de l'échantillon et de distance échantillon-détecteur est inférieure à 5%. Le Fe_2O_3 , Na_2O , Ba, Ni, Rb, Th et Zr, ont aussi été déterminés par fluorescence-X (par Caleb Brett Laboratories, Angleterre). Il appert que les différences entre les deux laboratoires sont inférieures à 15% pour le Ba, le Ni et le Zr et inférieures à 5% pour le Fe_2O_3 , le Na_2O , le Rb et le Th.

2.4.7- L'ETALONNAGE

La stabilité de flux fournie par le réacteur SLOWPOKE II (< 3% de variation sur plus de 2 mois (Ryan et al. 1978)) produit des activités spécifiques pour chaque élément d'un lot d'échantillon à un autre. Il est ainsi possible d'étalonner un détecteur spécifique et d'utiliser une même activité spécifique d'un lot à l'autre. Le détecteur de l'UQAC, quant à lui, a été étalonné à l'aide d'étalons chimiques et des échantillons géochimiques de référence BCR-1 et BE-N. Les étalons chimiques sont produits en additionnant des liquides étalons de l'élément en question à de la silice pure.

2.5- RESULTATS

Les teneurs pour le Fe_2O_3 , le Na_2O et le Sc se retrouvent à l'intérieur de 5% des valeurs acceptées (Tableau 2.5). Les teneurs de l'As, Ba, Hf, La, Rb, Sb, Sm, Ta, Tb, Th et Yb se retrouvent à l'intérieur de 10% des teneurs acceptées. Les teneurs du Ce, Co, Cr, Cs, Eu, Nd, Ni, U, Zn et Zr sont à l'intérieur de 15% des valeurs acceptées. Les teneurs du Lu sont à l'intérieur de 20% des valeurs acceptées.

Les différences entre les teneurs de l'As de l'UQAC et celles acceptées sont inférieures à 10% sauf en ce qui concerne l'échantillon GA où l'erreur s'élève à 18%. Si les erreurs de comptage et la fourchette des valeurs données pour GA (Govindaraju et Roelandts 1988) sont prises en considération, les valeurs obtenues à l'UQAC demeurent raisonnables.

Les différences entre les teneurs du Ce de l'UQAC et celles acceptées sont inférieures à 15% sauf celles de l'échantillon BX-N où l'erreur est de 17%. Cependant puisque la teneur acceptée du Ce de BX-N n'est pas une teneur recommandée, la différence entre la teneur obtenue à l'UQAC et celle acceptée n'est pas considérée comme étant sérieuse.

Les différences entre les teneurs du Co de l'UQAC et celles acceptées sont inférieures à 15% sauf pour les échantillons DT-N, NIM-L et STM-1. Ces échantillons ont des teneurs en Co très basses. La teneur en Co de l'UQAC pour NIM-L est similaire à celle de (Barnes et Gorton 1984) et tel

que discuté dans cet article, il est suggéré que la teneur acceptée de NIM-L est erronée.

Les différences entre les teneurs du Cr de l'UQAC et celles acceptées sont inférieures à 15% sauf pour les échantillons GA, GH et RGM-1. La teneur en Cr de ces échantillons est inférieure à 10 ppm. La combinaison des erreurs de comptage et la distribution non homogène possible des phases accessoires riches en Cr (effet de pépité) peut induire des erreurs plus grandes.

Les différences entre les teneurs du Hf de l'UQAC et celles acceptées sont inférieures à 10% sauf pour l'échantillon NIM-L. La teneur de l'UQAC est compatible avec les plus vieilles teneurs (Barnes et Gorton 1984, Abbey 1980).

Les différences entre les teneurs du La de l'UQAC et celles acceptées sont inférieures à 10% sauf pour les échantillons BIR-1, NIM-L et VS-N. L'erreur entre les teneurs de l'UQAC et celles acceptées se révèle tout de même inférieure à 11%. La teneur de l'UQAC de BIR-1 se retrouve à l'intérieur d'un écart-type des teneurs acceptées et demeure compatible avec celle de l'analyse par activation neutronique.

Les différences entre les teneurs du Lu de l'UQAC et celles acceptées sont inférieures à 20% sauf pour les échantillons GH, NIM-L et SDC-1. Les mauvaises teneurs du Lu

reflètent probablement les interférences complexes sur ce pic.

Les différences entre les teneurs du Nd de l'UQAC et celles acceptées sont inférieures à 15% sauf pour l'échantillon AN-G. Le manque de compatibilité entre les valeurs de l'UQAC et celles acceptées peut être attribué à la grande erreur de comptage sur AN-G.

Les différences entre les teneurs du Ni de l'UQAC et celles acceptées sont inférieures à 15% sauf pour l'échantillon BHVO-1 qui a une différence de 16%. La teneur acceptée de BHVO-1 est à l'intérieur de la fourchette d'erreur de comptage.

Les différences entre les teneurs du Sb de l'UQAC et celles acceptées sont inférieures à 10% sauf pour les échantillons BR, BHVO-1 et NIM-L. Les concentrations en Sb dans BHVO-1 et BR sont inférieures à 0.2 ppm, ce qui peut expliquer la différence.

Les différences entre les teneurs du Sc de l'UQAC et celles acceptées sont inférieure à 5% sauf pour les échantillons DT-N, NIM-L, SDC-1 et STM-1. La différence est toujours à l'intérieur d'un écart-type de la teneur acceptée pour SDC-1 et STM-1 (Gladney et Roelandts 1988a). La teneur de DT-N est une teneur proposée et non une teneur recommandée (Govindaraju 1984). La teneur de NIM-L s'avère compatible avec celle de Barnes et Gorton (1984); un argument en faveur

de l'affirmation de Barnes et Gorton (1984) à l'effet que la teneur acceptée de NIM-L soit erronée.

Les différences entre les teneurs du Sm de l'UQAC et celles acceptées sont inférieures à 10% sauf pour l'échantillon GH où la différence est de 12%.

Les différences entre les teneurs du Tb de l'UQAC et celles acceptées sont inférieures à 10% sauf pour les échantillons BR, GH et W-2. La différence est à l'intérieur d'un écart-type de la teneur proposée pour W-2 (Gladney et Roelandts 1988b). Pour GH et BR, la teneur de l'UQAC est plus haute que la teneur acceptée (Govindaraju et Roelandts 1988).

Les différences entre les teneurs de l'U de l'UQAC et celles acceptées sont inférieures à 15% sauf pour l'échantillon NIM-L.

Les différences entre les teneurs de l'Yb de l'UQAC et celles acceptées sont inférieures à 10% sauf pour l'échantillon DR-N où la différence est de 14%. La teneur de DR-N (Govindaraju 1984) en est une proposée et le manque de compatibilité n'est pas considéré comme significatif.

Les différences entre les teneurs du Zn de l'UQAC et celles acceptées sont inférieures à 15% sauf pour l'échantillon DNC-1 où la différence est de 16%. La teneur acceptée est à l'intérieur de la fourchette de l'erreur de comptage.

Les différences entre les teneurs du Zr de l'UQAC et celles acceptées sont inférieures à 15% sauf pour l'échantillon SDC-1.

2.6- CONCLUSION

Il a été démontré qu'en recouvrant un seul spectre et en utilisant un temps de comptage de 10 000 secondes de 7 à 10 jours après l'irradiation, des résultats satisfaisants peuvent être obtenus pour une variété d'éléments par activation neutronique. Les teneurs obtenues pour les échantillons géochimiques de références sont comparables aux teneurs acceptées dans la plupart des cas. Pour certains échantillons riches en Nd, Th, U et Yb, une seconde période de comptage pourra être nécessaire.

2.7- PRECISION ET REPRODUCTIBILITE DES TENEURS OBTENUES PAR FLUORESCENCE-X ET CONTAMINATION

Les teneurs des oxydes majeurs ont été déterminées par fluorescence-X par les laboratoires Caleb Brett (Angleterre) sur des boutons de roche fondue et le Ba, Cu, Ni, Nb, Rb, Sr, S, V, Y et Zr sur des boutons de poudre de roche pressée.

Pour évaluer précision et la reproductibilité des résultats de la fluorescence-X (Caleb Brett), l'échantillon EQ-256 provenant de la ceinture métasédimentaire du Quetico, (échantillonné par E.W. Sawyer), a été analysé à plusieurs reprises (Tableau 2.6). Les valeurs obtenues par Caleb Brett se comparent favorablement aux teneurs acceptées de

l'échantillon EQ-256. Seul le Ba est légèrement plus haut chez Caleb Brett (11%) mais l'écart-type est plutôt grand. Les valeurs sont donc comparables favorablement.

La contamination par le broyeur (shatter-box) est évaluée par les résultats d'analyse de veines de quartz (Tableau 2.7). Lors de la préparation des échantillons les broyeurs ont été nettoyés à la silice et précontaminés avec l'échantillon à broyer pour minimiser la contamination entre les différents échantillons. Après le concassage, les échantillons ont été quartés afin d'obtenir de 200-250 g pour le broyeur (shatter box). Le quartage consiste à diviser les amoncellements de concassé en deux, puis en quatre et ainsi de suite. Des veines de quartz provenant du Front Grenville (à la rencontre de la province géologique du Supérieur avec celle du Grenville, près de Chibougamau) ont été analysées par E.W. Sawyer (Université du Québec à Chicoutimi) pour des fins d'interprétation de la géologie régionale. Ces mêmes analyses sont reprises ici pour évaluer la contamination par le broyeur (shatter-box). Ces veines de quartz contiennent quelques dixièmes de pour-cent de minéraux divers tels que le feldspath, la calcite, l'hématite, etc. Pour évaluer ces minéraux autres que le quartz, la norme CIPW a été calculée par le logiciel NEWPET (D. Clarke, Université Memorial de Terre-Neuve) (Tableaux 2.7d, e, f). Puisque ces veines ne contiennent pas de corindon et que le broyeur d'alumine peut

contaminer en aluminium, la présence de corindon suggèrera une contamination par le broyeur. Quelques échantillons contiennent du corindon dans la norme (EV202, EV235, EV240, EV241, EV197, EV206 et EV196) indiquant une contamination possible d'Al. En éliminant l'apport en Al des feldspaths, la contamination en Al est au maximum de 0.10 % d'Al₂O₃. La présence ou l'absence de contamination est probablement produite par le temps de broyage plus ou moins long. La présence de minéraux calcique dans la norme s'explique par l'absence de résultats pour le CO₂ qui aurait assigné le CaO à la calcite (réflétant mieux les observations pétrographiques). L'acmite et le Na-métasilicate dans la norme suggèrent un excédant de Na₂O de l'ordre de 0.02%. Ce Na₂O est probablement un effet de la limite de détection de la fluorescence-X. Quant aux éléments traces, la contamination est inférieure à la limite de détection et n'est pas considérée comme significative.

2.8- REFERENCES

- ABBEY, S. 1980. Studies in "standard samples" for use in the general analysis of silicate rocks and minerals; Geostandards Newsletter, **4**: 163-190.
- BARNES, S.-J. et GORTON, M.P. 1984. Trace element analysis by neutron activation with a low flux reactor (SLOWPOKE II) : results for international reference rocks; Geostandards Newsletter, **8**: 17-23.
- DOSTAL, J. et ELSON, C. 1980. General principles of neutron activation analysis; Dans Short course in Neutron Activation Analysis in the Geosciences, Edit   par G.K. Muecke. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 5, p. 21-42.
- GIBSON, I.L. et JAGAM, P. 1980. Instrumental neutron activation analysis of rocks and minerals; Dans Short course in Neutron Activation Analysis in the Geosciences, Edit   par G.K. Muecke. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 5, p. 109-131.
- GLADNEY, E.S. et ROELANDTS, I. 1988a. 1987 Compilation of elemental concentration data for USGS BHVO-1, MAG-1, QLO-1, RGM-1, SCo-1, SDC-1, SGR-1 and STM-1; Geostandards Newsletter, **12**: 253-362.

- GLADNEY, E.S. et ROELANDTS, I. 1988b. Compilation of elemental concentration data for USGS BIR-1, DNC-1 and W-2; Geostandards Newsletter, **12**: 63-118.
- GOVINDARAJU, K. 1984. 1984 Compilation of working values and sample description for 170 international reference samples of mainly silicate rocks and minerals; Geostandards Newsletter, **8**: 3-16.
- GOVINDARAJU, K. et ROELANDTS, I. 1988. Compilation report (1966-1987) on trace elements in five CRPG geochemical reference samples : Basalt BR; Granites GA and GH; Micas, Biotite Mica-Fe and Phlogopite Mica-Mg; Geostandards Newsletter, **12**: 119-202.
- HICKSON, C.J. et JURAS, S.J. 1986. Sample Contamination by Grinding; Canadian Mineralogist, **24**: 585-589.
- KENNEDY, G. et FOWLER, A.D. 1983. Interference from U in NAA of rare earth in silicate rocks; Journal of Radioanalytical Chemistry, **78**: 165-169.
- RYAN, D.E., STUART, D.C. et CHATTOPADHYAY, A. 1978. Rapid multielement neutron activation analysis with a SLOWPOKE reactor; Analytica Chimica Acta, **100**: 87-93.

Tableau 2.1. Pics servant aux analyses par activation neutronique.

Elément	Kev	Elément	Kev
Fe-159	1099.3	Nd-147	91.0
Na-24	1368.7	Co-58 ¹	810.8
		Rb-86	1076.6
As-76	559.1	Sb-122	564.0
Ba-131	496.3	Sc-46	889.3
Ce-141	145.4	Sm-153	103.2
Co-60	1173.2	Ta-182	1221.4
Cr-51	320.1	Tb-160	298.6
Cs-134	795.8	Pa-233 ²	311.9
Eu-152	1408.1	Np-239 ³	277.6
Hf-181	482.0	Yb-175	396.1
La-140	1596.2	Zn-65	1115.5
Lu-177	208.4	Zr-95	756.9

- ¹ pour Ni
² pour Th
³ pour U

Tableau 2.2. Correction pour la fission de l'U.

Elément	Quantité produite par ppm U
Ce-141	0.280
La-140	0.029
Nd-147	0.230

Tiré de Kennedy et Fowler (1983).

Tableau 2.3. Corrections pour les interférences
(superposition de pics).

ANALYTIQUE		INTERFERENCE		CORRECTION	
Pic	Kev	Pic	Kev	Pic (Kev)	Facteur de Correction
Ce-141	145.4	Yb-175	144.7	396.1	0.092
		Pa-233	145.4	311.9	0.025
Lu-177	208.4	Np-239	209.7	277.6	0.31
Sb-122	564	As-76	562.8	559.1	0.025
		Eu-152	564	1408.1	0.07
		Cs-134	563.2	795.8	0.16
Sm-153	103.2	Np-239	103.7	277.6	1.3
		Pa-233	103.9	311.9	0.011
Tb-160	298.6	Pa-233	300.2	311.9	0.18
Yb-175	396.1	Pa-233	398.6	311.9	0.028
		Nd-147	398.1	91	0.013
Zn-65	1115.5	Tb-160	1115.3	298.5	0.015

Tel que déterminé en utilisant des éléments purs.

Tableau 2.4. Précision sur l'étalon intra-muro SH-19.

	Moyenne	Sigma	Err. Std	% %XRF
Fe ₂ O ₃ ¹ %	3.53	0.08	2.23	3.62
Na ₂ O %	0.94	0.08	8.2	0.94
As ppm	19	0.84	4.42	
Ba ppm	586	30.92	5.28	655
Ce ppm	65	2.14	3.29	
Co ppm	28	0.61	2.16	
Cr ppm	119	3.66	3.08	
Cs ppm	3.3	0.23	6.97	
Eu ppm	1.19	0.08	7.03	
Hf ppm	4	0.27	6.66	
La ppm	33	1.28	3.89	
Lu ppm	0.41	0.02	4.99	
Nd ppm	33	2.06	6.23	
Ni ppm	51	29.64	57.81	57
Rb ppm	127	5.98	4.71	122
Sb ppm	1.47	0.08	5.61	
Sc ppm	21	0.46	2.2	
Sm ppm	5.28	0.35	6.63	
Ta ppm	1.3	0.11	8.29	
Tb ppm	0.74	0.07	9.58	
Th ppm	9	0.36	3.98	9
U ppm	4.8	0.3	6.22	
Yb ppm	2.8	0.21	4.21	
Zn ppm	17	19.41	11.2	
Zr ppm	149	69.8	46.76	159

¹ Fe_{total} rapporté sous Fe₂O₃.

Tableau 2.5a. Resultats pour les échantillons géochimiques de références (résultats en ppm ou autrement spécifiés).

	AN-G			BE-N			BHVO-1		
	UQAC	+/-	REF ¹	UQAC	+/-	REF ¹	UQAC	+/-	REF ²
Fe ₂ O ₃ %	3.33	0.03	3.36	12.73	0.04	12.84	12.62	0.04	12.35
Na ₂ O %	1.63	0.004	1.63	3.1	0.02	3.18	2.29	0.01	2.26
As	<0.004		2.4	0.5			<0.4		0.4
Ba	31	8	34	1056	19	1025	132	12	139
Ce	5	0.4	4.7	150	0.8	152	40.1	0.6	39
Co	25	0.3	25	61.5	0.4	61	46.2	0.3	45
Cr	47.8	0.9	50	362	2	360	314	2	289
Cs	<0.2		0.9	0.1	0.8		<0.21		0.13
Eu	0.39	0.05	0.37	3.78	0.09	3.6	2.11	0.07	2.06
Hf	<0.04		0.38	5.5	0.1	5.4	4.4	0.1	4.38
La	2.3	0.04	2	78	0.3	82	15.3	0.1	15.8
Lu	0.14	0.006	0.12	0.28	0.01	0.24	0.32	0.009	0.291
Nd	2.5	0.6	2	60	1	70	21.5	0.8	25.2
Ni	<20		35	286	29	267	102	21	121
Rb	<2		1	47	3	47	12	2	11
Sb	0.13	0.01	0.25	0.04		0.19	0.02	0.159	
Sc	10.13	0.03	10	22.4	0.04	22	32.13	0.05	31.8
Sm	0.72	0.004	0.7	11.77	0.02	12	6.3	0.01	6.2
Ta	<0.03		0.2	6	0.1	5.5	1.17	0.08	1.23
Tb	0.21	0.05	0.2	1.35	0.07	1.3	1.03	0.05	0.96
Th	<0.05		10.97	0.09	11	1.09	0.06	1.08	
U	<0.01		2.4	0.1	2.4	0.42	0.08	0.42	
Yb	0.85	0.03	0.85	1.67	0.07	1.8	1.97	0.05	2.02
Zn	<7		20	135	14	120	99	14	105
Zr	<138		15	292	64	265	<194		179

Note : +/- : 1 sigma fois l'erreur de comptage, < : teneur inférieure à la valeur indiquée (limite de détection qui est considéré comme étant 3 sigmas du bruit de fond), - : dénote une surface négative.

¹ Tiré de Govindaraju (1984).

² Tiré de Gladney et Roelandts (1988a).

Tableau 2.5b. Resultats pour les échantillons géochimiques de références (résultats en ppm ou autrement spécifiés).

	BIR-1			BR			BX-N		
	UQAC	+/-	REF ³	UQAC	+/-	REF ⁴	UQAC	+/-	REF ¹
Fe2O3 %	11.65	0.04	11.26	13.39	0.04	12.88	23.82	0.06	23.17
Na2O %	1.82	0.006	1.75	3.17	0.02	3.05	<0.02		0.04
As	<0.04		0.44	2.4	0.5	2.5	125	1	120
Ba	<12		7.7	1149	20	1050	<38		34
Ce	2.57	0.4	2.5	157.9	0.8	151	587	2	500
Co	54.1	0.3	51.4	58.9	0.4	52	36	0.4	35
Cr	407	2	382	384	2	380	296	2	300
Cs	<0.01		0.45	1	0.2	1	<36		
Eu	0.55	0.05	0.54	3.88	0.09	3.7	4.5	0.2	3.9
Hf	0.52	0.09	0.58	5.9	0.1	5.4	14.4	0.2	
La	0.04	0.88	0.71	81.7	0.3	82	367.1	0.7	390
Lu	0.29	0.007	0.26	0.28	0.01	0.25	2.1	0.02	
Nd	2.7	0.8	2.5	62	1	65	147	2	
Ni	187	25	166	221	32	260	194	44	200
Rb	<2		1	49	3	47	<3		
Sb	0.55	0.03	0.58	0.15	0.04	0.3	8.09	0.08	
Sc	44.63	0.06	44	23.64	0.05	25	61.47	0.08	60
Sm	1.1	0.006	1.08	12.27	0.02	12	22.1	0.03	
Ta	<0.02	0.062	5.9	0.1	6.2		4.41	0.2	4
Tb	0.4	0.04	0.41	1.41	0.06	1.25	3.4	0.1	
Th	<0.2	0.89		11.22	0.1	11	54.3	0.2	55
U	<0.05		0.025	2.6	0.1	2.5	8.8	0.2	8
Yb	1.61	0.04	1.7	1.87	0.07	1.9	11.8	0.1	
Zn	69	18	71	174	15	160	<11		60
Zr	<1		22	280	61	250	455	107	520

Note : +/- : 1 sigma fois l'erreur de comptage, < : teneur inférieure à la valeur indiquée (limite de détection qui est considéré comme étant 3 sigmas du bruit de fond), - : dénote une surface négative.

¹ Tiré de Govindaraju (1984).

³ Tiré de Gladney et Roelandts (1988b).

⁴ Tiré de Govindaraju et Roelandts (1988).

Tableau 2.5c. Resultats pour les échantillons géochimiques de références (résultats en ppm ou autrement spécifiés).

	DNC-1			DR-N			DT-N		
	UQAC	+/-	REF ³	UQAC	+/-	REF ¹	UQAC	+/-	REF ¹
Fe2O3 %	10.24	0.04	9.93	9.68	0.05	9.7	0.63	0.01	0.66
Na2O %	1.95	0.005	1.87	2.94	0.007	2.99	0.04	0.001	0.04
As	<0.002		0.2	3	0.3	3	<0.2		
Ba	105	14	114	360	19	385	134	10	130
Ce	9.3	0.5	10.6	45.2	0.7	46	139.9	0.7	125
Co	57.5	0.4	54.7	39.3	0.4	35	15.1	0.2	12
Cr	298	2	285	36	1	42	248	1	240
Cs	<0.1		0.34	6.4	0.3	6	<0.1		
Eu	0.67	0.05	0.59	1.5	0.1	1.5	1.3	0.1	1.5
Hf	1	0.1	1.01	2.9	0.1	2.7	9.88	0.1	9
La	3.84	0.06	3.8	20	0.1	21	86.6	0.2	
Lu	0.34	0.008	0.32	0.45	0.01		0.14	0.007	
Nd	4.4	0.7	4.9	20	1	22	47	1	48
Ni	278	26	247	<4		16	<39		16
Rb	<3		4.5	64	4	70	-		
Sb	0.87	0.03	0.96	0.31	0.03	0.3	0.23	0.02	0.2
Sc	32.44	0.06	31	27.58	0.06	28	2.15	0.02	2.3
Sm	1.39	0.006	1.38	5.04	0.01	5.3	7.87	0.009	
Ta	<0.07		0.098	0.7	0.2	0.7	2.6	0.1	2.7
Tb	0.38	0.05	0.41	0.79	0.08	0.8	<0.2		
Th	0.22	0.05	0.2	4.58	0.09	5	12.44	0.09	13.5
U	<0.3		0.1	1.31	0.09	1.5	2.32	0.07	2.3
Yb	2	0.05	2.01	2.41	0.07	2.8	0.75	0.04	
Zn	55	17	66	134	22	145	<11		28
Zr	<77		41	<62		125	315	42	370

Note : +/- : 1 sigma fois l'erreur de comptage, < : teneur inférieure à la valeur indiquée (limite de détection qui est considéré comme étant 3 sigmas du bruit de fond), - : dénote une surface négative.

¹ Tiré de Govindaraju (1984).

³ Tiré de Gladney et Roelandts (1988b).

Tableau 2.5d. Resultats pour les échantillons géochimiques de références (résultats en ppm ou autrement spécifiés).

	GA			GH			MAG-1		
	UQAC	+/-	REF ⁴	UQAC	+/-	REF ⁴	UQAC	+/-	REF ²
Fe2O3 %	2.78	0.03	2.83	1.34	0.02	1.34	6.84	0.04	6.88
Na2O %	3.55	0.008	3.55	3.84	0.01	3.85	3.93	0.01	3.83
As	2	0.2	1.7	<0.2		1	8.2	0.5	9.2
Ba	885	18	840	-		20	505	22	479
Ce	77.3	0.7	76	51.1	0.7	60	88.2	0.8	88
Co	5	0.3	5	0.91	0.2	1	23.5	0.4	20.4
Cr	10	1	12	8	0.6	6	98	2	97
Cs	6.9	0.2	6	2.7	0.1	2.5	9.5	0.3	8.6
Eu	1.11	0.09	1.08	<0.06		0.12	1.6	0.1	1.55
Hf	4	0.1	4	6.9	0.09	6.6	3.5	0.2	3.7
La	40.3	0.2	40	23.9	0.1	25	40.5	0.2	43
Lu	0.36	0.01	0.3	1.45	0.01	1.1	0.45	0.01	0.4
Nd	27	1	27	26	1	29	40	1	38
Ni	<1		7	<13		3	<7		53
Rb	177	4	175	382	4	390	142	6	149
Sb	0.2	0.03	0.2	<0.07			0.98	0.05	0.96
Sc	7.33	0.03	7	0.79	0.01	0.8	16.93	0.05	17.2
Sm	5.07	0.01	5	10.12	0.02	9	6.9	0.02	7.5
Ta	1.4	0.1	1.3	4.5	0.1	4.8	1	0.1	1.11
Tb	0.62	0.07	0.6	2.3	0.06	1.9	0.9	0.09	0.96
Th	18.5	0.1	17	86	0.2	87	12.1	0.1	11.9
U	5.47	0.09	5	18.8	0.1	18	2.4	0.1	2.7
Yb	2.17	0.06	2	8.35	0.06	8	2.42	0.08	2.61
Zn	78	20	80	<6		85	125	24	130
Zr	<80		150	<102		150	<94		126

Note : +/- : 1 sigma fois l'erreur de comptage, < : teneur inférieure à la valeur indiquée (limite de détection qui est considéré comme étant 3 sigmas du bruit de fond), - : dénote une surface négative.

² Tiré de Gladney et Roelandts (1988a).

⁴ Tiré de Govindaraju et Roelandts (1988).

Tableau 2.5e. Resultats pour les échantillons géochimiques de références (résultats en ppm ou autrement spécifiés).

	NIM-L			RGM-1			SCO-1		
	UQAC	+/-	REF ¹	UQAC	+/-	REF ²	UQAC	+/-	REF ²
Fe ₂ O ₃ %	10.09	0.04	9.96	1.82	0.02	1.91	4.9	0.03	5.18
Na ₂ O %	8.58	0.02	8.37	4.05	0.01	4.07	0.88	0.004	0.899
As	<0.8			3.2	0.3	3	11.7	0.2	12.4
Ba	437	23	450	849	15	807	540	13	570
Ce	272	1	240	42.4	0.6	47	52.9	0.5	62
Co	3.5	0.4	8	2.3	0.2	2	10.9	0.2	10.5
Cr	11	2	10	5.4	0.7	3.7	69	1	68
Cs	3.4	0.2	4	10.8	0.2	9.6	8.2	0.2	7.8
Eu	1	0.2	1.2	0.59	0.06	0.66	1.06	0.06	1.19
Hf	220.2	0.4	190	6.1	0.1	6.2	4.2	0.1	4.6
La	222.3	0.4	250	22.3	0.2	24	27.7	0.1	29.5
Lu	0.55	0.02	0.4	0.45	0.01	0.41	0.4	0.008	0.338
Nd	44	1	48	17	1	19	23.1	0.9	26
Ni	-		11	<9		4.4	<15		27
Rb	191	4	190	152	4	149	105	2	112
Sb	0.19	0.03	0.3	1.26	0.03	1.26	2.36	0.02	2.5
Sc	0.22	0.01	0.3	4.5	0.02	4.4	11.37	0.03	10.8
Sm	5.18	0.02	5	4.74	0.01	4.3	5.2	0.01	5.3
Ta	23.7	0.2	22	0.86	0.09	0.95	0.83	0.09	0.92
Tb	0.65	0.09	0.7	0.63	0.05	0.66	0.66	0.05	0.7
Th	66.9	0.2	66	14.86	0.09	15.1	8.8	0.07	9.7
U	17.9	0.2	14	5.88	0.09	5.8	2.66	0.07	3
Yb	2.92	0.08	3	2.35	0.05	2.6	2.22	0.04	2.27
Zn	340	12	400	<12		32	111	12	103
Zr	11189	109	11000	<79		185	<100		160

Note : +/- : 1 sigma fois l'erreur de comptage, < : teneur inférieure à la valeur indiquée (limite de détection qui est considéré comme étant 3 sigmas du bruit de fond), - : dénote une surface négative.

¹ Tiré de Govindaraju (1984).

² Tiré de Gladney et Roelandts (1988a).

Tableau 2.5f. Resultats pour les échantillons géochimiques de références (résultats en ppm ou autrement spécifiés).

	SDC-1			STM-1			VS-N		
	UQAC	+/-	REF ²	UQAC	+/-	REF ²	UQAC	+/-	REF ¹
Fe2O3 %	6.93	0.04	6.98	5.34	0.03	5.19	3.92	0.09	4.14
Na2O %	2.07	0.007	2.05	9.08	0.03	8.94	5.96	0.07	5.95
As	<0.2		0.218	4.9	0.5	4.6	-		
Ba	619	16	630	606	18	560	904	166	1000
Ce	93.1	0.7	93	266	1	259	898	6	861
Co	17.8	0.3	17.9	1.1	0.2	0.9	705	2	700
Cr	69	1	64	4.8	0.7	4.3	756	11	700
Cs	4	0.2	4	1.5	0.2	1.54	917	2	900
Eu	1.51	0.09	1.71	3.7	0.1	3.6	-		
Hf	8.2	0.1	8.3	28	0.2	28	-		
La	41.1	0.2	42	150	0.4	150	712	2	804
Lu	0.72	0.01	0.53	0.72	0.01	0.6	11.55	0.08	8.9
Nd	35.2	0.9	40	74	1	79	-		
Ni	<14		38	<4		3	<379		
Rb	113	4	127	111	4	118	761	19	800
Sb	0.5	0.02	0.54	1.71	0.04	1.66	771.2	0.7	800
Sc	15.51	0.04	17	0.55	0.02	0.61	310.5	0.3	300
Sm	7.57	0.01	8.2	13.07	0.02	12.6	70.9	0.1	
Ta	1.1	0.1	1.21	19.2	0.2	18.6	786	2	876
Tb	1.15	0.06	1.18	1.53	0.08	1.55	-		
Th	11.14	0.09	12.1	32.2	0.1	31	3	0.5	
U	2.77	0.09	3.14	8.8	0.2	9.06	-		
Yb	4.14	0.06	4	4.42	0.07	4.4	814.1	0.9	900
Zn	99	21	103	178	9	235	-		800
Zr	252	60	290	1124	78	1210	-		700

Note : +/- : 1 sigma fois l'erreur de comptage, < : teneur inférieure à la valeur indiquée (limite de détection qui est considéré comme étant 3 sigmas du bruit de fond), - : dénote une surface négative.

¹ Tiré de Govindaraju (1984).

² Tiré de Gladney et Roelandts (1988a).

Tableau 2.5g. Resultats pour les échantillons géochimiques de références (résultats en ppm ou autrement spécifiés).

W-2			

	UQAC	+/-	REF ³
Fe ₂ O ₃ %	11.07	0.04	10.74
Na ₂ O %	2.24	0.007	2.2
As	1.2	0.3	1.24
Ba	197	19	182
Ce	23	0.5	24
Co	44.6	0.3	44
Cr	97	1	93
Cs	1	0.2	0.99
Eu	1.23	0.06	1.1
Hf	2.4	0.2	2.56
La	10.4	0.1	11.4
Lu	0.34	0.009	0.33
Nd	12.2	1	14
Ni	<45		70
Rb	21	2	20
Sb	0.79	0.03	0.79
Sc	36.52	0.06	35
Sm	3.25	0.009	3.25
Ta	0.47	0.07	0.5
Tb	0.7	0.06	0.63
Th	2.23	0.07	2.2
U	0.61	0.09	0.53
Yb	1.95	0.04	2.05
Zn	30	5	77
Zr	<133		94

Note : +/- : 1 sigma fois l'erreur de comptage, < : teneur inférieure à la valeur indiquée (limite de détection qui est considéré comme étant 3 sigmas du bruit de fond), - : dénote une surface négative.

³ Tiré de Gladney et Roelandts (1988b).

Tableau 2.6. Teneurs et statistiques d'un même échantillon (EQ-256) analysé plusieurs fois par fluorescence-X au laboratoire CALEB BRETT (Angleterre).

	Val. Acc. ¹	Moy ²	Ecart-Type ³	Erreur Std ⁴ %
SiO ₂	61.80	61.71	0.120	0.190
TiO ₂	0.65	0.68	0.007	1.029
Al ₂ O ₃	17.30	17.12	0.055	0.321
Fe ₂ O ₃	6.70	6.84	0.035	0.512
MnO	0.08	0.08	0.007	8.750
MgO	3.38	3.30	0.020	0.606
CaO	1.51	1.46	0.012	0.822
Na ₂ O	3.23	3.26	0.036	1.104
K ₂ O	3.89	3.45	0.023	0.666
P ₂ O ₅	0.11	0.08	0.004	5.000
LOI	2.07	1.49	0.042	2.819
Total	100.72			
Ba	684	764	13.556	2.036
Nb	nd	15.6	0.490	3.141
Ni	nd	72	1.327	1.843
Rb	193	183	2.638	1.442
S	nd	1392	93.118	6.690
Sr	294	275	3.429	1.247
V	nd	136	3.311	2.435
Y	16.4	21	0.480	2.286
Zr	149	152	5.636	3.708

Note : nd= valeur non disponible.

1- Valeur acceptée selon plusieurs détermination effectuées à l'Université de Toronto par E.W. Sawyer.

2- Moyenne (n= 6) des teneurs obtenues au laboratoire Caleb Brett (Angleterre).

3- Ecart-type des teneurs obtenues au laboratoire Caleb Brett (Angleterre).

4- Erreur standard des teneurs obtenues au laboratoire Caleb Brett (Angleterre).

Tableau 2.7a. Contamination par le broyeur d'alumine
(shatter-box).

Concentrations des oxydes majeurs et des éléments traces de
veines de quartz (Front Grenville, E.W. SAWYER).

	EV16	EV199	EV202	EV235	EV236	EV259
SiO ₂	99.56	98.40	99.46	99.05	97.33	99.03
TiO ₂	LD	LD	0.01	0.01	0.02	LD
Al ₂ O ₃ &	LD	0.47	0.05	0.35	0.71	0.32
Fe ₂ O ₃	0.08	0.08	0.01	0.06	0.62	LD
MnO	LD	0.01	LD	0.01	0.04	0.01
MgO	LD	LD	LD	0.03	0.26	LD
CaO	LD	0.28	0.02	0.08	0.49	0.10
Na ₂ O	0.02	0.16	LD	0.02	0.04	0.22
K ₂ O	LD	LD	LD	LD	LD	LD
P ₂ O ₅	LD	LD	LD	0.01	LD	LD
LOI	LD	0.18	0.02	0.10	0.13	0.10
Total	99.66	99.58	99.57	99.72	99.64	99.78
La	LD	LD	LD	0.041	0.04	LD
Ce	LD	LD	LD	0.109	0.14	LD
Nd	LD	LD	LD	LD	0.06	LD
Sm	0.002	0.004	0.003	0.011	0.02	LD
Eu	LD	LD	LD	LD	0.011	LD
Tb	LD	LD	LD	LD	0.008	LD
Yb	LD	0.026	LD	0.019	0.091	LD
Lu	LD	0.006	LD	0.003	0.017	LD
Ba	LD	LD	LD	LD	LD	LD
Co	0.2	0.5	LD	0.5	2.1	LD
Cr	0.8	0.6	0.3	5	15.9	LD
Cs	LD	LD	LD	0.1	0.1	LD
Hf	LD	LD	LD	0.019	LD	LD
Nb	2	LD	LD	LD	LD	LD
Ni	LD	LD	LD	LD	LD	LD
Rb	2	LD	LD	LD	LD	LD
S	22	218	71	30	53	34
Sc	0.03	0.07	0.01	0.27	1.3	LD
Sr	2	6	LD	LD	LD	LD
Ta	LD	LD	LD	LD	LD	LD
Th	LD	LD	LD	LD	LD	LD
U	LD	0.02	LD	LD	LD	LD
V	4	LD	LD	LD	2	5
Y	2	LD	LD	LD	LD	LD
Zr	9	3	6	6	6	LD

Note : &= Fe_{total} sous forme de Fe₂O₃; LOI= Perte au Feu; LD= limite de détection.

Tableau 2.7b. Contamination par le broyeur d'alumine
(shatter-box).

Concentrations des oxydes majeurs et des éléments traces de
veines de quartz (Front Grenville, E.W. SAWYER).

	EV240	EV241	EV242*	EV114	EV197	EV205	EV206
SiO ₂	99.05	99.25	98.23	99.38	99.17	98.98	99.39
TiO ₂	LD	LD	LD	0.01	LD	LD	0.01
Al ₂ O ₃	0.18	0.29	0.49	0.06	0.23	0.22	0.25
Fe ₂ O ₃	LD	LD	0.13	0.02	0.01	LD	LD
MnO	LD	0.01	0.01	0.01	LD	0.01	LD
MgO	LD	LD	LD	0.04	0.03	LD	LD
CaO	LD	0.02	0.02	0.17	0.04	0.21	0.05
Na ₂ O	0.02	0.02	0.27	0.07	0.03	0.03	0.01
K ₂ O	LD	LD	0.03	LD	LD	LD	LD
P ₂ O ₅	0.01	LD	LD	LD	LD	LD	LD
LOI	0.20	0.13	0.25	0.10	0.10	0.18	0.15
Total	99.49	99.72	99.62	99.64	99.61	99.63	99.86
La	0.037	0.007	LD	LD	0.012	0.018	0.025
Ce	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD
Nd	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD
Sm	0.009	LD	LD	0.008	0.03	0.005	0.005
Eu	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD
Tb	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD
Yb	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD
Lu	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD
Ba	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD
Co	0.2	0.1	LD	0.2	0.2	0.4	0.2
Cr	0.1	LD	LD	0.3	0.3	0.2	0.2
Cs	LD	0.2	LD	LD	0.1	0.2	0.1
Hf	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD
Nb	3	LD	LD	2	LD	LD	2
Ni	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD
Rb	LD	1	LD	LD	LD	LD	LD
S	58	29	80	44	50	36	34
Sc	0.01	LD	LD	0.05	0.03	0.04	0.01
Sr	7	6	1	4	LD	2	2
Ta	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD
Th	0.02	LD	LD	7	LD	LD	LD
U	LD	LD	LD	0.02	0.01	LD	LD
V	LD	LD	2	10	LD	LD	3
Y	LD	LD	1	2	LD	LD	LD
Zr	6	4	LD	10	LD	LD	5

Note : &= Fe_{total} sous forme de Fe₂O₃; LOI= Perte au Feu; LD= limite de détection.

Tableau 2.7c. Contamination par le broyeur d'alumine
(shatter-box).

Concentrations des oxydes majeurs et des éléments traces de
veines de quartz (Front Grenville, E.W. SAWYER).

	EV262	EV263	EV211	EV48	EV196
SiO ₂	98.98	99.38	97.97	99.71	99.45
TiO ₂	0.01	LD	0.01	LD	LD
Al ₂ O ₃	0.23	0.23	0.87	LD	0.18
Fe ₂ O ₃	0.06	0.10	0.06	0.02	0.02
MnO	0.02	0.01	0.02	LD	0.01
MgO	0.03	0.01	0.02	LD	LD
CaO	0.08	0.06	0.33	LD	0.06
Na ₂ O	0.15	0.09	0.20	LD	LD
K ₂ O	LD	LD	LD	LD	LD
P ₂ O ₅	LD	LD	LD	LD	LD
LOI	0.08	0.05	0.20	0.10	0.08
Total	99.64	99.93	99.68	99.83	99.80
La	LD	0.086	0.011	LD	LD
Ce	LD	0.248	LD	LD	LD
Nd	LD	LD	LD	LD	LD
Sm	LD	0.009	0.005	LD	0.002
Eu	LD	0.044	LD	LD	DL
Tb	LD	0.023	LD	LD	LD
Yb	LD	0.028	0.014	LD	LD
Lu	LD	0.004	0.003	LD	LD
Ba	LD	LD	LD	LD	9
Co	LD	2.9	1.2	0.2	0.1
Cr	LD	1.6	0.5	0.2	0.4
Cs	LD	1.6	0.1	0.1	0.3
Hf	LD	LD	LD	LD	LD
Nb	LD	2	LD	2	LD
Ni	LD	LD	LD	LD	LD
Rb	1	LD	1	LD	LD
S	231	46	159	34	69
Sc	LD	0.27	0.24	0.01	0.01
Sr	3	1	LD	10	2
Ta	LD	LD	LD	LD	LD
Th	LD	LD	LD	LD	LD
U	LD	LD	0.03	LD	LD
V	LD	LD	LD	LD	9
Y	LD	LD	3	LD	2
Zr	4	LD	LD	14	LD

Note : &= Fe_{total} sous forme de Fe₂O₃; LOI= Perte au Feu; LD= limite de détection.

Tableau 2.7d. Contamination par le broyeur d'alumine
(shatter-box).

Résultats de calculs de la norme de veines de quartz (Front
Grenville, E.W. SAWYER).

	EV16	EV199	EV202	EV235	EV236	EV259
Quartz	99.82	97.63	99.87	99.12	96.28	98.07
Corindon	0.00	0.00	0.01	0.20	0.00	0.00
Orthose	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Albite	0.00	1.36	0.00	0.17	0.34	1.65
Anothite	0.00	0.57	0.10	0.33	1.77	0.00
Acmite	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NaMetasi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Diopside	0.00	0.00	0.00	0.00	0.53	0.03
Wollasto	0.00	0.35	0.00	0.00	0.00	0.19
Hypersth	0.00	0.00	0.00	0.07	0.41	0.00
Magnétit	0.00	0.03	0.00	0.00	0.07	0.00
Hématite	0.03	0.06	0.01	0.06	0.57	0.00
Ilménite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
Sphène	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Apatite	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Rutile	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Tableau 2.7e. Contamination par le broyeur d'alumine
(*shatter-box*).

Résultats de calculs de la norme de veines de quartz (Front
Grenville, E.W. SAWYER).

[illegible]

Tableau 2.7f. Contamination par le broyeur d'alumine
(shatter-box).

Résultats de calculs de la norme de veines de quartz (Front
Grenville, E.W. SAWYER).

	EV262	EV263	EV211	EV48	EV196
Quartz	98.43	98.85	96.61	99.98	99.60
Corindon	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07
Orthose	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Albite	1.19	0.76	1.70	0.00	0.00
Anorthit	0.00	0.22	1.48	0.00	0.30
Acmite	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00
NaMetasi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Diopside	0.16	0.05	0.11	0.00	0.00
Wollasto	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00
Hypersth	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Magnétit	0.04	0.03	0.04	0.00	0.03
Hématite	0.01	0.08	0.04	0.02	0.00
Ilménite	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00
Sphène	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Apatite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rutile	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

CHAPITRE 3

DIFFERENCIATION DU PLUTON HOUGHTON (ABITIBI NORD) : UNE EXPLICATION SUR LA DIFFERENCE ENTRE LE MAGMATISME FELSIQUE ARCHEEN ET PHANEROZOIQUE

3.1- RESUME

Le magmatisme felsique plutonique à l'Archéen est reconnu comme étant différent du magmatisme phanérozoïque (patrons d'élément terres rares (ETR) plus fractionnés et plus appauvris en ETR lourdes ou générés à partir de magmas exotiques). A cause de leur abondance et de leur diversité interne pétrologique, les suites monzodioritiques plutoniques sont des cibles de choix pour étudier ce problème. Le pluton Houghton du nord de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi a été choisi pour sa représentativité et la qualité de ses affleurements. Ce pluton se compose de tonalite foliée, de hornblendite, de monzodiorite, de leucodiorite à leucotonalite et de roches hybrides. Les foliations est-ouest avec un pendage croissant vers le nord du pluton et les linéations d'étirement subparallèles au pendage suggèrent un mouvement nord-sud. Les indicateurs cinématiques, le contraste de métamorphisme entre les roches hôtes nord et sud du pluton et les indicateurs de pression à l'intérieur du pluton suggèrent que la base a été chevauchée du sud vers le nord. La présente surface d'observation ou d'érosion est

ainsi un plan oblique du sommet vers la base. Les roches sont calco-alcalines similaires à celles du Phanérozoïque. Elles caractérisent un magmatisme au-dessus d'une zone de subduction. La géochimie suggère que la monzodiorite est générée par cristallisation fractionnée avec remplissage périodique d'un magma similaire à la tonalite foliée en deux étapes. Dans un premier temps, un magma similaire à la tonalite foliée cristalliserait hornblende, clinopyroxène, apatite et zircon pour générer la monzodiorite à 60% SiO_2 après environ 40% de cristallisation. Dans la seconde étape, la recharge serait faite par une leucotonalite et le magma cristalliserait hornblende, plagioclase, apatite, zircon et allanite. La monzodiorite à 64% SiO_2 serait atteinte après environ 30% de cristallisation. Un flux thermique archéen plus élevé rend la séparation des cristaux plus efficace. A partir de magmas similaires à ceux des zones de subduction modernes, il a été possible de reproduire la suite monzodioritique de Houghton sans recours à des processus exotiques ou exceptionnels à ceux du Phanérozoïque.

3.2- ABSTRACT

Archean plutonic felsic magmatism has been interpreted to be dissimilar to those of the Phanerozoic (more fractionated Rare Earth Element (REE) patterns with greater depletion of the HREE. Monzodiorite are also interpreted to generated from exotic magmas. The abundance and petrologic

diversity of the monzodiorite plutonic suite suggest they offer a good opportunity to study this difference. The Houghton pluton has been chosen as the of the better exposed monzodiorite plutonic suites of the Northern Abitibi Greenstone Belt. Beside monzodiorite the Houghton pluton contains foliated tonalite, hornblendite, leucodiorite to leucotonalite and hybrid rocks. East-west foliation and downdip stretching lineations suggest a south over north transport. Kinematic indicators, metamorphic contrast of the host rocks and temperature-pressure indicators within the pluton suggest that the base was thrust toward the north. The present erosion surface is then an oblique section from top to bottom. Rocks of the Houghton pluton are calc-alkaline, and resemble those of the Phanerozoic (as opposed to the classical interpretation), indicating subduction related magmatism. Geochemical observations suggest that the monzodiorite was generated by crystal fractionation with periodic replenishment of a magma similar to the foliated tonalite in two stages. First a magma of similar composition to the foliated tonalite crystallized hornblende, clinopyroxene, apatite and zircon to generate the 60% SiO_2 monzodiorite after 40% crystallisation. In the second stage, the composition of the replenishment changed to a leucotonalite and hornblende, plagioclase, apatite, zircon and allanite crystallized. The more evolved monzodiorites

are reached after 30% crystallization. A higher Archean heat flux would have facilitate crystal separation and enhance the process in the Archean. It is possible to generate the monzodioritic suite by processes akin to those of present-day subduction zone without any exotic or process particular to the Archean.

3.3- INTRODUCTION

"Est-ce que 2 et 2 faisaient 4 au temps des dinosaures?" lance Pirsig (1978) dans son traité de Zen et de l'entretien des motocyclettes. Est-ce que la Terre se différencie depuis sa formation ou est-ce que sa composition est stable? Le magmatisme archéen est-il semblable au magmatisme phanérozoïque? Une question qui demeure d'actualité géologique. La réponse à une telle question amène des arguments à des questions fondamentales telles que la stabilisation de la croûte terrestre après sa formation et les processus tectoniques à l'Archéen. Le magmatisme felsique plutonique archéen est généralement expliqué par des mécanismes uniques (ou presque) à l'Archéen ou exotiques.

Les plutons tonalitiques de la suite TTG (Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite de Martin 1986) ou (TTD Tonalite-Trondhjemite-Dacite selon Drummond et Defant (1990)), parmi les plus abondant à l'Archéen, se différencient de ceux du Phanérozoïque par un plus grand fractionnement des Eléments Terres Rares (ETR) et un appauvrissement en ETR lourdes et Y (Martin 1986, Martin 1987, Condie 1989). Drummond et Defant (1990) démontrent clairement que la suite TTG (ou TTD) est présente à tous les âges géologiques. Ils concèdent cependant que la suite TTG (ou TTD) apparaît plus abondante à l'Archéen. Plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer ces différences : cristallisation fractionnée à partir d'un

magma basaltique; fusion partielle de grauwackes immatures; fusion partielle d'éclogites ou de granulites mafiques; fusion partielle d'amphibolites avec ou sans grenat et fusion partielle directe du manteau (Martin 1987 et les références incluses). Le modèle de Martin (1987), couramment cité, propose que ce soit la croûte océanique subductée qui soit fusionnée et que le grenat alors stable, puisque le flux thermique archéen était plus élevé, retient les ETR lourdes et le Y. Les récents travaux de Defant et Drummond (1990) et Drummond et Defant (1990) proposent une variante du modèle de Martin (1987). Ils expliquent ces roches par la fusion d'une plaque océanique jeune (< 25 Ma). Les plaques océaniques jeunes étant plus faciles à fusionner puisque plus chaudes et plus hydratées. De plus Drummond et Defant (1990) soutiennent que les patrons d'ETR ne sont pas compatibles avec le fractionnement des amphiboles en se basant sur la pente de ces patrons. Ces considérations sont valables, seulement et seulement si, les amphiboles sont les seules à cristalliser. Si des minéraux accessoires cristallisent en plus, des signatures différentes seront observées. Les minéraux accessoires tels que le zircon, l'allanite et l'apatite peuvent avoir une grande importance dans le contrôle des éléments traces (Schaltegger et Krahenbühl 1990, Martin 1987, Miller et Mittlefehldt 1982 entre autres). Stern et Hanson (1991) proposent que les granodiorites

archéennes riche en Mg et en ETR légères et appauvries en ETR lourdes soient produites par 90% de cristallisation fractionnée d'une monzodiorite riche en Mg (Stern et al. 1989). Les suites monzodioritiques plutoniques proviennent selon Stern et al. (1989) et Sutcliffe et al. (1990) de la fusion partielle d'un manteau métasomatisé. Toujours selon Stern et al. (1989) le liquide de départ serait observé dans des roches modernes exotiques et rares. Dans la plupart de ces modèles, le liquide de départ est exotique et/ou rare ou encore des conditions plus ou moins uniques à l'Archéen sont nécessaires.

Les suites monzodioritiques plutoniques présentent une grande variété de roches allant de hornblendite à tonalite à monzodiorite. Leurs caractéristiques structurales en font des cibles de tout premier choix pour étudier le plutonisme felsique tardif. Les suites monzodioritiques plutoniques sont une constituante importante dans plusieurs cratons archéens : ceintures de roches vertes du Supérieur (sous-provinces de l'Abitibi nord et sud et de Sachigo) (Shirey et Hanson 1984; Jensen et Langford 1985; Chown et Mueller sous presse; Stern et al. 1989), Welcome Well (Australie) (Shirey et Hanson 1984), Beartooth Mountains du Montana et Wyoming (Mueller et al. 1983), craton Dharwar (Balakrishnan et Rajamani 1987) et présents dans les arcs magmatiques récents (Lewis et Kiilsgaard 1991, Parada 1990). Pour ces raisons, les suites

monzodioritiques plutoniques sont choisies pour étudier la différence entre le magmatisme felsique Archéen et Phanérozoïque. Le pluton Houghton a été choisi comme étant représentatif des suites monzodioritiques plutoniques du nord de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi ainsi que pour la qualité et l'accessibilité de ses affleurements. Il offre en plus l'avantage de présenter une coupe oblique donnant accès à la partie profonde du pluton.

Le but de cette étude est d'étudier la différenciation et de déterminer le contexte tectonique de la suite monzodioritique plutonique de Houghton par une approche géochimique, minéralogique et structurale. Il sera alors possible de tirer des conclusions sur le magmatisme archéen felsique. Cette analyse sera basée sur la géologie de terrain et procédera par les étapes suivantes : interprétation structurale; caractérisation; classification géochimique et pétrographique et modélisation à l'aide des oxydes majeurs et d'éléments traces.

3.4- GEOLOGIE REGIONALE

Le résumé de la géologie régionale ici présenté, provient essentiellement de Allard et al. (1985) ainsi que Chown et al. (soumis). Un métamorphisme au schiste vert est présent dans toute la région sauf au contact de certains plutons où il a été oblitéré. Le préfixe méta- ne sera pas utilisé devant les noms de roches pour alléger le texte.

L'assemblage volcano-sédimentaire archéen a été divisé en deux cycles volcaniques, mafiques à felsiques. L'entière séquence a été plissée isoclinalement selon un axe est-ouest. Le plissement s'est produit de façon synchrone et a été suivi par le développement de failles est-ouest à pendage abrupt (Daigneault et Archambault 1990). Ces failles présentent des mouvements inverses et dextres. Les failles nord-est et nord-ouest se sont développées plus tard et leur mouvement s'est prolongé jusqu'après la principale phase de déformation (Dimroth et al. 1984). Racicot et al. (1984) et puis Chown et al. (1990) dans leur travaux de compilation ont divisé le plutonisme en cinq groupes : 1) les gneiss tonalitiques âgés 2708 +/- 12 Ma; 2) les grands batholites épizonaux composites de tonalite/diorite âgés de 2718 à 2722 +/- 3 Ma; 3) les batholites allongés de monzodiorite/tonalite âgés de 2695 +/- 3 Ma à 2697 +/- 3 Ma; 4) les plutons de tonalite et de granodiorite âgés de 2693 +/- 3 Ma à 2720 +/- 2 Ma et 5) les feuillets de granodiorite-syérite porphyrique âgés de 2616 +/- 19 Ma à 2692 +/- 4 Ma (Fig. 3.1). Chown et al. (soumis) interprètent de la façon suivante ces données. Un premier groupe de pluton, les grands batholites épizonaux composites, est considéré synvolcanique. Le second groupe, les batholites allongés de monzodiorites/tonalite et les plutons de granodiorite et de tonalite, est interprété comme étant synchrone à la déformation régionale. Le troisième groupe,

les feuillets et stocks de granodiorite/syénite, se sont introduits après la déformation régionale.

3.5- PETROGRAPHIE ET RELATIONS DE TERRAIN

3.5.1- GENERALITES

Le pluton Houghton est localisé au contact du gneiss tonalitique de Lapparent et de roches supracrustales (Fig. 3.1, 3.2) comme pour plusieurs suites monzodioritiques plutoniques de la région (Racicot et al. 1984, Chown et Mueller sous presse). Le pluton présente une forme elliptique. Les roches supracrustales près du contact nord montrent des évidences de métamorphisme de contact au faciès amphibolite (Charbonneau 1981). Des évidences de métamorphisme de contact (croissance de grenats; Bellavance, en préparation) ont été observées dans le gneiss tonalitique de Lapparent, au sud du pluton Houghton (Fig. 3.1). Le gneiss tonalitique de Lapparent et la tonalite foliée appartenant au pluton Houghton se différencient par l'absence d'enclaves mafiques et une moins grande proportion de minéraux mafiques (reflétée dans la géochimie) dans le gneiss tonalitique.

Le pluton Houghton se compose de cinq unités : 1) la tonalite foliée à hornblende (+/- biotite); 2) la hornblendite (+/- clinopyroxène); 3) la monzodiorite à hornblende (+/- biotite, clinopyroxène); 4) la leucodiorite à

leucotonalite à biotite et 5) des roches hybrides sont présentes dans certains affleurements des roches mafiques.

3.5.2- LA TONALITE FOLIEE

La tonalite foliée (seconde unité en importance de surface) est riche en enclaves. Les enclaves sont pour la plupart des hornblendites et des diorites associés.

Les minéraux sont le quartz, le plagioclase, la hornblende, la biotite, l'épidote et l'allanite; la granulométrie varie de 1 à 5 mm. Certains échantillons de gneiss tonalitique montrent des cristaux d'allanite bordés d'épidote et ensuite bordés par la biotite, texture similaire à celle décrite par Zen et Hammarstrom (1984) suggérant une cristallisation à haute pression (> 600 MPa) (Naney 1983, Zen et Hammarstrom 1984, Dawes et Evans 1991). L'altération est rare et inégale dans les différents échantillons et elle attaque préférentiellement les feldspaths (micas blancs) et la biotite (chlorite).

Le quartz montre une forte extinction roulante et certains grains sont recristallisés. Dans quelques échantillons, l'étirement du quartz peut aller jusqu'à un rapport axes longs/axes courts des grains de 1:5. Les macles des plagioclases ne s'orientent pas selon une fabrique. Dans certains échantillons, des petites bandes (1 mm d'épais) à grains très fins (< 0.1 mm) recristallisés recoupent tous les minéraux.

Le terme de terrain tonalite foliée sera utilisé tout au long de ce texte pour des raisons d'homogénéité avec les travaux précédents.

3.5.3- LA HORNBLENDITE

La hornblendite forme des masses décamétriques à hectométriques et représente l'unité de plus faible surface. Des filons de leucotonalite recoupent la hornblendite. Ces filons mesurent de 1 à 20 mm d'épaisseur apparente. La densité des filons de leucotonalite est variable mais généralement s'accroît près des contacts avec les hôtes plus felsiques. Les filons s'orientent dans toutes les directions (net-veining) (Fig. 3.3) suggérant une fracturation hydraulique (ou plus précisément magmatique). Les filons contiennent généralement des petites inclusions d'hornblendite ainsi que des cristaux d'hornblende. En s'éloignant de ces blocs d'hornblendite, la hornblendite montre une désagrégation, produisant un mélange mécanique de hornblende dans la roche hôte appelée roche hybride (Fig. 3.4). Dans la hornblendite, la minéralogie se présente comme suit : principalement de la hornblende (faiblement colorée; le plagioclase; l'apatite et quelques rares clinopyroxènes. Les clinopyroxènes montrent, dans quelques cas, une couronne d'hornblende. Dans d'autres cas, les clinopyroxènes sont interstitiels aux hornblendes. Plusieurs hornblendes

enrobent partiellement ou entièrement les apatites. Dans plusieurs enclaves de hornblendite, il y a un peu de biotite.

3.5.4- LA MONZODIORITE

La monzodiorite représente l'unité ayant la plus grande surface et est généralement homogène. La monzodiorite présente la minéralogie suivante : plagioclase; quartz; feldspath potassique; hornblende avec ou sans clinopyroxène; biotite; apatite; épidote; allanite et chlorite. Des amas de hornblende ont été observés dans le nord du pluton (près du lac Mechamego; Fig. 3.5) figés dans un processus de désagrégation dans la monzodiorite. Outre les enclaves de hornblende, il y a quelques xénolites des roches supracrustales hôtes.

La granulométrie varie de 1 à 5 mm. Le quartz, peu abondant, est généralement interstitiel ou équidimensionnel et il présente une extinction roulante. Le quartz montre peu ou pas de sous-grains. Le feldspath potassique est sous forme de grands cristaux. Les titanites et les apatites s'associent aux minéraux mafiques (et dans plusieurs échantillons les apatites sont en inclusions dans les hornblendes). Les plagioclases sont zonés dans plusieurs échantillons et les coeurs s'altèrent préférentiellement en séricite. Les hornblendes sont partiellement incluses dans les plagioclases. Les relations hornblende et biotite se présentent sous deux formes selon leur position géologique.

En considérant que la troisième dimension n'est pas différente à faible profondeur de la surface, un échantillon loin (kilomètres) d'un gros amas d'hornblende présente des hornblendes bordées de biotites, comme le prédit la suite de Bowen (1922). Un échantillon obtenu près d'un gros amas d'hornblendite (une centaine de mètres) présente la biotite incluse dans la hornblende, à l'inverse de la suite de Bowen (1922). Une faible foliation magmatique est présente dans la plupart des échantillons. Les hornblendes forment en certains affleurements des alignements similaires à un litage magmatique (Fig. 3.6) plus communs dans d'autres suites monzodioritiques plutoniques telles que Wachigabau (Fig. 3.1); et dans d'autres régions de la province du Supérieur (Sutcliffe 1989, Sutcliffe et al. 1990).

3.5.5- LA LEUCODIORITE A LEUCOTONALITE

La leucodiorite à leucotonalite est l'unité qui entoure la hornblendite et représente environ 5% de la surface totale du pluton. Elle se retrouve aussi sous forme de filons dans les différentes unités. Les deux principaux minéraux sont le quartz et le plagioclase accompagnés d'un peu de biotite, de chlorite, d'apatite et d'épidote. Il y pas ou peu de foliation. Le quartz se présente sous forme de grandes plages principalement interstitielles et relativement équidimensionnelles à extinction roulante. Les contacts entre cette unité et la hornblendite sont généralement

complexes. Des bandes de roches hybrides (méladiorite à leucodiorite) enrobent la hornblendite.

3.5.6- RELATIONS CHRONOLOGIQUES

Les masses d'hornblendite sont entourées de leucodiorites qui sont incluses dans une diorite et ensuite dans une tonalite. La tonalite foliée, comme la monzodiorite, contiennent des enclaves de la hornblendite et des diorites associés. La tonalite foliée est donc postérieure à la hornblendite et ses encaissants. La monzodiorite, quant à elle, montre peu d'indices de déformation à l'état solide (sauf très près des contacts). Ce critère est utilisé pour déterminer la postériorité de la monzodiorite à la tonalite foliée. Il est possible qu'il y ait des relations d'inclusions de tonalite dans la monzodiorite, laquelle observation est difficile à faire sur le terrain.

3.5.7- PHENOMENES PARTICULIERS

3.5.7a- Filon composite

Un petit filon composite est présent dans la hornblendite. Il mesure 30 cm d'épaisseur et se caractérise par une bordure leucodioritique contrastant sur un centre méladioritique. La bordure leucodioritique mesure entre 1 et 3 mm d'épaisseur. Le contact leucodiorite-méladiorite est ondulé avec des interdigitations (Fig. 3.7), ce qui est typique de deux magmas liquides contemporains. La partie

méladioritique contient des phénocristaux de hornblende. Le faible alignement des cristaux dans le filon composite est le même dans les parties felsiques et mafiques.

3.5.7b- Brèches polymictiques

De spectaculaires brèches polymictiques (Fig. 3.8) se retrouvent dans la partie sud du pluton Houghton. L'ensemble des affleurements couvre une superficie de quelques centaines de mètres. Les enclaves reposent presque les unes sur les autres (très peu de magma interstitiel). Huit types d'enclaves ont été identifiés : (1) enclaves d'hornblendite qui sont identiques à la hornblendite massive; (2) enclaves de microdiorite à grains fins, granulométrie de 1 mm, leur composition est dioritique (50% plagioclase, 50% hornblende et clinopyroxène avec des traces d'épidote), cette roche est aussi observée en affleurement massif; (3) enclaves de diorite à grains moyens, granulométrie entre 2 et 7 mm, les amphiboles y sont légèrement allongées mais sans orientation préférentielle, ces enclaves ont tendance à épouser la forme des enclaves voisines; (4) enclaves de méladiorite, granulométrie autour de 5 mm, environ 70% d'amphibole et 30% de plagioclase, les plagioclases sont partiellement enrobés par les amphiboles; (5) enclaves de microdiorite à phénocristaux d'amphibole, les phénocristaux mesurent entre 2 et 5 mm et la matrice de plagioclase est à grains très fins (environ 0.1 mm); (6) enclaves épidotisées à grains fins,

granulométrie aux alentours de 0.05 mm, montrent une composition dioritique mais sont fortement épidotisées, certaines de ces enclaves montrent des phénocristaux de plagioclase; (7) enclaves de leucodiorite, elles contiennent 30% d'amphiboles glomérocrystallines ou des morceaux d'hornblendite dans une leucodiorite; (8) enclaves de basalte à phénocristaux de plagioclase, présentant une granulométrie fine (1 mm) ayant une composition basaltique, elles présentent une légère foliation. Les enclaves d'hornblendite sont les plus abondantes. L'ensemble des enclaves représente des fragments d'un échantillonnage des processus de mélange mécanique hornblendite-tonalite. Certaines enclaves présentent des couronnes felsiques multiples suggérant plusieurs pulsions de magmas (voir chapitre 4).

3.6- STRUCTURE

La structure du pluton Houghton a été étudiée dans son ensemble sauf les contacts est et ouest et le centre qui présente moins d'affleurements et d'accès. Deux types de foliation ont été observés dans le pluton Houghton. Une foliation est dite magmatique, puisque le quartz se présente sous forme d'agrégats plus ou moins arrondis et sans sous-structure importante de déformation (au microscope) (Bouchez et al. 1981). La seconde foliation, dite de déformation à l'état solide, est caractérisée par la forme elliptique des plages de quartz et ces plages sont chargées en sous-grains

(au microscope) (Bouchez et al. 1981). La zone de contact se présente généralement comme une zone de déformation intense à l'état solide : parallélisation des structures; diminution de la granulométrie et développement d'une foliation très intense. La tonalite foliée du sud du pluton Houghton montre une déformation où la composante à l'état solide est nettement plus importante que dans la partie monzodioritique. La partie monzodioritique montre des grains magmatiques de quartz mais avec une faible composante de déformation à l'état solide. Cette déformation à l'état solide s'exprime par une extinction roulante du quartz et quelques sous-structures dans certains grains de quartz. Ces critères permettent de déduire que la partie sud du pluton Houghton (la tonalite foliée) s'est mise en place de façon synchrone à une déformation extérieure au pluton (Bouchez et al. 1981). Si seule la déformation magmatique avait été présente, il n'aurait pas été possible d'affirmer que le pluton a subi une déformation extérieure. Cette déformation peut être une contrainte locale ou encore la déformation régionale.

La foliation dans le sud du pluton présente un faible pendage vers le sud contrairement au nord du pluton où le pendage est subvertical (Fig. 3.9). La linéation d'étirement (lorsque disponible) mesurée dans le plan de foliation est généralement subparallèle au pendage dans le centre-sud du pluton. A proximité du contact nord et du

contact est, la linéation indique un mouvement subhorizontal. Le centre du pluton Houghton se caractérise par une foliation de faible pendage essentiellement orientée est-ouest (confirmée par Midra et al. sous presse). En résumé, les foliations magmatiques et à l'état solide s'orientent est-ouest avec un pendage décroissant de la monzodiorite vers la tonalite foliée. Les linéations s'orientent vers le sud avec une plongée similaire au pendage. Près du contact sud-est, dans l'appendice extrême sud du pluton, il y a des petits plis en fourreau (sheath folds) ayant un axe nord-sud (Fig. 3.10). Ces petits plis suggèrent que la surface foliée est-ouest a subi un transport selon un axe nord-sud. Dans l'ensemble du pluton, les indicateurs cinématiques (situés dans le plan orthogonal à la foliation et contenant la linéation d'étirement) s'accordent pour suggérer que la partie sud a glissé vers le nord. Ces indicateurs cinématiques sont des plissotements (Fig. 3.11) et des boudins indiquant un mouvement senestre (Fig. 3.12) (sud poussé vers le nord).

Le critère le plus puissant pour déterminer si un pluton est syntectonique est la concordance de la déformation à l'état solide à l'intérieur du pluton avec la déformation régionale (Guineberteau et al. 1987, Paterson 1989, Paterson et al. 1989, entre autres). La foliation magmatique et la foliation à l'état solide du pluton Houghton s'orientent

généralement est-ouest comme la foliation régionale. L'encaissant sud, le gneiss tonalitique de Lapparent, présente une foliation à l'état solide est-ouest subhorizontale (pendage vers le nord ou le sud) (Midra et al. sous presse) concordante avec la déformation dans le pluton Houghton. Midra et al. (sous presse) n'ont pas mesuré la direction de transport du gneiss Lapparent.

Ces foliations à faible pendage et les indicateurs cinématiques suggèrent un chevauchement de la partie sud du pluton (plus mafique) sur sa partie nord. Les roches encaissantes confirment cette hypothèse de la base du pluton remontée. Les observations sont : 1- le gneiss tonalitique de Lapparent au sud a été métamorphisé au faciès des amphibolites (Racicot et al. 1984) et les volcanites au nord sont métamorphisées au faciès des schistes verts; 2- l'épidote magmatique et la hornblende riche en Al de la tonalite foliée (voir la minéralogie, section 3.7.2) suggèrent une cristallisation à haute pression dans le sud du pluton. La hornblende pauvre en Al (présumée magmatique selon les critères de Leake (1971), critères énumérés sous la rubrique minéralogie), l'absence d'épidote magmatique dans la monzodiorite et le contact avec des éponges supracrustales suggèrent une cristallisation à plus faible pression-température (Dawes et Evans 1991). La distance entre le nord et le sud du pluton est suffisante pour la différence de

pression de 200 à 400 MPa. Ces observations permettent de déduire que la surface d'observation ou d'érosion est en fait une coupe diagonale du sommet au nord vers la base au sud du pluton.

3.7- GEOCHIMIE

3.7.1- METHODES ANALYTIQUES

Plus de 100 échantillons ont été prélevés (Fig. 3.13) dont près de 50 ont été analysés (roches et minéraux) (Tableaux 3.1, 3.2, 3.3, 3.4 et 3.5). La majorité des échantillons provient du pluton Houghton (roches plutoniques, enclaves et filons) et quelques uns proviennent des roches encaissantes. Le volume minimal pour tous les échantillons est d'environ 2000 fois le volume du cristal le plus gros. Les échantillons ont été débarrassés de toutes altérations et veines. Les roches ont été broyées en deux étapes : d'abord au concasseur à mâchoires d'acier suivi du broyeur en alumine (shatter box) qui contamine moins (Hickson et Juras 1986). Les broyeurs ont été nettoyés à la silice et précontaminés avec l'échantillon à broyer pour minimiser la contamination entre les différents échantillons. Plus de détails sur la contamination sont disponibles dans la section 2.7. Après le concassage, les échantillons ont été quartés afin d'obtenir de 200 à 250 g pour le broyeur en alumine. Le quartage consiste à diviser les amoncellements de roche concassée en deux, puis en quatre et ainsi de suite.

Les teneurs des oxydes majeurs (sauf le Na_2O) ont été déterminées par fluorescence-X par les laboratoires Caleb Brett (Angleterre) sur des boutons de roche fondue et le Ba, Cu, Ni, Nb, Rb, Sr, S, V, Y et Zr sur des boutons de poudre de roche pressée. Les teneurs en Na_2O , La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Co, Cr, Cs, Hf, Sc, Ta, Th et U ont été déterminées par activation neutronique à l'Université du Québec à Chicoutimi après une irradiation au réacteur SLOWPOKE II de l'Ecole Polytechnique de Montréal. La méthodologie et les résultats pour des échantillons géochimiques de référence et d'un échantillon répété sont donnés dans Bédard et Barnes (1990) et dans le chapitre 2 du présent ouvrage.

Les oxydes majeurs sont exprimés en pourcentage (%) poids et les éléments traces en ppm. Tous les calculs et diagrammes utilisent les oxydes majeurs anhydres. Les patrons ETR sont normalisés selon les teneurs de chondrite de Nakamura (1974) complétées avec celles de Haskin et al. (1968). Les diagrammes multi-éléments normalisés proviennent de Thompson et al. (1983). Les facteurs de normalisation des diagrammes multi-éléments normalisés proviennent de Thompson (1982) et représentent une chondrite sauf le Rb, le K et le P qui représentent le manteau non appauvri.

Les compositions chimiques des minéraux ont été déterminées à l'aide de la microsonde CAMECA de l'Université

McGill (Montréal) avec le système CAMBAX/micro assisté du programme CAMBAX MBX/micro-package. Le voltage d'accélération était de 15 KV et un temps de comptage de 25 secondes. Les amphiboles sont classifiées à partir de la méthodologie de Leake (1978) et l'estimation du Fe_2O_3 est faite selon la méthode de Robinson et al. (1981) par le logiciel de Richard et Clarke (1990). Cette méthode consiste à considérer une série d'assignements possibles pour la structure d'une amphibole et de prendre une moyenne entre deux idéaux. Ces assignements sont : i) tout le Fe est considéré comme étant du Fe^{2+} ; ii) la somme des cations donne 15 en excluant la Na et le K; iii) la somme des cations donne 15 en excluant le K; iv) la somme des cations donne 13 en excluant le K, le Na et le Ca. Les amphiboles qui ne correspondaient pas au test de validité des analyses de Robinson et al. (1981) ont été éliminées (une amphibole est valide si dans la formule structurale $\text{Si} < 8$, Ca n'est pas assigné aux sites M1, M2, M3, ou A, la somme du site M4 > 2). Les pyroxènes sont classifiés selon la méthode de Morimoto et al. (1988).

3.7.2- MINERALOGIE

Les feldspaths du pluton Houghton sont généralement peu altérés. Les plagioclases varient de An_{01} à An_{37} (Tableau 3.2) et la plupart d'entre eux sont des oligoclases. La monzodiorite contient des microclines (Or_{66} à Or_{94}). Les

quelques grains de microcline qui ont été analysés à plusieurs endroits ne montrent pas de variations chimiques suggérant la présence de lamelles d'exsolution. Les plagioclases du pluton Houghton les plus calciques (An_{20} à An_{37}) s'observent dans les roches plus mafiques ou plus primitives comme la tonalite foliée. La composition des plagioclases est généralement stable à l'intérieur d'un même grain et relativement uniforme à l'intérieur d'un même échantillon (selon les observations pétrographiques).

Toutes les amphiboles dont la composition chimique a été déterminée (Tableau 3.3) dans le pluton Houghton sont calciques. Elles varient de edenite, hornblende edenitique, hornblende ferro-édenitique, magnésio-hornblende, hornblende pargasitique, hornblende hastingsitique magnésienne et hornblende tschermakitique (Fig. 3.14a, b et c). Les amphiboles présentant des caractéristiques post-magmatiques ont été éliminées (les amphiboles magmatiques ont des teneurs en $Ca + Na + K$ dans la cellule unitaire inférieures à un seuil défini dans les figures 3 et 4 de Leake 1971). Les amphiboles de la monzodiorite montrent une suite relativement constante jusqu'à la tonalite foliée où la silice et le rapport $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ diminuent (Fig. 3.14a). Les amphiboles de la hornblendite montrent une fourchette de Si (par formule unitaire) similaire aux amphiboles de la monzodiorite et de la tonalite foliée (Fig. 3.14a) mais regroupées en deux amas

présentant un rapport $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ plus élevé. Le rapport $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ des amphiboles plus élevé peut s'expliquer par un ré-équilibre à plus basse température et/ou pression (Blundy et Holland 1990). La signification des rapports $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ devient douteuse dans les roches felsiques puisque vers la fin de la cristallisation le Fe s'oxyde et est remplacé par le Mg augmentant le rapport $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (Blundy et Holland 1990).

Le géobaromètre empirique Al dans la hornblende (Hammarstrom et Zen 1986, Hollister et al. 1987, Rutter et al. 1989) permet de calculer des pressions d'environ 480 MPa (appendice 3.1) dans la tonalite foliée. Le métamorphisme élevé des roches au sud du pluton Houghton, l'épidote magmatique et le chevauchement sont en accord avec le baromètre indiquant une pression élevée (de l'ordre de 400 à 600 MPa). Les pressions suggérées par l'Al dans la hornblende de la monzodiorite sont de l'ordre de 200 à 300 MPa (appendice 3.1) et les épidotes ayant des textures suggérant une cristallisation à haute pression sont absentes (Naney 1983, Zen et Hammarstrom 1984, Dawes et Evans 1991). Comme le montrent les travaux de Dawes et Evans (1991), la remontée d'un magma contenant de l'épidote magmatique fera résorber cette épidote magmatique de haute pression. L'absence d'épidote magmatique est donc en accord avec un magma qui a cristallisé à faible pression (> 400 MPa). Les

données présentes ne permettent pas de vérifier si la composition de la monzodiorite peut annihiler l'épidote magmatique de haute pression tout en demeurant à haute pression, bien que les travaux de Dawes et Evans (1991) ainsi que ceux de Naney (1983) ne suggèrent rien de tel. L'absence d'épidote magmatique de haute pression dans la monzodiorite est dès lors considérée comme réelle. Il s'en suit que les deux unités, la tonalite foliée et la monzodiorite, présentent une cristallisation à deux pressions (une haute et une basse) argumentant comme la structure en faveur d'un pluton où la partie inférieure a été remontée.

Les pyroxènes (Tableau 3.4) sont tous des augites sauf ceux de l'échantillons HGB-51 qui sont des diopsides.

Puisque ces roches sont dans un environnement métamorphique (des schistes verts au nord et des amphibolites au sud), il est nécessaire d'évaluer ces conséquences. Les plagioclases de faible calcicité suggèrent que le métamorphisme ou les fluides tardifs du pluton lui-même les ont attaqués. Les trémolites-actinolites, témoignant du métamorphisme faciès schiste vert ou de l'hydrothermalisme, composent moins de 10% des amphiboles (ces dernières ont été éliminées pour ne conserver que les amphiboles répondants aux critères magmatiques). Les pyroxènes sont encore intacts dans la plupart des cas. Certains pyroxènes présentent une couronne d'amphibole mais dans ces cas, ce n'est généralement

pas une trémolite ou une actinolite suggérant que ce soit plutôt une réaction ignée. Etant donné que la calcicité des plagioclases est en accord avec un faciès métamorphique des schistes verts (ou originant d'un magma felsique) mais que les minéraux mafiques ne portent pas d'évidences probantes de métamorphisme, il est considéré que le métamorphisme n'a pas modifié substantiellement la minéralogie.

3.7.3- CARACTERISATION ET CLASSIFICATION GEOCHIMIQUE

Les roches du pluton Houghton (tableau 3.1) sont calco-alcalines selon le critère de Peacock (1931) (Fig. 3.15). Ceci suggère que les roches du pluton Houghton peuvent avoir des affinités avec les plutons calco-alcalins de la côte ouest des Amériques. Elles sont méta-alumineuses (rapport moléculaire $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < \text{Al}_2\text{O}_3 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$) à légèrement peralumineuses (rapport moléculaire $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$; seulement quelques leucodiorites à leucotonalites sont peralumineuses). La nature peralumineuse des leucodiorites à leucotonalites peut indiquer une fusion crustale ou encore un caractère alumineux acquis par différenciation (White et Chappel 1977; McCarthy et Groves 1979; Zen 1986) ou tardivement par assimilation (Lalonde 1989). La nature méta-alumineuse des autres unités du pluton Houghton infirme l'idée de granitoïdes de collision continentale ou provenant de fusion crustale.

Seules les leucodiorites à leucotonalites peuvent être classées comme trondhjemites (Barker 1979; tableau 3.1). Les autres roches ne sont pas des trondhjemites puisque leurs teneurs en CaO , Na_2O et $\text{FeO}_{\text{total}} + \text{MgO}$ sont nettement supérieures à la limite proposée, tandis que le SiO_2 tend à être plus bas. La hornblendite et les roches hybrides associées présentent certaines caractéristiques des appinites (French 1966, Hall 1967) mais leur teneur en K_2O est nettement trop faible.

Les diagrammes multi-éléments normalisés (spidergrams) (Fig. 3.16) facilitent la caractérisation par les éléments traces. La tonalite foliée (Fig. 3.16a) présente les caractéristiques suivantes : un patron enrichi en éléments lithophile à grand rayon ionique (ELGRI) et ETR légères avec une pente qui diminue doucement vers les ETR lourdes; une anomalie négative en Nb-Ta très prononcée et une faible anomalie négative en Ti. Les anomalies négatives en Nb-Ta, Ti et P suggèrent un magmatisme associé aux zones de subduction (Thompson 1982). La hornblendite (Fig. 3.16b) présente les différences suivantes avec la tonalite foliée :

- 1) teneurs plus faibles en ELGRI (aussi plus variables);
- 2) teneurs moins élevées en ETR légères, ETR moyennes, Zr et Hf;
- 3) faible anomalie négative en Sr dans certains échantillons;
- 4) concentrations légèrement plus élevées en ETR lourdes et Y pour certains échantillons.

La monzodiorite (Fig. 3.16c) se

caractérise par un patron enrichi en ELGRI et en ETR légères par rapport à la tonalite foliée avec une pente qui diminue doucement vers les ETR lourdes et une anomalie négative en Nb-Ta. Les diagrammes multi-éléments normalisés des leucodiorites à leucotonalites (Fig. 3.16d) montrent, avec une diminution progressive des ETR, des anomalies négatives en Sr se transformant en anomalies positives. Ces diagrammes suggèrent un fractionnement des leucodiorites à leucotonalites (i.e. un cumulat). Les roches hybrides (Fig. 3.16e) présentent des caractéristiques similaires aux leucodiorites à leucotonalites ayant les teneurs en ETR plus élevées. Les anomalies positives et négatives en Sr suggèrent que le fractionnement des feldspaths était probablement un processus important.

Plusieurs enclaves des brèches polymictiques ont été analysées. Par géochimie comparative, les types d'enclaves suivantes sont des xénolites : enclaves riches en épidote à grains fins et enclaves de basalte à phénocristaux de plagioclase. Ces xénolites se caractérisent par une signature géochimique similaire aux tholéiites magnésiennes locales (Formation d'Obatogamau) avec une contamination en éléments mobiles, principalement les ELGRI (Tableau 3.5).

3.7.4- COMPARAISON AVEC DES ROCHES FELSQUES PHANEROZOIQUES ET ARCHEENNES SIMILAIRES ET CONTEXTE TECTONIQUE

Dans un premier temps, les roches du pluton Houghton seront comparées avec les roches felsiques récentes de contexte tectonique connu et ensuite avec des roches felsiques archéennes.

Les diagrammes de classification tectono-magmatique de Maniar et Piccoli (1989) et Pearce et al. (1984) (Fig. 3.17a et b, 3.18a et b) suggèrent que le pluton Houghton est un granite d'arc insulaire (IAG) ou granite d'arc continental (CAG). Les diagrammes de Maniar et Piccoli (1989) ont été créés pour les roches ayant de 60% à 80% poids SiO_2 , donc les échantillons de Houghton ayant moins de 60% poids SiO_2 sont exclus de ces diagrammes. Certains échantillons présentent de faibles teneurs en K_2O (Fig. 3.17a) qui seraient typiques des plagio-granites océaniques (Maniar et Piccoli 1989). Les teneurs en éléments traces des roches du pluton Houghton sont très différentes de celles des plagio-granites océaniques (Fig. 3.18a et b). De plus les diagrammes multi-éléments normalisés de la monzodiorite et de la tonalite foliée (Fig. 3.16a et c) présentent les caractéristiques des arcs magmatiques associés aux zones de subduction (Brown et al. 1984). La tonalite foliée présente les caractéristiques géochimiques des arcs continentaux et des arcs insulaires primitifs en tout points. Les éléments compatibles de la tonalite foliée montrent des teneurs supérieures à celles généralement reconnues, mais déjà observées dans les

andésites phanérozoïques (Damm et al. 1990). La hornblendite n'est pas considérée dans la classification tectonique puisque les roches considérés par Brown et al. (1984) sont plus riches en SiO_2 . La monzodiorite mime vraisemblablement mieux les arcs insulaires et continentaux primitifs. Les différences avec le modèle proposé sont : le Sr est plus élevé et le rapport ETR lourdes/ETR légères est plus élevé. Le Sr plus élevé s'explique par une plus grande abondance des feldspaths (plagioclase de façon plus aiguë) que dans les roches généralement considérées pour ces diagrammes (tonalite et granodiorite) et/ou un enrichissement par fractionnement (hornblendes, clinopyroxènes, apatites et/ou zircons puisque leur coefficient de partage pour le Sr est faible). Les leucodiorites à leucotonalites se positionnent dans la partie inférieure du champ des arcs continentaux et insulaires primitifs (Fig. 3.16d). La leucotonalite ayant les plus hautes teneurs en éléments incompatibles est considérée comme équivalente au liquide départ ayant généré les autres leucodiorites à leucotonalites puisque sa pétrographie suggère que ce soit une zone de trempe. La limite inférieure des leucodiorites à leucotonalites est nettement inférieure aux deux champs proposés. Ces échantillons pauvres en éléments traces s'expliquent par la très faible proportion de minéraux porteurs d'éléments incompatibles et sont probablement des cumulats de quartz et de plagioclase (et

biotite avec très peu de phases accessoires) (voir partie 3.7.5 sur la différenciation). La leucotonalite de départ est une trondhjemite et est compatible avec une origine similaire aux magmas calco-alcalins générés au-dessus des zones de subduction modernes.

Le diagramme de typologie magmatique des amphiboles (Jakes et White 1972) (Fig. 3.19) laisse croire à un contexte d'arc insulaire pour la tonalite foliée (coeur et bordure des amphiboles) et le coeur de certaines amphiboles de la hornblendite. Le diagramme suggère un contexte de marge continentale pour les amphiboles de la monzodiorite et la bordure des amphiboles de la hornblendite. La variation de l'Al dans la hornblende est un effet de la température de cristallisation (Harry 1950, Blundy et Holland 1990) et de la pression (Hammarstrom et Zen 1986, Blundy et Holland 1990). Les quelques amphiboles qui se positionnent dans le champ des arcs insulaires (Fig. 3.19) correspondent à une plus grande température (et/ou pression) associée à la base du pluton. Cette distribution des amphiboles en deux amas suggère deux pressions et/ou températures de cristallisation et est un argument contre une cristallisation de la chambre à un seul niveau peu profond. Il est donc possible d'affirmer que ces roches proviennent d'un contexte tectonique d'arc magmatique similaire aux batholites de la côte ouest des Amériques tel que décrit par Lewis et Kiilsgaard (1991), Parada 1990,

Lopez-Escoba et al. (1979), Barnes (1983) ou Noyes et al. (1983) entre autres. Ce sont probablement des roches d'arc magmatique continental primitif. Il est à noter que les amphiboles se divisent en deux groupes (H et B; Fig. 3.14a et 3.19). Un diagramme $Al^{iv} + Al^{vi}$ versus Si (Fig. 3.20) démontre la bonne corrélation entre ces deux paramètres. Il s'en suit que cette division en deux groupes (haute et basse pression et/ou température) s'observe aussi dans le diagramme de classification des amphiboles (Fig. 3.14a). Ceci confirme le lien entre le Mg# et la pression et/ou température exprimé par Blundy et Holland (1990).

Les roches du pluton Houghton se comparent favorablement aux suites archéennes suivantes (Tableau 3.6) : monzodiorite riche en Ni et Cr du sud-ouest du Supérieur (Stern et al. 1989); du pluton Jackfish Lake (Sutcliffe et al. 1990); du complexe de Lacorne (Bourne et Danis 1987) et la suite granodioritique du Swaziland (Hunter et al. 1978). Les leucodiorites à leucotonalites se comparent aux roches volcaniques de l'Abitibi (Leshner et al. 1986) et aux trondhjemitites de la Finlande (Martin 1986). La comparaison est basée sur les fourchettes de teneurs et en considérant des unités à teneur en silice similaire. De façon plus détaillée, la hornblendite de Houghton est légèrement plus riche en Na_2O et plus pauvre en CaO que celle des suites monzodioritiques riches en Ni et Cr (Stern et al. 1989). La

tonalite foliée de Houghton est plus pauvre en ETR légères, Ba, Sr que l'équivalent des monzodiorites riches en Ni et Cr (Stern et al. 1989) et plus riche en Ni et plus pauvre en CaO, Sr, ETR légères que l'équivalent à Jackfish Lake (Sutcliffe et al. 1990), plus riche en MgO et CaO et plus pauvre en Al_2O_3 , K_2O , ETRL, Sr et Rb que l'équivalent du Swaziland (Hunter et al. 1978), plus riche en MgO et plus pauvre en CaO, K, Ba, Rb, Sr que l'équivalent du complexe de Lacorne (Bourne et Danis 1987). La monzodiorite de Houghton est plus riche en Na_2O et plus pauvre en K_2O , Cr, Ni que l'équivalent des suites monzodioritiques riches en Ni et Cr (Stern et al. 1989), plus riche en Al_2O_3 , Na_2O , Sr et plus pauvre en MgO, K_2O , Zr que l'équivalent à Jackfish Lake (Sutcliffe et al. 1990), plus riche en Sr et moins en TiO_2 que l'équivalent du Swaziland (Hunter et al. 1978), plus riche en Sr que l'équivalent du complexe de Lacorne (Bourne et Danis 1987). La leucodiorite à leucotonalite est plus pauvre en K_2O , ETR légères, Ba, Rb que l'équivalent des suites monzodioritiques riches en Ni et Cr (Stern et al. 1989), similaire à l'équivalent du Swaziland (Hunter et al. 1978), plus pauvre en K_2O , Ba, Rb, Th que l'équivalent du complexe de Lacorne (Bourne et Danis 1987), plus riche en K_2O , ETR légères, Rb, Zr que les trondhjemites de Finlande (Martin 1986), plus riche en Sr et plus pauvre en K_2O , Ba,

Rb, Th que les roches volcaniques felsiques "FI" de l'Abitibi (Leshner et al. 1986).

Dans l'ensemble, les roches du pluton Houghton sont dans le même ordre de grandeur et généralement à l'intérieur des fourchettes de teneurs des roches archéennes considérées. Le pluton Houghton peut être considéré comme similaire aux plutons archéens ci-mentionnés.

3.7.5- DIFFERENCIATION DU PLUTON HOUGHTON

Le pluton Houghton présente des caractéristiques très variées d'une unité à l'autre, il est donc important de bien comprendre de quelle façon sont reliées ces unités. Toute spéculation sur l'origine de ces roches sans une bonne compréhension des relations internes du pluton manquera de fondement.

Les diagrammes de Harker (Fig. 3.21) permettent plus facilement d'étudier les variations des oxydes majeurs. Le TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , P_2O_5 , Mg# et Ni diminuent linéairement avec le SiO_2 qui augmente (Fig. 3.21a, b, c, d, e, f et g). L' Al_2O_3 , Na_2O , K_2O et Sr augmentent avec le SiO_2 (jusqu'à 60%) puis diminuent et demeurent relativement stables (Fig. 3.21h, i, j et k). Les teneurs élevées en P_2O_5 à faible teneur en SiO_2 suggèrent que l'apatite a débuté sa cristallisation tôt, parmi les premiers minéraux tel que suggéré par la pétrographie, pour appauvrir le magma par la suite. Le K_2O est relativement stable avec un pic aux

environs de 60% poids SiO_2 (Fig. 3.21j). Le bris de pente pour les oxydes à affinité mafique suggère que les phases comme l'amphibole et le pyroxène ne jouent plus un rôle important dans la différenciation après 60% poids SiO_2 et que le plagioclase domine à plus de 60% poids SiO_2 . Trois types d'échantillons se retrouvent au maxima d' Al_2O_3 , la monzodiorite à 64% poids SiO_2 , une leucodiorite à leucotonalite et quelques roches hybrides. Par contre, seule la monzodiorite présente en même temps des fortes teneurs en K_2O et Sr. Ces maxima et le subséquent enrichissement en SiO_2 suggèrent chez la monzodiorite l'apparition du quartz dans la différenciation ou un mélange avec une roche plus siliceuse. Dans le cas de la leucodiorite à leucotonalite et des roches hybrides, le maximum en Al_2O_3 reflète la minéralogie de ces filons, essentiellement du plagioclase avec peu de quartz, de la biotite dans le cas de la leucodiorite à leucotonalite et de rares amphiboles dans le cas des roches hybrides.

La tonalite folié (Fig. 3.22a) présente des patrons ETR peu fractionnés ($6 < \text{La}/\text{Yb}_n < 10$) où la pente est plus prononcée dans les ETR légères ($\text{La}/\text{Sm}_n > \text{Sm}/\text{Yb}_n$) et une teneur en ETR lourdes ($5 < \text{Yb}_n < 6$) plus élevée que la monzodiorite suggérant une nature plus primitive. La tonalite foliée présente de faibles anomalies positives et négatives en Eu. Ce changement de pente des patrons d'ETR et

l'appauvrissement des ETR lourdes de la tonalite foliée suggèrent un fractionnement des amphiboles et/ou des pyroxènes (Noyes et al. 1983) et/ou de minéraux traces tels que le zircon. En utilisant les données de Sawka (1988) (jusqu'à 1200 ppm Yb dans un zircon), 0.1% de zircon seraient suffisant pour créer la différence dans les ETR lourdes entre la tonalite foliée et la monzodiorite s'ils étaient les seuls minéraux à cristalliser. Les patrons des ETR de la hornblendite (Fig. 3.22b) présentent des pentes faibles ($5 < \text{La/Yb}_n < 20$) plus prononcées dans les ETR lourdes ($\text{La/Sm}_n < \text{Sm/Yb}_n$) et une concentration élevée en ETR lourdes ($5 < \text{Yb}_n < 12$) par rapport à la monzodiorite. Les anomalies négatives en Eu sont pratiquement absentes ou très faibles (Fig. 3.22b, Tableau 3.1a). Les patrons des ETR (Fig. 3.22c) de la monzodiorite présentent des pentes abruptes ($20 < \text{La/Yb}_n < 80$), plus prononcées dans les ETR lourdes ($\text{La/Sm}_n < \text{Sm/Yb}_n$) et une faible teneur en ETR lourdes ($2 < \text{Yb}_n < 4$) suggèrent une nature évoluée pour ces roches. Les anomalies en Eu sont généralement absentes (Fig. 3.22c, Tableau 3.1f). Les leucodiorites à leucotonalites (Fig. 3.22d) se caractérisent par des patrons d'ETR fractionnés ($15 < \text{La/Yb}_n < 46$) où la pente est plus forte dans les ETR légères ($\text{La/Sm}_n > \text{Sm/Yb}_n$) et appauvris en ETR lourdes ($0.5 < \text{Yb}_n < 3.5$). Les anomalies positives en Eu des leucodiorites à leucotonalites (Fig. 3.22d, Tableau 3.1d) croissent à mesure que les autres ETR

diminuent, suggérant une accumulation du plagioclase ou un appauvrissement marqué en minéraux contenant les ETR (biotite, zircon, apatite, allanite, etc). Les échantillons de leucodiorite à leucotonalite ayant des teneurs plus élevées en ETR ont parfois de faibles anomalies négatives en Eu suggérant l'extraction de feldspaths. Les roches hybrides (Fig. 3.22e) montrent des patrons d'ETR fractionnés ($6 < \text{La/Yb}_n < 20$) et légèrement à fortement appauvris en ETR lourdes ($2.2 < \text{Yb}_n < 10$). Les patrons d'ETR ont des anomalies positives et négatives en Eu suggérant le fractionnement des feldspaths.

Pour expliquer la relation entre la hornblendite, la monzodiorite, la tonalite foliée et la leucodiorite à leucotonalite, deux hypothèses de travail sont proposées : 1- fractionnement de la hornblende (et/ou clinopyroxène); 2- mélange de magmas (intrusion d'un filon de hornblendite dans une tonalite partiellement cristallisée ou un filon de lamprophyre s'introduisant dans la monzodiorite qui encourage une cristallisation de la hornblende produisant la hornblendite (Sutcliffe 1989)). Les diagrammes de phases (Piwinksii et Wyllie 1968) indiquent clairement que l'amphibole est le premier minéral à cristalliser et le seul dans un premier temps. Ensuite le plagioclase cristallisera. Pour cette raison, dans les modélisations seule l'amphibole cristallise suivie plus tard du plagioclase. Le plagioclase

dans la hornblendite est interprété comme une phase intercumulus (liquide piégé entre les cristaux).

Si l'hypothèse d'un mélange de magma (magma mafique s'introduisant dans un pluton felsique) est envisagée, certains minéraux devraient avoir les caractéristiques d'un magma mafique (Smith et al. 1983 par exemple) ou alcalin (cas où le magma mafique est un lamprophyre (Sutcliffe 1989)). Les plagioclases relativement sodiques (An_{01} à An_{37} dans la suite monzodioritique de Houghton contre An_{85} à An_{30} dans les intrusions basiques (Deer et al. 1966)) ne suggèrent pas une origine mafique mais plutôt felsique. La teneur en SiO_2 des clinopyroxènes en fonction de l' Al_2O_3 et de l' Al^{iv} en fonction du TiO_2 sont typiques de roches non-alcalines (donc calco-alcaline ou tholéiitique selon le LeBas 1962) et distincts de ceux de roches alcalines. Les augites par contre, correspondent à des roches alcalines normales selon les critères de LeBas (1962). Il est ainsi possible de réfuter l'hypothèse d'une origine des pyroxènes et de même des roches plus mafiques par un mélange de magma à partir d'un lamprophyre (nettement alcalin). Les augites ont probablement cristallisé à partir de la monzodiorite (contrairement aux diopsides qui proviendraient de la tonalite) ce qui leur confère une origine alcaline selon la notion d'alcalin de Lebas (1962).

De façon à tester les liens possibles entre les différentes unités, différents diagrammes (utilisant les oxydes majeurs et les éléments traces) seront utilisés pour tester les hypothèses émises. Les diagrammes de Harker (Fig. 3.21) sont en désaccord avec un mélange de magma binaire. Dans ce cas, il y aurait une dispersion linéaire entre deux membres finaux. Les pentes variables observées sur les diagrammes de Harker suggèrent plutôt un fractionnement d'un minéral ferromagnésien suivi par le fractionnement de feldspath (+/- quartz). Dans le cas de fractionnement, il devra y avoir des phases qui appauvrissent le magma en éléments incompatibles.

Les diagrammes de classification tectono-magmatique de Pearce et al. (1984) peuvent être utilisés pour tester la différenciation du pluton Houghton. Les figures 3.18b et d montrent les effets possibles de l'accumulation de phases. Dans les deux cas (Fig. 3.18b et d) la monzodiorite se retrouve au plus haut (teneurs plus élevées en Rb et Nb) et s'apparente à un liquide fractionné; les échantillons ayant moins de 60% poids SiO_2 , la tonalite foliée et la leucodiorite à leucotonalite se positionnent plus ou moins verticalement sous la monzodiorite. La position verticale suggère l'accumulation de plagioclase et de pyroxène et/ou d'amphibole.

Une autre façon de tester les relations entre les différentes unités est d'utiliser des diagrammes d'un élément compatible versus un élément incompatible en échelle log-log (Cocherie 1986; voir page 97 pour les diagrammes en échelle arithmétique et une courte discussion sur leur effet). Le mélange de deux magmas produira une courbe rejoignant les deux membres finaux (Cocherie 1986). Les liquides d'une cristallisation fractionnée donneront une droite et les cumulats seront légèrement décalés de cette droite (Cocherie 1986). De plus, ces diagrammes permettent de discerner une suite d'échantillons reliés par cristallisation fractionnée de ceux reliés par un degré différent de fusion partielle (d'une croûte ou d'un manteau). Les éléments compatibles sont appauvris très rapidement lors de la cristallisation fractionnée contrairement à la fusion partielle (Hanson 1989, Cocherie 1986, Allègre et Minster 1978, Hanson 1978). En plaçant l'élément incompatible en abscisse et l'élément compatible en ordonné, une pente abrupte suggérera une cristallisation fractionnée et une pente douce la fusion partielle. La pente abrupte (-0.4 à -19.20) de ces roches de Houghton (Fig. 3.23) permet d'éliminer l'hypothèse que les variations géochimiques du pluton Houghton soient produites par des variations de fusion partielle. Un certain éparpillement des échantillons de hornblendite vers le haut et des échantillons de monzodiorite vers le bas correspond au

fait que certains échantillons sont des cumulats et d'autres des liquides (Cocherie 1986). Ces diagrammes montrent bien la tendance évolutive suggérant un fractionnement, processus plus important que les autres. Pour plus de clarté, seulement la hornblendite, la monzodiorite et la tonalite foliée sont utilisées dans ces diagrammes. La leucodiorite à leucotonalite, lorsque placée sur ces diagrammes, montre une grande dispersion. Cette dispersion ne fait ressortir aucun lien génétique entre la leucodiorite à leucotonalite et la monzodiorite et la hornblendite. Les roches hybrides, lorsque placées sur ces diagrammes, ne montrent pas très bien la dispersion sous forme d'une courbe que ce type de relation devrait montrer. Cette absence de relation s'explique par les postulats de base de cette théorie non respectés par ces échantillons. La théorie considère que le mélange doit être fait entre deux membres extrêmes finaux, ce qui n'est pas le cas présent. Les filons qui s'introduisent dans la hornblendite et s'y mélangent le font avec des hornblendites ayant cristallisées à différents moments. Et de plus, comme le suggère la géochimie, si les filons se différencient, il y a une multitude de combinaisons possibles.

En guise de récapitulation, l'hypothèse d'un mélange d'un magma mafique (ou lamprophyrique) n'est pas soutenable puisque la dispersion des éléments traces correspond davantage aux caractéristiques d'un fractionnement qu'à

celles d'un mélange de magmas et les minéraux ne possèdent pas les caractéristiques de roches mafiques. La hornblendite, la monzodiorite et la tonalite foliée sont en accord avec un modèle de cristallisation fractionnée les reliant.

Des filons nommés "amphibolite II" (Racicot et al. 1984) sont généralement associés spatialement aux suites monzodioritiques plutoniques dans la région de Chibougamau. Leur pétrographie unique (appendice 3.2) les rendent difficiles à échantillonner représentativement. De grands amas de minéraux mafiques (faisant penser à des enclaves d'hornblendite et de biotite) régissent la géochimie et rendent l'échantillonnage géochimique futile. Puisque ces roches sont riches en biotite (appendice 3.2), minéral tardif selon les diagrammes de phases (Piwinskii et Wyllie 1968), ces échantillons semblent être évolués. La présence des amas de minéraux mafiques ressemblant à des enclaves laissent présager qu'ils proviennent du pluton plutôt qu'ils en soient les filons nourriciers.

3.7.6- MODELES GEOCHIMIQUES

Sous cette rubrique, il sera tenté une simulation de la cristallisation fractionnée à l'aide des oxydes majeurs et des éléments traces. Les relations de terrain et la géochimie suggèrent un fractionnement de la hornblende. La hornblendite serait un cumulat. Il s'agit maintenant de

déterminer quelle roche représente le mieux le liquide initial. Etant donné l'absence de zone de trempe, une roche doit être choisie pour représenter la composition de liquide de départ. La tonalite foliée au sud du pluton présente des caractéristiques plus primitives que la monzodiorite : le Ni et le Cr sont élevés; les patrons des ETR sont peu fractionnés et la tonalite foliée se positionne structuralement à la base du pluton. Les échantillons de la tonalite foliée sont alors considérés comme représentant le liquide de départ.

Les modélisations se feront en utilisant d'abord les oxydes majeurs en calculant la balance de masse. Une fois que les oxydes majeurs représentent bien la roche visée, les éléments traces seront mis à contribution.

3.7.6a- Calcul de balance de masse

Pour générer la monzodiorite par cristallisation fractionnée à partir d'un liquide similaire à la tonalite foliée, un modèle est retenu, le fractionnement d'une amphibole et d'un pyroxène (Tableau 3.7a). Le K_2O a été considéré comme élément trace puisque son coefficient de partage général est petit et que le remplissage périodique fait accroître les éléments incompatibles plus rapidement ce dont les calculs de balance de masse ne tiennent pas compte.

Les minéraux choisis pour les calculs de balance de masse ont été sélectionnés pour leur absence d'altération,

pour leur texture suggérant qu'ils sont primaires et magmatiques, et que leur composition semblait réaliste. Des minéraux interprétés comme tôt dans la séquence de cristallisation ont été choisis pour les premières cristallisations et d'autres plus tardifs pour les cristallisations plus tard dans l'histoire du pluton.

Les calculs de balance de masse qui donnent les meilleurs résultats (lorsque la somme des différences au carré, le R^2 , est la plus petite et inférieure à 1). Ceci permet le passage jusqu'à la monzodiorite à 60% SiO_2 . L'extraction de nouveaux minéraux (micas, amphiboles, feldspaths, quartz, etc.) ne permet pas le passage jusqu'à la monzodiorite plus riche en SiO_2 (64% SiO_2). Aucun des minéraux testés ne permet d'augmenter la silice à 64% poids. Par contre, l'ajout de feldspath potassique et de quartz permet de satisfaire les oxydes majeurs, mais il devient alors très difficile de satisfaire les éléments traces (même en ajoutant des minéraux tels que l'allanite). De plus, la microcline se présente sous forme de grandes plages interstitielles enrobant les autres minéraux et laisse croire à une cristallisation tardive. Dans le cas d'accumulation de feldspath potassique dans la monzodiorite, il s'agirait plutôt des phénocristaux automorphes de microcline.

Les brèches du sud du pluton Houghton suggèrent que le remplissage s'est modifié au cours de l'évolution du pluton

(voir chapitre 4). Les leucodiorites à leucotonalites représentent cette unité tardive. Le magma de recharge sera alors simulé par les leucodiorites à leucotonalites. L'échantillon HGB-100 sera considéré comme représentant le liquide initial des leucodiorites à leucotonalites puisqu'il est à grain fins près d'un contact (possiblement une zone de trempe) et qu'il est peu fractionné. Cet échantillon présente une géochimie typique des zones de subduction (Fig. 3.16d). Cette roche peut provenir d'un changement de taux de fusion partielle, d'hétérogénéités dans la source, de changement de source fusionnée, etc. Une discussion plus importante de ce changement de remplissage est présentée dans la discussion. Bien que la recharge soit modifiée, des minéraux cristallisent toujours. Le plagioclase sera le prochain minéral à cristalliser après la hornblende tel que suggéré par les diagrammes de phases de Piwinskii et Wyllie (1968). Pour récapituler, la chambre magmatique est rechargée avec une leucotonalite alors que la hornblende et le plagioclase cristallisent. Le résultat de cette extraction donne une roche qui ressemble à la monzodiorite à 64% SiO_2 (Tableau 3.7b).

L'origine de la hornblendite sera testée en la modélisant comme un cumulat, tel que suggéré par les diagrammes de variation, les patrons de ETR, les diagrammes multiéléments normalisés. Le choix de tester l'échantillon

HGB-28 s'explique par sa ressemblance avec une hornblendite moyenne. Tel qu'observé en pétrographie, il y a du liquide piégé entre les amphiboles et les pyroxènes. Le modèle proposé (Tableau 3.7c) consiste en un cumulat de hornblendes avec 34% de liquide piégé. Il est possible de simuler d'autres échantillons en modifiant les proportions de pyroxène et de liquide piégé.

La dernière étape consiste à tester l'évolution des leucodiorites à leucotonalites. Ces dernières présentent une grande variété de compositions chimiques (Tableau 3.1d). Les patrons de ETR (Fig. 3.22d) suggèrent une accumulation des feldspaths. Il est peu probable que ces filons leucocrates soient reliés à la tonalite foliée ou à la monzodiorite puisque les diagrammes de phases indiquent que les feldspaths cristalliseront simultanément avec les amphiboles et les micas, (H.S. Yoder communication personnelle 1991, Eggler 1974, Piwinskii et Wyllie 1968). Une cristallisation postérieure à l'épuisement des éléments incompatibles (Miller et Mittlefehldt 1982) est également à considérer. Cette hypothèse ne semble pas raisonnable dans le présent cas puisque les diagrammes de phases suggèrent que l'amphibole, le plagioclase, le feldspath potassique et le quartz vont cristalliser en même temps. Cette minéralogie d'eutectique n'est pas observée dans ces filons. Les leucodiorites à leucotonalites seront donc considérées comme une unité

tardive qui cristallise le long des parois de filons et rechargent la cristallisation de la monzodiorite. La cristallisation et la différenciation le long des parois des filons ont déjà été observées dans d'autres plutons (McCarty et Groves 1979, Stephens et Halliday 1979) et dans des veines migmatitiques (Sawyer 1987). Un cumulat de plagioclases et de quartz (avec un peu de biotite) représente bien l'échantillon HGB-106 (Tableau 3.7d) considéré comme le membre extrême de cette suite.

Les roches hybrides se positionnent entre les leucodiorites à leucotonalites (échantillon HGB-10) et les hornblendites sur les diagrammes de Harker (Fig. 3.21). La dispersion des roches hybrides s'explique par un mélange entre différentes hornblendites et la leucodiorite à leucotonalite (observée en pétrographie). Il est possible de simuler cet échantillon par un cumulat de plagioclase, de biotite contenant moins de quartz (Tableau 3.7e) que dans le cas précédent.

3.7.6b- Modélisations à l'aide des éléments traces

Les éléments traces seront maintenant étudiés pour étayer ces modèles. Les coefficients de partage (K_D) (Tableau 3.8) ont été choisis en fonction du type de roche hôte du minéral (andésite et dacite ou leur équivalent plutonique). Les coefficients de partage provenant de roches volcaniques ou obtenus à la microsonde ont été choisis

préférentiellement de façon à minimiser les effets des inclusions de minéraux traces tels que l'apatite ou le zircon. Pour les éléments dont les K_d de minéraux essentiels provenant de roches volcaniques n'étaient pas disponibles, les K_d n'ont pas été considérés dans les modélisations.

Le Zr et le Hf sont considérés comme des constituants structuraux essentiels du zircon (ESC de Sun et Hanson 1975; Hanson 1989). Pour estimer le début de la cristallisation du zircon, la saturation du magma en Zr est calculée (Watson et Harrison 1983) (équations en appendice 3.3). Pour la modélisation du liquide de départ représenté par la tonalite foliée qui cristallise pour produire la monzodiorite à 60% SiO_2 , il a été calculé que la tonalite foliée sature aux environs de 300 ppm Zr en considérant une température de cristallisation de 750°C . Les teneurs en Zr de la tonalite foliée (78 ppm à 122 ppm Zr) suggèrent qu'elle n'est pas saturée. La monzodiorite à 60% SiO_2 sature en Zr entre 196 et 221 ppm à même température. Les teneurs en Zr de la monzodiorite varient de 145 à 198 ppm. La monzodiorite est presque saturée en Zr (elle sature à environ 740°C). A la moindre baisse de température pendant la cristallisation, les zircons vont débiter leur cristallisation. En modifiant les équations de cristallisation fractionnée (appendice 3.4) (Hanson 1989), il est possible de déterminer la quantité de magma à fractionner (représenté par la tonalite foliée) pour

obtenir la teneur de saturation. Ainsi, après environ 30% d'un magma similaire à la tonalite foliée cristallisé, le zircon apparaîtra et les coefficients de partage généraux (bulk partition coefficients) s'en trouveront modifiés en conséquence. Les éléments qui sont abondants dans les zircons (ou dont le coefficient de partage est très élevé) tels que les ETR lourdes, Hf, U, Ta et Th auront leur coefficient de partage augmenté proportionnellement à la quantité de zircon. Ainsi les coefficients de partage du Tb et Yb par exemple, passent respectivement de 2.146 à 2.224 et 1.477 à 2.192. L'apparition du zircon sur le liquidus permettra d'appauvrir le liquide différencié plus rapidement et d'enrichir les cumulats en ETR lourdes et U, Ta, Th, Hf que si le zircon n'était pas présent. L'absence de données sur la saturation en Ce et La ne permet pas de calcul similaire pour l'allanite. L'apatite est observée à l'intérieur des cristaux de hornblende et est donc considérée comme une phase ayant cristallisé très tôt. La proportion d'apatite et de zircon est estimée en assignant tout le P_2O_5 et Zr respectivement à ces minéraux. Malgré son inexactitude, cette méthode est préférable au comptage de points (Sawka 1988). Deux types de modélisation des éléments traces ont été entrepris : la cristallisation fractionnée selon les principes de Rayleigh (Rayleigh 1896, Arth 1976, Hanson 1978) et une cristallisation fractionnée avec

remplissage périodique de la chambre magmatique (O'Hara 1977, DePaolo 1981). Les résultats sont présentés sous forme de diagramme multi-élément de la roche modèle obtenue divisée par la roche cible en ordonné. Une modélisation imitant parfaitement la roche cible donnerait une droite, mais l'imperfection des modèles et des coefficients de partage rend ces courbes ondulantes. Les résultats de la cristallisation selon les principes de Rayleigh (1896) (Fig. 3.24a) montrent un enrichissement insuffisant en éléments incompatibles et un appauvrissement trop rapide en éléments compatibles. Une cristallisation à l'équilibre ajusterait partiellement les éléments compatibles mais ne pourrait justifier les éléments incompatibles. La cristallisation fractionnée avec remplissage périodique (Fig. 3.24b, c) donne de meilleurs résultats pour les quelques assemblages minéralogiques dictés par les calculs de balance de masse. Le facteur de remplissage (r), nécessaire à ces équations, est le taux de magma cristallisé divisé par le taux de magma rechargé:

$$r = (dM_C/dt) / (dM_R/dt)$$

où M_C est la masse de magma cristallisé, M_R est la masse de magma de remplissage et d/dt est la dérivée par rapport au temps (DePaolo 1981). Les cas extrêmes peuvent permettre d'expliquer plus à même ce rapport de taux. Un $r = 0$ revient

à dire, que pour chaque unité de magma cristallisé il n'y a pas d'apport de nouveau magma. Les équations deviennent alors identiques à celles de Rayleigh. Dans un cas où r est infini, la composition du magma ne change pas puisque l'apport est infiniment plus grand que la cristallisation. Un facteur $r = 1$, le magma est enrichi en éléments incompatibles plus rapidement que par cristallisation de Rayleigh puisqu'il y a autant de magma qui cristallise qu'il y en a du nouveau. Voici un exemple arbitraire : 1- un magma contient 10 ppm de l'élément parfaitement incompatible A; 2- la cristallisation augmente cet élément dans le liquide différencié, disons à 20 ppm; 3- une nouvelle pulsion de magma à 10 ppm de l'élément A à un facteur $r = 1$ amènera le liquide à 15 ppm de A; 4- la cristallisation sera maintenant à partir d'un liquide contenant 15 ppm de A et le liquide différencié sera donc plus enrichi en cet élément.

Un facteur de remplissage r de 0.05 (Fig. 3.23b) est insuffisant pour amener les éléments incompatibles aux teneurs observées. Par contre, un facteur de remplissage r de 0.6 (Fig. 3.24c) semble suffisant pour obtenir les teneurs observées entre 30 et 60% de cristallisation. La monzodiorite à 60% de SiO_2 va tenir dans cette fourchette de cristallisation. La modélisation des éléments traces qui respecte le mieux les conditions naturelles observées est la dernière (Fig. 3.24c) à environ 40% de cristallisation. Ces

modélisations démontrent que la génération de la monzodiorite à 60% SiO_2 à partir d'un magma représenté par la tonalite foliée est en accord avec la géochimie.

La modélisation par les éléments traces permettra de tester l'origine de la hornblendite comme un cumulat. Les contraintes de proportions minéralogiques et de liquide interstitiel sont dictées par les calculs de balance de masse (Tableau 3.7c). Le seul minéral trace considéré est l'apatite puisque que les diagrammes de Harker (Fig. 3.21) et la présence d'apatite dans les hornblendes suggèrent l'apparition de l'apatite très tôt. La proportion d'apatite est dictée par la teneur en P_2O_5 moyenne (0.6% d'apatite dans la modélisation). En utilisant les équations de cumulat lorsque la chambre magmatique est remplie périodiquement (appendice 3.4) et en essayant d'obtenir les teneurs de la roche cible pour toute la batterie d'éléments proposée, il est difficile de reproduire fidèlement la composition de la hornblendite sélectionnée (échantillon HGB-28; Fig. 3.25). La grande différence de teneur, pour certains éléments, entre les deux échantillons de tonalite foliée ainsi que la grande variation dans la hornblendite aident à expliquer ce non fonctionnement du modèle. La teneur en Ba de HGB-17, échantillon simulant le liquide départ, est nettement plus élevée que celle de l'autre tonalite foliée. Il en est de même pour le Ta, Sr, Tb, Yb. Les éléments compatibles ont

des teneurs presque suffisantes pour satisfaire le modèle. Ces modèles considèrent une évolution des teneurs en éléments compatibles (diminution) et incompatibles (augmentation) avec la différenciation. Les figures 3.26 a et b montrent bien que le lanthane (témoin des ETR légères) et le Sc ne se comportent pas comme le modèle l'exige. Le Ni et le Co, par contre, se comportent comme le modèle le considère (Fig. 3.26 c et d). Les éléments incompatibles peuvent être dirigés par des minéraux traces comme l'allanite, l'épidote ou la titanite. L'allanite et l'épidote (magmatique) ont été observées dans la tonalite foliée et il n'a pas été possible de déterminer à quel moment leur cristallisation débute. L'allanite peut cristalliser et être distribuée de façon hétérogène dans le cumulat. Ainsi, dépendant de quelques grains d'allanite, les teneurs en éléments incompatibles seront très variables. Cette explication est aussi valable pour les minéraux accessoires tel que la titanite, l'épidote, l'apatite, etc. L'apatite est testable avec la teneur en P_2O_5 ce que montre la figure 3.27. Le lanthane corrèle relativement bien avec le phosphore surtout à plus de 0.20% de P_2O_5 , ce qui est en accord avec un contrôle des éléments traces par l'apatite. Le $MgO + Fe_2O_3$ ne corrèle pas très bien avec le phosphore et de façon plus aigue si les quelques hautes teneurs en P_2O_5 sont éliminées (Fig. 3.27b). Ce diagramme (Fig. 3.27b) suggère que la position des grains

d'apatite n'est pas prévisible et il en est probablement de même pour d'autres minéraux traces. Un problème à considérer également dans la modélisation des cumulats de hornblendite est la présence de filons de leucodiorite à leucotonalite recoupant la hornblendite. Ces derniers augmenteront les teneurs en éléments incompatibles et réduiront les teneurs en éléments compatibles. Tous ces facteurs suggèrent que la modélisation du cumulat pour les éléments incompatibles et certains éléments compatibles n'est pas exécutable selon les principes de fractionnement généralement admis. Les éléments comme le Ni et le Cr peuvent être modélisés pour reproduire une variété d'échantillons. En utilisant les équations déjà mentionnées et en tenant compte des différentes proportions de liquide interstitiel piégé, les cumulats peuvent avoir jusqu'à 540 ppm Ni et 110 ppm Co. Les teneurs moins élevées en Ni et Cr sont modélisables en diminuant la proportion de minéraux mafiques, en augmentant le liquide piégé ou la proportion de liquide à cristalliser (F). Pour se sortir de cette impasse, il faudrait étudier la géochimie des minéraux accessoires.

Le passage de la monzodiorite à 60% SiO_2 à 64% SiO_2 se fait par la cristallisation de hornblende et de plagioclase avec un remplissage avec un magma représenté par l'échantillon HGB-100. La saturation en Zr de la monzodiorite à 60% SiO_2 est aux environs de 123 ppm Zr à une

température de 725°C (la température diminue au cours de la différenciation). La teneur en Zr de cette monzodiorite est de 137 à 151 ppm. Elles sont donc saturées en Zr et le zircon doit être une phase cristallisante. Les minéraux accessoires entrant dans la modélisation sont l'apatite, le zircon et l'allanite (observés en lame mince). Les proportions de minéraux traces sont estimées de la même façon que dans la modélisation précédente. Après environ 30% de cristallisation les roches cibles sont atteintes (Fig. 3.28). Les données géochimiques sont en accord avec la génération de la monzodiorite à 64% SiO₂ à partir d'un magma représenté par la monzodiorite à 60% SiO₂ cristallisant de la hornblende, du plagioclase, de l'apatite, du zircon et de l'allanite ayant une recharge leucotonalitique.

L'hypothèse d'un remplissage multiple peut se tester par un diagramme d'un élément compatible versus un élément incompatible mais avec une échelle arithmétique (Defant et Nielsen 1990). L'échelle logarithmique des diagrammes d'un élément compatible versus un élément incompatible (Fig. 3.23) efface l'effet du remplissage (Defant et Nielsen 1990). Un fractionnement en système fermé produira une ligne de descente du liquide (liquid line of descent) linéaire. Un système ouvert aura une ligne de descente du liquide oscillante. Chaque nouvelle pulsion déplacera la ligne de descente. Les échantillons, tels que les roches hybrides ou

les hornblendites, qui ne représentent pas une ligne de descente ont été éliminés. Des nouveaux diagrammes en échelle arithmétiques (Fig. 3.29) montrent cette dispersion. Les monzodiorites se divisent en deux groupes (Fig. 3.29), ce qui est en accord avec un changement de remplissage.

Un modèle alternatif a également été testé pour expliquer le passage de la monzodiorite à 60% SiO_2 à celle à 64% SiO_2 . Il s'agit de considérer la monzodiorite à 64% SiO_2 comme un mélange de liquide différencié (monzodiorite à 60% SiO_2) et de plagioclase et quartz. Cette combinaison ne respecte pas les diagrammes de phase (Piwinski et Wyllie (1968)). Le quartz est le dernier minéral à cristalliser à la toute fin. Il serait surprenant que tel minéral tardif puisse être une phase cumulat. Pour les éléments traces soient en accord il faut ajouter d'importantes quantités d'allanite. La proportion d'allanite observé en lame mince ne correspond pas à ces teneurs. Ce modèle est rejeté sur ces bases.

Les leucodiorites à leucotonalites ont des compositions très variables rendant les résultats du calcul de la saturation en Zr très variés (saturation en Zr à 750°C varie d'une centaine de ppm à environ 7000 ppm). Puisque les fortes anomalies positives en Eu et en Sr suggèrent que ces roches soient des cumulats, il est probable que ces calculs ne s'appliquent pas. Pour l'échantillon qui est considéré

comme le liquide (HGB-100) la teneur de saturation en Zr est de 108 ppm et la teneur dans l'échantillon de 161 ppm Zr. Il est donc considéré que le zircon cristallise dans ces roches aux températures considérées. La proportion de zircon (calculée à partir de la teneur de Zr) est négligeable aux précisions analytiques de ce travail. L'absence de minéraux accessoires en lames minces ainsi que la très faible quantité d'éléments traces suggèrent que les minéraux accessoires n'ont pas été importants lors de cette cristallisation. Puisque les plagioclases et le quartz cristallisent sur les parois des filons et le liquide différencié s'échappe, les minéraux accessoires s'échapperont probablement avec le liquide différencié. Ceci est d'autant plus vrai que ces minéraux ne cristalliseront probablement plus abondamment vers la fin qu'au début de la cristallisation. Deux modèles sont nécessaires pour expliquer ce groupe de roches : le cumulat simple et le cumulat avec liquide piégé. Les roches présentant le patron d'ETR le plus faible avec une forte anomalie positive en Eu (Fig. 3.22d) sont les cumulats simples (Fig. 3.30). Les roches présentant les patrons d'ETR intermédiaires avec une faible anomalie positive en Eu (Fig. 3.22d) sont les cumulats avec liquide interstitiel piégé.

La modélisation de l'échantillon de leucodiorite à leucotonalite qui se situe au maximum d' Al_2O_3 sur les

diagrammes de Harker (Fig. 3.21h) donne les même résultats que la précédente modélisation puisque ces minéraux présentent les mêmes coefficients de partage (K_d) et la même distribution d'éléments traces que dans le cas précédent. Le quartz ayant des K_d nuls, et des proportions plagioclase/biotite semblables, les coefficients de partage généraux (bulk partition coefficients) sont donc les mêmes.

Il n'a pas été possible de fabriquer un bon test pour le cas des roches hybrides puisque ce ne sont pas deux membres finaux qui se mélangent mais un magma en train de se différencier avec le cumulat de hornblendite. Les relations de terrain (mélange mécanique) et la distribution de ces échantillons sur les diagrammes de Harker (Fig. 3.21) permettent de confirmer le mélange complexe.

3.8- IMPLICATIONS SUR LA GENESE DES PLUTONS ARCHEENS

L'histoire du pluton Houghton se décrit comme suit. Le pluton débute par l'injection de magma tonalitique dans la chambre magmatique (Fig. 3.31a). La cristallisation de la hornblende et du pyroxène débute et s'accumulent. De nouvelles pulsions de magma tonalitique s'introduisent par la base de la chambre magmatique et bousculent les cumulats d'hornblende et de pyroxène (net-veining) qui sont alors mélangés avec la tonalite foliée et la monzodiorite (Fig. 3.31b). Ce processus se répète à plusieurs reprises. Les contraintes régionales alignent la foliation du pluton

Houghton selon une direction est-ouest. Les leucodiorites à leucotonalites, quant à elles, s'introduisent plus tard. Elles utilisent les mêmes conduits et forment des filons dans la tonalite foliée (cumulat quartz-plagioclase) et se mélangent mécaniquement avec les cumulats d'hornblende et rechargent la cristallisation de la monzodiorite. La hornblende et le plagioclase continuent leur cristallisation. La base du pluton est chevauchée avant que ne soit terminée la cristallisation de la monzodiorite (Fig. 3.31c). Chown et al. (soumis) ont observé plus d'une pulsion magmatique dans le pluton Anville localisé juste à l'est du pluton Houghton.

Parmi les hypothèses émises au début pour expliquer les différentes unités du pluton Houghton, celle d'un mélange d'un dyke mafique avec une tonalite ou une monzodiorite n'est pas soutenable tel que démontré par la géochimie. La minéralogie abonde dans le même sens.

Barnes (1983), Noyes et al. (1983) et Stern et Hanson (1991) (entre autres) ont déjà démontré qu'il est possible d'obtenir un appauvrissement des ETR lourdes par la séparation de la hornblende. Dans le cas d'un pluton penché phanérozoïque (Barnes 1983), les roches appauvries en ETR lourdes se retrouvent près du sommet du pluton. Les minéraux mafiques qui ont fractionné pour donner l'appauvrissement en ETR lourdes se retrouvent généralement vers la base de la

chambre magmatique. L'appauvrissement en ETR lourdes et le fractionnement des ETR des roches plutoniques felsiques s'observent donc dans la partie supérieure. Il est alors possible de produire des roches plutoniques felsiques avec la signature archéenne mais avec un magma de départ similaire avec ceux observés aujourd'hui près des zones de subduction.

Les suites monzodioritiques plutoniques archéennes similaires s'observent généralement au contact des roches supracrustales et de grands batholites (Chown et Mueller 1992, cartes de Stern et al. 1989 et Sutcliffe et al. 1990). Cette position suggère la possibilité d'une remontée de la base de ces plutons comme dans le cas du pluton Houghton. Des études structurales détaillées de ces plutons pourraient éclaircir la question. Il serait important de revoir la structure des tonalites archéennes pour vérifier si le chevauchement de la base des plutons ou encore si les plutons penchés ne sont pas plus abondants.

Deux types de magmas sont nécessaires pour générer cette suite monzodioritique plutonique. Le premier, similaire à la tonalite foliée, est typique des magmas calco-alcalins des arcs continentaux primitifs associés aux zones de subduction modernes. Le second, similaire à une leucotonalite (trondhjemite), est caractéristique du même milieu mais montre des teneurs en éléments incompatibles inférieures au premier. Ce changement peut être relié à des modifications

de la source fusionnée qui peuvent être, selon le modèle considéré (fusion du manteau ou de la croûte océanique) : 1- un appauvrissement en éléments incompatibles de la source; 2- une modification de la croûte subductée; 3- une plus grande incorporation de sédiments dans la subduction ou 4- une modification du métasomatisme du manteau ou la contamination lors de la montée du magma. Il est également possible que ce magma provient de la fusion des gneiss tonalitiques (de Lapparent) sous-jacents au pluton Houghton. A mesure que la chambre magmatique se met en place, le magma circule et les roches encaissantes se font chauffer. La fusion sous le pluton est tout à fait possible comme le démontre Fountain et al. (1989) et les analyses des gneiss tonalitiques indiquent des teneurs suffisantes pour les justifier comme source (appendice 3.6). Il faudrait tester cette hypothèse par modélisation et/ou géochimie isotopique pour renforcer cette avenue.

Le contexte tectonique de la région immédiate du pluton Houghton peut être inféré avec les contraintes géochimiques, structurales et pétrographiques présentées précédemment. La géochimie suggère que ce soit une intrusion possédant les mêmes caractéristiques géochimiques que les plutons associés aux zones de subduction. De plus, les diagrammes multi-éléments normalisés et la minéralogie suggèrent que ce type de magma soit caractéristique d'un arc insulaire primitif.

Les récents travaux de Chown et al. (soumis), basés sur la structure, la pétrographie, la sédimentologie et la géochronologie, proposent que les plutons syntectoniques (tels que les suites monzodioritiques plutoniques) soit générés dans un arc insulaire plus évolué. Le plutonisme récent dans les contextes tectoniques connus tel que ceux de la côte ouest des Amériques (Kay et Rapela 1990) est résumé dans le Tableau 3.9. Le magmatisme pré-andin est interprété comme des roches d'arc magmatique et de complexe de subduction qui ont été accolées à la marge continentale (Parada 1990). Le stade transitionnel est relié à un stade d'extension et de soulèvement de la côte (Parada 1990). Il est intéressant de noter que le magmatisme andin, le plus tardif, est de nature plus primitive malgré une marge continentale plus récente ou plus mature. L'interprétation proposée du magmatisme andin, auquel se compare favorablement les suites monzodioritiques plutoniques archéennes, est une fusion plus profonde dans le manteau (Parada 1990), subduction plus abrupte (Pankhurst 1990), propagation vers l'est du découplage croûte/manteau (Parada 1990). Le contexte tectonique des suites monzodioritiques plutoniques archéennes déduit par comparaison avec le plutonisme andin est le suivant : magmatisme associé à une zone de subduction où la fusion est plus profonde près d'une marge continentale.

Ce contexte s'intègre bien dans le modèle proposé par Chown et al. (soumis) pour les plutons syntectoniques.

3.9- CONCLUSION

Les roches du pluton Houghton présentent les caractéristiques des roches calco-alcalines phanérozoïques et suggèrent que ce magmatisme tardif à l'Archéen soit similaire à celui du Phanérozoïque. Elles sont caractéristiques d'un contexte tectonique similaire aux Andes, associées à une zone de subduction produisant un magmatisme d'arc primitif suggérant une fusion plus profonde dans le manteau.

En étudiant la différenciation du pluton Houghton, il a été démontré qu'à partir de magmas typiques des zones de subduction modernes, toute la suite monzodioritique a pu être générée. Une étude pétrographique et géochimique supportée par la structure ont permis de mettre en valeur des phénomènes importants tels que la cristallisation fractionnée, le remplissage et le chevauchement de la base du pluton.

3.10- REFERENCES

- ALLARD, G.O., CATY, J.-L. et GOBEIL, A. 1985. The Archean supracrustal rocks of the Chibougamau area. Dans Evolution of Archean Supracrustal Sequences. Edité par : L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card et W. Weber, Geological Association of Canada, Special Paper 28, p. 55-63.
- ALLEGRE, C.J. et MINSTER, J.F. 1978. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. Earth and Planetary Science Letters, **38**: 1-25.
- ARTH, J.G. 1976. Behavior of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications. Journal of Research of the United States Geological Survey, **4**: 41-47.
- ARTH, J.G. et BARKER, F. 1976. Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas. Geology, **4**: 534-536.
- BALAKRISHNAN, S. et RAJAMANI, V. 1987. Geochemistry and petrogenesis of granitoids around the Kolar schist belt, south India : constraints for the evolution of the crust in the Kolar area. Journal of Geology, **95**: 219-240.
- BARNES, C.G. 1983. Petrology and upward zonation of the Wooley Creek batholith, Klamath Mountains, California. Journal of Petrology, **24**: 495-537.

- BARKER, F. 1979. Trondjemite: definition, environment and hypotheses of origin. Dans Trondjemite, dacites, and related rocks. Edité par F.Barker. Developments in petrology 6, Elsevier, Amsterdam, p. 1-12.
- BEDARD, L.P. et BARNES, S.-J. 1990. Instrumental neutron activation analysis by collecting only one spectrum : results for international geochemical reference samples. Geostandards Newsletter, **14**: 479-484.
- BELLAVANCE, Y. en préparation. Phases du pluton Houghton en relation avec le complexe intrusif de Lapparent, Chapais, Québec. Mémoire de Maîtrise non-publié, Université du Québec à Chicoutimi.
- BLUNDY, J.D. et HOLLAND, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, **104**: 208-224.
- BOUCHEZ, J.L., GUILLET, P. et CHEVALIER, F. 1981. Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite Guérande (Loire-Atlantique, France); Bulletin de la Société Géologique de France, 7: Tome XXIII, no4, p. 387-399.
- BOURNE, J. et DANIS, D. 1987. A proposed model for the formation of reversely zoned plutons based on a study of the Lacorne Complex, Superior Province, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences, **24**: 2506-2520.

- BOWEN, N.L. 1922. The reaction principle in petrogenesis. *Journal of Geology*, 30: 177-198.
- BROWN, G.C., THORPE, R.S. et WEBB, P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma source. *Journal of the Geological Society of London*, **141**: 413-426.
- CHAPPEL, B.W. et WHITE, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**: 173-174.
- CHARBONNEAU, J.-M. 1981. Demie est du canton de Dolomieu et quart sud-ouest du canton de Daubrée. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, Carte annotée, DP-853.
- CHOWN, E.H. et MUELLER, W. 1992 Basement influence on the supracrustal and plutonic evolution and deformation of an Archean greenstone belt. Dans International Basement Tectonics Association Publication No.7. Edité par R. Mason, Kluwer Academic Publishers, Netherland, p. 465-476.
- CHOWN, E.H., DAIGNEAULT, R. et MUELLER, W. 1990. Part 1 : Geological setting of the Eastern extremity of the Abitibi Belt. Dans Litho-tectonic framework and associated mineralization of the Eastern extremity of the Abitibi Greenstone Belt (Field Trip 3). Edité par J. Guha, E.H. Chown et R. Daigneault. Geological

Survey of Canada, Open File 2158, 8th IAGOD Symposium, p.1-32.

CHOWN, E.H., DAIGNEAULT, R. MUELLER, W. et MORTENSEN J.K. (soumis). Tectonic evolution of the northern volcanic zone, Abitibi Belt, Québec. Tectonic Evolution of the Superior and Slave Provinces. Canadian Journal of Earth Sciences.

COCHERIE, A. 1986. Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. Geochimica Cosmochimica Acta, **50**: 2517-2522.

CONDIE, K.C. 1989. Origin of the Earth's crust. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology (Global and Planetary Change Section) **75**: 57-81.

DAMM, K.W., PICHOWIAK, S., HARMON, R.S., TODT, W., KELLY, S., OMARINI, R. et NIEMEYER, H. 1990. Premesozoic evolution of the central Andes; the basement revisited. Dans Plutonism from Antarctica to Alaska. Edité par S.M. Kay et C.W. Rapela, Geological Society of America Special Paper 241, p. 101-126.

DAIGNEAULT, R. et ARCHAMBAULT, G. 1990. Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l'Abitibi. Dans The Northwestern Québec Polymetallic Belt. Edité par M. Rive, P. Verpaerst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Canadian

- Institute of Mining and Metallurgy special volume **43**, p. 43-64.
- DAWES, R.L. et EVANS, B.W. 1991. Mineralogy and geothermobarometry of magmatic epidote-bearing dikes, Front Range, Colorado. Geological Society of America Bulletin, **103**: 1017-1031.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. et ZUSSMAN, J. 1966. An introduction to the rock-forming minerals. Longman group limited, Essex, England, 528 p.
- DEFANT, C.J., and DRUMMOND, M.S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, **347**: 662-665.
- DePAOLO, D.J. 1981. Tacce element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. Earth and Planetary Science Letters, **53**: 189-202.
- DIMROTH, E., ARCHAMBAULT, G., GOULET, N., GUHA, J. et MUELLER, W. 1984. A mechanical analysis of the late Archean Gwillim Lake shear belt, Chibougamau area, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences, **21**: 963-968.
- DRUMMOND, M.S. and DEFANT, M.J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting : Archean to modern comparison. Journal of Geophysical Research, **95**: 21503-21521

- DUDAS, M.J., SCHMIDT, R.A. et HARWARD, M.E. 1971. Trace element partitioning between volcanic plagioclase and dacitic pyroclastic matrix. *Earth and Planetary Science Letters*, **11**: 440-446.
- EGGLER, D.H. 1974. Application of a portion of the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{MgO} - \text{Fe} - \text{O}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ to genesis of the calc-alkaline suite. *American Journal of Science*, **274**: 297-315.
- FOUNTAIN, J.C., HODGE, D.S. et SHAW, R.P. 1989. Melt segregation in anatectic granites : a thermo-mechanical model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **39**: 279-296.
- FRANCALANCI, L. 1989. Trace element partition coefficients from minerals in shoshonitic and calc-alkaline rocks from Stromboli Island (Aeolian Arc). *Neues Jahrbuch Mineralogie Abhandlungen*, **160**: 229-247
- FRENCH, W.J. 1966. Appinitic intrusions clustered around the Ardara pluton, County Donegal. *Proceedings of the Royal Irish Academy*, 64, sect. B: 303-322.
- GARIEPY, C. et ALLEGRE, C.J. 1985. The lead isotope geochemistry and geochronology of late kinematic intrusives from the Abitibi greenstone belt, and the implications for late Archean crustal evolution; *Geochimica Cosmochimica Acta*, **49**: 2371-2383.

- GUINEBERTEAU, B., BOUCHEZ, J.L. et VIGNERESSE, J.L. 1987.
The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: Structural and gravimetric arguments and regional implications; Geological Society of America Bulletin, **99**: 763-770.
- HALL, A. 1967. The geochemistry of appinitic rocks associated with the Ardara pluton, Donegal, Ireland. Contributions to Mineralogy and Petrology, **16**: 156-171.
- HAMMARSTROM, J.M. et ZEN, E-an 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. American Mineralogist, **71**: 1297-1313.
- HANSON, G.N. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth and Planetary Science Letters, **38**: 26-43.
- HANSON, G.N. 1989. An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. Dans Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Edit   par B.R. Lippin et G.A. McKay. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy **21**: 79-97.
- HARRY, W.T. 1950. Aluminium replacing silicon in some silicate lattices. Mineralogical Magazine, **29**: 142-149.
- HASKIN, L.A., HASKIN, M.A., FREY, F.A. et WILDERMAN, T.R. 1968. Relative and terrestrial abundance of rare-earths. Dans Origin and distribution of the elements,

Edit  par L.H. Ahrens, Pergamon Press, New York, p.
889-912.

HICKSON, C.J. et JURAS, S.J. 1986. Sample contamination by grinding. Canadian Mineralogist, **24**: 585-589.

HOLLISTER, L.S., GRISSOM, G.C., PETERS, E.K., STOWELL, H.H.
et GISSON, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. American Mineralogist, **72**: 231-239.

HUNTER, D.R., BARKER, F. et MILLARD Jr., H.T. 1978. The geochemical nature of the Archean ancient gneiss complex and granodiorite suite, Swaziland : a preliminary study. Precambrian Research, **7**: 105-127.

JAKES, P. et WHITE, A.J.R. 1972. Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins. American Mineralogist, **57**: 887-902.

JENSEN, L.S. et LANGFORD, F.F. 1985. Geology and petrogenesis of the Archean Abitibi belt in the Kirkland Lake area, Ontario. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper, 123, 130 pp.

KAY, S.M. et RAPELA, C.W. 1990. Plutonism from Antarctica to Alaska. Geological Society of America, Special Paper 241, 263 p.

KOVALENKO, V.I., HERVIG, R.L. et SHERIDAN, M.F. 1988. Ion-microprobe analyses of trace elements in anorthoclase,

- hedenbergite, aenigmatite, quartz, apatite, and glass in pantellerite : Evidence for high water content in pantellerite melt. *American Mineralogist*, **73**: 1038-1045.
- LALONDE, A.E. 1989. Hepburn intrusive suite : peraluminous plutonism within a closing back-arc basin, Wopmay orogen, Canada. *Geology*, **17**: 261-264.
- LEAKE, B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineralogist*, **16**: 501-520.
- LEAKE, B.E. 1971. On aluminous and edenitic hornblendes. *Mineralogical Magazine*, **38**: 389-407.
- LeBAS, M.J. 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, **260**: 267-288.
- LESHER, C.M., GOODWIN, A.M., CAMPBELL, I.H. et GORTON, M.P. 1986. Trace-element geochemistry of ore-associated and barren felsic metavolcanic rocks of the Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **23**: 222-237.
- LEWIS, R.S. and KIILSGAARD, T.H. 1991. Eocene plutonic rocks in south central Idaho. *Journal of Geophysical Research*, **96**: 13295-13311.
- LOPEZ-ESCOBAR, L., FREY, F.A. et OYARZUN, J. 1979. Geochemical characteristics of central Chile (33°-34°S)

- granitoids. Contributions to Mineralogy and Petrology, **70**: 439-450.
- LUHR, J.F. et CARMICHAEL, I.S.E. 1980. The Colima Volcanic Complex, Mexico. 1. Post-caldera andesites from volcan Colima. Contributions to Mineralogy and Petrology, **71**: 343-372.
- LUHR, J.F., CARMICHAEL, I.S.E. et VAREKAMP, J.C. 1984. The 1982 eruptions of El Chichon Volcano, Chiapas, Mexico : Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **23**: 69-108.
- MANIAR, P.D. et PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, **101**: 635-643.
- MARTIN, H. 1987. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland : major and trace element geochemistry. Journal of Petrology, **28**: 921-953.
- MARTIN, H. 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. Geology, **14**: 753-756.
- MATSUI, Y. ONUMA, N., NAGASAWA, H., HIGUCHI, H. et BANNO, S., 1977. Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma. Bulletin de la

- Société Française de Minéralogie et de Cristallographie,
100: 315-324.
- MCCARTY, T.S. et GROVES, D.I. 1979. The Blue Tier
 batholith, northeastern Tasmania. Contributions to
 Mineralogy and Petrology, **71**: 193-209.
- MIDRA, R., CHOWN, E.H. et TAIT, L. (sous presse). Géologie
 du secteur du lac Dickson, Bande Coapatina-
 Desmaraisville. Ministère de l'Energie et des Ressources
 du Québec, ET-90-01, 73 pp.
- MILLER, C.F. et MITTLEFEHLDT, D.W. 1982. Depletion of
 light rare-earth elements in felsic magmas. Geology,
10: 129-133
- MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A.K., GINZBURG, I.V.,
 ROSS, M., SEIFERT, ZUSSMAN, J., F.A., AOKI, K. et
 GOTTARDI, G. 1988. Nomenclature of pyroxenes.
 American Mineralogist, **73**: 1123-1133.
- MORTENSEN, J.K. 1987. U-Pb chronostratigraphy of the Abitibi
 greenstone belt. Geological Association of Canada and
 Mineralogical Association of Canada, Annual meeting, **12**:
 A75.
- MUELLER, P.A., WOODEN, J.L., SCHULZ, K. et BOWEN, D.R.
 1988. Incompatible-element-rich andesite amphibolites
 from the Archean Montana and Wyoming : evidence for
 mantle metasomatism. Geology, **16**: 203-206.

- NAKAMURA, N. 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **38**: 757-775.
- NANEY, M.T. 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science*, **283**: 993-1033.
- NOYES, H.J., FREY, F.A. et WONES, D.R. 1983. A tale of two plutons : Geochemical evidence bearing on the origin and differentiation of the Red Lake and Eagle Peak plutons, central Sierra Nevada, California. *Journal of Geology*, **91**: 487-509.
- O'HARA, M.J. 1977. Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber. *Nature*, **266**: 503-506.
- PANKHURST, R.J. 1990. The Paleozoic and Andean magmatic arcs of West Antarctica and southern South America. Dans Plutonism from Antarctica to Alaska, Edité par S.M. Kay et C.W. Rapela, Geological Society of America, Special Paper **241**, p. 1-7.
- PARADA, M.A. 1990. Granitoid plutonism in central Chile and its geodynamic implications; A review. Dans Plutonism from Antarctica to Alaska, Edité par S.M. Kay et C.W. Rapela, Geological Society of America, Special Paper **241**, p. 51-66.

- PATERSON, S.R. 1989. Are syntectonic granites truly syntectonic?. *Eos*, **70**: 763,770.
- PATERSON, S.R., VERNON, R.H. et TOBISCH, O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliation in granitoids; *Journal of Structural Geology*, **11**: 349-363.
- PEACOCK, M.A. 1931. Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, **39**: 54-67.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. et TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.
- PICARD, C. et PIBOULE, M. 1986. Pétrologie des roches volcaniques du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau à l'ouest de Chapais (Abitibi est, Québec). 1. Le groupe basal de Roy. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, **23**: 561-578.
- PIRSIG, R.M. 1978. *Traité de zen et de l'entretien des motocyclettes*. Seuil, Paris, 350 p.
- PIWINSKII, A.J. et WYLLIE, P.J. 1968. Experimental studies of igneous rocks series : a zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon. *Journal of Geology*, **76**: 205-234.
- RACICOT, D., CHOWN, E.H. et HANEL, T. 1984. Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville belt : A preliminary survey. Dans Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization.

Edit   par : J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 179-197.

- RAYLEIGH, J.W.S. 1896. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. Philosophical Magazine, **42**: 77-107.
- RICHARD, L.R. et CLARKE, D.B. 1990. AMPHIBOL : A program for calculating structural formulae, classifying, and plotting chemical analysis of amphiboles. American Mineralogist, **75**: 421-423.
- ROBINSON, P., SPEAR, F.S, SCHUMACHER, J.C., LAIRD, J., KLEIN, C., EVANS, B.W. et DOOLAN, B.L. 1981. Phase relations of metamorphic amphiboles : natural occurrence and theory. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, **9B**: 1-228.
- RUTTER, M.J., VAN DER LAAN, S.R. et WYLLIE, P.J. 1989. Experimental data for a proposed empirical igneous geobarometer : Aluminum in hornblende at 10 kbar pressure. Geology, **17**: 897-900.
- SAWKA, W.N. 1988. REE and trace element variations in accessory minerals and hornblende from the strongly zoned McMurry Meadows pluton, California. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Science, **79**: 157-168.

- SAWYER, E.W. 1991. Disequilibrium melting and the rate of melt-residuum separation during migmatisation of mafic rocks from the Grenville Front, Québec. *Journal of Petrology*, **32**: 701-738.
- SAWYER, E.W. 1987. The role of partial melting and fractional crystallisation in determining discordant migmatite leucosome compositions. *Journal of Petrology*, **28**: 445-473.
- SCHALTEGGER, U. and KRAHENBUHL, U. 1990. Heavy rare-earth element enrichment in granites of the Aar Massif (Central Alps, Switzerland). *Chemical Geology*, **89**: 49-63.
- SHIREY, S.B. et HANSON, G.N., 1984. Mantle-derived Archean monzodiorite and trachyandesites. *Nature*, **310**: 222-224.
- SMITH, T.E., HUANG, C.H., WALAWENDER, M.J., CHEUNG, P. et WHEELER, C. 1983. The gabbroic rocks of the Peninsular Ranges Batholith, southern California : cumulate rocks associated with calc-alkalic basalts and andesites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **18**: 249-278.
- STEPHENS, W.E. et HALLIDAY, A.N. 1979. Compositional variation in the Galloway plutons. Dans *Origin of Granite Batholiths, Geochemical Evidence*. Edit   par M.P. Atherton et J. Tarney, Shiva Publishing, Nantwich, p. 9-17.

- STERN, R.A. et HANSON, G.N. 1991. Archean high-Mg granodiorite : A derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin. *Journal of Petrology*, **32**: 201-238.
- STERN, R.A., HANSON, G.N. et SHIREY, S.B. 1989. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Science*, **26**: 1688-1712.
- SUN, S.S. et HANSON, G.N. 1975. Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **52**: 77-106.
- SUTCLIFFE, R.H. 1989. Magma mixing in late Archean tonalitic and mafic rocks of the Lac des Iles area, Western Superior Province. *Precambrian Research*, **44**: 81-101.
- SUTCLIFFE, R.H., SMITH, A.R., DOHERTY, W. et BARNETT, R.L. 1990. Mantle derivation of Archean amphibole-bearing granitoid and associated mafic rocks : evidence from the southern Superior Province, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **105**: 255-274.
- THOMPSON, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, **18**: 49-107.

- THOMPSON, R.N., MORRISON, M.A., DICKIN, A.P. et HENDRY, G.L.
1983. Continental flood basalt... Arachnids rule OK ?,
Dans Continental basalts and mantle xenoliths. Edité
par C.J. Hawkesworth et M.J. Norry. Shiva Publishing,
Orpington, pp. 159-185.
- WATSON, E.B. et HARRISON, T.M. 1983. Zircon saturation
revisited : temperature and composition effects in a
variety of crustal magma types. Earth and Planetary
Science Letters, **64**: 295-304.
- WHITE, A.J.R. 1979. Sources of granite magmas. Geological
Society of America, Annual General Meeting, Abstracts
and Program, p. 539.
- WHITE, A.J.R. et CHAPPEL, B.W. 1977. Ultrametamorphism and
granitoid genesis. Tectonophysics, **43**: 7-22.
- ZEN, E-an 1986. Aluminum enrichment in silicate melts by
fractional crystallisation : some mineralogic and
petrologic constraints. Journal of Petrology, **27**: 1095-
1117.
- ZEN, E-an et HAMMARSTROM, J.M. 1984. Magmatic epidote and
its petrologic significance. Geology, **12**: 515-518.

3.11- APPENDICE 3.1

CALCUL DE GEOBAROMETRIE (Al DANS LA HORNBLENDE) :

Deux équations ont été utilisés, celle de Hammarstrom et Zen (1986) et celle de Hollister et al. (1987). Cette dernière a été vérifiée expérimentalement par Rutter et al. (1989).

L'équation de Hammarstrom et Zen (1986) est la suivante :

$$P(+/- 3 \text{ kbar}) = -3.92 + 5.03 \text{ Al}_T$$

et celle de Hollister et al. (1987) :

$$P (+/- 1 \text{ kbar}) = -4.76 + 5.64 \text{ Al}_T.$$

La valeur d' Al_T provient du tableau 3.3.

Monzodiorites :

Echantillon	HGB-51	HGB-51	HGB-52	HGB-52	HGB-52
Minéral #	2	4	2	2	2
Analyse #	1	1	4	5	7
Al_T	0.91	0.96	1.07	1.06	1.06
P H&Z (MPa)	70	90	150	140	140
P Holl (MPa)	40	60	130	120	120

Echantillon	HGB-55	HGB-121	HGB-121	HGB-121	HGB-121
Minéral #	3	1	3	5	7
Analyse #	1	1	1	1	1

Al _T	1.14	1.15	1.35	1.30	1.41
P H&Z (MPa)	190	190	290	260	320
P Holl (MPa)	170	170	280	260	320

Tonalite foliée :

Echantillon	HGB-17	HGB-17	HGB-17	HGB-17
Minéral #	1	2	2	3
Analyse #	1	1	2	1
Al _T	1.69	1.62	1.69	1.67
P H&Z (MPa)	460	420	460	450
P Holl (MPa)	480	430	480	460

où P H&Z est la pression selon l'équation de Hammarstrom et Zen (1986) et P Holl est la pression selon l'équation de Hollister et al. (1987).

3.12- APPENDICE 3.2

Pétrographie supplémentaire de quelques échantillons choisis.

Pour éviter la répétition, les descriptions des premiers échantillons d'un type seront plus complètes que les suivantes. Les observations globales se retrouvent dans le texte principal. Les caractéristiques de chaque échantillon sont mises en évidence dans cet appendice.

TONALITE FOLIEE :

Echantillon HGB-17:

Nom : Tonalite foliée

Proportions minéralogiques : Plagioclase 65%; quartz 30%; biotite 3%; hornblende 2% et en trace l'épidote et l'allanite.

Description : C'est une roche de couleur gris pâle. Une foliation d'intensité variable est présente. Les biotites ont des minces couronnes d'un mélange biotite/plagioclase où les biotites de couronnes sont en continuité optique avec la biotite centrale. De nombreux plagioclases sont zonés et leur coeur est alors légèrement plus altéré contrairement à la bordure qui ne l'est pas. L'allanite est en gros cristaux de 1 mm (et dont certains grains peuvent atteindre 5 mm X 1 mm) avec des fractures radiales et concentriques teintées de jaune (causées par les éléments radioactifs de l'apatite). Certains grains d'allanite montrent une couronne partielle d'épidote lorsqu'ils entrent en contact avec la biotite. L'allanite présente des inclusions d'apatite et d'un minéral (non identifié) à pléochroïsme vert pâle à vert foncé. L'épidote en contact avec la biotite, mais sans contact avec l'allanite, montre une texture quasi myrmékitique avec les feldspaths. Le feldspath de la myrmékitite n'est pas en continuité optique avec des feldspaths environnants. Le quartz montre une extinction roulante, certains grains sont craquelés et regroupés en amas allongés. La granulométrie

varie de 2 de 5 mm. Il y a une faible foliation mise en évidence par les trains de minéraux mafiques.

Echantillon HGB-36 :

Nom : tonalite foliée.

Proportions minéralogiques : hornblende 5%;
plagioclase 30%; quartz 65%.

Description : Une roche foliée dans laquelle les grains de quartz sont allongés et présentent une extinction roulante. Différentes bandes (la foliation) sont représentées par différentes granulométries. Les minéraux mafiques sont tous en trains. L'échantillon est recristallisé.

Echantillon HGB-37 :

Nom : tonalite à chlorite.

Proportions minéralogiques : Chlorite 1%;
plagioclase 74%; quartz 25%.

Description : La texture générale de l'échantillon est en mortier. Le quartz, en forme de grains de riz, montre une très forte extinction roulante et les macles des plagioclases sont déformées. Les plagioclases sont zonés. La recristallisation se présente également sous forme de veinules (épaisseur des trains : 0.1 mm à 0.25 mm) de petits grains qui traversent les grains plus gros. Les trains ne sont pas rectilignes mais ondulants et s'orientent

subparallèlement à l'axe court de la lame mince (non orientée !).

Echantillon HGB-53 :

Nom : tonalite foliée à biotite et hornblende.

Proportions minéralogiques : Plagioclase 55%;
quartz 40%; biotite 2%; hornblende 3%.

Description : Des enclaves de hornblendite sont présentes dans la tonalite foliée. Leur degré d'étirement varie mais, dans la plupart des affleurements, ce sont des reliques d'enclaves fortement étirées. La foliation dans ces affleurements s'oriente dans une direction stable (est-ouest) mais, dans plusieurs affleurements, de forts changements de direction sont présents. Les micas sont isolés des autres minéraux mafiques et ne montrent pas de relation particulière avec ces derniers. Les macles des plagioclases sont légèrement déformées. Les quartz sont tous à extinction roulante. Quelques grains de quartz présentent des sous-structures et certains autres présentent de la recristallisation.

Echantillon HGB-135 :

Nom : tonalite foliée à hornblende.

Proportions minéralogiques : Plagioclase 67%;
quartz 20%; hornblende 10%; feldspath potassique 0.5%;
chlorite 2.5%.

Description : Les minéraux mafiques sont regroupés en amas. Les plagioclases sont séricitisés. Le quartz est interstitiel à extinction roulante et plusieurs grains ont leur bordures festonnées. La foliation est mise en évidence par les minéraux mafiques.

HORNBLENDITE:

Echantillon HGB-01 :

Nom : hornblendite

Proportions minéralogiques : hornblende 80%; plagioclase 15%; pyroxène 5%; et en trace l'apatite; la titanite; l'épidote; la chlorite et des minéraux opaques.

Description : Les hornblendes sont en grandes plages et les cristaux mesurent de 1 à 2 mm de diamètre. Les plagioclases sont nettement interstitiels aux hornblendes. Les plagioclases montrent une certaine séricitisation. Les pyroxènes se retrouvent entre les amphiboles avec les plagioclases. L'apatite est généralement en inclusion dans les hornblendes et montre une forme trapue. Les titanites sont généralement dans les plagioclases ou au contact plagioclase-hornblende.

Echantillon HGB-02 :

Nom : hornblendite

Proportions minéralogiques : hornblende 60%; plagioclase 40%; et en trace l'apatite; la titanite; la chlorite.

Description : Les hornblendes et les plagioclases sont en relations subophitiques. Les hornblendes sont zonées et mesurent de 2 à 5 mm de diamètre. Lorsque les hornblendes sont isolées dans les plagioclases, elles présentent des formes allongées et lorsqu'elles sont en amas, elles sont automorphes et à jonctions triples. Les plagioclases sont partiellement séricitisés et mesurent environ 1 mm de diamètre.

Echantillon HGB-03 :

Nom : méladiorite

Proportions minéralogiques : hornblende 60%; plagioclase 40%; et en trace la titanite; l'épidote et le leucoxène.

Description : Les hornblendes mesurent de 0.5 à 2 mm. De l'altération plus intense s'observe sous forme d'amiboïdes millimétriques. Les plagioclases ne sont à peu près pas altérés et sont des oligoclases (détermination au microscope).

Echantillon HGB-04 :

Nom : hornblendite

Proportions minéralogiques : hornblende 99%; plagioclase 1%; et en trace l'apatite; l'épidote et la séricite.

Description : Roche composée presque exclusivement de hornblende, et les hornblendes sont très grosses (5 à 10

mm de diamètre). L'altération en épidote et séricite est plutôt intense. L'apatite est trapue.

Echantillon HGB-05 :

Nom : méladiorite

Proportions minéralogiques : hornblende 70%; plagioclase 10%; clinopyroxène 20% et en trace l'apatite; la titanite et le leucoxène.

Description : Les pyroxènes sont généralement interstitiels aux hornblendes et sont inclus dans les plagioclases. Et de façon moins abondante, les pyroxènes sont inclus entièrement ou partiellement dans les hornblendes. Les pyroxènes montrent des signes de transformation en amphibole tels que le développement de "taches" d'amphibole dans les pyroxènes. Certains grains d'hornblende montrent une mince couronne d'épidote. Les plagioclases sont nettement interstitiels aux minéraux mafiques. Les titanites sont en inclusion dans les plagioclases.

Echantillon HGB-07 :

Nom : hornblendite déformée

Proportions minéralogiques : hornblende 70%; plagioclase 30%; et en trace l'apatite; la titanite et le leucoxène.

Description : Roche fortement rubanée montrant des zones à grains fins plus riches en plagioclases près de zones

plus grossières et très riches en hornblende. Les bandes à grains grossiers ont une granulométrie maximale de 1 mm. Les bandes à grains fins ont une granulométrie de 0.05 à 0.2 mm.
 Note : Seulement la partie non déformée de l'échantillon a été analysée.

Echantillon HGB-08 :

Nom : hornblendite

Proportions minéralogiques : hornblende 95%;
 plagioclase 5%; et en trace la titanite.

Description : Les hornblendes reposent les unes sur les autres, plusieurs sont automorphes et il y a quelques jonctions à point triple.. Les hornblendes mesurent de 1 à 4 mm de diamètre. Les plagioclases sont isolés et en petits cristaux de 0.2 à 0.3 mm de diamètre. Une veinule de plagioclase avec des taches amiboïdales d'épidote recoupe l'échantillon, laquelle veinule est recoupée par une veinule tardive d'épidote.

Echantillon HGB-09 :

Nom : méladiorite

Proportions minéralogiques : hornblende 60%;
 plagioclase 40%; et en trace le clinopyroxène; l'apatite et le leucoxène.

Description : Les plagioclases sont partiellement enrobés par les hornblendes donnant une texture subophitique. La hornblende mesure de 1 à 3 mm de diamètre et le

plagioclase de 0.5 à 1 mm de diamètre. L'échantillon est légèrement hétérogène et certaines zones contiennent presque exclusivement de la hornblende. Il y a quelques cassures nettes avec un remplissage microgrenu. Le leucoxène se retrouve surtout au pourtour des hornblendes et l'apatite est trapue.

Echantillon HGB-38 :

Nom : Méladiorite foliée.

Proportions minéralogiques : hornblende 74%; plagioclase 20%; clinopyroxène 5% et en trace l'apatite et la titanite.

Description : Les clinopyroxènes (0.5 à 1.5 mm de diamètre) ont une certaine propension à être automorphes, davantage que les hornblendes (1 à 2 mm de diamètre). Il y a une foliation mise en évidence par une plus grande proportion des hornblendes dans certaines bandes. Ces bandes riches en hornblende ont une forme ocellée. La granulométrie est plus fine entre les bandes riches en hornblende. Les clinopyroxènes semblent plus abondants dans les zones à granulométrie plus fine.

Echantillon HGB-39 :

Nom : Méladiorite foliée.

Proportions minéralogiques : hornblende 80%; plagioclase 15%; épidote + chlorite + apatite 5%.

Description : Les hornblendes sont grosses (1 à 5 mm de diamètre) et xénomorphes. Le coeur de certaines hornblendes contient des épidotes et/ou des apatites. Les plagioclases sont interstitiels et polycristallins (recristallisation possible). Ils sont troubles et contiennent de nombreuses inclusions minuscules (micas blancs?, trop petits pour une identification positive). Les plagioclases contiennent peu de macles. Quelques grains de plagioclase montrent une très mince couronne d'épidote.

Echantillon HGB-40 :

Nom : Hornblendite avec une texture en filet.

Proportions minéralogiques : hornblende 85%; plagioclase 10%; clinopyroxène 5% et en trace l'épidote; la chlorite et la titanite.

Description : Hornblende de 5 à 15 mm de diamètre baignant dans une matrice de plagioclase interstitiel (texture en filet). Les clinopyroxènes sont généralement en bordure des hornblendes dans les plagioclases. Les clinopyroxènes sont automorphes et craquelés. Les plagioclases se présentent sous deux formes, soit en amas polycristallins, soit en grands cristaux.

Echantillon HGB-42 :

Nom : Hornblendite avec une texture en filet.

Proportions minéralogiques : hornblende 90%; plagioclase 10%; et en trace le leucoxène et la titanite.

Description : Les plagioclases sont interstitiels aux hornblendes. Il y a quelques cas d'inclusion partielle de plagioclase dans les hornblendes. Certains leucoxènes sont en gros cristaux de 1 à 2 mm.

Echantillon HGB-43 :

Nom : Filon de hornblendite dans l'hornblendite massive.

Proportions minéralogiques : Hornblendite encaissante : hornblende 94%; plagioclase 5%; clinopyroxène 1% et en trace l'apatite et la titanite; filon de hornblendite : hornblende (trémolite) 84%; plagioclase 15%; clinopyroxène 1% et en trace le leucoxène et la titanite.

Description : L'hornblendite encaissante montre des hornblendes (1 à 2 mm de diamètre) ayant un fort pléochroïsme. Le coeur de quelques hornblendes contient de la chlorite. Les clinopyroxènes sont petits (0.2 à 0.3 mm de diamètre), en morceaux et déchiquetés. Quelques clinopyroxènes sont présents sous forme de reliques ouralitisées. Les apatites sont petites et au contact des minéraux mafiques, mais pas en inclusion. Les plagioclases sont en grandes plages interstitielles polycristallines. Le filon de hornblendite, quant à lui, se distingue de son encaissant par sa couleur plus foncée et sa plus faible proportion de plagioclase. La trémolite (l'amphibole de cet échantillon) mesure de 1 à 5 mm de diamètre, est xénomorphe,

à jonction à points triples et recristallisée. Les clinopyroxènes sont déchiquetés et quelques uns sont inclus dans les amphiboles. Le contact entre le filon de hornblendite et l'hornblendite est très irrégulier à l'échelle microscopique et suit les bordures des cristaux. Le filon semble avoir une origine hydrothermale, en accord avec la présence de trémolite.

Echantillon HGB-108 :

Nom : Méladiorite foliée.

Proportions minéralogiques : Plagioclase 40%;
hornblende 70%.

Description : La texture générale a une tendance subophitique. Les plagioclases s'orientent aléatoirement et sont relativement équants. Les macles des plagioclases ne sont pas orientées selon la foliation mais une faible déformation des macles est observée. Les hornblendes orientent leur axe long subparallèle à la foliation. La foliation est mise en évidence par une légère différence de proportion minéralogique.

MONZODIORITE :

Echantillon HGB-51:

Nom : Monzodiorite à hornblende

Proportions minéralogiques : Hornblende 5%;
plagioclase 70%; quartz 5%; microcline 20% et en trace des

minéraux opaques; le leucoxène; la titanite; l'épidote et la chlorite.

Description : Certaines hornblendes sont zonées et le coeur est parfois légèrement plus altéré. Certaines autres sont des cristaux composites de plusieurs cristaux de hornblende avec épidote, titanite et minéraux opaques en inclusion. Quelques hornblendes montrent une mince couronne d'épidote. Le quartz et le plagioclase montrent des relations interlobées. Le feldspath potassique est en grandes plages et plusieurs exemples contiennent du plagioclase. Le plagioclase est légèrement séricitisé contrairement au feldspath potassique qui ne l'est point. Le quartz présente une extinction roulante mais il est toujours en grains à peu près équants ou interstitiels.

Echantillon HGB-52:

Nom : Monzodiorite à hornblende et biotite

Proportions minéralogiques : Hornblende 2%; plagioclase 69%; quartz 6%; microcline 17%; clinopyroxène 4%; biotite 1%; minéraux opaques 1% et en trace l'apatite; la titanite; l'épidote et la chlorite.

Description : Les minéraux mafiques sont généralement regroupés et les cristaux mesurent de 2 à 3 mm de diamètre. Les clinopyroxènes présentent une forme automorphe et quelques uns sont chloritisés. La biotite est incluse dans certains plagioclases et montre une altération

variable en chlorite mais généralement faible. La plupart des plagioclases sont zonés et leur coeur est plus séricitisé que la bordure; la dimension maximale des plagioclases est de 7 à 8 mm. Le feldspath potassique se présente sous forme de grandes plages et il est xénomorphe et interstitiel. Certains feldspaths potassiques contiennent des inclusions de plagioclase. Il y a peu de quartz et il est interstitiel à équant (extinction roulante dans la plupart des grains). La titanite s'associe principalement avec les minéraux mafiques. L'apatite est en inclusion dans la hornblende et dans le clinopyroxène et elle est trapue.

Echantillon HGB-55:

Nom : Monzodiorite à hornblende

Proportions minéralogiques : Hornblende 5%; plagioclase 60%; quartz 7%; microcline 28% et en trace l'apatite; la titanite; l'épidote et la chlorite.

Description : Les amphiboles ont des bordures lobées. Les hornblendes sont incluses partiellement dans les plagioclases. Les plagioclases sont à leur tour en inclusion partielle dans les grandes plages de microcline. La séricitisation des feldspaths est très faible. Il y a quelques plagioclases troubles dans lesquels des amiboïdes de feldspath potassique sont présentes qui, dans certains cas, sont intercommunicantes et en continuité optique. Des grains de quartz présentent des textures protoclastiques et quelques

uns sont recristallisés. Le quartz est à extinction roulante et la plupart des grains sont équants. Les minéraux opaques sont enrobés d'épidote. Une très faible foliation difficile à discerner est présente.

Echantillon HGB-119:

Nom : Monzodiorite à hornblende

Proportions minéralogiques : Hornblende 5%; clinopyroxène 1%; biotite 1%; plagioclase 64%; quartz 12%; microcline 17% et en trace la titanite; l'épidote et l'allanite.

Description : Les minéraux mafiques sont en amas. Les plagioclases sont fortement zonés. Les feldspaths potassiques, pouvant mesurer jusqu'à 10 mm de diamètre, sont légèrement perthitiques (perthite en lamelles et en damiers). Les bordures des grains de quartz sont festonnées. Le quartz a une extinction roulante avec quelques rares sous-structures et, dans l'ensemble, les grains ne montrent pas d'allongement. Il y a une certaine foliation mise en évidence par une plus grande proportion des minéraux mafiques. Il y a des minces bandes où les grains sont recristallisés (granulométrie fine de 0.1 mm contrairement à 1 à 2 mm ailleurs dans l'échantillon).

Echantillon HGB-121:

Nom : Monzodiorite à hornblende

Proportions minéralogiques : Hornblende 10%; clinopyroxène 1%; biotite 2%; plagioclase 70%; quartz 6%; microcline 11% et en trace la titanite; l'épidote et l'allanite.

Description : Les minéraux mafiques sont en amas. Certaines biotites sont enrobées par les hornblendes. Il y a zonation des plagioclases et ils s'orientent selon un axe préférentiel. Il y a quelques macles de déformation dans les plagioclases.

Echantillon HGB-126:

Nom : Monzodiorite à hornblende et biotite.

Proportions minéralogiques : Hornblende 15%; clinopyroxène 1%; biotite 5%; plagioclase 58%; quartz 5%; microcline 16% et en trace la titanite; l'allanite; l'épidote et l'apatite.

Description : Les minéraux mafiques sont en grands amas mesurant jusqu'à 10 mm de long. Certaines biotites sont en inclusion dans la hornblende. Quelques clinopyroxènes sont en inclusion dans la biotite. Une intercroissance biotite-amphibole est observée dans cet échantillon. Les plagioclases sont zonés et mesurent 2 à 3 mm de diamètre. L'apatite est trapue et incluse partiellement ou totalement dans la hornblende. Une superbe allanite de 2 mm de diamètre est présente. Les hornblendes s'alignent pour former une très légère foliation.

Echantillon HGB-127:

Nom : Monzodiorite à biotite et hornblende.

Proportions minéralogiques : Hornblende 2%; biotite 15%; plagioclase 61%; quartz 6%; microcline 16% et en trace la titanite; l'épidote et l'apatite.

Description : La biotite est en amas de 5 mm et dans ces amas, elle est accompagnée d'épidote, d'apatite et quartz et/ou plagioclase. La hornblende est sous forme de gros cristaux de 3 à 5 mm de diamètre bordés de biotite, d'épidote et de titanite. Le feldspath potassique est au coeur de certains plagioclases sous forme de petites inclusions. Il y a des textures graphiques (symplectites ?) entre l'épidote et probablement le plagioclase (trop petite pour une identification positive). Il y a peu de quartz mais il a une extinction roulante et est équant.

Echantillon HGB-131:

Nom : Monzodiorite à hornblende.

Proportions minéralogiques : Hornblende 10%; plagioclase 53%; quartz 7%; microcline 30% et en trace la titanite; l'épidote; des minéraux opaques et l'apatite.

Description : Les hornblendes et les plagioclases sont zonés et dans quelques cristaux, le coeur est plus altéré. La hornblende s'observe généralement en amas. Quelques rares cas ont été observés où le quartz était inclus dans la hornblende. Le feldspath potassique et le

plagioclase sont en intercroissance intime. Les feldspaths potassiques sont en grandes plages de dimensions variables fortement xénomorphes. L'apatite se retrouve incluse partiellement ou totalement dans la hornblende. L'épidote est généralement au pourtour des hornblendes. Le quartz est équant.

LEUCODIORITE A LEUCOTONALITE:

Echantillon HGB-10 :

Nom : filon de leucodiorite

Proportions minéralogiques : plagioclase 98%; épidote 2% et en trace la hornblende et l'apatite.

Description : Echantillon à texture granulaire où les plagioclases mesurent 1 à 3 mm et sont sérîtisés. L'apatite trapue est associée aux hornblendes épidotisées qui baignent dans les plagioclases.

Echantillon HGB-11 :

Nom : filon de diorite avec hornblendite

Proportions minéralogiques : plagioclase 50%; hornblende 50%; et en trace l'épidote; la biotite et l'apatite pour la partie felsique; 95% de hornblende et 5% de plagioclase pour la partie mafique..

Description : La partie mafique est une hornblendite tachetée d'amas de plagioclase polycristallins altérés. La partie felsique, quant à elle, se présente comme une mer de plagioclase avec des amphiboles déchiquetées. Le

contact du filon est relativement net bien que certains cristaux le traversent, mais dans ces cas, les cristaux montrent un changement de composition.

Echantillon HGB-16 :

Nom : filon de leucodiorite

Proportions minéralogiques : Plagioclase 88%; quartz 10 %; épidote 1%; chlorite 1% et en trace quelques zircons.

Description : Les plagioclases sont zonés et l'altération (séricitisation) est très variables d'un grain à l'autre, allant de très intense à nulle. Le quartz montre des jonctions à point triple bien qu'il soit en forme d'amiboïde interstitielle. Le quartz présente une extinction roulante mais il ne s'oriente pas de façon préférentielle. Il y a des relations d'embaïements quartz-plagioclase et la texture est à tendance granulaire. L'épidote et la chlorite sont des reliques de minéraux mafiques altérés. Les zircons sont inclus à l'intérieur de la chlorite (relique de biotite ?) et montre l'auréole pléochroïque caractéristique.

Echantillon HGB-31 :

Nom : filon de pegmatite

Proportions minéralogiques : Quartz 20%; Plagioclase 75%; hornblende 5%.

Description : L'échantillon montre deux granulométries, soit une de 3 à 5 mm et l'autre de 0.1 à 0.5

mm. Les contacts entre les plagioclases sont interlobés. Les plagioclases montrent des macles de déformation. Le contact avec l'encaissant (hornblendite) est net et les cristaux sont tronqués. La partie à grains fins est fortement recristallisée. Le quartz présente une forme polygonale à points triples.

Echantillon HGB-100 :

Nom : Filon de leucotonalite à grains fins (zone de trempe).

Proportions minéralogiques : Quartz 40%; Plagioclase 58%; chlorite 2% et en trace des minéraux opaques; l'apatite et l'épidote.

Description : Roche à grains fins (0.5 à 1 mm de diamètre) qui a une faible foliation, plus évidente en mégascopie. La biotite est chloritisée, mais reconnaissable et se retrouve isolée dans les plagioclases et le quartz. Des plagioclases sont zonés et alors leur coeur est légèrement plus séricitisé. Le quartz est en plages équantes interstitielles avec une faible extinction roulante.

Echantillon HGB-101 :

Nom : Filon de leucotonalite à grains fins (zone de trempe).

Proportions minéralogiques : Quartz 40%; plagioclase 58%; chlorite 2% et en trace des minéraux opaques; l'apatite et l'épidote.

Description : Roche montrant des zones de cisaillement recristallisées et une forte séricitisation (85%) des plagioclases. Des veinules de chlorite recoupent l'échantillon. Le quartz est à extinction roulante, partiellement recristallisé mais les grains ne sont pas étirés.

Echantillon HGB-105 :

Nom : Petit filon de leucodiorite dans les affleurements de brèches au sud du pluton.

Proportions minéralogiques : Plagioclase 96%; épidote 2%; hornblende 3%.

Description : Filon mesurant environ 1m d'épaisseur apparente où la surface météoritique est altérée sur quelques millimètres. La texture générale de l'échantillon est granulaire. Les plagioclases et les minéraux mafiques sont hypidiomorphes mais les plagioclases sont interstitiels. Le plagioclase est un oligoclase (détermination au microscope). Il y a très peu d'altération des plagioclases. La granulométrie est d'environ 1 à 2 mm. Les évidences de déformations à l'état solide sont absentes.

Echantillon HGB-106 :

Nom : Petit filon de leucotonalite dans les affleurements de brèches au sud du pluton.

Proportions minéralogiques : Plagioclase 60%; quartz 40% et en trace l'épidote; la séricite et la chlorite.

Description : Cet échantillon présente une texture très similaire au HGB-105 si ce n'est des proportions minéralogiques différentes. La granulométrie est d'environ 1 à 2 mm. Le quartz présente une extinction roulante, il est amiboïdal, interstitiel et à peu près équiant.

Echantillon HGB-117:

Nom : Leucodiorite à biotite.

Proportions minéralogiques : Plagioclase 37%; quartz 60%; biotite 2%; microcline 1% et en trace le titanite; l'épidote; des minéraux opaques et la chlorite.

Description : L'affleurement contenant cet échantillon présente également des enclaves de méladiorite plus ou moins digérées. La biotite s'observe en grains isolés, dans les quartz et les feldspath. Les minéraux mafiques présentent une granulométrie plus fine (0.2 mm) que les quartz et feldspath (1 à 2 mm). La biotite contient des lamelles de chlorite. Les plagioclases sont zonés. Les minéraux opaques ont une couronne d'épidote. Le quartz présente une extinction roulante, est recristallisé (ou est protoclastique, impossible de distinguer les deux cas dans cet échantillon) à quelques endroits de l'échantillon mais il n'est pas allongé. Il y a une très faible foliation.

XENOLITHES ET ENCLAVES:

Echantillon HGB-13 :

Nom : Enclave de diorite

Proportions minéralogiques : Hornblende 30%; plagioclase 70% et en trace l'épidote; l'apatite et quelques minéraux opaques.

Description : Les hornblendes sont en amas (mesurent de 0.5 à 2 mm de diamètre) et contiennent la plupart des apatites. Les hornblendes montrent un certain alignement préférentiel et ont tendance à se placer en trains. Elles montrent des clivages et plusieurs sont pleines de poussières d'oxydes de fer. Les plagioclases sont séricitisés et l'apatite trapue.

Echantillon HGB-14 :

Nom : Enclave de hornblendite

Proportions minéralogiques : Hornblende 95%; plagioclase 5% et en trace la biotite; la titanite; l'épidote; l'apatite et quelques minéraux opaques.

Description : Enclave de hornblendite bien arrondie composée de gros cristaux d'hornblende de 5 à 8 mm de diamètre. Aucune zone de trempe n'a pu être identifiée (seulement quelques rares enclaves présentent des petites parties à granulométrie légèrement plus fine). Certaines enclaves se détachent des plus grosses par un mince filonet de leucodiorite. Entre les amas de cristaux de hornblende, il y a des secteurs à granulométrie de 1 mm où les plagioclases sont concentrés avec peu de hornblende (environ

40% d'hornblende). De minuscules cristaux de biotite sont observés à l'intérieur de quelques amphiboles.

Echantillon HGB-15 :

Nom : Enclave de diorite

Proportions minéralogiques : Hornblende 38%; plagioclase 58%; épidote 2%; et minéraux opaques 2%.

Description : La hornblende est fortement pléochroïque et souvent maclée. Elle s'oriente selon une direction préférentielle et mesure de 1 à 2 mm de diamètre. Les plagioclases sont fortement séricitisés.

Echantillon HGB-18 :

Nom : Enclave de hornblendite avec un petit morceau de filon de leucodiorite

Proportions minéralogiques : Hornblende 80%; plagioclase 20% et en trace l'épidote et la titanite.

Description : Les hornblendes, mesurant de 1 à 5 mm de diamètre, et les plagioclases, mesurant 0.5 mm à 2 mm de diamètre, montrent une texture subophitique. Certaines hornblendes montrent des minces bordures de réaction où la bordure a une biréfringence légèrement plus élevée. La macle de l'albite est rare dans ces plagioclases (pas possible de déterminer par microscopie à platine plane la calcicité des plagioclases). Les plagioclases sont légèrement troubles indiquant une faible séricitisation. Le contact entre le

filon de leucodiorite et l'enclave est net mais suit le pourtour des cristaux de hornblende.

Echantillon HGB-19:

Nom : Xénolite de basalte à phénocristaux de feldspath

Proportions minéralogiques : Hornblende 60%; plagioclase 40%.

Description : L'échantillon se compose de deux zones où le contact est net en mégascopie mais transitionnel à l'échelle microscopique. Les deux parties se différencient par la granulométrie. La partie à grains fins (granulométrie de 0.25 mm) présente des hornblendes avec des plagioclases formant une texture en mosaïque. Les phénocristaux et les petits cristaux de plagioclases sont fortement séricitisés. L'autre partie se compose de la même minéralogie. Les plagioclases y sont faiblement séricitisés mais certaines zones ont les plagioclases plus fortement altérés. Les hornblendes sont presque toutes zonées. Il y a des bandes à granulométrie très fine (bande de déformation ?).

Echantillon HGB-20:

Nom : Echantillon composé de trois enclaves semblables de diorite avec de la diorite interstitielle.

Proportions minéralogiques : 1- Diorite interstitielle : hornblende 60 %; plagioclase 40%; 2-

Enclaves : hornblende 70%, plagioclase 25% et minéraux opaques 5%.

Description : La diorite interstitielle (granulométrie de 1 à 4 mm) présente des hornblendes ayant des inclusions arrondies de plagioclase. Les plagioclases ont une plus forte tendance à être automorphes que les hornblendes. Les hornblendes sont interstitielles et enrobent partiellement les plagioclases. L'apatite est incluse dans la hornblende et le plagioclase et elle présente des formes trapues. Les enclaves ont une granulométrie plus fine (environ 0.5 mm) que la diorite interstitielle. La texture de recristallisation dans les enclaves est importante (beaucoup de point triples). Les minéraux opaques se positionnent de façon à mettre en évidence une faible foliation. Les contacts entre les enclaves et le magma interstitiel sont pour la plupart nets. Les hornblendes sont les minéraux tronqués les plus évidents. A plusieurs endroits du contact enclave/magma interstitiel dans l'échantillon, il n'y a pas de troncature des minéraux mais un changement net de granulométrie.

Echantillon HGB-21:

Nom : Enclave de hornblendite.

Proportions minéralogiques : Hornblende 95%;
plagioclase 5%.

Description : Echantillon caractérisé par de très gros cristaux de hornblende (5 à 20 mm de diamètre) ayant les contacts hornblende/hornblende interlobés. Les hornblendes ont des teintes extrêmement pâles et montrent une certaine chloritisation.

Echantillon HGB-28:

Nom : Enclave de hornblendite.

Proportions minéralogiques : Hornblende 70%; plagioclase 30% et en trace l'épidote; le leucoxène et la séricite.

Description : Les plagioclases sont interstitiels aux hornblendes. Il y a quelques reliques de pyroxènes. Les hornblendes mesurent de 2 à 3 mm et les plagioclases 0.5 à 1 mm de diamètre. Les plagioclases sont en amas polycristallins.

Echantillon HGB-29:

Nom : Xénolite de basalte.

Proportions minéralogiques : Hornblende 60%; plagioclase 40% et en trace l'épidote; le leucoxène et la séricite.

Description : La texture est subophitique et les minéraux sont fortement altérés.

Echantillon HGB-30:

Nom : Xénolite de basalte.

Proportions minéralogiques : Hornblende 60%;
plagioclase 40% et en trace l'épidote; le leucoxène et la
séricite.

Description : La texture est subophitique et les
minéraux sont fortement altérés. Les plagioclases sont des
gros phénocristaux (*glomerocryst* ?)

Echantillon HGB-33:

Nom : Xénolite de basalte riche en amphiboles.

Proportions minéralogiques : Hornblende 70%;
plagioclase 30% et en trace l'épidote et la séricite.

Description : Il y a une forte séricitisation des
plagioclases. Les hornblendes sont à points triples et
probablement recristallisées. La granulométrie est de 1 à 2
mm. Une petite zone de cisaillement recoupe l'échantillon.

Echantillon HGB-34:

Nom : Xénolite de gabbro rosé.

Proportions minéralogiques : Hornblende 67%;
plagioclase 30%; pyrite 3% et en trace l'épidote et la
séricite.

Description : Echantillon à grains fins qui est
trop fortement altéré (chloritisation) pour être étudié.

Echantillon HGB-123:

Nom : Enclave de méladiorite.

Proportions minéralogiques : Hornblende 70%; plagioclase 10%; biotite 20% et en trace l'épidote et la chlorite.

Description : Cet échantillon provient d'une grande enclave de hornblendite qui présente une fracturation hydraulique (ou magmatique) injectée de monzodiorite. Près du contact monzodiorite/hornblendite, les cristaux de hornblende sont arrachés puis entraînés dans la monzodiorite. Plus à l'intérieur de la hornblendite, il y a des tas de petits chevelus subparallèles à la foliation qui s'échappent des poches de gabbro. Ces chevelus donnent naissance en certains endroits à la texture en filet. Il a des zones plus riches en plagioclases où les plagioclases contiennent des petites hornblendes dispersées aléatoirement. La granulométrie varie entre 0.2 à 1 mm. Les micas s'orientent subparallèlement pour créer une foliation.

Echantillon HGB-124:

Nom : Contact entre une enclave de hornblendite et la leucodiorite.

Proportions minéralogiques : Hornblendite : hornblende 90%; plagioclase 10% et clinopyroxène en trace; Leucodiorite : plagioclase 80%; hornblende 20% et en trace l'épidote; l'apatite et la titanite.

Description : La hornblendite : Les contacts entre les hornblendes montrent à fine échelle des bordures de

cristaux finement craquelées. Le coeur de certaines hornblendes contient de la biotite. L'apatite est équante et interstitielle aux hornblendes. Certains cristaux de biotite ont des lamelles de chlorite. Quelques cristaux de hornblende, lorsqu'ils sont en contact avec de la biotite entre eux, montrent une plus grande abondance de clivage et la biotite montre des macles de déformation. La leucodiorite : Les minéraux mafiques sont en amas. Les feldspaths et les minéraux mafiques s'allongent orthogonalement au contact avec la hornblendite. La leucodiorite est légèrement foliée et les minéraux mafiques sont en trains.

ROCHE HYBRIDE:

Echantillon HGB-22:

Nom : Roche hybride (diorite)

Proportions minéralogiques : Hornblende 40%; plagioclase 60% et en trace l'épidote et l'apatite.

Description : Quelques hornblendes sont faiblement zonées. Les plagioclases sont fortement séricitisés. Les hornblendes sont interstitielles aux plagioclases. L'apatite est associée aux hornblendes (incluse et en contact) et présente une forme trapue. Cet échantillon comporte une petite enclave de 3 cm par 1.5 cm aux bordures légèrement amiboïdales. Les contacts sont nets mais ils suivent la bordure des cristaux. La petite enclave se compose essentiellement de trémolite poecilitique (poeciloblastique

?) ainsi que d'un peu d'épidote (au centre de l'enclave) et de chlorite (en bordure de l'enclave).

Echantillon HGB-24:

Nom : Roche hybride (diorite)

Proportions minéralogiques : Hornblende 40%; plagioclase 60% et en trace l'épidote; la chlorite; la titanite; des minéraux opaques et l'apatite.

Description : Il y a une forte altération en épidote. Les cristaux sont hypidiomorphiques. Les plagioclases sont peu maclés. Les hornblendes sont pleines de taches d'épidote et leurs clivages sont alors moins apparents. La granulométrie est de 3 à 4 mm.

Echantillon HGB-27:

Nom : Roche hybride (enclaves de méladiorite et leucodiorite interstitielle).

Proportions minéralogiques : Très variables.

Description : L'enclave présente des grains grossiers (1 à 2 mm de diamètre) de plagioclase et de hornblende. Les hornblendes sont interlobées. Il y a quelques reliques de pyroxènes. L'altération est variable à l'intérieur de l'enclave. La leucodiorite interstitielle montre une texture similaire (avec moins de hornblende). Quelques plagioclases ont des textures faisant penser à des plagioclases protoclastiques. Quelques cristaux d'épidote poecelitique contiennent des plagioclases.

Echantillon HGB-34:

Nom : Roche hybride (leucodiorite interstitielle).

Proportions minéralogiques : Hornblende 5%;
plagioclase 95% et en trace la titanite.

Description : La hornblende montre de très légers reflets bleutés et mesure de 2 à 3 mm de diamètre. La hornblende est nettement interstitielle aux plagioclases. Le plagioclase est un oligoclase hypidiomorphe à xénomorphe. Une granulométrie bimodale caractérise le plagioclase, soit une grossière de 4 à 5 mm et une fine de 1 mm. Cet échantillon est très frais, pratiquement sans altération. Les cristaux s'orientent en bandes indiquant une déformation magmatique ou encore l'écoulement du magma entre la hornblendite. En certains endroits de l'échantillon, les hornblendes sont en trains subparallèles faisant ressortir un rubannement. En d'autres endroits, le rubannement est mis en évidence par la granulométrie bimodale (couloir de déformation). Les contacts plagioclase-hornblende sont dans la plupart des cas truffés de minuscules cristaux (trop petits pour une identification positive) qui semblent produits par la déformation.

Echantillon HGB-109:

Nom : Roche hybride (leucodiorite interstitielle).

Proportions minéralogiques : Hornblende 20%;
plagioclase 80% et en trace la séricite.

Description : Les hornblendes se retrouvent en amas dans quelques endroits de l'échantillon. Elles ont une faible tendance à être poecilites. Les plagioclases sont fortement séricitisés (95% de séricitisation). La granulométrie est de 0.5 à 3 mm de diamètre.

ROCHES DU PLUTON HOUGHTON MONTRANT UN CERTAIN POTENTIEL

ECONOMIQUE :

Echantillon HGB-50:

Nom : Brèche de hornblendite chloritisée à pyrite

Proportions minéralogiques : Reliques de hornblende 50%; reliques de plagioclase 5%; pyrite 40%; chalcoppyrite 2%; pyrrhotite 3%.

Description : Roche bréchique composée de fragments de hornblendite très fortement chloritisée et où peu des textures originales sont reconnaissables. La pyrrhotite est en inclusion dans la pyrite ou en amiboïdes. La chalcoppyrite est également incluse dans la pyrite et se retrouve également sous forme de petits grains isolés des autres sulfures.

Midra et al. (1989) dans leur étude du secteur pour le Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec ont noté des teneurs anormales en éléments économiques dans un échantillon similaire (Ag = 1.2 ppm, Cu = 368 ppm, Zn = 169 ppm, Pd = 12 ppb, Pt = 9 ppb, Rh = 7 ppb). L'or n'a pas été détecté dans cet échantillon.

FILON AMPHIBOLITE II (à l'extérieur du pluton):

Echantillon HGB-45:

Nom : Filon d'amphibolite II

Proportions minéralogiques : Hornblende 35%; plagioclase 24%; biotite 24%; quartz 15%; microcline 2% et en trace l'apatite; l'épidote; le zircon; des minéraux opaques et la titanite.

Description : Le filon est tronqué par des veines tardives de quartz-plagioclase. Les minéraux mafiques se concentrent surtout au centre du filon et mettent en évidence les grandes variations de proportions minéralogiques typiques de ces filons. L'échantillonnage pour la géochimie est un exercice douteux; il est à peu près impossible de trouver un échantillon représentatif du filon. Une autre caractéristique de ces filons est la présence d'une zone sans minéraux mafiques au contact avec le gneiss tonalitique de Lapparent. Cette zone sans minéraux mafique fait suggère une fusion partielle de l'encaissant. Il y a des poches ayant une texture pegmatitique où des amas de gros grains de quartz sont présents. Les amphiboles se présentent sous une texture en filet. Le quartz et le plagioclase présentent une texture saccharoïdale (en mégascopie). Les hornblendes sont en grandes plages de 2 à 5 mm de diamètre et contiennent de nombreuses petites inclusions de quartz et d'apatite. La biotite est associée à la hornblende. Le quartz a une forte extinction roulante et est nettement interstitiel aux autres

minéraux. Les apatites sont trapues. La biotite montre des signes de déformation représentée par des microcisaillements et des microchevrons. Il a une très faible foliation.

Echantillon HGB-46:

Nom : Filon d'amphibolite II

Proportions minéralogiques : Hornblende 15%; plagioclase 49%; biotite 10%; quartz 24%; microcline 2% et en trace l'apatite; l'épidote; le zircon; des minéraux opaques et la titanite.

Description : Echantillon semblable au HGB-45 sauf en ce qui concerne les points suivants. La proportion de minéraux mafiques est moins importante. La foliation est plus nette. Certains plagioclases sont zonés et certains s'orientent selon la foliation. Les quartz s'orientent selon la foliation et montrent de faibles signes de déformation à l'état solide (tendance à une forme en grain de riz, extinction roulante).

Echantillon HGB-47:

Nom : Filon d'amphibolite II et son contact avec le gneiss de Lapparent.

Proportions minéralogiques : Hornblende 35%; plagioclase 24%; biotite 24%; quartz 15%; microcline 2% et en trace l'apatite; l'épidote; le zircon; des minéraux opaques et la titanite.

Description : Le gneiss tonalitique de Lapparent (roche hôte) est fortement chloritisé au contact. Ce contact est relativement net et se caractérise par une bande séparant le filon proprement dit et l'encaissant qui contient moins de minéraux mafiques que ces deux derniers. Dans ce filon, le quartz est étonnamment équant en comparaison des autres filons d'amphibolite II (HGB-45 et HGB-46).

Echantillon HGB-54:

Nom : Filon d'amphibolite II

Proportions minéralogiques : Hornblende 35%; plagioclase 24%; biotite 24%; quartz 15%; microcline 2% et en trace l'apatite; l'épidote; le zircon; des minéraux opaques et la titanite.

Description : Les minéraux mafiques se retrouvent en amas enrobés de plagioclase. Les zones plus riches en plagioclases se caractérisent par la présence de phénocristaux de plagioclase. La granulométrie est assez uniforme et mesure 0.5 mm.

3.13- APPENDICE 3.3

Equations de saturation en Zr des magmas felsiques de Watson et Harrison (1983).

$$\ln D_{\text{Zr}}^{\text{zircon/liquide}} = \{-3.80 - (0.85(M-1))\} + 12900/T$$

où $D_{Zr}^{\text{zircon/liquide}}$ est le rapport de la concentration de Zr dans un zircon stoechiométrique à celle du liquide, M est le rapport cationique $(Na + K + 2Ca)/(Al \cdot Si)$ et T est la température en degrés Kelvin.

3.14- APPENDICE 3.4

Equations pour les modélisations de cristallisations fractionnées.

Cristallisation fractionnée (Hanson 1978):

$$C_L/C_O = F^{(D-1)}$$

où C_L est la concentration d'un élément trace dans un liquide dérivé, C_O est la concentration d'un élément trace dans le liquide parent, F est la proportion de magma non-cristallisé par rapport au parent original et D est le coefficient de partage d'un élément trace donné au moment de la séparation du minéral du magma original (le D est la somme des coefficients de partage de chaque minéral multipliés par leur proportion minéralogique).

Cristallisation fractionnée avec remplissage périodique (DePaolo 1981):

$$C_m/C_m^O = (r/((r-1)z) * (1-F^{-z}) + F^{-z}$$

si le remplissage se fait avec le même magma que le magma de départ et

$$C_m/C_m^0 = F^{-z} + (r/(r-1)) * C_r/zC_m^0 * (1-F^{-z})$$

si le remplissage est un magma différent de celui du départ; où r est le facteur de recharge, $z = (r+D-1)/(r-1)$ (D est le même que dans l'équation précédente), C_m est la concentration d'un élément dans le magma, C_m^0 est la concentration d'un élément dans le magma de départ, C_r la concentration d'un élément dans le magma de la recharge et F est le même que dans l'équation précédente.

Concentration moyenne du solide (cumulat) (Allègre et Minster 1978):

$$C_s = C_o * (1-F^D) / (1-F)$$

où C_s est la concentration d'un élément dans le solide (cumulat), C_o , F et D sont les mêmes que dans les équations précédentes.

Concentration du solide (cumulat) avec remplissage périodique (DePaolo 1981):

Comme l'exprime DePaolo (1981) la concentration d'un élément dans le solide égale la concentration du magma multipliée le coefficient de partage D . Les équations de Allègre et Minster (1978) pour les cumulats sont dérivés de la même façon. Donc l'équation devient:

$$C_s = C_m^0 * D * \{(r/(r-1)) * (1-F^{-z}) + F^{-z}\}$$

où C_s , D , C_m^0 , r , z et F sont les mêmes que dans les équations précédentes de DePaolo.

Concentration d'un solide (cumulat) avec liquide piégé entre les cristaux (Allègre et Minster 1978):

$$D = D_i * a + (1-a)$$

est la modification à apporter au coefficient de partage dans l'équation précédente où $(1-a)$ est la fraction poids de liquide piégé entre les cristaux et D_i le coefficient de partage général (bulk partition coefficient).

3.15- APPENDICE 3.5

Résultat d'analyse à la microsonde de biotite

SiO ₂	38.43
TiO ₂	1.92
Al ₂ O ₃	16.41
FeO	19.52
MnO	0.25
MgO	12.36
CaO	0.01
Na ₂ O	0.05
K ₂ O	10.70
Total	99.02

3.16 APPENDICE 3.6

Concentration des oxydes majeurs et des éléments traces du gneiss de l'apparent.

Echant.	LAB-01	LAB-02	LAB-03
SiO ₂ %	69.29	68.31	70.17
Al ₂ O ₃	15.60	15.91	15.14
TiO ₂	0.38	0.44	0.43
Fe ₂ O ₃ &	3.60	3.87	3.52
MgO	0.86	1.02	0.95
CaO	3.94	3.82	3.52
Na ₂ O	4.99	4.42	4.48
K ₂ O	0.68	1.26	1.24
MnO	0.03	0.05	0.02
P ₂ O ₅	0.10	0.13	0.10
LOI	0.35	0.68	0.48
TOTAL	99.83	99.92	100.06
La ppm	42.1	42.9	21.3
Ce	54.3	56.9	32.2
Nd	27.0	25.0	16.0
Sm	4.88	3.64	2.65
Eu	0.82	0.82	0.80
Tb	0.38	0.29	0.24
Yb	0.86	0.54	0.66
Lu	0.14	0.09	0.089
Ba	251	489	422
Co	7.06	6.9	7.4
Cr	6.9	3.6	5.01
Cs	0.63	0.69	0.96
Hf	4.2	3.9	4.1
Nb	3	5	8
Ni	8	5	5
Rb	17	36	38
S	107	181	238
Sc	5.52	5.78	4.8
Sr	358	402	332
Ta	0.19	0.24	0.25
Th	6.3	6.1	4.42
U	0.29	0.24	0.67
V	36	41	34
Y	13	8	8
Zr	181	169	174

Note : Echant.= échantillon, &- Fe total exprimé sous la forme Fe₂O₃. Concentrations déterminées de la même façon que les échantillons du pluton Houghton (fluorescence-X et activation neutronique).

Tableau 3.1a: Concentrations des oxydes majeurs et des éléments traces des roches du pluton Houghton.

HORNBLENDITE

Echant.	HGB-01	HGB-02	HGB-03	HGB-05	HGB-06	HGB-07	HGB-08	HGB-09
SiO ₂ %	51.50	50.01	52.04	50.13	45.33	49.27	44.66	51.15
TiO ₂	0.52	0.77	0.77	0.80	1.44	0.82	1.46	1.24
Al ₂ O ₃	9.49	14.86	12.49	7.72	12.27	14.36	10.66	10.30
Fe ₂ O ₃ *	9.23	10.22	9.88	9.50	12.08	10.50	14.74	9.78
MnO	0.16	0.17	0.17	0.19	0.15	0.17	0.19	0.16
MgO	12.91	7.66	9.36	14.36	12.56	8.36	12.05	11.80
CaO	11.53	10.00	8.98	13.39	11.59	10.38	11.98	10.19
Na ₂ O	2.57	3.78	3.86	1.87	2.50	3.57	2.10	3.32
K ₂ O	0.54	0.93	0.47	0.46	0.92	0.70	0.71	0.63
P ₂ O ₅	0.22	0.26	0.14	0.13	0.09	0.29	0.09	0.13
LOI	0.95	1.13	1.38	1.06	0.97	1.43	1.23	0.90
TOTAL	99.61	99.80	99.53	99.62	99.89	99.84	99.85	99.60
A/CNK	0.37	0.59	0.54	0.28	0.47	0.56	0.41	0.42
Mg#	0.73	0.60	0.65	0.75	0.67	0.61	0.62	0.70
La ppm	26.2	20.9	15.2	18.5	19.8	21.0	19.8	20.0
Ce	49.0	39.0	28.6	39.0	39.0	38.0	38.9	45.0
Nd	24.0	19.1	20.0	26.2	28.0	23.0	39.0	32.0
Sm	7.91	5.54	5.88	8.65	9.23	5.83	8.90	10.13
Eu	1.82	1.73	1.50	2.21	2.31	1.93	2.21	2.76
Tb	0.58	0.58	0.53	0.63	0.74	0.70	0.63	0.64
Yb	1.09	1.40	1.76	1.29	1.04	1.34	1.22	1.28
Lu	0.15	0.22	0.25	0.18	0.16	0.19	0.18	0.19
Eu/Eu*	0.89	1.07	0.92	0.99	0.94	1.09	0.97	1.11
Ba	97	271	115	99	293	180	147	159
Co	50.5	40.0	49.8	52.1	60.5	43.7	73.0	48.8
Cr	1012	265	318	1180	307	271	445	643
Cs	<0.1	0.13	0.24	<0.1	<0.004	0.2	<0.1	0.48
Cu	4	95	111	28	210	64	44	5
Hf	1.8	2.3	2.1	2.1	2.1	2.0	1.9	2.2
Nb	8	5	6	4	9	4	7	6
Ni	316	86	179	319	262	101	200	231
Rb	9	21	8	5	11	9	4	6
S	119	370	647	155	458	144	457	99
Sc	29.72	34.42	38.17	33.27	35.69	36.42	37.28	37.6
Sr	370	565	307	301	455	683	511	242
Ta	0.22	0.21	0.12	0.11	0.34	0.20	0.38	0.25
Th	0.29	0.69	0.50	0.17	0.41	0.60	0.82	0.83
U	0.08	0.22	0.11	<0.01	0.08	0.22	0.09	0.07
V	114	162	141	134	289	155	342	183
Y	15	17	20	18	18	17	20	19
Zr	77	97	83	81	84	80	89	79

Note: < = teneur inférieure à la valeur indiquée (limite de détection). La limite de détection en activation neutronique dans ce travail est lorsque l'erreur statistique de comptage est 30 % de la valeur obtenue, * = Fe total exprimé sous la forme de Fe₂O₃, * = Eu mesuré sur Eu estimé à partir des patrons d'ETR.

Tableau 3.1b: Concentrations des oxydes majeurs et des éléments traces des roches du pluton Houghton.

HORNBLENDITE (suite)						
Echant.	HGB-13	HGB-14	HGB-21	HGB-23	HGB-25	HGB-28
SiO ₂ %	49.28	48.47	48.47	49.07	47.93	50.02
TiO ₂	0.94	0.87	0.87	0.97	1.23	0.82
Al ₂ O ₃	17.20	8.77	6.51	11.24	12.26	9.58
Fe ₂ O ₃ *	9.89	11.20	9.95	10.54	12.04	11.43
MnO	0.14	0.17	0.15	0.18	0.16	0.17
MgO	6.22	14.78	18.70	11.80	11.18	13.33
CaO	8.47	11.46	11.61	10.67	9.52	10.91
Na ₂ O	4.35	1.86	1.30	2.71	2.96	2.10
K ₂ O	1.00	0.41	0.35	0.72	0.75	0.48
P ₂ O ₅	0.52	0.21	0.07	0.38	0.29	0.15
LOI	1.81	1.40	2.07	1.26	1.48	0.95
TOTAL	99.83	99.60	100.07	99.55	99.80	99.94
A/CNK	0.73	0.36	0.28	0.46	0.53	0.40
Mg#	0.55	0.72	0.79	0.69	0.65	0.70
La ppm	23.8	16.7	12.2	23.7	13.4	14.6
Ce	46.0	39.0	33.0	45.9	25.0	31.0
Nd	26.0	26.0	25.1	35.0	18.0	22.0
Sm	7.55	7.13	6.85	10.25	7.40	6.44
Eu	2.07	2.01	1.84	2.26	1.66	1.48
Tb	0.91	0.87	0.66	0.92	0.88	0.61
Yb	1.58	1.68	0.90	1.81	1.78	1.74
Lu	0.24	0.27	0.13	0.25	0.22	0.22
Eu/Eu*	0.90	0.92	0.95	0.80	0.74	0.82
Ba	356	64	74	149	235	86
Co	34.3	59.0	68.7	49.8	53.3	60.1
Cr	124	1483	1396	665	510	645
Cs	1.3	0.23	0.39	0.9	0.7	0.3
Cu	273	40	83	5	99	14
Hf	2.9	2.9	1.9	2.5	1.9	2.2
Nb	5	5	3	4	5	4
Ni	73	411	574	297	227	263
Rb	24	2	1	12	13	5
S	1252	175	203	122	617	163
Sc	23.62	33.93	36.9	29.63	37.39	39.8
Sr	932	117	165	403	354	232
Ta	<0.001	0.06	0.17	0.25	0.21	<0.02
Th	0.40	0.14	0.36	0.11	0.70	0.11
U	0.17	<0.01	<0.02	0.11	0.22	<0.05
V	157	166	157	173	218	162
Y	24	20	17	25	22	22
Zr	141	112	74	102	73	82

Note: < = teneur inférieure à la valeur indiquée (limite de détection). La limite de détection en activation neutronique dans ce travail est lorsque l'erreur statistique de comptage est 30 % de la valeur obtenue, * = Fe total exprimé sous la forme de Fe₂O₃, * = Eu mesuré sur Eu estimé à partir des patrons d'ETR.

Tableau 3.1c: Concentrations des oxydes majeurs et des éléments traces des roches du pluton Houghton.

HORNBLENDITE (suite)

Echant.	HGB-38	HGB-39	HGB-40	HGB-42	HGB-43	HGB-123	HGB-128
SiO ₂ %	49.62	49.98	51.40	50.13	48.75	48.94	53.27
TiO ₂	1.15	0.89	1.03	1.19	0.84	0.79	0.84
Al ₂ O ₃	10.12	8.03	8.42	7.68	6.68	10.11	17.21
Fe ₂ O ₃ ^{&}	9.71	9.16	8.99	9.67	12.25	9.38	8.12
MnO	0.16	0.16	0.15	0.15	0.21	0.17	0.11
MgO	12.26	14.37	14.03	14.05	15.52	14.73	4.80
CaO	12.41	13.20	11.79	13.39	12.65	8.93	6.60
Na ₂ O	2.49	1.67	1.99	1.85	1.45	2.52	5.38
K ₂ O	0.72	0.43	0.76	0.43	0.40	1.58	1.42
P ₂ O ₅	0.30	0.22	0.17	0.17	0.29	0.18	0.44
LOI	1.18	1.66	1.41	1.07	0.63	2.16	1.56
TOTAL	100.12	99.78	100.12	99.79	99.67	99.51	99.76
A/CNK	0.37	0.30	0.33	0.28	0.26	0.46	0.77
Mg#	0.71	0.76	0.76	0.74	0.72	0.76	0.54
La ppm	22.4	24.8	20.5	20.6	20.7	12.0	25.1
Ce	79.0	48.0	44.0	70.0	51.0	36.2	74.7
Nd	40.0	34.0	32.0	37.0	37.0	23.7	46.0
Sm	13.32	10.46	8.34	11.38	10.11	5.25	9.10
Eu	3.09	2.40	2.25	2.88	2.09	1.37	2.38
Tb	1.15	0.72	0.76	0.91	0.97	0.46	0.72
Yb	1.15	0.75	1.03	1.30	1.60	1.06	1.10
Lu	0.20	0.15	0.14	0.17	0.26	0.18	0.20
Eu/Eu*	0.85	0.91	0.97	0.95	0.73	0.95	0.99
Ba	171	99	623	109	67	446	502
Co	48.1	54.6	52.3	52.0	59.6	51.7	26.3
Cr	871	1150	1189	1027	1199	1335	107
Cs	0.6	0.2	0.3	<0.1	<0.6	1	0.5
Cu	1	11	28	9	4	24	11
Hf	2.1	2.4	1.8	1.9	0.5	1.6	2.4
Nb	3	3	5	4	8	5	5
Ni	246	291	324	286	384	334	38
Rb	8	2	9	2	4	30	46
S	121	142	336	84	95	81	104
Sc	34.02	38.61	34.95	44.39	36.06	25.75	15.55
Sr	477	547	268	281	101	443	1069
Ta	0.14	0.09	0.29	0.14	0.21	<0.03	<0.04
Th	1.10	0.73	0.80	0.86	0.18	0.24	0.78
U	0.20	0.09	0.21	0.15	<0.5	<0.1	0.19
V	187	138	162	209	164	154	126
Y	22	19	15	20	23	16	16
Zr	89	95	62	79	58	48	82

Note: < = teneur inférieure à la valeur indiquée (limite de détection). La limite de détection en activation neutronique dans ce travail est lorsque l'erreur statistique de comptage est 30 % de la valeur obtenue, & = Fe total exprimé sous la forme de Fe₂O₃, * = Eu mesuré sur Eu estimé à partir des patrons d'ETR.

Tableau 3.1d: Concentrations des oxydes majeurs et des éléments traces des roches du pluton Houghton.

LEUCO-DIORITE A LEUCOTONALITE							
Echant.	HGB-10	HGB-16	HGB-31	HGB-37	HGB-100	HGB-106	HGB-117
SiO ₂ %	59.69	72.01	71.54	71.39	68.98	74.06	69.30
TiO ₂	0.10	0.04	0.23	0.21	0.42	0.11	0.24
Al ₂ O ₃	23.18	16.76	16.04	15.66	15.69	14.96	16.83
Fe ₂ O ₃ ^{&}	1.14	0.53	0.94	1.60	3.34	0.71	1.49
MnO	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02
MgO	0.81	0.27	0.49	0.92	1.06	0.38	0.61
CaO	5.52	1.82	1.54	0.61	2.85	2.59	2.71
Na ₂ O	7.48	6.84	8.45	8.42	5.09	5.27	6.71
K ₂ O	1.34	0.77	0.10	0.12	1.01	0.83	1.04
P ₂ O ₅	0.03	0.01	0.00	0.05	0.11	0.02	0.06
LOI	0.41	0.70	0.30	0.78	1.38	1.00	0.83
TOTAL	99.72	99.75	99.66	99.77	99.98	99.95	99.84
A/CNK	0.97	1.09	0.95	1.04	1.07	1.05	0.98
Mg#	0.58	0.50	0.51	0.53	0.39	0.51	0.45
La ppm	6.4	3.5	8.1	3.8	23.4	3.2	6.9
Ce	7.0	3.7	12.9	6.0	47.7	5.8	11.5
Nd	2.0	1.8	5.0	2.8	16.7	1.9	4.1
Sm	0.63	0.13	1.21	0.41	2.96	0.30	0.53
Eu	0.54	0.37	0.38	0.28	0.75	0.26	0.41
Tb	0.08	0.01	0.13	0.02	0.29	0.01	0.03
Yb	0.16	<0.01	0.26	0.08	0.66	0.11	0.10
Lu	0.03	<0.01	0.04	0.02	0.12	0.02	0.01
Eu/Eu*	2.76	10.83	1.07	3.03	0.89	4.36	
Ba	350	313	305	41.5	222	207	526
Co	4.4	1.1	2.4	5.6	7.3	1.7	3.5
Cr	4.5	<0.1	6.9	10	5.2	1.2	3.5
Cs	0.92	0.97	0.25	0.4	1	0.72	0.5
Cu	7	1	1	1	4	1	1
Hf	1.0	1.3	0.1	1.9	4.3	0.9	2.2
Nb	1	1	3	1.5	7	1	1
Ni	12	2	7	9.5	2	4	3
Rb	31	21	1	3	25	20	19
S	160	65	58	44	159	37	131
Sc	2.2	0.3	1.8	1.11	5.31	0.84	1.46
Sr	964	485	782	163	369	609	624
Ta	0.02	<0.009	<0.008	<0.009	0.51	0.10	<0.04
Th	<0.1	0.04	1.00	0.13	3.38	0.37	0.14
U	0.16	0.13	<0.03	0.11	<0.2	0.07	<0.1
V	21	3	8	16.5	39	13	24
Y	4	2	2	1	9	2	2
Zr	49	70	20	90	161	42	90

Note: < = teneur inférieure à la valeur indiquée (limite de détection). La limite de détection en activation neutronique dans ce travail est lorsque l'erreur statistique de comptage est 30 % de la valeur obtenue, & = Fe total exprimé sous la forme de Fe₂O₃, * = Eu mesuré sur Eu estimé à partir des patrons d'ETR.

Tableau 3.1e: Concentrations des oxydes majeurs et des éléments traces des roches du pluton Houghton.

ROCHE HYBRIDE

Echant.	HGB-22	HGB-27	HGB-35	HGB-41	HGB-115
SiO ₂ %	51.00	51.56	55.63	55.08	57.16
TiO ₂	0.82	0.81	0.28	0.38	0.18
Al ₂ O ₃	14.14	15.51	22.88	19.07	22.09
Fe ₂ O ₃ ^{&}	9.29	9.68	3.26	4.32	1.63
MnO	0.14	0.19	0.05	0.08	0.04
MgO	9.00	6.55	2.20	5.15	1.81
CaO	9.28	9.33	8.19	7.22	6.75
Na ₂ O	3.58	3.94	6.08	5.35	6.58
K ₂ O	1.10	0.92	0.40	1.42	1.43
P ₂ O ₅	0.31	0.26	0.14	0.20	0.08
LOI	1.26	1.21	0.70	1.71	1.98
TOTAL	99.91	99.95	99.82	99.98	99.74
A/CNK	0.59	0.63	0.90	0.81	0.90
Mg#	0.66	0.57	0.57	0.70	0.69
La ppm	21.3	14.4	10.3	12.1	8.3
Ce	40.0	29.3	15.9	33.0	19.1
Nd	27.0	19.0	11.0	17.0	11.7
Sm	7.00	5.36	2.62	4.20	2.04
Eu	1.81	1.60	0.96	1.21	0.90
Tb	0.81	0.77	0.24	0.36	0.11
Yb	1.51	2.00	0.70	0.59	0.31
Lu	0.22	0.27	0.11	0.08	0.05
Eu/Eu*	0.86	0.92	1.32	1.06	1.89
Ba	319	217	265	405	337
Co	42.1	38.4	12.8	24.2	7.4
Cr	449	299	63	257	48.5
Cs	<0.05	0.18	0.4	0.6	1.3
Cu	35	34	13	22	1
Hf	2.0	1.8	1.7	0.9	1.0
Nb	3	6	1	1	2
Ni	215	120	36	92	26
Rb	27	20	6	31	34
S	251	348	211	98	57
Sc	27.6	28.16	9.11	14.59	5.14
Sr	682	489	1257	994	828
Ta	0.14	0.12	<0.03	0.07	<0.09
Th	<0.04	0.37	0.31	0.08	0.32
U	<0.06	<0.03	0.05	0.25	<0.08
V	168	170	53	76	27
Y	20	22	10	9	6
Zr	97	83	85	52	45

 Note: < = teneur inférieure à la valeur indiquée (limite de détection). La limite de détection en activation neutronique dans ce travail est lorsque l'erreur statistique de comptage est 30 % de la valeur obtenue, & = Fe total exprimé sous la forme de Fe₂O₃, * = Eu mesuré sur Eu estimé à partir des patrons d'ETR.

Tableau 3.1f: Concentrations des oxydes majeurs et des éléments traces des roches du pluton Houghton.

MONZODIORITE							
Echant.	HGB-51	HGB-52	HGB-55	HGB-119	HGB-121	HGB-127	HGB-131
SiO ₂ %	62.16	59.82	64.08	66.59	59.39	59.35	63.49
TiO ₂	0.45	0.45	0.41	0.30	0.45	0.44	0.43
Al ₂ O ₃	17.06	17.98	16.50	16.65	19.00	18.28	16.24
Fe ₂ O ₃ ^{&}	4.15	4.78	3.76	2.76	4.33	4.23	4.12
MnO	0.08	0.06	0.05	0.06	0.05	0.04	0.06
MgO	2.10	2.34	1.78	1.24	2.09	2.22	2.04
CaO	3.44	4.66	3.58	3.13	4.99	4.37	3.68
Na ₂ O	6.46	7.46	6.15	5.93	8.07	7.26	5.86
K ₂ O	2.89	1.43	2.99	2.52	0.68	1.36	3.18
P ₂ O ₅	0.23	0.25	0.22	0.13	0.23	0.22	0.23
LOI	0.60	0.68	0.30	0.68	0.50	1.91	0.55
TOTAL	99.62	99.89	99.81	100.00	99.77	99.69	99.89
A/CNK	0.85	0.81	0.83	0.92	0.82	0.86	0.82
Mg#	0.50	0.49	0.48	0.47	0.49	0.51	0.50
La ppm	65.3	30.8	68.7	37.3	41.8	42.8	46.4
Ce	88.0	55.0	102.0	79.0	95.8	93.0	105.0
Nd	44.0	41.0	40.0	29.1	40.2	41.2	45.9
Sm	8.16	6.36	6.78	4.56	6.35	6.51	7.16
Eu	1.70	1.52	1.82	1.23	1.69	1.71	2.00
Tb	0.39	0.35	0.33	0.25	0.47	0.45	0.51
Yb	0.52	0.38	0.69	0.64	0.75	0.73	0.73
Lu	0.09	0.08	0.09	0.12	0.13	0.11	0.13
Eu/Eu*	0.93	1.02	1.19	1.15	1.03	1.04	1.09
Ba	1219	1109	1094	1019	813	1404	1088
Co	10.6	12.8	10.5	7.1	11.7	11.9	12.1
Cr	42	49	43.6	29.1	47.1	43.2	52.7
Cs	0.65	0.79	0.69	1	<0.07	1.2	2
Cu	13	2	22	2	4	3	15
Hf	4.2	3.8	3.7	3.1	3.9	4.2	3.8
Nb	4	5	6	6	6	5	7
Ni	25	26	30	14	18	23	23
Rb	45	16	57	48	4	22	79
S	101	88	137	44	61	322	148
Sc	6.26	6.72	5.59	3.76	5.86	6.2	5.89
Sr	1322	2070	1424	1268	2380	2117	1416
Ta	0.14	0.15	0.26	0.39	0.23	0.15	0.30
Th	6.60	1.75	9.80	4.30	4.08	3.82	6.89
U	0.65	0.39	0.89	0.65	0.28	0.52	1.22
V	54	38	44	36	45	53	55
Y	14	11	14	10	10	10	13
Zr	183	198	151	129	145	160	137

Note: < = teneur inférieure à la valeur indiquée (limite de détection). La limite de détection en activation neutronique dans ce travail est lorsque l'erreur statistique de comptage est 30 % de la valeur obtenue, & = Fe total exprimé sous la forme de Fe₂O₃, * = Eu mesuré sur Eu estimé à partir des patrons d'ETR.

7 Synbole

Tableau 3.1g: Concentrations des oxydes majeurs et des éléments traces des roches du pluton Houghton.

TONALITE FOLIEE

Echant. HGB-17 HGB-135

SiO ₂ %	54.31	56.75
TiO ₂	0.70	0.56
Al ₂ O ₃	16.31	14.73
Fe ₂ O ₃ ^{&}	7.47	7.78
MnO	0.14	0.11
MgO	6.12	6.19
CaO	6.73	6.34
Na ₂ O	5.17	4.26
K ₂ O	1.10	1.41
P ₂ O ₅	0.32	0.17
LOI	1.36	1.59
TOTAL	99.75	99.89
A/CNK	0.74	0.73
Mg#	0.62	0.61
La ppm	18.8	10.8
Ce	41.0	29.7
Nd	30.0	16.4
Sm	8.65	3.51
Eu	1.80	1.13
Tb	0.92	0.41
Yb	1.33	1.26
Lu	0.22	0.21
Eu/Eu*	0.71	1.07
Ba	334	188
Co	29.0	30.6
Cr	280	93.7
Cs	0.7	1.3
Cu	1	14
Hf	2.7	2.0
Nb	2	4
Ni	120	115
Rb	31	32
S	123	152
Sc	16.7	19.78
Sr	669	363
Ta	0.07	0.21
Th	<0.06	0.32
U	0.17	<0.5
V	109	97
Y	21	16
Zr	122	78

Note: < = teneur inférieure à la valeur indiquée (limite de détection). La limite de détection en activation neutronique dans ce travail est lorsque l'erreur statistique de comptage est 30 % de la valeur obtenue, & = Fe total exprimé sous la forme de Fe₂O₃, * = Eu mesuré sur Eu estimé à partir des patrons d'ETR.

Tableau 3.2a. Concentrations des oxydes majeurs et formules structurales des feldspaths.

Feldspaths des Hornblendites

Echant	HGB-108	HGB-108	HGB-111	HGB-111	HGB-38	HGB-38
Minér #	1	2	1	4	3	4
Ana #	1	1	1	2	1	1
SiO ₂	69.21	68.85	59.99	59.30	69.18	70.25
Al ₂ O ₃	19.26	19.52	25.23	26.12	19.57	19.21
FeO*	0.03	LD	0.02	0.06	0.03	0.10
Na ₂ O	11.41	11.29	7.30	6.88	11.46	11.19
CaO	0.08	0.14	6.95	7.44	0.02	0.14
K ₂ O	0.03	0.12	0.05	0.03	0.07	0.05
TOTAL	100.01	99.93	99.53	99.83	100.33	100.94

Ions sur la base de 32 O

Si	12.06	12.01	10.71	10.57	12.02	12.11
Al	3.96	4.02	5.31	5.49	4.01	3.90
Fe ³⁺	LD	LD	LD	0.01	LD	0.01
Na	3.85	3.82	2.53	2.38	3.86	3.74
Ca	0.02	0.03	1.33	1.42	LD	0.03
K	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01
TOTAL	19.89	19.90	19.90	19.87	19.91	19.81

Proportions moléculaires

Ab	99.5	98.6	65.3	62.5	99.5	99.0
An	0.4	0.7	34.4	37.4	0.1	0.7
Or	0.1	0.7	0.3	0.2	0.4	0.3
total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

 Note : LD = Limite de détection de la microsonde; Echant= Echantillon; Minér # = numéro du minéral analysé; Ana # = numéro de l'analyse; * Fe total sous la forme FeO.

Tableau 3.2b. Concentrations des oxydes majeurs et formules structurales des feldspaths.

Feldspaths des monzodiorites

Echant	HGB-55	HGB-55	HGB-55	HGB-55	HGB-55	HGB-55	HGB-55	HGB-121	HGB-121
Minér #	2	3	3	4	4	8	9	1	2
Ana #	3	1	3	1	2	1	1	1	1
SiO ₂	64.72	65.78	65.43	66.22	64.89	65.12	64.79	65.65	64.08
Al ₂ O ₃	18.32	21.75	21.98	18.90	18.33	21.94	21.76	20.89	22.32
FeO*	0.10	0.10	0.09	LD	0.06	0.02	0.11	0.06	0.04
Na ₂ O	0.67	9.51	9.48	3.87	0.77	9.35	9.69	10.18	9.32
CaO	LD	2.89	3.00	LD	LD	2.95	2.74	2.16	3.56
K ₂ O	16.14	0.12	0.17	11.53	16.01	0.15	0.23	0.14	0.16
TOTAL	99.94	100.14	100.14	100.53	100.05	99.53	99.32	99.09	99.48

Ions sur la base de 32 O

Si	11.98	11.53	11.48	11.97	11.99	11.49	11.48	11.63	11.35
Al	4.00	4.50	4.55	4.03	3.99	4.56	4.54	4.36	4.66
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.01	LD	0.01	LD	0.02	0.01	0.01
Na	0.24	3.23	3.22	1.36	0.28	3.20	3.33	3.50	3.20
Ca	LD	0.54	0.56	LD	LD	0.56	0.52	0.41	0.68
K	3.81	0.03	0.04	2.66	3.77	0.03	0.05	0.03	0.04
TOTAL	20.04	19.84	19.87	20.02	20.04	19.84	19.93	19.95	19.93

Proportions moléculaires

Ab	5.9	85.0	84.3	33.8	6.8	84.4	85.4	88.8	81.8
An	0.0	14.3	14.7	0.0	0.0	14.7	13.3	10.4	17.3
Or	94.1	0.7	1.0	66.2	93.2	0.9	1.3	0.8	0.9
total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Note : LD = Limite de détection de la microsonde; Echant= Echantillon; Minér # = numéro du minéral analysé; Ana # = numéro de l'analyse; * Fe total sous la forme FeO.

Tableau 3.2c. Concentrations des oxydes majeurs et formules structurales des feldspaths.

Feldspaths des monzodiorites

Echant	HGB-121	HGB-121	HGB-121	HGB-121	HGB-121	HGB-121	HGB-121	HGB-127	HGB-127
Minér #	2	3	4	5	5	7	7	2	3
Ana #	2	1	1	2	3	1	2	1	1
SiO ₂	64.77	64.60	65.14	65.70	65.53	64.71	64.30	68.63	64.66
Al ₂ O ₃	22.07	22.29	21.66	21.29	21.69	22.18	22.35	20.17	22.05
FeO*	0.10	0.09	0.06	0.04	0.04	0.08	0.10	0.05	LD
Na ₂ O	9.33	9.51	9.75	9.87	9.86	9.37	9.18	10.93	9.47
CaO	3.13	3.44	2.84	2.47	2.76	3.31	3.49	0.87	3.04
K ₂ O	0.13	0.19	0.10	0.09	0.11	0.17	0.21	0.11	0.12
TOTAL	99.53	100.13	99.55	99.46	100.00	99.82	99.62	100.76	99.33

Ions sur la base de 32 O

Si	11.44	11.37	11.50	11.59	11.52	11.41	11.37	11.90	11.44
Al	4.60	4.63	4.51	4.43	4.50	4.61	4.66	4.12	4.60
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	LD
Na	3.19	3.25	3.34	3.38	3.36	3.20	3.15	3.67	3.25
Ca	0.59	0.65	0.54	0.47	0.52	0.63	0.66	0.16	0.58
K	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.04	0.05	0.02	0.03
TOTAL	19.87	19.95	19.92	19.89	19.92	19.90	19.89	19.89	19.89

Proportions moléculaires

Ab	83.7	82.4	85.6	87.4	86.0	82.8	81.7	95.2	84.4
An	15.5	16.5	13.8	12.1	13.3	16.2	17.1	4.2	15.0
Or	0.8	1.1	0.6	0.5	0.6	1.0	1.2	0.6	0.6
total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Note : LD = Limite de détection de la microsonde; Echant= Echantillon; Minér # = numéro du minéral analysé; Ana # = numéro de l'analyse; * Fe total sous la forme FeO.

Tableau 3.2d. Concentrations des oxydes majeurs et formules structurales des feldspaths.

Feldspaths des tonalites foliées

Echant	HGB-17	HGB-17	HGB-17	HGB-17
Minér #	1	2	3	5
Ana #	1	1	1	1
SiO ₂	62.65	62.56	63.77	62.14
Al ₂ O ₃	23.81	24.02	23.37	24.38
FeO*	0.08	0.08	0.07	0.07
Na ₂ O	8.31	8.39	8.76	8.15
CaO	5.23	5.42	4.53	5.66
K ₂ O	0.10	0.09	0.09	0.15
TOTAL	100.17	100.56	100.58	100.54

Ions sur la base de 32 O

Si	11.06	11.02	11.19	10.95
Al	4.96	4.99	4.83	5.07
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	2.85	2.86	2.98	2.79
Ca	0.99	1.02	0.85	1.07
K	0.02	0.02	0.02	0.03
TOTAL	19.89	19.93	19.89	19.92

Proportions moléculaires

Ab	73.8	73.3	77.4	71.7
An	25.6	26.2	22.1	27.5
Or	0.6	0.5	0.5	0.8
total	100.0	100.0	100.0	100.0

 Note : LD = Limite de détection de la microsonde; Echant= Echantillon; Minér # = numéro du minéral analysé; Ana # = numéro de l'analyse; * Fe total sous la forme FeO.

Tableau 3.3a. Concentrations en oxydes majeurs et formules structurales des amphiboles du pluton Houghton.

 Roche hôte : hornblendite

Echant HGB-05 HGB-05 HGB-05 HGB-05 HGB-05 HGB-05

Minéral # 1 1 1 1 3 3

Analyse # 3 4 5 6 1 2

	Edenit	Edenit	Edenit	Mg Hn	Mg Hn	Hn Eden
SiO ₂ %	48.04	47.59	47.82	47.80	47.99	44.46
TiO ₂ %	1.16	1.14	1.24	1.09	1.12	1.77
Al ₂ O ₃ %	7.77	7.93	7.89	7.35	7.54	10.40
FeO %	10.82	10.24	10.30	10.37	10.42	11.48
MnO %	0.17	0.16	0.15	0.13	0.19	0.18
MgO %	15.57	15.45	15.83	15.91	15.78	14.15
CaO %	12.11	12.16	12.34	12.01	12.00	11.97
Na ₂ O %	1.72	1.60	1.57	1.61	1.56	2.10
K ₂ O %	0.57	0.64	0.70	0.53	0.59	0.94
Cl %	LD	LD	LD	LD	LD	LD
F %	LD	LD	LD	LD	LD	LD
TOTAL	97.93	96.91	97.84	96.80	97.19	97.45

Note : Edenit= Edenite; Mg Hn= Magnesio-hornblende; Hn= Hornblende; Eden= Edenitique; Echant= Echantillon; T= site tétraédrique; C= site C; B= site B; CATS= somme des cations; OXY= somme des oxygènes; SOM= somme LD= Limite de Détection.

Tableau 3.3b. Concentrations en oxydes majeurs et formules structurales des amphiboles du pluton Houghton.

Roche hôte : hornblendite						
Echant	HGB-05	HGB-05	HGB-05	HGB-05	HGB-05	HGB-05
Minéral #	1	1	1	1	3	3
Analyse #	3	4	5	6	1	2
	Edenit	Edenit	Edenit	Mg Hn	Mg Hn	Hn Eden
Ions sur une base de 24 (O,OH,F,Cl)						
TSi	6.93	6.94	6.90	6.95	6.96	6.53
TAl	1.07	1.06	1.10	1.05	1.04	1.47
TFe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TTi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SOM T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
CaI	0.26	0.30	0.24	0.21	0.25	0.33
CFe ³⁺	0.16	0.11	0.14	0.19	0.19	0.15
CTi	0.13	0.13	0.14	0.12	0.12	0.20
CMg	3.35	3.36	3.40	3.45	3.41	3.10
CFe ²⁺	1.10	1.10	1.08	1.02	1.02	1.22
CMn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
CCa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SOM C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
BMg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BFe ²⁺	0.05	0.04	0.03	0.05	0.05	0.04
BMn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
BCa	1.87	1.90	1.91	1.87	1.86	1.88
BNa	0.07	0.05	0.05	0.07	0.07	0.06
SOM B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
ACa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ANa	0.41	0.40	0.39	0.39	0.37	0.54
AK	0.11	0.12	0.13	0.10	0.11	0.18
SOM A	0.52	0.52	0.52	0.48	0.48	0.71
CCl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CF	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CATS	15.52	15.52	15.52	15.48	15.48	15.71
OXY	23.03	23.03	23.01	23.01	23.02	23.02

Note : Edenit= Edenite; Mg Hn= Magnesio-hornblende; Hn= Hornblende; Eden= Edenitique; Echant= Echantillon; T= site tétraédrique; C= site C; B= site B; CATS= somme des cations; OXY= somme des oxygènes; SOM= somme LD= Limite de Détection.

Tableau 3.3c. Concentrations en oxydes majeurs et formules structurales des amphiboles du pluton Houghton.

 Roche hôte : hornblendites

Echant	HGB-05	HGB-05	HGB-05	HGB-05	HGB-38
Minéral #	3	3	5	5	1
Analyse #	3	4	1	2	1
	Hn	Par	Edenit	Edenit	Mg Hn Edenit
SiO ₂ %	42.95	46.73	47.07	47.84	47.78
TiO ₂ %	1.97	1.26	1.28	1.18	1.39
Al ₂ O ₃ %	11.30	8.33	8.50	7.49	7.94
FeO %	11.56	10.81	10.62	10.12	10.62
MnO %	0.09	0.18	0.22	0.23	0.19
MgO %	13.88	15.45	15.36	16.07	15.29
CaO %	11.97	12.24	11.92	12.17	12.05
Na ₂ O %	2.18	1.68	1.83	1.60	1.67
K ₂ O %	1.08	0.72	0.67	0.57	0.62
Cl %	LD	LD	LD	LD	LD
F %	LD	LD	LD	LD	LD
TOTAL	96.98	97.40	97.47	97.27	97.55

Note : Hn= Hornblende; Par= Pargasitique; Edenit= Edenite; Mg Hn= Magnesio-hornblende; Echant= Echantillon; T= site tétraédrique; C= site C; B= site B; CATS= somme des cations; OXY= somme des oxygènes; SOM= somme; LD= Limite de Détection.

Tableau 3.3d. Concentrations en oxydes majeurs et formules structurales des amphiboles du pluton Houghton.

Roche hôte : hornblendites					
Echant	HGB-05	HGB-05	HGB-05	HGB-05	HGB-38
Minéral #	3	3	5	5	1
Analyse #	3	4	1	2	1
	Hn	Par	Edenit	Edenit	Mg Hn Edenit
Ions sur une base de 24 (O,OH,F,Cl)					
TSi	6.35	6.79	6.83	6.93	6.93
TAl	1.65	1.21	1.17	1.08	1.07
TFe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TTi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SOM T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
CAI	0.33	0.22	0.29	0.20	0.29
CFe ³⁺	0.16	0.20	0.18	0.18	0.12
CTi	0.22	0.14	0.14	0.13	0.15
CMg	3.06	3.35	3.32	3.47	3.31
CFe ²⁺	1.22	1.08	1.06	1.01	1.12
CMn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
CCa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SOM C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
BMg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BFe ²⁺	0.04	0.03	0.05	0.04	0.05
BMn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
BCa	1.90	1.91	1.85	1.89	1.87
BNa	0.06	0.05	0.08	0.06	0.07
SOM B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
ACa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ANa	0.57	0.42	0.44	0.39	0.40
AK	0.20	0.13	0.12	0.11	0.12
SOM A	0.78	0.56	0.56	0.49	0.52
CCl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CF	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CATS	15.78	15.56	15.56	15.49	15.52
OXY	23.00	23.00	23.03	23.00	23.05

Note : Hn= Hornblende; Par= Pargasitique; Edenit= Edenite; Mg Hn= Magnesio-hornblende; Echant= Echantillon; T= site tétraédrique; C= site C; B= site B; CATS= somme des cations; OXY= somme des oxygènes; SOM= somme; LD= Limite de Détection.

Tableau 3.3e: Concentrations en oxydes majeurs et formules structurales des amphiboles du pluton Houghton.

Roche hôte: hornblendite								
Echant	HGB-38	HGB-38	HGB-38	HGB-38	HGB-38	HGB-108	HGB-111	
Minéral #	1	1	1	3	5	2	1	
Analyse #	2	3	4	2	1	1	1	
	Edenit	Edenit	Edenit	Edenit	Mg Hn	Mg Hn	Mg Hn	
SiO ₂ %	48.07	46.63	47.11	46.95	47.43	48.45	48.36	
TiO ₂ %	1.39	1.60	1.48	1.44	1.49	1.19	0.99	
Al ₂ O ₃ %	8.05	9.11	8.29	8.65	8.49	7.91	8.81	
FeO %	11.11	11.25	11.13	9.65	11.00	11.76	11.08	
MnO %	0.11	0.19	0.21	0.10	0.21	0.18	0.19	
MgO %	15.01	14.48	15.23	15.88	14.61	14.30	14.39	
CaO %	11.95	12.22	12.04	12.35	11.94	11.64	11.35	
Na ₂ O %	1.70	1.72	1.62	1.73	0.73	1.34	1.59	
K ₂ O %	0.70	0.77	0.66	0.65	0.74	0.54	0.46	
Cl %	LD	LD	LD	LD	LD	LD	0.01	
F %	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	
TOTAL	98.09	97.97	97.77	97.40	96.64	97.31	97.23	

Note : Edenit= Edenite; Mg Hn= Magnesio-hornblende; Echant= Echantillon; T= site tétraédrique; C= site C; B= site B; CATS= somme des cations; OXY= somme des oxygènes; SOM= somme; LD= Limite de Détection.

Tableau 3.3f: Concentrations en oxydes majeurs et formules structurales des amphiboles du pluton Houghton.

Roche hôte: hornblendite							
Echant	HGB-38	HGB-38	HGB-38	HGB-38	HGB-38	HGB-108	HGB-111
Minéral #	1	1	1	3	5	2	1
Analyse #	2	3	4	2	1	1	1
	Edenit	Edenit	Edenit	Edenit	Mg Hn	Mg Hn	Mg Hn
Ions sur une base de 24 (O,OH,F,Cl)							
TSi	6.95	6.78	6.82	6.80	6.91	7.05	7.02
TAl	1.05	1.22	1.18	1.20	1.09	0.95	0.98
TFe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TTi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SOM T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
CAl	0.33	0.34	0.24	0.28	0.37	0.40	0.52
CFe ³⁺	0.11	0.08	0.20	0.12	0.22	0.16	0.18
CTi	0.15	0.18	0.16	0.16	0.16	0.13	0.11
CMg	3.24	3.14	3.29	3.43	3.17	3.10	3.11
CFe ²⁺	1.17	1.25	1.10	1.02	1.07	1.20	1.07
CMn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
CCa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SOM C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
BMg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BFe ²⁺	0.06	0.03	0.05	0.03	0.05	0.08	0.10
BMn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
BCa	1.85	1.90	1.87	1.92	1.86	1.81	1.76
BNa	0.08	0.05	0.07	0.05	0.07	0.10	0.13
SOM B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
ACa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ANa	0.40	0.43	0.39	0.44	0.13	0.28	0.32
AK	0.13	0.14	0.12	0.12	0.14	0.10	0.09
SOM A	0.53	0.58	0.51	0.56	0.27	0.38	0.41
CCl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CF	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CATS	15.53	15.58	15.51	15.56	15.27	15.38	15.41
OXY	23.07	23.04	23.01	23.01	23.01	23.07	23.11

Note : Edenit= Edenite; Mg Hn= Magnesio-hornblende; Echant= Echantillon; T= site tétraédrique; C= site C; B= site B; CATS= somme des cations; OXY= somme des oxygènes; SOM= somme; LD= Limite de Détection.

Tableau 3.3g. Concentrations en oxydes majeurs et formules structurales des amphiboles du pluton Houghton.

Roche hôte : monzodiorite							
Echant	HGB-51	HGB-51	HGB-52	HGB-52	HGB-52	HGB-55	
Minéral #	2	4	2	2	2	3	
Analyse #	1	1	4	5	7	1	
	Mg Hn	Mg Hn	Edenit	Edenit	Edenit	Edenit	
SiO ₂ %	48.39	47.72	47.19	47.01	46.80	45.35	
TiO ₂ %	1.27	0.65	0.69	0.71	0.61	0.92	
Al ₂ O ₃ %	6.47	6.79	7.28	7.23	7.21	8.17	
FeO %	13.48	15.14	17.77	18.35	16.94	16.19	
MnO %	0.45	0.42	0.33	0.30	0.36	0.31	
MgO %	13.94	12.95	12.02	11.57	12.06	11.66	
CaO %	11.38	11.76	11.10	11.02	11.53	10.61	
Na ₂ O %	1.47	1.32	1.81	2.00	1.52	1.86	
K ₂ O %	0.83	0.86	0.92	0.95	0.92	1.10	
Cl %	LD	LD	0.07	0.08	0.09	LD	
F %	LD	LD	LD	LD	0.50	0.58	
TOTAL	97.68	97.61	99.11	99.14	97.95	96.75	

Note : Edenit= Edenite; Mg Hn= Magnesio-hornblende; Echant= Echantillon; T= site tétraédrique; C= site C; B= site B; CATS= somme des cations; OXY= somme des oxygènes; SOM= somme; LD= Limite de Détection.

Tableau 3.3h. Concentrations en oxydes majeurs et formules structurales des amphiboles du pluton Houghton.

Roche hôte : monzodiorite						
Echant	HGB-51	HGB-51	HGB-52	HGB-52	HGB-52	HGB-55
Minéral #	2	4	2	2	2	3
Analyse #	1	1	4	5	7	1
	Mg Hn	Mg Hn	Edenit	Edenit	Edenit	Edenit
Ions sur une base de 24 (O,OH,F,Cl)						
TSi	7.09	7.04	6.93	6.94	6.94	6.86
TAl	0.91	0.96	1.07	1.06	1.06	1.14
TFe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TTi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SOM T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
CAl	0.21	0.22	0.19	0.20	0.20	0.31
CFe ³⁺	0.21	0.22	0.36	0.33	0.29	0.31
CTi	0.14	0.07	0.08	0.08	0.07	0.11
CMg	3.04	2.85	2.63	2.54	2.67	2.63
CFe ²⁺	1.37	1.62	1.72	1.84	1.75	1.62
CMn	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
CCa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SOM C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
BMg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BFe ²⁺	0.07	0.04	0.10	0.10	0.06	0.11
BMn	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02
BCa	1.79	1.86	1.75	1.74	1.83	1.72
BNa	0.11	0.08	0.14	0.14	0.09	0.15
SOM B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
ACa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ANa	0.30	0.30	0.38	0.44	0.35	0.40
AK	0.16	0.16	0.17	0.18	0.17	0.21
SOM A	0.46	0.47	0.55	0.61	0.52	0.61
CCl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
CF	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24
CATS	15.46	15.47	15.55	15.61	15.52	15.61
OXY	23.07	23.01	23.03	23.05	23.00	23.08

Note : Edenit= Edenite; Mg Hn= Magnesio-hornblende; Echant= Echantillon; T= site tétraédrique; C= site C; B= site B; CATS= somme des cations; OXY= somme des oxygènes; SOM= somme; LD= Limite de Détection.

Tableau 3.3i. Concentrations en oxydes majeurs et formules structurales des amphiboles du pluton Houghton.

 Roche hôte : monzodiorite

Echant HGB-121 HGB-121 HGB-121 HGB-121

Minéral # 1 3 5 7

Analyse # 1 1 1 1

Edenit Hn eden Hn eden FedeHn

SiO₂ % 45.77 43.83 44.57 43.17

TiO₂ % 0.94 0.79 0.82 0.91

Al₂O₃ % 8.12 9.71 9.14 9.80

FeO % 17.47 17.76 18.30 19.69

MnO % 0.29 0.25 0.27 0.31

MgO % 11.30 10.44 10.49 9.24

CaO % 10.65 10.67 10.96 10.68

Na₂O % 2.08 2.29 1.78 2.18

K₂O % 0.98 1.26 1.27 1.19

Cl % LD LD LD LD

F % LD LD LD LD

TOTAL 97.60 97.00 97.60 97.17

Note : Edenit= Edenite; Hn= Hornblende; Eden= Edenitique;
 FedeHn= Hornblende Ferro-edenitique; Echant= Echantillon; T=
 site tétraédrique; C= site C; B= site B; CATS= somme des
 cations; OXY= somme des oxygènes; SOM= somme; LD= Limite de
 Détection.

Tableau 3.3j. Concentrations en oxydes majeurs et formules structurales des amphiboles du pluton Houghton.

Roche hôte : monzodiorite				
Echant	HGB-121	HGB-121	HGB-121	HGB-121
Minéral #	1	3	5	7
Analyse #	1	1	1	1
	Edenit	Hn eden	Hn eden	FedeHn
Ions sur une base de 24 (O,OH,F,Cl)				
TSi	6.85	6.65	6.71	6.59
TAl	1.15	1.35	1.30	1.41
TFe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00
TTi	0.00	0.00	0.00	0.00
SOM T	8.00	8.00	8.00	8.00
CAl	0.29	0.39	0.33	0.36
CFe ³⁺	0.32	0.29	0.32	0.32
CTi	0.11	0.09	0.09	0.10
CMg	2.52	2.36	2.35	2.10
CFe ²⁺	1.75	1.86	1.89	2.09
CMn	0.02	0.02	0.02	0.02
CCa	0.00	0.00	0.00	0.00
SOM C	5.00	5.00	5.00	5.00
BMg	0.00	0.00	0.00	0.00
BFe ²⁺	0.12	0.11	0.09	0.10
BMn	0.02	0.02	0.02	0.03
BCa	1.71	1.74	1.77	1.75
BNa	0.16	0.14	0.12	0.13
SOM B	2.00	2.00	2.00	2.00
ACa	0.00	0.00	0.00	0.00
ANa	0.45	0.53	0.40	0.51
AK	0.19	0.24	0.24	0.23
SOM A	0.64	0.78	0.64	0.74
CCl	0.00	0.00	0.00	0.00
CF	0.00	0.00	0.00	0.00
CATS	15.64	15.78	15.64	15.74
OXY	23.08	23.07	23.03	23.05

Note : Edenit= Edenite; Hn= Hornblende; Eden= Edenitique; FedeHn= Hornblende Ferro-edenitique; Echant= Echantillon; T= site tétraédrique; C= site C; B= site B; CATS= somme des cations; OXY= somme des oxygènes; SOM= somme; LD= Limite de Détection.

Tableau 3.3k. Concentrations en oxydes majeurs et formules structurales des amphiboles du pluton Houghton.

Roche hôte : tonalite foliée

Echant	HGB-17	HGB-17	HGB-17	HGB-17
Minéral #	1	2	2	3
Analyse #	1	1	2	1
	Hn FePa	Hn MgHas	Hn FePa	Hn FePa
SiO ₂ %	41.73	42.23	41.87	41.48
TiO ₂ %	1.11	1.14	1.15	1.16
Al ₂ O ₃ %	12.02	11.32	12.01	11.81
FeO %	19.97	20.23	20.10	19.76
MnO %	0.37	0.36	0.40	0.39
MgO %	8.50	8.61	8.53	8.27
CaO %	11.50	11.57	11.45	11.58
Na ₂ O %	1.51	1.58	1.68	1.52
K ₂ O %	1.26	1.29	1.24	1.29
Cl %	LD	LD	LD	LD
F %	LD	LD	LD	LD
TOTAL	97.97	98.33	98.43	97.26

Note : Hn= Hornblende; FePa= Ferro-pargasitique; MgHas= Magnésio-hastingsitique; Echant= Echantillon; T= site tétraédrique; C= site C; B= site B; CATS= somme des cations; OXY= somme des oxygènes; SOM= somme; LD= Limite de Détection.

Tableau 3.31. Concentrations en oxydes majeurs et formules structurales des amphiboles du pluton Houghton.

Roche hôte : tonalite foliée				
Echant	HGB-17	HGB-17	HGB-17	HGB-17
Minéral #	1	2	2	3
Analyse #	1	1	2	1
	Hn	FePa	Hn	MgHas
	Hn	FePa	Hn	FePa
Ions sur une base de 24 (O,OH,F,Cl)				
TSi	6.31	6.38	6.31	6.33
TAl	1.69	1.62	1.69	1.67
TFe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00
TTI	0.00	0.00	0.00	0.00
SOM T	8.00	8.00	8.00	8.00
CAl	0.45	0.39	0.44	0.46
CFe ³⁺	0.45	0.40	0.42	0.35
CTi	0.13	0.13	0.13	0.13
CMg	1.92	1.94	1.92	1.88
CFe ²⁺	2.04	2.12	2.07	2.15
CMn	0.02	0.02	0.03	0.03
CCa	0.00	0.00	0.00	0.00
SOM C	5.00	5.00	5.00	5.00
BMg	0.00	0.00	0.00	0.00
BFe ²⁺	0.04	0.04	0.05	0.02
BMn	0.02	0.02	0.03	0.03
BCa	1.86	1.87	1.85	1.90
BNa	0.07	0.07	0.08	0.06
SOM B	2.00	2.00	2.00	2.00
ACa	0.00	0.00	0.00	0.00
ANa	0.37	0.39	0.41	0.39
AK	0.24	0.25	0.24	0.25
SOM A	0.61	0.64	0.65	0.65
CCl	0.00	0.00	0.00	0.00
CF	0.00	0.00	0.00	0.00
CATS	15.61	15.64	15.65	15.65
OXY	23.00	23.00	23.00	23.00

Note : Hn= Hornblende; FePa= Ferro-pargasitique; MgHas= Magnésio-hastingsitique; Echant= Echantillon; T= site tétraédrique; C= site C; B= site B; CATS= somme des cations; OXY= somme des oxygènes; SOM= somme; LD= Limite de Détection.

Tableau 3.4a. Concentration en oxydes majeurs et formules structurales des pyroxènes.

Roche hôte : hornblendite						monzodiorite	
Echant	HGB-05	HGB-05	HGB-05	HGB-38	HGB-38	HGB-51	HGB-51
Minér #	2	6	6	2	3	1	1
Ana #	1	1	2	1	1	1	2
	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Diops	Diops
SiO ₂ %	51.69	52.26	53.10	52.30	53.26	48.14	47.88
TiO ₂ %	0.10	0.14	0.14	0.30	0.19	1.39	1.38
Al ₂ O ₃ %	1.05	1.47	1.14	1.94	1.33	6.58	6.96
FeO* %	6.09	6.69	6.52	5.24	5.56	14.26	14.61
MnO %	0.24	0.28	0.26	0.17	0.14	0.48	0.39
MgO %	15.05	14.74	15.09	14.75	14.75	13.64	13.43
CaO %	23.62	23.13	23.64	23.53	23.49	11.51	11.27
Na ₂ O %	0.60	0.71	0.68	0.62	0.52	1.59	1.68
K ₂ O %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.83	0.98
TOTAL %	98.45	99.44	100.57	98.85	99.24	98.41	98.56
Ions sur une base de 6 O							
Si	1.95	1.95	1.96	1.95	1.98	1.84	1.83
Al ^{iv}	0.05	0.05	0.04	0.05	0.02	0.16	0.17
TOT IN T	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.04
Al ^{vi}	0.00	0.02	0.01	0.04	0.04	0.14	0.14
Fe ²⁺	0.19	0.21	0.20	0.16	0.17	0.46	0.47
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01
Mg	0.85	0.82	0.83	0.82	0.82	0.78	0.76
TOT	1.05	1.06	1.05	1.03	1.03	1.38	1.39
Ca	0.96	0.93	0.93	0.94	0.93	0.47	0.46
Na	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.12	0.12
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05
TOT	1.00	0.98	0.98	0.99	0.97	0.63	0.63
Proportions moléculaires							
En	42.5	42.0	42.2	42.6	42.4	45.6	45.2
Fs	9.6	10.7	10.2	8.5	9.0	26.7	27.6
Wo	47.9	47.3	47.5	48.9	48.6	27.7	27.3

Note : Diops = diopside; * = Fe total exprimé sous forme FeO; Echant = Echantillon; Minér # = numéro du Minéral; Ana # = numéro de l'analyse.

Tableau 3.4b. Concentrations en oxydes majeurs et formules structurales des pyroxènes.

Roche hôte : monzodiorite							
Echant	HGB-52	HGB-52	HGB-52	HGB-52	HGB-52	HGB-52	HGB-52
Minér #	1	1	2	2	2	4	5
Ana #	1	2	1	2	3	1	1
	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite
SiO ₂ %	52.18	52.28	53.31	52.06	52.98	52.78	51.85
TiO ₂ %	0.04	0.03	0.15	0.13	0.21	0.07	0.15
Al ₂ O ₃ %	0.63	1.02	1.11	1.70	0.94	1.23	1.60
FeO* %	10.76	11.23	8.44	9.50	7.69	10.85	11.52
MnO %	0.41	0.46	0.48	0.39	0.53	0.46	0.41
MgO %	11.72	11.84	13.79	12.93	14.10	11.65	10.98
CaO %	22.33	21.69	22.15	20.58	22.73	21.44	20.92
Na ₂ O %	1.25	1.62	1.07	1.22	0.88	1.60	2.07
K ₂ O %	0.01	0.01	0.03	0.09	0.00	0.00	0.00
TOTAL %	99.33	100.18	100.52	98.60	100.05	100.09	99.48
Ions sur une base de 6 O							
Si	1.99	1.98	1.98	1.97	1.97	1.99	1.97
Al ^{iv}	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03
TOT IN T	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al ^{vi}	0.02	0.02	0.03	0.05	0.02	0.04	0.05
Fe ²⁺	0.34	0.36	0.26	0.30	0.24	0.34	0.37
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
Mg	0.67	0.67	0.76	0.73	0.78	0.65	0.62
TOT	1.04	1.06	1.07	1.10	1.05	1.06	1.05
Ca	0.91	0.88	0.88	0.84	0.91	0.87	0.85
Na	0.09	0.12	0.08	0.09	0.06	0.12	0.15
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOT	1.00	1.00	0.96	0.93	0.97	0.98	1.01
Proportions moléculaires							
En	34.7	35.1	40.0	39.1	40.6	35.1	33.8
Fs	17.9	18.7	13.7	16.1	12.4	18.4	19.9
Wo	47.5	46.2	46.2	44.8	47.0	46.5	46.3

Note : * = Fe total exprimé sous forme FeO; Echant= Echantillon; Minér
= numéro du Minéral; Ana # = numéro de l'analyse.

Tableau 3.5. Comparaison des teneurs d'oxydes majeurs et d'éléments traces entre les xénolithes du pluton Houghton et les tholéiites magnésiennes de la Formation d'Obatogamau

	XENOLITHES DE HOUGHTON			BASALTES DE LA FORMATION D'OBATOGAMAU			
	HGB-29	HGB-30	HGB-33	EV-45 ¹	EV-90 ¹	EV-107 ¹	Moy Picard ²
SiO ₂	45.37	46.84	47.69	47.59	47.77	48.46	50.89
TiO ₂	1.00	0.82	0.97	0.93	0.86	1.19	0.92
Al ₂ O ₃	14.60	15.11	15.05	14.83	15.39	14.95	16.38
Fe ₂ O ₃	14.33	12.73	12.99	13.65	13.05	13.70	11.17
MnO	0.21	0.21	0.20	0.21	0.20	0.21	0.21
MgO	8.78	8.41	8.03	7.88	6.35	7.14	6.37
CaO	10.72	10.14	9.31	11.30	13.33	11.11	11.87
Na ₂ O	1.96	2.51	2.84	2.21	1.88	2.20	2.05
K ₂ O	1.07	1.48	1.28	0.17	0.20	0.16	0.08
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.07	0.07	0.06	0.09	0.06
LOI	1.56	1.26	1.38	0.40	0.81	0.76	3.81
TOTAL	99.65	99.57	99.82	99.24	99.90	99.97	100.00*
La	2.0	2.3	3.3	2.7	2.5	4.1	
Ce	4.0	5.0	7.0	8.0	6.9	NA	
Nd	3.0	3.0	5.0	NA	NA	9.3	
Sm	1.95	1.81	3.00	1.92	1.92	3.01	
Eu	0.77	0.71	0.80	0.80	0.71	1.09	
Tb	0.44	0.30	0.68	0.55	0.50	0.81	
Yb	1.83	2.00	2.23	2.18	2.01	2.73	
Lu	0.29	0.31	0.29	0.33	0.28	0.38	
La/Yb _n	0.73	0.77	0.98	0.83	0.83	1.00	
Ba	200	511	335	75	63	77	
Co	52.8	47.8	48.9	48.5	50.9	46.1	
Cr	28	309	236	236	226	228	
Cs	0.90	3.10	1.40	0.30	LD	LD	
Cu	74	115	95	65	102	88	
Hf	0.8	0.9	1.3	1.1	1.3	1.6	
Nb	1	3	4	4	2	3	3
Ni	158	152	134	145	137	101	
Rb	30	51	34	3	2	1	3
S	2012	1751	1739	169	1001	760	
Sc	43.1	44.0	41.4	37.8	41.0	46.1	
Sr	163	186	262	73	117	118	151
Ta	LD	LD	0.03	0.12	LD	0.19	
Th	LD	0.14	LD	0.22	0.31	0.35	
U	0.06	LD	0.15	239	237	282	
V	249	243	236	LD	LD	LD	
Y	19	18	24	21	20	28	19
Zr	45	48	69	59	60	84	45

Note : LD = limite de détection (la limite de détection en activation neutronique dans ce travail est lorsque l'erreur statistique de comptage est de 30 % de la valeur obtenue); NA = valeurs non disponibles. ¹- Sawyer (1991). ²- Moyenne de 14 échantillons (Picard et Piboule 1986). *- Somme excluant la perte au feu telle que donnée par Picard et Piboule (1986).

Tableau 3.6a. Comparaison des résultats d'analyses chimiques du pluton Houghton avec d'autres suites similaires (plutoniques et volcaniques) archéennes.

Pluton Houghton

	Hornblendite		Tonalite foliée		Monzodiorite		Leucodiorite à leucotonalite		
	MOY	n=23	MOY	n=2	MOY	n=9	HGB-100 MOY	n=6	
SiO ₂	49.49	(44.66-53.27)	55.53	(54.31-56.75)	63.02	(59.35-69.30)	68.98	67.06	(48.73-74.06)
TiO ₂	0.97	(0.52-1.46)	0.63	(0.56-0.70)	0.40	(0.24-0.45)	0.42	0.35	(0.04-0.97)
Al ₂ O ₃	11.17	(6.51-17.21)	15.52	(14.73-16.31)	17.32	(16.24-19.00)	15.69	15.94	(14.96-16.76)
Fe ₂ O ₃ *	10.44	(8.12-14.74)	7.63	(7.47-7.78)	3.70	(1.49-4.78)	3.34	3.14	(0.53-10.18)
MnO	0.17	(0.11-0.21)	0.13	(0.11-0.14)	0.05	(0.02-0.08)	0.03	0.04	(0.01-0.15)
MgO	11.71	(4.80-18.70)	6.16	(6.12-6.19)	1.80	(0.61-2.34)	1.06	1.90	(0.27-7.28)
CaO	10.76	(6.60-13.39)	6.54	(6.34-6.73)	3.82	(2.71-4.99)	2.85	3.59	(1.54-9.15)
Na ₂ O	2.81	(1.30-5.38)	4.72	(4.26-5.17)	6.74	(5.86-8.07)	5.09	5.93	(4.01-8.45)
K ₂ O	0.75	(0.35-1.58)	1.26	(1.10-1.41)	2.01	(0.68-3.18)	1.01	0.74	(0.10-1.01)
P ₂ O ₅	0.25	(0.07-0.64)	0.25	(0.17-0.32)	0.20	(0.06-0.25)	0.11	0.12	(LD-0.45)
LOI	1.37	(0.63-2.20)	1.48	(1.36-1.59)	0.76	(0.30-1.91)	1.38	0.96	(0.30-1.44)
La	21.6	(12.0-64.9)	14.8	(10.8-18.8)	42.5	(30.8-68.7)	23.4	13.9	(3.2-31.2)
Ce	47.3	(25.0-110.0)	35.4	(29.7-41.0)	78.7	(55.0-105.0)	47.7	25.4	(3.7-57.0)
Nd	31.0	(18.0-73.0)	23.2	(16.4-30.0)	35.7	(29.1-45.9)	16.7	12.7	(1.8-38.0)
Sm	8.75	(5.25-17.97)	6.08	(3.51-8.65)	5.80	(4.56-8.16)	2.96	2.81	(0.13-9.45)
Eu	2.16	(1.37-3.64)	1.47	(1.13-1.80)	1.51	(1.23-2.00)	0.75	0.83	(0.26-2.39)
Tb	0.77	(0.46-1.34)	0.67	(0.41-0.92)	0.35	(0.25-0.51)	0.29	0.28	(0.01-0.97)
Yb	1.44	(0.75-2.64)	1.30	(1.26-1.33)	0.57	(0.38-0.75)	0.66	0.53	(LD-1.60)
Lu	0.21	(0.13-0.38)	0.22	(0.21-0.22)	0.10	(0.08-0.13)	0.12	0.09	(LD-0.25)
Ba	220	(64-623)	261	(188-334)	1034	(813-1404)	222	278	(207-342)
Cr	718	(52-1483)	186.9	(93.7-280.0)	38.8	(29.1-52.7)	5.2	26.9	(0.0-121.0)
Ni	244	(38-574)	118	(115-120)	20	(14-30)	2	18	(2-75)
Rb	12	(1-46)	32	(31-32)	36	(4-79)	25	17	(1-25)
Sc	33.45	(15.55-44.39)	18.24	(16.70-19.78)	5.22	(3.76-6.72)	5.31	6.70	(0.30-25.23)
Sr	455	(101-1069)	516	(363-669)	1578	(1268-2380)	369	616	(369-837)
Ta	0.17	(LD-0.38)	0.14	(0.07-0.21)	0.20	(0.15-0.39)	0.51	0.13	(LD-0.51)
Th	0.63	(0.11-3.59)	0.32	(LD-0.32)	4.67	(1.75-9.80)	3.38	1.12	(0.04-3.38)
Y	20	(15-30)	19	(16-21)	11	(10-14)	9	8	(2-23)
Zr	90	(48-217)	100	(78-122)	149	(129-198)	161	89	(20-161)

Note : * = Fe₂O₃ total; LD= limite de détection; les teneurs entre parenthèses sont les teneurs maximums et minimums pour cette unité; l'indice près des parenthèses indique le nombre d'analyse considéré si différent de celui au-dessus de la colonne; MOY= moyenne; n= le nombre d'échantillon considéré pour la moyenne et la fourchette des valeurs.

Tableau 3.6b. Comparaison des résultats d'analyses chimiques du pluton Houghton avec d'autres suites similaires (plutoniques et volcaniques) archéennes.

Complexe Lacorne ¹ (Abitibi)					Volc. felsiques ² (Abitibi)		Suite granodioritique ³			
(Swaziland)										
	(3)	(8)	(10)	n=18	MOY	n=10	SWZ14	SWZ15	SWZ16	n=25
SiO ₂	55.80	63.00	68.00	(55.80-76.10)	69.59	(66.70-76.80)	54.73	65.44	69.15	(51.25-77.19)
TiO ₂	0.73	0.54	0.31	(0.06-0.73)	0.41	(0.26-0.55)	0.75	0.70	0.41	(0.12-0.75)
Al ₂ O ₃	15.80	16.90	17.10	(13.20-17.30)	15.28	(12.90-17.20)	20.69	16.42	15.61	(10.88-20.69)
Fe ₂ O ₃ *	6.91	4.42	2.35	(0.68-6.91)	4.08	(1.69-6.62)	6.15	4.91	3.68	(1.30-6.92)
MnO	0.11	0.05	0.03	(0.01-0.11)	0.06	(0.01-0.15)	0.10	0.06	0.06	(0.01-0.11)
MgO	4.84	2.32	0.99	(0.08-4.84)	2.03	(0.81-3.52)	2.21	1.43	1.07	(0.23-7.70)
CaO	7.22	4.79	2.98	(0.54-7.70)	2.46	(1.02-4.49)	5.51	3.98	3.86	(0.89-9.88)
Na ₂ O	5.44	5.02	5.37	(3.96-5.92)	4.26	(2.11-5.38)	5.22	5.03	4.71	(0.10-5.38)
K ₂ O	2.80	2.63	3.10	(2.80-5.36)	1.81	(0.09-3.80)	2.97	1.24	0.93	(0.60-6.78)
P ₂ O ₅	0.33	0.19	0.14	(0.02-0.44)	0.07	(0.03-0.10)	0.38	0.25	0.12	(0.02-0.38)
LOI	1.14	0.86	1.31	(0.30-1.36)			1.17	0.61	0.51	(0.42-2.79)

La					20.7	(7.2-38.0)	83.4	59.5	24.7	(5.6-104.0)
Ce					42.0	(15.0-73.0)	162.3	103.8	41.4	(10.2-213.0)
Nd					19.0	(10.0-35.0)	52.8	31.8	16.6	(7.1-91.0)
Sm					3.1	(1.9-5.5)	10.5	6.15	3.24	(1.8-21.3)
Eu					0.97	(0.67-1.53)	3.92	1.75	1.44	(0.57-3.92)
Tb					0.34	(0.19-0.71)	0.70	0.56		(0.18-2.74)
Yb					0.98	(0.60-2.51)	1.34	0.66	0.52	(0.21-10.10)
Lu					0.16	(0.06-0.42)	0.32	0.14	0.11	(0.05-0.72)
Ba	930	1100	1100	(20-1100)	420	(230-640)				(71-988)
Cr	235	55	20	(0-286)	54.0	(13.0-128.0)				
Ni										
Rb	100	61	81	(61-540)	45	(12-89)	59	18	10	(10-231)
Sc	18	9	4	(2-18)	7.20	(2.30-14.30)				
Sr	980	910	930	(14-980)	281	(81-537)	1249	727	414	(17-1249)
Ta	1	2		(0-15)	0.60	(0.10-2.40)				
Th	2	3	5	(2-21)	4.60	(0.60-18.10)				
Y	21	14	9	(9-40)	9	(3-16)				
Zr	91	130	130	(34-160)	102	(86-131)				

Note : * = Fe₂O₃ total; LD= limite de détection; les teneurs entre parenthèses sont les teneurs maximums et minimums pour cette unité; l'indice près des parenthèses indique le nombre d'analyse considéré si différent de celui au-dessus de la colonne; MOY= moyenne; n= le nombre d'échantillon considéré pour la moyenne et la fourchette des valeurs; l'absence de teneur dans les tableaux provenant de la littérature indique la limite de détection ou l'absence de valeur.

¹ tiré de Bourne et Danis (1987).

² tiré de Leshner *et al.* (1986), métavolcaniques felsiques FI.

³ tiré de Hunter *et al.* (1978).

Tableau 3.6c. Comparaison des résultats d'analyses chimiques du pluton Houghton avec d'autres suites similaires (plutoniques et volcaniques) archéennes.

Suite monzodioritique ⁴ (SO Supérieur)					Jackfish Lake ⁵ (SO Supérieur)			
	Monzodi ⁶	85-07a	85-15	86-74 n=10		Diorite n=5		Monzonite n=4
SiO ₂	56.07	49.27	62.18	68.17 (40.85-74.97)		55.47 (54.42-57.08)		64.02 (60.39-69.78)
TiO ₂	0.71	0.46	0.58	0.36 (0.14-1.27)		0.67 (0.59-0.80)		0.42 (0.26-0.55)
Al ₂ O ₃	14.88	7.74	15.92	16.12 (7.74-17.24)		15.36 (12.67-16.96)		16.42 (15.99-17.03)
Fe ₂ O ₃ *	7.79	8.94	4.52	2.86 (1.11-22.08)		7.51 (6.35-8.92)		4.00 (2.11-5.63)
MnO	0.12	0.20	0.07	0.06 (0.03-0.02)		0.13 (0.11-0.16)		0.07 (0.03-0.10)
MgO	6.85	13.87	2.98	1.33 (0.02-13.87)		6.65 (5.81-8.27)		2.46 (0.96-4.39)
CaO	7.65	18.18	4.50	3.12 (0.72-18.18)		8.01 (6.97-8.76)		3.51 (1.96-5.40)
Na ₂ O	4.04	1.10	4.87	5.09 (1.10-5.48)		4.52 (3.84-4.94)		4.96 (4.51-5.23)
K ₂ O	2.23	0.40	3.79	2.85 (0.40-5.14)		1.71 (0.90-2.74)		4.11 (3.21-5.30)
P ₂ O ₅	0.36	0.15	0.36	0.17 (0.04-0.69)		0.42 (0.32-0.55)		0.24 (0.09-0.33)
LOI								
La								
Ce	97.0	38.4	134.0	97.0 (38.4-351)	112	(110-115) ₂	49	(49) ₁
Nd		31.5	59.3	39.9 (18.58-130.8)				
Sm		7.46	9.69	8.57 (2.76-21.03)				
Eu		1.93	2.23	1.37 (0.43-4.92)				
Tb								
Yb	1.60	0.97	0.83	0.68 (0.53-1.62)	1.15	(1.00-1.30) ₂	0.38	(0.38) ₁
Lu								
Ba	1214	116	1617	1022 (116-2575)				
Cr	352.0	1457	84.0	36.0 (4-1457)	209	(143-275) ₂	19	(19) ₁
Ni	154	178	52	22 (3-178)	76	(55-99) ₂	9	(9) ₁
Rb	60	16	55	58 (4-185)	30	(11-51)	106	(43-195) ₃
Sc								
Sr	1229	238	1309	892 (86-2032)	1375	(1206-1509)	639	(253-1127)
Ta								
Th								
Y					13	(10-16)	6	(3-9) ₂
Zr	111	59	219	137 (59-370)	79	(38-139)	266	(143-511)

Note : * = Fe₂O₃ total; LD= limite de détection; les teneurs entre parenthèses sont les teneurs maximums et minimums pour cette unité; l'indice près des parenthèses indique le nombre d'analyse considéré si différent de celui au-dessus de la colonne; MOY= moyenne; n= le nombre d'échantillon considéré pour la moyenne et la fourchette des valeurs; l'absence de teneur dans les tableaux provenant de la littérature indique la limite de détection ou l'absence de valeur.

⁶ Moyenne des monzodiorites riches en Cr et Ni (Bédard 1990, Stern *et al.* 1990, Stern *et al.* 1989)

⁴ tiré de Stern *et al.* (1989).

⁵ Tiré de Sutcliffe *et al.* (1990).

Tableau 3.6d. Comparaison des résultats d'analyses chimiques du pluton Houghton avec d'autres suites similaires (plutoniques et volcaniques) archéennes.

Trondhjemite ⁶ (Finlande)		

	MOY	n=48
SiO ₂	69.91	(62.94-73.62)
TiO ₂	0.38	(0.09-0.83)
Al ₂ O ₃	15.16	(13.75-16.40)
Fe ₂ O ₃ *	2.79	(1.55-7.00)
MnO	0.04	(0.01-0.12)
MgO	1.17	(0.40-3.26)
CaO	2.63	(0.65-5.14)
Na ₂ O	4.45	(2.26-6.02)
K ₂ O	2.23	(1.46-3.73)
P ₂ O ₅	0.10	(0.03-0.46)
LOI	0.69	(0.24-1.54)
La		(7.5-56.2)
Ce		(14.3-92.0)
Nd		(11.6-25.8)
Sm		(0.95-4.13)
Eu		(0.31-0.97)
Tb		(0.09-0.35)
Yb		(0.16-0.71)
Lu		(0.02-0.08)
Ba		(201-2006)
Cr		
Ni	11	(3-34)
Rb	83	(27-267)
Sc		
Sr	351	(154-1110)
Ta		
Th		
Y	9	(2-54)
Zr	152	(88-432)

Note : * = Fe₂O₃ total; LD= limite de détection; les teneurs entre parenthèses sont les teneurs maximums et minimums pour cette unité; l'indice près des parenthèses indique le nombre d'analyse considéré si différent de celui au-dessus de la colonne; MOY= moyenne; n= le nombre d'échantillon considéré pour la moyenne et la fourchette des valeurs; l'absence de teneur dans les tableaux provenant de la littérature indique la limite de détection ou l'absence de valeur.

⁶ tiré de Martin (1986).

Tableau 3.7a. Résultats de calculs de balance de masse.

 Passage de Tonalite foliée à monzodiorite.

	Parent réel ¹	Fille réelle ²	Fille calculée	Résiduel pondéré	Amphibole soustraite ³	Amphibole soustraite ⁴	Amphibole soustraite ⁵
SiO ₂	55.82	61.10	61.25	-0.15	42.60	44.29	45.62
TiO ₂	0.72	0.45	0.15	0.31	1.13	2.03	1.82
Al ₂ O ₃	16.76	18.82	19.34	-0.52	12.27	11.65	10.67
FeO	6.91	3.92	4.08	-0.16	20.38	11.92	11.78
MnO	0.14	0.04	0.15	-0.11	0.38	0.09	0.18
MgO	6.29	2.29	2.52	-0.23	8.68	14.31	14.52
CaO	6.92	4.50	4.25	0.25	11.74	12.34	12.28
Na ₂ O	5.31	7.48	6.86	0.61	1.54	2.25	2.16
K ₂ O	1.13	1.40	1.40*	0.00	1.28	1.11	1.97
TOTAL	100.00	100.00	100.00	R ² =0.92	100.00	100.00	100.00

Extraction de 0.33 amphibole (composée de 0.27 amphibole³ + 0.03 amphibole⁴ + 0.03 amphibole⁵).

1- Echantillon HGB-17; 2- Echantillon HGB-127; 3- Amphibole provenant de l'échantillon HGB-05, minéral 3, analyse 3; 4- Amphibole provenant de l'échantillon HGB-17, minéral 1, analyse 1; 5- Amphibole provenant de l'échantillon HGB-05, minéral 3, analyse 4. Le K₂O est considéré comme un élément trace.

	Parent réel ¹	Fille réelle ²	Fille calculée	Résiduel pondéré	Pyroxène soustrait ⁶
SiO ₂	55.82	61.10	61.19	-0.09	52.51
TiO ₂	0.72	0.45	0.15	0.30	0.10
Al ₂ O ₃	16.76	18.82	19.34	-0.52	1.07
FeO	6.91	3.92	4.13	-0.20	6.19
MnO	0.14	0.04	0.15	-0.11	0.24
MgO	6.29	2.29	2.56	-0.27	15.29
CaO	6.92	4.50	4.22	0.25	23.99
Na ₂ O	5.31	7.48	6.85	0.61	0.61
K ₂ O	1.13	1.40	1.40*	0.00	0.00
TOTAL	100.00	100.00	100.00	R ² =0.92	100.00

Extraction de 0.33 amphibole et de 0.003 pyroxène (composée de 0.27 amphibole³ + 0.03 amphibole⁴ + 0.025 amphibole⁵ + pyroxène⁶). 1- Echantillon HGB-17; 2- Echantillon HGB-127; 3- Amphibole provenant de l'échantillon HGB-05, minéral 3, analyse 3; 4- Amphibole provenant de l'échantillon HGB-17, minéral 1, analyse 1; 5- Amphibole provenant de l'échantillon HGB-05, minéral 3, analyse 4; 6- pyroxène provenant de l'échantillon HGB-05, minéral 2, analyse 1. Le K₂O est considéré comme un élément trace.

Tableau 3.7b. Résultats de calculs de balance de masse.

 Différenciation des monzodiorites à 60 % SiO₂ vers les
 monzodiorites à 64 % SiO₂.

	Parent	Fille	Fille	Résiduel	plagio ⁷	Hnbd ⁸	HGB-
100	Réel ⁵	Réelle ⁶	Calculée	Pondéré			
SiO ₂	60.70	64.76	64.69	0.06	59.41	47.60	70.05
TiO ₂	0.46	0.41	0.45	-0.04	0.00	0.70	0.43
Al ₂ O ₃	18.24	16.67	16.62	0.05	26.16	7.35	15.93
FeO	4.41	3.45	3.74	-0.29	0.06	17.93	3.39
MnO	0.06	0.05	0.04	0.01	0.00	0.33	0.03
MgO	2.38	1.80	1.59	0.21	0.00	12.13	1.08
CaO	4.73	3.62	3.45	0.17	7.45	11.20	2.89
Na ₂ O	7.57	6.22	6.40	-0.19	6.89	1.83	5.17
K ₂ O	1.45	3.02	3.01*	0.01	0.03	0.93	1.03
Total	100.00	100.00	100.00	R ² =0.23	100.00	100.00	100.00

 Note : En considérant un remplissage de leucotonalite de 0.71 (HGB-100) et une extraction de 0.075 plagioclase et de 0.02 hornblende.

⁵- Echantillon HGB-52.

⁶- Echantillon HGB-55.

⁷- Feldspath de l'échantillon HGB-111, minéral 4, analyse 2.

⁸- Amphibole de l'échantillon HGB-52, minéral 2, analyse 4.

* Le K₂O est calculé comme un élément trace.

Tableau 3.7c. Résultats de calculs de balance de masse.

Hornblendite (cumulat de hornblende).

	Fille Réelle ¹	Fille Calculée ²	Résiduel Pondéré	HGB-17	Hnbd ³
SiO ₂	51.20	50.89	0.31	55.82	49.37
TiO ₂	0.84	1.05	-0.21	0.72	1.15
Al ₂ O ₃	9.81	9.87	-0.06	16.76	7.75
FeO	10.53	9.83	0.70	6.91	10.72
MnO	0.17	0.18	-0.01	0.14	0.20
MgO	13.64	13.91	-0.27	6.29	16.24
CaO	11.17	11.07	0.10	6.92	12.35
Na ₂ O	2.15	2.47	-0.32	5.31	1.61
K ₂ O	0.49	0.73	-0.24	1.13	0.61
TOTAL	100.00	100.00	R ² =0.88	100.00	100.00

1- Parent est l'échantillon HGB-28.

2- Cumulat composé de 0.76 Hnbd³ + 0.34 de liquide piégé (représenté par l'échantillon HGB-17).

3- Hornblende de l'échantillon HGB-5, minéral 3, analyse 1.

Tableau 3.7d. Résultats de calculs de balance de masse.

 Fractionnement des leucodiorites à leucotonalites (cumulat de plagioclase, quartz et biotite) pour produire l'échantillon HGB-106.

	Fille Réelle ¹⁰	Fille Calculée	Résiduel Pondéré	plag ¹¹	plag ¹²	Quartz	Biot ¹³
SiO ₂	75.37	75.42	-0.05	64.41	61.79	100.00	38.82
TiO ₂	0.11	0.07	0.04	0.00	0.00	0.00	1.94
Al ₂ O ₃	14.61	14.78	-0.17	22.44	24.25	0.00	16.57
FeO	0.66	0.75	-0.09	0.04	0.07	0.00	19.71
MnO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25
MgO	0.39	0.45	-0.06	0.00	0.00	0.00	12.48
CaO	2.64	2.47	0.17	3.58	5.63	0.00	0.01
Na ₂ O	5.36	5.49	-0.13	9.37	8.11	0.00	0.05
K ₂ O	0.85	0.56	0.29	0.16	0.15	0.00	10.17
Total	100.00	100.00	R ² =0.17	100.00	100.00	100.00	100.00

 Note : En considérant une extraction de 0.481 plagioclase¹¹ + 0.136 plagioclase¹² + 0.347 quartz + 0.036 biotite.

¹⁰- Echantillon HGB-106.

¹¹- Feldspath de l'échantillon HGB-121, minéral 1, analyse 2.

¹²- Feldspath de l'échantillon HGB-17, minéral 5, analyse 1.

¹³- Micas en appendice 3.

Tableau 3.7e. Résultats de calculs de balance de masse.

 Fractionnement des leucodiorites à leucotonalites (cumulat de plagioclase, quartz et biotite) pour produire l'échantillon HGB-10.

	Fille réelle	Fille calculée	Résiduel pondéré
SiO ₂	60.12	60.27	-0.15
TiO ₂	0.10	0.14	-0.04
Al ₂ O ₃	23.35	23.66	-0.31
FeO	1.15	1.44	-0.29
MnO	0.02	0.02	0.00
MgO	0.82	0.87	0.05
CaO	5.56	5.22	0.34
Na ₂ O	7.53	7.53	0.00
K ₂ O	1.35	0.85	0.50
Total	100.00	100.00	R ² =0.57

 Note : En considérant un cumulat de 0.91 plagioclase¹² + 0.07 biotite et 0.02 quartz. Les analyses de minéraux sont dans le Tableau 7c.

Tableau 3.8. Coefficients de partage (Kd) utilisés pour les modélisations des éléments traces.

	APATITE	CPyrox	HNBDand	HNBDdac	ZIRC	PLAGIO	QTZ	ALLAN	BIOTITE
Ba	0.1	0.026	0.1	0.044	nd	0.92	nd	nd	3.2
K	nd	0.37	0.33	0.33	0.1	0.1	nd	0	2.64
Ta	0.24	nu	nu	nu	4.8	0.55	nd	3.2	nd
La	21.7	0.195	0.14	0.7	3.3	0.2	nd	2362	0.03
Ce	18	0.15	0.20	0.9	2.4	0.12	nd	2063	0.037
Sr	3.6	0.12	0.19	0.022	nd	2.84	nd	nd	0.363
Nd	27.4	0.31	0.33	2.8	1.97	0.12	nd	463	0.044
Sm	29.3	0.5	1.46	3.99	3.7	0.084	nd	483	0.058
Zr	7.4	0.27	0.31	0.31	---	0.1	nd	nd	2
Hf	7.4	0.6	0.51	0.51	1190	0.13	nd	nd	2.1
Tb	34	2.6	1.96	5.7	26.3	0.05	nd	204	0.179
Yb	11.2	0.62	1.42	4.9	225	0.03	nd	22	0.185
Sc	0.4	5.63	4.2	4.2	18.5	0.157	nd	0.46	11
Co	0.6	17	1.77	3	nd	0.51	nd	nd	nu
Ni	nd	4.7	7.2	3	nd	0.4	nd	nd	nu
Eu	nu	nu	nu	nu	nu	0.96	nd	nu	0.145
Lu	nu	nu	nu	nu	nu	0.03	nd	nu	0.19

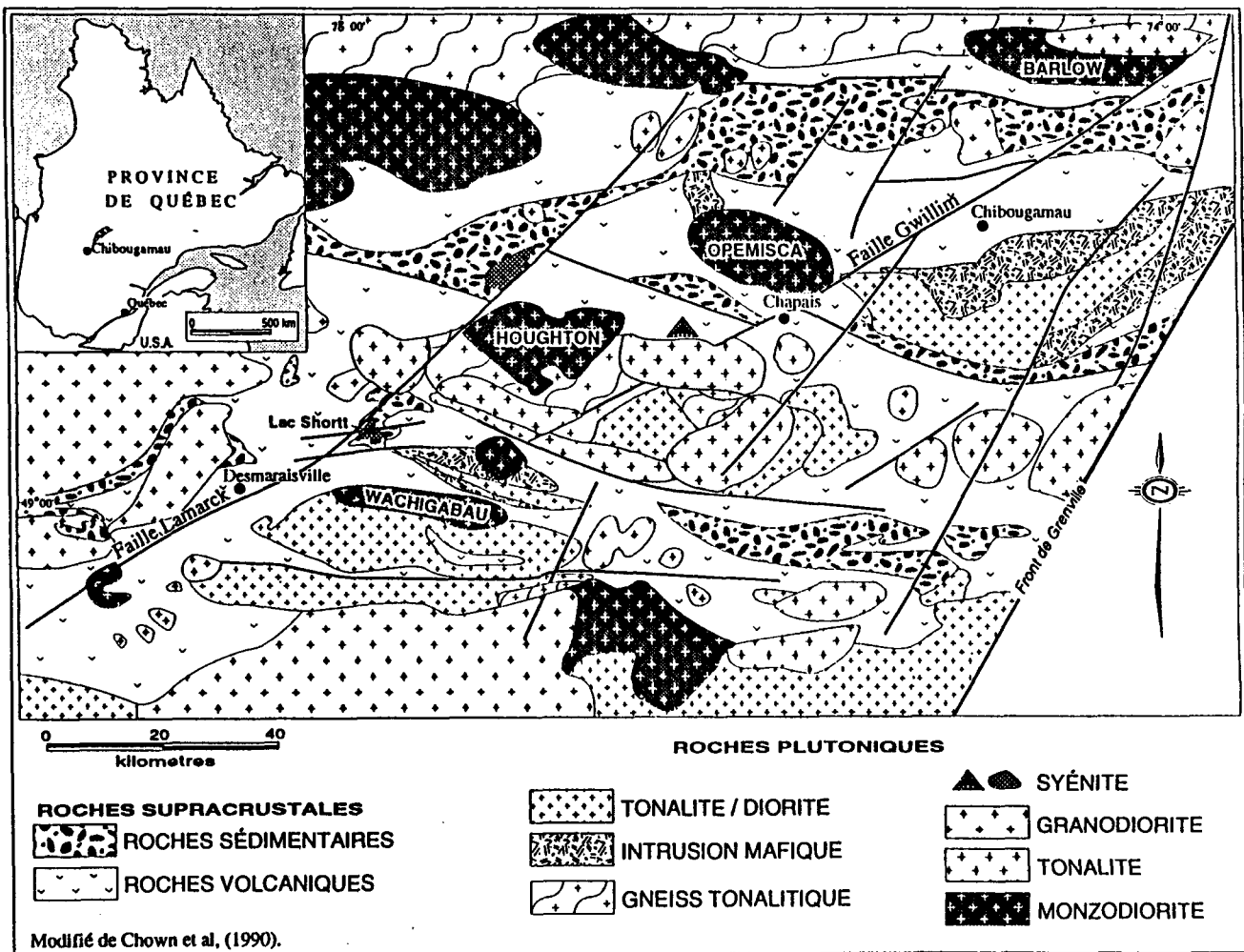
Les coefficients de partage proviennent de : Dudas et al. (1971); Arth (1976); Arth et Baker (1976); Matsui et al. (1977); Luhr et Carmichael (1980); Noyes et al. (1983); Watson et Harrison (1983); Luhr et al. (1984); Sawka (1988); Francalanci (1989). Les coefficients de partage du quartz sont considérés comme très faible ou zéro (Kovalenko et al. 1988). and = coefficient de partage dans un magma andésitique, dac = coefficient de partage dans un magma dacitique, nu = non utilisé dans les modélisations, nd = données insuffisantes ou valeurs très faibles considérées comme nulles, --- = coefficient de partage ne s'applique pas puisque c'est un constituant essentiel de ce minéral.

Tableau 3.9. Résumé du plutonisme récent associé à une zone de subduction au Chili.

PRE-ANDIN	TRANSITIONNEL	ANDIN
1- Age: Paléozoïque supérieur.	1- Triassique, Jurassique inférieur.	1- Jurassique moyen, Tertiaire inférieur.
2- Roches: tonalites, gabbros, granodiorites et granites avec des phénocristaux de microcline.	2- Leucogranites, leucogranodiorites +/- gabbros.	2- Gabbros, diorites, quartz-diorites, monzodiorites, tonalites +/- granites.
3- Minéralogie modale: hornblende, biotite, magnétite, apatite, zircon, titanite.	3- Biotite, hornblende +/- clinopyroxène dans les granitoïdes métalumineux ou alcalins. Biotite, muscovite +/- cordiérite +/- andalusite dans les granitoïdes peralumineux. Magnétite, ilménite mineure et allanite sont les phases accessoires communes à chaque roche.	3- Hornblende, biotite, clinopyroxène +/- orthopyroxène. Magnétite, apatite, zircon, titanite.
4- Granulométrie: grossière à moyenne.	4- Fine à moyenne.	4- Moyenne.
5- Inclusions: inclusions mafiques abondantes.	5- Inclusions mafiques rares à absentes. Inclusions métasédimentaires rares.	5- Inclusions mafiques localement abondantes.
6- Saturation en Al: métalumineux et rarement peralumineux.	6- Peralumineux, métalumineux et rarement alcalins.	6- Métalumineux.
7- Type de granitoïde: type I et type S mineur.	7- Type S et A.	7- Types M et I.
8- Origine: magma mantellique recyclé dans la croûte; fusion de la croûte.	8- Fusion partielle de la croûte inférieure.	8- Magma mantelliques et recyclés dans la croûte.
9- Processus tectoniques associés: subduction, accretation continentale côtier et amincissement de la latérale, compression, développement croûte à l'intérieur. statique d'arc.	9- Extension crustale. Soulèvement et amincissement de la croûte à l'intérieur.	9- Subduction, érosion tectonique, mouvement vertical, migration d'arc est/ouest.

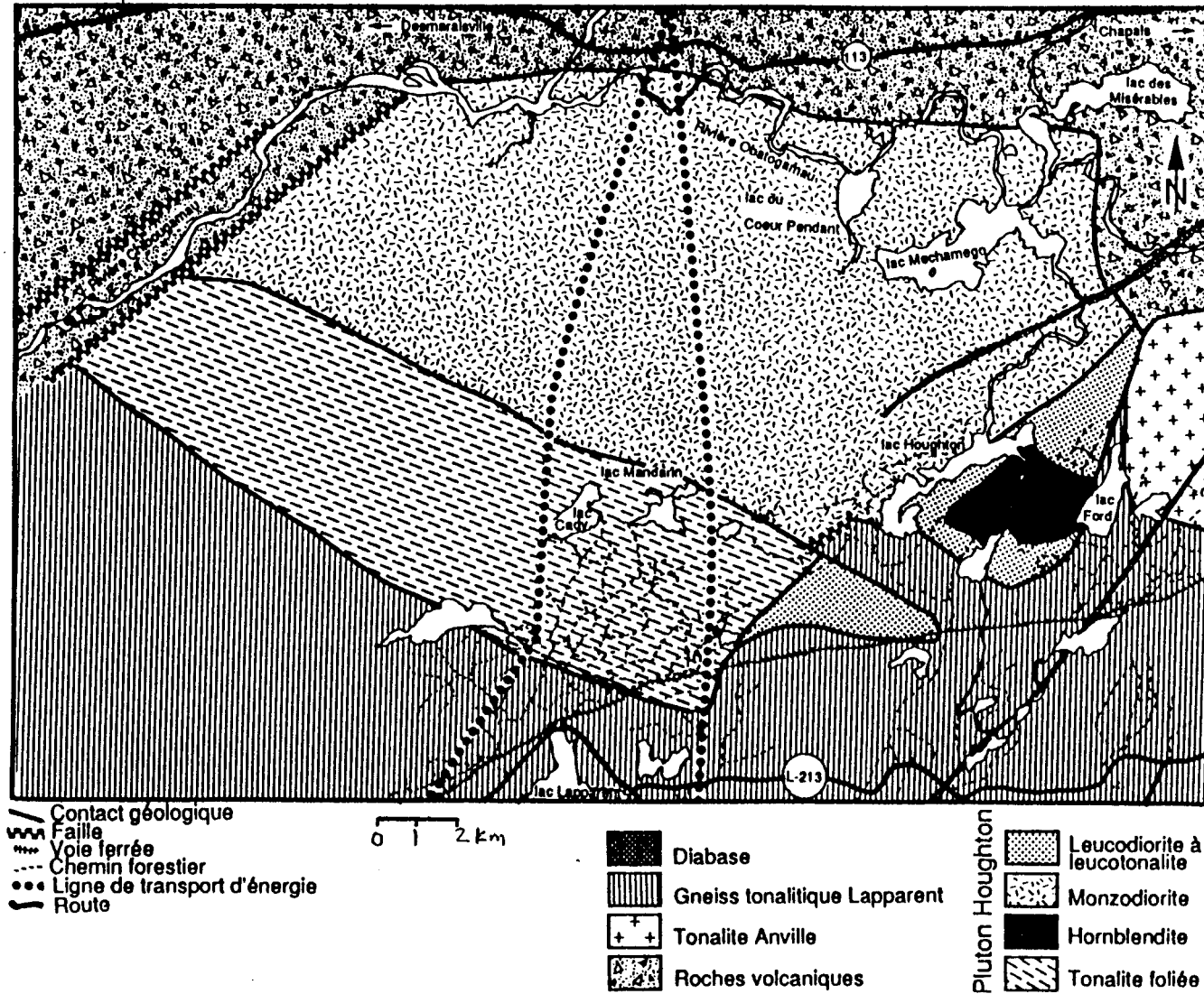
Note : Modifié de Parada (1990). Les types de granitoïdes sont ceux définis par Chappel et White (1974) (types I et S) et White (1979) (type M).

Figure 3.1 : Carte de localisation du pluton Houghton dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi nord (modifiée de Chown et al. 1990)



CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DU PLUTON HOUGHTON

Figure 3.2 : Carte géologique simplifiée du pluton Houghton.



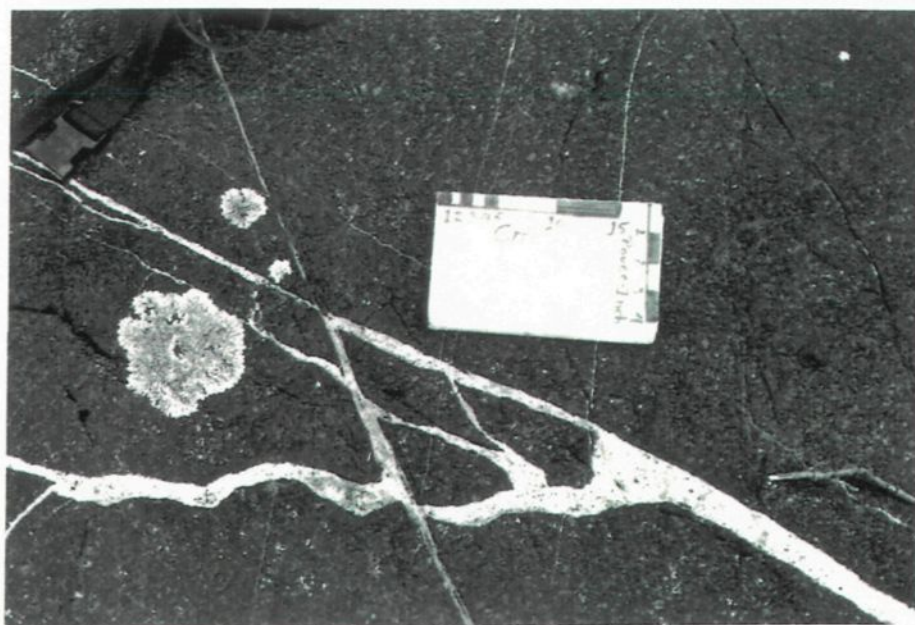


Figure 3.3 : Photographie montrant la hornblendite recoupée par des filons de leucodiorite s'orientant dans toutes les directions. Les deux patatoïdes blancs à gauche de la photographie sont du lichen. Le stylo mesure 15 cm.

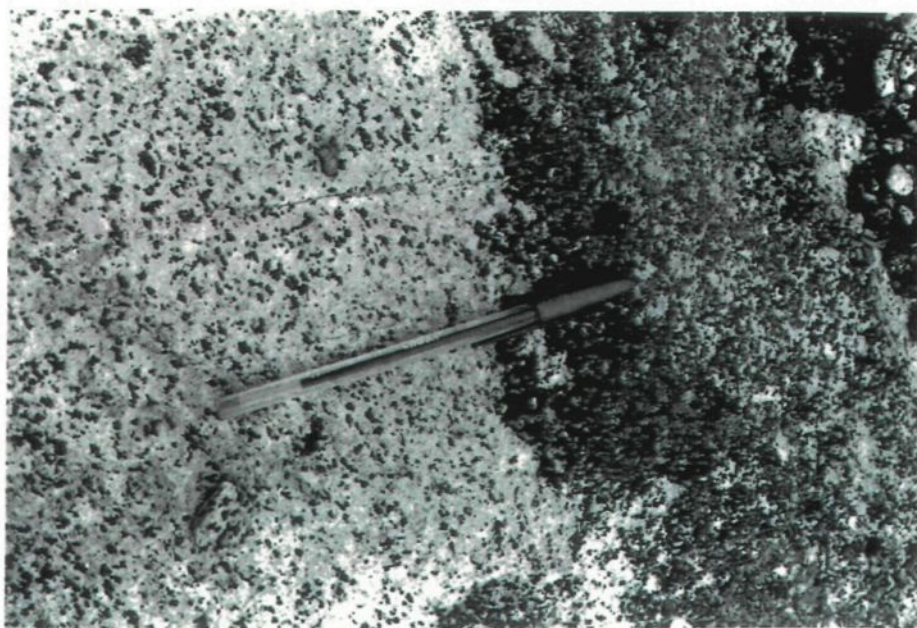


Figure 3.4 : Photographie d'un filon de leucodiorite (partie gris pâle à gauche de la photographie) se mélangeant avec les hornblendes de la hornblendite.

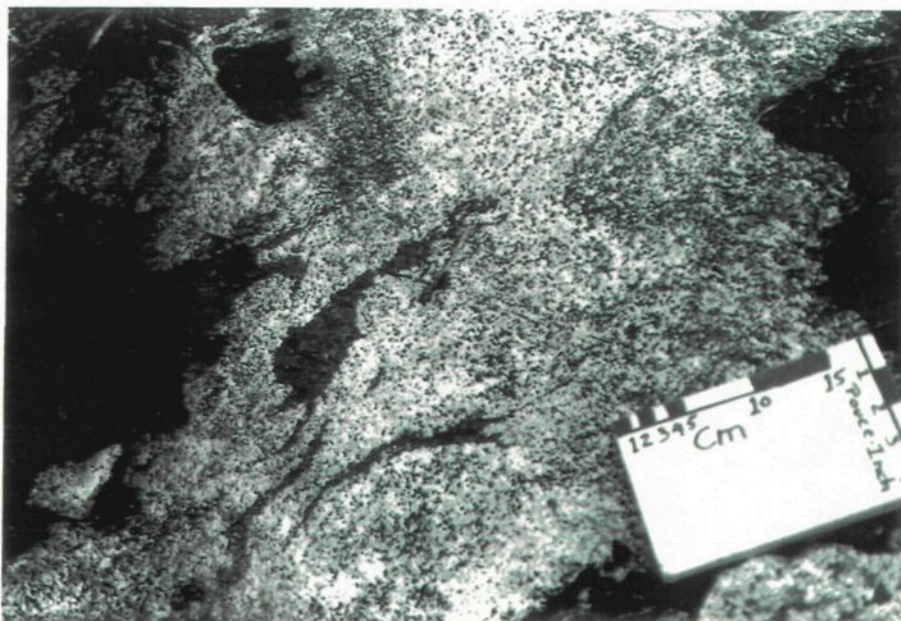


Figure 3.5 : Photographie d'un amas de hornblende en processus de désagrégation (enclave) (au centre de la photographie) et étirés dans la monzodiorite près du lac Mechamego.

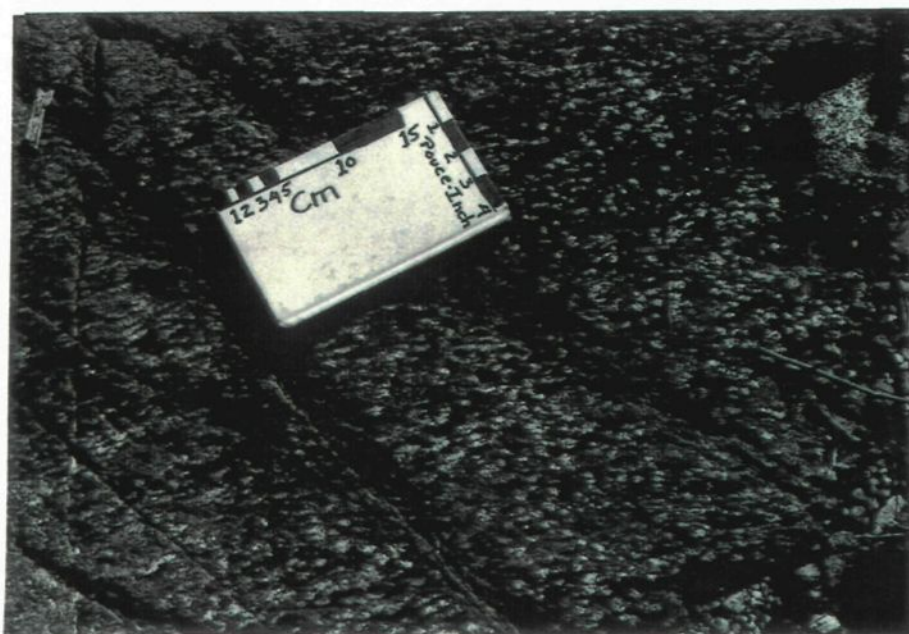


Figure 3.6 : Photographie montrant l'alignement des minéraux à gauche de l'échelle dans un mélagabbro. Les niveaux plus foncés correspondent à des cumulats de hornblendite.

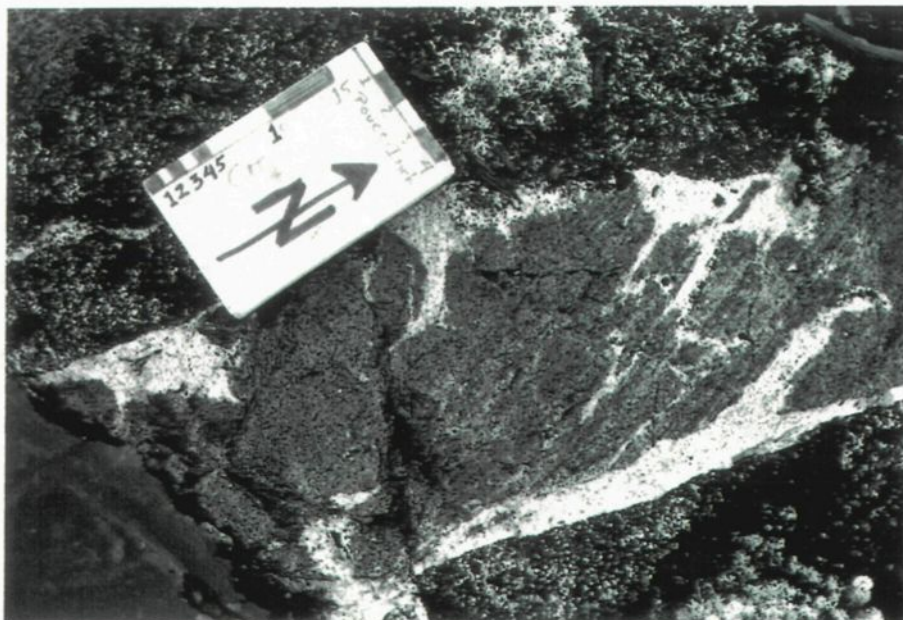


Figure 3.7 : Photographie montrant un filon composite (mélange sans homogénéisation de magmas felsiques et mafiques) en diagonale de la photographie dans la hornblendite. Notez les contacts ondulants entre les parties felsiques et mafiques.

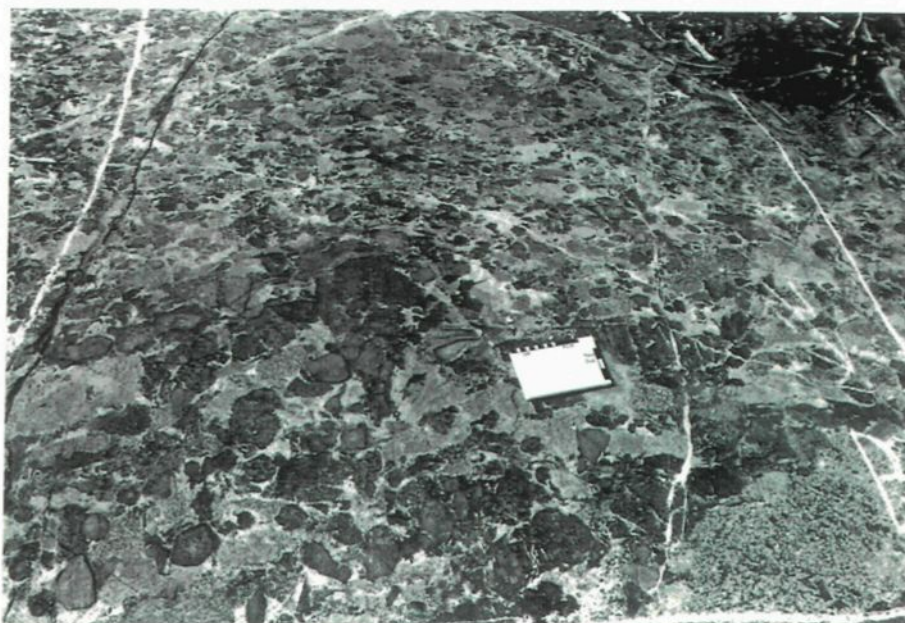


Figure 3.8 : Photographie des brèches polymictiques du sud du pluton Houghton. Les enclaves sont nombreuses et très peu de magma interstitiel est observé entre les enclaves.

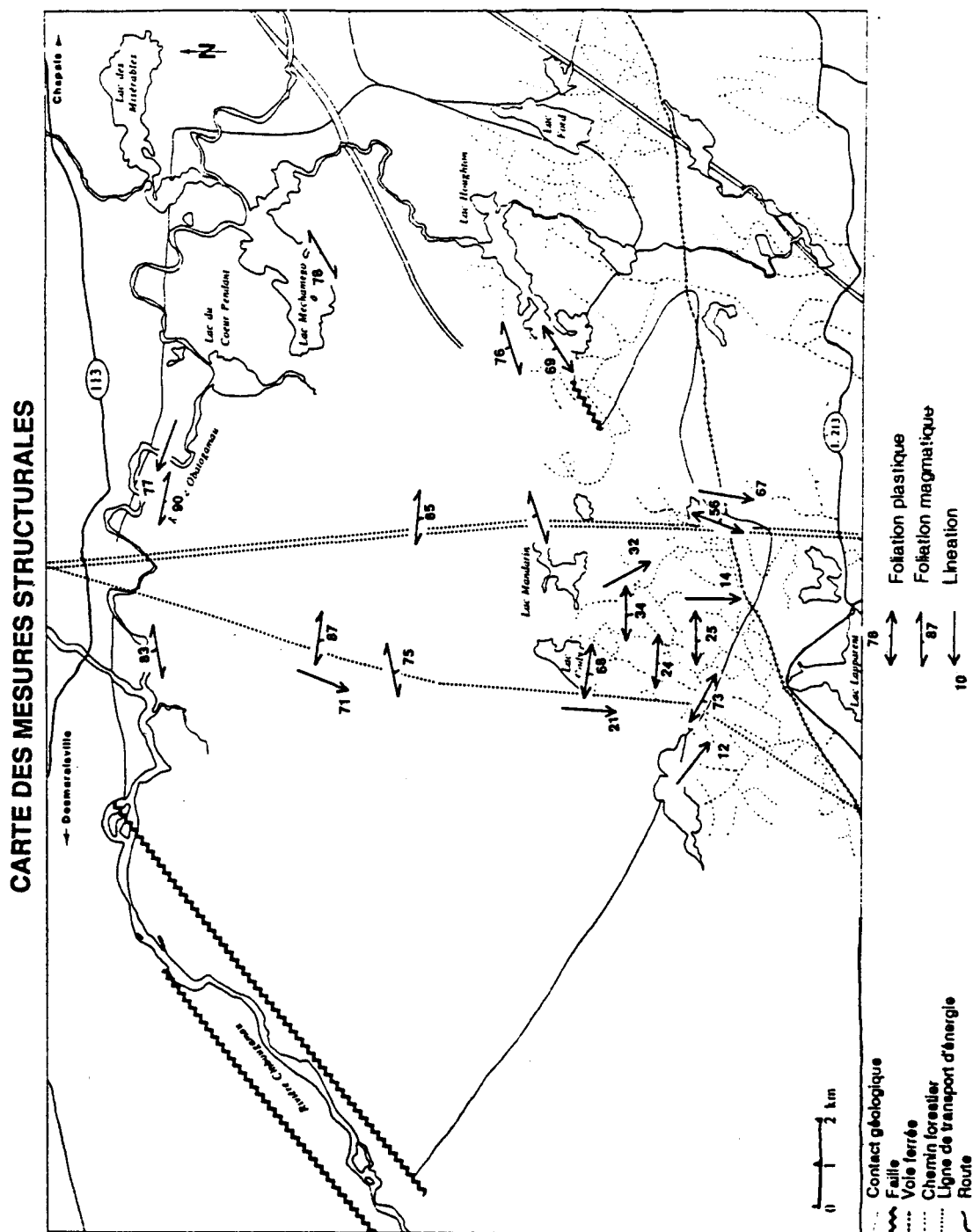


Figure 3.9 : Carte des mesures structurales dans le pluton Houghton mesurées par l'auteur. Seules les données représentatives sont mises en plan, pour des raisons de clarté. Les données qui ne sont pas sur la carte demeurent près des autres.



Figure 3.10 : Photographie de la tonalite foliée plissée en fourreau, qui est mise en évidence par les deux anneaux correspondant aux axes de plis, à gauche et à droite sous l'échelle. La flèche et le symbole "N" indiquent le nord.

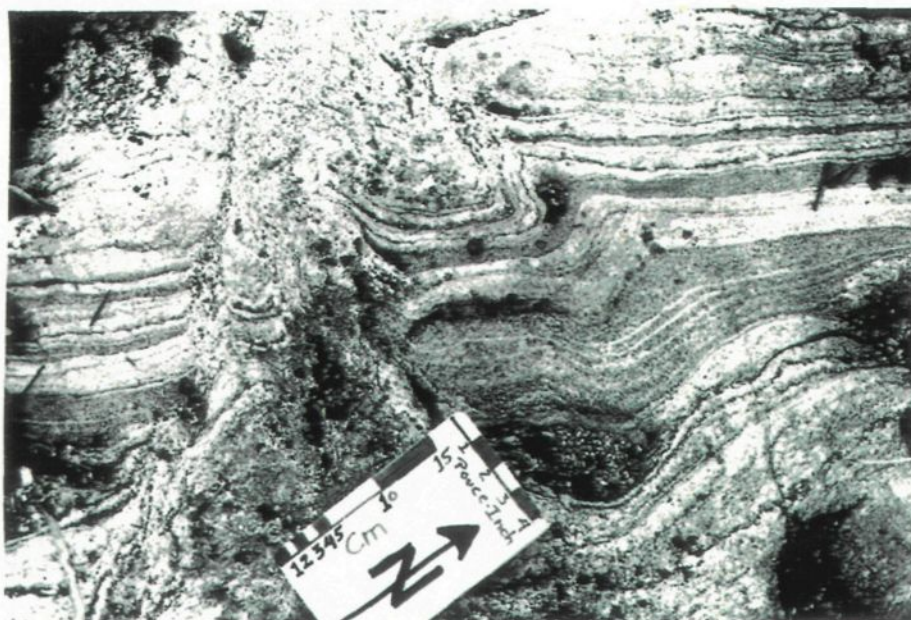


Figure 3.11 : Photographie de plissement indiquant un mouvement senestre. La flèche et le symbole "N" indiquent le nord.

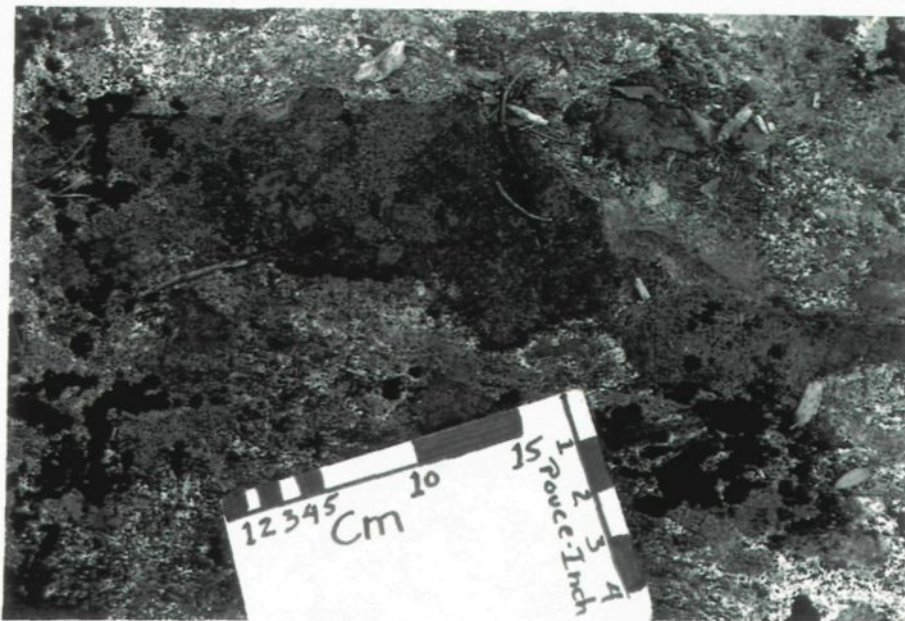


Figure 3.12a : Photographie d'une enclave d'hornblendite (à peu près horizontale dans la photographie) boudinée dans une zone de cisaillement est-ouest indiquant un mouvement senestre où le nord correspond au côté gauche de la photographie.

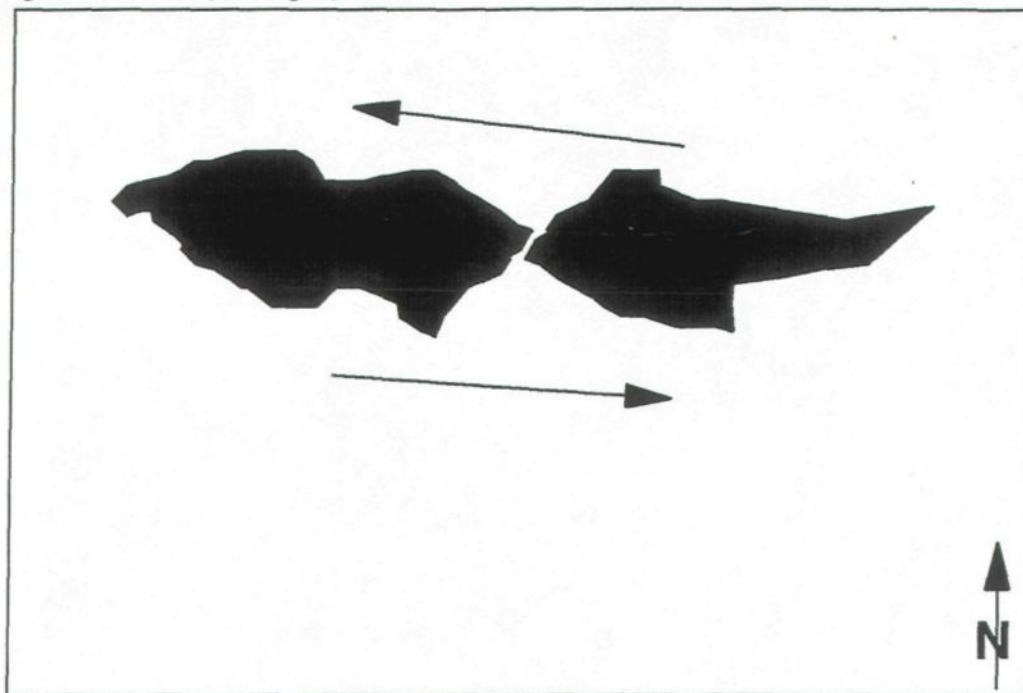
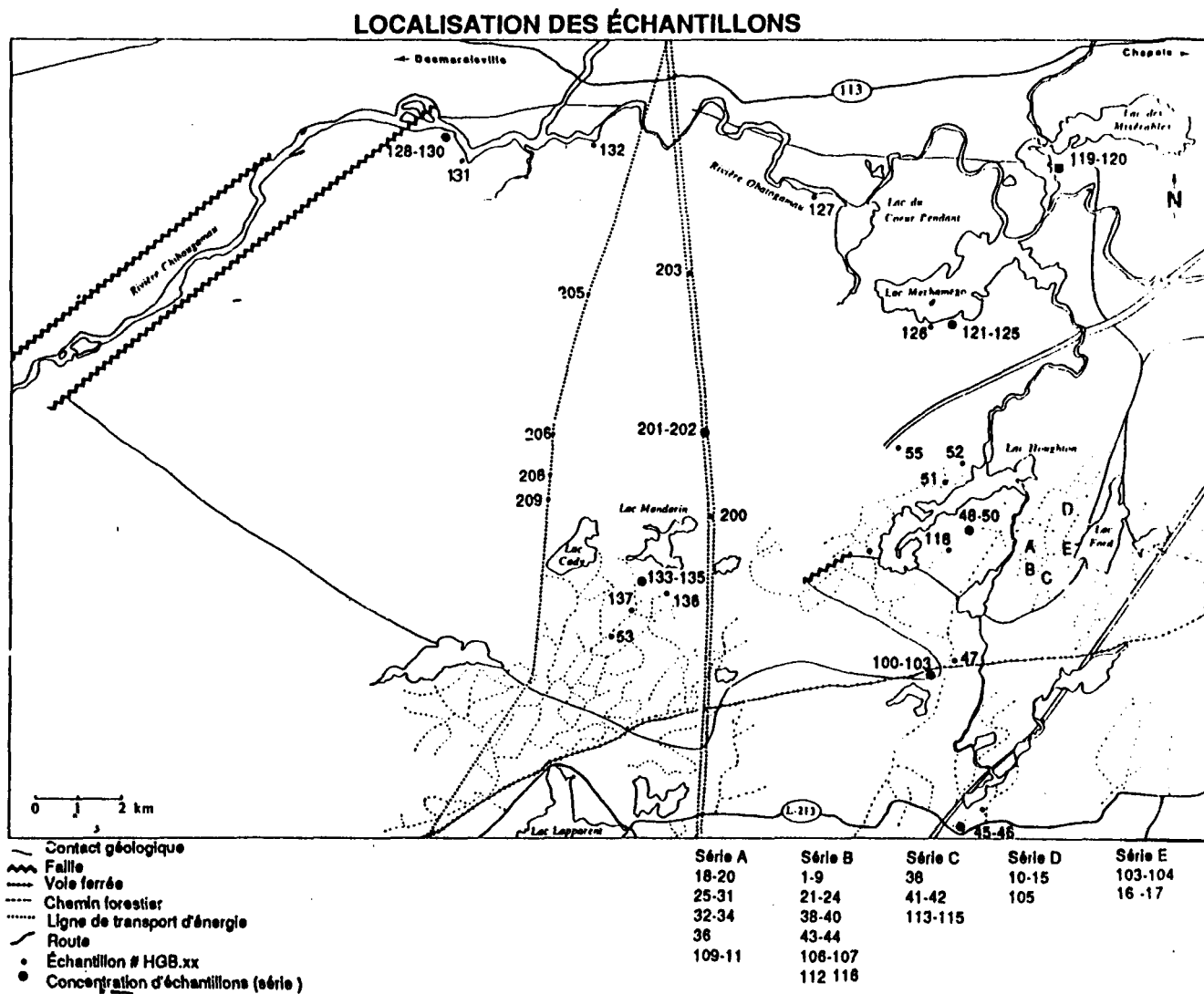


Figure 3.12b : Représentation schématique de la photographie (Fig. 3.12a) faisant ressortir la nature senestre du cisaillement (déplacement du boudin).

Figure 3.13 : Carte du pluton Houghton montrant la localisation des échantillons.



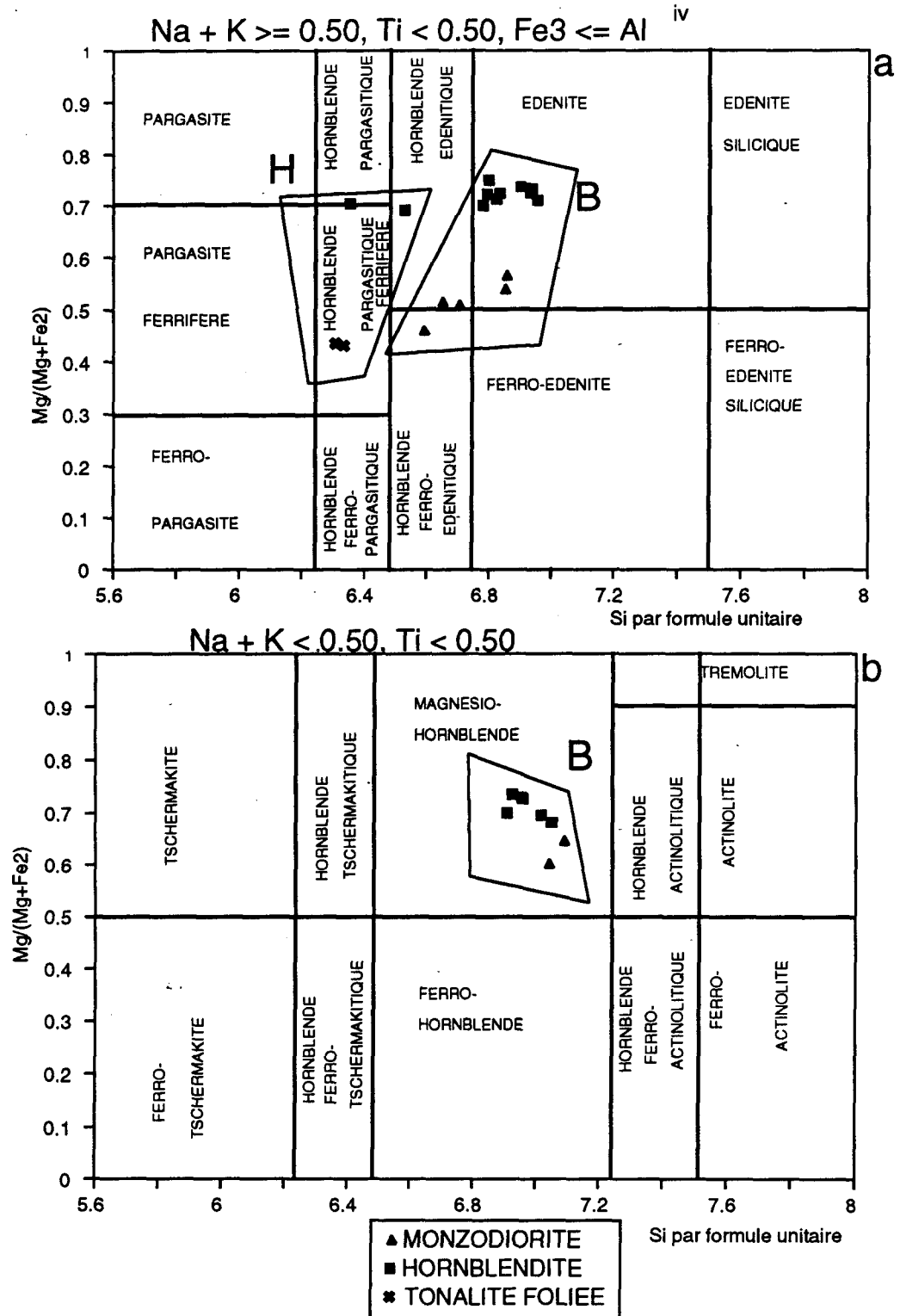


Figure 3.14 : Diagramme de classification des amphiboles (Leake 1978). Les regroupements H et B correspondent aux amphiboles de haute et basse pression respectivement.

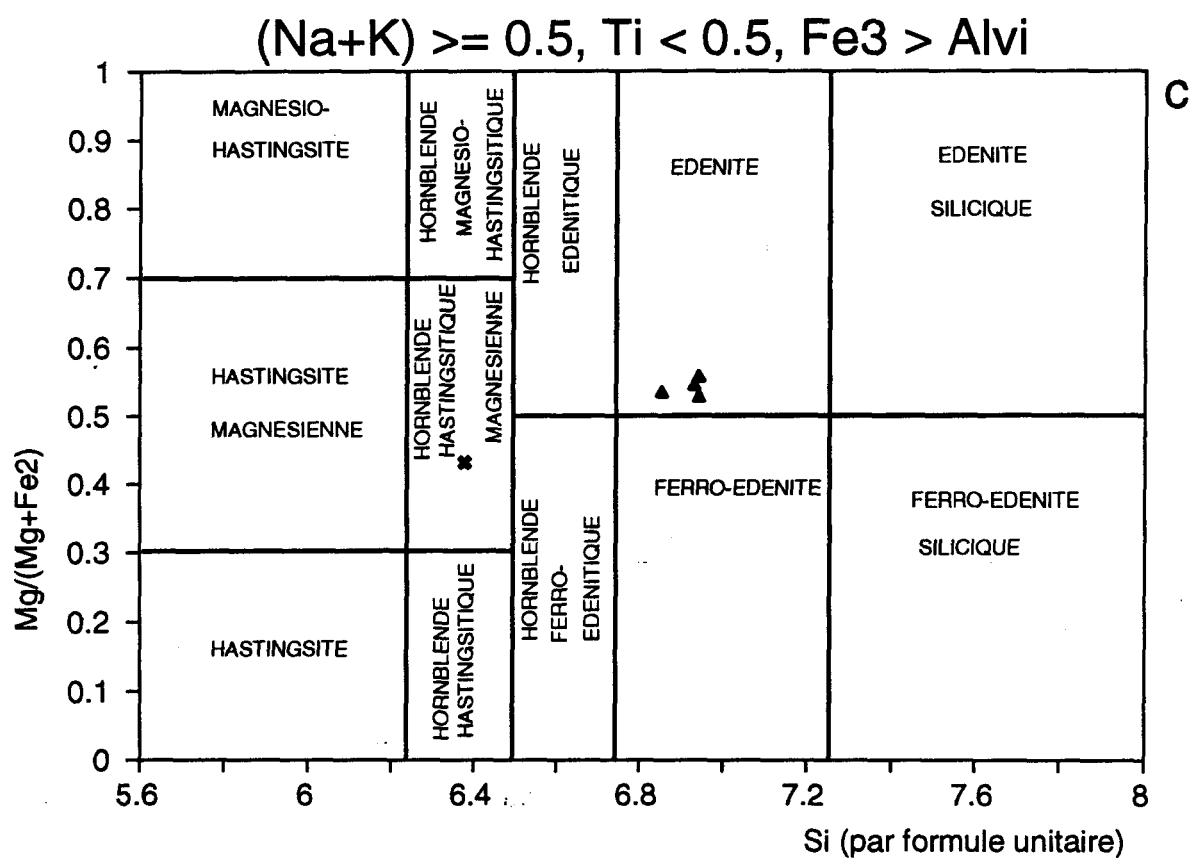


Figure 3.14 : Diagramme de classification des amphiboles (Leake 1978). Les regroupements H et B correspondent aux amphiboles de haute et basse pression respectivement.

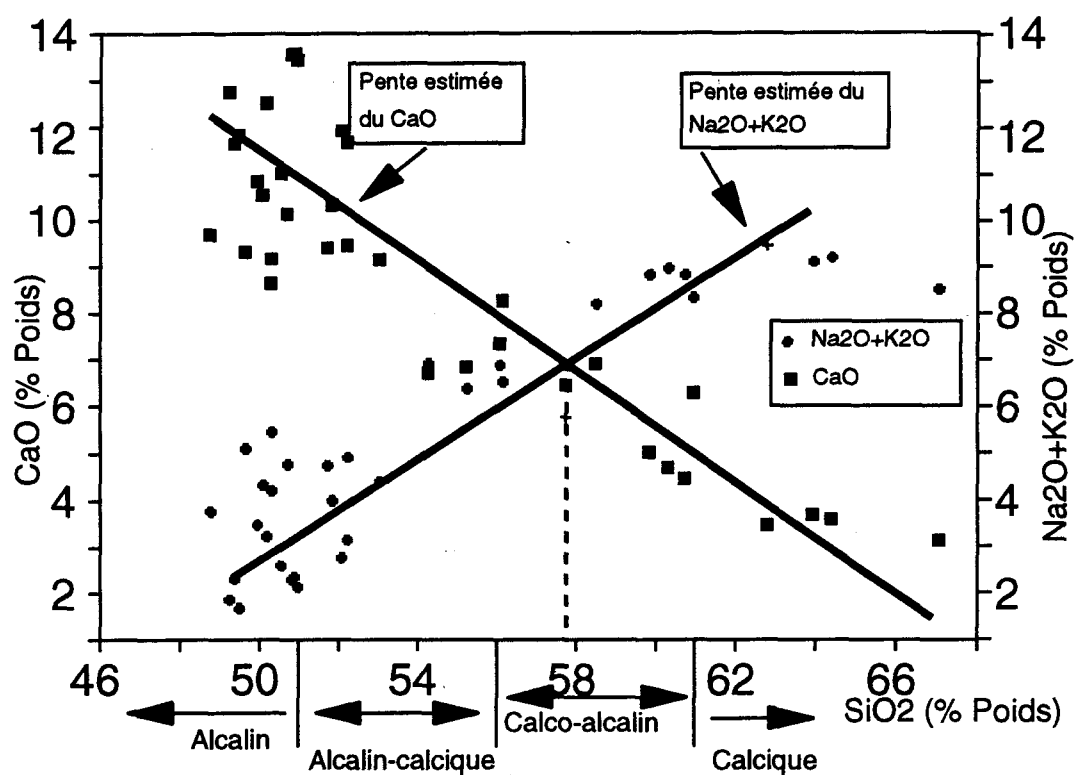


Figure 3.15 : Diagramme CaO et Na₂O + K₂O versus SiO₂. La teneur en SiO₂ où les deux pentes se croisent indique la classification de la suite (Peacock 1931). Les échantillons de roches hybrides ont été omis puisque les observations de terrain confirment qu'elles ne font pas partie de la différenciation.

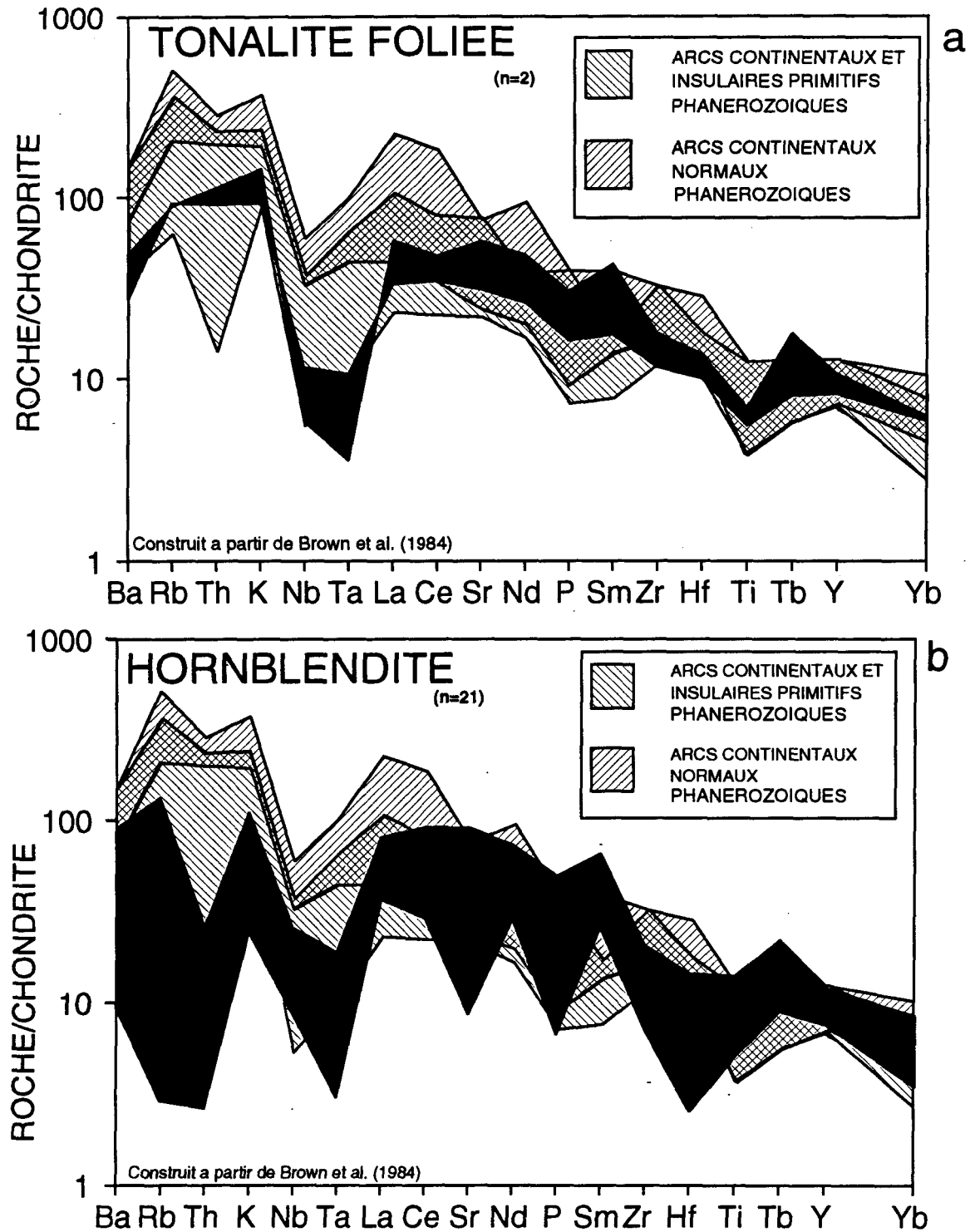


Figure 3.16 : Diagramme multi-élément normalisés avec le champ des compositions des roches du pluton Houghton en noir et champs de Brown et al. (1984).

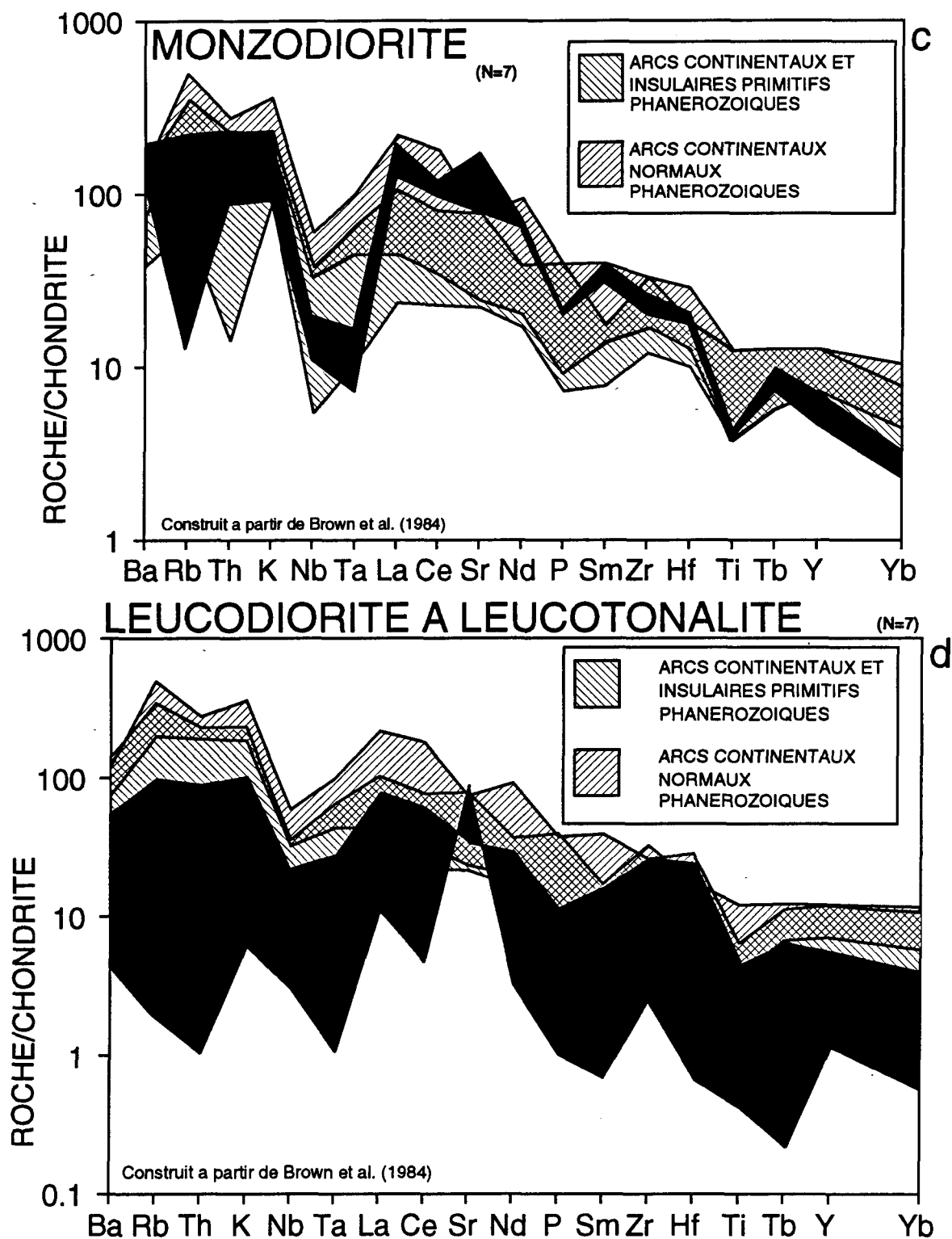


Figure 3.16 : Diagramme multi-élément normalisés avec le champ des compositions des roches du pluton Houghton en noir et champs de Brown et al. (1984).

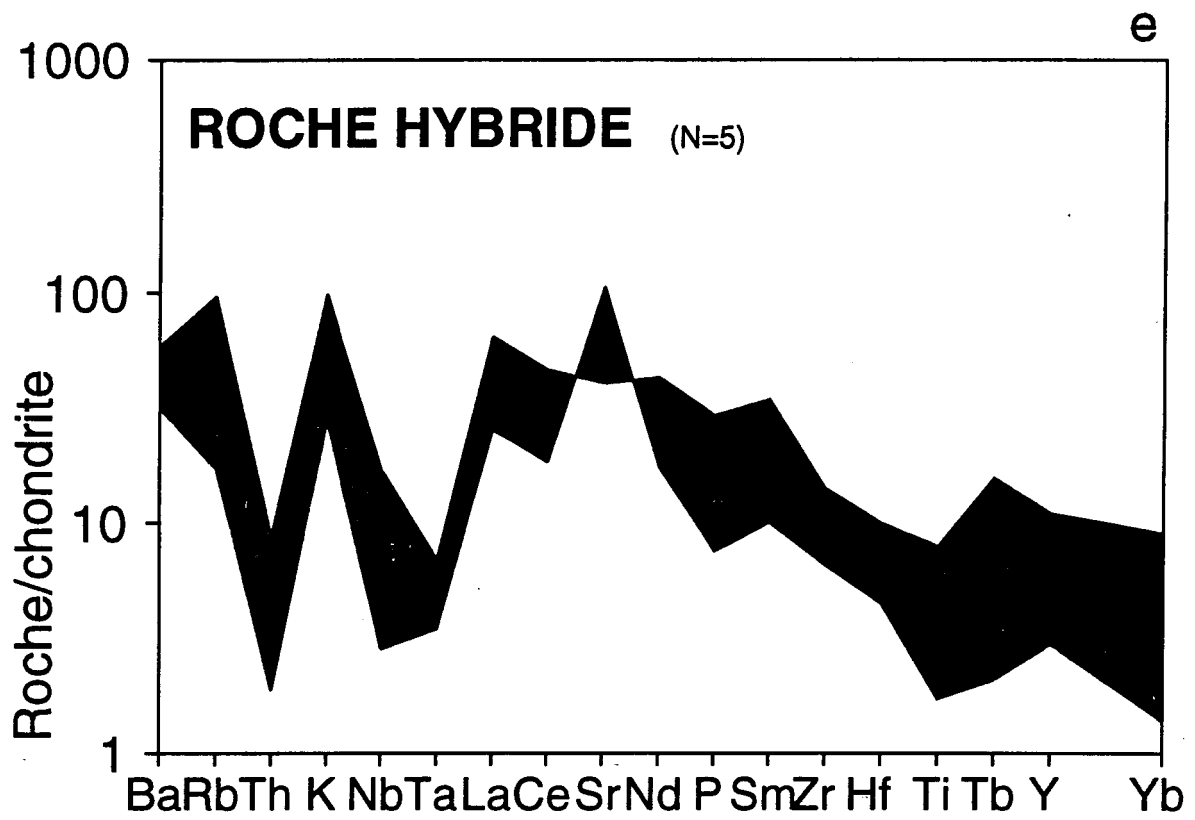


Figure 3.16 : Diagramme multi-élément normalisés avec le champ des compositions des roches du pluton Houghton en noir et champs de Brown et al. (1984).

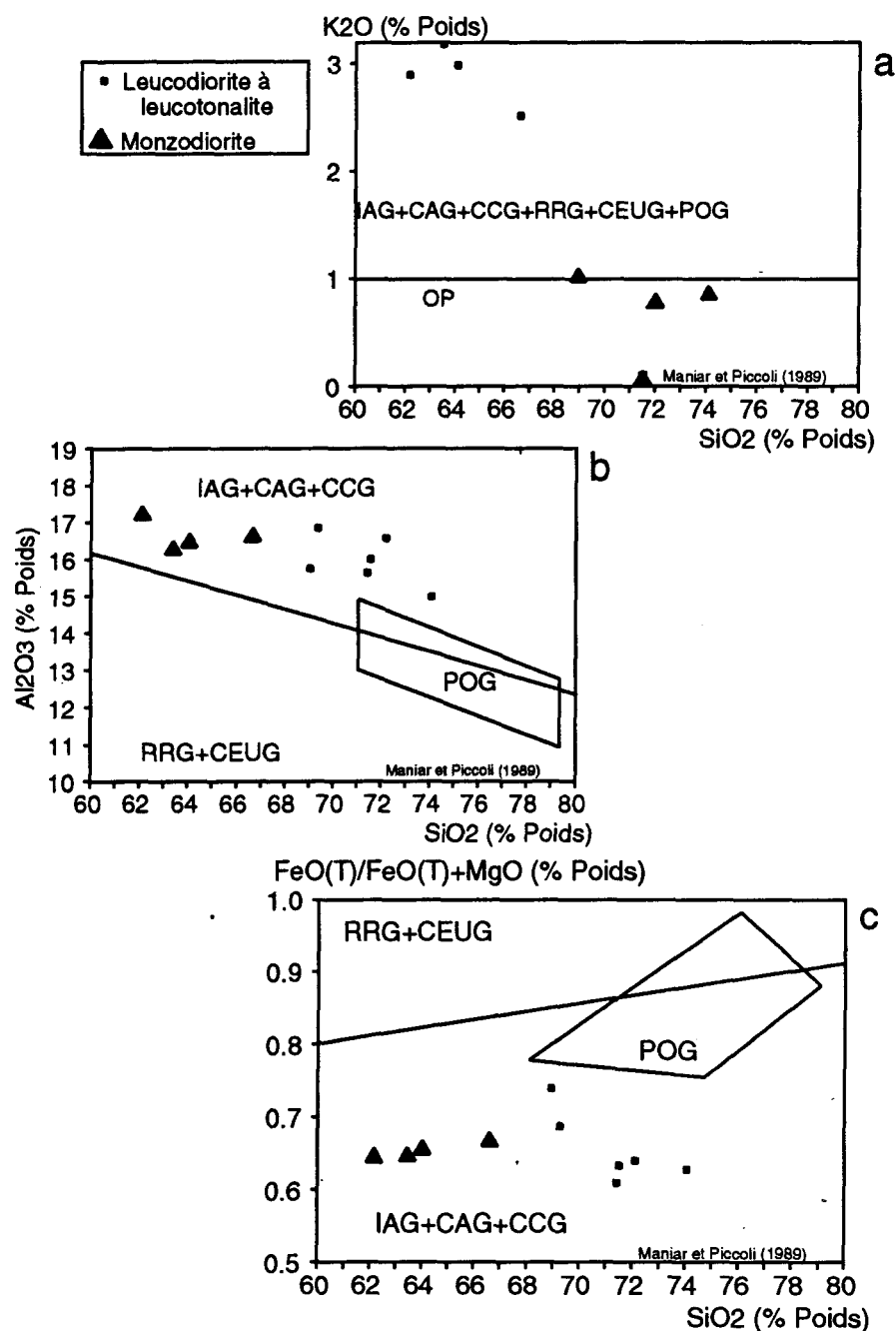


Figure 3.17 : Diagramme de classification tectono-magmatique par les oxydes majeurs de Maniar et Piccoli (1989). Note : IAG= granitoïde d'arc insulaire; CAG= granitoïde d'arc continental; CCG= granitoïde de collision continentale; RRG= granitoïde relié à un rift; CEUG= granitoïde de soulèvement épiorogénique continental; POG= granitoïde post-orogénique; OP= plagiogranite océanique.

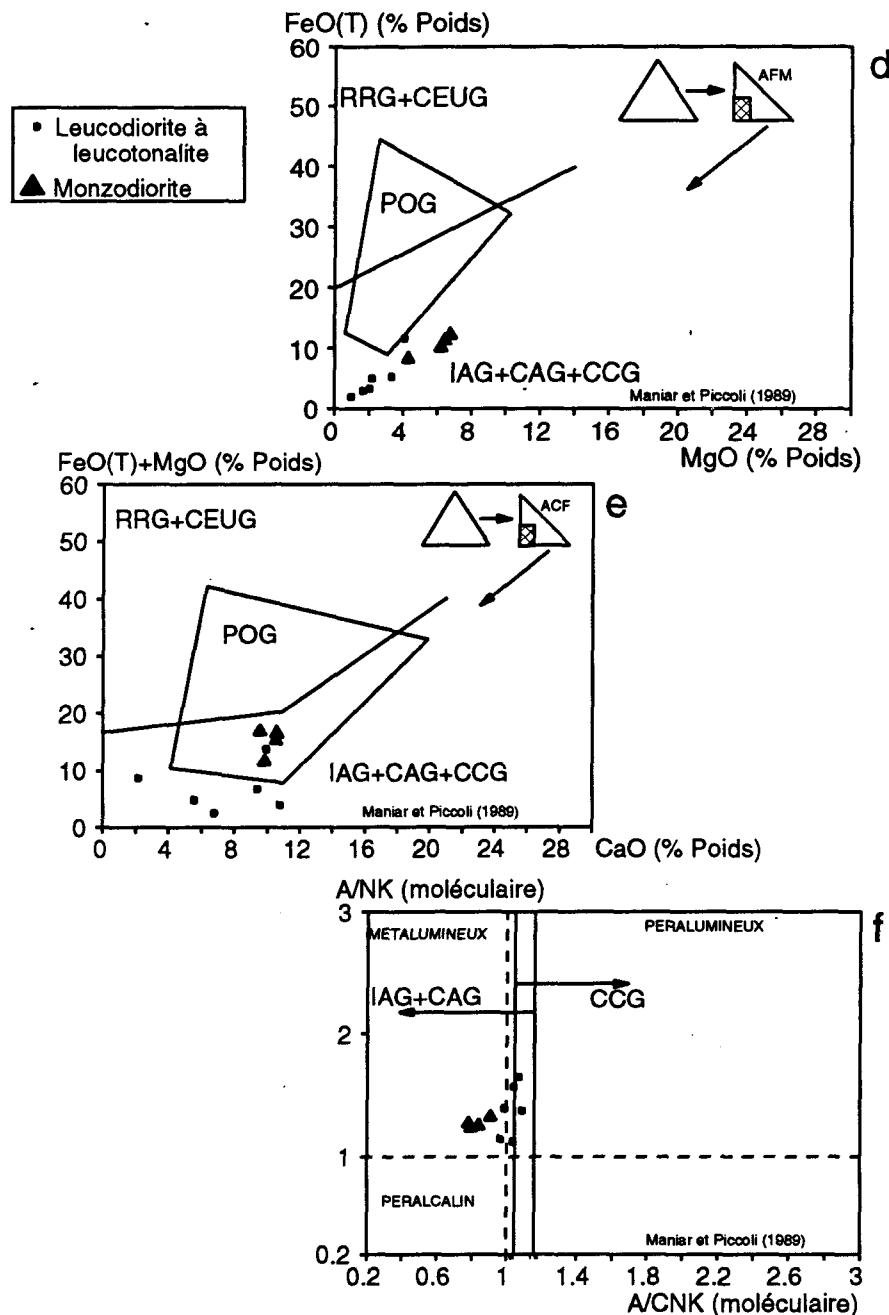


Figure 3.17 : Diagramme de classification tectono-magmatique par les oxydes majeurs de Maniar et Piccoli (1989). Note : IAG= granitoïde d'arc insulaire; CAG= granitoïde d'arc continental; CCG= granitoïde de collision continentale; RRG= granitoïde relié à un rift; CEUG= granitoïde de soulèvement épiorogénique continental; POG= granitoïde post-orogénique; OP= plagiogranite océanique.

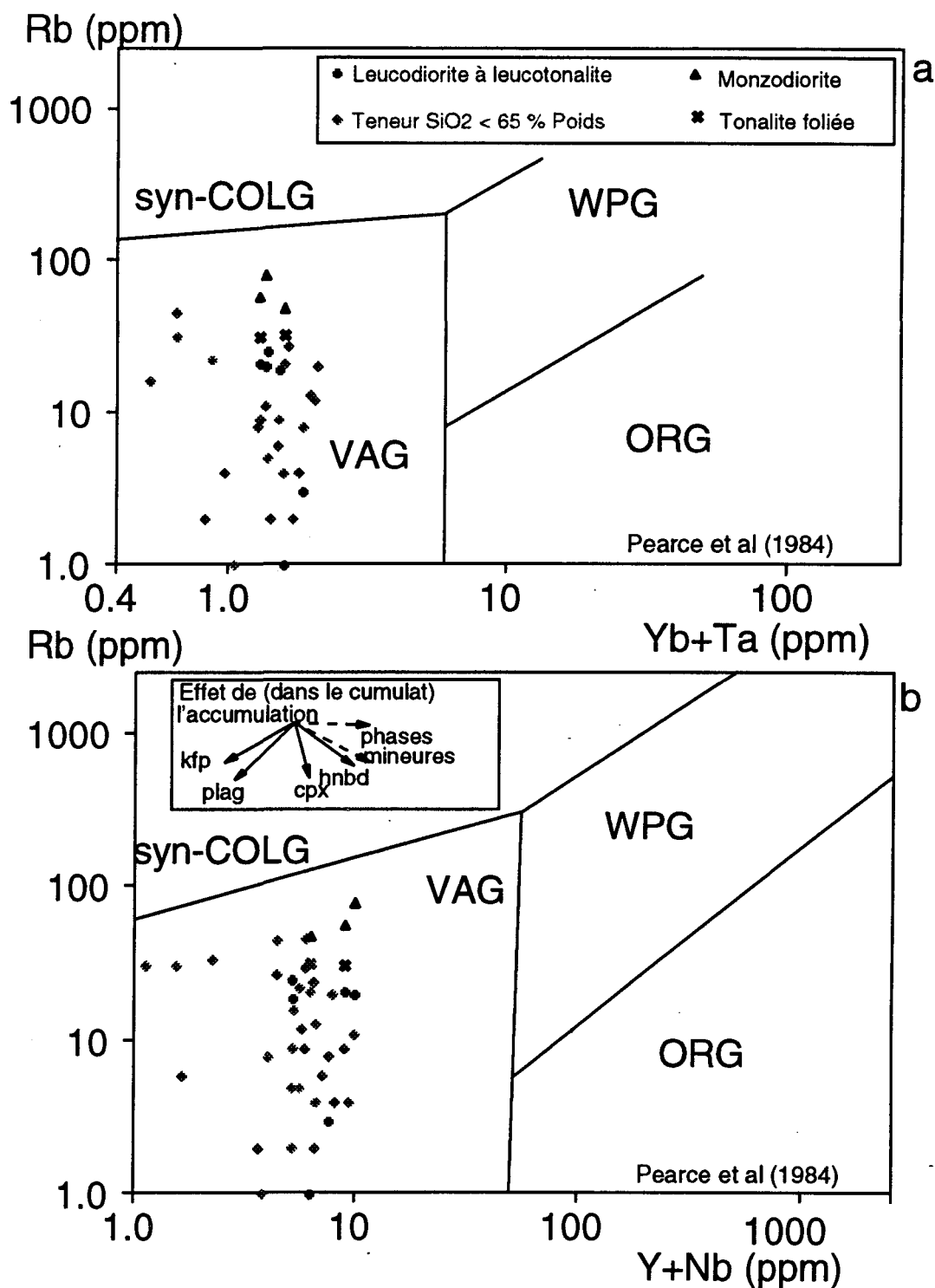


Figure 3.18 : Diagramme de classification tectono-magmatique de Pearce et al. (1984). Note : syn-COLG= granitoïde de collision; WPG= granitoïde intraplaque; VAG= granitoïde d'arc volcanique; ORG= granitoïde de dorsale mid-océanique.

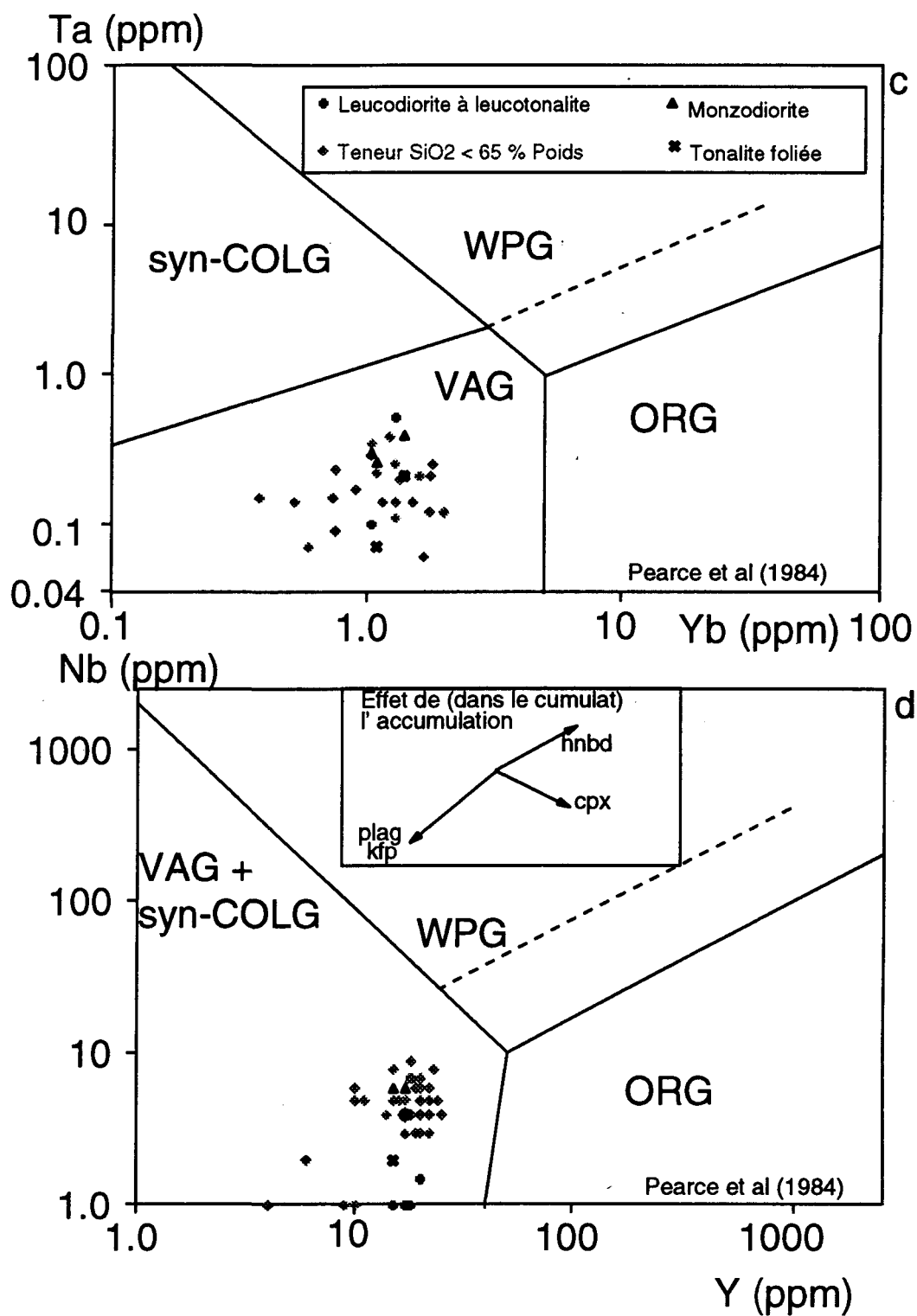


Figure 3.18 : Diagramme de classification tectono-magmatique de Pearce et al. (1984). Note : syn-COLG= granitoïde de collision; WPG= granitoïde intraplaque; VAG= granitoïde d'arc volcanique; ORG= granitoïde de dorsale mid-océanique.

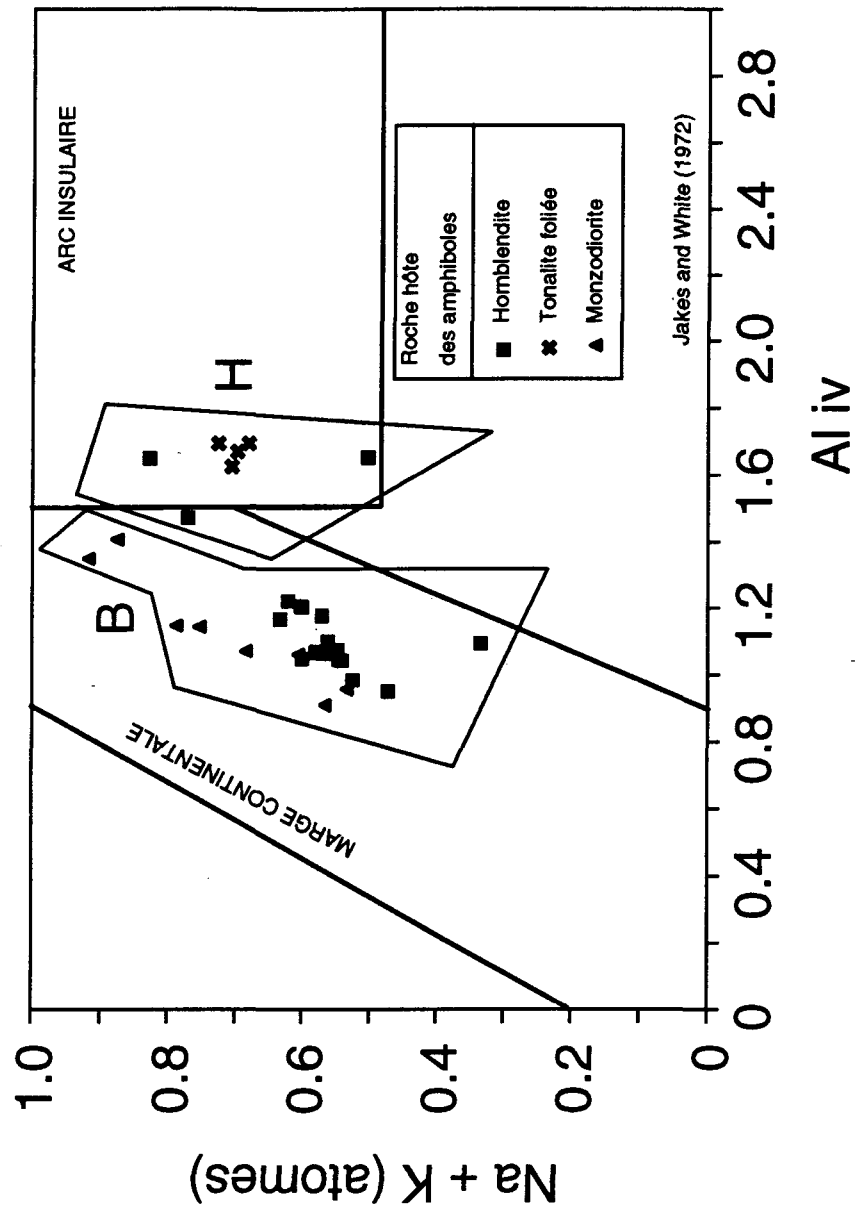


Figure 3.19 : Diagramme de la typologie magmatique des hornblendes d'après Jakes et White (1972). Les champs H et B correspondent aux amphiboles à haute et basse pression respectivement.

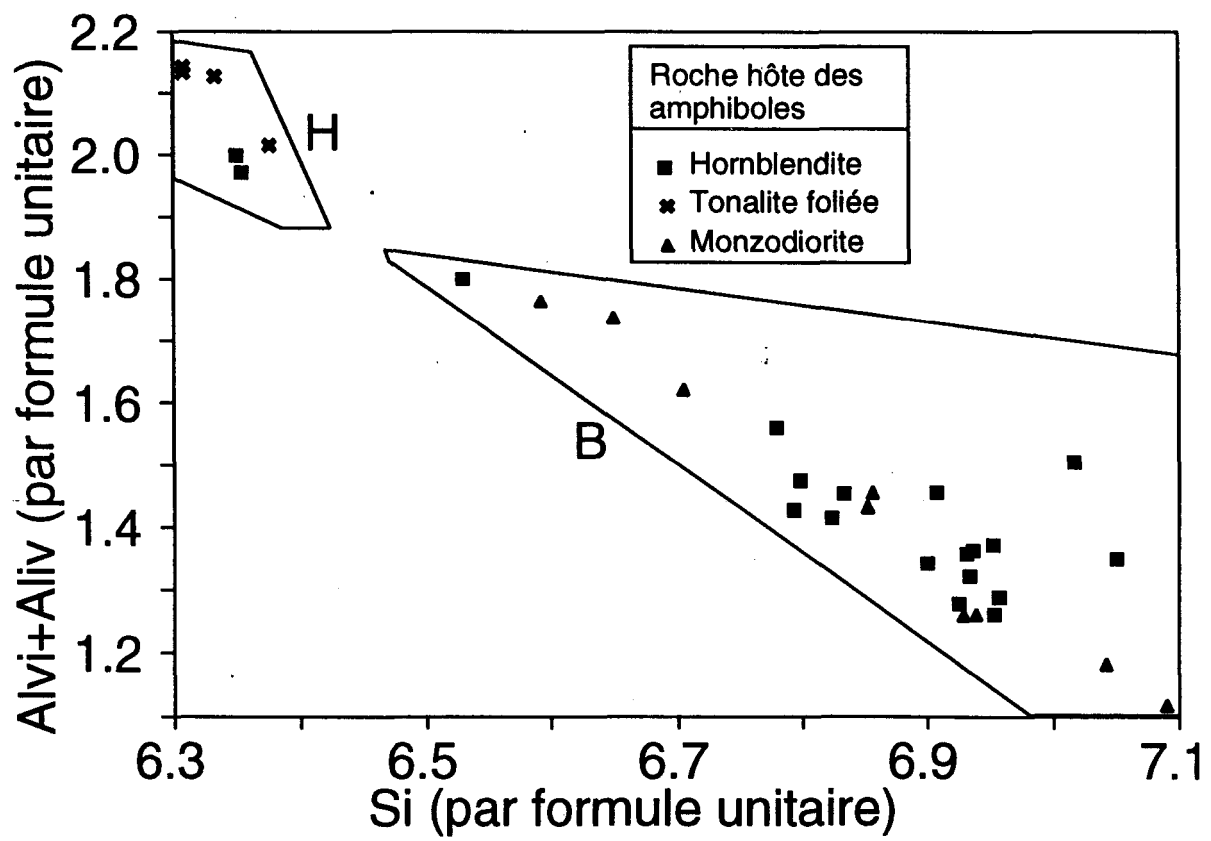


Figure 3.20 : Diagramme $Al(v) + Al(iv)$ en fonction du Si par formule unitaire des amphiboles du pluton Houghton.

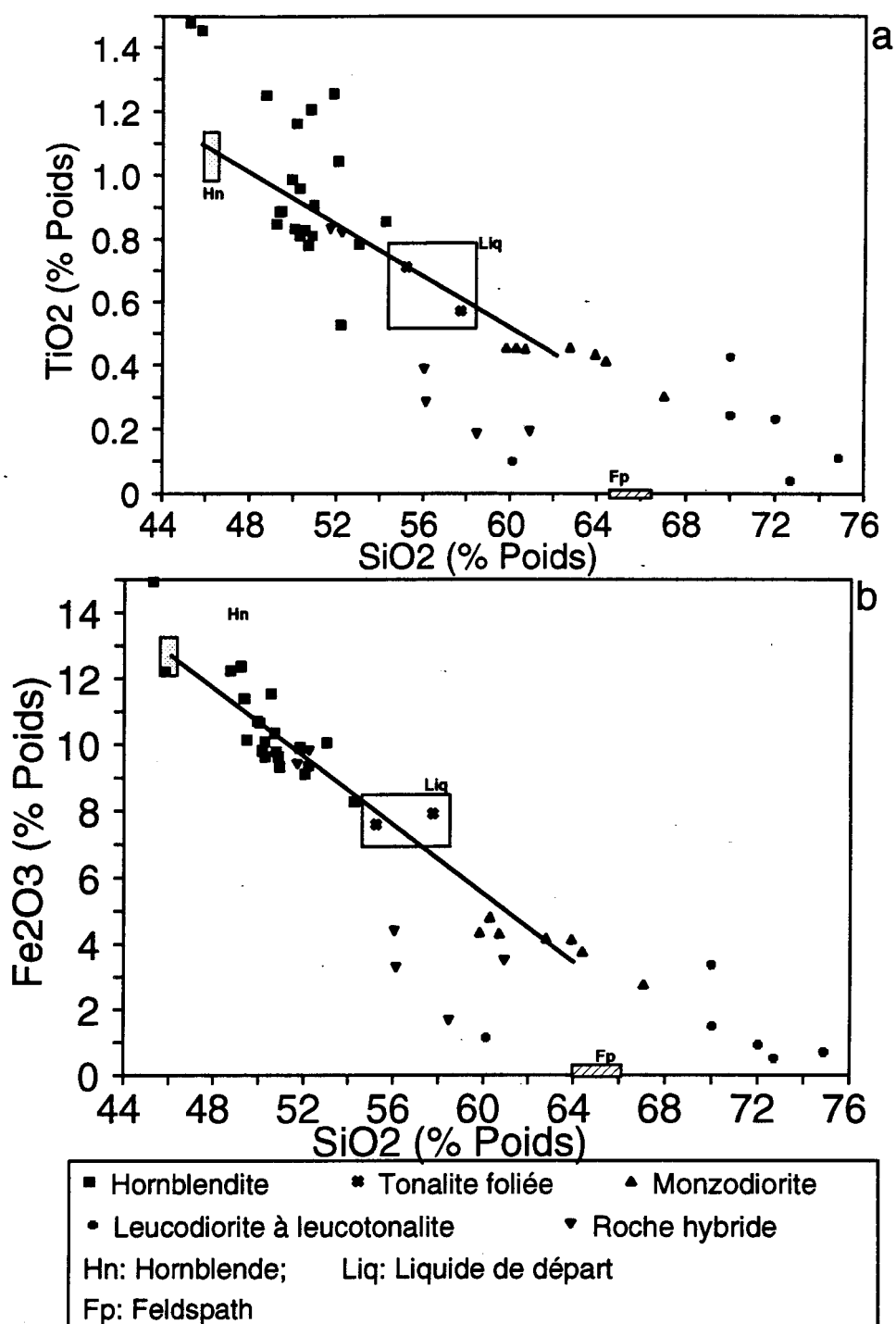


Figure 3.21 : Diagrammes de Harker pour l'ensemble des roches du pluton Houghton.

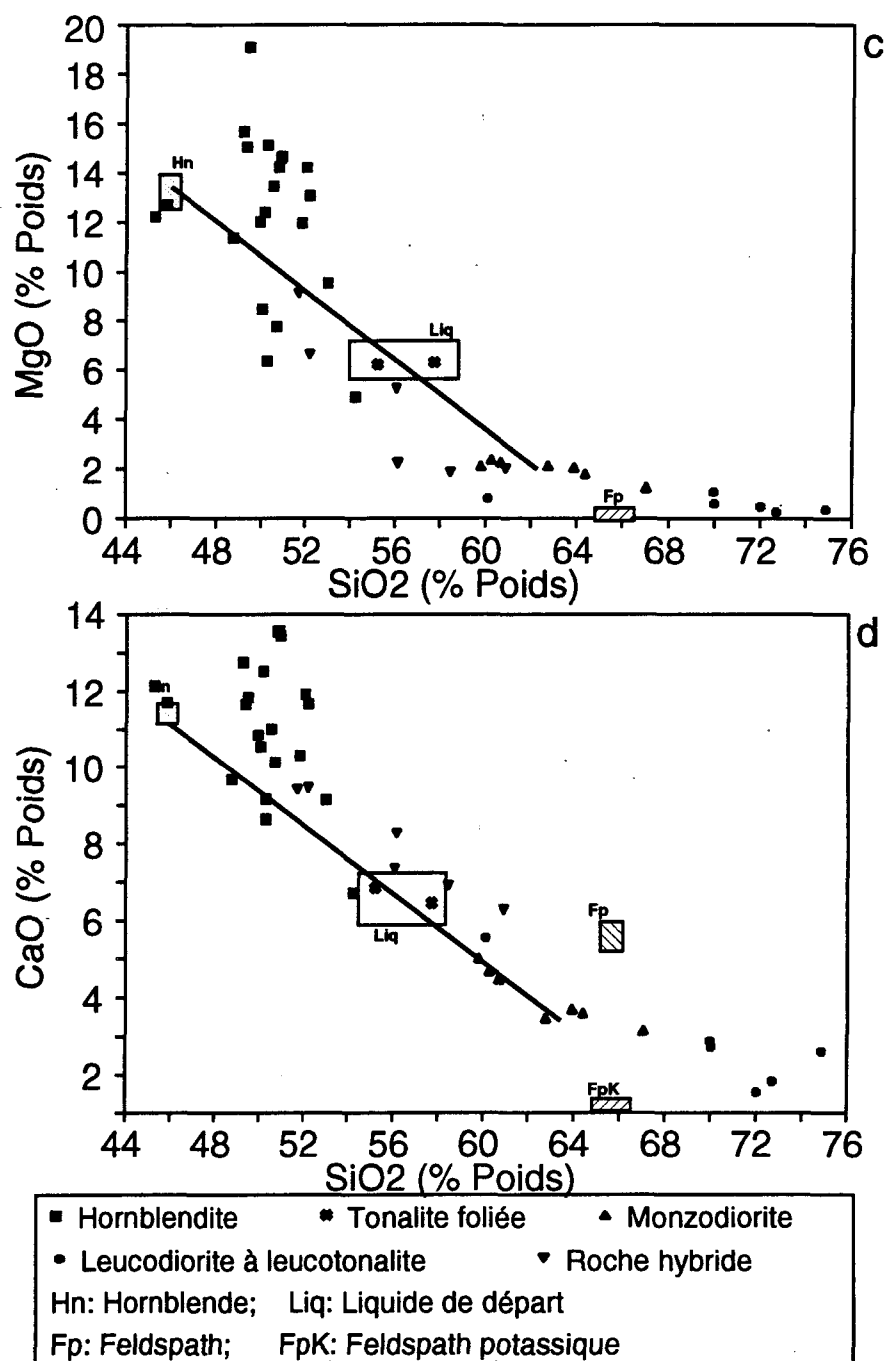


Figure 3.21 : Diagrammes de Harker pour l'ensemble des roches du pluton Houghton.

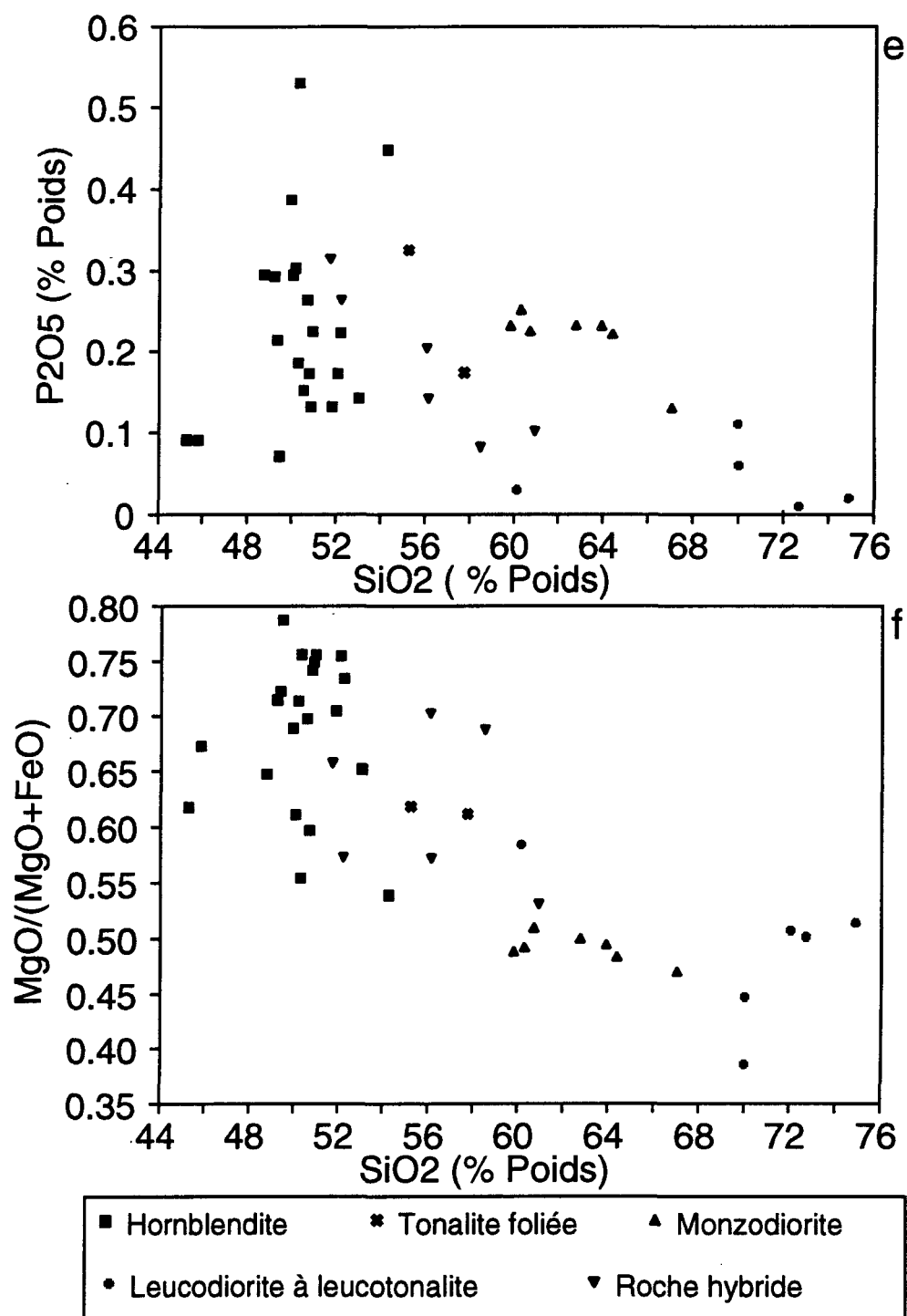


Figure 3.21 : Diagrammes de Harker pour l'ensemble des roches du pluton Houghton.

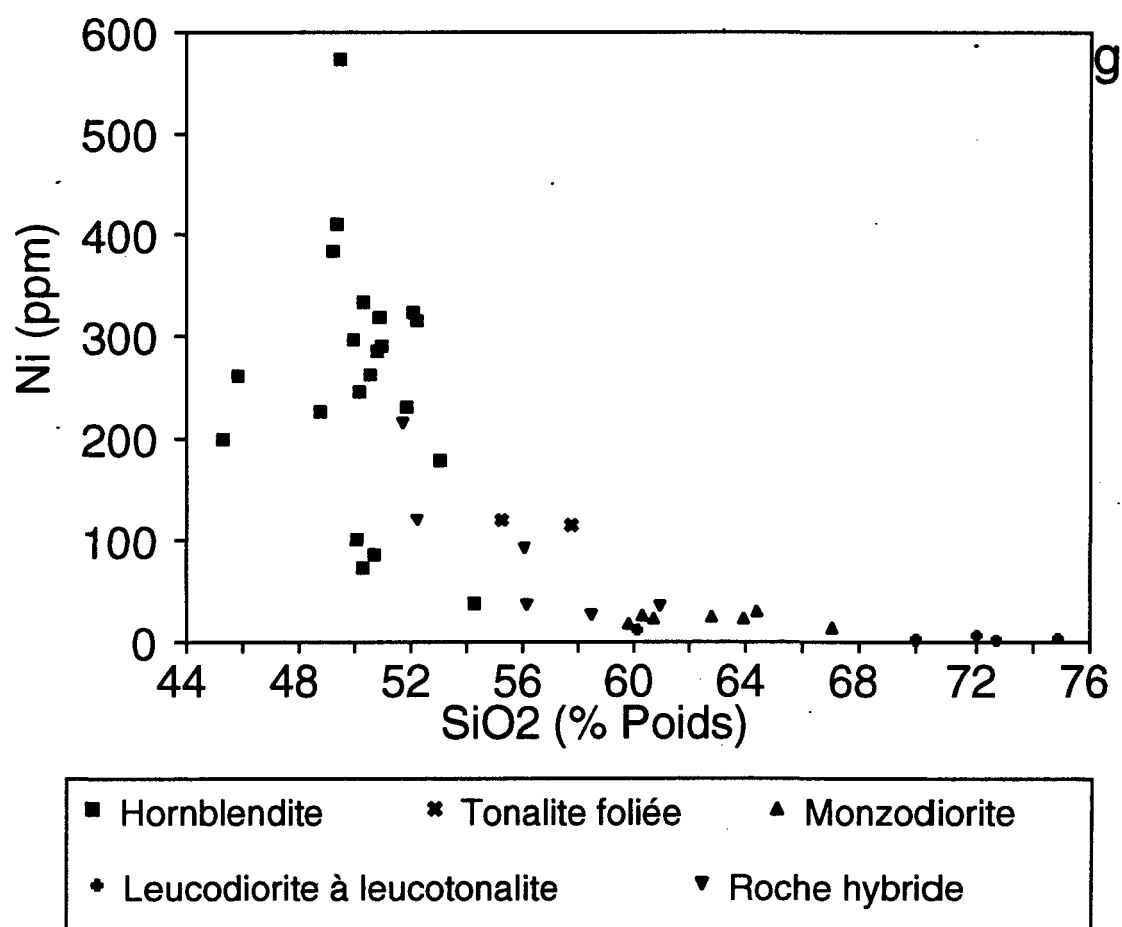


Figure 3.21 : Diagrammes de Harker pour l'ensemble des roches du pluton Houghton.

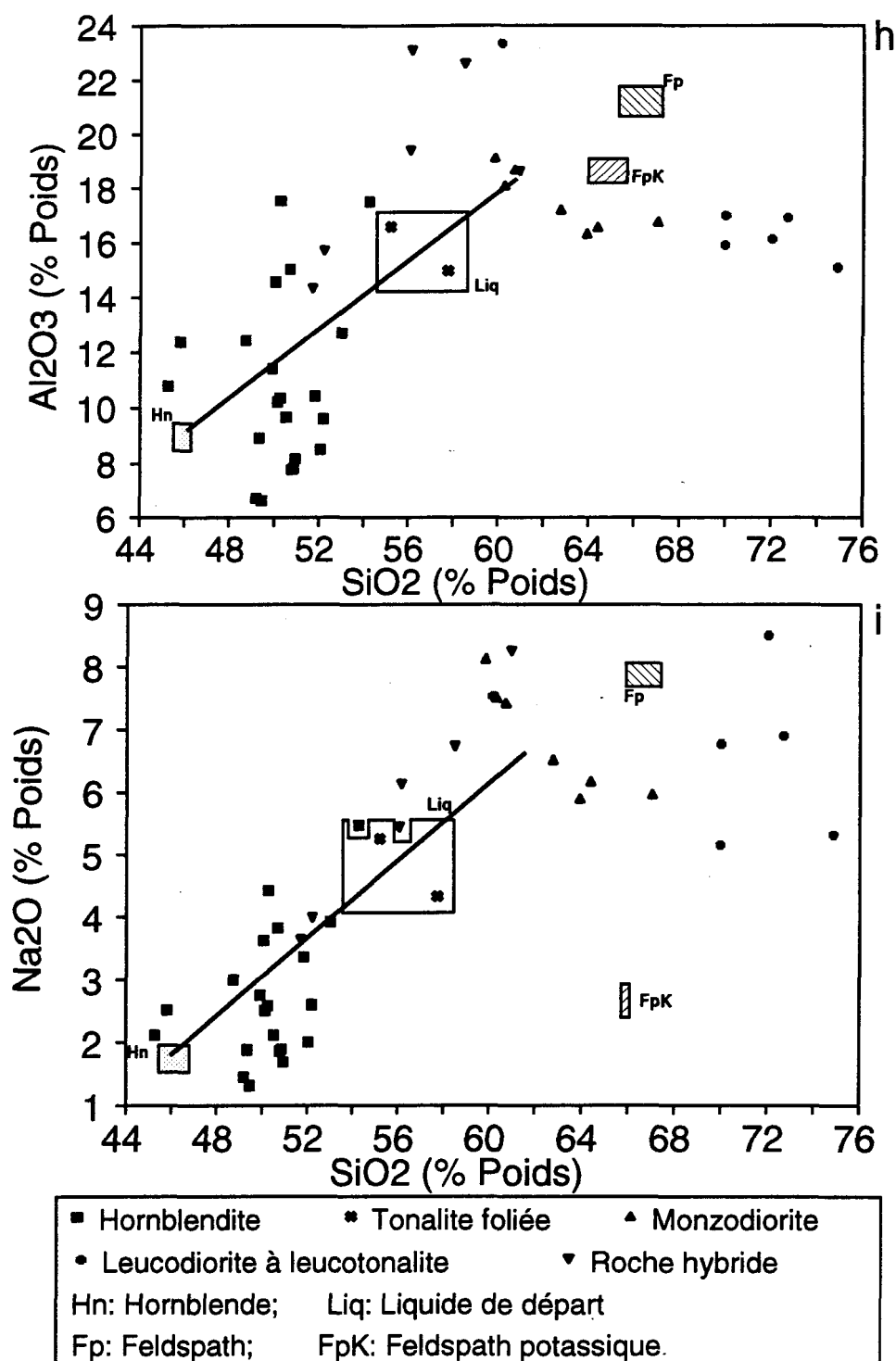


Figure 3.21 : Diagrammes de Harker pour l'ensemble des roches du pluton Houghton.

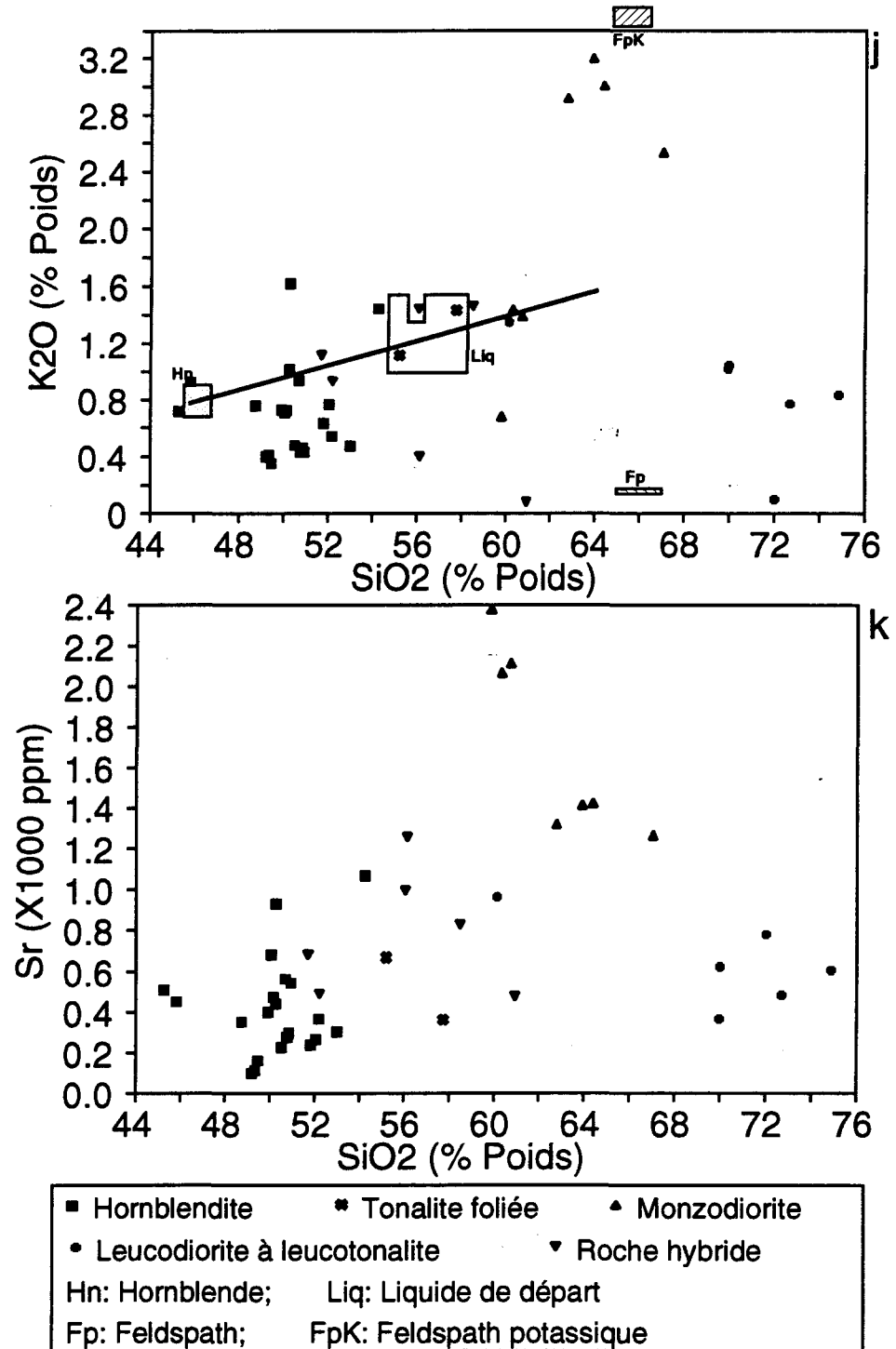


Figure 3.21 : Diagrammes de Harker pour l'ensemble des roches du pluton Houghton.

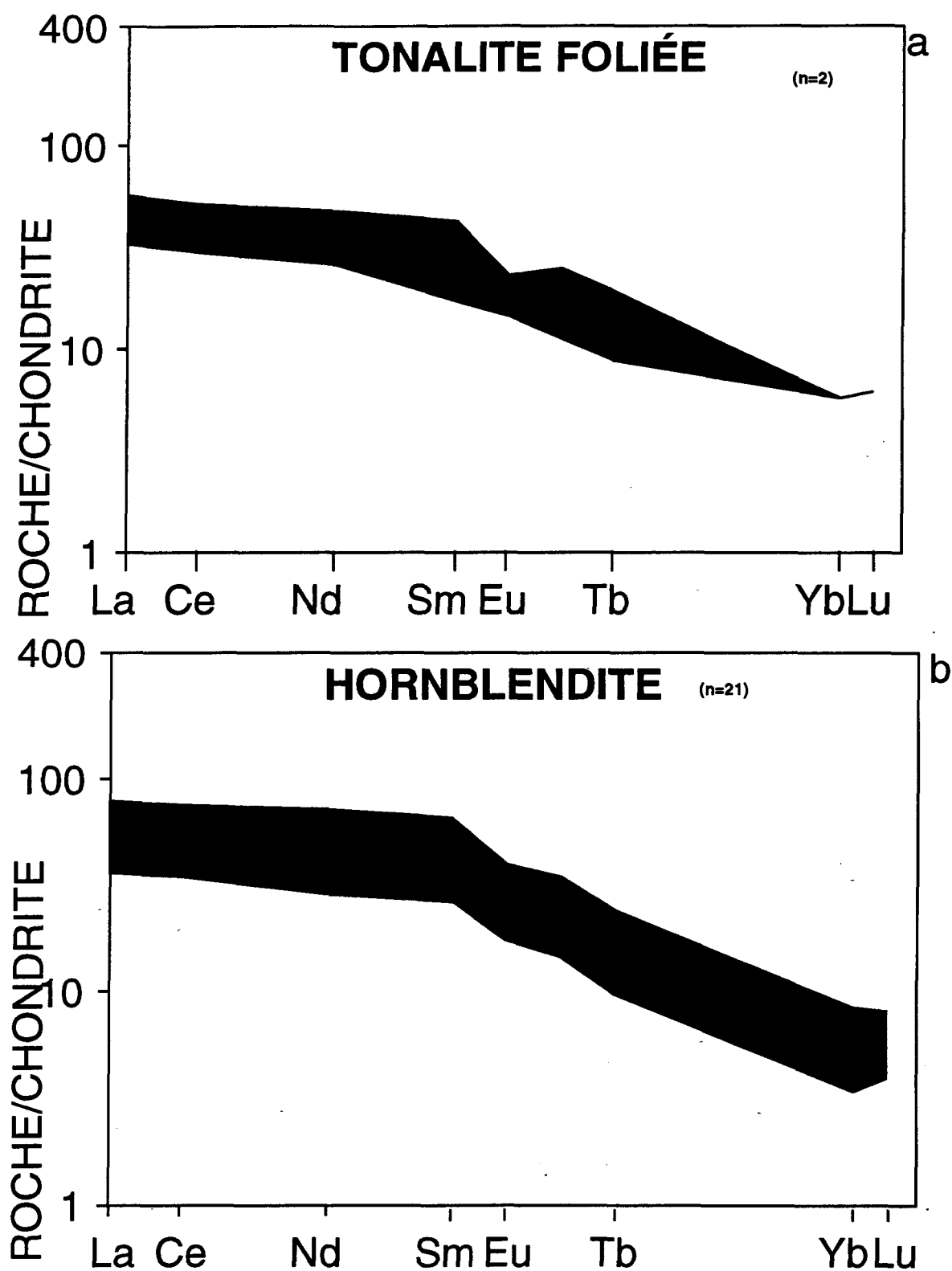


Figure 3.22 : Patterns d'ETR avec le champ des teneurs des roches du pluton Houghton en noir.

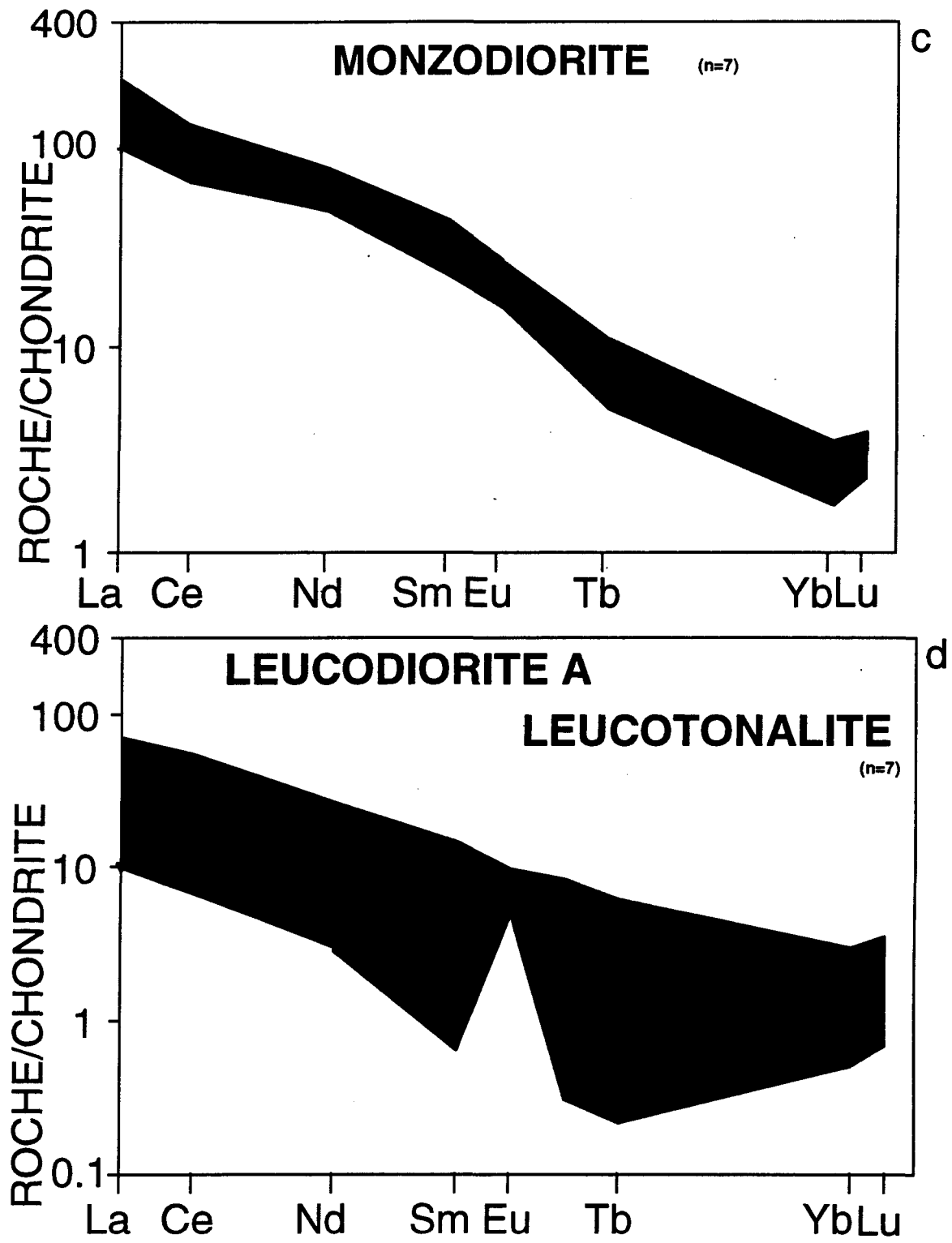


Figure 3.22 : Patrons d'ETR avec le champ des teneurs des roches du pluton Houghton en noir.

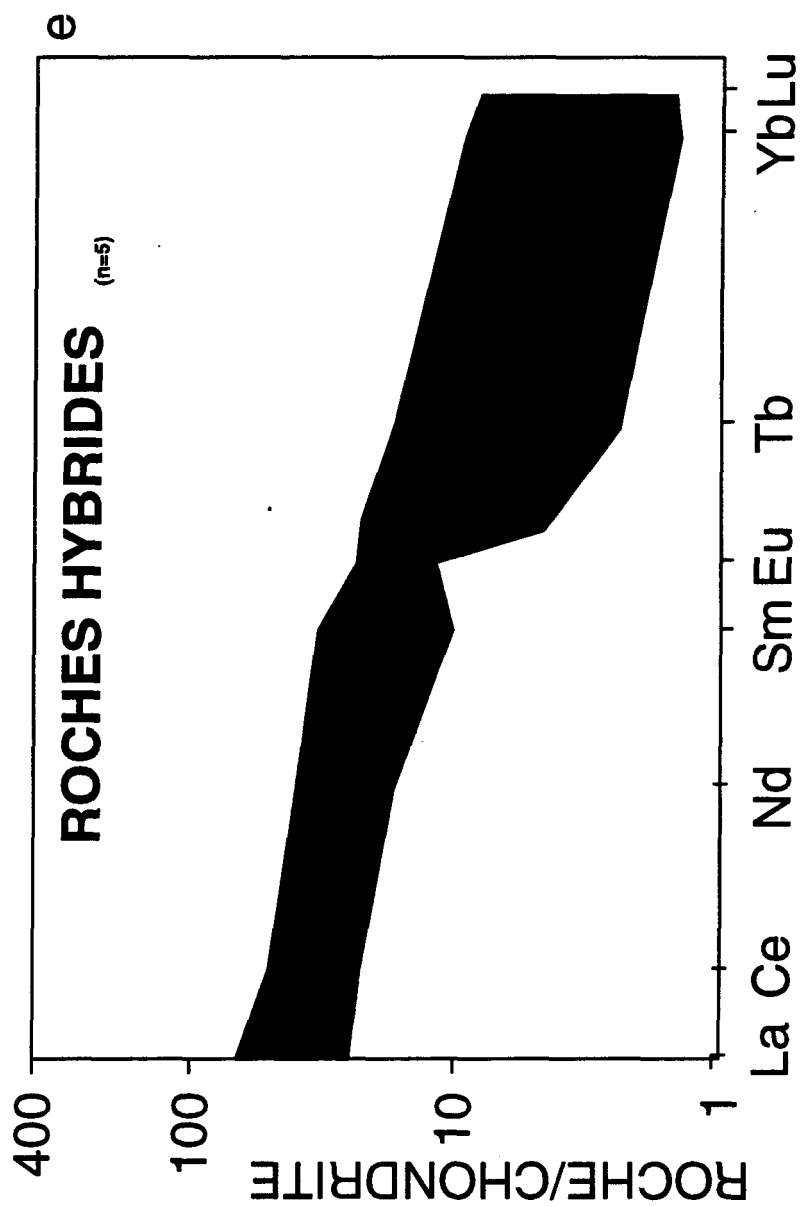


Figure 3.22 : Patrons d'ETR avec le champ des teneurs des roches du pluton Houghton en noir.

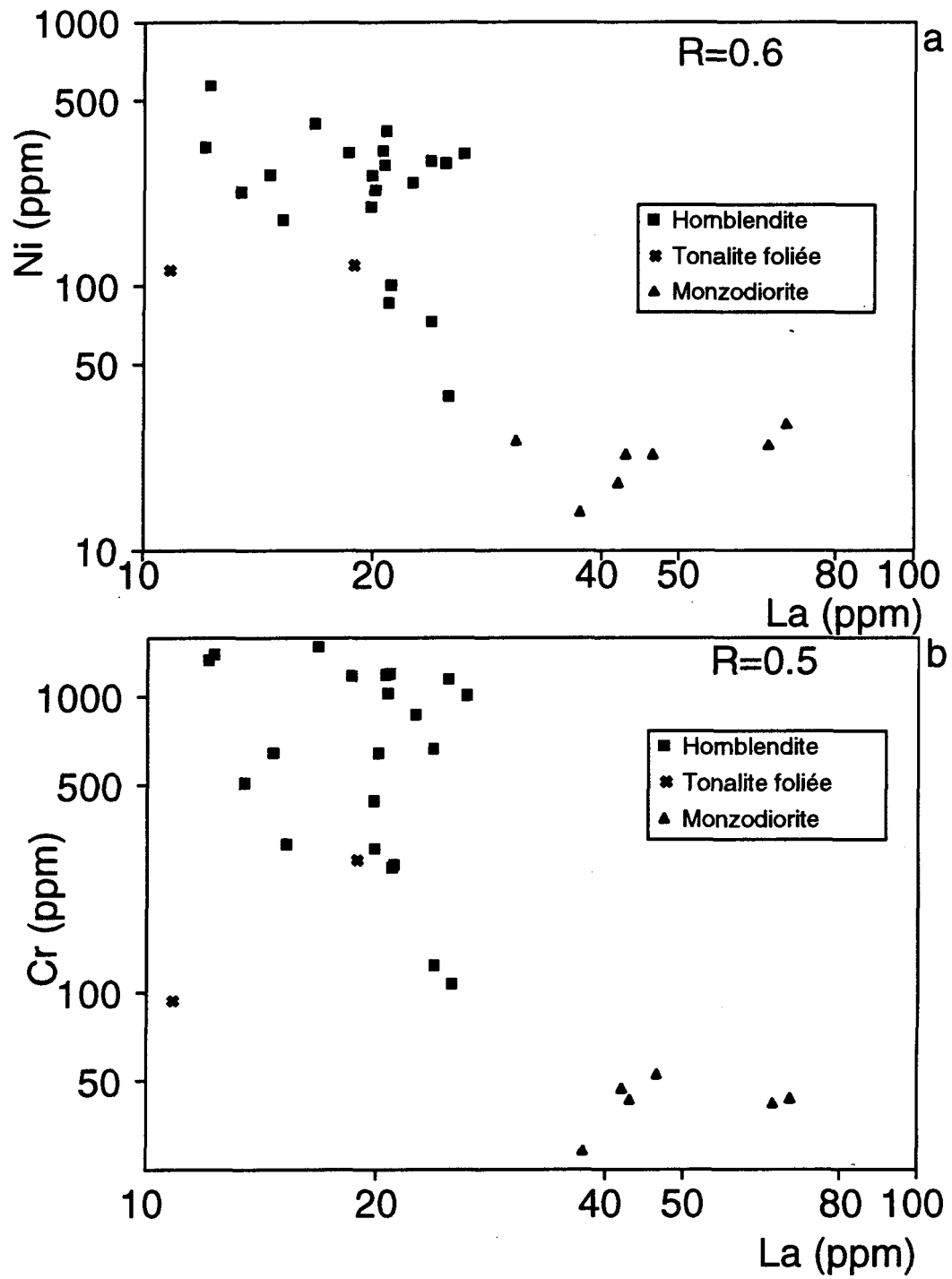


Figure 3.23 : Diagramme d'un élément incompatible versus un élément compatible. R est le coefficient de corrélation.

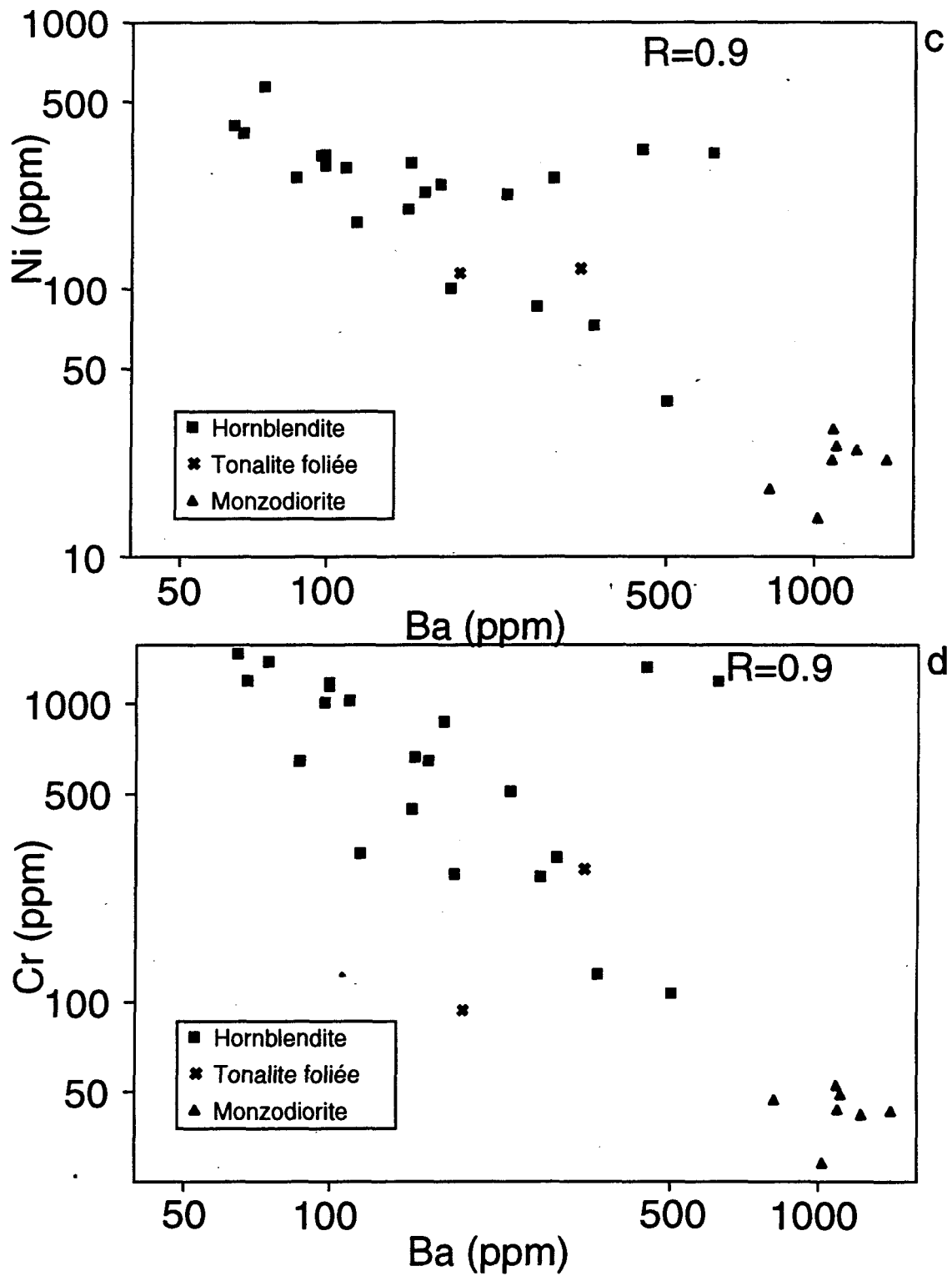


Figure 3.23 : Diagramme d'un élément incompatible versus un élément compatible. R est le coefficient de corrélation.

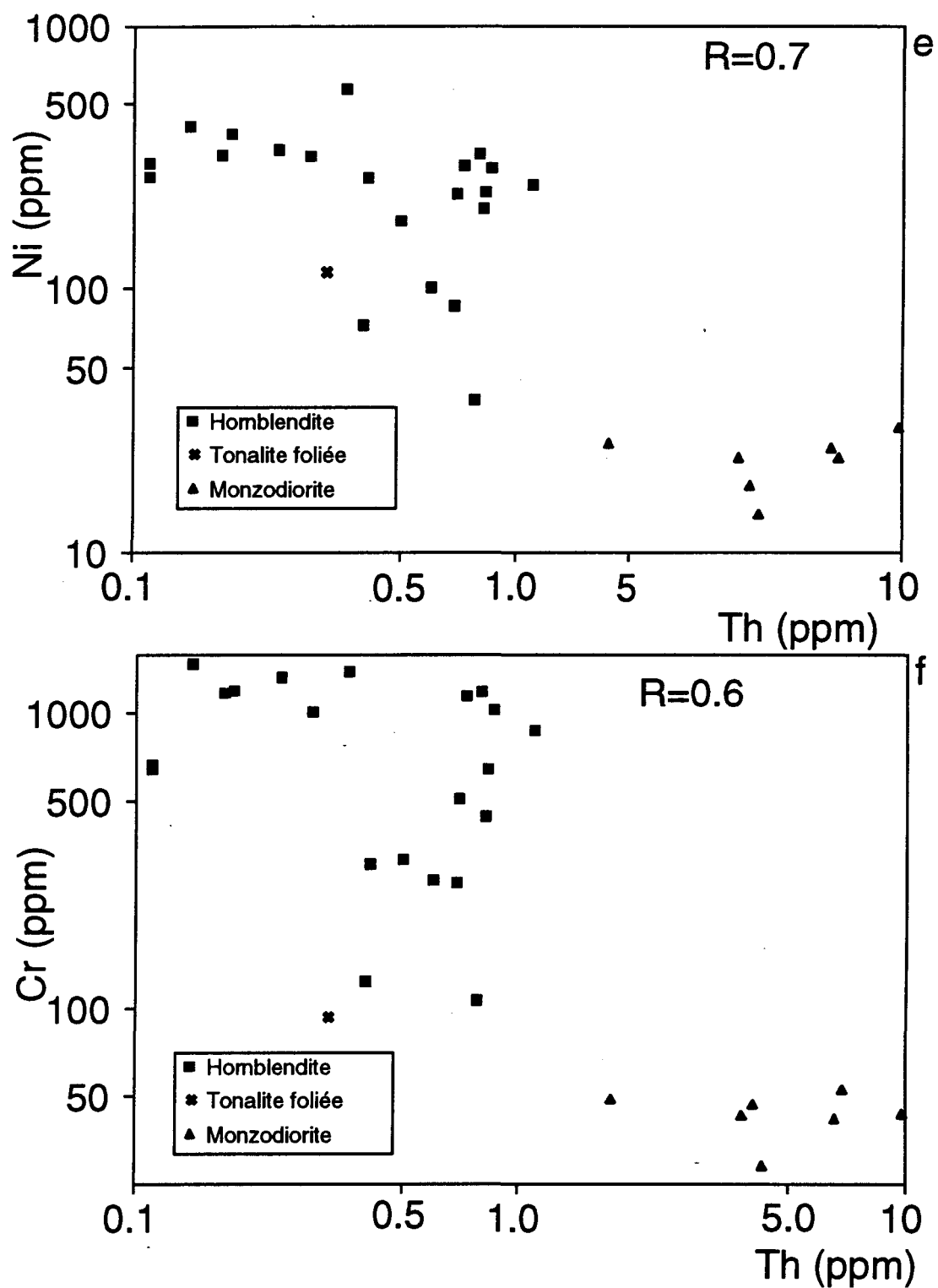


Figure 3.23 : Diagramme d'un élément incompatible versus un élément compatible. R est le coefficient de corrélation.

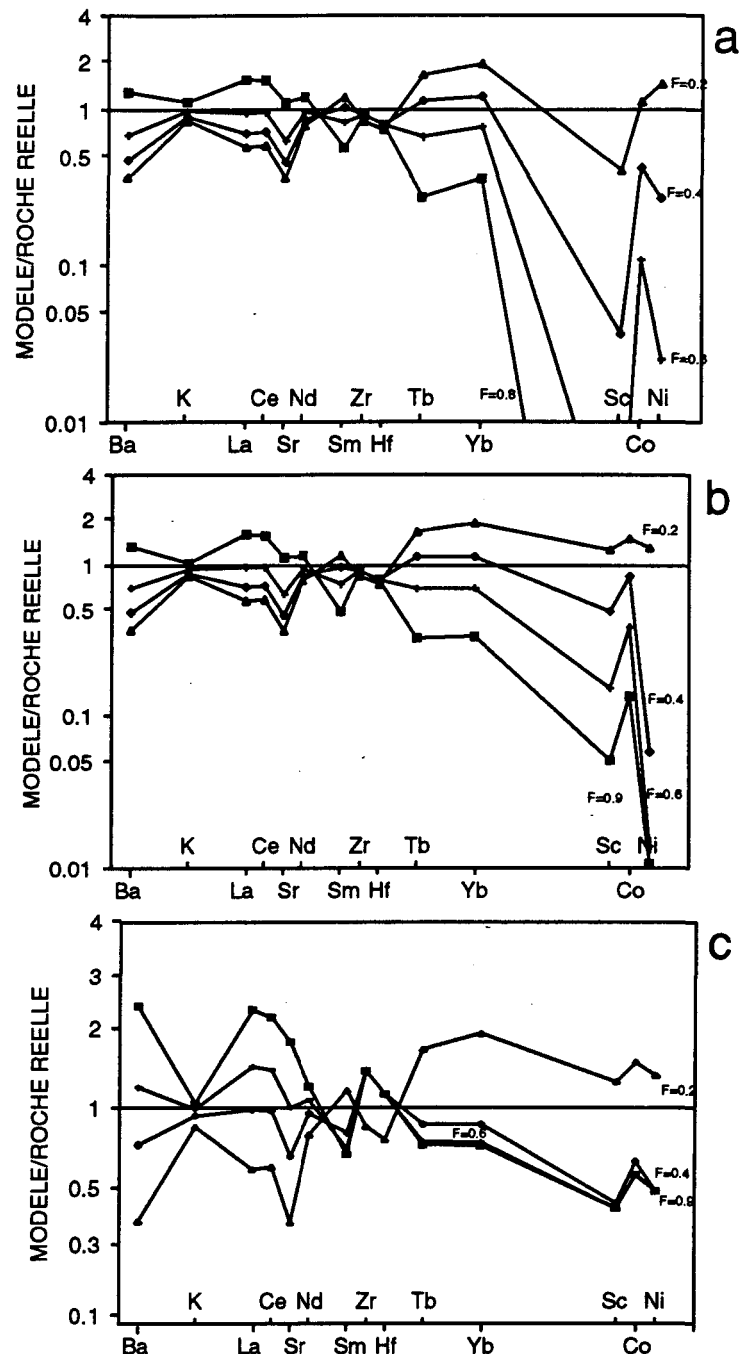


Figure 3.24 : Diagramme multi-éléments normalisés par la roche cible (monzodiorite 60% SiO₂) pour les modélisations des éléments traces. a) cristallisation selon les principes de Rayleigh; 0.0058 apatite + 0.0032 zircon + 0.1 clinopyroxène + 0.891 hornblende; b) cristallisation fractionnée 0.0058 apatite + 0.0032 zircon + 0.991 hornblende avec un facteur de remplissage r de 0.05; c) cristallisation fractionnée de 0.0058 apatite + 0.0032 zircon + 0.04 clinopyroxène + 0.951 hornblende avec un facteur de remplissage r de 0.6

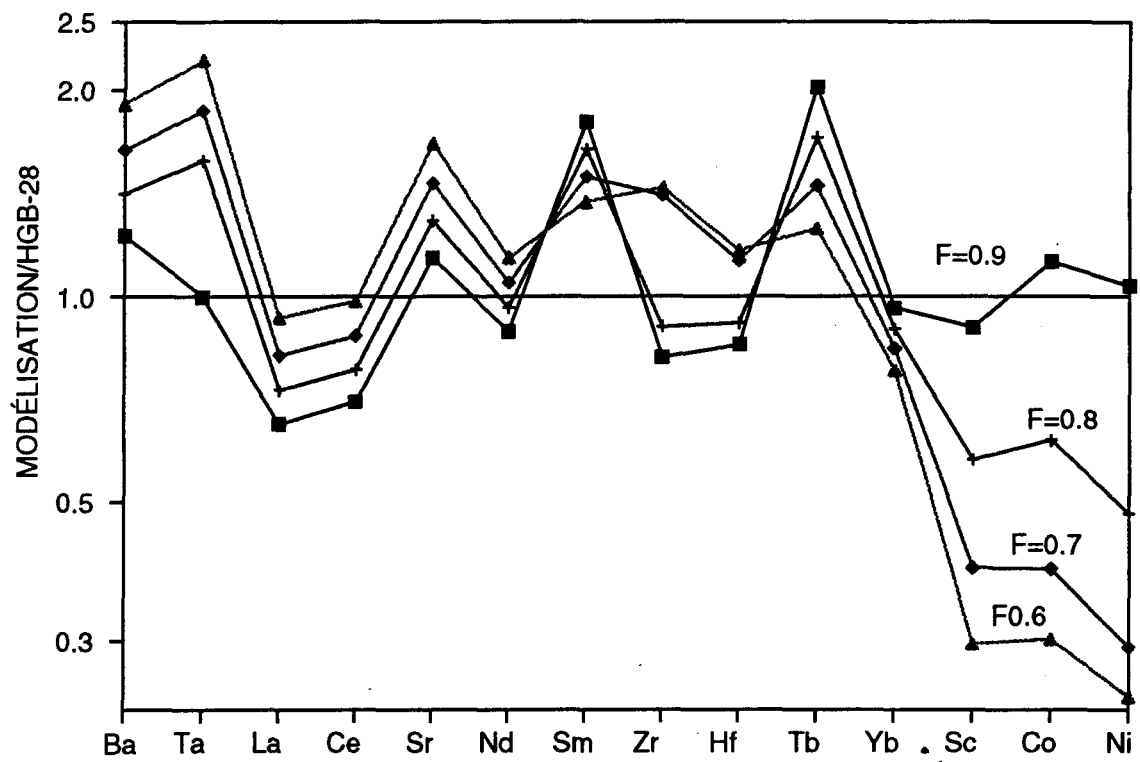


Figure 3.25 : Résultat de la modélisation du cumulat de hornblende et pyroxène représentant la hornblendite. La proportion de liquide piégé est de 0.34 et F représente la quantité de liquide qui demeure après la cristallisation.

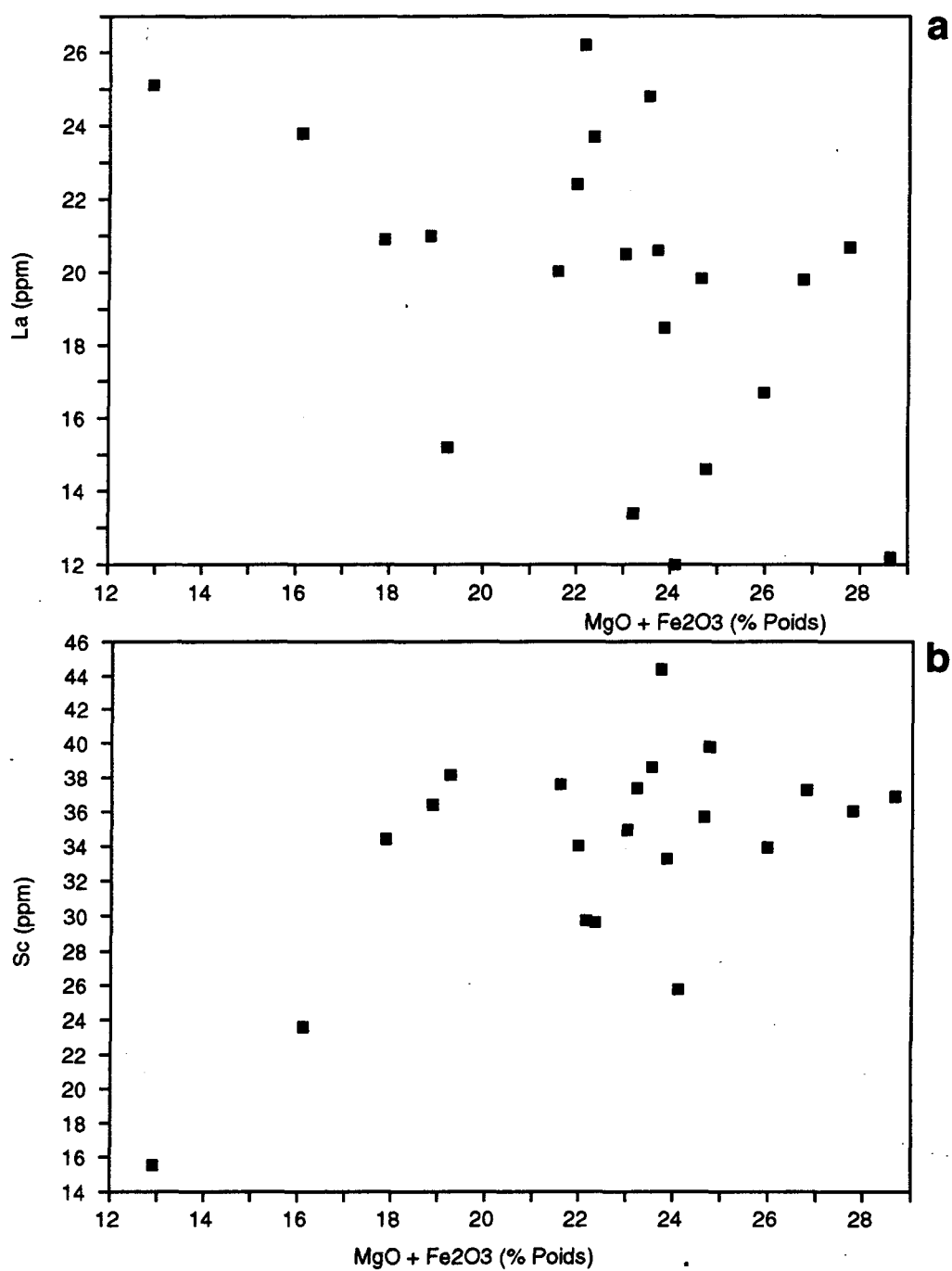


Figure 3.26 : Diagramme montrant l'absence de corrélation significative entre certains éléments incompatibles et compatibles, le MgO+Fe₂O₃ pour la hornblende.

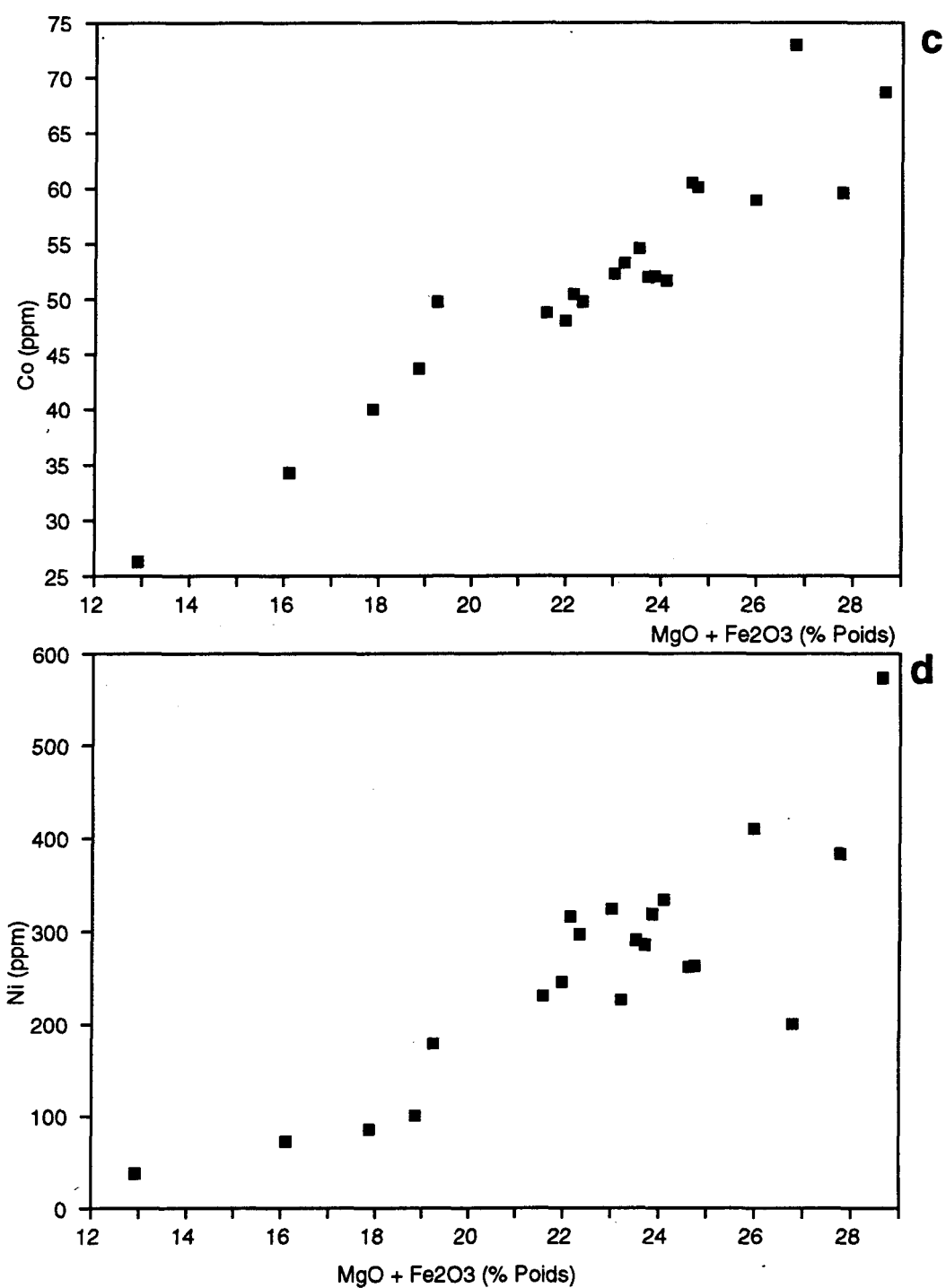


Figure 3.26 : Diagramme montrant l'absence de corrélation significative entre certains éléments incompatibles et compatibles, le $\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ pour la hornblendite.

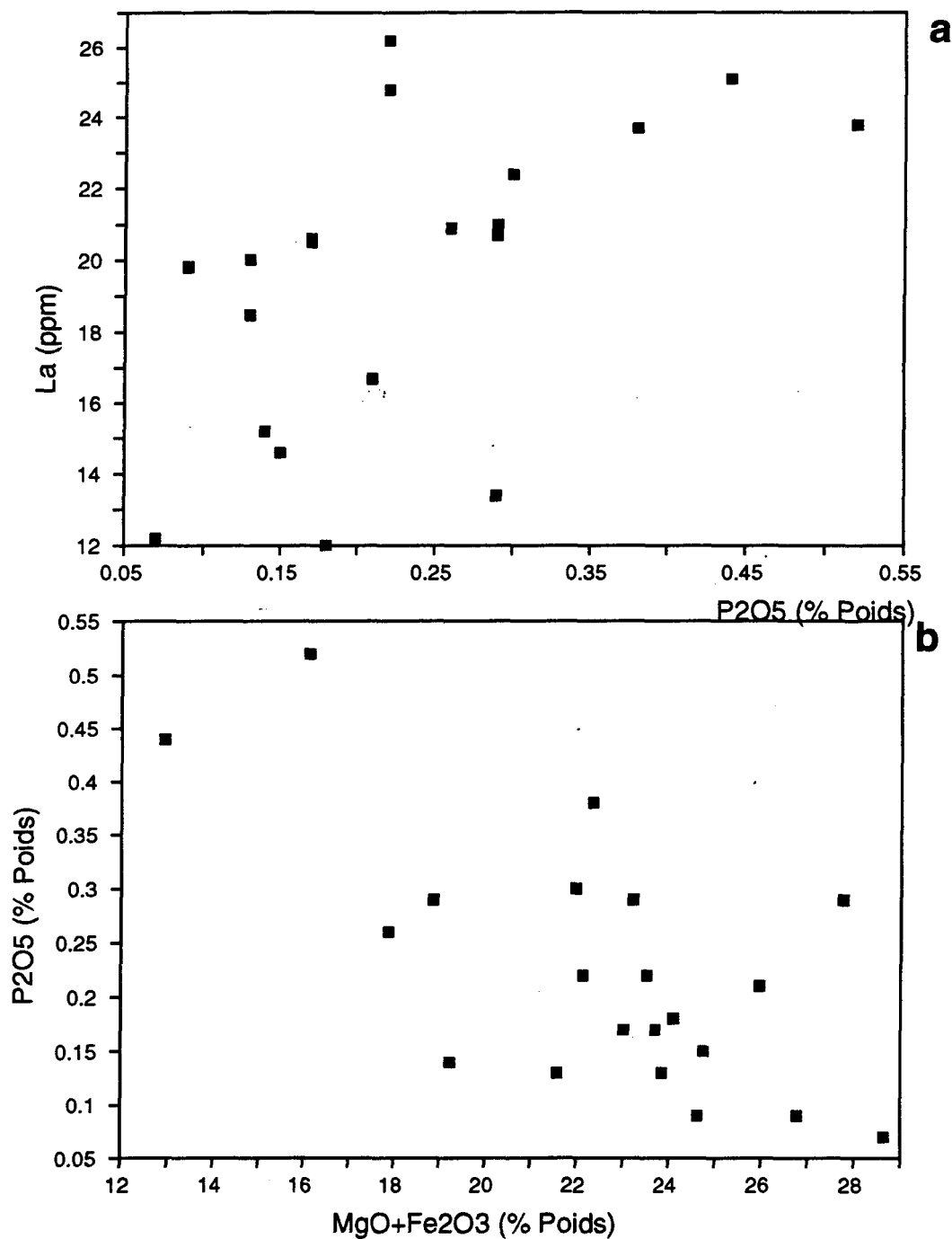


Figure 3.27 : Diagramme, utilisant seulement les hornblendites, montrant
 a) une certaine corrélation entre les ETR légères et le phosphore
 et b) la faible corrélation entre le phosphore et les éléments mafiques.

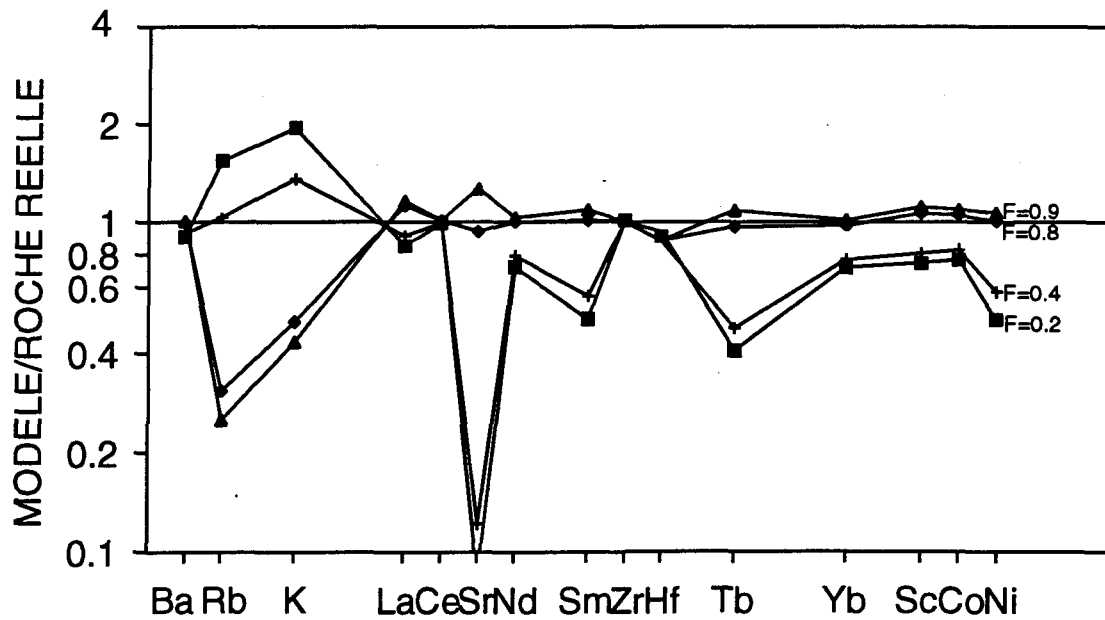


Figure 3.28 : Résultats de la modélisation des éléments traces lors de la différenciation de la monzodiorite à 60% SiO₂ pour produire la monzodiorite à 64% SiO₂ sous forme de diagramme multi-élément normalisé par la roche cible des modélisation (monzodiorite 64% SiO₂). C'est une cristallisation de 0.21 hornblende + 0.7841 plagioclase + 0.0054 apatite + 0.0003 zircon + 0.0002 allanite avec un facteur de remplissage r de 0.6.

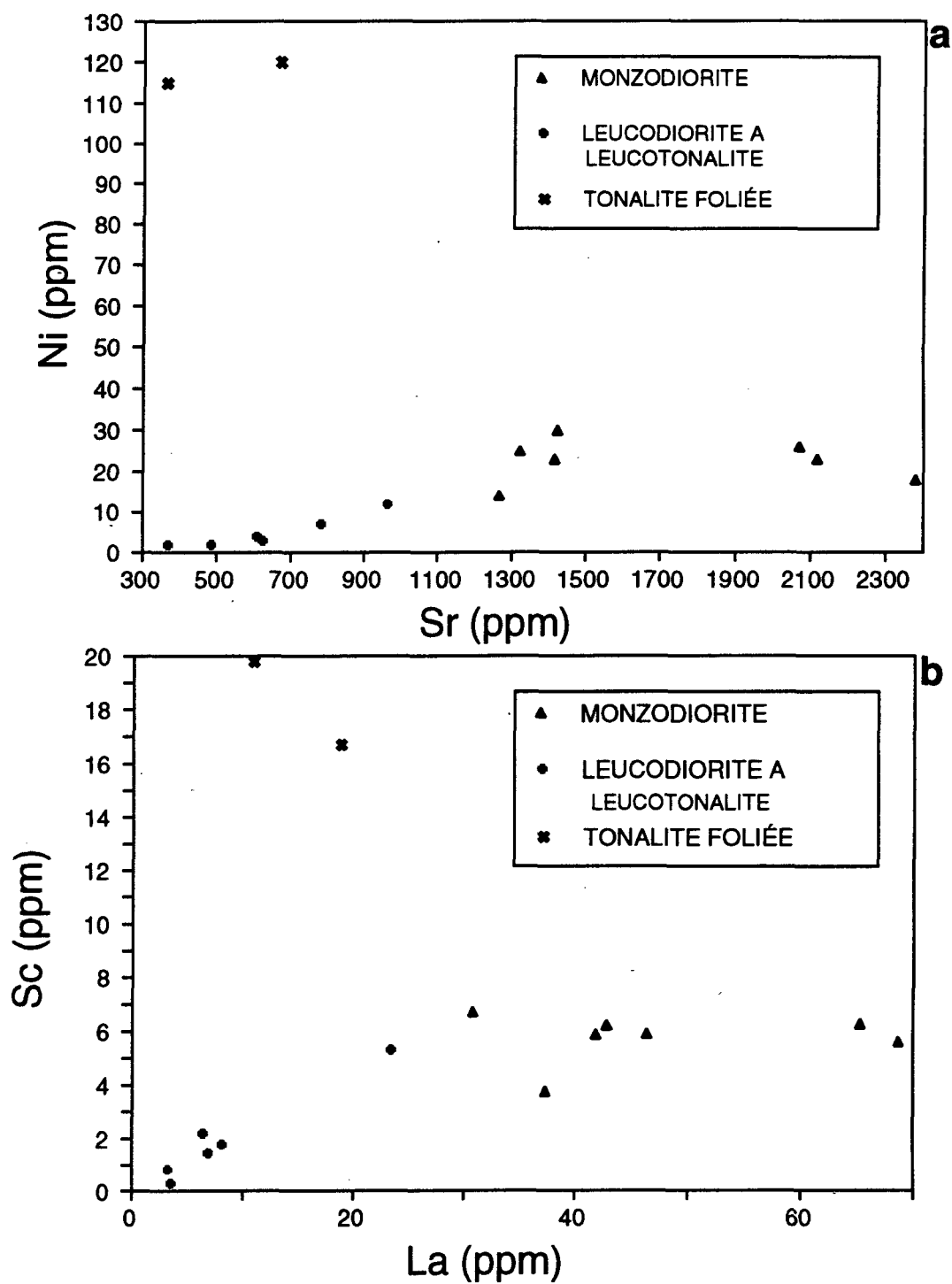


Figure 3.29 : Diagrammes d'un élément compatible versus un élément incompatible, où la dispersion des monzodiorites suggèrent le remplissage périodique de la chambre magmatique.

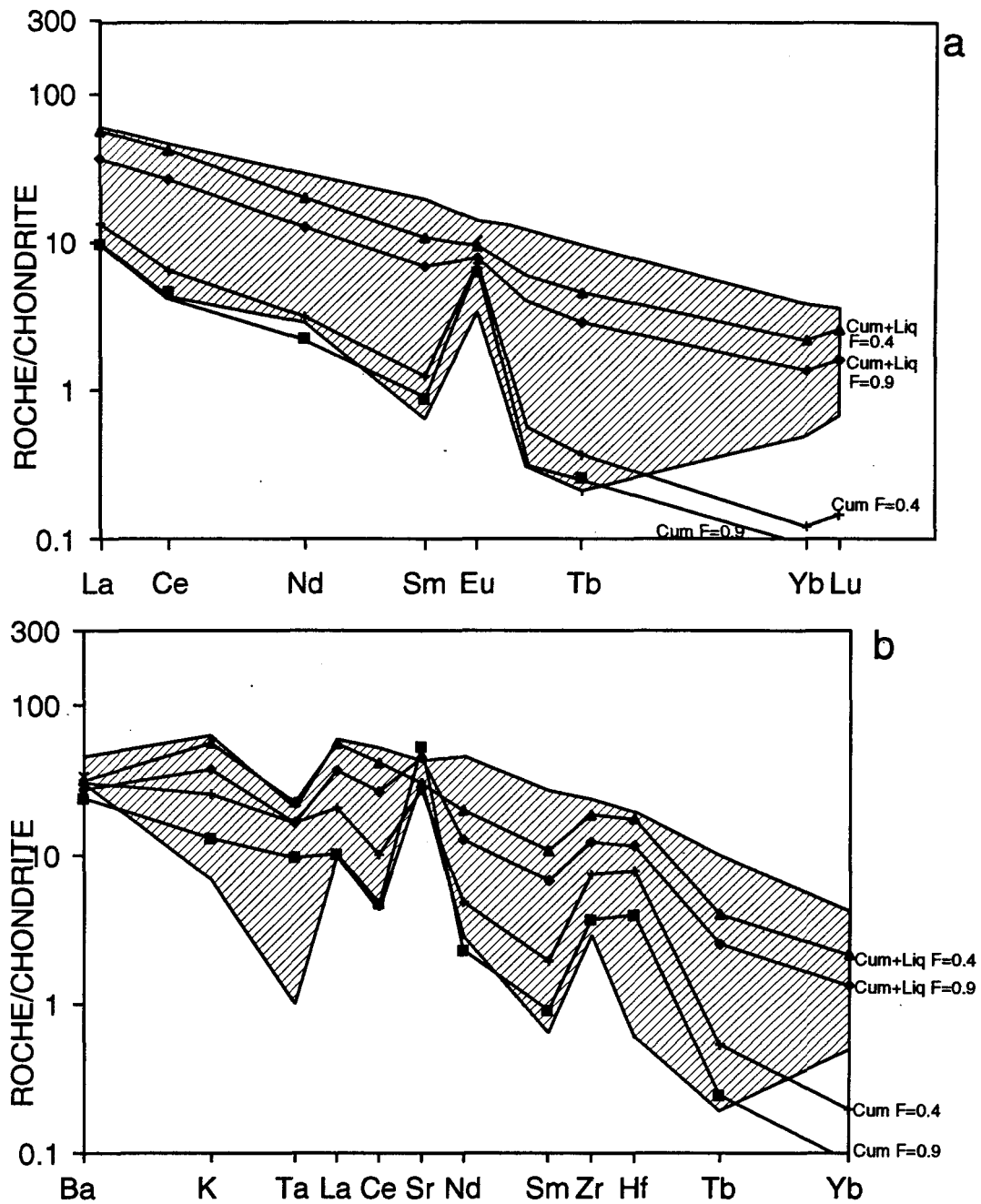


Figure 3.30 : Résultats des modélisations des leucodiorites à leucotonalites par des cumulats de plagioclase, de quartz et de biotite et des cumulats avec liquide interstitiel piégé. Le cumulat se compose de 0.636 plagioclase + 0.324 quartz + 0.04 biotite et la quantité de liquide piégée $a = 0.6$. a) Patrons des ETR modélisés avec le champ des compositions des leucodiorites à leucotonalites hachuré; b) diagramme multi-élément normalisé où le champ des compositions de leucotonalite à leucodiorite est hachuré.

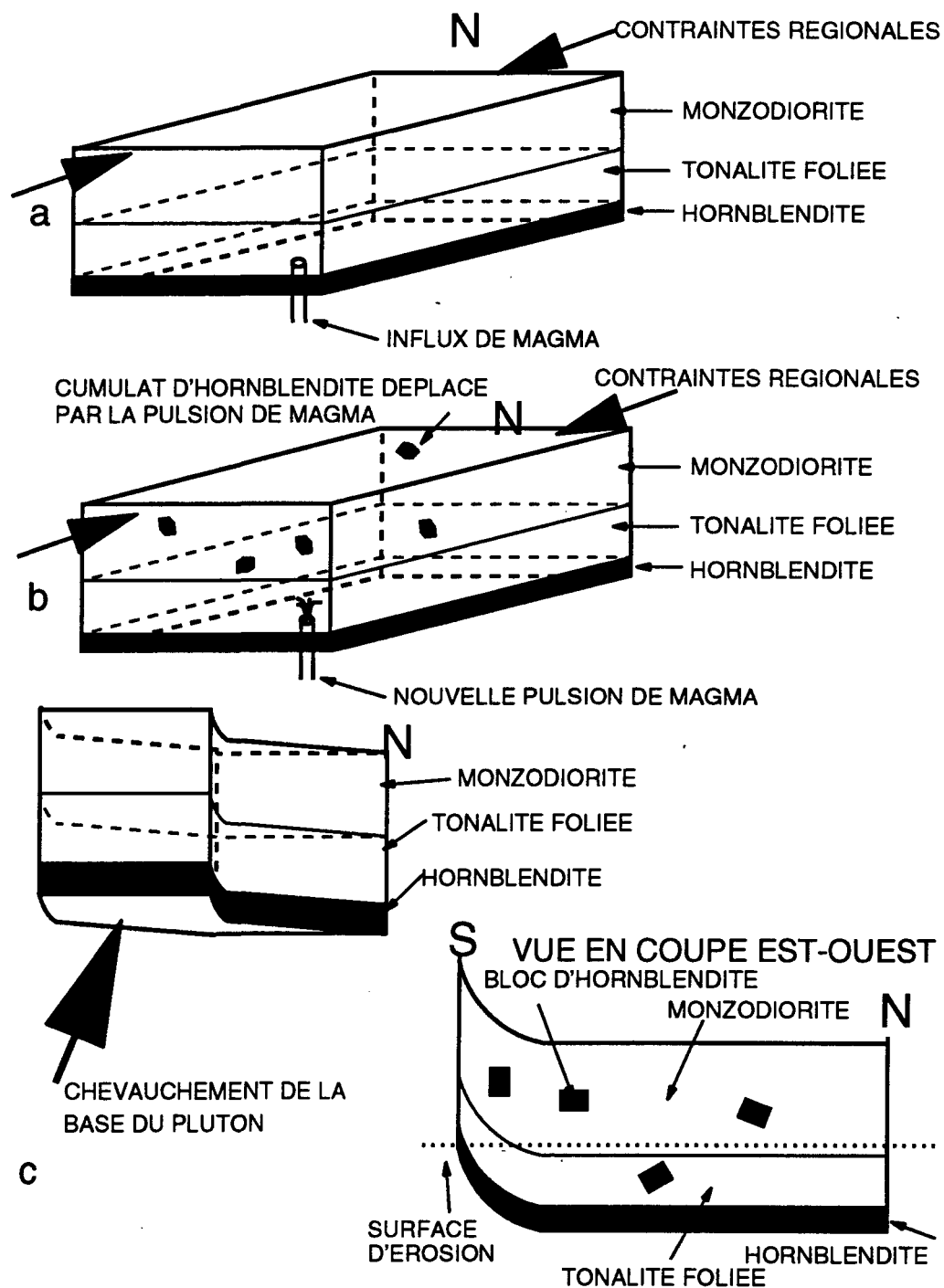


Figure 3.31 : Diagramme synthèse de l'évolution du pluton Houghton : a) mise en place de la chambre magmatique et début de la différenciation; b) nouvelle pulsion de magma qui bousculent les cumulats d'hornblende; c) chevauchement de la base du pluton.

CHAPITRE 4

INJECTIONS MULTIPLES DE MAGMAS DANS UN CONDUIT NOURRICIER : IMPLICATIONS SUR LE REMPLISSAGE DES PLUTONS

4.1- RESUME

Pour expliquer la différenciation de certains plutons et plus particulièrement ceux fortement enrichis en éléments incompatibles, il est parfois considéré qu'il y a eu remplissage périodique. Le pluton Houghton, situé dans le nord de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, possède des brèches à sa base permettant de documenter le remplissage périodique, l'expulsion du magma interstitiel aux enclaves et de considérer l'application de ces observations aux processus d'extraction des magmas (de roches en fusion partielle par exemple). La géochimie du pluton Houghton s'explique par une différenciation avec remplissage périodique. Les brèches sont de deux types : les brèches polymictiques sont formées d'une grande variété d'enclaves et contiennent de 5% à 20% de leucotonalite interstitielle tandis que les brèches de blocs foliés sont composées de tonalite foliée truffée d'enclave de hornblendite déformée et contiennent entre 0% et 5% de leucotonalite interstitielle. Des filons se terminant à

l'intérieur d'enclaves, des enclaves poinçonnées et séparées par après, des couronnes de magma différent autour d'enclaves permettent d'argumenter pour un remplissage périodique.

L'expulsion du magma s'explique comme suit : compactage des enclaves jusqu'à ce qu'elles se touchent; imbrication des enclaves; déformation de quelques enclaves et, si la composition le permet et si la contrainte non-hydrostatique est suffisante, le transfert de masse induit par pression peut augmenter la densité d'enclaves (réduction du liquide interstitiel). Il est ainsi possible d'expulser tout le magma d'un mélange enclave/magma contrairement à la prédiction des travaux théoriques. Le taux de magma expulsé est une fonction de la contrainte non-hydrostatique. Ces observations s'appliquent aux roches en fusion partielle.

4.2- ABSTRACT

For some plutons, especially those enriched in incompatible elements, the pluton differentiation is best explained by periodic replenishment. The Houghton pluton, located in the northern Abitibi Greenstone Belt, has breccias near its base which document the periodic replenishment, and expulsion of the interstitial liquid between the enclaves. The application of these textures maybe applied to magma extraction (of partially molten rocks for example). The geochemistry of the Houghton pluton is consistent with a periodic replenishment of the magma chamber (periodic pulses

of magma). There are two breccia types : polymictic breccias made of a diversity of enclaves which have a melt fraction between 5% and 20% and foliated block breccias made of foliated tonalite and deformed hornblendite which have a melt fraction between 0% and 5%. Dykes ending in enclaves, enclaves punched together and separated afterwards, enclaves rimmed by a magma different to the interstitial one, are all evidence in favour of periodic replenishment. Magma expulsion is interpreted to be: compaction of enclaves until they touch one another, imbrication of enclaves, deformation of some enclaves and, if the composition is appropriate and the non-hydrostatic stress is large enough, stress-induced mass transfer can further increase the densification. It is proposed that it is possible to expell all the liquid out of an enclave/liquid mixture contrary to prediction haved in theoretical studies. The expelled melt fraction is interpreted to be a function of the non-hydrostatic stress (deviatoric stress), initial shape of the blocks and how easily the blocks can be deformed. It is expected that these textures and their interpretations can also be applied to melt extraction in partially molten rocks.

4.3- INTRODUCTION

Les roches plutoniques felsiques présentent une variété de zonations et d'hétérogénéités pétrographiques et géochimiques. Le remplissage périodique de la chambre

magmatique lors de la différenciation permet d'expliquer un fort enrichissement en éléments incompatibles (O'Hara 1977 et DePaolo 1981) parfois envisagé pour certains plutons (Barnes 1983, Gribble et al. 1990). Lorsqu'une chambre magmatique felsique se met en place dans la croûte, des pulsions de magma peuvent venir la modifier tout au long de sa cristallisation. Le remplissage périodique est généralement invoqué à l'aide d'arguments géochimiques et/ou pétrologiques. Il y a peu d'observations de terrain directes pour supporter ces arguments.

Le pluton Houghton dans le nord de la ceinture de roches vertes d'Abitibi montre une variété de compositions qui a été interprétée à l'aide de la géochimie comme générée par une différenciation accompagnée de pulsions de magma successives (voir chapitre 3). Toutefois, le pluton Houghton montre à sa base plusieurs types de brèches contenant différents types de roches observées dans le pluton. De plus, ces brèches contiennent de claires évidences de cycles répétés d'injection et d'expulsion de magmas. Le but de ce texte est triple : 1- documenter la morphologie, la pétrologie et la structure des brèches ainsi que de discuter de leurs relations avec la croissance du pluton Houghton; 2- discuter des mécanismes d'expulsion des magmas des brèches (densification) en se basant sur les textures de déformation macroscopiques préservées et des variations de la roche

interstitielle dans les brèches; 3- considérer les implications des comportements magma/matrice exposés dans les brèches pour les processus d'extraction de magmas appliqués aux régions en fusion partielle.

4.4- GEOLOGIE REGIONALE

Le pluton Houghton est archéen et se situe dans le nord de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Fig. 4.1). La description de la ceinture provient de Allard et al. (1985), figurant parmi les derniers travaux de synthèse publiés. Un métamorphisme au schiste vert est présent dans toute la région. L'assemblage volcano-sédimentaire est divisé en deux cycles mafiques à felsiques. L'entière séquence supracrustale a été plissée isoclinalement selon un axe est-ouest. Le plissement est synchrone et suivi par le développement de failles est-ouest à pendage abrupt et mouvements inverses et dextres (Daigneault et Archambault 1990). Les failles nord-est et nord-ouest se sont développées après et au-delà de la principale phase de déformation (Dimroth et al. 1984). Racicot et al. (1984), Chown et al. (1990) et puis Chown et al. (soumis) dans leur travaux de compilation ont divisé le plutonisme en trois groupes : 1) les plutons synvolcaniques âgés entre 2718 et 2722 Ma; 2) les plutons syntectoniques âgés entre 2700 et 2693 Ma (incluant les suites monzodioritiques plutoniques); 3) les plutons post-tectoniques plus jeunes que 2690 Ma.

4.5- RELATIONS DE TERRAIN

4.5.1- LE PLUTON HOUGHTON

Le pluton Houghton se situe au contact entre des roches supracrustales au faciès des schistes verts et le gneiss tonalitique de Lapparent au faciès des amphibolites (Fig 2). La tonalite foliée de Houghton est différente du gneiss de Lapparent (roche encaissante sud) par les critères suivants : la tonalite de Houghton présente des enclaves déformées de la hornblendite; une plus grande abondance de minéraux ferromagnésiens et des teneurs plus élevées en éléments compatibles. Les roches hôtes ont localement un métamorphisme de contact associé au pluton au faciès des amphibolite se superposant au faciès amphibolite inférieur du gneiss tonalitique de Lapparent (E.H. Chown, communication personnelle 1987). Le contraste de métamorphisme entre les roches hôtes nord et sud du pluton, l'écart entre la pression de cristallisation de la partie nord et la partie sud du pluton, les foliations, les linéations et les indicateurs cinématiques suggèrent que la base du pluton (côté sud) a été remontée par rapport au côté nord du pluton après cristallisation de la tonalite foliée (voir chapitre 3). Il est ainsi possible d'observer la partie inférieure du pluton où se situent les brèches.

Le pluton Houghton, par âge relatif décroissant, se compose d'hornblendite, de tonalite foliée, de monzodiorite

et de leucotonalite à leucodiorite (Fig. 4.2). Les résultats d'analyses chimiques (Tableau 4.1, méthodes analytiques dans les chapitres 2 et 3) suggèrent que ces roches sont calco-alcalines, méta-alumineuses (quelques leucodiorite à leucotonalite sont peralumineuses) et similaires aux roches associées aux zones de subductions modernes (voir chapitre 3). Les hautes teneurs en éléments compatibles, le rapport des éléments terres rares (ETR) légères sur les lourdes faible, les faibles teneurs des éléments lithophiles à grand rayon ionique (ELGRI) (par rapport aux autres unités du pluton Houghton) (Tableau 4.1) caractérisent la tonalite foliée et lui confèrent une nature plus primitive. La hornblendite est enrichie en ETR lourdes et en éléments compatibles; elle est interprétée comme un cumulat. La monzodiorite a des teneurs élevées en éléments incompatibles et des teneurs faibles en éléments compatibles suggérant qu'elle soit un liquide fractionné. La monzodiorite se caractérise par deux paliers, un à 60% SiO₂ et l'autre à 64% SiO₂, où celui plus riche en silice présente des teneurs élevées en éléments incompatibles et ELGRI. La leucodiorite à leucotonalite montre une grande variété de teneurs en éléments incompatibles et des teneurs faibles et relativement stables en éléments compatibles. La leucodiorite à leucotonalite se caractérise par une diminution des éléments incompatibles à mesure que l'anomalie

en Eu s'accroît alors que le Sr demeure élevé ou augmente légèrement. Ce comportement suggère un fractionnement des feldspaths. La différenciation s'est faite en deux étapes. En premier, un magma représenté par la tonalite foliée cristallise (avec remplissage périodique de ce même magma) de la hornblende, du clinopyroxène, de l'apatite et du zircon. Après environ 40% de cristallisation la monzodiorite à 60 % SiO_2 est atteinte. Dans la seconde étape, la recharge se modifie pour devenir une leucotonalite. La monzodiorite cristallise hornblende, plagioclase, apatite, zircon et allanite pour générer la monzodiorite plus riche en silice. Les leucodiorites à leucotonalites cristallisent et se différencient le long des parois des filons pour former des cumulats de quartz et de plagioclase. Le fractionnement est à remplissage périodique de façon à accroître suffisamment les teneurs en éléments incompatibles et ralentir l'appauvrissement en éléments compatibles (O'Hara 1977, DePaolo 1981 et chapitre 3).

4.5.2- LES BRECHES

De spectaculaires brèches polymictiques (localités A et B de la Fig. 4.2) se retrouvent au sud du pluton Houghton (la base). L'ensemble des affleurements de brèches couvre une superficie d'environ un kilomètre carré. Deux types de brèches sont observés : les brèches avec de la leucotonalite interstitielle aux enclaves nommées brèches polymictiques

puisque de nombreux types d'enclaves dont des xénolites sont présents (Fig. 4.2, localité A) et les brèches avec peu ou pas de leucotonalite interstitielle appelées brèches de blocs foliés en relation avec les nombreux blocs de tonalite foliée qui composent cette brèche (Fig. 4.2, localité B).

La brèche polymictique se présente dans quelques affleurements sous forme de filons. Dans les autres affleurements de brèches, il n'est pas possible de déterminer s'il s'agit de filons (les contacts des prétendus filons ne sont pas visibles). Mais ceci laisse croire que les affleurements de la brèche polymictique soient probablement tous des filons. La brèche polymictique présente des enclaves reposant presque les unes sur les autres, mais il demeure entre les enclaves un peu de leucotonalite interstitielle (5% à 20%). Les proportions de leucotonalite interstitielle varient à l'intérieur d'un même affleurement et entre les affleurements. La distribution de la leucotonalite interstitielle n'est pas la même non plus autour des enclaves. Il y a moins de leucotonalite interstitielle entre les contacts nord-sud des enclaves qu'entre les contacts est-ouest. Les enclaves se touchent plus souvent le long de leurs contacts nord-sud qu'entre leurs contacts est-ouest où le filet de leucotonalite est plus épais. La leucotonalite interstitielle se concentre en certains endroits des brèches, comme dans les roches en

fusion partielle (Jurewicz et Watson 1984, 1985). Dell'Angelo et Tullis (1988) ont également observé que le magma se concentre en certains endroits dans leurs expériences avec un champ de contraintes hydrostatique. Par contre, leurs proportions de magma interstitiel sont moins abondantes que celles observées dans les expériences de Jurewicz et Watson (1984, 1985) et que celles de la leucotonalite interstitielle dans les brèches polymictiques de Houghton. Cette explication est considérée valable pour les brèches polymictiques de Houghton. Il est logique d'observer une plus grande quantité de magma le long des contacts inter-enclaves parallèles à la contrainte σ_1 . Les brèches du pluton Houghton n'étaient pas sous un système de contraintes hydrostatique, ce qui est différent des expériences de Jurewicz et Watson (1984, 1985). Ce champ de contrainte non-hydrostatique pourra expulser le magma contrairement à un champ de contraintes hydrostatique. Ceci permet d'expliquer la différence entre ces travaux expérimentaux et les brèches du pluton Houghton.

Huit types d'enclaves ont été identifiés et sont décrits en détails dans le chapitre 3. De ces huit types d'enclaves, deux origines sont interprétées : comagmatique et xénolitique. Les enclaves comagmatiques se caractérisent par l'abondance de grosses amphiboles, leur composition est hornblenditique à dioritique et elles sont généralement non

altérées. Elles représentent les principales unités mafiques à un stade ou un autre de la cristallisation et sont observées dans le pluton. Les xénolites s'identifient par leur faible granulométrie, l'abondance d'épidote et, dans certains xénolites, la présence de phénocristaux de feldspaths. Les xénolites présentent des compositions chimiques typiques des tholéiites magnésiennes locales (voir chapitre 3, Tableau 3.5). Les xénolites sont peu abondants. Des filonets de leucodiorite à leucotonalite recoupent les brèches et y meurent (Fig. 4.3), suggérant un remplissage de magma. Ces affleurements montrent souvent une imbrication des enclaves (Fig. 4.4). Certaines enclaves ont flué sous la compression (Fig. 4.5). Les enclaves indigènes de diorite à grains moyens, probablement encore chaudes lors de la compression des brèches, se déforment préférentiellement. Elles épousent la forme des autres enclaves plus facilement que les autres types d'enclaves. Il est à noter qu'il y plus de petites enclaves déformées que de grandes. Ces observations suggèrent une compression de la brèche et l'expulsion de magma. Certaines enclaves présentent des bordures de leucotonalite différentes de la leucotonalite interstitielle (Fig. 4.6). Des enclaves ont été poinçonnées et fracturées in situ par les enclaves voisines (Fig. 4.7) suggérant différentes pulsions de magma. Des enclaves montrent un poinçonnement avec des indentations des enclaves

voisines (semblables aux pièces d'un casse-tête) qui ont ensuite été séparées par une pulsion ultérieure de magma (Fig. 4.8). La plupart des enclaves se touchent et se poinçonnent selon un axe principal nord-sud, suggérant une contrainte principale de même direction (interprétation corroborée par la distribution du magma). Il n'est pas possible de déterminer si cette contrainte est associée aux contraintes régionales nord-sud ou à la masse de la chambre magmatique du pluton Houghton puisque les deux s'orientent dans la même direction.

Le second type de brèche, la brèche de blocs foliés (localité B, Fig. 4.2), se compose de tonalite foliée et de hornblendite (Fig. 4.9). Ces blocs sont formés par des enclaves de hornblendite transportées par la tonalite foliée lors des pulsions de magma tonalitique. Cette tonalite avec les blocs de hornblendite a été déformée. Dans des pulsions subséquentes, des blocs de la tonalite foliée avec enclaves de hornblendite ont été cassés et déplacés. La tonalite foliée montre des caractéristiques de déformation à l'état solide (étirement du quartz). L'hornblendite se présente sous forme d'enclaves plus ou moins déformées et de rubans de hornblende dans la tonalite foliée. Il n'est pas possible de déterminer si ces brèches sont des filons ou non pour les mêmes raisons que celles invoquées pour les brèches polymictiques. Les enclaves rubanées s'orientent

aléatoirement. Toutes les enclaves dans ce type de brèche sont comagmatiques et n'ont pas été transportées sur de longues distances. Il y a entre 0% et 5% de leucotonalite interstitielle entre les enclaves (Fig. 4.9). Il est intéressant de noter que les enclaves montrent des déformations plastiques : poinçonnement (Fig. 4.10) et fluage d'enclaves aux contacts des autres (Fig. 4.11). Un des phénomènes importants de ces affleurements est une enclave dont seule la partie la plus mafique en forme d'hameçon se poursuit dans l'enclave adjacente (Fig. 4.12). Près de cet hameçon, une bande de hornblende brune, absente dans l'enclave de gauche, se retrouve épaissie et recroquevillée dans l'enclave voisine. Ramsay (1977) et Rutter (1983) listent les deux critères suivants, entre autres, pour identifier le transfert de masse induit par pression (ou pressure solution) : 1) lorsque la forme originale des objets est tronquée par l'enlèvement de matière et 2) lorsqu'il y a migration des matériaux plus diffusibles d'objets contraints. Les bordures nettes et rectilignes de ces enclaves appuyées les unes sur les autres correspondent au premier critère de transfert de masse induit par pression. La bande de hornblende brune se poursuivant dans l'enclave voisine correspond, quant à elle, au second critère.

4.6- INTERPRETATIONS ET DISCUSSION

4.6.1- LE REMPLISSAGE PERIODIQUE DES PLUTONS

Ces observations de terrain suggèrent qu'il y a eu de multiples épisodes d'injection de magma et de compression avec expulsion de magma. La brèche initiale s'est formée par une première pulsion de magma qui a bréchifié la base du pluton déjà cristallisée. La présence de xénolites et d'enclaves indigènes mais déplacées élimine la possibilité d'une bréchification in situ sans transport. Les enclaves ont été transportées sur une certaine distance (courte étant donné la proximité des affleurements non bréchifiés) comme une coulée chargée d'objets (Sparks et al. 1977). Ce remplissage périodique permet d'expliquer pourquoi les relations d'inclusions suggèrent que la hornblendite est la première unité mais que la géochimie est interprétée de façon à ce que ce soit la seconde. Ainsi après que la hornblende aura débutée son accumulation après cristallisation à partir de la tonalite foliée, des pulsions de magma subséquente pourront entraîner des enclaves d'hornblendite dans la tonalite foliée et suggérer que ces enclaves sont antérieures. Le magma en a été expulsé lors d'une compression ou simplement par l'absence d'injection de magma ramenant le champ de contraintes original (en compression) ou encore par la masse du pluton écrasant les brèches. Une pulsion de magma subséquente a rempli de nouveau la brèche comme en témoignent les filons terminant dans la brèche, la séparation de certaines enclaves ayant poinçonnées l'enclave

voisine et les enclaves couronnées de magma antérieur. Il n'est pas possible de déterminer le nombre de fois que le cycle remplissage-expulsion s'est produit. Les enclaves des brèches polymictiques sont hornblenditiques à dioritiques et le magma interstitiel est leucodioritique à leucotonalitique.

De façon à évaluer si le remplissage périodique est réaliste pour des volumes tel que celui du pluton Houghton des calculs vont permettre d'estimer ces paramètres. Les données de croissance en volume provenant des dômes de rhyolites du Mont St.Helens (Fink et al. 1990) vont donner des limites. Une croissance de $0.007 \text{ km}^3/\text{an}$ est estimé pour la production endogène (Fink et al. 1990). La surface du pluton Houghton est d'environ 375 km^2 . L'estimation de l'épaisseur est plus difficile. Selon Vignerresse (1988), les granitoïdes calco-alcalins syntectoniques auront une forme de galette d'une épaisseur de 6-10 km. En prenant une épaisseur moyenne de 6 à 8 km (probablement surestimée puisque le pluton est chevauché et présente une foliation de faible pendage), le volume estimé du pluton Houghton est de 2250 à 3000 km^3 . En utilisant ces données, le pluton sera entièrement remplis en 300 000 à 400 000 ans. Cette période de temps est nettement inférieure à la période de formation de batholites de plusieurs millions d'années (Kay et Rapela 1990) (correspondant à la période de génération de magma).

Dans la brèche de blocs foliés, les enclaves de la hornblendite sont incluses dans la tonalite foliée. Ces observations et les couronnes de magma différent de celui interstitiel aux enclaves, dans la brèche polymictique, (Fig. 4.6) suggèrent que la recharge s'est modifiée. La nature primitive de la tonalite foliée et sa position à la base du pluton suggèrent que le liquide de départ était similaire à la tonalite foliée. La recharge s'est ensuite modifiée pour devenir similaire à la leucotonalite.

Les observations de terrain confirment qu'un pluton peut être rempli périodiquement de magma. Ceci amène une nouvelle question : pourquoi les remplissages périodiques sont-ils si rarement observés? Deux raisons expliquent cette prétendue rareté. La première est que l'injection de magma se produit à la base des plutons. La base étant rarement identifiée ou observée, il est fort possible que ces observations ne soient pas accessibles ou correctement interprétées. Ce type de brèche a malgré tout été identifié comme étant associé à d'autres plutons (L.P. Bédard et E.H. Chown données non-publiées 1989, R.Scheepers et J.L. Jordaan communication personnelle 1989, Gower 1978). La seconde raison est reliée à la physique de l'écoulement de magma dans les filons. Les observations des filons actifs (s'introduisant dans les volcans entre autres) indiquent un gonflement lors de la pulsion de magma et un dégonflement après le passage (Fink et

al. 1990, Hyndman et Alt 1987, Wadge 1981). Le magma semble alors s'écouler comme une bosse mobile dans le conduit. En l'absence d'objets (enclaves en l'occurrence) dans le conduit, ce dernier se refermera en ne laissant probablement qu'une mince zone de trempe. Les brèches d'enclaves, lorsque présentes, permettent d'argumenter ces pulsions.

4.6.2- L'EXPULSION DE MAGMA ET LA DENSIFICATION DES BRECHES

Dans les brèches polymictiques, les enclaves sont imbriquées et déformées pour expulser le magma. Selon Arzi (1978), des sphères rigides pressées ensemble laisseront un espace de 36% et des objets de formes variées laisseront un espace entre 20% et 40% dépendant de leur forme et de l'imbrication. Les brèches polymictiques contiennent entre 5% et 20% de magma interstitiel ce qui est nettement inférieur à ce que prédit Arzi (1978). Les enclaves n'étant pas rigides comme le démontrent les figures 4.5, 4.7, 4.8, 4.10 et 4.11, la densité des enclaves dans la brèche peut être augmentée bien au-dessus des seuils proposés par Arzi (1978) ou McKenzie (1985) pour un magma granitique. Il est à noter qu'il n'est pas nécessaire de déformer toute la matrice. Il suffit que quelques enclaves ou bordures d'enclaves se déforment ou subissent le transport de masse induit par pression. La haute température (présence de magma) rend le fluage ou la déformation plastique des

enclaves plus aisée. Les enclaves baignent dans un magma et le transport d'éléments chimiques et la déformation des enclaves sont facilités (Cooper et Kohlstedt 1986, Dell'Angelo et Tullis 1988). Une enclave dans un magma chaud sera plus facile à déformer puisque sa température plus élevée diminuera sa viscosité (Scarfe 1986). Le transport de masse induit par pression sera d'autant plus facile que la température est élevée et que le magma sert de véhicule (Cooper et Kohlstedt 1986, Dell'Angelo et Tullis 1988). La différence de composition minéralogique (hornblende versus quartz, plagioclase et hornblende) permet d'expliquer pourquoi certaines enclaves ont flué tandis que d'autres ont subi le transfert de masse induit par pression. Le quartz et le feldspath étant plus facile à dissoudre, les enclaves auront tendance à fluer contrairement à celles de tonalite foliée qui pourront plus facilement se dissoudre. Les brèches de blocs foliées contiennent entre 0% et 5% de magma interstitiel. Une fois les enclaves appuyées les unes contre les autres, le transfert de masse induit par pression élimine les parties d'enclaves (et le magma interstitiel) jusqu'à ce qu'elles s'emboîtent parfaitement. L'expulsion du magma est expliquée par des schémas dans la figure 4.13. Dans un premier temps, les enclaves sont pressées jusqu'à ce qu'elles se touchent (Fig. 4.13a). Elles sont déformées de façon à augmenter la densité d'enclaves et une plus grande proportion

de magma est expulsée (Fig. 4.13b). Si la minéralogie le permet, le transfert de masse induit par pression augmente encore la densité d'enclaves (Fig. 4.13c, d, e et f).

4.6.3- APPLICATIONS DE CES TEXTURES AUX EXTRACTIONS DE MAGMA

Ces observations et interprétations s'appliquent au transport d'enclaves par un magma comme le démontre le présent cas. Dans le cas d'une roche partiellement fusionnée ou d'un filtre presse, le magma se positionne entre les cristaux (Mehnert et al. 1973, Jurewicz et Watson 1984, McKenzie 1984, Jurewicz et Watson 1985 et Fig. 2 de Dell'Angelo et Tullis 1988). Le magma entre les cristaux ressemble à un magma entre des enclaves. La différence entre les deux systèmes repose sur une question d'échelle et il est alors considéré que les deux systèmes sont analogues (pour les aspects hydrauliques) et l'interprétation de l'un pouvant s'appliquer à l'autre.

4.7- CONCLUSION

Il est justifié d'invoquer le remplissage périodique de pluton, lorsque nécessaire, pour expliquer la différenciation d'un pluton. Si les observations pétrographiques des phénomènes de remplissage périodique ne sont pas présentes ou notées, il est probable que le système filonien nourricier s'est refermé après le passage du magma ou que la base du pluton n'est pas accessible ou mal identifiée. Il est possible d'extraire d'une brèche magmatique et par analogie hydraulique d'une roche en fusion partielle ou d'un filtre presse, la totalité ou presque du magma interstitiel à condition que certaines enclaves et/ou cristaux puissent se déformer et/ou que le transfert de masse induit par pression puisse agir. Les corollaires sont qu'il est possible de générer les roches à faible fusion partielle (5% par exemple) dans la croûte même si les roches fusionnées sont riches en silice.

4.8- REFERENCES

- ALLARD, G.O., CATY, J.-L. et GOBEIL, A. 1985. The Archean supracrustal rocks of the Chibougamau area. Dans Evolution of Archean Supracrustal Sequences. Edité par L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card et W. Weber, Geological Association of Canada, Special Paper 28, p. 53-63.
- ARZI, A.A. 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. Tectonophysics, **44**: 173-184.
- BARNES, C.G. 1983. Petrology and upward zonation of the Wooley creek Batholith, Klamath Mountains, California. Journal of Petrology, **24**: 495-537.
- CHOWN, E.H., DAIGNEAULT, R. et MUELLER, W. 1990. Part 1 : Geological setting of the eastern extremity of the Abitibi greenstone belt. Dans Litho-tectonic Framework and Associated Mineralization of the Eastern Extremity of the Abitibi Greenstone Belt (Field Trip 3). Edité par J. Guha, E.H. Chown et R. Daigneault. Geological Survey of Canada Open File 2158, p. 1-32.
- COOPER, R.F. et KOHLSTEDT, D.L. 1986. Rheology and structure of olivine-basalt partial melts. Journal of Geophysical Research, **B9**: 9315-9323.
- DAIGNEAULT, R. et ARCHAMBAULT, G. 1990. Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l'Abitibi. Dans Les Ceintures Polymétalliques du NO Québécois. Edité

- par M. Rive, P. Verpaelst, G. Riverin, A. Simard, J.M. Lulin et Y. Gagnon. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume Special 43, p. 43-64.
- DELL'ANGELO, L.N. et TULLIS, J. 1988. Experimental deformation in partially melted granite aggregates. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**: 495-515.
- DePAOLO, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, **53**: 189-202.
- DIMROTH, E., ARCHAMBAULT, G., GOULET, N., GUHA, J. et MUELLER, W. 1984. A mechanical analysis of the late Archean Gwillim Lake shear belt, Chibougamau area, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **21**: 963-968.
- FINK, J.H., MALIN, M.C. et ANDERSON, S.W. 1990. Intrusive and extrusive growth of Mount St. Helens lava dome. *Nature*, **348**: 435-437.
- FOUNTAIN, J.C., HODGE, D.S. et SHAW, R.P. 1989. Melt segregation in anatectic granites : a thermo-mechanical model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **39**: 279-296.
- GOWER, C.F. 1978. The tectonic and petrogenetic history of Archean rocks from the Kenora area, English River subprovince, northwestern Ontario. Unpublished Ph.D. Thesis, McMaster University, 581 p.

- GRIBBLE, R.F., BARNES, C.G., DONATO, M.M., HOOVER, J.D. et KRISTLER, R.W. 1990. Geochemistry and intrusive history of the Ashland pluton, Klamath Mountains, California and Oregon. *Journal of Petrology*, **31**: 883-923.
- HYNDMAN, D.W. et ALT, D. 1987. Radial dikes, laccoliths, and gelatin models. *Journal of Geology*, **95**: 763-774.
- JUREWICZ, S.R. et WATSON, E.B. 1984. Distribution of partial melt in a felsic system : the importance of surface energy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **85**: 25-29.
- JUREWICZ, S.R. et WATSON, E.B. 1985. The distribution of partial melt in a granitic system : The application of liquid phase sintering theory. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **49**: 1109-1121.
- KAY, S.M. et RAPELA, C.W. 1990. Plutonism from Antarctica to Alaska. *Geological Society of America Special Paper* 241, 263 p.
- McKENZIE, D. 1984. The generation and compaction of partially molten rock. *Journal of Petrology*, **25**: 713-765.
- McKENZIE, D. 1985. The extraction of magma from the crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **74**: 91-91.
- MEHNERT, K.R., BUSCH, et W. SCHNEIDER, G. 1973. Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in

- gneisses and granulites. Neues Jahrbuch Mineralogie Monatsh, **4**: 165-183.
- MORTENSEN, J.K. 1987. U-Pb chronostratigraphy of the Abitibi greenstone belt. Geological Association of Canada and Mineralogical Association of Canada Annual Meeting, **12**: A75.
- O'HARA, M.J. 1977. Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically replenished magma chamber. Nature, **266**: 503-506.
- RACICOT, D., CHOWN, E.H. et HANEL, T. 1984. Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville belt : A preliminary survey. Dans Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization. Edit   par : J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 179-197.
- RAMSAY, J.G. 1977. Pressure solution - the field data. Journal of the Geological Society of London, **134**: 72.
- RICHTER, F.M. et MCKENZIE, D. 1984. Dynamical models for melt segregation from a deformable matrix. Journal of Geology, **92**: 729-740.
- RUTTER, E.H. 1983. Pressure solution in nature, theory and experiment. Journal of the Geological Society of London, **140**: 735-740.
- SCARFE, C.M. 1986. Viscosity and density of silicate melts. Dans Silicate melts. Edit   par C.M. Scarfe.

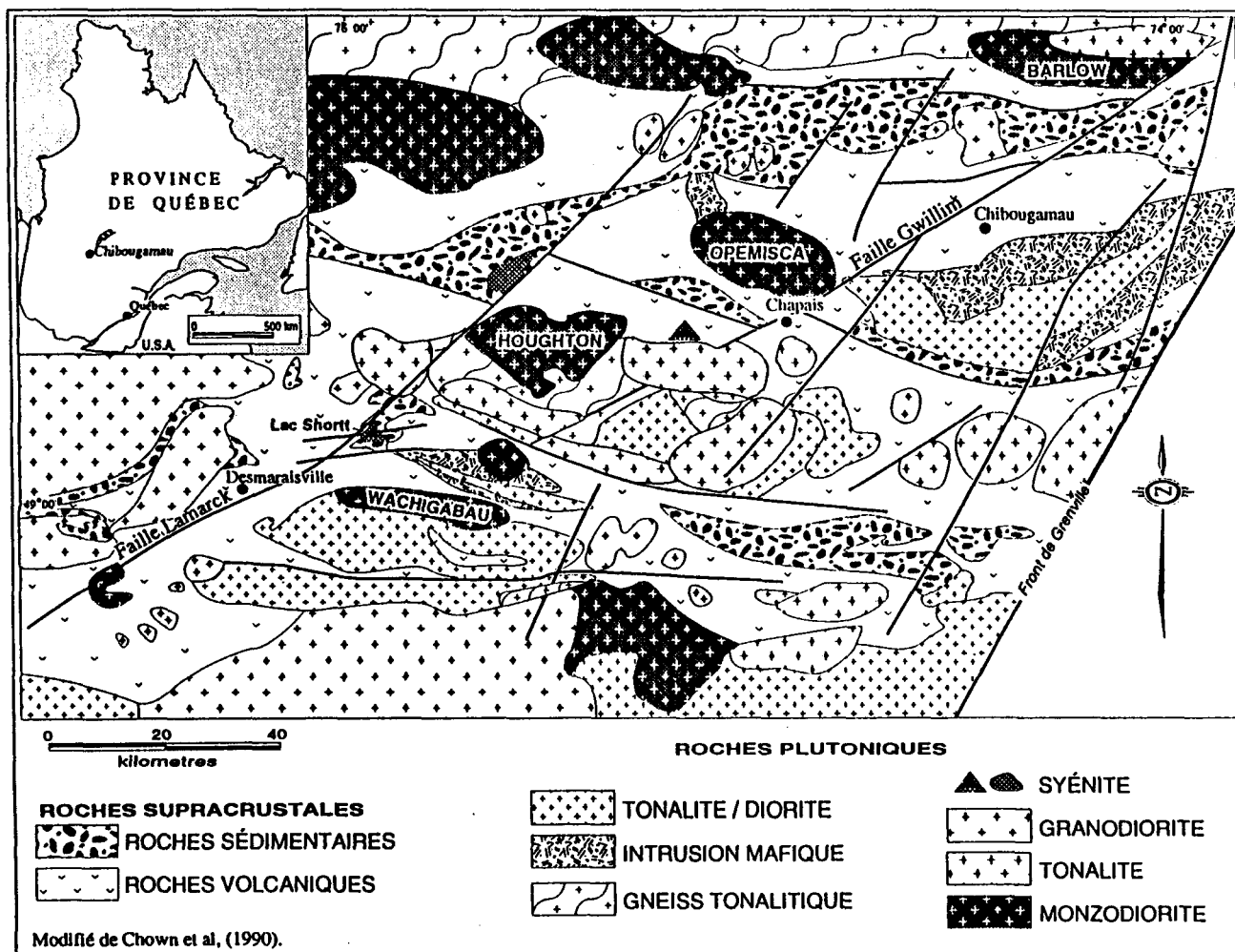
- Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 12, p. 36-56.
- SPARKS, R.S.J., PINKERTON, H. et MACDONALD, R. 1977. The transport of xenoliths in magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, **35**: 234-238.
- VIGNERESSE, J.-L. 1988. Forme et volume des plutons granitiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8** : 897-906, tome IV, numéro 6.
- WADGE, G. 1981. The variation of magma discharge during basaltic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **11**: 139-168.

TABLEAU 4.1. Résultats d'analyses chimiques représentatives du pluton Houghton

	Hornblendite		Tonalite foliée		Monzodiorite		Leucodiorite à leucotonalite		
	MOY	n=23	MOY	n=2	MOY	n=9	HGB-100	MOY	n=6
SiO ₂	49.49	(44.66-53.27)	55.53	(54.31-56.75)	63.02	(59.35-69.30)	68.98	67.06	(48.73-74.06)
TiO ₂	0.97	(0.52-1.46)	0.63	(0.56-0.70)	0.40	(0.24-0.45)	0.42	0.35	(0.04-0.97)
Al ₂ O ₃	11.17	(6.51-17.21)	15.52	(14.73-16.31)	17.32	(16.24-19.00)	15.69	15.94	(14.96-16.76)
Fe ₂ O ₃ *	10.44	(8.12-14.74)	7.63	(7.47-7.78)	3.70	(1.49-4.78)	3.34	3.14	(0.53-10.18)
MnO	0.17	(0.11-0.21)	0.13	(0.11-0.14)	0.05	(0.02-0.08)	0.03	0.04	(0.01-0.15)
MgO	11.71	(4.80-18.70)	6.16	(6.12-6.19)	1.80	(0.61-2.34)	1.06	1.90	(0.27-7.28)
CaO	10.76	(6.60-13.39)	6.54	(6.34-6.73)	3.82	(2.71-4.99)	2.85	3.59	(1.54-9.15)
Na ₂ O	2.81	(1.30-5.38)	4.72	(4.26-5.17)	6.74	(5.86-8.07)	5.09	5.93	(4.01-8.45)
K ₂ O	0.75	(0.35-1.58)	1.26	(1.10-1.41)	2.01	(0.68-3.18)	1.01	0.74	(0.10-1.01)
P ₂ O ₅	0.25	(0.07-0.64)	0.25	(0.17-0.32)	0.20	(0.06-0.25)	0.11	0.12	(LD-0.45)
LOI	1.37	(0.63-2.20)	1.48	(1.36-1.59)	0.76	(0.30-1.91)	1.38	0.96	(0.30-1.44)
La	21.6	(12.0-64.9)	14.8	(10.8-18.8)	42.5	(30.8-68.7)	23.4	13.9	(3.2-31.2)
Ce	47.3	(25.0-110.0)	35.4	(29.7-41.0)	78.7	(55.0-105.0)	47.7	25.4	(3.7-57.0)
Nd	31.0	(18.0-73.0)	23.2	(16.4-30.0)	35.7	(29.1-45.9)	16.7	12.7	(1.8-38.0)
Sm	8.75	(5.25-17.97)	6.08	(3.51-8.65)	5.80	(4.56-8.16)	2.96	2.81	(0.13-9.45)
Eu	2.16	(1.37-3.64)	1.47	(1.13-1.80)	1.51	(1.23-2.00)	0.75	0.83	(0.26-2.39)
Tb	0.77	(0.46-1.34)	0.67	(0.41-0.92)	0.35	(0.25-0.51)	0.29	0.28	(0.01-0.97)
Yb	1.44	(0.75-2.64)	1.30	(1.26-1.33)	0.57	(0.38-0.75)	0.66	0.53	(LD-1.60)
Lu	0.21	(0.13-0.38)	0.22	(0.21-0.22)	0.10	(0.08-0.13)	0.12	0.09	(LD-0.25)
Ba	220	(64-623)	261	(188-334)	1034	(813-1404)	222	278	(207-342)
Cr	718	(52-1483)	186.9	(93.7-280.0)	38.8	(29.1-52.7)	5.2	26.9	(0.0-121.0)
Ni	244	(38-574)	118	(115-120)	20	(14-30)	2	18	(2-75)
Rb	12	(1-46)	32	(31-32)	36	(4-79)	25	17	(1-25)
Sc	33.45	(15.55-44.39)	18.24	(16.70-19.78)	5.22	(3.76-6.72)	5.31	6.70	(0.30-25.23)
Sr	455	(101-1069)	516	(363-669)	1578	(1268-2380)	369	616	(369-837)
Ta	0.17	(LD-0.38)	0.14	(0.07-0.21)	0.20	(0.15-0.39)	0.51	0.13	(LD-0.51)
Th	0.63	(0.11-3.59)	0.16	(LD-0.32)	4.67	(1.75-9.80)	3.38	1.12	(0.04-3.38)
Y	20	(15-30)	19	(16-21)	11	(10-14)	9	8	(2-23)
Zr	90	(48-217)	100	(78-122)	149	(129-198)	161	89	(20-161)

Note : * = Fe₂O₃ total; LD = limite de détection; les teneurs entre parenthèses sont les teneurs maximums et minimums pour cette unité; l'indice près des parenthèses indique le nombre d'analyse considéré si différent de celui au-dessus de la colonne; MOY = moyenne; n = le nombre d'échantillon considéré pour la moyenne et la fourchette des valeurs.

Figure 4.1 : Carte de localisation géologique du pluton Houghton dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (modifiée de Chown et al. 1990).



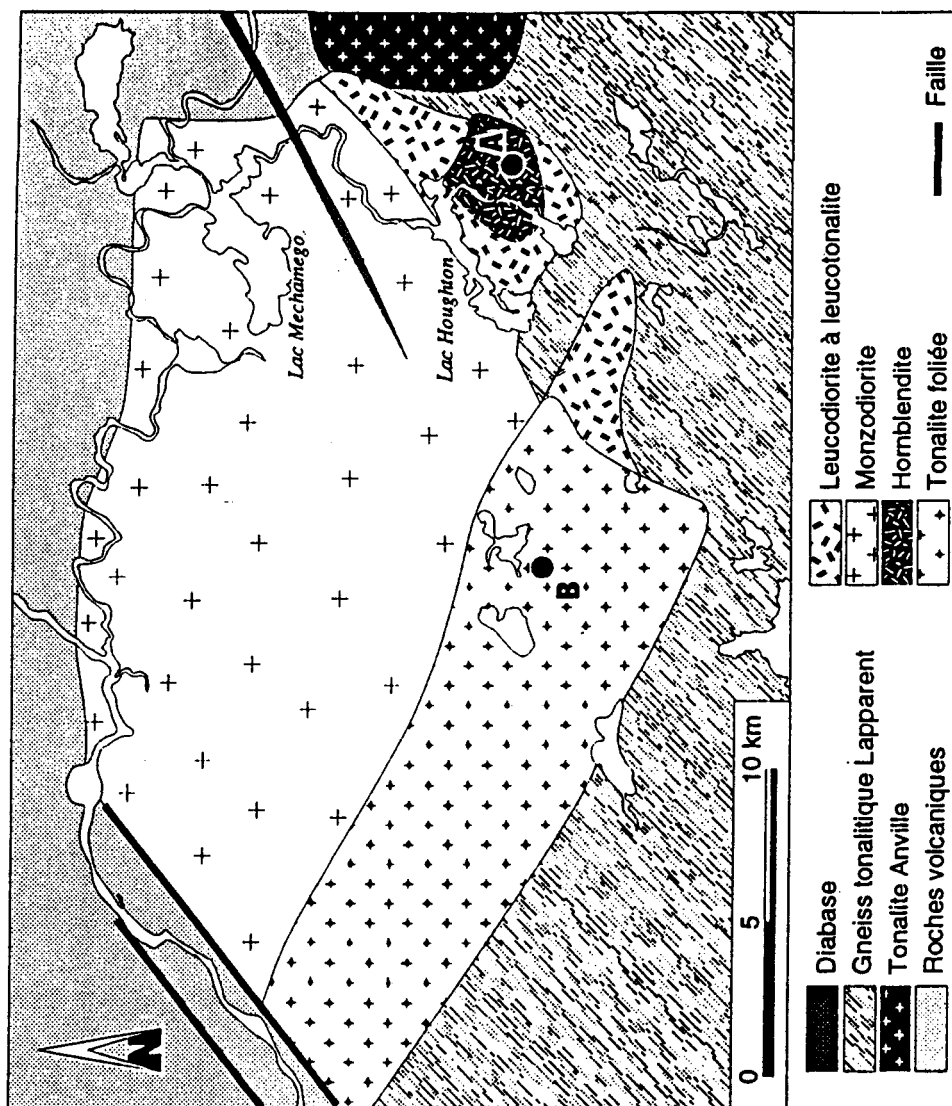


Figure 4.2 : Carte géologique simplifiée du pluton Houghton. Les points A et B représentent les localités d'où proviennent les descriptions des deux types de brèches. La localité A correspond aux brèches polymictiques et la localité B aux brèches de blocs foliés.

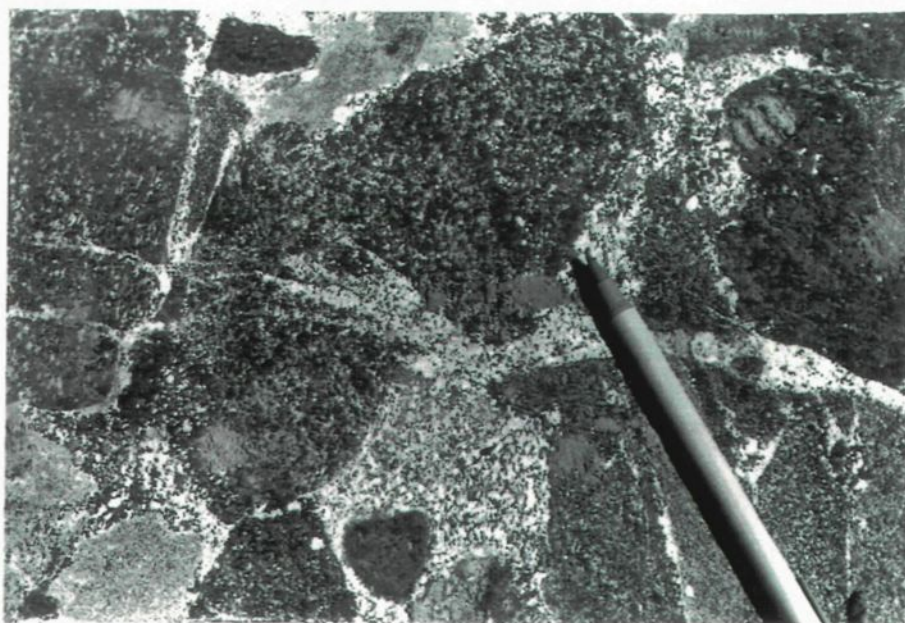


Figure 4.3 : Photographie d'un filonet de plagioclase (subhorizontal) se divisant à gauche du stylo et dont certaines branches se terminent dans des enclaves.

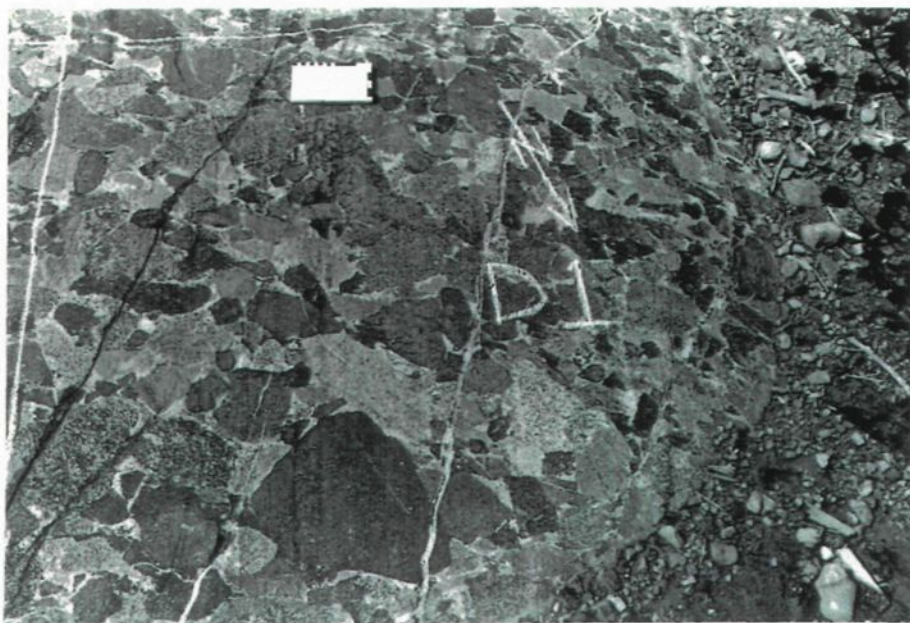


Figure 4.4 : Photographie montrant l'emboîtement des enclaves de compositions diverses tout en étant principalement méladioritiques.

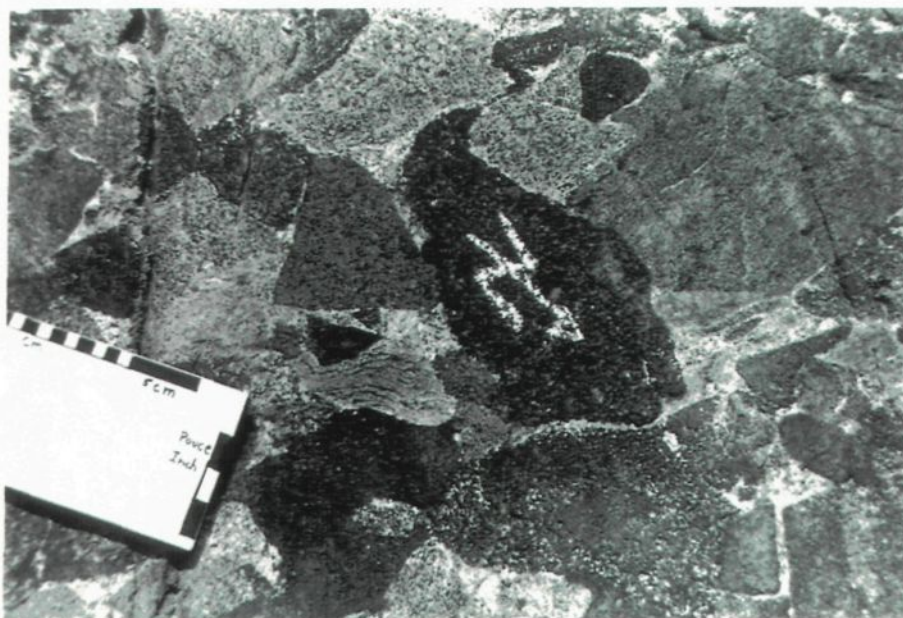


Figure 4.5 : Photographie d'une enclave d'hornblendite (celle portant le symbole N et la flèche) ayant fluée lors de la compression.

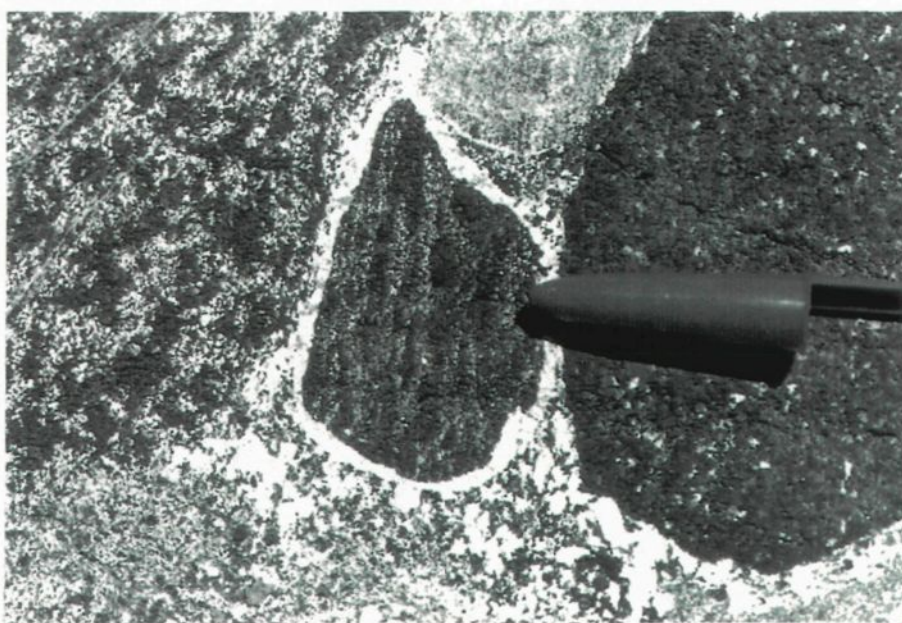


Figure 4.6 : Photographie montrant une enclave de méladiorite (au centre) avec une bordure de leucotonalite plus felsique que la leucotonalite interstitielle aux enclaves.

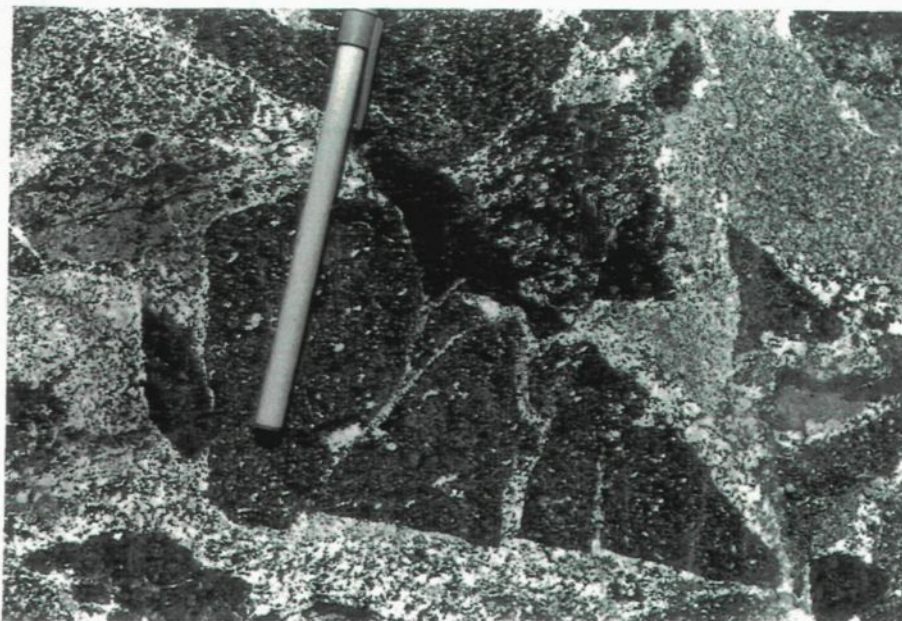


Figure 4.7 : Photographie d'une enclave de méladorite (grande enclave au centre, fracturée, triangulaire et grise foncée) fracturée par les enclaves voisines avec un fluage de la petite enclave juste au-dessus.

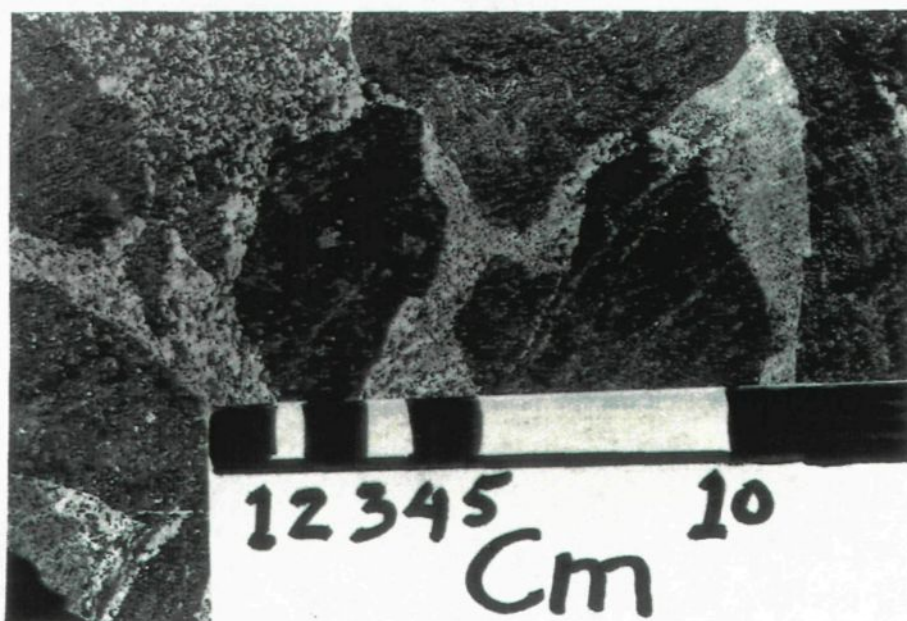


Figure 4.8 : Photographie montrant trois (3) enclaves (juste au-dessus de de l'échelle) en forme de pièces de casse-tête (puzzle), s'emboîtant les unes dans les autres, séparées par une nouvelle pulsion de leucotonalite.

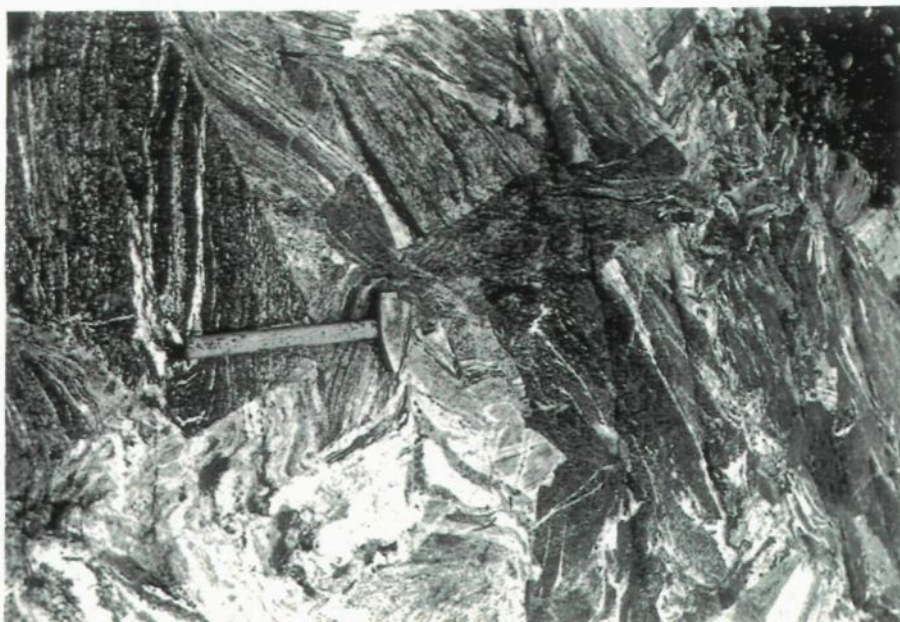


Figure 4.9 : Photographie de l'affleurement de brèche de blocs foliés faisant ressortir l'absence de leucotonalite entre les enclaves et l'orientation aléatoire de leurs foliations internes.

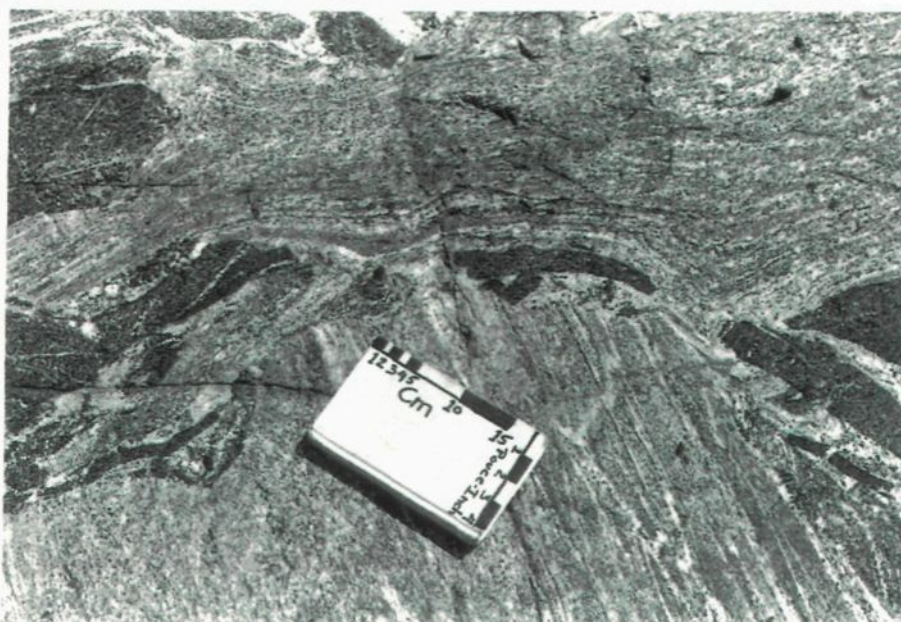


Figure 4.10 : Photographie montrant le poinçonnement d'une enclave (celle sous l'échelle) dans quelques autres enclaves (au-dessus de l'échelle).

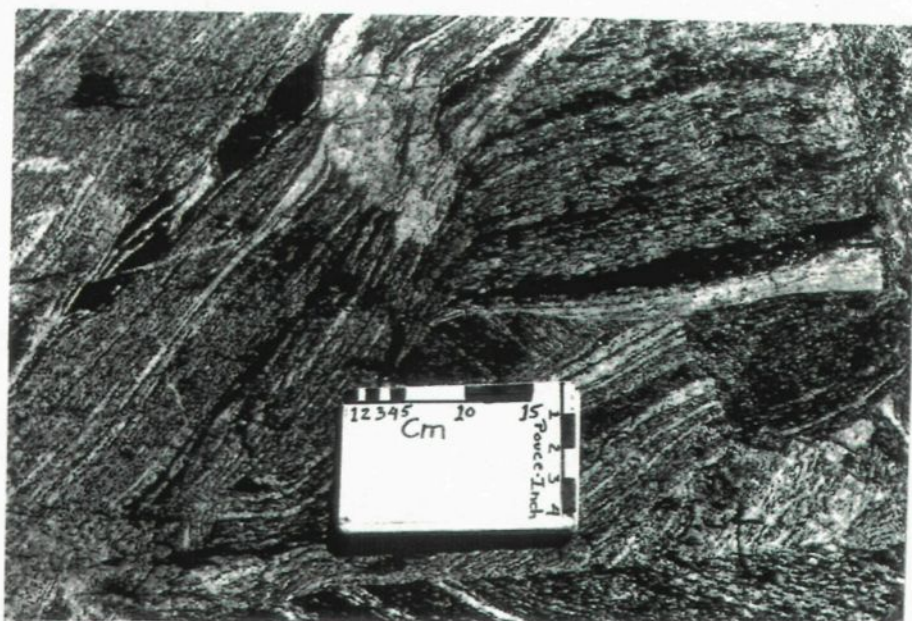


Figure 4.11 : Photographie montrant le fluage d'un coin d'une enclave (juste au-dessus de l'échelle) au contact des autres lors de la déformation.

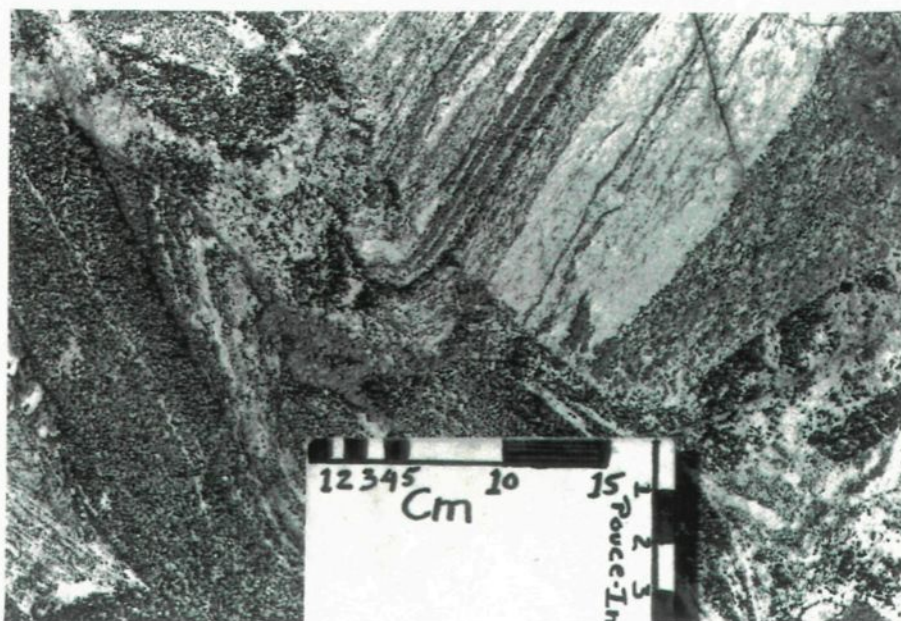


Figure 4.12 : Photographie d'une enclave où seulement la partie plus mafique (bande noire en forme d'hameçon au-dessus de l'échelle provenant de l'enclave en haut de la photographie) se poursuit dans l'enclave adjacente (partiellement sous l'échelle).

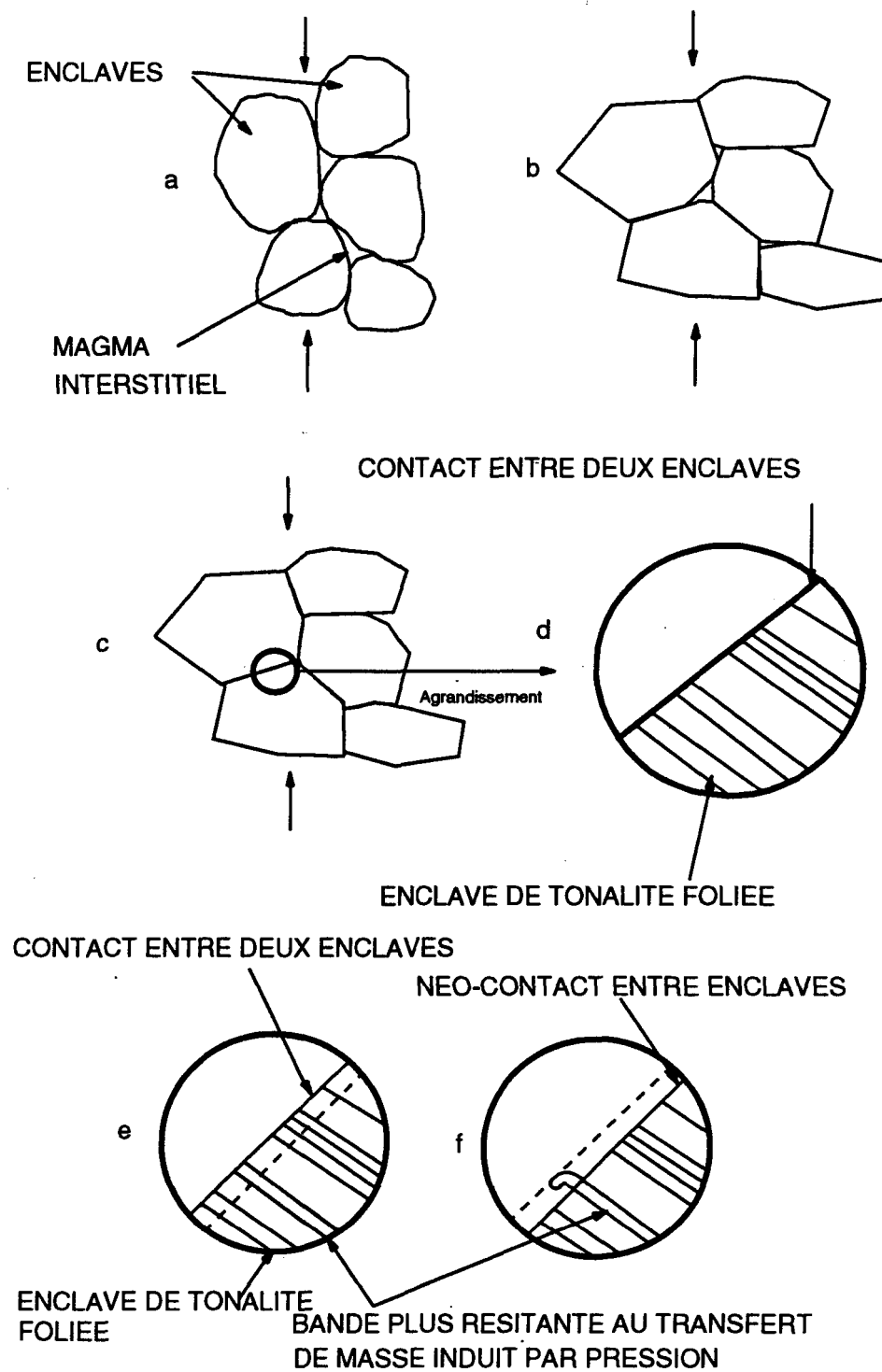


Figure 4.13 : Croquis de synthèse sur l'expulsion de magma d'un mélange enclave/magma.

CHAPITRE 5

CONCLUSION GENERALE ET SPECULATIONS

5.1- CONCLUSION

En utilisant plusieurs méthodes (structure, pétrographie, géochimie, raffinement des méthodes géochimiques, etc.), les différentes parties de cette étude ont pu être mieux contraintes. L'interprétation non classique des brèches, par exemple, a permis de mettre en évidence le remplissage périodique et le changement de la nature de ce remplissage. Ces données étaient nécessaires et généralement non disponibles pour ce genre d'interprétation. Donc les trois parties de cette thèse sont nécessaires à la bonne compréhension du problème et à l'étayement de la solution.

Par une étude détaillée, il a été possible de démontrer que la différence entre le magmatisme archéen et phanérozoïque peut s'expliquer par une différenciation à partir de magmas calco-alcalins similaires à ceux observés au-dessus des zones de subduction moderne. Un échantillonnage inadéquat où certaines unités ne sont pas représentées, augmente la probabilité de recourir aux magmas exotiques; il aurait été alors nécessaire d'évoquer des processus exceptionnels ou rares. En couplant des études

pétrographiques, structurales et géochimiques détaillées, il est possible de réviser les modèles établis. Il est important que ces sciences soient utilisées ensembles pour bien contraindre les modèles.

La structure a permis de mettre à jour le chevauchement de la base du pluton Houghton. La base et ses brèches donnent des informations sur le mode de mise en place, le remplissage de la chambre magmatique et les modifications de la recharge. Sans ces observations un modèle géochimique a une valeur douteuse. Un modèle géochimique contraint par toutes ces observations n'en est que plus rigoureux.

Dans la géochimie comparative servant à définir les types de magmas du pluton Houghton, il est nécessaire d'avoir un bon contrôle sur la précision et l'exactitude des analyses. Si un même échantillon analysé dans deux laboratoires présente des résultats différents, toute comparaison sera vaine. Puisque, dans le cas présent, les échantillons géochimiques de références analysés à l'Université du Québec à Chicoutimi se comparent favorablement avec les résultats des autres laboratoires, l'étude comparée est crédible.

5.2- SPECULATIONS

Sous cette rubrique, les idées seront poussées plus loin, au-delà des limites de la bonne science et sont alors nommées spéculations. La géochimie du pluton Houghton

suggère un contexte de zone de subduction tel que celui des Andes ou de la Sierra Nevada américaine. Puisque le pluton Houghton présente des caractéristiques similaires aux plutons des Andes, la spéculation sera faite sous forme de comparaison avec les Andes.

Les Andes se composent de trois grands épisodes de plutonisme : le magmatisme pré-andin; le magmatisme transitionnel et le magmatisme andin (Tableau 3.9). Le pluton Houghton se compare favorablement au plutonisme andin. Des monzodiorites sont observées dans ce plutonisme (Parada 1990) ainsi qu'en Idaho (U.S.A) (Lewis et Kiilsgaard 1991) où ce magmatisme est considéré comme étant relié à la zone de subduction avec cependant certaines complications encore mal comprises (Miller et Barton 1990). Lewis et Kiilsgaard (1991) sont loin d'être catégoriques quant à l'origine des monzodiorites qu'ils ont étudiées. Ils mentionnent que la complexité des plutons de monzodiorite est trop grande pour se prononcer sur leur origine sans une étude plus approfondie de leur mécanisme de différenciation. Le magmatisme transitionnel des Andes est un plutonisme qui n'est pas relié à la zone de subduction, ainsi il est soit de type A, soit de type S. Les plutons de type S n'ont pas encore été identifiés dans le secteur de Chibougamau. Tandis que les plutons de type A sont présents (Chown et al. soumis, Chown et al. 1990). L'âge (relatif et absolu) des plutons de type

A indique qu'ils sont tardifs et représentent un des derniers magmatismes à avoir agit dans la région de Chibougamau. Les grands batholites âgés, tels que le pluton de Chibougamau, ne semblent pas très évolués (malgré la quasi absence de données géochimiques). En utilisant les données géochimiques de Ludden et al. (1984) du pluton de Chibougamau, un diagramme multi-éléments normalisé a été construit (Fig. 5.1). Les deux échantillons du pluton de Chibougamau se comportent différemment : l'un se comporte comme un arc continental ou un arc insulaire primitif en utilisant les données de Brown et al. (1984) et l'autre montre des teneurs plus faibles que celles proposées pour les deux types d'arc magtique. Un arc mature ou un magmatisme alcalin aurait des teneurs plus élevées que celles montrées dans cet échantillon (75.90% SiO_2). Il est proposé que cet échantillon (75.90% SiO_2) soit un cumulat de feldspath et quartz (anomalies positives en Sr et en Eu) ou un magma qui a été appauvri en éléments incompatibles. Cet échantillon n'est pas utilisable pour identifier le contexte tectonique. L'échantillon à 52.70 % SiO_2 présente une faible anomalie négative en Nb et Ta suggérant un magmatisme associé à une zone de subduction. Deux alternatives se présentent, 1- le pluton de Chibougamau représente un arc primitif ou 2- il représente un arc évolué qui pige son magma de la même façon que celui du magmatisme andin. Mortensen (soumis) propose que le gneiss de Lapparent

(éponte sud du pluton Houghton) soit un pluton synvolcanique comme le pluton de Chibougamau. La figure 5.2 permet de comparer les éléments traces du gneiss tonalitique de Lapparent. Le contenu en éléments incompatibles est nettement plus élevé que le pluton de Chibougamau (Fig. 5.2) et les anomalies négatives en Nb-Ta, Ti et P sont nettement plus prononcées que dans ce dernier. Bien entendu le gneiss tonalitique de Lapparent présente les caractéristiques d'un magmatisme d'arc. Par contre les données suggèrent qu'il proviendrait d'un arc nettement plus évolué que le pluton de Chibougamau. Ceci est en accord avec l'âge plus tardif du gneiss de Lapparent par rapport au pluton de Chibougamau. Il n'est cependant pas possible de confirmer ou d'infirmer, à l'aide des présentes données, si le gneiss de Lapparent est un morceau d'intrusion synvolcanique ou non. En intégrant ces données, le modèle suivant est proposé pour le plutonisme :

- 1- la subduction d'une croûte océanique sous une autre croûte océanique produit le magmatisme du type pluton Chibougamau avec émergence d'arc insulaire, l'idée d'une zone de subduction croûte océanique sous croûte océanique est préférée car aucun véritable sôcle n'a été observé dans le secteur;
- 2- évolution de l'arc produisant les plutons interprétés comme synvolcaniques (Mortensen soumis) tel que le gneiss de Lapparent ayant une signature géochimique d'arc évolué;
- 3- la zone de subduction "évolue" et produit un

magmatisme de type andin tel que le pluton Houghton; 4- la subduction s'arrête lentement et le magmatisme alcalin (carbonatites et syénites) se met en place.

5.3- REFERENCES

- ALLARD, G.O., CATY, J.-L. et GOBEIL, A. 1985. The Archean supracrustal rocks of the Chibougamau area. Dans Evolution of Archean Supracrustal Sequences. Édité par L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card et W. Weber, Geological Association of Canada, Special Paper 28, p. 53-63.
- BROWN, G.C., THORPE, R.S. et WEBB, P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. Journal of the Geological Society of London, **141**: 413-426.
- CHOWN, E.H., DAIGNEAULT, R. et MUELLER, W. 1990. Part 1 : Geological setting of the Eastern extremity of the Abitibi Belt. Dans Litho-tectonic framework and associated mineralization of the Eastern extremity of the Abitibi Greenstone Belt (Field Trip 3). Édité par J. Guha, E.H. Chown et R. Daigneault. Geological Survey of Canada, Open File 2158, 8th IAGOD Symposium, p. 1-32.
- CHOWN, E.H., DAIGNEAULT, R., MUELLER, W. et MORTENSEN, J.K. (soumis). Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi Belt, Québec. Tectonic Evolution of the Superior and Slave Provinces.
- LEWIS, R.S. et KIILSGAARD, T.H. 1991. Eocene plutonic rocks in South Central Idaho. Journal of Geophysical Research, **B96**: 13295-13311.

- LUDDEN, J.N., HUBERT, C. et GARIEPY, C. 1984. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. Geological Magazine, **123**: 153-166.
- MILLER, C.F. et BARTON, M.D. 1990. Phanerozoic plutonism in the Cordilleran interior, U.S.A. Dans Plutonism from Antarctica to Alaska. Edité par S.M. Kay et C.W. Rapela. Geological Society of America, Special Volume 241, p. 213- 231.
- MORTENSEN, J.K. (soumis). U-Pb geochronology of the Lapparent Massif, Northeastern Abitibi belt: Basement or synvolcanic pluton? Journal Canadien des Sciences de la Terre.
- PARADA, M.A. 1990. Granitoid plutonism in central Chile and its geodynamic implications; A review. Dans Plutonism from Antarctica to Alaska. Edité par S.M. Kay et C.W. Rapela. Geological Society of America, Special Volume 241, p. 51-66.
- RIVE, M., PINTSON, H., and LUDDEN, J.N. 1990. Characteristics of late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior province, Canada. Dans The Northwestern Québec Polymetallic belt. Edité par M. Rive, P. Verpaerst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin, and A. Simard. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43, p. 65-76.

RACICOT, D., CHOWN, E.H. et HANEL, T. 1984. Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville belt : A preliminary survey.
Dans Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization. Edité par J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, p. 179-137.

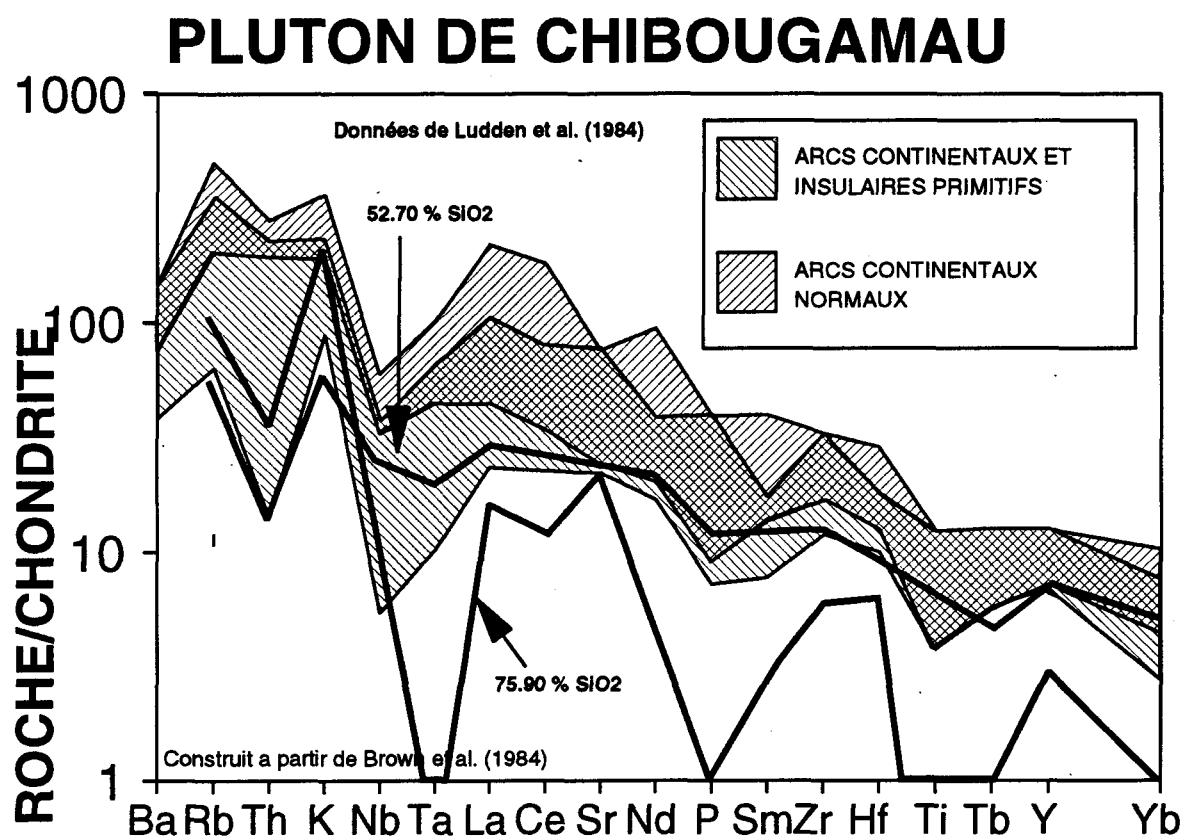


Figure 5.1 : Diagramme multiélément normalisé de deux roches du pluton de Chibougamau provenant de Ludden et al. (1984). La teneur en SiO₂ est utilisée pour identifier les échantillons.

GNEISS TONALITIQUE DE LAPPARENT

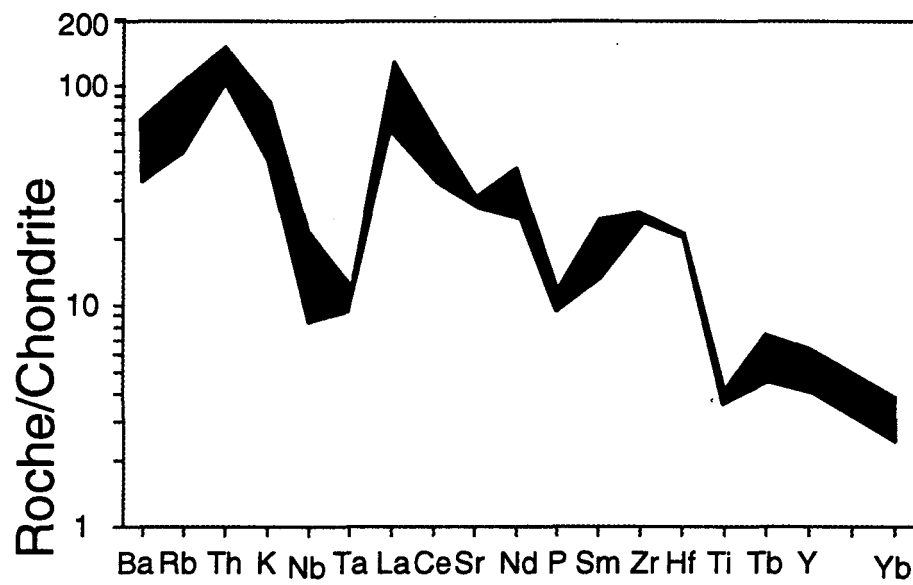


Figure 5.2 : Diagramme multi-élément normalisé des échantillons du gneiss tonalitique de Lapparent (données en appendice 3.5).