

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

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

PAR

LOUISE DUCHESNE

FUSION PARTIELLE ET MICROSTRUCTURES ASSOCIÉES
DANS L'AURÉOLE DE CONTACT DU COMPLEXE IGNÉ DE DULUTH,
MINNESOTA

15 OCTOBRE 2004



Mise en garde/Advice

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

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

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

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

RÉSUMÉ

La mise en place du Complexe igné de Duluth a provoqué un métamorphisme thermal, l'assimilation et la fusion partielle des roches l'entourant y compris la Formation de Virginia. Celle-ci est principalement constituée de métapélites et est la principale roche encaissante dans la partie nord-ouest du Complexe igné de Duluth. L'étude porte sur des échantillons provenant de différentes parties de cette formation. Afin d'établir les aspects minéralogiques et microstructuraux, une étude pétrographique et géochimique a été effectuée.

La pression au moment de l'intrusion était d'environ 2-2.5 kbar et la température était plus élevée que 650°C étant donné la présence de fondu. En fait, la température a dû atteindre au moins 750°C (nécessaire pour la production de pyroxène), voire même 800°C étant donné l'absence de biotite résiduelle dans quelques diatexites.

La fusion partielle a permis le développement de microstructures particulières. Plusieurs évidences de fluage et de ségrégation (séparation liquide – matériel solide) sont observées sur le terrain et dans les lames minces. Malgré cela, seul quelques échantillons montrent une perte de liquide minime (5-10%) à l'échelle de l'échantillon. Néanmoins, l'analyse géochimique de petits secteurs de quelques lames minces révèle un taux de fusion de plus de 26%. L'échelle de ségrégation n'était pourtant que de l'ordre du millimètre au centimètre. La faiblesse des contraintes de déformation et la durée du métamorphisme sont en cause. En effet, le refroidissement dans un contexte de métamorphisme de contact est rapide et la déformation faible. Tout congèle rapidement et empêche la ségrégation de se poursuivre.

ABSTRACT

Emplacement of the Duluth Igneous Complex provoked thermal metamorphism, assimilation and partial melting of the surrounding rocks including the Virginia Formation. This formation, consisting mainly of metapelites, is the principal country rock to the northwest of the Duluth Complex. This study concerns samples from different parts of this formation. In order to establish mineralogical and microstructural aspects of these rocks, a petrographic and geochemical study has been done.

At the time of intrusion, metamorphic pressure was approximately 2-2.5 kbar and temperature was greater than 650°C, given the presence of anatetic melt. In fact, temperature certainly reached at least 750°C (necessary to produce pyroxene), and maybe even 800°C given the absence of residual biotite in some diatexites.

Partial melting has lead to development of characteristic microstructures. Many that show evidence of flow and segregation (liquid-solid separation) are observed on outcrop and in thin section. In spite of that, only a few samples show a minimal loss of anatetic melt (5-10%) at the sample scale. Nevertheless, geochemical analysis of small areas of thin sections reveal a degree of melting of more than 26%. The segregation scale in these samples is of the order of millimeter to centimeter. Syn-intrusion deformation of the country rocks is minor and this may be one reason that the separation of melt and residuum was not more extensive. Another possibility is that during contact metamorphism, cooling is fast and everything freezes rapidly curtailing the segregation processes.

TABLE DES MATIÈRES

Liste des figures	viii
Liste des tableaux	xii
Liste des annexes	xiii
1 Introduction	1
1.1 Problématique	2
1.2 But et objectifs	5
1.3 Travaux antérieurs	6
2 Cadre géologique	9
2.1 Géologie régionale	9
2.1.1 Archéen	9
2.1.2 Paléoprotérozoïque	11
2.1.3 Mésoprotérozoïque	14
2.2 Géologie locale	20
2.2.1 Wetlegs	21
2.2.2 Wyman Creek	24
3 Échantillonnage et méthode	26
3.1 Échantillonnage	26
3.2 Détermination de la présence de fusion partielle	27
3.3 Pétrographie	27
3.4 Géochimie	28
4 Pétrologie métamorphique	31

4.1 Identification des types de roche.	31
4.1.1 Protolite	33
4.1.2 Métapélites non fusionnées de l'auréole.	35
4.1.3 Métapélites migmatisées.	38
4.1.4 Leucosome	60
4.2 Altération.	63
4.3 Composition des minéraux	63
4.4 Les paragenèses	66
4.5 Conditions de métamorphisme	73
4.6 Réactions dans la partie silicatée des roches	74
4.7 Résumé	82
5 Description des microstructures	84
5.1 Microstructures de fusion dans les migmatites de Duluth	84
5.2 Microstructure de fluage	88
5.3 Microstructure de ségrégation	93
5.4 Microstructure de cristallisation	94
5.5 Résumé	100
6 Géochimie	102
6.1 Description et comparaison géochimique	103
6.1.1 Le protolite	120
6.1.2 L'auréole externe	122
6.1.3 L'auréole interne	122

6.1.4	Produit de fusion	125
6.1.5	Comparaison	127
6.2	Système ouvert ou fermé ?	129
6.3	Résumé	133
7	Discussion	135
7.1	Fluide	135
7.2	Mesure de la fusion et de la ségrégation	138
7.3	Causes de la ségrégation et du fluage	141
7.4	Résumé	147
8	Conclusion	149
9	Références	151
	Annexes	162

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1 : Carte géologique générale du nord-est du Minnesota.	10
Figure 2.2 : Carte de localisation des forages, des mines et des affleurements.	13
Figure 2.3 : Coupe géologique orientée NW-SE du bord est du dépôt de Babbitt. . . .	16
Figure 2.4 : Modèle schématique de l'évolution d'un environnement de rift intracontinental.	18
Figure 2.5 : Carte de l'épaisseur de la Formation de Virginia.	22
Figure 2.6 : Carte de localisation des forages et de la coupe géologique de la zone de Wetlegs	23
Figure 2.7 : Coupe géologique de Wetlegs.	23
Figure 2.8 : Carte de localisation des forages et de la coupe géologique de la zone de Wyman Creek	25
Figure 2.9 : Coupe géologique de Wyman Creek	25
Figure 4.1 : Photo BSE de 17-21, cornéenne métapélitique non fusionnée	37
Figure 4.2 : Photo prise par microscope à balayage de 17-32, cornéenne métapélitique non fusionnée, montrant les porphyroblastes de cordiérite dans une matrice riche en biotite	37
Figure 4.3 : Photo d'un affleurement de métatexite pélitique à Linwood Lake	40
Figure 4.4 : Photo d'un affleurement de métatexite pélitique à Linwood Lake	40
Figure 4.5 : Photo de A4-31, métatexite pélitique, en lumière naturelle	42
Figure 4.6 : Photo précédente en lumière polarisée plus lame de quartz	42
Figure 4.7 : Photo de 17-52, métatexite pélitique, en lumière naturelle	43
Figure 4.8 : Photo précédente en lumière polarisée.	43

Figure 4.9 : Photo des lames minces A4-11-II et A4-42a montrant l'allure générale d'une métapélite fusionnée à sulfure	44
Figure 4.10 : Photo BSE de l'échantillon A4-11-II, métatexite pélitique à sulfure	46
Figure 4.11 : Photo précédente en lumière polarisée	46
Figure 4.12 : Photo A4-39, métatexite pélitique à sulfure, en lumière naturelle	47
Figure 4.13 : Photo A4-05-IIA, métatexite à sulfure riche en quartz, en lumière naturelle	47
Figure 4.14 : Photo BSE de A4-42, métatexite pélitique à sulfure	48
Figure 4.15 : Photo précédente en lumière polarisée	48
Figure 4.16 : Photo de A4-07, métatexite à sulfure, en lumière naturelle	49
Figure 4.17 : Photo de A4-05-IIA, métatexite à sulfure riche en quartz, en lumière polarisée	49
Figure 4.18 : Photo d'un affleurement de métatexite et diatexite à Linwood Lake	52
Figure 4.19 : Photo de 17-52, métatexite-diatexite pélitique, en lumière naturelle	52
Figure 4.20 : Photo de A4-32a, diatexite pélitique, en lumière polarisée	54
Figure 4.21 : Photo BSE du même échantillon A4-32a	54
Figure 4.22 : Photo 17-06, diatexite pélitique, en lumière polarisée et quartz compensateur	55
Figure 4.23 : Photo de 17-07, diatexite pélitique, en lumière polarisée	55
Figure 4.24 : Photo de A4-32a, diatexite pélitique, (lumière polarisée + quartz compensateur) montrant plusieurs morceaux de pyroxène	56
Figure 4.25 : Photo de 17-03, diatexite, (lumière polarisée + quartz compensateur) montrant une matrice remplie par des plages de liquide	56
Figure 4.26 : Photo de A4-13-IA, diatexite pélitique, en lumière naturelle	59
Figure 4.27 : Photo de A4-13-II, métatexite pélitique à sulfure, montrant une partie d'un leucosome riche en quartz	61

Figure 4.28 : Photo de A4-08-IIA montrant la texture d'un leucosome	61
Figure 4.29 : Diagramme AFM des roches sans sulfure a- des minéraux, b- des roches totales	68
Figure 4.30 : Diagramme AFM des roches avec sulfure a- des minéraux, b- des roches totales	69
Figure 4.31 : Grille pétrogénétique pour métapélites sans sulfure	76
Figure 4.32 : Grille pétrogénétique pour métapélites avec sulfure	77
Figure 5.1 : Photo de 17-13, métatexite pélitique, en lumière polarisée montrant quelques plages de liquide de type 1	85
Figure 5.2 : Même photo en lumière polarisée et quartz compensateur	85
Figure 5.3 : Photo de la lame mince A4-40a montrant la texture globalement homogène des diatexites	89
Figure 5.4 : Photo des lames minces A4-03-I et A4-13-Ia montrant des morceaux fusionnés entourés de diatexite	89
Figure 5.5 : Photo de la lame mince A4-44, diatexite à sulfure, montrant le développement d'un schlieren	90
Figure 5.6 : Photo de la lame mince A4-43 montrant l'érosion d'une enclave de diatexite à sulfure puis le mélange avec la diatexite pélitique	90
Figure 5.7 : Photo BSE de a4-46a, diatexite pélitique, montrant plusieurs grains de plagioclase baignant dans le quartz interstitiel	92
Figure 5.8 : Photo de a4-46a en lumière polarisée et quartz compensateur	92
Figure 5.9 : Photo de A4-14-I, diatexite pélitique en lumière naturelle, montrant des plages de liquide de type 2-3	96
Figure 5.10 : Photo de A4-46a, diatexite pélitique, en lumière polarisée	96
Figure 5.11 : Photo de A4-38, diatexite pélitique en lumière polarisée	98
Figure 5.12 : Photo BSE de A4-45, diatexite pélitique	99
Figure 5.13 : Photo précédente en lumière polarisée et quartz compensateur	99

Figure 6.1 : Graphiques de Harker des éléments majeurs et traces	106
Figure 6.2 : Diagrammes de variation multi-élément des différents types de roches . .	112
Figure 6.3 : Diagrammes des patrons des éléments terres rares des différents types de roches	115
Figure 6.4 : Comparaison de la moyenne de chaque type de roches	118
Figure 6.5 : Diagrammes de Harker des analyses sectorielles.	131

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Tableau présentant la référence, la localisation et la minéralogie générale du protolite sans sulfure	34
Tableau 2 : Tableau présentant la référence, la localisation et la minéralogie générale du protolite à sulfure	35
Tableau 3 : Tableau présentant la référence, la localisation et la minéralogie générale des cornéennes métapélitiques non fusionnées	36
Tableau 4 : Tableau présentant la référence, la localisation et la minéralogie générale des cornéennes métapélitiques non fusionnées à sulfure	38
Tableau 5 : Tableau présentant la référence, la localisation et la minéralogie générale des métatexites pélitiques	41
Tableau 6 : Tableau présentant la référence, la localisation et la minéralogie générale des métatexites pélitiques à sulfure.	50
Tableau 7 : Tableau présentant la référence, la localisation et la minéralogie générale des diatexites pélitiques	57
Tableau 8 : Tableau présentant la référence, la localisation et la minéralogie générale des diatexites pélitiques à sulfure	58
Tableau 9 : Tableau récapitulatif des compositions des minéraux dans chaque type de roche	64
Tableau 10 : Tableau récapitulatif des paragenèses rencontrées dans tous les types de roches de cette étude	67
Tableau 11 : Tableau des moyennes géochimiques de tous les types d'échantillons . . .	105
Tableau 12 : Tableau récapitulatif des moyennes de fusion calculé avec les oxydes de Si-Ti-Al-Fe-Mg. Pour plus de détails, voir en annexe.	140

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 : Description pétrographique des échantillons.	164
Annexe 2a : Données brutes des analyses géochimiques	169
Annexe 2b : Données des analyses géochimiques modifiées (partie silicatée)	179
Annexe 2c : Analyse des standards	190
Annexe 3 : Résultats des analyses de minéraux à la microsonde	191
Annexe 4 : Tableau des analyses géochimiques des secteurs (ou analyse sectorielle) de lames minces et tableau des calculs de fusion.	210
Annexe 5 : Tableau de données pour les diagrammes AFM	215

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

Les roches métamorphisées à de grandes températures (plus de 650-750°C) ont une histoire particulière. À basse température, les roches se composent d'une seule phase, la phase solide. Une hausse de la température et de la pression initie une fusion (fusion partielle). Le comportement physique des roches est changé de par l'ajout d'une partie liquide. Il s'agit alors d'un système à deux phases : solide et liquide. La partie solide peut être 1- la partie non fusionnée (à cause de sa composition réfractaire), 2- le produit solide des réactions de la fusion partielle qu'on appelle résiduum ou 3- les cristaux formés du liquide. Le processus par lequel le liquide se sépare du solide est appelé ségrégation. Par ce processus, il peut se produire une différentiation chimique lorsque la partie liquide n'a pas la même composition que la partie solide qui contient les minéraux les plus réfractaires (à moins que le liquide ait le temps d'atteindre l'équilibre avec son substrat). Sederholm (1907), introduit le terme anatexie pour les processus à haute température qui implique la fusion partielle dans les roches. Afin de mieux comprendre les processus actifs lors de l'anatexie de la croûte continentale, il est important de se pencher de plus près sur l'évolution physique et chimique des roches qui subissent la fusion partielle.

1.1 PROBLÉMATIQUE

L'étude de la fusion partielle peut se faire soit dans un environnement de métamorphisme régional où les causes du métamorphisme et du tectonisme sont en général directement liées à la tectonique des plaques, soit dans un environnement de métamorphisme de contact où les causes de la fusion sont liées à l'intrusion d'un magma très chaud. L'anatexie dans les contextes régionaux est bien connue et étudiée. Durant les dernières années, plusieurs études (Pattison et Harte, 1988; Harte et al., 1991; Holness et Clemens, 1999; Holness et Watt, 2002; Johnson, 2001; Johnson, 2003; Droop et al., 2003; White et al., 2003; Harris et al., 2003) ont été faites dans un environnement de contact pour redresser ce préjudice. Cette étude continue dans cette foulée. Il faut comprendre qu'un contexte de métamorphisme de contact est différent d'un contexte de métamorphisme régional. Par exemple, l'étendue affectée dans le métamorphisme de contact est contrôlée par les dimensions et la température d'une intrusion (ou pourcentage des cristaux dans le magma) qui se trouve aussi être la source de chaleur responsable du métamorphisme tandis que dans le métamorphisme régional, l'étendue affectée est beaucoup plus grande (quelques centaines, voire des milliers de kilomètres carrés) et la source de chaleur est plus ou moins connue.

La principale différence de ces deux environnements repose sur la durée pendant laquelle est appliquée la chaleur. En effet, la durée du métamorphisme régional peut s'étendre sur plusieurs dizaines de millions d'années. L'apport de la chaleur est progressif et synchrone avec la déformation et la pression peut varier durant l'anatexie. Les roches ont en général assez de temps pour atteindre l'équilibre avec leur milieu. Lorsqu'il y a

fusion partielle, le produit de fusion est expulsé et ce qui reste pour l'observation tant physique que géochimique n'est que le résultat de ce processus. Par opposition, l'apport de chaleur dans le métamorphisme de contact se fait de façon quasiment instantanée lors de la mise en place de l'intrusion. Holness et Watt (2002), par exemple, considère que la durée de la source de chaleur est de 5 ou 6 mois pour générer l'auréole et la fusion en bordure d'un petit sill en Écosse. Harris et al. (2003) et Johnson et al. (2003) considère que la période d'apport thermique pour le Bushveld (la plus grande intrusion mafique connue) est entre 750 ka et 1000 ka. Il a fallu 75 ka pour atteindre la température maximale à 100 mètres du contact. Par la suite, la température ne peut que décroître (sauf si un autre événement survient tel qu'un métamorphisme régional intense). La pression est typiquement constante sauf exception (White et Powell, 2002; Droop et al., 2003). Les roches situées dans l'auréole de l'intrusion subissent un réchauffement rapide puis un refroidissement rapide en comparaison avec le système régional. Dans un environnement de contact, la déformation est toujours là. En général, elle est associée avec la mise en place de l'intrusion ignée et avec la lourdeur de son poids sur le plancher. La déformation n'est pas nécessairement associée avec les contraintes régionales (*far-field stress*). Cependant, plusieurs intrusions mafiques et leurs auréoles sont associées avec des zones extensionnelles de tectonique des plaques.

Dans de telles conditions (réchauffement et refroidissement rapide, peu de déformation), le produit de fusion partielle qui se développe peut ne pas avoir le temps ou la possibilité de s'échapper de l'auréole. Il est donc possible de préserver les textures primaires associées avec les processus de fusion partielle et les processus de ségrégation du

fondu d'avec son résidu, car il y moins de recristallisation (pic de température de courte durée) ou de possibilités d'atteindre un équilibre vers des textures granoblastiques ou d'équilibre (texture de recuit).

C'est cet aspect particulier des auréoles métamorphiques (préservation possible des textures) qui permet d'étudier les premiers stades de la fusion partielle; ce qui n'est pas possible dans un contexte de métamorphisme régional. Cela permet donc de mieux comprendre les processus de fusion partielle et de ségrégation et mène à de meilleures connaissances sur l'origine des intrusions et des processus de contamination crustale.

De toutes les possibilités, les réactions dans les roches métapélitiques et métapsammitiques sont les mieux connues (voir White et Powell, 2002; White et al., 2003). Pour cette étude nous avons donc choisi d'examiner la fusion partielle dans les métasédiments siliclastiques de la Formation de Virginia qui constituent une partie des roches encaissantes du Complexe igné de Duluth. Cependant il y a aussi fusion partielle dans la Formation de Biwabik qui comprend plusieurs lithologies incluant : formation de fer, calcosilicate et quartzite micacée. Ces lithologies ont été mis de côté. Cette auréole en particulier est intéressante car la taille considérable et la température élevée de l'intrusion ont permis un large développement de l'auréole. Duluth offre aussi la possibilité d'investiguer l'interaction entre l'encaissant et le magma mafique surtout au niveau des échanges chimiques et du mélange magma-hôte (Ripley et Alawi, 1988; Ripley et Al-Jassar, 1987; Thériault, 1999). Mais ceci n'est pas l'objet de cette étude.

L'auréole de Duluth a subi peu de métamorphisme régional (faciès schiste vert) avant, pendant et après l'intrusion du magma causant le métamorphisme de contact. De

cette façon, un quelconque apport de chaleur supplémentaire n'a pas obscurci les textures ou affecté la composition géochimique des roches de l'auréole qui n'ont subi que les effets résultant du métamorphisme de contact.

Enfin, la composition homogène des métapélites et le fait que ces roches constituent une bonne partie de l'encaissant de l'intrusion est un autre atout. En effet, il est ainsi possible d'étudier l'évolution des effets du métamorphisme de contact dans une même roche à mesure que l'on s'éloigne de l'intrusion. Le seul inconvénient est le fait que le Complexe igné de Duluth n'est pas constitué d'une seule intrusion mais de plusieurs qui se sont mises en place sur une période d'environ 11 Ma. Cela implique que les sédiments étudiés ont pu subir plusieurs pics de température élevés dans un laps de temps plus ou moins long et que le refroidissement des sédiments est ralenti. La taille imposante des intrusions implique aussi un refroidissement plus lent que pour une intrusion plus petite. Ces faits pris en compte, les autres facteurs présents réunissent assez d'avantages pour confirmer et expliquer le choix de l'auréole du Complexe igné de Duluth dans le cadre de cette étude.

1.2 BUT ET OBJECTIFS

Le but de ce mémoire est de documenter le taux de fusion et l'échelle de processus, comme la ségrégation, par le changement de composition, des microstructures et de la minéralogie dans la roche encaissante (Fm Virginia) causée par la fusion partielle en réponse à l'augmentation de température causée par l'intrusion de magma mafique. Pour ce faire, les objectifs suivants ont été réalisés :

- 1) Décrire la fusion partielle dans l'auréole de métamorphisme de contact du Complexe igné de Duluth : a) Quantifier le degré de fusion partielle, b) déterminer la ou les réactions générales de la fusion partielle et c) caractériser la composition des roches initiales, des roches fusionnées et du fondu, individuellement.
- 2) Décrire l'évolution des roches : fusion, ségrégation, fluage, cristallisation
- 3) Détails sur le produit de fusion
- 4) Décrire pétrographiquement et géochimiquement la ségrégation du matériel fusionné pour déterminer le processus de séparation.

1.3 TRAVAUX ANTÉRIEURS

L'étude du métamorphisme dans une auréole de contact n'est pas récente, elle date du début du siècle précédent (Eskola, 1914; Goldschmidt, 1911). Ce sont d'ailleurs ces travaux qui ont mené Eskola au développement du concept de faciès métamorphique. La recherche dans ce domaine s'est ensuite centrée sur des pétrographies détaillées et sur le développement des séquences minéralogiques du métamorphisme de contact (Philbrick, 1936; Compton, 1960; Labotka et al., 1981; Pattison, 1991; White et al., 2003). L'étude de la fusion partielle dans un contexte de métamorphisme de contact est, quant à elle, plus récente. Un foisonnement d'études sur le sujet a lieu ces dernières années (Platten, 1982; Kaczor et al., 1988; Pattison et Harte, 1988 et 1991; Grant et Frost, 1990; Symmes et Ferry, 1995; Harris et al., 2003; Droop et al., 2003).

Les migmatites (roche partiellement fusionnée) entourant les intrusions pourraient être une source de magma pouvant contaminer l'intrusion elle-même. Par l'étude des isotopes du soufre, Ripley et Al-Jassar (1987) ont déterminé que le soufre retrouvé dans les

dépôts minéralisés du Complexe igné de Duluth provenait des roches sédimentaires encaissantes. Thériault (1999) mentionne la contribution du produit de fusion partielle des enclaves et de l'interface encaissant-intrusion pour la formation de ces dépôts minéralisés. Mais dans quelle proportion le fondu produit dans l'encaissant en bordure de l'intrusion contribue-t-il à la contamination du magma de l'intrusion? De quelle façon le développement du produit de fusion affecte-t-il la structure de la roche? Ce sont des questions auxquelles nous essaieront de répondre.

Symmes et Ferry (1995), Harris et al. (2003) et Johnson et al. (2003) ont étudié le rôle de l'infiltration des fluides aqueux et carboniques dans les roches hôtes. Ils en arrivent à la conclusion que l'infiltration de fluides est un facteur qui contrôle le développement de la fusion partielle. Ces fluides auraient été produits par la dévolatilisation des roches non fusionnées (celles plus éloignées du platon). Les fluides se sont écoulés vers le platon dans la direction d'accroissement de la température pour former une cellule hydrothermale.

L'origine des veines leucocratiques dans les migmatites n'ont pas toujours été interprétées comme provenant d'une fusion partielle locale. Symmes et Ferry (1995) par analyse texturale quantitative (évidences texturales, chimiques et géothermobarométriques) sont arrivés à la conclusion que les veines leucocratiques retrouvées près du contact du platon Onawa (USA) représentent une fusion partielle locale et une cristallisation *in situ*. Pattison et Harte (1988) donnent une même explication pour l'origine des veines leucocratiques de l'auréole de Ballachulish (Écosse) mais il reste encore des questions. Y a-t-il des microstructures caractéristiques de la fusion partielle? Comment peut-on distinguer le produit d'une réaction par rapport à une autre? Il est possible de reconnaître le

magma généré (leucosome) par des réactions spécifiques grâce à leur assemblage de minéraux ferromagnésiens. Par exemple, les réactions qui impliquent fusion congruente ne contiennent pas cordiérite, grenat, orthopyroxène. Les réactions qui impliquent muscovite perdent un peu de ces minéraux mais des réactions incongruentes de biotite produisent beaucoup de phases péritectiques (Johnson et al., 2003). Est-il possible que le matériel fusionné reste sur place ? Si non, quelles seraient les évidences de migration du fondu ? La mobilité du fondu se fait-elle aussi à petites échelles? Ces questions devraient trouver une réponse au cours de cette étude.

Nous verrons tout d'abord un bon aperçu de la géologie autour du Complexe igné de Duluth. Nous nous pencherons ensuite sur les méthodes employées puis sur la description minéralogique et pétrologique des types de roches étudiés ainsi que sur leur texture et structure pour terminer avec les caractéristiques géochimiques de chaque type. La description de l'évolution physique et chimique de ces roches aidera à mieux comprendre les processus (fusion, ségrégation, fluage) agissant lors de l'anatexie.

CHAPITRE 2

CADRE GÉOLOGIQUE

2.1 GÉOLOGIE RÉGIONALE

Les roches du nord-est du Minnesota présentent une histoire complexe de sédimentation, d'activité magmatique et de métamorphisme reliée à plusieurs événements tectoniques majeurs (Andrews, 1987). Le Complexe igné de Duluth, l'un des éléments importants du nord-est du Minnesota, se présente sous la forme d'un croissant (figure 2.1). Il s'étend au sud à partir de Duluth (qui se trouve à l'extrémité ouest du lac Supérieur) et va vers le nord-est pour rejoindre la frontière canadienne. Au nord-ouest du complexe, les métasédiments de la Formation de Virginia et, localement, la Formation de fer de Biwabik ainsi que les roches granitiques du batholite de Giants Range, qui se trouvent sous les métasédiments, forment les roches sous-jacentes du complexe (Severson et Hauck, 1997). Les roches de cette région peuvent être divisées en trois périodes majeures : Archéen, Paléoprotérozoïque et Mésoprotérozoïque.

2.1.1 ARCHÉEN

Les roches les plus vieilles de la région appartiennent à la portion sud-ouest de la Province du Supérieur, particulièrement à la sous-province de Wawa. Dans le secteur étudié, on

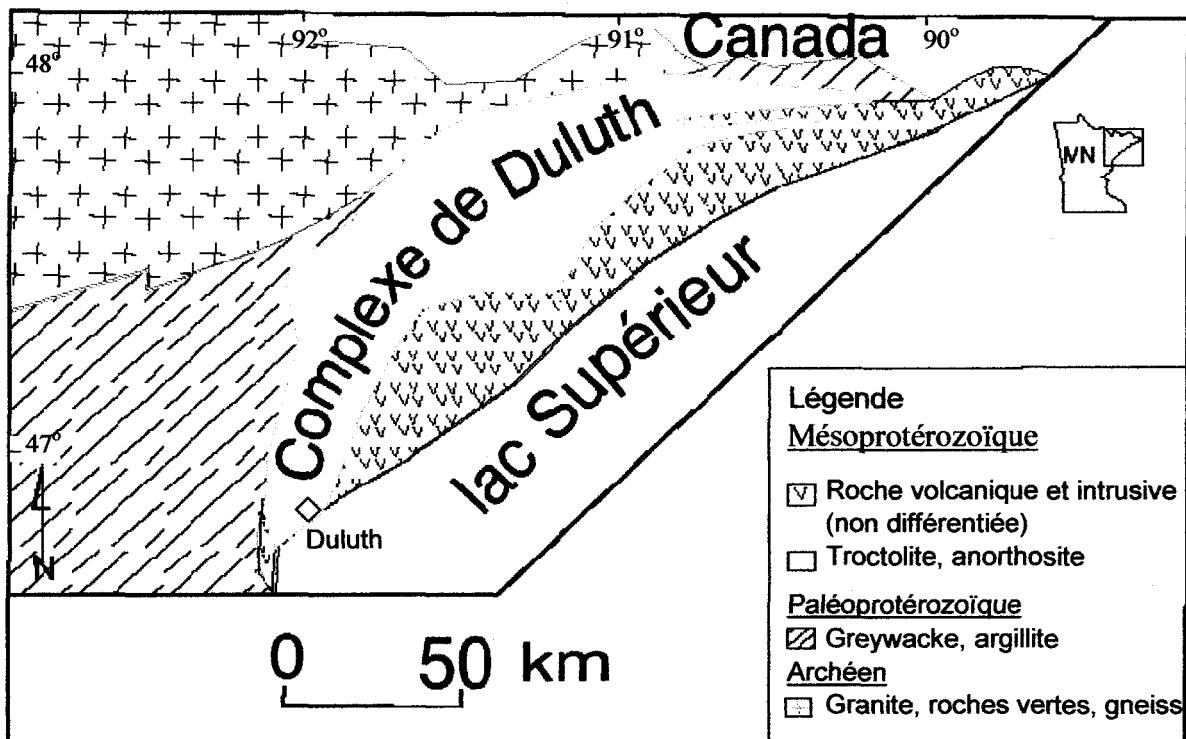


Figure 2.1 : Carte géologique générale du nord-est du Minnesota. Modifiée de Thériault (1999).

retrouve la ceinture de roches vertes de Vermilion (Card et Poulsen, 1998). Le batholite de Giants Range est une intrusion composite située au sud de la ceinture. Il constitue le socle sur lequel s'est déposé une partie des sédiments qui nous intéressent ainsi que sur lequel repose une partie du Complexe igné de Duluth. Les plutons de syénite-diorite de cette zone ont un nombre Mg élevé et un enrichissement en Sr, Ba et ETR légers (Shirey et Hanson, 1984).

2.1.2 PALÉOPROTÉROZOÏQUE

Les roches formées dans la région du lac Supérieur se sont déposées sur la marge du continent archéen. Ojakangas et al. (2001) font une bonne révision de la région entière (Minnesota-Wisconsin) au Paléoprotérozoïque. Ils proposent que c'est la collision d'un arc volcanique avec le continent qui entraîna l'orogène Pénokéenne (1.87-1.85 Ga; située au sud du lac Supérieur) et la formation d'un bassin (*foreland basin*) dans lequel fut déposé les unités siliclastiques et formations de fer entre 1.9 et 1.87 Ga ainsi que les mudstones, greywackes et turbidites entre 1.87 et 1.85 du Groupe Animikien. Ce bassin est donc synorogénique. La déformation et le métamorphisme dus à l'orogène Pénokéenne sont plus forts au sud et presqu'inexistants au nord. La température du métamorphisme régional était d'environ 250°C avant la mise en place du Complexe de Duluth (Tracy et Frost, 1991).

Formation de Virginia

La Formation de Virginia compose l'unité supérieure du Groupe Animikien. Les quartzites de la Fm. de Pokégama constituent la base de ce groupe. Elle est suivie par la Fm. de fer de Biwabik. La transition entre la Formation de Biwabik et de celle de Virginia

est graduelle. Les roches de la Formation de Virginia sont composées d'une succession de lits d'argillite, de greywacke à grains fins et de siltstone avec quelques petits lits d'argillite graphitique, de roches calcosilicatés, de quartzarénite, de chert et de marbre. Ces dépôts se sont formés dans une mer profonde principalement par des processus pélagiques et des courants de turbidité (Ojakangas et al., 2001).

Une couche riche en sulfure appelée unité à pyrrhotite litée (*bedded pyrrhotite unit*; Severson et al., 1996) est présente localement dans la Formation de Virginia et aussi comme xénolite dans le Complexe igné de Duluth. On ne connaît pas les détails de la formation de cette minéralisation qui aurait pu être syngénétique avec la déposition des sédiments. Les données isotopiques de soufre ($\delta^{34}\text{S}$ 15.3-29.1‰) indiquent qu'elle a été formée dans un bassin fermé (Hauck et al., 1997). Elle contient de 5 à 15% (modale) de pyrite/pyrrhotite, avec quelques traces de chalcopyrite, sphalérite et galène, finement laminée dans les lits de grauwacke. Cette unité a généralement 10 mètres d'épaisseur mais peut aller jusqu'à 50 mètres.

Il y a très peu de forages dans la Formation de Virginia qui pourraient nous indiquer une épaisseur pour celle-ci. Le forage MDD2 (figure 2.2) est celui qui montre une épaisseur maximale d'environ 450 mètres de métasédiments entre la surface et l'interface avec la Formation de Biwabik. D'autre part, Ojakangas et al. (2001) indiquent une épaisseur de plusieurs milliers de mètres pour la Formation de Virginia et ses équivalents stratigraphiques : la Formation de Rove et celle de Thomson.

Luente et Morey (1983) présentent une bonne description de la sédimentologie et stratigraphie de la Formation de Virginia. Il y a d'abord une sédimentation pélagique de

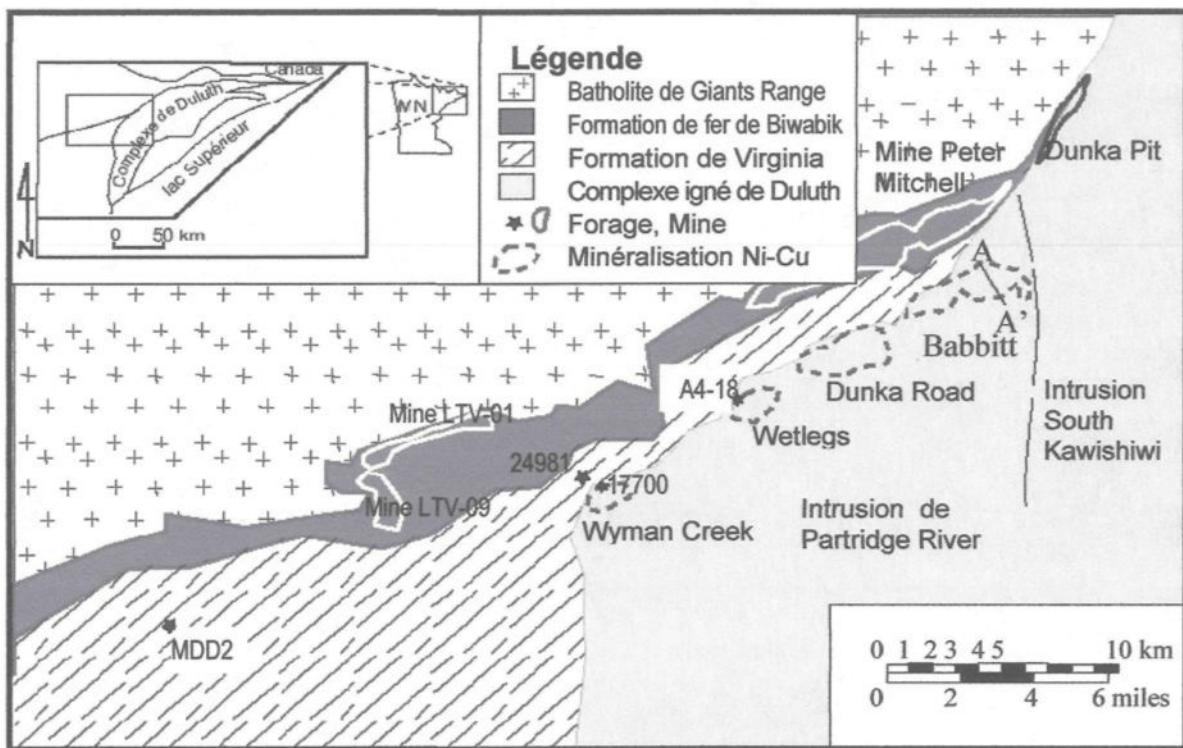


Figure 2.2 : Carte de localisation des forages et des mines dans lesquels on retrouve tous les échantillons étudiés. L'affleurement de Linwood Lake est manquant sur cette carte. Il se trouve environ à 25.7 km au sud du forage de 17700 et une dizaine de mètres à l'ouest du contact Formation de Virginia – Complexe igné de Duluth. Modifiée de Andrews et Ripley (1989), Severson et Hauck (1992) pour la carte ainsi que Meineke et al. (1993) pour la localisation des mines. La coupe A-A' dans le secteur de Babbitt est montrée à la figure 2.3.

boue noire dans des eaux tranquilles et profondes entrecoupée de courtes périodes de diminution de l'apport clastique qui permet la formation de calcaire, dolomite et formation de fer par processus chimique. Cette déposition est suivie d'une transformation abrupte impliquant la subsidence du bassin et la remontée du craton. Une pente se développe et des courants de turbidité déposent du matériel en des cônes sous-marins emboités. La source du matériel de ces roches sédimentaires provient du nord, c'est-à-dire du craton archéen formé par la Province du Supérieur.

La Formation de Virginia est présente au nord-ouest et à l'ouest du Complexe igné de Duluth (figure 2.2). Dans la région étudiée, elle forme une mince bande de 2 km de large entre le Complexe igné de Duluth et la Formation de fer de Biwabik. Le pendage entre la Formation de Fer de Biwabik et la Formation de Virginia se situe entre 5 et 20°. Ce qui donne une épaisseur entre 560 et 810 mètres au contact avec le Complexe. La Formation de Rove située au nord du Complexe igné de Duluth près de la frontière Ontario-Minnesota est un équivalent stratigraphique de la Formation de Virginia.

2.1.3 MÉSOPROTÉROZOÏQUE

Au Mésoprotérozoïque, un rift mid-continental se forme dans les régions du sud de l'Ontario, du Michigan, du Wisconsin et du Minnesota. Dans la région du lac Supérieur, on retrouve des coulées volumineuses de basaltes intercalées avec des coulées mineures de rhyolites, des tufs et des sédiments. Les basaltes sont tholéïtiques, typiques d'un magmatisme continental. Le volcanisme s'est concentré entre 1109 et 1097 Ma et s'est continué jusqu'à 1086 Ma. Contemporaine à ce volcanisme, une activité ignée se présente dans la même région. Les sills de Logan (1108.8 Ma), la Série lité de Nathan (1106.9 Ma)

situé au nord du Complexe igné de Duluth et le Complexe gabbroïque de Duluth (1099 Ma) en sont des exemples (Card et Poulsen, 1998). Le Complexe igné de Duluth est produit par un platonisme important autour de 1099 Ma (Paces et Miller, 1993). Sur la base de données géophysiques (Hutchinson et al., 1990) et isotopiques (Nicholson et Shirey, 1990), ces roches volcaniques et intrusives seraient dérivées d'une plume mantellique dans la zone du Lac Supérieur.

Complexe igné de Duluth

Le Complexe igné de Duluth s'est mis en place dans un environnement de basalte de plateau (entre les basaltes sus-jacents et les métasédiments sous-jacents) associé à un épisode de tectonisme d'extension qui a produit le système de rifts mid-continentaux (1.1-1.09 Ga). Des restes de ces basaltes sont présents localement en inclusion dans ce complexe ou isolés dans les métasédiments. Le Complexe igné de Duluth est composé de plusieurs intrusions troctolitique, gabbroïque, anorthositique, granodioritique et granitique d'âge Keweenawan. Ces roches sont divisées en trois séries : Série anorthositique, Série troctolitique (Taylor, 1964) et Série felsique tardive (Weiblen et Morey, 1980; Severson et Hauck, 1997). L'âge de cristallisation des deux premières séries se situe entre 1099.3 et 1098.6 Ma. Cela indique que la durée du magmatisme principal aurait été très court (0.5-1 Ma). Ces dates excluent la Série litée de Nathan (1106.9 Ma) située au nord-est ainsi que l'implantation d'intrusions mineures tardives vers le sud du complexe s'étendant sur une période allant jusqu'à 1095.8 Ma (Paces et Miller, 1993).

D'abondants xénolites (fig. 2.3) de la Formation de Virginia et même de la Formation de Biwabik se retrouvent à la base de l'intrusion de Partridge River (Ripley et

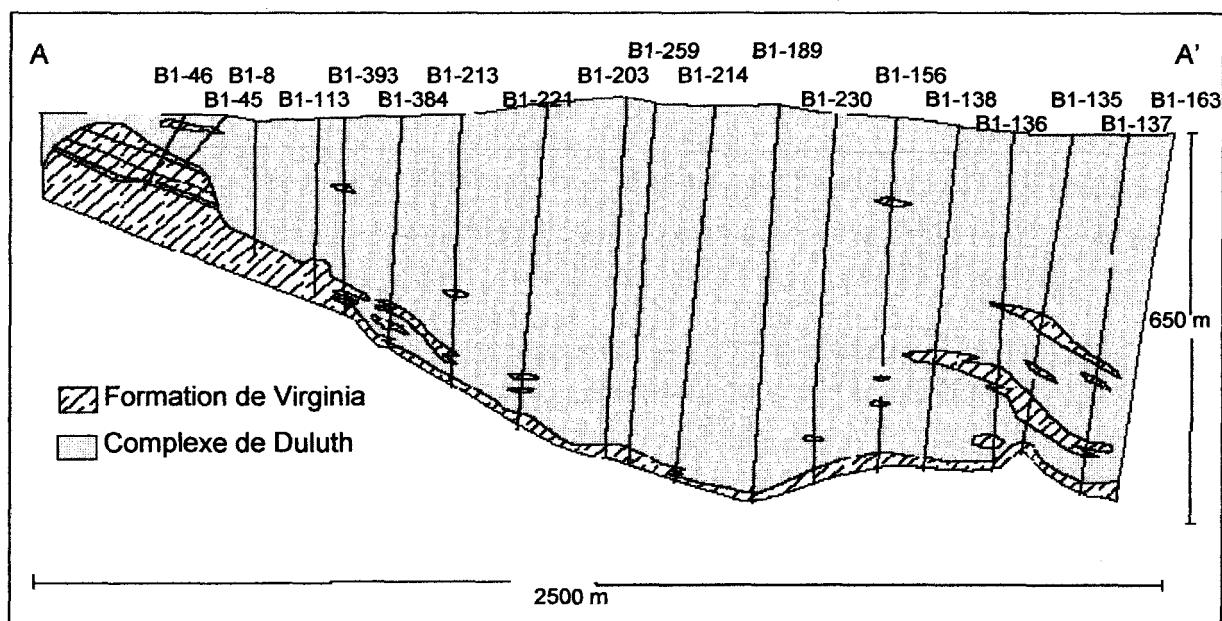


Figure 2.3 : Coupe géologique orientée NW-SE du bord est du dépôt de Babbitt basée sur l'interprétation des forages (Modifiée de Severson et al., 1996; Thériault et al., 2000).

Al-Jassar, 1987; Ripley et Alawi, 1988) ainsi que dans l'intrusion de South Kawishiwi (Lee et Ripley, 1996) même si cette dernière repose directement sur le socle archéen. Les autres intrusions du Complexe igné de Duluth comportent moins de xénolites ou pas du tout (Miller et Ripley, 1996). Les xénolites se concentrent près du contact intrusion-métasédiments (figure 2.3) et ils peuvent même se présenter à plus de 300 mètres du contact lorsque le pendage de celui-ci s'aplatit. Dans certaines zones, on retrouve jusqu'à 25% de xénolites (Ripley et Alawi, 1988).

Structure

Plusieurs failles normales de direction nord-est et de pendage sud-est parallèle au rift se retrouvent près de la marge et dans le complexe. Ces failles supportent le modèle de demi-graben de Weiblen et Morey (1980) qui présente une configuration en escalier du contact basal (figure 2.4). Ces failles auraient joué un rôle clé dans la mise en place de la troctolite. Ces failles auraient aussi pu exercer un contrôle sur la minéralisation (Severson et Barnes, 1991; Severson et Hauck, 1997) et l'activité hydrothermale (Hauck et al., 1997).

Minéralisation

Plusieurs dépôts de Cu-Ni±ÉGP (figure 2.2) ont été délimités à la base des intrusions de troctolite de South Kawishiwi et de Partridge River où l'encaissant est surtout formé par le matériel métasédimentaire. L'ensemble des dépôts contiennent environ 4,4 milliards de tonne de minerais à 0.66% Cu et 0.20% Ni (Listerud et Meineke, 1977). La minéralisation est généralement présente près du contact avec les roches sulfurées de la Formation de Virginia. Ces roches sulfurées se retrouvent dans l'encaissant et en xénolites

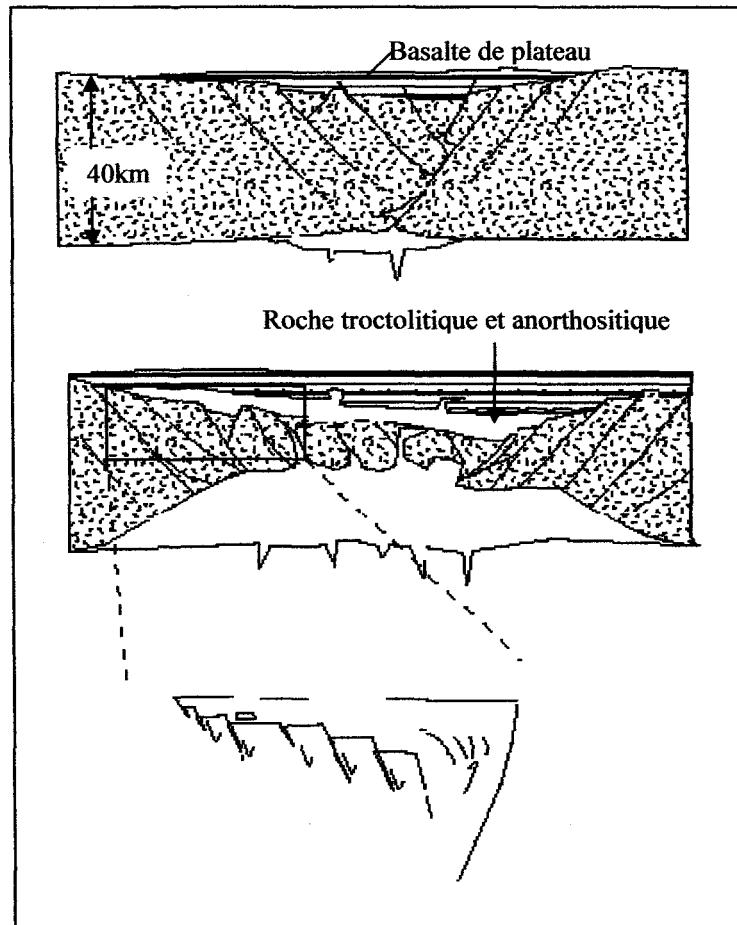


Figure 2.4 : Modèle schématique de l'évolution d'un environnement de rift intracontinental (Modifié de Miller et Weiblen, 1990; Weiblen et Morey, 1980).

présents dans les premiers 250 mètres du Complexe. L'étude de Ripley et Al-Jassar (1987) portant sur les isotopes de soufre et d'oxygène supporte l'idée que le soufre proviendrait des roches sédimentaires de l'encaissant. Cependant, ces mêmes données indiquent que la saturation en sulfure ne s'est pas fait *in situ* mais plutôt en profondeur. Le soufre aurait été homogénéisé dans le magma avant sa mise en place. D'autre part, on retrouve localement quelques sulfures massifs résultant d'une incorporation *in situ* de soufre provenant de xénolites sulfurés (Hauck et al., 1997).

Les études de Thériault et Barnes (1998) et de Thériault et al. (1997, 2000) ont déterminées la présence de cinq types de minéralisations en sulfures, dont plusieurs d'entre eux sont situés dans un hôte contaminé par les roches sédimentaires encaissantes (5 à 75% d'assimilation). On retrouve aussi des minéralisations en oxyde Fe-Ti. Les minéraux du groupe de platine se retrouvent associés avec les minéralisations en sulfures et les minéralisations d'oxydes massifs. On retrouve une discussion complète de tous les types de minéralisations dans Hauck et al. (1997).

Métamorphisme

La température du métamorphisme régional était d'environ 250°C avant l'intrusion de Duluth (Tracy et Frost, 1991). Labotka et al. (1981) estime que la pression, P_{solide} , se situait entre un minimum de 1500 et un maximum de 2500 bars dans la région de Gunflint se situant au nord du complexe près de la frontière avec l'Ontario.

Des effets de métamorphisme de contact dus à la mise en place du Complexe igné de Duluth ont été reconnus et étudiés à des distances de plus de 5 kilomètres du contact (French, 1968; Floran et Papike, 1978). Ces études documentent un contenu décroissant en

H_2O et CO_2 dans les formations de fer en s'approchant du contact et une distribution spatiale cohérente des zones métamorphiques à l'intérieur de l'auréole. Les études de Ripley et Alawi (1988) et d'Andrews et Ripley (1989) rapportent (1) un appauvrissement en volatiles, alcalis et silice dans les xénolites qui serait dû à la fusion partielle de ces xénolites par le magma troctolitique et (2) seulement un appauvrissement en volatiles dans les métasédiments formant l'encaissant. Dans l'encaissant près du contact, Severson et al. (1996) ont rapporté la présence de structures complexes de micro-plis, de micro-failles et de micro-brèches où se superposent des zones de fusion partielle en taches ou en veines chaotiques dans les métasédiments de la Formation de Virginia. Ces structures résulteraient d'une combinaison de fusion partielle et de déformation reliées à la mise en place du Complexe igné de Duluth.

2.2 GÉOLOGIE LOCALE

Le terrain étudié dans ce projet se situe à la frontière entre le Complexe igné de Duluth et la Formation de Virginia à environ 75 km au nord de la ville de Duluth. Associée à la mise en place du Complexe igné de Duluth, il y aurait un hiatus d'environ 300 mètres de stratigraphie (déduit des données stratigraphiques de Luente et Morey, 1983) dans les métasédiments de la Formation de Virginia entre le forage MDD2 (qui se situe hors de l'auréole) et 17700 (qui se situe au bord du Complexe de Duluth). Cette épaisseur manquante est possiblement due à l'assimilation des métasédiments par l'intrusion de magma mafique ainsi qu'à un phénomène de fusion partielle. L'épaisseur de la Formation de Virginia, qui diminue rapidement le long de la bordure du complexe (figure 2.3 et 2.5), appuie ce constat.

La plupart des échantillons de cette étude proviennent de deux forages différents séparés d'environ 8 km l'un de l'autre (figure 2.2) dans l'intrusion de Partridge River. L'un des forages est situé dans la zone de Wyman Creek (forage 17 700) tandis que l'autre est situé dans la zone de Wetlegs (forage A4-18). Ces deux localités sont décrites en détail dans le texte ci-après. D'autres échantillons ont été pris sur des affleurements. D'autres données ont été tirées de la littérature pour compléter la base de données de cette étude. On peut retrouver l'emplacement des forages (A4-18, 17700, MDD2, 24981), des affleurements (Linwood Lake) et des mines (LTV-01, LTV-09, Mine Peter Mitchell, Dunka Pit) d'où tous les échantillons ont été tirés à la figure 2.2.

2.2.1 WETLEGS

La zone de Wetlegs se situe sur le flanc nord-ouest du Complexe igné de Duluth dans la roche troctolitique de l'intrusion de Partridge River. Le forage A4-18 est à 60 mètres au sud-est de la frontière entre le Complexe igné de Duluth et la Formation de Virginia. Des inclusions de basalte sont présents dans le Complexe igné de Duluth à 1,5 km à l'est du forage A4-18 et une lentille isolée de basalte se retrouve dans la Formation de Virginia à moins d'un kilomètre à l'ouest du forage. Un secteur minéralisé en Cu-Ni est présent à une centaine de mètres au sud du forage (figure 2.6). L'épaisseur des métasédiments dans ce forage est de 209 mètres (679 pi) et ils sont interceptés à une profondeur d'environ 50 mètres .

Les autres forages, qui pénètrent l'intrusion jusqu'à la Formation de Biwabik, indiquent que l'épaisseur de la Formation de Virginia diminue en allant vers le sud-est, c'est-à-dire en s'avançant sous l'intrusion. Le contact entre ces deux unités présente un

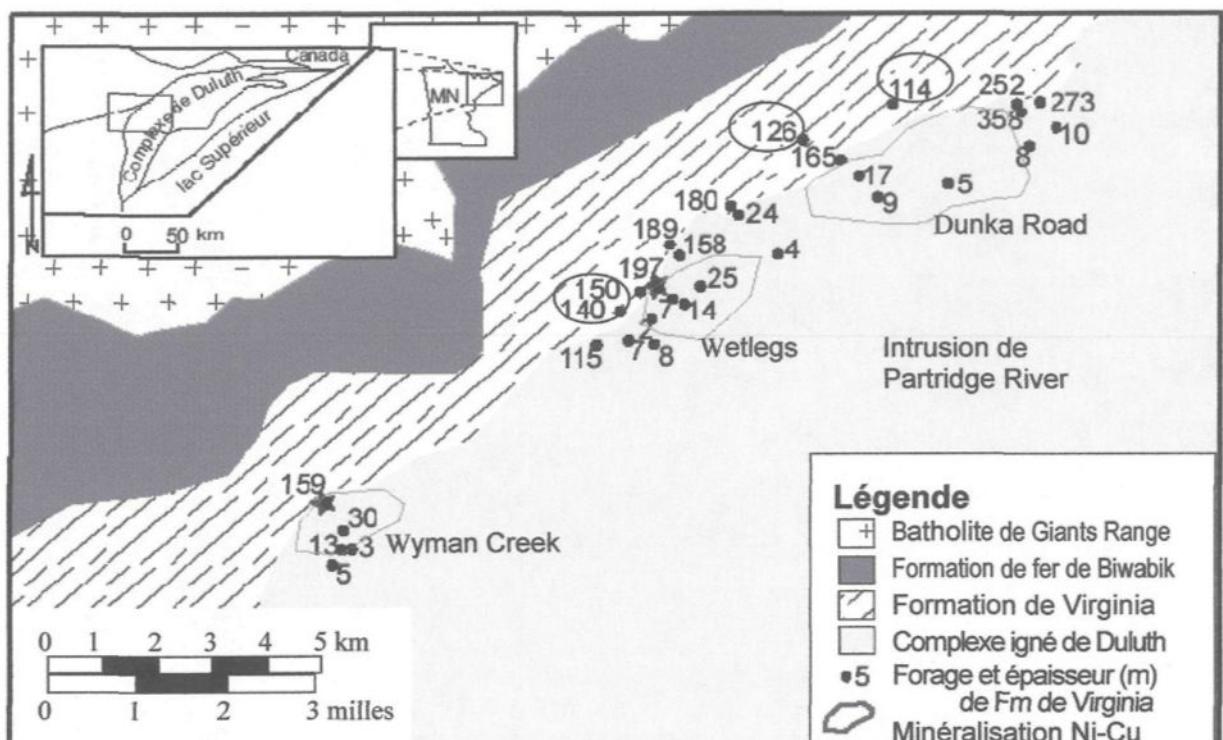


Figure 2.5 : Carte montrant l'épaisseur de la Formation de Virginia en bordure du Complexe de Duluth (carte modifiée de Andrews et Ripley (1989), Severson et Hauck (1992)). Les épaisseurs ont été calculées à partir des données de Severson et al. (1996) et autres données non publiées. Les chiffres encerclés représentent des épaisseurs minimales. Les deux étoiles représentent deux des forages de cette étude.

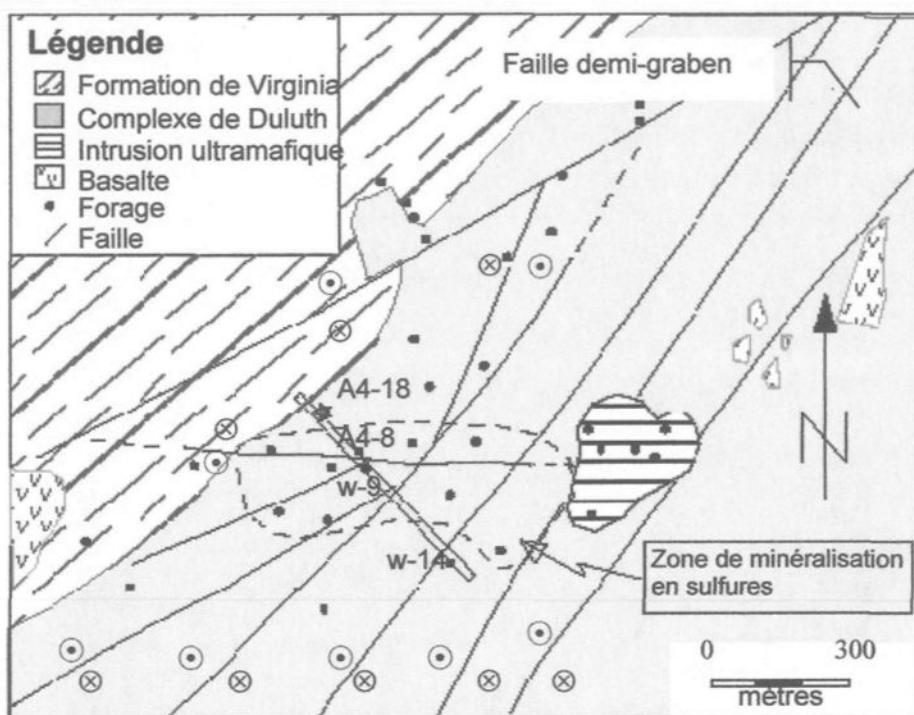


Figure 2.6 : Carte de localisation des forages et de la coupe géologique de la zone de Wetlegs. Modifiée de Severson et Hauck, 1997.

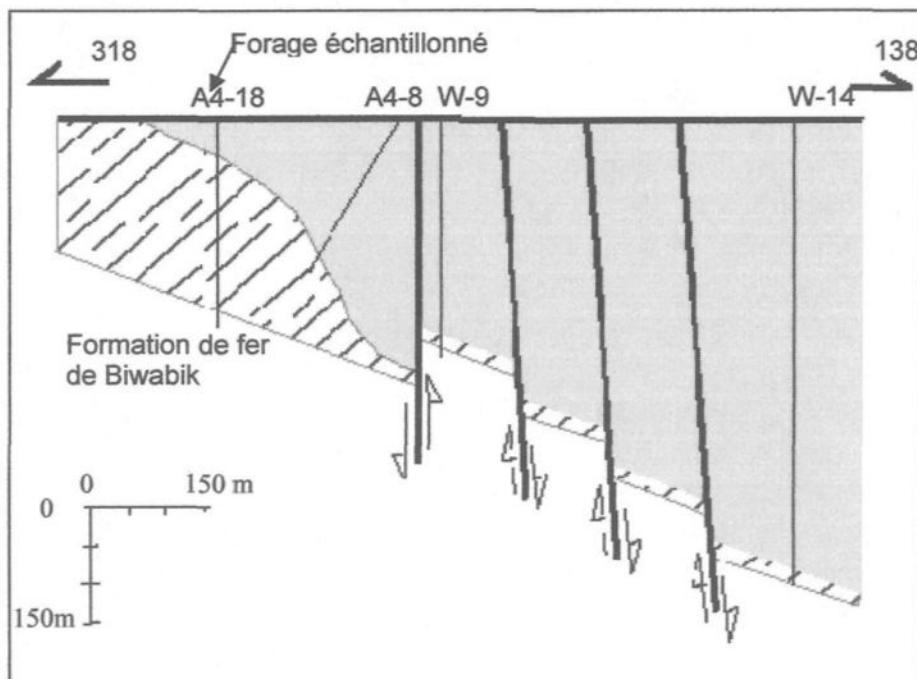


Figure 2.7 : Coupe géologique de Wetlegs. Modifiée de Severson et Hauck, 1997.

pendage de 20 degrés vers le sud-est à la hauteur du forage. Plusieurs failles normales se retrouvent dans cette zone. Elles ont une direction nord-est et un pendage abrupt ou quasi vertical généralement vers le sud-est (figure 2.7).

2.2.2 WYMAN CREEK

Le secteur de Wyman Creek est situé dans un coin du Complexe igné de Duluth délimité par le flanc ouest et le flanc nord-ouest de celui-ci. Deux failles seulement sont présentes : l'une est de direction nord-est comme les failles de Wetlegs, l'autre est de direction nord-ouest. Une zone de minéralisation Cu-Ni est présente à 300 mètres au sud du forage à l'étude (figure 2.8).

Le forage 17 700 se localise dans l'intrusion de Partridge River à 60 mètres au sud-est de la Formation de Virginia. Il intercepte cette dernière à 65 mètres de profondeur. L'épaisseur de la Formation de Virginia diminue en allant vers le sud-est, c'est-à-dire sous le Complexe igné de Duluth. Le pendage entre les métasédiments et l'intrusion est d'environ 25 degrés. Les métasédiments présentent une épaisseur d'environ 160 mètres (525 pi) dans le forage 17 700 (figure 2.9) qui pénètre toute l'épaisseur des métasédiments animikiens et se termine dans le socle archéen.

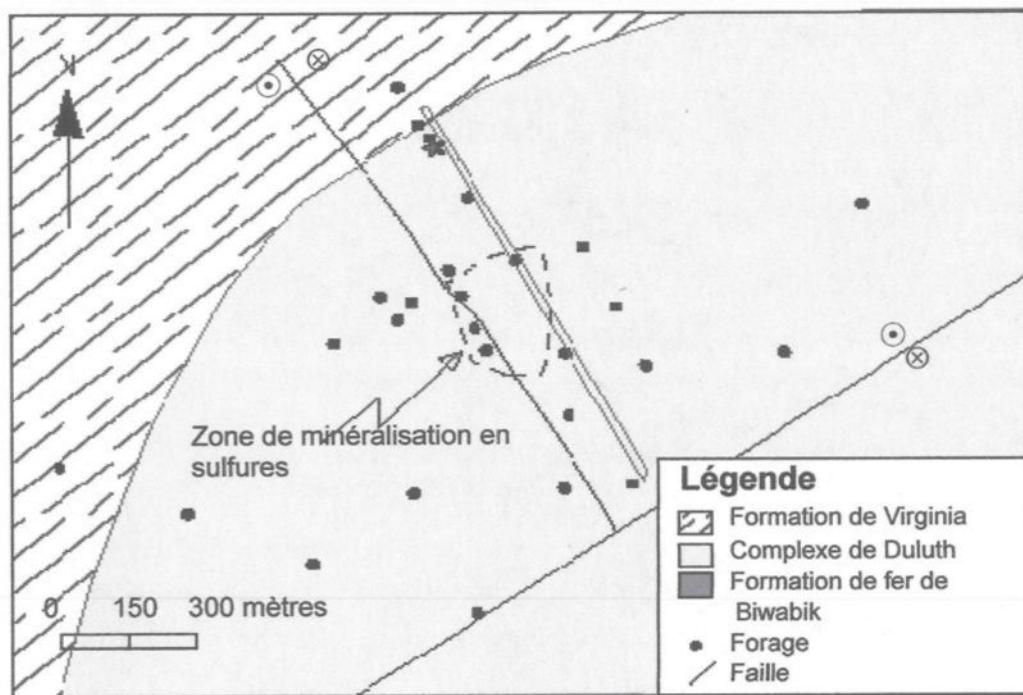


Figure 2.8 : Carte de localisation des forages et de la coupe géologique de la zone de Wyman Creek. Modifiée de Severson et Hauck, 1997.

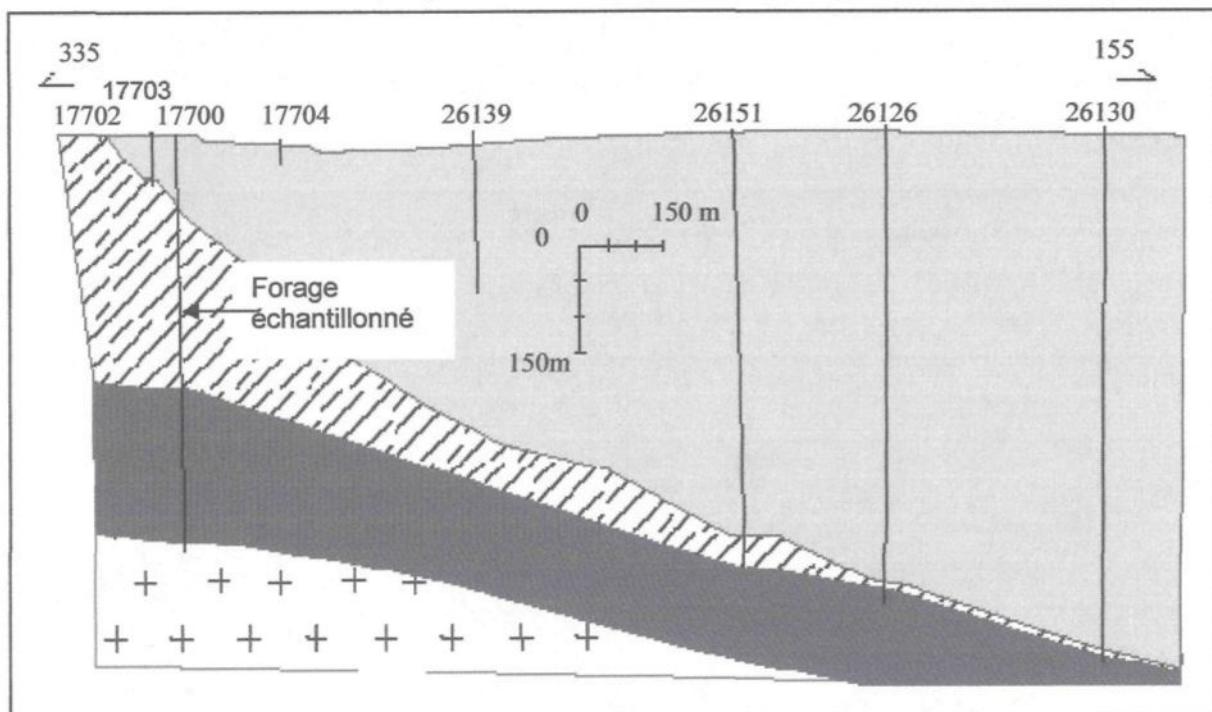


Figure 2.9 : Coupe géologique de Wyman Creek. Modifiée de Severson et Hauck, 1997.

CHAPITRE 3

ÉCHANTILLONNAGE ET MÉTHODE

3.1 ÉCHANTILLONNAGE

L'étude porte sur différents échantillons de la Formation de Virginia. Afin de documenter les changements modaux, microstructuraux et des changements de paragenèses, la Formation de Virginia devait être échantillonnée loin de l'intrusion et, systématiquement, de plus en plus près du contact. Quelques échantillons ont été ramassés sur le terrain en différents endroits (proche du contact : Dunka Pit et Linwood Lake (25.7 km au sud du forage 17700 et une dizaine de mètre à l'ouest du contact); éloigné du contact : Mine Peter Mitchell; figure 2.2). La plupart des échantillons proviennent de l'échantillonnage de deux forages interceptant la Formation de Virginia et situés au nord-est du Complexe igné de Duluth (A4-18, Wetlegs; 17700, Wyman Creek). Trente-six échantillons ont été pris de façon systématique dans le forage 17 700 et quarante-cinq dans le forage A4-18. Ces deux forages ont été choisis pour leur localisation dans une même intrusion (intrusion de Partridge River) et leur éloignement des autres intrusions afin de minimiser l'influence de ceux-ci sur le métamorphisme des métasédiments. Ils sont aussi dans une zone qui ne comprend pas de sills, lesquels sont très présents à Babbitt et Dunka Road. Ces sills ayant fait subir un métamorphisme de contact sur la Formation de Virginia quelque 10 Ma avant le Complexe igné de Duluth, il est préférable qu'il n'y en ait pas à

proximité. Pour préciser la composition et la minéralogie du protolite, il fallait aussi des échantillons n'ayant pas ou peu subi l'influence du métamorphisme de contact. De tels données géochimiques ont été pris dans la littérature et serviront donc de référence (forage MDD2 : Thériault, 1999 et Lafrance, non publié; mine LTV-01 et LTV09 : Lafrance, non publié; forage 24981 : Ripley et Alawi, 1988; fig. 2.2).

3.2 DÉTERMINATION DE LA PRÉSENCE DE FUSION PARTIELLE

Cette étude concerne les processus qui ont lieu durant l'anatexie. Il est donc nécessaire de déterminer quelles roches ont subi la fusion partielle. Il y a deux façons de le faire : 1- observation sur le terrain et identification des migmatites et 2- observation des microstructures et de la paragenèse métamorphique qui indique la fusion partielle. Sur le terrain, le début de la fusion partielle est marqué par la présence de leucosomes en tache ou leucosomes planaires, parallèles ou discordants par rapport au litage. Les étapes plus avancées de la fusion sont identifiées par la présence d'enclaves et de schlierens dans la roche migmatisée (Sawyer, 1999) qui forme les diatexites à schollens, diatexites à schlierens ainsi que les diatexites propres (sans schollen, ni schlieren).

3.3 PÉTROGRAPHIE

Une étude des lames minces faites à partir des échantillons des forages ainsi que des échantillons de terrain ont permis de compléter l'étude. La détermination des réactions métamorphiques et l'observation de certaines textures (corrosion des grains ou la présence de petite zone de fondu (Sawyer, 1999)) permettent d'indiquer la présence éventuelle de fusion en plus de confirmer la réaction productrice de fondu impliquée.

Une fois que la présence de fusion partielle est bien établie, une caractérisation des roches fusionnées est nécessaire. La détermination de la minéralogie et des différentes réactions métamorphiques par l'étude des lames minces permet de déterminer l'évolution minéralogique des roches de l'auréole de contact ainsi que les réactions de fusion partielle en plus de préciser la température et la pression par référence aux études expérimentales telles que Grant (2004), Stevens et al. (1997) et Vielzeuf et Montel (1994). Les données minéralogiques sont présentées à l'annexe 1. Par l'observation des microstructures, il est possible d'identifier des évidences de séparation du matériel fusionné et de déterminer la présence de fluage. Pour soutenir cette évidence, des photographies de lames minces ont été prises.

3.4 GÉOCHIMIE

Pour évaluer les changements géochimiques dus à la fusion partielle, on a besoin de points de référence. Une caractérisation de la composition chimique des roches initiales identifiées comme protolite (non fusionnées) est nécessaire. La composition des roches affectées par la fusion partielle est requise, spécifiquement la composition du fondu et des roches résiduelles dans leur partie individuelle. Quatre-vingt quatre échantillons ont été broyés (broyeur à mâchoire, broyeur BICO à plaques de porcelaine et pulvérisateur à anneaux « shatterbox » en oxyde d'aluminium). Cinquante grammes de poudre de ces échantillons ont été utilisés pour déterminer les oxydes majeurs. Ces poudres ont été envoyées à deux laboratoires (Corem et Geoscience laboratories, Commission Géologique de l'Ontario) afin de déterminer les concentrations des oxydes (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 recalculé en FeO total), MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , MnO , P_2O_5 , Cr_2O_3 , perte au feu) et

de quelques éléments traces (Ga, Nb, Rb, Sr, Ta, Th, Y, Zr) par fluorescence-X (XRF). Pour maintenir la conformité des résultats et assurer le contrôle de la qualité des analyses (annexe 2c), le même standard EQ256 et quelques échantillons ont été analysés dans les deux laboratoires. Des analyses d'activation neutronique (INAA) ont aussi été faites sur ces échantillons pour quelques éléments majeurs (Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O), les éléments terres rares (ETR) (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Ho, Tb, Yb, Lu) et les éléments traces (Ag, As, Au, Ba, Co, Cr, Cs, Hf, Ir, Ni, Rb, Sb, Sc, Se, Ta, Th U, W, Zn, Zr). Certains éléments sont analysés à la fois par XRF et par INAA pour vérifier que la standardisation est bonne et éliminer les sources d'erreur. Les poudres ont été envoyées à l'École Polytechnique (Montréal) afin d'y être irradiées pendant 90 minutes dans un réacteur SLOWPOKE II à un influx d'environ $5 \times 10^{11} \text{ n cm}^2/\text{s}$. Le standard interne (EQ-256) a été inclus avec les échantillons. Une fois les échantillons irradiés, ils ont tous été lus par un détecteur de rayons gamma semi-planaire. Les résultats obtenus ont été traités à l'aide du logiciel EPAA. Chaque élément présent est représenté par un pic d'énergie qui lui est propre. La quantité de l'élément présent est donnée par l'aire sous le pic. La méthode d'utilisation du INAA à l'UQAC est disponible dans Bédard et Barnes (2001). Le cuivre a été analysé par absorption atomique au laboratoire de l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC). Le soufre a été analysé par LECO également à l'UQAC. Les données brutes des résultats de tous les échantillons sont présentés à l'annexe 2a.

Une comparaison à l'aide de différents diagrammes (Harker, AFM) permet de comprendre l'évolution de l'auréole de contact au niveau de la géochimie. Ces diagrammes permettent aussi de définir les roches ayant été appauvries par la fusion partielle. Afin de

mieux visualiser ce qui se produit dans les silicates et étant donné la présence importante de sulfure dans certains échantillons, les valeurs ont été normalisées pour soustraire l'influence de la présence de sulfure ($\text{FeO} = \text{FeO}$ total moins le fer rattaché aux sulfures de type pyrrhotite, chalcopyrite et pentlandite selon la formule suivante : $1.527 * \text{S}(\%) - 0.6592 * \text{Cu}(\%) - 0.5285 * \text{Ni}(\%)$ (Barnes et Francis, 1995), sauf pour les échantillons du protolite qui ont été calculés selon le sulfure de type pyrite). Les graphiques des éléments terres rares ont été normalisés avec les données de Taylor et Gorton (1977).

Des analyses de microsonde à l'Université Laval ont aussi été effectuées sur différents minéraux tels que plagioclase, feldspath potassique, muscovite, biotite, sillimanite, sulfure, cordiérite et orthopyroxène. La microsonde utilisée était une CAMECA SX100. Le voltage était à 15 keV. La grosseur du rayon était de 5 µm. Les comptes ont été convertis en concentration d'oxyde. Les données sont présentées à l'annexe 3. Plusieurs images à électrons rétrodiffusés (BSE) ont été prises à l'aide de la même machine.

Pour déterminer la composition de zones à minéralogie et textures différentes mais à échelle plus petite qu'il est possible de séparer mécaniquement et d'analyser par les méthodes traditionnelles, le microscope électronique à balayage (MEB) JEOL 840-A de l'Université Laval a été utilisé pour effectuer des analyses de petites zones de 2 X 2,8 mm sur 7 lames minces sélectionnées (indiquées à l'annexe 1). Le voltage était à 15 keV. Le rayon était à 30°. Il s'agit d'une analyse sans standard d'une aire délimitée. Des images de ces aires ont été prises avec le MEB. Les analyses ont permis de caractériser la ségrégation à l'échelle de la lame mince. Les résultats des analyses sont présentés à l'annexe 4.

CHAPITRE 4

PÉTROLOGIE MÉTAMORPHIQUE

Ce chapitre présente les descriptions pétrographiques ainsi que les réactions et paragenèses rencontrées dans les échantillons des localités de Wyman Creek et Wetlegs, partie nord-est du Complexe igné du Duluth (intrusion de Partridge River). L'analyse pétrographique a été faite à partir de lames minces à l'aide d'un microscope optique. Les pourcentages des minéraux ont été estimés visuellement.

4.1 IDENTIFICATION DES TYPES DE ROCHES

Les deux forages à l'étude, A4-18 et 17 700, interceptent les métasédiments (pélitiques, semipélitiques et psammitiques) de la Formation de Virginia. La composition des métasédiments n'est pas uniforme à travers les deux forages. Les variations de minéralogie sont attribuables aux différences de composition du protolite (Severson et Hauck, 1997). De plus, il y a plusieurs horizons de composition calco-silicatée de diverses épaisseurs interlitéés avec les métasédiments siliclastiques.

Pour les sédiments siliclastiques, il y a des niveaux riches en argile/mica (les argillites ou métapélites) et des niveaux plus riches en quartz-plagioclase (les psammites ou métagrauwacke). Entre ces deux extrêmes, il y a des roches semipélitiques (intermédiaire entre pélite et psammite) abondantes dans les bassins sédimentaires

animikiens. Chacun d'entre eux est formé par une méthode de déposition différente (Lucente et Morey, 1983). À la base de la Formation de Virginia, il y a les roches sédimentaires dérivées des boues noires d'origine pélagique (pélite et semipélite). Plus haut dans la séquence, il y a les roches mises en places par des courants de turbidité forts à faibles. Dans ces roches, le bas des turbidites sont psammitiques et les sommets sont pélitiques. Pour les besoins de cette étude, seul les échantillons métapélitiques et semipélitiques ont été étudiés. Ces roches sont définies par leur basse concentration de CaO et Na₂O (composante trouvée dans les feldspaths). Ripley et Alawi (1988) définissent ces roches comme ayant moins de 2.5% de CaO, une limite qui peut inclure quelques psammites pauvres en feldspath. Cette étude suivra cette définition mais la plupart des roches métapélitiques et semipélitiques étudiées contiennent <1% CaO et ne sont pas vraiment psammitiques. Rappelons que Severson et al. (1996) mentionne la présence d'une unité à pyrrhotite litée (*Bedded Pyrrhotite Unit-BDD PO*) dans la Formation de Virginia. Cette unité à sulfure dérivée d'une boue noire sulfurée est présente dans le forage A4-18 mais pas dans le forage 17700. En effet, cette unité est moins présente dans la zone de Wyman Creek que dans les zones de Wetlegs Legs et de Babbitt (figure 2.2).

Pour cette étude, les roches métapélitiques et semipélitiques sont divisées en quatre principaux types basés sur leur degré de métamorphisme : 1- les roches régionales non métamorphisées par le Complexe igné de Duluth (roches hors de l'auréole), 2- les roches cornéennes qui ont subi le métamorphisme de contact mais qui n'ont pas fusionnées, 3- les migmatites métatexitiques qui ont subi la fusion partielle mais où les structures de prémigmatisation sont préservées et 4- les migmatites diatexitiques où les structures de

prémigmatisation sont détruites et remplacées par des structures synmigmatiques. La distinction entre chaque type se fait surtout au niveau des textures et structures de la roche. Pour mieux étudier l'effet de la présence de sulfure pendant le métamorphisme et la fusion partielle, les quatre types de roches dérivées d'un protolite de composition pélitiques ou semipélitiques ont été séparés en deux groupes. La distinction entre les deux se fait surtout au niveau géochimique (voir annexe 2). Le premier groupe est sans ou avec très peu de sulfure et contient moins de 1% de soufre. Le second groupe contient un ou des sulfures et plus de 1% de soufre. La classification des échantillons utilisés se trouve dans des listes séparées à la fin de chaque section descriptives correspondantes. Un autre groupe dérivé des roches métapélitiques et semipélitiques fait l'objet d'une description détaillée : les leucosomes (veine leucocratique découlant de la fusion des roches).

4.1.1 LE PROTOLITE (non affecté par le métamorphisme de contact)

Métapélite (argillite)

Les métapélites du forage MDD2 représentent un bon équivalent des roches non affectées par le métamorphisme de contact du Complexe igné de Duluth. Ce forage se situe environ à 18 km, loin du contact et hors de l'auréole. Seul un échantillon mégascopique du forage MDD2 était disponible (EE-22). En mégascopique, la couleur de ces roches est d'un gris très foncé presque noir. La granulométrie est très fine (<0.05mm ou ~100 à 300 µm). Luente et Morey (1983) ont étudié en détail des échantillons de ce forage. Ils rapportent que les minéraux d'argiles ont été recristallisés soit durant la diagenèse, soit durant un événement métamorphique de bas grade. La minéralogie des métapélites est donnée dans le

tableau 1. La chlorite et la muscovite représentent la majeure partie de la roche. Le feldspath potassique (probablement de provenance détritique) est peu présent et même absent. Le tableau 1 donne les échantillons identifiés en tant que protolite (sans sulfure). Les abréviations des noms des minéraux utilisées proviennent de Kretz (1983) et sont disponibles en annexe.

Échantillons	Référence	Localisation	Minéralogie générale
DC-01,05,06,07,09	Thériault, 1999	MDD2	Qtz+Chl+Ms+Pl (Lucente et Morey, 1983)
EE-22	Lafrance, non publié	MDD2	
EE-25	Lafrance, non publié	mine LTV-01	Non disponible

Tableau 1 : Tableau présentant la référence, la localisation et la minéralogie générale des échantillons du protolite sans sulfure.

Métapélite à sulfure

Dans le même forage (MDD2) se trouvent des échantillons dont le contenu en sulfure est plus élevé. Seul un échantillon mégascopique du forage MDD2 était disponible (EE-21). Cette roche est semblable à son homologue sans sulfure. Il s'y ajoute de petits lits de 0.5 à 1 cm de large et de couleur plus pâle pouvant contenir un peu plus de sulfure (10%) que les lits plus foncés (5%). Certains lits plus mince (0.1 à 0.5 cm) sont presque exclusivement remplis de sulfure. Lucente et Morey (1983) rapporte que des grains idiomorphes de pyrite se retrouvent dans certaines unités argileuses contenant un abondant matériel organique (MO). Andrews et Ripley (1989) ajoute la présence d'ilménite. Le tableau 2 donne les échantillons identifiés de protolite avec sulfure. Les échantillons listés sont ceux dont la géochimie est disponible à l'annexe 2.

Échantillons	Référence	Localisation	Minéralogie générale
DC-08	Thériault, 1999	MDD2	Qtz+Chl+Ms+Pl+Py+Ilm+MO
EE-21	Lafrance, non publié	MDD2	(Lucente et Morey, 1983)
DC-70	Thériault, 1999	Dunka Pit	Non disponible
EE-27	Lafrance, non publié	mine LTV-09	Non disponible

Tableau 2 : Tableau présentant la référence, la localisation et la minéralogie générale du protolite à sulfure.

4.1.2 MÉTAPÉLITES NON FUSIONNÉES DE L'AURÉOLE

Cornéenne métapélitique non fusionnée

Les échantillons du forage 24981 sont loin du contact (environ 1 km) et ont été utilisés comme protolite par Ripley et Alawi (1988). Néanmoins, elles ont subi le métamorphisme de contact puisque l'on retrouve déjà un peu de biotite. Au niveau pétrologique, elles sont donc des cornéennes puisque cet effet n'est pas dû au métamorphisme régional. Il n'y a aucune indication sur les microstructures dans la littérature. Elles font partie de la zone éloignée de l'auréole et leur composition est très proche de celle du protolite. Les cornéennes des forages A4-18, 17700 et des affleurements (Linwood Lake, Dunka Pit) sont plus près du contact (<300m). Ces cornéennes non fusionnées font toutes partie de l'auréole externe. En mégascopique, ces roches sont de couleur gris foncé à gris foncé moyen. La granulométrie est fine (<0.05 à 0.1 mm) mais un peu plus grossière que les roches externes à l'auréole. La microstructure dans la partie non micacée est granoblastique et homogène. On remarque souvent un litage. Ces lits sont généralement continus et d'une largeur de quelques millimètres (2 à 5) à quelques centimètres (3 à 4).

En lame mince, la fine granulométrie et la similitude entre les grains de quartz, de feldspaths et de cordiérite empêchent de déterminer avec précision leurs proportions modales. Les cornéennes du forage 24981 ont une minéralogie proche de celle du protolite sauf pour la présence de biotite (tab.3). La minéralogie des autres cornéennes non fusionnées de cette étude ont une minéralogie différente (tab.3). L'échantillon 17-21 a fait l'objet d'une analyse visuelle en image BSE (back scattered electron- électrons rétrodiffusés). Cette lame se compose de 50% de cordiérite et feldspath potassique (non-différencié), 30% de quartz, 20 % de biotite (pas de plagioclase visible dans cette section de la lame) ainsi que quelques traces de graphite et de sulfure (figure 4.1). Dans certaines lames, la cordiérite à inclusions de biotite forme des porphyroblastes (0.1-0.2 mm) d'où l'impression de trou dans la matrice riche en biotite (figure 4.2). La biotite montre souvent une orientation préférentielle. Des veinules de quartz-carbonate à granulométrie fine à moyenne parfois boudinée recoupent ces lits. Une liste plus détaillée de la minéralogie est disponible à l'annexe 1 pour les échantillons des forages A4-18 et 17700.

Échantillons	Référence	Localisation	Minéralogie générale
136, 156, 167, 176, 186, 196, 197, 223	Ripley et Alawi, 1988	forage 24981	Qtz+Chl+Bt+Ms+Pl+Bt+Gr (Ripley et Alawi, 1988)
EE-23	Lafrance, non publié	17 700	Non disponible
A4-25 et A4-26	Cette étude	A4-18	Qtz +Crd+Bt+Kfs+Pl+op
17-21 à 17-36	Cette étude	17 700	Qtz+Crd+Bt+Kfs+Pl+op

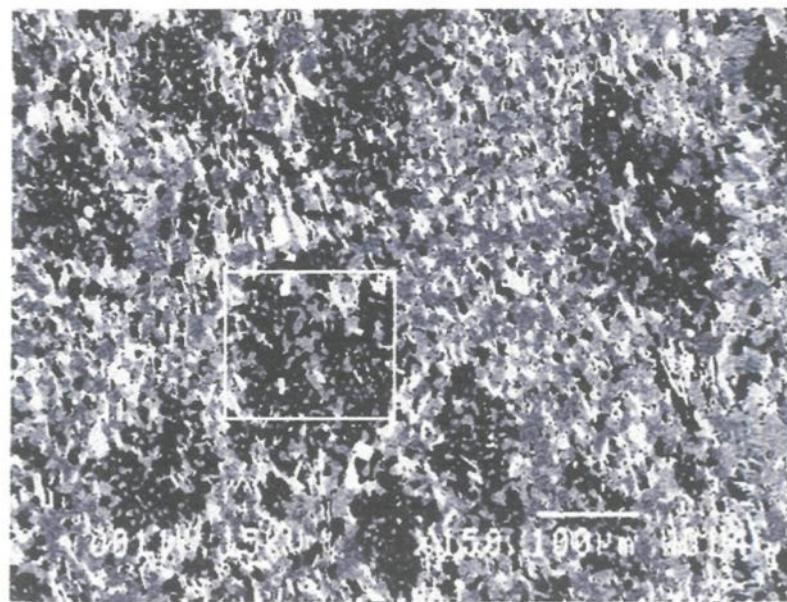
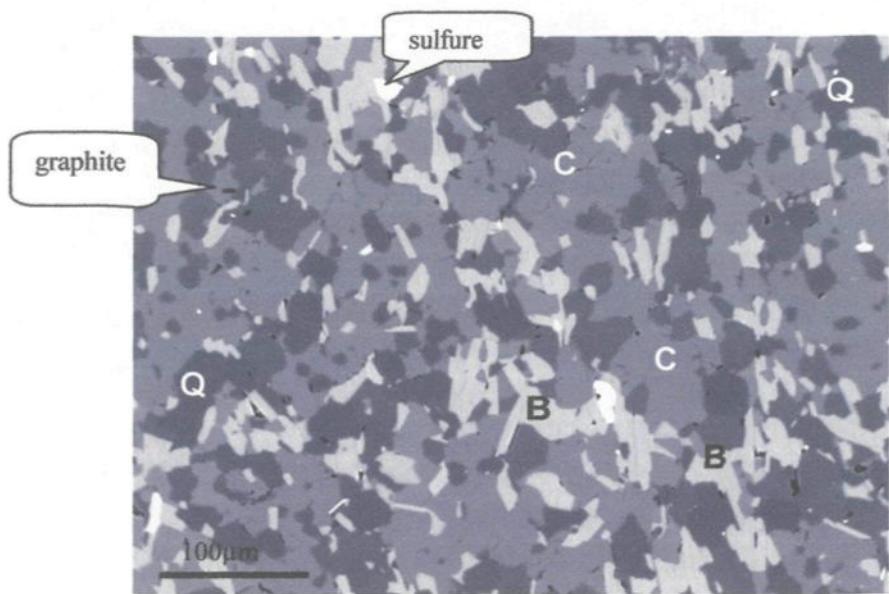
Tableau 3 : Tableau présentant la référence, la localisation et la minéralogie générale des cornéennes métapélitiques non fusionnées.

Cornéenne métapélitique non fusionnée à sulfure

Severson et al. (1996) rapporte la présence de métasédiment représentant une variation métamorphique de la séquence d'argillite graphitée et riche en sulfure. Ces

Figure 4.1 : Photo en électron rétrodiffusé (BSE-back scattered electron) de 17-21, cornéenne métapélitique non fusionnée. Chaque minéral a une teinte de gris qui lui est propre en fonction de sa densité. Ainsi, le graphite est noir, les sulfures sont blancs, la biotite-B est grise pâle, le quartz-Q est gris très foncé, la cordiérite-C (#Mg : 58) est d'un gris moyen. La ligne noire est de 100 µm.

Figure 4.2 : Photo BSE (teintes de gris modifiées) prise par microscope à balayage de 17-32, cornéenne métapélitique non fusionnée, montrant les porphyroblastes de cordiérite (noir : l'un deux est encadré en blanc) dans une matrice quartzofeldspathique (gris moyen) riche en biotite (gris pâle). La ligne blanche en bas à droite est de 100 µm.



cornéennes métapélitiques non fusionnées contiennent de 5 à 15% de sulfure. Des lames généralement planaires et subparallèles de pyrrhotite (0.5 à 3 mm d'épaisseur) s'espacent régulièrement en intervalles de 0.1 à 2 cm. Cette étude ne comporte malheureusement pas d'échantillons de ce type de roche sauf les analyses de deux échantillons du forage 24981. La présence de pyrrhotite (Andrews, 1987) en plus de la biotite (Ripley et Alawi, 1988) dans ces échantillons suggère une influence du métamorphisme de contact. Le tableau 4 donne les échantillons et la minéralogie de ce type de roche.

Échantillons	Référence	Localisation	Minéralogie générale
206 et 212	Ripley et Alawi, 1988	24981	Qtz+Chl+Ms+Pl+Bt+Py/Po+Ilm+Gr (Andrews, 1987; Ripley et Alawi, 1988)

Tableau 4 : Tableau présentant la référence, la localisation et la minéralogie générale des cornéennes métapélitiques non fusionnées à sulfure.

4.1.3 LES MÉTAPÉLITES MIGMATISÉES

Métatexite pélitique

En plus d'être affecté par le métamorphisme de contact, les migmatites métatexitiques de composition pélitique/semipélitique ont subi un métamorphisme d'un grade assez élevé pour permettre la fusion partielle du métasédiment. Elles font partie de l'auréole interne. En mégascopique, ce type de roche a une granulométrie fine à moyenne (0.1 à 0.25 mm). La roche peut être homogène de couleur gris moyen ou se présenter sous une alternance de lits d'une épaisseur de quelques millimètres à quelques centimètres. Ces lits peuvent se présenter de façon horizontale, plissotée, ondulante ou boudinée.

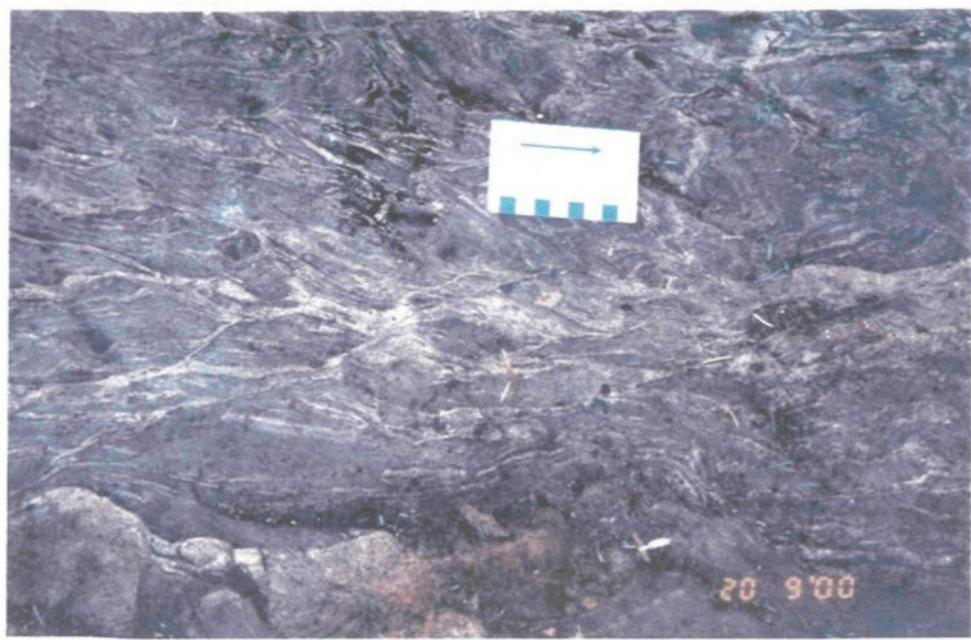
Le phénomène qui permet l'identification des migmatites métatexitiques est que les litages sont parfois recoupés par ou intercalées avec de minces bandes (0.5 à 2 mm) d'un

matériel plus grossier de couleur claire composé de quartz-plagioclase-feldspath potassique qui sont des leucosomes (figure 4.3-4.4). À la première apparition des leucosomes, ceux-ci sont très minces et peu nombreux quand le litage et les structures de pré-migmatisation sont bien préservés. En général, les leucosomes sont parallèles au litage mais certains sont obliques. Ces derniers occupent de petites zones en extension ductile (mouvement normal) comme des bandes de cisaillement (*shear bands*). Lorsque la proportion de leucosomes augmente, les morceaux de métapélites ont tendance à tourner sur eux-mêmes. Severson et al. (1996) distingue ce stade de migmatisation par son incohérence apparente et utilise le terme *disrupted unit*. En effet, des textures complexes de micro-plis, micro-failles et leucosomes parallèles au litage se superposent à des zones de fusion partielle en taches ou en veines et génèrent une migmatite métatexitique de type filet (*net-structured*). Il conclut que ces textures (particulières à cette unité et à celle à sulfure) résulteraient d'une combinaison de fusion partielle et de déformation structurale reliées à la mise en place du Complexe igné de Duluth. Sederholm (1907) a noté que ce type de structure dans les migmatites se forme peu après la première apparition de matériel fusionné.

En lame mince, la composition modale des métatexites pélitiques est difficile à obtenir pour les mêmes raisons que pour les cornéennes métapélitiques non fusionnées. Leur minéralogie est donnée dans le tableau 5. Deux lames minces ont été analysées par image BSE. Celles-ci montrent un pourcentage très bas en feldspath potassique et une grande variabilité du pourcentage de cordiérite (l'une est plus riche en cordiérite qu'en quartz et l'autre est plus riche en quartz). La biotite (15%) est généralement petite (0.1-0.2 mm), allongée ou trapue. De la biotite plus grossière (0.5 mm) est présente près de grands

Figure 4.3 : Photo d'un affleurement de métatexite pélitique à Linwood Lake. Plusieurs des leucosomes sont parallèles au litage alors que d'autres les recoupent dans une série de micro-failles qui permettent au fondu de s'échapper. Le crayon mesure environ 15 cm.

Figure 4.4 : Photo d'un affleurement de métatexite pélitique à Linwood Lake. Les leucosomes se rassemblent en un réseau complexe dans lequel le fondu se draine et s'accumule. Le carte mesure environ 8 cm.



cristaux xénomorphes de quartz à inclusions (figure 4.5-4.6). Ces cristaux de quartz à inclusion représentent la cristallisation d'ancienne cellule de fusion. La granulométrie grossière est associée à la fusion (cellule ou tache et leucosome) alors que la granulométrie fine est associée au matériel qui n'a pas fusionné.

Les échantillons du forage 17700 contiennent plusieurs petits leucosomes ou bandes riches en matériel leucocrate (figure 4.7-4.8). Le tableau 5 donne les échantillons identifiés de métatexite pélitique. Une liste plus détaillée est disponible à l'annexe 1 pour les échantillons de cette étude.

Échantillons	Référence	Localisation	Minéralogie générale
LW-7 et EC-20	Sawyer,non publié	Linwood Lake	Qtz+Crd+Kfs+Pl+Bt+Liq
17-08 à 17-20	Cette étude	17700	Qtz+Pl+Crd+Bt±Ms±Tur±Kfs
A4-19,30,31	Cette étude	A4-18	Qtz+Crd+Kfs+Pl+Bt+Liq±Po±Ilm

Tableau 5 : Tableau présentant la référence, la localisation et la minéralogie générale des métatexites pélitiques.

Métatexite pélitique à sulfure

En mégascopique, cette variété de métapélite à sulfure présente aussi beaucoup de variations quant aux textures visibles. Le matériel métapélitique s'entrecroise et s'entremêle avec des leucosomes (figure 4.9). Le contact entre les deux peut être graduel si le matériel est *in situ* ou franc s'il y a eu fluage de la partie liquide. En plus des caractéristiques de son homologue sans sulfure, on peut observer plusieurs petites bandes irrégulières de pyrrhotite de 5 à 10 % par endroit, dérivée de l'unité à pyrrhotite litée. De petits cristaux blancs allongés de sillimanite sont présents dans les lits foncés. En général, ils ont une longueur de 3-4 mm mais ils peuvent aller de 1 à 10 mm.

Figure 4.5 : Photo de A4-31, métatexite pélitique (type migmatite en tache), en lumière naturelle. La zone centrale (néosome en forme de lentille-encerclé) pauvre en biotite est entourée de biotite plus grossière (faisant partie du néosome) par rapport à celle de la matrice (non migmatisée). L'axe long de la photo (L) est de 4 mm.

Figure 4.6 : Photo de précédente en lumière polarisée plus lame de quartz. La zone centrale est constituée de plusieurs petites plages de liquide de type 1-2 (trois d'entre elles sont encerclées, définition p.53). L= 4mm.

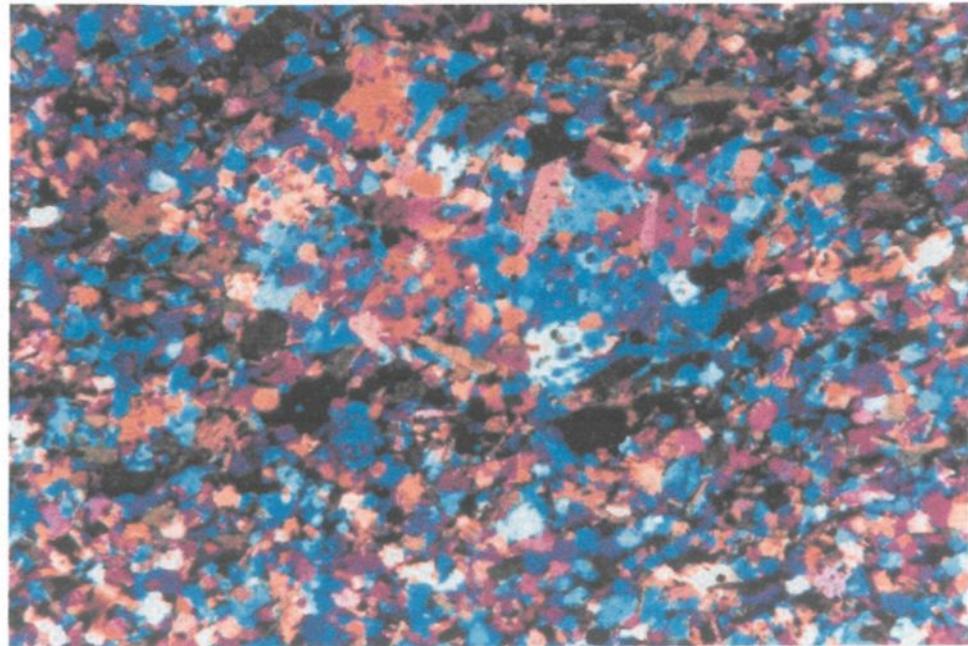
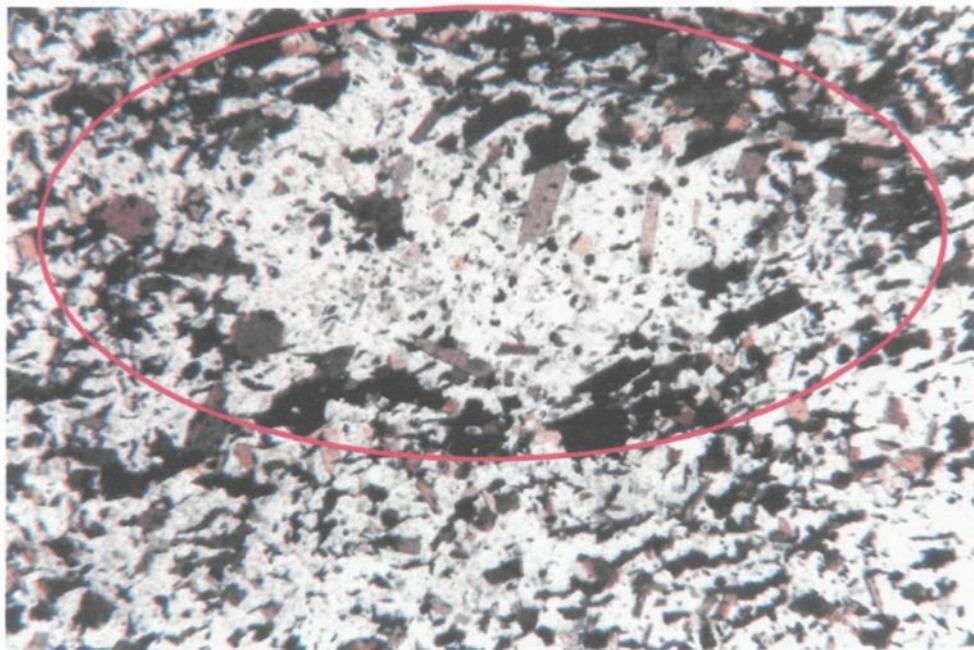


Figure 4.7 : Photo de 17-52, métatexite pélitique transitionnelle, en lumière naturelle. Alternance de bandes ondulantes dont l'une est plus riche en biotite. L'axe long de la photo est de 15 mm.

Figure 4.8 : Photo précédente en lumière polarisée. Les bandes moins riches en biotite ont une granulométrie plus grossière (matériel fusionné).

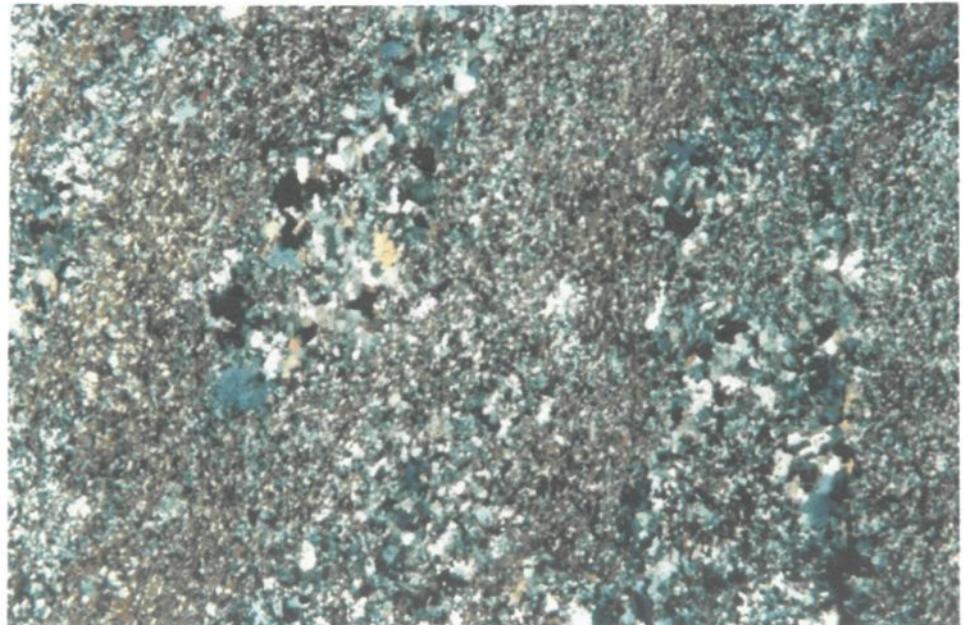
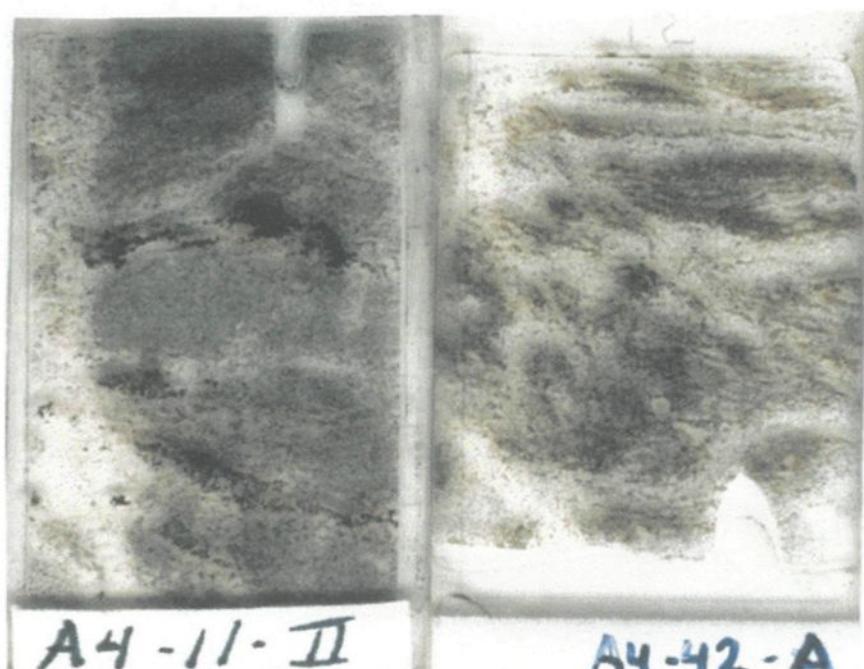


Figure 4.9 : Photo des lames minces A4-11-II et A4-42a montrant l'allure générale d'une métatexite pélitique à sulfure. Les courants pâles sont des leucosomes riche en matériel quartzo-feldspathique. Remarquez la forte concentration de sulfure en bandes dans A4-11. Dans A4-11, le haut du forage est en haut. Pour A4-42, le haut du forage est en bas. L'axe court de chaque lame mince est de 2.6 cm.



A4-11-II

A4-42-A

En lame mince, la texture est généralement granoblastique. La granulométrie de la matrice est de 0,2 mm. La minéralogie des métatexites pélitiques à sulfure présentent des différences appréciables par rapport à la variété sans sulfure. Les pourcentages de minéraux varient d'une lame à l'autre. L'une peut être très riche en feldspath potassique (40 à 50%), une autre en cordiérite (figure 4.10-4.11).

On retrouve parfois de la biotite magnésienne (fig. 4.12) pœcilitiques de 0.5 à 1 mm. Elle est plus souvent prismatique. La sillimanite se présente en bâton très allongé (1 à 10mm). La muscovite (secondaire) est souvent xénomorphe ou peut se présenter en bâton prismatique. La cordiérite est souvent altérée et prend alors des teintes jaune (muscovite avec cordiérite altérée), orange et même brune en lumière naturelle (fig. 4.13). La forme de la cordiérite est arrondie et les grains se regroupent en amas ou en agrégat. Elle peut aussi être saine (non altérée) et former de gros porphyroblastes (2.5mm) xénomorphes contenant des inclusions de biotite et d'opales entouré de quartz – feldspath. Ces porphyroblastes de cordiérite peuvent contenir de minuscules (2 à 5 µm) inclusions de spinelles riches en chrome, vanadium et zinc ainsi que des inclusions de rutile (figure 4.14- 4.15). Il est aussi possible d'observer des « fantômes » d'andalousite idioblastique pseudomorphosée par la cordiérite (figure 4.16-4.17).

Le métamorphisme permet aux feldspaths de prendre une apparence uniforme (sans macle, ni perthite). C'est le cas des feldspaths des cornéennes pélitiques non fusionnés et des parties non fusionnées des métatexites pélitiques. Les feldspaths prismatiques contenus dans les parties fusionnées sont maclés pour le plagioclase et microperthitique pour le feldspath potassique car ils ont cristallisé du liquide magmatique. Les minéraux opaques

Figure 4.10 : Photo BSE de A4-11-II, métatexite pélitique à sulfure. Cette portion de la lame ne contient que quelques traces de quartz-Q. Le graphite-G est très présent. La cordiérite-C, entourée de plagioclase-P, est ici plus foncée que le feldspath potassique-K car elle est plus riche en magnésium (#Mg=95). On peut voir une belle section orthogonale d'une sillimanite-S prismatique. La ligne en bas à gauche mesure 200 µm.

Figure 4.11 : Photo précédente en lumière polarisée. Le cadre blanc correspond à la photo BSE. L'axe long de la photo est de 2.5 mm. On peut reconnaître la cordiérite par son allure trouble ou mouchetée (flèches).

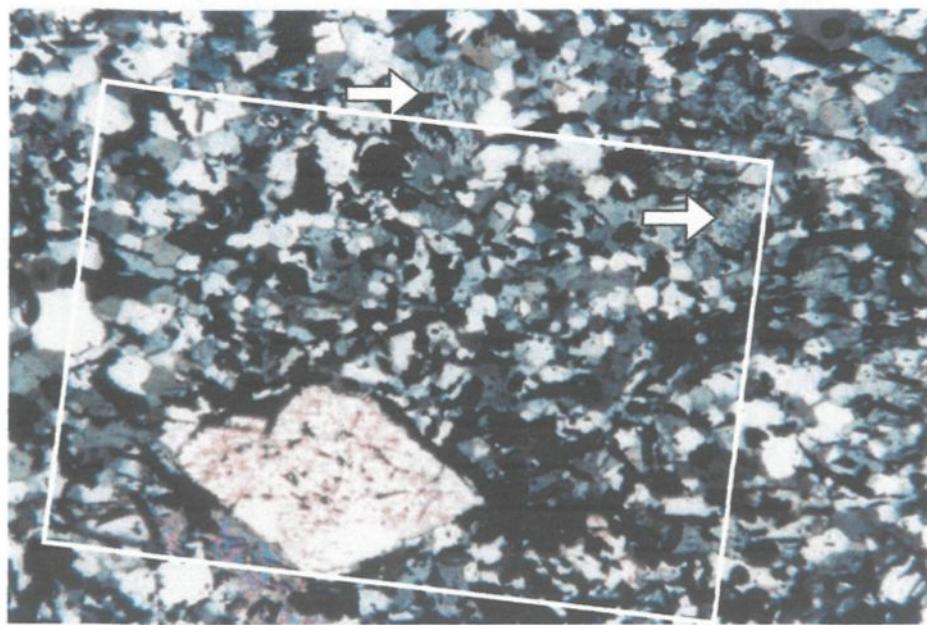
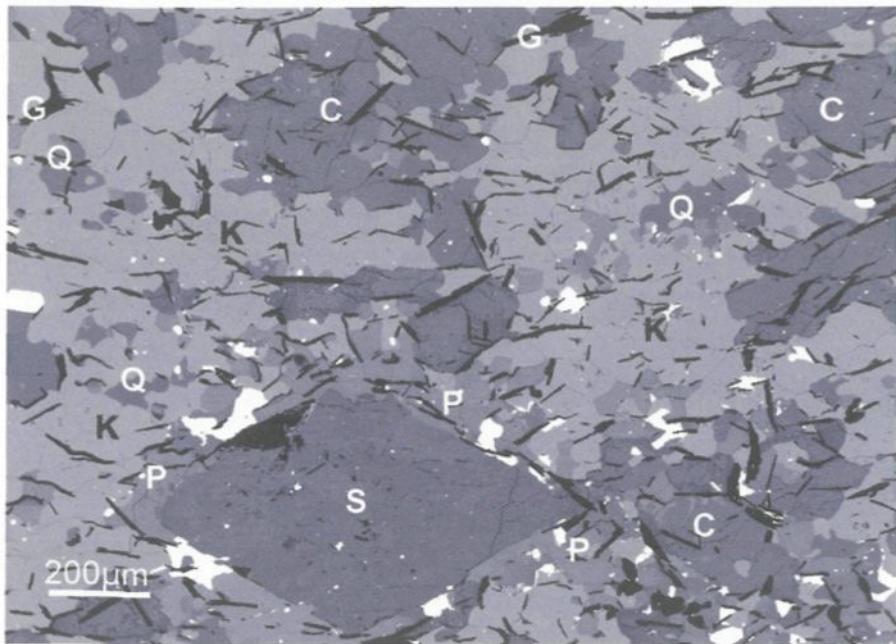


Figure 4.12 : Photo de A4-39, métatexite pélitique à sulfure, en lumière naturelle. Plusieurs prismes de sillimanite-S entrent dans une biotite-B xénomorphe très pâle (riche en phlogopite). Remarquez que le sulfure est plutôt intersticiel. L'axe long de la photo est de 5.5 mm.

Figure 4.13 : Photo de A4-05-IIA, métatexite à sulfure riche en quartz, en lumière naturelle. Ici, on reconnaît facilement la présence de cordiérite-C à son altération jaunâtre. Le porphyroblaste de cordiérite est entourée de biotite-B. L'axe long de la photo est de 11 mm.

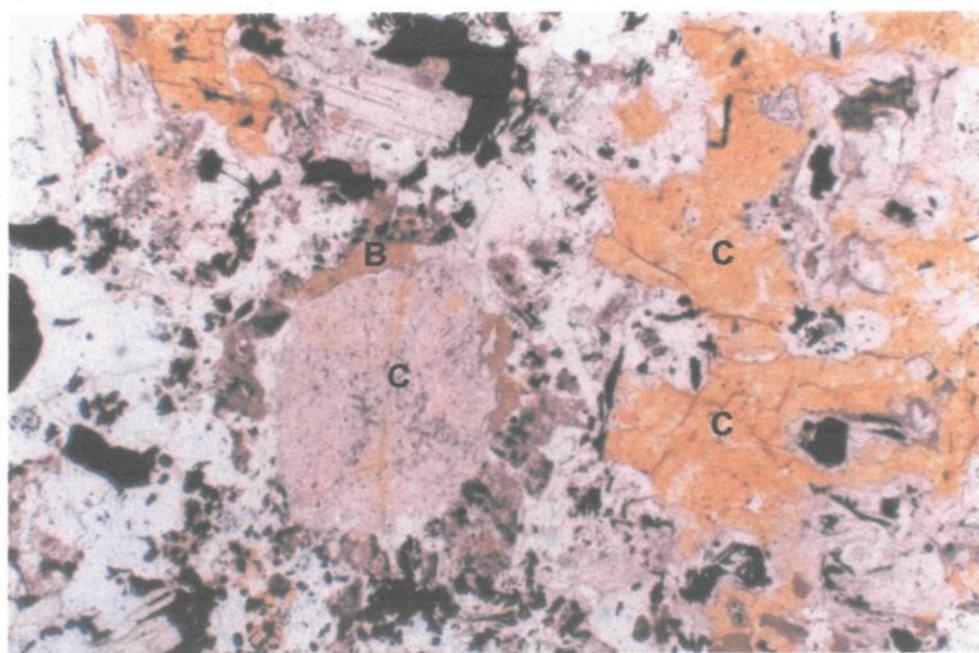
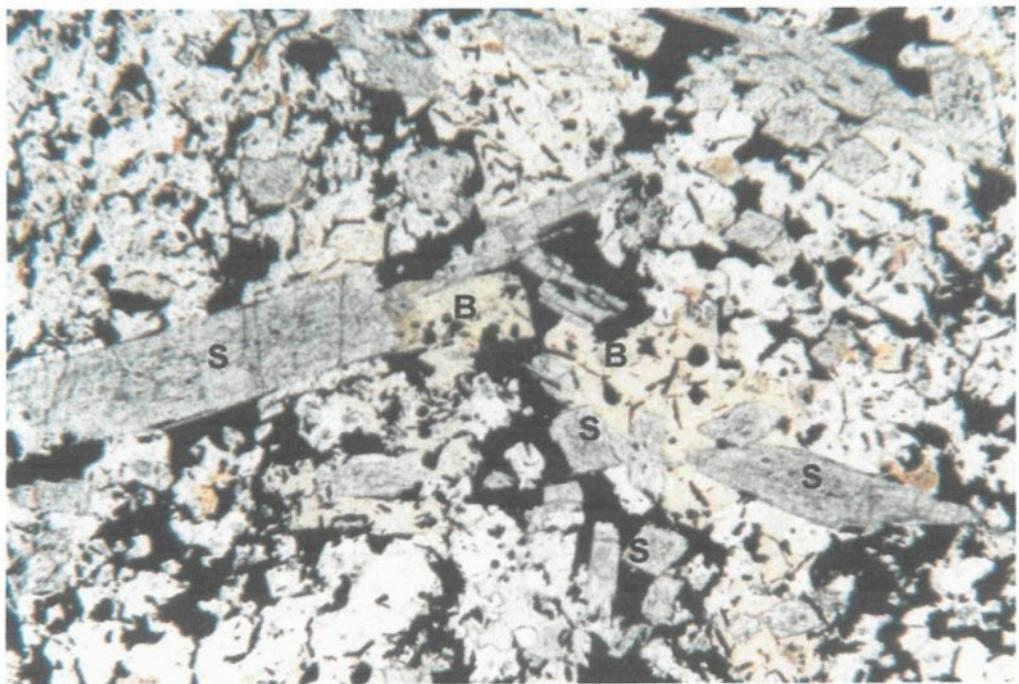


Figure 4.14 : Photo BSE de A4-42, métatexite pélitique à sulfure. Porphyroblaste de cordiérite-C bordé par du plagioclase-P et entouré d'une matrice riche en feldspath potassique-K. Ici, la cordiérite est aussi plus foncé (#Mg=75). La ligne en bas à gauche mesure 200 µm.

Figure 4.15 : Photo précédente en lumière polarisée. Le cadre blanc correspond à la photo BSE. Le porphyroblaste de cordiérite est en fait constitué d'une multitude de petits grains. L'axe long de la photo est de 2.5 mm.

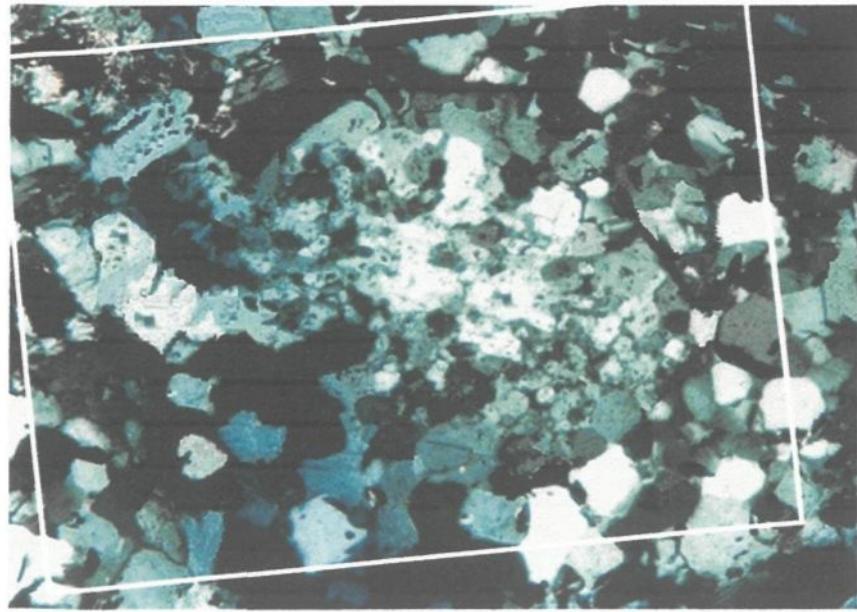
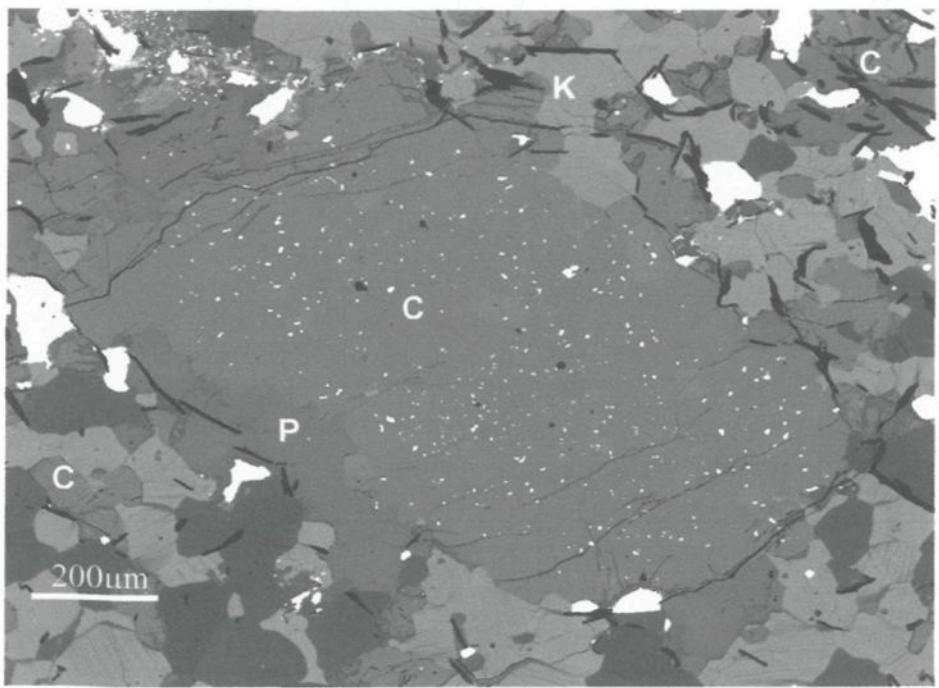
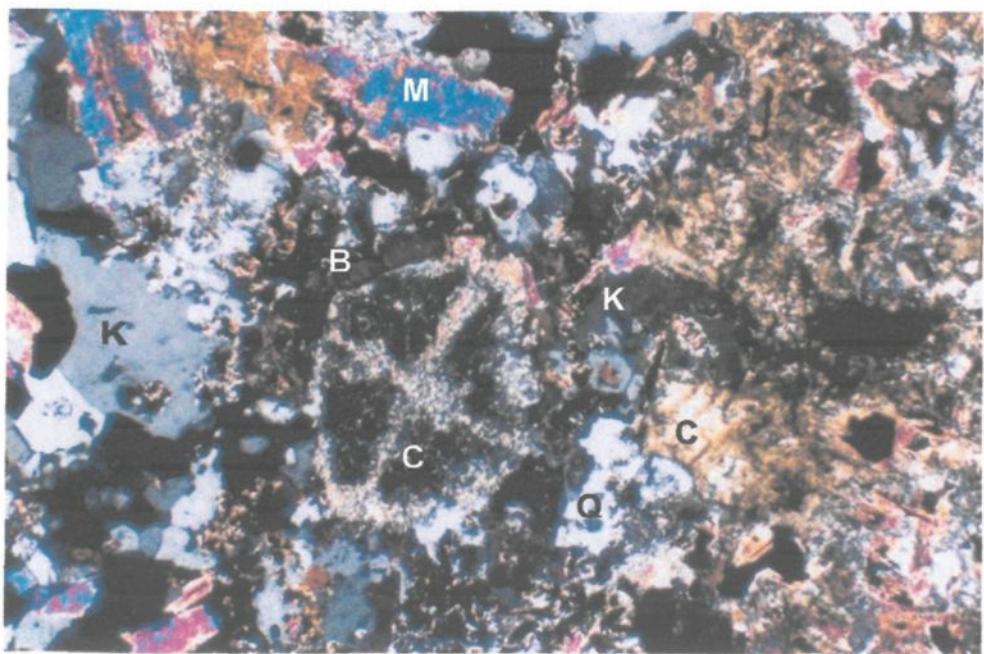
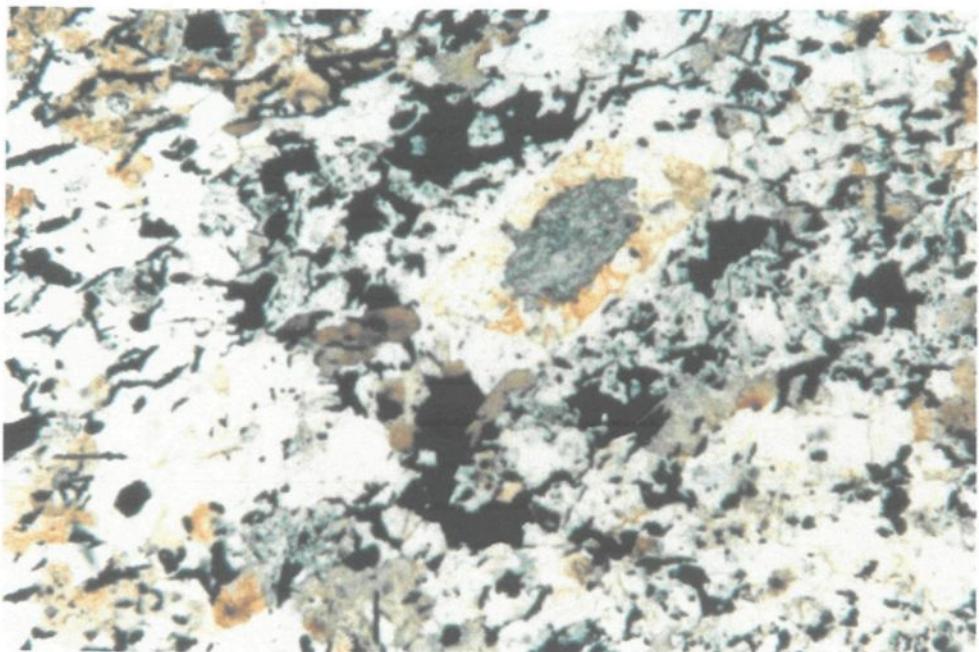


Figure 4.16 : Photo de A4-07, métatexite à sulfure, en lumière naturelle. Remarquez le reste de sillimanite-S au cœur d'une forme losangique parcourue de courant jaune typique de l'altération d'une cordiérite-C. L'axe long de la photo est de 2.5 mm.

Figure 4.17 : Photo de A4-05-IIA, métatexite à sulfure riche en quartz, en lumière polarisée. Ici, l'andalousite a complètement été remplacée par la cordiérite-C. La croix au centre de celle-ci est le seul indice de la présence antérieure de chiastolite. L'axe long de la photo est de 11 mm. biotite-B muscovite-M quartz-Q feldspath potassique-K



(pyrrhotite, ilménite et graphite) sont généralement en grains disséminés dans la matrice. La pyrrhotite peut aussi se concentrer en amas ou en petites bandes comme de petits lits de 2 mm de large, ondulants et plissotés, espacés de quelques centimètres. Ils peuvent aussi formés de petites veinules passant à travers des grains de silicates. Ceci signifierait que le sulfure a lui aussi été fusionné. Le tableau 6 donne les échantillons identifiés de métatexite pélitique à sulfure. Une liste plus détaillée est disponible à l'annexe 1 pour les échantillons de cette étude.

Échantillons	Référence	Localisation	Minéralogie générale
EC14b	Sawyer, non publié	Dunka Pit	Crd+Qtz+Pl+Kfs +Bt+Po+IIm+Gr+Liq
A4-07,09,10, 11,13,36,39,41	Cette étude	A4-18	Kfs+Crd+Qtz+Pl+Bt(phl) ± Als+Po+IIm+Gr+Liq

Tableau 6 : Tableau présentant la référence, la localisation et la minéralogie générale des métatexites pélitiques à sulfure.

Diatexite pélitique

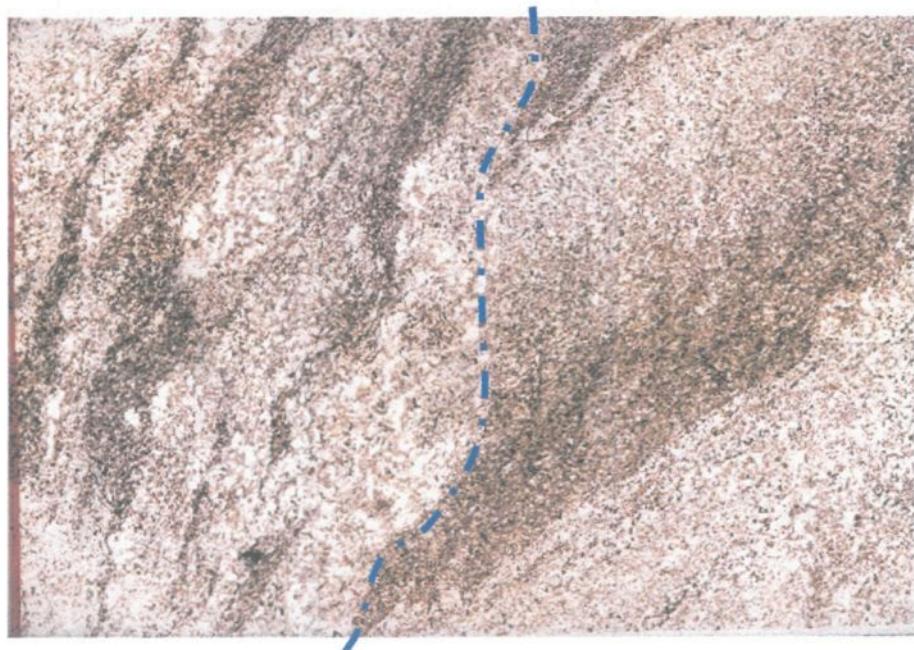
Les diatexites sont surtout trouvées proche du contact avec le Complexe igné de Duluth. Comme les métatexites pélitiques, les diatexites pélitiques ont été formées par le métamorphisme de contact et elles ont subi un métamorphisme assez élevé pour permettre la fusion partielle. Néanmoins contrairement aux métatexites, elles ont perdu leurs structures originales de pré-migmatisation (les litages, les textures) à cause de la grande quantité de fondu que ces roches contiennent (>25%). Cette quantité de fondu est suffisante pour oblitérer les structures originales. Il peut aussi y avoir fluage ou écoulement magmatique. Severson et al. (1996) distingue cette unité par sa perte de structure métasédimentaire et nomme la roche *recrystallized unit*.

Une distinction majeure au niveau mégascopique entre diatexite et métatexite se situe au niveau de la couleur (la granulométrie). Elles sont plus pâles (de couleur gris moyen à gris pâle) que les métatexites. Elles sont caractérisées sur le terrain par leur granulométrie moyenne (0.2 à 0.5mm) plus grossière que les métatexites et par la présence de gros cristaux (porphyroblastes) de biotite qui mesurent typiquement entre 1 et 2 mm, même jusqu'à 5 mm. Les biotites du forage 17700 sont à grains plus fins donc transitionnelles entre celles des métatexites et diatexites du forage A4-18. Leur apparence macroscopique est très homogène. Dans la plupart des diatexites, les gros cristaux de biotite sont disposés aléatoirement, mais ils sont parfois parallèles indiquant ainsi une orientation due à un fluage magmatique. Quelques diatexites contiennent des enclaves de métapélite fusionné et/ou des schlierens (concentration de minéraux mafiques résiduels orientés parallèles à l'écoulement; Sawyer, 1996) composés de biotite. Les enclaves peuvent être allongées dans la direction du flux magmatique. Des leucosomes de couleur rose et blanc à granulométrie grossière peuvent être présents dans les diatexites. À Babbitt, un dyke de diatexite recoupe une diatexite parallèle avec le litage. Cela démontre la mobilité de la diatexite en tant que magma anatectique. Le passage de métatexite à diatexite (figure 4.18-4.19) se fait par une zone transitionnelle où la migmatite est foncée comme la métatexite mais possède un rubannement intense qui contient des bandes riches en minéraux foncés (biotite + cordiérite) et des leucosomes.

En lame mince, on remarque que la biotite n'est pas le seul minéral orienté. Pour certaines roches, tous les minéraux tabulaires (biotite, plagioclase, cordiérite) sont orientés; pour d'autre, le plagioclase tabulaire et la cordiérite prismatique sont orientés mais la

Figure 4.18 : Photo d'un affleurement de métatexite (partie supérieure gauche) et de diatexite (partie inférieure droite) pélitique à Linwood Lake. Remarquez la limite (ligne pointillée) entre les deux. La diatexite est homogène alors que la métatexite présente une alternance de bandes gris foncés-gris clair. De petites enclaves de quelques centimètres se retrouvent dans la diatexite (flèches). Du matériel leucocratique abondant entoure certaines d'entre elles. La règle mesure 15 cm.

Figure 4.19 : Photo de 17-52 (métatexite-diatexite pélitique) en lumière naturelle. Transition entre métatexite et diatexite (à gauche de la ligne) caractérisée par le développement d'un rubannement entre partie leucocrate et mélanocrate (néosome) et des morceaux de paléosome (à droite de la ligne) dans lesquels on peut observer des litages et un granoclassement. L'axe court est de 2.6 cm.



biotite ne l'est pas; alors que pour d'autres, il n'y a aucune orientation des minéraux. Dans la plupart des cas, le quartz n'est pas allongé (Blumenfeld et Bouchez, 1988), l'orientation des minéraux est donc causée par le fluage à l'état magmatique. Pour le cas où la biotite n'est pas orientée alors que les autres le sont, il y a eu fluage puis recristallisation des grains de biotite à l'état statique.

Le plagioclase est maclé et le feldspath potassique est microperthitique (cristallisé du liquide magmatique). La biotite est prismatique, parfois interstitielle, parfois bourrée d'inclusions et généralement plus grossière que la matrice (porphyroblaste). Elle est parfois brisée en baguette (début de rétrogression à haute température). Elle peut aussi être de même granulométrie ou plus petite que les minéraux de la matrice (cristallisé directement du liquide magmatique) (figure 4.20-4.21). Elle est alors en prisme ou interstitielle. Les biotites prismatiques peuvent être orientées ou non (figure 4.22-4.23). La cordiérite, quant à elle, se présente sous trois types différents : 1- prismatiques, de bonnes formes avec faces cristallographiques (cristallisation en présence d'un liquide), sans macle; 2- petits grains équants arrondis avec macle sectorielle complexe (cristallisé du magma); 3- porphyroblastes (> 1 mm) hexagonaux, parfois squelettiques, parfois maclés, remplis d'inclusion de biotite arrondie. En général, la cordiérite est non altérée ou présente une altération légère des bordures (bordure noire en lumière polarisée). L'orthopyroxène est d'une granulométrie de 0.5 à 0.75 mm, plutôt rond et pœcilitique (figure 4.20-4.21).

Le quartz cristallisé du liquide se présente sous quatre formes : 1- quartz de forme squelettique ou arrondie avec plusieurs petites inclusions à l'intérieur (plage de liquide) (figure 4.6); 2- grande plage xénomorphe de quartz interstitiel (figure 4.20-4.21-4.24-4.25)

Figure 4.20 : Photo de A4-32a, diatexite pélitique, en lumière polarisée. La granulométrie de la matrice est plus petite que celle du pyroxène-Px et de certains grains de biotite-B. L'encadré délimite la figure 4.21. L'axe long de la photo est de 2.5 mm.

Figure 4.21 : Photo BSE du même échantillon A4-32a. Le plagioclase-P est de forme carré. Le quartz-Q est interstitiel. La cordiérite-C (#Mg60) et le feldspath potassique-K sont de même couleur mais ce dernier est microperthitique. Les plages de liquide (dont les limites ne sont visibles qu'avec un quartz compensateur) sont de type 2. La ligne en bas à gauche est de 200 µm.

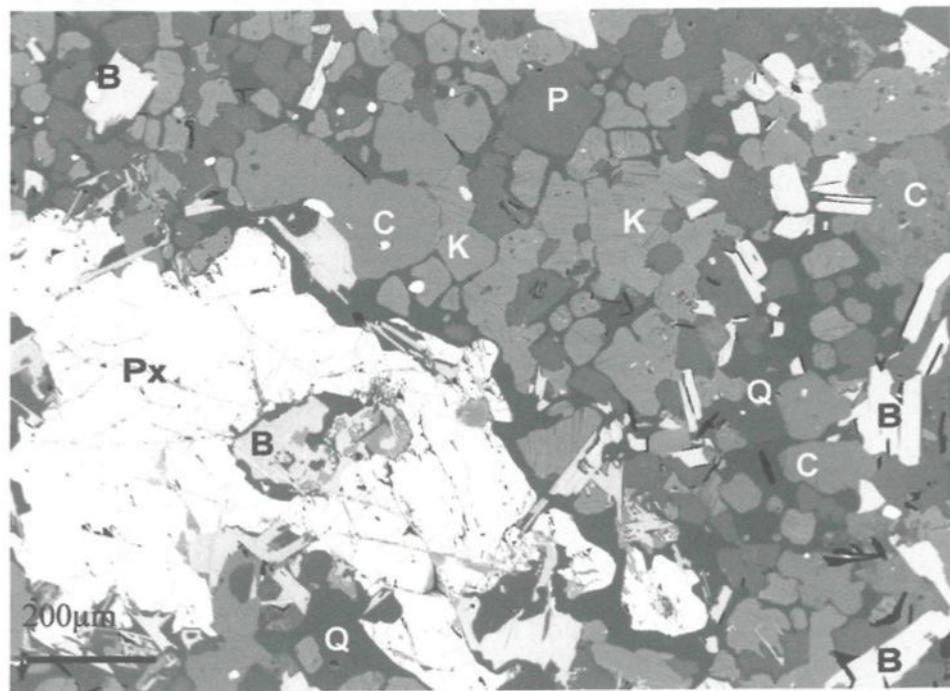
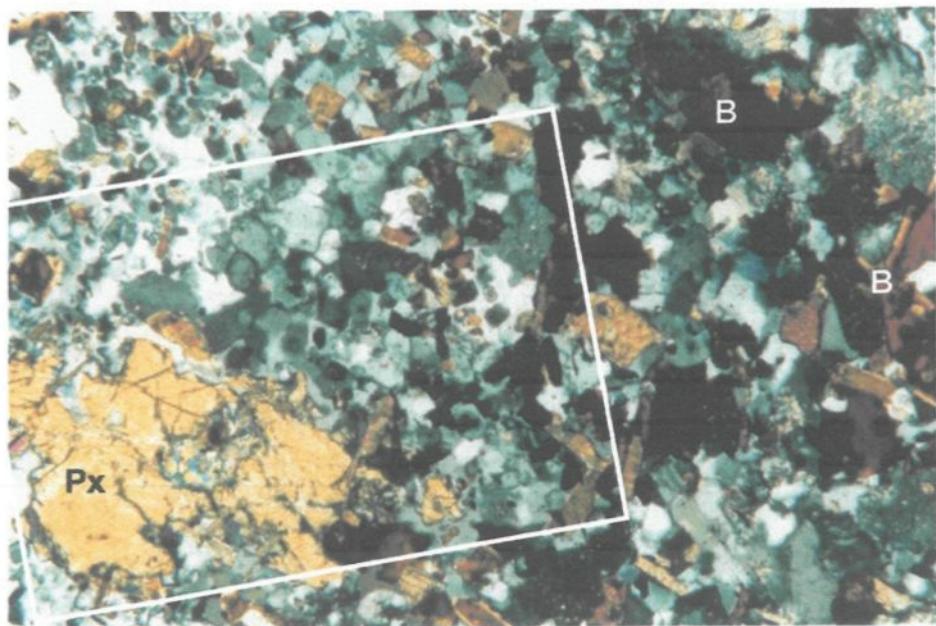


Figure 4.22 : Photo de 17-06, diatexite pélitique, en lumière polarisée + quartz compensateur. La biotite-B est fine et orientée parallèlement. La matrice est remplie de plage de liquide de type 2-3 (quelques-unes sont encerclées). L'axe long de la photo (L) est de 2.5 mm.

Figure 4.23 : Photo de 17-07, diatexite pélitique, en lumière polarisée. Ici, la biotite-B ne montre pas d'orientation préférentielle. Il y a encore des plages de liquide de type 3 (flèches). L= 2.5 mm.

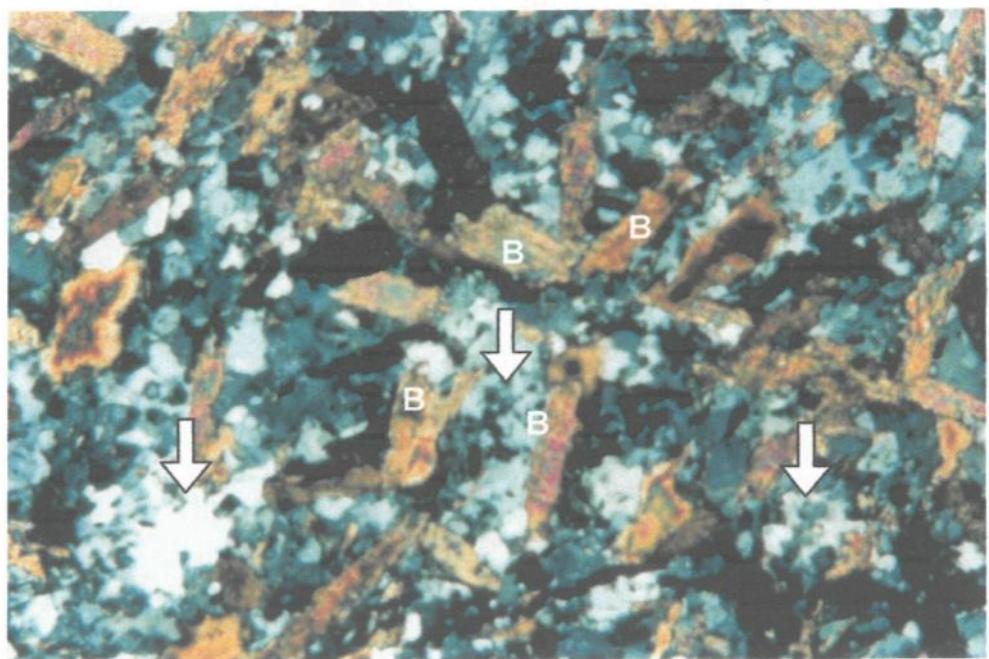
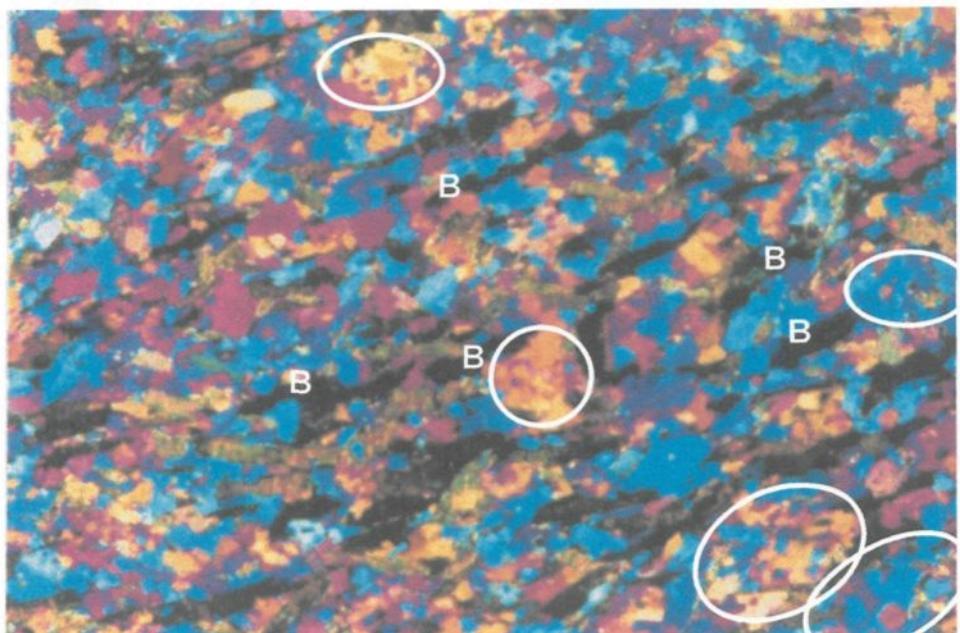
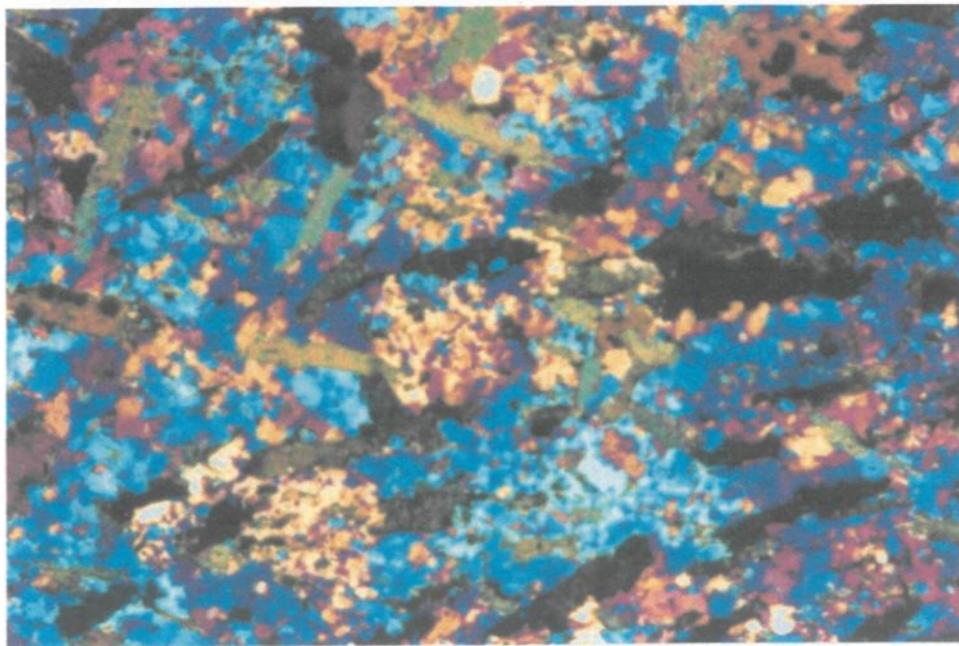
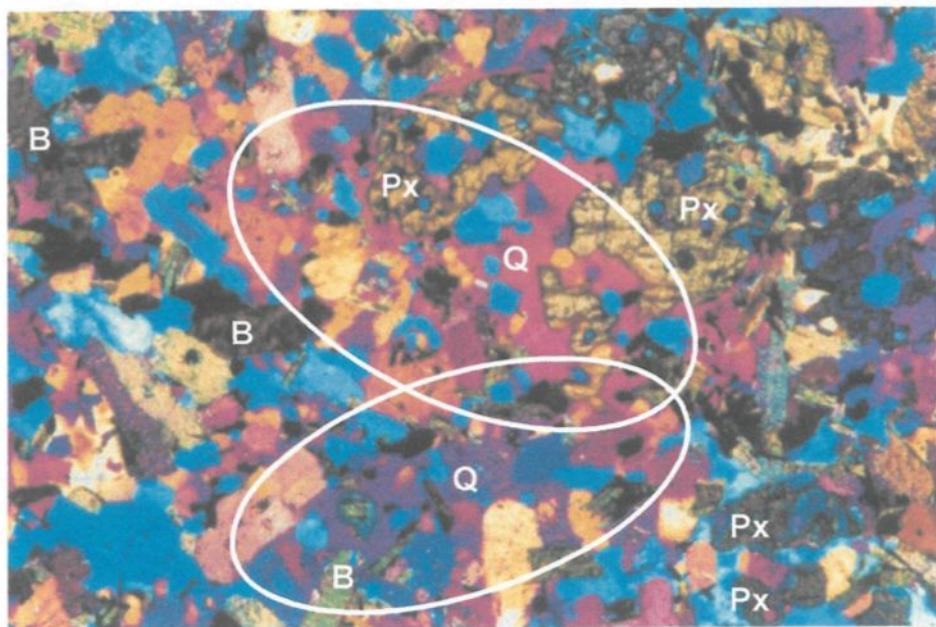


Figure 4.24 : Photo de A4-32a, diatexite pélitique, (lumière polarisée + quartz compensateur) montrant plusieurs morceaux de pyroxène-Px baignant dans des plages de liquide de type 2-3 (ellipse). L'axe long de la photo est de 2.5 mm.
Biotite-B Quartz-Q

Figure 4.25 : Photo de 17-03, diatexite pélitique, (lumière polarisée + quartz compensateur) montrant une matrice remplie par des plages de liquide de type 2. La biotite n'est pas orientée. L'axe long de la photo est de 2.5 mm.



remplie d'inclusions idioblastiques de feldspath, cordierite et micas; 3- quartz interstitiel dont les bordures sont limitées par les faces des cristaux qui cristallisent en périphérie et qui contiennent peu ou pas d'inclusions (figure 4.23); 4- cristaux de quartz souvent idioblastiques. Le type 1 est retrouvé dans les métatexites pélitiques. Les limites entre les types 1, 2 et 3 ne sont pas précises, il s'agit plutôt d'une évolution du type 1 au type 4. Les différentes plages de quartz sont de grosseur variable (0.1 à 3 mm). Les types 1 et 3 sont généralement plus petits que le type 2. La matrice peut comporter soit 100% de quartz cristallisé (type 4), soit 100% de quartz en plage (type 2; 4.25), soit un mélange de cristaux et de plage de quartz (type 1, 2, 3 et 4; figure 4.24). Pattison et Harte (1988) et Harte et al.(1991) parlent de quartz xénomorphe interstitiel à inclusions parfois squelettique, avec des frontières concaves pour désigner la cristallisation de ces plages de liquide.

Des veines ou leucosomes recoupent quelquefois les diatexites. Le tableau 7 donne une liste des échantillons identifiés comme diatexite. Une liste plus détaillée est disponible à l'annexe 1 pour les échantillons de cette étude.

Échantillons	Référence	Localisation	Minéralogie générale
EC5,6 + LW03	Sawyer, non publié	Linwood Lake	Qtz+Kfs+Pl+Crd+Bt
EC1,2,3+PM05	Sawyer, non publié	mine Peter Mitchell	Qtz+Kfs+Pl+Crd+Bt
17-02 à 17-07	Cette étude	17700	Qtz+Crd+Kfs+Bt+Pl±Po±Ilm
A4-15,16,17, 32,40,45,46	Cette étude	A4-18	Kfs+Qtz+Crd+Pl+Bt ±Opx+Liq±Po±Ilm

Tableau 7 : Tableau présentant la référence, la localisation et la minéralogie générale des diatexites pélitiques.

Diatexite pélitique à sulfure

En mégascopique, les diatexites pélitiques à sulfure présentent les mêmes caractéristiques que les diatexites pélitiques. Les morceaux ou petites enclaves sont plus

présents et déformés. Des bandes plus claires (plus de quartz et feldspaths et/ou granulométrie plus grosse) et plus foncées (plus de minéraux mafiques et/ou granulométrie plus petite) sont parfois présentes. Il ne s'agit pas de litage, car elles ne sont pas parallèles, ni continues et présentent des bordures floues. Les grains de sulfure sont disséminés. On y retrouve aussi plus de leucosomes.

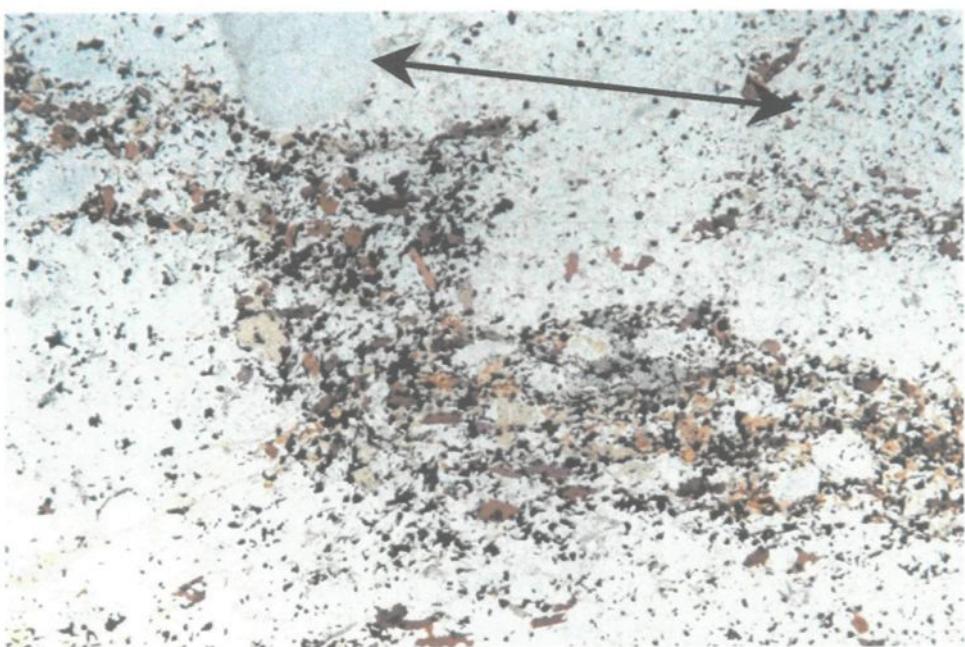
En lame mince, les diatexites pélitiques à sulfure peuvent contenir de la monazite et des traces de sillimanite en plus de la minéralogie donnée au tableau 8. La texture est granoblastique. La granulométrie des cristaux se situe entre 0.5 et 1mm. Les opaques ont une granulométrie de 0.1 mm. On les retrouve généralement disséminés dans la matrice. Ils sont souvent concentrés en bandes, en schlierens (Figure 4.26) ou en noyaux avec d'autres minéraux résiduels tels que cordiérite et biotite. La diatexite à sulfure (A4-03) la plus proche du contact (3 mètres) ne contient plus ou très peu de biotite.

Un fragment de 3 centimètres a été identifié dans la lame A4-03. Ce fragment est riche en minéraux résiduels (cordiérite, biotite, opaques (pyrite, pyrrhotite, ilménite)). Il contient aussi un peu de quartz intersticiel, de plagioclase et de feldspath potassique. Le tout a subi une forte muscovitisation. Le tableau 8 donne les échantillons identifiés de diatexite pélitique à sulfure. Une liste plus détaillée est disponible à l'annexe 1.

Échantillons	Référence	Localisation	Minéralogie générale
A4-03,34,35,38,43,44	Cette étude	A4-18	Qtz+Kfs+Crd+Bt+Pl+Po+Ilm+Gr+Liq

Tableau 8 : Tableau présentant la référence, la localisation et la minéralogie générale des diatexites pélitiques à sulfure.

Figure 4.26 : Photo de A4-13-IA, diatexite pélitique, en lumière naturelle. Schlieren en forme de Z composé de biotite (brune), de cordiérite (jaune + trou blanc) et d'opaques (noir). Le Z indique la direction d'écoulement du magma diatexitique qui entoure le schlieren en plus d'indiquer un mouvement de cisaillement. La largeur de la photo est de 15 mm.



4.1.4 LEUCOSOME

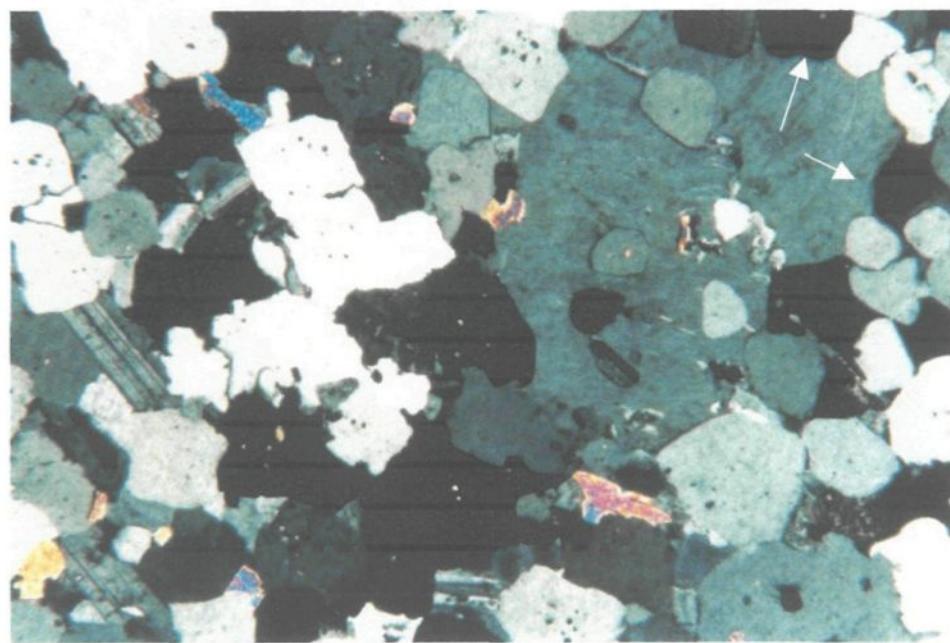
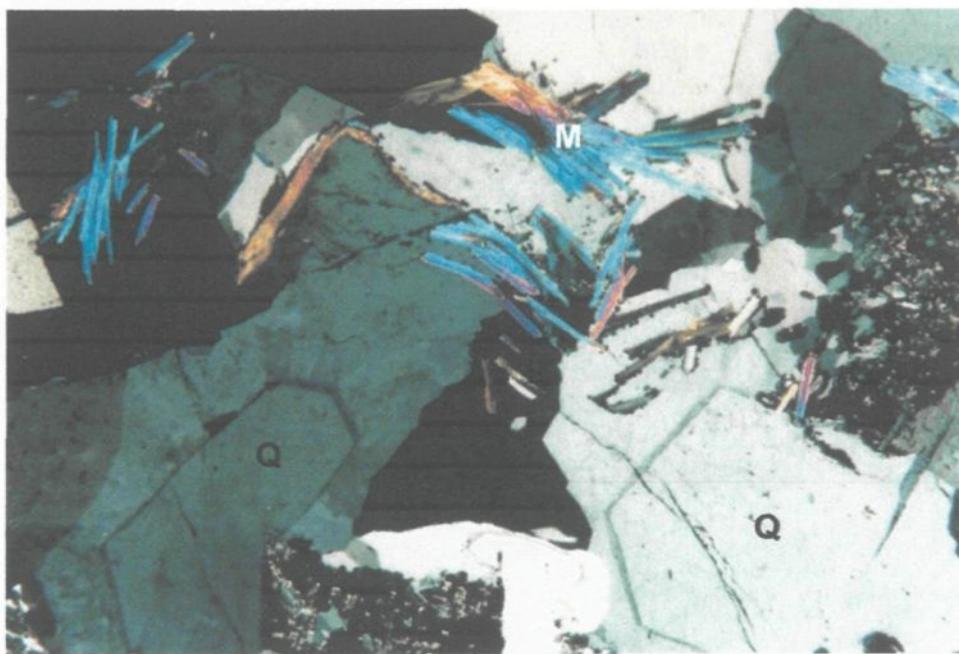
Le matériel leucocrate issu de la fusion partielle de la roche et qui peut s'en séparer sous forme de veine est appelé leucosome. Dans les migmatites de l'auréole du Complexe igné de Duluth, ils sont de granulométrie moyenne (1 mm) à grossière (4-6 mm) et de couleur blanche ou blanche et rose constitués principalement de quartz (60%), de feldspath potassique microperthitique (35%), de plagioclase (4-5%) et de muscovite (0-1%). Ils se montrent parfois très riche en feldspath potassique (de 50 à 70%). Par contre dans les échantillons du forage 17700, les leucosomes contiennent beaucoup de muscovite mais pas de feldspath potassique. Ces derniers sont aussi souvent associés avec la tourmaline. Sur le terrain, les leucosomes peuvent être abondants et très fins, (de quelques millimètres de largeur) (figure 4.3, 4.4).

En lame mince, on remarque que le quartz est surtout xénomorphe bien qu'il y ait parfois des formes hexagonales visibles (figure 4.27). Les gros grains sont souvent déformés à l'intérieur (extinction roulante, polygonisation à sous-grain rectangulaire). Le feldspath potassique est prismatique et microperthitique. Il cristallise parfois de façon interstitielle entre les grains de quartz (figure 4.28). Le plagioclase est maclé, allongé et prismatique. La muscovite est aussi prismatique. Les rutiles sont sous forme de longs bâtonnets fins. Il peut y avoir présence d'opakes bien cristallisés de forme prismatique ou concentrés en amas irrégulier. Des textures graphiques entre le feldspath potassique et le quartz sont souvent développées (cristallisation simultanée, intercroissance de cristaux).

Les leucosomes exposant des bordures graduelles ou diffuses (matériel *in situ*) avec la matrice sont de granulométrie plus fine que les leucosomes exposant des bordures

Figure 4.27 : Photo de A4-13-II, métatexite pélitique à sulfure, montrant la partie centrale d'un leucosome qui est riche en quartz. Remarquez les formes hexagonales du quartz-Q et les multiples bâtonnets de muscovite-M. L=11 mm

Figure 4.28 : Photo de A4-08-IIA montrant la texture d'un leucosome. La moitié droite est composée de quartz et de plagioclase alors que la moitié gauche est composée de quartz et de feldspath potassique. Remarquez que le feldspath potassique en haut à droite a des bordures interstitielles. L=3.5 mm.



franches (matériel injecté). Le type de bordures ne présente aucune corrélation avec la proximité au contact de l'intrusion. Ils se présentent sous forme de petites veines en réseau, de veines ou de courant irrégulier très dispersé dans la matrice. Dans certains leucosomes assez large, on peut observer une cristallisation zonée : feldspath potassique et quartz en bas, quartz au centre et plagioclase, quartz et feldspath potassique en haut de la veine (J'identifie le bas et le haut par une coche sur la lame mince pour indiquer le haut. Cette coche a été faite selon la marque sur la carotte de forage, forages qui étaient verticaux. La lame mince a été faite de façon parallèle au vecteur vertical. Du point de vue structural, les strates horizontales de la formation de fer indique qu'aucun mouvement majeur n'est intervenu depuis la sédimentation, sauf la mise en place du magma et quelques failles. Il s'agit donc bien du haut de la veine.). Les cristaux limitrophes (par exemple, des rutiles) se cristallisent perpendiculairement au contact avec la métapélite. Les leucosomes recoupent les structures litées des métatexites pélitiques allant même jusqu'à les déplacer. Certains leucosomes injectés recoupent d'autres leucosomes contenu dans le matériel lité (*in situ*). Lorsqu'il y a incorporation de matériel pélitique dans la veine, il y a alors formation de muscovite et de plagioclase. La chaleur des leucosomes peut induire un développement plus important des plages de liquide ainsi qu'un accroissement de la granulométrie du matériel à proximité.

Les leucosomes peuvent aussi se présenter sous forme de bandes ou de litage dû aux hétérogénéités compositionnelles du protolite ou au mouvement du fondu. Ces bandes peuvent être plus ou moins déformées. Lorsque le fondu ne peut pas s'échapper, la pression magmatique s'élève, il y a développement de surpression dans le liquide (non

compressible) et fracturation hydraulique. Puis le fondu sort le long des fractures en formant des « veines » de leucosomes recoupant les autres structures.

4.2 ALTÉRATION

Les altérations rencontrées sont de légère chloritisation de la biotite, damouritisation ou kaolinisation des feldspaths et la pinnitisation et/ou muscovitisation de la cordiérite. La cordiérite peut se retrouver avec une bordure noire en lumière polarisée. Si l'altération est plus intense, la cordiérite devient jaune ou même orange en lumière naturelle et isotrope en lumière polarisée. Elle peut aussi prendre une teinte verdâtre. Dans ce cas, elle tend à avoir une composition proche de la chlorite. Dans certains cas, on retrouve des inclusions de chlorite très ferrifères dans la cordiérite altérée ou dans la biotite saine. Toutes ces altérations sont surtout présentes à proximité des leucosomes injectées lesquels relâchent des fluides dans la roche adjacente lors de leur cristallisation. Phénomène à remarquer, lorsque la cordiérite est altérée (pinnitisée) alors la biotite ne l'est pas du tout ou très peu. Cela suggère une altération à haute température, c.-à-d. à une température où la biotite est stable. Si cela avait été à plus basse température, la biotite aurait aussi été altérée. Tout cela implique qu'il y avait des fluides dans le liquide.

4.3 COMPOSITION DES MINÉRAUX

À l'aide de la microsonde, la composition de plusieurs cristaux de plagioclase, feldspath potassique, biotite, cordiérite et orthopyroxène et sulfure ont été obtenus. Les résultats de ces analyses sont reportés dans le tableau 9 et à l'annexe 3.

Le feldspath potassique a une fraction moléculaire d'albite, X_{Ab} , de 0.18 (0.07-0.32, tab.9) en moyenne dans tous les types de roches analysées. La fraction moléculaire d'anorthite, X_{An} , moyen du plagioclase est de 0.17 (0.11-0.26, tab.9) pour les cornéennes non fusionnées, de 0.15 (0.12-0.20, tab.9) pour les métatexites, de 0.24 (0.10-0.31, tab.9) pour les diatexites, de 0.40 (0.14-0.53, tab.9) pour les métatexites à sulfure et 0.29 (0.26-0.33, tab.9) pour les diatexites à sulfure.

		MIN	MAX	MOY		MIN	MAX	MOY
Cornéenne pélitique non fusionnée	Cordierite #Mg	55,6	59,3	57,4				
	Biotite #Mg	42,4	58,1	48,0				
	Ti atomique auf	0,26	0,32	0,29				
	^{VI}Al de 17700 et A4-18	0,77	0,83	0,81				
	Plagioclase X_{An}	0,11	0,26	0,17				
	Feldspath potassique X_{Ab}	0,14	0,21	0,17				
Métatexite pélitique	Cordierite #Mg	56,3	58,0	57,3	Métatexite pélitique à sulfure	75,0	95,6	81,0
	Biotite #Mg	42,0	45,2	43,2		71,4	80,9	77,6
	Ti atomique auf	0,24	0,33	0,30		0,03	0,21	0,11
	^{VI}Al de 17700	0,79	1,02	0,87		0,31	0,53	0,39
	^{VI}Al de A4-18					96,7	97,6	97,1
	Phlogopite #Mg					0,04	0,06	0,05
	Ti atomique auf					0,48	0,49	0,49
	^{VI}Al de A4-18					0,14	0,53	0,40
Diatexite pélitique	Plagioclase X_{An}	0,12	0,20	0,15	Diatexite pélitique à sulfure	0,13	0,22	0,16
	Feldspath potassique X_{Ab}							
	Cordierite #Mg	57,1	62,9	59,6		63,9	68,0	65,3
	Biotite #Mg	42,5	50,8	45,8		46,3	63,9	54,3
	Ti atomique auf	0,01 et				0,29	0,39	0,33
	^{VI}Al de 17700	0,21	0,38	0,32				
	^{VI}Al de A4-18	0,89	1,03	0,92		0,46	0,67	0,56
	Orthopyroxène #Mg	0,34	0,78	0,54				
	Plagioclase X_{An}	41,5	43,7	42,4				
	Feldspath potassique X_{Ab}	0,10	0,31	0,24				
		0,13	0,31	0,21				

Tableau 9 : Tableau récapitulatif des compositions des minéraux dans chaque type de roche. Le #Mg ($=[\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}) * 100]$) est donné pour la cordierite, la biotite et l'orthopyroxène. Le X_{An} est donné pour le plagioclase et le X_{Ab} pour le feldspath potassique. Le Ti atomique de la biotite est exprimé en atomes par unité de formule (auf basé sur 22 O). Les cellules grises indiquent soit que ce minéral n'était pas présent dans cette roche, soit qu'il n'a pas été analysé.

Le nombre Mg ($\#Mg = [\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}) * 100]$) est donné pour la cordiérite, la biotite et les pyroxènes. Ce $\#Mg$ est donné dans certaines figures et apparaît dans le tableau 9. La cordiérite de chaque roche possède une composition homogène. Elle n'est pas zonée (variation maximale de une unité). Le $\#Mg$ de la cordiérite se situe entre 55.6 et 59.3 (tab.9) dans les cornéennes, entre 56 et 58 (tab.9) pour les métatexites, entre 57.1 et 62.9 (tab.9) pour les diatexites et entre 63.9 et 68 (tab.9) pour les diatexites à sulfure. La variation de composition est plus large pour les métatexites à sulfure. Ces roches ont de la cordiérite avec un $\#Mg$ entre 75 et 95.6 (tab.9). Il y a très peu de variation de composition de la cordiérite dans une même roche même lorsqu'il s'agit d'un type différent de cordiérite. Cette variation pour le $\#Mg$ est typiquement de une ou deux unités. Par exemple, l'échantillon A4-42 (métatexite à sulfure) contient de la cordiérite de type porphyroblaste xénomorphe à inclusion de spinelle dont le $\#Mg$ est de 75 au centre et 76.3 en bordure et de petits grains de cordiérite dans la matrice qui ont un $\#Mg$ de 76 (annexe 3). Pour l'échantillon A4-45 (diatexite) par contre, trois petits grains de cordiérite prismatiques baignant dans des plages de quartz interstiel ont un $\#Mg$ de 57-58 alors qu'une grosse cordiérite hexagonale maclée avec inclusions de biotite a un nombre Mg de 63 (annexe 3).

De la même manière, le $\#Mg$ de la biotite est très similaire avec peu de variation dans un échantillon. Le $\#Mg$ se situe entre 42 et 58 (moyenne de 48 pour les cornéennes, 43 pour les métatexites et 46 pour les diatexites; tab.9) pour les variétés sans sulfure, il est un peu plus élevés (46 à 64; moyenne de 54; tab.9) pour les diatexites à sulfure et très élevés 71 à 98 (tab.9) pour les métatexites à sulfure. Les plus magnésiennes sont donc de la

phlogopite. Pour toutes les roches sans sulfure sauf A4-26 (une cornéenne), le #Mg de la cordiérite est plus grand que celui de la biotite. L'écart entre cordiérite et biotite est à peu près constant. Cet écart se rétrécit dans les roches avec sulfure. Pour la biotite ayant un #Mg entre 75 et 80, le #Mg de la cordiérite est semblable, alors que pour l'échantillon contenant de la phlogopite, celle-ci est plus magnésienne (97) que la cordiérite (95). Le contenu de titane dans la biotite est inversement proportionnel au nombre Mg (tab.9). Le contenu en ^{VI}Al dans la biotite (0.79-1.03, tab.9) est similaire dans tous les types de roche du forage 17700, lesquelles sont toutes sans sulfure. Pour le forage A4-18, le contenu en ^{VI}Al dans la biotite est plus variable (0.31 à 0.78, tab.9) et plus bas que l'autre forage. Leur contenu est particulièrement bas pour la biotite dans les métatexites à sulfure.

L'orthopyroxène n'est pas zoné et tous les grains ont une composition uniforme (variation du nombre Mg<2). Le #Mg de l'orthopyroxène (42) est moindre que la biotite (46) et moindre que la cordiérite (60) pour un même type de roche (tab.9). La sillimanite dans les métatexites à sulfure où la cordiérite et la biotite est très magnésienne contient peu de fer (Fe<0.1%) mais contient approximativement 0.25 à 0.5 % de Cr₂O₃ (annexe 3).

4.4 LES PARAGENÈSES

L'observation de l'assemblage des minéraux ou paragenèse dans les lames minces permet d'identifier les types de réactions métamorphiques. Le tableau 10 fait une récapitulation des paragenèses de chaque type de roches.

Le diagramme AFM des minéraux (figure 4.29a et 4.30a) permet de visualiser les différentes paragenèses minérales présentes. Dans le diagramme 4.29a, on peut reconnaître

	Hors de l'auréole	Dans l'auréole					
		Cornéenne non fusionnée		Roches anatectiques			
	Métapélite MDD2	24981	17700 A4-18	Métagéosite 17700, A4-18	Métagéosite à sulfure A4-18	Diatexite 17700 A4-18	Diatexite à sulfure A4-18
Quartz							
Chlorite							
Muscovite							
Biotite							
Cordiérite							
Orthopyroxène							
Feldspath K							
Plagioclase							
Ilménite							
Pyrite							
Pyrrhotite							
Liquide							
Sillimanite							

Tableau 10 : Tableau récapitulatif des paragenèses rencontrées dans tous les types de roches de cette étude. La paragenèse des métapélites du forage 24981 provient de Andrews (1987) et de Ripley et Alawi (1988). La paragenèse du forage MDD2 provient des données de Lucente et Morey (1983). Le gris indique la présence du minéral correspondant à la rangée dans le type de roche de la colonne correspondante.

deux paragenèses différentes : 1- Cordiérite + Biotite + Feldspath potassique + Quartz, 2- Cordiérite + Biotite + Orthopyroxène + Feldspath potassique + Quartz dans les roches moins alumineuses. Dans le diagramme 4.30a, on peut reconnaître deux paragenèses différentes : 1- Cordiérite + Biotite + Feldspath potassique + Quartz + Sulfure et 2- Cordiérite + Phlogopite + Sillimanite + Feldspath potassique + Quartz + Sulfure. Les lignes d'attache des paragenèses du diagramme n'ont pas toutes été dessinées pour ne pas nuire à la lecture du diagramme. Ces lignes relient les symboles d'un même échantillon et délimite ainsi une zone compositionnelle où se situe l'échantillon en question. Seul les échantillons analysés

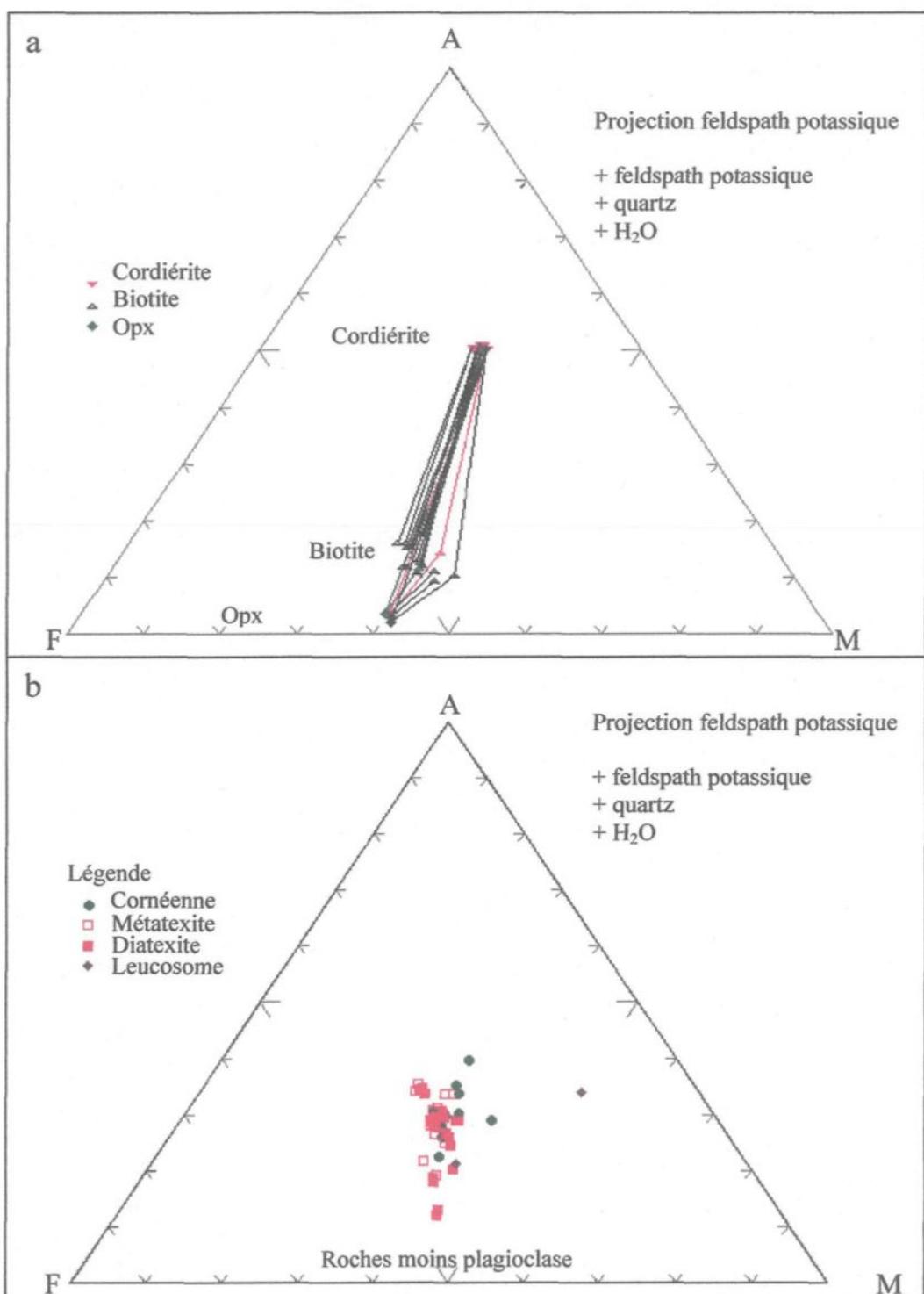


Figure 4.29 : Diagramme AFM des roches sans sulfure a- des minéraux, b- des roches totales. Pour a, les échantillons 17-02, 17-13, 17-21, a4-16, a4-32, a4-45 et a4-46 sont représentés. Pour b, tous les échantillons de cette étude sont là.

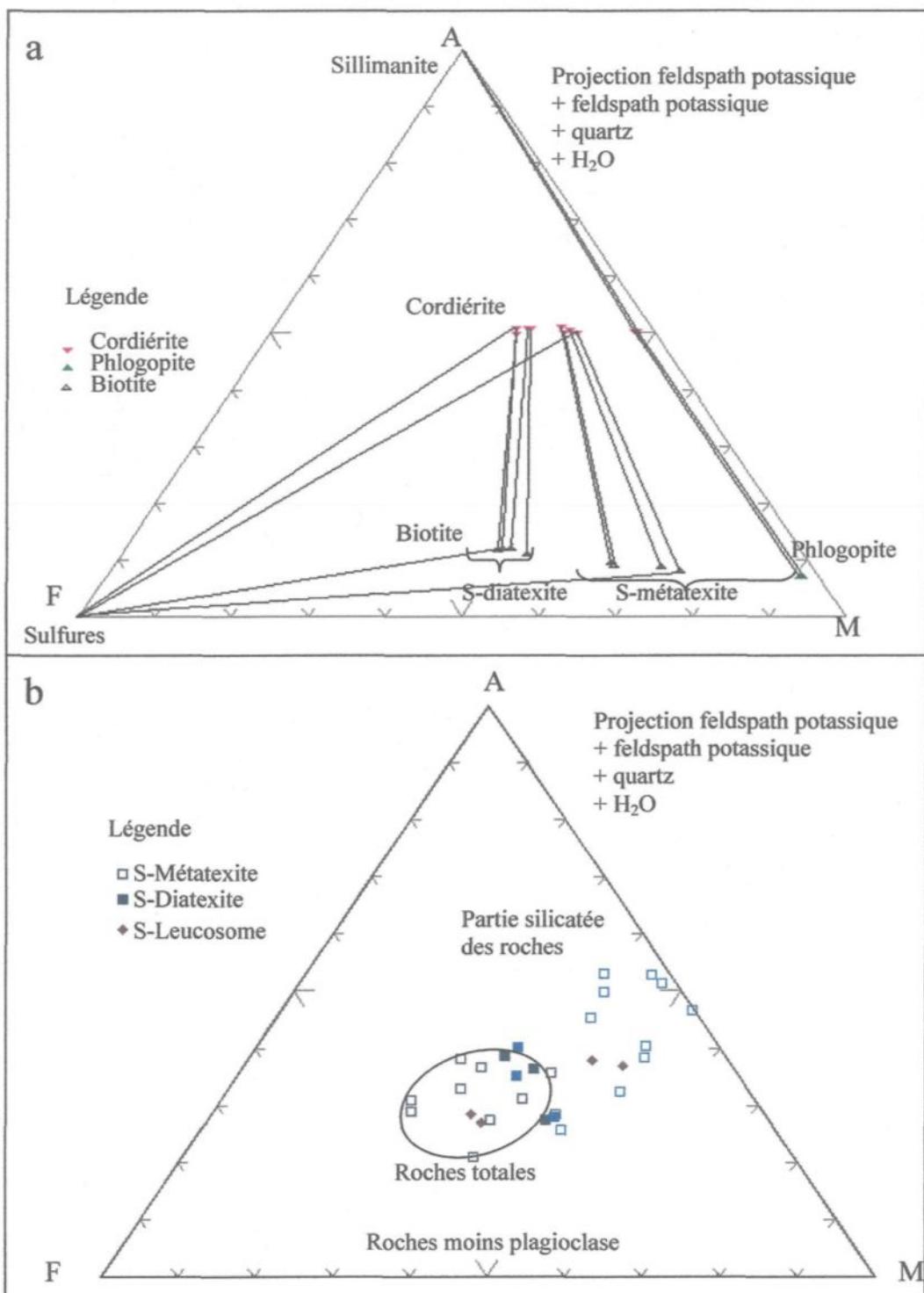


Figure 4.30 : Diagramme AFM des roches avec sulfure a- des minéraux, b- des roches totales. Pour a, les échantillons a4-11, a4-13, a4-42, a4-43 et a4-44 sont représentés. Pour b, les échantillons de roches totales ont été entourés.

à la microsonde ont pu être représentés : 17-02; 17-13; 17-21; A4-16; A4-32; A4-45 et A4-46 pour la figure 4.29a et A4-11; A4-13; A4-42; A4-43 et A4-44 pour la figure 4.30a. Ces données sont disponibles à l'annexe 3. Pour les roches sans sulfure (4.29a), on peut voir que la majorité des minéraux présentent des compositions médianes quant à l'axe fer-magnésium. Notez l'uniformité du #Mg pour toutes les roches. Pour les roches avec sulfure (4.30a), les paragenèses contenant la sillimanite sont très riches en magnésium. Entre ceux-ci et le centre, il y a un groupe d'échantillons à sulfure ne contenant ni pyroxène, ni sillimanite dont les minéraux sont plus riches en magnésium qu'en fer. Les paragenèses des diatexites à sulfure sont plus près du centre du diagramme AFM que les paragenèses des métatexites à sulfure mais reste plus magnésiennes que les paragenèses des roches sans sulfure.

Le diagramme de la figure 4.29b (sans sulfure) et 4.30b (avec sulfure) présente tous les échantillons de roches totales des cornéennes métapélitiques non fusionnées, des métatexites pélitiques et des diatexites pélitiques de cette étude dont les échantillons utilisés pour le diagramme précédent. Tous les échantillons avec sulfure de cette étude sont représentés deux fois dans la figure 4.30b. Une première représentation est en tant que roche totale (ils occupent le milieu du diagramme). Pour la deuxième représentation, une correction pour soustraire la présence de sulfure (pyrrhotite) a été effectuée (explication de cette correction à la section 3.4 et à l'annexe 2). Cette correction a aussi été faite sur les échantillons sans sulfure, mais la correction est minime étant donné la faible proportion de soufre dans ces échantillons. La correction pour les sulfures permet de visualiser la composition des silicates de la roche. En effet, les points de la partie silicatée des roches

(4.30b) correspondent aux points d'analyse des phases silicatés (4.30a). Une correction pour soustraire le plagioclase a été effectuée sur la composition des roches totales de tous les échantillons (avec et sans sulfure). Ces données et l'explication de la correction pour le plagioclase sont disponibles à l'annexe 5.

Pour les roches sans sulfure (fig. 4.29b), tous les types de roches occupent à peu près le même espace, c'est-à-dire le centre du diagramme AFM. Toutefois il y a aussi quelques échantillons dont le contenu en aluminium est plus bas que les autres. Il y a donc deux groupes de métasédiments siliclastiques : 1- métasédiment alumineux (métapélitique) et 2- moins alumineux (semipélitique ou psammitique). L'un des leucosomes occupe le même espace que les métapélites alors qu'un autre est plus alumineux et plus magnésiens et se situent donc plus à droite du diagramme.

Les roches totales avec sulfure non corrigées occupent le centre du diagramme tout comme les roches totales sans sulfure (4.30b). La partie silicatée des métatexites pélitiques à sulfure sont plus magnésiennes et plus alumineuses. La partie silicatée des diatexites pélitiques à sulfure se compare à la composition de leur roche totale. Elles sont moins magnésiennes que les métatexites à sulfures mais plus magnésiennes que tous les échantillons sans sulfure.

Yardley (1989, page 80) explique qu'en utilisant le fer présent dans la roche pour former des oxydes et sulfures de fer, le réservoir de fer s'amenuise. Ce qui laisse moins d'ions ferreux pour former les autres phases alors que le réservoir de magnésium reste inchangé. Le X_{Mg} présente alors une valeur plus élevée que la normale et donne la possibilité à la roche de contenir des silicates plus riches en magnésium.

Dans notre cas, le sulfure est déjà dans les métapélites sous forme de pyrite. Cependant, on remarque que, dans les échantillons affectés par le métamorphisme de contact, il ne s'agit plus de pyrite mais de pyrrhotite. Il y a donc eu un processus de désulfuration (transformation de pyrite- FeS_2 en pyrrhotite- Fe_{1-x}S). Plusieurs hypothèses sont expliquées en détail par Andrews et Ripley (1989). La plus plausible suggère la conservation du soufre dans les métasédiments en produisant deux fois plus de pyrrhotite qu'il y avait de pyrite en opposition avec d'autres hypothèses qui suggèrent qu'une partie du soufre quitte le système sous forme de H_2S et produit autant de pyrrhotite qu'il y avait de pyrite. Selon l'hypothèse de conservation, le soufre libéré par la décomposition de la pyrite irait « chercher » le fer des oxydes et des silicates pour former la pyrrhotite. En conséquence, les fractions de tous les éléments sauf Fe sont augmentées dans la partie silicatée.



L'ion sulfure se combine ordinairement avec de l'hydrogène (pour former H_2S), mais se combine tout aussi facilement avec du fer II (la présence de carbone favorise un milieu réducteur). En effet, il y a beaucoup de matière organique dans les métasédiments riche en sulfure. Mais comment aller chercher le fer dans les silicates ? D'après Andrews et Ripley (1989), la transition de pyrite à pyrrhotite aurait eu lieu à une température proche de 500°C, du moins juste après la graphitisation (400-500°C) et avant la déshydratation des silicates (525°C). Ce qui laisse la possibilité d'aller chercher le fer dans les silicates au moment où ces derniers se transforment de muscovite et chlorite à biotite et cordiérite. Lors de cette transition le soufre s'est approprié le fer des silicates poussant ces derniers

vers des compositions plus riche en magnésium. L'abondance de sulfure dans la Formation de Virginia permettrait de supposer que le processus de désulfuration fût important et, donc, qu'une grande quantité de cations ferreux fût retiré des minéraux silicatés adjacents. C'est ce que l'on peut observer dans le diagramme AFM (figure 4.30a et b).

Le même phénomène qui affecte le X_{Mg} dans la partie silicatée des roches affecte aussi le X_{Al} . Puisque le réservoir de fer dans les silicates s'amenuise et que le réservoir des autres composants reste inchangé, la fraction proportionnelle à chacun s'élève. C'est dans la fraction silicatée des roches les plus riches en sulfure que le X_{Al} et le X_{Mg} sont plus grands dans la fraction silicatée. Ce sont ces mêmes roches qui contiennent de la phlogopite et des aluminosilicates (andalousite-sillimanite). En effet, les aluminosilicates ne sont présents que dans les roches ou des parties de roche très riche en sulfure. On peut donc penser que le développement des aluminosilicates est relié au même phénomène que le développement des silicates plus riches en magnésium.

En moyenne, la composition des roches avec ou sans sulfure est la même (4.29b et 4.30b). C'est donc la présence de sulfure qui induit la différence de composition des phases silicatées (nombre Mg et présence d'aluminosilicate) entre les roches avec et sans sulfure.

4.5 CONDITIONS DE MÉTAMORPHISME

D'après la littérature (Andrews et Ripley, 1989; Labotka et al., 1981), la pression prévalant dans la région de l'intrusion de Partridge River se serait située entre 2 et 2.5 kbar. L'absence de grenat pouvant être produit à partir d'une pression de 2.5-3 kbar appuie ce constat. Une température maximale peut être approximée à partir de cette paragenèse :

Cordiérite – Feldspath potassique – Quartz – Biotite – Pyroxène – Plagioclase – Liquide. Les réactions impliquant ces phases se produisent aux environs de 750-800°C (Vielzeuf et Holloway, 1988).

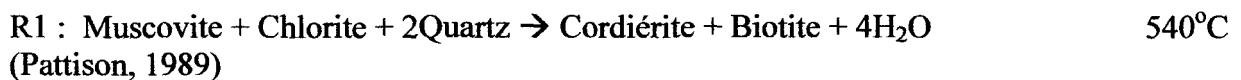
Pour identifier le faciès métamorphique prévalant dans ces roches, il faut utiliser une grille pétrogénétique des roches pélitiques. À partir de la paragenèse, les cornéennes métapélitiques non fusionnées (quartz + biotite + cordiérite + feldspath potassique + plagioclase) sont du faciès de cornéenne métapélitique à biotite. Alors que la paragenèse des migmatites qui ajoute fondu \pm orthopyroxène sont du faciès de cornéenne métapélitique à biotite et pyroxène.

4.6 RÉACTIONS DANS LA PARTIE SILICATÉE DES ROCHES

Comme nous l'avons vu au tableau 9 et dans les figures 4.29 et 4.30, la différence entre les roches sans sulfure et avec sulfure est que, dans ces dernières, les phases silicatées sont plus riches en Mg. Les effets du métamorphisme et les réactions sur ces deux types de roches sont les mêmes. Il n'y a que les températures des réactions qui peuvent différer ainsi que la présence ou l'absence de certaines phases.

Dans le domaine régional loin du Complexe igné de Duluth, la température du métamorphisme régional est de l'ordre de 250°C (Tracy et Frost, 1991) et les paragenèses communes sont mica blanc + chlorite + quartz + plagioclase + pyrite + graphite + H₂O. Ces paragenèses peuvent aussi contenir du feldspath potassique de provenance détritique ou métamorphique (phengite+feldspath potassique + chlorite + quartz + H₂O). Ce feldspath potassique est susceptible de réagir avec la chlorite pour former biotite + muscovite + quartz + H₂O (Labotka et al., 1981) à une température d'environ 420°C pour une pression

de 2kbar et un nombre Mg proche de 0.5. La température monte et la première réaction (R1) de l'auréole génère des porphyroblastes de cordiérite (observé dans fig. 4.2). Il est aussi possible d'avoir une réaction un peu différente qui produit de l'andalousite (R1a et R1b). Les températures indiquées sont pour une pression de 2 kbar et un nombre Mg proche de 0.5. (R1 et R1a=courbe 1, 1a; figure 4.31 et 4.32; R1b n'est pas représentée)



À basse pression, il est possible que ces réactions éliminent la chlorite pour les roches de nombre Mg moyen (ce qu'il y a à Duluth). La réaction R1a implique la coexistence de cordiérite et d'andalousite (Yardley, 1989; fig.3.8c) et la disparition de chlorite. À plus haute température, les prochaines réactions éliminent la muscovite. À une pression de 2 kbar et pour les échantillons sans sulfures, les réactions R2 et R3 (courbe 2, 3: fig.4.31 et 4.32) sont très proches l'une de l'autre (White et al., 2003; fig. 4a et b). Mais les évidences (absence d'andalousite ou de silimanite dans les cornéennes non fusionnées sans sulfure) suggèrent que la réaction qui génère cordiérite et feldspath potassique (R2) est la plus commune dans les métasédiments. Pour les roches avec sulfures, c'est R3 et R4 (R4 n'est pas représentée) qui sont très proches l'une de l'autre et il est difficile de savoir laquelle arrive en premier. Des évidences de la réaction R4 sont présentes dans l'échantillon A4-05 et A4-07 (figure 4.16 et 4.17).

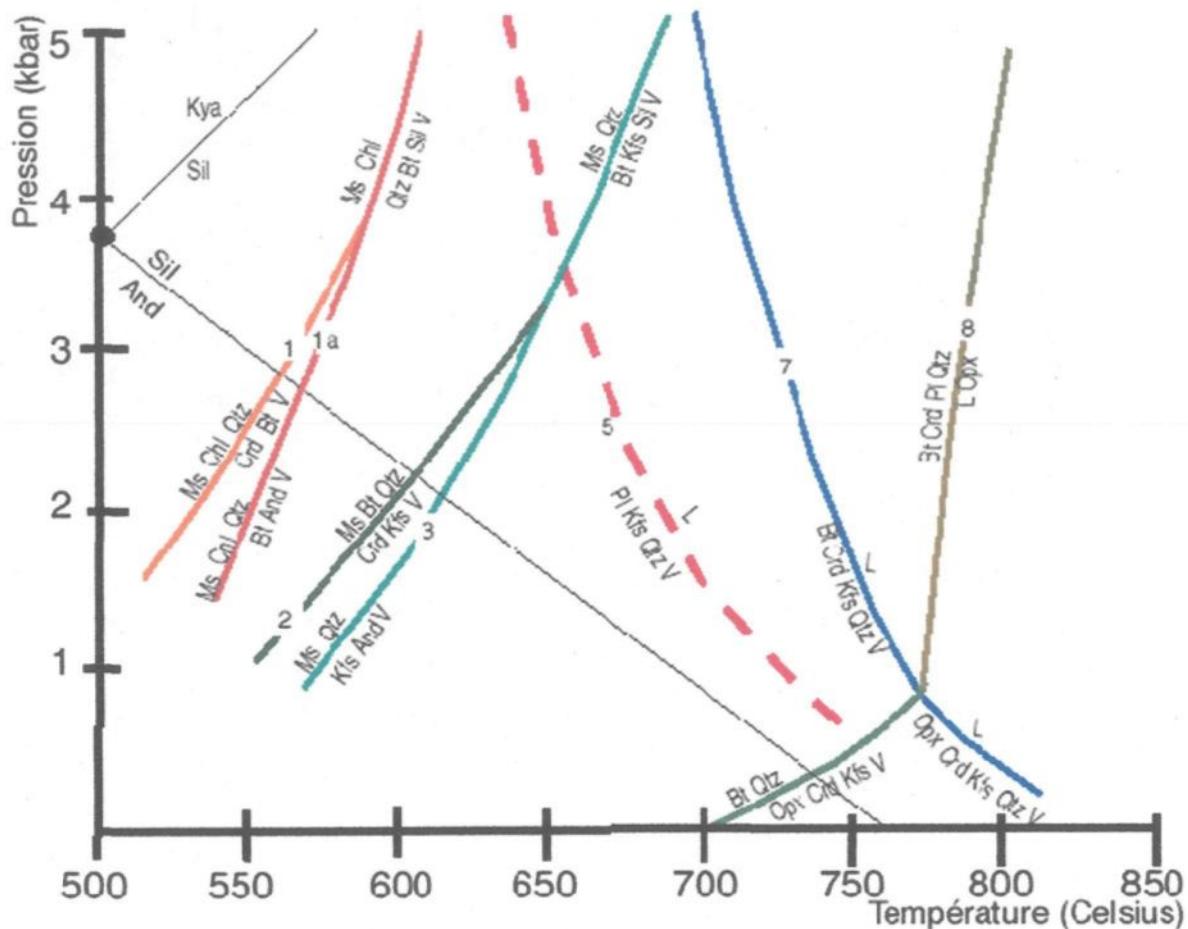


Figure 4.31 : Grille pétrogénétique pour métapélites sans sulfure. La réaction 5 est dans le système NKFMASH et provient de Thompson (1982). Les réactions entre les différents polymorphes des aluminosilicates proviennent de Holdaway (1971). Les autres réactions sont dans le système KFMASH où le #mg est proche de 0.5. Les réactions 1, 1a et 2 proviennent de Pattison (1989). Les réactions 3, 7 et 8 sont de Vielzeuf et Holloway (1988). Les abréviations des minéraux proviennent de Kretz (1983) sauf V=vapeur et L=liquide.

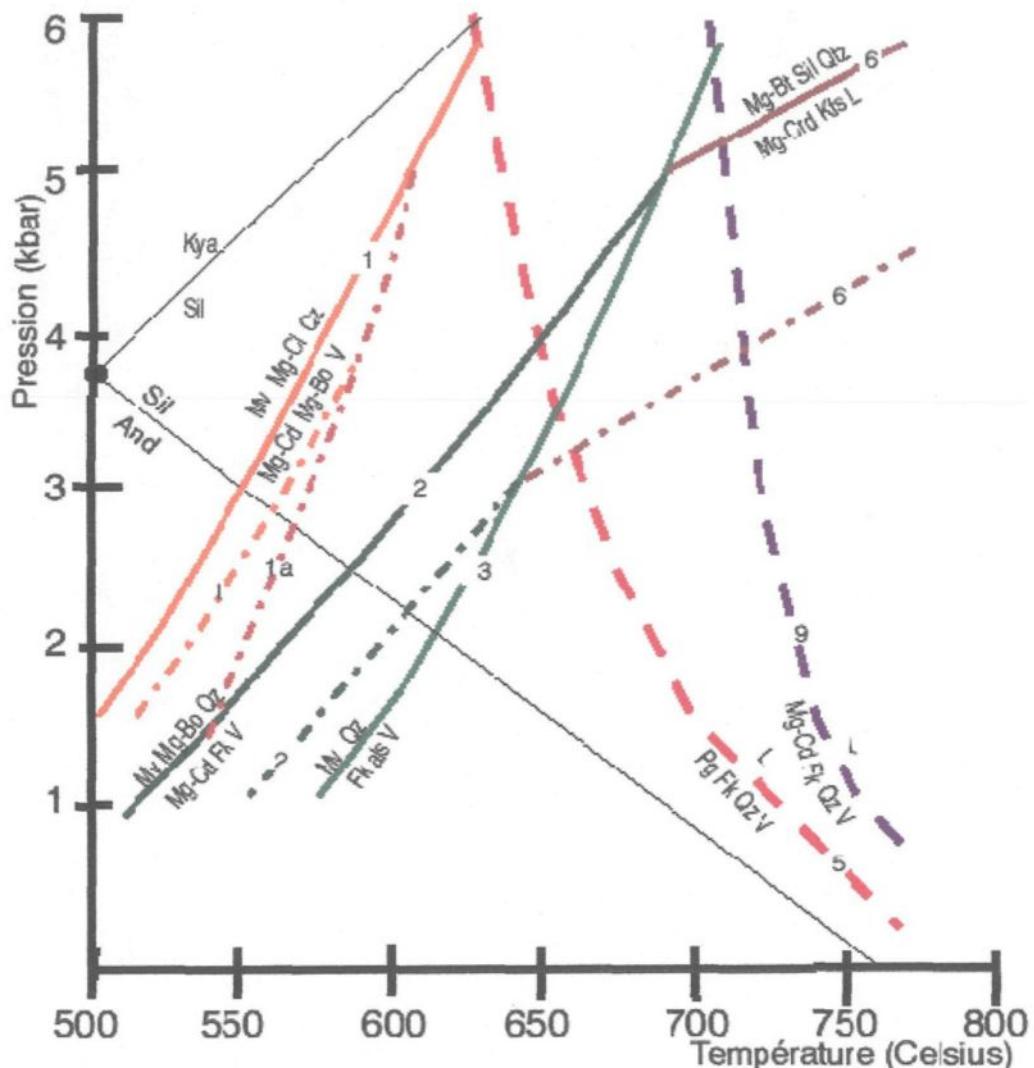
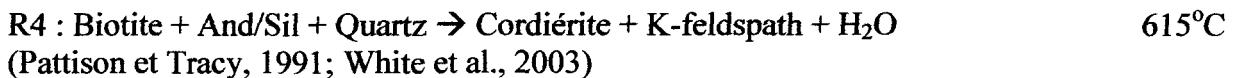
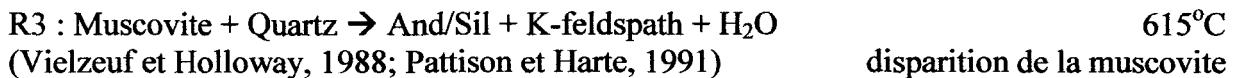
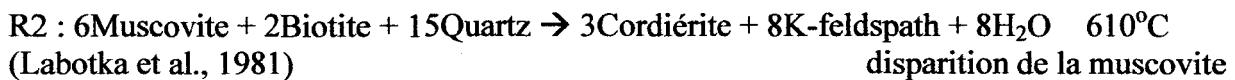


Figure 4.32 : Grille pétrogénétique pour métapélites avec sulfure. La réaction 5 est dans le système NKFMASH et provient de Thompson (1982). Les réactions entre les différents polymorphes des aluminosilicates proviennent de Holdaway (1971). Les autres réactions sont dans le système KMASH (sauf les lignes trait-pointillé qui sont dans KFMASH-#mg=0.5). Les réactions 1, 1a, 2, 6 et 9 proviennent de Pattison (1989). Les réactions 3 et 6 sont de Vielzeuf et Holloway (1988).



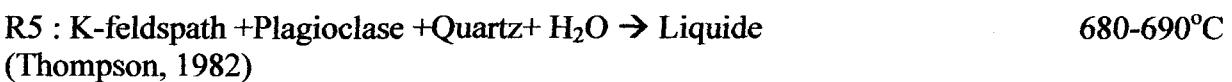
Comparativement aux roches sans sulfure, les roches avec sulfure sont plus riches en feldspath potassique et cordiérite. Ces roches contenaient donc plus d'argiles riches en potassium et aluminium à l'origine pour générer plus de muscovite (par rapport à chlorite) afin de produire R2. La chlorite épuisée, il devait encore rester de la muscovite qui disparaît avec R3 (courbe 3, fig.4.32). D'autre part, la faible proportion de feldspath potassique dans les quelques cornéennes non fusionnées sans sulfure du forage 17700 suggère que ces réactions n'auraient pas eu lieu dans ces roches. Ceci peut s'expliquer par l'hypothèse que ces roches contiennent autant de muscovite que de chlorite (mentionné par Luente et Morey, 1983), ce qui empêcherait R2 et R3 de se produire puisque la muscovite disparaîtrait en même temps que la chlorite. Dans les roches ayant une composition où la muscovite est en excès par rapport à la chlorite (muscovite encore présente après la disparition de la chlorite; Labotka et al. (1981) mentionne la présence de ce type de paragenèse), R2 a pu se produire en formant du feldspath potassique que l'on retrouve dans les cornéennes métapélitiques non fusionnées et les métatexites pélitiques sans sulfure du forage A4-18. Donc le protolite de 17700 est moins pélitique que celui de A4-18. Les roches qui ont plus de biotite ont perdu leur muscovite assez tôt (seulement par R1 et ±R2 plutôt que R1, R2 et R3).

À la même température que R4 (ou un peu après dépendamment de la cinétique), l'andalousite se transforme en sillimanite. Rappelons que seul un échantillon (fig. 4.16) a une évidence d'andalousite et que celle-ci n'est définie que par une texture relique (croix). La sillimanite est toujours sous forme de porphyroblaste. Il est donc vraisemblable que la sillimanite aient été produites par R3. Les réactions R2, R3 et R4 pourraient expliquer en partie la forte proportion de cordiérite et de feldspath potassique ainsi que la faible proportion de quartz par endroit dans les échantillons riche en sulfure (voir figure 4.10). Ni spinelle, ni corindon n'ont été observés dans les roches avec ou sans sulfure sauf quelques micro-spinelles ($<5\mu\text{m}$) dans les porphyroblastes de cordiérite.

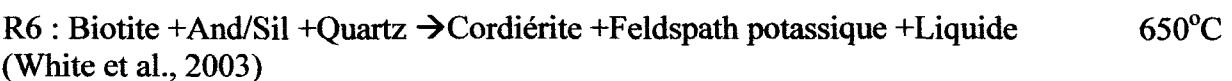
Avant d'aborder la production de liquide par la fusion partielle, la question de l'apparition de l'orthopyroxène se pose. Celui-ci est-il pré-fusion ou synchrone avec la fusion? Si il est pré-fusion, la réaction impliquée sera à basse pression ($<1\text{ kbar}$). Mais ce n'est pas le cas. En effet, on ne retrouve l'orthopyroxène que dans les migmatites, roches montrant des évidences certaines de fusion. La pression est donc plus grande que 1 kbar (probablement près de 2 kbar; Labotka et al., 1981) et les réactions qui produisent l'orthopyroxène sont des réactions de fusion partielle.

Avec la température croissante, les prochaines réactions sont les réactions de fusion partielle. En effet, les roches métatexitiques contiennent des évidences macroscopiques (leucosome) et microscopiques (plage de liquide) de fusion partielle. Il est possible que les premières réactions métamorphiques produisant le fondu utilise H_2O comme réactif. Ces réactions sont appelées réaction congruente de *wet melting* (Harris et al., 2003; Johnson et al., 2003). Ces réactions ne génèrent pas de minéraux diagnostiques comme produit et il y

a peu de cordiérite ou biotite impliquée (R5=courbe 5:fig. 4.31 et 4.32; R5a et b ne sont pas représentées). C'est par la réaction R5a que les roches subalumineuses (tous les échantillons sans sulfure, ainsi que les diatexites à sulfure) perdent leur sillimanite (si elles en avaient développé) alors que les roches alumineuses en ont encore après cette réaction (White et al, 2003; fig. 10a). Il est intéressant de remarquer que ces échantillons qui ont conservé leur sillimanite ont toutes plus de 66% SiO₂ et sont des métatexites à sulfure, c'est-à-dire celles dont le X_{Al} et le X_{Mg} sont les plus élevées.



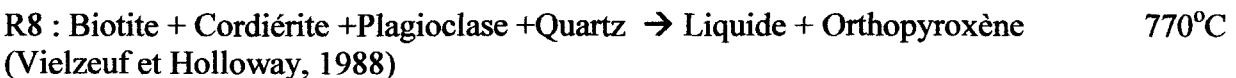
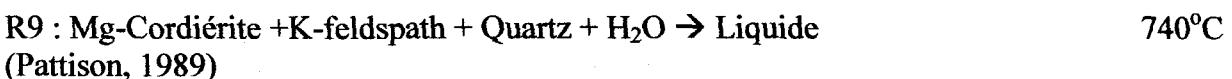
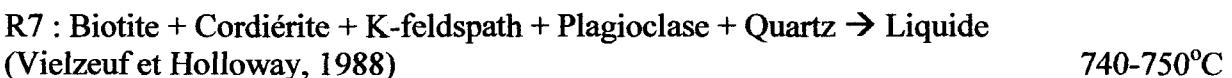
Après la disparition de H_2O , les prochaines réactions de fusion sont associées avec la déstabilisation de la biotite. Ces réactions sont dites incongruentes. Elles génèrent du fondu et produisent un produit solide de silicate de Fe-Mg \pm feldspath potassique. La partie résiduelle se compose de cordiérite, plagioclase, biotite, quartz, feldspath potassique, ilménite et magnétite. Pour les roches avec des aluminosilicates, la première réaction pourrait être R6 (courbe 6, fig. 4.32).



Il est à noter que l'étude avec THERMOCALC par White et al. (2003) suggère que cette réaction (R6) n'existe pas à une pression plus basse que 3 kbar, mais ce pourrait être possible (Vielzeuf et Holloway, 1988). Dans les roches de Duluth, les prismes de

sillimanite ne montrent aucune évidence de réaction dans les métatexites à sulfure. En effet, dans ce type de roches où le X_{Mg} est élevé, la réaction R6 (courbe 6, fig. 4.32) se produirait à des pressions encore plus élevées.

Par la suite, il y a R7 et R8 (courbe 7 et 8, fig. 4.31; R7 n'est pas dans fig. 4.32 par souci de clarté). La réaction R8 ne se produit que dans les diatexites sans sulfure. En effet, l'orthopyroxène ne se développent pas dans les roches contenant la sillimanite (White et al., 2003) ce qui explique pourquoi il n'y en a pas dans les métatexites à sulfure. Mais ça n'explique pas pourquoi il n'y en a pas dans les métatexites sans sulfure ou les diatexites avec sulfure. La réaction R9 s'ajoute pour les roches avec sulfure (courbe 9, fig. 4.32).



Par la suite, étant donné que le magma peut cristalliser, il y a plusieurs possibilités de textures différentes. Dans les diatexites, il n'y a plus de biotite résiduelle. Tous les cristaux ont cristallisé dans et/ou du magma (porphyroblaste et biotite interstitielle tardive). À une température >770°C, l'analyse de White et al. (2003) suggère que la biotite va disparaître. Par contre, l'étude expérimentale de Vielzeuf et Montel (1994) suggère que la biotite peut encore être présente à plus de 800°C.

4.7 RÉSUMÉ

Le protolite, non touché par le métamorphisme de contact, est pélitique à semi-pélitique. Il est composé de quartz, muscovite, chlorite, plagioclase et pyrite. Les roches de l'auréole ont subi le métamorphisme de contact. Les réactions de métamorphisme dans l'auréole introduisent la biotite, la cordiérite, le feldspath potassique et la pyrrhotite. La fusion partielle amène la formation de liquide que l'on peut retrouver sous forme de veine ou leucosome parallèle ou oblique au litage. L'altération en bordure des leucosomes et des zones fusionnées indique qu'il y avait des fluides dans le liquide et donc que la fusion partielle s'est faite en présence de fluides. La granulométrie des grains est plus petite lorsqu'il s'agit d'un matériel non fusionné (<0.05 à 0.1mm) et plus grossière (0.2 à 6 mm) lorsqu'il s'agit d'un matériel fusionné.

D'après la composition des roches, le protolite des roches à sulfure était plus riche en argile riche en K et Al pour générer plus de muscovite puis plus de feldspath potassique, cordiérite et sillimanite. De plus, la transition de pyrite à pyrrhotite dans ces roches riches en sulfure a entraîné les minéraux ferromagnésiens à être plus riche en Mg et à garder la sillimanite dans les roches où il y a le plus de sulfure. Les réactions sous-solidus se produiront donc à des températures moins élevées, mais les réactions de fusion impliquant des phases ferromagnésiennes se produiront à des températures plus élevées. C'est probablement la raison pour laquelle il n'y a pas de pyroxène dans les diatexites à sulfure. Cela a aussi pour conséquence de rendre les roches à sulfure moins fertile que les roches sans sulfure pour une même température.

Les conditions de pression et de température étaient de 2-2.5 kbar et 770°C (température déduite de la présence d'orthopyroxène). L'absence de biotite résiduelle dans quelques diatexites incite à penser que la température aurait pu monter à plus de 800°C au contact.

Maintenant que nous avons une meilleure idée des caractéristiques de chaque type de roche et de quelle façon elles se sont développées au niveau minéralogique, penchons-nous de plus près sur l'histoire du développement de leur microstructure.

CHAPITRE 5

DESCRIPTION DES MICROSTRUCTURES

La présence de fondu et le fait qu'il soit séparé ou non de la fraction solide affectent en grande partie l'apparence, la microstructure et la composition d'une roche ayant subi la fusion partielle (Sawyer, 1999). Une étude des variations des microstructures est donc importante pour la détermination des caractéristiques et des phénomènes accompagnant la fusion partielle.

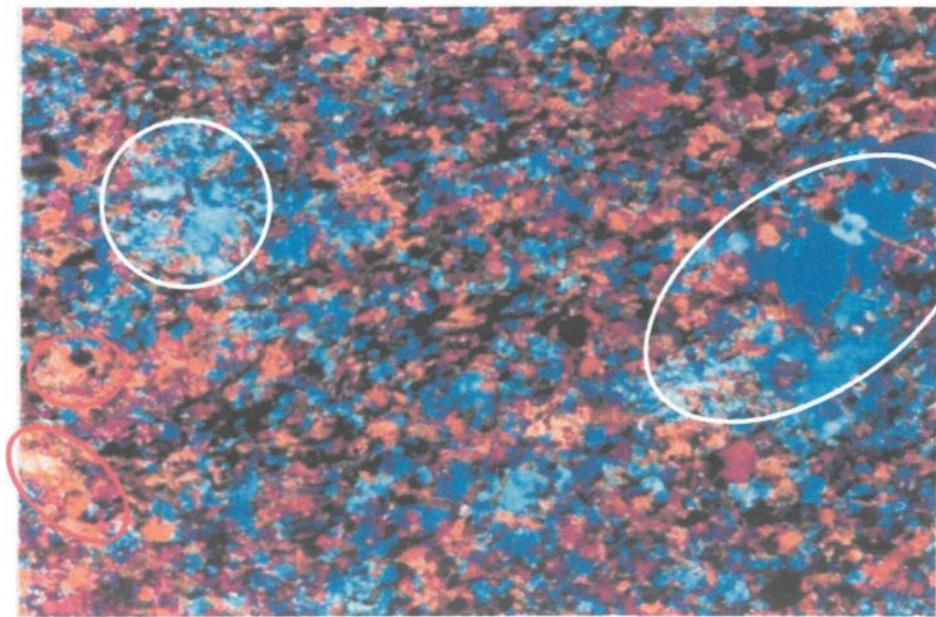
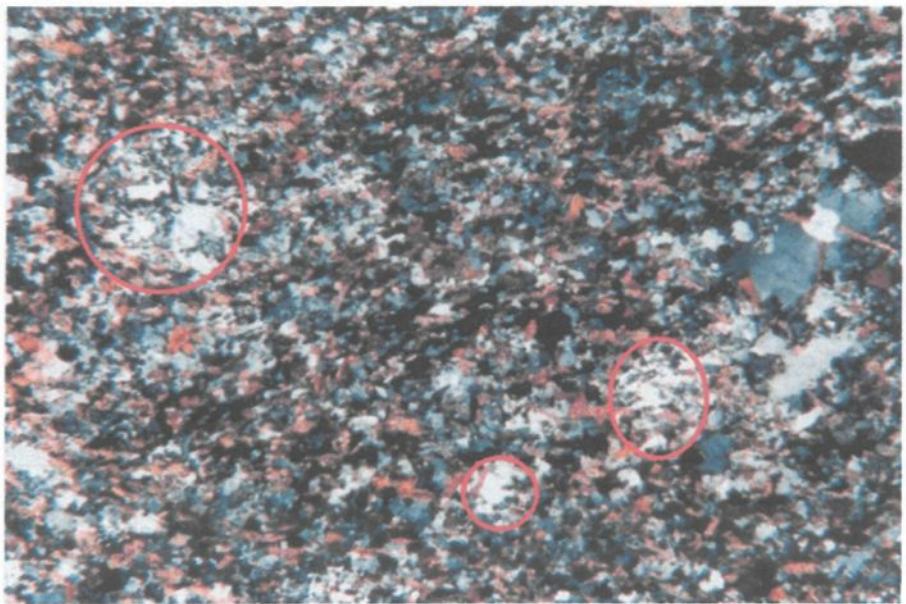
5.1 MICROSTRUCTURES DE FUSION DANS LES MIGMATITES DE DULUTH

Métatexite

Plus on est éloigné de l'intrusion, plus les évidences de fusion sont difficiles à discerner. La première évidence de fusion se présente au niveau des grains. Une nouvelle génération de quartz se forme dans la matrice des métatexites pélitiques et des métatexites pélitiques à sulfure. Plus ce quartz est éloigné de l'intrusion, plus il est petit et disséminé (éloigné l'un de l'autre). Sa granulométrie est plus grossière que la matrice et il contient de multiples petites inclusions de feldspath, de cordiérite ou de petits micas. Il peut être arrondi ou squelettique (figure 5.1-5.2) et est optiquement continu. Ce quartz à inclusions est appelé plage de liquide (*melt pools*). En effet, ces plages représentent un ancien liquide, obtenu par fusion de la matrice, qui s'est rapidement cristallisé en laissant de petits cristaux baignant dans une plage de quartz. C'est ce qui a été nommé type 1 dans la section 4.1.3

Figure 5.1 : Photo de 17-13, métatexite pélitique, en lumière polarisée montrant quelques plages de liquide de type 1 (cercle orange). Celles en blanc sont les plus faciles à distinguer. L'axe long de la photo est de 3.5 mm.

Figure 5.2 : Même photo en lumière polarisée et quartz compensateur. On remarque qu'une plage de liquide prend une même couleur (une même orientation optique-ce qui ne veut pas dire qu'un fondu jaune n'était pas connecté avec un fondu bleu) et leur forme est complexe. Les zones où les grains n'ont pas fusionnés ont des couleurs bien mélangées et une granulométrie plus petite (en haut- une cornéenne non fusionnée ressemble à cette partie-là). Les grands cristaux à droite ont cristallisés du liquide. Deux zones semblent avoir collectées le fondu (cercle blanc).



traitant des diatexites pélitiques. La composition des inclusions dépend de la composition des minéraux qui ont fondu pour produire cette plage de liquide. Puisque la première réaction de fusion (R5) implique surtout les phases quartzo-feldspathiques, c'est aussi surtout de ces phases-là dont sont formés les premières plages de liquide.

À mesure que l'on avance dans le processus de fusion, les plages de liquide se font plus importantes. Selon l'étude de Sawyer (1999), plusieurs petites zones arrondies de néosome (nouvelle phase = fondu + fraction solide) peuvent se développer dans la migmatite. Dans les métatexites de la Formation de Virginia, ces zones sont soit arrondies (non déformées) ou en ovales allongés (parfois pincés aux bouts; déformées). Cette description représente la forme initiale d'une métatexite (*patch migmatite*). Les figures 4.5 et 4.6 représentent une de ces petites zones (type 1). On remarque ici que la production de liquide par la fusion partielle a généré de la biotite plus grossière autour de la zone concentrée en matériel fusionné. En plus d'être plus grossière, la biotite est aussi plus abondante autour de cette zone comme si elle avait été repoussée vers l'extérieur de la plage de liquide (*melt pools*). Dans d'autres poches bien cristallisées et non déformées, il est possible de reconnaître les grains de feldspath potassique en bas, les grains de quartz au centre et les grains de plagioclase (plus grossiers) en haut de la poche. (Lame mince orientée dans un forage vertical. Voir aussi p.62) Il y a donc ségrégation de haut en bas.

Lorsque la fusion se poursuit, on retrouve des zones de 2 à 15 mm de long et de granulométrie moyenne à grossière (bien cristallisé) recoupant le litage. Elles commencent à ressembler à des veines irrégulières et peuvent comporter un peu de mica. Il s'agit de petits leucosomes *in situ* ou injectés mais qui sont d'origine très locale. Le protolite à

proximité du matériel fusionné est souvent altéré alors que le matériel fusionné ne l'est pas. Cela indique la présence de fluides dans le matériel fusionné qui est relâché lors de sa cristallisation.

À mesure que la fusion partielle augmente, ces petits leucosomes deviennent plus larges. Les néosomes (matériel fusionné) se présentent alors sous forme de bandes (figure 4.7-4.8) à granulométrie plus grossière (feldspath potassique + quartz ± plagioclase ± cordiérite saine) alternant avec le protolite qui est d'une granulométrie plus fine et d'une minéralogie différente (cordiérite pinnitisé + plagioclase + micas + opaque + quartz + sillimanite ± feldspath potassique). Dans ce protolite on retrouve des évidences de fusion sous forme de plages de liquide de type 1.

Transition entre métatexite et diatexite

Puisque la métatexite est caractérisée par la préservation des structures pré-migmatiques comme le litage et les diatexites par l'absence de structure de pré-migmatisation, quelle est la structure du stade transitionnel ? Les zones transitionnelles à Linwood Lake et dans les forages A4-18 et 17700 sont très petites. Elles se caractérisent par le développement d'un rubannement (ou alternance entre parties leucocrate et mélanocrate (néosome)) et par la présence de morceaux de paléosome dans lesquels on peut observer des litages et un granoclassement (figure 4.19). Cette transition représente une augmentation de la proportion ou fraction de fondu dans la roche. Il n'y a pas encore la distribution homogène qui caractérise les diatexites.

Diatexite

Lorsqu'il y a suffisamment de liquide silicaté, la roche devient un mélange de cristaux baignant dans un liquide (suspension de cristaux dans un liquide silicaté). Elle adopte alors un comportement de magma dû à la forte proportion de matériel fusionné (>25%) qu'elle comporte. Les structures originales de la roche (par exemple le litage) sont effacées (figure 5.3). On peut cependant y retrouver des morceaux de métapélites diatexitiques (5.4a) ou n'ayant pas fondu dû à leur minéralogie réfractaire (figure 5.4b).

5.2 MICROSTRUCTURE DE FLUAGE

Cette suspension de cristaux dans le liquide silicaté peut se mettre en mouvement (*bulk flow*) si les conditions le permettent. Il y a trois microstructures indicatrices de fluage retrouvées à Duluth. Dans la première, les minéraux en prisme (biotite, feldspaths) s'orientent parallèlement lors du fluage magmatique (Blumenfeld et Bouchez, 1988; Arbaret et al., 1996). Les diatexites peuvent être (a)- sans fluage (minéraux non alignés; fig. 4.25), (b)- avec fluage où celui-ci oriente biotite, cordiérite et plagioclase (fig. 4.22) ou (c)- avec fluage puis arrêt du fluage. Ce dernier point est déduit (1) par l'orientation de plagioclase et cordiérite mais la biotite est non orientée (cristallisation de la biotite après le fluage) ou (2) certains grains de biotite sont orientés et d'autres non (cristallisation d'une partie de la biotite durant fluage. Puis arrêt du fluage et recristallisation de la biotite à l'état statique; fig. 4.23). Deuxièmement, le rassemblement (Milord et Sawyer, 2003) de la biotite en schlierens qui suivent le sens de l'écoulement (fig. 5.5). Troisièmement, les microstructures de mouvement (cisaillement, étirement ou *pinch-and-swell*) développées lors de l'interaction entre une diatexite pélitique et une diatexite à sulfure (figure 5.5, 5.6)

Figure 5.3 : Photo de la lame mince A4-40a montrant la texture globalement homogène (malgré les microstructures planaires que l'on peut observer qui sont des bandes un peu plus riches en fondu) des diatexites. La largeur de la lame mince est de 2.6 cm.

Figure 5.4 : Photo des lames minces A4-03-I et A4-13-Ia montrant des morceaux-M fusionnés entourés de diatexite-D pauvre en biotite. Dans A4-13-Ia, la minéralogie très riche en plagioclase a empêché ce morceau de fondre complètement. Il a d'ailleurs gardé des traces de litage. On peut aussi observer un schlieren-S en Z dans cette lame qui indique le sens de l'écoulement de la diatexite (flèche). La largeur de chaque lame mince est de 2.6 cm.

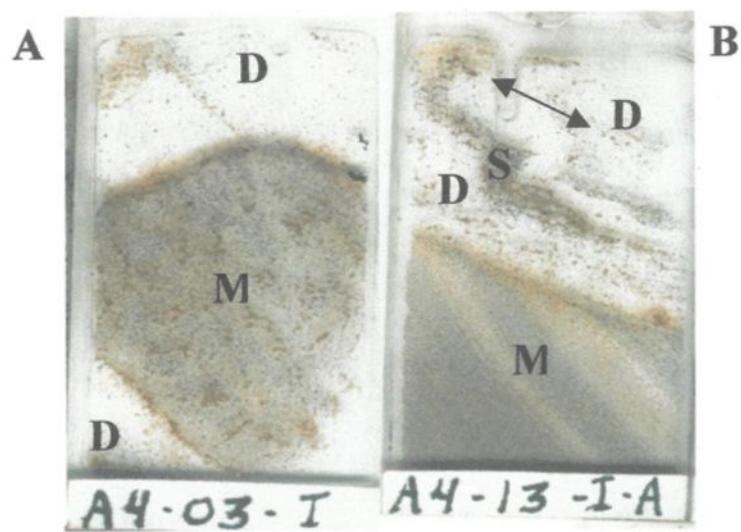
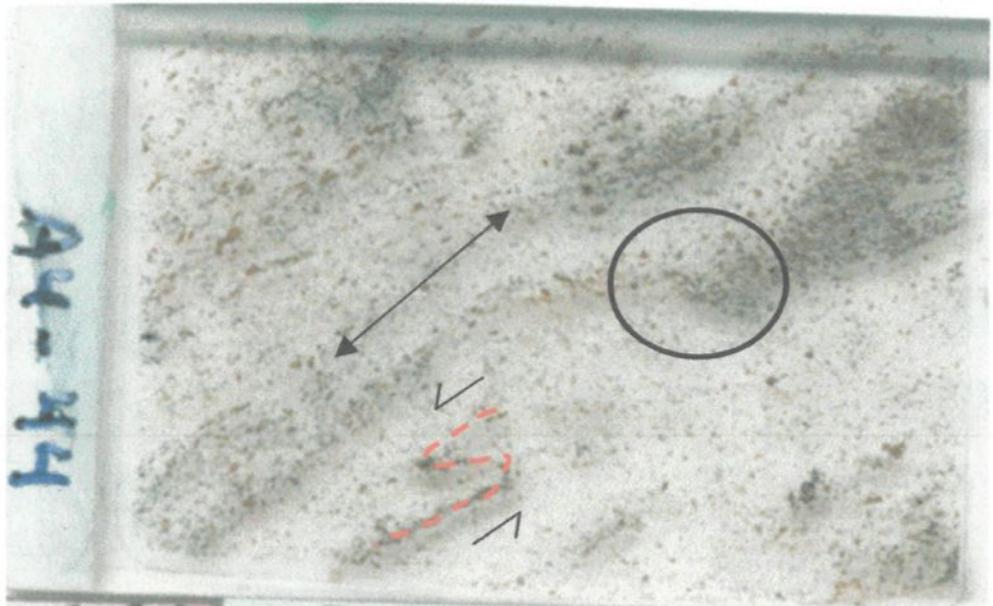


Figure 5.5 : Photo de la lame mince A4-44, diatexite à sulfure, montrant le développement d'un schlieren par l'érosion et l'étirement d'une enclave dans la diatexite (cercle). La double-flèche montre la direction d'écoulement. Remarquez le petit S en bas au centre qui montre le cisaillement (pointillé). Le haut du forage est en haut. L'axe court de la lame mince est de 2.6 cm.

Figure 5.6 : Photo de la lame mince A4-43 montrant l'érosion d'une enclave de diatexite à sulfure (cercle) puis le mélange avec la diatexite pélitique qui suggère que la diatexite à sulfure est plus visqueuse que la diatexite pélitique dans cette roche. Le schlieren en haut à droite indique étirement et destruction de la diatexite à sulfure (pointillé). L'axe long de la photo est de 6 cm.

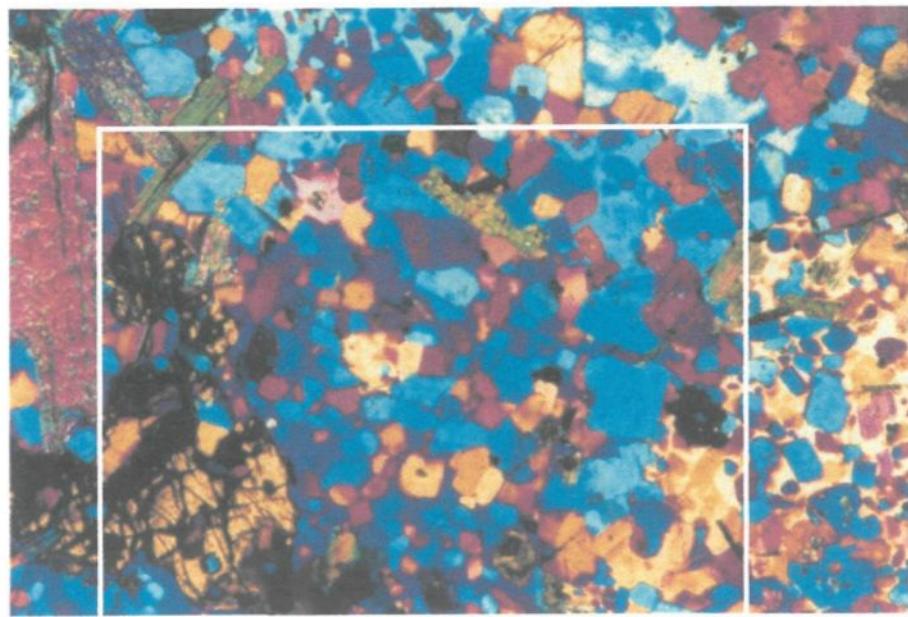
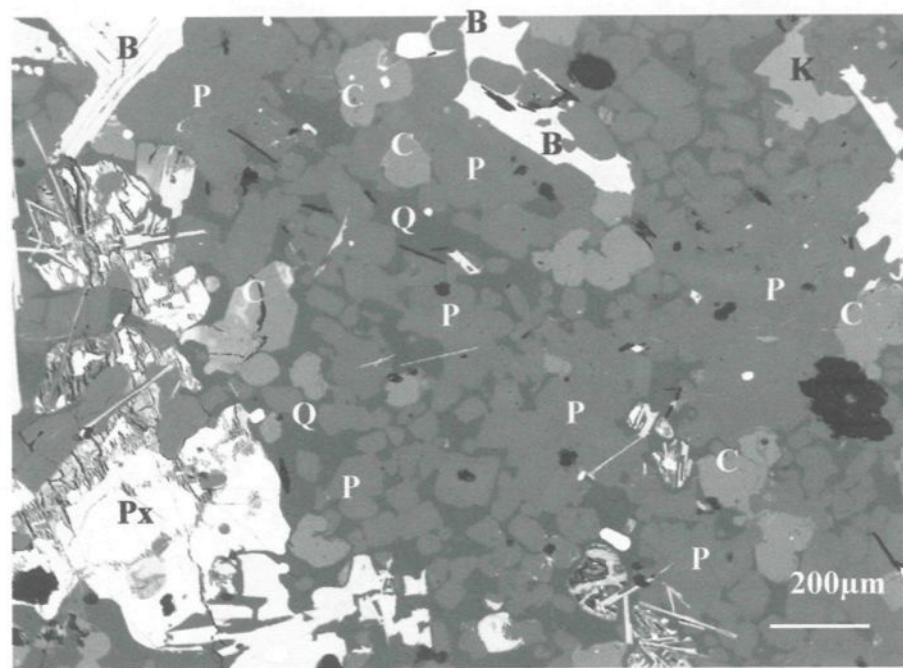


montrent un mouvement différentiel entre les deux. Ces microstructures donnent l'impression que la diatexite pélitique à sulfure était plus visqueuse que l'autre. Il y a donc cisaillement entre les deux. Les plis en S ou Z (fig. 5.4-5.5) indiquent un cisaillement différentiel durant l'écoulement. Lors du cisaillement, les zones amincies se détachent et tournent sur elles-mêmes (fig. 5.6).

Le fait que la diatexite est en grande partie fusionnée et qu'il y a fluage tend à homogénéiser la roche ainsi que la distribution de ses phases (figure 5.3). Malgré cela, on trouve tout de même des variations des microstructures et des compositions dans la diatexite. En effet, le liquide peut être d'une composition différente d'un point à l'autre. Ainsi dans le plan de la lame mince, certaines contiendront des cristaux de feldspath potassique, de plagioclase et de cordiérite dans le quartz intersticiel (figure 4.20-4.21) tandis que d'autres n'auront que des cristaux de plagioclase dans du quartz intersticiel (figure 5.7-5.8) ou encore des cristaux de quartz et plagioclase dans du feldspath potassique intersticiel. Les variations de microstructures, quant à elles, sont principalement dues aux divers degrés de cristallisation des grains contenus dans les plages de liquide et/ou à l'interaction avec une autre diatexite pélitique de caractéristiques différentes telles que composition de la minéralogie, granulométrie, densité ou température. Cela peut indiquer que le mélange n'est pas complet. Il peut aussi s'agir de processus comme la ségrégation ou la cristallisation fractionnée (à petite échelle) qui créent une certaine hétérogénéité dans l'orientation des grains et/ou la distribution des phases minéralogiques.

Figure 5.7 : Photo BSE de a4-46a, diatexite pélitique, montrant plusieurs grains de plagioclase-P baignant dans le quartz-Q interstiel. Remarquez la biotite-B et le seul feldspath potassique-K entourant les grains de plagioclase. Cordiérite-C, orthopyroxène-Px.. La ligne en bas à gauche mesure 200 μm .

Figure 5.8 : Photo de a4-46a, lumière polarisée et quartz compensateur, dont la cadre blanc correspond à la figure précédente. Remarquez que la plage de quartz qui semblait uniforme est en fait composée d'au moins trois morceaux (jaune en bas à droite, violet au centre et bleu en haut). L'axe long de la photo est de 2.5 mm.



5.3 MICROSTRUCTURE DE SÉGRÉGATION

Certaines métatexites et diatexites montrent des hétérogénéités à petite échelle qui peuvent s'expliquer par un mécanisme de ségrégation. La ségrégation du liquide des minéraux ferromagnésiens (résiduels pour les métatexites) mène à la formation de zones mélanocrates (riches en minéraux ferromagnésiens) et de zones leucocrates (riches en minéraux quartzo-feldspathiques). Dans le cas d'une métatexite, les plages de liquide cristallisé laissent du quartz grossier entouré de cordiérite et de feldspaths plus petits. Il se forme ainsi d'une part une zone quartzo-feldspathique amoindrie à dépourvue de biotite et d'opaque et d'autre part une zone résiduelle (ce qui n'a pas fondu) de granulométrie plus fine composée de plus de biotite et d'opakes. Cette dernière peut aussi contenir des plages de liquide qui sont, en général, peu cristallisées, dispersées et en petit nombre.

Pour les diatexites, le liquide peut se séparer des cristaux déjà cristallisés (surtout biotite, cordiérite et opaque). Cela a le même effet que pour les métatexites. D'une part, on se retrouve avec les minéraux ferromagnésiens qui forment les zones mélanocrates et, d'autre part, avec les minéraux quartzo-feldspathiques qui forment les zones leucocrates. Les zones mélanocrates sont riches en cordiérite et biotite en plus de contenir un peu de quartz et de feldspaths. Cela ressemble au protolite des métatexites pélitiques, mais les zones mélanocrates des diatexites sont plus pauvres en quartz et feldspath et il n'y a pas de litage visible. Lorsqu'il ne reste plus que les opakes, la cordiérite et la biotite, ils forment des schlierens (figure 4.26 et 5.4b). Il se produit toute une évolution dans la diatexite de zone mélanocrate à schlierens à mesure que le liquide silicaté de la zone mélanocrate s'en sépare (Milord et Sawyer, 2003). Les zones leucocrates présentent aussi une certaine

évolution minéralogique et microstructurale. En effet, la composition des zones leucocrates dépend de la composition du liquide lorsque celui-ci se sépare. Certaines zones leucocrates comportent biotite et cordiérite en plus du quartz et des feldspaths. Le liquide contenait donc encore du fer-magnésium en quantité lorsqu'il s'est séparé. D'autres zones, riches en feldspath potassique et quartz, présentent des textures et des formes similaires aux leucosomes (texture micrographique ou feldspath potassique interstitiel entre grains de quartz corrodés). Ces zones peuvent contenir de la muscovite magmatique et de petites quantités d'autres minéraux. Ils indiquent un stade tardif dans la cristallisation du magma felsique. Dans certaines lames de diatexite, il y a plusieurs niveaux de ségrégation représentant différents degrés de ségrégation d'où l'idée d'évolution. L'échelle de ces phénomènes est de l'ordre du millimètre aux centimètres.

Les limites entre les différentes zones (leucocrate et mélanocrate) peuvent être soit graduelles ou floues (peu de démarcation entre les deux, contour très irrégulier), si le processus est *in situ*, soit nettes (possibilité de formation d'un leucosome), s'il y a eu fluage d'une zone par rapport à l'autre. C'est à cause de tous ces processus (fluage et ségrégation) que certaines zones des métatexites et des diatexites pélitiques peuvent comporter plus de matériel ferromagnésien ou plus de matériel leucocrate en certains endroits.

5.4 MICROSTRUCTURE DE CRISTALLISATION

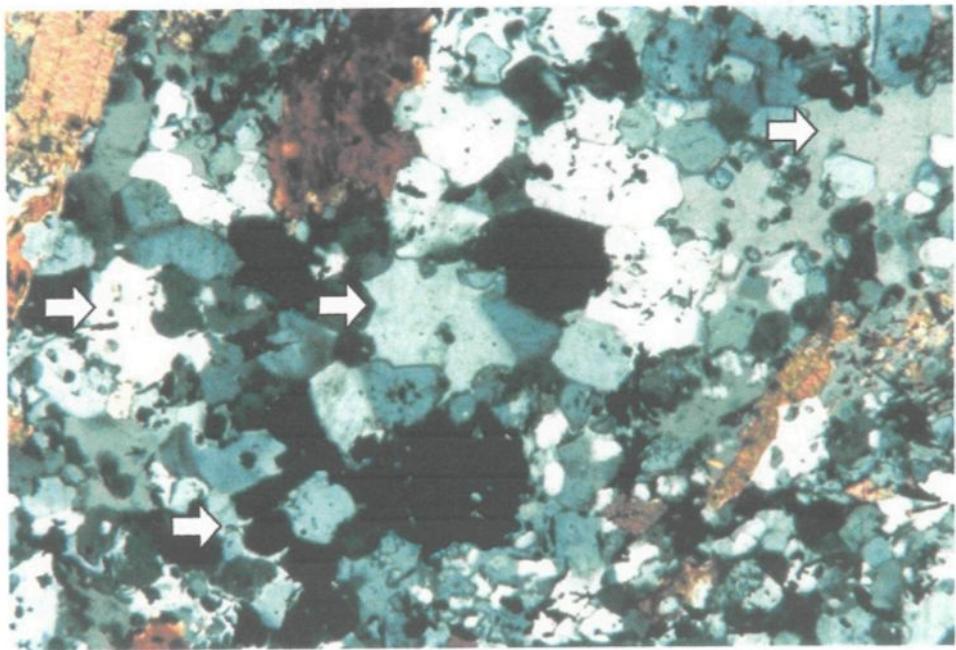
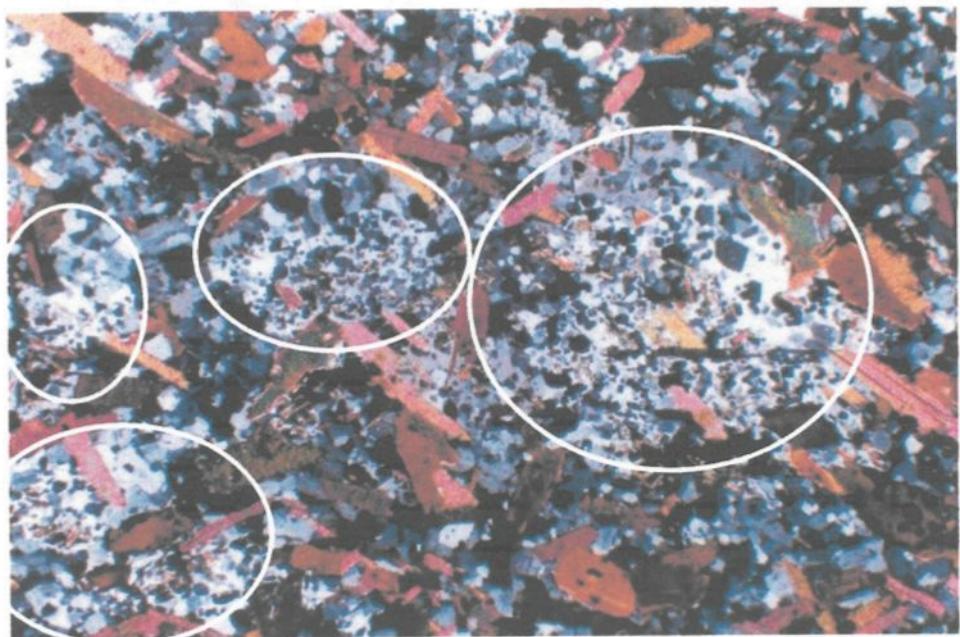
Les processus de cristallisation affectent aussi de manière importante les microstructures des migmatites. Nous avons vu dans la section 4.1.3 (dans diatexite pélitique, p.53) que les plages de liquide se cristallisent sous quatre formes différentes et

que ceux-ci représentent l'évolution de la cristallisation. Le type 1 (figure 5.1) et le type 2 sont similaires, il s'agit de plage de liquide plutôt arrondie remplie de nombreuses inclusions. Ces inclusions ainsi que les cristaux qui ont cristallisés à partir du matériel fusionné ont des formes idioblastiques (prismatique, carré) (Platten 1982, 1983; Vernon et Collins, 1988). Les plages de liquide ont cristallisé peu après leur formation. Elles sont restées petites, plus ou moins nombreuses et dispersées uniformément dans la matrice. Les plages de liquide du type 2 sont plus grosses (leurs inclusions aussi), plus nombreuses et se touchent généralement entre elles (figure 4.25 et 5.9) jusqu'à envahir toute la surface. Ces plages du type 2 ont subi une fusion plus avancée que le type 1 et elles ont cristallisé en plage de quartz interstiel entre les inclusions qui ont cristallisés du liquide. Les plages de type 3 sont des plages de liquide interstiel dont les bordures sont limitées par les faces de cristaux en périphérie. Ces cristaux (aussi bien biotite, cordiérite et feldspaths que le quartz) croissent avec leurs formes cristallines propres (prismatique, hexagonale) d'où l'abondance de formes subidioblastiques à idioblastiques (Platten, 1983). Les plages de liquide ont la même grosseur ou sont plus petits que les cristaux qui les entourent. Ils contiennent peu ou pas d'inclusions (figure 5.10). La cristallisation est ici plus avancée que pour le type 2 car plusieurs cristaux idioblastiques ou corrodés (cristallisés du liquide puis corrodés par lui) entourent le liquide restant. Il s'agit des dernières poches de liquide.

Si le temps l'a permis, ces dernières poches de liquide peuvent s'être complètement cristallisées sous forme de cristaux de quartz (type 4). Ces cristaux de quartz tendent à prendre des formes idioblastiques (presque hexagonale) dans certains cas (figure 4.27 et

Figure 5.9 : Photo de A4-14-I, diatexite pélitique en lumière polarisée, montrant des plages de liquide (encerclée) de type 2-3 (intermédiaire entre 2 et 3 : séparé par cristaux formés du liquide-3 mais encore beaucoup de petites inclusions-2). L'axe long de la photo est de 22 mm.

Figure 5.10 : Photo de A4-46a, diatexite pélitique, en lumière polarisée. Les plages de liquide (flèches) sont de type 3 (granulométrie similaire ou plus petite que les cristaux environnants, entourés par des cristaux facettés, peu ou pas d'inclusions). Elles sont séparés de nombreux cristaux idiomorphes à subidiomorphes. L'axe long de la photo est de 2.5 mm.



5.11). La formation de cristaux et leur recuit (croissance) détruit la forme initiale de la plage de liquide. À ce stade, il faut donc trouver d'autres évidences permettant de dire qu'il y a eu fusion partielle (par exemple, alignement de la biotite et des prismes de feldspath attestant qu'il y a eu écoulement et donc qu'on était dans un régime magmatique).

Les limites entre les types 1, 2 et 3 ne sont pas précises, il s'agit plutôt d'une évolution du type 1 au type 4. La matrice peut comporter soit 100% de quartz cristallisé (type 4), soit 100% de quartz en plage (type 1 et/ou 2; figure 4.25), soit un mélange des deux (type 2 et/ou 3 et 4; figure 5.10). Le type 1 est plus commun aux métatexites pélitiques. Les diatexites peuvent comporter une grande proportion de plage de liquide de différentes morphologies (type 2 et 3; figure 4.21, 4.23 à 4.25, 5.7 à 5.10). La différence de composition du matériel fusionné (évoqué à la section 5.2) aux différents endroits d'un échantillon dénote possiblement l'action de mécanisme de cristallisation fractionnée où il y a cristallisation d'un constituant (plagioclase, par exemple) et expulsion du liquide résiduel (riche en quartz et feldspath potassique).

Les observations suggèrent que le quartz est généralement la dernière phase à cristalliser, mais c'est parfois le feldspath potassique. Si le quartz est en dernier, il est souvent d'abord entouré de feldspath potassique puis des autres minéraux. Au centre de certaines plage de quartz (type 2 ou 3), on peut trouver de petits amas plus ou moins clair de biotite en prisme fin entrecroisé et/ou de cordiérite, tous deux étant plus ou moins altérés (figure 5.12-5.13). Il s'agit là des derniers jus du liquide qui cristallisent rapidement selon la composition du liquide restant qui est souvent riche en fer et H₂O (d'où l'altération).

Figure 5.11 : Photo de A4-38, diatexite pélitique en lumière polarisée. Les cristaux de quartz sont grossiers par rapport aux autres cristaux qui les entourent. Ils tendent à prendre une forme hexagonale (type 4-ligne tiretée). Il reste aussi des plages de liquide de type 3 (flèche). L'axe long de la photo est de 2.5 mm.

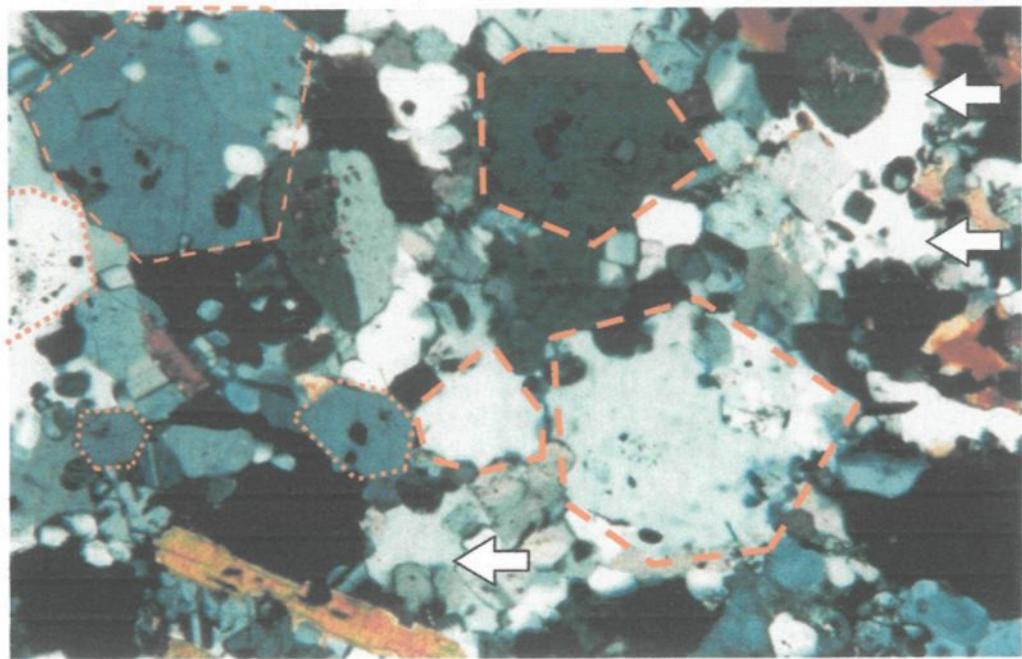
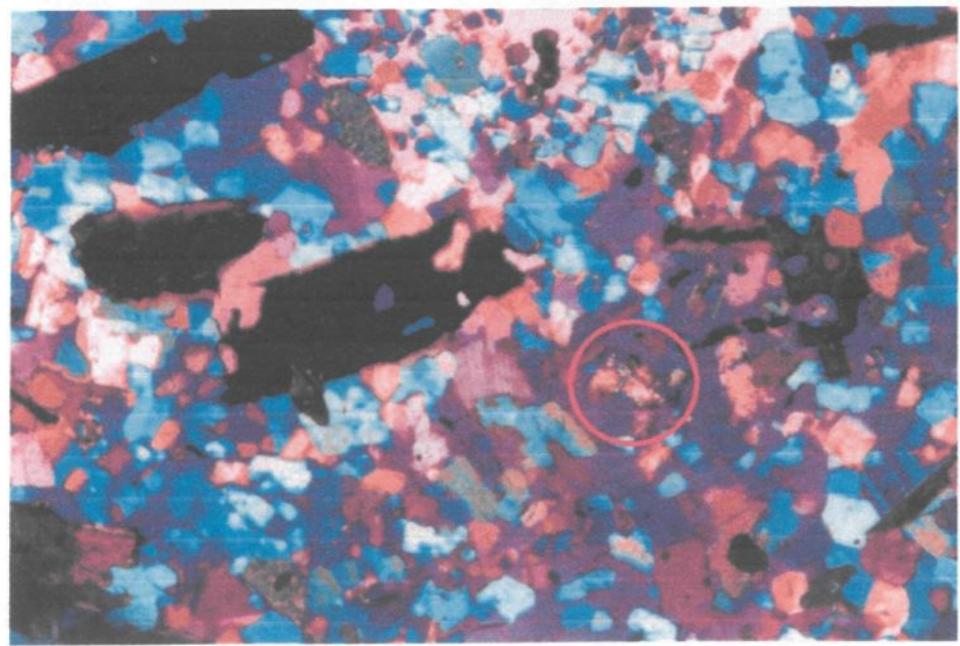
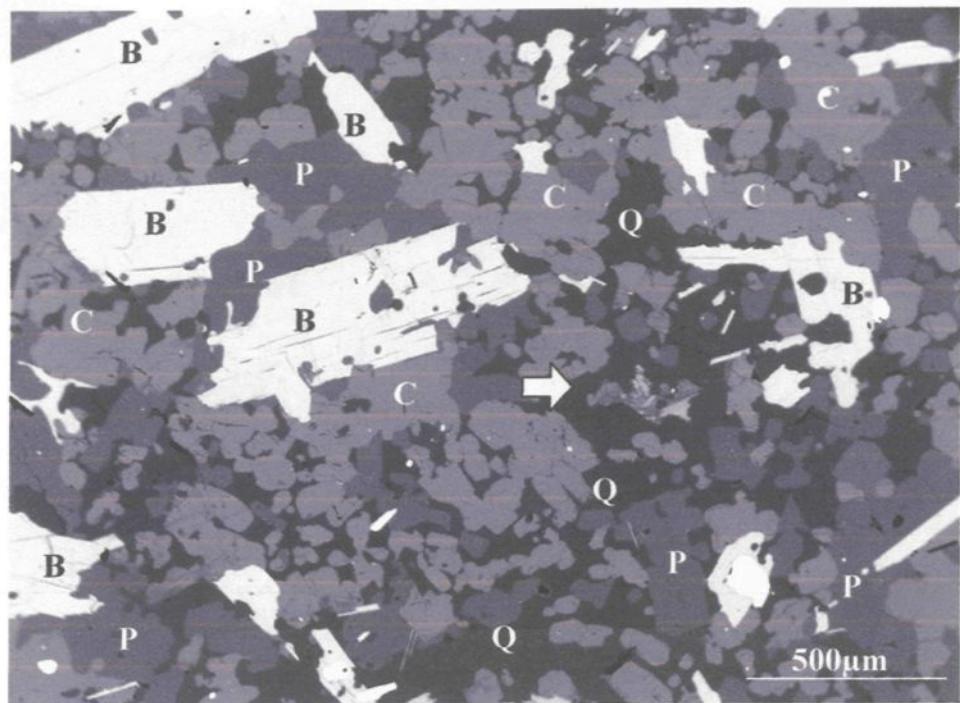


Figure 5.12 : Photo BSE de A4-45, diatexite pélitique. La flèche montre une intercroissance de divers minéraux au centre d'une plage de liquide de type 2. Quartz-Q, Biotite-B, Cordiérite-C, Plagioclase-P. La ligne en bas à droite est de 500 µm.

Figure 5.13 : Photo en lumière polarisée et quartz compensateur correspondant à la photo BSE précédente. Les plages de liquide sont délimitées par le quartz interstitiel qui prend une même couleur pour une même plage. Vu ainsi, le phénomène de la figure précédente (ici, encerclé) ressemble à un grain de cordiérite altérée. L'axe long de la photo est de 2.75 mm.



Dans l'espace (en s'éloignant du contact intrusion-métasédiment), les roches cristallisent (enregistrent) différents stades de fusion. Plus les roches sont éloignées du contact, plus le stade de fusion est précoce (début de fusion).

5.5 RÉSUMÉ

Afin de savoir si une roche a gagné ou perdu du liquide, il faut d'abord savoir si cette roche a fusionné et si le liquide produit s'est séparé de sa matrice. C'est pourquoi l'étude des microstructures des roches a été effectuée.

Des évidences de fusion se présente au niveau des grains sous forme de plage de liquide et sur l'affleurement sous forme de leucosome *in situ* ou injectés localement. Dans cette étude, la présence de liquide est devenue assez importante (>25%) pour que la roche devienne une suspension de cristaux dans un liquide silicaté. Elle a alors adopté un comportement de magma et peut commencer à fluer si les conditions le permettent.

Les évidences démontrent que le fluage s'est produit mais qu'il s'est rapidement arrêté. Cet arrêt peut être dû à la faiblesse de la déformation et/ou à la cristallisation précoce du matériel fusionné.

La ségrégation du liquide des minéraux ferromagnésiens (non fusionnés pour les métatexites, cristallisés du liquide pour les diatexites) mène à la formation de zones mélancrates (riches en minéraux ferromagnésiens) et de zones leucocrates (riches en minéraux quartzo-feldspathiques). L'échelle de ces phénomènes est de l'ordre du millimètre aux centimètres. La cristallisation du liquide forme différentes morphologies. Ces morphologies indiquent une cristallisation rapide.

Plusieurs petits indices (poche de liquide aplatie, veine injectée, extinction roulante, fluage) indiquent que la déformation était présente mais faible.

Après cette revue de l'histoire des migmatites par le biais de leurs microstructures, il reste à étudier leur attribut géochimique. C'est ce qui fait l'objet du prochain chapitre.

CHAPITRE 6

GÉOCHIMIE

Plusieurs études portant sur les auréoles de contact telles que Labotka et al. (1981), Pattison et Harte (1988), Grant et Frost (1990), Symmes et Ferry (1995), Droop et al. (2003) ou Johnson et al. (2003) reconnaissent l'existence de zones métamorphiques autour des intrusions. Ces zones sont caractérisées par des séquences minéralogiques distinctes. Plus les zones sont rapprochées de l'intrusion, plus les séquences minéralogiques reflètent un faciès métamorphique de haut grade. Dans la majeure partie des cas (du moins pour les intrusions mafiques), la ou les zones les plus proches de l'intrusion montrent des évidences de fusion partielle. Il est donc possible de séparer une auréole en deux parties distinctes : une partie externe où ont lieu les réactions progrades sous-solidus et une partie interne où a lieu la fusion partielle et où on retrouve les migmatites.

Dans le cadre de cette étude, les cornéennes métapélitiques non fusionnées font partie de l'auréole externe alors que les métatexites et les diatexites font partie intégrante de l'auréole interne. À partir de ce constat, il convient de se poser la question suivante : les processus du métamorphisme sous-solidus et de la fusion partielle ont-ils conduit à un système ouvert ou le système est-il resté fermé ? Autrement dit, y a-t-il eu une perte ou un gain important de matériel relié au métamorphisme sous-solidus ou au métamorphisme

plus extrême qu'est la fusion partielle des métasédiments ? La réponse à cette question sera étudiée par le biais de la comparaison géochimique entre les roches du protolite (hors de l'auréole) et les roches de l'auréole externe et interne. Mais voyons d'abord chacune d'entre elles en particulier. Il est à noter qu'au niveau de la géochimie, les cornéennes non fusionnées qui sont éloignées du Complexe (environ 1km; forage 24981) seront considérées en tant que protolite tout comme l'a fait Ripley et Alawi (1988). Elles seront tout de même comparés pour elles-mêmes aux autres groupes de roches.

6.1 DESCRIPTION ET COMPARAISON GÉOCHIMIQUE

La méthode utilisée est décrite à la section 3.4 (page 28 à 30). En résumé, la composition des roches affectées par la fusion partielle est comparée à la composition chimique des roches initiales (protolite) pour évaluer les changements géochimiques dus à la fusion partielle. Chaque type de roche est donc décrit puis comparé au protolite afin de déterminer ce qui est dû aux caractéristiques de la roche initiale et ce qui est dû à la perte ou au gain de liquide anatectique. Il est donc aussi nécessaire de définir les caractéristiques de ce liquide et voir si nos leucosomes ont la composition de ces liquides.

Pour ce faire, des données de liquides expérimentaux ont été retenues. Ils ont un symbole distinct (losange vide) dans chaque graphique. Ces liquides ont été choisis sur la base de la pression (2-3 kar) et de la température (700-875°C) d'expérimentation ainsi que de la composition des protolites (grauwacke, pélite) qui sont similaires ou proches de celles de l'auréole étudiée. Ces données proviennent de Grant (2004) et de Montel et Vielzeuf (1997).

Comme précédemment, les quatre types de métapélites ont été séparés en deux groupes. Le premier groupe (métapélite, cornéenne, métatexite et diatexite) contient moins de 1% de soufre. Le second groupe (métapélite à sulfure, métatexite à sulfure, diatexite à sulfure) contient plus de 1% de soufre. Cette limite a été déterminée à la fois par la pétrologie (présence ou absence de sulfure) et par l'analyse du contenu en soufre de tous les échantillons. Tous les échantillons sans sulfure (sauf 1, une cornéenne non fusionnée) contiennent moins de 0.8% soufre. Les leucomes qui ne sont pas dans une zone à sulfure en ont moins de 0.25% alors que ceux qui sont dans une zone à sulfure ont plus de 1% de soufre. La limite devait donc se situer entre 0.8 et 1. Il a néanmoins été décidé que la limite serait de 1% car l'échantillon isolé à 0.98% de soufre montre un comportement similaire à un autre échantillon qui a moins de 0.8% de soufre.

Les données géochimiques brutes (annexe 2a) ont été normalisées (soustraction des sulfures et calcul anhydre-annexe 2b) afin de prendre en compte la présence des sulfures (pyrite pour le protolite, pyrrhotite pour les autres; les formules sont disponibles à la section 3.4 et en annexe). Il est ainsi plus aisément d'étudier (1) ce qui se passe dans les silicates et (2) l'effet qu'a la présence de sulfure dans certains échantillons. Les échantillons contiennent tous moins de 2.5% de CaO mais la plupart en contiennent moins de 1%. Le tableau 11 présente la moyenne de chaque type de roches. Les différents graphiques sont présentés dans l'ordre suivant : figure 6.1 = graphiques de Harker des éléments majeurs et traces; figure 6.2 = diagrammes de variation multi-élément; figure 6.3 = diagrammes des patrons des éléments terres rares des différents types de roches; figure 6.4 = comparaison de la moyenne de chaque type de roches.

Tableau 11
Tableau des moyennes géochimiques de tous les types d'échantillons

n	mpel	s-mpel	corn1	s-corn	corn	mtx	s-mtx	dtx	s-dtx	leuco	s-leuco	Liquid	Liquid
	7	5	8	2	19	16	10	20	3	5	2	8	15
SiO ₂ %	66,88	64,29	64,78	67,10	63,85	63,26	66,69	63,72	68,56	75,42	77,58	75,70	78,26
TiO ₂	0,75	0,97	0,81	0,85	0,85	0,86	0,87	0,86	0,85	0,10	0,22	0,31	0,09
Al ₂ O ₃	15,71	18,11	17,80	17,02	18,03	18,19	19,94	17,96	17,57	13,13	12,36	13,87	12,26
FeO	6,87	6,01	6,22	4,78	6,68	7,00	1,16	6,74	4,08	1,14	0,44	1,31	1,71
MnO	0,05	0,04	0,05	0,03	0,06	0,06	0,03	0,06	0,05	0,02	0,01	0,05	0,02
MgO	3,27	3,27	3,40	2,86	3,57	3,63	2,96	3,54	3,22	0,96	0,74	0,46	0,21
CaO	0,98	1,03	0,92	1,10	0,82	0,70	1,08	0,91	1,30	1,06	0,30	0,71	0,17
Na ₂ O	2,56	2,36	2,04	2,32	2,29	2,46	2,14	2,37	1,70	1,92	1,54	3,31	0,93
K ₂ O	2,76	3,73	3,75	3,71	3,72	3,69	5,02	3,70	2,54	6,13	6,70	4,28	6,36
P ₂ O ₅	0,17	0,20	0,24	0,23	0,13	0,15	0,11	0,14	0,13	0,11	0,11		
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
PAF	4,39	7,28	4,35	5,38	1,63	1,89	8,39	1,88	3,31	1,12	1,97	3,34	
S	0,21	2,35	0,49	2,01	0,34	0,20	5,22	0,24	2,16	0,08	1,23		
Fe (S)	0,18	2,18	0,42	1,75	0,51	0,18	8,31	0,35	3,28	0,18	1,88		
Cu ppm	71,7	152			82,6	70,6	211	64,3	134	36,7	46,8		
Zn	341	442			349	266	1235	229	746	24,3	10,6		
Ga					19,4	23,3	26,9	19,8	24,4	1,77	6,32		
As	13,7	14,6			11,7	10,6	83,8	10,4	33,3	8,45	19,3		
Se	1,42	4,47			2,30	1,93	4,48	2,28	2,83	2,12	1,19		
Ag	2,30	2,94			1,38	1,18	3,86	0,70	0,44				
Sb	4,59	8,74			2,10	1,39	4,91	1,25	1,37	5,30	1,79		
Sc	21,9	28,5			25,4	25,1	26,1	24,7	16,2	4,57	11,3		
Cr	177	183			186	183	183	185	171	7,19	27,1		
Co	30,1	28,7			23,8	24,0	31,5	23,1	24,1	2,24	5,05		
Ni	110	148			168	161	251	136	123	24,5	87,9		
Rb	107	150			149	142	194	138	102	221	171		
Sr					133	135	170	151	168	88,4	93,1		
Cs	7,4	10,2			8,90	7,60	11,3	7,74	6,56	5,21	2,65		
Ba	498	628			625	611	652	685	534	187	753		
Eu	1,41	2,16			1,70	1,73	2,34	1,70	1,69	0,87	1,98		
Y					26,0	26,9	38,7	26,5	27,1	13,4	48,3		
Zr	179	382			152	146	170	149	181	127	56,8		
Nb					10,6	11,5	11,8	11,5	9,8	1,1	3,1		
La	30,0	47,5			36,0	36,2	44,0	36,0	40,1	9,03	11,3		
Ce	66,0	96,1			81,8	79,6	93,3	75,7	81,2	19,3	25,1		
Nd	24,8	41,5			31,6	33,0	38,8	33,2	37,6	8,8	8,9		
Sm	6,28	10,0			6,56	6,5	9,5	6,3	6,8	4,7	4,66		
Tb	0,84	0,88			0,83	0,79	1,14	0,80	0,84	0,37	0,38		
Yb	2,54	3,75			2,76	2,68	4,41	2,74	2,30	2,49	1,80		
Lu	0,46	0,70			0,45	0,43	0,69	0,42	0,36	0,47	0,35		
Hf	4,11	5,29			3,95	4,16	4,44	4,16	5,13	1,83	1,60		
Ta	1,06	1,53			0,74	0,78	0,85	0,83	0,71	1,42	0,32		
Th	9,27	12,4			10,9	11,0	12,3	10,3	11,1	6,22	5,56		
U	5,33	16,0			6,17	5,45	19,4	4,67	4,53	23,5	25,6		

mpel= métapélite, corn= cornéenne non fusionnée, mtx=métagéosite, dtx=diatexite, leuco=leucosome, s-à sulfure liq= liquide expérimentaux, grw=grauwacke, n=nombre d'échantillons, corn1 et s-corn sont les échantillons de Ripley et Alawi (1988)

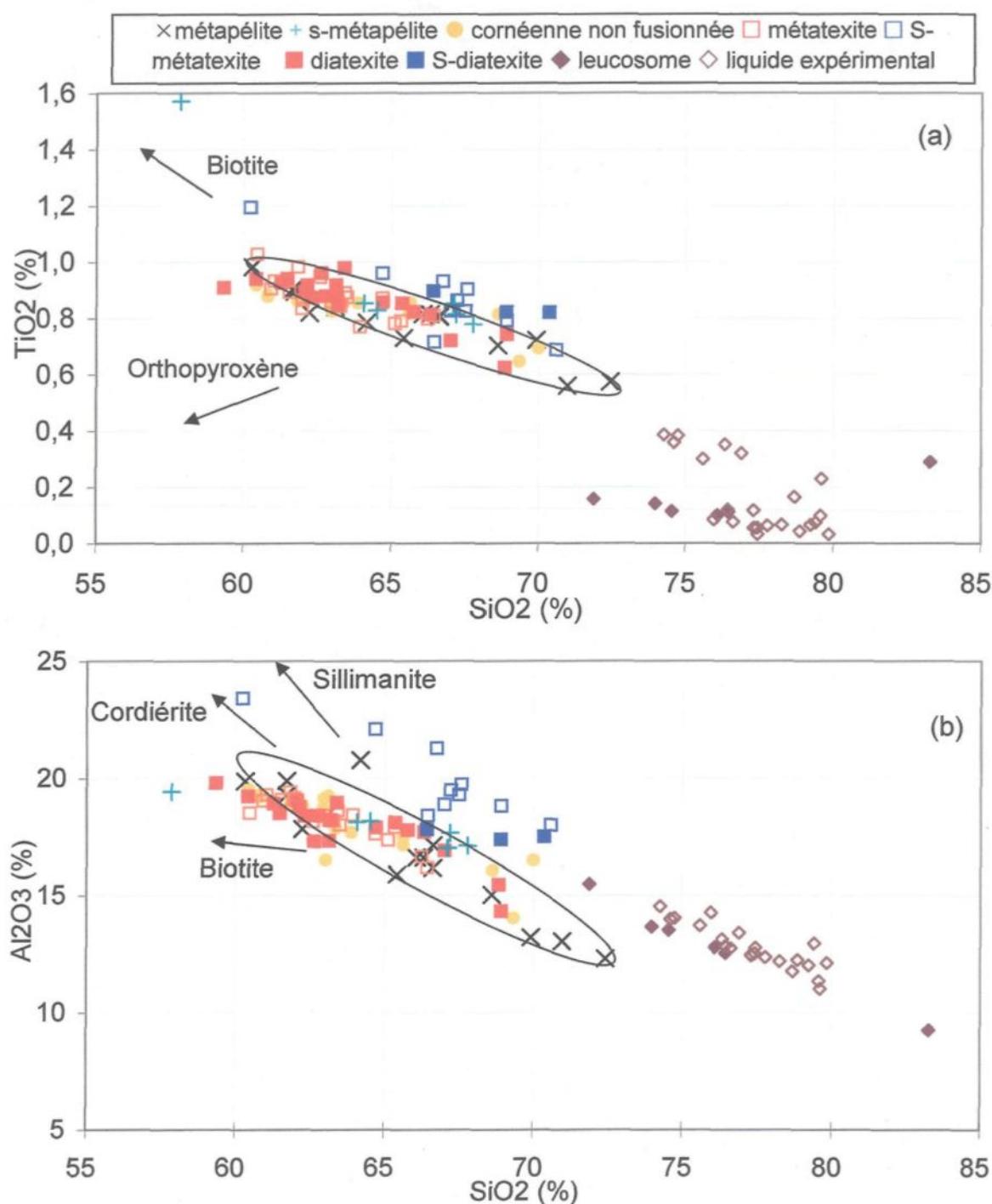


Figure 6.1: Diagramme de Harker en fonction de SiO_2 montrant la composition du protolite, des cornéennes non fusionnées, métatexites, diatexites et leucosomes. Leur distinction est basé sur leur pétrographie. (a) TiO_2 ; (b) Al_2O_3 . La zone entourée représente le champ compositionnel du protolite (métapélite). Les flèches pointent en direction de la composition d'un minéral particulier (composition annexe 3) et indiquent les contrôles exercés possiblement par ces minéraux sur la composition des roches analysées. Les données des liquides expérimentaux proviennent de Grant (2004) et de Montel et Vielzeuf (1997).

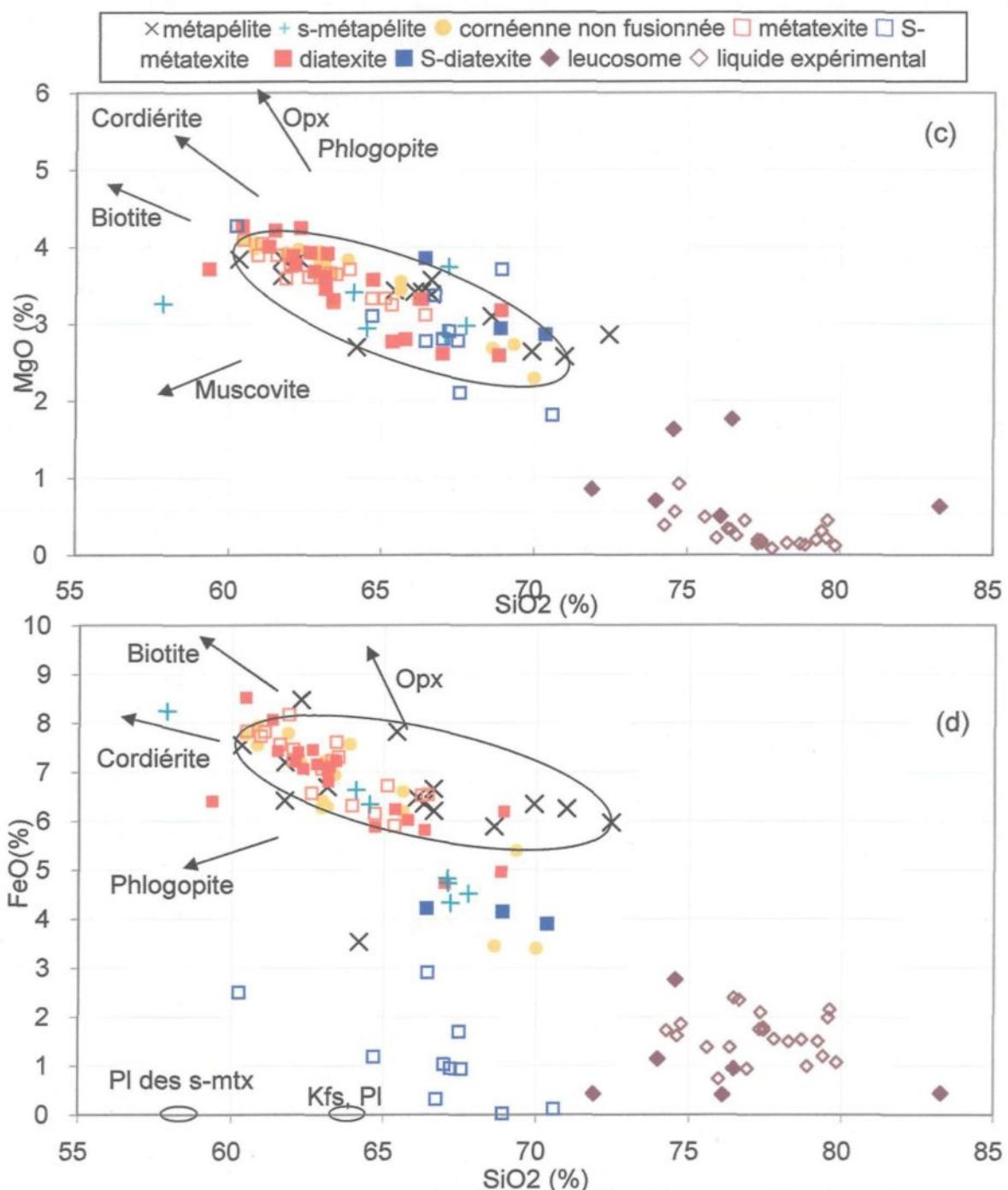


Figure 6.1: Diagramme de Harker en fonction de SiO_2 montrant la composition du protolite, des cornéennes non fusionnées, métatexites, diatexites et leucosomes. Leur distinction est basée sur leur pétrographie. (c) MgO; (d) FeO, tout le fer est traité en tant que FeO et reporté en tant que FeO des silicates. La zone entourée représente le champ compositionnel du protolite (métapélite). Les flèches pointent en direction de la composition d'un minéral particulier (composition annexe 3) et indiquent les contrôles exercés possiblement par ces minéraux sur la composition des roches analysées. Les données des liquides expérimentaux proviennent de Grant (2004) et de Montel et Vielzeuf (1997).

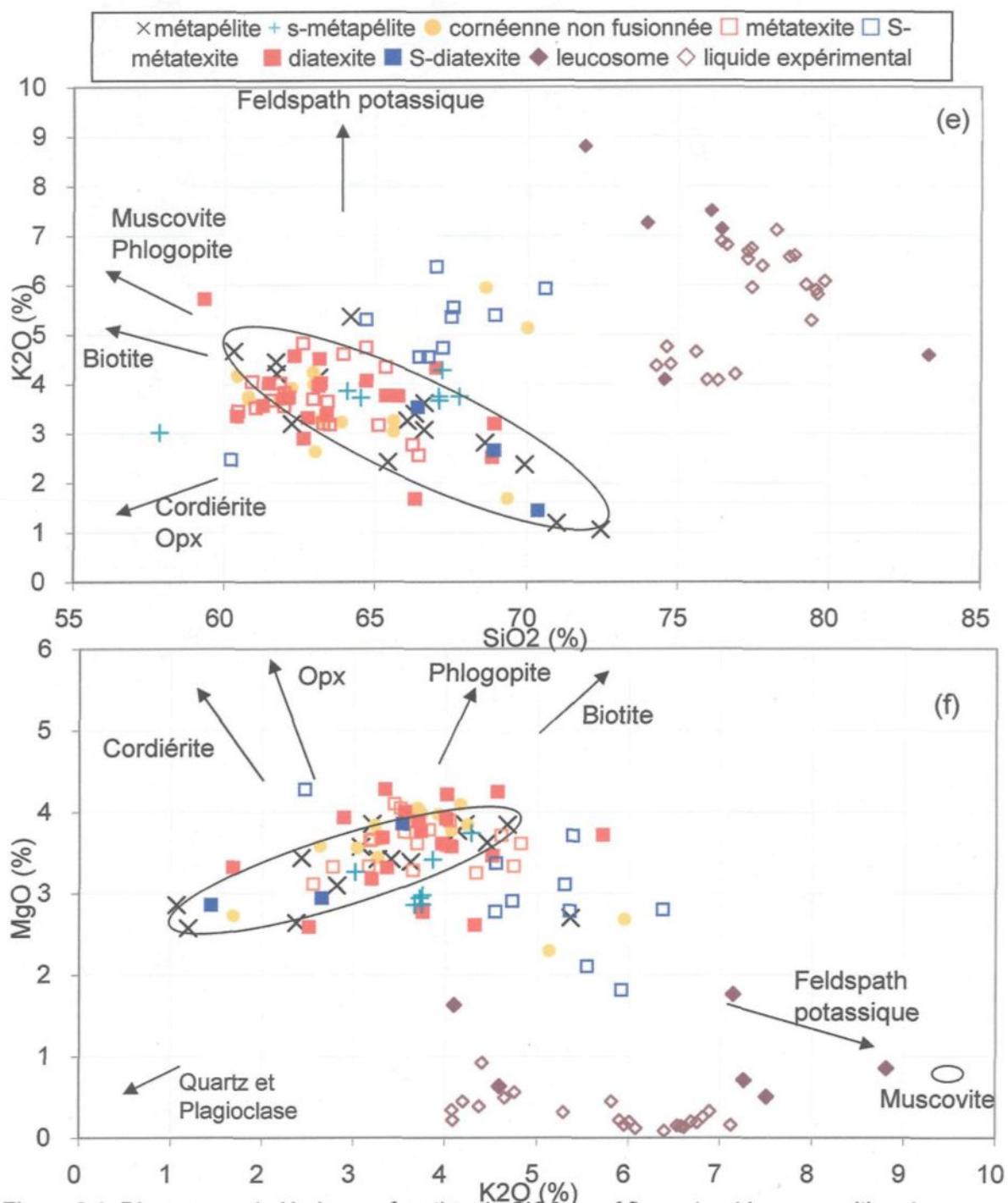


Figure 6.1: Diagramme de Harker en fonction de SiO_2 (sauf f) montrant la composition du protolite, des métapélites, cornéennes non fusionnées, métatexites, diatexites et leucosomes. Leur distinction est basé sur leur pétrographie. (e) K_2O ; (f) MgO vs K_2O . La zone entourée représente le champ compositionnel du protolite (métapélite). Les flèches pointent en direction de la composition d'un minéral particulier (composition annexe 3) et indiquent les contrôles exercés possiblement par ces minéraux sur la composition des roches analysées. Les données des liquides expérimentaux proviennent de Grant (2004) et de Montel et Vielzeuf (1997).

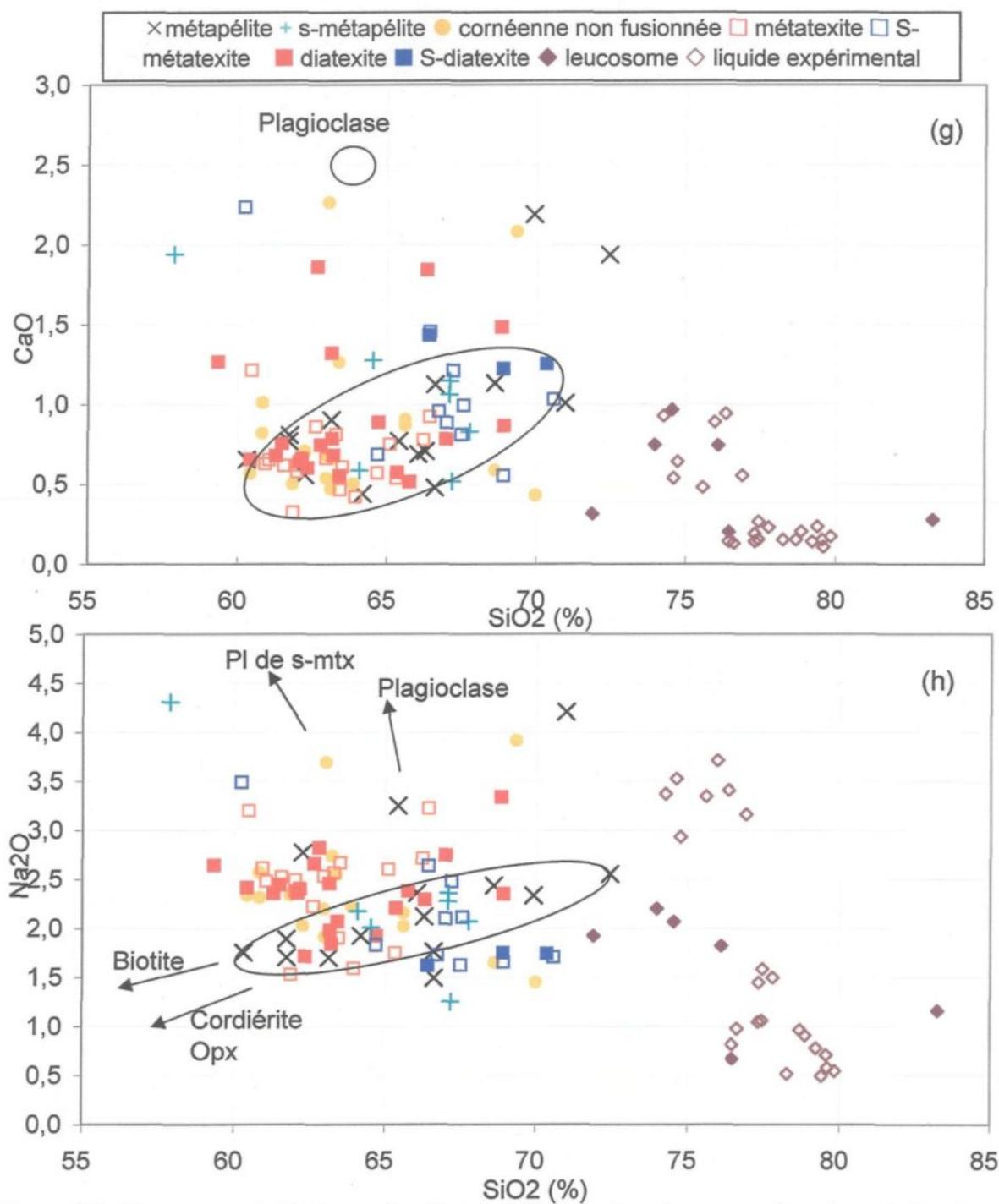


Figure 6.1: Diagramme de Harker en fonction de SiO_2 montrant la composition du protolite, des cornéennes non fusionnées, métatexites, diatexites et leucosomes. Leur distinction est basé sur leur pétrographie. (g) CaO ; (h) Na_2O . La zone entourée représente le champ compositionnel du protolite (métapélite). Les flèches pointent en direction de la composition d'un minéral particulier (composition annexe 3) et indiquent les contrôles exercés possiblement par ces minéraux sur la composition des roches analysées. Les données des liquides expérimentaux proviennent de Grant (2004) et de Montel et Vielzeuf (1997).

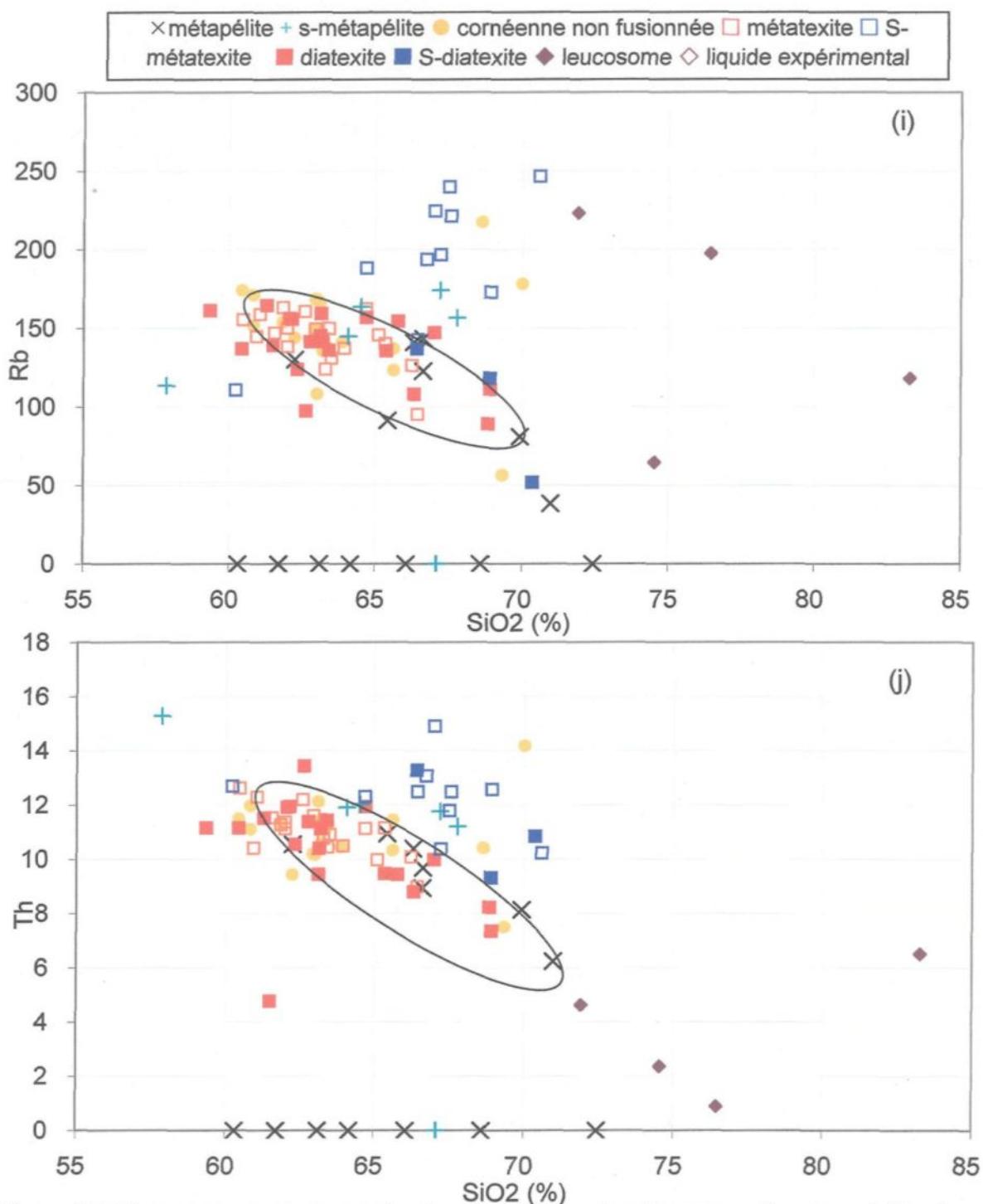


Figure 6.1: Diagramme de Harker en fonction de SiO_2 montrant la composition du protolite, des cornéennes non fusionnées, métatexites, diatexites et leucosomes. Leur distinction est basé sur leur pétrographie. (i) Rb; (j) Th. La zone entourée représente le champ compositionnel du protolite (métapélite).

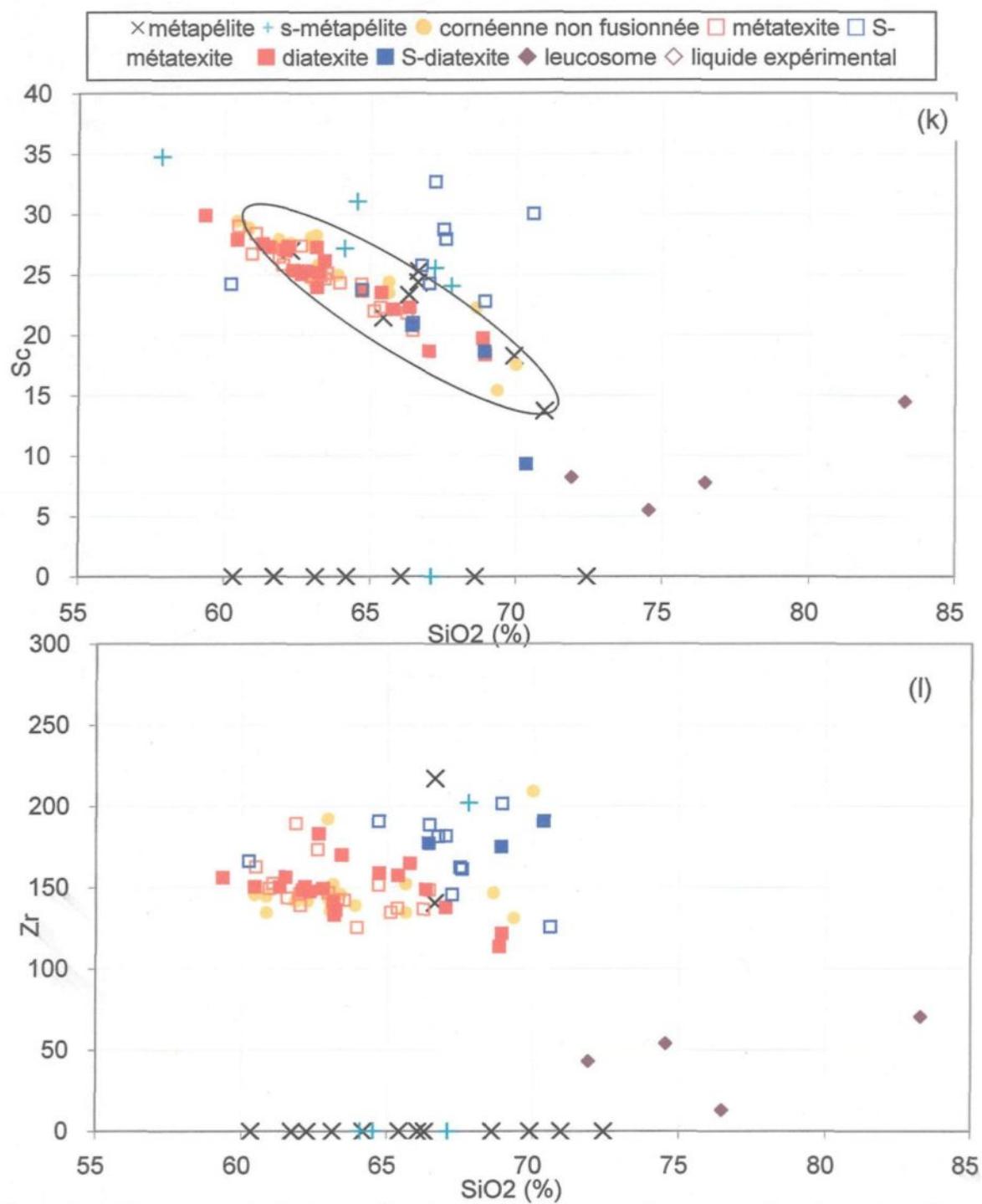


Figure 6.1: Diagramme de Harker en fonction de SiO_2 montrant la composition des métapélites, cornéennes non fusionnées, métatexites, diatexites et leucosomes. Leur distinction est basé sur leur pétrographie. (k) Sc; (l) Zr. La zone entourée représente le champ compositionnel du protolite (métapélite).

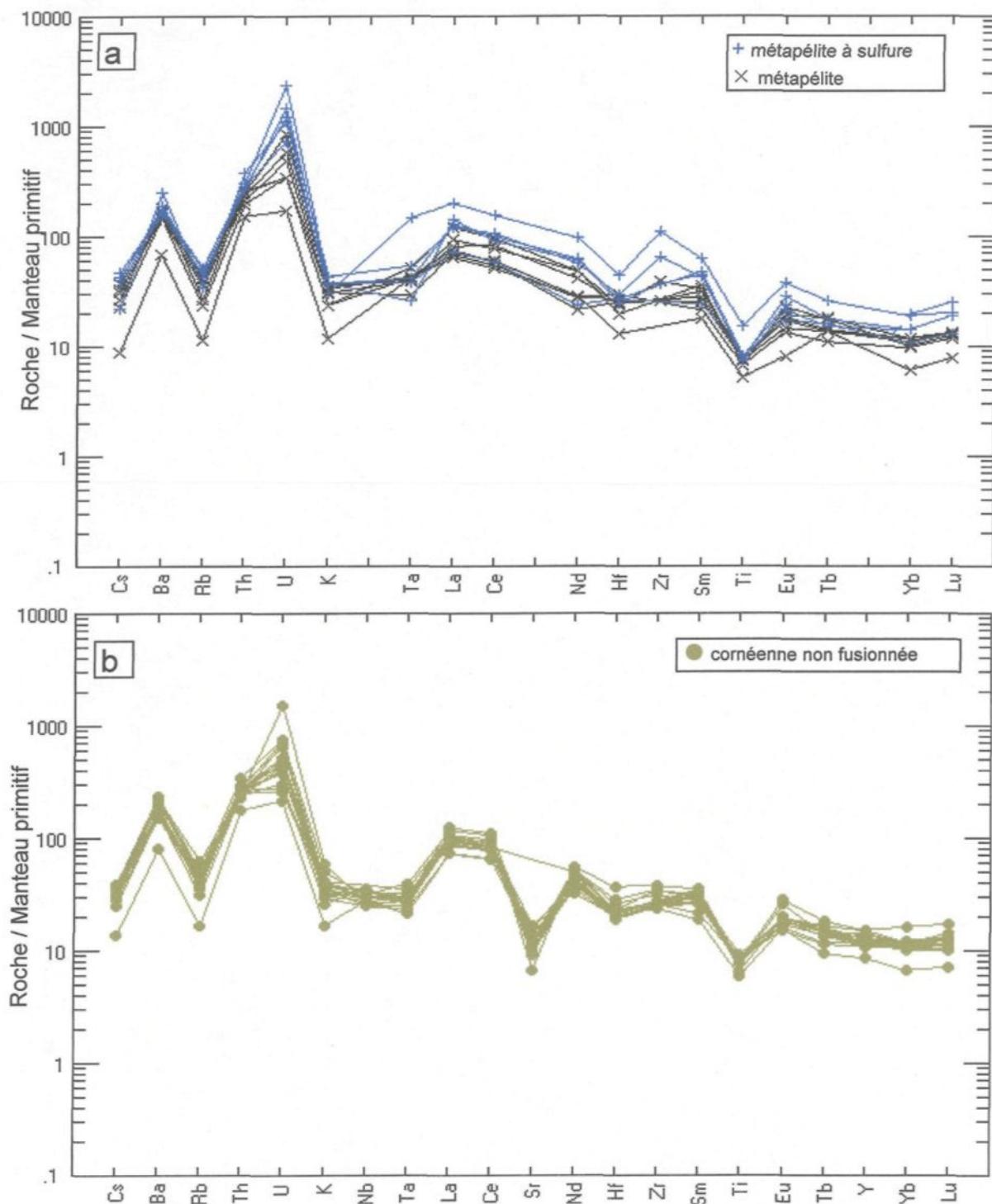


Figure 6.2: Diagramme de variation multi-élément normalisé au manteau primitif de Taylor et McLennan (1985) montrant le profil de chaque type de roches rencontrées. (a) métapélites ou protolite, (b) cornéennes non fusionnées.

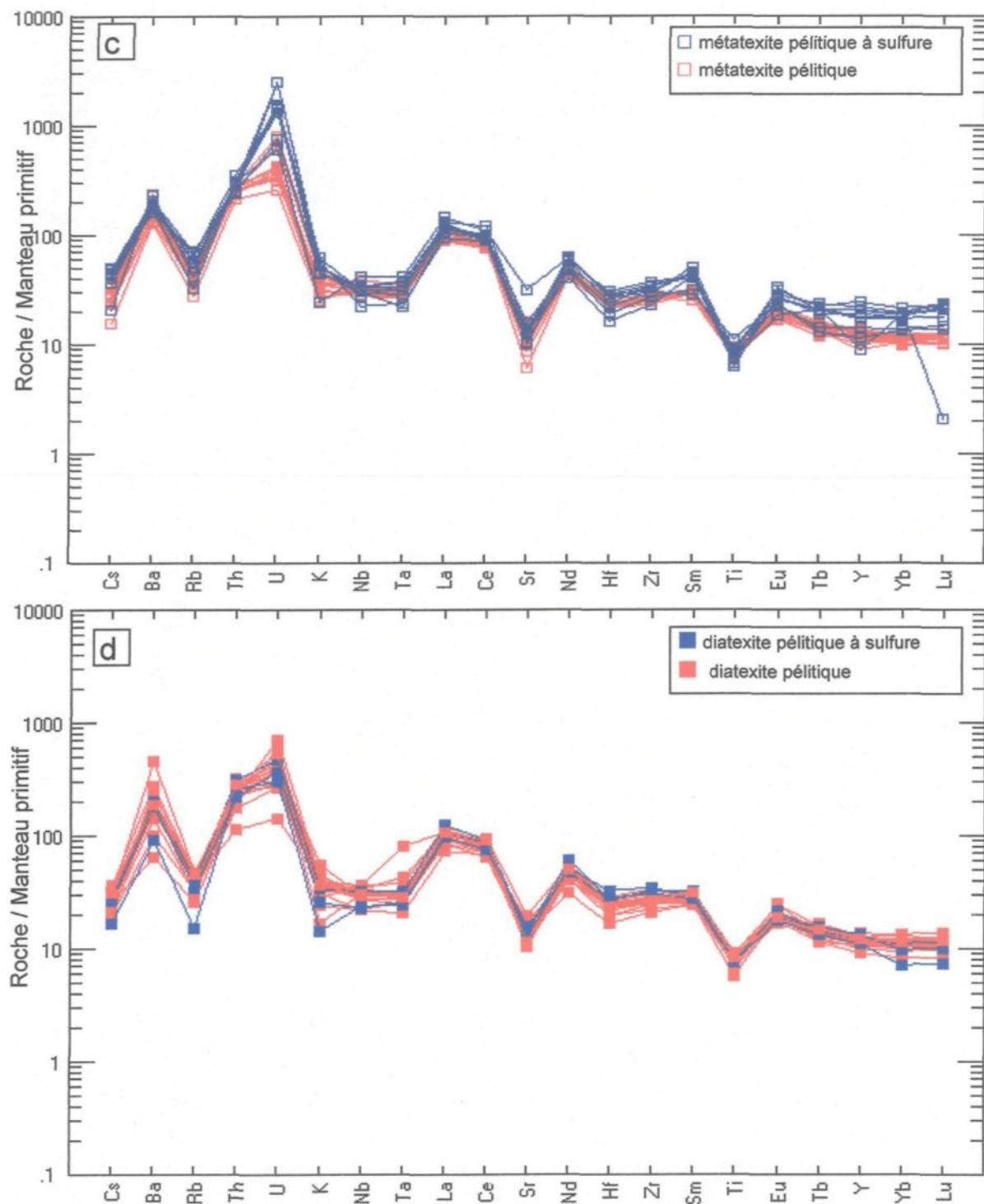


Figure 6.2: Diagramme de variation multi-élément normalisé au manteau primitif de Taylor et McLennan (1985) montrant le profil de chaque type de roches rencontrées. (c) métatexites, (d) diatexites.

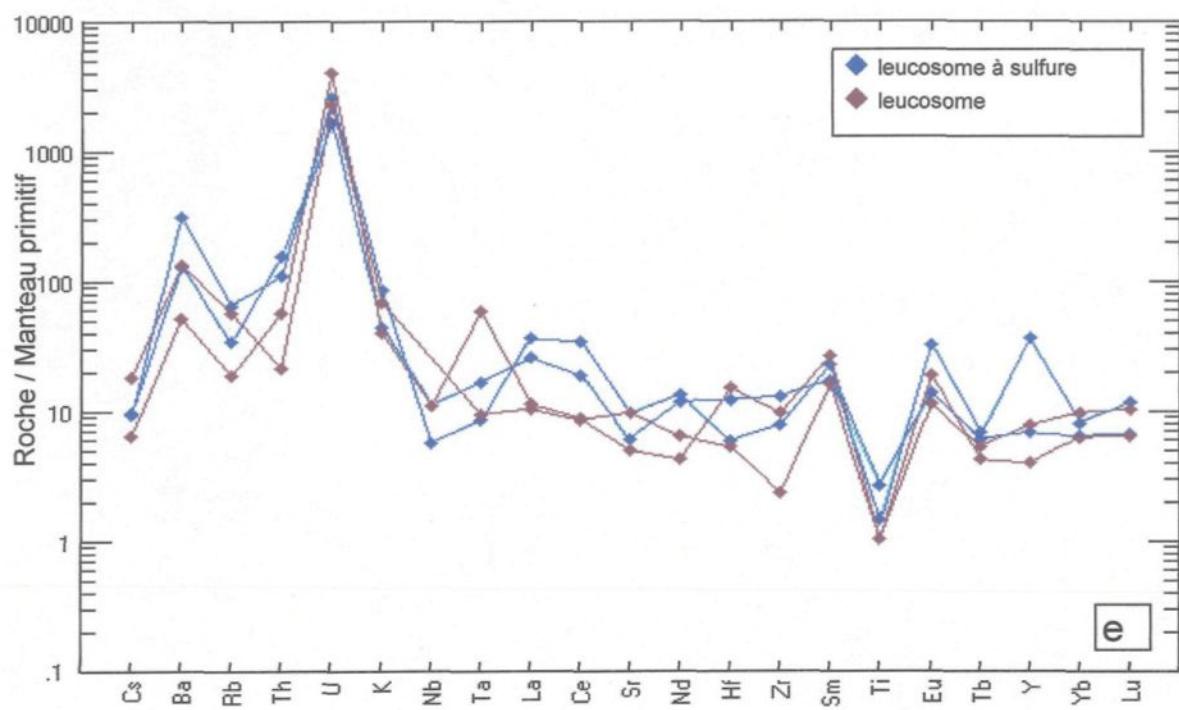


Figure 6.2: Diagramme de variation multi-élément normalisé au manteau primitif de Taylor et McLennan (1985) montrant le profil (e) des leucosomes.

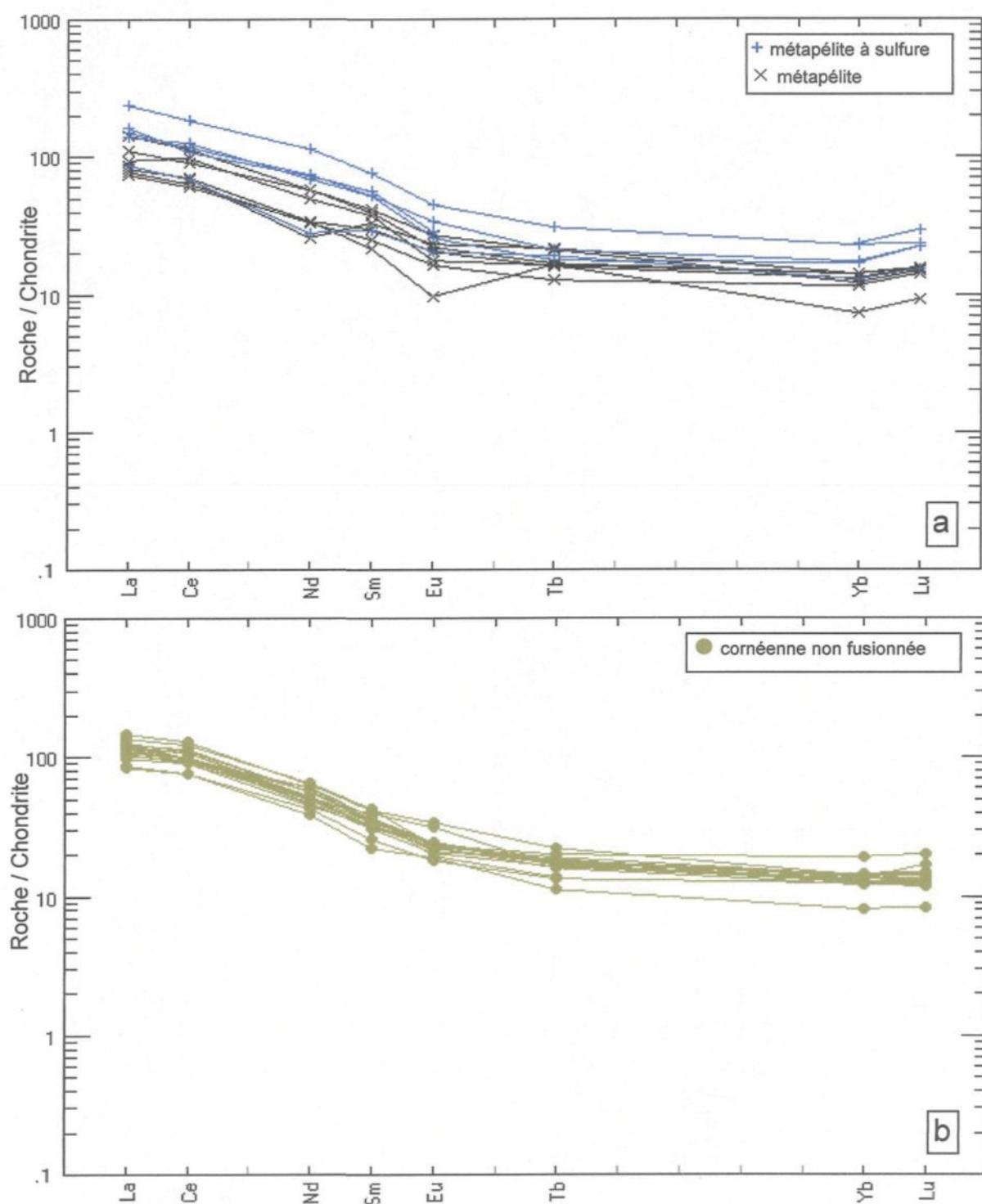


Figure 6.3: Diagramme des éléments terres rares montrant le profil de chaque type de roches rencontrées. (a) métapélites ou protolite, (b) cornéennes non fusionnées.

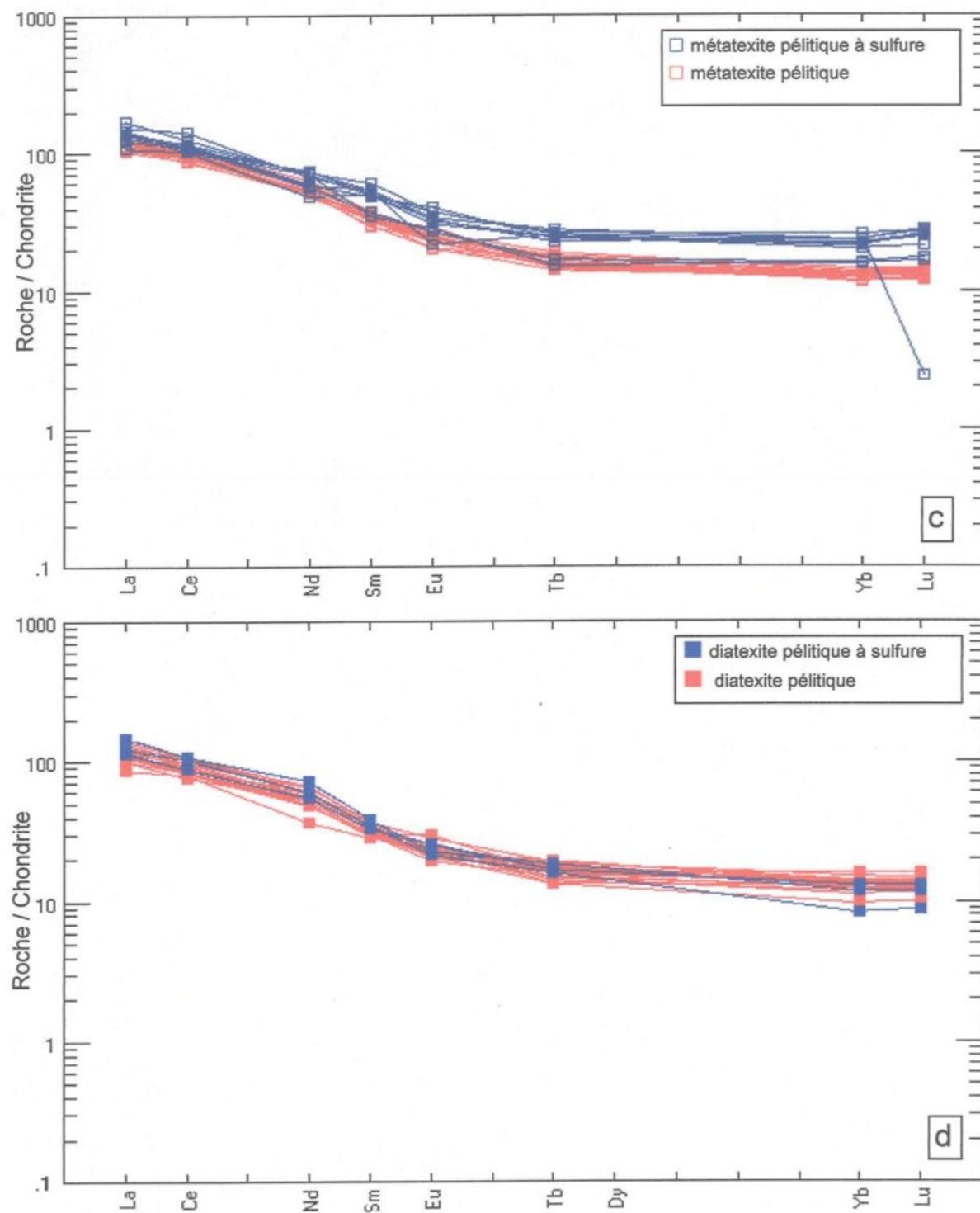


Figure 6.3: Diagramme des éléments terres rares montrant le profil de chaque type de roches rencontrées. (c) métatexites, (d) diatexites.

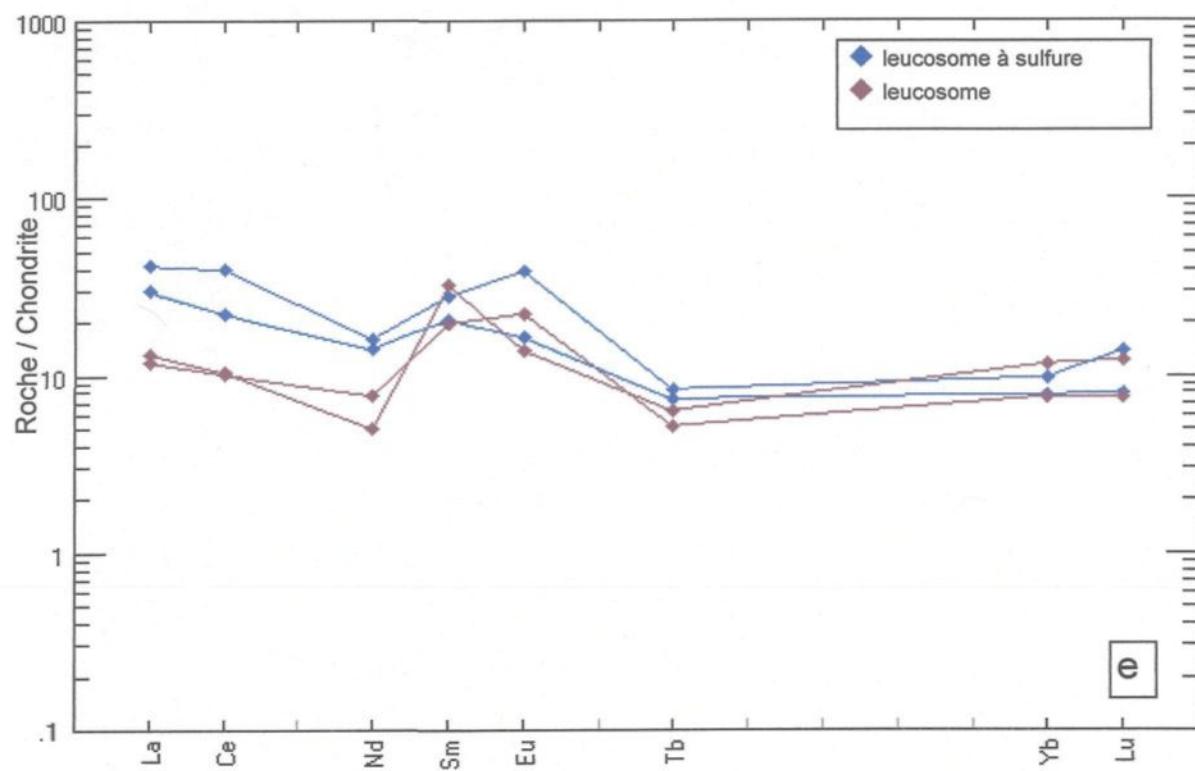


Figure 6.3: Diagramme des éléments terres rares montrant le profil (e) des leucosomes.

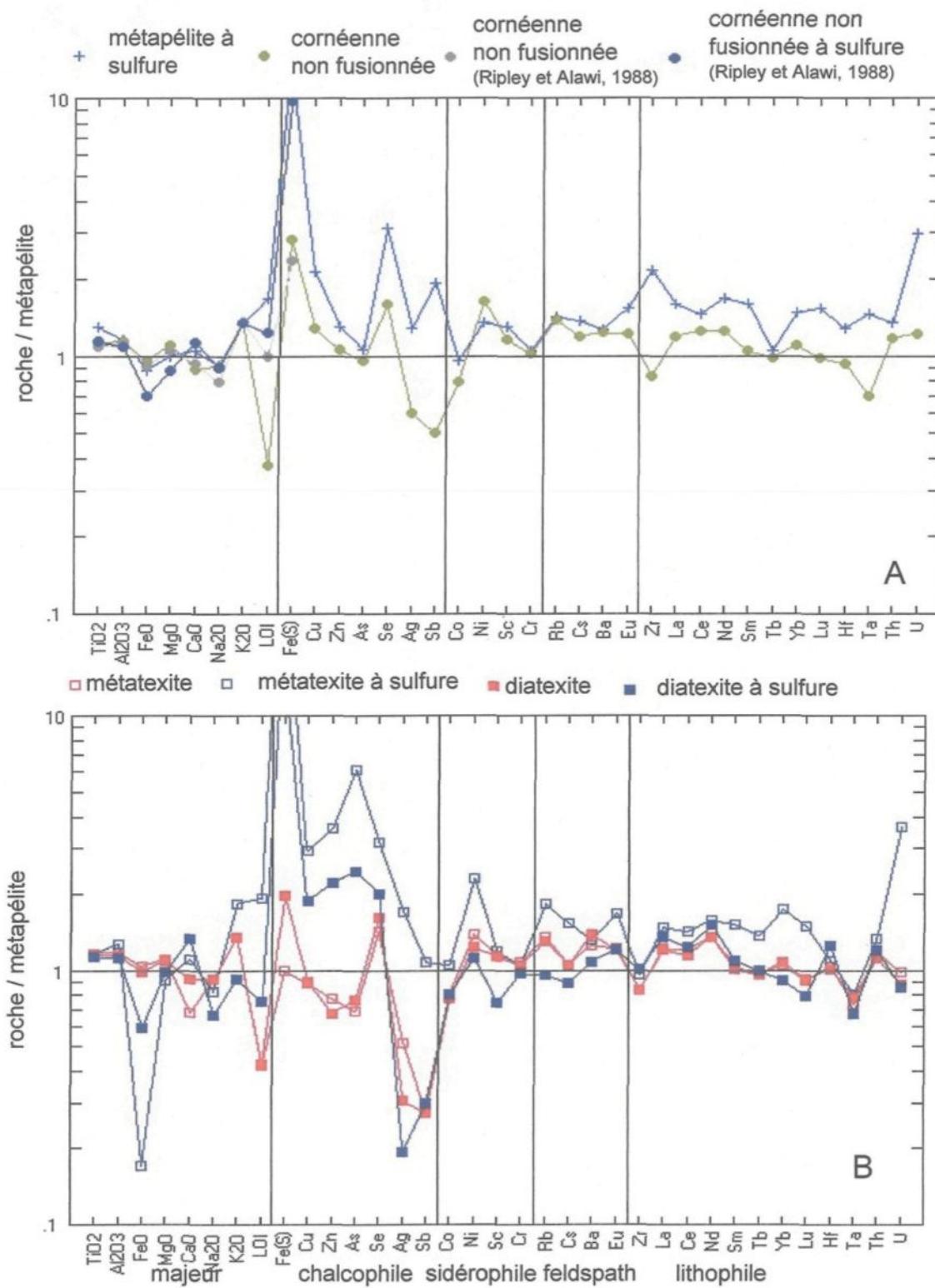


Figure 6.4: Diagramme multi-éléments comparant le profil des moyennes de tous les types de roches étudiées. A-protolite et auréole externe B- auréole interne. Les données proviennent du tableau 11.

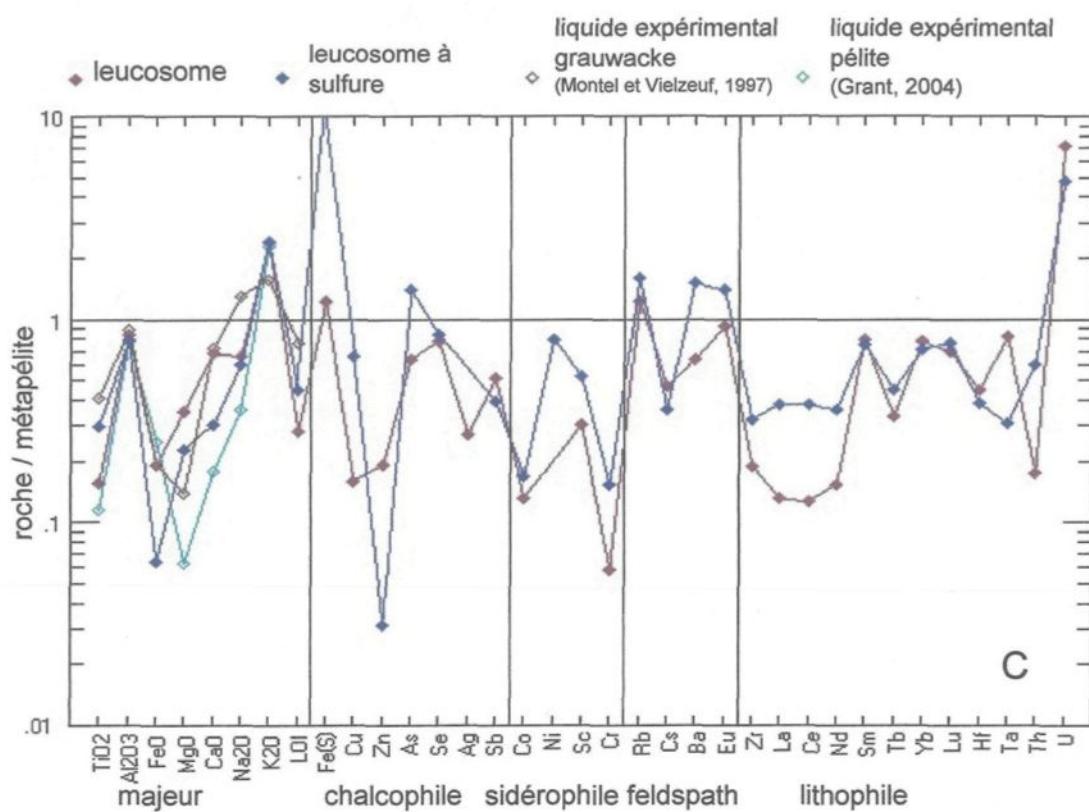


Figure 6.4: Diagramme multi-éléments comparant le profil des moyennes de tous les types de roches étudiées. C- leucosome. Les données proviennent du tableau 11.

6.1.1 LE PROTOLITE : Métapélite et métapélite à sulfure

La géochimie de 12 échantillons provenant de l'extérieur de l'auréole du Complexe igné de Duluth (Thériault, 1999; Lafrance, non publié) et 10 échantillons à la limite de l'auréole (Ripley et Alawi, 1988) sont présentés à l'annexe 2b. Ces données servent à déterminer le champ du protolite. Le contenu en SiO_2 des roches métapélitiques varie de 60 à 72 wt% (annexe 2b). Les oxydes et éléments suivants : TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO_{T} , K_2O , P_2O_5 , S, Cu, Ni, V, Ag, As, Ba, Co, Cr, Cs, Rb, Sc, Th, U et les terres rares lourds décroissent avec l'augmentation de SiO_2 (fig. 6.1a, b, c, d, e, i, j, k). Le CaO et le Na_2O augmentent avec l'augmentation de SiO_2 (fig. 6.1g, h). Les terres rares légers, Hf, Sb, Se, Ta, Zn, Zr ne montrent aucune tendance claire avec l'augmentation de SiO_2 (fig. 6.1-l). Les données de Sr et Nb ne sont pas disponibles pour le protolite, mais il est anticipé que le Sr suit le CaO et le Na_2O . Les FeO , MgO et TiO_2 , contenus dans les minéraux ferromagnésiens, décroissent alors que Na_2O et CaO , compris dans les feldspaths, augmentent à mesure que le SiO_2 augmente. Ceci indique que le rapport entre les minéraux ferromagnésiens et les feldspaths décroît avec l'augmentation de quartz. Cette caractéristique est inhérente aux sédiments silicoclastiques en général (Taylor et McLennan, 1985). Autrement dit, cela reflète des variations du sédiment initial, tantôt plus riche en argile et mica (riche en K, Al, Fe, Mg) tantôt plus riche en grain clastique (quartz et feldspath; riche en Si, Ca, Na). Le diagramme de variation multi-élément normalisé au manteau primitif de Taylor et McLennan (1985) montre que tous les échantillons ont des patrons similaires dans lesquels la première moitié (Cs à Ta) est en dents de scie et la seconde moitié (La à Lu) est plus droite (fig. 6.2a). Des anomalies positives de Ba, Th et U

sont présentes. Il y a des anomalies négatives de Ta et Ti. Le patron des terres rares (fig. 6.3a) normalisé aux valeurs des chondrites de Taylor et Gorton (1977) montre beaucoup de similarités entre eux avec des rapports La/Lu_N entre 5.4 et 10 (annexe 2b). Certains ont une légère anomalie négative en Eu (Eu/Eu*=0.52 et 0.72 : annexe 2b).

Les métapélites à sulfure montrent des valeurs en ETR légèrement plus élevés (fig. 6.3a; 6.4a). Cela peut indiquer qu'il y a plus d'argiles dans les sédiments initiaux (Rollinson, 1993). De plus, on remarque un enrichissement en Al₂O₃, TiO₂, K₂O, LOI, en élément chalcophile (surtout Fe, Cu, Se et Sb) et en élément incompatible (surtout Zr et U) pour les métapélites à sulfure par rapport au métapélite (fig. 6.4a). L'enrichissement en élément chalcophile s'explique par la présence importante de soufre. L'enrichissement en Al et K suppose un contenu plus riche en argiles dérivées d'altération forte comme kaolinite, halloysite ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) et illite (K,Al,Si, H₂O). L'enrichissement en Ti, Zr et U peut s'expliquer par la présence de zircon (ZrSiO₄) et de rutile (TiO₂). Puisque les sédiments riches en sulfure sont aussi plus riches en argile, en matière organique et en phase accessoires, cela signifie que ces sédiments se sont déposés dans un bassin sédimentaire restreint anoxique.

Les cornéennes non fusionnées de Ripley et Alawi (1988) sont plus proches des cornéennes que des métapélites sauf pour PAF. Ces variations de composition pourrait s'expliquer par la plus grande proximité du forage 24981 aux cornéennes des forages A4-18 et 17700 plutôt que des métapélites surtout tirés du forage MDD2 (fig. 2.2). Autrement dit, bien que les cornéennes du forage 24981 aient subi légèrement le métamorphisme de contact, celles-ci peuvent très bien servir de protolite pour les graphes de la figure 6.1.

6.2.2 L'AURÉOLE EXTERNE : cornéenne métapélitique non fusionnée

Le contenu en SiO_2 des roches métapélitiques varie de 60 à 70 wt% (annexe 2b). Pour tous les éléments, les échantillons tombent dans le champ du protolite et montre les mêmes particularités que le protolite (fig. 6.1a à f, i, j, k). Quelques échantillons sont enrichis en CaO et Na_2O (plus de plagioclase - fig. 6.1g,h). La moyenne des cornéennes non fusionnées sont appauvries en LOI, Ag, Sb, Co, Zr et Ta et enrichies en K_2O , Se et Ni par rapport au protolite (fig. 6.4a). La moyenne des cornéennes non fusionnées à sulfure sont appauvries en FeO et MgO et enrichies en LOI et Fe(S) par rapport au métapélite mais moins que les métapélites à sulfure (fig. 6.4a). Le patron du diagramme de variation multi-élément est le même que celui du protolite (fig. 6.2b). Il s'y ajoute seulement un pic négatif en Sr alors que le Nb est au même niveau que Ta et K (ces éléments n'étaient pas disponibles pour les échantillons du protolite donc ils n'étaient pas visibles). Le patron des terres rares est régulier (fig. 6.3b) et l'un des échantillons a un pic négatif en Eu ($\text{Eu/Eu}^*=0.80$: annexe 2b). Les rapports La/Lu_N se situent entre 6.4 et 10.5 (annexe 2b).

6.1.3 L'AURÉOLE INTERNE : métatexite, diatexite et variétés à sulfure

Le contenu en SiO_2 des roches métapélitiques varie de 60 à 70 wt% (annexe 2b). Pour tous les éléments, la plupart des échantillons se retrouve dans le champ du protolite (fig. 6.1). Cependant, quelques échantillons de métatexites et diatexites pélitiques sont enrichis en CaO et Na_2O par rapport au protolite (fig. 6.1g,h; plus de plagioclase), d'autres sont enrichis ou appauvris en K_2O (fig. 6.1e; plus ou moins de feldspath potassique, respectivement) et certains autres sont enrichis en MgO (fig. 6.1c; leur position à la fois en-dehors du cercle de référence du protolite et opposée au liquide suggère une composition

un peu résiduelle) relativement au protolite. On remarque aussi cette position hors du champ du protolite et opposée au liquide pour deux ou trois diatexites dans les graphes des figures 6.1b, d, e, f, h et i.

La fraction silicatée des métatexites à sulfure sont enrichies en Al_2O_3 , K_2O , Rb, Th et Sc relativement au protolite (fig. 6.1b,e,i,j,k) et appauvries en FeO (fig. 6.1d). Cette différence est systématique mais la tendance n'est pas dans la direction du liquide granitique. Cette tendance peut être induite du protolite, c'est-à-dire que ces échantillons seraient naturellement plus riches en Al_2O_3 , K_2O , Rb, Th et Sc et, de façon plus minime, de la normalisation, c'est-à-dire que puisque ces échantillons contenaient beaucoup de sulfures, la normalisation a eu pour effet d'augmenter la fraction de chaque élément sauf le Fe. Le patron du diagramme de variation multi-élément est le même que les métapélites à sulfure (fig. 6.2c). C'est la même chose pour le diagramme des ETR (fig. 6.3c). Les rapports de La/Lu_N se situent entre 3,5 et 10 pour l'ensemble des métatexites (annexe 2b). Il y a une anomalie Eu positive (1,35; annexe 2b) dans les métatexites et quatre anomalies négatives (0,48 à 0,6; annexe 2b) dans les métatexites à sulfure. La moyenne des métatexites se présente de la même manière que les cornéennes sauf qu'il s'y ajoute un appauvrissement en Zn par rapport au protolite (fig. 6.4b). La moyenne des métatexites à sulfure est très différente des autres. Elle montre un appauvrissement important en FeO et un enrichissement important en As, Zn, Se, Cu, Ni, Ag et U. Le fort appauvrissement en fer et l'enrichissement en élément chalcophile s'expliquent par la présence importante de sulfure et par la transition de pyrite à pyrrhotite (voir section 4.4). Le pic positif d'uranium de la métatexite à sulfure est particulièrement important (fig. 6.2c et 6.4b). La moyenne des

métatexite sans sulfure est plus riche en Na₂O qu'en CaO, ce qui correspond aux compositions les plus sodiques (moyenne de 0.15; tableau 9) retrouvées. Alors que la moyenne des métatexites à sulfure est plus riche en CaO, ce qui correspond aux compositions les plus calciques (moyenne de 0.40; tableau 9).

Pour les diatexites pélitiques à sulfure, au contraire, le pic d'uranium est significativement plus bas et se situe dans l'ordre des échantillons sans sulfure (fig. 6.2d et 6.4b). Ceci pourrait s'expliquer soit par une perte d'uranium pendant la fusion soit par moins d'uranium dans le sédiment de départ. Les patrons ETR des diatexites pélitiques sans et avec sulfure sont similaires au protolite (fig. 6.3d). Alors que les échantillons de métapélites et de métatexites à sulfure présentent tous des valeurs d'ETR plus élevées que les échantillons sans sulfure, les valeurs des diatexites à sulfure sont similaires aux échantillons sans sulfure. Les rapports de La/Lu_N se situent entre 5.4 et 14 pour les diatexites pélitiques. Il y a une anomalie positive (1,4; annexe 2b) et sept anomalies négatives (0,47 à 0,55; annexe 2b) pour les diatexites sans sulfure. La moyenne des diatexites par rapport au protolite se présente de la même manière que les métatexites. La moyenne des diatexites à sulfure est plus proche de celle des diatexites sans sulfure que de celles des métatexites à sulfure (fig. 6.4b). Mais comme les métatexites à sulfure, elle montre un appauvrissement en FeO et un enrichissement en Fe(S), As, Zn, Se, Cu mais qui est moins important. Contrairement aux autres échantillons, les diatexites à sulfure sont enrichis en CaO et appauvris en Na₂O, K₂O et LOI et comporte moins de Ba, Cs, Rb, Yb et Lu que les autres.

6.1.4 PRODUIT DE FUSION : Leucosome

Quatre des leucosomes présentent un contenu en SiO₂ variant de 74 à 76,5%, un cinquième à 71,9% et un dernier à 83% (annexe 2b). Ce dernier n'a pas vraiment la composition d'un liquide anatectique mais il en est dérivé. Les deux derniers (A4-37 et A4-06) sont des leucosomes pris dans un hôte riche en sulfure. Des données de verres expérimentaux ont été tirées de la littérature pour fins de comparaison. Il est à noter que ces données ne comportent que les éléments majeurs. Ils proviennent des études suivantes : Grant (2004) et Montel et Vielzeuf (1997). Le SiO₂ des verres expérimentaux se situent entre 74 et 79% (annexe 2b). Les leucosomes suivent surtout le profil des verres expérimentaux de type pélite ou se situent entre les pélites et les grauwackes sauf pour le MgO qui est moins appauvris dans les leucosomes par rapport aux liquides expérimentaux. Cela peut être dû à la différence du nombre Mg du protolite d'où sont issus les leucosomes (#Mg : 0.5) par rapport à celui des liquides expérimentaux (#Mg des pélites : 0.38; Grant, 2004). Le FeO dans les leucosomes à sulfure est plus bas que dans les deux types de verres expérimentaux (pélite et grauwacke; fig. 6.4c). Le K₂O est identique aux liquides expérimentaux de type pélitique. Par rapport au protolite, SiO₂ (fig. 6.1), K₂O, Rb et U des leucosomes sont enrichis (fig. 6.4c). Les autres éléments majeurs sont appauvris. Les éléments chalcophiles sauf Fe et Ni pour les leucosomes à sulfure, les éléments compatibles, Cs et les éléments incompatibles sont appauvris (fig. 6.4c). Ba et Eu sont enrichis pour les leucosomes à sulfure mais appauvris pour les leucosomes sans sulfure. L'uranium est donc inclus dans le liquide fusionné mais pas le thorium. Le patron de variation multi-élément des leucosomes (fig. 6.2e) présente des différences notables par

rapport au protolite (se rapporter aux cornéennes métapélitiques non fusionnées pour les données manquantes). Cs, Ba, Rb, Nb, Sr, Sm, Eu, Yb et Lu restent similaire. Le pic positif d'uranium est plus élevé comme pour les métatexites à sulfure. Le pic négatif de Ti est plus large. Le K est enrichi. Tous les autres (Th, Ta, La, Ce, Nd, Hf, Zr, Tb, Y) sont appauvris. Le pic négatif de Sr n'est plus visible parce que les leucosomes ont moins de Sr que le protolite et que les éléments à côté (les ETR légers) ont été appauvris. Le diagramme des ETR (fig. 6.3e) présente un appauvrissement important des terres rares légères et moyennes (plus important pour la variété sans sulfure) ainsi qu'une anomalie positive en europium. Les rapports La/Lu_N se situent entre 0.6 et 3.7 (annexe 2b). Le patron des ETR ressemble au patron des feldspaths (Bea *et al.*, 1994), ce qui est normal puisque les leucosomes sont composés en majeure partie par des feldspaths et du quartz. Dans les graphiques de La vs Yb et de Th vs U, les leucosomes se distinguent nettement des autres échantillons. Th/U est de 1.6 pour le protolite mais proche de 2 pour les migmatites et dans l'ordre de 0.2 pour les leucosomes. Il est donc possible que U soit partagé dans le liquide silicaté. Les leucosomes sans sulfure sont toujours plus proches des verres expérimentaux pour les éléments majeurs et sont possiblement proches d'un liquide anatectique.

Pour expliquer la disparité du contenu en SiO₂ entre les deux leucosomes à sulfure et les verres expérimentaux, il faut expliquer la méthode d'analyse de ces leucosomes. Ordinairement, les leucosomes sont séparés du reste de l'échantillon et analysés pour eux-mêmes. Pour ce qui est des leucosomes de cette étude, ils étaient souvent très petits et très dispersés dans l'échantillon (fig. 4.3-4.4) et donc impossible ou du moins très difficile à séparer. Les échantillons de leucosomes sont donc plus ou moins contaminés par leur

matrice. C'est pourquoi l'un des leucosomes (A4-06) est moins riche en SiO₂ (71.9%) et montre parfois des tendances plus métapélitiques que leucosomiques. Mais la contamination de cet échantillon n'explique pas son fort contenu en K₂O. L'échantillon A4-37 est quant à lui plus riche en SiO₂ parce que son hôte est très quartzeux (>80% SiO₂). Par contre, il est assez riche en leucosome pour influencer la courbe des ETR.

6.1.5 COMPARAISON

La revue de toutes ses informations donne à penser qu'autant les échantillons de l'auréole externe que ceux de l'auréole interne sont similaires au protolite. La majeure distinction entre le protolite et les cornéennes non fusionnées est un contenu moindre que le protolite en PAF, Ag et Sb (fig. 6.4a). Cette perte n'est pas attribuable à la fusion partielle mais à d'autres processus (par exemple, réaction de déshydratation). En observant les diagrammes de Harker des éléments majeurs (fig. 6.1a à h), on remarque que les cornéennes métapélitiques non fusionnées et les migmatites (métatexites et diatexites) se retrouvent largement à l'intérieur du champ compositionnelle du protolite. Il n'y a donc pas eu de pertes ou de gains importants de liquide anatectique dans ces échantillons. De plus, les échantillons hors du champ ne sont jamais très éloignés de celui-ci. Leurs positions peuvent s'expliquer par de légères différences locales de la composition originale du protolite. Néanmoins, certaines migmatites forment un nuage en ligne avec les valeurs des verres expérimentaux au lieu d'être aligné avec le champ du protolite (fig. 6.1b, c, d, e, f) et certaines sont du côté des phases résiduelles (biotite, cordiérite, orthopyroxène). Ce qui donne à penser que ces échantillons (alignés et hors du champ) ont perdu un peu de

liquide anatectique (c.-à-d. sont résiduels). Pour les autres éléments (autres que les majeurs), les petites différences que l'on peut observer dans les graphes (fig. 6.1i, j, k) confirment ou ne donnent aucune information de plus que les graphes des éléments majeurs.

Les métatexites à sulfure, quant à elles, montrent une dérive entre protolite et feldspaths, particulièrement feldspath potassique (fig. 6.1e,f). Cette dérive peut être due soit à un protolite localement plus riche en K ou à un gain de liquide riche en K. L'un d'entre eux (60.2% SiO₂) est plutôt résiduel, car moins potassique, il est cependant plus riche en plagioclase. Sont-ils vraiment enrichis en liquide ? Bien qu'ils soient dans le champ du protolite, ils sont plus riches en SiO₂ (66 à 70%) que les autres échantillons (60 à 66%). L'appauvrissement en FeO et l'enrichissement en Al₂O₃ et K₂O dans la partie silicatée des métatexites et diatexites à sulfure est la conséquence (1) de la nature du protolite sulfuré plus riche en argile (voir p.78 et 121) et (2) de la transformation de pyrite en pyrrhotite (voir section 4.4, p.71-73). Ce qui a affecté X_{Al} dans la partie silicatée de ces roches a aussi affecté X_{Si} et X_K rendant la roche plus riche en ces éléments. Ce n'est donc pas causé par le gain de liquide anatectique mais par la présence importante de roche sulfure. Autre indice qui confirme cette hypothèse est la présence de deux cornéennes non fusionnées (A4-25 et A4-26) qui présentent les mêmes caractéristiques que les métatexites à sulfure dans les graphes 6.1 d, e et f. Ces cornéennes, bien qu'ayant moins de 1% de soufre, ont plus de soufre (0.98 et 0.7%; annexe 2b) que les autres cornéennes (0.03 à 0.4 +0.6%; annexe 2b). Comme les autres échantillons sulfurés, elles devaient être plus riches en argile (riche en Al et K) qu'en composant quartzo-feldspathique. Donc les métatexites à

sulfure n'auraient pas subi un enrichissement en liquide anatectique. Il ne s'agirait que des caractéristiques du protolite local.

6.2 SYSTÈME OUVERT OU FERMÉ ? : Question d'échelle

Puisque les migmatites n'ont pas perdu de liquide anatectique (ou si peu), cela veut dire qu'il s'agit d'un système fermé, c'est-à-dire qu'il n'y a pas eu de séparation fondue résiduel (Sawyer, 1996). Ce qui rend difficile d'estimer le degré de ségrégation. Ici, il est important de se souvenir que la taille des échantillons analysés étaient de l'ordre de 250g et plus. Le système s'avère aussi fermé pour les métatexites pélitiques que pour les diatexites pélitiques sauf pour une ou deux diatexites qui sont légèrement résiduelle, ce qui veut dire que la ségrégation n'a pas eu lieu à l'échelle de l'analyse, c'est-à-dire à celle de l'échantillon. Cependant la présence de leucosomes dans les métatexites et diatexites incite à penser que le produit de cette fusion a dû se séparer de sa matrice pour ainsi former ces veines de matériel fusionné. En effet, l'analyse microstructurale des échantillons démontre que les processus de ségrégation ont agi à l'échelle millimétrique et centimétrique, échelle plus petite que celle envisagée jusqu'ici, c'est-à-dire celle des échantillons. Il faut donc aller voir de plus près la composition géochimique de secteurs de lames minces, c'est-à-dire à une échelle beaucoup plus petite que la géochimie traditionnelle, roche totale, peut résoudre.

Pour ce faire, de petites zones (3 à 6 par lames) de sept lames minces ont été analysées à l'aide d'un microscope à balayage. La méthode et les résultats de ces analyses sectorielles sont présentés à la section 3.4 et à l'annexe 4. Les diagrammes de Harker (fig. 6.5) présentant les résultats de ces analyses montrent clairement une différence de

composition entre les différentes zones où quelques secteurs dans la roche montrent des valeurs de SiO₂ entre 47 et 55%. Ce qui est beaucoup moins que les valeurs du protolite (ellipse; fig. 6.5). Les points des analyses sectorielles se situant du côté gauche du champ du protolite (<60% SiO₂) seront appelés résiduels ou mélancrates tandis que ceux se situant du côté droit (>70% SiO₂) seront appelés leucocrates. Les points se situant dans le champ du protolite (60%<SiO₂>70%) sont considérés comme étant plus ou moins proches de la composition du protolite. Les lames minces des échantillons A4-13 et A4-16 ne comportaient pas de secteurs plus leucocrates que ceux analysés. Une courbe de tendance (courbe moyenne des points d'analyse d'un même échantillon) a été dessinée pour chaque échantillon. Seul les graphes des Al₂O₃, TiO₂, FeO et MgO sont présentés car les graphes des CaO, Na₂O et K₂O introduisent une problématique sur la composition du liquide anatectique qui sort des limites de cette étude. Les graphes présentés sont suffisants pour illustrer s'il y a ségrégation ou non.

Les points leucocrates, comme les leucosomes, présentent un enrichissement en SiO₂ et un appauvrissement en Al₂O₃, TiO₂, FeO et MgO par rapport au champ du protolite (graphes 6.5a à d). Les points mélancrates, quant à eux, se situent à l'opposé des points leucocrates, c'est-à-dire de l'autre côté du champ du protolite. Ils présentent un enrichissement en Al₂O₃, TiO₂, FeO, et MgO et sont aussi appauvris en SiO₂ avec des valeurs allant de 49 à 60% (fig. 6.5a à d). Les points mélancrates sont interprétés comme résiduels et tendent tous dans la direction des vecteurs de cordiérite et biotite.

Les courbes de tendance de ségrégation nous offrent de précieuses informations surtout en ce qui a trait au changement de proportion modale des minéraux entre parties

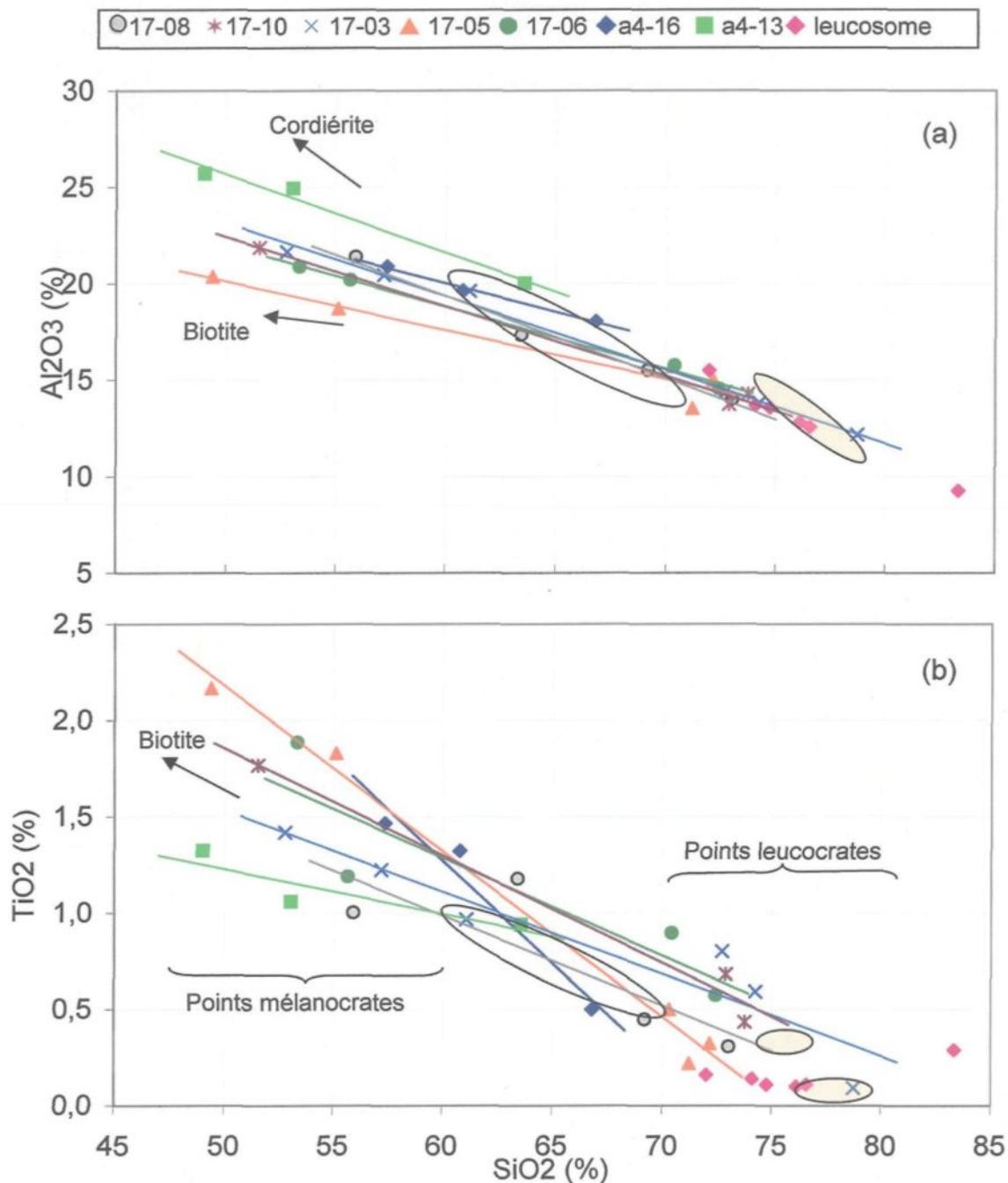


Figure 6.5 : Diagramme de Harker montrant les résultats des analyses sectorielles (échantillons 17-03, 17-05, 17-06, 17-08, A4-13, A4-16). Les zones colorées représentent le champ compositionnel du liquide expérimental (idem que figure 6.1; Grant (2004), Montel et Vielzeuf (1997)). L'ellipse qui correspond au champ compositionnel du protolite et les leucosomes ont été reportés (même que figure 6.1). (a) Al_2O_3 ; (b) TiO_2 . Les lignes représentent la tendance de ségrégation entre les différents points d'analyse d'une même lame. Les flèches pointent en direction de la composition d'un minéral particulier (composition annexe 3).

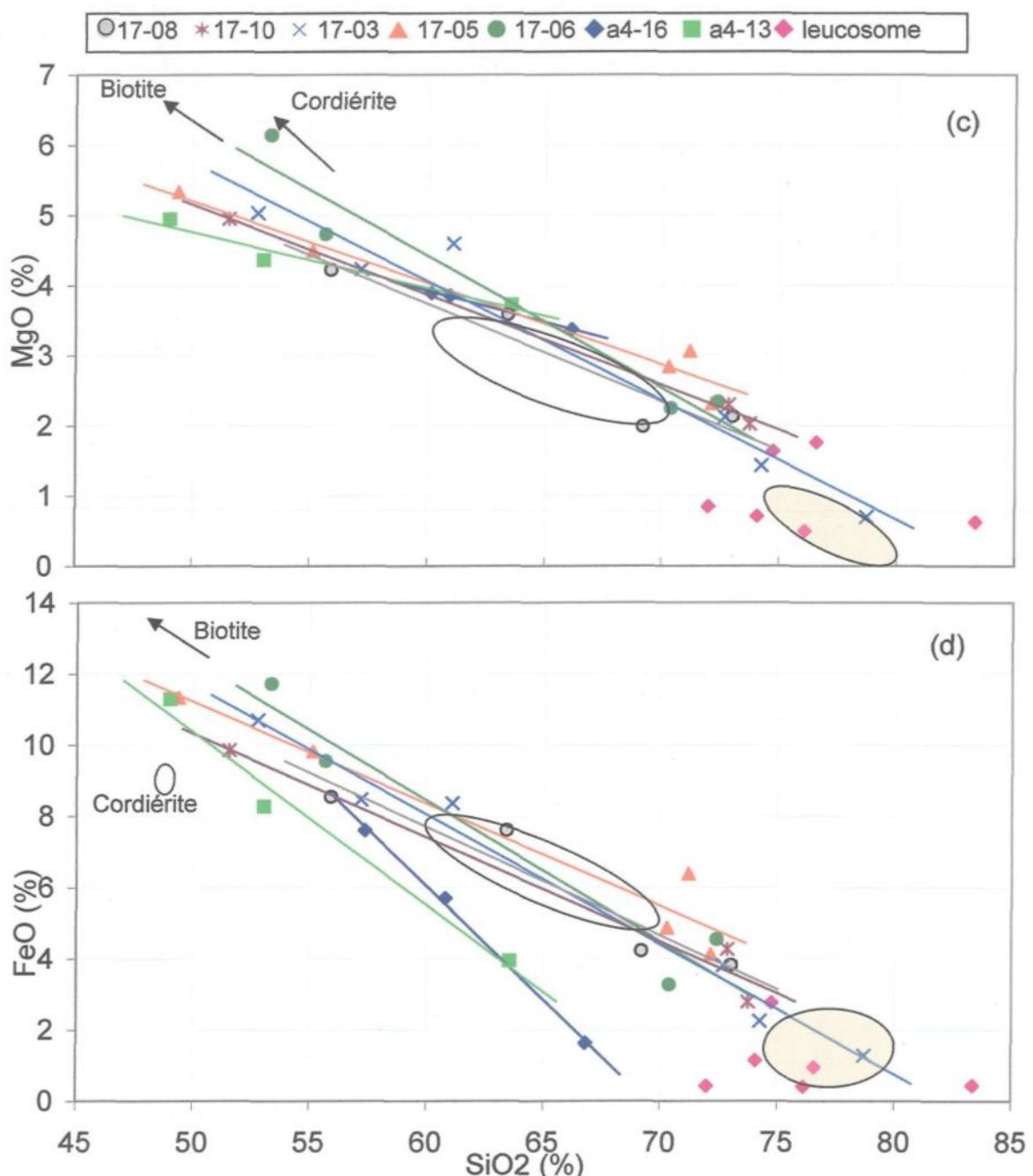


Figure 6,5 : Diagramme de Harker montrant les résultats des analyses sectorielles (échantillons 17-03, 17-05, 17-06, 17-08, 17-10, A4-13, A4-16). La zone colorée représente le champ compositionnel du liquide expérimental (idem que figure 6.1; Grant (2004), Montel et Vielzeuf (1997)). L'ellipse qui correspond au champ compositionnel du protolite et les leucosomes ont été reportés (même que figure 6,1). (c) MgO ; (d) FeO , tout le fer est traité en tant que FeO et reporté en tant que FeO des silicates. Les lignes représentent la tendance de ségrégation entre les différents points d'analyse d'une même lame. Les flèches pointent en direction de la composition d'un minéral particulier (composition annexe 3).

mélanocrates et parties leucocrates, c'est-à-dire à la ségrégation elle-même. C'est ainsi que l'on découvre que pour une même lame mince (pour chaque ligne différente), il y a une nette décroissance de Al_2O_3 , TiO_2 , FeO et MgO des parties mélanocrates en allant vers les parties leucocrates (fig. 6.5a à d). En effet, ces oxydes sont surtout présents dans les minéraux résiduels tels que biotite et cordiérite qui sont concentrés dans la partie mélanocrate et qu'on ne retrouve qu'en très petites quantités ou pas du tout dans la partie leucocrate. Il est intéressant de noter des différences entre les échantillons du forage A4-18 et 17700 en ce qui concerne les tendances de ségrégation (exprimées par les droites). Les tendances de ségrégation sont les mêmes pour le TiO_2 , Al_2O_3 et MgO . Par contre pour le FeO , les pentes tendent vers 67% SiO_2 pour les échantillons du forage A4-18 plutôt que vers 75% comme ceux du forage 17700 pour un FeO égale à 2% dans les fondus anatectiques (fig. 6.5d). Ceci n'est pas dû à la présence importante de sulfure puisque l'un des échantillons n'en a pas. Pour un liquide de 67% SiO_2 ou même 75%, Al_2O_3 et MgO seraient plus élevés que les liquides expérimentaux dans ces échantillons (Cette tendance est aussi visible pour le titane de l'échantillon A4-16).

6.3 RÉSUMÉ

Tout comme la pétrologie, les évidences géochimiques (contenu en ETR plus élevé, enrichissement en Al et K) démontrent que les échantillons riches en sulfure avaient plus d'argiles dans les sédiments initiaux. La différence entre les échantillons avec sulfure et ceux sans sulfure est principalement due aux variations du protolite local.

La majeure distinction entre le protolite et toutes les cornéennes de l'auréole de Duluth est un contenu moindre que le protolite en PAF, Ag et Sb. Sauf pour deux ou trois

échantillons, la plupart (cornéennes non fusionnées, métatexite, diatexite) se retrouve dans le champ du protolite. Les échantillons hors du champ n'en sont jamais très éloignés. Ils sont un peu résiduels (perte de liquide).

Les leucosomes suivent surtout le profil des verres expérimentaux de type pélite. Les leucosomes sans sulfure sont proches d'un liquide anatectique. Ils sont riches en K et appauvris en ETR légers et moyens. L'uranium est partagé dans le liquide silicaté.

Malgré le fait qu'il n'y ait que quelques échantillons qui soient résiduels, la présence de leucosomes atteste que la séparation du liquide de sa matrice a eu lieu. En effet la ségrégation a eu lieu, mais à une échelle plus petite que celle de l'échantillon. Les résultats des analyses de lames minces montrent clairement une différence de composition entre les différentes zones. Le système est ouvert à cette échelle mais fermé à l'échelle de l'échantillon géochimique.

De par ses informations, on se rend compte qu'il peut y avoir une grande diversité de composition sur les quelques centimètres d'une lame mince. Même à cette petite échelle, il y a eu un déplacement des composants géochimiques de la roche par le moyen de la fusion partielle.

CHAPITRE 7

DISCUSSION

Le but de cette étude était de caractériser le changement de composition, des microstructures et de la minéralogie causée par la fusion partielle et avec cette information d'investiguer le taux de fusion et l'échelle d'un processus comme la ségrégation. La première partie de ce programme a été remplie dans les chapitres précédents. Mais pour mieux comprendre l'évolution globale des roches présentes dans l'auréole de contact, il reste quelques points à éclaircir. Une première question qui suscite toujours beaucoup d'intérêt lors de la fusion est « d'où viennent les fluides? ». De plus, plusieurs processus tels que fusion, ségrégation et fluage sont intervenus au cours de l'histoire de l'auréole. Quel est le pourcentage de la fusion/ségrégation à petites échelles? Pourquoi seulement à petites échelles? Quelles sont les causes de ces processus ? Les pages qui suivent essaieront de répondre à ces questions.

7.1 FLUIDE

Parmi les différents facteurs qui influencent la présence de fusion partielle et par là même la distribution du fondu dans l'auréole de contact du Complexe de Duluth (fertilité du protolite influencé par sa composition modale, température et mise en place du Complexe, température initiale du matériel), la présence ou l'absence d'eau est la plus importante.

L'eau peut provenir de trois sources différentes. Premièrement, elle peut venir de l'eau relâchée lors des réactions de dévolatilisation (comme R2) des roches de l'auréole interne. En effet, le protolite était à très basse température (250°) avant l'intrusion et devait avoir beaucoup d'eau contenu dans les minéraux hydratés. Il est possible que ces fluides relâchés aient migré à l'extérieur de l'auréole interne. Cependant, puisque l'élévation de température est relativement rapide, on peut penser que le laps de temps entre les réactions de dévolatilisation et la production de fondu est trop court pour permettre aux fluides (du moins en partie) de s'échapper rapidement. Assez de fluides peuvent donc rester *in situ* pour permettre la fusion à basse température. Un gradient de a_{H_2O} peut se développer lorsque la fusion débute. Les fluides de dévolatilisation des cornéennes de l'auréole externe peuvent aussi jouer un rôle (Symmes et Ferry, 1995; Johnson et al., 2003; Harris et al., 2003). La formation d'une cellule hydrothermale activée par la chaleur du magma troctolitique permet aux fluides de s'écouler vers le complexe. Deuxièmement, l'eau météorique située loin du complexe peut aussi s'écouler vers le pluton pour les mêmes raisons. Troisièmement, l'eau peut venir des fluides de cristallisation de l'intrusion.

L'étude des isotopes de Hauck et al. (1997) sur le Complexe de Duluth mentionne la présence de ces trois sources de fluides individuellement ou en combinaison dans les roches de la base du complexe. Cela suggère la circulation importante des fluides météoriques et de dévolatilisation dans la Formation de Virginia puisque ceux-ci se sont rendus jusqu'à la base du complexe. Les fluides météoriques et de dévolatilisation (de l'auréole interne et/ou externe) ont donc joué un rôle important pour promouvoir la fusion partielle dans les métasédiments de la Formation de Virginia. Cependant, les fluides de

cristallisation d'un magma troctolitique sont peu importants et moins susceptibles de promouvoir la fusion.

Pour saturer le liquide anatectique à 2 kbar et 725°C, il faut entre 3 et 4 % de H₂O et à 800°C, 2.5% (Holtz et Johannes, 1994). Tout dépendant de la quantité de fluides, le premier magma anatectique pourra être saturé en H₂O, les autres seront sous-saturés. Une fois que les roches auront fondu, celles-ci agiront donc comme une barrière à la circulation des fluides en incorporant cette eau car a_{H_2O} sera <1.

Comme mentionné dans le résumé du chapitre 4, l'altération présente près des zones fusionnées indique qu'il y avait des fluides dans le liquide fusionné et donc que la fusion partielle s'est bel et bien faite en présence de fluides. Mais ce n'est pas le cas également pour les deux forages étudiés. En effet, le forage A4-18 présente une forte altération alors que l'altération dans le forage 17700 est très faible lorsqu'elle est présente. D'autres indices qui nous indiquent que les fluides étaient peu présents dans le forage 17700 sont la fine granulométrie (0.05-1mm; annexe 1) des diatexites de ce forage (1-1.5 mm pour les diatexites de A4-18; annexe 1) et la faible largeur de développement des migmatites (44-48m pour 17700; 160-200m pour A4-18; annexe 1).

Pour un même profil de température dans les deux forages, le forage sans fluide a besoin d'une température plus élevée pour fusionner. C'est pourquoi les migmatites se sont moins bien développées dans le forage 17700. Puisque la température de fusion est plus élevée, il faut aussi compter plus de temps pour la fusion et moins de temps pour la cristallisation d'où la granulométrie fine. La circulation des fluides devait être moins efficace dans ce secteur.

D'un autre côté, les leucosomes du forage 17700 et les zones environnantes de ces leucosomes contiennent souvent de la tourmaline. Le bore nécessaire pour cristalliser cette tourmaline proviendrait des fluides produits par les réactions de déshydratation sous-solidus. En effet, Harris et al. (2003) mentionne que les réactions de déshydratation sous-solidus libère des ions tels que Rb et Ba dans les premiers fluides. Johnson et al. (2003) mentionne aussi la présence de tourmaline tardive associée aux leucosomes dans les migmatites de bas grade de l'auréole du Bushveld. Il y aurait donc eu des fluides dans le forage 17700, mais en moins grande quantité que dans le forage A4-18.

La différence de composition (présence des échantillons à sulfure dans A4-18) entre les deux forages est aussi un facteur qui a pu influencé la fusion partielle. Comme discuté au chapitre 4, les échantillons à sulfure ont une composition qui produit moins de fondu dans de mêmes conditions de température, de pression et de fluide. Il y a pourtant un plus large développement des migmatites là où il y a ces sulfures car, ici, la première réaction qui produit le fondu (R5; figure 4.32) reste à la même température pour les échantillons sans sulfure et avec fluide (R5; figure 4.31). Force est de conclure que la faible quantité de fluides dans le forage 17700 a plus de conséquence que la composition du protolite.

7.2 MESURE DE LA FUSION ET DE LA SÉGRÉGATION

Nous avons vu au chapitre 6 que malgré la présence de veines injectées, la géochimie des roches totales à l'échelle d'un échantillon indique qu'aucune perte importante de matériel n'a eu lieu sauf pour quelques échantillons. En effet dans la plupart des roches, on remarque que le fondu est resté *in situ* (sauf mouvement local) et s'est

accumulé jusqu'à former un magma à suspension de cristaux (diatexite) sans qu'il y ait séparation importante entre liquide et cristaux. Les leucosomes observés ont été créés par le mouvement local du liquide sur de petites distances ou pas en quantités suffisamment grandes pour influencer de façon importante la composition géochimique globale d'un échantillon. Dans les deux cas, la distribution du liquide et le fluage magmatique ne sont pas suffisants pour influencer les mécanismes de déformation à cette échelle.

Par contre à l'échelle millimétrique, une bonne différentiation s'est produite. Pour avoir une idée de l'ordre de grandeur de la fusion et de la ségrégation à petites échelles, des pourcentages de fusion ont été calculés par une équation de balance de masse (puisque l'on connaît les compositions de la source- C_0 , du leucosome- C_L et du matériel résiduel- C_{RS}) à partir des analyses sectorielles (section 6.2; annexe 4). Les résultats sont présentés au tableau 12 et les détails du calcul à l'annexe 4. Pour une métatexite, le calcul de la fraction de fusion produite-F est aussi un indice de la ségrégation en ce sens qu'il s'agit de la séparation du liquide-L de sa matrice-0 qui laisse derrière les minéraux non fondus-RS. Ces pourcentages calculés ne représentent en fait qu'une mesure approximative de la fusion/ségrégation qui a eu lieu. À une échelle si petite, les différences entre matériel mélanocrate, mésocrate et leucocrate peuvent aussi bien provenir de la fusion que d'une hétérogénéité du protolite. Cette dernière possibilité est amoindrie dans le cas d'une diatexite pélitique car la fusion importante puis le fluage tendent à uniformiser sa composition. Ce qui est mesuré dans une diatexite n'est donc pas la fraction de fusion (sauf dans le cas d'un schlieren) mais une mesure de la ségrégation tardi-magmatique. En effet, c'est après être devenu magma (liquide à suspension de cristaux) qu'il y a ségrégation. Ici,

le liquide-L se sépare des cristaux (déjà ou en train de cristallisé) lors des processus de fluage et de cristallisation combinés (voir section 7.3 et 7.4).

RS	17-03-n1	17-03-n2	17-05-n1	17-05-n2	17-06-n	17-06-r	17-08-n	17-10-n	A4-16-n
0 L	diatexite	diatexite	schlieren	bande	diatexite	diatexite	mtx	bande	diatexite
W et L1	27	43	48	62	51	34	28	65	32
W et L2	20	34	39	55	46	25	33	71	
W et L3	35	52	46	62					
W et Liq	20	34	29	42	36	17	21	52	25
Moyenne	26	41	41	55	44	25	27	63	29
	A4-13-v1 s-diatexite	A4-13-n1 schlieren	A4-13-n2 schlieren						
W et Liq	28	60	53						

Tableau 12 : Tableau des moyennes de fusion/ségrégation. Mtx : métatexite; S- : à sulfure; W : protolite; L1, L2, L3 : leucosome analysé; Liq : moyenne des liquides expérimentaux. Formule : $C_0 = F \cdot C_L + (1-F) \cdot C_{RS}$ (Prinzhöfer et Allègre, 1985) pour Si, Ti, Al, Fe et Mg.

Les degrés moyens de fusion/ségrégation se situent entre 25 et 45% (tableau 12) pour les diatexites et les roches transitionnelles. Ces degrés de fusion sont applicables à de petites zones de différentes lames minces qui ont dû subir un tel degré de fusion/ségrégation pour expliquer leur composition actuelle par rapport à la composition présumée du protolite (dans ce cas-ci, il s'agit de la composition totale de l'échantillon où a été pris la lame mince dans laquelle les petites zones ont été analysées puisqu'il a été établi précédemment que ces échantillons n'ont presque pas perdu de matériel). Les degrés de fusion des schlierens (concentration de minéraux mafiques résiduels orientés parallèles à l'écoulement; Sawyer, 1996) et bandes mélanocratiques sont plus élevés. Ils se situent entre 40 et 65%. Toutefois d'après leur microstructure litée et continue, il est possible que les bandes aient une origine sédimentaire.

Malgré les pourcentages élevés de fusion/ségrégation et la forte proportion de fondu dans les roches, elles n'ont pas subi de ségrégation à l'échelle de l'échantillon. Pourquoi?

Quels sont les processus impliqués dans la différentiation entre partie mélanocrate et partie leucocrate ? C'est ce qui sera discuté dans la prochaine section.

7.3 CAUSES DE LA SÉGRÉGATION ET DU FLUAGE

Dans l'introduction (section 1.1), il a été mentionné que le métamorphisme de contact se distingue par une courte durée du réchauffement et du refroidissement ainsi que par une faible déformation. Ces conditions, faiblesse de la déformation et cristallisation précoce du matériel fusionné, ont pu empêché la ségrégation à l'échelle de l'échantillon mais être suffisante pour opérer à petites échelles. Voyons cela de plus près.

Déformation

C'est d'abord la fusion qui produit l'apparition de petites plages de liquide disséminé dans la matrice. En l'absence de déformation, ces plages demeurent *in situ* et forment des poches arrondies de matériel quartzo-feldspathique. Leur distribution est contrôlée par la présence des minéraux nécessaires à la fusion. Hobson et al. (1998) mentionne le même phénomène et ajoute qu'il n'y a aucune veine dans les zones protégées de la déformation. Rosenberg et Handy (2001) ont remarqué qu'une légère déformation aplatis et allonge les poches de fondu. À Duluth, on retrouve des poches arrondies et des poches aplatis horizontalement (dans le sens de la compaction) dans les métatexites.

Lorsqu'il y a déformation plus importante et synchrone avec la fusion partielle, le fondu peut être mobilisé, s'accumuler dans les sites dilatés et/ou s'injecter sous forme de veine dans les fractures. Des leucosomes en veine sont aussi présents à Duluth. Qu'est-ce qui provoque les fractures nécessaires pour ces veines dans les migmatites de la Formation

de Virginia ? Ce peut être l'augmentation de volume reliée à la fusion qui provoque les fractures mais la fusion de la biotite n'entraîne pas une augmentation aussi importante que la fusion de la muscovite (qui n'a pas lieu à Duluth). Harte et al. (1991) mentionne qu'à 3 kbar, moins de 10% de fusion est nécessaire pour provoquer des fractures d'extension et donc la mobilité du fondu d'où la présence de leucosomes en veine. Cependant Rushmer (2001) affirme que les tensions de dilatation (dilational strains) provoquées par la faible augmentation de volume lors de la fusion partielle de la biotite ne sont pas suffisantes pour former des fractures à basses fractions de fondu. Elle conclut que même à une fraction plus élevée, une déformation externe pourrait être nécessaire pour entraîner la ségrégation. Donc les fractures menant à la formation de leucosome seraient d'origine tectonique.

La mise en place du Complexe de Duluth a pu causer une certaine déformation rendant possible le développement de réseaux de fractures. Harris et al. (2003) mentionne la même chose pour le Bushveld. Hobson et al. (1998) associe aussi le cisaillement avec l'ouverture de veines de tension dans les migmatites permettant la ségrégation du fondu. Des évidences de déformation sont présentes à l'échelle de la lame mince et des affleurements : injections de leucosomes millimétriques (figure 4.3;4.4;4.9). Au-dessous du Complexe à Babbitt, des leucosomes sont visibles dans les fractures d'extension verticale localisées dans les unités calcosilicatées de la Formation de Biwabik. Ces fractures auraient été créées par la mise en place de l'intrusion.

Puisque la seule source de déformation est la mise en place du Complexe, cette déformation est plus susceptible de se produire dans les roches où le produit de fusion abondant rend la roche plus réceptive à la déformation. En effet, les poches arrondies ou

aplatis (peu ou pas de déformation) se retrouvent dans des métatexites où le degré de fusion est bas, généralement celles les plus éloignées du contact. Alors que les migmatites comportant des leucosomes en veine sont dans les roches plus près du contact et où le degré de fusion est plus élevé. Il est aussi possible que les migmatites les plus éloignés du contact aient subi leur fusion partielle après la mise en place du Complexe et n'auraient pas subi la déformation. En effet pour les roches plus éloignées, il faut plus de temps pour atteindre la température de fusion. La ségrégation et le fluage est donc fonction du taux de déformation.

Sawyer (2001) précise pourtant que malgré l'absence de fissures, une ségrégation efficace s'est produite par un réseau interconnecté de fondu se déployant à la bordure des grains. Milord et al. (2001) et Guernina et Sawyer (2003) mentionnent l'action d'un réseau interconnecté de fondu qui draine les migmatites. Dans le cas de Duluth (Sawyer, 2001), ce réseau (ou interconnectivité des poches de fondu) n'impliquerait pas nécessairement le mouvement du fondu sur de grandes distances puisqu'il manque de zones résiduelles mélanoocrates, mais il pourrait faciliter la ségrégation locale. En effet, un réseau interconnecté à la bordure des grains favoriserait la collecte du fondu dans des poches et le développement progressif des mélanosomes observés. La différentiation entre partie mélanocrate et partie leucocrate implique le mouvement du fondu hors du résiduel (fluage poreux) vers la structure du leucosome qui se forme (fluage canalisé). La formation de ces poches de matériel fusionné aurait un effet local important sur la déformation.

L'accumulation du matériel fusionné (leucosome) laissent les régions autour appauvries des minéraux qui ont fusionnés et enrichies des minéraux qui n'ont pas

participé à cette fusion en plus des phases solides produites par la fusion (mélanosome) tandis que les régions non affectées conservent leurs propriétés de départ (protolite). Plus il y a fusion, plus le néosome (mélanosome et leucosome) se développe au détriment du paléosome. Ce sont tous ces phénomènes qui expliquent les différents stades d'évolution des mélosomes et des leucosomes.

Ainsi on constate dans plusieurs lames minces, notamment celles qui ont servi pour les analyses sectorielles, que leucosomes et mélosomes se retrouvent souvent à proximité les uns des autres. Ils sont séparés par des bordures diffuses ou nettes (*in situ* ou fluage). Les processus en cause agissent donc à petite échelle. Le fait qu'entre ces deux extrêmes (leucosome et mélanosome), il existe tout un continuum minéralogique et géochimique dans les différents échantillons indique qu'il s'agit de processus graduels ou par étape. Cela implique que la ségrégation est synchrone avec la création d'espace.

En plus de la déformation, il faut spécifier le mécanisme de fluage pour savoir quel proportion de matériel fusionné est nécessaire. On a besoin de 5 à 8% de matériel fusionné si on accommode le fluage par la dissolution et la précipitation des grains solides dans le liquide. D'autre part, on a besoin de 20% si les grains sont allongés et de diverses longueurs. Si le mécanisme qui intervient est la rotation des grains suspendu dans un magma, on a besoin de 26% de matériel fusionné pour un système composé de grains sphériques de la même taille (Dell'Angelo et Tullis, 1988; Sawyer, 1996).

Lorsque le matériel fusionné devient assez important (>26%), la roche devient un mélange de cristaux et de morceaux solides (petites enclaves) baignant dans un liquide. Le fluage tend à uniformiser les différentes zones décrites précédemment (mélanosome,

leucosome, paléosome). On appelle les migmatites produites de cette manière des diatexites. La roche prend une apparence homogène et sa géochimie s'uniformise bien que par endroit on observe encore quelques différentiations comme un schlieren par exemple. Cette « bouillie » peut rester *in situ* ou se mettre en mouvement si les contraintes de déformation sont suffisantes. Parce qu'elle est à basse viscosité, la bouillie bougera grâce au gradient de pression. Différentes textures nous le montrent. Lorsqu'il n'y a pas de fluage dans la roche partiellement fondu ou s'il y a cristallisation après le fluage, les structures et textures sont isotropes. En effet, certaines diatexites pélitiques montrent de gros cristaux de biotite orienté aléatoirement alors que le plagioclase est orienté (figure 4.23). S'il y a des contraintes déviatrices (fusion dynamique), alors il y a écoulement durant l'histoire des diatexites pélitiques et une foliation d'écoulement magmatique ou submagmatique se développe (figure 4.22). On le voit bien sur le terrain.

Cette foliation d'écoulement n'est pas nécessairement uniforme à travers la diatexite pélitique de l'auréole de contact de Duluth. Il y a quelques échantillons où il y a des domaines dans lesquelles le plagioclase et la biotite sont alignés par l'écoulement mais cette texture a été tardivement remplacée par de gros grains de biotite orientés aléatoirement. De plus, les domaines orientés par écoulement s'affaiblissent latéralement vers des domaines à texture isotrope; ce développement textural signifierait que l'écoulement était faible dans cette roche. Le fluage a commencé puis s'est arrêté et la roche s'est finalement cristallisée dans un environnement statique (structure et texture isotrope). Ceci peut être dû à 1- la faiblesse des contraintes de déformation, 2- la fin de la

déformation avant le début de la cristallisation et/ou 3- la cristallisation rapide qui inhibe le fluage.

Cristallisation précoce

Voyons maintenant si nous pouvons trouver d'autres indices d'une cristallisation précoce. La chaleur prodiguée par le magma du Complexe igné de Duluth est maximale lors de son intrusion et décroît rapidement à mesure que le temps passe. Ce qui fait qu'après la fusion des métasédiments, ceux-ci vont rapidement cristalliser. Plusieurs textures montrent que la cristallisation s'est faite rapidement. Par exemple, plusieurs plages de liquide (type 1, 2, 3) n'ont pas eu le temps de cristalliser sous forme de cristaux et comportent de petites inclusions à l'intérieur (type 1, 2). Tardivement, ces inclusions sont plus grossières (plus de temps pour cristalliser). Le fait que les minéraux ne soient pas zonés (section 4.3) implique aussi qu'ils ont cristallisé sans qu'il y ait le temps nécessaire pour s'équilibrer avec le liquide (Yardley, 1989; p.162). La texture pœciloblastique de certains cristaux de biotite, pyroxène ou tourmaline ainsi que la forme squelettique de certains cristaux de cordiérite indiquent qu'ils sont en train de cristalliser en même temps que d'autres cristaux qui eux aussi veulent la place. Ils ont finalement cristallisé ainsi sans avoir le temps de former des porphyroblastes sans inclusions (Yardley, 1989; p.160-161). La texture granophyrique, observée dans les leucosomes et très commune dans les échantillons de la Formation de Biwabik, est due à un taux de refroidissement rapide (Williams et al., 1982).

Pourquoi la ségrégation n'a agi qu'à petites échelles ?

La ségrégation n'a pas été aussi efficace à l'échelle de l'échantillon parce que 1) il n'y a pas eu assez de temps avant que ça fige, 2) les contraintes déviantielles étaient trop faibles pour pousser plus loin le processus de drainage et 3) le taux de fusion était plus rapide que le taux de drainage ce qui entraîne le fondu à s'accumuler jusqu'à ce que le fluage soit possible (Sawyer, 1994). Autrement dit, le processus anatectique était court et la congélation rapide. En fait, l'échelle des structures de ségrégation dans les roches de Duluth est plus comme celles produites dans les expériences de fusion-déformation mais il y a quelques différences microstructurales (Dell'Angelo et Tullis, 1988). Par exemple, la plasticité du solide (dislocation creep) et le liquide qui se retrouve dans les zones de basses pressions n'ont pas été observés dans les échantillons de cette étude.

7.4 RÉSUMÉ

La principale source des fluides permettant la fusion partielle est l'eau relâchée lors des réactions de dévolatilisation des roches de l'auréole. Deux autres sources mineures sont l'eau météorique et les fluides de cristallisation de l'intrusion. C'est l'absence ou la présence de fluides qui contrôle le plus le développement de l'auréole interne.

À l'échelle millimétrique, une bonne différentiation mélanosome-leucosome s'est produite. Pour une métatexite, le taux de fusion est de 27%; pour les diatexites, il est entre 40 et 60% (données des schlierens). Le taux de ségrégation tardi-magmatique des diatexites se situe entre 25 et 44%.

Par son volume (pression de compression) et son poids (pression de compaction), c'est la mise en place du Complexe de Duluth qui a causé les contraintes de déformation nécessaires. La ségrégation et le fluage sont fonction du taux de déformation. La déformation était assez importante pour former des leucosomes en veine et faire fluer le matériel fusionné. Plusieurs indices montrent pourtant que le fluage était parfois absent, faible ou qu'il s'est arrêté. Cela indique que les contraintes de déformation étaient présentes mais faibles et/ou se sont affaiblies avant le début de la cristallisation. Cela peut aussi indiquer que la cristallisation rapide a inhibé le fluage. D'autres indices indiquent la précocité de la cristallisation.

La faiblesse des contraintes de déformation, le refroidissement rapide et le taux de fusion plus rapide que le drainage ont favorisé l'accumulation du matériel fusionné plutôt que sa ségrégation et son fluage.

CHAPITRE 8

CONCLUSION

La documentation du taux de fusion et de l'échelle de processus comme la ségrégation a été effectuée par le biais de la description des changements de minéralogie, des microstructures et de la composition géochimique des différents types de roches de la Formation de Virginia. Au cours de ce travail, il a été déterminé que les cornéennes de l'auréole du Complexe igné de Duluth ont subi un métamorphisme assez important (2kbar et 750-800°C) pour permettre le développement d'un produit de fusion abondant (taux de fusion > 26%) dans les migmatites. Des évidences de ségrégation et de fluage ont été observées. Au niveau géochimique, toutes les cornéennes de l'auréole ont perdu H₂O, Ag et Sb. L'échelle de la ségrégation dans les migmatites n'est de l'ordre que du millimètre au centimètre. Ceci est dû au fait que la ségrégation et le fluage demeurent limités par les contraintes de déformation faible et inhibées par la cristallisation rapide. Le produit de fusion s'est accumulé *in situ* et les processus combinés de fluage, ségrégation et cristallisation ont formé diverses morphologies. Les fluides ont eu un rôle important à jouer sur la largeur de développement de l'auréole interne.

Les échantillons à sulfure ont introduit une problématique supplémentaire. Ils n'ajoutent rien à la compréhension des processus de fusion, de ségrégation et du fluage. Cependant, ceux-ci nous informent du rôle qu'ont joué la présence de sulfure ainsi qu'une

composition de départ (protolite plus riche en argiles) un peu différente. En effet, leur composition plus alumineuse, plus potassique et plus magnésienne s'est révélée moins fertile (moins de fondu produit).

L'échantillonnage de migmatite dans des carottes de forage n'est pas idéal. Autant il est difficile d'isoler les leucosomes (puisque'ils sont souvent très petits et très dispersés), autant il est difficile d'isoler les parties mélanocrates. Dans ces conditions, il est presque impossible de déterminer si la ségrégation a eu lieu à l'échelle des échantillons. Cependant, les échantillons d'affleurement n'ont pas plus apportés de résultats en ce sens. Les conclusions de cette étude disant que la ségrégation ne s'est faite qu'à petite échelle sont donc valides.

La microgéochimie a pu apporter des précisions que la géochimie des échantillons n'avait pas pu faire. Cette nouvelle méthode a permis de confirmer que la ségrégation pouvait avoir lieu à une échelle aussi petite que le millimètre. Il resterait à mesurer les superficies des parties mélanocrates impliquées dans cette microségrégation pour vérifier la relation entre superficie et perte de matériel fusionné.

La composition des leucosomes analysés (analyse et microanalyse) mérite aussi une étude plus approfondie. En effet, comme il a été mentionné dans cette étude, les leucosomes ont une composition similaire aux liquides expérimentaux de Grant (2004). Ces leucosomes apportent donc la confirmation que les liquides expérimentaux sont de bons analogues au matériel fusionné produit sur le terrain.

RÉFÉRENCES

- Andrews, M.S., 1987. Contact Metamorphism of the Virginia Formation at Dunka Road, Minnesota: Chemical Codifications and Implications for Ore Genesis in the Duluth Complex. M.S. thesis, Indiana University, Bloomington, Indiana
- Andrews, M.S., Ripley, E.M. 1989. Mass transfer and sulfur fixation in the contact aureole of the Duluth Complex, Dunka Road Cu-Ni Deposit, Minnesota. Canadian Mineralogist, 27 : 293-310
- Arbaret, L., Diot, H., Bouchez, J.L., 1996. Shape fabrics of particles in low concentration suspensions: 2D analog experiments and application to tiling in magma. Journal of structural geology, 18: 941-950.
- Barnes, S.-J., Francis, D. 1995. The distribution of platinum-group elements, nickel, copper and gold in the Muskox Layered Intrusion, Northwest Territories, Canada. Economic Geology, 90 : 135-154.
- Bea, F., Pereira, M.D., Stroh, A., 1994. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). Chemical geology, 117: 291-312.
- Bédard, L.P., Barnes, S.-J., 2001. A comparison of N-type semi-planar and coaxial INAA detectors for 33 geochemical reference samples. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 254: 485-497
- Blumenfeld, P., Bouchez, J.L., 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. Journal of Structural Geology, 10: 361-372.
- Card, K.D., Poulsen, K.H., 1998. Geology and mineral deposits of the Superior Province of the Canadian Shield; *dans* Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America. Geological Survey of Canada, C-1: 13-194.

- Compton, R.R., 1960. Contact metamorphism in Santa Rosa Range, Nevada. Geological Society of America Bulletin, 71: 1383-1416.
- Dell'Angelo, L.N., Tullis, J., 1988. Experimental deformation of partially melted granitic aggregates. Journal of metamorphic geology, 6: 495-516.
- Droop, G.T.R., Clemens, J.D., Dalrymple, D.J., 2003. Processes and conditions during contact anatexis, melt escape and restite formation: the Huntly Gabbro Complex, NE Scotland. Journal of Petrology. 44: 995-1029.
- Eskola, P., 1914. On the petrology of the Orijärvi region of southwestern Finland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, v. 40.
- Floran, R.J., Papike, J.J., 1978. Mineralogy and Petrology of the Gunflint Iron Formation, Minnesota and Ontario: Correlation of Compositional and assemblage variations at low to moderate grade. Journal of Petrology, 19 : 215-288
- French, B.M., 1968. Progressive contact metamorphism of the Biwabik Iron Formation, Mesabi Range, Minnesota. Minnesota Geologic Survey Bulletin 45, 103 p.
- Goldschmidt, V.M., 1911. Die Kontakt metamorphose in kristianiagebiet, Oslo. Vidensk. Skr., Math-Naturv. Kl., 483 p.
- Grant, J.A., 2004. Liquid compositions from low-pressure experimental melting of pelitic rock from Morton Pass, Wyoming, USA. Journal of metamorphic petrology, 22 : 65-78.
- Grant, J.A., Frost, B.R., 1990. Contact metamorphism and partial melting of pelitic rocks in the aureole of the Laramie Anorthosite Complex, Morton Pass, Wyoming. American Journal of Science, 290: 425-472
- Guernina, S., Sawyer, E.W., 2003. Large-scale melt-depletion in granulite terranes: an example from the Archean Ashuanipi Subprovince of Quebec. Journal of metamorphic geology, 21: 181-201.

- Harris, N., McMillan, A., Holness, M., Uken, R., Watkeys, M., Rogers, N., Fallick, A., 2003. Melt generation and fluid flow in the termal aureole of the Bushveld Complex. *Journal of Petrology*, 44: 1031-1054
- Harte, B., Pattison, D.R.M., Linklater, C. M., 1991. Field relations and petrography of partially melted pelite and semi-pelitic rocks. *Dans* Voll, G., Topel, J., Pattison, D.R.M., Seifert, F. (eds), Equilibrium and kinetics in contact metamorphism: The Ballachulish Igneous Complex and its aureole. Springer-Verlag:Heidelberg. pp 182-210
- Hauck, S.A., Severson, M.J., Zanko, L., Barnes, S.-J., Morton, P., Alminas, H., Foord, E.E., Dahlberg, E.H., 1997. An overview of the geology and oxide, sulfide, and platinum-group element mineralization along the western and northern contacts of the Duluth Complex. *Dans* Ojakangas, R.W., Dickas, A.B., Green, J.C. (eds), Middle Proterozoic to Cambrian Rifting, Central North America: Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper 312, pp. 137-185
- Hobson, A., Bussy, F., Hernandez, J., 1998. Shallow-level migmatization of gabbros in a metamorphic contact Aureole, Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands. *Journal of Petrology*, 39: 1025-1037.
- Holdaway, M.J., 1971. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *American Journal of Science*, 271: 97-131.
- Holness, M.B., Clemens, J.D., 1999. Partial melting of the Appin Quartzite driven by fracture-controlled H₂O infiltration in the aureole of the Ballachulish Igneous Complex, Scottish Highlands. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 136: 154-168
- Holness, M.B., Watt, G.R., 2002. The aureole of Traigh Bhàin na Sgùrra Sill, Isle of Mull: reaction-driven micro-cracking during pyrometamorphism. *Journal of Petrology*. 43: 511-534
- Holtz, F., Johannes, W., 1994. Maximum and minimum water contents of granitic melts: implication for chemical and physical properties of ascending magmas. *Lithos*, 32: 149-159.

- Hutchinson, D.R. White, R.S., Cannon, W.F., Schulz, K.J., 1990. Keweenaw hot spot: Geophysical evidence for a 1.1 Ga mantle plume beneath the Midcontinent Rift System. *Journal of Geophysical Research*, 95: 10 869-10 884.
- Johnson, T.E., Hudson, N.F.C., Droop, G.T.R., 2001. Partial melting in the Inzie Head gneisses: the role of water and a petrogenetic grid in KFMASH applicable to anatexic pelitic migmatites. *Journal of Metamorphic geology*. 19: 99-118
- Johnson, T.E., Gibson R.L., Brown, M., Buick, I.S., Cartwright, I., 2003. Partial melting of metapelitic rocks beneath the Bushveld Complex, South Africa. *Journal of Petrology*. 44: 789-813
- Kaczor, S.M., Hanson, G.N., Peterman, Z.E., 1988. Disequilibrium melting of granite at the contact with a basic plug: a geochemical and petrographic study. *Journal of Geology*, 96: 61-78
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68 : 277-279.
- Labotka, T.C., Papike, J.J., Vaniman, D.T., 1981. Petrology of contact metamorphosed argillite from the Rove Formation, Gunflint Trail, Minnesota. *American Mineralogist*, 66: 70-86.
- Lee, I., Ripley, E.M., 1996. Mineralogic and oxygen isotopic studies of open system magmatic processes in the South Kawishiwi intrusion, Spruce Road area, Duluth Complex Minnesota. *Journal of Petrology*, 37: 1437-1461
- Listerud, W.H., Meineke, D.H., 1977. Mineral resources of a portion of the Duluth Complex and adjacent rocks in St. Louis and Lake Counties, northeastern Minnesota: Minnesota Department of Natural Resources, Division of Minerals, Report 93, 74 p.
- Lucente, M.E., Morey, G.B., 1983. Stratigraphy and Sedimentology of the Lower Proterozoic Virginia Formation, Northern Minnesota. Minnesota Geological Survey, University of Minnesota, Report of Investigations 28, 28 p.

- Meineke, D.G., Buchheit, R.L., Dalhberg, E.H., Morey, G.B., Warren, L.E., 1993. Geologic map, Mesabi Iron Range, Minnesota. Minnesota Department of Natural Resources, Minerals Division.
- Miller, J.D., Ripley, E.M., 1996. Layered intrusions of the Duluth Complex, Minnesota, USA; *dans* Cawthorn, R.G. (ed.), Layered intrusions. Amsterdam, Elsevier, pp. 257-302
- Miller, J.D., Weiblen, P.W., 1990. Anorthositic rocks of the Duluth Complex: Examples of rocks formed from plagioclase crystal mush. *Journal of Petrology*, 31: 295-339.
- Milord, I., Sawyer, E.W., 2003. Schlieren formation in diatexite migmatite : examples from St. Malo migmatite terrane, France. *Journal of Metamorphic Petrology*, 21: 347-372.
- Milord, I., Sawyer, E.W., Brown, M., 2001. Formation of diatexite pélitique migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: an example from St. Malo, France. *Journal of Petrology*, 42: 487-505.
- Montel, J-M, Vielzeuf, D., 1997. Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 128: 176-196
- Nicholson, S.W., Shirey, S.B., 1990. Midcontinent Rift volcanism in the Lake Superior region: Sr, Nd and Pb isotopic evidence for a mantle plume origin. *Journal of Geophysical Research*, 95: 10 851-10 868.
- Ojakangas, R.W., Morey, G.B., Southwick, D.L., 2001. Paleoproterozoic basin development and sedimentation in the Lake Superior region, North America. *Sedimentary Geology*, 141: 319-341
- Paces, J.B., Miller, J.D., 1993. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota - Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic and tectonomagmatic processes associated with 1.1 Ga Midcontinent Rift System. *Journal of Geophysical Research*, 98: 13 997-14 039

- Pattison, D.R.M., 1989. P-T-a(H₂O) conditions and the influence of graphite on pelitic phase relations in the Ballachulish aureole, Scotland. *Journal of Petrology*, 30: 1219-1244.
- Pattison, D.R.M., Harte, B., 1988. Evolution of structurally contrasting anatetic migmatites in the 3-kbar Ballachulish aureole, Scotland., *Journal of metamorphic Geology*, 6: 475-494.
- Pattison, D.R.M., Harte, B. 1991. Petrography and Chemistry of Pelites. *dans* Voll, G., Topel, J., Pattison, D.R.M., Seifert, F. (eds), Equilibrium and Kinetics in Contact Metamorphism: The Ballachulish Igneous Complex and its Aureole. Springer-Verlag:Heidelberg. pp135-179
- Pattison, D.R.M., Tracy, R.J., 1991. Phase Equilibria and Thermobarometry of Metapelites. *Dans* Kerrick, D.M. (ed.) Contact metamorphism. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 26: 105-206
- Philbrick, S.S., 1936. The contact metamorphism of the Onawa pluton, Piscataquis County, Maine. *American Journal of Science*, 231: 1-40.
- Platten, I.M., 1983. Partial melting of semipelite and the development of marginal breccias around late Caledonian minor intrusions in the Grampian Highlands of Scotland. *Geological Magazine*, 120: 37-49.
- Platten, I.M., 1982. Partial melting of feldspathic quartzite around late Caledonian minor intrusions in Appin, Scotland. *Geological Magazine*, 119: 413-419.
- Prinzhofer, A., Allègre, C.J., 1985. Residual peridotites and the mechanisms of partial melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 74: 251-265.
- Ripley, E.M., Alawi, J.A., 1988. Petrogenesis of pelitic xenoliths and the Babbitt Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota. *Lithos*, 143-159.

- Ripley, E.M., Al-Jassar, T.J., 1987. Sulfur and Oxygen Isotope studies of melt-country rock interaction, Babbitt Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota. *Economic Geology*, 82: 87-107.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, England. copublished with John Wiley & Sons, Inc, New York. 352 p.
- Rosenberg, C.L., Handy, M.R., 2001. Mechanisms and orientation of melt segregation paths during pure shearing of a partially molten rock analog (norcamphor–benzamide). *Journal of structural geology*, 23: 1917-1932
- Rushmer, T., 2001. Volume change during partial melting reactions: implications for melt extraction, melt geochemistry and crustal rheology. *Tectonophysics*, 342 : 389-405.
- Sawyer, E.W., 1994. Melt segregation in the continental crust. *Geology*, 22 : 1019-1022.
- Sawyer, E.W., 1996. Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87: 85-94.
- Sawyer, E.W., 1999. Criteria for the recognition of partial melting., *Physics and Chemistry of the Earth*, 24: 269-279.
- Sawyer, E.W., 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatetic rocks. *Journal of metamorphic geology*, 19: 291-309.
- Sederholm, J.J., 1907. Om granit och gneis, deras uppkomst, upp trädande och utbred ning inom urberget i Fennoskandia. English summary, *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* 23, 110 pp.
- Severson, M.J., Barnes, R.J., 1991. Geology, mineralization, and geostatistics of the Minnamax/Babbitt Cu-Ni deposit (Local Boy area), Minnesota. Part II : Mineralization and Geostatistics. Duluth, University of Minnesota, Natural Resources Research Institute, Technical Report, 91/13b, 221 p.

- Severson, M.J. and Hauck, S.A., 1992. Location of drillholes and copper-nickel deposits along the western margin of the Duluth Complex. Natural Resources Research Institute-University of Minnesota at Duluth. Minerals division. Map.
- Severson, M.J. and Hauck, S.A., 1997. Igneous stratigraphy and mineralization in the basal portion of the Partridge River Intrusion, Duluth Complex, Allen Quadrangle, Minnesota. Natural Resources Research Institute, Technical Report, 97/19, 102 p.
- Severson, M.J., Patelke, R.L., Hauck, S.A., Zanko, L.M., 1996. The Babbitt Copper-Nickel deposit Part C : Igneous geology, footwall lithologies and cross-sections: Duluth, Minnesota. Natural Resources Research Institute, Technical Report, 94/21c, 79 p.
- Shirey, S.B., Hanson, G.N., 1984. Mantle-derived Archean monzodiorites and trachyandesites. *Nature*, 310: 222-224
- Stevens, G., Clemens, J.D., Droop, G.T.R., 1997. Melt production during granulite-facies anatexis; experimental data from "primitive" metasedimentary protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128: p. 352-370
- Symmes, G.H., Ferry, J.M., 1995. Metamorphism, fluid flow and partial melting in pelitic rocks from the Onawa contact aureole, Central Maine, USA. *Journal of Petrology*, 36: 587-612.
- Taylor, R.B., 1964. Geology of the Duluth Gabbro Complex near Duluth, Minnesota: Minnesota Geology Survey, Bulletin 4, 63 p.
- Taylor, S.R., Gorton, M.P., 1977. Geochemical application of spark source mass spectrography – III. Element sensitivity, precision and accuracy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 41: 1375-1380
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell.

Thériault, R.D., 1999. Influence de l'assimilation de roches sédimentaires encaissantes sur l'origine des gisements de Cu-Ni-ÉGP de l'intrusion de Partridge River, Complexe igné de Duluth, Minnesota. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi.

Thériault, R.D., Barnes, S.-J., 1998. Compositional variations in Cu-Ni-PGE sulfides of the Dunka Road deposit, Duluth Complex, Minnesota: The importance of combined assimilation and magmatic processes. Canadian Mineralogist, 22: 23-38.

Thériault, R.D., Barnes, S.-J., Severson, M.J., 1997. The influence of country rock assimilation and silicate to sulfide rapports(R factor) on the genesis sulfides of the Dunka Road Cu-Ni-PGE deposit, Duluth Complex, Minnesota. Canadian Journal of Earth Sciences, 34: 373-389.

Thériault, R.D., Barnes, S.-J., Severson, M.J., 2000. Origin of Cu-Ni-PGE Sulfide Mineralization in the Partridge River Intrusion, Duluth Complex, Minnesota. Economic Geology, 95: 929-943.

Thompson, AB., 1982. Dehydration melting of pelitic rock and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. American Journal of Science. 282: 1567-1595.

Thompson, J.B., 1957. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. The American mineralogist, 42: 842-858

Tracy, R.J., Frost, B.R. 1991. Phase Equilibria and Thermobarometry of Calcareous, Ultramafic and Mafic Rocks, and Iron Formations. Contact metamorphism. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, 24: 207-291

Vernon, R.H., Collins, W.J., 1988. Igneous microstructures in migmatites. Geology, 16: 1126-1129.

Vielzeuf, D., Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, 98 : 257-276

- Vielzeuf, D., Montel, J.M., 1994. Partial melting of meta greywackes. 1. Fluid-absent experiments and phase relationships. Contributions to Mineralogy and Petrology, 117: 375-393.
- Weiblen and Morey, 1980. A summary of the stratigraphy, petrology, and structure of the Duluth Complex. American Journal of Science. V.280-A, p. 88-133
- Williams, H., Turner, F.J., Gilbert, C.M., 1982. Petrography and introduction to the study of rocks in thin sections. W.H. Freeman & Co, San Francisco, 626 p.
- White, R.W., Powell, R., 2002. Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. Journal of Metamorphic Geology, 20: 621-632
- White, R.W., Powell, R., Clarke, G.L., 2003. Prograde metamorphic assemblage evolution during partial melting of metasedimentary rocks at low pressures: migmatites from Mt Stafford, Central Australia. Journal of Petrology, 44: 1937-1960
- Yardley, B.W.D., 1989. An Introduction to Metamorphic Petrology. Longman Group Ltd. 248 p.

ANNEXES

Abréviations

Voici une liste des abréviations utilisées dans les annexes.

Minéraux

Les abréviations des minéraux proviennent de Kretz (1983) sauf pour als : sillimanite (andalousite)
FP : feldspaths non différentiés
op : opaque
L : liquide

Source

EWS : Sawyer, données non publiées
G, 2004 : Grant, 2004
JL : Jean Lafrance, données non publiées
MV, 1997 : Montel et Vielzeuf, 1997
RA, 88 : Ripley et Alawi, 1988
T, 1999 : Thériault, 1999

Roche

aff : affleurement
corn : cornéenne métapélitique non fusionnée
dtx : diatexite pélitique
gw : grauwacke
leuco : leucosome
mpél : métapélite
mtx : métatexite pélitique
s-dtx : diatexite pélitique à sulfure
s-leuco : leucosome à sulfure
s-mpél : Métapélite à sulfure
s-mtx : métatexite pélitique à sulfure

Localisation

DP : Dunka Pit
LwL : Linwood Lake
PMM : Peter Mitchell Mine
WC : Wyman Creek
WL : Wetlegs

Autres

FeO (silic) : quantité de FeO dans les phases silicatées
Fe (S) : quantité de Fe dans les phases sulfurées
PAF : perte au feu
moléc : moléculaire
Prop atom : proportion atomique

Notes:

$\text{Eu/Eu}^* = \text{Eu} / \sqrt{(\text{Sm} \times \text{Tb})}$. Les valeurs de Eu, Sm et Tb sont les valeurs normalisées.

Annexe 2

Le Fe (S) a été calculé en fonction de la pyrrhotite avec la formule suivante : $[1.527*\text{S}\% - 0.6592*\text{Cu}\% - 0.5285*\text{Ni}\%]$ (Barnes et Francis, 1995) pour les échantillons de cornéennes non fusionnées, de métatexites, de diatexites et de leucosomes sauf l'échantillon A4-04 à qui il a été attribué une valeur médiane entre Fe (S) pyrrhotite et Fe (S) pyrite. Le Fe(S) des échantillons de métapélites a été calculé en fonction de la pyrite.

ANNEXE 1
DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

Forage 17700 : Wyman Creek

No éch	Profondeur en pied	Distance au contact de l'intrusion (m)	Minéralogie	Granulométrie	Nomenclature	
17-02-III	227-228	1,2	Qtz+Kfs+Bt+Crd+Pl+Ms±Tur±op	0,05-0,5	diatexite	M
17-03-I	228-229	1,5	Qtz+Kfs+Crd+Bt+Pl+Ms±op	0,1-1	diatexite	B
17-03-III			Qtz+Kfs+Crd+Bt+Pl+Ms±op		diatexite	
17-04-I	231-232	2,5	Qtz+Crd+Kfs+Bt+Pl±op	0,1-0,4	diatexite	
17-05-II	236-237	4	Qtz+Crd+Kfs+Bt+Pl±op	0,2-0,5	diatexite	B
17-06-III	239-240	4,9	Qtz+Crd+Bt+Kfs+Pl+Ms	0,2-1	diatexite	B
17-07-I	253,5-254	9,4	Qtz+Kfs+Bt+Crd+Ms±Als	0,2-1	diatexite	
17-08-II	260-261	11,4	Qtz+Crd+Bt+Ms+Pl±Kfs±op	0,1 et 1	métatexite	
17-08-V			Qtz+Bt+Ms+Pl±Crd±Kfs±Tur±op		métatexite	M,B
17-52	266	13,1	Qtz+Crd+Bt+Ms+Pl±Kfs±op	0,1-0,25 + 0,5-1	métatexite	
17-09-I	269	14	Qtz+Crd+Bt+Kfs+Ms±ru	0,1-0,25 et 5-6	métatexite	
17-10-II	270-271	14,5	Qtz+Crd+Pl+Bt+Kfs+Ms	0,1 et 0,5-1	métatexite	B
17-12-III	279,5-280	17,4	Qtz+FP+Bt+Crd+Ms	0,1-0,2 et 0,5-1	métatexite	
17-13-III	285,5-286	19,2	Qtz+Pl+Crd+Bt+Ms±Tur±Kfs	0,1 et 0,5	métatexite	M
17-14-VI	297,5-298,5	23,1	Qtz+Pl+Bt+Crd+Ms±Kfs	0,1 et 0,5	métatexite	
17-15-I	303,5-304,5	24,9	Qtz+Crd+FP+Bt+Ms	0,1-0,2 et 0,5-2	métatexite	
17-15-IIA			Qtz+Crd+FP+Bt+Ms	0,1-0,2 et 0,5-2	métatexite	
17-15-IIB			Qtz+Crd+FP+Bt+Ms	0,1-0,2 et 0,5-2	métatexite	
17-16-I	316-317	28,6	Qtz+Crd+FP+Bt+Ms	0,1-0,2 et 0,5-1	métatexite	
17-17-I	320-321	29,8	Qtz+Crd+FP+Bt+Ms±CB±Tur±op	,05-0,1 et 0,5-2	métatexite	
17-17-II			Qtz+Crd+FP+Bt+Ms		métatexite	
17-18-II	337-338	35,1	Qtz+Crd+FP+Bt+Ms±CB	0,1 et 1-2	métatexite	
17-19-I	352-353	39,7	Qtz+Crd+FP+Bt±Ms	0,05 et 0,25	métatexite	
17-20-I	364-365	43,4	Qtz+Crd+FP+Bt±Ms±op	,05-,1 et ,25-,5	métatexite	
17-21-I	379-380	48	Crd+Bt+Qtz±Pl±Kfs±op	0,05-0,1	cornéenne	M
17-22-II	386-387	50,2	Qtz+Crd+FP+Bt+Ms+op	0,05-0,1 et 0,5	cornéenne	
17-24-III	426-427	62,5	Qtz+Crd+FP+Bt+op	,05-,1	cornéenne	
17-25-I	434-435	64,9	Qtz+Crd+FP+Bt+op	0,05	cornéenne	
17-27-I	471-472	76,3	Qtz+Ms+Bt+FP±op	0,05	cornéenne	
17-28-II	480-481		Qtz+Crd+FP+Ms+Bt+op	<0,05-0,05	cornéenne	
17-29-I	498-499	84,6	Qtz+Crd+Bt+FP±op	0,05	cornéenne	
17-30-I	512-513	88,9	Qtz+Bt+FP±op	0,05-0,1	cornéenne	
17-32-I	580-581	109,8	Qtz+Bt+Crd+FP+op	<0,05 et 0,2	cornéenne	
17-33-II	605,5-606	117,7	Qtz+Bt+Crd+FP+op	<0,05 et 0,1	cornéenne	
17-34-I	635-636	126,8	Qtz+Bt+Crd+FP+op	<0,05 et 0,1	cornéenne	
17-35-II	656-657	133,2	Qtz+Bt+Crd+FP+op	<0,05 et 0,1	cornéenne	
17-36-II	691-692	144	Qtz+Bt+Crd+FP+op	<0,05-0,05	cornéenne	

M Lame où des minéraux ont été analysés à la microsonde (annexe 3)

B MEB (annexe 4)

La muscovite est secondaire ou associée au leucosome

Forage A4-18 : Wetlegs

No éch	Profondeur en pied	Distance au contact de l'intrusion (m)	Minéralogie	Granulométrie	Nomenclature
A4-03-I	193-194	3	Dtx : Qtz+Pl+Kfs+Crd±Bt±Ms+op Enclave Pl+Crds+Bt+Qtz+op±Kfs+L	0,5	S-dtx + enclave de mtx M
A4-04-I	207-208	17	Qtz+Kfs+Crds+Bt+Pl+op+L	0,5 mm	s-mtx
A4-36	281	28	Qtz+Kfs+Bt(Phl)+Als+op±Crd±Pl Veine: Qtz+Kfs±Pl+Ms	0,1-2	s-mtx M
A4-05-IIA	290-291	30,8	Qtz+Kfs+Crds+Ms±Bt±Als+Pl+op+L	0,1 à 0,5 mm	impél quartzitique
A4-37	293	31,7	Qtz+Kfs±Ms±Bt±Pl±Crd		veine leucocrate
A4-06-I	297-297,5	32,9	Qtz+Kfs+Pl+Ms+op+L	0,2-6	leucosome
A4-06-II			Qtz+FP+Ms±Crds±Bt+op+L		s-mtx
A4-07-II	333-334	44	Qtz+Pl+Kfs+Bt+Als+Crds+Ms+op+L Veine : Kfs+Qtz±Pl±Crd±Ms	0,5-2	s-mtx
A4-38	343	47,1	Qtz+Kfs+Crds+Bt+Pl+TM+L	0,1-0,5	S-diatexite
A4-08-IIA	349-350	48,9	Qz+PG+FK+CD+BO+MV+op+L	0,1 à 0,5 mm	
A4-09-II	402,5-402,9	65	Qtz+Pl+Kfs+Ms+Crds±Bt(Phl)±op+L Veine : Kfs+Qtz±Ms	0,1-0,5 et 2-4	s-mtx M
A4-10-I	434-434,7	75,1	Qtz+Crds+Pl+Kfs+Ms±Als+op+L	0,1-2 mm	s-mtx
A4-39-A	454,5	81,4	Kfs+Pl+Crds+Qtz+Bt(Phl)+Ms+Als±TM+op		s-mtx
A4-39-B			Kfs+Crds+Qtz+Pl+Bt(Phl)+Ms+Als±TM+op		s-mtx
A4-11-I	472,5-473	86,9	Kfs+Pl+Qtz+Crds+Ms+Als±Bt(Phl)+op+L	0,1-0,5 et 2-6	s-mtx
A4-11-II			Kfs+Crds+Pl+Qtz+Als+Ms±Bt(Phl)+op+L	0,1-0,5 et 2-6	s-mtx M
A4-42-A	498	94,8	Kfs+Crds+Qtz+Pl+Bt+op±Ms		s-mtx M,G
A4-42-B			Kfs+Crds+Qtz+Pl+Bt+op±Ms		s-mtx
A4-43	502	96	Qtz+Kfs+Crds+Bt+Pl+op		S-diatexite M
A4-44	503	96,3	Qtz+Kfs+Crds+Pl+Bt+op		S-diatexite M,G
A4-13-IA	504,5-505,5	96,9	Kfs+Crds+Qtz+Pl+Bt+op+L	0,1-0,5 et 1-5	S-diatexite M,B
A4-13-IB			Pl+Bt+Qtz+Crds+Kfs+op+L	0,1-0,5 et 1-5	s-mtx M
A4-13-II			Kfs+Qtz+Bt+Crds+Ms±Pl±Als+op+L	0,1-0,5 et 1-5	s-mtx
A4-45	506	97	Crd+Qtz+Pl+Bt±TM±Kfs+L	0,2-0,5 et 1-1,5	diatexite M
A4-46-A	518	100,9	Qtz+Crds+Bt+Pl+Kfs+PX±Als+L		diatexite M
A4-46-B			Qtz+Crds+Bt+Pl+Kfs+PX+L		diatexite
A4-40-A	524	102,8	Qtz+Pl+Crds+Bt+Kfs	1-1,5	diatexite
A4-40-B			Qtz+Pl+Crds+Bt+Kfs		diatexite
A4-35	528	104	Qtz+Kfs+Crds+Bt+TM+Pl±Ms+op		S-diatexite M,G
A4-34	549,5	110,6	Qtz+Kfs±Bt±Pl±Crd±TM	4 mm	leucosome
A4-14-I	559-560	113,5	Qz+BO+PG+CD±Als+op+L	0,1 à 1 mm	diatexite
A4-15-II	579-580	119,7	Qtz+Pl+Crds+Bt+Kfs+op+L	0,1-0,5 et 2	diatexite
A4-33	581	391	Qtz+Pl+Crds+Bt+Kfs+L+op	,1-2 et 0,5-1,5	diatexite hétérogè G
A4-16-I	627,5-628,5	134,8	Kfs+Qtz+Crds+Bt+Pl±op+L Veine : Qtz+Kfs+Pl+Crds	0,1-0,2 et 2 mm	diatexite M,B
A4-32-A	633,5	136,5	Kfs+Pl+Qtz+Bt+Crds+PX+L	0,25-0,75	diatexite M
A4-32-B			Kfs+Pl+Qtz+Bt+Crds+PX+L		diatexite
A4-17-I	636,2-636,5	137,2	Qtz+Pl±Ms±Bt±ru+L	0,2-0,5 et 1-5	leuco + diatexite
A4-19-II	695,5-696,5	155,7	Qtz+Crds+Kfs+Pl+Bt±Ms+op+L	0,1 et 0,5	métatexite
A4-31	700	156,9	Qtz+Crds+Kfs+Pl+Bt+L	0,1 et 0,5	métatexite
A4-30	705	158,5	Qtz+Crds+Kfs+Pl+Bt	0,5	métatexite G

Forage A4-18 : Wetlegs

No éch	Profondeur en pied	Distance au contact de l'intrusion (m)	Minéralogie	Granulométrie	Nomenclature
A4-25-I	829-829,5	196,6	Qtz+Crd+Bt+Kfs+Pl+op	0,1-0,2 et 1 mm	cornéenne
A4-26-I	835-836	198,5	Qtz+Crd+Bt+Kfs+Pl+op		cornéenne
A4-26-II			Qtz+Crd+Bt+Kfs+Pl+op		cornéenne

M Lame où des minéraux ont été analysés à la microsonde (annexe3)

B MEB (annexe 4)

G Échantillon non analysé

La muscovite est secondaire ou associée au leucosome.

Indique des échantillons dont le CaO>2,5% mais dont il y a des photos d'une partie pélitique dans les figures

M

ANNEXE 2

ANALYSE GÉOCHIMIQUE DES ÉCHANTILLONS DE ROCHE TOTALE

- A- Données brutes
- B- Partie Silicatée
- C- Les standards

Annexe 2a: données brutes
échantillons de cette étude

Échantillon	17-21	17-22	17-23	17-24	17-25	17-27	17-29	17-30	17-31	17-32	17-33
Type de roche	corn										
Localité	WC										
Forage	17700	17700	17700	17700	17700	17700	17700	17700	17700	17700	17700
Profondeur (m)	48	50,2	55,3	62,5	64,9	76,3	84,6	88,9	95,4	109,8	117,7
SiO ₂ %	61,80	58,90	61,80	60,30	59,20	58,50	61,70	62,10	67,60	60,70	60,60
TiO ₂	0,86	0,85	0,81	0,84	0,86	0,89	0,83	0,83	0,63	0,85	0,85
Al ₂ O ₃	17,80	18,60	16,20	18,40	18,80	18,90	17,40	17,20	13,70	18,40	18,50
FeO (silicates)	6,96	7,31	7,08	7,59	7,73	7,51	6,75	7,36	5,26	7,03	6,04
MnO	0,06	0,07	0,08	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05
MgO	3,62	3,92	3,51	3,83	3,87	3,96	3,56	3,73	2,66	3,87	3,62
CaO	0,65	0,98	2,22	0,49	0,80	0,55	1,23	0,49	2,03	0,69	0,45
Na ₂ O	2,68	2,49	3,62	2,28	2,25	2,26	2,48	2,16	3,82	1,98	1,86
K ₂ O	3,20	3,58	2,58	3,58	3,64	4,03	3,20	3,14	1,64	3,82	3,90
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,15	0,13	0,12	0,13	0,14	0,14	0,11	0,12	0,14
S	0,15	0,39	0,03	0,13	0,12	0,23	0,20	0,23	0,16	0,29	0,57
Fe (sulfure) *	0,22	0,58	0,04	0,18	0,17	0,34	0,29	0,33	0,24	0,43	0,85
PAF	1,09	1,05	1,04	1,11	1,29	1,52	1,16	1,11	1,34	1,35	1,64
Total	99,23	98,85	99,17	98,93	98,90	98,89	99,01	98,88	99,24	99,58	99,06
FeOT	7,25	8,06	7,08	7,83	7,94	7,95	7,13	7,79	5,56	7,58	7,13
Cu ppm	62,0	72,6	22,8	68,6	58,8	61,0	74,5	95,0	76,0	93,1	103
Zn	176	210	71,0	148	108	141	132	137	52,0	317	411
Ga	23,0	25,0	21,0	24,0	24,0	24,0	23,0	22,0	16,0	25,0	24,0
As	6,40	6,50	11,9	7,17	4,70	11,1	10,6	4,20	18,1	32,1	5,93
Se	1,60	1,49	1,43	1,59	1,63	1,56	1,52	1,33	1,63	2,10	2,06
Ag	1,10	1,50	1,60	1,00	1,10	0,96	1,40	0,87	0,90	1,41	1,64
Sb	1,14	0,76	1,89	1,17	1,06	1,76	1,33	0,64	0,67	1,76	2,49
Sc	25,3	28,0	24,0	27,2	28,1	28,5	25,2	24,3	15,0	27,0	27,1
Cr	187	186	188	192	188	203	189	181	130	187	176
Co	23,5	27,0	23,0	26,6	25,1	27,4	22,5	25,4	16,0	24,3	23,1
Ni	176	137	155	148	173	225	179	180	118	179	153
Rb	132	166	106	150	148	169	134	137	55	140	160
Sr	147	160	194	125	134	116	145	149	186	131	115
Cs	7,79	10,4	6,82	8,54	9,11	9,42	8,53	8,42	3,68	9,17	9,27
Ba	520	776	534	592	605	774	544	527	269	535	666
Eu	1,70	1,63	1,62	1,70	1,70	1,57	1,71	1,67	1,33	1,27	1,70
Y	29,0	30,0	26,0	25,0	23,0	27,0	31,0	26,0	19,0	24,0	28,0
Zr	143	140	133	138	131	141	142	135	128	138	146
Nb	12,0	13,0	13,0	11,0	9,0	12,0	11,0	10,0	10,0	9,0	11,0
La	36,3	35,7	33,4	38,1	33,3	30,1	33,6	34,2	26,2	26,5	36,7
Ce	78,2	85,0	80,5	90,8	77,8	71,9	79,0	78,1	61,1	60,4	84,4
Nd	33,8	29,4	27,1	32,5	28,6	26,0	30,5	29,5	22,5	24,5	29,7
Sm	6,59	6,46	5,90	6,56	5,91	5,96	6,42	6,06	4,19	4,85	6,71
Tb	0,80	0,86	0,76	0,79	0,85	0,89	0,83	0,81	0,53	0,63	0,81
Yb	2,59	2,85	2,46	2,68	2,74	2,85	2,84	2,50	1,63	2,54	2,85
Lu	0,41	0,46	0,39	0,42	0,44	0,45	0,45	0,40	0,26	0,42	0,46
Hf	3,91	3,69	3,48	3,42	3,26	3,60	3,79	3,50	3,45	3,38	3,62
Ta	0,77	0,72	0,65	0,66	0,63	0,81	0,75	0,71	0,54	0,59	0,73
Th	10,3	11,6	9,96	11,0	10,8	11,1	10,9	10,2	7,32	9,20	11,6
U	5,81	5,09	3,50	4,40	4,61	6,07	5,38	4,61	2,51	5,13	7,39

[vide] non analysé

* voir note page 163

**Annexe 2a: données brutes
échantillons de cette étude**

Échantillon	17-34	17-35	17-36	A4-25	A4-26	17-08	17-09	17-10	17-12	17-13	17-14
Type de roche	corn	corn	corn	corn	corn	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx
Localité	WC	WC	WC	WL	WL	WC	WC	WC	WC	WC	WC
Forage	17700	17700	17700	A4-18	A4-18	17700	17700	17700	17700	17700	17700
Profondeur (m)	126,8	133,2	144	196,6	198,5	11,4	14,2	14,5	17,4	19,2	23,1
SiO ₂ %	60,80	63,50	63,00	63,20	66,60	60,20	58,80	64,90	63,40	58,90	60,90
TiO ₂	0,84	0,79	0,82	0,75	0,66	0,81	1,00	0,79	0,76	0,90	0,81
Al ₂ O ₃	18,50	16,60	16,80	14,80	15,70	18,60	18,00	15,80	16,90	18,60	17,50
FeO (silicates)	6,19	6,39	5,95	3,18	3,23	7,03	7,61	6,38	6,54	7,54	6,96
MnO	0,05	0,05	0,05	0,03	0,02	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06
MgO	3,81	3,44	3,30	2,47	2,18	3,67	3,98	3,04	3,24	3,90	3,52
CaO	0,52	0,84	0,87	0,54	0,41	0,56	1,18	0,90	0,73	0,63	0,78
Na ₂ O	1,85	2,09	1,94	1,52	1,38	2,31	3,11	3,15	2,53	2,39	2,47
K ₂ O	3,86	2,94	3,13	5,48	4,88	3,71	3,35	2,50	3,08	3,39	3,08
P ₂ O ₅	0,13	0,14	0,16	0,12	0,10	0,14	0,13	0,17	0,14	0,14	0,13
S	0,35	0,30	0,30	0,91	0,67	0,16	0,04	0,08	0,13	0,16	0,13
Fe (sulfure) *	0,53	0,44	0,44	1,35	1,00	0,23	0,05	0,11	0,18	0,23	0,19
PAF	1,30	1,40	1,85	4,49	2,75	1,48	1,47	1,21	1,56	1,50	1,26
Total	98,73	98,92	98,60	98,83	99,58	98,96	98,79	99,08	99,23	98,34	97,79
FeOT	6,87	6,96	6,51	4,92	4,52	7,33	7,61	6,38	6,77	7,84	7,20
Cu ppm	84,1	75,0	84,5	252	133	73,1	25,0	43,8	70,8	76,0	63,5
Zn	76,8	227	349	2883	246	165	194	180	166	233	165
Ga	24,0	21,0	22,0	18,0	21,0	25,0	24,0	19,0	22,0	26,0	22,0
As	10,2	20,6	25,6	4,68	13,1	5,88	8,79	11,9	7,49	4,15	11,8
Se	1,93	2,12	1,45	5,91	4,78	1,60	1,78	1,24	1,70	1,71	1,56
Ag	1,50	1,30	1,75	1,76	1,50	1,60	1,09	1,10	0,81	1,19	0,89
Sb	1,73	2,31	3,88	3,36	1,99	1,05	1,12	0,98	1,10	0,54	0,77
Sc	26,5	22,7	23,4	20,5	16,7	25,1	28,2	19,9	21,4	27,4	24,0
Cr	174	161	165	156	106	173	222	171	154	198	174
Co	19,8	20,6	23,1	16,4	17,9	23,6	26,9	19,9	20,8	25,7	22,9
Ni	145	137	174	230	159	165	144	139	125	187	175
Rb	163	132	118	200	169	146	151	93,0	142	153	119
Sr	138	144	138	99,0	75,0	127	188	151	139	116	143
Cs	10,1	8,73	8,73	7,71	9,85	7,13	9,55	4,19	7,32	7,13	6,46
Ba	670	504	596	688	649	646	742	422	485	578	492
Eu	1,67	1,42	2,38	2,08	1,61	1,42	1,69	1,72	1,72	1,73	1,58
Y	26,0	23,0	33,0	25,0	32,0	27,0	28,0	27,0	25,0	30,0	25,0
Zr	138	130	146	135	199	135	158	145	131	147	137
Nb	11,0	9,0	12,0	9,0	11,0	12,0	14,0	12,0	10,0	12,0	11,0
La	38,0	31,3	44,1	30,7	40,4	34,0	34,6	32,9	37,0	39,3	37,8
Ce	88,5	74,4	102	68,5	95,9	73,8	76,9	73,7	78,4	85,7	80,6
Nd	32,5	27,5	36,8	27,2	36,8	31,0	31,5	30,3	33,7	36,8	35,0
Sm	6,59	5,74	7,68	7,01	7,82	6,19	6,32	5,55	6,50	7,02	6,04
Tb	0,79	0,78	1,03	0,74	0,93	0,82	0,85	0,71	0,81	0,86	0,72
Yb	2,65	2,54	2,82	2,55	3,76	2,67	2,74	2,41	2,40	2,91	2,49
Lu	0,45	0,41	0,46	0,49	0,61	0,42	0,44	0,37	0,39	0,45	0,40
Hf	3,25	3,24	3,65	3,75	6,14	3,77	4,64	3,99	3,80	4,41	3,96
Ta	0,69	0,68	0,70	0,66	0,96	0,73	0,88	0,69	0,70	0,82	0,69
Th	11,0	9,99	11,0	9,58	13,5	11,0	12,3	8,77	9,70	11,9	10,4
U	5,58	4,70	8,42	16,5	8,58	4,95	3,75	2,99	4,63	4,43	3,68

Annexe 2a: données brutes
échantillons de cette étude

Échantillon	17-15	17-16	17-17	17-18	17-19	17-20	A4-19	A4-31	A4-22	A4-23	A4-04
Type de roche	mtx	s-mtx									
Localité	WC	WC	WC	WC	WC	WC	WL	WL	WL	WL	WL
Forage	17700	17700	17700	17700	17700	17700	A4-18	A4-18	A4-18	A4-18	A4-18
Profondeur (m)	24,9	28,6	29,8	35,1	39,7	43,4	155,7	156,9	169,5	175,7	17
SiO ₂ %	60,90	64,00	61,70	60,00	60,20	59,20	62,40	58,88	60,70	62,00	52,40
TiO ₂	0,83	0,77	0,85	0,87	0,84	0,88	0,84	0,89	0,73	0,75	0,70
Al ₂ O ₃	17,80	16,10	17,50	18,60	18,50	18,50	17,00	17,08	17,50	17,00	15,30
FeO (silicates)	6,83	6,30	7,10	7,37	7,24	7,51	5,93	6,18	5,99	5,60	0,72
MnO	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,05	0,04	0,02
MgO	3,49	3,21	3,54	3,79	3,64	3,78	3,21	3,39	3,52	3,08	1,63
CaO	0,64	0,75	0,59	0,60	0,60	0,61	0,55	0,81	0,40	0,51	0,77
Na ₂ O	2,45	2,62	2,59	2,46	2,42	2,54	1,76	2,09	1,51	1,66	1,64
K ₂ O	3,57	2,68	3,09	3,57	3,45	3,93	4,57	4,53	4,37	4,11	4,30
P ₂ O ₅	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,14	0,15	0,14	0,07
S	0,15	0,14	0,10	0,12	0,21	0,05	0,24	0,73	0,24	0,41	6,30
Fe (sulfure) *	0,21	0,21	0,14	0,17	0,31	0,06	0,35	1,10	0,35	0,61	7,54
PAF	1,51	1,38	1,59	1,33	1,30	1,77	2,12	3,08	3,25	3,24	11,30
Total	98,58	98,35	98,98	99,08	98,92	99,02	99,17	98,95	98,75	99,15	102,70
FeOT	7,10	6,56	7,28	7,59	7,64	7,51	6,38	7,59	6,43	6,37	10,43
Cu ppm	71,2	67,3	51,0	61,5	61,8	24,8	55,8	194	60,2	85,7	243
Zn	193	212	178	206	169	167	502	567	255	543	805
Ga	22,0	19,0	22,0	25,0	23,0	26,0	21,0		22,0	20,0	22,0
As	6,74	14,1	6,46	6,69	13,1	19,0	13,6	7,20	17,2	9,08	22,4
Se	1,77	1,74	1,79	1,77	1,68	1,46	1,66	3,80	1,99	2,53	2,97
Ag	0,91	1,00	1,18	0,93	1,30	1,00	1,50	1,14	1,05	1,50	2,59
Sb	1,08	1,10	0,69	0,91	1,60	1,92	1,91	3,18	1,64	1,79	5,85
Sc	24,0	21,0	24,4	26,5	26,3	25,9	23,3	25,8	23,1	21,1	21,7
Cr	173	159	181	186	187	191	165	184	151	151	157
Co	23,2	21,5	23,3	25,4	23,1	23,7	17,0	34,9	19,9	18,8	35,6
Ni	148	167	172	165	158	187	130	98,0	155	171	289
Rb	144	122	127	143	134	140	156	151	130	133	172
Sr	113	158	137	127	132	124	119	142	69,0	97,0	112
Cs	7,78	6,35	6,46	7,66	7,37	7,95	9,15	8,64	7,74	6,47	8,66
Ba	582	438	519	592	587	644	665	651	726	656	494
Eu	1,69	1,84	1,41	1,86	1,65	1,44	1,69	1,98	1,42	1,65	2,13
Y	28,0	28,0	24,0	29,0	31,0	26,0	22,0	24,0	19,0	23,0	30,0
Zr	142	132	138	140	142	145	146	163	119	130	125
Nb	11,0	11,0	11,0	11,0	12,0	10,0	10,0	11,0	10,0	10,0	8,00
La	33,2	37,5	36,8	37,1	33,4	31,8	34,6	33,0	32,7	32,7	34,1
Ce	75,1	81,6	80,7	80,3	73,4	69,7	80,4	66,7	76,8	76,3	74,1
Nd	30,9	35,1	33,7	34,3	31,8	29,2	27,8	30,4	28,8	28,7	33,2
Sm	6,27	6,58	6,43	6,79	6,13	5,54	6,11	5,89	6,37	6,29	9,00
Tb	0,81	0,79	0,76	0,90	0,70	0,67	0,69	0,66	0,72	0,75	0,99
Yb	2,72	2,33	2,57	2,81	2,68	2,53	2,50	2,54	2,45	2,61	3,78
Lu	0,42	0,37	0,40	0,45	0,43	0,41	0,43	0,40	0,42	0,43	0,68
Hf	4,07	3,74	4,04	4,03	4,01	3,98	3,79	4,56	3,66	3,73	3,69
Ta	0,81	0,75	0,76	0,83	0,78	0,73	0,67	0,74	0,75	0,72	0,69
Th	11,2	9,73	10,6	11,2	10,8	10,1	10,7	11,5	9,95	10,6	9,67
U	4,88	4,18	4,25	4,90	4,94	4,03	7,41	8,93	8,50	7,46	23,3

**Annexe 2a: données brutes
échantillons de cette étude**

Échantillon	A4-36	A4-07	A4-09	A4-10	A4-39	A4-11	A4-13	A4-41	17-02	17-03	17-04
Type de roche	s-mtx	dtx	dtx	dtx							
Localité	WL	WC	WC	WC							
Forage	A4-18	17700	17700	17700							
Profondeur (m)	28	44	65	75,1	81,4	86,9	96,9	103	1,2	1,5	2,5
SiO ₂ %	57,47	56,80	59,60	60,00	53,74	53,20	58,50	51,92	60,30	60,30	59,60
TiO ₂	0,66	0,70	0,58	0,77	0,75	0,65	0,63	0,77	0,87	0,89	0,90
Al ₂ O ₃	15,69	16,00	15,20	17,40	17,13	15,20	16,20	17,73	18,50	18,20	18,40
FeO (silicates)	0,02	0,87	0,10	0,84	0,25	1,33	2,56	0,95	7,00	7,18	7,84
MnO	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,05	0,06	0,06
MgO	3,09	2,37	1,53	2,59	2,71	2,19	2,44	2,49	3,77	3,65	3,89
CaO	0,46	0,75	0,87	1,08	0,77	0,64	1,28	0,55	0,62	0,64	0,66
Na ₂ O	1,38	1,78	1,44	2,21	1,39	1,28	2,32	1,47	2,29	2,33	2,29
K ₂ O	4,49	5,40	5,00	4,22	3,66	4,22	4,00	4,25	3,60	3,62	3,46
P ₂ O ₅	0,10	0,08	0,10	0,11	0,09	0,07	0,09	0,09	0,13	0,13	0,13
S	3,33	3,78	3,38	3,19	5,01	6,30	3,52	5,17	0,25	0,19	0,13
Fe (sulfure) *	5,06	5,74	5,13	4,86	7,63	9,58	5,35	7,87	0,37	0,27	0,18
PAF	8,81	7,20	7,47	3,23	7,96	7,52	4,00	8,32	1,52	1,48	1,62
Total	100,58	101,48	100,41	100,54	101,12	102,21	100,91	101,61	99,27	98,94	99,16
FeOT	6,54	8,25	6,70	7,09	10,07	13,66	9,44	11,08	7,47	7,53	8,07
Cu ppm	215	188	172	69,3	164	202	192	224	63,5	65,0	41,8
Zn	621	1147	1128	30	1493	990	495	2996	211	155	165
Ga		22,0	21,0	23,0		24,0	23,0		24,0	24,0	25,0
As	30,9	8,64	15,2	46,5	36,4	23,9	35,1	258	13,6	8,16	9,54
Se	5,12	3,27	1,75	1,35	6,16	2,89	4,34	6,88	1,52	1,73	1,88
Ag	2,64	2,14	2,60	3,05	2,90	3,03	3,41	5,50	1,70	1,90	0,99
Sb	3,26	2,54	3,94	4,50	5,37	4,03	3,69	5,54	1,63	1,07	0,78
Sc	19,0	20,6	25,4	29,2	20,7	22,6	18,5	19,1	26,2	26,5	26,8
Cr	138	154	124	142	160	147	128	174	185	193	200
Co	19,2	23,1	21,6	17,7	27,2	36,4	23,0	33,7	24,9	25,2	25,4
Ni	123	202	234	187	189	320	251	211	197	186	160
Rb	144	190	208	175	156	189	126	151	152	151	160
Sr	99,0	138	131	132	116	96,0	165	121	130	132	130
Cs	9,78	10,1	11,6	10,8	10,2	10,8	5,10	8,24	8,53	7,10	8,17
Ba	520	516	456	623	518	549	705	538	626	652	605
Eu	1,86	1,33	2,04	1,74	1,99	1,83	2,05	2,18	1,61	1,57	1,49
Y	33,0	17,0	36,0	28,0	40,0	30,0	41,0	44,0	26,0	27,0	25,0
Zr	168	154	106	130	146	128	166	153	144	146	146
Nb	10,0	10,0	7,00	10,0	10,0	9,00	11,0	10,0	11,0	12,0	11,0
La	36,8	41,3	29,2	34,8	36,9	32,3	37,4	37,6	38,3	37,0	35,5
Ce	69,4	98,0	70,2	80,9	69,5	72,4	84,2	70,3	85,8	83,1	78,3
Nd	34,8	33,8	24,3	29,9	35,8	27,1	30,9	35,9	34,6	34,6	31,5
Sm	7,95	8,63	7,99	6,46	8,32	8,29	8,09	7,90	6,97	6,68	6,25
Tb	0,99	1,03	0,93	0,74	1,11	0,94	1,03	1,04	0,83	0,81	0,79
Yb	3,51	3,82	4,10	2,99	3,85	3,43	4,09	4,25	2,76	2,80	2,63
Lu	0,57	0,67	0,76	0,50	0,06	0,65	0,71	0,69	0,43	0,44	0,44
Hf	4,54	3,51	2,41	3,01	3,88	3,09	4,40	4,02	4,12	4,17	4,10
Ta	0,81	0,70	0,51	0,52	0,79	0,59	0,75	0,76	0,71	0,73	0,73
Th	10,5	12,6	8,63	9,25	10,5	9,29	11,0	9,87	11,6	11,6	11,2
U	15,8	15,3	25,3	8,05	14,1	23,9	15,2	12,8	6,20	4,91	4,11

Annexe 2a: données brutes
échantillons de cette étude

Échantillon	17-05	17-06	17-07	A4-45	A4-46	A4-40	A4-15	A4-16	A4-32	A4-17	A4-03
Type de roche	dtx	s-dtx									
Localité	WC	WC	WC	WL	WL						
Forage	17700	17700	17700	A4-18	A4-18						
Profondeur (m)	4	4,9	9,4	97	100,9	102,8	119,7	134,8	136,5	137,2	3
SiO ₂ %	61,40	59,10	66,90	65,17	61,26	61,97	60,30	61,20	58,16	67,30	63,50
TiO ₂	0,86	0,92	0,72	0,80	0,94	0,82	0,84	0,89	0,89	0,61	0,74
Al ₂ O ₃	18,00	18,80	13,90	17,39	16,93	17,13	17,40	16,80	19,40	15,10	15,80
FeO (silicates)	7,00	8,33	6,01	5,71	7,29	5,63	6,50	6,84	6,28	4,85	3,52
MnO	0,05	0,06	0,06	0,06	0,11	0,06	0,05	0,06	0,06	0,04	0,04
MgO	3,60	4,18	3,08	3,26	3,84	3,42	3,30	3,50	3,64	2,53	2,58
CaO	0,73	0,64	0,84	1,81	1,82	0,85	0,75	1,28	1,24	1,45	1,13
Na ₂ O	2,76	2,36	2,28	2,25	2,60	1,84	1,89	2,38	2,59	3,26	1,57
K ₂ O	3,24	3,27	3,10	1,65	2,83	3,89	4,30	3,84	5,60	2,46	1,30
P ₂ O ₅	0,15	0,13	0,18	0,16	0,17	0,16	0,14	0,14	0,15	0,16	0,08
S	0,12	0,05	0,02	0,23	0,14	0,59	0,23	0,24	0,02	0,16	2,26
Fe (sulfure) *	0,18	0,07	0,03	0,35	0,21	0,89	0,33	0,35	0,03	0,24	3,43
PAF	1,33	1,38	1,97	1,15	1,04	1,55	2,48	1,62	1,46	1,97	3,88
Total	99,42	99,29	99,08	99,99	99,18	98,80	98,50	99,14	99,51	100,13	99,83
FeOT	7,23	8,33	6,01	6,16	7,56	6,78	6,92	7,29	6,28	5,15	7,93
Cu ppm	57,0	21,5	19,4	14,0	21,0	54,0	60,8	71,8	7,00	51,0	177
Zn	155	154	89	433	480	371	197	209	228	236	297
Ga	23,0	26,0	18,0				22,0	21,0		18,0	22,0
As	7,41	6,80	6,24	9,02	8,00	13,0	10,3	13,4	35,1	10,8	26,0
Se	1,96	1,86	1,23	2,24	2,42	1,98	2,06	2,38	3,01	1,35	2,84
Ag	1,20	1,40	1,10	1,94	<0,97	1,64	1,53	1,60	1,36	2,00	1,16
Sb	0,73	0,48	1,73	1,89	1,05	2,08	1,97	1,61	1,91	1,84	1,25
Sc	24,8	27,3	17,8	21,9	24,5	22,6	22,9	26,4	29,3	19,3	8,4
Cr	182	192	160	155	170	153	180	192	195	117	162
Co	22,6	26,9	17,4	19,4	19,6	21,2	22,3	23,3	20,3	13,1	24,3
Ni	158	171	147	51,0	34,0	60,0	206	182	64,0	122	169
Rb	138	134	108	106	95	150	152	141	158	87	47
Sr	137	121	123	201	224	166	151	139	205	153	137
Cs	6,82	6,64	5,50	5,99	5,24	7,65	9,75	7,94	8,52	6,93	4,22
Ba	569	561	335	468	682	767	886	688	1513	212	278
Eu	1,63	1,52	1,73	2,15	2,03	1,71	1,80	1,47	1,89	1,70	1,39
Y	26,0	28,0	20,0	28,0	28,0	27,0	23,0	24,0	22,0	30,0	22,0
Zr	146	147	118	146	179	152	127	137	153	111	172
Nb	12,0	13,0	8,0	11,0	13,0	13,0	11,0	10,0	11,0	8,00	8,00
La	39,1	32,8	30,7	33,6	43,1	36,9	32,6	33,0	33,8	26,5	34,9
Ce	86,1	73,7	66,5	67,3	86,5	73,0	74,6	74,1	66,1	63,9	75,8
Nd	35,3	30,7	28,6	30,4	37,9	32,2	27,8	28,8	28,1	21,4	32,7
Sm	6,56	5,72	5,40	5,74	6,89	6,44	5,82	5,55	5,64	5,39	6,05
Tb	0,87	0,77	0,63	0,74	0,90	0,87	0,66	0,64	0,71	0,76	0,71
Yb	2,74	2,69	1,97	2,81	2,85	3,04	2,36	2,64	2,28	3,23	1,57
Lu	0,43	0,43	0,31	0,44	0,44	0,46	0,39	0,43	0,36	0,51	0,25
Hf	4,09	3,94	3,35	3,96	4,97	4,27	3,30	3,74	4,30	2,89	5,17
Ta	0,72	0,70	0,65	0,78	0,97	1,97	0,71	0,63	0,80	0,52	0,57
Th	11,1	10,9	7,13	8,65	13,1	11,4	9,92	9,14	10,9	8,04	9,77
U	4,52	3,43	3,09	4,56	3,55	5,16	5,59	4,49	4,74	7,14	3,25

Annexe 2a: données brutes
échantillons de cette étude

Échantillon	A4-38	A4-43	A4-34	A4-37	A4-06
Type de roche	s-dtx	s-dtx	leuco	s-leuco	s-leuco
Localité	WL	WL	WL	WL	WL
Forage	A4-18	A4-18	A4-18	A4-18	A4-18
Profondeur (m)	47,1	96	110,6	31,7	32,9
SiO ₂ %	60,74	65,39	71,70	80,36	68,30
TiO ₂	0,82	0,78	0,11	0,28	0,15
Al ₂ O ₃	16,29	16,50	13,01	8,93	14,70
FeO (silicates)	3,85	3,93	2,65	0,43	0,41
MnO	0,05	0,04	0,05	<0,01	0,01
MgO	3,52	2,79	1,57	0,61	0,81
CaO	1,31	1,16	0,93	0,27	0,30
Na ₂ O	1,48	1,66	1,99	1,12	1,83
K ₂ O	3,23	2,52	3,94	4,43	8,37
P ₂ O ₅	0,16	0,13	0,23	0,09	0,12
S	2,23	1,45	0,21	1,03	1,33
Fe (sulfure) *	3,39	2,21	0,32	1,57	2,02
PAF	3,37	1,86	1,89	1,45	2,31
Total	100,45	100,42	98,60	100,57	100,66
FeOT	8,22	6,77	3,07	2,45	3,01
 Cu ppm	 130	 59,0	 14,0	 41,0	 48,6
Zn	1027	747	<13	<12	32
Ga					12,0
As	31,4	35,0	8,2	23,4	13,6
Se	2,24	2,76	1,63	1,65	0,64
Ag	<1,8	1,91	<0,86	<1	0,91
Sb	1,38	1,17	3,26	1,56	1,87
Sc	19,0	17,7	5,27	14,0	7,82
Cr	157	153	11,8	23,0	28,8
Co	25,0	17,1	4,80	6,60	3,09
Ni	101	67,0	<2	21,0	146
Rb	125	112	62	114	212
Sr	152	177	58	70	108
Cs	7,00	6,97	1,75	2,61	2,47
Ba	619	584	169	426	1012
Eu	1,51	1,78	0,95	1,15	2,64
Y	27,0	26,0	17,0	15,0	77,0
Zr	162	166	52,0	68,0	41,0
Nb	11,0	8,00	4,00	4,00	2,00
La	42,0	34,0	3,95	9,04	12,5
Ce	79,9	68,6	8,1	17,3	30,7
Nd	39,7	31,4	2,90	8,07	8,96
Sm	6,82	6,02	5,94	3,85	5,06
Tb	0,83	0,78	0,30	0,34	0,38
Yb	2,22	2,59	2,32	1,55	1,89
Lu	0,35	0,40	0,38	0,25	0,42
Hf	4,40	4,60	2,60	2,08	0,99
Ta	0,77	0,63	1,44	0,41	0,21
Th	12,1	8,83	2,27	6,28	4,39
U	5,15	4,14	46,3	19,2	29,6

Annexe 2a: données brutes
autres échantillons

Échantillon	DC-01	DC-09	DC-06	DC-05	DC-07	EE-22	EE-25	EE-27	DC-08	DC-70	EE-21	EE-20
Type de roche	mpél	mpél	mpél	mpél	mpél	mpél	s-mpél	s-mpél	s-mpél	s-mpél	s-mpél	s-mpél
Référence	T, 99	T, 99	T, 99	T, 99	T, 99	JL	JL	JL	T, 99	T, 99	JL	JL
Forage/Mine	MDD2	MDD2	MDD2	MDD2	MDD2	LTV-01	LTV-09	MDD2	DP	MDD2	MDD2	MDD2
Profondeur (m)	135,9	245,3	314,6	465	479,7	1570	26	45	443,2 aff	1526	874	
SiO ₂ %	63,58	59,92	69,66	61,85	66,73	62,12	62,59	59,67	60,08	56,17	60,57	52,19
TiO ₂	0,71	0,79	0,55	0,76	0,69	0,75	0,76	0,72	0,80	0,72	0,70	1,42
Al ₂ O ₃	15,44	17,17	12,81	15,51	12,62	15,08	16,11	15,69	17,00	15,82	15,30	17,53
FeO (silicates)	7,61	8,16	6,14	5,50	6,06	5,96	5,50	2,05	5,32	1,80	3,19	4,70
MnO	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,03	0,05	0,03	0,03	0,05
MgO	3,34	3,71	2,53	3,19	2,52	3,33	3,18	3,32	3,20	2,56	2,66	2,94
CaO	0,75	0,54	0,99	0,66	2,09	1,05	0,45	0,46	0,55	1,11	0,74	1,75
Na ₂ O	3,16	2,67	4,13	1,98	2,23	1,65	1,40	1,11	2,04	1,75	1,85	3,88
K ₂ O	2,36	3,08	1,17	3,18	2,27	2,87	3,40	3,80	3,62	3,24	3,35	2,72
P ₂ O ₅	0,18	0,15	0,12	0,17	0,17	0,15	0,18	0,16	0,19	0,13	0,14	0,28
S	0,02	0,03	<0,01	0,53	0,09	0,34	0,40	2,16	1,08	4,45	1,03	3,28
Fe (sulfure)*	0,02	0,04	<0,02	0,80	0,13	0,48	0,61	3,28	1,64	6,78	1,55	4,99
PAF	1,96	4,36	2,48	5,61	3,64	5,78	5,30	8,43	4,43	5,59	8,92	5,21
Total	99,19	100,68	100,61	99,79	99,30	99,60	99,92	100,88	100,00	100,15	100,03	100,93
FeOT	7,61	8,16	6,14	6,53	6,06	6,58	6,28	6,27	7,43	10,52	5,19	11,12
Cu ppm	39	59	30	73	46	188	39	188	58	170	177	85
Zn	244	247	128	593	495	471	85	590	360	354	646	30
Ga												
As	7	4	5	26	9	14	27	3	27	9	21	6,2
Se	0,20	0,20	<4,6	0,2	0,20	2,9	4,3	7,16	0,2	1,4	7,3	3,85
Ag	1,98	0,46	0,53	4,98	1,50	1,77	3,97	2,31	4,23	1,23	2,88	<1,7
Sb	1,83	1,83	1,33	5,09	2,47	9,73	7,97	9,64	5,98	5,38	12,10	6,12
Sc	20,9	26,0	13,5	21,8	17,5	22,7	23,8	22,7	25,5	27,0	21,5	31,4
Cr	176	197	120	175	156	167	188	162	181	179	152	149
Co	38,7	34,8	43,3	25,5	31,5	18,3	9,7	21,4	28,2	33,3	19,3	26,7
Ni	67,0	78,0	41,0	89,0	48,0	338	68,0	200	85,0	144	137	95,0
Rb	88,8	125	37,8	131	77,3	115	135	155	136	142	140	102
Sr												
Cs	7,22	8,41	2,43	9,70	6,00	8,57	7,02	8,49	10,4	10,8	10,6	5,39
Ba	600	546	228	479	471	457	541	531	598	477	471	745
Eu	1,90	1,44	0,69	1,57	1,12	1,50	1,21	2,12	1,36	1,72	1,65	2,86
Y												
Zr						203	132	311			181	536
Nb												
La	43,5	25,1	23,0	25,3	23,7	32,5	27,4	38,2	25,1	43,0	41,7	64,7
Ce	90,8	56,0	48,4	52,7	50,1	68,4	73,8	90,0	52,3	73,5	85,0	130
Nd	33,3	19,5	19,7	14,2	18,9	32,1	27,9	35,5	15,2	36,2	39,2	60
Sm	7,82	5,59	4,05	5,96	4,63	7,07	6,75	8,67	5,23	9,12	8,87	12,7
Tb	0,99	0,76	0,79	0,97	0,60	0,76	0,75	0,89	0,86	0,1	0,77	1,31
Yb	2,42	2,60	1,49	2,70	2,26	2,71	2,74	3,08	2,47	4,01	3,13	4,11
Lu	0,46	0,48	0,29	0,47	0,43	0,46	0,46	0,62	0,46	0,78	0,63	0,66
Hf	3,38	4,59	2,27	4,18	5,02	3,85	4,08	4,58	4,44	3,91	3,84	6,99
Ta	1,31	0,74	1,07	1,03	1,02	0,93	0,99	1,19	0,92	0,55	0,94	3,30
Th	10,6	10,2	6,12	9,70	7,77	8,35	9,10	10,4	11,2	10,5	10,0	13,8
U	4,1	3,9	2,01	9,38	3,87	5,46	6,62	12,5	8,1	23,3	15,7	11,6

[vide] non analysé

Annexe 2a: données brutes autres échantillons

Annexe 2a: données brutes
autres échantillons

Échantillon	EC20	EC14B	EC1	EC2	EC5	EC6	EC3	LW03	PM05	EC14C	EE-43	EE-46
Type de roche	mtx	s-mtx	dtx	dtx	dtx	dtx	dtx	dtx	dtx	leuco	leuco	leuco
Référence	EWS	EWS	EWS	EWS	EWS	EWS	EWS	EWS	EWS	JL	JL	
Forage/Mine	LwL	DP	PMM	PMM	LwL	LwL	PMM	LwL	PMM	DP	26015	B1-384
Profondeur (m)	aff	aff	aff	aff	aff	aff	aff	aff	aff	aff	?	?
SiO ₂ %	61,09	54,42	60,40	64,20	60,90	62,80	60,16	63,93	59,95	75,5	73,25	75,64
TiO ₂	0,97	1,08	0,81	0,69	0,94	0,82	0,92	0,80	0,84	0,11	0,14	0,10
Al ₂ O ₃	19,16	21,16	17,40	16,20	18,20	17,40	18,10	17,29	17,68	12,39	13,53	12,72
FeO (silicates)	8,06	2,26	6,79	4,52	6,94	5,99	7,27	5,85	6,80	0,93	1,13	0,41
MnO	0,05	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04	0,06	0,03	0,05	0,02	0,02	0,01
MgO	3,54	3,86	3,74	2,50	3,18	2,66	4,12	2,72	4,08	1,74	0,70	0,50
CaO	0,32	2,02	0,65	0,75	0,53	0,55	0,74	0,50	0,58	0,20	0,74	0,74
Na ₂ O	1,51	3,15	1,76	2,63	1,99	2,12	2,39	2,31	1,65	0,66	2,18	1,81
K ₂ O	3,96	2,23	3,83	4,14	3,23	3,61	3,93	3,65	4,39	7,05	7,19	7,46
P ₂ O ₅	0,09	0,11	0,12	0,14	0,07	0,09	0,14	0,12	0,16	0,14	0,13	0,01
S	<0,01	3,08	0,15	0,39	0,53	0,43	0,21	0,40	0,12	0,07	0,07	0,03
Fe (sulfure)*	<0,02	4,69	0,21	0,57	0,80	0,65	0,30	0,60	0,17	0,11	0,1	
PAF	1,45	3,09	3,02	2,41	1,79	1,92	1,66	1,79	3,30	1,75	0,66	0,52
Total	100,17	101,21	98,94	99,19	99,15	99,09	100,00	99,99	99,76	100,67	99,84	99,95
FeOT	8,06	8,30	7,07	5,26	7,97	6,83	7,66	6,63	7,01	0,93		
Cu ppm	5	72	76	216	62	45	164	44	89	8		
Zn	485	392	166	201	238				91	65		
Ga		23,0	20,0	24,0	21,0	<1						
As	1	230	7	10	7	5	7,4	6	9	8,5		
Se	2,39	2,34	2,41	2,40	3,03	3,01	2,56	2,66	2,40	0,49		
Ag	<1	4,40	1,20	0,80	<0,97	<1,4	<1,6	<0,15	<1,6	0,61		
Sb	0,24	1,88	0,91	1,10	0,54	0,55	0,94	0,35	1,06	1,30		
Sc	26,1	21,9	24,0	17,9	25,1	22,6	26,7	21,5	24,4	7,68		
Cr	254	208	178	130	201	166	246	197	188	8		
Co	24,9	22,3	24,4	17,3	22,7	19,0	28,2	22,2	32,8	2,88		
Ni	79	66	214	193	161	<1	93	55	171	<5		
Rb	161	100	135	141	130	130	136	150	119	195		
Sr	127	336	121	139	132	130	159	121	121	115		
Cs	9,38	9,09	7,00	9,06	8,31	8,30	6,98	8,74	6,83	4,99		
Ba	744	544	675	681	660	571	836	609	675	447		
Eu	1,50	1,85	1,42	1,50	1,71	1,55	1,56	1,38	1,52	1,59		
Y	26	23	24	26	23	26	28	24	28	9		
Zr	187	150	130	132	163	151	153	160	142	13		
Nb	11	14	11	11	11	12	12	10	11	<2		
La	39,4	48,4	34,20	30,0	39,8	34,8	39,3	33,80	33,6	3,7		
Ce	79,4	93,7	68,5	59,1	79,8	67,0	78,6	69,3	65,9	8,1		
Nd	36,3	38,5	33,4	31,2	38,1	35,9	38,2	32,1	31,9	4,5		
Sm	6,77	5,98	6,25	6,00	6,80	5,86	7,10	5,60	5,96	3,66		
Tb	0,89	0,67	0,80	0,70	0,84	0,70	0,94	0,72	0,78	0,25		
Yb	2,57	2,95	2,52	2,80	2,52	2,55	2,74	2,50	2,58	1,55		
Lu	0,38	0,47	0,37	0,42	0,38	0,36	0,41	0,36	0,39	0,24		
Hf	4,94	4,64	3,94	4,00	4,71	4,10	4,38	4,45	3,92	0,95		
Ta	0,78	0,96	0,76	0,80	0,78	0,73	1,07	0,70	0,70	0,24		
Th	11,1	11,5	10,6	9,60	11,0	9,09	4,66	9,16	10,1	0,88		
U	3,2	6,52	4,64	8,20	3,10	3,28	1,64	3,44	4,73	27,2		

Annexe 2a
Données géochimiques des liquides expérimentaux

Échantillon	D280R	D282R	D284Q	D284R	H272Q	H274R	H276R	H278R	H279Q1	H280R
Référence	G 2004									
Type de roche	pelite									
Pression	2 kbar									
Température	800C	820C	840C	840C	720C	740C	760C	780C	790C	800C
SiO ₂ %	72,26	73,75	76,71	72,67	73,86	73,12	71,02	70,09	72,88	70,08
TiO ₂	0,03	0,06	0,16	0,11	0,07	0,03	0,06	0,05	0,09	0,05
Al ₂ O ₃	11,91	11,73	11,47	11,73	12,05	11,1	11,06	11,34	10,4	11,27
FeO	1,62	1,47	1,5	1,64	1,11	0,98	1,36	1,62	1,82	1,9
MnO	0,04	0,02	0	0,02	0,04	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01
MgO	0,15	0,08	0,14	0,14	0,29	0,11	0,14	0,17	0,2	0,18
CaO	0,25	0,22	0,15	0,18	0,22	0,16	0,14	0,14	0,14	0,13
Na ₂ O	1,48	1,42	0,94	1,36	0,46	0,5	0,47	0,96	0,65	0,95
K ₂ O	5,56	6,06	6,41	6,14	4,92	5,57	6,46	6,11	5,41	6,06
Total	93,3	94,81	97,48	93,99	93,02	91,58	90,74	90,51	91,6	90,63

Échantillon	H282R	H284Q	H284R	H371Q	H375Q
Référence	G 2004				
Type de roche	pelite	pelite	pelite	pelite	pelite
Pression	2 kbar	2 kbar	2 kbar	3 kbar	3 kbar
Température	820C	840C	840C	710C	750C
SiO ₂ %	69,71	72,82	70,23	73,06	72,33
TiO ₂	0,07	0,21	0,11	0,04	0,06
Al ₂ O ₃	11,6	10,08	11,8	11,35	10,98
FeO	2,14	1,97	2,19	0,92	1,37
MnO	0,02	0,04	0,03	0	0,04
MgO	0,23	0,41	0,3	0,12	0,18
CaO	0,12	0,1	0,13	0,19	0,13
Na ₂ O	0,89	0,53	0,75	0,84	0,71
K ₂ O	6,2	5,32	6,33	6,12	5,49
Total	90,98	91,48	91,87	92,64	91,29

Échantillon	3-834	3-853	3-875	3-875	2-812	2-825	2-859	3-805
Provenance	MV1997							
Type de roche	gw							
Pression	300MPa	300MPa	300MPa	300MPa	200MPa	200MPa	200MPa	300MPa
Température	834C	853C	875C	875C	812C	825C	859C	805C
SiO ₂ %	74,18	72	73,74	72,47	70,72	70,72	71,17	72,13
TiO ₂	0,28	0,3	0,34	0,08	0,28	0,34	0,37	0,37
Al ₂ O ₃	13,35	12,55	12,69	13,6	12,83	13,26	13,93	13,54
FeO	0,81	0,88	1,33	0,7	1,29	1,53	1,65	1,79
MnO	0,04	0,07	0,03	0,05	0,05	0,04	0,03	0,08
MgO	0,28	0,42	0,33	0,21	0,46	0,53	0,37	0,89
CaO	0,69	0,52	0,91	0,85	0,45	0,51	0,89	0,62
Na ₂ O	2,94	2,96	3,29	3,54	3,13	3,34	3,23	2,83
K ₂ O	3,57	3,93	3,94	3,9	4,35	4,51	4,19	4,25
H ₂ O	4,44	4,48	2,84	2,79	2,97	2,82	2,55	3,81
Total	100,58	98,11	99,44	98,19	96,53	97,60	98,38	100,31

Annexe 2b: données modifiées
échantillons de cette étude

Échantillon	17-21	17-22	17-23	17-24	17-25	17-27	17-29	17-30	17-31	17-32
Type de roche	corn									
Localité	WC									
Forage	17700	17700	17700	17700	17700	17700	17700	17700	17700	17700
Profondeur (m)	48	50,2	55,3	62,5	64,9	76,3	84,6	88,9	95,4	109,8
SiO ₂ %	63,21	60,83	63,03	61,84	60,83	60,43	63,38	63,88	69,33	62,25
TiO ₂	0,88	0,88	0,83	0,86	0,88	0,92	0,85	0,85	0,65	0,87
Al ₂ O ₃	18,21	19,21	16,52	18,87	19,32	19,52	17,87	17,69	14,05	18,87
FeO (silic)	7,12	7,55	7,22	7,79	7,94	7,76	6,94	7,57	5,39	7,21
MnO	0,06	0,07	0,08	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,05	0,05
MgO	3,70	4,05	3,58	3,93	3,98	4,09	3,66	3,84	2,73	3,97
CaO	0,66	1,01	2,26	0,50	0,82	0,57	1,26	0,50	2,08	0,71
Na ₂ O	2,74	2,57	3,69	2,34	2,31	2,33	2,55	2,22	3,92	2,03
K ₂ O	3,27	3,70	2,63	3,67	3,74	4,16	3,29	3,23	1,68	3,92
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,15	0,13	0,12	0,13	0,14	0,14	0,11	0,12
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
PAF	1,11	1,08	1,06	1,14	1,33	1,57	1,19	1,14	1,37	1,38
S	0,16	0,40	0,03	0,13	0,12	0,24	0,21	0,23	0,17	0,30
Fe (S)	0,23	0,59	0,04	0,19	0,17	0,35	0,30	0,34	0,24	0,44
Cu ppm	63,4	75,0	23,2	70,4	60,4	63,0	76,6	97,7	77,9	95,4
Zn	180	217	72,4	152	111	146	135	141	53,3	325
Ga	23,5	25,8	21,4	24,6	24,7	24,8	23,6	22,6	16,4	25,6
As	6,54	6,71	12,1	7,36	4,83	11,5	10,9	4,3	18,5	32,9
Se	1,63	1,54	1,46	1,63	1,67	1,61	1,56	1,37	1,67	2,16
Ag	1,13	1,55	1,63	1,03	1,13	0,99	1,44	0,89	0,92	1,44
Sb	1,17	0,78	1,93	1,20	1,09	1,82	1,36	0,66	0,69	1,81
Sc	25,9	28,9	24,5	27,9	28,8	29,4	25,9	25,0	15,4	27,6
Cr	191	192	192	197	194	210	195	186	133	192
Co	24,0	27,9	23,5	27,2	25,8	28,3	23,1	26,2	16,4	24,9
Ni	180	141	158	152	178	232	184	185	121	184
Rb	135	171	108	154	152	174	138	141	56,4	144
Sr	150	165	198	128	138	120	149	153	191	134
Cs	7,97	10,8	6,96	8,76	9,36	9,73	8,76	8,67	3,77	9,40
Ba	532	801	545	607	622	800	559	542	276	549
Eu	1,74	1,69	1,65	1,75	1,75	1,62	1,76	1,72	1,36	1,31
Y	29,7	31,0	26,5	25,6	23,6	27,9	31,8	26,7	19,5	24,6
Zr	146	145	136	142	135	146	146	139	131	142
Nb	12,3	13,4	13,3	11,3	9,25	12,4	11,3	10,3	10,3	9,23
La	37,2	36,9	34,1	39,0	34,3	31,1	34,5	35,2	26,9	27,2
Ce	80,0	87,7	82,1	93,1	80,0	74,3	81,2	80,3	62,7	61,9
Nd	34,6	30,3	27,7	33,3	29,4	26,8	31,3	30,3	23,1	25,2
Sm	6,74	6,68	6,02	6,73	6,08	6,15	6,59	6,23	4,30	4,97
Tb	0,82	0,89	0,78	0,81	0,87	0,92	0,85	0,84	0,54	0,65
Yb	2,65	2,95	2,51	2,75	2,82	2,95	2,92	2,57	1,67	2,61
Lu	0,42	0,47	0,40	0,43	0,45	0,46	0,46	0,41	0,27	0,43
Hf	4,00	3,81	3,55	3,51	3,35	3,72	3,89	3,60	3,54	3,47
Ta	0,78	0,74	0,66	0,68	0,65	0,83	0,77	0,73	0,55	0,60
Th	10,6	12,0	10,2	11,3	11,1	11,5	11,2	10,5	7,51	9,43
U	5,94	5,26	3,57	4,52	4,73	6,27	5,52	4,74	2,57	5,26
La/LuN	9,04	7,98	8,79	9,30	7,75	6,89	7,63	8,73	10,34	6,52
Eu/Eu*	0,99	0,93	1,03	1,00	1,02	0,91	1,00	1,01	1,20	0,98

Eu/Eu* voir note p.163

Annexe 2b: données modifiées
échantillons de cette étude

Échantillon	17-33	17-34	17-35	17-36	A4-25	A4-26	17-08	17-09	17-10	17-12
Type de roche	corn	corn	corn	corn	corn	corn	mtx	mtx	mtx	mtx
Localité	WC	WC	WC	WC	WL	WL	WC	WC	WC	WC
Forage	17700	17700	17700	17700	A4-18	A4-18	17700	17700	17700	17700
Profondeur (m)	117,7	126,8	133,2	144	196,6	198,5	11,4	14,2	14,5	17,4
SiO ₂ %	63,12	62,97	65,61	65,61	68,63	69,99	62,00	60,48	66,44	65,11
TiO ₂	0,89	0,87	0,82	0,85	0,81	0,69	0,83	1,03	0,81	0,78
Al ₂ O ₃	19,27	19,16	17,15	17,50	16,07	16,50	19,16	18,51	16,17	17,36
FeO (silic)	6,29	6,41	6,60	6,19	3,45	3,39	7,24	7,83	6,53	6,72
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,03	0,02	0,06	0,06	0,05	0,05
MgO	3,77	3,95	3,55	3,44	2,68	2,29	3,78	4,09	3,11	3,33
CaO	0,47	0,54	0,87	0,91	0,59	0,43	0,58	1,21	0,92	0,75
Na ₂ O	1,94	1,92	2,16	2,02	1,65	1,45	2,38	3,20	3,22	2,60
K ₂ O	4,06	4,00	3,04	3,26	5,95	5,13	3,82	3,45	2,56	3,16
P ₂ O ₅	0,15	0,13	0,14	0,17	0,13	0,11	0,14	0,13	0,17	0,14
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
PAF	1,71	1,35	1,45	1,93	4,88	2,89	1,52	1,51	1,24	1,60
S	0,59	0,37	0,31	0,31	0,98	0,70	0,16	0,04	0,08	0,13
Fe (S)	0,88	0,55	0,46	0,45	1,47	1,06	0,24	0,05	0,11	0,18
Cu ppm	107	87,1	77,5	88,0	274	139	75,3	25,7	44,8	72,7
Zn	428	79,6	235	363	3131	259	170	199	184	171
Ga	25,0	24,9	21,7	22,9	19,5	22,1	25,7	24,7	19,5	22,6
As	6,17	10,6	21,3	26,6	5,08	13,7	6,05	9,04	12,2	7,70
Se	2,14	2,00	2,19	1,51	6,42	5,02	1,65	1,83	1,27	1,75
Ag	1,71	1,55	1,34	1,83	1,91	1,58	1,65	1,12	1,13	0,83
Sb	2,59	1,79	2,39	4,05	3,64	2,09	1,08	1,15	1,00	1,12
Sc	28,3	27,4	23,5	24,4	22,3	17,5	25,8	29,0	20,4	22,0
Cr	184	180	166	171	170	111	179	229	175	158
Co	24,1	20,5	21,2	24,1	17,8	18,8	24,3	27,7	20,3	21,3
Ni	159	151	141	181	250	167	170	148	142	128
Rb	166	169	137	123	218	178	150	155	95,2	145
Sr	120	143	149	144	108	78,8	131	193	155	143
Cs	9,66	10,5	9,02	9,09	8,37	10,3	7,34	9,82	4,29	7,52
Ba	694	694	521	621	747	682	665	763	432	498
Eu	1,77	1,73	1,47	2,47	2,26	1,69	1,46	1,73	1,76	1,76
Y	29,2	26,9	23,8	34,4	27,1	33,6	27,8	28,8	27,6	25,7
Zr	152	143	134	152	147	209	139	163	148	135
Nb	11,5	11,4	9,30	12,5	9,77	11,6	12,4	14,4	12,3	10,3
La	38,2	39,3	32,4	45,9	33,4	42,5	35,0	35,6	33,7	38,0
Ce	87,9	91,6	76,9	106,0	74,4	101	76,0	79,1	75,4	80,5
Nd	31,0	33,7	28,4	38,3	29,5	38,7	31,9	32,4	31,0	34,6
Sm	6,99	6,82	5,93	8,00	7,61	8,22	6,38	6,50	5,68	6,67
Tb	0,84	0,82	0,80	1,07	0,80	0,97	0,84	0,87	0,72	0,83
Yb	2,97	2,74	2,63	2,94	2,77	3,95	2,75	2,81	2,47	2,46
Lu	0,48	0,46	0,42	0,48	0,54	0,64	0,43	0,46	0,38	0,40
Hf	3,77	3,37	3,35	3,80	4,07	6,45	3,88	4,78	4,08	3,91
Ta	0,76	0,72	0,71	0,73	0,71	1,01	0,76	0,91	0,71	0,72
Th	12,1	11,4	10,3	11,4	10,4	14,2	11,4	12,6	8,98	9,97
U	7,70	5,78	4,85	8,77	17,92	9,02	5,10	3,85	3,06	4,76
La/LuN	8,11	8,68	7,88	9,90	6,37	6,76	8,25	8,01	9,06	9,84
Eu/Eu*	0,98	0,98	0,90	1,13	1,23	0,80	0,85	0,98	1,17	1,01

Annexe 2b: données modifiées
échantillons de cette étude

Échantillon	17-13	17-14	17-15	17-16	17-17	17-18	17-19	17-20	A4-19	A4-31
Type de roche	mtx									
Localité	WC	WL	WL							
Forage	17700	17700	17700	17700	17700	17700	17700	17700	A4-18	A4-18
Profondeur (m)	19,2	23,1	24,9	28,6	29,8	35,1	39,7	43,4	155,7	156,9
SiO ₂ %	61,07	63,30	62,97	66,24	63,51	61,57	62,01	60,94	64,69	62,61
TiO ₂	0,93	0,84	0,86	0,80	0,87	0,89	0,87	0,91	0,87	0,95
Al ₂ O ₃	19,28	18,19	18,40	16,66	18,01	19,09	19,06	19,04	17,62	18,16
FeO (silic)	7,82	7,24	7,07	6,52	7,31	7,56	7,45	7,73	6,14	6,57
MnO	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06
MgO	4,04	3,66	3,61	3,32	3,64	3,89	3,75	3,89	3,33	3,60
CaO	0,65	0,81	0,66	0,78	0,61	0,62	0,62	0,63	0,57	0,86
Na ₂ O	2,48	2,57	2,53	2,71	2,67	2,52	2,49	2,61	1,82	2,22
K ₂ O	3,51	3,20	3,69	2,77	3,18	3,66	3,55	4,05	4,74	4,82
P ₂ O ₅	0,15	0,14	0,16	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,15
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
PAF	1,56	1,31	1,56	1,43	1,64	1,36	1,34	1,82	2,20	3,27
S	0,17	0,14	0,15	0,15	0,10	0,12	0,22	0,05	0,25	0,78
Fe (S)	0,24	0,19	0,22	0,21	0,14	0,18	0,32	0,06	0,37	1,17
Cu ppm	78,8	66,0	73,6	69,7	52,5	63,1	63,6	25,5	57,8	206
Zn	242	172	200	220	183	211	174	172	520	603
Ga	27,0	22,9	22,7	19,7	22,6	25,7	23,7	26,8	21,8	
As	4,30	12,3	6,97	14,6	6,65	6,87	13,5	19,6	14,1	7,66
Se	1,77	1,62	1,83	1,80	1,85	1,82	1,73	1,51	1,72	4,04
Ag	1,23	0,93	0,94	1,04	1,22	0,95	1,34	1,03	1,56	1,21
Sb	0,56	0,80	1,11	1,14	0,71	0,93	1,65	1,98	1,98	3,38
Sc	28,4	24,9	24,8	21,8	25,1	27,2	27,0	26,7	24,2	27,4
Cr	205	180	179	165	186	191	192	196	171	196
Co	26,7	23,8	24,0	22,3	24,0	26,1	23,8	24,4	17,6	37,1
Ni	194	182	153	173	177	169	162	193	135	104
Rb	159	124	149	126	131	147	138	145	162	161
Sr	120	149	117	164	141	130	136	128	123	151
Cs	7,39	6,72	8,04	6,57	6,65	7,86	7,59	8,18	9,48	9,19
Ba	599	511	602	453	534	607	605	663	689	692
Eu	1,79	1,64	1,75	1,90	1,45	1,91	1,70	1,49	1,75	2,11
Y	31,1	26,0	29,0	29,0	24,7	29,8	31,9	26,8	22,8	25,5
Zr	152	142	147	137	142	144	146	149	151	173
Nb	12,4	11,4	11,4	11,4	11,3	11,3	12,4	10,3	10,4	11,7
La	40,8	39,3	34,3	38,8	37,8	38,0	34,4	32,7	35,9	35,1
Ce	88,8	83,8	77,7	84,4	83,1	82,4	75,6	71,8	83,4	70,9
Nd	38,2	36,3	31,9	36,3	34,7	35,2	32,8	30,1	28,8	32,3
Sm	7,28	6,28	6,48	6,81	6,62	6,97	6,31	5,70	6,34	6,26
Tb	0,89	0,75	0,84	0,81	0,79	0,93	0,72	0,68	0,72	0,71
Yb	3,02	2,59	2,82	2,41	2,65	2,89	2,76	2,60	2,60	2,70
Lu	0,47	0,41	0,43	0,39	0,42	0,46	0,45	0,42	0,44	0,42
Hf	4,58	4,12	4,21	3,88	4,16	4,14	4,13	4,10	3,93	4,85
Ta	0,85	0,72	0,83	0,77	0,78	0,85	0,80	0,75	0,70	0,79
Th	12,3	10,8	11,6	10,1	10,9	11,5	11,1	10,4	11,1	12,2
U	4,60	3,83	5,05	4,32	4,38	5,02	5,08	4,15	7,69	9,50
La/LuN	8,90	9,76	8,09	10,31	9,33	8,42	7,87	7,94	8,33	8,49
Eu/Eu*	0,95	1,01	1,00	1,09	0,85	1,01	1,07	1,01	1,10	1,35

Annexe 2b: données modifiées
échantillons de cette étude

Échantillon	A4-22	A4-23	A4-04	A4-36	A4-07	A4-09	A4-10	A4-39	A4-11	A4-13
Type de roche	mtx	mtx	s-mtx							
Localité	WL									
Forage	A4-18									
Profondeur (m)	169,5	175,7	17	28	44	65	75,1	81,4	86,9	96,9
SiO ₂ %	63,95	65,34	67,57	68,93	67,01	70,58	67,22	66,74	67,50	66,45
TiO ₂	0,77	0,79	0,90	0,79	0,83	0,69	0,86	0,93	0,82	0,72
Al ₂ O ₃	18,44	17,92	19,73	18,82	18,88	18,00	19,49	21,27	19,29	18,40
FeO (silic)	6,31	5,90	0,93	0,02	1,02	0,12	0,95	0,31	1,69	2,91
MnO	0,05	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,02
MgO	3,71	3,25	2,10	3,71	2,80	1,81	2,90	3,37	2,78	2,77
CaO	0,42	0,54	0,99	0,55	0,88	1,03	1,21	0,96	0,81	1,45
Na ₂ O	1,59	1,75	2,11	1,66	2,10	1,71	2,48	1,73	1,62	2,64
K ₂ O	4,60	4,33	5,54	5,38	6,37	5,92	4,73	4,55	5,35	4,54
P ₂ O ₅	0,16	0,15	0,09	0,12	0,09	0,12	0,12	0,11	0,09	0,10
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
PAF	3,42	3,41	14,57	10,57	8,49	8,85	3,62	9,89	9,54	4,54
S	0,25	0,43	8,12	3,99	4,45	4,00	3,57	6,22	7,99	4,00
Fe (S)	0,37	0,64	9,73	6,07	6,77	6,08	5,44	9,47	12,16	6,08
Cu ppm	63,4	90,3	313	258	222	204	77,6	204	256	218
Zn	268	572	1038	745	1353	1336	34,1	1854	1257	562
Ga	23,2	21,1	28,4		26,0	24,9	25,8		30,5	26,1
As	18,1	9,57	28,9	37,1	10,2	18,0	52,1	45,2	30,3	39,9
Se	2,10	2,67	3,83	6,14	3,86	2,07	1,51	7,65	3,66	4,92
Ag	1,11	1,58	3,34	3,17	2,53	3,08	3,42	3,60	3,85	3,87
Sb	1,73	1,88	7,54	3,91	2,99	4,67	5,04	6,67	5,11	4,19
Sc	24,3	22,3	28,0	22,8	24,3	30,0	32,7	25,7	28,7	21,0
Cr	159	160	203	166	181	147	159	199	186	145
Co	21,0	19,8	45,9	23,0	27,2	25,6	19,9	33,8	46,2	26,2
Ni	163	180	372	148	238	277	210	235	406	285
Rb	137	140	221	173	224	246	197	194	240	143
Sr	72,7	102	144	119	163	155	148	144	122	187
Cs	8,15	6,82	11,2	11,7	11,9	13,8	12,1	12,7	13,6	5,79
Ba	765	691	636	624	609	540	698	643	697	801
Eu	1,65	1,81	2,75	2,23	1,57	2,41	1,95	2,47	2,33	2,91
Y	20,0	24,2	38,7	39,6	20,1	42,6	31,4	49,7	38,1	46,6
Zr	125	137	161	201	182	126	146	181	162	189
Nb	10,5	10,5	10,3	12,0	11,8	8,29	11,2	12,4	11,4	12,5
La	34,5	34,5	44,0	44,2	48,7	34,5	39,0	45,9	41,0	42,4
Ce	80,9	80,5	95,6	83,2	115,6	83,2	90,6	86,3	91,8	95,6
Nd	30,3	30,3	42,8	41,7	39,9	28,8	33,5	44,5	34,4	35,1
Sm	6,71	6,63	11,6	9,53	10,2	9,46	7,24	10,3	10,5	9,18
Tb	0,76	0,79	1,28	1,19	1,22	1,10	0,82	1,38	1,20	1,17
Yb	2,58	2,75	4,87	4,21	4,50	4,86	3,35	4,79	4,35	4,65
Lu	0,44	0,45	0,87	0,68	0,79	0,90	0,56	0,08	0,83	0,81
Hf	3,86	3,93	4,76	5,44	4,14	2,85	3,37	4,82	3,92	5,00
Ta	0,79	0,76	0,88	0,97	0,82	0,61	0,58	0,98	0,75	0,85
Th	10,5	11,1	12,5	12,6	14,9	10,2	10,4	13,1	11,8	12,5
U	8,95	7,86	30,0	18,9	18,1	29,9	9,0	17,5	30,3	17,2
La/LuN	8,02	7,87	5,17	6,67	6,36	3,94	7,19	59,84	5,08	5,38
Eu/Eu*	0,98	1,07	0,96	0,89	0,60	1,00	1,07	0,88	0,88	1,19

Annexe 2b: données modifiées
échantillons de cette étude

Échantillon	A4-41	17-02	17-03	17-04	17-05	17-06	17-07	A4-45	A4-46	A4-40
Type de roche	s-mtx	dtx								
Localité	WL	WC	WC	WC	WC	WC	WC	WL	WL	WL
Forage	A4-18	17700	17700	17700	17700	17700	17700	A4-18	A4-18	A4-18
Profondeur (m)	103	1,2	1,5	2,5	4	4,9	9,4	97	100,9	102,8
SiO ₂ %	64,70	62,08	62,16	61,30	62,79	60,43	68,92	66,32	62,64	64,71
TiO ₂	0,96	0,90	0,92	0,93	0,88	0,94	0,74	0,81	0,96	0,86
Al ₂ O ₃	22,09	19,05	18,76	18,92	18,41	19,22	14,32	17,70	17,31	17,89
FeO (silic)	1,19	7,20	7,40	8,07	7,16	8,52	6,19	5,81	7,45	5,88
MnO	0,04	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,11	0,06
MgO	3,10	3,88	3,76	4,00	3,68	4,27	3,17	3,32	3,93	3,57
CaO	0,69	0,64	0,66	0,68	0,75	0,65	0,87	1,84	1,86	0,89
Na ₂ O	1,83	2,36	2,40	2,36	2,82	2,41	2,35	2,29	2,66	1,92
K ₂ O	5,30	3,71	3,73	3,56	3,31	3,34	3,19	1,68	2,89	4,06
P ₂ O ₅	0,11	0,13	0,13	0,13	0,15	0,13	0,19	0,16	0,17	0,17
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
PAF	10,37	1,56	1,53	1,67	1,36	1,41	2,03	1,17	1,06	1,62
S	6,44	0,26	0,19	0,13	0,13	0,05	0,02	0,23	0,14	0,62
Fe (S)	9,80	0,38	0,28	0,18	0,18	0,07	0,03	0,35	0,22	0,93
Cu ppm	279	65,4	67,0	42,9	58,3	22,0	20,0	14,2	21,5	56,4
Zn	3733	217	160	170	159	158	92,2	441	491	387
Ga		24,7	24,7	25,7	23,5	26,6	18,5			
As	321	14,0	8,41	9,81	7,57	6,95	6,43	9,18	8,18	13,6
Se	8,57	1,56	1,78	1,93	2,01	1,90	1,26	2,28	2,47	2,07
Ag	6,85	1,75	1,96	1,02	1,23	1,43	1,13	1,97	<0,99	1,71
Sb	6,90	1,67	1,11	0,80	0,75	0,49	1,78	1,92	1,07	2,17
Sc	23,8	27,0	27,3	27,5	25,3	27,9	18,3	22,3	25,0	23,6
Cr	217	191	198	205	187	197	165	158	174	160
Co	42,0	25,6	26,0	26,1	23,1	27,5	17,9	19,7	20,0	22,1
Ni	263	203	192	165	162	174	151	51,9	34,8	62,7
Rb	188	156	156	164	141	137	111	108	97	157
Sr	151	134	136	134	140	124	127	205	229	173
Cs	10,3	8,79	7,32	8,41	6,97	6,79	5,67	6,10	5,36	7,99
Ba	670	645	672	622	582	573	346	476	697	801
Eu	2,72	1,66	1,62	1,53	1,67	1,55	1,78	2,19	2,08	1,79
Y	54,8	26,8	27,8	25,7	26,6	28,6	20,6	28,5	28,6	28,2
Zr	191	148	151	150	149	150	122	149	183	159
Nb	12,5	11,3	12,4	11,3	12,3	13,3	8,24	11,2	13,3	13,6
La	46,9	39,5	38,1	36,5	39,9	33,5	31,7	34,2	44,1	38,5
Ce	87,6	88,3	85,7	80,5	88,0	75,3	68,5	68,5	88,5	76,2
Nd	44,7	35,7	35,6	32,4	36,1	31,4	29,4	30,9	38,8	33,6
Sm	9,84	7,17	6,88	6,42	6,71	5,85	5,56	5,84	7,05	6,72
Tb	1,29	0,86	0,84	0,82	0,89	0,79	0,65	0,75	0,92	0,91
Yb	5,29	2,84	2,89	2,71	2,80	2,75	2,03	2,86	2,92	3,17
Lu	0,86	0,44	0,45	0,45	0,44	0,44	0,32	0,44	0,45	0,48
Hf	5,01	4,24	4,30	4,21	4,18	4,03	3,45	4,03	5,08	4,46
Ta	0,95	0,73	0,75	0,75	0,74	0,72	0,67	0,79	0,99	2,06
Th	12,3	11,9	11,9	11,5	11,4	11,1	7,34	8,80	13,4	11,9
U	15,9	6,39	5,06	4,22	4,63	3,51	3,18	4,64	3,63	5,39
La/LuN	5,61	9,12	8,64	8,35	9,37	7,78	10,21	7,89	9,96	8,20
Eu/Eu*	1,02	0,90	0,91	0,90	0,92	0,97	1,26	1,40	1,09	0,97

Annexe 2b: données modifiées
échantillons de cette étude

Échantillon	A4-15	A4-16	A4-32	A4-17	A4-03	A4-38	A4-43	A4-34	A4-37	A4-06
Type de roche	dtx	dtx	dtx	dtx	s-dtx	s-dtx	s-dtx	leuco	s-leuco	s-leuco
Localité	WL	WL								
Forage	A4-18	A4-18								
Profondeur (m)	119,7	134,8	136,5	137,2	3	47,1	96	110,6	31,7	32,9
SiO ₂ %	63,16	63,14	59,34	68,85	70,36	66,42	68,90	74,54	83,27	71,89
TiO ₂	0,88	0,92	0,91	0,62	0,82	0,90	0,82	0,11	0,29	0,16
Al ₂ O ₃	18,23	17,33	19,79	15,45	17,51	17,81	17,39	13,53	9,25	15,47
FeO (silic)	6,81	7,05	6,40	4,96	3,90	4,21	4,14	2,76	0,44	0,43
MnO	0,05	0,06	0,06	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	<0,01	0,01
MgO	3,46	3,61	3,71	2,59	2,86	3,85	2,94	1,63	0,63	0,85
CaO	0,79	1,32	1,27	1,48	1,25	1,43	1,22	0,97	0,28	0,32
Na ₂ O	1,98	2,46	2,64	3,33	1,74	1,62	1,75	2,07	1,16	1,93
K ₂ O	4,50	3,96	5,71	2,52	1,44	3,53	2,66	4,10	4,59	8,81
P ₂ O ₅	0,15	0,14	0,15	0,16	0,09	0,17	0,14	0,24	0,09	0,13
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
PAF	2,60	1,67	1,49	2,02	4,30	3,68	1,96	1,96	1,50	2,43
S	0,24	0,25	0,02	0,17	2,50	2,44	1,53	0,22	1,07	1,40
Fe (S)	0,35	0,36	0,03	0,24	3,80	3,71	2,33	0,33	1,63	2,13
Cu ppm	63,7	74,1	7,1	52,2	197	142	62,2	14,6	42,5	51,1
Zn	206	215	233	242	329	1123	787	<13,5	<12,4	33,7
Ga	23,0	21,7		18,4	24,4					12,6
As	10,8	13,8	35,8	11,0	28,8	34,3	36,9	8,53	24,2	14,3
Se	2,15	2,45	3,07	1,38	3,15	2,45	2,91	1,69	1,71	0,67
Ag	1,60	1,65	1,39	2,05	1,29	<1,97	2,01	<0,89	<1,03	0,96
Sb	2,07	1,66	1,95	1,88	1,38	1,51	1,23	3,39	1,62	1,97
Sc	24,0	27,3	29,9	19,7	9,29	20,8	18,6	5,48	14,5	8,23
Cr	188	198	199	120	180	172	161	12,3	23,8	30,3
Co	23,4	24,0	20,7	13,4	26,9	27,3	18,0	4,99	6,84	3,26
Ni	216	188	65,3	124	187	110	70,6	<2,08	21,8	154
Rb	159	145	161	89,0	51,8	137	118	64,5	118	223
Sr	158	143	209	157	152	166	187	60,3	72,5	114
Cs	10,2	8,19	8,69	7,09	4,68	7,65	7,34	1,82	2,70	2,61
Ba	928	709	1544	217	308	677	615	176	441	1065
Eu	1,88	1,52	1,93	1,73	1,54	1,65	1,88	0,99	1,19	2,78
Y	24,1	24,8	22,4	30,7	24,4	29,5	27,4	17,7	15,5	81,1
Zr	133	141	156	114	191	177	175	54,1	70,5	43,2
Nb	11,5	10,3	11,2	8,18	8,86	12,0	8,43	4,16	4,14	2,105
La	34,1	34,1	34,5	27,1	38,7	45,9	35,8	4,11	9,37	13,2
Ce	78,1	76,5	67,4	65,4	84,0	87,4	72,3	8,42	18,0	32,3
Nd	29,2	29,7	28,7	21,9	36,2	43,4	33,1	3,02	8,36	9,43
Sm	6,10	5,73	5,75	5,52	6,70	7,46	6,34	6,18	3,99	5,33
Tb	0,69	0,66	0,72	0,78	0,78	0,91	0,82	0,31	0,36	0,40
Yb	2,47	2,72	2,32	3,31	1,74	2,42	2,73	2,42	1,60	1,99
Lu	0,40	0,45	0,37	0,52	0,28	0,38	0,43	0,39	0,25	0,45
Hf	3,45	3,86	4,39	2,96	5,73	4,81	4,85	2,70	2,16	1,04
Ta	0,75	0,65	0,82	0,54	0,64	0,84	0,66	1,50	0,42	0,22
Th	10,4	9,43	11,2	8,22	10,8	13,3	9,30	2,36	6,51	4,62
U	5,85	4,64	4,84	7,30	3,60	5,63	4,36	48,2	19,9	31,2
La/LuN	8,64	7,83	9,61	5,38	14,13	12,23	8,62	1,07	3,77	3,04
Eu/Eu*	1,23	1,05	1,27	1,12	0,90	0,85	1,11	0,96	1,34	2,54

Annexe 2b: données modifiées
autres échantillons

Échantillon	DC-01	DC-09	DC-06	DC-05	DC-07	EE-22	EE-25	136	156	167
Type de roche	mpél	mpél	mpél	mpél	mpél	mpél	mpél	mpél	mpél	mpél
Référence	T, 1999	JL	JL	RA, 88	RA, 88	RA, 88				
Forage	MDD2	MDD2	MDD2	MDD2	MDD2	MDD2	LTV-01	24981	24981	24981
Profondeur (m)	135,9	245,3	314,6	464,8	479,7	1570	26	136	156	167
SiO ₂ %	65,42	62,25	70,97	66,31	69,92	66,62	66,63	61,72	72,44	66,07
TiO ₂	0,73	0,82	0,56	0,81	0,72	0,81	0,80	0,91	0,57	0,82
Al ₂ O ₃	15,89	17,84	13,05	16,63	13,22	16,17	17,15	19,90	12,31	16,62
FeO (silic)	7,82	8,48	6,25	6,36	6,35	6,65	6,20	6,42	5,97	6,48
MnO	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,06	0,06	0,04
MgO	3,44	3,85	2,58	3,42	2,64	3,57	3,39	3,63	2,86	3,42
CaO	0,77	0,56	1,01	0,71	2,19	1,13	0,48	0,77	1,94	0,69
Na ₂ O	3,25	2,77	4,21	2,12	2,34	1,76	1,49	1,89	2,55	2,36
K ₂ O	2,43	3,20	1,19	3,41	2,38	3,08	3,62	4,45	1,07	3,26
P ₂ O ₅	0,19	0,16	0,12	0,18	0,18	0,16	0,19	0,25	0,22	0,24
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
PAF	2,02	4,53	2,53	6,01	3,81	6,20	5,64	5,16	2,70	3,80
S	0,02	0,03	0,00	0,57	0,09	0,36	0,43	0,60	0,42	0,66
Fe (S)	0,00	0,03	0,00	0,50	0,08	0,31	0,38	0,52	0,37	0,57
Cu ppm	40,1	61,3	30,6	78,3	48,2	202	41,5			
Zn	251	257	130	636	519	505	90,8			
Ga										
As	7,37	3,98	4,62	27,6	9,39	14,5	28,8			
Se	0,21	0,21	0,00	0,21	0,21	3,11	4,60			
Ag	2,04	0,48	0,54	5,34	1,57	1,90	4,23			
Sb	1,88	1,90	1,36	5,46	2,59	10,44	8,49			
Sc	21,5	27,0	13,7	23,3	18,3	24,4	25,3			
Cr	181	205	123	188	163	179	200			
Co	39,8	36,2	44,1	27,4	33,0	19,6	10,3			
Ni	68,9	81,0	41,8	95,4	50,3	362	72,4			
Rb	91,4	130	38,6	141	81,0	123	143			
Sr										
Cs	7,43	8,74	2,48	10,43	6,29	9,19	7,48			
Ba	617	567	232	514	493	490	576			
Eu	1,96	1,50	0,70	1,68	1,17	1,60	1,29			
Y										
Zr						217	141			
Nb										
La	44,8	26,1	23,5	27,2	24,8	34,9	29,1			
Ce	93,4	58,1	49,3	56,5	52,5	73,4	78,5			
Nd	34,2	20,3	20,1	15,2	19,8	34,4	29,7			
Sm	8,05	5,81	4,13	6,39	4,85	7,58	7,19			
Tb	1,02	0,79	0,80	1,04	0,63	0,82	0,80			
Yb	2,49	2,70	1,52	2,89	2,37	2,91	2,91			
Lu	0,47	0,50	0,30	0,50	0,45	0,49	0,49			
Hf	3,48	4,77	2,31	4,48	5,26	4,13	4,34			
Ta	1,35	0,77	1,09	1,10	1,07	1,00	1,05			
Th	10,9	10,6	6,24	10,4	8,14	8,96	9,69			
U	4,17	4,08	2,05	10,1	4,06	5,86	7,05			
La/LuN	9,70	5,37	8,14	5,53	5,64	7,23	6,08			
Eu/Eu*	0,92	0,94	0,52	0,88	0,90	0,87	0,72			

**Annexe 2b: données modifiées
autres échantillons**

Échantillon	176	186	196	197	223	EE-27	DC-08	DC-70	EE-21	EE-20
Type de roche	mpél	mpél	mpél	mpél	mpél	s-mpél	s-mpél	s-mpél	s-mpél	s-mpél
Référence	RA, 88	JL T, 1999		T, 1999	JL	JL				
Forage	24981	24981	24981	24981	24981	LTV-09	MDD2	DP	MDD2	MDD2
Profondeur (m)	176	186	196	197	223	45	443,2	aff	1526	874
SiO ₂ %	61,73	68,61	60,32	63,13	64,19	67,19	64,09	64,53	67,78	57,86
TiO ₂	0,90	0,70	0,98	0,84	0,79	0,81	0,85	0,83	0,78	1,57
Al ₂ O ₃	19,30	15,03	19,90	18,52	20,79	17,67	18,13	18,17	17,12	19,44
FeO (silic)	7,20	5,89	7,56	6,70	3,54	4,32	6,63	6,34	4,51	8,25
MnO	0,05	0,04	0,06	0,04	0,02	0,04	0,05	0,03	0,03	0,05
MgO	3,85	3,10	3,84	3,77	2,70	3,74	3,41	2,94	2,98	3,26
CaO	0,81	1,13	0,66	0,90	0,44	0,52	0,59	1,28	0,83	1,94
Na ₂ O	1,71	2,44	1,76	1,70	1,93	1,25	2,18	2,01	2,07	4,31
K ₂ O	4,21	2,82	4,67	4,13	5,36	4,28	3,86	3,72	3,75	3,02
P ₂ O ₅	0,25	0,24	0,25	0,26	0,24	0,18	0,20	0,15	0,16	0,31
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
PAF	4,83	3,36	4,47	4,55	5,98	9,49	4,73	6,42	9,98	5,78
S	0,50	0,53	0,25	0,59	0,34	2,43	1,15	5,11	1,15	3,63
Fe (S)	0,44	0,46	0,22	0,51	0,30	2,12	1,01	4,46	1,00	3,17
Cu ppm					212	61,9	195	198	94,2	
Zn					665	384	406	723	33,2	
Ga										
As						2,90	29,1	10,8	23,1	6,84
Se						8,06	0,21	1,61	8,19	4,27
Ag						2,60	4,51	1,41	3,22	0,00
Sb						10,9	6,38	6,18	13,5	6,79
Sc						25,6	27,2	31,1	24,1	34,8
Cr						183	194	205	170	165
Co						24,1	30,1	38,2	21,6	29,6
Ni						225	91	165	153	105
Rb						174	145	164	157	113
Sr										
Cs						9,56	11,0	12,4	11,9	5,98
Ba						598	638	548	527	826
Eu						2,38	1,45	1,98	1,85	3,17
Y										
Zr						350		202	594	
Nb										
La						43,0	26,7	49,4	46,6	71,7
Ce						101	55,8	84,4	95,1	144
Nd						39,9	16,3	41,6	43,9	65,9
Sm						9,77	5,58	10,5	9,93	14,1
Tb						1,00	0,92			1,45
Yb						3,47	2,63	4,61	3,50	4,55
Lu						0,69	0,49	0,90	0,70	0,73
Hf						5,15	4,74	4,49	4,30	7,75
Ta						1,34	0,98	0,63	1,05	3,66
Th						11,8	11,9	12,0	11,2	15,3
U						14,0	8,7	26,7	17,6	12,8
La/LuN						6,4	5,6	5,7	6,8	10,1
Eu/Eu*						1,03	0,86			0,94

**Annexe 2b: données modifiées
autres échantillons**

Échantillon	206	212	EE-23	LW07	EC20	EC14B	EC1	EC2	EC5	EC6
Type de roche	s-mpél	s-mpél	corn	mtx	mtx	s-mtx	dtx	dtx	dtx	dtx
Référence	RA, 88	RA, 88	JL	EWS						
Forage	24981	24981	17700	LwL	LwL	DP	PMM	PMM	LwL	LwL
Profondeur (m)	206	212	696	aff						
SiO ₂ %	67,11	67,09	62,95	63,44	61,86	60,23	63,21	67,00	63,42	65,36
TiO ₂	0,85	0,85	0,85	0,89	0,98	1,20	0,85	0,72	0,98	0,85
Al ₂ O ₃	17,02	17,02	18,73	18,63	19,40	23,42	18,21	16,91	18,95	18,11
FeO (silic)	4,73	4,83	6,27	7,61	8,17	2,50	7,11	4,72	7,23	6,24
MnO	0,03	0,03	0,06	0,04	0,05	0,07	0,05	0,04	0,05	0,04
MgO	2,86	2,86	3,84	3,28	3,58	4,27	3,91	2,61	3,31	2,77
CaO	1,15	1,06	0,68	0,47	0,32	2,24	0,68	0,78	0,55	0,57
Na ₂ O	2,36	2,28	2,20	1,90	1,53	3,49	1,84	2,74	2,07	2,21
K ₂ O	3,67	3,75	4,24	3,64	4,01	2,47	4,01	4,32	3,36	3,76
P ₂ O ₅	0,23	0,23	0,18	0,10	0,09	0,12	0,13	0,15	0,07	0,09
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
PAF	5,57	5,19	1,54	1,41	1,47	3,42	3,16	2,52	1,86	2,00
S	1,53	2,49	0,62	<0,01	<0,01	3,41	0,16	0,41	0,55	0,45
Fe (S)	1,33	2,17	0,92	<0,02	<0,02	5,20	0,22	0,60	0,83	0,68
Cu ppm		85,7	3,04	5,06	79,7	79,5	225	64,6	46,8	
Zn		109	170	189	166	136	138	170	157	
Ga			4,68	5,00	5,14	4,12	4,13	4,90	4,27	
As		22,4	717	753	602	706	711	688	594	
Se		2,62	140	129	372	127	145	137	135	
Ag		<1,65	0,95	0,59	255	7,79	10,5	7,26	5,19	
Sb		10,4	24,7	26,5	24,2	25,2	18,6	26,1	23,5	
Sc		28,1	3,01	2,42	2,59	2,52	2,52	3,16	3,13	
Cr		188	9,42	9,50	10,1	7,33	9,46	8,65	8,64	
Co		28,2	235	257	230	186	136	209	173	
Ni		277	70,9	80,0	73,1	224	201	167	<1,04	
Rb		149	0,25	0,24	2,08	0,95	1,19	0,56	0,57	
Sr			0,77	0,79	1,06	0,80	0,79	0,81	0,76	
Cs		9,14				24,1	20,9	25,0	21,9	
Ba		608	25,4	25,2	24,7	25,5	18,1	23,6	19,8	
Eu		1,40	1,60	1,52	2,05	1,49	1,56	1,78	1,61	
Y				491	434	173	210	248		
Zr		192								
Nb			150	163	111	141	147	136	135	
La		38,6	36,7	39,9	53,6	35,8	31,3	41,4	36,2	
Ce		78,0	74,8	80,4	103,7	71,7	61,7	83,1	69,7	
Nd		35,9	36,2	36,7	42,6	35,0	32,6	39,7	37,4	
Sm		7,28	6,42	6,86	6,62	6,54	6,28	7,08	6,10	
Tb		0,68	2,56	2,60	3,26	2,64	2,96	2,63	2,65	
Yb		2,88	0,38	0,39	0,52	0,38	0,44	0,39	0,38	
Lu		0,48	<1,01	<1,01	4,87	1,26	0,84	<1,01	<1,46	
Hf		4,04	11,1	11,1	15,5	11,5	11,5	11,5	12,5	
Ta		0,92	10,4	11,3	12,7	11,1	9,98	11,4	9,46	
Th		10,2	3,12	3,28	7,22	4,86	8,55	3,23	3,41	
U		8,34	25,3	26,3	25,5	25,1	27,1	24,0	27,1	
La/LuN		8,30			1,13	2,92	3,84			
Eu/Eu*		0,84	0,53	0,48	0,59	0,48	0,48	0,55	0,54	

**Annexe 2b: données modifiées
autres échantillons**

Échantillon	EC3	LW03	PM05	EC14C	EE-43	EE-46
Type de roche	dtx	dtx	dtx	leuco	leuco	leuco
Référence	EWS	EWS	EWS	EWS JL	JL	
Forage	PMM	LwL	PMM	DP	26015	B1-384
Profondeur (m)	aff	aff	aff	aff	?	?
SiO ₂ %	61,50	65,77	62,33	76,46	73,98	76,10
TiO ₂	0,94	0,82	0,87	0,11	0,14	0,10
Al ₂ O ₃	18,50	17,79	18,38	12,55	13,67	12,80
FeO (silic)	7,43	6,02	7,07	0,95	1,14	0,41
MnO	0,06	0,03	0,05	0,02	0,02	0,01
MgO	4,21	2,80	4,24	1,76	0,71	0,50
CaO	0,76	0,51	0,60	0,20	0,75	0,74
Na ₂ O	2,44	2,38	1,72	0,67	2,20	1,82
K ₂ O	4,02	3,76	4,56	7,14	7,26	7,51
P ₂ O ₅	0,14	0,12	0,17	0,14	0,13	0,01
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
PAF	1,70	1,84	3,43	1,77	0,67	0,52
S	0,21	0,41	0,12	0,07	0,07	0,03
Fe (S)	0,31	0,62	0,18	0,11	0,10	
Cu ppm	168	45,3	92,5	8,10		
Zn	156	165	148	13,2		
Ga	4,48	4,58	4,08	0,96		
As	855	627	702	453		
Se	163	124	126	116		
Ag	7,60	5,70	9,05	8,61		
Sb	27,3	22,1	25,3	7,78		
Sc	2,62	2,74	2,50	0,50		
Cr	7,14	8,99	7,10	5,05		
Co	251	203	195	8,10		
Ni	95,1	56,6	178	<5,06		
Rb	0,96	0,36	1,10	1,32		
Sr	1,09	0,72	0,73	0,24		
Cs	<1,02					
Ba	28,9	22,9	34,1	2,92		
Eu	1,59	1,42	1,58	1,61		
Y			94,6	65,8		
Zr						
Nb	139	154	124	197		
La	40,2	34,7	35,0	3,75		
Ce	80,3	71,3	68,6	8,23		
Nd	39,0	33,1	33,2	4,59		
Sm	7,26	5,76	6,20	3,71		
Tb	2,80	2,57	2,68	1,57		
Yb	0,42	0,37	0,41	0,24		
Lu	<1,64	<0,15	<1,66	0,62		
Hf	12,3	10,3	11,4	<2,02		
Ta	4,76	9,42	10,5	0,89		
Th	1,68	3,54	4,92	27,5		
U	28,6	24,7	29,11	9,11		
La/LuN				0,62		
Eu/Eu*	0,47	0,50	0,52	0,90		

Annexe 2b: données modifiées liquides expérimentaux

Annexe 2c : les standards

INAA	EQ-256 UQAC	valeur acceptée écart-type	n	EQ-256 UQAC	cette étude écart-type	n
Fe2O3 %	6,74	0,25	12	6,71	0,26	3
Na2O	3,24	0,16	12	3,33	0,23	3
Ni ppm	165	8,5	4	164	10	3
La	38,1	1,4	12	38,6	2,1	3
Ce	77,6	4,9	12	80,3	3,4	3
Nd	31,4	1,6	12	29,5	0,92	3
Sm	5,60	0,35	12	5,68	0,49	3
Eu	1,43	0,15	12	1,49	0,19	3
Tb	0,60	0,06	12	0,59	0,08	3
Yb	1,63	0,06	12	1,67	0,06	3
Lu	0,26	0,02	12	0,28	0,02	3
Ag	0,39	1,5	3	0,39	1,5	3
As	<0,36	0,40	5	<0,36	0,57	3
Ba	685	48	12	702	59	3
Co	23,4	1,3	12	22,9	0,99	3
Cr	180	7,5	12	178	7,1	3
Cs	10,4	0,79	12	10,4	1,1	3
Hf	4,29	0,31	12	3,94	0,20	3
Rb	208	17	12	214	21	3
Sb	0,13	0,12	10	<0,04	0,02	3
Sc	18,0	0,65	12	17,9	0,66	3
Se	1,38	1,0	10	0,30	1,5	3
Ta	1,51	0,23	12	1,30	0,03	3
Th	11,7	0,78	12	12,0	1,0	3
U	5,65	0,49	12	5,92	0,72	3
W	6,77	0,56	3	6,77	0,56	3
Zn	141	54	3	141	54	3
XRF	EQ-256 écart-type	valeur acceptée n	EQ-256 écart-type	cette étude n	EQ-256 OGS	cette étude n
SiO2 %	61,3	0,31	7	61,1	0,35	2
TiO2	0,69	0,01	7	0,69	0	2
Al2O3	17,5	0,11	7	17,4	0,07	2
FeOsilic	6,90	0,17	7	6,7	0,01	2
MnO	0,09	0,00	7	0,09	0	2
MgO	3,25	0,07	7	3,23	0	2
CaO	1,43	0,02	7	1,41	0,01	2
Na2O	3,25	0,08	7	3,20	0,01	2
K2O	3,91	0,11	7	3,92	0,02	2
P2O5	0,07	0,02	7	0,05	0,01	2
PAF	1,67	0,10	7	1,81	0,02	2
total	100	0,46	7	99,5	0,48	2
Zr ppm	143	7,0	7	137	4,2	2
Sr	269	2,7	7	268	0,71	2
Ga	24,9	0,91	7	26,0	0	2
Nb	16,4	0,98	7	15,5	0,71	2
Y	17,0	2,8	7	14,5	2,1	2
Rb	190	4,9	7	191	1,4	2
					non analysé	

ANNEXE 3

ANALYSE DES MINÉRAUX À LA MICROSONDE

# d'analyse	17-21 1	17-21 5	17-21 3	17-21 6	17-21 2	17-21 7	A4-26 1	A4-26 6	A4-26 4	A4-26 3	A4-26 2	A4-26 5
type minéral	corn Crd	corn Crd	corn Bt	corn Bt	corn Pl	corn Pl	corn Crd	corn Crd	corn Bt	corn Pl	corn Kfs	corn Kfs
% moléc.												
SiO ₂	48,59	48,61	35,79	36,23	65,30	65,76	48,32	48,17	37,71	61,70	65,21	64,86
TiO ₂	0,01	-	2,66	2,82	0,05	0,04	0,00	0,00	2,27	0,01	0,05	0,11
Al ₂ O ₃	33,19	33,71	18,59	18,91	21,50	22,07	32,75	33,31	17,81	23,76	19,04	18,28
Cr ₂ O ₃	0,01	-	0,14	0,18			0,05	-	0,37			
Fe ₂ O ₃												
MgO	7,34	7,52	8,30	8,59	0,00	0,02	7,14	7,19	11,80	0,01	0,02	-
CaO	-	0,00	-	-	2,40	2,27	-	-	0,00	5,22	0,04	0,03
MnO	0,09	0,08	0,02	0,03			0,02	0,04	0,02			
FeO	9,35	9,21	20,14	19,84	0,14	0,09	9,88	10,23	15,16	0,07	0,02	0,05
BaO					0,07	-				0,08	0,22	0,27
Na ₂ O	0,14	0,13	0,11	0,13	10,11	10,27	0,15	0,13	0,20	8,50	2,23	1,45
K ₂ O	0,01	0,01	9,12	9,12	0,12	0,11	0,00	0,00	9,44	0,13	13,22	14,20
H ₂ O			3,92	3,97					4,01			
Total	98,72	99,26	98,79	99,82	99,68	100,61	98,32	99,07	98,81	99,47	100,04	99,24
Prop. atom.												
SiO ₂	5,00	4,97	5,48	5,47	2,88	2,87	5,01	4,97	5,63	2,75	2,98	3,00
TiO ₂	0,00	-	0,31	0,32	0,00	0,00	-	-	0,26	-	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	4,03	4,07	3,35	3,36	1,12	1,14	4,00	4,05	3,14	1,25	1,03	1,00
Cr ₂ O ₃	0,00	-	0,02	0,02			0,00	-	0,04			
Fe ₂ O ₃												
MgO	1,13	1,15	1,89	1,93	-	0,00	1,10	1,11	2,63	-	0,00	-
CaO	-	-	-	-	0,11	0,11	-	-	-	0,25	0,00	0,00
MnO	0,01	0,01	0,00	0,00			0,00	0,00	0,00			
FeO	0,81	0,79	2,58	2,51	0,01	0,00	0,86	0,88	1,89	0,00	0,00	0,00
BaO					0,00	-				0,00	0,00	0,01
Na ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,04	0,87	0,87	0,03	0,03	0,06	0,73	0,20	0,13
K ₂ O	0,00	0,00	1,78	1,76	0,01	0,01	-	0,00	1,80	0,01	0,77	0,84
H ₂ O		-	-						-			
#Mg	58,3	59,3	42,4	43,6			56,3	55,6	58,1			
VI Al			0,83	0,83					0,77			
Xab					87,7	88,6				74,0	20,4	13,4
Xan					11,6	10,8				25,2	0,2	0,1
Xor					0,7	0,6				0,8	79,4	86,5
A	51	51	15	15			50	50	13			
F	20	20	49	48			22	22	36			
M	29	29	36	37			28	28	51			

Pour les proportions atomiques:

cordiérite basé sur 18 O

#Mg proportion de Mg par rapport à Fe

biotite basé sur 22 O

VI Al proportion de Al dans les sites octahédrales

pyroxène basé sur 6 O

Xab proportion d'albite dans les feldspaths

sillimanite basé sur 20 O

Xan proportion d'anorthite dans les feldspaths

feldspath basé sur 8 O

Xor proportion d'orthose dans les feldspaths

pas analysé

A proportion de Al dans diagramme AFM

0,00 valeur est plus petite que 0,005

F proportion de Fe dans diagramme AFM

- valeur est égale à 0

M proportion de Mg dans diagramme AFM

# d'analyse	17-13 3	17-13 13	17-13 16	17-13 11	17-13 1	17-13 2	17-13 7	17-13 8	17-13 9	17-13 10	17-13 15	17-13 17
type minéral	mtx Crd	mtx Crd	mtx Crd	mtx Crd	mtx Bt	mtx Bt	mtx Bt					
% moléc.					altéré							
SiO ₂	48,54	47,99	48,54	42,63	36,40	36,26	36,44	35,78	35,81	35,62	36,33	36,05
TiO ₂	0,01	0,02	-	0,02	2,65	2,43	2,12	2,34	2,56	2,38	2,68	2,57
Al ₂ O ₃	32,72	32,71	33,56	33,97	18,63	18,86	20,01	19,50	19,12	19,36	18,54	19,25
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,01	-	0,11	0,14	0,07	0,10	0,10	0,13	0,10	0,13
Fe ₂ O ₃												
MgO	7,38	7,12	7,26	5,21	8,55	8,61	8,78	8,89	8,33	8,33	8,58	8,35
CaO	0,00	-	0,01	0,40	-	-	0,01	0,02	0,02	0,01	-	0,01
MnO	0,07	0,10	0,11	0,06	0,02	0,03	0,08	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03
FeO	9,51	9,87	9,54	7,16	19,24	19,63	18,96	19,69	20,51	20,23	19,82	19,48
BaO												
Na ₂ O	0,17	0,19	0,19	0,06	0,11	0,11	0,15	0,14	0,19	0,19	0,15	0,11
K ₂ O	0,02	0,00	-	0,92	9,15	9,20	8,83	8,46	8,84	8,74	9,05	9,21
H ₂ O					3,94	3,95	3,99	3,95	3,95	3,94	3,95	3,95
Total	98,43	98,02	99,21	90,41	98,81	99,21	99,45	98,92	99,45	98,97	99,22	99,13
Prop. atom.												
SiO ₂	5,02	4,99	4,98	4,79	5,54	5,50	5,48	5,43	5,44	5,43	5,52	5,47
TiO ₂	0,00	0,00	-	0,00	0,30	0,28	0,24	0,27	0,29	0,27	0,31	0,29
Al ₂ O ₃	3,99	4,01	4,06	4,50	3,34	3,38	3,55	3,49	3,42	3,48	3,32	3,45
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	-	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
Fe ₂ O ₃												
MgO	1,14	1,11	1,11	0,87	1,94	1,95	1,97	2,01	1,89	1,89	1,94	1,89
CaO	-	-	-	0,05	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,82	0,86	0,82	0,67	2,45	2,49	2,38	2,50	2,61	2,58	2,52	2,47
BaO												
Na ₂ O	0,03	0,04	0,04	0,01	0,03	0,03	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05	0,03
K ₂ O	0,00	-	-	0,13	1,78	1,78	1,69	1,64	1,71	1,70	1,75	1,79
H ₂ O					-	-	-	-	-	-	-	-
#Mg	58,0	56,3	57,5	56,5	44,2	43,9	45,2	44,6	42,0	42,3	43,5	43,3
VI Al					0,88	0,88	1,02	0,92	0,86	0,91	0,83	0,92
Xab												
Xan												
Xor												
A	50	51	51		15		18		16		15	16
F	21	22	21		47		45		49		48	48
M	29	28	28		38		37		35		37	36

Les calculs sont faits avec les proportions atomiques

$$\#Mg = MgO / (MgO + FeO) * 100$$

$$Xor = K2O / (Na2O + CaO + K2O)$$

$$VI\ Al = Al2O3 - (8 \cdot SiO2)$$

$$A = (Al2O3 - K2O) / (Al2O3 - K2O + FeO + MgO) * 100$$

$$Xab = Na2O / (Na2O + CaO + K2O)$$

$$F = FeO / (Al2O3 - K2O + FeO + MgO) * 100$$

$$Xan = CaO / (Na2O + CaO + K2O)$$

$$M = MgO / (Al2O3 - K2O + FeO + MgO) * 100$$

N.B. Les commentaires qui apparaissent dans les deux lignes sous le nom du minéral indiquent 1) si l'analyse a été faite en bordure ou au centre pour un même cristal (par exemple : 17-13-1 et 17-13-2 sont deux analyses d'un même cristal) et 2) si le cristal est altéré, porphyrique ou se trouvait dans un leucosome

# d'analyse	17-13 5	17-13 6	17-13 4	17-13 12	17-13 14	17-08 8	17-08 1	17-08 4	17-08 5	17-08 6	17-08 10	17-08 3
type minéral	mtx Ms	mtx Ms	mtx PI	mtx PI	mtx PI	mtx Crd	mtx Bt	mtx Bt	mtx Bt	mtx Bt	mtx Bt	mtx Ms
% moléc.	leuco centre	Bordure				altéré		leuco centre	leuco Bordure			leuco
SiO ₂	47,01	46,96	63,58	65,12	64,43	44,42	36,50	35,68	35,90	35,96	35,25	46,26
TiO ₂	0,06	0,06	0,08	-	0,01	0,02	2,85	2,69	2,86	2,91	2,68	0,06
Al ₂ O ₃	37,96	39,06	22,62	21,62	21,79	34,57	18,37	18,69	18,59	18,31	18,98	38,02
Cr ₂ O ₃	0,04	0,06				-	0,12	0,06	0,16	0,18	0,09	-
Fe ₂ O ₃												
MgO	0,72	0,51	0,00	0,01	0,00	3,67	8,62	8,51	8,37	8,36	8,12	0,93
CaO	-	-	3,69	2,29	3,13	0,42	0,00	-	0,00	0,01	-	0,03
MnO	-	-				0,01	0,03	0,03	0,04	0,02	0,04	0,00
FeO	0,90	0,64	0,08	0,03	0,07	4,23	20,03	20,45	20,55	20,10	19,54	1,04
BaO			-	0,05	0,00							
Na ₂ O	0,48	0,53	9,30	9,76	9,68	0,10	0,15	0,13	0,15	0,15	0,10	0,35
K ₂ O	9,59	9,60	0,11	0,08	0,07	2,31	9,06	9,00	8,99	9,00	8,98	10,19
H ₂ O	4,63	4,66					3,97	3,93	3,95	3,93	3,89	4,61
Total	101,38	102,08	99,46	98,96	99,18	89,74	99,69	99,16	99,54	98,92	97,68	101,49
Prop. atom.												
SiO ₂	6,10	6,04	2,82	2,89	2,86	4,97	5,52	5,44	5,46	5,49	5,44	6,02
TiO ₂	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,31	0,33	0,33	0,31	0,01
Al ₂ O ₃	5,80	5,92	1,18	1,13	1,14	4,55	3,28	3,36	3,33	3,30	3,45	5,84
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01				-	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	-
Fe ₂ O ₃												
MgO	0,14	0,10	-	0,00	-	0,61	1,94	1,94	1,90	1,90	1,87	0,18
CaO	-	-	0,18	0,11	0,15	0,05	-	-	-	0,00	-	0,00
MnO	-	-				0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	-
FeO	0,10	0,07	0,00	0,00	0,00	0,40	2,53	2,61	2,61	2,57	2,52	0,11
BaO			-	0,00	-							
Na ₂ O	0,12	0,13	0,80	0,84	0,83	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,09
K ₂ O	1,59	1,58	0,01	0,01	0,00	0,33	1,75	1,75	1,74	1,75	1,77	1,69
H ₂ O	-	-				-	-	-	-	-	-	-
#Mg VI Al						60,8	43,4	42,6	42,1	42,6	42,5	
Xab		81,5	88,0	84,5		0,79	0,81	0,79	0,79	0,79	0,90	
Xan		17,8	11,4	15,1								
Xor		0,6	0,5	0,4								
A						15	15	15			16	
F						48	49	49			48	
M						37	36	36			36	

# d'analyse	17-08 9	17-08 2	17-08 7	17-08 1	17-02 2	17-02 9	17-02 1	17-02 5	17-02 7	17-02 11	17-02 13	17-02 10
type minéral	mtx Ms	mtx Pl	mtx Pl	mtx Pl	dtx Crd	dtx Crd	dtx Bt	dtx Pl				
% moléc.												
SiO ₂	47,01	63,47	65,38	65,16	48,79	48,68	36,50	35,29	35,43	36,41	37,13	65,50
TiO ₂	0,05	-	-	-	0,01	0,02	2,78	2,23	1,80	2,57	2,75	0,05
Al ₂ O ₃	37,14	23,12	21,30	21,43	33,76	32,96	18,83	19,93	20,12	18,70	18,72	21,01
Cr ₂ O ₃	0,03				0,03		0,14	0,11	0,02	0,09	0,16	
Fe ₂ O ₃												
MgO	1,30	0,01	0,01	-	7,79	7,70	8,53	8,60	8,90	8,65	8,64	0,03
CaO	-	3,86	2,36	2,35	-	0,01	-	0,01	-	-	-	1,94
MnO	0,01				0,10	0,10	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	
FeO	1,44	0,02	0,08	0,05	8,78	9,09	19,04	20,79	18,88	19,15	18,99	0,07
BaO	-	0,08	-	0,08								-
Na ₂ O	0,28	9,21	9,89	10,07	0,27	0,18	0,15	0,09	0,10	0,11	0,11	10,59
K ₂ O	9,89	0,21	0,20	0,20	0,01	0,02	8,98	9,03	9,01	9,02	9,00	0,08
H ₂ O	4,62						3,96	3,96	3,93	3,94	3,99	
Total	101,77	99,97	99,22	99,34	99,55	98,76	98,94	100,08	98,22	98,68	99,50	99,27
Prop. atom.												
SiO ₂	6,10	2,80	2,89	2,89	4,97	5,01	5,53	5,34	5,41	5,54	5,58	2,90
TiO ₂	0,01	-	-	-	0,00	0,00	0,32	0,25	0,21	0,29	0,31	0,00
Al ₂ O ₃	5,68	1,20	1,11	1,12	4,06	4,00	3,36	3,55	3,62	3,35	3,32	1,10
Cr ₂ O ₃	0,00				0,00	-	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	
Fe ₂ O ₃												
MgO	0,25	-	-	-	1,18	1,18	1,93	1,94	2,03	1,96	1,94	0,00
CaO	-	0,18	0,11	0,11	-	0,00	-	0,00	-	-	-	0,09
MnO	0,00				0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	
FeO	0,16	0,00	0,00	0,00	0,75	0,78	2,41	2,63	2,41	2,44	2,39	0,00
BaO	-	0,00	-	0,00								-
Na ₂ O	0,07	0,79	0,85	0,86	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,91
K ₂ O	1,64	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	1,74	1,74	1,76	1,75	1,73	0,01
H ₂ O	-						-	-	-	-	-	
#Mg VI Al					61,3	60,2	44,4 0,89	42,5 0,89	45,7 1,03	44,6 0,89	44,8 0,90	
Xab	80,2	87,3	87,6									90,4
Xan	18,6	11,5	11,3									9,1
Xor	1,2	1,1	1,1									0,5
A				51	50	16	17	17	15	16		
F				19	20	47	48	45	47	47		
M				30	30	37	35	38	38	38		

# d'analyse	17-02 4	17-02 8	17-02 12	A4-32 5	A4-32 2	A4-32 7	A4-32 13	A4-32	A4-32 6	A4-32 8	A4-32 9	A4-32 11
type minéral	dtx Kfs	dtx Kfs	dtx Kfs	dtx Crd	dtx Bt	dtx Bt	dtx Opx	dtx Opx	dtx Opx	dtx Opx	dtx Opx	dtx Opx
% moléc.												
SiO ₂	64,87	64,57	64,37	48,42	35,67	36,39	36,29	49,46	49,20	49,72	49,70	49,63
TiO ₂	-	0,04	-	-	0,07	2,60	3,20	0,07	0,09	0,09	0,10	0,09
Al ₂ O ₃	18,96	18,79	18,79	33,26	18,66	16,19	14,79	1,68	1,75	1,55	1,67	1,51
Cr ₂ O ₃				-	-	0,10	0,22	-	0,04	0,11	0,08	0,04
Fe ₂ O ₃								-	-	-	-	-
MgO	0,02	0,02	0,01	7,72	11,29	10,57	10,39	13,73	13,65	14,46	14,22	13,84
CaO	-	0,02	0,04	0,01	0,02	0,01	0,03	0,13	0,11	0,14	0,12	0,13
MnO				0,06	0,04	0,03	0,02	0,20	0,23	0,20	0,17	0,19
FeO	0,09	0,13	0,04	9,25	21,26	20,51	20,17	33,75	33,76	33,24	33,02	33,71
BaO	0,46	0,47	0,56									
Na ₂ O	1,80	1,72	1,88	0,15	0,12	0,14	0,16	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03
K ₂ O	13,56	13,55	12,97	0,01	8,34	8,60	8,47	-	-	-	-	-
H ₂ O					3,94	3,93	3,86					
Total	99,76	99,30	98,65	98,89	99,40	99,07	97,61	99,05	98,84	99,52	99,10	99,16
Prop. atom.												
SiO ₂	2,98	2,99	2,99	4,98	5,43	5,56	5,63	1,97	1,96	1,96	1,97	1,97
TiO ₂	-	0,00	-	-	0,01	0,30	0,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	1,03	1,02	1,03	4,03	3,35	2,92	2,71	0,08	0,08	0,07	0,08	0,07
Cr ₂ O ₃				-	-	0,01	0,03	-	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃								-	-	-	-	-
MgO	0,00	0,00	0,00	1,18	2,56	2,41	2,40	0,81	0,81	0,85	0,84	0,82
CaO	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MnO				0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
FeO	0,00	0,01	0,00	0,80	2,71	2,62	2,62	1,12	1,13	1,10	1,09	1,12
BaO	0,01	0,01	0,01									
Na ₂ O	0,16	0,15	0,17	0,03	0,03	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,80	0,80	0,77	0,00	1,62	1,68	1,68	-	-	-	-	-
H ₂ O					-	-	0,01					
#Mg VI Al				59,8	48,6	47,9	47,9	42,0	41,9	43,7	43,4	42,3
Xab	16,7	16,1	18,0		0,78	0,48	0,34					
Xan	0,0	0,1	0,2									
Xor	83,3	83,8	81,8									
A				50	14	11	9	3	3	3	3	3
F				20	44	46	47	56	56	55	55	56
M				30	42	43	43	41	40	42	42	41

# d'analyse	A4-32 12	A4-32 4	A4-32 10	A4-32 3	A4-16 5	A4-16 7	A4-16 13	A4-16 1	A4-16 2	A4-16 6	A4-16 10	A4-16 3
type minéral	dtx Opx	dtx Pl	dtx Pl	dtx Kfs	dtx Crd	dtx Crd	dtx Crd	dtx Bt	dtx Bt	dtx Bt	dtx Bt	dtx Pl
% moléc.												
SiO ₂	49,28	60,35	60,85	65,05	48,26	48,55	48,46	36,47	36,17	36,48	36,00	63,52
TiO ₂	0,07	-	0,03	0,02	0,02	0,01	-	2,96	2,85	2,88	2,81	0,03
Al ₂ O ₃	1,45	24,93	24,75	19,01	33,25	33,78	33,66	17,00	17,10	16,66	17,69	22,41
Cr ₂ O ₃	0,08				-	-	0,05	0,21	0,10	0,15	0,11	
Fe ₂ O ₃	0,20											
MgO	13,83	0,01	0,01	0,02	7,51	7,52	7,58	9,50	9,34	9,70	9,43	-
CaO	0,14	6,09	6,13	0,07	0,00	0,00	0,01	-	0,00	-	0,01	3,59
MnO	0,21				0,09	0,08	0,11	0,02	0,03	0,05	0,02	
FeO	33,87	0,01	0,06	0,02	9,19	9,20	9,26	20,07	20,14	20,00	20,13	0,04
BaO	-	0,04	0,60									0,02
Na ₂ O	0,02	7,99	7,90	2,96	0,16	0,16	0,16	0,16	0,13	0,14	0,11	9,43
K ₂ O	-	0,17	0,18	12,02	-	0,01	0,01	8,86	8,88	8,89	9,08	0,22
H ₂ O								3,94	3,91	3,92	3,94	
Total	99,15	99,54	99,96	99,76	98,48	99,32	99,29	99,20	98,65	98,87	99,33	99,25
Prop. atom.												
SiO ₂	1,96	2,70	2,71	2,98	4,98	4,97	4,96	5,55	5,54	5,58	5,48	2,83
TiO ₂	0,00	-	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,34	0,33	0,33	0,32	0,00
Al ₂ O ₃	0,07	1,31	1,30	1,03	4,04	4,07	4,06	3,05	3,09	3,00	3,18	1,18
Cr ₂ O ₃	0,00				-	-	0,00	0,03	0,01	0,02	0,01	
Fe ₂ O ₃	0,01											
MgO	0,82	-	0,00	0,00	1,16	1,15	1,16	2,16	2,13	2,21	2,14	-
CaO	0,01	0,29	0,29	0,00	-	-	0,00	-	0,00	-	0,00	0,17
MnO	0,01				0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	
FeO	1,13	-	0,00	0,00	0,79	0,79	0,79	2,56	2,58	2,56	2,56	0,00
BaO	-	0,00	0,01									-
Na ₂ O	0,00	0,69	0,68	0,26	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,81
K ₂ O	-	0,01	0,01	0,70	-	0,00	0,00	1,72	1,74	1,73	1,76	0,01
H ₂ O								-	-	-	-	
#Mg VI Al	42,1				59,3	59,3	59,3	45,8	45,2	46,4	45,5	
Xab	69,7	69,3	27,2									81,5
Xan	29,3	29,7	0,3									17,2
Xor	1,0	1,0	72,5									1,3
A	3				51	51	51	12		12	13	
F	56				20	20	20	48		47	47	
M	41				29	29	29	40		41	40	

# d'analyse	A4-16 9	A4-16 12	A4-16 4	A4-16 8	A4-16 11	A4-45 4	A4-45 7	A4-45 11	A4-45 12	A4-45 1	A4-45 2	A4-45 5
type minéral	dtx Pl	dtx Pl	dtx Kfs	dtx Kfs	dtx Kfs	dtx Crd	dtx Crd	dtx Crd	dtx Bt	dtx Bt	dtx Bt	
% moléc.	porphyre											
SiO ₂	63,89	63,13	65,01	65,29	63,56	48,34	48,12	48,67	48,76	35,70	35,92	36,39
TiO ₂	-	0,03	-	0,03	-	0,01	0,02	0,04	0,00	3,20	2,75	3,24
Al ₂ O ₃	23,15	22,91	18,87	19,47	19,50	32,40	32,62	33,68	33,60	16,57	17,14	15,72
Cr ₂ O ₃						0,02	0,02	-	-	0,22	0,18	0,22
Fe ₂ O ₃												
MgO	0,03	0,01	0,00	-	0,32	7,40	7,31	7,42	8,19	9,18	9,43	9,58
CaO	3,40	4,14	0,09	0,08	0,05	0,03	0,02	-	0,00	-	0,01	-
MnO						0,10	0,08	0,10	0,04	0,03	0,05	0,04
FeO	0,08	0,03	0,06	-	0,08	9,90	9,56	9,56	8,61	20,98	21,14	20,55
BaO	0,00	-	0,58	0,78	0,47							
Na ₂ O	9,62	9,11	2,34	3,25	1,25	0,08	0,10	0,07	0,12	0,15	0,13	0,18
K ₂ O	0,12	0,15	12,23	11,15	13,01	0,02	0,00	-	0,00	8,74	8,77	8,66
H ₂ O										3,89	3,93	3,90
Total	100,30	99,50	99,18	100,05	98,24	98,29	97,84	99,55	99,33	98,66	99,44	98,47
Prop. atom.												
SiO ₂	2,81	2,80	2,99	2,97	2,96	5,01	5,01	4,97	4,97	5,50	5,49	5,60
TiO ₂	-	0,00	-	0,00	-	0,00	0,00	0,00	-	0,37	0,32	0,38
Al ₂ O ₃	1,20	1,20	1,02	1,05	1,07	3,96	4,00	4,06	4,04	3,01	3,09	2,85
Cr ₂ O ₃						0,00	0,00	-	-	0,03	0,02	0,03
Fe ₂ O ₃												
MgO	0,00	-	-	-	0,02	1,15	1,13	1,13	1,25	2,11	2,15	2,20
CaO	0,16	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	-	0,00	-
MnO						0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
FeO	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,86	0,83	0,82	0,73	2,70	2,70	2,65
BaO	-	-	0,01	0,01	0,01							
Na ₂ O	0,82	0,78	0,21	0,29	0,11	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,04	0,05
K ₂ O	0,01	0,01	0,72	0,65	0,77	0,00	-	-	-	1,72	1,71	1,70
H ₂ O										-	-	-
#Mg VI Al						57,1	57,7	58,1	62,9	43,8	44,3	45,4
Xab	83,1	79,2	22,4	30,6	12,7					0,51	0,58	0,46
Xan	16,2	19,9	0,4	0,4	0,2							
Xor	0,7	0,9	77,1	69,0	87,0							
A						50	50	51	50	12		11
F							22	21	21	18	50	49
M							29	29	28	31	39	41

# d'analyse	A4-45 8	A4-45 9	A4-45 13	A4-45 3	A4-45 6	A4-45 10	A4-45 15	A4-46 9	A4-46 17	A4-46 19	A4-46 1
type minéral	dtx Bt	dtx Bt	dtx Bt	dtx Pl	dtx Pl	dtx Pl	dtx Pl	dtx Crd	dtx Crd	dtx Crd	dtx Bt
% moléc.	centre	Bordure									centre
SiO ₂	35,67	36,10	36,18	61,61	61,46	61,99	61,60	48,61	48,29	48,59	36,43
TiO ₂	3,07	3,07	2,58	-	0,04	0,10	0,04	0,02	-	0,02	2,98
Al ₂ O ₃	16,51	16,39	16,86	23,42	23,55	23,69	23,47	32,90	32,94	33,35	16,24
Cr ₂ O ₃	0,19	0,14	0,10					-	0,00	0,04	0,16
Fe ₂ O ₃											
MgO	9,37	9,58	9,87	0,02	0,02	0,01	0,01	7,69	7,58	7,72	9,96
CaO	0,01	-	0,00	5,42	5,24	5,10	5,36	0,00	0,01	0,02	0,01
MnO	0,02	0,03	0,02					0,12	0,16	0,15	0,05
FeO	20,02	20,85	20,65	0,08	0,04	0,02	0,05	9,20	9,36	8,86	20,24
BaO					0,01	0,10	0,09	0,06			
Na ₂ O	0,20	0,18	0,18	8,11	8,17	8,42	8,37	0,18	0,12	0,13	0,16
K ₂ O	8,74	8,66	8,81	0,24	0,27	0,15	0,13	0,00	0,01	0,00	8,78
H ₂ O	3,87	3,91	3,92								3,92
Total	97,66	98,89	99,16	98,89	98,87	99,56	99,08	98,73	98,46	98,87	98,93
Prop. atom.											
SiO ₂	5,53	5,54	5,53	2,76	2,76	2,76	2,76	5,00	4,99	4,99	5,57
TiO ₂	0,36	0,35	0,30	-	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,34
Al ₂ O ₃	3,02	2,97	3,04	1,24	1,25	1,24	1,24	3,99	4,01	4,03	2,93
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,01					-	-	0,00	0,02
Fe ₂ O ₃											
MgO	2,17	2,19	2,25	0,00	0,00	0,00	0,00	1,18	1,17	1,18	2,27
CaO	0,00	-	-	0,26	0,25	0,24	0,26	-	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00					0,01	0,01	0,01	0,01
FeO	2,60	2,68	2,64	0,00	0,00	0,00	0,00	0,79	0,81	0,76	2,59
BaO					0,00	0,00	0,00				
Na ₂ O	0,06	0,05	0,05	0,71	0,71	0,73	0,73	0,04	0,02	0,03	0,05
K ₂ O	1,73	1,70	1,72	0,01	0,02	0,01	0,01	-	0,00	0,00	1,71
H ₂ O	-	-	-								-
#Mg	45,5	45,0	46,0					59,8	59,1	60,8	46,7
VI Al	0,55	0,50	0,57								0,50
X _{ab}				72,0	72,7	74,3	73,3				
X _{an}				26,6	25,8	24,9	26,0				
X _{or}				1,4	1,5	0,8	0,7				
A	12		12					50	50	51	11
F	48		48					20	20	19	47
M	40		41					30	30	30	42

# d'analyse	A4-46 2	A4-46 7	A4-46 13	A4-46 14	A4-46 16	A4-46 12	A4-46 18	A4-46 11	A4-46 3	A4-46 6	A4-46 8
type minéral	dtx Bt	dtx Bt	dtx Bt	dtx Bt	dtx Bt	dtx Opx	dtx Opx	dtx Opx	dtx Pl	dtx Pl	dtx Pl
% moléc.	Bordure		centre	Bordure							
SiO ₂	35,98	36,69	35,76	35,78	35,73	48,75	49,58	49,69	60,73	63,04	61,56
TiO ₂	2,72	2,44	2,42	2,49	2,68	0,09	0,09	0,13	0,04	0,02	0,06
Al ₂ O ₃	16,89	15,76	16,58	16,46	16,72	1,77	1,60	1,71	23,91	22,94	24,10
Cr ₂ O ₃	0,13	0,14	0,08	0,13	0,14	0,12	0,07	0,05	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	9,83	11,13	9,86	10,24	9,22	13,41	13,94	13,70	-	-	-
CaO	0,01	-	0,02	0,01	-	0,13	0,13	0,11	5,26	4,02	5,37
MnO	0,10	0,06	0,08	0,07	0,08	0,39	0,33	0,43	-	-	-
FeO	20,15	19,24	21,06	20,98	21,65	33,71	33,41	33,40	0,01	-	0,03
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	0,06
Na ₂ O	0,14	0,11	0,17	0,15	0,14	0,01	0,00	0,01	8,37	9,09	8,37
K ₂ O	8,88	8,71	8,76	8,57	8,88	-	-	-	0,23	0,14	0,14
H ₂ O	3,91	3,91	3,89	3,90	3,90	-	-	-	-	-	-
Total	98,73	98,18	98,66	98,76	99,15	98,37	99,15	99,21	98,56	99,25	99,69
Prop. atom.											
SiO ₂	5,52	5,63	5,51	5,50	5,50	1,96	1,97	1,97	2,73	2,80	2,74
TiO ₂	0,31	0,28	0,28	0,29	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	3,05	2,85	3,01	2,98	3,03	0,08	0,08	0,08	1,27	1,20	1,26
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	2,25	2,54	2,27	2,35	2,12	0,80	0,82	0,81	-	-	-
CaO	0,00	-	0,00	0,00	-	0,01	0,01	0,00	0,25	0,19	0,26
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	-
FeO	2,58	2,47	2,72	2,70	2,79	1,13	1,11	1,11	-	-	0,00
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
Na ₂ O	0,04	0,03	0,05	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,73	0,78	0,72
K ₂ O	1,74	1,70	1,72	1,68	1,74	-	-	-	0,01	0,01	0,01
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
#Mg	46,5	50,8	45,5	46,5	43,2	41,5	42,7	42,2	-	-	-
VI Al	0,57	0,47	0,53	0,49	0,53	-	-	-	73,2	79,7	73,2
Xab	-	-	-	-	-	-	-	-	25,5	19,5	26,0
Xan	-	-	-	-	-	-	-	-	1,3	0,8	0,8
Xor	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
A	10	11	-	-	12	4	3	2	-	-	-
F	44	48	-	-	50	56	56	57	-	-	-
M	46	40	-	-	38	40	41	41	-	-	-

# d'analyse	A4-46 20	A4-46 4	A4-46 5	A4-46 10	A4-46 15	A4-11 7	A4-11 11	A4-11 3	A4-11 9	A4-11 2	A4-11 8	A4-11 10
type minéral	dtx Pl	dtx Kfs	dtx Kfs	dtx Kfs	dbx Kfs	s-mtx Crd	s-mtx Crd	s-mtx phlog	s-mtx phlog	s-mtx sill	s-mtx sill	s-mtx sill
% moléc.												
SiO ₂	60,87	64,02	64,68	64,55	64,19	50,65	50,19	42,44	42,30	35,119	35,376	36,540
TiO ₂	-	0,06	0,06	0,01	0,08	0,01	0,49	0,42	0,48	0,034	0,054	0,006
Al ₂ O ₃	24,71	18,75	19,12	18,84	18,46	35,06	33,76	15,75	15,60	65,446	64,414	64,497
Cr ₂ O ₃						0,02	0,00	0,09	0,05	0,225	0,374	0,346
Fe ₂ O ₃												
MgO	0,01	0,01	-	0,02	0,02	12,93	12,61	24,94	24,91	0,056	0,243	0,031
CaO	6,09	0,13	0,10	0,11	0,12	0,01	-	-	-	0,018	0,012	-
MnO						0,05	0,06	0,01	0,02	0,003	-	-
FeO	0,03	0,02	0,01	0,02	0,04	1,18	1,04	1,22	1,10	0,072	0,037	-
BaO	0,08	0,76	0,64	0,50	0,54							
Na ₂ O	8,00	2,12	2,28	2,04	2,21	0,09	0,12	0,14	0,13	0,084	0,056	0,038
K ₂ O	0,19	12,87	12,53	13,13	12,90	0,00	-	10,01	9,96	0,011	0,033	-
H ₂ O								4,31	4,29			
Total	99,98	98,74	99,41	99,20	98,56	100,00	98,25	99,33	98,86	101,06	100,59	101,45
Prop. atom.												
SiO ₂	2,71	2,98	2,98	2,98	2,99	4,96	5,00	5,90	5,91	3,766	3,811	3,895
TiO ₂	-	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,04	0,04	0,05	0,003	0,004	0,001
Al ₂ O ₃	1,30	1,03	1,04	1,03	1,01	4,05	3,97	2,58	2,57	8,271	8,179	8,104
Cr ₂ O ₃						0,00	-	0,01	0,01	0,019	0,032	0,029
Fe ₂ O ₃												
MgO	0,00	-	-	0,00	0,00	1,89	1,87	5,17	5,19	0,009	0,039	0,005
CaO	0,29	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	-	-	-	0,002	0,001	-
MnO						0,00	0,01	0,00	0,00	-	-	-
FeO	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,10	0,09	0,14	0,13	0,006	0,003	-
BaO	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01							
Na ₂ O	0,69	0,19	0,20	0,18	0,20	0,02	0,02	0,04	0,04	0,018	0,012	0,008
K ₂ O	0,01	0,76	0,74	0,77	0,77	-	-	1,78	1,78	0,001	0,005	-
H ₂ O								-	-			
#Mg VI Al						95,1	95,6	97,3	97,6			
Xab	69,6	19,9	21,5	18,9	20,5			0,48	0,48			
Xan	29,3	0,6	0,5	0,5	0,6							
Xor	1,1	79,5	78,0	80,5	78,9							
A						51	50	7	7			
F						2	2	2	2			
M						47	48	90	91			

# d'analyse	A4-11 5	A4-11 4	A4-11 6	A4-36 2	A4-36 3	A4-36 7	A4-36 8	A4-36 1	A4-36 4	A4-36 5	A4-36 6	A4-9 4
type minéral	s-mtx Pl	s-mtx Kfs	s-mtx Kfs	s-mtx phlog	s-mtx phlog	s-mtx Ms	s-mtx Ms	s-mtx sill	s-mtx sill	s-mtx sill	s-mtx sill	s-mtx Ms
% moléc.												
SiO ₂	59,38	64,77	64,76	42,32	42,19	45,58	47,21	36,273	36,271	36,896	36,087	46,86
TiO ₂	0,09	0,02	0,03	0,51	0,54	0,02	0,12	0,044	0,016	0,051	0,023	0,29
Al ₂ O ₃	25,09	19,13	18,88	15,81	15,71	32,23	36,06	64,572	63,964	64,366	64,747	36,74
Cr ₂ O ₃				0,20	0,23	-	0,11	0,421	0,421	0,519	0,487	0,07
Fe ₂ O ₃												
MgO	0,00	0,01	-	24,70	24,41	7,57	3,86	0,038	0,022	0,072	0,023	1,88
CaO	6,60	0,04	0,02	-	-	0,02	-	0,008	0,003	-	0,002	-
MnO					0,01	0,02	0,04	0,02	0,007	0,000	-	0,002
FeO	0,04	0,02	0,01	1,48	1,50	1,49	0,24	0,000	0,000	0,008	0,093	0,12
BaO	0,00	0,27	0,16									
Na ₂ O	7,43	1,51	1,59	0,07	0,07	0,14	0,38	0,028	0,038	0,022	0,044	0,41
K ₂ O	0,10	13,24	13,76	9,71	9,86	9,49	9,74	0,005	0,008	0,007	0,007	9,92
H ₂ O					4,31	4,29	4,55	4,66				4,60
Total	98,74	99,00	99,21	99,12	98,81	101,13	102,40	101,396	100,743	101,941	101,515	100,90
Prop. atom.												
SiO ₂	2,67	2,99	2,99	5,90	5,90	6,01	6,07	3,872	3,895	3,917	3,851	6,11
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,05	0,06	0,00	0,01	0,004	0,001	0,004	0,002	0,03
Al ₂ O ₃	1,33	1,04	1,03	2,60	2,59	5,01	5,47	8,123	8,096	8,052	8,143	5,64
Cr ₂ O ₃				0,02	0,03	-	0,01	0,035	0,036	0,044	0,041	0,01
Fe ₂ O ₃												
MgO	-	0,00	-	5,13	5,09	1,49	0,74	0,006	0,003	0,011	0,004	0,37
CaO	0,32	0,00	0,00	-	-	0,00	-	0,001	-	-	-	-
MnO					0,00	0,00	0,01	0,00	0,001	-	-	0,00
FeO	0,00	0,00	-	0,17	0,18	0,16	0,03	-	-	0,001	0,008	0,01
BaO	-	0,01	0,00									
Na ₂ O	0,65	0,14	0,14	0,02	0,02	0,04	0,10	0,006	0,008	0,005	0,009	0,10
K ₂ O	0,01	0,78	0,81	1,73	1,76	1,60	1,60	0,001	0,001	0,001	0,001	1,65
H ₂ O				0,01	0,01	0,01	0,01					-
#Mg					96,7	96,7						
VI Al					0,49	0,49						
Xab	66,7	14,7	14,9									
Xan	32,7	0,2	0,1									
Xor	0,6	85,0	85,0									
A				8	7							
F				3	3							
M				89	90							

# d'analyse	A4-9 7	A4-9 5	A4-9 6	A4-9 1	A4-9 3	A4-13 8	A4-13 14	A4-13 20	A4-13 19	A4-13 4	A4-13 16	A4-13 1
type minéral	s-mtx Ms	s-mtx Pl	s-mtx Pl	s-mtx Kfs	s-mtx Kfs	s-mtx Crd	s-mtx Crd	s-mtx Crd	s-mtx Crd	s-mtx Crd	s-mtx Crd	s-mtx Bt
Bordure												
% moléc.	leuco			leuco	leuco				altéré	altéré	altéré	
SiO ₂	47,17	57,92	64,92	65,41	64,57	49,50	49,60	50,08	42,69	42,66	40,50	40,87
TiO ₂	0,42	-	0,02	-	-	0,02	0,01	0,00	-	-	0,00	0,78
Al ₂ O ₃	37,60	25,32	21,36	19,27	18,84	33,88	34,95	34,74	32,03	27,86	29,42	14,30
Cr ₂ O ₃	0,29					0,03	0,00	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃												
MgO	1,38	-	0,01	0,02	0,02	10,65	10,19	10,48	5,76	6,82	7,12	20,99
CaO	0,01	7,46	2,76	0,11	0,07	0,01	0,02	0,00	0,46	0,43	0,24	0,00
MnO	0,01					0,05	0,06	0,05	0,02	0,00	0,02	0,03
FeO	0,06	0,02	0,02	-	-	4,82	5,46	5,28	8,59	9,29	9,80	9,11
BaO	-	0,07	0,13	0,02								
Na ₂ O	0,38	7,01	9,99	2,36	1,40	0,14	0,09	0,12	1,11	0,01	0,03	0,21
K ₂ O	9,44	0,15	0,16	12,93	14,12	0,00	-	0,00	1,22	0,89	0,62	8,50
H ₂ O	4,64											4,16
Total	101,40	97,88	99,32	100,23	99,05	99,09	100,37	100,74	91,88	87,96	87,76	98,94
Prop. atom.												
SiO ₂	6,09	2,64	2,88	2,98	2,99	4,98	4,94	4,96	4,80	5,00	4,78	5,89
TiO ₂	0,04	-	0,00	-	-	0,00	-	-	-	-	-	0,08
Al ₂ O ₃	5,72	1,36	1,12	1,03	1,03	4,01	4,10	4,05	4,24	3,85	4,09	2,43
Cr ₂ O ₃	0,03					0,00	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃												
MgO	0,27	-	0,00	0,00	0,00	1,60	1,51	1,55	0,97	1,19	1,25	4,51
CaO	0,00	0,36	0,13	0,01	0,00	0,00	0,00	-	0,06	0,05	0,03	-
MnO	0,00					0,00	0,01	0,00	0,00	-	0,00	0,00
FeO	0,01	0,00	0,00	-	-	0,41	0,45	0,44	0,81	0,91	0,97	1,10
BaO	-	0,00	0,00	-	-							
Na ₂ O	0,10	0,62	0,86	0,21	0,13	0,03	0,02	0,02	0,24	0,00	0,01	0,06
K ₂ O	1,56	0,01	0,01	0,75	0,83	-	-	-	0,18	0,13	0,09	1,56
H ₂ O	-											-
#Mg VI Al						79,8	76,9	78,0	54,5	56,7	56,4	80,4 0,31
Xab	62,4	86,0	21,6	13,1								7
Xan	36,7	13,1	0,5	0,3								18
Xor	0,9	0,9	77,9	86,6								75
A					50	51	50					
F					10	11	11					
M					40	38	39					

# d'analyse	A4-13 5	A4-13 9	A4-13 10	A4-13 11	A4-13 18	A4-13 21	A4-13 22	A4-13 24	A4-13 2	A4-13 7	A4-13 12
type minéral	s-mtx Bt	s-mtx Pl	s-mtx Pl	s-mtx Pl							
% moléc.											
SiO ₂	40,90	41,40	40,28	40,03	40,20	40,23	40,23	40,34	55,43	58,50	57,85
TiO ₂	0,62	0,32	0,69	0,73	0,27	0,63	1,82	1,30	0,02	-	-
Al ₂ O ₃	14,83	15,07	14,42	15,40	15,95	15,65	14,23	14,61	28,48	26,73	26,59
Cr ₂ O ₃	0,05	-	-	-	-	-	0,11	0,04			
Fe ₂ O ₃											
MgO	20,69	21,14	20,57	20,58	20,42	19,97	19,08	19,70	-	0,01	0,00
CaO	-	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,05	-	10,59	7,96	8,48
MnO	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,05			
FeO	9,52	8,90	9,30	9,81	9,29	9,84	10,23	10,78	0,07	0,05	0,02
BaO									0,07	0,06	-
Na ₂ O	0,21	0,21	0,21	0,25	0,22	0,25	0,14	0,15	5,26	6,88	6,48
K ₂ O	8,86	8,70	8,32	8,27	8,64	8,70	9,08	8,84	0,08	0,07	0,11
H ₂ O	4,19	4,22	4,12	4,17	4,17	4,17	4,13	4,16			
Total	99,88	99,98	97,94	99,26	99,20	99,44	99,12	99,98	100,00	100,26	99,53
Prop. atom.											
SiO ₂	5,86	5,89	5,87	5,76	5,78	5,79	5,84	5,81	2,49	2,61	2,60
TiO ₂	0,07	0,03	0,08	0,08	0,03	0,07	0,20	0,14	0,00	-	-
Al ₂ O ₃	2,50	2,53	2,48	2,61	2,70	2,65	2,44	2,48	1,51	1,40	1,41
Cr ₂ O ₃	0,01	-	-	-	-	-	0,01	0,01			
Fe ₂ O ₃											
MgO	4,42	4,48	4,47	4,42	4,38	4,28	4,13	4,23	-	0,00	-
CaO	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	-	0,51	0,38	0,41
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01			
FeO	1,14	1,06	1,13	1,18	1,12	1,18	1,24	1,30	0,00	0,00	0,00
BaO									0,00	0,00	-
Na ₂ O	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07	0,04	0,04	0,46	0,59	0,56
K ₂ O	1,62	1,58	1,55	1,52	1,59	1,60	1,68	1,62	0,01	0,00	0,01
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-			
#Mg	79,5	80,9	79,8	78,9	79,7	78,3	76,9	76,5			
VI Al	0,36	0,42	0,34	0,38	0,49	0,44	0,28	0,29			
Xab									47,1	60,7	57,7
Xan									52,4	38,9	41,7
Xor									0,5	0,4	0,6
A	7	8	8	9	9	9	7	7			
F	19	18	19	19	18	20	22	22			
M	74	75	74	72	72	71	72	71			

# d'analyse	A4-13 13	A4-13 15	A4-13 23	A4-13 25	A4-42 1	A4-42 2	A4-42 5	A4-42 6	A4-42 4	A4-42 7	A4-42 3	A4-44 5
type minéral	s-mtx Pl	s-mtx Pl	s-mtx Pl	s-mtx Pl	s-mtx Crd	s-mtx Crd	s-mtx Crd	s-mtx Crd	s-mtx Bt	s-mtx Bt	s-mtx Pl	S-dtx Crd
% moléc.												
SiO ₂	54,06	58,86	55,18	55,80	49,66	49,52	49,73	49,73	38,49	38,42	59,74	49,35
TiO ₂	0,04	0,04	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	1,83	1,71	0,02	-
Al ₂ O ₃	28,40	26,61	28,01	28,34	34,52	33,30	34,47	34,59	15,78	16,22	25,00	34,11
Cr ₂ O ₃					0,04	-	0,02	0,04	0,75	0,56		-
Fe ₂ O ₃												
MgO	0,07	-	-	-	10,07	10,03	9,92	10,00	16,05	15,98	0,01	8,88
CaO	10,30	7,71	10,28	9,91	0,02	0,01	-	-	-	-	6,42	0,01
MnO					0,05	0,03	0,05	0,04	0,02	0,01		0,07
FeO	0,45	0,10	0,05	0,03	6,00	5,55	5,59	5,58	11,27	11,42	0,09	7,43
BaO	0,04	0,03	-	-								0,03
Na ₂ O	5,03	7,05	5,61	5,63	0,10	0,07	0,09	0,08	0,14	0,13	7,76	0,11
K ₂ O	0,13	0,10	0,09	0,08	-	0,00	0,00	0,00	9,42	9,53	0,15	0,01
H ₂ O									4,04	4,04		
Total	98,52	100,50	99,24	99,80	100,47	98,53	99,88	100,06	97,79	98,01	99,22	99,95
Prop. atom.												
SiO ₂	2,47	2,62	2,50	2,51	4,95	5,02	4,97	4,96	5,72	5,70	2,68	4,97
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,19	0,00	-
Al ₂ O ₃	1,53	1,39	1,50	1,50	4,06	3,98	4,06	4,07	2,76	2,84	1,32	4,05
Cr ₂ O ₃					0,00	-	0,00	0,00	0,09	0,07		-
Fe ₂ O ₃												
MgO	0,01	-	-	-	1,50	1,51	1,48	1,49	3,56	3,53	0,00	1,33
CaO	0,51	0,37	0,50	0,48	0,00	0,00	-	-	-	-	0,31	0,00
MnO					0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,01
FeO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,50	0,47	0,47	0,47	1,40	1,42	0,00	0,63
BaO	0,00	0,00	-	-								0,00
Na ₂ O	0,45	0,61	0,49	0,49	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04	0,04	0,68	0,02
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,00	-	-	-	-	1,79	1,80	0,01	0,00
H ₂ O									-	-		
#Mg VI Al					75,0	76,3	76,0	76,2	71,8 0,48	71,4 0,53		68,0
Xab	46,6	61,9	49,4	50,5								68,0
Xan	52,7	37,4	50,1	49,1								31,1
Xor	0,7	0,6	0,5	0,4								0,9
A					50	50	51	51	9	9		51
F					13	12	12	12	26	26		16
M					37	38	37	37	65	65		33

# d'analyse	A-13 5	A-13 7	A-13 9	A-13 10	A-13 4	A-13 6	A-13 8	A-13 11	A-13 12	A-13 3	A4-43 2	A4-43 8	A4-43 11
type minéral	S-dtx Bt	S-dtx Bt	S-dtx Bt	S-dtx Bt	S-dtx Pl	S-dtx Pl	S-dtx Pl	S-dtx Pl	S-dtx Pl	S-dtx Kfs	S-dtx Crd	S-dtx Crd	S-dtx Crd
% moléc.													
SiO ₂	37,16	37,12	36,88	37,52	61,47	61,19	61,00	60,13	59,86	64,82	49,19	48,94	48,57
TiO ₂	2,88	2,81	2,73	2,73	-	-	0,03	0,04	-	0,03	0,01	-	0,01
Al ₂ O ₃	15,96	16,50	16,63	16,45	24,04	24,29	24,88	25,16	24,71	18,98	33,89	32,58	32,52
Cr ₂ O ₃	0,64	0,42	0,57	0,20							-	-	-
Fe ₂ O ₃													
MgO	11,93	12,25	11,86	13,89	0,02	0,01	0,01	-	-	0,01	8,27	8,25	8,29
CaO	-	0,00	0,00	0,01	5,30	5,63	5,76	6,41	6,52	0,11	0,01	0,01	0,02
MnO	0,01	0,03	-	0,03							0,03	0,06	0,06
FeO	16,33	15,40	16,67	13,97	0,02	0,01	0,03	0,03	0,04	0,06	8,20	8,33	8,31
BaO					0,10	0,10	-	0,09	-	0,42			
Na ₂ O	0,13	0,06	0,07	0,07	8,23	8,14	8,01	7,77	7,58	2,20	0,12	0,12	0,13
K ₂ O	8,96	9,29	9,16	9,33	0,17	0,20	0,20	0,20	0,19	13,11	0,01	-	0,01
H ₂ O	3,95	3,96	3,97	4,00									
Total	97,94	97,84	98,54	98,20	99,35	99,56	99,92	99,83	98,91	99,73	99,72	98,28	97,92
Prop. atom.													
SiO ₂	5,64	5,62	5,58	5,62	2,74	2,73	2,71	2,68	2,69	2,98	4,98	5,04	5,02
TiO ₂	0,33	0,32	0,31	0,31	-	-	0,00	0,00	-	0,00	-	-	0,00
Al ₂ O ₃	2,86	2,94	2,96	2,90	1,26	1,28	1,30	1,32	1,31	1,03	4,05	3,95	3,96
Cr ₂ O ₃	0,08	0,05	0,07	0,02							-	-	-
Fe ₂ O ₃													
MgO	2,70	2,77	2,67	3,10	0,00	0,00	0,00	-	-	0,00	1,25	1,27	1,28
CaO	-	0,00	-	0,00	0,25	0,27	0,27	0,31	0,31	0,01	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	-	0,00							0,00	0,01	0,01
FeO	2,07	1,95	2,11	1,75	0,00	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,70	0,72	0,72
BaO					0,00	0,00	-	0,00	-	0,01			
Na ₂ O	0,04	0,02	0,02	0,02	0,71	0,70	0,69	0,67	0,66	0,20	0,02	0,02	0,03
K ₂ O	1,74	1,79	1,77	1,78	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,77	0,00	-	0,00
H ₂ O	-	-	-	-									
#Mg	56,6	58,6	55,9	63,9							64,3	63,9	64,0
VI Al	0,50	0,57	0,54	0,52									
Xab					73,0	71,5	70,8	67,9	67,0	20,2			
Xan					25,9	27,3	28,1	30,9	31,8	0,5			
Xor					1,0	1,1	1,1	1,2	1,1	79,3			
A	11	11	11	10							51	50	50
F	39	37	39	32							18	18	18
M	51	52	50	57							31	32	32

# d'analyse	A4-43 1	A4-43 5	A4-43 9	A4-43 3	A4-43 7	A4-43 4	A4-43 6	A4-03 11	A4-03 7	A4-03 10	A4-03 1	A4-03 4
type minéral	S-dtx	S-dtx	S-dtx	S-dtx	S-dtx							
	Bt	Bt	Bt	Pl	Pl	Kfs	Kfs	Crd	Crd	Crd	Bt	Bt
% moléc.											altéré	altéré
SiO ₂	36,96	37,05	36,73	60,44	61,04	64,62	62,70	48,89	44,64	39,94	35,93	35,99
TiO ₂	2,65	2,55	2,71	0,07	0,03	-	0,05	0,02	0,02	0,03	3,22	3,32
Al ₂ O ₃	16,73	16,63	16,92	24,49	23,56	18,60	18,22	32,62	30,92	30,14	15,84	16,35
Cr ₂ O ₃	0,45	0,40	0,59					-	0,05	0,04	0,49	0,54
Fe ₂ O ₃												
MgO	11,44	11,71	11,57	0,01	-	0,01	0,44	8,47	4,46	6,99	9,43	9,50
CaO	0,01	0,01	0,01	6,10	5,57	0,07	0,06	0,02	0,20	0,20	0,01	-
MnO	0,02	0,01	0,02					0,05	0,03	0,03	0,03	0,04
FeO	16,03	17,05	16,62	0,05	0,04	0,02	0,65	8,24	7,23	11,16	19,50	19,29
BaO				0,03	-	0,59	0,60					
Na ₂ O	0,20	0,21	0,16	7,91	8,18	0,65	0,96	0,14	0,18	0,03	0,10	0,08
K ₂ O	8,92	8,99	9,13	0,15	0,21	14,58	13,53	0,02	3,06	0,24	8,83	8,88
H ₂ O	3,94	3,97	3,96							3,86	3,89	
Total	97,34	98,57	98,42	99,22	98,64	99,14	97,20	98,48	90,79	88,78	97,24	97,87
Prop. atom.												
SiO ₂	5,63	5,60	5,56	2,71	2,75	3,00	2,97	5,02	5,05	4,69	5,59	5,55
TiO ₂	0,30	0,29	0,31	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38	0,39
Al ₂ O ₃	3,00	2,96	3,02	1,29	1,25	1,02	1,02	3,95	4,12	4,17	2,90	2,97
Cr ₂ O ₃	0,05	0,05	0,07					-	0,00	0,00	0,06	0,07
Fe ₂ O ₃												
MgO	2,60	2,64	2,61	-	-	0,00	0,03	1,30	0,75	1,22	2,19	2,18
CaO	0,00	0,00	0,00	0,29	0,27	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	-
MnO	0,00	0,00	0,00					0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
FeO	2,04	2,16	2,10	0,00	0,00	0,00	0,03	0,71	0,68	1,10	2,54	2,49
BaO				0,00	-	0,01	0,01					
Na ₂ O	0,06	0,06	0,05	0,69	0,71	0,06	0,09	0,03	0,04	0,01	0,03	0,02
K ₂ O	1,73	1,74	1,76	0,01	0,01	0,86	0,82	0,00	0,44	0,04	1,75	1,75
H ₂ O	-	-	-							-	-	-
#Mg	56,0	55,0	55,4					64,7	52,4	52,8	46,3	46,7
VI Al	0,64	0,57	0,58								0,49	0,53
Xab				69,5	71,8	6,3	9,8					
Xan				29,7	27,0	0,3	0,3					
Xor				0,8	1,2	93,4	89,9					
A	12	11	12					50			11	12
F	39	40	39					18			48	47
M	49	49	49					32			41	41

# d'analyse	A4-03 8	A4-03 2	A4-03 12	A4-03 6	A4-03 9	A4-03 5	A4-35 7	A4-35 1	A4-35 4	A4-35 6	A4-35 3	A4-35 2
type minéral	S-dtx Bt	S-dtx Pl	S-dtx Pl	S-dtx Kfs	S-dtx Kfs	S-dtx Kfs	S-dtx Crd	S-dtx Bt	S-dtx Bt	S-dtx Bt	S-dtx Pl	S-dtx Kfs
% moléc.												
SiO ₂	36,39	61,35	60,42	64,40	65,05	64,35	38,86	36,64	35,93	36,63	61,70	64,29
TiO ₂	3,39	0,09	0,04	0,07	0,02	0,06	0,01	3,42	3,04	3,10	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	15,86	24,13	24,13	18,86	19,33	18,47	30,02	16,32	17,31	16,78	23,84	18,29
Cr ₂ O ₃	0,59						-	0,32	0,39	0,27		
Fe ₂ O ₃												
MgO	9,94	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	7,33	9,86	9,51	9,66	-	0,00
CaO	0,00	5,54	6,07	0,20	0,13	0,11	0,29	-	-	-	5,06	0,05
MnO	0,01						0,12	0,02	-	-		
FeO	19,10	0,03	0,01	0,03	0,07	0,01	10,09	18,77	19,48	19,46	0,00	0,02
BaO		0,03	0,01	0,83	0,72	0,69					-	0,25
Na ₂ O	0,10	8,25	7,85	2,95	3,35	2,66	0,09	0,15	0,13	0,17	8,20	1,31
K ₂ O	9,00	0,22	0,20	11,45	11,05	11,89	0,99	8,87	9,02	8,85	0,24	14,35
H ₂ O	3,91							3,92	3,92	3,94		
Total	98,29	99,65	98,72	98,79	99,72	98,26	87,78	98,28	98,73	98,84	99,06	98,58
Prop. atom.												
SiO ₂	5,59	2,73	2,72	2,98	2,97	2,99	4,62	5,60	5,50	5,58	2,76	3,00
TiO ₂	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	0,35	0,36	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	2,87	1,27	1,28	1,03	1,04	1,01	4,21	2,94	3,12	3,01	1,26	1,01
Cr ₂ O ₃	0,07						-	0,04	0,05	0,03		
Fe ₂ O ₃												
MgO	2,28	0,00	-	-	-	0,00	1,30	2,25	2,17	2,20	-	-
CaO	0,00	0,26	0,29	0,01	0,01	0,01	0,04	-	-	-	0,24	0,00
MnO	0,00						0,01	0,00	-	-		
FeO	2,45	0,00	-	0,00	0,00	-	1,00	2,40	2,49	2,48	-	0,00
BaO		0,00	-	0,02	0,01	0,01					-	0,01
Na ₂ O	0,03	0,71	0,69	0,26	0,30	0,24	0,02	0,04	0,04	0,05	0,71	0,12
K ₂ O	1,76	0,01	0,01	0,68	0,64	0,71	0,15	1,73	1,76	1,72	0,01	0,85
H ₂ O	-							0,01	0,01	0,01		
#Mg VI Al	48,1 0,46						56,4 0,54	48,4 0,62	46,5 0,59	47,0 0,59		
Xab	72,1	69,3	27,8	31,4	25,2						73,5	12,2
Xan	26,7	29,5	1,0	0,6	0,6						25,1	0,3
Xor	1,2	1,2	71,1	68,0	74,2						1,4	87,5
A	10						12	13	12			
F	46						46	47	47			
M	43						43	41	41			

ANNEXE 4

ANALYSE GÉOCHIMIQUE DES SECTEURS DE LAMES MINCES
ET CALCUL DE FUSION

Les secteurs analysés sont déterminées à l'œil selon les principes suivants : partie leucocrate (vert) = riche en fondu, partie mésocrate (rouge) = mésosome, supposément proche de la composition du protolite et partie mélanocrate (noir) = riche en minéraux résiduels. Pour certaines lames minces, des leucosomes en veine ou des schlierens ont été analysés. La page 212 contient les données analysées de chaque secteur ainsi que les données des roches entières correspondantes.

Un échantillon comporte un pourcentage important de pyrrhotite et fausse les résultats. Pour soustraire l'influence de la pyrrhotite sur la quantité de FeO, un comptage de points (grille de 1008 carreaux) a été effectué sur les photos correspondantes aux analyses. Fe dans FeS est ensuite calculé selon la surface que prend l'atome de fer dans la pyrrhotite. (Fe²⁺ a un rayon ionique de 0,78A et S a un rayon ionique de 0,12A. Calculé bêtement cela donne une surface de 84% pour le fer.) Ce fer est ensuite soustrait de FeO total et tous les autres oxydes sont réajustés en conséquence. Cet ajustement n'a pas lieu d'être calculé pour les autres échantillons car ils n'ont pas de sulfure dans les zones analysées. Les détails de ce calcul se retrouve à la page 213.

La composition de la roche entière des échantillons n'ont que peu ou pas subi de ségrégation. Alors on peut considérer que ces points sont proches de la composition du protolite (sauf en ce qui concerne H₂O). Ces données ont donc été utilisées pour calculer un pourcentage probable de fusion pour des secteurs de la lame mince. La page 214 donne le détail des valeurs de fusion pour chaque lame mince.

Tableau des analyses sectorielles

# d'analyse	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOT	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total	Commentaire
17-03 noir1	57,20	1,23	20,46	8,47	4,23	0,71	3,10	4,61	100,00	
17-03 noir2	52,77	1,42	21,67	10,71	5,04	0,76	2,02	5,63	100,00	
17-03 rouge1	72,70	0,80	14,37	3,81	2,12	0,72	3,04	2,44	100,00	
17-03 rouge2	61,08	0,97	19,61	8,37	4,60	0,42	2,19	2,77	100,00	
17-03 vert1	74,26	0,59	13,81	2,25	1,43	1,03	2,78	3,86	100,01	
17-03 vert2	78,72	0,09	12,16	1,28	0,70	0,54	1,60	4,91	100,00	
17-05 noir 1	55,13	1,83	18,70	9,83	4,50	1,07	3,95	5,00	100,00	schlieren
17-05 noir 2	49,38	2,17	20,37	11,34	5,34	1,39	5,33	4,70	100,00	bande
17-05 rouge	70,30	0,50	15,71	4,87	2,84	1,23	2,88	1,69	100,00	
17-05 vert1	71,20	0,22	13,54	6,39	3,06	0,55	2,89	2,16	100,00	veine
17-05 vert2	72,16	0,32	15,01	4,13	2,31	1,10	3,43	1,54	100,00	
17-06 noir	53,34	1,89	20,88	11,73	6,14	0,28	1,59	4,17	100,01	
17-06 rouge	55,66	1,19	20,21	9,55	4,73	0,93	3,61	4,12	100,00	granulométrie fine
17-06 vert1	70,39	0,90	15,76	3,27	2,25	1,04	3,30	3,10	100,00	
17-06 vert2	72,42	0,57	14,54	4,55	2,34	0,62	2,14	2,83	100,01	
17-08 noir	55,91	1,01	21,41	8,55	4,23	0,73	2,66	5,52	100,01	
17-08 rouge	63,41	1,18	17,35	7,62	3,59	0,60	3,12	3,13	100,00	
17-08 vert1	73,03	0,31	14,01	3,83	2,14	0,56	2,04	4,09	100,00	veine
17-08 vert2	69,20	0,45	15,51	4,24	1,99	0,81	2,69	5,13	100,00	veine
17-10 noir	51,54	1,77	21,89	9,86	4,95	0,91	4,87	4,23	100,00	bande
17-10 rouge	72,87	0,68	13,73	4,27	2,30	1,00	3,57	1,57	100,00	
17-10 vert	73,76	0,44	14,28	2,79	2,02	0,89	1,70	4,13	100,00	veine
A4-13 noir1	46,33	1,25	24,31	16,14	4,68	1,28	3,04	2,97	100,00	schlieren
A4-13 noir2	50,34	1,01	23,68	12,94	4,14	1,68	3,62	2,60	99,99	schlieren
A4-13 vert1	61,50	0,91	19,37	7,05	3,60	0,90	2,10	4,58	100,00	diatexite
A4-16 noir	57,36	1,47	20,91	7,61	3,89	1,93	3,39	3,45	100,00	
A4-16 rouge	60,79	1,32	19,64	5,70	2,95	1,67	3,02	4,92	100,00	
A4-16 vert	66,81	0,50	18,05	1,64	1,26	1,23	3,52	7,00	100,00	

Partie leucocrate (vert) = riche en fondu

Partie mésocrate (rouge) = mésosome, supposément proche de la composition du protolite

Partie mélanocrate (noir) = riche en minéraux résiduels

Tableau des analyses de roches totales

Roche entière	recalculée sur une base de 8 oxydes									
17-03	62,29	0,92	18,80	7,42	3,77	0,66	2,41	3,74	100,00	diatexite
17-05	62,91	0,88	18,44	7,18	3,69	0,75	2,83	3,32	100,00	diatexite
17-06	60,55	0,94	19,26	8,54	4,28	0,66	2,42	3,35	100,00	diatexite
17-08	62,13	0,84	19,20	7,26	3,79	0,58	2,38	3,83	100,00	métatexite
17-10	66,59	0,81	16,21	6,55	3,12	0,92	3,23	2,57	100,00	métatexite
A4-13	66,53	0,72	18,42	2,91	2,78	1,46	2,64	4,55	100,00	s-diatexite
A4-16	63,27	0,92	17,37	7,07	3,62	1,32	2,46	3,97	100,00	diatexite
Liqexp moyen	77,66	0,14	12,68	1,55	0,26	0,32	1,63	5,76	100,00	

Ici, FeO = FeO des silicates

Ces échantillons doivent être recalculés sur une base de 8 oxydes afin de pouvoir les comparer sur une même base avec les analyses sectorielles. Ils servent pour les calculs de fusion.

Un échantillon (A4-13) contient du sulfure dans les zones analysées.

Des calculs ont été faits pour calculer le FeO des silicates.

Les autres échantillons n'en contiennent pas ou très peu.

Calcul de FeO des silicates pour échantillon a4-13

# d'analyse	FeS (%surface)	Fe (FeS)	Fe (FeOT)	Fe(FeOT)-Fe(S)	FeOsilic
A4-13 vert1	5,36	0,05	0,10	0,05	3,81
A4-13 noir1	9,05	0,08	0,22	0,15	10,68
A4-13 noir2	8,43	0,07	0,18	0,11	7,85

Tableau des résultats du recalcu

# d'analyse	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOsilic	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
A4-13 vert1	63,56	0,94	20,01	3,94	3,72	0,93	2,17	4,74
A4-13 noir1	49,01	1,32	25,71	11,29	4,95	1,35	3,22	3,14
A4-13 noir2	53,04	1,06	24,95	8,28	4,36	1,76	3,81	2,73

Tableau des résultats du calcul de fusion

	RS	O	L	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	moyenne
				F	F	F	F	F	
a4-13	vert1	wholerock	liq exp	21	28	22	43	27	28,2
	noir1	wholerock	liq exp	61	51	56	86	46	60,0
	noir2	wholerock	liq exp	55	38	53	80	39	53,0
a4-16	noir	wholerock	vert	59	57		2	11	32,3
	noir	wholerock	liq exp	28	42	44	2	8	24,8
17-08	noir	wholerock	vert1	36	25	30	27	21	27,8
	noir	wholerock	vert2	47	31	38	30	20	33,2
	noir	wholerock	liq exp	29	20	25	18	11	20,6
17-10	noir	wholerock	vert	68	72	74,5	47	62	64,7
	noir	wholerock	rouge	70	88	70	59	69	71,2
	noir	wholerock	liq exp	59	59	62	40	39	51,8
17-05	noir1	wholerock	vert1	47	59	6	71	57	48,0
	noir2	wholerock	vert1	62	66	29	80	73	62,0
	noir1	wholerock	vert2	45	63	8	43	37	39,2
	noir2	wholerock	vert2	58	70	37	55	55	55,0
	noir1	wholerock	rouge	50	72	10	49	50	46,2
	noir2	wholerock	rouge	64	77	42	61	66	62,0
	noir1	wholerock	liq exp	34	56	5	29	19	28,6
	noir2	wholerock	liq exp	48	64	26	40	33	42,2
17-06	noir	wholerock	vert1	42	95	32	38	48	51,0
	rouge	wholerock	vert1	33	84	21	16	18	34,4
	noir	wholerock	vert2	38	72	25	44	49	45,6
	rouge	wholerock	vert2	29	40	17	20	19	25,0
	noir	wholerock	liq exp	30	54	20	31	32	33,4
	rouge	wholerock	liq exp	25	24	13	13	10	17,0
17-03	noir1	wholerock	vert1	30	49	25	17	16	27,4
	noir2	wholerock	vert1	44	60	37	39	35	43,0
	noir1	wholerock	vert2	24	27	20	15	13	19,8
	noir2	wholerock	vert2	37	38	30	35	29	33,8
	noir1	wholerock	rouge1	33	72	27	23	22	35,4
	noir2	wholerock	rouge1	48	81	39	48	44	52,0
	noir1	wholerock	liq exp	25	29	21	15	12	20,4
	noir2	wholerock	liq exp	38	39	32	36	27	34,4

résultat aberrant ou impossible non inclus dans le calcul de la moyenne

formule = C0=F*CL+(1-F)*CRS Prinzhof et Allègre, 1985

CRS: concentration (en % poids) de l'oxyde x dans la partie mélanocrate

C0: concentration (en % poids) de l'oxyde x dans le protolite

CL: concentration (en% poids) de l'oxyde x dans le liquide

F: fraction de fondu produit durant la fusion partielle

L1=vert1 L2=vert2 L3=rouge

Seul les points contenant plus de 70% SiO₂ ont servi pour L.

ANNEXE 5
DONNÉES POUR LE DIAGRAMME AFM
DES ROCHES TOTALES

Tableau de données pour les diagrammes AFM

Échantillon	Type de roche	A	F	M
17-21	cornéenne	28,4	37,1	34,4
17-22	cornéenne	25,8	37,9	36,2
17-23	cornéenne	-3,4	54,9	48,5
17-24	cornéenne	30,5	36,6	32,9
17-25	cornéenne	28,4	37,8	33,8
17-27	cornéenne	29,9	36,1	34,0
17-29	cornéenne	22,5	40,0	37,6
17-30	cornéenne	29,9	36,8	33,3
17-31	cornéenne	-14,0	59,9	54,0
17-32	cornéenne	30,1	35,3	34,6
17-33	cornéenne	35,1	31,4	33,5
17-34	cornéenne	33,8	31,6	34,7
17-35	cornéenne	28,0	36,7	35,2
17-36	cornéenne	29,6	35,4	35,0
EE-23	cornéenne	30,2	33,4	36,5
A4-25	cornéenne	29,1	29,7	41,2
A4-26	cornéenne	39,7	27,4	32,9
LW07	métatexite	34,0	37,3	28,7
EC20	métatexite	35,5	36,2	28,3
17-08	métatexite	31,2	35,6	33,1
17-09	métatexite	19,2	41,8	39,0
17-10	métatexite	21,7	42,3	36,0
17-12	métatexite	27,9	38,3	33,8
17-13	métatexite	29,7	36,6	33,7
17-14	métatexite	27,9	37,9	34,2
17-15	métatexite	29,0	37,1	33,8
17-16	métatexite	26,5	38,5	35,0
17-17	métatexite	28,9	37,6	33,4
17-18	métatexite	29,8	36,6	33,6
17-19	métatexite	30,6	36,6	32,8
17-20	métatexite	28,0	38,0	34,1
A4-19	métatexite	30,2	35,5	34,3
A4-31	métatexite	25,0	37,9	37,1
A4-22	métatexite	33,7	32,4	33,9
A4-23	métatexite	33,6	33,5	32,9
17-02	diatexite	30,6	35,4	34,0
17-03	diatexite	29,5	37,0	33,5
17-04	diatexite	28,8	37,8	33,4
17-05	diatexite	27,7	37,7	34,6
17-06	diatexite	28,8	37,6	33,6
17-07	diatexite	18,6	42,5	38,9
A4-45	diatexite	24,6	37,4	38,1
A4-46	diatexite	12,9	44,9	42,2
A4-40	diatexite	29,0	34,1	36,9
A4-15	diatexite	28,2	37,7	34,1
A4-16	diatexite	18,0	42,9	39,1
A4-32	diatexite	20,1	39,3	40,6
A4-17	diatexite	11,9	45,6	42,4
EC1	diatexite	29,5	35,6	34,9
EC2	diatexite	26,8	36,9	36,3

Échantillon	Type de roche	A	F	M
EC5	diatexite	34,7	35,9	29,4
EC6	diatexite	34,4	36,6	29,0
EC3	diatexite	25,8	36,9	37,3
LW03	diatexite	33,7	36,2	30,1
PM05	diatexite	28,9	34,4	36,8
A4-34	leucosome	21,3	38,3	40,4
EC14C	leucosome	34,0	15,3	50,7

Échantillon	Type de roche	A	F	M	Roche corrigée ou partie silicatée	A	F	M	Roche totale
A4-04	s-métatexite	50,0	10,0	40,0		30,9	44,4	24,7	
A4-36	s-métatexite	46,7	0,2	53,1		35,6	24,0	40,4	
A4-07	s-métatexite	38,4	10,5	51,1		27,5	35,8	36,7	
A4-09	s-métatexite	51,5	1,7	46,8		33,0	36,9	30,0	
A4-10	s-métatexite	40,5	9,2	50,3		31,3	29,9	38,9	
A4-39	s-métatexite	52,8	2,3	44,8		36,6	32,4	31,0	
A4-11	s-métatexite	45,5	13,9	40,6		28,9	45,3	25,8	
A4-13	s-métatexite	25,8	27,5	46,8		20,9	41,2	37,9	
A4-41	s-métatexite	53,2	8,3	38,5		38,1	34,4	27,5	
EC14B	s-métatexite	32,4	16,7	50,9		28,4	26,9	44,6	
A4-03	s-diatexite	40,1	26,0	34,0		38,8	28,4	32,9	
A4-38	s-diatexite	28,0	27,4	44,6		27,5	28,7	43,8	
A4-43	s-diatexite	35,1	28,7	36,3		36,5	25,7	37,8	
A4-37	s-leucosome	37,9	17,5	44,6		28,6	37,8	33,6	
A4-06	s-leucosome	36,9	14,0	49,1		26,9	37,3	35,8	

échantillon se trouvant hors du champ du diagramme AFM

N.B. Les calculs pour chaque pôle (A, F et M) sont effectués à partir d'une projection du feldspath potassique en plus d'une correction pour le plagioclase. En effet, la composition d'une roche totale ne peut être placée dans un diagramme que si on soustrait les phases minérales qui n'apparaissent pas dans la projection (Thompson, 1957). L'assumption est faite que tout le K₂O, CaO et Na₂O se retrouvent dans les feldspaths. Pour le calcul des pôles, on transforme les

$$A = Al - K - (2 * Ca) - Na / (Al - K - 2 * Ca - Na + Fe + Mg) * 100$$

$$F = Fe / (Al - K - 2 * Ca - Na + Fe + Mg) * 100$$

$$M = Mg / (Al - K - 2 * Ca - Na + Fe + Mg) * 100$$