

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE PRÉSENTÉ A
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES

par

Marianne Bonnay

**Caractérisation et transfert des magmas felsiques
dans la Croûte moyenne à profonde.
Exemple: le Mont Hay en Australie Centrale**

Juillet 2001



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

Le lien entre la source du magma dans la croûte moyenne à profonde et son site d'accumulation dans la croûte supérieure, est illustré par le massif du Mont Hay, lequel représente une portion de la Croûte moyenne à profonde protérozoïque constituée de roches supracrustales felsiques et mafiques de composition MORB (*Middle Ocean Ridge Basalt*) et MORB contaminée. Selon des calculs basés sur la composition des roches résiduelles et des fondus solidifiés, la contamination du N-MORB (*Normal Middle Ocean Ridge Basalt*) par les éléments lithophiles serait en effet le résultat de 82% de magma mafique N-MORB contaminé par 18 % de métasédiments. Le massif du Mont Hay représente une zone de transfert optimale exhumée pour les magmas produits *in situ* et/ou injectés, qui ont pu être transférés et se mélanger dans un milieu suffisamment chaud pour éviter leur solidification.

La caractérisation et le transfert de ces magmas felsiques dans la croûte sont orchestrés par la tectonique et le métamorphisme. Ainsi, le massif du Mont Hay subit une première hybridation lors de la formation du protolithe igné vers 1820 Ma (phase prédéformationnelle) puis une seconde hybridation pendant la déformation subséquente vers 1770 Ma (phase syndéformationnelle). L'hybride prédéformationnel est le résultat du système d'intrusions mafiques et felsiques litées (MASLI) qui se développe à $P < 2$ kbar par infusion de magma mafique dans la croûte amincie du bassin d'arrière-arc en extension. Lors du mélange, les ions sont échangés entre les magmas et la perte de K_2O et Rb du magma felsique induit un gain de Na pour l'hybride modifiant alors la composition des feldspaths.

La fermeture du bassin d'arrière-arc marque le début d'un événement contractionnel qui commence au nord et induit le métamorphisme et l'anatexie du protolithe au faciès granulitique à 825-875 °C et 6-7 kbar. La fusion partielle *in situ* de la granulite mafique produit les leucosomes tonalitiques (cm) qui correspondent à la source 1 de fondu, tandis que les métasédiments produisent beaucoup de leucogranites (cm à m) qui correspondent à la source 3. En même temps, la fusion partielle affecte la croûte profonde qui produit la charnockite injectée dans les granulites du massif du Mont Hay qui constituera la source 2. Ces magmas produits *in situ* et externes sont transférés par un réseau de dykes. Lors de leur transfert les magmas subissent (1) la contamination par la roche hôte qui influence la composition de la majorité des roches comme l'illustre le vecteur sur le graphe CaO versus SiO_2 où sont représentées toutes les roches, (2) la fractionnement affectant en particulier les charnockites et les leucogranites qui se repartissent selon des droites de cristallisation fractionnée sur les graphes Na_2O versus K_2O et TiO_2 versus SiO_2 , le graphe Rb/Sr versus Sr montre notamment la fractionnement extrême du leucogranite et enfin (3) le mélange, essentiellement entre les sources 2 et 3 pour former l'hybride syndéformationnel comme le montre le graphe CaO versus SiO_2 qui situe les hybrides dans une zone intermédiaire entre le leucogranite et la charnockite.

Ce réseau de transfert, qui crée un lien entre le lieu de production et d'accumulation de magmas, est constitué de dykes et sa structure est déterminée par leur distribution statistique normale ou log-normale. À chaque population de dykes est associée un rôle particulier d'accumulation (éléments isolés), de distribution ou de nourricier (éléments ramifiés) et enfin de transfert (éléments colonne-vertébrale). Ces dykes s'organisent statistiquement autour d'une largeur optimale en fonction de leur rôle dans le réseau. Ainsi, les mélanges observés (hybrides syndéformationnels) s'expliquent également par la structure du réseau et renseignent sur sa connexion et sa maturité. Les magmas mélangés ont été transférés puis mis en contact par l'intermédiaire de dykes connectés, il faut en effet, que l'un *i.e* élément ramifié se décharge dans l'autre *i.e* élément colonne-vertébrale. Cette maturité est également liée à la déformation et à la perméabilité qui contrôle le transfert de magma à l'échelle de l'affleurement, notamment en favorisant les ouvertures de fractures (chemin pour les magmas) ou au contraire les fermetures. Conséquemment, pour produire un flux volumétrique de $10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}$ si le système est constitué de dykes indépendants (Méthode du Système de Conduits planaires Individuels - MSCI), dans le meilleur des cas la source devra être 1600 fois plus grande que l'affleurement et, si les dykes sont interconnectés et que le magma est injecté lors d'une seule ouverture progressive (Méthode du Réseau Interconnecté d'ordre i- Système Uni-injection 2- MRIi-SU2), la source devra être 9,5 fois plus grande. Comme l'exemple étudié représente une fenêtre sur le système de transfert, il est difficile de conclure précisément à quel niveau d'évolution du transfert le massif du Mont Hay se situe. Néanmoins les observations de terrain tendent à prouver que les dykes deviennent plus larges et moins denses en s'éloignant de la source; alors le processus de drainage de l'échelle du grain à l'échelle régionale pourrait être consistant et le lien entre la source et le magma est un réseau interconnecté s'élargissant du grain au pluton.

REMERCIEMENTS

Il existe juste un mot MERCI, il veut dire beaucoup mais reflète bien peu l'intensité de ma gratitude bâtie pendant ces cinq ans d'aventure doctorale, car aventure est le moins que l'on puisse dire!

Tout d'abord, MERCI à E.W. Sawyer qui par sa philosophie socratique m'a enseigné la manière d'apprendre et a alimenté ma curiosité tout au long de ce travail de recherche, MERCI à S.J. Barnes et A. Rouleau qui ont su me guider à temps, MERCI à R. F. Weinberg, dont j'ai apprécié les critiques fructueuses et constructives, MERCI W.J. Collins pour m'avoir fait découvrir la géologie et la tectonique de l'Australie Centrale et à R. A. Wiebe dont la contribution a permis d'ouvrir d'autres hypothèses sur la genèse du Mont Hay, et bien sûr (!) MERCI à Stephen pour les illustrations!

Je voudrais également remercier toutes les personnes que j'ai cotoyées à l'UQAC, amis proches ou moins proches car elles faisaient partie de la vie au quotidien pendant ces cinq ans et c'est important! (À 16000 km , je peux dire que je m'en rends compte!!!)

En particulier, j'éprouve une sincère gratitude envers Isabelle et Sylvain, Laurence et Mario, Luc et Patricia, Jean qui amis fidèles ont toujours été là et le seront toujours.

Enfin, je remercie ma famille si loin en France, qui se demande encore ce que je leur réserve comme surprise (!!), et ma nouvelle famille, dont Elsie, Marguerite, Kirsten, Eliza, Louisa, Miranda pour avoir gardé mon petit trésor quand je travaillais sur la thèse... Il est temps d'arrêter cette liste...Les mots ne peuvent transcrire l'émotion, alors MERCI!

Enfin, je dédie ce travail à Louis-Joseph, Stephen et Louy Joseph.

TABLES DES MATIÈRES

Titre.....	i
Résumé.....	ii
Remerciements.....	iv
Table des Matières.....	v
Liste des figures.....	xi
Liste des photographies.....	xvii
Liste des tableaux.....	xxv
Liste des cartes.....	xxviii
Liste des annexes.....	xxviii
 CHAPITRE 1 : Introduction et Géologie.....	 1
1.1 Introduction et objectifs.....	1
1.2 Géologie régionale.....	4
1.2.1 Choix de la région.....	4
1.2.2 Histoire tectono-stratigraphique.....	5
1.2.3 Histoire tectono-métamorphique.....	8
1.2.3.1 Formation de la croûte: événement tectonique de Yuendumu.....	8
1.2.3.2 Premier cycle tectonique: le Mont Stafford et l'assemblage Reynolds.....	10
1.2.3.3 Second cycle tectonique: Strangways, Argilke et Chewings.....	11
1.2.3.4 Événements plus récents.....	12
1.3 Géologie locale.....	13
1.3.1 Polymétamorphisme.....	13
1.3.2 Structure locale.....	15
1.3.2.1 Phase de déformation D1a.....	17
1.3.2.2 Phase de déformation D1b.....	18
1.3.2.3 Phase de déformation D1c.....	19
1.3.2.4 Phase de déformation D1d.....	19
1.3.2.5 Problèmes de corrélation entre le complexe de Strangways et le massif du Mont Hay.....	20
1.3.3 Protolithe et roche felsique du Mont Hay.....	21
1.3.3.1 Protolithe.....	21
1.3.3.2 Roche felsique.....	21
 CHAPITRE 2 : Observations de terrain.....	 25
2.1 Généralités sur les roches observées.....	25
2.1.1 Âges dépositionnels.....	26
2.1.2 Âges métamorphiques.....	26
2.1.3 Âges tectoniques.....	27
2.2 Les roches métamorphiques.....	28
2.2.1 Les granulites de composition felsique, intermédiaire et mafique.....	28
2.2.2 Les anorthosites.....	30
2.2.3 Les métasédiments.....	33
2.3 Les roches migmatitiques.....	35
2.3.1 Introduction sur les migmatites.....	35

2.3.2 Évidence de fusion partielle des granulites mafiques, intermédiaires et felsiques....	37
2.3.2.1 Texture hétérogène.....	37
2.3.2.2 Variations dans la morphologie des leucosomes.....	39
2.3.3 Évidence de migmatisation des métasédiments.....	42
2.4 Les roches felsiques ignées.....	44
2.4.1 Les charnockites à feldspath K.....	45
2.4.2 Les leucogranites et mésogranites avec grenats.....	49
2.4.3 Les roches mélangées.....	55
2.4.4 Les pegmatites.....	58
2.5 Les structures morphologiques de dépôt magmatique prédéformationnel statique.....	60
2.5.1 À l'échelle moyenne de l'affleurement.....	61
2.5.1.1 Les unités macrorhythmiques.....	61
2.5.1.2 Les niveaux irréguliers et discontinus.....	63
2.5.2 Échelle détaillée(cm à dm)	64
2.5.2.1 Les veines (comparées aux dykes).....	64
2.5.2.2 Les figures de charge (<i>load cast</i>) et les flammes.....	65
2.5.2.3 Quartz et feldspaths isolés.....	69
2.5.2.4 Les enclaves.....	72
2.5.3 Mécanismes de formation des structures morphologiques de dépôt magmatique.....	73
2.5.3.1 Les remplissages.....	73
2.5.3.2 La compaction.....	75
2.5.3.3 La déposition.....	75
2.6 Les structures tectoniques de transfert syndéformationnel et d'accumulation de magma.....	76
2.6.1 Les niveaux ou couches.....	77
2.6.1.1 Magma formé <i>in situ</i>	77
2.6.1.2 Magma injecté.....	79
2.6.2 Les boudins.....	82
2.6.3 Les plis.....	84
2.6.4 Les zones de cisaillement.....	85
2.6.5 Les dykes.....	89
2.6.6 La connexion du système.....	91
2.7 Distribution des assemblages lithologiques et structuraux.....	91
2.7.1 À l'échelle du massif.....	92
2.7.2 À l'échelle du ruisseau.....	92
2.7.3 À l'échelle de l'affleurement.....	96
CHAPITRE 3 : Pétrographie.....	103
3.1 Les protolithes métamorphisés voire fusionnés.....	103
3.1.1 Les granulites mafiques, intermédiaires et felsiques.....	103
3.1.1.1 Caractéristiques générales.....	103
3.1.1.2 Granulite mafique.....	105
3.1.1.3 Les granulites intermédiaires.....	111
3.1.1.4 Les leucosomes dans les granulites.....	111
3.1.2 Les tonalites.....	114
3.1.3 Les anorthosites.....	116

3.1.4 Les métasédiments.....	116
3.1.4.1 Caractéristiques générales.....	116
3.1.4.2 Pétrographie.....	120
3.1.4.3 Conclusion sur la pétrographie des métasédiments.....	126
3.1.5 Les quartzites.....	128
3.2 Les roches migmatitiques <i>in situ</i>.....	128
3.2.1 Migmatisation des granulites mafiques et intermédiaires.....	128
3.2.2 Migmatisation des métasédiments.....	131
3.2.2.1 Évolution du leucosome granitique au leucogranite à biotite.....	132
3.2.2.2 Les granites à grenat.....	133
3.3 Les roches felsiques et intermédiaires ignées.....	136
3.3.1 Les charnockites.....	136
3.3.1.1 Complexité de la charnockite.....	136
3.3.1.2 Charnockite typique.....	137
3.3.1.3 Pétrographie.....	138
3.3.2 Les enderbites.....	141
3.3.3 Les granites à orthopyroxène et à grenat.....	141
3.3.4 Les roches mélangées : Les hybrides prédéformationnels et syndéformationnels....	143
3.3.4.1 Hybride prédéformationnel.....	143
3.3.4.2 Hybride syndéformationnel.....	144
3.4 Conclusion.....	144
 CHAPITRE 4 : Métamorphisme.....	 147
4.1 Introduction.....	147
4.1.1 Méthodologie.....	147
4.1.1.1 Acquisition des données.....	147
4.1.1.2 Méthode de calcul.....	148
4.1.2 Description des roches analysées.....	148
4.2 Les minéraux métamorphiques.....	150
4.2.1 Les feldspaths.....	150
4.2.1.1 Méthode de calcul.....	150
4.2.1.2 Résultat d'analyse du plagioclase.....	150
4.2.1.3 Résultat d'analyse du feldspath K.....	150
4.2.2 La biotite.....	152
4.2.2.1 Méthode de calcul.....	152
4.2.2.2 Résultat d'analyse de la biotite.....	152
4.2.3 Le grenat.....	155
4.2.3.1 Méthode de calcul.....	155
4.2.3.2 Résultat d'analyse du grenat.....	155
4.2.4 Les orthopyroxènes et les clinopyroxènes.....	160
4.2.4.1 Méthode de calcul.....	160
4.2.4.2 Résultat d'analyse des pyroxènes.....	161
4.2.5 Les amphiboles.....	163
4.2.5.1 Méthode de calcul.....	163
4.2.5.2 Résultat d'analyse des amphiboles.....	163
4.2.6 La sillimanite.....	164
4.2.7 Les oxydes.....	164

4.2.8 Les zircons.....	164
4.3 Comportement des différents minéraux d'une même roche.....	164
4.3.1 Les roches mafiques et intermédiaires.....	165
4.3.2 Les métasédiments.....	167
4.4 Diagrammes AFM.....	168
4.4.1 Méthodologie.....	168
4.4.2 Les métasédiments et migmatites.....	169
4.4.3 Les granulites mafiques à intermédiaires.....	170
4.5 Les réactions métamorphiques.....	175
4.5.1 Les métasédiments.....	175
4.5.2 Les granulites mafiques à intermédiaires.....	176
4.5.3 Conclusion.....	177
 CHAPITRE 5 : Géobarométrie et Géothermométrie.....	 178
5.1 Introduction et choix des méthodes.....	178
5.2 Géobaromètre : clinopyroxène et plagioclase.....	179
5.2.1 Méthode de McCarthy et Patiño Douce (1998).....	179
5.2.2 Application aux échantillons du massif du Mont Hay.....	181
5.2.2.1 L'activité du clinopyroxène.....	181
5.2.2.2 L'activité du plagioclase.....	184
5.2.2.3 Calcul des pressions.....	185
5.3 Géothermomètre : orthopyroxène et grenat.....	187
5.3.1 Méthode de Sen et Bhattacharya (1984).....	187
5.3.2 Application aux échantillons du Mont Hay.....	188
5.3.2.1 La fraction ionique du grenat.....	189
5.3.2.2 La fraction ionique de l'orthopyroxène.....	190
5.3.2.3 Calcul des températures.....	190
5.4 Géothermomètre: biotite et grenat.....	191
5.4.1 Méthode de Ferry et Spear (1978).....	192
5.4.2 Méthode de Perchuk et Lavrent'eva (1983).....	193
5.4.3 Application aux échantillons du massif du Mont Hay.....	194
5.5 Comparaison des résultats et conclusion.....	202
 CHAPITRE 6: Géochimie et Pétrogenèse.....	 204
6.1 Méthode Analytique.....	205
6.2 Caractérisation des protolithes.....	207
6.2.1 Les granulites mafiques comparées aux GI et GF.....	207
6.2.1.1 Les oxydes majeurs.....	207
6.2.1.2 Les éléments traces et les terres rares.....	214
6.2.2 La contamination des granulites mafiques.....	219
6.2.2.1 D'où proviennent les affinités calco-alcaline?.....	220
6.2.2.2 Quels sont les produits de départ possibles par rapport aux produits résultants concrètement analysés, c'est à dire une GME?.....	222
6.2.2.3 Quels sont les quantités idéales de ces mêmes produits de départ pour obtenir une GME?.....	223
6.2.3 Granulites intermédiaires et felsiques.....	226
6.2.4 Les métasédiments.....	228

6.2.4.1 Les oxydes majeurs.....	230
6.2.4.2 Les éléments traces.....	233
6.3 Caractérisation des magmas felsiques.....	236
6.3.1 La fusion partielle.....	236
6.3.1.1 La fusion partielle des granulites mafiques.....	237
6.3.1.2 La fusion partielle des métasédiments.....	250
6.3.1.3 La fusion partielle de la croûte profonde?.....	264
6.3.2 La fractionnement et la pétrogenèse des magmas felsiques.....	269
6.3.3 La contamination.....	275
6.3.3.1 Les hybrides prédéformationnels.....	275
6.3.3.2 Les hybrides syndéformationnels.....	284
6.4 Conclusion.....	287
 CHAPITRE 7: Étude d'un système dynamique: Transfert du magma à l'échelle de l'affleurement.....	 291
7.1 Définitions et facteurs relatifs au système dynamique.....	293
7.1.1 Qu'est qu'un dyke?.....	293
7.1.1.1 Définition.....	293
7.1.1.2 Différents types de dykes.....	293
7.1.2 Processus d'extraction du magma par des dykes.....	295
7.1.2.1 Réseau de migration et de drainage à l'échelle du grain.....	295
7.1.2.2 Développement du réseau de drainage à l'échelle de l'affleurement.....	296
7.1.3 Facteurs contrôlant le développement des dykes.....	297
7.1.3.1 La viscosité.....	297
7.1.3.2 La géométrie du réseau.....	298
7.1.3.3 Facteurs physiques impliqués lors du drainage.....	299
7.1.4 Travaux antérieurs.....	302
7.1.4.1 Modèle de Petford <i>et al.</i> (1993) sur la taille critique d'un dyke transporteur.....	302
7.1.4.2 Modèle de Weinberg (1999): Comment nourrir un dyke transporteur?.....	303
7.1.4.3 Modèle de Cox (1999) et Cox <i>et al.</i> (1999): Développement du système de transfert.....	304
7.2 Caractéristiques de l'affleurement et des systèmes de transfert.....	306
7.2.1 Choix des affleurements.....	306
7.2.1.1 Description des affleurements.....	306
7.2.1.2 Les conditions de température et de pression.....	308
7.2.1.3 Zone de déformation.....	308
7.2.1.4 Connectivité du système.....	310
7.2.2 Caractéristiques des réseaux de transfert de magma.....	311
7.2.2.1 Différents scénarios pour le transfert de magma.....	311
7.2.2.2 Caractéristiques des affleurements.....	315
7.3 Scénario 1: Modèle du système de conduits planaires (MSCI).....	317
7.3.1 Équations utilisées.....	317
7.3.2 Calculs et résultats.....	318
7.3.3 Comparaison avec les résultats antérieurs.....	321
7.4 Scénario 2: Modèle du réseau interconnecté i appelé MRIi.....	321
7.4.1 Équations utilisées.....	321

7.4.2 Calculs et résultats.....	327
7.4.2.1 Comparaison des SM1 et SU2.....	327
7.4.2.2 Résultats réalistes.....	330
7.4.2.3 Comparaison avec les résultats antérieurs.....	332
7.4.2.4 Comparaison des résultats entre le scénario 1 (MSCI) et les scénarios 2a et b (MRIi).....	333
7.5 Étude statistique de la structure du réseau de transfert.....	334
7.5.1 Calculs et graphes.....	335
7.5.1.1 Paramètres statistiques utilisés.....	335
7.5.1.2 Méthode de répartition.....	339
7.5.1.3 Commentaire des graphes.....	339
7.5.1.4 Calcul des paramètres statistiques.....	344
7.6 Discussion.....	347
7.6.1 Scénario 1 (MSCI) versus scénarios 2 a et b (MRIi: SM1 et SU2).....	348
7.6.2 Structure statistique du réseau de dykes.....	349
7.6.3 Mécanisme proposé.....	351
7.6.4 Dynamique du système.....	353
Conclusion.....	357
 CHAPITRE 8: Discussion et Conclusion.....	 359
8.1 : Phase prédéformationnelle: Système en extension de bassin d'arrière arc, mise en place des structures de transfert.....	 360
8.1.1 Contexte tectonique.....	360
8.1.2 Composition des roches et géodynamique.....	361
8.2 Phase syn à post-déformationnel: Système en compression, développement de la fusion partielle et production de magmas felsiques transférés dans la croûte.....	 364
8.2.1 Contexte tectono-métamorphique.....	364
8.2.2 Modèle géochimique à multi-composants.....	365
8.3 Transfert des magmas.....	368
8.3.1 Source et origine des magmas.....	368
8.3.2 Transition de la source à la zone de transfert.....	371
8.3.3 Transfert du magma.....	373
8.3.4 Accumulation.....	377
8.4 Conclusion.....	377
 Références.....	 380
 Annexe A.....	 418
Annexe B.....	419
Annexe C.....	429
Annexe D.....	440
Annexe E.....	447

Liste des figures

- Figure 1.1:** Carte générale de l'*Arunta Inlier* montrant la localisation du massif du Mont Hay et de la région de l'Anmatjira Reynolds en Australie(modifiée de Collins et Sawyer 1996)..... 6
- Figure 1.2:** Anomalies magnétiques de la région du Mont Hay montrant le patron structural fortement déformé E-O..... 6
- Figure 1.3:** Carte du massif du Mont Hay montrant les ruisseaux cartographiés et la distribution des différents systèmes. La polarité (sommet du système MASLI prédéformationnel) est basée sur l'orientation des structures de mélange des magmas mafiques et felsiques. Le transfert syndéformationnel des magmas dans les veines et fractures est représenté par le système d'injection..... 7
- Figure 2.1:** Section mesurée générale du ruisseau 1 sur 840 mètres, corrélée à la section mesurée détaillée du stop 18 montrant l'organisation des différents systèmes MASLI et d'injection..... 93
- Figure 2.2:** Section mesurée générale du ruisseau 1 sur 840 mètres, corrélée à la section mesurée détaillée du stop 21-22 montrant l'organisation des différents systèmes MASLI et d'injection. 94
- Figure 2.3:** Carte de l'affleurement C7 stop 2b (ruisseau 7 stop 2b) en deux dimensions montrant un système de type MASLI..... 97
- Figure 2.4:** Carte de l'affleurement C3 stop 18 (ruisseau 3 stop 18) en deux dimensions montrant un système de type Injection syntectonique..... 98
- Figure 2.5:** Carte de l'affleurement C9 stop 1 (ruisseau 9 stop 1) en deux dimensions montrant la coexistence d'un système prétectonique MASLI (BL) et d'un système d'injection dominant... 99
- Figure 3.1a:** Projectio générale ACFM par plagioclase An_{35} . Patron typique de la granulite mafique..... 104
- Figure 3.1b:** Projection AKFM générale. Patron typique de la granulite intermédiaire..... 104
- Figure 3.2:** Grille pétrogénétique montrant le domaine de pression et de température lors du métamorphisme du massif du Mont Hay, modifié de Vielzeuf et Holloway (1988)..... 129
- Figure 4.1 a et b:** Diagrammes triangulaires montrant la composition des feldspaths: les figures 4.1 a et 4.1 b représentent des agrandissements..... 151
- Figure 4.2 a et b :** Diagrammes de classification des biotites (Deer *et al.* 1966)..... 153
- Figure 4.3 a et b:** Diagrammes triangulaires montrant la composition des grenats..... 156
- Figure 4.4:** Profil de changement de composition à l'intérieur du grenat..... 159
- Figure 4.5:** Diagrammes triangulaires montrant la composition des orthopyroxènes et des clinopyroxènes..... 162
- Figure 4.6:** Graphe de corrélation pour MH1-13-7 (M7) : $X_{Mg}^{cpx} = f(X_{Mg}^{opx})$ 166
- Figure 4.7:** Graphe de corrélation pour D6 (64) : $X_{Mg}^{hb} = f(X_{Mg}^{opx})$ 166

Figure 4.8: Graphe de corrélation pour MH4-20-1 (M17) : $X \text{ Mg bio} = f(X \text{ Mg opx})$	166
Figure 4.9: Graphe de corrélation pour TH 3-4 (M42) : $X \text{ Mg bio} = f(X \text{ Mg gnt})$	167
Figure 4.10: Projection AFM par fd K de TH3-4 (M42) montrant la paragenèse : sill + gnt + bio.....	171
Figure 4.11: Projection AFM par fd K de MH 1-9-1 (M13) montrant la paragenèse : sill + gnt + bio.....	171
Figure 4.12: Projection AFM par fd K de MH 1-T1-2 (M45) montrant la paragenèse : sill + gnt + bio.....	171
Figure 4.13: Projection générale schématique AFM par plagioclase An_{35}	172
Figure 4.14: Projection AFM par plagioclase de MH1-13-7 (M7) montrant la paragenèse : opx + cpx + bio + amph (amph détruite).....	172
Figure 4.15: Projection AFM par plagioclase de D6 montrant la paragenèse : opx + gnt + bio + amph.....	172
Figure 4.16: Compilation des expériences de fusion dans les pélites et les greywackes.....	174
Figure 6.1: Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 montrant la tendance sub-alkaline des roches mafiques du massif du Mont Hay (adapté de Irvine et Baragar 1971).....	211
Figure 6.2 : Discrimination de la série tholéitique des granulites mafiques (diagramme adapté de Irvine et Baragar 1971).....	211
Figure 6.3: Diagramme adapté de Le Maitre (1989) déterminant les différents types de granulites du massif du Mont Hay en fonction de leur teneur en K_2O	212
Figure 6.4: Diagramme ternaire adapté de Jensen (1976) montrant la position des granulites du massif du Mont Hay dans le champ des tholéites.....	212
Figure 6.5: Indice d'alcalinité en fonction de Al_2O_3 montrant les affinités tholéitiques des roches mafiques du massif du Mont Hay (diagramme adapté de Middlemost 1975).....	213
Figure 6.6: Diagramme de discrimination des éléments majeurs (adapté de Mullen 1983) montrant la localisation des échantillons du massif du Mont Hay dans le champ des tholéites d'îles en arc. 213	
Figure 6.7: Diagramme adapté de Shervais (1882) montrant la position des échantillons du massif du Mont Hay.....	214
Figure 6.8: Diagramme multi-éléments détaillé selon Thompson (1982) des granulites mafiques enrichies (GME) et granulites mafiques de type N-MORB (GMN). (Les données du N-MORB proviennent de Viereck <i>et al.</i> 1989).....	216
Figure 6.9: Graphe Sr versus Al_2O_3 comparant les GME et GMN.....	216
Figure 6.10: Diagramme ternaire adapté de Wood (1980) montrant la contamination possible des GME du massif du Mont Hay.....	217

Figure 6.11: Diagramme Th/Yb versus Ta/Yb adapté de Pearce 1983 montrant la position des granulites mafiques (GM) dans les champs calco-alcalins et illustrant la contamination possible des GME.....217

Figure 6.12: Diagramme TiO_2 (%poids) versus Zr (ppm) montrant la cristallisation fractionnée et l'augmentation du degré de fusion partielle..... 218

Figure 6.13: Diagramme multi-éléments selon Thompson (1982) des métasédiments comparés à la croûte continentale (Taylor et McLennan 1985 et 1995) et aux granites protérozoïques (Condie 1993)..... 221

Figure 6.14: Diagramme multi-éléments N-MORB (Wilson 1989), GME et métasédiments du massif du Mont Hay..... 223

Figure 6.15: Diagramme multi-éléments du mélange théorique 82% de N-MORB + 18% de métasédiments comparé à la moyenne des GME et au N-MORB (Viereck *et al.* 1989)..... 223

Figure 6.16: Diagramme multi-éléments selon Thompson (1982) comparant les GME avec les GL..... 227

Figure 6.17: Graphe Rb/Sr versus SiO_2 montrant la fractionnation des magmas mafiques, intermédiaires, felsiques et des granulites à leucosome..... 227

Figure 6.18: Graphe $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ versus SiO_2 montrant les différents types de métasédiments comparés à la croûte continentale (CC) (Condie 1993) et au granite Protérozoïque (GP) (Taylor et McLennan 1985)..... 232

Figure 6.19: Graphe $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ versus $(\text{FeO} + \text{MgO})$ montrant les différents types de métasédiments comparés à la croûte continentale (CC) (Condie 1993) et au granite Protérozoïque (GP) (Taylor et McLennan 1985)..... 232

Figure 6.20: Graphe Al_2O_3 versus K_2O montrant les différents types de métasédiments comparés à la croûte continentale (CC) (Condie 1993) et au granite Protérozoïque (GP) (Taylor et McLennan 1985)..... 232

Figure 6.21: Diagramme multi-éléments normalisés selon Thompson (1982) par rapport au manteau primitif pour les métasédiments comparés à la croûte continentale (CC) (Condie 1993).....235

Figure 6.22: Diagramme multi-éléments normalisés par rapport au manteau primitif comparant les métasédiments du massif du Mont Hay aux échantillons de Rombak Window (Sawyer et Korneliussen 1989)..... 235

Figure 6.23: Graphe MgO versus SiO_2 comparant les données expérimentales (Rushmer 1991; Wolf et Wyllie 1993; Skjerlie et Patiño Douce 1995) aux roches du massif du Mont Hay..... 241

Figure 6.24: Graphe Al_2O_3 versus SiO_2 comparant les données expérimentales (Rushmer 1991; Wolf et Wyllie 1993; Skjerlie et Patiño Douce 1995) aux roches du massif du Mont Hay..... 241

Figure 6.25: Graphe FeO versus SiO₂ comparant les données expérimentales (Rushmer 1991; Wolf et Wyllie 1993; Skjerlie et Patiño Douce 1995) aux roches du massif du Mont Hay..... 242

Figure 6.26: Graphe CaO versus SiO₂ comparant les données expérimentales (Rushmer 1991; Wolf et Wyllie 1993; Skjerlie et Patiño Douce 1995) aux roches du massif du Mont Hay..... 242

Figure 6.27 a et b: Graphes (Na₂O + K₂O) et K₂O versus SiO₂ comparant les données expérimentales (Rushmer 1991; Wolf et Wyllie 1993; Skjerlie et Patiño Douce 1995) aux roches du massif du Mont Hay..... 244

Figure 6.28: Composition des fondus Gl's (granulites à leucosomes) issus des GME du massif du Mont Hay.....248

Figure 6.29: Diagramme multi-éléments normalisés selon le manteau primitif comparant les Gl's avec les GME; Gl's : granulite à leucosomes et GME : granulite mafique enrichie.....248

Figure 6.30: Pourcentage en volume de fondu produit dans les expériences de fusion partielle en fonction de la température T°C (modifié de Wolf et Wyllie 1993); BL : Beard et Lofgren (1991); R: Rushmer (1991); H; (Helz (1976); WW; Wolf et Wyllie (1993); RWM : Rapp *et al.* (1991).....249

Figure 6.31: Diagramme K₂O versus SiO₂ montrant les positions relatives des leucogranites, des charnockites et des métasédiments du massif du Mont Hay et les comparant aux données expérimentales (Patiño Douce et Beard 1995, 1996; Vielzeuf et Holloway 1988; Skjerlie et Patiño Douce 1995).....255

Figure 6.32: Diagramme Na₂O versus K₂O montrant les positions relatives des leucogranites, des charnockites et des métasédiments du massif du Mont Hay et les comparant aux données expérimentales (Patiño Douce et Beard 1995, 1996; Vielzeuf et Holloway 1988; Skjerlie et Patiño Douce 1995).....255

Figure 6.33: Diagramme CaO versus SiO₂ montrant les positions relatives des leucogranites, des charnockites et des métasédiments du massif du Mont Hay et les comparant aux données expérimentales (Patiño Douce et Beard 1995, 1996; Vielzeuf et Holloway 1988; Skjerlie et Patiño Douce 1995).....258

Figure 6.34: Diagramme Al₂O₃ versus SiO₂ montrant les positions relatives des leucogranites, des charnockites et des métasédiments du massif du Mont Hay et les comparant aux données expérimentales (Patiño Douce et Beard 1995, 1996; Vielzeuf et Holloway 1988; Skjerlie et Patiño Douce 1995).....258

Figure 6.35: Diagramme TiO₂ versus SiO₂ montrant les positions relatives des leucogranites, des charnockites et des métasédiments du massif du Mont Hay et les comparant aux données expérimentales (Patiño Douce et Beard 1995, 1996; Vielzeuf et Holloway 1988; Skjerlie et Patiño Douce 1995).....260

Figure 6.36: Diagramme (FeO + MgO) versus SiO₂ montrant les positions relatives des leucogranites, des charnockites et des métasédiments du massif du Mont Hay et les comparant aux données expérimentales (Patiño Douce et Beard 1995, 1996; Vielzeuf et Holloway 1988; Skjerlie et Patiño Douce 1995)..... 260

Figure 6.37: Diagramme multi-éléments selon Thompson (1982) normalisés par le manteau primitif des leucogranites (quelques échantillons sont individualisés)..... 262

- Figure 6.38:** Diagramme multi-éléments étendu normalisés selon le manteau primitif comparant les zones de leucogranites (quelques échantillons sont individualisés) et les métasédiments.... 262
- Figure 6.39:** Diagramme Rb/Sr versus Sr montrant les positions relatives des leucogranites, des charnockites, des métasédiments du massif du Mont Hay. Les leucogranites sont très fractionnés..... 263
- Figure 6.40:** Diagramme multi-éléments selon Thompson (1982) normalisés par le manteau primitif des charnockites montrant une zone intermédiaire et un échantillon marginal M23..... 269
- Figure 6.41:** Diagramme (FeO + MgO) versus SiO₂ comparant les MASLI 1 et 2..... 278
- Figure 6.42:** Diagramme CaO versus SiO₂ comparant les MASLI 1 et 2..... 278
- Figure 6.43:** Diagramme K₂O versus SiO₂ comparant les MASLI 1 et 2..... 279
- Figure 6.44:** Diagramme Al₂O₃ versus SiO₂ comparant les MASLI 1 et 2..... 279
- Figure 6.45:** Diagramme Na₂O versus SiO₂ comparant les MASLI 1 et 2..... 281
- Figure 6.46:** Diagramme Rb/Sr versus SiO₂ comparant les MASLI 1 et 2..... 281
- Figure 6.47:** Diagramme multi-éléments étendu et normalisés selon le manteau primitif des différents MASLI..... 283
- Figure 6.48:** Diagramme multi-éléments étendu et normalisés selon le manteau primitif du MASLI 1..... 283
- Figure 6.49:** Diagramme multi-éléments étendu et normalisés selon le manteau primitif du MASLI 2..... 284
- Figure 6.50:** Diagramme multi-éléments de Thompson (1982) et normalisés selon le manteau primitif comparant leucogranites et les charnockites..... 285
- Figure 6.51:** Diagramme CaO versus SiO₂ général montrant la répartition de tous les échantillons du massif du Mont Hay, leur fractionnement et leur contamination..... 288
- Figure 7.1:** Représentation schématique en deux dimensions d'un réseau de failles, fractures ou zones de cisaillement consistant en éléments isolés, ramifiés ou colonne-vertébrale. La plupart du flux est localisé dans la colonne vertébrale du réseau de percolation (tiré de Cox *et al.* 1999). 294
- Figure 7.2 :** Système schématique de drainage définissant la connectivité et l'ordre des dykes (Weinberg 1999)..... 297
- Figure 7.3 :** Exemple de distribution des veines de l'affleurement C3 stop 18 caractérisées par une forme circulaire (paramètre c) comme définie par Gueguen et Dienes (1989)..... 305
- Figure 7.4 :** Représentation des différentes sources de magmas impliqués dans le système de transfert..... 307

Figure 7.5 : Représentation schématique des systèmes de mélange. SM1 est constitué de trois réseaux de dykes interconnectés chronologiquement indépendants qui peuvent donc s'ouvrir et se fermer. Les mélanges s'effectuent lors d'une injection donnée; SU2 (uni-injection) est constitué d'un réseau unique de dykes interconnectés dans lesquels les magmas transférés contemporains peuvent se mélanger..... 312

Figure 7.6 : Graphe de perméabilité, k est fonction de la probabilité p , que deux fractures soient connectées; p_c est le seuil de percolation en dessous duquel la connectivité des fractures est incapable de produire la perméabilité (tiré de Guegen et Dienes 1989)..... 324

Figure 7.7: Contours de la taille critique d'un dyke w_c , nécessaire pour que le magma migre sans se solidifier, calculés à partir de l'équation 3 de l'article de Petford *et al.* (1993), en fonction de la viscosité du magma et du contraste de densité entre le magma et la roche encaissante (tiré de Petford *et al.* 1993)

CBB: *cordillera Blanca batholith* (Petford, 1990); PRD1, PRD2- *Puscao ring dikes*, Peru (Bussel, 1988); CTG- *central Chilean Tertiary granitoids* (Lopez-Escobar *et al.* 1979); WPRB- moyenne des batholites *Peninsular Ranges* (Silver et Chappell, 1988; Cough et Riddihough, 1989); GST- *Great Tonalite Sill, Alaska* (Roddick, 1983); MGG- *Mount Givens Granodiorite, Sierra Nevada* (Bateman et Nokleburg, 1978; Dodge et Bateman, 1988); BB- *Baltoro batholith* (Searle *et al.* 1992)..... 332

Figure 7.8: Courbe normale centrée réduite $N(0,1)$ et ses propriétés (Till 1974)..... 337

Figure 7.9 : Histogramme de répartition des largeurs des dykes de C3 stop 18, la courbe standard normalisée est surimposée..... 341

Figure 7.10 : Histogramme de répartition des largeurs des dykes de C9 stop 1, courbe d'allure log-normale..... 343

Figure 7.11 : Histogramme de répartition des logarithmes népériens des largeurs des dykes de C9 stop 1, courbes d'allure normale surimposées..... 343

Figure 7.12: Schéma proposé tri-dimensionnel du réseau de transfert entre les deux affleurements C3 stop18 et C9 stop1. Les échelles entre les affleurements ne sont pas respectées. c.v: élément colonne vertébrale; e.r: éléments ramifiés; e.i; éléments isolés..... 356

Figure 8.1: Modèle tectonique schématique pour le massif du Mont Hay..... 362

Figure 8.2: Modèle géochimique de la région du massif du Mont Hay intégrant les événements tectoniques et une colonne stratigraphique cartographiée sur le terrain..... 363

Figure 8.3: Modélisation des réseaux de transport du magma dans la croûte moyenne du massif du Mont Hay. Trois systèmes sont proposés: **Scénario 1** (MEFFAH), le réseau est constitué de dykes indépendants non-connectés; **Scénario 2a** (MRI-SM1), le réseau est constitué de dykes interconnectés, qui a subi plusieurs injections de magma (multi-injections) et par conséquent a pu s'ouvrir et se fermer épisodiquement, les mélanges s'effectuent alors lors d'une injection donnée; **Scénario 2b** (MRI-SU2), le réseau unique est constitué de dykes interconnectés dans lesquels les magmas transférés en une seule fois et contemporains peuvent se mélanger. Les lames minces (exagérément agrandies) sont adaptées de Sawyer (sous presse)..... 369

Liste des Photographies

Planche 2.I: Photo de terrain montrant une granulite mafique massive à grain fin et homogène (*il ne faut pas tenir compte des fins leucosomes (L) de tonalite surlignés en pointillés; affleurement correspondant MH 2-18-3P1*)..... 31

Planche 2.II: Photo de terrain montrant une granulite intermédiaire à granulométrie moyenne, les feldspaths sont porphyroïdes (*il ne faut pas tenir compte des fins leucosomes (L) de tonalite surlignés en pointillés; affleurement correspondant MH2.3.7*)..... 31

Planche 2.III: Photo de terrain montrant une granulite mafique à granulométrie hétérogène partiellement fusionnée individualisant les leucomes (L) et la partie résiduelle. Les leucosomes felsiques forment de fins niveaux parallèles et la partie résiduelle se concentre sous forme de minéraux mafiques grossiers et bien distinguables. Parallèlement aux leucosomes, ces minéraux mafiques pourraient constituer des mélanosomes (M) irréguliers. Les niveaux (L), (M) et (L+M = néosome) sont surlignés en pointillés..... 31

Planche 2.IV: Photo de terrain montrant un cumulat mafique lenticulaire de type gabbro (surligné en pointillé). La photo illustre clairement les figures de fluage (dans l'encadré) ondulées de l'anorthosite en bas à droite marquant la limite entre le matériel mafique et l'anorthosite (*affleurement correspondant : colline d'anorthosite A1-A60*)..... 38

Planche 2.V: Photo de terrain montrant des veines irrégulières d'anorthosite à grains moyens constituées d'orthopyroxène et de clinopyroxène vert (surlignées en pointillé) recoupant la granulite mafique à grains fins. La veine est irrégulière, intrusive et exploite les fragilités du système (comme la foliation) de la même manière que les leucosomes de tonalite (L). La flèche indique le sens du mouvement du fondu..... 38

Planche 2.VI: Photo de terrain montrant un mélanosome (M) boudiné pluricentimétrique (surligné en pointillé) constitué de minéraux restitiques comme les pyroxènes essentiellement dans une granulite mafique. De fins leucosomes (L, également surlignés en pointillés) millimétriques sont également distinguables de part et d'autre de ce mélanosome, constituant une évidence de fusion partielle..... 38

Planche 2.VII: Photo de terrain montrant des leucosomes irréguliers (L, partiellement surlignés en pointillés) développés dans des fractures et des zones de cisaillement. Ces leucosomes contiennent des minéraux mafiques plus grossiers constituant la partie restitique de la fusion partielle (*affleurement correspondant MH 98-1-21-5*)..... 41

Planche 2.VIII: Photo de terrain montrant la coalescence de *patches* ou flocons felsiques (dans l'encadré) pour former des veines plus ou moins régulières qui s'orientent parallèlement à S1b et dont le développement est influencé par les zones de cisaillement..... 41

Planche 2.IX: Photo de terrain montrant un réseau de leucosomes parallèles et abondants de taille millimétrique à centimétrique. Ces leucosomes sont orientés selon S1b et montrent des mégacristsaux probablement recristallisés et sigmoïdaux soulignant la déformation..... 41

Planche 2.X: Photo de terrain montrant un métasédiment migmatisé avec veines rétrogrades de biotite (partie foncée surlignée en pointillés), en alternance avec la partie felsique constituée de fondu (L). Un certain fluage se distingue, ainsi qu'une zone de cisaillement..... 46

Planche 2.XI: Photo de terrain montrant trois fragments de coulée mafique (surlignés en pointillés) dans la migmatite. Ces trois fragments proviennent d'un dyke mafique intrusif dans le métasédiment, et imbriqués pendant la déformation compressionnelle dont la direction et le sens sont indiqués par les flèches..... 46

Planche 2.XII : Photo de terrain illustrant la texture d'une charnockite typique avec des feldspaths K pluricentimétriques et des plagioclases étirés centimétriques. Ces minéraux sont orientés selon la foliation..... 46

Planche 2.XIII: Photo de terrain montrant une charnockite et un hybride prédéformationnels statiques. Une polarité de l'unité communément appelée macrorhythmique est définie de la manière suivante : le sommet est constitué par la roche felsique ondulée en contact net avec la granulite mafique (où se trouve le couteau), progressivement les feldspaths se disséminent au centre de l'unité jusqu'à retrouver une texture homogène de granulite à grains fins constituant le bas de l'unité..... 48

Planche 2.XIV: Photo de terrain montrant trois roches de gauche à droite, un leucogranite à grenat, une charnockite syndéformationnelle et une granulite mafique. Les niveaux sont parallèles et montrent des contacts nets et intrusifs. Le leucogranite montre une granulométrie fine à moyenne et la charnockite individualise clairement des feldspaths K. La granulite mafique est massive et à grains fins (*affleurement correspondant MH 98-7-2-4*)..... 48

Planche 2.XV: Photo de terrain montrant une charnockite syndéformationnelle présentant une gamme de couleur de gris clair à gris foncé. Les feldspaths K (fdK) sont porphyroïdes et déformés selon S1b. Les petits minéraux noirs représentent des grenats (gnt). Les zones les plus pâles correspondent à des zones plus cisailées ou mylonitisées, certaines parties de la roche sont moins affectées par la déformation (en haut à gauche) (*affleurement correspondant MH1-6-1*)..... 48

Planche 2.XVI (i et ii): Photos de terrain montrant un dyke centimétrique de charnockite intrusif dans une zone plissée F1b soulignée par les leucosomes de tonalite dans la granulite mafique. La photo XVI (ii) est l'interprétation de la photo XVI (i) avec mise en valeur des charnockites et des leucosomes. Les pointillés représentent un cisaillement parallèle à l'axe du pli..... 50

Planche 2.XVII (i et ii): Photos de terrain montrant différents dykes centimétriques à décimétriques de leucogranite ou un dyke composite injecté dans la granulite mafique (en haut à droite). La photo XVII (ii) est une interprétation de la photo XVII (i) qui met en valeur ces différents niveaux de granulite mafique en vert foncé. Les niveaux sont déformés et suivent la déformation principale D1b..... 51

Planche 2.XVIII (i et ii): Photos de terrain montrant la complexité intrinsèque du leucogranite. La photo XVIII (ii) est l'interprétation de la photo XVIII (i). Les zones sombres effilochées surlignées en pointillés sur XVIII (ii) présentent :

- a- des mélanosomes étirés de biotite et grenat recoupés par le petit dyke,
- b- des zones boudinées.

Le petit dyke centimétrique contient du fondu qui circule d'une zone source à gauche où la structure est préservée vers une zone plus diffuse à gauche où un déversement est remarquable. Le dyke constitue une zone d'expulsion de magma locale à droite..... 54

Planche 2.XIX: Photo de terrain montrant un hybride prédéformationnel statique (où se trouve la masse). Le contact est net entre la roche felsique (charnockite prédéformationnelle) et la granulite mafique, puis devient graduel. Cette zone constituée de feldspaths K porphyroïdes disséminés dans la matrice de granulite est caractéristique d'un hybride prédéformationnel (roche issue du mélange comagmatique felsique et mafique)..... 59

Planche 2.XX: Photo de terrain montrant les feldspaths K d'un hybride avec pourtours résorbés. De petites accumulations de minéraux mafiques sont distinguables provenant du magma felsique. La matrice mafique est relativement homogène isolant les feldspaths résorbés..... 59

Planche 2.XXI: Photo de terrain montrant un dyke pegmatitique intrusif dans les granulites mafiques. Les contacts sont très nets. Une poche de magma s'est formée exploitant probablement une fracture du système..... 59

Planche 2.XXII: Photo de terrain montrant une répétition d'unité macrorhythmique orientée: 3 sommets de charnockite (C), avec 3 hybrides (H) associés et 2 bases de granulite mafique (GM) se distinguent. Ces niveaux varient en épaisseur et régularité illustrant concrètement l'hétérogénéité des mélanges comagmatiques..... 66

Planche 2.XXIII: Photo de terrain montrant des niveaux irréguliers de charnockite. Ces niveaux montrent des bordures ondulées qui s'effilochent. Ces niveaux irréguliers communiquent par l'intermédiaire de fines veines (V). Dans le détail, les feldspaths déformés se distinguent dans ces mêmes niveaux. L'hybride (H) au coin de la photo suggère une séquence macrorhythmique irrégulière..... 66

Planche 2.XXIV: Photo de terrain montrant les veines (V) qui permettent la circulation du magma. Le magma mafique forme des lobes subarrondis qui sont enveloppés par ces mêmes veines. Les veines centimétriques sont irrégulières et ondulées et forment un réseau interconnecté. Elles concentrent le matériel felsique d'une veine décimétrique en haut de la photo, mettent ce magma en circulation par un réseau irrégulier, se diffusent et disparaissent dans le niveau d'hybride (H) en bas de la photo, favorisant ainsi la redistribution du magma et son mélange..... 66

Planche 2.XXV: Photo de terrain illustrant des figures de charge. Les flammes observées sont constituées de minéraux plus fins par rapport à la charnockite dont ils proviennent et l'orientation de ces minéraux est aléatoire. Ce phénomène est comparable aux structures dépositionnelles sédimentaires mais appliquées aux magmas..... 68

Planche 2.XXVI: Photo de terrain montrant des figures de charge. L'unité macrorhythmique granulite mafique-hybride-charnockite est retrouvée. Le sommet de l'unité c'est à dire la charnockite est ondulé suggérant encore un dépôt. Les feldspaths de ce liserai ondulé de charnockite suivent la crénulation F1 d suggérant que la roche a subi la déformation. De petits cisaillements (C) recoupent perpendiculairement les crénulations et sont remplis par du magma d'où leur couleur blanche plus accentuée. Les feldspaths étirés dans l'hybride confirment l'influence de la déformation, ainsi que l'irrégularité du niveau de charnockite qui semble s'être accumulée avant d'être déformée..... 68

Planche 2.XXVII: Photo de terrain montrant l'influence de la structure locale sur une structure magmatique de dépôt. La bordure de charnockite est ondulée et développe des flammes. Ces flammes développent de fines veines parallèles (V) à la foliation utilisant donc les fragilités du système. Dans le détail, de petits cisaillements (C) sont observables à partir des flammes.71

Planche 2.XXVIII: Photo de terrain montrant quartz et feldspath avec pourtours résorbés constitués par des minéraux mafiques (pyroxène et hornblende). Les feldspaths montrent une bordure d'épaisseur variable semblable aux mégacristsaux rapakivi. La zone plus claire en bas pourrait correspondre à un magma plus felsique d'où proviendrait les mégacristsaux de feldspath..... 71

Planche 2.XXIX: Photo de terrain montrant une enclave ovoïde de granulite mafique appelée coussin, enveloppée par un magma felsique. Ce coussin est déformé et étiré, et le magma felsique forme des structures de dépôt sur le pourtour du coussin suggérant une déposition des magmas. Au niveau de l'équerre, une gradation de l'hybride (H) à la charnockite (C) est observable suggérant un système dépositionnel. L'interdigitation de granulite mafique massive dans ce niveau d'hybride suggère également un dépôt de magma mafique dans un magma felsique..... 74

Planche 2.XXX: Photo de terrain montrant un xénolite de granulite mafique (partie à grain fin foncée) partiellement digéré par un leucogranite à texture hétérogène (dyke composite).... 74

Planche 2.XXXI: Photo de terrain montrant des leucosomes parallèles à la foliation. Un rubanement dans les leucosomes s'observe, ils semblent plus felsiques sur les bordures en contact avec la granulite mafique. Les leucosomes se ramifient par l'intermédiaire de petites fractures perpendiculaires et permettent au magma de circuler entre les deux niveaux parallèles de leucosomes. Il arrive aussi que le magma s'épuise dans les fractures perpendiculaires (*affleurement correspondant MH2-7-10*)..... 80

Planche 2.XXXII: Photo de terrain montrant l'accumulation de fondu tonalitique dans des microfractures indépendantes des foliations S1b et S1d. Le magma utilise toutes les fractures disponibles même s'il forme des niveaux discontinus..... 80

Planche 2.XXXIII: Photo de terrain montrant un réseau de veines centimétriques à décimétriques parallèles et orientées selon la structure (S1b). Ces veines sont constituées essentiellement de charnockite..... 83

Planche 2.XXXIV: Photo de terrain montrant l'irrégularité et la discontinuité des injections locales de magma felsique. Ces injections suivent les plans de fragilités structurales et développent un réseau grossièrement parallèle. Ces magmas sont inhomogènes de par leur texture variable et leur couleur, cela suggère des contaminations locales (*affleurement correspondant MH 2-18-1*)..... 83

Planche 2. XXXV: Photo de terrain montrant l'accumulation de fondu dans les extrémités des boudins (dans l'encadré)..... 83

Planche 2.XXXVI: Photo de terrain montrant une structure boudinée majeure remplie de magma charnockitique. Le magma provient des niveaux parallèles de charnockite et vient s'accumuler dans l'extrémité du boudin (suivant les flèches)..... 86

Planche 2.XXXVII: Photo de terrain montrant l'accumulation de magma dans la charnière du pli S1b. Les flancs, étirés, ne retiennent pas le magma qui préfère migrer vers des zones de basse pression (charnière). La granulométrie est également plus grossière dans ces charnières (*affleurement correspondant MH 1-18-30*)..... 86

Planche 2.XXXVIII: Photo de terrain montrant un magma accumulé dans une charnière qui est expulsé par une série de veines irrégulières interconnectées parallèles ou sub-parallèles au plan axial..... 86

Planche 2.XXXIX: Photo de terrain montrant des leucosomes dans un plan de charnière complexe et qui ont subi S1b et S1d. L'intrusion a d'abord utilisé le plan axial du pli puis s'est développée radialement dans les niveaux compétents par un réseau de veines interconnectées (dans l'encadré)..... 88

Planche 2.XL: Photo de terrain montrant le fondu circulant dans une zone cisailée. Les fins leucosomes semblent rejoindre le niveau plus épais qu'ils ont nourri (*affleurement correspondant MH 10-18-3*)..... 88

Planche 2.XLI: Photo de terrain montrant un cisaillement qui modifie le transfert de magma et permet la connexion entre différents niveaux parallèles. Les magmas s'accumulent dans les zones de basse pression (BP) (*affleurement correspondant MH 98-1-21-2*)..... 88

Planche 2.XLII: Photo de terrain montrant une zone en échelon cisailée et dilatée où le magma s'accumule..... 90

Planche 2.XLIII: Photo de terrain montrant un dyke felsique intrusif. Dans le détail, les bordures semblent contenir un magma à grains plus fins expulsé du dyke majeur. Il emprunta par la suite les foliations du système où il se ramifiera..... 90

Planche 3.I: Photomicrographie d'une granulite mafique en lumière naturelle montrant la granulométrie fine à moyenne et la texture polygonalisée caractéristique. Les grains sont orientés selon la foliation..... 108

Planche 3.II: Photomicrographie d'une granulite mafique en lumière polarisée (planche 3.I) illustrant les contacts nets entre les grains et la recristallisation. Les clinopyroxènes se distinguent facilement des orthopyroxènes par leur biréfringence différente..... 108

Planche 3.III: Photomicrographie d'un agrégat de pyroxène, d'hornblende et d'opaque d'une granulite en lumière naturelle. Les pyroxènes présentent des microfractures et sont altérés. Le clinopyroxène altéré est remplacé par la hornblende (vert kaki) sur son pourtour, résultat du rétro-métamorphisme..... 108

Planche 3.IV: Photomicrographie d'un agrégat de pyroxène d'une granulite mafique en lumière polarisée. Les pyroxènes sont intimement liés. L'orthopyroxène présente d'une part des lamelles d'exsolution de clinopyroxène, et des clinopyroxènes s'agglomèrent d'autre part sur son pourtour..... 110

Planche 3.V: Photomicrographie d'un mélanosome en lumière naturelle dans une granulite mafique. Les minéraux mafiques (principalement les pyroxènes) se concentrent en fins niveaux parallèlement à la foliation. Leur forme est subidioblastique et leur taille est relativement moyenne. Quelques opaques ponctuent les mélanosomes..... 110

Planche 3.VI: Photomicrographie d'un mélanosome en lumière polarisée (planche 3.V). Cette photo met en évidence les différences de texture entre le mélanosome et sa matrice plus felsique. Les clinopyroxènes sont de petite taille, comparable à la texture de la matrice qui semble recristallisée, et mettent en valeur les orthopyroxènes bien développés. Il est intéressant de noter l'extinction roulante dans les gros cristaux de pyroxène, évidence de déformation syn à post-métamorphique..... 110

Planche 3.VII: Photomicrographie d'une granulite intermédiaire en lumière naturelle. La granulite intermédiaire montre deux caractéristiques texturales : (1) la présence de domaines quartzo-feldspathiques elliptiques qui baignent dans (2) une matrice mafique finement à moyennement grenue, homogène et polygonalisée..... 112

Planche 3.VIII: Photomicrographie d'une granulite intermédiaire en lumière polarisée (planche 3.VII). La lumière polarisée met en valeur la texture polygonalisée des domaines quartzo-feldspathiques. L'extinction roulante de certains minéraux est décelable, rappelant l'influence de la déformation. La texture de la matrice est beaucoup plus fine, comme l'illustre notamment l'agrégat de grenat associé aux biotites, que celle des domaines polygonaux suggérant une recristallisation..... 112

Planche 3.IX: Photomicrographie d'un leucosome de granulite mafique en lumière naturelle. Les leucosomes se présentent sous forme de veines, soulignant la foliation. Ils sont constitués de matériel quartzo-feldspathique et baignent dans une matrice mafique à texture polygonale caractéristique. Les contacts entre la matrice et le leucosome sont nets, suggérant une zone de transfert local..... 117

Planche 3.X: Photomicrographie d'un leucosome de granulite mafique en lumière polarisée (planche 3.IX). Les différences de texture sont claires. Le leucosome présente une granulométrie fine à moyenne, suggérant une recristallisation. Les minéraux sont orientés selon la foliation et montrent des extinctions roulantes. La matrice est finement grenue, moins déformée et contraste avec les leucosomes..... 117

Planche 3.XI: Photomicrographie d'une anorthosite en lumière polarisée. La texture est polygonale et bien développée indiquant que la texture originelle ignée a été oblitérée par la déformation puis par la recristallisation dynamique. Quelques minéraux mafiques (clinopyroxène et orthopyroxène) sont disséminés parmi les plagioclases..... 117

Planche 3.XII: Photomicrographie d'un métasédiment en lumière naturelle. Cette texture hétérogène est caractéristique des pélites riches en grenats. Les minéraux (biotite et sillimanite) sont orientés selon la foliation. Les grenats sont porphyroblastiques comparés aux autres minéraux, altérés et forment des agrégats. La sillimanite se trouve en général associée aux grenats..... 119

Planche 3.XIII: Photomicrographie d'un métasédiment en lumière polarisée (planche 3.XII). La différence de texture entre la matrice et les agrégats de grenat est mise en valeur. La matrice est essentiellement composée de matériau quartzo-feldspathique avec beaucoup de biotite et de sillimanite. La biotite est altérée et souvent intimement associée ou en inclusion dans le grenat. Les grenats sont altérés et montrent fractures et inclusions multiples, suggérant l'efficacité des réactions métamorphiques l'impliquant..... 119

Planche 3.XIV: Photomicrographie de feldspath perthitique dans une roche métasédimentaire en lumière polarisée. Le feldspath dans ce cas particulier est remplacé par la biotite. La biotite attaque les pourtours du feldspath de manière diffuse pour le détruire et le remplacer. Deux stades d'évolution sont distinguables : (1) au centre gauche, le remplacement débute sur le pourtour du feldspath, et (2) le feldspath est digéré par la biotite en bas à droite de la photo..123

Planche 3.XV: Photomicrographie d'agrégats de grenat, sillimanite et biotite métasédimentaires en lumière naturelle. Cette photo montre deux types de grenat : d'une part un grenat subarrondi et subidioblastique en haut à droite et d'autre part un grenat (ou agrégat) poëcilitique au centre. Le grenat poëcilitique est comblé essentiellement par des inclusions de biotite, de sillimanite et d'opaque. Il est également enveloppé par un niveau de sillimanite. L'association sillimanite, biotite grenat est caractéristique d'une réaction métamorphique, d'où leur association intime et les remplacements observés..... 123

Planche 3.XVI: Photomicrographie de grenat dans un métasédiment en lumière polarisée. La biotite est présente à la fois sur les pourtours et en inclusion dans le grenat. Le grenat perd complètement sa forme et structure car digéré à la fois sur les pourtours et à l'intérieur par la biotite. La réaction métamorphique de remplacement est donc bien avancée..... 123

Planche 3.XVII: Photomicrographie de grenats dans un métasédiment en lumière polarisée. Le grenat au centre de la photo est pœcilitique. Il montre des inclusions de quartz et feldspath, de biotite qui le remplacent. Le grenat est lui-même en inclusion dans les sillimanites représentées par les baguettes. Ce grenat constitue un exemple typique où siège des réactions métamorphiques de remplacement. L'absence de muscovite suggère que la réaction l'impliquant s'est terminée avant la disparition totale de la biotite..... 130

Planche 3.XVIII : Photomicrographie de leucosome dans un métasédiment semi-pélite à psammopélite en lumière naturelle. La texture est hétérogène et les minéraux sont orientés selon la foliation. Les grenats suivent la bordure interne du leucosome qui présente des minéraux felsiques plus grossiers par rapport à la matrice (en haut à gauche). La sillimanite se répartit également sur les bordures externes du leucosome..... 130

Planche 3.XIX: Photomicrographie d'une quartzite en lumière polarisée. La quartzite est comparable à une blastomylonite. Les biotites en forme de poisson se trouvent dans une matrice fortement recristallisée. Les bordures de quartz semblent emboîtées sans espaces interstitiels et irrégulières à cause de la migration de grains sur les bordures après mylonitisation. Il faut néanmoins préciser que la roche a été redéformée après un épisode de croissance de grain, si on en juge par l'extinction roulante et les bordures de grain lobées..... 130

Planche 3.XX: Photomicrographie d'un granite à grenat, biotite et sillimanite en lumière naturelle. La granulométrie est hétérogène, le grenat est en effet porphyroblastique et pœcilitique, la biotite se présente sous forme de fines baguettes. La foliation est soulignée par la biotite et la sillimanite. La sillimanite, la biotite et le grenat montrent le même aspect que pour le métasédiment..... 135

Planche 3.XXI: Photomicrographie d'un granite à grenat, biotite et sillimanite en lumière polarisée (planche XX). Les grenats baignent dans une matrice hétérogène quartzo-feldspathique à biotite et sillimanite, tout comme le leucosome (planche 3.XVIII). La foliation marquée par les minéraux les plus fins enveloppe les grenats et marque la déformation..... 135

Planche 3.XXII: Photomicrographie d'un granite à grenat en lumière polarisée. Ce granite montre une texture hétérogène avec des grenats pœcilitiques subarrondis par une forte déformation baignant dans une matrice quartzo-feldspathique finement à moyennement grenue et déformée (voire recristallisée). La biotite se fait rare..... 135

Planche 3.XXIII: Photomicrographie d'une charnockite typique en lumière polarisée. La texture est déformée et hétérogène. Les feldspaths K (mâclés Carlsbad) sont porphyroblastiques et suivent la déformation générale, ils baignent dans une matrice à grain fin où l'on trouve des orthopyroxènes. La recristallisation est omniprésente et enveloppe les porphyroblastes marquant également la foliation..... 142

Planche 3.XXIV: Photomicrographie d'une charnockite typique en lumière polarisée. La texture est déformée et hétérogène. Les feldspaths se présentent sous forme d'agrégats de microcline et de feldspath perthitique. Les grenats forment des agrégats de petits minéraux, orientés selon la déformation. Les orthopyroxènes constituant la matrice sont sous forme de grain fin..... 142

Planche 3.XXV: Photomicrographie d'un granite à orthopyroxène en lumière polarisée. La texture est hétérogène et présente des caractéristiques semblables aux charnockites : porphyroblastes dans une matrice fine à moyenne. Les quartz enregistrent la déformation par leur extinction roulante. Les orthopyroxènes dans ce cas sont bien développés voire subidiomorphes..... 142

Planche 3.XXVI: Photomicrographie d'un hybride statique prédéformationnel en lumière polarisée. Les porphyroblastes de feldspath, dans ce cas anthiperthite, baignent dans une matrice à grains moyens caractéristique d'une granulite intermédiaire..... 145

Planche 3.XXVII: Photomicrographie d'un hybride statique prédéformationnel en lumière polarisée. Le domaine quartzo-feldspathique recristallisé se trouve dans une matrice de type granulite intermédiaire montrant une granulométrie hétérogène. Les minéraux mafiques enveloppent le domaine qui semble orienté selon la déformation..... 145

Planche 3.XXVIII: Photomicrographie d'un hybride dynamique en lumière polarisée. Le contact entre la partie felsique c'est à dire l'hybride dynamique, et la partie mafique, c'est à dire la granulite mafique est net. Il suggère un transfert local de magma felsique dans la roche mafique. La différence est également accentuée par les textures respectivement grossière pour l'hybride et finement grenue pour la granulite..... 145

Liste des tableaux

Tableau 1.1: Résumé des événements tectoniques et leur chronologie, incluant les Provinces affectées (adapté de Collins et Shaw 1995).....	9
Tableau 1.2: Corrélations entre les nomenclatures de Collins et Sawyer (1996), Clarke et Powell (1991), Collins et Williams (1995) et Collins et Shaw (1995).....	16
Tableau 2.1: Distribution des assemblages lithologiques et structuraux du massif du Mont Hay.....	25
Tableau 4.1: Nombre et type de minéraux analysés par roche.....	149
Tableau 4.2 : Fractions ioniques des grenats.....	155
Tableau 4.3 : Comparaison des XMg total des roches avec les XMg des grenats minéraux les constituant.....	158
Tableau 4.4 : Fractions ioniques des amphiboles.....	163
Tableau 5.1: Occupation des sites tétraédraux M1 et M2 pour les clinopyroxènes de MH 1-13-7 (le calcul du nombre d'ion est basé sur 6 oxygènes) et calcul de l'activité selon Wood (1979).....	182
Tableau 5.2: Fraction de l'anorthite et autres paramètres définis par McCarthy et Patiño Douce (1998) utilisés pour le calcul de l'activité de l'anorthite dans le plagioclase.....	183
Tableau 5.3 a: Fractions molaires et expression de l'activité idéale pour le clinopyroxène.....	184
Tableau 5.3 b : Fractions molaires et expression de l'activité idéale pour le plagioclase...	184
Tableau 5.3c: Calcul du paramètre Xb selon Holland et Powell (1992) et McCarthy et Patiño Douce (1998).....	185
Tableau 5.4: Calcul des pressions selon la méthode de McCarthy et Patiño Douce (1998).....	186
Tableau 5.5a: Nombre d'ion pour les grenats	189
Tableau 5.5b: Nombre d'ion pour les grenats et orthopyroxènes et calcul des fractions ioniques des orthopyroxènes.....	190
Tableau 5.6 : Calculs des températures par la méthode de Sen et Bhattacharya (1984).....	191
Tableau 5.7 : Calcul du rapport (Mg/Fe) du grenat à partir des ions.....	195

Tableau 5.8 : Calcul du rapport (Mg/Fe) de la biotite à partir des ions.....	195
Tableaux 5.9 a, b, c, d, e : Calcul de $\ln K_D$ pour les échantillons TH3-4, D6, MH 1-19-2, MH 1-9-1 et MH1-2T-1.....	196-197
Tableau 5.10 a, b, c, d, e : Calcul de T (°C) pour les échantillons TH3-4, D6, MH 1-19-2, MH 1-9-1 et MH1-2T-1.....	196-197
Tableau 5.11: Calcul des températures selon la méthode de Perchuk et Lavrent'eva(1983).	200
Tableau 5.12: Comparaison des résultats de Ferry et Spear (1978) et Perchuk et Lavrent'eva (1983) pour chaque roche, les minima et maxima sont retenus, les températures en °C...	200
Tableau 6.1 : Étude de la reproductibilité des résultats INAA par le shale standard	206
Tableau 6.2 : Compositions des granulites déterminées par XRF et INAA. Oxydes et LOI en pourcentage poids et les autres éléments en ppm.....	208
Tableau 6.3: Comparaison des compositions en oxydes majeurs des granulites mafiques, intermédiaires, felsiques.....	209
Tableau 6.4: Composition en oxydes majeurs des métasédiments comparée à la croûte continentale (Taylor et McLennan 1985 et 1995) et aux granites Protérozoïques (Condie 1993).....	221
Tableau 6.5: Calcul théorique du mélange 18% de métasédiment + 82% de N-Morb pour évaluer la composition des GM contaminées et comparer ces résultats aux GME présentes sur le terrain. Les chiffres en italiques représentent les minima et les chiffres en gras les maxima. N-MORB (Viereck <i>et al.</i> 1989).....	224
Tableau 6.6 : Compositions des métasédiments déterminées par XRF et INAA. Oxydes et LOI en pourcentage poids et les autres éléments en ppm.....	229
Tableau 6.7: Comparaison des expériences en laboratoire sur la fusion partielle non hydratée et les échantillons du massif du Mont Hay.....	238
Tableau 6.8 : Compositions des leucogranites et granites déterminées par XRF et INAA. Oxydes et LOI en pourcentage poids et les autres éléments en ppm.....	251
Tableau 6.9: Composition en oxydes majeurs des leucogranites.....	252
Tableau 6.10: Composition des expériences en laboratoire sur la fusion partielle non hydratée et les échantillons du massif du Mont Hay.....	253
Tableau 6.11 : Compositions des charnockites déterminées par XRF et INAA. Oxydes et LOI en pourcentage poids et les autres éléments en ppm.....	266

Tableau 6.12 : Composition en oxydes majeurs des charnockites.....	267
Tableau 6.13 : Compositions des hybrides déterminées par XRF et INAA. Oxydes et LOI en pourcentage poids et les autres éléments en ppm.....	277
Tableau 6.14: Liste des échantillons des unités macrorhythmiques ou MASLI.....	274
Tableau 6.15: Calcul des mélanges à partir des courbes des graphes.....	276
Tableau 7.1: Description des principaux symboles utilisés dans les équations (inspiré de Weinberg 1999).....	313
Tableau 7.2: Nombres, maxima, minima et moyennes pour les différents dykes de l’affleurement C3 stop 18.....	316
Tableau 7.3: Nombres, maxima, minima et moyennes pour les différents dykes de l’affleurement C9 stop 1.....	317
Tableau 7.4: Calcul des perméabilités et des débits unitaires selon le scénario 1 pour C3 stop 18.....	319
Tableau 7.5: Calcul des perméabilités et des débits unitaires selon le scénario 1 pour C1 stop 9.....	320
Tableau 7.6a: Scénarios 2a et b: Calcul des perméabilités (k en m^2) et des largeurs de source (W_s) en m avec $c=1$ mètre pour l’affleurement C3 stop 18.....	327
Tableau 7.6b: Scénarios 2a et b: Calcul des perméabilités (k en m^2) et des largeurs de source (W) en m avec $c=5$ mètres pour l’affleurement C3 stop 18.....	327
Tableau 7.7a: Scénario 2a: Calcul des perméabilités (k en m^2) et des largeurs de source (W) en m avec $c=1$ mètre pour l’affleurement C9 stop 1.....	328
Tableau 7.7b: Scénario 2a: Calcul des perméabilités (k en m^2) et des largeurs de source (W) en m avec $c=5$ mètres pour l’affleurement C9 stop 1.....	328
Tableau 7.8: Comparaison des résultats obtenus pour $W_s=2000m$ de Weinberg (1999) avec C3 stop 18 et C9 stop1.....	333
Tableau 7.9: Tableau de répartition des largeurs des dykes pour C3 stop 18.....	340
Tableau 7.10: Tableau de répartition des largeurs des dykes pour C9 stop 1.....	340
Tableau 7.11: Calcul des paramètres statistiques pour C3 stop 18.....	345
Tableau 7.12: Calcul des paramètres statistiques pour C9 stop 1.....	345
Tableau 7.13: Calcul du test de Student pour les affleurements C3 stop18 et C9 stop1.	346

Liste des cartes

Carte 1 : Carte montrant toutes les veines numérotées, leurs directions et pendages de l'affleurement C3 stop 18.

Carte 2 : Carte montrant les épaisseurs (w) des veines de leucosome et de charnockite de l'affleurement C3 stop 18.

Carte 3 : Carte montrant les espaces (l) entre les veines de leucosome et de charnockite de l'affleurement C3 stop 18.

Carte 4 : Carte montrant les épaisseurs (w) et les espaces (l) des veines d'hybride de l'affleurement C3 stop 18.

Carte 5 : Carte montrant les épaisseurs (w) et les espaces (l) entre toutes les veines de l'affleurement C3 stop 18.

Carte 6 : Carte montrant toutes les veines numérotées, leurs directions et pendages de l'affleurement C9 stop 1.

Carte 7 : Carte montrant les épaisseurs (w) des veines de charnockite et d'hybride de l'affleurement C9 stop 1.

Carte 8 : Carte montrant les épaisseurs (w) des veines de leucosome de l'affleurement C9 stop 1.

Carte 9 : Carte montrant les espaces (l) entre des veines d'hybride, de charnockite et de leucosome de l'affleurement C9 stop 1.

Liste des Annexes

ANNEXE A : Liste des abréviations

ANNEXE B : Description pétrographique des lames minces

ANNEXE C : Résultats des analyses à la microsonde et calcul des formules chimique selon la méthode de Deer *et al.* (1966) :

Annexe B1 : Les feldspaths

Annexe B2 : Les biotites

Annexe B3 : Les grenats

Annexe B4 : Les pyroxènes

Annexe B5 : Les amphiboles

Annexe B6 : Les sillimanites

Annexe B7 : Les oxydes

Annexe B8 : Les zircons

ANNEXE D : Analyses géochimiques

ANNEXE E : Mesures des affleurements C3 stop 18 et C9 stop 1

CHAPITRE 1

Introduction et Géologie

1.1 Introduction et objectifs

La migration de volumes importants de magma granitique de la croûte profonde à la surface est un facteur essentiel lors de la différenciation compositionnelle de la croûte continentale (Fyfe 1973; Vielzeuf *et al.* 1990). Le transfert de chaleur dans la croûte par des magmas qui la traversent, implique également de profondes modifications métamorphiques et rhéologiques (Wells 1980; Bohlen 1987; Barton et Hanson 1989; Harley 1989; Collins et Vernon 1991). Le processus de migration de fondu et de magma de la croûte profonde à la surface implique 3 étapes: (1) la ségrégation, par laquelle la fraction de fondu se sépare de la source et de la restite lors de la fusion partielle (Richter et McKenzie 1984; Sawyer 1991, 1994; Petford 1995); (2) le transfert, par lequel le fondu ou magma ségrégué remonte par flottaison et traverse la croûte de la source à son site d'emplacement (Rubin 1995; Clemens et Mawer 1992; Collins et Sawyer 1996) et (3) l'emplacement, par lequel la magma est collecté et forme un pluton dans la croûte en surface (Castro 1987; Paterson et Fowler 1993). Cette étude porte sur la caractérisation des magmas felsiques de manière générale, c'est à dire les processus géochimiques impliqués lors de la formation et de la migration de ces magmas dans la Croûte moyenne à profonde. La géochimie va élucider d'une part l'origine des roches, des magmas et fondus et d'autre part tenter d'apporter une réponse aux modifications subies par ces magmas et fondus. Les magmas sont en effet affectés

par (1) la contamination, (2) la fractionnement, (3) le mélange. Le milieu étudié (croûte profonde à moyenne) présente des conditions très particulières qui vont favoriser non seulement ces différents types de processus géochimiques, mais aussi créer un environnement optimal pour la production de magmas et leur transfert.

Le transfert de magma dans la croûte est actuellement très étudié, et il existe plusieurs écoles de pensée. Le diapirisme est considéré comme un moyen très efficace pour la remontée des magmas. Leur large volume et leur forme compacte les protègent d'une solidification rapide, et les diapirs expliquent la forme commune des plutons et leurs structures associées (Weinberg et Podladchikov 1994, 1995). Cependant, l'importance du diapirisme comme mécanisme général de transfert a été remis en cause par Clemens et Mawer (1992) car peu d'évidences structurales du passage de diapirs au travers de la Croûte sont observées. Par conséquent, l'intérêt a été porté sur le *dyking* comme mécanisme d'extraction. Le *dyking* se développerait dans les sources partiellement fondues (Ribe 1986, 1987; Wickham 1987; Sleep 1988; Stevenson 1989), ou s'auto-propagerait selon certaines conditions dans la croûte sub-solide (Bruce et Huppert 1990; Emerman et Marrett 1990; Lister et Kerr 1991; Rubin, 1993a,b, 1995), voire dans une croûte froide (Clemens et Mawer 1992; Petford *et al.* 1993 a et b). La conclusion essentielle de ces études théoriques sur les modèles de diapirs (Marsh 1982) ou de dykes (Clemens et Mawer 1992; Petford *et al.* 1993) est qu'il serait possible qu'un large pluton soit entièrement nourri par du magma migrant par un conduit unique; mais comme souligné par Collins et Sawyer (1996), est-ce vraiment possible dans la nature? En outre, peu d'attention a été portée sur un stade crucial de l'évolution des dykes : le développement d'un réseau interconnecté de dykes tributaires dans la source, nécessaire pour drainer le magma et nourrir un dyke transporteur plus important. Pour contrebalancer les théories du diapirisme et du *dyking*, beaucoup d'injections de migmatites *in situ* sont décrites selon différents processus.

En effet, la migration des magmas se produit dans un réseau de veines dont le rôle et la géométrie sont actuellement mal connus et où le *dyking* joue un rôle mineur. La migration infiltrante permet le déplacement de magma dans les réseaux développés, en particulier dans les roches à haute température comme le décrit Weinberg (1999). Les processus impliqués sont (1) le pompage tectonique (Hutton *et al.* 1990; D'Lemos *et al.* 1992; Brown, 1994; Brown *et al.* 1995; Grocott *et al.* 1994; Brown et Rushmer 1997; Collins et Sawyer 1996; Sawyer, Dombrowski et Collins 1999), (2) les pressions magmatiques qui permettent aux magmas coincés dans les roches à faible viscosité de se déplacer en utilisant les structures contrôlées par les zones de fragilités comme au *Pangong Injection Complex* (Weinberg et Searle 1998), ou (3) les intrusions à fluide riche en volatiles qui par leur augmentation de volume induisent une augmentation de pression de fluide ouvrant alors les voies pour une intrusion pénétrative (Walker et Mathias 1947; Weinberg et Searle 1998).

Objectifs et méthodologie

Les buts essentiels de ce travail sont d'une part de caractériser les magmas présents ou ayant circulé dans la Croûte et surtout d'autre part, d'étudier leur système de transport sous forme de réseau interconnecté et de déterminer les paramètres physiques qui le contrôlent. Le massif du Mont Hay, région protérozoïque en Australie centrale, et partie de la Croûte moyenne à profonde, où les magmas felsiques ont été produits et transférés, présente les caractéristiques optimales pour cette étude. Il s'avère alors nécessaire de s'intéresser, (1) à l'origine de ces magmas, car ils en portent la signature géochimique, (2) à leur comportement et leur évolution (notamment lors de leur migration) sous l'effet de conditions de température et de pression du faciès granulitique, engendrant l'anatexie, (3) à leur transfert par un système interconnecté dans la croûte moyenne à profonde que constitue le massif du Mont Hay. L'étude de la géochimie

va déterminer, (1) l'origine des magmas issus de la fusion partielle ou d'une source plus profonde, (2) les modifications subies par ces magmas qui sont de plusieurs ordres, c'est à dire la fractionnement, la contamination et les mélanges. La cartographie précise d'affleurements du massif du Mont Hay va permettre de chiffrer et de comprendre ce processus de migration infiltrante par des veines, rendue possible par des conditions optimales, c'est à dire des températures d'environ 825-875°C et des pressions de 6-7 kbar. Le siège de ces modifications qui est la Croûte profonde à moyenne à haute température, va jouer un rôle dans ces différents processus. En effet, cette partie de la Croûte constitue une zone de transfert pour ces magmas et fondus, son évolution est interdépendante non seulement de la qualité des magmas (viscosité, densité), de leur quantité mais aussi des conditions tectoniques locales comme les cisaillements, les épisodes de plissement, d'ouverture et de fermeture de veine. De plus, le système doit être alimenté pour être viable et doit présenter une géométrie optimale. Le but est de documenter chaque étape de la genèse des magmas et de leur système de transport, par des observations de terrain et des analyses géochimiques. Enfin, la modélisation va permettre de distinguer deux systèmes (1) la formation des protolithes (origine des roches magmatiques) dans un système magmatique statique non déformationnel, (2) la formation des magmas felsiques, leur évolution et leur transfert dans un système dynamique syndéformationnel.

1.2 Géologie régionale

1.2.1 Choix de la région

Le complexe de *l'Arunta Inlier* représente une des plus grandes régions du Protérozoïque en Australie (200 000 km²). Cette région (figure 1.1) est particulièrement propice pour des études géologiques, car non seulement elle est facile d'accès mais elle présente aussi des affleurements continus et à grande échelle. Elle permet donc de documenter avec

continuité et précision les phénomènes géologiques observés. Dans cette étude, l'attention est portée sur une section de la Croûte plus profonde, notamment représentée par le massif du Mont Hay (figures 1.1, 1.2 et 1.3), qui a été le siège de la formation, du transfert de magmas et fondus, lesquels constituent l'objet de cette étude. Ces arguments révèlent l'unique opportunité de comprendre les processus crustaux du Précambrien et concernant la caractérisation et la migration des magmas felsiques dans un environnement de recyclage de la Croûte.

Différentes études stratigraphiques, tectoniques et métamorphiques (Stewart *et al.* 1984; Shaw *et al.* 1984) ont été menées sur l'*Arunta Inlier*, celles-ci sont complétées par de nombreuses études géochronologiques (Collins et Shaw 1995; Zhao et Bennett 1995; Zhao et McCulloch 1995) qui permettent d'affiner les découpages tectono-stratigraphiques actuels, ainsi que de vérifier les limites de provinces géologiques. Les limites ont été confirmées par la carte des anomalies magnétiques où les provinces tectoniques et les structures apparaissent clairement (figure 1.2).

Dans le but de mieux comprendre le contexte géologique régional, et ainsi celui de cette présente étude, il est nécessaire de faire une revue des travaux antérieurs et de présenter une histoire tectono-stratigraphique.

1.2.2 Histoire tectono-stratigraphique

L'histoire tectono-stratigraphique de l'*Arunta Inlier* a été établie par Stewart *et al.* (1984) et Shaw *et al.* (1984) sur la base des travaux de géochronologie de Black *et al.* (1983). L'*Arunta Inlier* est considéré comme étant une partie d'une zone mobile majeure de croûte du Protérozoïque en Australie centrale, qui comprend trois provinces tectoniques : nord, centre et sud (figure 1.1). Chaque province se différencie par sa lithologie, sa stratigraphie, son

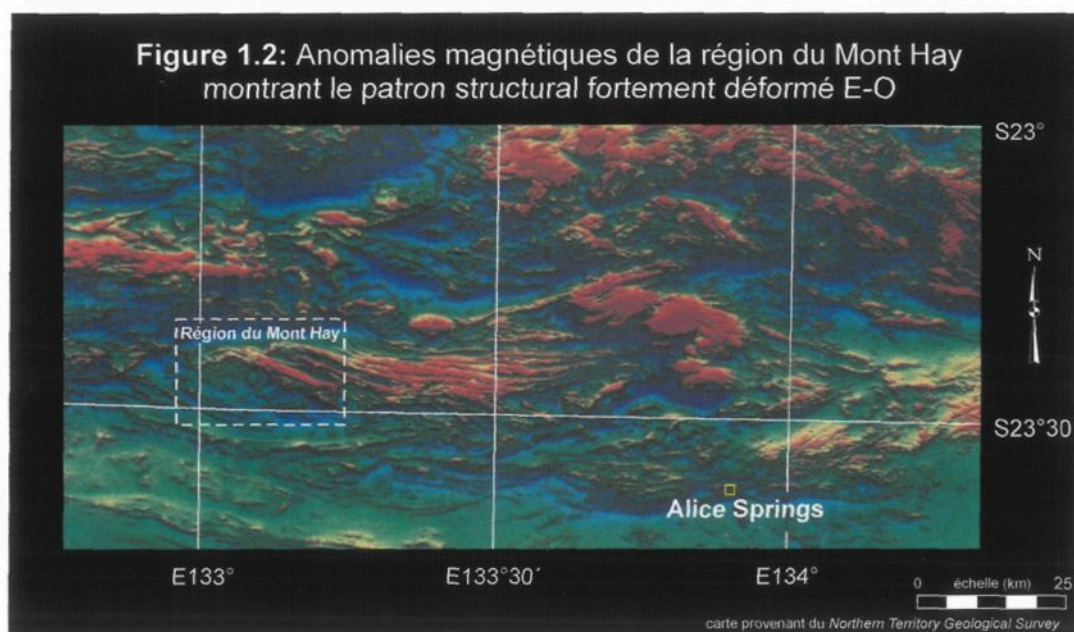
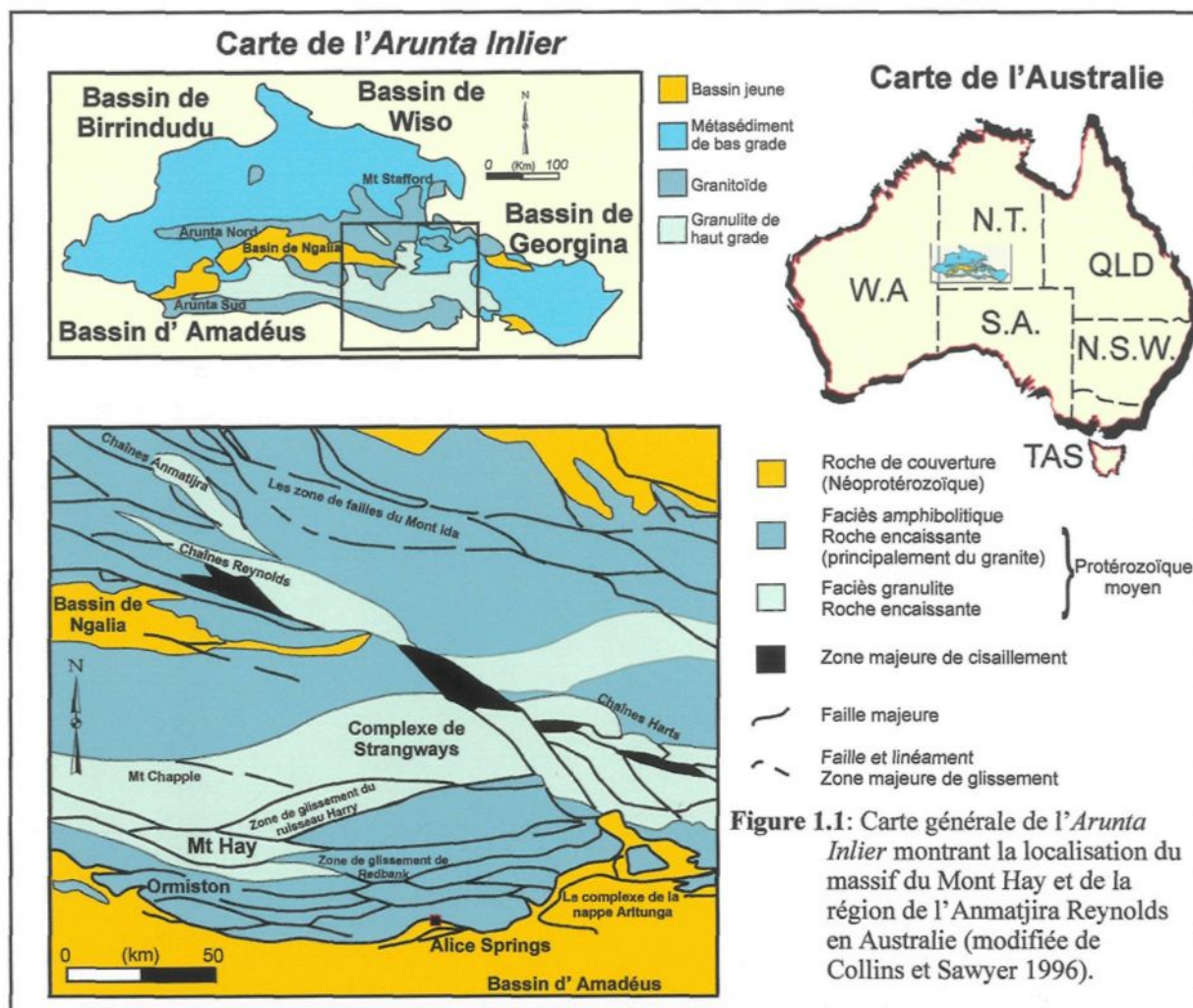
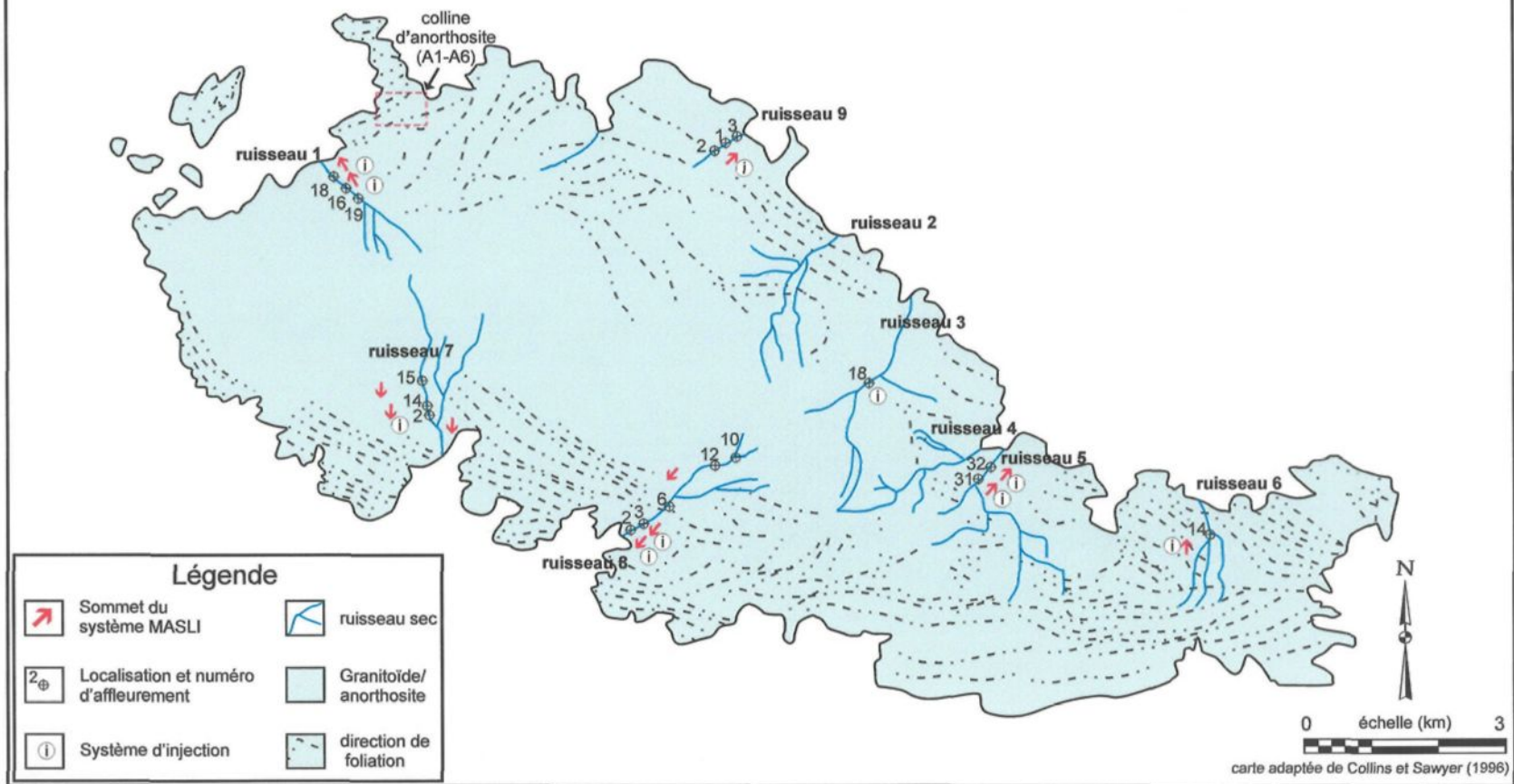


Figure 1.3: Carte du massif du Mont Hay montrant les ruisseaux cartographiés et la distribution des différents systèmes. La polarité (sommets du système MASLI prédéformationnel) est basée sur l'orientation des structures de mélange de magmas mafique et felsique. Le transfert syndéformationnel de magmas dans les veines et fractures est représenté par le système d'injection.



métamorphisme et ses déformations, celles-ci sont séparées par des zones de déformations majeures, comme le confirme les anomalies magnétiques qui montrent la structure E-O fortement développée (figure 1.2).

En prenant en compte tous ces facteurs, la séquence supracrustale de l'Arunta a été divisée en trois groupes stratigraphiques : les divisions 1, 2 et 3, la première étant la plus vieille et la troisième la plus jeune (Stewart *et al.* 1984). La division 1 est composée de roches métavolcaniques mafiques et felsiques et de métapélites immatures métamorphisées au faciès granulite. La division 2 est dominée par des métasédiments immatures d'origine turbiditique dans lesquels les granites déformés sont intrusifs. La division 3 comporte des métasédiments de plate-forme comme des argiles, des carbonates et des quartzites qui recouvrent les autres divisions. L'évolution tectonique de l'*Arunta Inlier* est considérée comme un modèle de Croûte qui a subi six cycles crustaux de compressions et d'extensions pendant 1500 Ma (Shaw *et al.* 1984).

1.2.3 Histoire tectono-métamorphique

L'histoire tectonique de la région se divise en quatre étapes (tableau 1.1): (1) la formation de la croûte, (2) le premier cycle tectonique Stafford et Reynolds, (3) le deuxième cycle tectonique Strangways, Argilke, Chewings et (4) les événements plus récents de Anmatjira, de Teapot et d'Alice Springs.

1.2.3.1 Formation de la croûte: événement tectonique de Yuendumu

La croûte s'est formée avant 1880 Ma selon une datation U-Pb sur le zircon (Young *et al.* 1995). Pendant cette période, l'assemblage Bunghara (communément appelé division 1 par

Tableau 1.1:Résumé des événements tectoniques et leur chronologie, incluant les Provinces affectées (adapté de Collins et Shaw, 1995).

Age (Ma)	Événement tectonique	Province affectée
avant 1880	Événement tectonique de Yuendumu	nord
PREMIER CYCLE TECTONIQUE		
1860-1820	Phase tectonique du Mont Stafford	nord et possiblement centre
1820-1780	Dépôt de l'assemblage Reynolds Formation du protolithe du Mont Hay	nord et centre
SECOND CYCLE TECTONIQUE		
1780-1770	Orogénèse de Strangways précoce	nord et centre
1745-1730	Orogénèse de Strangways tardive	nord et centre
1670-1660	Événement tectonique d'Argilke	nord, centre et sud
LES CYCLES TECTONIQUES JEUNES		
vers 1600	Orogénèse de Chewings	nord, sud et possiblement centre
1500-1400	Phase de soulèvement de Anmatjira	centre, sud possiblement nord
1200-1150	Événement magmatique de Teapot	sud
1050	Intrusion d'un dyke de dolérite	nord, centre et sud
400-300	Orogénèse d'Alice Springs	nord, sud et centre

Stewart *et al.* 1984) se constitue: des granulites felsiques, intermédiaires et mafiques, et des gneiss. Les études isochrones de Sm-Nd (Zhao *et al.* 1993, 1995) ont donné des modèles d'âges qui suggèrent un recyclage de la croûte archéenne mélangée avec du manteau juvénile. Trois hypothèses sont suggérées dans la littérature sur le même type de modèle, pour expliquer un tel mélange qui s'effectuerait:

- (1) soit pendant la génération de granitoïdes, qui proviendraient d'une interaction directe croûte-manteau (Nelson et De Paolo 1985),
- (2) soit pendant les événements de chevauchement de croûte (Etheridge *et al.* 1987)
- (3) soit pendant les événements de subduction précoce possiblement associé à un système de bassin d'arrière-arc (Zhao et McCulloch 1995).

Les théories (1) et (2) sont délaissées au profit du modèle (3) qui s'avère plus réaliste à l'échelle régionale (Kinder 1996) et dans l'environnement tectonique de l'Arunta.

La déposition des sédiments de *Lander Beds* (se référant à la division 2 de Stewart *et al.* 1984) s'effectuerait sur cette croûte continentale amincie (Collins et Shaw 1995).

1.2.3.2 Premier cycle tectonique: le Mont Stafford et l'assemblage Reynolds

Le premier cycle tectonique est constitué de (1) la phase tectonique de Stafford et (2) le dépôt des assemblages de Reynolds. Collins et Williams (1995) ont daté cette phase tectonique de Stafford à > 1820 Ma en utilisant les analyses U-Pb sur les granites et migmatites. L'événement tectonique de Yuendumu vers 1880 Ma est caractérisé tout comme l'événement suivant de Stafford vers 1860-1820 Ma par un métamorphisme de basse pression et de haute température (D1/M1 : Clarke et Powell 1991; D : déformation et M: métamorphisme). L'événement de Yuendumu est associé au complexe de grande déformation

dans les migmatites (Young *et al.* 1995). Les granites du Mont Stafford sont intrusifs dans l'assemblage Lander vers 1860- 1820 Ma et associés à une compression NE-SO (Vernon *et al.* 1990); pendant cette période, le dépôt des sédiments de *Reynolds Range* (correspondant à la division 3 de Stewart *et al.* 1984) s'est produit associant turbidites, arénites et calco-silicates qui forment une séquence de plate forme marginale près d'un rift (Dirks *et al.* 1991).

1.2.3.3 Second cycle tectonique: Strangways, Argilke et Chewings

Le second cycle tectonique qui s'étend de 1760 Ma (Mortimer *et al.* 1987; Black 1980; Zhao et Bennett 1995) jusque 1600 Ma, débute par (1) l'orogénèse de Strangways divisée en phases de Weldon précoce et Pfitzner tardive, se continue par (2) la phase Argilke et se termine par (3) la phase Chewings.

(1) L'orogénèse de Strangways : Phases tectoniques successives de Weldon et Pfitzner

La phase tectonique de Strangways est majeure et se divise en deux orogénèses, une précoce et une tardive.

La phase précoce Weldon constitue l'événement majeur de l'*Arunta Inlier* qui s'est déroulé vers 1780-1770 Ma (D2/M2 régionale: Clarke et Powell 1991). Le métamorphisme est de basse pression et de haute température. Dans le nord, l'orogénèse est accompagnée d'intrusions volumineuses de granites syntectoniques, qui ont généré ou accompagné des pics de métamorphisme (Collins et Vernon 1991).

La phase tectonique tardive Pfitzner du complexe métamorphique de Strangways s'est déroulée sous des conditions de faciès granulite et a produit des plis en fourreau à l'échelle kilométrique (D3/M3 : Clarke et Powell 1991) qui résultent du chevauchement N-O

(Goscombe 1991, 1992), et a également produit un épaissement crustal. Cette phase tectonique Pfitzner se situe vers 1745 Ma d'après les suites granitiques déformées. Certaines zones de cisaillements N-O constituent des structures en extension, ce qui a permis à Lafrance *et al.* (1995) de considérer un effondrement lié à l'extension après l'épaississement D3 causé par l'anatexie étendue (comme le granite de Wuluma vers 1730 Ma). Deux possibilités sont envisagées concernant le développement de l'orogénèse: soit de brefs événements, soit un événement tectonique majeur (Collins et Shaw 1995).

(2) *La phase Argilke*

L'événement de l'Argilke est associé à la génération et à l'emplacement des roches ignées et felsiques dans la sud de la Province. Il est daté à 1690-1660 Ma par la méthode U-Pb sur des zircons (Collins et Williams 1995).

(3) *La phase Chewings*

L'orogénèse de Chewings (D4 : Clarke et Powell, 1991) vers 1600 Ma constitue une partie de la phase de déformation toujours dans le sud (Shaw *et al.* 1984) et pourrait faire partie d'un système de chevauchement majeur (Teyssier *et al.* 1988). Au nord, cette orogénèse est limitée principalement à des intrusions de dykes post-tectoniques et pegmatitiques dans la région de Anmatjira-Reynolds (Collins et Williams 1995).

1.2.3.4 Événements plus récents

Les événements plus récents sont marqués par (1) la phase de soulèvement de l'Anmatjira, (2) le magmatisme comme l'événement Teapot et les intrusions de dykes, et enfin (3) l'orogénèse d'Alice Springs.

(1) *Phase de soulèvement de l'Anmatjira*

Cette phase affecte toute la Province centre et sud essentiellement.

(2) *Magmatisme et intrusion de dykes*

Le magmatisme est réaffirmé vers 1200-1100 Ma (Black et Shaw 1995) par l'événement magmatique des granitoïdes de Teapot (région d'Ormiston, sud du massif du Mont Hay) et les pegmatites associées. Par la suite, la mise en place de dykes de dolérite serait synchrone aux perturbations thermales associées à l'extension puis au refroidissement lié à l'événement magmatique de Teapot vers 1080 Ma.

(3) *La phase d'Alice Springs*

Le cycle tectonique se termine par l'orogénèse intracratonique d'Alice Springs, considérée par Shaw *et al.*, (1992a) comme une orogénèse intracontinentale pendant l'événement thermal de l'ouest de l'Arunta. L'événement est limité et met en évidence le champ de contrainte compressif au niveau des intraplaques continentales, et par conséquent ramène la croûte profonde à la surface par un chevauchement intracratonique (Shaw *et al.* 1984; Collins et Teyssier 1989; Goleby *et al.* 1989; Shaw et Black, 1991; Shaw *et al.* 1992a) lequel met à jour le massif du Mont Hay.

1.3 Géologie locale

1.3.1 Polymétamorphisme

La région centrale de l'*Arunta Inlier* a évolué plus profondément que les deux autres régions Nord et Sud car elle a subi un polymétamorphisme et plusieurs déformations durant

les deux événements métamorphiques et tectoniques de 1700-1600 Ma et 1500-1400 Ma (Shaw *et al.* 1984). La partie nord représente la partie moyenne et supérieure de *Anmatjira-Reynolds Range*. Les différents niveaux crustaux se sont juxtaposés le long d'une zone majeure de chevauchement pendant le Paléozoïque (Collins et Teyssier 1989) et possiblement durant le milieu du Protérozoïque (Shaw et Black 1991).

Le massif du Mont Hay, dans la région centrale représente la partie la plus profonde de l'*Arunta Inlier*, basée sur des conditions P-T (Harley *et al.* 1994), les profils de réflexion sismiques profonds (Goleby *et al.* 1989) et les anomalies télé-sismiques (Lambeck *et al.* 1988).

Quelques études métamorphiques ont été faites sur le massif du Mont Hay. Shaw et Black (1991) ont estimé les conditions de pression et température dans un domaine de 7-8 kbar et 700-800°C, en utilisant les métapélites et les granulites mafiques à grenat. Les résultats sont consistants avec ceux de Harley *et al.* (1994), qui ont calculé des valeurs de $P > 6$ kbar et des valeurs de $T = 780-850^{\circ}\text{C}$, basées sur des assemblages de calco-silicates. Harley *et al.* (1994) ont également démontré que les couronnes de grenats dans les scapolites du massif du Mont Hay sont le résultat d'un refroidissement presque isobare, ou avec une pression croissante pendant la dernière partie de l'histoire tectonique.

Les datations à la microsonde SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) de U-Pb des zircons des granulites mafiques et intermédiaires métamorphiques, et des bordures de zircon des granitoïdes dans la région, donnent un âge d'environ 1770 Ma (W.J. Collins et I. S. Williams, données non publiées). Comme les roches l'ont enregistré, le pic de métamorphisme de l'assemblage métamorphique minéral est de 1770 Ma, cette âge est donc considéré comme le pic métamorphique de la région.

1.3.2 Structure locale

L'histoire précoce du complexe métamorphique de Strangways peut être divisée en trois phases tectoniques : Weldon ou phase précoce de Strangways (basse pression, haute température), Pfitzner ou phase tardive de Strangways (épaississement crustal et pression moyenne), et Wuluma (extension après épaississement associé à la génération de granite et une hydratation régionale: Lafrance *et al.* 1995). Weldon est une phase tectonique indépendante du cycle tectonique mais les phases de Pfitzner et Wuluma représentent les causes et effets du second cycle.

Il est possible de corrélér ces événements plus précisément avec le massif Mont Hay dont l'histoire tectonique ressemble à celle du complexe métamorphique de Strangways, c'est à dire une série de déformations (D1a et D1b essentiellement, D1c et D1d mineures, selon la nomenclature de Collins et Sawyer 1996) qui correspondent aux phases tectoniques majeures qui ont affecté la région (Collins et Shaw 1995). L'assemblage du massif du Mont Hay est similaire d'un point de vue lithologique à celui de Strangways, mais diffère par la proportion des divers types de roches. Les granulites mafiques sont abondantes, les métasédiments sont rares et les roches ignées de composition intermédiaire sont communes. En vue d'homogénéiser le texte, les nomenclatures de Collins et Sawyer (1996) vont être utilisées pour la phase déformationnelle de Strangways qui définit l'histoire tectonique du massif du Mont Hay. Pour les autres phases de déformation majeure, la nomenclature plus générale de Clarke et Powell (1991) sera préférée (D1, D2= D1a-b-c-d de Collins et Sawyer (1996), D3 et D4). Un tableau de corrélation permet d'établir les correspondances entre les nomenclatures (tableau 1.2).

Tableau 1.2: Corrélations entre les nomenclatures de Collins et Sawyer (1996), de Clarke et Powell (1991), de Collins et Williams (1995) et de Collins et Shaw (1995)

	Clarke et Powell (1991)	Collins et Sawyer (1996)				Collins et Williams (1995)		Collins et Shaw (1995)
âge Ma	Déformation (D) et métamorphisme (M)	Déformation (D)	Plis (F)	Linéation (L)	Schistosité (S)	Métamorphisme(M) et âge		Événement régional
1870	assemblage de Lander							Dépôt de l'assemblage Lander
PREMIER CYCLE TECTONIQUE								
1850	M1 et D1 précoces							Phase tectonique Stafford
						M1 faciès granulite	1818 +/-8Ma	(D1, M1) 1860-1820Ma Dépôt de l'assemblage Reynolds
SECOND CYCLE TECTONIQUE								
1770	Emplacement des granitoïdes D2 et M2	D1a	F1a isoclinal intrafolial	L1a ubiquiste	S1a dominante forte	M2, D1 faciès granulite	1770 Ma	Phase tectonique Weldon Orogénèse de Strangways D2, M2 1780-1700Ma
1730	D3 et M3 Faciès granulitique, plissage	D1b	F1b isoclinal coaxial L1a	L1b	S1b pénétrative parallèle à S1a dominante		1745 à 1730 Ma	
1650	Fusion partielle du gneiss Napperby	D1c	F1c coaxial L1a ouvert isoclinal E-W	L1c	S1c Oblitérée par S1b		1600 à 1650Ma (Collins communication personnelle 1996)	Phase Argille? (développement du zircon) 1660Ma
1590	plis SE , D4	D1d	F1d pli en fourreau	L1d NE	S1d crénulation			Phase Chewings? emplacement de pegmatite 1590Ma
								Orogénèse d'Alice Springs développement de zone de cisaillement 400-300Ma

1.3.2.1 Phase de déformation D1a

La première phase de déformation D1a est pénétrative avec des niveaux parallèles à la fabrique (S1a) et à la linéation d'élongation (L1a). Dans un cycle initial, les granulites mafiques migmatisées sont transposées dans une foliation dominante forte (S1a) qui comporte des plis intrafoliaux F1a (Shaw et Black 1991). S1a a été formée à l'échelle kilométrique, les éléments structuraux de D1a ne sont pas bien préservés dans le massif du Mont Hay à cause de la surimpression coaxiale D1b. En général, les leucosomes de cette région semblent intrusifs syn ou post-déformationnels car ils sont orientés parallèlement à la déformation, en exploitant la fabrique S1a. Les leucosomes s'accumulent souvent dans les plis axiaux et les charnières des structures F1a et sont alors plissés par les déformations suivantes (Collins et Sawyer 1996). Dans les granulites mafiques, D1a est définie par les elongations minérales de pyroxène et de plagioclase. S1a est soulignée par les veines alignées, les schlierens et enclaves dans les migmatites et par des niveaux concordants centimétriques à décimétriques de granitoïdes à mégacristsaux qui présentent une foliation interne bien développée. Les niveaux de granite sont généralement discontinus de quelques centimètres à des centaines de mètres (Kinder 1996). Les plus petits niveaux soulignent les reliques de boudin de granulite mafique avec la foliation enveloppante. L'asymétrie des zones de pression autour des feldspaths K dans les granitoïdes à mégacristsaux indiquent O-SO pour le chevauchement progressif régional (Collins et Sawyer 1996). Les zones de contrainte ne sont pas homogènes entr'elles et varient de modérées à fortes et des zones de L tectoniques sont observables, soulignées par le pyroxène et le plagioclase ou éventuellement par les quartz et feldspaths K. De manière générale, les pyroxènes et plagioclases définissent une linéation d'élongation L1a ubiquiste et très développée dans la région.

Les datations de la déformation D1 selon la méthode SHRIMP sur d'une part les isotopes U-Pb des zircons métamorphiques des granulites mafiques et intermédiaires, et sur d'autre part les bordures des zircons des granitoïdes de la région, ont donné un âge de 1770 Ma (Collins et Shaw 1995). Cela pourrait correspondre à la première phase de l'orogénèse de Strangways.

1.3.2.2 Phase de déformation D1b

La phase de déformation D1b produit des plis F1b, la foliation F1b et la linéation L1b. Les plis F1b sont bien développés dans le gneiss migmatitique où les charnières centimétriques sont soulignées par la biotite, la sillimanite et le grenat. Les plis F1b sont isoclinaux avec le plongement vertical à subvertical (SE), ils plissent S1a et apparaissent coaxiaux à L1a, suggérant que D1a et D1b sont des événements progressifs. Les plis F1b sont responsables de l'épaississement ou de l'amincissement apparents de la plupart des unités lithologiques à l'ouest du massif du Mont Hay (Collins et Sawyer 1996). L'extension parallèle aux axes suggère un développement de pli en fourreau. Les foliations S1a et S1b sont souvent définies par des leucosomes, de plus S1b est pénétrative et parallèle à S1a, et a parfois tendance à oblitérer S1a (sauf pour les axes de pli). Il s'avère alors difficile de distinguer les deux fabriques (Kinder 1996). Cependant S1b demeure la foliation dominante sur la majorité du terrain. L1b est une linéation d'étirement parallèle à L1a et définie par les minéraux tels que les pyroxènes.

L'intrusion d'anorthosite, l'emplacement de granite et l'arrêt de génération de leucosome se sont produits dans la période tardive D1b (certains leucosomes utilisent le plan axial de F1b). Les anorthosites sont latéralement discontinues, concordantes avec S1b et possédant une faible linéation L1b. La datation de leur intrusion est déduite des relations de terrain, comme

l'absence de fabrique ou de leucosome.

La succession des générations de plis et de linéations suggèrent que D1a et D1b pourraient constituer une déformation progressive (Collins et Sawyer 1996).

1.3.2.3 Phase de déformation D1c

La phase finale de déformation est enregistrée structuralement dans le massif du Mont Hay par D1c. Les déformations D1c sont confinées à l'ouest du massif du Mont Hay, où un synforme majeur est souligné par un assemblage lithologique de méta-granitoïdes à grenat et de gneiss à grenat et sillimanite avec beaucoup de plis F1b. La direction NE à l'échelle kilométrique du pli serré et des plis parasites Z bien développés à l'est, plongent vers le NE parallèlement à L1a indiquant une relation coaxiale (Collins et Sawyer 1996). Cette phase produit des foliations S1c, des plis F1c et des linéations L1c. S1c n'est pas une fabrique enregistrée régulièrement dans la région, comme mentionné par Collins et Sawyer (1996). La répartition des contraintes est inhomogène, S1c constitue parfois la foliation dominante sur certains affleurements (notamment dans les zones charnières), même si S1b est la fabrique primaire en majorité. Quand S1c est la fabrique dominante, S1b a tourné en s'alignant subparallèlement, oblitérant les variations de fabrique. La foliation S1b est plissée par D1c pour produire des plis F1c à grande échelle, ouverts et isoclinaux de direction E-O (Kinder 1996).

1.3.2.4 Phase de déformation D1d

La déformation D1d est responsable de la formation d'un pli en fourreau qui définit le massif du Mont Hay (20 x 10 km). Autour du pli, L1d plonge uniformément vers le NE et le sens de cisaillement défini par les feldspaths K est constant. L'orientation constante des

indicateurs cinématiques indiquent que le chevauchement S-O s'est continué pendant D1a, D1b, D1c, D1d et est responsable du pli en fourreau, ce qui suggère que ces déformations font partie du même événement. De tels plis ont déjà été décrits ailleurs dans l'Arunta par Norman et Clarke (1990) et Goscombe (1991, 1992). Cette déformation est confinée dans les gneiss à grenat le long du flanc est du synforme F1d et en clivage mésoscopique de crénulation S1d. Les niveaux concordants de granitoïdes fortement foliés montrent également S1d, contrairement aux granulites en général (Collins et Sawyer 1996).

1.3.2.5 Problèmes de corrélation entre le complexe de Strangways et le massif du Mont Hay

Bien que les régions de l'*Arunta Inlier* aient pratiquement la même histoire impliquant un faciès granulitique de pression moyenne et la formation de plis à plongement E-NE, les âges de ces événements sont différents. Les structures correspondent à l'événement tectonique de Pfitzner vers 1750 Ma dans le complexe métamorphique de Strangways, mais l'âge minimal déterminé pour cet événement au massif du Mont Hay est plus de 1750 Ma (Black et Shaw 1992) et plus précisément vers 1770 Ma (Collins et Shaw 1995).

Différentes interprétations possibles seraient : (1) que l'événement soit diachrone entre les deux régions, ou (2) qu'il se soit produit synchroniquement vers 1750 Ma : ce qui est l'option de R. D. Shaw, ou (3) que les cycles ne soient pas liés, ou (4) que la répartition des contraintes ait joué de manière différente et ait épargné plus longtemps la région du Mont Hay. Des cartes détaillées, et des travaux isotopiques sur cette région sont donc nécessaires.

1.3.3 Protolithe et roche felsique du massif du Mont Hay

1.3.3.1 Protolithe

La région est dominée par un assemblage de granulite mafique, avec des variantes d'intermédiaire à felsique, et en proportion moins importante des métagranitoïdes, des anorthosites, des tonalites et des métasédiments (qui sont en fait des gneiss migmatisés typiques). Une linéation d'élongation minérale intense précocement développée se retrouve dans toutes les roches et tous les plis subséquents sont coaxiaux à cette structure. Les structures sont considérées comme faisant partie du même événement progressif, et marqué par les surimpressions des déformations D1a, D1b, D1c, D1d (Collins et Sawyer 1996) développées durant le métamorphisme granulitique vers 1770 Ma (Collins et Shaw 1995).

La région montre donc une structure dynamique et tectoniquement active lors du transfert du magma granitique.

1.3.3.2 Roche felsique

Quatre types de granite syndéformationnel se trouvent dans les granulites du massif du Mont Hay. Les trois premiers sont décrits par Collins et Sawyer (1996), le quatrième a été observé sur le terrain en 1996 :

- (1) un leucogranite de granulométrie fine à moyenne, de gris à blanc avec des grenats;
- (2) une tonalite de granulométrie moyenne à grossière et localisée principalement dans les granulites à pyroxène sous forme de fins leucosomes de tonalite;
- (3) deux types de charnockite distincte à granulométrie grossière avec des feldspaths K en mégacristaux : l'une pré-déformationnelle montrant des structures

dépositionnelles de magma et l'autre syndéformationnelle sous forme de veines ou de dykes; à ces charnockites distinctes sont associées les hybrides correspondants,

(4) les hybrides qui constitueraient un mélange de magmas. Les deux types correspondants associés aux charnockites sont identifiables : (1) un mélange entre un magma felsique et un magma mafique qui sont maintenant métamorphisés au faciès granulite et formant une séquence charnockite-hybride-granulite mafique, d'où le qualificatif hybride statique car prédéformationnel (pré D1 a-b); et (2) un mélange entre une charnockite et le leucogranite, qui se présente sous forme de réseau de dyke ou associé à des réseaux de dyke pendant la migration du magma, d'où le qualificatif hybride dynamique car ils se forment pendant D1 a-d.

Ces quatre types de granites se répartissent en trois groupes:

- les granites à feldspath K à mégacristaux, avec des caractères similaires aux charnockites, proviennent de magmas felsiques d'origine profonde et sont transportés jusqu'au niveau crustal du massif du Mont Hay,
- les leucogranites à grenat et les leucosomes de tonalite proviennent de la fusion partielle *in situ* des roches du massif du Mont Hay,
- les hybrides sont le résultat de mélange magmatique soit entre mafique et felsique ou entre felsiques de différente origine.

Il est à noter que toutes ces roches sont sans exception sujettes à des fractionnements et des contaminations lors de leur formation, leur mélange ou leur transport et elles présentent donc des compositions très variables.

Les observations de terrain indiquent que la formation et la migration des magmas

tonalitiques et granitiques se sont produites avant, pendant et après D1a/D1b (principale) et D1c/D1d (minimale): événements de plissements responsables de la structure générale (Collins et Sawyer 1996). Le magma est présent durant toute l'histoire déformationnelle (D1a-D1d), résultat d'un événement tectonique et progressif suivant un chevauchement O à SO. Quoiqu'il en soit la plupart du magma externe dérivé du magma charnockitique a été injecté durant le D1a/D1b.

Les structures de transfert et/ou d'accumulation de magma sont représentées par des plis, des boudins, des couches parallèles, des systèmes de fractures. En fait, tous les éléments structuraux, qui par des différences locales de pression ou par des fragilités préexistantes facilitent la migration et le stockage du magma, sont optimisés et développés surtout durant les phases de tectonique active.

Le massif du Mont Hay représentant la Croûte profonde à moyenne, semble donc constituer une zone de transfert de magmas. Il s'avère intéressant de noter que la croûte moyenne supérieure représentée par la région de l'*Anmatjira-Reynolds* contient beaucoup de niveaux de granitoïdes similaires en âge et en géochimie à ceux du massif du Mont Hay (Collins et Vernon 1991). Les différences majeures entre les deux régions sont dans l'abondance de granitoïde et leur mode d'intrusion. Bien que le volume de granitoïde au massif du Mont Hay atteigne les 50 %, il est généralement inférieur à 10% dans la région. En contraste, le faciès de métamorphisme granulitique des roches encaissantes apparaît dans un océan de couches granitiques dans l'*Anmatjira Range*, dont l'abondance totale est supérieure à 80 % (Collins et Vernon 1991). Des intrusions en couches et en sills de granite sont également communes dans les *Reynolds* et les *Yalyirimbi Ranges*, le sud de l'*Anmatjira Range* (Stewart 1981), et sont datées à 1780 Ma (Collins et Williams 1995). Les granites sont

intrusifs à des niveaux crustaux moins profonds d'environ 4kbar (Clarke et Powell 1991; Dirk *et al.* 1991) en comparaison avec l'*Anmatjira Range* d'environ 5-6 kbar. Ces roches sont considérées comme des intrusions syntectoniques emplacements durant le chevauchement O-SO, comme au massif du Mont Hay, suggérant que ces magmas granitiques formés à la base de la croûte continentale ont traversé la Croûte inférieure exposée au massif du Mont Hay (25-30 km) et se sont accumulés dans des proportions batholitiques dans des niveaux crustaux moins profonds (12-20 km) comme la région de l'*Anmatjira-Reynolds* (Collins et Sawyer 1996).

Le complexe de l'*Arunta Inlier* illustre peut-être le processus de migration de fondu et de magma de la Croûte profonde à la surface, impliquant les processus de (1) la ségrégation (2) le transfert (massif du Mont Hay) et (3) l'accumulation (*Anmatjira-Reynolds*).

CHAPITRE 2

Observations de terrain

2.1 Généralités sur les roches observées

Les observations de terrain vont être abordées par catégories de processus avec les roches correspondantes, c'est à dire les roches métamorphiques, anatectiques (ou migmatitiques) et les roches felsiques ignées, pour ensuite décrire les assemblages lithologiques et structuraux.

Étant donné la complexité structurale, le polymétamorphisme et les processus ignés nombreux, il s'avère intéressant de décrire les roches selon leur âge dépositionnel, leur âge métamorphique et leur âge tectonique (tableau 2.1).

Tableau 2.1: Distribution des assemblages lithologiques et structuraux du massif du Mont Hay		
âge	événement	roches formées
Prétectonique 1880 Ma	Formation du protolithe	(1) séquence supracrustale de laves mafiques, intermédiaires et felsiques (2) déposition des sédiments pélitiques, psammopélitiques et calcosilicatés (3) développement du MASLI et formation des hybrides statiques prédéformationnels
Syntectonique Événement de Strangways Weldon essentiellement et Pfitzner 1770 Ma	phases tectoniques D1a/D1b majeures D1c/D1d mineures métamorphisme au faciès granulite et anatexie	(1) métamorphisme et anatexie des roches précédentes : a- fusion partielle des granulites mafiques=leucosomes de tonalite b- fusion partielle des métasédiments=leucogranite c- fusion partielle de la croûte profonde = charnockite syndéformationnelle (2) mélanges entre les magmas en présence : charnockite syndéformationnelle et leucogranite= hybrides dynamiques syndéformationnels (3) transfert, fractionnement et contamination des roches syndéformationnelles

2.1.1 Les âges dépositionnels

L'assemblage de Bunghara est constitué d'une séquence supracrustale de laves mafiques, intermédiaires et felsiques datées d'environ 1880 Ma par la méthode U-Pb sur des zircons (Young *et al.* 1995). Ces datations par la méthode U-Pb sur des zircons ont été effectuées sur un nombre important de zircons et 1880 Ma représente la moyenne des résultats. Le dépôt des sédiments d'origine archéenne voire protérozoïque s'effectue parallèlement sur cette croûte continentale formée et amincie (Collins et Shaw 1995). À certains endroits, des magmas mafiques sont injectés dans les magmas felsiques issus de la fusion partielle de la croûte et constituent un système d'intrusions mafiques (MA) et felsiques (S) litées (LI) communément appelé MASLI (Wiebe 1993, 1994). Ces systèmes MASLI également développés vers 1880 Ma, impliquent des mélanges de magmas qui vont être appelé hybrides prédéformationnels et statiques car ils se forment dans un milieu ne montrant pas d'évidence de déformation contractionnelle.

2.1.2 Les âges métamorphiques

La région du massif du Mont Hay est constituée de roche ayant subi un métamorphisme au faciès granulitique (Shaw 1987, Shaw et Black 1991), daté pour le pic de métamorphisme à 1770 Ma par les isotopes U-Pb selon la méthode SHRIMP (Collins et Williams, données non publiées), ce qui correspond à l'orogénèse précoce de Strangways, c'est à dire Weldon. Les conditions métamorphiques qui ont affecté l'*Arunta Inlier* pendant l'orogénèse de Strangways sont de haute pression et de basse à moyenne température quantifiées à 700 à 800°C et 7 à 8 kbars (Shaw 1987; Shaw et Black 1991). Les conditions de pression des granulites du massif

du Mont Hay confirment que l'âge du métamorphisme est de 1770 Ma et que les roches reflètent des niveaux crustaux profonds et enfouis pendant la déformation. L'assemblage de Bunghara et des sédiments de *Lander Beds* va se métamorphiser au faciès granulite pour donner respectivement des granulites mafiques, intermédiaires et felsiques, et des métasédiments au faciès granulite communément appelés métasédiments. Le système MASLI statique et prédéformationnel (développé vers 1880 Ma) va donner l'ensemble métamorphisé granulite mafique, métahybride statique et granulite felsique (charnockite prédéformationnelle).

Toutes ces roches vont subir l'anatexie à différents degrés selon la composition de la roche et sa facilité à produire du fondu dans des conditions d'activité réduite en eau, c'est à dire:

- fusion partielle *in situ* de 2 à 8 % des granulites mafiques pour donner des leucosomes de tonalite centimétriques à décimétriques, fusion estimée à partir des observations de terrain,
- fusion partielle *in situ* de 20 à 40 % des métasédiments pour donner des leucogranites,
- fusion partielle de la croûte profonde pour donner un magma de composition charnockitique syndéformationnel.

2.1.3 Les âges tectoniques

Ces âges tectoniques sont relatifs aux roches felsiques ignées intrusives qui migrent pendant les déformations tectoniques D1a/D1b majeures puis D1c/D1d mineures (tableau 1.2), c'est à dire:

- les leucosomes de tonalite issus des granulites mafiques,

-les leucogranites d'origine métasédimentaire qui migrent dans le massif,
 -les magmas charnockitiques, d'origine plus profonde qui traversent la croûte, se mélangent notamment avec les leucogranites pour donner les hybrides dynamiques. Ces roches anatectiques durant leur formation, leur transport vont être contaminées par les protolithes, fractionnées et mélangées d'où l'hétérogénéité observable sur le terrain et par les analyses géochimiques.

Pour comprendre l'interaction et l'implication de ces différents processus, il s'avère intéressant d'un point de vue descriptif d'analyser la formation des différents types de roches, leur transfert et leur mise en place dans la croûte en corrélation avec les différentes déformations successives.

2.2 Les roches métamorphiques

2.2.1 Les granulites de composition felsique, intermédiaire et mafique

Les granulites mafiques, intermédiaires et felsiques (GM, GI, GF) constituent l'essentiel du massif, elles correspondent à 60% des affleurements. Elles présentent un aspect gris foncé avec des surfaces d'altération brunâtre (dues aux altérations de plagioclase et de pyroxène). Les assemblages minéralogiques sont:

- (1) pour les granulites mafiques (GM): plagioclase + clinopyroxène + orthopyroxène + biotite +/- hornblende +/- grenat +/- quartz +/- opaque, la présence d'orthopyroxène est suffisante pour confirmer que le faciès granulitique est atteint,
- (2) pour les granulites intermédiaires à felsiques (GI, GF): les mêmes minéraux qu'en (1) avec des feldspaths K et plus de quartz.

L'apatite et le zircon sont présents en trace pour les GM, GI et GF. La granulométrie des niveaux métamorphiques varie de fine à grossière possiblement en fonction de la granulométrie de la roche originelle. En effet, les roches mafiques qui proviennent des basaltes présentent la granulométrie la plus fine et les roches felsiques et intermédiaires ayant eu plus de temps pour cristalliser une granulométrie plus grossière. D'un point de vue structural, la foliation est peu marquée et définie soit par l'allongement des minéraux, soit par un rubanement compositionnel, ou soit par des veines quartzo-feldspatiques. La meilleure indication de D1a (tableau 1.2) est une gneissosité très développée montrant des leucosomes parallèles dans la plupart des roches. Dans les granulites mafiques, la foliation/gneissosité S1a est définie par l'orientation préférentielle des plagioclases et des pyroxènes. Les plagioclases et pyroxènes définissent aussi la linéation d'étirement (L1a) ubiquiste et bien développée dans la région. Le clivage méso scopique de crénulation (S1d) existe aussi dans de nombreux niveaux concordants entre les veines des granulites intermédiaires (figure 4b, Collins et Sawyer 1996).

Sur l'affleurement, deux groupes de roche granulitique se différencient en fonction de leur aspect homogène ou hétérogène. Le groupe de roche homogène montre des textures et des granulométries originelles avec variation de felsicité, ce qui sépare les roches granulitiques en roche mafique, intermédiaire ou felsique comme le montrent les planches 2.I (granulite mafique) et 2.II (granulite intermédiaire). La planche 2.I présente une roche massive à granulométrie fine et homogène tandis que la granulite de la planche 2.II est plus felsique et à granulométrie plus grossière (il ne faut pas tenir compte des leucosomes sur les planches). D'ailleurs, des feldspaths disséminés sont distinguables sur la planche. Les roches recristallisent durant le métamorphisme dans un système anhydre, et semblent alors préserver leurs caractéristiques texturales pré-métamorphiques.

Le groupe des roches hétérogènes a subi des modifications anatectiques. L'anatexie génère en effet, une texture plus diversifiée et une granulométrie variable liées à la ségrégation et à la formation de leucosomes anatectiques. La planche 2.III montre une granulite mafique partiellement fusionnée dans laquelle des leucosomes felsiques millimétriques se forment et la partie résiduelle (minéraux foncés et avec une granulométrie plus grossière que la matrice) se concentre sous forme de minéraux mafiques disséminés.

2.2.2 Les anorthosites

Les granulites de composition anorthositique (Kinder 1996) sont distinguables par des quantités élevées de plagioclase et pyroxène qui les caractérisent et les distinguent des granulites mafiques. Les anorthosites s'apparentent plus, en fait, à des anorthosites gabbroïques (Kinder 1996). Ces anorthosites sont en général intercalées ou intrusives dans les granulites sous forme de niveaux plus ou moins épais de 1 à 100 mètres et représentent un faible pourcentage des roches du massif du Mont Hay. Leur granulométrie est plus grossière, leur couleur plus claire par rapport aux granulites mafiques.

La planche 2.IV montre un cumulat mafique de forme lenticulaire de type gabbro déposé dans l'intrusion d'anorthosite. Ce phénomène est commun pour les anorthosites et la foliation développée à l'état solide suggère que l'anorthosite pourrait être syndéformationnelle (tableau 1.2).

La planche 2.V démontre que l'anorthosite est intrusive dans les granulites mafiques à certains endroits. L'anorthosite à grains moyens qui contient des orthopyroxènes bruns et des clinopyroxènes verts coupe la granulite intermédiaire tel un dyke de 10-20 cm et emprunte les

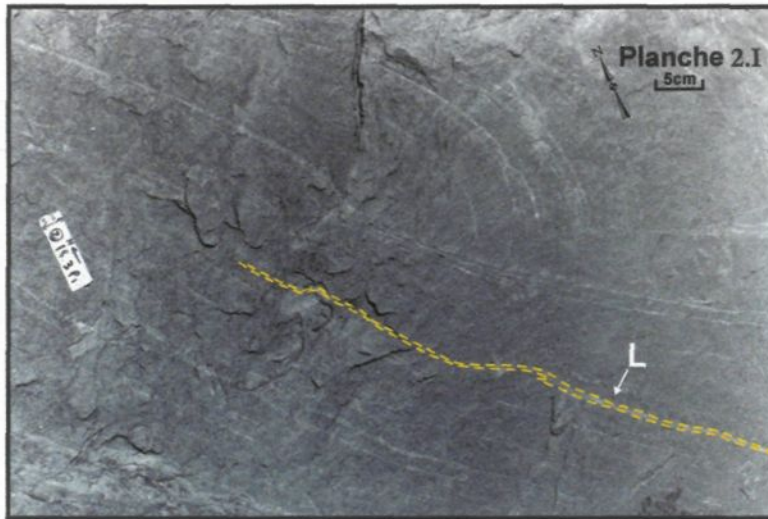
**Planche 2.I:**

Photo de terrain montrant une granulite mafique massive à grain fin et homogène (il ne faut pas tenir compte des fins leucosomes (L) de tonalite surlignés en pointillés; affleurement correspondant MH 2-18-3P1).

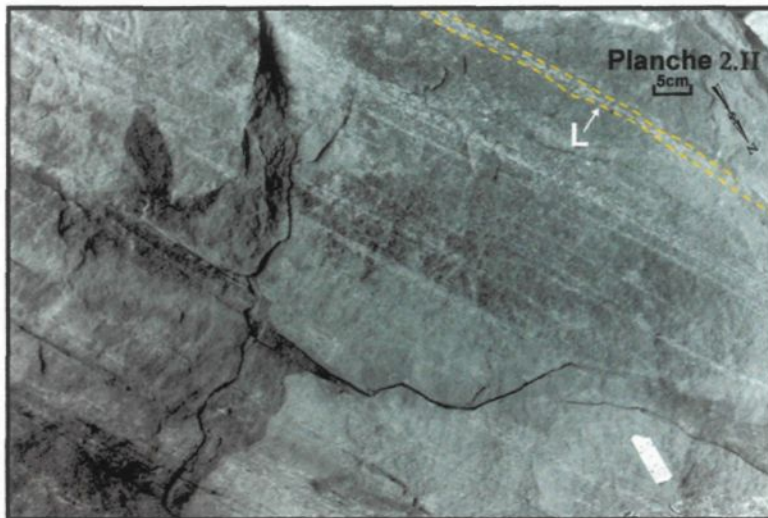
**Planche 2.II:**

Photo de terrain montrant une granulite intermédiaire à granulométrie moyenne, les feldspaths sont porphyroïdes (il ne faut pas tenir compte des fins leucosomes (L) de tonalite surlignés en pointillés; affleurement correspondant MH 2.3.7).

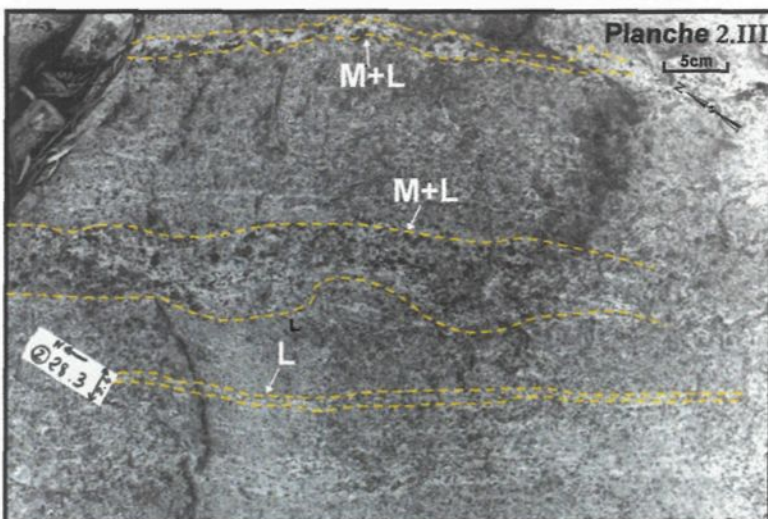
**Planche 2.III:**

Photo de terrain montrant une granulite mafique à granulométrie hétérogène partiellement fusionnée individualisant les leucosomes (L) et la partie résiduelle. Les leucosomes felsiques forment de fins niveaux parallèles et la partie résiduelle se concentre sous forme de minéraux mafiques grossiers et bien distinguables. Parallèlement aux leucosomes, ces minéraux mafiques pourraient constituer des mélanosomes (M) irréguliers. Les niveaux (L), (M) et (L+M = néosome) sont surlignés en pointillés.

mêmes niveaux parallèles à la foliation que les leucosomes de la roche hôte. Cela suggère que l'anorthosite pourrait syn ou post-dater une partie de l'anatexie du faciès granulitique car les canaux utilisés sont les mêmes. Cette constatation est confirmée par une autre observation de terrain où l'anorthosite injectée recoupe une charnière F1b.

En résumé, les intrusions d'anorthosite, tout comme l'emplacement du granite et possiblement l'arrêt de la génération de leucosome se produisent aux derniers stades de la déformation (Kinder 1996). Les anorthosites sont latéralement discontinues, concordantes avec S1b et possédant une faible linéation L1b (tableau 1.2). La datation de l'intrusion est déduite par des relations de terrain. Ces observations sont d'ailleurs consistantes avec le modèle de mise en place des anorthosites développé par Duschesnes *et al.* (1999). En effet, le modèle de fusion de lambeaux crustaux pour donner des anorthosites intercalées en niveaux discontinus serait adaptable au massif du Mont Hay. Le modèle est le suivant:

- (1) collision avec intercalation de lambeaux de roches de la croûte profonde. Le massif du Mont Hay offre en effet un contexte compressif et donc favorable à ce phénomène;
- (2) anatexie et production de matériel injecté vers les niveaux plus hauts. À cause de l'augmentation de température, les lambeaux de roches fondent et engendrent le développement d'une chambre magmatique riche en plagioclase. Ces plagioclases s'accumulent au sommet, tandis que les cumulats mafiques sombrent plus profondément. Le massif du Mont Hay subit vers 1770 Ma l'anatexie, ce qui favorise à nouveau le développement de ce modèle;
- (3) remontée de l'anorthosite dans la croûte, transportée par des réseaux issus des

fragilités du système qui coalescent plus haut vers les niveaux crustaux moyens (représentés par le massif du Mont Hay) pour produire des niveaux d'anorthosite, d'où leur origine syn à postdéformationnelle.

Néanmoins, le modèle plus classique de Bowen (1917), Morse (1968b), Barker *et al.* (1975), Emslie (1978a,b; 1980) pourrait éventuellement convenir, sauf qu'ils considèrent que le magma formé riche en plagioclase traverse la croûte sous forme de plutons qui coalescent pour former des massifs, tandis que pour le massif du Mont Hay, ces niveaux sont clairement intercalés et forment des niveaux comme suggéré par le modèle de Duschesnes *et al.* (1999). Il faut préciser que les anorthosites ne jouent pas un rôle fondamental dans notre étude et ne feront plus l'objet de développement.

2.2.3 Les métasédiments

Les métasédiments sont intercalés avec les granulites mafiques, intermédiaires et felsiques (dérivées de roches magmatiques) du massif du Mont Hay et sont omniprésents principalement autour du massif. Le chevauchement O à SO pendant D1a et D1b a pu jouer en faveur de l'intercalation de sédiments dans les granulites mafiques de la région. Trois types principaux de métasédiments coexistent c'est à dire, les pélites, les psammopélites et les psammites. Ces différents types de roche seront illustrés dans le chapitre 3 (Pétrographie), par plusieurs planches (mais pas de planche sur les observations de terrain). Les caractéristiques primaires sont préservées malgré la recristallisation intensive (Dippel 1996). En général, les roches ont une granulométrie hétérogène qui peut être due (1) à la roche originelle, (2) à la recristallisation intensive. Les roches pélitiques sont intensément foliées, résultat de

l'orientation préférentielle des minéraux ferromagnésiens, et les roches psammitiques présentent une faible foliation. Une gneissosité est aussi évidente dans les métasédiments pélitiques alors que ceux à tendance psammitique montrent essentiellement une schistosité faible (Dippel 1996). Les niveaux présents dans le massif ont subi une influence tectonique importante. Leur taille varie de 0,5 à 5 mètres pour atteindre des tailles décamétriques et ces niveaux ont tendance à être allongés sub-parallèlement à la foliation dominante de l'affleurement. En général, les métasédiments sont migmatisés et leur migmatisation sera décrite dans le paragraphe correspondant.

Les métasédiments les plus communs sont les métapélites et psammopélites, les psammites sont plus rares. La minéralogie dominante des métapélites est:

grenat + biotite + quartz + feldspath K +/- sillimanite +/- plagioclase +/- zircon +/- opaque.

Cet assemblage caractérise la partie inférieure du faciès granulitique.

Les métasédiments psammopélitiques contiennent l'assemblage:

quartz + biotite + plagioclase + orthopyroxène + opaque ou
quartz + biotite + plagioclase + grenat + opaque.

Les minéraux secondaires se répartissent en deux groupes suivant leur température de formation. À haute température, la biotite en plus d'être un minéral primaire apparaît aussi comme produit d'altération après le grenat. Le rutile est trouvé dans les métasédiments pélitiques, relativement rare. Les opaques sont majoritairement l'ilménite et la titanomagnétite.

À basse température, la séricite est un minéral commun dans les feldspaths et la chlorite est également présente provenant de la biotite. Ces minéraux d'altération peuvent être retrouvés dans les leucosomes.

2.3 Les roches migmatitiques

Les roches anatexiques ou magmatiques felsiques peuvent essentiellement avoir deux origines: (1) la fusion partielle *in situ*, ou (2) la fusion partielle en profondeur issue d'une source externe. Indépendamment de leur origine, les magmas felsiques peuvent suivre 1, 2 ou 3 étapes entre leur formation et leur cristallisation:

- (1) la ségrégation (Richter et McKenzie 1984; Sawyer 1991, 1994, 1998; Petford 1995) est l'unique étape indispensable pour former un magma granitique, les deux étapes suivantes sont nécessaires pour former un pluton dans la croûte supérieure,
- (2) le transfert (Petford *et al.* 1993; Clemens et Mawer 1992; D'Lemos *et al.* 1992; Weinberg 1999),
- (3) l'emplacement (Castro 1987; Paterson et Fowler 1993).

L'étape (1) va permettre d'expliquer les roches ayant subi une fusion partielle *in situ* qui comprennent d'une part les roches originellement ignées autrement dit les granulites mafiques, intermédiaires et felsiques et d'autre part les métasédiments.

2.3.1 Introduction sur les migmatites

Une migmatite est une roche hétérogène résultat de la fusion partielle de la roche

originelle. La phase solide initiale (appelé paléosome) se transforme en un système à deux phases, liquide et solide, qui constitue le néosome par fusion partielle. La partie solide de ce néosome est composée d'au moins deux éléments: (1) les minéraux réfractaires qui n'interviennent pas dans la réaction de fusion et (2) les minéraux formés résultant de la réaction de fusion. Ces deux éléments forment un résiduum ou une restite (Sawyer 1999). Si le fondu et la fraction solide se séparent, la partie riche en fondu s'appelle le leucosome et la partie riche en résiduum le mélanosome. Dans le cas où la rhéologie de la roche fusionnée demeure proche de celle de la roche solide originelle, la migmatite produite consiste en une roche dans laquelle les structures pré-migmatisées sont préservées avec peu de néosome. Au contraire si la rhéologie est dominée par le fondu et que la structure du paléosome est détruite, alors une foliation relative au fluage pendant la fusion pourrait se développer. Ces deux types de roches s'appellent respectivement métatexites et diatexites (Ashworth 1985; Sawyer 1996).

Pour la fusion partielle, 2 cas sont à considérer (Sawyer 1999):

- le cas statique, où le fondu et la fraction solide ne se séparent pas et le système est fermé;
- et le cas dynamique, où le fondu et la fraction solide sont séparés. Le système apparaît ouvert à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement mais peut être fermé à grande échelle.

La fraction de fondu est fondamentale par rapport au degré de fusion partielle. Un degré de fusion élevé peut signifier une fraction de fondu importante, mais plus souvent (Sawyer 1999), cela peut vouloir dire que la fraction de fondu générée à partir d'un faible degré

de fusion partielle s'est accumulée dans un endroit particulier. Au contraire une faible fraction de fondu peut correspondre à un système bien drainé avec un degré important de fusion partielle, alternativement le degré de fusion partielle peut être bas et le système non drainé comme mentionné par Sawyer (1996), engendrant des accumulations de magma locales.

Pour le massif du Mont Hay, plusieurs cas se présentent:

- (1) pour les métatexites dérivées des granulites mafiques, intermédiaires et felsiques, un compromis s'effectue entre le cas statique lors de la formation du fondu, et le cas dynamique avec une fraction de fondu faible (entre 2 et 8%) lors de la circulation du fondu,
- (2) pour les métatexites dérivées des métasédiments, le cas dynamique semble privilégié, avec un drainage relatif du fondu produit expliqué par la présence de leucosomes sur le terrain.

2.3.2 Évidence de fusion partielle des granulites mafiques, intermédiaires et felsiques

2.3.2.1 Texture hétérogène

Hormis le métamorphisme au faciès granulite, les granulites subissent des transformations qui conduisent une roche à texture homogène à une roche à texture hétérogène. Cette texture hétérogène montre des granulométries différentes (planches 2.III et 2.VI) et le développement, d'une part, de fins leucosomes constitués de quartz et de plagioclase et d'autre part, de mélanosomes plus ou moins réguliers composés de minéraux mafiques (clinopyroxène et orthopyroxène). Ces leucosomes et mélanosomes pourraient constituer une évidence de

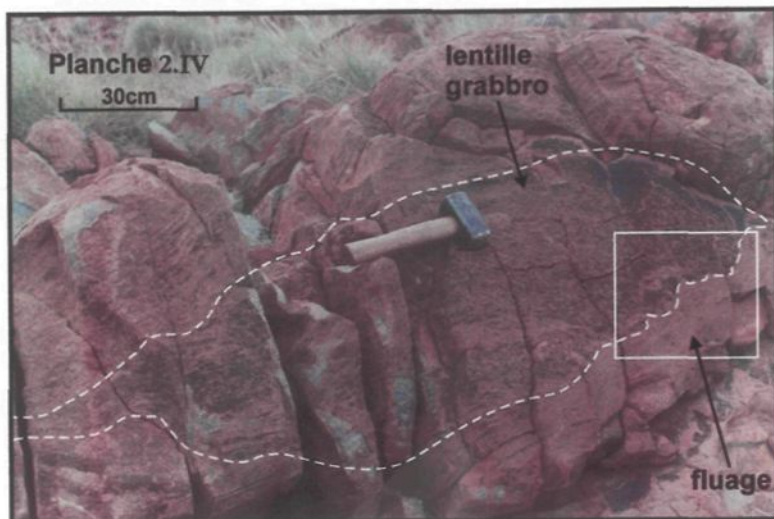
**Planche 2.IV:**

Photo de terrain montrant un cumulat mafique lenticulaire de type gabbro (surligné en pointillé) dans une intrusion d'anorthosite. La photo illustre clairement les figures de fluage (dans l'encadré) ondulées de l'anorthosite en bas à droite marquant la limite entre le matériel mafique et l'anorthosite (affleurement correspondant : colline d'anorthosite A1-A6).

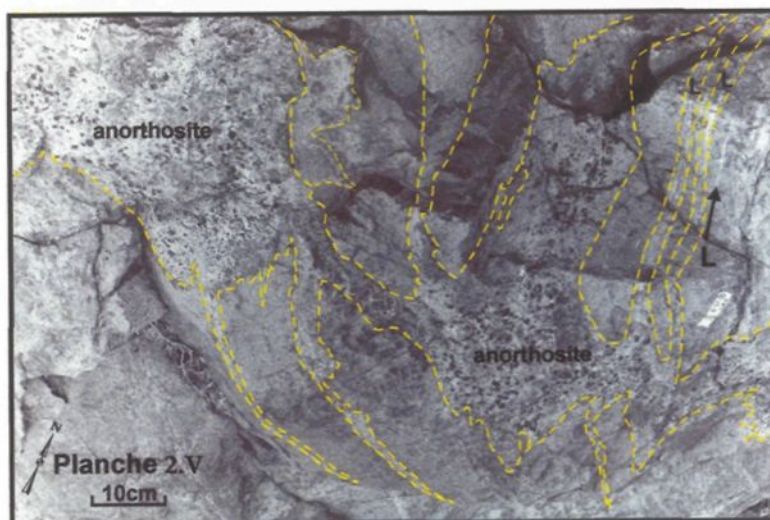
**Planche 2.V:**

Photo de terrain montrant des veines irrégulières d'anorthosite à grains moyens constituées d'orthopyroxène et de clinopyroxène vert (surlignées en pointillé) recoupant la granulite mafique à grains fins. La veine est irrégulière, intrusive et exploite les fragilités du système (comme la foliation) de la même manière que les leucosomes de tonalite (L). La flèche indique le sens du mouvement du fondu.

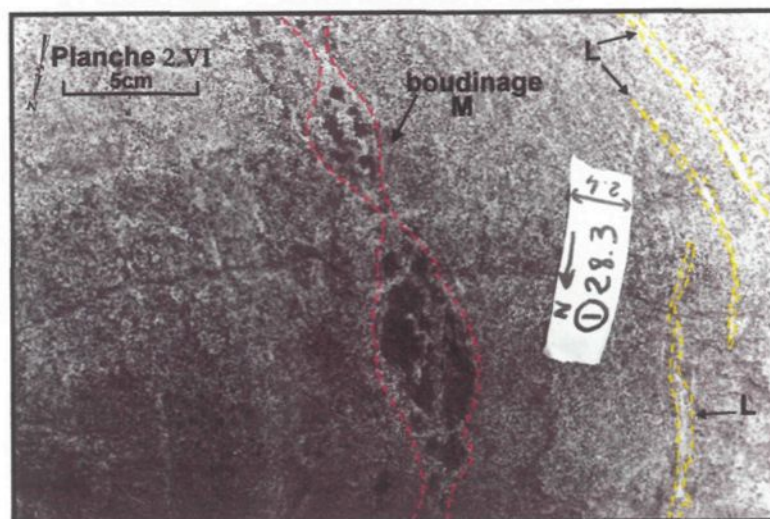
**Planche 2.VI:**

Photo de terrain montrant un mélanosome (M) boudiné pluricentimétrique (surligné en pointillé) constitué de minéraux restitiques comme les pyroxènes essentiellement dans une granulite mafique. De fins leucosomes (L, également surlignés en pointillés) millimétriques sont également distinguables de part et d'autre de ce mélanosome, constituant une évidence de fusion partielle.

migmatiation selon la définition de Brown (1973) et Ashworth (1985), c'est à dire de fusion partielle in situ dans la granulite avec pour fondu les leucosomes et pour résidu les mélanosomes.

Il est à noter que le terme de leucosome est utilisé dans son sens descriptif, et qu'il représente des unités de couleur pâle et de composition quartzo-feldspathique.

2.3.2.2 Variations dans la morphologie des leucosomes

Ces leucosomes se présentent en général, sous forme de fins niveaux parallèles et discontinus, d'épaisseur millimétrique à centimétrique et suivent la fabrique S1b; il arrive aussi qu'ils s'accumulent dans les charnières des plis des roches ou les fragilités structurales du système (Collins et Sawyer 1996). Dans l'exemple de la fusion partielle des granulites, ces leucosomes représentent 2 à 8% de la granulite mafique, la migmatiation semble donc peu importante. Leur granulométrie est fine à moyenne, parfois porphyroblastique, dominée par le quartz et le plagioclase. Leur contact et leur relation avec la roche hôte caractérisent le type de fusion partielle et son évolution. Différents types de leucosomes se distinguent: (1) le type diffus (2) le type coalescent (3) le type en réseau parallèle (centimétrique à décimétrique).

Le type diffus

Au début de la fusion partielle, les réseaux sont assez irréguliers et le contact est diffus avec la roche hôte comme l'illustre les planches 2.III et 2.VI (la planche 2.VI provient du même affleurement que de la planche 2.III). Les planches 2.III et 2.VI mettent en valeur la discontinuité des niveaux qui comprennent des porphyroblastes d'orthopyroxène. Les amas mafiques de la planche 2.VI sont associés aux leucosomes. Les zones mafiques parallèles et

foliées pourraient constituer la partie résiduelle. Dans la planche 2.VII, les orthopyroxènes représentent la partie mafique et résiduelle et se localisent dans les leucosomes de petit volume développés dans une fracture puis dans les réseaux de cisaillement. Il est à noter que les pyroxènes se répartissent de manière aléatoire et pourraient être le résultat ou d'une cristallisation péritectique, ou de la fusion partielle (partie résiduelle).

Le type coalescent

Pour les granulites mafiques à intermédiaires, le degré de fusion est plus important. Les produits de fusion coalescent à partir d'amas, de flocons ou d'ensemble de particules pour former des veines plus ou moins régulières comme l'illustre la planche 2.VIII.

Le type en réseau parallèle (ou stromatite)

Les leucosomes sont plus nombreux et épais et montrent des contacts nets et concordants (planche 2.IX). Un réseau de leucosomes parallèles se développe dû probablement à la migration et la collecte locales de fondu, conséquemment à la présence de gradients de pression résultant de la déformation et de l'anisotropie. Certains niveaux sont partiellement fusionnés devenant plus fragiles que les niveaux non fusionnés.

À la lumière de ces descriptions, un compromis semble s'effectuer pour les granulites mafiques, intermédiaires et felsiques entre d'une part la fusion partielle statique illustrée par les types diffus et coalescents et d'autre part la fusion partielle développant des réseaux parallèles de ségrégation du magma et de son résidu, suivi par un transfert de la partie fondue. Concrètement, le fondu resté *in situ* constitue un exemple de fusion statique comme observé

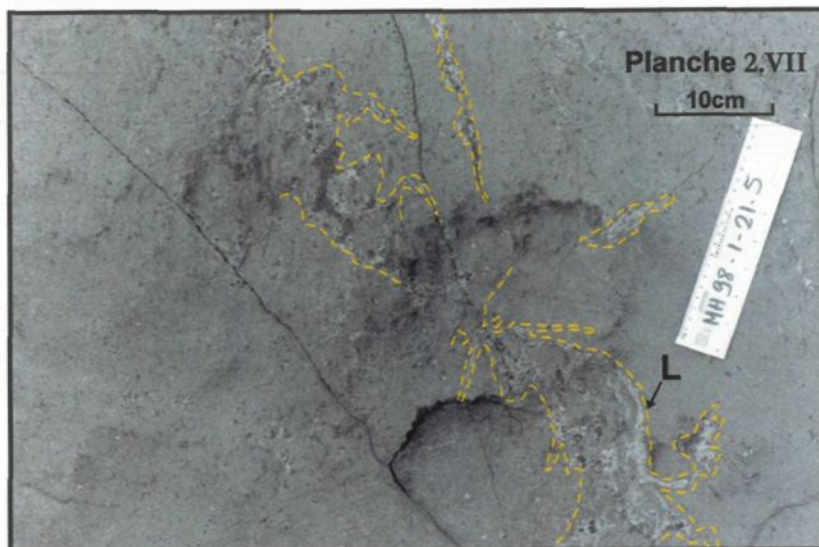


Planche 2.VII:

Photo de terrain montrant des leucosomes irréguliers (L , partiellement surlignés en pointillés) développés dans des fractures et des zones de cisaillement. Ces leucosomes contiennent des minéraux mafiques plus grossiers constituant la partie restitique de la fusion partielle (*affleurement correspondant MH 98-1-21-5*).

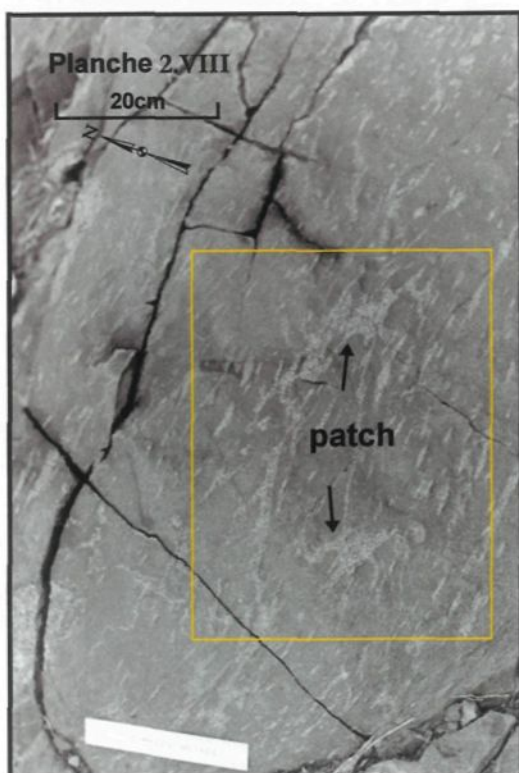


Planche 2.VIII:

Photo de terrain montrant la coalescence de *patches* ou flocons felsiques (dans l'encadré) pour former des veines plus ou moins régulières qui s'orientent parallèlement à S1b et dont le développement est influencé par les zones de cisaillement.



Planche 2.IX:

Photo de terrain montrant un réseau de leucosomes parallèles et abondants de taille millimétrique à centimétrique. Ces leucosomes sont orientés selon S1b et montrent des mégacristaux probablement recristallisés et sigmoïdaux soulignant la déformation.

sur les planches 2.III et 2.VI, et la migration locale de fondu correspond à la fusion dynamique illustrée par la planche 2.IX. De plus, si les compétences diffèrent et que les gradients de pression sont forts entre les différents niveaux, comme c'est le cas au massif du Mont Hay, alors les foliations asymétriques et les zones de cisaillement forment un angle par rapport au plan d'anisotropie, qui se remplit de fondu. Les réseaux de leucosomes formés sont par conséquent espacés et orientés régulièrement (Sawyer 1999), tels qu'illustrés par la planche 2.IX.

Dans le cas dynamique, les fondus utiliseraient alors toutes les fragilités du système existantes comme la foliation (Sawyer *et al.* 1999), les plans axiaux (Edleman 1973), les plans de cisaillement, les fractures parallèles aux charnières de plis (Collins et Sawyer 1996). Étant donné les structures empruntées et les déformations appliquées au système, il est normal que la roche fusionnée apparaisse complexe structuralement.

2.3.3 Évidence de migmatisation des métasédiments

Les métasédiments se situent soit autour du massif, soit intercalés avec les granulites mafiques et subissent donc les mêmes conditions de pression et température. Les métasédiments ont une couleur grisâtre et sont constitués de bandes de 5 à 40 mètres. Ils présentent une granulométrie hétérogène avec en général des cristaux de grenat, quelque pyroxène et des veines rétrogrades de biotite (planche 2.X). De fins niveaux leucocratiques discontinus et à granulométrie variable tel des leucosomes, sont souvent associés à de petits amas mafiques tels des mélanosomes: cela constitue une évidence macroscopique de migmatisation du métasédiment avec fondu felsique et résidu mafique.

En général, bien que la proportion de leucosome varie entre 10 et 35% (en transition vers les diatexites), cette migmatite s'apparenterait davantage à une métatexite, d'autant plus que les structures sont préservées (planche 2.X). Néanmoins, Dippel (1996) a noté que dans certaines zones autour du massif du Mont Hay, il se développe tellement de fondu que les structures préexistantes sont détruites, formant alors une vraie diatexite. Leur assemblage minéral est:

grenat + biotite + quartz + feldspath K+ plagioclase +/- sillimanite +/- zircon +/-opaque.

Comme les métasédiments, les leucosomes montrent une granulométrie inéquigrulaire et leur composition est généralement granitique.

Les leucosomes et mélanosomes subissent l'influence de la structure complexe et sont souvent plissés suivant S1b (tableau 1.2), voire crénulés suivant S1d. Les leucosomes peuvent aussi s'accumuler dans les zones dilatantes comme dans les charnières de plis (Collins et Sawyer 1996; Sawyer *et al.* 1999).

Les métasédiments comportent généralement des boudins de granulométrie homogène soit fine soit moyenne. Ces boudins ubiquistes sont des granulites mafiques, provenant de flux ou de dykes mafiques dans les sédiments (planche 2.XI). Ces niveaux imbriqués enregistrent la déformation par leur forme à tendance sigmoïdale. Les 3 fragments de granulite dans la migmatite de la planche 2.XI représentent un niveau mafique (coulée basaltique ou dyke mafique) injecté dans les sédiments qui a été imbriqué pendant un événement de déformation contractionnelle. Les leucosomes sont nombreux et répartis autour des enclaves. Si on en juge par la grosseur des feldspaths K qui semblent se concentrer (en bas à gauche) pour ensuite envelopper les enclaves, le système a mis du temps à cristalliser localement.

L'anisotropie de la roche et les contraintes tectoniques associées favorisent les déplacements locaux et les mélanges de fondus. La roche développe alors un aspect complexe influencé par le dynamisme du système. C'est pourquoi, le cas dynamique de fusion partielle dans le massif du Mont Hay serait envisageable. Dans les métasédiments du massif du Mont Hay, le fondu est drainé plus lentement qu'il ne se forme, ce qui peut faire penser au cas statique, cependant le pourcentage de fondu augmente alors que la texture et la structure du protolithe sont modifiées et que la métatexite se développe (plus vite que dans le cas statique). De plus, dans le cas dynamique, les contraintes de déviation contrôlent le fluage des roches qui deviennent partiellement fusionnées et foliées (Sawyer 1999).

2.4 Les roches felsiques ignées

Les granites se distinguent clairement des autres types de roches sur le terrain par leur couleur leucocrate et par l'homogénéité de leur texture, soit à granulométrie moyenne, soit à porphyroblaste. Les roches ne présentent pas de texture de migmatisation qui pourrait indiquer de la fusion partielle *in situ*. Le contact avec la roche hôte est soit diffus suggérant des mélanges comagmatiques entre les magmas felsique et mafique, soit net démontrant la possibilité d'intrusions de magma felsique.

Deux systèmes se distinguent donc sur le terrain (1) un système comagmatique: magmas felsique et mafique, statique et prédéformationnel et (2) un système dynamique d'intrusion syndéformationnel.

Ces granites felsiques se divisent principalement en deux groupes (1) les charnockites à feldspaths K et (2) les leucogranites à mésogranites avec grenat.

2.4.1 Les charnockites à feldspath K

Les charnockites constituent un groupe complexe car elles sont de deux types qui apparaissent à deux époques différentes avant et pendant la déformation. Dans un premier temps, une charnockite typique va être décrite, pour dans un second temps différencier les charnockites prédéformationnelles de celles syndéformationnelles définies dans ce paragraphe et pour tous les chapitres de cette étude.

Charnockite typique

Les charnockites typiques, en général à mégacristsaux (planche 2.XII) présentent une gamme de couleur de rose à gris clair et foncé. Les minéraux dominants sont le feldspath K, le plagioclase, le quartz, avec aussi du grenat, de la biotite, du pyroxène et de l'amphibole. Les minéraux subsidiaires sont le zircon, l'apatite et l'ilménite. La séricite représente un minéral d'altération associé aux feldspaths.

Il est important de noter à ce stade de l'étude et des observations que selon la nature du contact avec la roche hôte sur le terrain, cette charnockite se présente sous deux aspects:

- si le contact est diffus (planche 2.XIII), il signifie un mélange comagmatique statique pré-tectonique entre une granulite mafique à son stade de magma mafique avec la charnockite également à son stade magmatique: charnockite prédéformationnelle;

- si le contact est franc (planche 2.XIV), il suggère l'intrusion d'un dyke dans une roche déjà métamorphisée: charnockite syndéformationnelle.

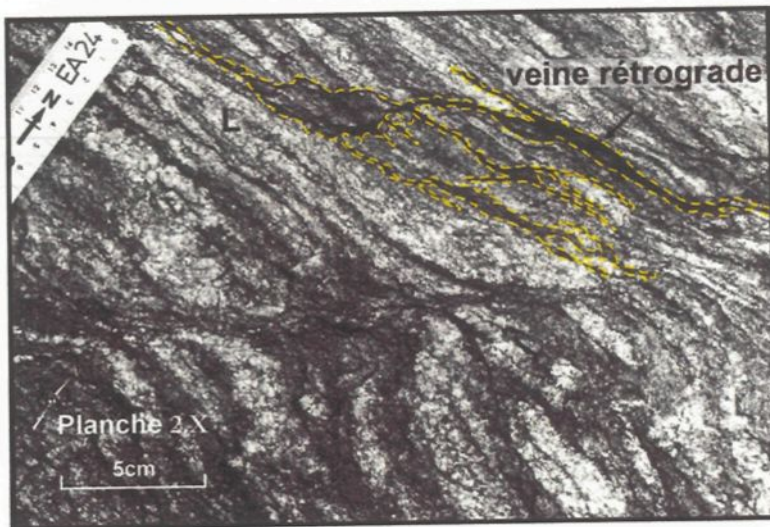
**Planche 2.X:**

Photo de terrain montrant un métasédiment migmatisé avec veines rétrogrades de biotite (partie foncée surlignée en pointillés), en alternance avec la partie felsique constituée de fondu (L). Un certain fluage se distingue, ainsi qu'une zone de cisaillement.

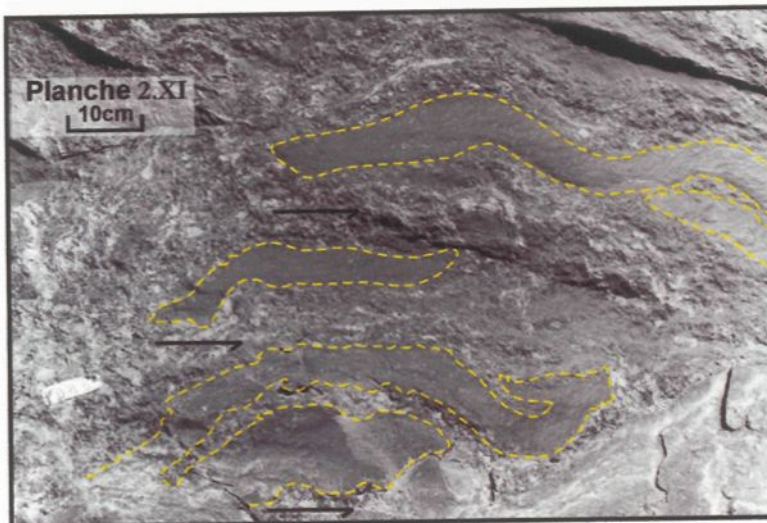
**Planche 2.XI:**

Photo de terrain montrant trois fragments de coulée mafique (surlignés en pointillés) dans la migmatite. Ces trois fragments proviennent d'un dyke mafique intrusif dans le métasédiment, et imbriqués pendant la déformation compressionnelle dont la direction et le sens sont indiqués par les flèches.

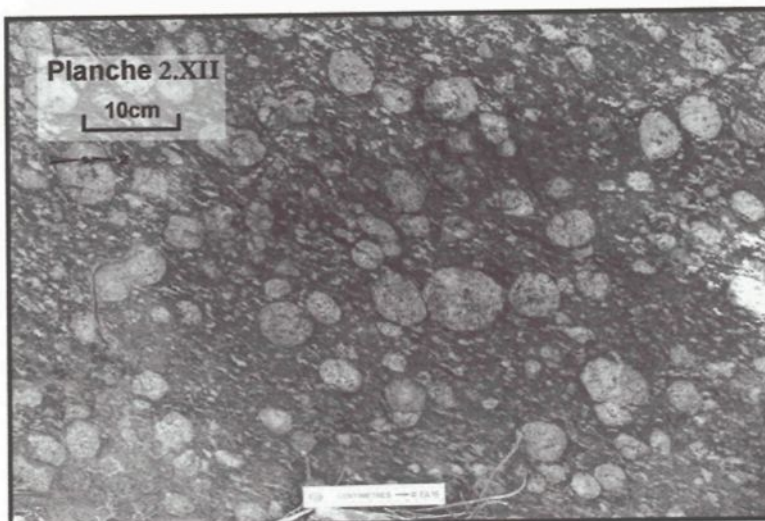
**Planche 2.XII:**

Photo de terrain illustrant la texture d'une charnockite typique avec des feldspaths K pluricentimétriques et des plagioclases étirés centimétriques. Ces minéraux sont orientés selon la foliation.

Charnockite prédéformationnelle

Le cas du contact diffus (planche 2.XIII) se développe dans les roches mélangées: la charnockite prédéformationnelle passe progressivement d'un niveau felsique à l'origine magmatique qui graduellement s'est mélangée avec le magma mafique, mélange illustré sur l'affleurement par la dissémination des feldspaths. Ce phénomène comagmatique statique prédéformationnel est à l'origine des hybrides statiques prédéformationnels. Ce système pourrait s'être développé avant le métamorphisme. En fait, les magmas granitique et mafique métamorphisés au faciès granulitique donnent l'ensemble charnockite, granulite mafique et roche mélangée (hybride statique prédéformationnel), qui constitue le système MASLI c'est à dire l'intrusion litée mafique et felsique.

Charnockite syn à postdéformationnelle

Le contact net d'origine intrusive distingue cette charnockite syndéformationnelle de la charnockite précédente prédéformationnelle. La structure influence beaucoup la texture de la charnockite syndéformationnelle (planche 2.XIV et 2.XV). La planche 2.XV illustre le cas d'un dyke majeur (quelques dizaines de mètres de largeur) qui est intrusif dans le massif du Mont Hay entre une granulite mafique et un métasédiment. L'orientation des feldspaths K suit la foliation F1b, qui est essentiellement celle de toutes les roches de la région. Cet affleurement est intéressant car il montre clairement les différents aspects de la charnockite syndéformationnelle avec variations de felsicité, de granulométrie et de texture causées par la mylonitisation. La variation de felsicité pourrait suggérer une contamination de la charnockite par la granulite mafique ou le métasédiment encaissant, ou par un autre magma plus mafique pendant le transport dans les systèmes de dykes.

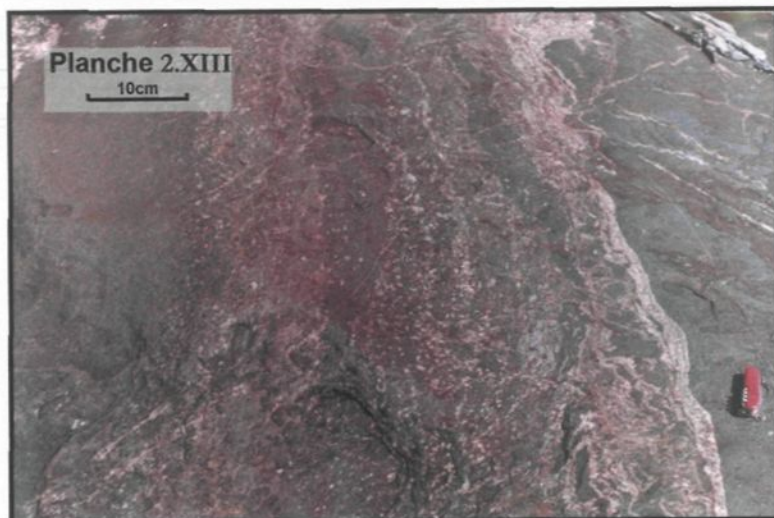
**Planche 2.XIII:**

Photo de terrain montrant une charnockite et un hybride prédéformationnels statiques. Une polarité de l'unité communément appelée macrorhythmique est définie de la manière suivante : Le sommet est constitué par la roche felsique ondulée en contact net avec la granulite mafique (où se trouve le couteau), progressivement les feldspaths se disséminent au centre de l'unité jusqu'à retrouver une texture homogène de granulite à grains fins constituant le bas de l'unité.

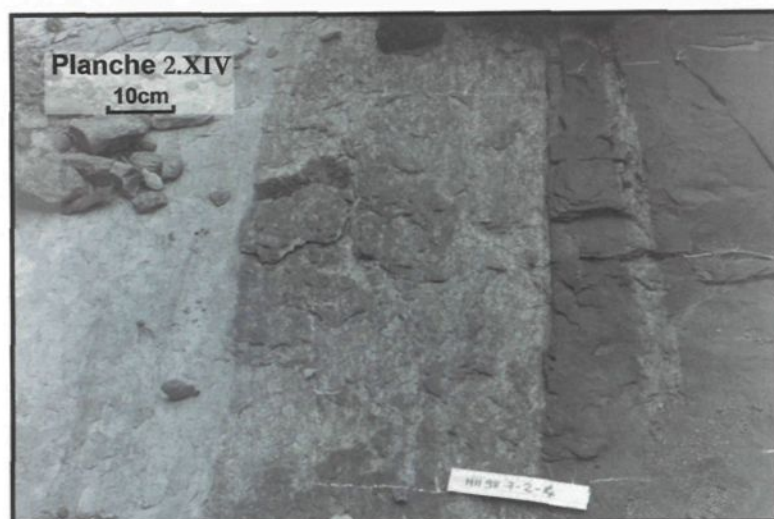
**Planche 2.XIV:**

Photo de terrain montrant trois roches de gauche à droite, un leucogranite à grenat, une charnockite syndéformationnelle et une granulite mafique. Les niveaux sont parallèles et montrent des contacts nets et intrusifs. Le leucogranite montre une granulométrie fine à moyenne et la charnockite individualise clairement des feldspaths K. La granulite mafique est massive et à grains fins (affleurement correspondant MH 98-7-2-4).

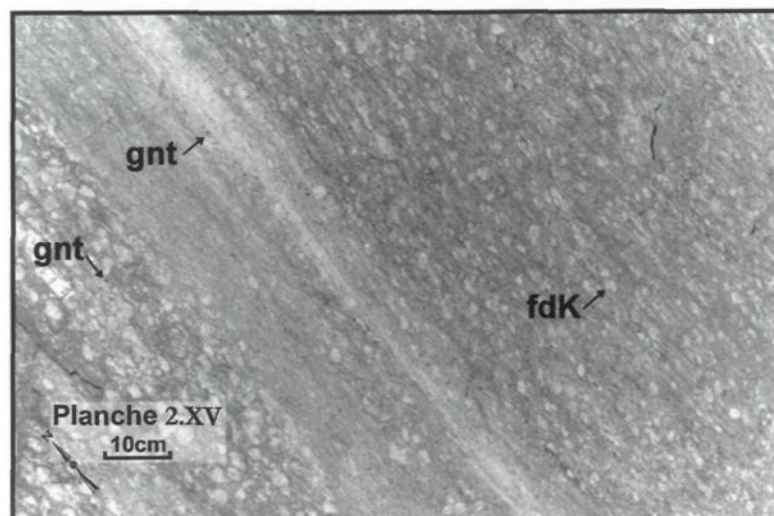
**Planche 2.XV:**

Photo de terrain montrant une charnockite syndéformationnelle présentant une gamme de couleur de gris clair à gris foncé. Les feldspaths K (fdK) sont porphyroïdes et déformés selon S1b. Les petits minéraux noirs représentent des grenats (gnt). Les zones les plus pâles correspondent à des zones plus cisillées ou mylonitisées, certaines parties de la roche sont moins affectées par la déformation (en haut à gauche) (affleurement correspondant MH 1-6-1).

La planche 2.XIV présente trois roches de gauche à droite: un leucogranite à grenat, une charnockite syndéformationnelle, une granulite mafique. Ces niveaux sont parfaitement parallèles et le contact entre la granulite mafique et la charnockite syndéformationnelle est net et suggère une transposition tectonique.

Cette séquence pourrait indiquer que la granulite mafique a été injectée par la charnockite syndéformationnelle et le leucogranite à grenat, mais les contraintes tectoniques se sont concentrées dans le leucogranite la réduisant à une mylonite.

L'ensemble leucogranite, charnockite et granulite mafique semble syndéformationnel D1b. Certaines relations de terrain suggèrent une chronologie relative. La charnockite sous forme de dyke centimétrique (planches 2.XVI a et b) recoupe les zone plissées suivant F1b soulignées par les leucosomes. La charnockite semblerait post-dater la période de déformation D1b.

2.4.2 Les leucogranites et mésogranites avec grenats

Les granitoïdes à grenat sont le type de roche felsique le plus commun de la région. Intrusives dans les métasédiments psammopélitiques (Dippel, 1996) mais aussi dans les granulites du massif du Mont Hay (planches 2.XVII a et b), ces roches sont très compétentes et forment des affleurements parallèles et concordants à la structure régionale (Collins et Sawyer 1996). L'altération leur donne une couleur ocre-orange et une surface douce et arrondie.

Le leucogranite, de granulométrie fine à moyenne, est constitué de grenat (tâches sombres sur la planche), de feldspath K à mégacristsaux, de plagioclase et de quartz majoritairement, puis de minéraux ferromagnésiens pour quelques pourcents essentiellement

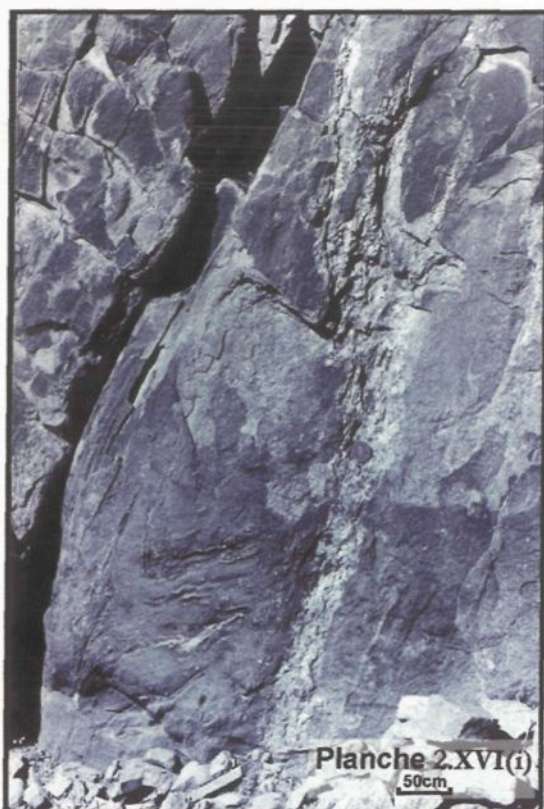


Planche 2.XVI (i et ii):

Photos de terrain montrant un dyke centimétrique de charnockite intrusif dans une zone plissée F1b soulignée par les leucosomes de tonalite dans la granulite mafique. La photo XVI (ii) est l'interprétation de la photo XVI (i) avec mise en valeur des charnockites et des leucosomes. Les pointillés représentent un cisaillement parallèle à l'axe de pli.

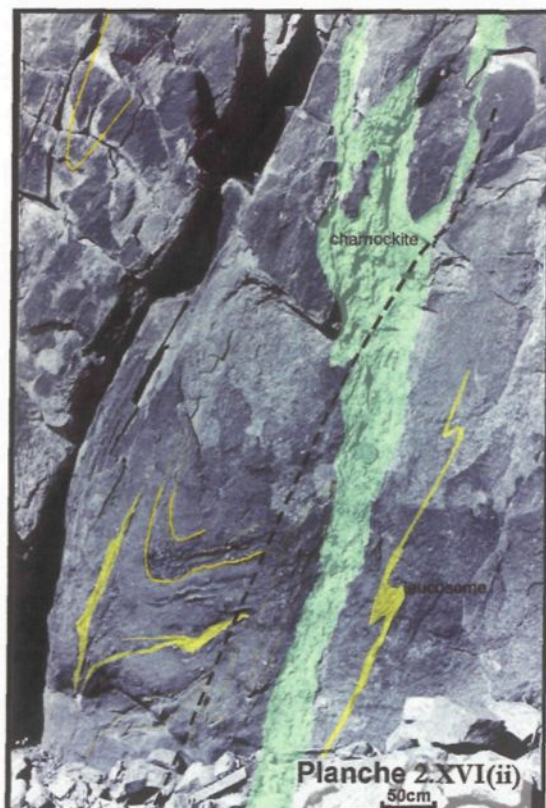




Planche 2.XVII (i et ii): Photos de terrain montrant différents dykes centimétriques à décimétriques de leucogranite ou un dyke composite injecté dans la granulite mafique (en haut à droite). La photo XVII (ii) est une interprétation de la photo XVII (i) qui met en valeur ces différents niveaux de granulite mafique en vert foncé. Les niveaux sont déformés et suivent la déformation principale D1b.



le pyroxène et la biotite. Leur teinte varie de rose à grisâtre, en fonction de la taille des grains, qui peut être fine, moyenne voire porphyrique, les porphyres étant en général des feldspaths K (qui atteignent parfois des tailles pluricentimétriques). Ces roches sont foliées (faiblement à fortement) et présentent des linéations avec par endroits des mylonites dans les zones de cisaillement (ruisseau 9 : dyke intrusif mylonitisé, figure 1.3 et planches 2.XVII a et b). Les feldspaths K sont en général allongés dans le plan de cisaillement de la foliation dominante (S1a/S1b) et sont souvent recristallisés et étirés dans L1b.

Le leucogranite se présente sous différentes formes: (1) de petites veines dans les métasédiments, (2) de larges veines dans le massif du massif du Mont Hay, (2) de corps mésocratiques à leucocratiques.

Dans le massif du Mont Hay, les leucogranites forment des dykes de taille variable de 50 cm à 30 m (ruisseau 1, ruisseau 6, ruisseau 3, ruisseau 9; figure 1.3) et sont toujours intrusifs et associés à des charnockites; ceci suggère l'hypothèse d'une relation génétique ou comagmatique entre les deux types de roches.

En général, les dykes plus petits sont issus de dykes majeurs. Une des caractéristiques de ces dykes mineurs est qu'ils montrent une certaine inhomogénéité intrinsèque comme une variation de couleur de blanchâtre à grisâtre (planches 2.XVII a et b), ce qui suggère:

- soit une contamination locale par la roche hôte,
- soit une mylonitisation à degré variable,
- soit un dyke composite.

L'aspect intrusif est démontrable à plusieurs endroits. Dans le ruisseau 6 (figure 1.3), l'affleurement comprend une zone de 5 m qui contient plusieurs injections de granite, pouvant

être très leucocrates. Le granite peut comporter des enclaves, évidence d'incorporation de la roche encaissante lors du transfert du magma, confirmant cet aspect intrusif. À plus petite échelle, les planches 2.XVIII a et b montrent que l'intrusion de granite comporte des mélanosomes centimétriques de grenat et biotite. Le magma semble migrer localement par l'intermédiaire d'un petit dyke formé dans les charnières. Le dyke recoupe une zone légèrement plus mafique et relie deux niveaux très felsiques. Les contacts de ce petit dyke sont très nets dans le niveau plus mafique mais très diffus dans les deux niveaux felsiques où il se perd. Le fondu qui a circulé dans ce dyke présente la même texture que celle de la roche fusionnée qui constitue les deux niveaux felsiques. Plus précisément, il semble avoir circuler du côté gauche de la planche vers le côté droit où un petit déversement est remarquable. À cet endroit, le leucogranite perd complètement sa structure foliée car le petit amas formé est massif. Le magma semble avoir subi extraction et réinjection locales. Ce dyke pourrait être un dyke 3 P T (troisième seuil de percolation), autrement dit: expulsion d'un fluide résiduel, cisailé sub-magmatiquement puis solidifié, phénomène expliqué par Blumenfeld et Bouchez (1988), Johns et Stunitz (1997), Sawyer (2000).

D'un point de vue génétique, la présence de grenat, de biotite, de sillimanite en particules et de schlieren ou de mélanosome étirés au milieu des veines suggère que le magma dérive des métapélites, composition déjà observée dans la partie résiduelle des roches fusionnées gneissiques de Wuluma Hills (Sawyer *et al.* 1999). Deux possibilités sont proposées pour expliquer la présence de schlieren à grenat et biotite: (1) le dyke est associé au gneiss à grenat des unités migmatitiques (Collins et Sawyer 1996) ou (2) le dyke a emporté les schlierens d'unité riche en biotite.

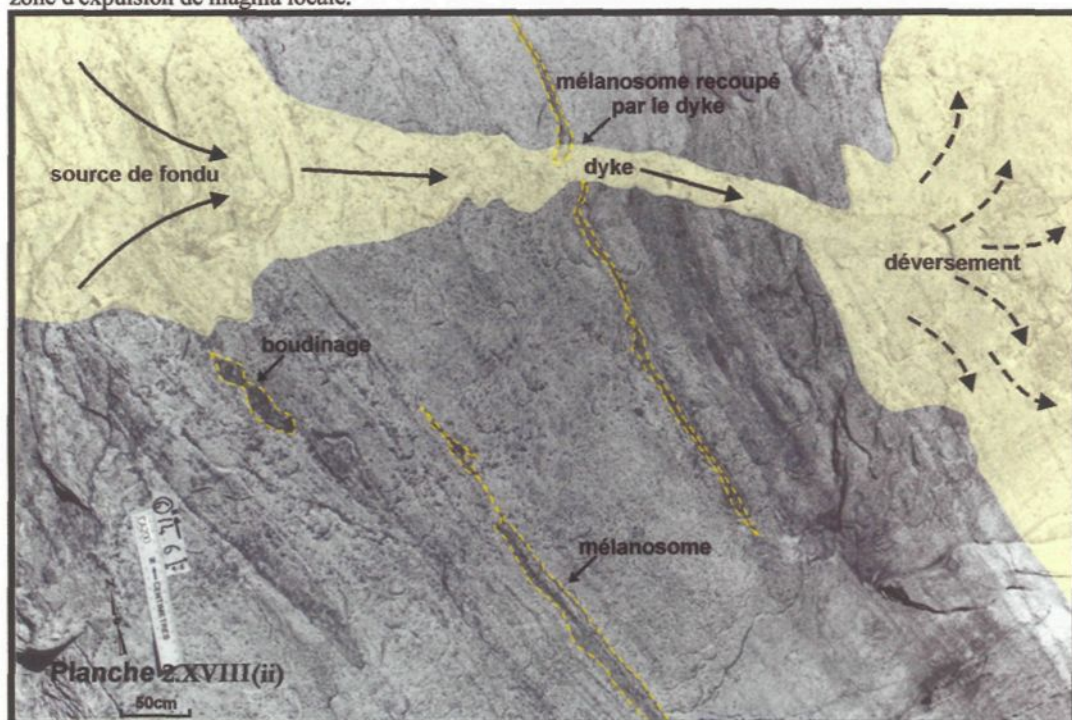


Planche 2.XVIII (i et ii):

Photos de terrain montrant la complexité intrinsèque du leucogranite. La photo XVIII (ii) est l'interprétation de la photo XVIII (i). Les zones sombres effilochées surlignées en pointillés sur XVIII (ii) présentent :

- a-des mélanosomes étirés de biotite et grenat recoupés par le petit dyke,
- b-des zones boudinées.

Le petit dyke centimétrique contient du fondu qui circule d'une zone source à gauche où la structure est préservée vers une zone plus diffuse à droite où un déversement est remarquable. Le dyke constitue une zone d'expulsion de magma locale.



En résumé, les caractéristiques majeures des leucogranites sont qu'ils sont intrusifs syn à post D1b (tableau 1.2) et associés aux charnockites, et qu'ils contiennent des schlierens provenant des métasédiments.

2.4.3 Les roches mélangées

Le mélange implique une combinaison de deux magmas différents; le magma felsique charnockitique est à l'origine de ces mélanges. Les deux types de charnockite, c'est à dire pré et syndéformationnelle, vont donc engendrer des mélanges différents pré et syndéformationnels. Ces deux types d'hybride caractéristiques du massif du Mont Hay vont être décrits par ordre chronologique et définis dans ce paragraphe.

Hybride prédéformationnel

Cette roche présente des minéraux felsiques porphyroblastiques dans une matrice mafique (planche 2.XIX, centre et haut). Les minéraux felsiques sont similaires à ceux des charnockites prédéformationnelles qui forment un niveau inférieur irrégulier, tandis que la matrice est identique aux granulites mafiques en contact net avec la charnockite (bas de la planche): cela donne une roche mélangée ou hybride prédéformationnel.

Il est important de noter que cet hybride fait référence à la charnockite prédéformationnelle (discutée au paragraphe 2.4.1) qui montre des contacts diffus et qui est le résultat d'un mélange comagmatique entre le magma felsique et mafique dans le système statique prédéformationnel.

L'hybride est en général constitué de quartz et de feldspath à mégacristaux de K, de

plagioclase provenant de la charnockite essentiellement, ceux de la planche 2.XIX sont alignés selon la foliation: la matrice est composée de minéraux ferromagnésiens essentiellement le pyroxène et de minéraux felsiques à granulométrie fine (plagioclase et quartz) issus de la granulite mafique.

La planche 2.XX montre plus en détail les feldspaths K isolés dans la matrice mafique. Un contour de résorption se forme autour du feldspath, possiblement lié au phénomène comagmatique. De petits amas mafiques se forment dans le magma mafique (future granulite mafique), répartis et associés aux feldspaths résorbés (petits minéraux noirs sur la planche). La granulite mafique semble avoir isolé ces minéraux felsiques du magma felsique (différence de viscosité) puis cristallisé, incorporant ce nouveau matériel. Le magma mafique aurait donc infiltré le magma felsique et infusé dans celui-ci pour donner les hybrides.

À l'échelle de l'affleurement, une certaine zonation entre les charnockites, les hybrides et les granulites mafiques s'observe aussi bien à l'échelle centimétrique (planche 2.XIX) qu'à l'échelle métrique (planche 2.XIII).

Dans les deux cas, le contact entre la charnockite et la granulite mafique est net. Sur la planche 2.XIX, le contact est irrégulier, et une ondulation sur le pourtour de la charnockite prédéformationnelle est visible, ce qui peut être corrélé à une structure primaire de fluage entre les magmas. Un liserai charnockitique prédéformationnel se différencie également avec une bordure légèrement ondulée (planche 2.XIII).

Les transitions charnockite-hybride prédéformationnel et hybride-granulite mafique sont plus subtiles et plus diffuses. Ces transitions sont définies par la quantité de feldspath qui évolue de la charnockite vers l'hybride et de l'hybride vers la granulite mafique en diminuant.

Les planches 2.XIII et 2.XIX montrent cette décroissance du nombre de feldspath vers le sommet jusqu'à retrouver une texture de granulite mafique.

Dans les deux cas, (planches 2.XIII et 2.XIX), une polarité est distinguable. Le sommet est constitué par la charnockite prédéformationnelle et le bas de l'unité par l'hybride et la granulite mafique. Le contact net se situe toujours entre la charnockite et la granulite mafique et le contact diffus entre l'hybride et la charnockite et entre l'hybride et la granulite mafique. Cette zonation peut se répéter avec la même polarité. D'un point de vue génétique, ces roches semblent donc comagmatiques.

La déformation est enregistrée dans la séquence par (1) la forme sigmoïdale des feldspaths (planche 2.XIX) indiquant que les feldspaths sont pré-tectoniques, et par (2) les zones de cisaillement mineures (planche 2.XIII).

En conclusion, une répartition spatiale et un lien génétique semblent donc lier la charnockite et l'hybride prédéformationnels. Les hybrides seraient le résultat du mélange de magmas charnockitique et mafique, formant une zonation dans ces mêmes roches et précisant une polarité.

Hybride syndéformationnel

Cet hybride est le résultat soit d'un mélange entre les magmas felsiques charnockitiques syndéformationnels et les leucogranites, ou soit de la fractionnement et de la contamination de la charnockite par l'encaissant lors de son transfert dans les différents niveaux crustaux. Cet hybride syndéformationnel présente des caractéristiques intermédiaires entre la charnockite, le leucogranite et est en général plus mafique. La planche 2.XIV montre probablement ce type

d'hybride qu'il paraît difficile de discriminer d'entre la charnockite et le leucogranite, car il emprunte le même dyke où s'effectue le mélange. Lorsque le réseau de transfert de magma présente des veines parallèles (affleurement C3 stop 18, étudié au chapitre 7), il est alors plus facile de les distinguer.

En résumé, il est à noter que deux types de charnockite prédéformationnelle et syndéformationnelle coexistent dans le massif du Mont Hay et engendrent deux types d'hybride correspondants: (1) prédéformationnel montrant un contact diffus et (2) syndéformationnel montrant contact net avec la roche hôte.

Cela implique la coexistence de deux types de magma felsique (charnockitiques après métamorphisme au faciès granulitique) à des époques différentes, et les effets de l'hybridisation entre un magma charnockitique et d'autres magmas seront examinés plus tard dans le chapitre géochimie.

2.4.4 Les pegmatites

Toutes les roches décrites sont recoupées par des intrusions tardives telles que les pegmatites. En général, elles se présentent sous forme de dykes felsiques. Leur granulométrie est grossière avec du quartz et du feldspath et du pyroxène comme minéral mafique. Ces pegmatites sont peu nombreuses au massif du Mont Hay et représentent environ 1% des affleurements, mais semblent plus abondantes dans les métasédiments autour du massif. Ces pegmatites sont en général associées aux zones déjà riches en roches felsiques intrusives. La géométrie des dykes de pegmatite est en général fonction des fragilités du système. La planche 2.XXI montre que le dyke se développe dans les fractures. Le contact avec la granulite mafique est net, suggérant une cristallisation rapide sans contamination par la roche encaissante.

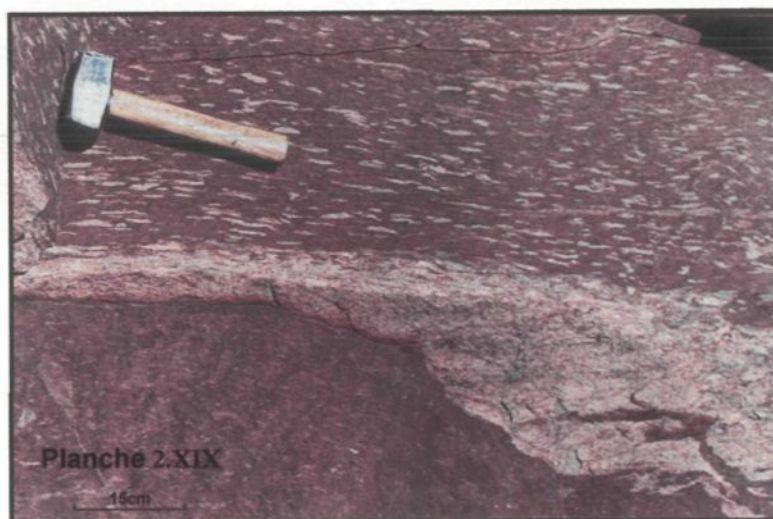


Planche 2.XIX:

Photo de terrain montrant un hybride prédéformationnel statique (où se trouve la masse). Le contact est net entre la roche felsique (charnockite prédéformationnelle) et la granulite mafique, puis devient graduel. Cette zone constituée de feldspaths K porphyroïdes disséminés dans la matrice de granulite est caractéristique d'un hybride prédéformationnel (roche issue du mélange comagmatique felsique et mafique).

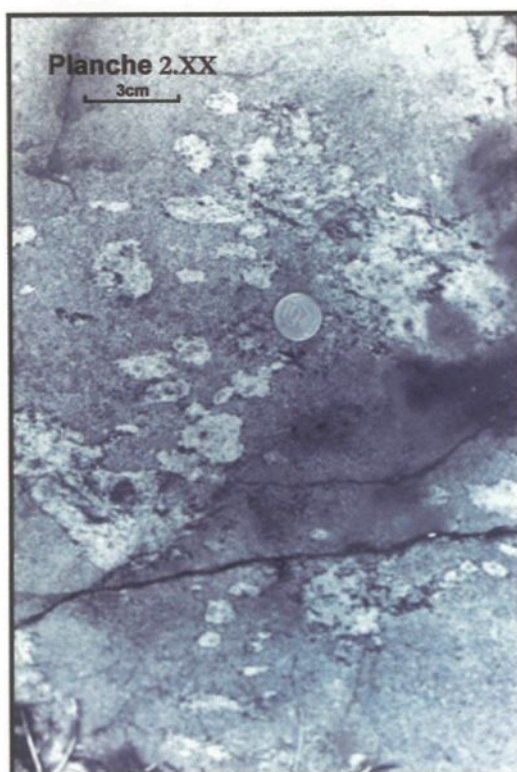


Planche 2.XX:

Photo de terrain montrant les feldspaths K d'un hybride avec pourtours résorbés. De petites accumulations de minéraux mafiques sont distinguables provenant du magma felsique. La matrice mafique est relativement homogène isolant les feldspaths résorbés.



Planche 2.XXI

Photo de terrain montrant un dyke pegmatitique intrusif dans les granulites mafiques. Les contacts sont très nets. Une poche de magma s'est formée exploitant probablement une fracture du système.

Tous ces types de roches ignées constituant le massif du Mont Hay ont circulé et se sont accumulés. Il s'avère donc nécessaire de faire un inventaire de leurs sites soit de dépôt magmatique, soit de transfert ou soit d'accumulation pour comprendre leur morphologie complexe. Ceux-ci sont en effet, plus ou moins dépendants du type de roche, autrement dit un ou plusieurs types de roches peuvent partager une de ces mêmes structures.

2.5 Les structures morphologiques de dépôt magmatique prédéformationnel statique

Dans cette partie, les roches ignées felsiques des affleurements du massif du Mont Hay vont être décrites dans le but de comprendre les relations entre les roches présentes. Au massif du Mont Hay, deux cas se présentent et vont être étudiés:

(1) lors de la formation du protolithe, les magmas mafiques sont intrusifs et se mélangent à un magma felsique pour former des structures morphologiques de dépôt. Cette description est nécessaire pour discriminer les différents magmas présents dans le massif du Mont Hay;

(2) lors du métamorphisme et de l'anatexie, les magmas felsiques sont intrusifs dans la roche hôte et créent des structures de transfert, sujet développé lors de l'étude des systèmes de transfert.

Il s'avère donc intéressant d'étudier ces relations d'un point de vue morphologique pour ensuite confirmer ou infirmer ces observations d'un point de vue géochimique (voir chapitre 6). Les modifications qui s'opèrent à toutes les échelles vont être décrites de l'échelle détaillée (cm) à l'échelle de l'affleurement.

2.5.1 À l'échelle moyenne de l'affleurement

Cette échelle permet de considérer les phénomènes dans leur ensemble.

2.5.1.1 Les unités macrorhythmiques

Les unités macrorhythmiques ou zonations s'observent assez généralement dans le massif du Mont Hay. Ces unités sont composées de 3 types de roches qui peuvent varier en épaisseur, mais qui montrent toujours la même disposition c'est à dire du haut vers le bas définissant une polarité (planche 2.XIII). Les évidences en faveur d'une polarité sont:

1. une base de granulite mafique figée (gauche de la planche 2.XIII); en général le contact entre mafique et felsique est diffus. La granulométrie de cette base, qui varie de fine à moyenne et de composition plus ou moins felsique, est directement liée à la nature de la roche originelle. La partie la plus mafique marque définitivement la base et la fin de la zone mélangée.
2. le milieu de l'unité est constitué par une roche hybride (planche 2.XIII: zone comprise entre la granulite mafique à gauche et avant la zone felsique délimitée à droite). La caractéristique de cet hybride est la présence de feldspath K dans une matrice de granulite mafique. Sur la planche 2.XIII, dans la zone centrale, les feldspaths se distinguent clairement, avec des tailles et des pourcentages variables et décroissants vers le pôle mafique (base) et croissants vers le pôle felsique. En résumé, le contact entre l'hybride est diffus avec la granulite mafique et progressif avec la charnockite suggérant un mélange comagmatique.
3. Le sommet de l'unité (droite de la planche 2.XIII) est représenté par la

charnockite à mégacristsaux de feldspath K, marquant la fin de l'unité macrorhythmique. Le contact entre la charnockite et l'unité mafique est net appuyant le caractère intrusif et magmatique des roches et des magmas en présence.

Le sommet de chaque unité est recoupé nettement par un niveau mafique. Cela génère des unités macrorhythmiques si le système (1) (2) et (3) se répète par analogie à l'unité en niveaux de gabbro-diorite de *Pleasant Bay* (Wiebe 1993) et comme le montre la planche 2.XXII. Chaque base mafique enregistre d'une part l'infusion de magma basaltique et d'autre part la zone de transition hybride. Pour que le système se développe et infuse du magma, il faut donc qu'il soit nourri en magma mafique. Ce système nourricier est qualifié de remplissage par Wiebe et Collins (1998). Les remplissages répétitifs permettent la formation des unités macrorhythmiques par les différents apports de magmas à différents moments.

La zone de transition est relative à la taille et à la proportion des feldspaths K, et peut alors varier en épaisseur et en composition. Cette composition est fonction du magma charnockitique initial, et celle-ci est modifiée lors des injections et des mélanges des deux magmas mafique et felsique.

Selon Wiebe (1993), les contrastes compositionnels c'est à dire les différences entre les roches felsiques et mafiques, semblent avoir une importance lors de la solidification du magma: plus les contrastes sont importants, plus la solidification serait rapide. Le phénomène pourrait expliquer le contact net entre la charnockite au sommet et la base mafique de chaque unité. De plus, les unités macrorhythmiques de *Pleasant Bay* (Wiebe 1993) présentent également une grande variabilité. Bien que la base de chaque niveau consiste en un matériel

mafique similaire solidifié avec une bordure crénelée et convexe, l'extension et le taux de variation compositionnel vers le sommet est très variable. Par exemple, les niveaux les plus épais des roches dioritiques et leucocratiques se trouvent au sommet des unités macrorhythmiques F dans la section de *Bar Island*, tandis que des niveaux centimétriques alternent dans la partie gabbroïque épaisse de l'unité macrorhythmique de la section de *Bickford Point* (Wiebe 1993).

En conclusion, les unités macrorhythmiques varient en composition et en épaisseur.

2.5.1.2 Les niveaux irréguliers et discontinus

Il arrive souvent en dehors des unités macrorhythmiques, de trouver des corps à composition charnockitique voire hybride formant des niveaux irréguliers et discontinus dans les granulites mafiques (planche 2.XXIII). Ces niveaux peuvent d'ailleurs englober des lentilles mafiques de granulométrie fine à moyenne. L'épaisseur des zones discontinues varie beaucoup de quelques centimètres à plusieurs mètres. Leur contact avec la granulite mafique est toujours net quand il s'agit de la charnockite comme l'illustre les niveaux discontinus et irréguliers (planche 2.XXIII), mais peut être diffus quand la charnockite évolue en hybride; il devient alors difficile de délimiter l'hybride (planche 2.XXIII, coin gauche). Comme dans les unités macrorhythmiques, la même zonation montrant la même polarité s'observe en présence de la séquence charnockite- hybride- granulite mafique, avec également des variations d'épaisseur et de texture. La granulométrie est variable. L'orientation des minéraux est probablement le résultat de la déformation, et ces minéraux se sont accumulés ou développés dans les structures préexistantes (planche 2.XXIII). Ces phénomènes magmatiques montrent

que la remontée du magma pourrait être conduite par des phénomènes mécaniques. Par comparaison avec les unités macrorhythmiques, ces niveaux discontinus et irréguliers mettent en évidence la complexité du système.

2.5.2 Échelle détaillée (cm à dm)

Les structures observées à l'échelle détaillée représentent un focus sur les phénomènes observés à plus grande échelle, et ne font que confirmer les phénomènes magmatiques subodorés à plus grande échelle. Les structures à l'échelle détaillée peuvent se subdiviser en plusieurs groupes:

1. les structures qui permettent la circulation locale de magma, comme les veines,
2. les structures qui résultent de la compaction, comme les figures de charge, les flammes ou les enclaves,
3. les structures qui illustrent les mélanges de magma, comme le quartz et feldspath isolés dans la matrice mafique.

2.5.2.1 Les veines (comparées aux dykes)

Par définition, une veine est le résultat de la précipitation de minéraux à partir d'un fluide qui a circulé dans le paléo-conduit qu'elle représente; alors que dans un dyke, c'est le magma qui y circulait qui s'est lui-même solidifié. Le mot "dyke" décrit en fait la structure de l'objet géologique sans référence au paléo-système qui l'a créé. Dans notre cas, les veines sont apparemment causées par la différence de densité entre les magmas felsiques et mafiques qui sont plus denses et qui se solidifient plus vite. Selon Wiebe (1993), les veines constituées de matériel granitique sont influencées par la disposition originelle des couches et la configuration

générale du système. Si la veine se forme pendant une instabilité gravitationnelle, son axe est probablement vertical, et pourrait donner une idée de l'intensité de la déformation de par sa forme ou sa rotation observées sur le terrain.

Sur le terrain, une variété de veines centimétriques à métriques partent du sommet des niveaux à charnockite vers les granulites mafiques figées à la base. Les mélanges hybrides prédéformationnels sont en général favorables à leur développement comme le montre la planche 2.XXIV. Le phénomène d'hybridation entre la charnockite prédéformationnelle et le magma mafique reflète de hautes températures à l'intérieur du magma mafique (Wiebe 1993). La chaleur induite par l'intrusion de magma mafique associée aux différences de densité réduit la viscosité du granite et provoque la remontée du granite sous forme de veines. Les veines évoluent en général de manière assez diffuse et irrégulière comme le montre la planche 2.XXIV où le matériel flue selon un système interconnecté irrégulier, lequel établit des liens avec des veines plus importantes (haut de la planche).

Dans le massif du Mont Hay, les veines ont assuré localement la circulation du magma et ont permis l'interconnexion du réseau.

2.5.2.2 Les figures de charge (*load cast*) et les flammes

Par analogie à la sédimentologie, les figures de charge représentent des figures de base formées par l'enfoncement d'une couche. Dans notre cas, le principe de dépôt est similaire sauf que les figures de dépôt sont magmatiques. Ce terme a été employé pour décrire les caractéristiques de dépôt liées aux intrusions mafiques dépositionnelles dans les plutons granitiques par Wiebe (1974, 1993a, figure 6 1994). Situées à la base d'un niveau mafique, les figures de charge sont constituées de matériel granitique concentré et se développent au sommet du niveau granitique montrant des lobes convexes à la base, et des veines initiées à partir de ce point dans le niveau mafique.

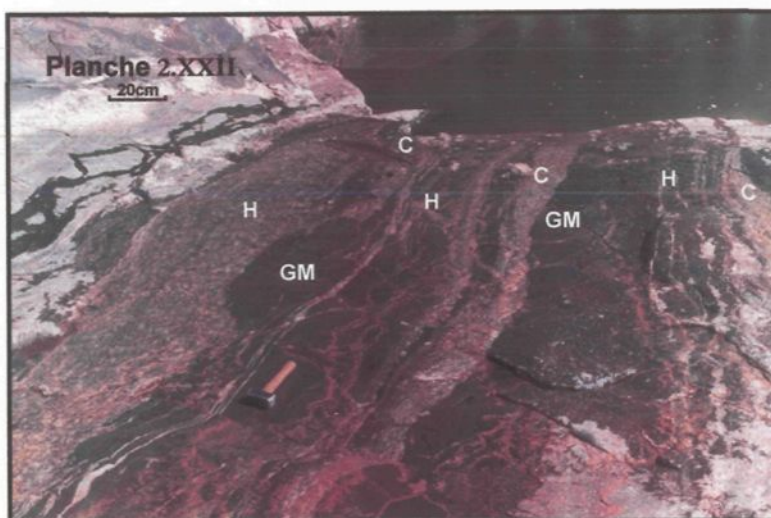


Planche 2.XXII:

Photo de terrain montrant une répétition d'unité macrorhythmique orientée : 3 sommets de charnockite (C), avec 3 hybrides (H) associés et 2 bases de granulite mafique (GM) se distinguent. Ces niveaux varient en épaisseur et régularité illustrant concrètement l'hétérogénéité des mélanges comagmatiques.

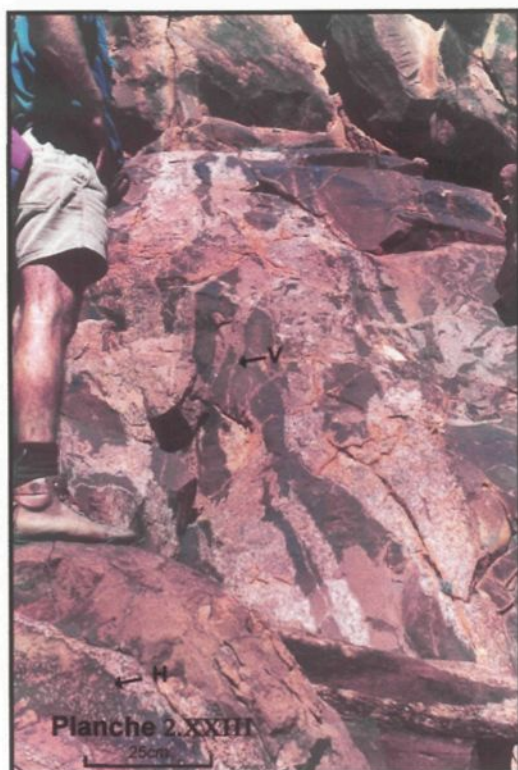


Planche 2.XXIII:

Photo de terrain montrant des niveaux irréguliers de charnockite. Ces niveaux montrent des bordures ondulées qui s'effilochent. Ces niveaux irréguliers communiquent par l'intermédiaire de fines veines (V). Dans le détail, les feldspaths déformés se distinguent dans ces mêmes niveaux. L'hybride (H) au coin de la photo suggère une séquence macrorhythmique irrégulière.

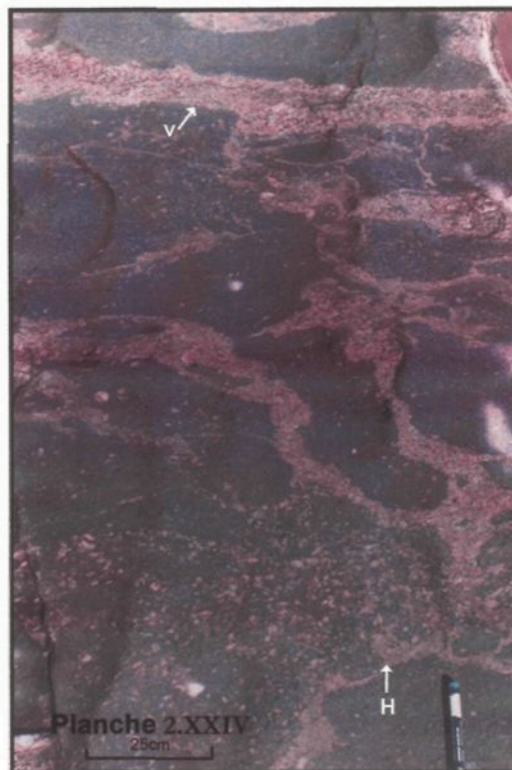


Planche 2.XXIV:

Photo de terrain montrant les veines (V) qui permettent la circulation du magma. Le magma mafique forme des lobes subarrondis qui sont enveloppés par ces mêmes veines. Les veines centimétriques sont irrégulières et ondulées et forment un réseau interconnecté. Elles concentrent le matériel felsique d'une veine décimétrique en haut de la photo, mettent ce magma en circulation par un réseau irrégulier, se diffusent et disparaissent dans le niveau d'hybride (H) en bas de la photo, favorisant ainsi la redistribution du magma et son mélange.

Dans le massif du Mont Hay, les figures de charge et les flammes selon cette définition, se développent entre la base riche en cristaux (charnockite prédéformationnelle) et le liquide infusé pauvre en cristaux (magma mafique). Pendant que le magma mafique dense cristallise et s'installe dans la couverture de charnockite à cristaux, les figures de charge et les flammes se développent le long de la base de ce niveau, résultat du filtre de pression de la couche recouvrante de charnockite. Le niveau mafique développe un sommet plat approximativement horizontal (Wiebe et Collins 1998).

Ce phénomène magmatique implique une remontée aléatoire du magma. La planche 2.XXV illustre la bordure figée mafique qui suit les contours des cristaux du granite. Dans le détail, la planche 2.XXV individualise le contact par une granulométrie de la charnockite plus fine à cet endroit, qui forme des figures de charge. Les minéraux sont orientés de manière aléatoire ce qui n'est pas le cas pour la planche 2.XXVI où une orientation préférentielle est décelable. Les figures de charge non déformées (planche 2.XXV) évoluent et subissent la déformation et la crénulation pour donner des structures cisailées (planche 2.XXVI). En effet, sur la planche 2.XXVI, la foliation est crénulée et recoupée par de petits cisaillements perpendiculaires. De plus, cette planche illustre d'une part une unité macrorhythmique et d'autre part, la variabilité du contact dans l'espace en fonction de sa composition. La différence est d'ailleurs bien visible entre l'hybride qui ne forme pas de figures de charge et la charnockite. Il faut noter que l'orientation préférentielle des structures dépositionnelles vers le haut (*way-up*) est en accord avec la polarité des unités macrorhythmiques.

La formation et le développement des structures magmatiques de dépôt sont certes avant tout contrôlés par des différences de densité et de viscosité des magmas en présence,



Planche 2.XXV:

Photo de terrain illustrant des figures de charge. Les flammes observées sont constituées de minéraux plus fins par rapport à la charnockite dont ils proviennent et l'orientation de ces minéraux est aléatoire. Ce phénomène est comparable aux structures dépositionnelles sédimentaires mais appliquées aux magmas.

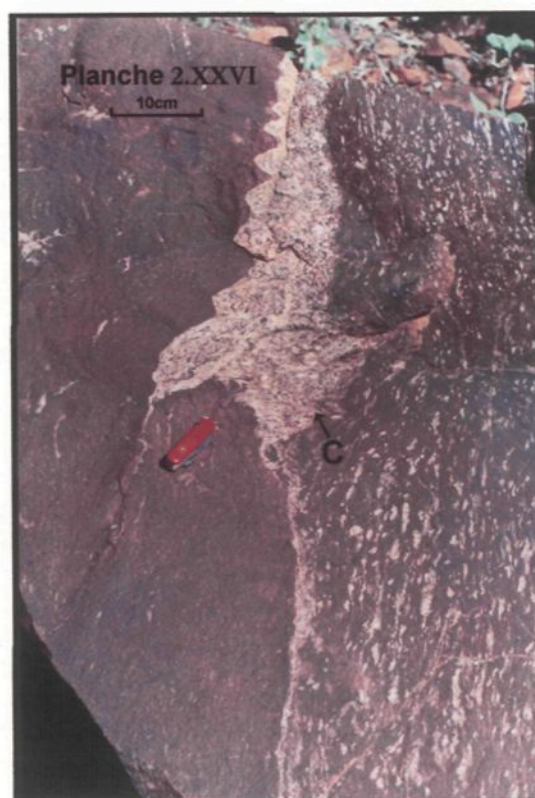


Planche 2.XXVI:

Photo de terrain montrant des figures de charge. L'unité macrorhythmique granulite mafique-hybride-charnockite est retrouvée. Le sommet de l'unité c'est à dire la charnockite est ondulé suggérant encore un dépôt. Les feldspaths de ce liserai ondulé de charnockite suivent la crénulation F1d suggérant que la roche a subi la déformation. De petits cisaillements (C) recoupent perpendiculairement les crénulations et sont remplis par du magma d'où leur couleur blanche plus accentuée. Les feldspaths étirés dans l'hybride confirment l'influence de la déformation, ainsi que l'irrégularité du niveau de charnockite qui semble s'être accumulée avant d'être déformée.

mais néanmoins localement la structure a une influence (planche 2.XXVII). Au contact charnockite et granulite mafique se développent des flammes. La planche 2.XXVII combine les structures en flamme ayant déjà subi le cisaillement selon S1b avec la formation de veines parallèlement au niveau de charnockite et quasi perpendiculaires aux petits cisaillements associés aux flammes. Le magma felsique non solidifié a pu migrer grâce à sa viscosité dans le magma mafique déjà solidifié. Une tendance intéressante à observer est que des petits niveaux semblables aux veines se sont formés parallèlement à la foliation générale. Un contrôle tectonique a eu lieu car ces niveaux sont parallèles. Cet affleurement pourrait donner raison: (1) aux structures de déposition prédéformationnelles, et (2) aux structures de transfert contrôlées tectoniquement, qui contribueraient à la formation des veines (Collins, communication personnelle, 1998) et par conséquent les transformeraient en structures syndéformationnelles.

Les structures à petite échelle indiquent un mouvement vers le haut, confirmant les observations à toutes les autres échelles, et font partie d'une déposition séquentielle. Les intrusions non solidifiées seraient déposées sur le fond du système magmatique (Wiebe et Collins 1998).

2.5.2.3 Quartz et Feldspaths isolés

Les unités macrorhythmiques (système MASLI prédéformationnel) enregistrent les interactions entre les magmas mafique et felsique. La transition du gabbro et/ou diorite au leucogranite est plus communément continue et subtile à l'échelle de l'affleurement, par des variations de taille et de proportion de feldspath en général. Ainsi, les roches leucogranitiques



proches du sommet de l'unité macrorhythmique montrent l'hybridation entre les magmas mafiques partiellement cristallisés et les magmas siliceux. Les évidences pétrographiques pour le transfert de quartz et de feldspath entre les liquides felsiques et mafiques peuvent être essentiellement expliquées par beaucoup de contrastes et de changements de viscosité entre les magmas (Wiebe 1994). Ces facteurs ont causé une certaine turbulence et ont provoqué l'entraînement du fondu et des cristaux (Huppert *et al.* 1984). Une diffusion sélective (alcalis) est importante sur les bordures en contact entre les magmas (Watson et Jurewicz 1984; Skjerlie et Patiño Douce 1995). La taille et le pourcentage de feldspath et de quartz augmentent communément vers le sommet du niveau mafique (Wiebe 1974, 1993, 1994).

Au massif du Mont Hay, les feldspaths et les quartz isolés sont en général peu abondants et irrégulièrement répartis. Leur forme est arrondie (planches 2.XX et 2.XXVIII). La planche 2.XXVIII montre les quartz et les feldspaths isolés avec des pourtours résorbés constitués de minéraux mafiques (pyroxène et hornblende) dans la granulite mafique. Les cristaux semblent arrachés à un magma felsique proche (bas droit de la photo). Plus en détail, les feldspaths à bordure d'épaisseur variable pourraient s'identifier à des mégacristaux rapakivi. Ces observations ont déjà été décrites par Wiebe et Collins (1998) dans Kameruka (Nouvelles Galles du Sud en Australie), et leur suggèrent que les réactions sur les pourtours des feldspaths alcalins dans les niveaux les plus hauts de Kameruka sont causées par de fortes augmentations de température sur un magma mafique préservé dans les enclaves. Ces relations suggèrent que les apports de magma mafique affectent seulement des volumes locaux de magma felsique et indiquent que les apports de magma avec cristallisation différente ne se mélangent pas complètement, d'où la présence de quartz et de feldspaths isolés.



Planche 2.XXVII:

Photo de terrain montrant l'influence de la structure locale sur une structure magmatique de dépôt. La bordure de charnockite est ondulée et développe des flammes. Ces flammes développent de fines veines parallèles (V) à la foliation utilisant donc les fragilités du système. Dans le détail, de petits cisaillements (C) sont observables à partir des flammes.



Planche 2.XXVIII:

Photo de terrain montrant quartz et feldspath avec pourtours résorbés constitués de minéraux mafiques (pyroxène et hornblende). Les feldspaths montrent une bordure d'épaisseur variable semblable aux mégacristaux rapakivi. La zone plus claire en bas pourrait correspondre à un magma plus felsique d'où proviendrait les mégacristaux de feldspath.

2.5.2.4 Les enclaves

Par définition, une enclave est une masse de roche qui a été mécaniquement arrachée et emballée dans une autre roche (Didier et Barbarin 1991). Les roches mafiques peuvent se présenter sous forme de couches dans les plutons granitiques (Wiebe 1974, 1993a, b, 1994; Barbarin 1988; Michael 1991; Blundy et Sparks 1992; Chapman et Rhodes 1992; Fernandez et Gasquet 1994; Coleman *et al.* 1995). Ces couches ou lentilles individuelles peuvent être soit figées à la base soit sur les deux marges passant alors latéralement à un niveau d'enclaves globulaires (Wiebe et Collins 1998).

Au massif du Mont Hay, les enclaves observées et déformées seraient des coussins mafiques correspondants au système MASLI pré-tectonique. Leur base figée est délimitée par des structures de déposition comme les figures de charge (*load cast*) et les flammes. En général, les coussins sont enveloppés dans la charnockite avec une zonation bien observable dans celle-ci. Le granite réchauffé se compacterait et subirait des compressions locales. Une phase liquide avec cristaux à granulométrie fine se distingue de la charnockite à granulométrie grossière. Peut-être que les cristaux se seraient par leur densité accumulés à la base (Wiebe et Collins, communication personnelle 1998). Selon Snyder *et al.* (1997), la convection forte générée dans le magma siliceux comme la charnockite pourrait arrêter l'ascension de magma mafique et le cristalliser rapidement sous forme d'enclave. La tendance du magma mafique à former des coussins ou des bordures lobées pourrait aussi refléter un front de fluage instable.

La planche 2.XXIX pourrait éventuellement illustrer un coussin provenant d'une couche de magma basaltique. Ce coussin est enveloppé par de la charnockite. Des flammes sont observables (près de l'angle) insistant sur le caractère dépositionnel et statique du système. Une certaine zonation s'effectue dans la charnockite suivant la même polarité que les unités

macrorhythmiques. Ce coussin fait partie du système dépositionnel contrairement au xénolite de la planche 2.XXX. Ce xénolite mafique a été emporté puis digéré partiellement par le leucogranite environnant. Ce leucogranite fait partie d'un dyke qui circule au travers des structures. Ce type d'enclave (xénolite) dans les leucogranites pourrait suggérer l'utilisation du même conduit à des époques différentes, illustrant le système syntectonique dynamique.

2.5.3 Mécanisme de formation des structures morphologiques de dépôt magmatique

Les relations stratigraphiques, préservées en structures dépositionnelles, suggèrent que quelques parties du massif du Mont Hay seraient le résultat de plusieurs injections de magma mafique lors de la formation du protolithe. Le mécanisme de dépôt nécessite: (1) des remplissages par des magmas mafiques, (2) une déposition et, (3) une compaction (Wiebe et Collins 1998). Le paragraphe qui suit est développé selon leur théorie et illustré avec des exemples du massif du Mont Hay. Il s'avère intéressant d'étudier chaque cas et son influence sur le système.

2.5.3.1 Les remplissages

Ce terme a déjà été évoqué pour la construction des unités macrorhythmiques. En effet, pour que le système évolue, se modifie, il faut qu'il soit nourri.

Le remplissage mafique et dense se répand en couches massives pour engendrer des hybrides, ou se casse à son entrée dans le système pour donner des enclaves en présence de magma felsique où il se dépose (Wiebe et Collins 1998). Ce phénomène est illustré par les coussins déformés trouvés rarement dans le massif comme le montre la planche 2.XXIX.

Le système est le siège d'injection, de mélange et en fait de remplissage constructif.



Planche 2.XXIX:

Photo de terrain montrant une enclave ovoïde de granulite mafique appelée coussin, enveloppée par un magma felsique. Ce coussin est déformé et étiré, et le magma felsique forme des structures de dépôt sur le pourtour du coussin suggérant une déposition des magmas. Au niveau de l'équerre, une gradation de l'hybride (H) à la charnockite (C) est observable suggérant un système dépositionnel. L'interdigitation de granulite mafique massive dans ce niveau d'hybride suggère également un dépôt de magma mafique dans un magma felsique.



Planche 2.XXX:

Photo de terrain montrant un xénolite de granulite mafique (partie à grain fin foncée) partiellement digéré par un leucogranite à texture hétérogène (dyke composite).

2.5.3.2 La compaction

Les injections de magma mafique construisent une déposition séquentielle qui subit également des compactions locales. Ces injections ont tendance à s'étendre latéralement et à former des niveaux de contraste rhéologique probablement à l'interface entre la charnockite riche en cristaux et le magma mafique recouvrant pauvre en cristaux (Wiebe 1993). Pendant que le magma dense cristallise et s'installe dans la couverture de charnockite à cristaux, les structures dépositionnelles comme les figures de charge (*load casts*) se forment et les flammes se développent le long de la base de ce niveau en fonction du filtre de pression de la couche recouvrante de charnockite à cristaux. Ce niveau mafique développe un sommet plat approximativement horizontal délimitant en général les unités macrorhythmiques. Au massif du Mont Hay, ce sommet est en général clairement délimité et le contact entre le granite et la granulite mafique est net.

2.5.3.3 La déposition

Beaucoup de structures (figures de charge, flammes, enclaves, intrusions) suggèrent un mouvement vers le haut du remplissage, et paraissent indiquer que les niveaux mafiques et les enclaves dans ces plutons représentent une déposition séquentielle. Les événements impliqués dans la construction sont enregistrés dans la stratigraphie lors de la cristallisation, ce qui explique la zonation et l'orientation des unités macrorhythmiques. Il faut noter que la plupart des processus se succèdent et s'enchaînent. Les différentes phases de déformation magmatique observables, qui pourraient représenter des ombres de pression, appuient cette hypothèse.

En conclusion, au massif du Mont Hay, le système statique s'est développé

probablement lors de la formation du protolithe, c'est à dire vers 1880 Ma (prédéformation), vers le haut étant donné les unités macrorhythmiques orientées vers le sommet. Cette même orientation constructive est observable à différentes échelles, de la petite échelle (flammas et *loads casts*), à l'échelle de l'affleurement (unités macrorhythmiques) à l'échelle du massif (les unités macrorhythmiques sont toujours orientées vers le sommet suivant ainsi la déformation tardive qui plisse le massif du Mont Hay selon un pli en fourreau).

2.6 Structures tectoniques de transfert dynamique syndéformationnel et d'accumulation de magma

Les structures morphologiques et d'accumulation de magma se développent essentiellement lors de la formation du protolithe dans un système prédéformationnel statique. Les structures de transfert dynamique syn à postdéformationnelles sont le résultat de la migration de magma *in situ* et intrusif, produit lors des phases de métamorphisme et d'anatexie reliées à une tectonique active (vers 1770 Ma).

Selon Collins et Sawyer (1996), la formation et la migration de magmas tonalitiques et granitiques se sont produites avant, pendant et après F1a/F1b (principale) et F1c/F1d (minimale): événements de plissements responsables de la structure générale (tableaux 1.1 et 1.2). Les structures de transfert et/ou d'accumulation de magma développées durant D1a/D1b sont parallèles aux niveaux, ou se présentent sous forme de boudin, de pli, de système de fracture, de dyke et enfin d'élément structural interconnecté.

Si la quantité de fondu est fonction de la composition des couches primaires et de leur volume, leurs sites d'accumulation sont quant à eux contrôlés par les déformations comme

montré par Greenfield *et al.* (1996), mais pas nécessairement liés au site de production de magma (Sawyer *et al.* 1999).

2.6.1 Les niveaux ou couches

Par définition, une couche ou niveau constitue un ensemble compris entre deux surfaces approximativement parallèles qui correspondent à des discontinuités ou à de brusque variation pétrographique permettant de délimiter des ensembles différents. Au massif du Mont Hay, selon la nature du magma ou fondu, deux types de couche ou niveau sont observables:

- si le magma (fondu) a été généré localement sous forme de leucosome, il se serait accumulé, voire aurait migré dans de fins niveaux millimétriques à centimétriques parallèles à la foliation, ou aurait emprunté des petites fractures préexistantes,
- si le magma est provenu de l'extérieur et a été injecté comme la charnockite, il aurait emprunté des veines ou des dykes, c'est à dire des couches centimétriques à métriques.

2.6.1.1 Magma formé *in situ*

Les caractéristiques structurales les plus évidentes dans beaucoup de roches métamorphisées déformées plastiquement sont les niveaux compositionnels ou les fabriques tectoniques. Au massif du Mont Hay, les leucosomes anatectiques parallèles à S1b (tableau 1.2) ont définitivement les caractéristiques des migmatites stromatitiques, du type métatexite. Une fois que le fondu s'est ségrégé dans des stromatites parallèles aux niveaux reliques compositionnels, il semble avoir migré parallèlement aux couches (Brown 1994; Brown *et al.* 1995) vers les sites de basse pression comme les zones de cisaillement. Pendant la fracturation

en extension, des gradients de pression locaux permettent au fondu de migrer dans la fracture, favorisant le mécanisme de ségrégation de fondu. Shaw (1980), Sleep (1988), Brown et Rushmer (1997), Clemens et Mawer (1992) proposent un modèle de réseau de veines et de dykes où le fondu migre sur de courtes distances (quelques millimètres à plusieurs mètres) par un flux poreux entre les grains initié entre les veines les plus proches, desquelles il est drainé. Les fractures se forment guidées par les fragilités structurales du système et sont remplies par du fondu qui engendre alors des leucosomes parallèles en général à la foliation dominante, mais étant donné l'anisotropie de la roche, différentes directions peuvent se développer. Le système de fracture peut s'ouvrir en un seul épisode, mais la présence de traînées minces de fragments de roche encaissante parallèles aux marges suggèrent une ouverture épisodique et un processus de comblement similaire aux veines *crack-seal* décrites pour des terrains de bas grade métamorphique (Ramsay 1980; Collins et Sawyer 1996; Brown et Solar 1998).

Localement, le magma dérivé est intrusif parallèlement à la foliation et est commun dans la région du massif du Mont Hay. Ces leucosomes ont des tailles variant de millimétrique à centimétrique (planche 2.XXXI). Dans la planche 2.XXXI, les leucosomes forment des niveaux globalement parallèles à la foliation. Un rubanement est visible dans le leucosome même: il semble plus felsique sur les bordures en contact avec la granulite mafique. Les petites fractures perpendiculaires aux leucosomes montrent la ramification du système comme les canaux de circulation entre les différents niveaux parallèles (gauche haut de la planche 2.XXXI entre les deux niveaux) ou comme les structures d'arrêt (droite de la planche).

Les fragilités structurales, plis et zones de cisaillement favorisent également la migration et l'accumulation locale de magma. Parfois ces fractures indépendantes de la

foliation (planche 2.XXXII) permettent une accumulation locale de fondu qui exploite et développe chaque zone disponible, même si le réseau formé est discontinu, notamment dans les ramifications développées.

Dans le cas dynamique, un site dilaté formé dans un niveau attirera le fondu d'un niveau plus distant qui est fusionné, résultant en un leucosome sans bordure mafique et le résiduum sera laissé derrière dans un niveau fusionné comme le mélanosome ou amas non accompagné de leucosome (Sawyer 1999). Quand le magma ne peut pas être drainé de la matrice assez vite, la pression magmatique augmente et les fractures sont induites; le fondu s'échappe alors le long des fractures formées sous forme de veines de leucosome sans bordure mafique et recoupe les structures précoces formées par la fusion partielle (Sawyer 1994 et 1999). L'anisotropie de la roche joue un grand rôle: en effet, si l'anisotropie est planaire et continue pendant la déformation alors les leucosomes se forment parallèlement à cette anisotropie qui peut être le litage (Johannes 1983), la foliation (Weber *et al.* 1985) ou le litage mylonitique. Les fondus exploitent donc toutes les fragilités du système, les développent pour donner des structures complexes (Wickham 1987; Collins et Sawyer 1996; Brown et Solar 1998; Sawyer *et al.* 1999).

2.6.1.2 Magma injecté

Hormis les leucosomes, il existe aussi des lits de magma charnockitique parallèles aux couches S1a/S1b et plus épaisses (métrique à décamétrique) (Collins et Sawyer 1996). Ces niveaux sont intrusifs dans les granulites du massif du Mont Hay. Leur contact est généralement net, surtout quand il est mylonitisé (et s'apparente plus aux dykes dans ce cas, planche 2.XIV).



Planche 2.XXXI:

Photo de terrain montrant des leucosomes parallèles à la foliation. Un rubanement dans les leucosomes s'observe, ils semblent plus felsiques sur les bordures en contact avec la granulite mafique. Les leucosomes se ramifient par l'intermédiaire de petites fractures perpendiculaires et permettent au magma de circuler entre les deux niveaux parallèles de leucosomes. Il arrive aussi que le magma s'épuise dans les fractures perpendiculaires (*affleurement correspondant MH 2-7-1*).

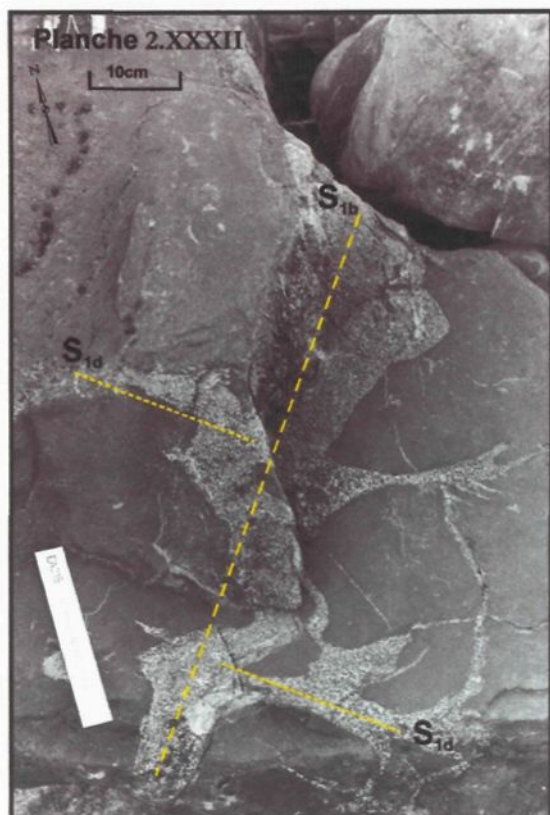


Planche 2.XXXII:

Photo de terrain montrant l'accumulation de fondu tonalitique dans des microfractures indépendantes des foliations S1b et S1d. Le magma utilise toutes les fractures disponibles même s'il forme des niveaux discontinus.

Les observations indiquent que les fractures cassantes des roches compétentes de l'Arunta se sont produites au même stade que la déformation et suggère que la contrainte de déformation locale de la roche doit être faible, autrement dit proche des forces de tension de la granulite et/ou la pression du magma doit être élevée (Collins et Sawyer 1996). La planche 2.XXXIII illustre parfaitement ce phénomène. Les niveaux charnockitiques centimétriques à décimétriques sont parallèles et montrent un contact net avec la roche hôte appuyant l'hypothèse d'une intrusion syntectonique le long des plans de faiblesse du système. Il est à noter que les niveaux changent d'épaisseur, ce qui s'accorde encore avec la variabilité du système lors des injections syntectoniques.

Si le contact est diffus, ce cas se réfère davantage aux phénomènes comagmatiques de mélange décrits dans le paragraphe 2.5. Il est à noter que lorsque le dyke est composite, cela suggère l'hypothèse d'injection multiple déjà observées par Bédard (1993).

Ces couches ou niveaux peuvent également être discontinus ou irréguliers, influencés par la tectonique et/ou structure dominante. Cette variabilité est observable sur la planche 2.XXXIV où les niveaux irréguliers charnockitiques sont parallèles à la foliation et montrent une composition plus ou moins felsique. D'ailleurs tous ces différents dykes suggèrent une grande variabilité de composition des magmas injectés. Ce pourrait être dû à la contamination intrinsèque avec la roche hôte.

Chronologiquement les niveaux de charnockite intrusifs sont impliqués dans les phénomènes d'injection et de circulation locale pendant la déformation principale, c'est à dire D1a/D1b (Collins et Sawyer 1996).

2.6.2 Les boudins

Les extrémités des boudins sont depuis longtemps reconnues comme des sites de basse pression dans lesquels le matériel mobile ou fluide comme le fondu peut être transféré par diffusion ou advection (Strömgaard 1973; Van der Molen *et al.* 1979; Brown 1994; Manckelw 1995). L'anisotropie caractéristique de plusieurs terrains migmatisés permet l'illustration du boudinage à toutes les échelles et l'accumulation de leucosome entre les boudins (Pattison et Harte 1988; Brown 1994; Williams *et al.* 1995; Greenfield *et al.* 1996). De plus, ce processus est invariant quelque soit l'échelle.

Les extrémités des boudins constituent des sites de basse pression dans lesquels les fondus migrent (planche 2.XXXV). Dans la région du massif du Mont Hay, les boudins apparaissent principalement dans les flancs atténués des plis ou dans les mylonites à haut grade (Collins et Sawyer 1996). Leur taille varie de décimétrique à métrique. Les leucosomes sont associés aux boudins de plus petite taille; ces leucosomes se confinent dans les extrémités, ce qui suggère un développement des flancs vers les extrémités (Collins et Sawyer 1996).

En ce qui concerne les boudins associés aux charnockites, leur taille est imposante (métrique) et le volume de magma plus important. Tout comme pour les leucosomes, le magma semble migrer sur les flancs pour s'accumuler sous forme d'amas aux extrémités (planche 2.XXXVI). Ces amas en forme de croissant ont une taille pluricentimétrique comme l'illustre la planche 2.XXXVI (aux pieds de Wiebe). Ces deux extrémités sont connectées entre elles mais aussi aux niveaux décimétriques à pluridécimétriques plus continus de chaque côté et pratiquement parallèles. La planche 2.XXXVI montre clairement le niveau continu à gauche, et plus fin et discontinu à droite. Les boudins sont donc métriques et délimités par la charnockite qui les enveloppe.



Planche 2.XXXIII:

Photo de terrain montrant un réseau de veines centimétriques à décimétriques parallèles et orientées selon la structure (S1b). Ces veines sont constituées essentiellement de charnockite.



Planche 2.XXXIV:

Photo de terrain montrant l'irrégularité et la discontinuité des injections locales de magma felsique. Ces injections suivent les plans de fragilités structurales et développent un réseau grossièrement parallèle. Ces magmas sont inhomogènes de par leur texture variable et leur couleur, cela suggère des contaminations locales (*affleurement correspondant MH 2-18-1*).

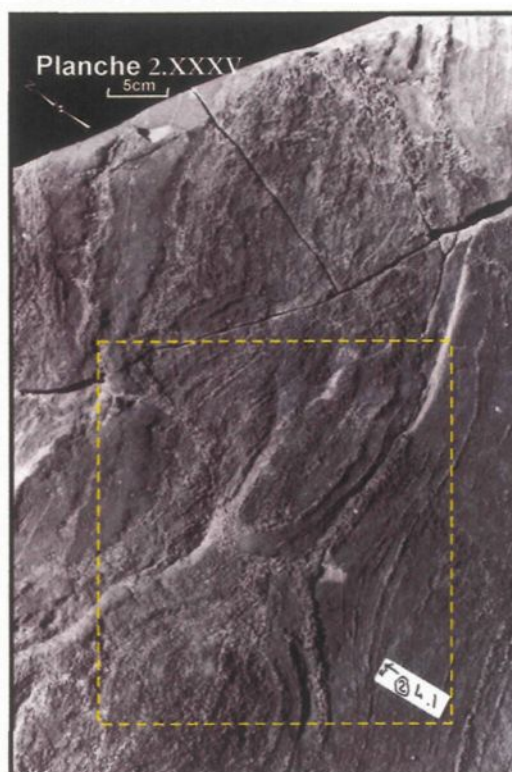


Planche 2. XXXV:

Photo de terrain montrant l'accumulation de fondu dans les extrémités des boudins (dans l'encadré).

2.6.3 Les plis

L'accumulation du magma en surface parallèlement aux plans axiaux des migmatites a déjà été étudiée (Edleman 1973; Hand *et al.* 1992; Brown 1994). Communément, le fondu associé aux plis se concentre dans les charnières (Collins et Sawyer 1996; Allibone et Norris 1992; Sawyer *et al.* 1999). Pendant la compression progressive des plis, les contraintes se répartissent préférentiellement sur les flancs des plis, donc le fondu est supposé migrer des flancs vers les charnières en réponse à la déformation (Sawyer *et al.* 1999). En fait, pendant que les plis se resserrent, la contrainte se répartit sur les flancs, ce qui impliquerait la fermeture des canaux après le passage du magma, alors qu'en réalité les canaux subissant des contraintes moins fortes dues à l'incompétence des couches dans la charnière ne pourraient pas se fermer autant (Collins et Sawyer 1996).

Dans la région du massif du Mont Hay, les leucosomes ou magmas felsiques sont essentiellement trouvés dans les charnières des plis. Il faut qu'il existe une forte anisotropie, c'est à dire une incompatibilité du taux de déformation due à la gneissosité S1a, pour que le magma migre des flancs vers les charnières. La localisation des fractions centimétriques de magma dans les charnières des plis F1d suggère que ce sont des sites d'accumulation plutôt que des sites de migration dans le massif du Mont Hay (Collins et Sawyer 1996). Une dilatation se produit parallèlement aux couches et le magma s'introduit à la manière d'un *saddle-reef* limité dans son développement par la charnière du pli. Généralement ces accumulations sont plus épaisses dans la charnière, ce qui distingue la migration du magma syn D1d des couches préexistantes parallèles par rapport à l'intrusion magmatique (Collins et Sawyer 1996).

La morphologie du pli varie beaucoup et conditionne le type de migration et

d'accumulation du magma. Cette morphologie dépend des contraintes locales face à la compétence de la roche dans laquelle la foliation se développe. La planche 2.XXXVII montre clairement l'accumulation dans la charnière. Une compression latérale a probablement créé une zone de fragilité à proximité des charnières, qui a été comblée par la charnockite. Sur la planche 2.XXXVIII, le magma s'est accumulé avec expulsion de liquide au sommet en créant un réseau interconnecté. Il est à noter l'irrégularité et l'hétérogénéité des injections locales. La planche 2.XXXIX montre des leucosomes dans la charnière du plan axial complexe qui ont subi S1b et S1d. L'intrusion a d'abord utilisé le plan axial du pli puis s'est développée radialement dans les niveaux compétents. Cela montre la géométrie complexe que les leucosomes peuvent développer dans des plis, due aux injections orientées dans les plans de faiblesse structurale.

2.6.4 Les zones de cisaillement

À l'échelle de l'affleurement, le granite est communément associé à des déformations localisées dans les zones de cisaillement espacées. À l'échelle de la carte, les plutons granitiques sont associés à une déformation dans la croûte, résultat de zones en cisaillement. Les plutons sont localisés dans des zones à basse pression entourées de zones à fortes déformations anastomosées (Brown et Solar 1998).

Beaucoup de zones de cisaillement se sont développées dans le massif du Mont Hay, deux cas se présentent:

- la zone de cisaillement est recoupante, sert de conduit et développe des fractures conjuguées et en échelon,

- la zone de cisaillement se dilate et devient un site d'accumulation.

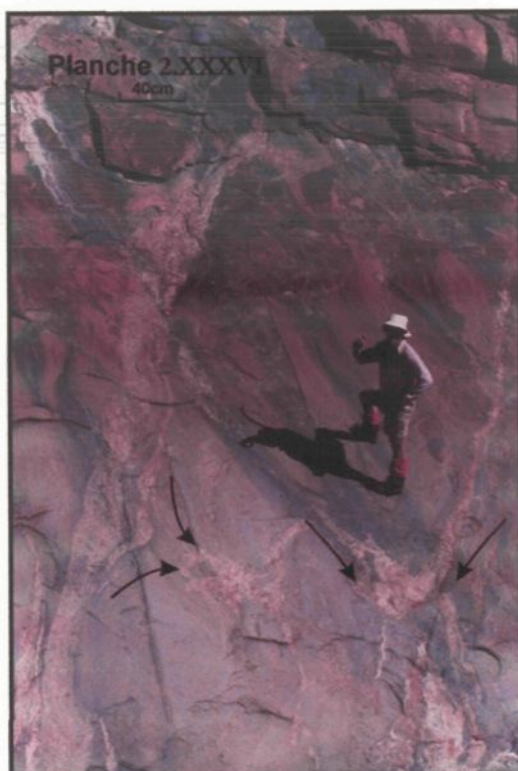


Planche 2.XXXVI:

Photo de terrain montrant une structure boudinée majeure remplie de magma charnockitique. Le magma provient des niveaux parallèles de charnockite et vient s'accumuler dans l'extrémité du boudin (suivant les flèches).

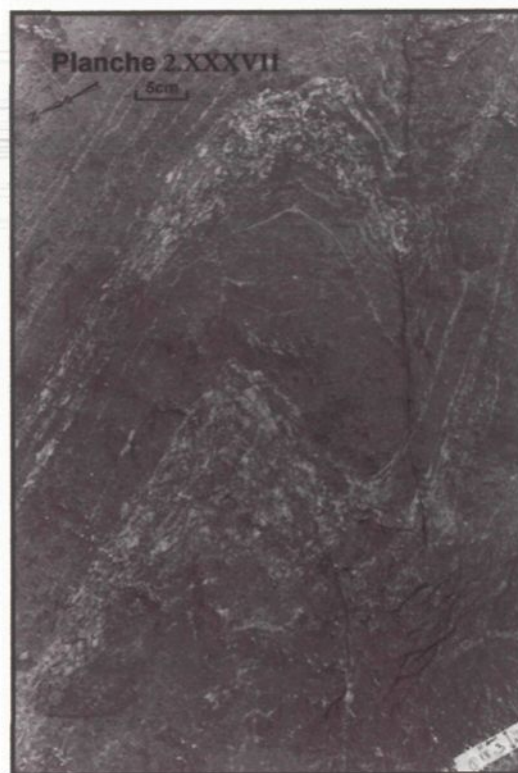


Planche 2.XXXVII:

Photo de terrain montrant l'accumulation de magma dans la charnière du pli S1b. Les flancs, étirés, ne retiennent pas le magma qui préfère migrer vers des zones de basse pression (charnière). La granulométrie est également plus grossière dans ces charnières (*affleurement correspondant MH 1-18-30*).

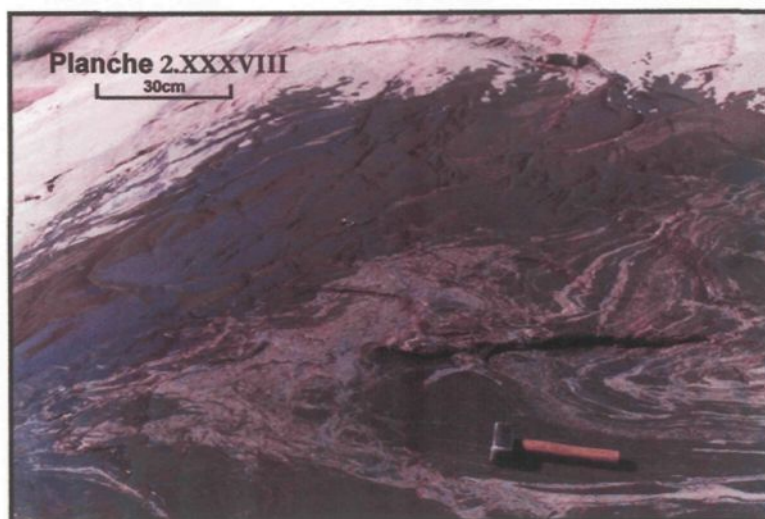


Planche 2.XXXVIII:

Photo de terrain montrant un magma accumulé dans une charnière qui est expulsé par une série de veines irrégulières interconnectées parallèles ou sub-parallèles au plan axial.

Selon Sawyer *et al.* (1999), dans la région de *Wuluma Hills* en Australie centrale, les relations recoupantes, les changements de texture et de composition dans les leucosomes indiquent que le magma peut circuler dans le réseau de fractures.

La planche 2.XL montre que les niveaux ne sont pas parallèles. Les niveaux les plus fins préexistants disparaissent dans le niveau recoupant à droite de la planche. La discontinuité des niveaux associés aux structures recoupantes met en évidence une zone de cisaillement. À l'échelle de cet affleurement, les zones de cisaillement et conjuguées suggèrent que le magma a circulé au travers de la croûte en transpression senestre.

Le cisaillement de la planche 2.XLI semble perturber le transfert du magma des niveaux préexistants. Il déplace les niveaux, coupe les foliations parallèles et mélange les différents niveaux, permettant probablement des réinjections locales.

Les zones de cisaillement jouent donc un rôle et favorisent le transfert de magma lors des phases de déformation à différentes échelles.

Beaucoup d'évidences montrent que la dilatation est en fait commune aux zones de cisaillement dans les zones de haut grade mais aussi de bas grade métamorphique (Hobbs *et al.* 1990), ces observations sont confirmées par les expériences (Fisher et Patterson 1989; Ree 1994). Sur la base de ces observations, les systèmes de zone en cisaillement pourraient être à l'origine d'un contrôle structural important sur le mouvement et l'accumulation des magmas granitiques dans la croûte. Les zones de cisaillement dans les terrains migmatisés représentent des sites de concentration de fondu. Cela implique une augmentation de perméabilité le long des zones de cisaillement et une force conductrice pour concentrer le fondu dans la zone (Brown et Rushmer 1997). La planche 2.XLII illustre le cas d'une zone cisailée et dilatée. Des

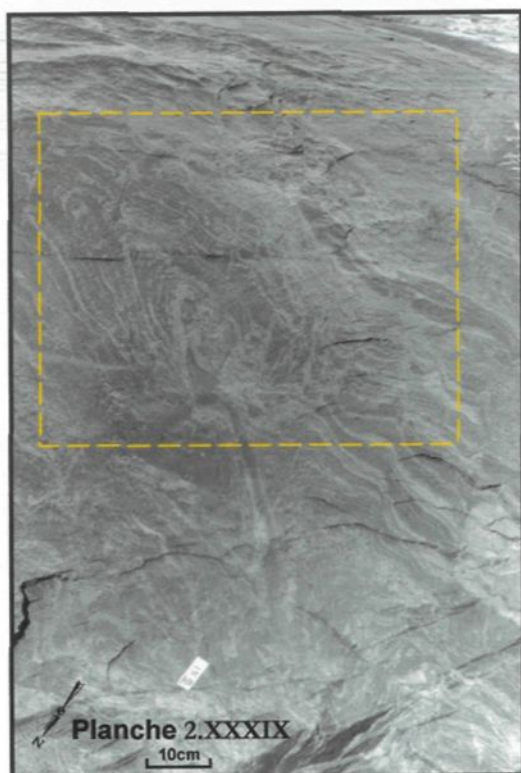


Planche 2.XXXIX:

Photo de terrain montrant des leucosomes dans un plan de charnière complexe et qui ont subi S1b et S1d. L'intrusion a d'abord utilisé le plan axial du pli puis s'est développée radialement dans les niveaux compétents par un réseau de veines interconnectées (dans l'encadré).



Planche 2.XL:

Photo de terrain montrant le fond d'ayant circulé dans une zone cisailée. Les fins leucosomes ont rejoint le niveau plus épais qu'ils ont nourri (*affleurement correspondant MH 10-18-3*).

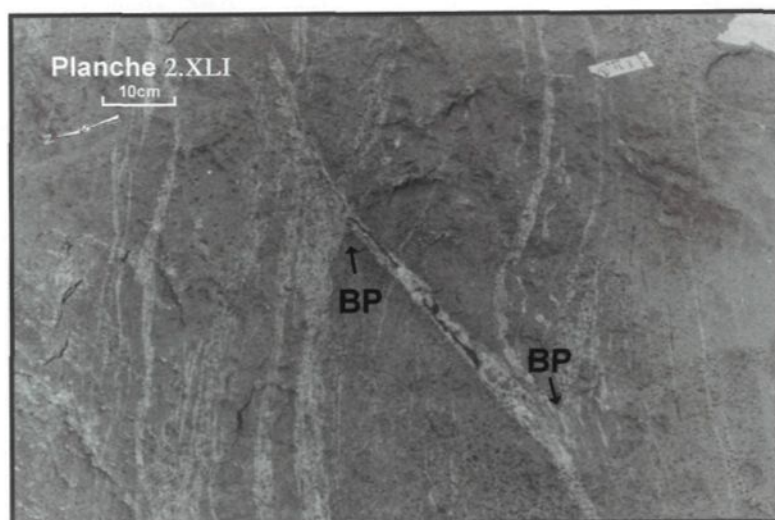


Planche 2.XLI:

Photo de terrain montrant un cisaillement qui modifie le transfert de magma et permet la connexion entre différents niveaux parallèles. Les magmas s'accumulent dans les zones de basse pression (BP) (*affleurement correspondant MH 98-1-21-2*).

veines sigmoïdales en échelon sont remplies par des magmas leucocratiques. Les veines en échelon ont probablement été nourries par les veines environnantes.

2.6.5 Les dykes

Au massif du Mont Hay, il faut noter la présence de dykes majeurs (figure 1.3) qui sont intrusifs dans le massif sur des distances relativement importantes décimétriques à kilométriques. Pour de tels dykes majeurs, l'épaisseur peut varier de centimétrique à décimétrique. En général, ces dykes sont constitués de leucogranite et peuvent être associés aux charnockites. Ils montrent une certaine variabilité texturale et de couleur, par exemple ils sont en général très leucocrates dans le centre et progressivement deviennent grisâtres sur les bordures. Cette transition est très évidente pour le dyke du ruisseau 9 où un échantillonnage systématique des variations a été effectué. Les dykes composites peuvent avoir plusieurs explications (1) le fractionnement du liquide, (2) la contamination par la roche hôte et (3) la contamination ou le mélange par d'autres magmas felsiques ou mafiques contemporains. Les phénomènes observés à l'échelle mésoscopique se retrouvent aux échelles détaillées (cm à dm). En effet, dans le détail (planche 2.XLIII), de fins liserais centimétriques sur les bordures des dykes s'individualisent et montrent une texture plus fine suggérant une expulsion de liquide par compaction/déformation locale de liquide résiduel pendant la cristallisation du centre vers les bordures. La foliation subit des compressions dues aux expulsions de liquide qui utilisent et circulent dans ces zones fragiles, en formant des réseaux discontinus. Ces dykes de leucogranite sont intrusifs principalement pendant D1b d'après l'orientation des dykes majeurs.

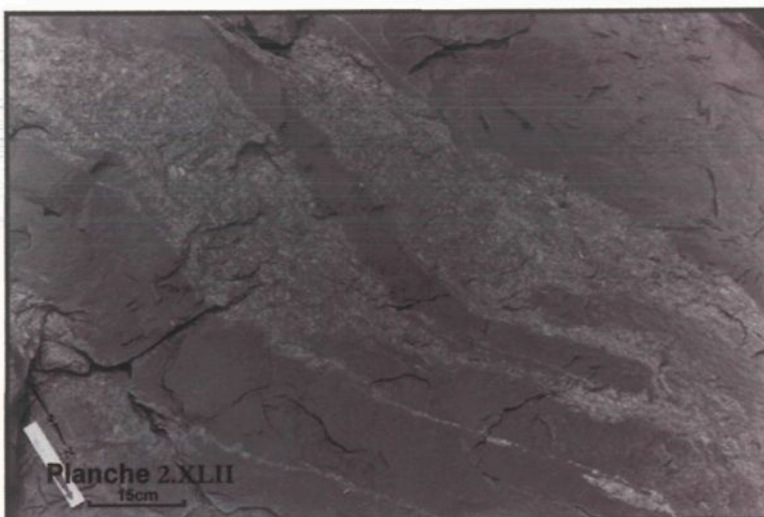


Planche 2.XLII:

Photo de terrain montrant une zone en échelon cisailée et dilatée où le magma s'accumule.

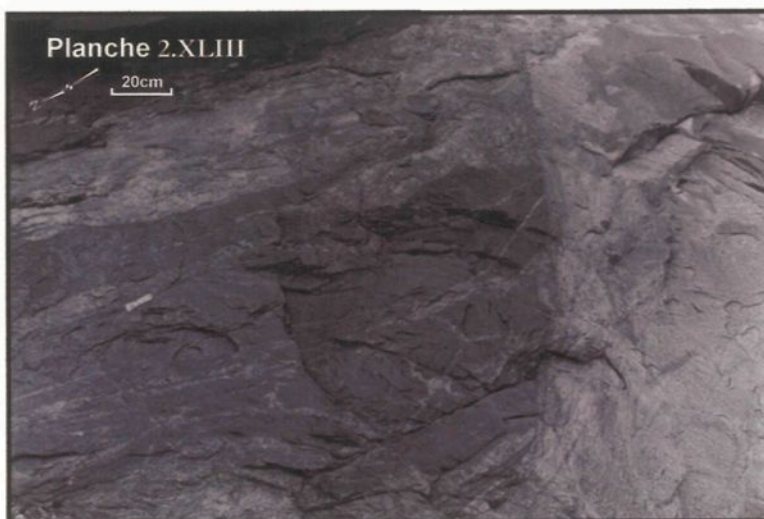


Planche 2.XLIII:

Photo de terrain montrant un dyke felsique intrusif. Dans le détail, les bordures semblent contenir un magma à grains plus fins expulsé du dyke majeur. Il emprunta par la suite les foliations du système où il se ramifiera.

2.6.6 La connexion du système

De tous ces systèmes de transfert décrits, une cause et une conséquence sont communes pour le fonctionnement du système: ce système pour fonctionner à besoin d'être nourri et connecté. En réponse aux contraintes imposées, le fondu se répartit dans le plan normal à la contrainte compressive. Selon Hand *et al.* (1992), les contraintes sont initiées à l'endroit de la fusion puis se répartissent en fonction de la dispersion de fondu le long des plans de déformation pour créer un réseau interconnecté de fondu. Autrement dit, les contraintes tectoniques locales et les mouvements de fondu sont intimement liés et interdépendants. Quand le système est interconnecté, les fractures permettent le transfert du fondu felsique en dehors du système local où il s'est formé.

En conclusion, la connexion du système se développe à la faveur de la répartition des contraintes et des fragilités préexistantes du système induisant la migration du fondu.

2.7 Distribution des assemblages lithologiques et structuraux

La distribution des roches et de leurs assemblages à l'échelle du massif et de l'affleurement est le résultat de la distribution à l'échelle régionale. En effet, comme décrit précédemment (tableau 2.1), deux groupes de roches constituent la région: les protolithes (1880 Ma) métamorphisés et fusionnés au faciès granulitique vers 1770 Ma, et les granitoïdes qui se développent lors de phase tectonique majeure contemporaine à ce même métamorphisme.

Pour comprendre les différents types de roche felsique et les systèmes associés, c'est à dire le système prédéformationnel comagmatique lors de la formation du protolithe, ou le système syndéformationnel d'injection développé lors des phases tectoniques, il s'avère intéressant d'étudier leur répartition de l'échelle du massif jusqu'à l'échelle de l'affleurement.

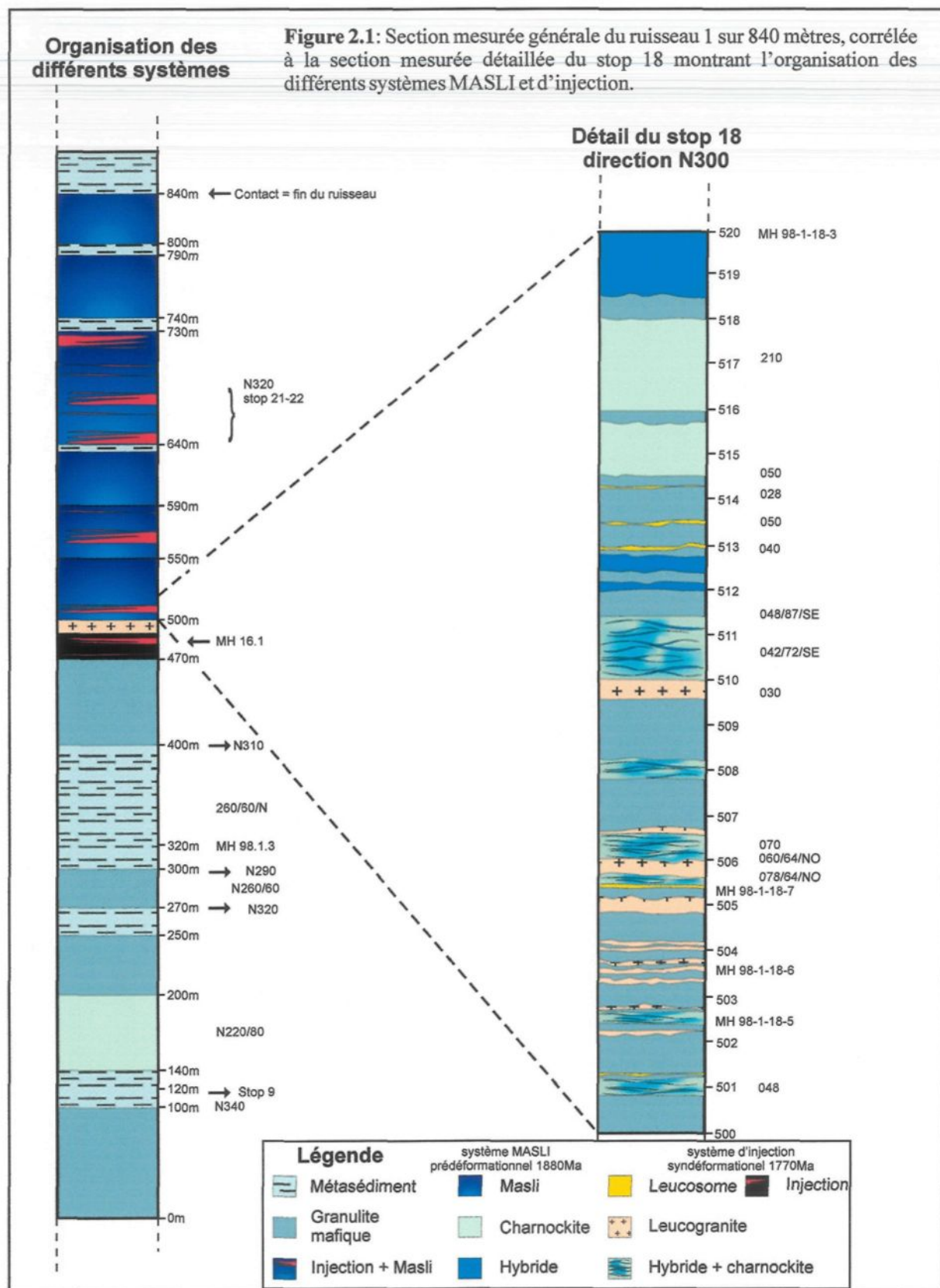
2.7.1 À l'échelle du massif

La cartographie faite au massif du Mont Hay donne une vue d'ensemble assez complète comme le montre la figure 1.3. Les systèmes prétectonique comagmatique MASLI (1880 Ma) et d'injection syntectonique (1770 Ma) se distinguent dans les neuf ruisseaux étudiés, et sont présents de part et d'autre du massif du Mont Hay. Leur répartition semble relativement aléatoire et les deux systèmes sont souvent associés. Cependant, il est intéressant de constater que la polarité du système comagmatique (*i.e* de la base vers le sommet selon la succession: granulite mafique, hybride, charnockite) est préservée lors de la déformation suivant le pli en fourreau du massif du Mont Hay.

2.7.2 À l'échelle du ruisseau

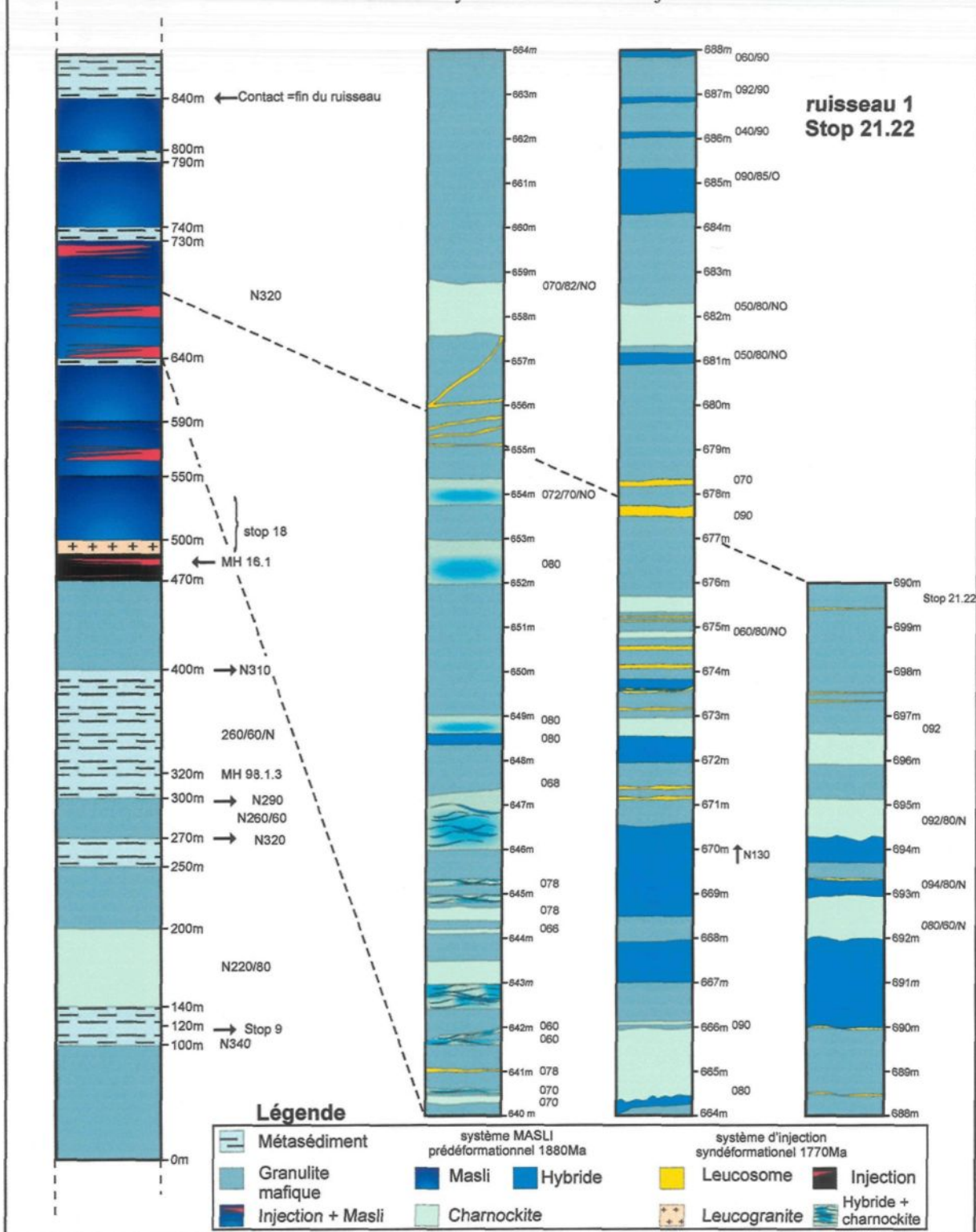
Pour étudier la répartition plus en détail, une cartographie sous forme de section mesurée (figure 2.1 et 2.2) a été faite pour le ruisseau 1. La section commence (à 0 mètre) par une unité métasédimentaire majeure et migmatisée et se termine (à 840 mètres) par l'unité métasédimentaire qui enveloppe le massif du Mont Hay. Cela donne une vue d'ensemble, une proportion et une répartition de la granulite mafique à intermédiaire intercalée entre ces deux unités. Néanmoins de petits niveaux de métasédiments de quelques mètres sont également trouvés dans cette section du ruisseau. Le fait de trouver des métasédiments intercalés avec les granulites mafiques, intermédiaires et felsiques et le MASLI peut être dû:

- au dépôt de ceux-ci intercalés avec les laves mafiques à intermédiaires lors de la formation du protolithe vers 1880 Ma,
- à une réorganisation du massif lors de la phase de chevauchement O-SO vers 1770 Ma.



Organisation des différents systèmes

Figure 2.2: Section mesurée générale du ruisseau 1 sur 840 mètres, corrélée à la section mesurée détaillée du stop 21-22 montrant l'organisation des différents systèmes MASLI et d'injection.



Trois types de phénomènes affectent le système: (1) le mélange entre les magmas mafique et felsique (hybride prédéformationnel) formant les intrusions litées (représentées par le MASLI), (2) la fusion partielle syndéformationnelle (leucosomes de tonalite et leucogranite), et (3) les intrusions qui peuvent être des leucogranites et/ou associés à des charnockites syn à postdéformationnelles (représentées par les niveaux “hybride + charnockite”, de leucogranite et les injections).

La complexité réside dans la quantification des systèmes d'injection et comagmatique. En effet, ceux-ci peuvent être indépendants, irréguliers ou même associés. Par exemple, les largeurs globales des systèmes ont été mesurées sans tenir compte des détails comme la taille des niveaux injectés ou la taille des ensembles charnockite-hybride prédéformationnels: une synthèse en a été faite. Cela donne les résultats suivant:

- 4 niveaux de système comagmatique prédéformationnel de 50 à 60 m d'épaisseur (c'est à dire 20 % de la section totale);

- 2 niveaux des deux systèmes surimposés prédéformationnels et syndéformationnels de 50 à 120 mètres d'épaisseur autrement dit 20 % de la coupe. Dans ce ruisseau, les systèmes comagmatiques pré-tectoniques métamorphisés (vers 1880 Ma) sont en général associés ou intercalés aux systèmes d'injection reliés aux phases tectoniques (vers 1770 Ma);

- un niveau de système d'injection de 25 m d'épaisseur (représentant 3% de la section).

Les niveaux de leucogranite syn à postdéformationnel sont clairement cartographiables et représentent 3 % du ruisseau sous forme de 2 dykes de 5 à 20 m de largeur. Certains dykes de charnockite syn à postdéformationnels sont de taille importante et s'individualisent aisément comme le niveau majeur de 75 mètres représentant 9 % de la section.

Cela illustre la complexité des phénomènes observés sur le terrain qui peuvent être de générations différentes.

2.7.3 À l'échelle de l'affleurement

Toujours dans le but de comprendre les phénomènes à toutes les échelles, des études à l'échelle de l'affleurement ont été menées. Les affleurements font l'objet de deux types de cartographie: à une dimension sous forme de section mesurée (figures 2.1 et 2.2) et à deux dimensions sous forme de carte détaillée (figures 2.3, 2.4, 2.5). Ces cartes détaillées montrent l'organisation dans un même affleurement des différents systèmes décrits dans les sections mesurées et illustrent en deux dimensions la surimposition des systèmes.

Quant aux sections mesurées, elles permettent d'une part de quantifier les différentes unités constituant le système et d'autre part d'étudier leur répartition et leur proportion. Quatre types de roche felsique interviennent dans la répartition (figures 2.1 et 2.2):

- (1) les hybrides statiques prétectoniques généralement associés aux charnockites prétectoniques (MASLI)

Pour le stop 18, deux niveaux majeurs de charnockite prédéformationnelle de 1,2 et 2m représentent 16 % de l'affleurement, tandis que le stop 21-22 est constitué de huit niveaux de 10 cm à 1,6m c'est à dire 10 % de l'affleurement. Les hybrides sont en général associés aux unités macrorhythmiques, c'est à dire au système de mélange de magma. Le stop 18 comporte trois niveaux d'hybride, bien développés de 20 cm à 1,5 m pour un total de 13%. Ces résultats sont semblables pour le stop 21-22 où l'on trouve treize niveaux de 10 cm à 2 m représentant 12 % de l'affleurement.

- (2) les charnockites syntectoniques sous forme de dyke ou associées aux hybrides syntectoniques

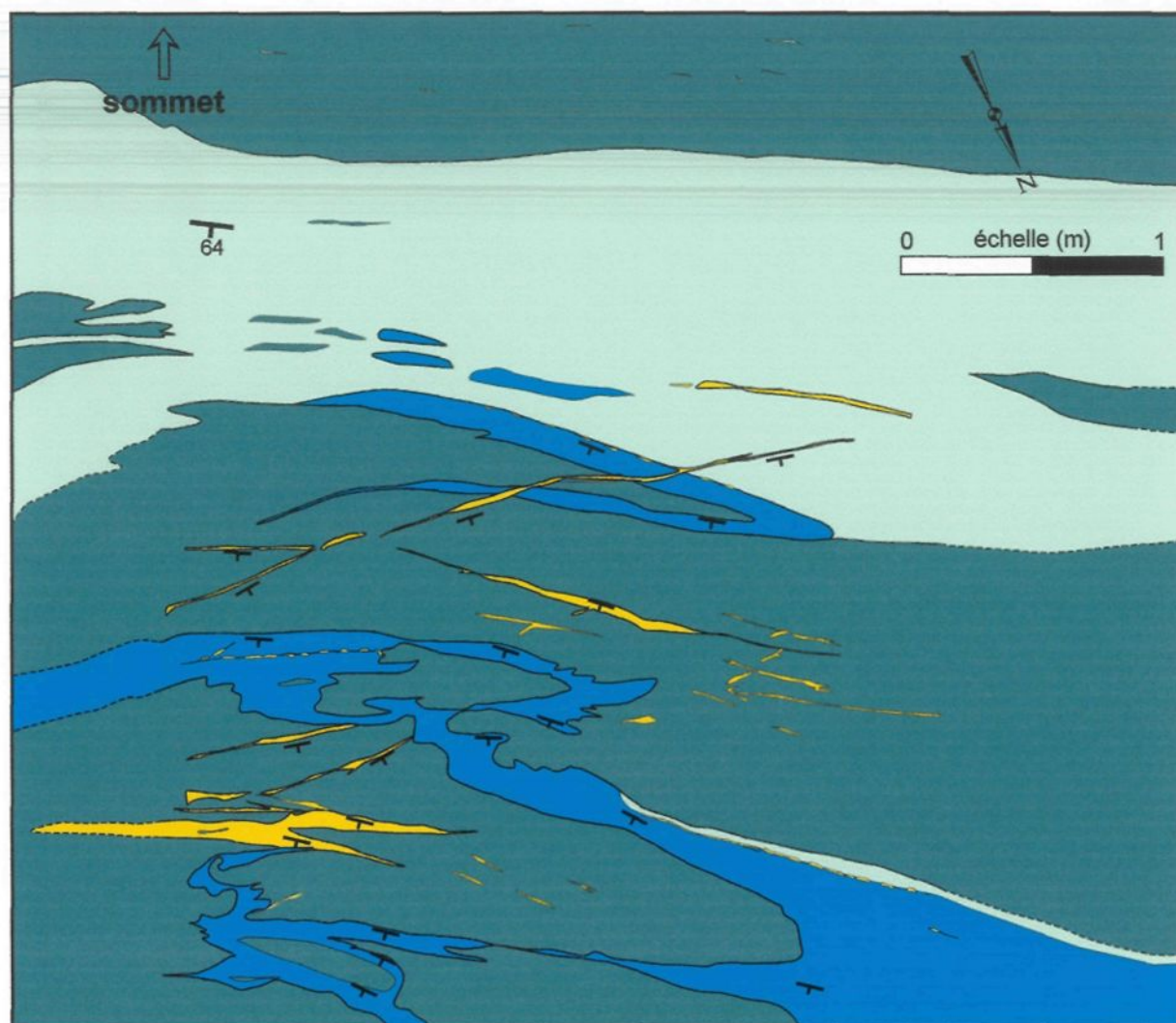
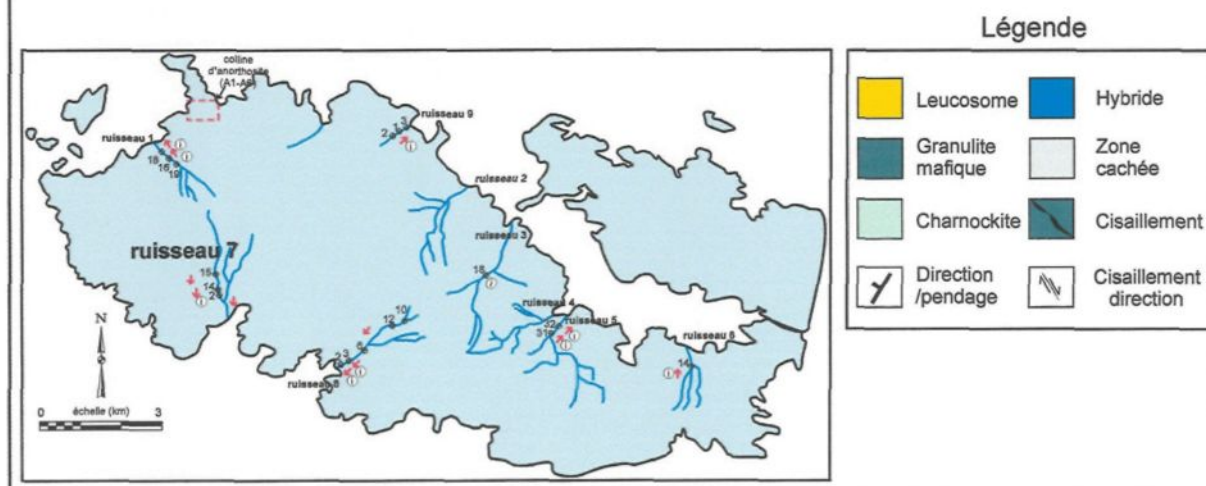
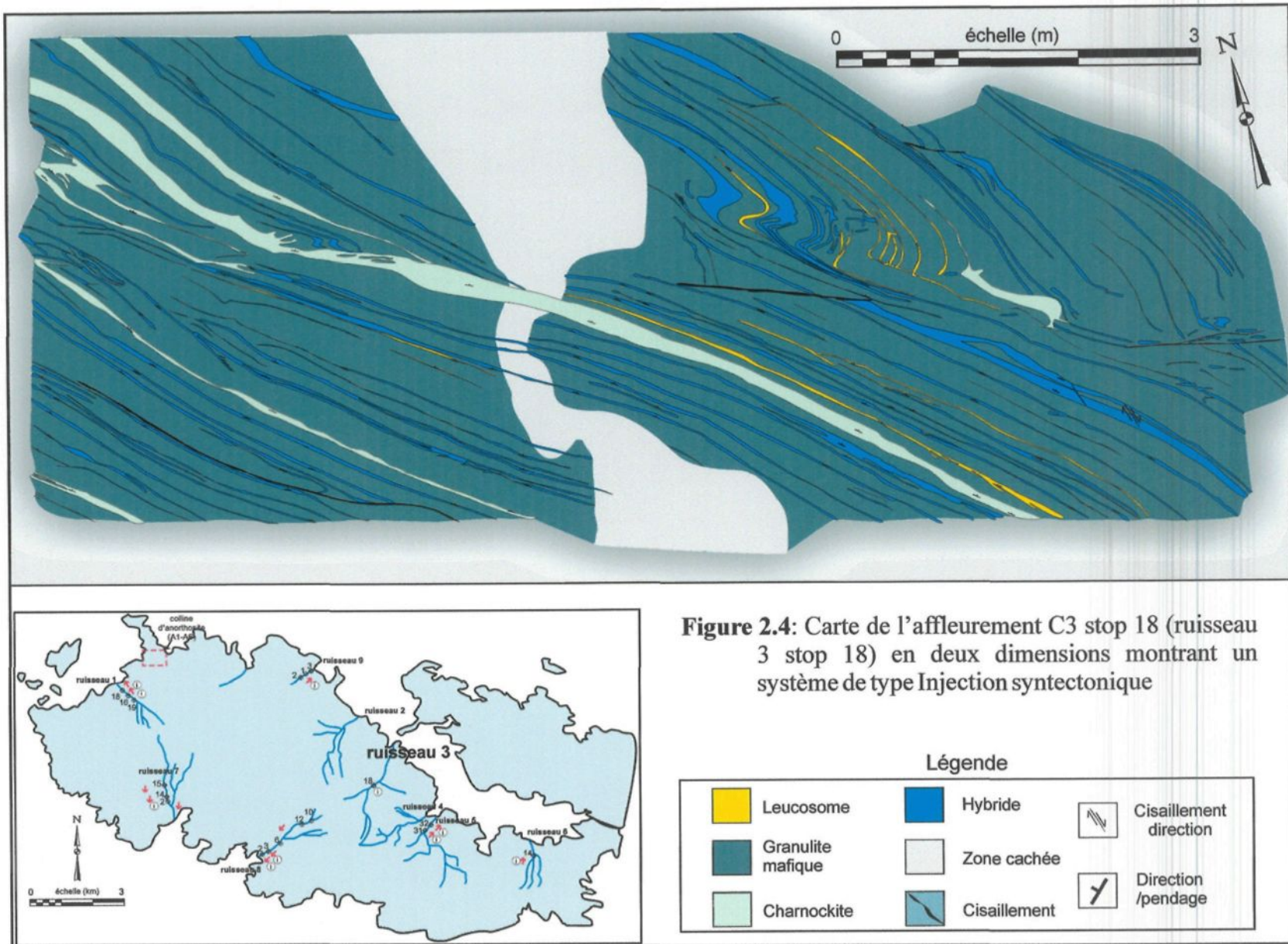
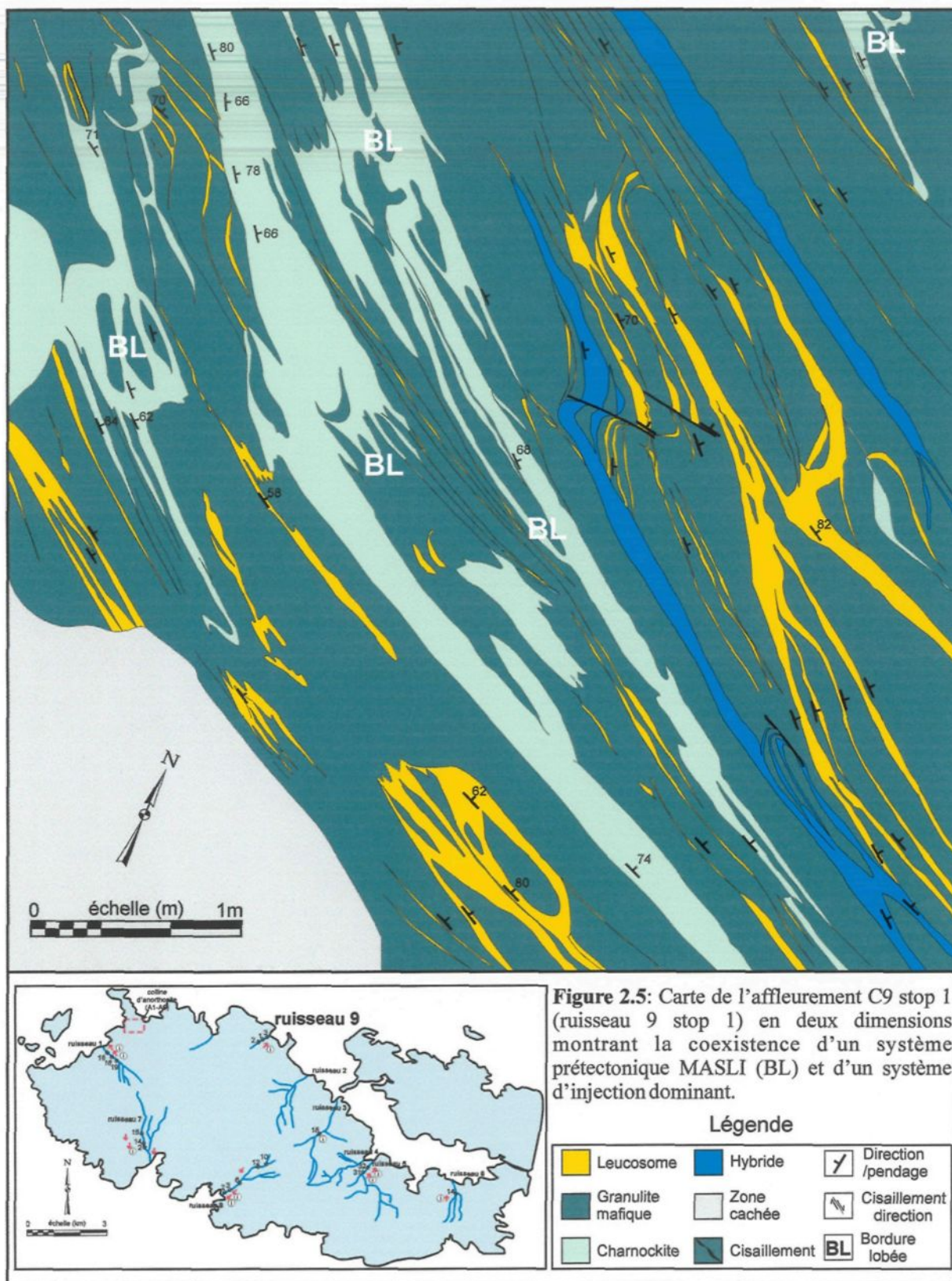


Figure 2.3: Carte de l’affleurement C7 stop 2b (ruisseau 7 stop 2b) en deux dimensions montrant un système de MASLI







Pour le stop 21, neuf niveaux d'au maximum 1,5 m de charnockite et hybride syndéformationnels représentent environ 8% de l'affleurement.

(3) les leucogranites et les hybrides syntectoniques sous forme de dykes

Les niveaux se présentent sous forme de onze fines veines irrégulières de 40 à 10 cm, injectées et constituant 10,5 % de l'affleurement pour le stop 18, ils sont associés avec six niveaux d'hybride et de charnockite syndéformationnels représentant 13% de l'affleurement; le leucogranite est inexistant dans la section du stop 21-22.

(4) les leucosomes syntectoniques de tonalite issus de la fusion partielle

Le stop 18 comprend quatre niveaux de leucosome tonalitique de 5 à 20 cm totalisant 2,5% de l'affleurement, quant au stop 21-22, dix-neuf veines de 5 à 20 cm sont dénombrables, c'est à dire 3,5 % de l'affleurement. Ces faibles pourcentages reflètent le faible taux de fusion partielle qui affecte la granulite mafique de manière générale.

La cartographie sous forme de section mesurée permet de quantifier globalement les granitoïdes et d'étudier leur répartition sur le terrain. La conclusion essentielle est que cette répartition est complexe. Tous ces granites d'origine et/ou d'époque différentes se retrouvent sur un même affleurement. Ainsi, le MASLI développé lors de la formation du protolithe (prétectonique) se trouve associé aléatoirement au système d'injection de leucogranite ou de charnockite développé pendant les phases tectoniques de déformation. Peut-être que ce système MASLI développé précocement induit des fragilités dans la roche et des fractures qui favorisent alors la migration de magma ou les injections postérieures?

La cartographie en deux dimensions confirme l'association de tous ces granitoïdes et des différents systèmes. La figure 2.3 (Ruisseau 7 stop 2b) illustre l'association granulite mafique - hybride - charnockite des unités macrorhythmiques du système préectonique.

L'hybride (figure 2.3) est très irrégulier, il enveloppe des enclaves de granulite mafique. Ces formes de bordure lobée appuient l'idée d'un système de mélange comagmatique similaire à ceux observés par Wiebe (1993) à *Pleasant Bay*. L'hybride est surmonté par un niveau de charnockite majeur qui est parallèle à la déformation subséquente (d'après l'orientation de la foliation), celui-ci définit la polarité (sommet) du système comagmatique. La présence de leucosome rappelle l'existence de la fusion partielle développée plus tard lors de la déformation vers 1770 Ma. Cet affleurement est intéressant car il illustre la coexistence des systèmes comagmatique prédéformationnel, de fusion partielle syntectonique et de mélange.

La figure 2.4 (ruisseau 3 stop 18) montre un système parallèle d'injection charnockitique et d'hybride syntectoniques et dynamiques. Bien que les niveaux soient plus ou moins réguliers, la charnockite semble injectée pré à syn D1b. Les différents niveaux communiquent entre eux suggérant une circulation active dans le réseau, ce qui constitue une évidence d'injection.

La figure 2.5 (ruisseau 9 stop 1) montre la coexistence des deux systèmes néanmoins dominés par le système d'injection.

(1) Les bordures lobées entre la charnockite et la GM reprises par la déformation rappellent le système MASLI prédéformationnel; en effet, les bordures lobées suggèrent que les magmas ont coexisté et se sont déposés;

(2) L'abondance de leucosomes syntectoniques, la présence de dyke d'hybride et de charnockite dans un ruisseau où un dyke majeur de leucogranite plurimétrique recoupe les formations, constituent des évidences pour le système d'injection. De plus, le développement de niveaux parallèles selon la foliation F1b majeure associée aux zones de cisaillement selon D1d confirment que les magmas auraient circulé lors de cette phase de déformation tardive.

Les études à différentes échelles mettent en évidence la coexistence des deux systèmes comagmatiques prédéformationnels et intrusifs syndéformationnels. Le problème est de les incorporer dans une histoire tectonique et une structurale globale. Pour déterminer les conditions affectant le système syndéformationnel, il s'avère intéressant d'étudier le métamorphisme et la géobarométrie qui vont fixer les domaines de température et pression. De plus, la géochimie devrait nous révéler les liens éventuels génétiques ou au contraire les incompatibilités.

CHAPITRE 3

Pétrographie

Dans ce chapitre, toutes les abréviations de minéraux se réfèrent à l'annexe A et la description des lames minces à l'annexe B.

Introduction

Les observations de terrain ont permis de différencier plusieurs catégories de roche suivant leur âge dépositionnel, métamorphique et tectonique. La pétrographie confirme les observations de terrain par l'étude des minéraux de chaque roche, complète et affine la classification en déterminant les assemblages minéralogiques et en étudiant les possibles modifications minéralogiques (remplacement, altération) et les textures. Ce chapitre constitue un préambule aux études métamorphiques, à la géothermobarométrie et à la géochimie.

3.1 Les protolithes métamorphisés voire fusionnés

3.1.1 Les granulites mafiques, intermédiaires et felsiques

3.1.1.1 Caractéristiques générales

Les granulites du massif du Mont Hay contiennent une diversité de paragenèses minérales qui reflète une augmentation de leur composant felsique. Les paragenèses typiques sont (figures 3.1 a et b et Chapitre 4):

Figure 3.1a: Projection générale
ACFM par plagioclase An_{35}
Patron typique de la
granulite mafique

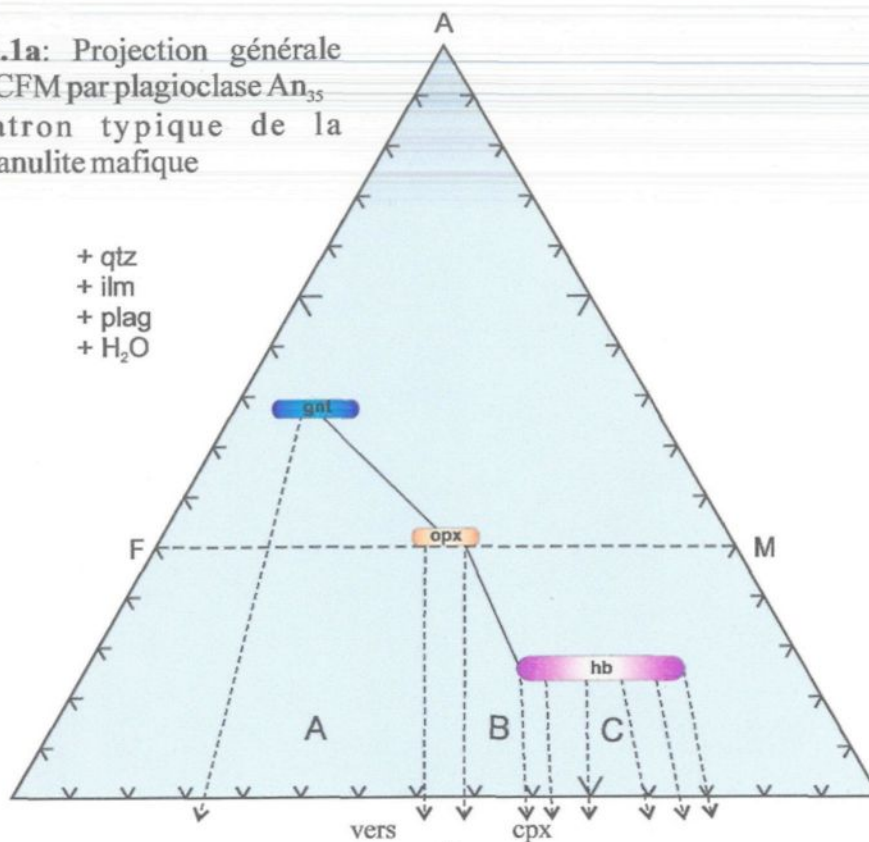
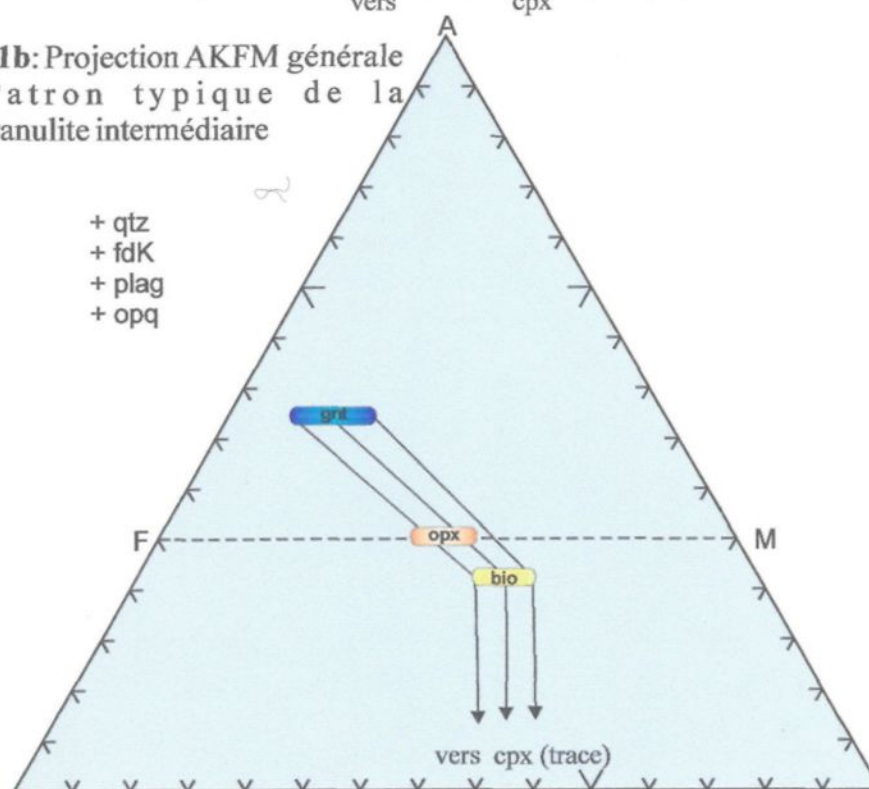


Figure 3.1b: Projection AKFM générale
Patron typique de la
granulite intermédiaire



(1) les granulites mafiques

plag + opx + cpx + qtz + bio + opq nombre Mg moyen

plag + opx + cpx + hb + qtz + bio + opq nombre Mg élevé

plag + opx + cpx + gnt + qtz + bio + opq nombre Mg bas

(2) les granulites intermédiaires

plag + fdK + opx + bio + qtz + opq nombre Mg moyen/élevé

plag + fdK + gnt + bio + qtz + opq nombre Mg bas

(3) les granulites felsiques

qtz + plag + fd K + gnt + bio + opq

Toutes ces paragenèses contiennent des éléments accessoires comme le zircon, l'apatite. Les opaques sont en général de l'ilménite et en proportion moindre de la magnétite. Ils représentent au maximum 4% de la roche totale.

Les pourcentages typiques pour les phases dominantes dans les granulites mafiques sont 35 à 40 % pour le plagioclase, 22 à 27% pour l'orthopyroxène, 15 à 20% pour le clinopyroxène. En général, les hornblendes et les grenats ne sont pas dominants et contribuent pour une teneur de 5 %, mais il arrive parfois que la roche contienne jusqu'à 10% de hornblende probablement dans les roches riches en Mg ou dans les cumulats.

Les variations de felsicité des granulites mafiques, intermédiaires à felsiques permettent de différencier leur texture.

3.1.1.2 Granulite mafique

La granulométrie des granulites mafiques est en général fine (0.5 mm) voire moyenne (1 mm), relativement équi-granulaire. Il faut noter que certaines roches contiennent de large

plagioclase pouvant être des phénocristaux. La texture caractéristique est polygonale comme le montre la planche 3.I et 3.II. Les contacts entre les grains sont en général assez nets, associés parfois à une légère recristallisation. La roche comporte des traces de déformation de différents ordres. Les grains présentent en général une orientation préférentielle (élongation) qui définit la foliation. Certains minéraux enregistrent également la déformation par leur extinction roulante (quartz et plagioclase), ou leur mâcle tordue (plagioclase).

Minéralogie

Plagioclase

Le plagioclase typique présente des mâcles polysynthétiques. Les grains les plus gros, c'est à dire 0,5 mm sont subidioblastiques mais la majorité des grains fins ont des formes quelconques. Ils forment en général de petits domaines polygonalisés et elliptiques, associés aux quartz. Les bordures de ces domaines sont parfois diffuses.

Quartz

Les quartz se présentent soit en plaquettes de taille de 0,5 mm, soit dans des domaines elliptiques polygonalisés associés aux feldspaths. Leur taille est alors inférieure à 0,2 millimètre. La majorité des grains montre une extinction roulante, la déformation est alors postmétamorphique. Cependant certains quartz (de taille supérieure à 0,2 millimètre) ne montrent pas cette extinction suggérant une recristallisation postdéformationnelle.

Biotite

La biotite (planche 3.I) se caractérise par son pléochroïsme intense de rouge, brun à jaune. Ses bordures sont plus ou moins régulières. La biotite est en général orientée parallèlement à la foliation, sa taille varie de 0,1 à 0,4 mm et se trouve associée aux minéraux mafiques ou aux ~~opaques~~ ^{opaques}. La biotite apparaît en équilibre textural.

Pyroxène

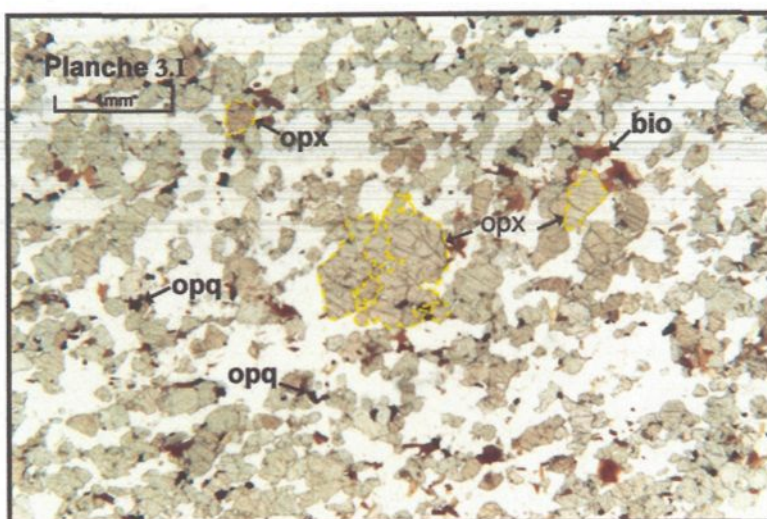
Les orthopyroxènes et les clinopyroxènes se distinguent par leur pléochroïsme différent. Le clinopyroxène de pléochroïsme vert-clair montre des couleurs de la fin du premier ordre au milieu du deuxième ordre en lumière polarisée (planche 3.II) et est plus ou moins altéré, en général fracturé avec des inclusions opaques, de forme subangulaire. Il est souvent associé à la hornblende vert kaki, avec parfois mais rarement de l'ouralitisation (échantillon MH 2-14.7). Dans quelques cas, le pyroxène est remplacé par la hornblende (planche 3.III).

L'orthopyroxène (hyperstène) est fortement pléochroïque de vert à brun (planche 3.I). Les pyroxènes sont parfois altérés, mais les clivages demeurent assez nets. Les orthopyroxènes montrent quelquefois des exsolutions de clinopyroxène. Sur la planche 3.IV, les clinopyroxènes et les orthopyroxènes sont étroitement liés et des bandes d'exsolution parallèles de clinopyroxène traversent les orthopyroxènes.

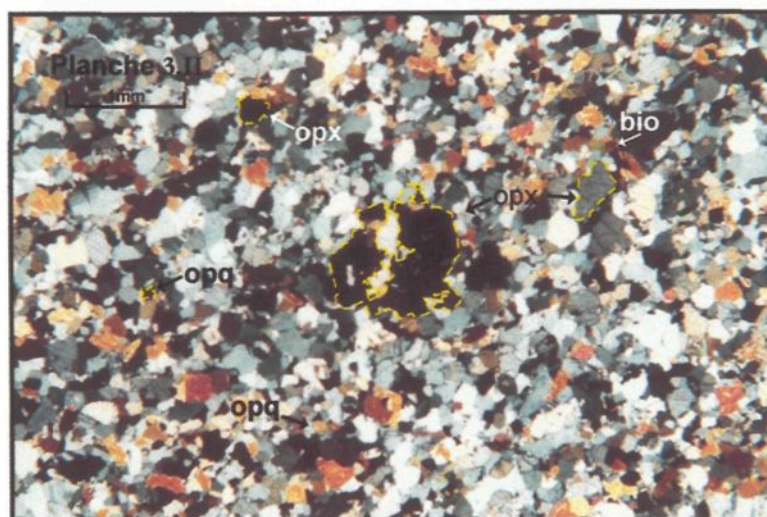
Aussi bien pour les orthopyroxènes que pour les clinopyroxènes, deux tailles de minéraux sont à distinguer: les plus gros (2 mm) sont subidioblastiques tandis que les plus petits (0,5 mm) se retrouvent dans la matrice soit formant des agrégats avec la hornblende, soit enveloppant les minéraux plus gros. Ces larges cristaux subissent les déformations et pourraient être des porphyroblastes.

Amphibole

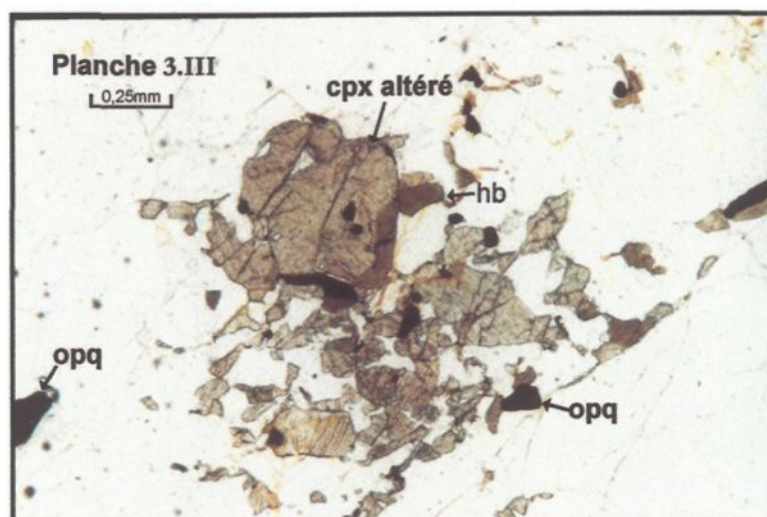
L'amphibole, en général la hornblende, se caractérise par sa couleur en lumière naturelle c'est à dire vert, vert foncé à jaune- brun (photo 3.III). La taille reste assez petite, environ 0,2 mm. Les clivages sont nets sur les sections basales, leur forme est parfois subidioblastique. Les pourtours sont nets mais peuvent aussi être diffus. Il arrive que les hornblendes soient intimement associées aux clinopyroxènes (planche 3.III), quelques rares cas montrent l'ouralitisation (échantillons MH 2-20-1 et MH 2-14.7).

**Planche 3.I:**

Photomicrographie d'une granulite mafique en lumière naturelle montrant la granulométrie fine à moyenne et la texture polygonalisée caractéristique. Les grains sont orientés selon la foliation.

**Planche 3.II:**

Photomicrographie d'une granulite mafique en lumière polarisée (planche 3.I) illustrant les contacts nets entre les grains et la recristallisation. Les clinopyroxènes se distinguent facilement des orthopyroxènes par leur biréfringence différente.

**Planche 3.III:**

Photomicrographie d'un agrégat de pyroxène, d'hornblende et d'opaque d'une granulite en lumière naturelle. Les pyroxènes présentent des microfractures et sont altérés. Le clinopyroxène altéré est remplacé par la hornblende (vert kaki) sur son pourtour, résultat du rétro-métamorphisme.

Grenat

Les grenats sont présents dans quelques roches. Ils se présentent soit sous forme de grenat pœcilitique (3 mm), soit sous forme d'agrégat constitué de grain (0,5 mm) orienté selon la foliation. Les inclusions sont constituées de quartz, de biotite ou d'opaque et parfois de plagioclase, selon les réactions métamorphiques impliquées.

Opaque

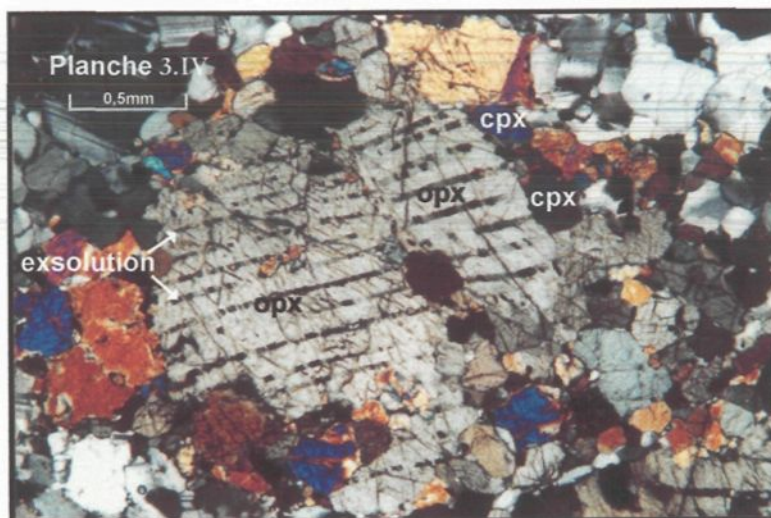
Les opaques sont l'ilménite commune ou la magnétite plus rare, les grains sont irréguliers. Ils se présentent soit sous forme d'inclusion dans les minéraux soit à leur pourtour (planches 3.I et 3.III), formant des amas ou associés aux minéraux mafiques.

Zircon et apatite

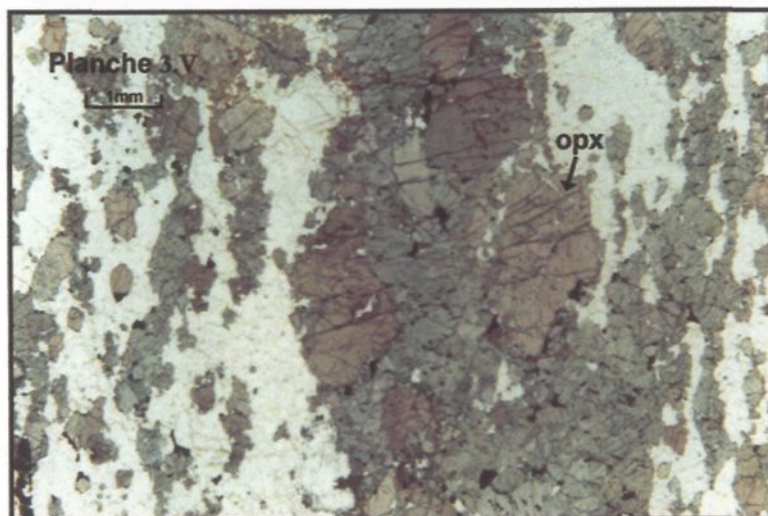
Le zircon et l'apatite sont souvent en trace sur les bordures d'un minéral. Il arrive de trouver aussi les zircons dans les biotites. Leur forme est ovoïde. L'apatite présente des formes subidioblastiques.

Cas particulier: les mélanosomes

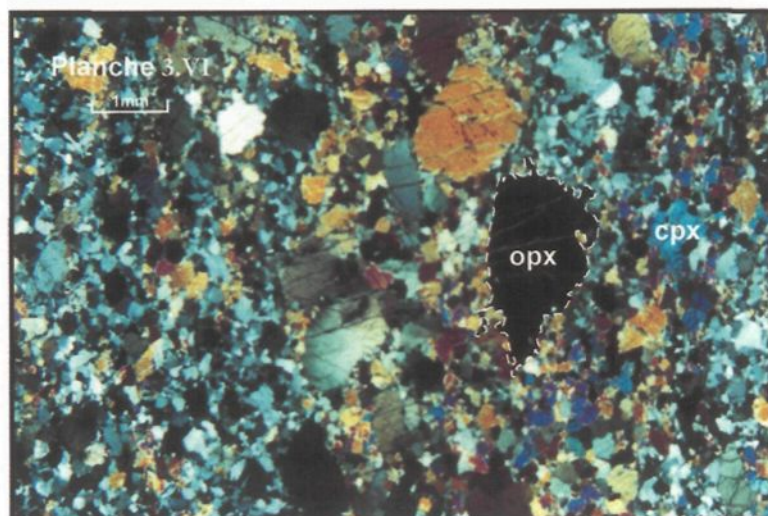
Il est à noter la présence de mélanosomes (planche 2.VI) dans certains échantillons (échantillon MH 28-3). Ces mélanosomes d'épaisseur de 5 à 8 mm sont orientés parallèlement à la foliation (planches 3.V et 3.VI). Ces minéraux concentrent les orthopyroxènes, clinopyroxènes subidioblastiques et opaques et sont caractérisés par l'absence de plagioclase, quartz et hornblende. L'existence de domaine fortement enrichi en minéraux mafiques peut constituer une évidence de fusion partielle (Sawyer, 1999).

**Planche 3.IV:**

Photomicrographie d'un agrégat de pyroxène d'une granulite mafique en lumière polarisée. Les pyroxènes sont intimement liés. L'orthopyroxène présente d'une part des lamelles d'exsolution de clinopyroxène, et des clinopyroxènes s'agglomèrent d'autre part sur son pourtour.

**Planche 3.V:**

Photomicrographie d'un mélanosome en lumière naturelle dans une granulite mafique. Les minéraux mafiques (principalement les pyroxènes) se concentrent en fins niveaux parallèlement à la foliation. Leur forme est subidioblastique et leur taille est relativement moyenne. Quelques opaques ponctuent les mélanosomes.

**Planche 3.VI:**

Photomicrographie d'un mélanosome en lumière polarisée (planche 3.V). Cette photo met en évidence les différences de texture entre le mélanosome et sa matrice plus felsique. Les clinopyroxènes sont de petite taille, comparable à la texture de la matrice qui semble recrystallisée, et mettent en valeur les orthopyroxènes bien développés. Il est intéressant de noter l'extinction roulante dans les gros cristaux de pyroxène, évidence de déformation syn à post-métamorphique.

3.1.1.3 Les granulites intermédiaires

Les variations de felsicité sont principalement dues à l'existence et au nombre de domaines ovoïdes constitués de quartz et de plagioclase polygonalisés.

La granulite intermédiaire montre invariablement deux caractéristiques texturales: (1) la présence de domaines pluri-millimétriques (planches 3.VII et 3.VIII) qui pourraient être dérivés des magmas felsiques mélangés à d'autres plus mafiques (planches 2.XXXVIII et 2.XXIII) et qui baignent dans (2) une matrice finement à moyennement grenue, homogène et polygonalisée caractéristique d'une granulite mafique. Plusieurs types de domaines se différencient selon leur forme et leur composition. Leur forme varie de l'ellipsoïde à l'arrondi, au sigmoïde / poisson car la déformation réoriente toujours ces domaines. Les domaines elliptiques polygonaux sont constitués de cristaux de feldspath ou d'agrégat de feldspath et quartz (planches 3.VII et 3.VIII). Il faut constater que la granulométrie de ces domaines est plus développée et grossière que celle de la matrice. Cette texture est possiblement formée par une recristallisation dans les vésicules de lave mafique originelle de minéraux felsiques ou/et le résultat de l'accumulation sous forme de flocons provenant des produits de fusion partielle ultérieure. En conclusion, la présence des domaines quartzo-feldspathiques contribue à l'augmentation de la felsicité de la roche et permet de distinguer la granulite intermédiaire, dont la composition en SiO_2 oscille entre 52 à 66%.

3.1.1.4 Les leucosomes dans les granulites.

Le cas extrême est la granulite à veine leucosomique qui peut être confondue avec l'hybride statique prédéformationnel. Ces veines représentent en fait des leucosomes de composition tonalitique, résultat de la fusion partielle de la granulite mafique (planche 2.VI).

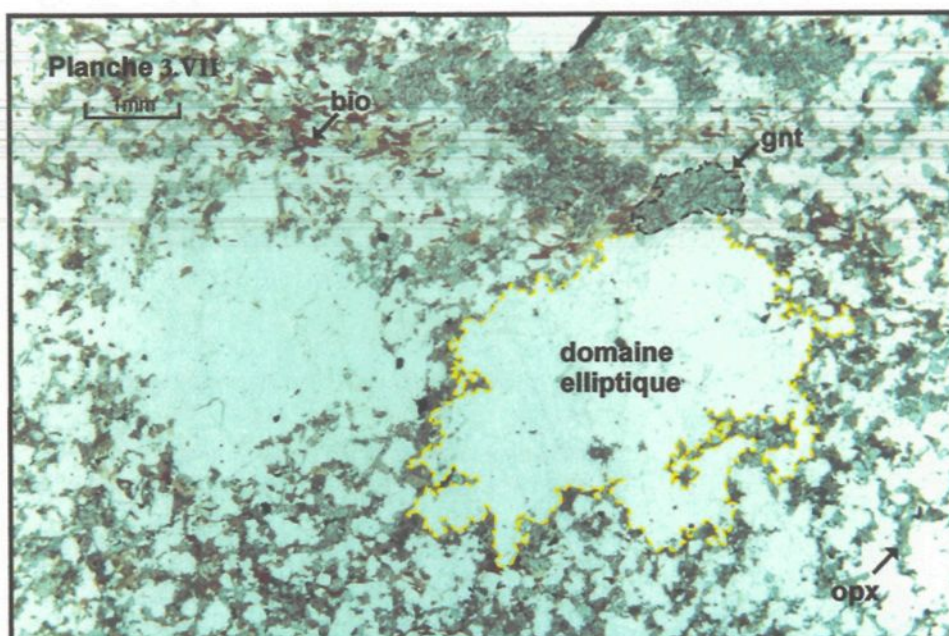


Planche 3.VII:

Photomicrographie d'une granulite intermédiaire en lumière naturelle. La granulite intermédiaire montre deux caractéristiques texturales : (1) la présence de domaines quartzo-feldspathiques elliptiques qui baignent dans (2) une matrice mafique finement à moyennement grenue, homogène et polygonalisée.

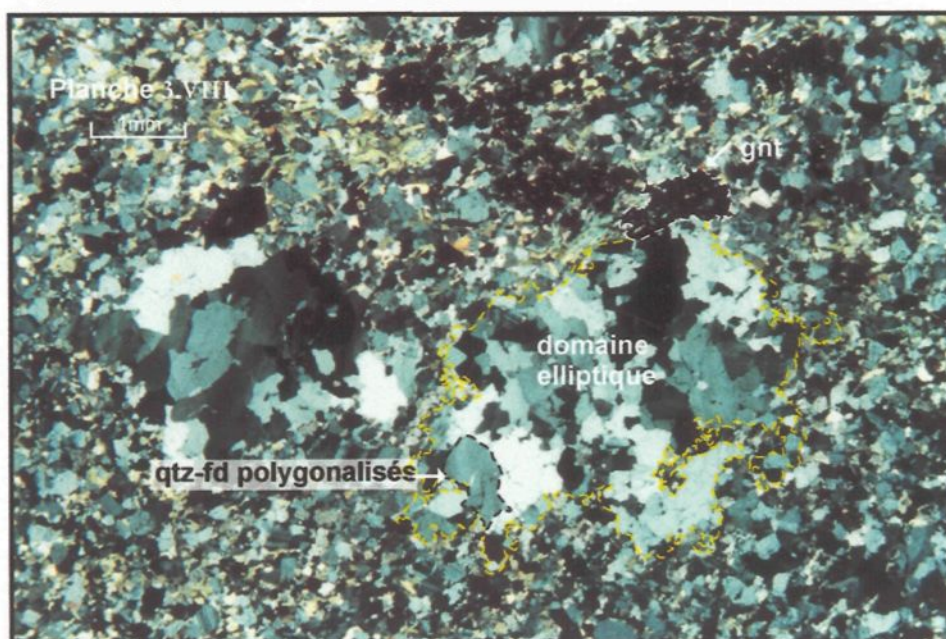


Planche 3.VIII:

Photomicrographie d'une granulite intermédiaire en lumière polarisée (planche 3.VII). La lumière polarisée met en valeur la texture polygonalisée des domaines quartzo-feldspathiques. L'extinction roulante de certains minéraux est décelable, rappelant l'influence de la déformation. La texture de la matrice est beaucoup plus fine, comme l'illustre notamment l'agrégat de grenat associé aux biotites, que celle des domaines polygonaux suggérant une recrystallisation.

Une définition des leucosomes s'avère nécessaire pour une meilleure compréhension de la classification.

Les leucosomes ont une taille millimétrique à centimétrique au maximum et se présentent sous forme de veines (planches 3.IX et 3.X), soulignant la foliation ou les plans axiaux des plis de la granulite mafique. Ils sont constitués de matériel quartzo-feldspathique de granulométrie fine à moyenne et leur contact est net avec la granulite qui en général est moins déformée et présente une texture polygonale caractéristique. Ces veines leucosomiques peuvent avoir deux origines: (1) fusion partielle *in situ* ou (2) transfert local de fondu. La pétrographie peut éventuellement déterminer l'origine par l'étude des textures et des déformations impliquées.

Les leucosomes étudiés sont essentiellement constitués de quartz (40 à 50 %), et en général le seul feldspath présent est le plagioclase (35 à 45 %). Cependant certains leucosomes contiennent quelques feldspaths K (<5%)

L'assemblage typique est: plag + qtz + bio +hb +gnt +/- opx +/- cpx +/- fdK

Les minéraux tels que la biotite, le grenat, la hornblende, l'orthopyroxène et le clinopyroxène sont mineurs atteignant un maximum de 10%, probablement accumulés dans la partie résiduelle; l'apatite et le zircon sont présents en traces.

Pétrographie

Les leucosomes présentent des grains moyens plus petits que 3 mm et/ou sont légèrement recristallisés. Les quartz et les plagioclases présentent les mêmes caractéristiques déformationnelles observées dans les granulites mafiques. Les myrmékites sont rares, souvent en intercroissance. Elles se concentrent sur les pourtours des grains plus gros, et leurs bordures ont un aspect irrégulier et suturé. Le contact entre la granulite mafique et le

leucosome est net suggérant que la granulite était plus compétente ou visceuse lors du transfert du matériel felsique. La déformation et la recristallisation du leucosome sont intenses et contrastent en général avec la matrice mafique de la granulite mafique homogène, cela suggère que la recristallisation est dynamique (Kinder 1996). Le pourcentage de leucosome dans la granulite mafique et intermédiaire (de 2 à 8%) contribue à augmenter le pourcentage de felsique dans la roche, en fait plus communément appelée granulite à veine leucosomique.

3.1.2 Les tonalites

En fait, les tonalites qui se localisent dans la colline de tonalite (*Tonalite Hill*) essentiellement, s'apparentent aux granulites intermédiaires commentées précédemment et ne feront pas l'objet d'une étude approfondie car indirectement reliées au sujet principal. Ce sont les raisons pour lesquelles aucune photo n'est présentée. Il s'avère néanmoins nécessaire de les décrire car elles sont trouvées sur le terrain.

La paragenèse typique est la suivante:

plag + opx + cpx + hb + bio + qtz +/- opq +/- fdK

Le plagioclase est l'élément discriminant permettant de conclure à la tonalite. En ce qui concerne les minéraux mafiques, l'orthopyroxène est primaire avec un peu de clinopyroxène. Le grenat est commun et se présente sous forme de porphyroblastes poecilites; les plus petits grains forment des agrégats orientés selon la foliation. Les grenats contiennent de la biotite, des minéraux opaques et des inclusions de quartz. Ils montrent également des intercroissances symplectiques avec la biotite, les opaques et le quartz sur les bordures des grains ou avec les minéraux mafiques, ce qui pourrait être le résultat d'un produit

de réaction entre le fondu et le résidu. La biotite apparaît sous forme de lattes, et/ou en agrégat associé au quartz. Elle définit la foliation et enveloppe les porphyroblastes.

Les opaques sont associés avec les phases mafiques ou en inclusion et en intercroissance irrégulière. L'amphibole est plus commune dans les tonalites que dans les granulites mafiques. Certaines roches contiennent deux types d'amphibole (hornblende brune et hornblende verte). La hornblende verte se trouve sous deux formes : (1) quelques reliques de clinopyroxène bien développées dans les couronnes de hornblende montrent la réaction entre les deux phases (Kinder 1996), (2) les cristaux idioblastiques à subidioblastiques de hornblende sont orientés selon la foliation principale soulignée par la biotite. La hornblende brune se trouve associée aux biotites.

Le zircon, phase accessoire, se trouve en inclusion ou libre.

De manière générale, les tonalites présentent des caractéristiques communes avec les granulites intermédiaires, c'est à dire:

- (1) les domaines elliptiques polygonaux de quartz-feldspath sont subparallèles à l'orientation préférentielle des cristaux,
- (2) le quartz avec extinction roulante et le plagioclase présentant des *kink-bands* pourraient s'être formés après la recristallisation lors de la déformation progressive,
- (3) les agrégats allongés d'orthopyroxène, de biotite, de grenat et d'opaque leur donnent un aspect gneissique.

Dans le but d'homogénéiser la nomenclature, les tonalites pourraient faire partie du groupe des granulites intermédiaires tonalitiques. Il est à noter que si le feldspath K est commun et forme des mégacristaux alors cela suggère qu'il pourrait être le résultat d'hybridation entre la charnockite et un magma felsique riche en plagioclase.

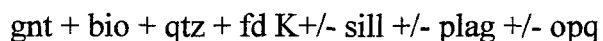
3.1.3 Les anorthosites

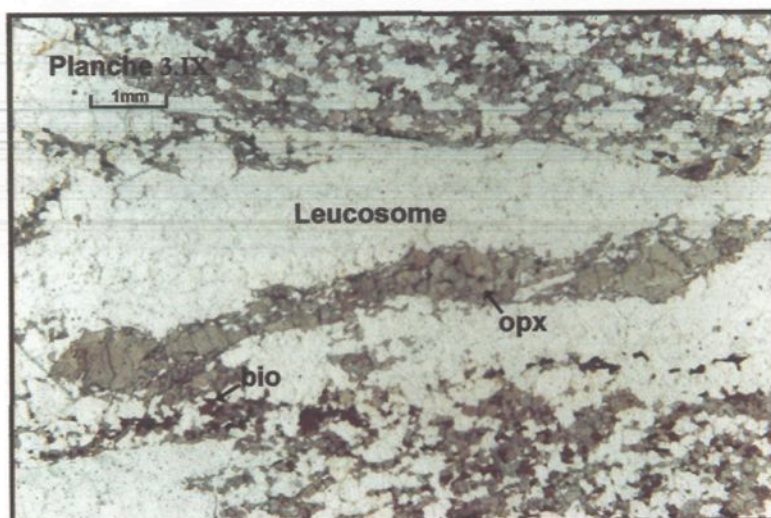
L'anorthosite serait en fait, monzo-gabbroïque (Pawley 1996). Cette famille n'est pas le but essentiel de notre étude. Il est néanmoins intéressant de la décrire car elle apporte des éléments concernant le contexte géotectonique et déformationnel. Les roches *anorthositiques* constituent une famille intrusive dans le massif du Mont Hay en bandes intercalées de 1 à 100m (figure 1.3 : colline d'anorthosite A1-A6). Sa caractéristique essentielle est sa granulométrie moyenne avec présence de plagioclase et pyroxène. Elle ne possède peu voire pas de leucosome et, sur le terrain, démontre un caractère intrusif. Sa paragenèse est constituée pour 60 à 80% de plagioclase, et le reste étant de l'orthopyroxène, du clinopyroxène ou de la hornblende (planche 3.XI). La planche 3.XI montre une texture polygonale bien développée, qui indique que la texture originelle ignée a été oblitérée probablement par la déformation puis par la recristallisation métamorphique. Les domaines elliptiques polygonaux de quartz et feldspath sont communs présentant des tailles de 6 mm à 1 cm, les orthopyroxènes forment des agrégats de 5 à 6 mm et sont associés aux hornblendes et aux opaques. Des exolutions de clinopyroxène ou d'orthopyroxène sont parfois à noter.

3.1.4 Les métasédiments

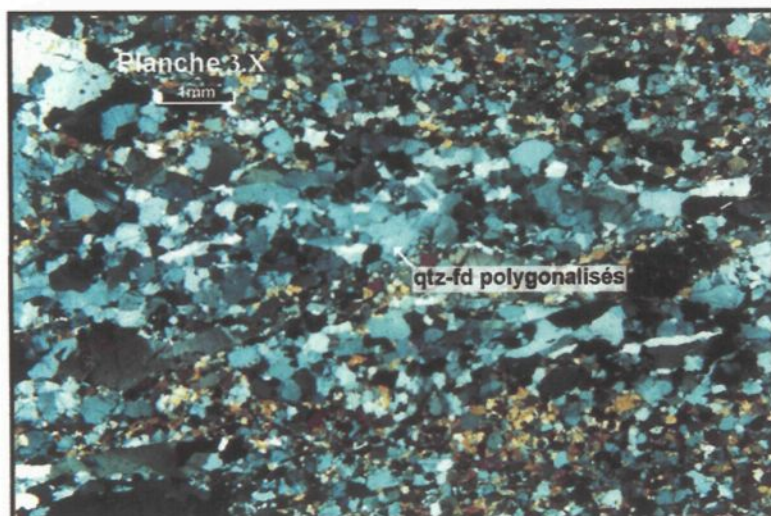
3.1.4.1 Caractéristiques générales

Les métasédiments les plus communs sont les métapélites et psammopélites, les psammites sont plus rares. La minéralogie dominante des métapélites est:

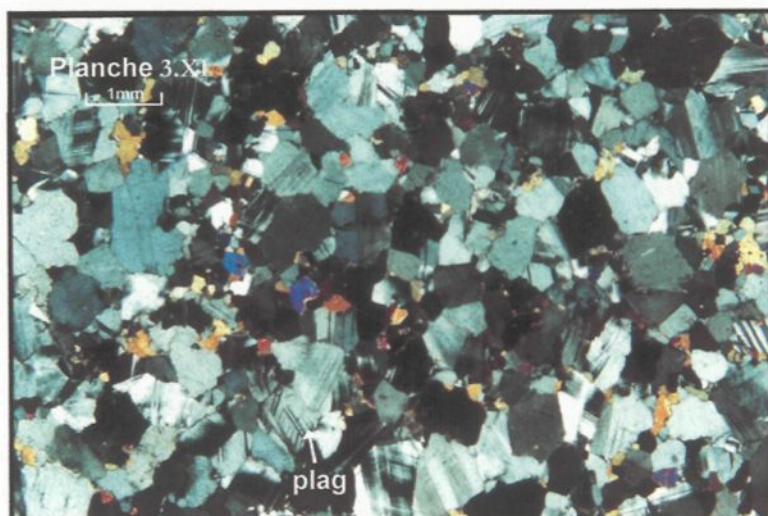


**Planche 3.IX:**

Photomicrographie d'un leucosome de granulite mafique en lumière naturelle. Les leucosomes se présentent sous forme de veines, soulignant la foliation. Ils sont constitués de matériel quartzofeldspathique et baignent dans une matrice mafique à texture polygonale caractéristique. Les contacts entre la matrice et le leucosome sont nets, suggérant une zone de transfert local.

**Planche 3.X:**

Photomicrographie d'un leucosome de granulite mafique en lumière polarisée (planche 3.IX). Les différences de texture sont claires. Le leucosome présente une granulométrie fine à moyenne, suggérant une recristallisation. Les minéraux sont orientés selon la foliation et montrent des extinctions roulantes. La matrice est finement grenue, moins déformée et contraste avec les leucosomes.

**Planche 3.XI:**

Photomicrographie d'une anorthosite en lumière polarisée. La texture est polygonale et bien développée indiquant que la texture originelle ignée a été oblitérée par la déformation puis par la recristallisation dynamique. Quelques minéraux mafiques (clinopyroxène et orthopyroxène) sont disséminés parmi les plagioclases.

Les métasédiments psammopélitiques contiennent l'assemblage:

qtz + bio + plag + opx + opq ou

qtz + bio + plag + gnt + opq

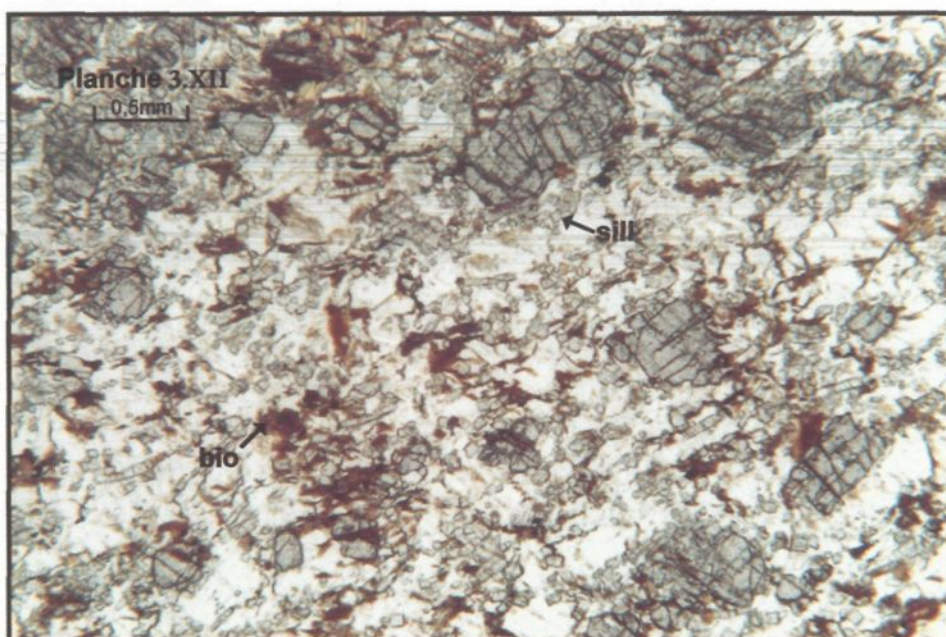
Les pélites sont constituées en moyenne de 20 à 25% de quartz, 5 à 10% de plagioclase, 30 à 35 % de feldspath K, et 20 à 30% de biotite, 15 à 20% de sillimanite, 15 à 20% de grenat, comme l'illustrent les planches 3.XII et 3.XIII. Les psammopélites ont des compositions plus variables de 30 à 40 % de quartz, 20 à 25 % de feldspath K, 20 à 30% de plagioclase et 15% de grenat. L'ilménite essentiellement (la magnétite est rare) totalise au maximum 5 % quel que soit le type de métasédiment. La composition du sédiment originel, pélite, semi-pélite ou psammite, influe de manière capitale sur (1) le métamorphisme (2) la déformation et (3) la fusion partielle.

Comme les métasédiments sont migmatisés, cela implique la présence de leucosome, même si ces leucosomes se font rares dans les psammopélites. Ils peuvent représenter de 15 à 40% de la roche, leur assemblage minéral est:

qtz + fd K + plag +/- sill +/- gnt +/- bio +/- opq

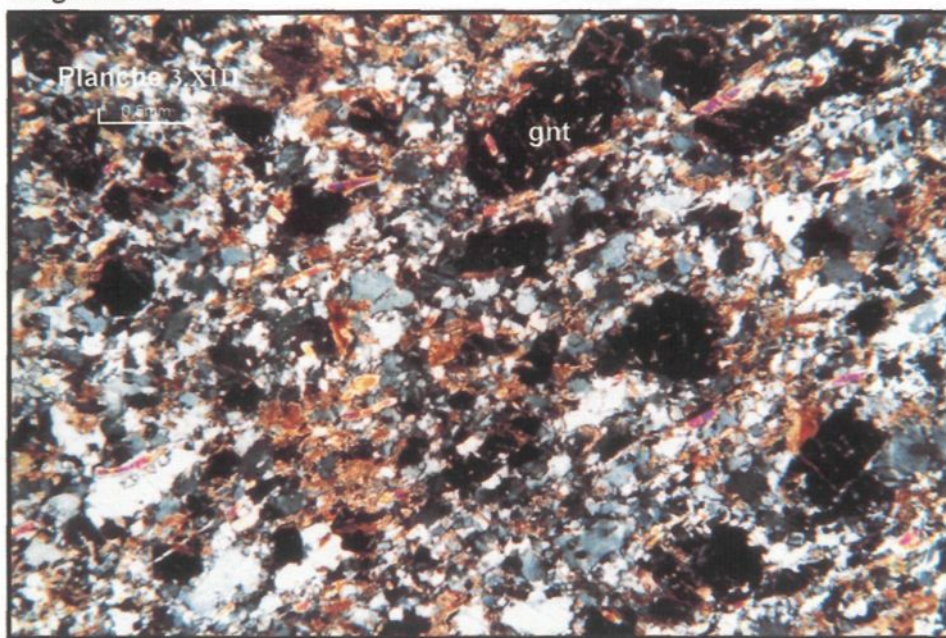
Comme les métasédiments, les leucosomes montrent une granulométrie inéquigrulaire. La foliation est faible et quand elle existe, elle est définie par les minéraux mafiques et la sillimanite. La foliation enveloppe les mégacristsaux de feldspaths K ou les plagioclases recristallisés (Dippel 1996). La composition est généralement granitique.

Les minéraux secondaires se répartissent en deux groupes suivant leur température de formation. À haute température, la biotite en plus d'être un minéral primaire apparaît aussi comme produit de réaction entre le fondu piégé et le grenat. Le rutile est trouvé dans les métasédiments pélitiques, relativement rare. Les opaques sont majoritairement l'ilménite et



Plaque 3.XII:

Photomicrographie d'un métasédiment en lumière naturelle. Cette texture hétérogène est caractéristique des pélites riches en grenat. Les minéraux (biotite et sillimanite) sont orientés selon la foliation. Les grenats sont porphyroblastiques comparés aux autres minéraux, altérés et forment des agrégats. La sillimanite se trouve en général associée aux grenats



Plaque 3.XIII:

Photomicrographie d'un métasédiment en lumière polarisée (planche 3.XII). La différence de texture entre la matrice et les agrégats de grenat est mise en valeur. La matrice est essentiellement composée de matériau quartzo-feldspathique avec beaucoup de biotite et de sillimanite. La biotite est altérée et souvent intimement associée ou en inclusion dans le grenat. Les grenats sont altérés et montrent fractures et inclusions multiples, suggérant l'efficacité des réactions métamorphiques l'impliquant.

la titanomagnétite. Ils présentent une forme assez régulière et sont associés à d'autres minéraux ou en inclusion dans les grenats. À basse température, la séricite est un minéral commun dans les feldspaths et la chlorite est également présente. Ces minéraux d'altération peuvent être retrouvés dans les leucosomes.

3.1.4.2 Pétrographie

Chaque minéral va être décrit et relié au type de métasédiment où il prédomine. Globalement, les minéraux mafiques et alumineux sont dominants dans les pélites tandis que les minéraux felsiques sont caractéristiques des semi-pélites et des psammites.

Quartz

Ces grains par leur extinction roulante, leur aspect polygonalisé ou en plaquette, leur suture montrent des évidences de la recristallisation dynamique. Les minéraux fins plus petits que 0,2 mm sont le résultat d'une déformation qui réduit la taille des grains et les oriente selon la foliation. Ensuite, la recristallisation forme des grains plus gros et polygonaux. Parfois mais rarement, la biotite et la sillimanite sont trouvées en inclusion, ce qui suggère une migration de grains à partir des bordures après la déformation.

Plagioclase

Le plagioclase est une phase dominante dans la psammite de 20 à 30 % et mineure pour la pélite de 5 à 10% (la semi-pélite étant intermédiaire à ces deux extrêmes). Le plagioclase reste en général confiné dans la matrice avec une taille de 0,5 à 1 mm, quoiqu'il est parfois trouvé sous forme de porphyroblaste. Il présente une forme subidioblastique parfois antiperthite, en général associé aux quartz et aux feldspaths. Son extinction est roulante et la présence de *kink-bands* confirme l'effet de la déformation. Quand il est fracturé, il est rempli

par la séricite et/ou chlorite tardives. Il peut être en inclusion dans les grenats et les feldspaths K.

Feldspath K

Les pélites sont plus enrichies en feldspaths K que les psammites. Ceci est probablement le résultat de la présence plus importante de muscovite et de biotite, la muscovite a disparu lors du métamorphisme prograde vers le faciès granulite.

Il est en général porphyroblastique, l'orientation préférentielle des grains suit la linéation d'étirement L1b dans le plan de foliation S1b (tableau 1.2). Sur le terrain, certains minéraux peuvent atteindre 5 à 6 mm de long, en lame mince; ceux-ci forment des porphyroblastes déformés. La forme des feldspaths K est en général subidioblastique, montrant la macle caractéristique des orthoses ou des microclines avec de petites exsolutions perthitiques qui sont communes et constituent un bon critère de distinction. Les feldspaths se trouvent en général dans une matrice fine à moyenne et sont enveloppés par des minéraux de la matrice ou remplacés par la biotite (planche 3.XIV), les pourtours montrent parfois une légère recristallisation (planche 3.XIV). Il arrive que les feldspaths soient fracturés, alors ils sont le siège d'une altération secondaire tardive comme la séricitisation. La teneur des feldspaths dans le métasédiment indique qu'ils constituent une partie du résiduum après la fusion partielle du mica (muscovite et/ou biotite).

Biotite

La biotite se présente en général sous forme de latte, mais elle peut également former des agrégats (planches 3.XII et 3.XIII). Le pléochroïsme (en lumière naturelle) tout comme dans les granulites varie de rouge-brun à jaune pâle. L'allongement de taille de 0,2 à 1 mm suit la foliation. La biotite enregistre la déformation sous forme de *kink-band* et microplissement.

La biotite est souvent associée à la sillimanite ou en inclusion dans les grenats. Il arrive communément que la biotite remplace le grenat (planche 3.XV), et est parfois en intercroissance avec le feldspath K (planche 3.XIV). La biotite se retrouve dans certains leucosomes granitiques et constitue, associée à la sillimanite, un critère de distinction et de classification (de ces mêmes granites).

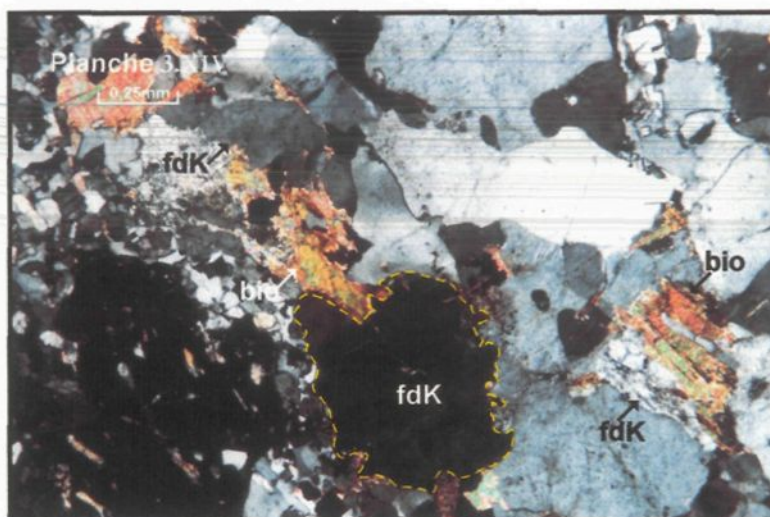
Grenat

Le grenat se trouve essentiellement dans la pélite de 15 à 20%, et parfois dans certains types de psammite pour une quantité maximale de 15%. Les grenats sont de manière générale porphyroblastiques de 1 à 6 mm. Trois types se distinguent dans les métasédiments et les leucosomes granitiques associés: (1) les grenats équants, subarrondis et idiomorphiques (planche 3.XVI en haut), (2) les grenats poecilites (planche 3.XV), (3) les grenats en agrégat équigranulaire (planche 3.XIII).

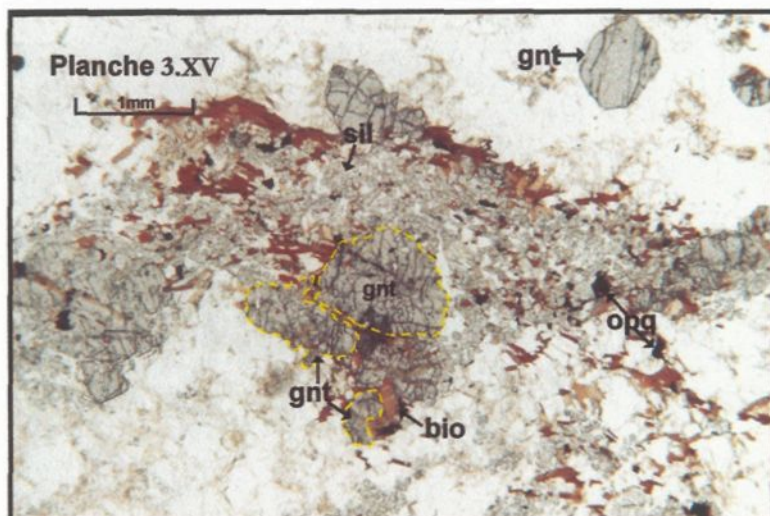
De manière générale quand le grenat présente des fractures ou concavités, celles-ci sont remplies par la biotite ou la chlorite et la séricite. La déformation induit notamment des figures de pression qui sont remplies par la biotite et les opaques. Les produits d'altération, quand il y en a, s'accumulent sur les pourtours.

- (1) Les grenats équants et subarrondis à idiomorphiques (planche 3.XV) se trouvent dans la partie la plus felsique du métasédiment, ils peuvent montrer quelques rares inclusions et s'alignent selon la foliation.
- (2) Les grenats poecilites et en agrégat montrent des évidences de la réaction de fusion:

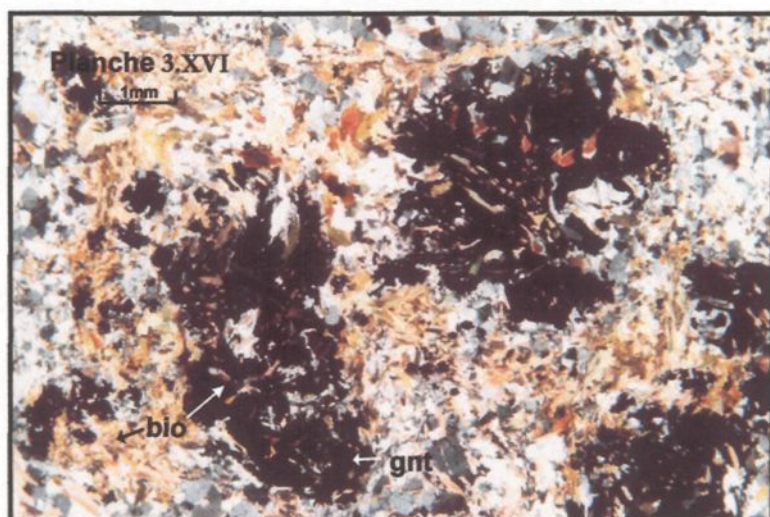
$$\text{bio} + \text{sill} + \text{qtz} = \text{gnt} + \text{fdK} + \text{fondu.}$$

**Planche 3.XIV:**

Photomicrographie de feldspath perthitique dans une roche métasédimentaire en lumière polarisée. Le feldspath dans ce cas particulier est remplacé par la biotite. La biotite attaque les pourtours du feldspath de manière diffuse pour le détruire et le remplacer. Deux stades d'évolution sont distinguables: (1) au centre gauche, le remplacement débute sur le pourtour du feldspath, et (2) le feldspath est digéré par la biotite en bas à droite de la photo.

**Planche 3.XV:**

Photomicrographie d'agrégats de grenat, sillimanite et biotite métasédimentaires en lumière naturelle. Cette photo montre deux types de grenat: d'une part un grenat subarrondi et subidioblastique en haut à droite et d'autre part un grenat (ou agrégat) poëcilitique au centre. Le grenat poëcilitique est comblé essentiellement par des inclusions de biotite, de sillimanite et d'opaque. Il est également enveloppé par un niveau de sillimanite. L'association sillimanite, biotite grenat est caractéristique d'une réaction métamorphique, d'où leur association intime et les remplacements observés.

**Planche 3.XVI:**

Photomicrographie de grenat dans un métasédiment en lumière polarisée. La biotite est présente à la fois sur les pourtours et en inclusion dans le grenat. Le grenat perd complètement sa forme et structure car digéré à la fois sur les pourtours et à l'intérieur par la biotite. La réaction métamorphique de remplacement est donc bien avancée.

Les grenats pœcilitiques en général subarrondis (planches 3.XV et 3.XVI) montrent des inclusions internes de biotite, quartz, feldspath K, sillimanite et opaque (planche 3.XVII). Ces phénomènes s'observent aussi pour les agrégats de grains équigranulaires (planche 3.XIII), orientés suivant la déformation, qui sont souvent associés aux quartz, feldspath, biotite et sillimanite, voire remplacés par ces deux dernières suivant des réactions progrades puis rétrogrades.

Sillimanite

Elle se présente sous forme de section basale ou en aiguille, libre ou en bordure de leucosome (planche 3.XVIII), ou au contraire associée à la biotite, au quartz et au grenat (planche 3.XIII). Si la déformation est intense, elle peut être boudinée avec la biotite ou suivre la foliation, mais va plutôt envelopper les porphyroblastes. La sillimanite demeure un cas particulier. Elle est trouvée (1) sous forme de fibres dans les grenats (planche 3.XVII), le grenat étant alors en inclusion dans la sillimanite; (2) en inclusion dans les grenats (planches 3.XV et 3.XVI), ou (3) sur ses pourtours l'enveloppant (planche 3.XV). Toutes ces situations possibles suggèrent en fait que la réaction métamorphique a été prograde et rétrograde impliquant la formation de fondu ou au contraire sa disparition par réaction avec le grenat résiduel.

La sillimanite se retrouve dans certains granites à grenat et biotite, ou dans les leucosomes issus des métasédiments. Cela suggère un lien génétique entre le métasédiment migmatisé, les leucosomes associés et le granite à grenat et biotite.

Orthopyroxène

Les orthopyroxènes sont en trace et trouvés essentiellement dans les semi-pélites, et présentent en général une forme subidioblastique de 0,5 à 3 mm. Ils sont en général fracturés et remplacés partiellement. Le point essentiel est qu'ils nous indiquent le degré de métamorphisme des métasédiments qui a été prograde jusqu'au faciès granulite supérieur.

Amphibole

L'amphibole est rare dans les pélites ou psammopélites mais est trouvée dans les métasédiments calciques (calco-silicate et calco-psammite) et en général associée aux plagioclases.

Opaque

Les opaques constituent au maximum 5% de la composition des métasédiments, quelques uns sont distinguables sur la planche 3.XV. Ils sont xénomorphes et présents dans les interstices ou en inclusion. Il faut noter leur association commune avec les minéraux mafiques, le grenat et la biotite. Les analyses en microsonde ont révélé la présence de l'ilménite (majoritaire), de la magnétite et de quelques rares rutilés.

Minéraux accessoires

Le zircon est une phase accessoire commune aux métasédiments, mais aussi aux granitoïdes et aux roches ignées. Il est de petite taille de 0,1 mm à 0,3 mm, libre ou associé aux pourtours ou aux concavités des grenats ou biotites.

Apatite

L'apatite est une phase relativement commune à tous les métasédiments, elle est trouvée en général libre ou sous forme de cristaux idiomorphes à subidiomorphes mais aussi associée à d'autres minéraux. Elle se distingue clairement par son relief et son aspect translucide.

Séricite, chlorite, épidote

Ces minéraux rétrogrades et secondaires proviennent d'une altération tardive et sont présents dans les fractures de quelques minéraux principalement dans les feldspaths porphyroblastiques.

Rutile

Cette phase est rare, quelques cristaux existent néanmoins, très petits et subidioblastiques.

3.1.4.3 Conclusion sur la pétrographie des métasédiments

Les réactions métamorphiques

La paragenèse de la roche pélitique est:

qtz + plag + fdK + gnt + sill + bio + opq + fondu (sous forme de leucosome)

Le feldspath apparaît à la fois dans le leucosome et dans les parties riches en grenat et biotite, avec notamment des inclusions de sillimanite et de biotite dans les grenats. Cela suggère que la dernière réaction de fusion dans les pélites soit la fusion partielle par déshydratation de la biotite, car la roche a déjà probablement été fusionnée (la muscovite a disparu):

bio + sill + qtz +/- plag = gnt + fd K +/- ilménite + fondu (réaction 3.1)

La biotite, qui remplace partiellement et localement le grenat et le feldspath K, constitue une évidence texturale, qui suggère que pendant le refroidissement, la réaction de fusion a été inversée. Par conséquent, les phases résiduelles ont réagi avec le fondu résiduel confiné sur les pourtours des grains.

Dans la semi-pélite, la paragenèse est:

qtz + bio + plag + opx + leucosome

Ce qui suggère que la réaction suivante génère le fondu:

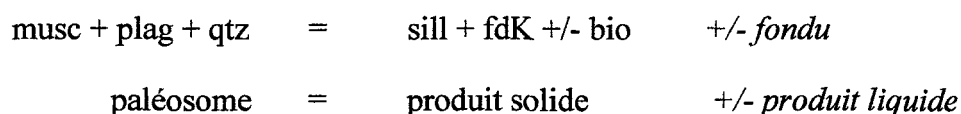
qtz + bio + plag = opx +/- ilm + *fondu* (réaction 3.2)

réactant = produit solide + *produit liquide*

mais étant donné que les orthopyroxènes sont peu communs, la réaction (3.2) n'était pas très avancée car la biotite, le quartz et le plagioclase sont très abondants. Cette réaction fait l'objet d'étude notamment par Vielzeuf et Montel (1994) et Patiño Douce et Beard (1995 et 1996). Leurs résultats appliqués au massif du Mont Hay suggèrent que la température du métamorphisme serait d'environ 830 à 875°C.

Conclusion sur les réactions métamorphiques

La prédominance de sillimanite et de feldspath K dans certaines pélites au dépend des plagioclases pourrait représenter le résidu après fusion partielle. Des évidences texturales indiquent que la dernière réaction de fusion dans les pélites a été la fusion déshydratée impliquant les minéraux suivant $\text{bio} + \text{sill} + \text{qtz}$. Les teneurs élevées en sillimanite et feldspath K indiquent qu'à des grades plus bas que ces roches ont dû contenir beaucoup de muscovite qui a réagi possiblement avec le quartz et le plagioclase pour donner du fondu selon la réaction (Patiño Douce et Harris 1998):



Les conditions métamorphiques estimées de la réaction suggérée à partir de l'assemblage minéral et des textures observées dans les métapélites et métapsammopélites sont montrées sur la grille pétrogénétique (figure 3.2) adaptée de Vielzeuf et Holloway (1988), c'est à dire un domaine de température de 830 à 875°C.

La déformation

En général, les caractéristiques essentielles des métasédiments sont préservées bien que la recristallisation soit parfois intensive. L'intensité de la déformation subie par les

métasédiments est fonction de la minéralogie de la roche. Les roches pélitiques sont en général déformées, la foliation est soulignée soit par la biotite, soit par la sillimanite boudinée et/ou soit par l'orientation des porphyroblastes. Les métasédiments riches en minéraux felsiques illustrent toutes les caractéristiques de la déformation notamment par l'orientation générale des minéraux, les extinctions roulantes de plagioclase, la polygonalisation et les figures en poisson. Les métasédiments observés ont en général subi la fusion partielle et présentent des leucosomes (produit de la fusion partielle) et des parties résiduelles.

3.1.5 Les quartzites

Le massif du Mont Hay comporte quelques niveaux à quartzite, associés aux métasédiments. Leur composition est de 95 % à 100% de quartz, avec des traces de biotite, de plagioclase, de grenat et d'opaque. La séricite peut se présenter sous forme d'altération tardive.

Les quartzites présentent les caractéristiques des blastomylonites, ainsi la planche 3.XIX montre des biotites en forme de poisson dans une matrice de quartz fortement recristallisée. Les bordures de quartz semblent emboîtées sans espaces intersticiés et irrégulières à cause de la migration de grains sur ses bordures après mylonitisation.

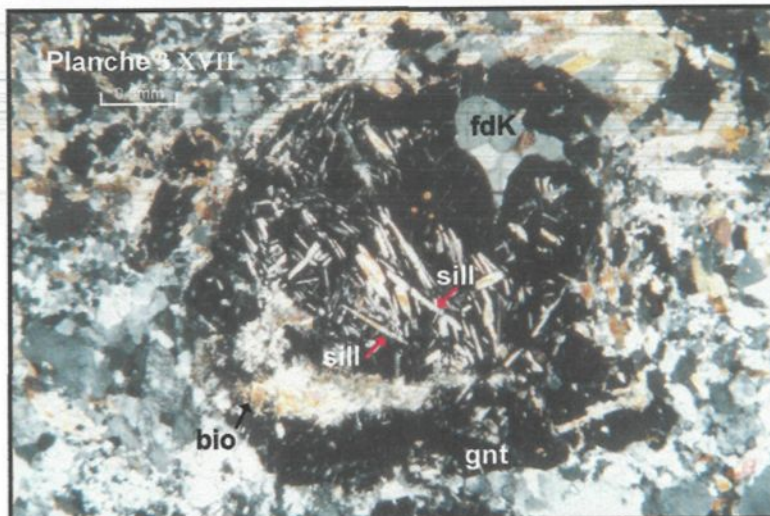
3.2 Les roches migmatitiques *in situ*

3.2.1 Migmatisation des granulites mafiques et intermédiaires

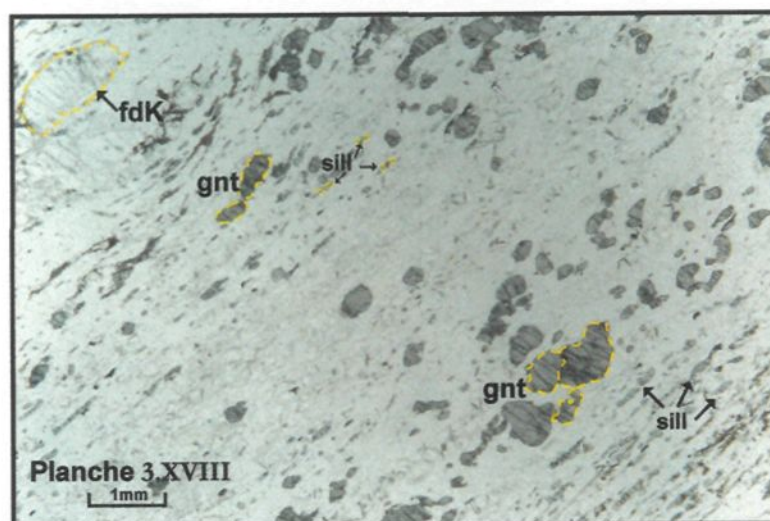
Deux arguments texturaux permettent de conclure à la fusion partielle des granulites mafiques et intermédiaires, d'une part l'occurrence de mélanosome (planches 2.VI, 3.V et 3.VI), et d'autre part la présence de leucosome tonalitique dans la granulite mafique (planche 3.IX), et de leucosome plus potassique et felsique dans les granulites intermédiaires et felsiques.

Grille pétrogénétique montrant le domaine de pression et de température lors du métamorphisme du massif du Mont Hay, modifié de Vielzeuf et Holloway (1988)

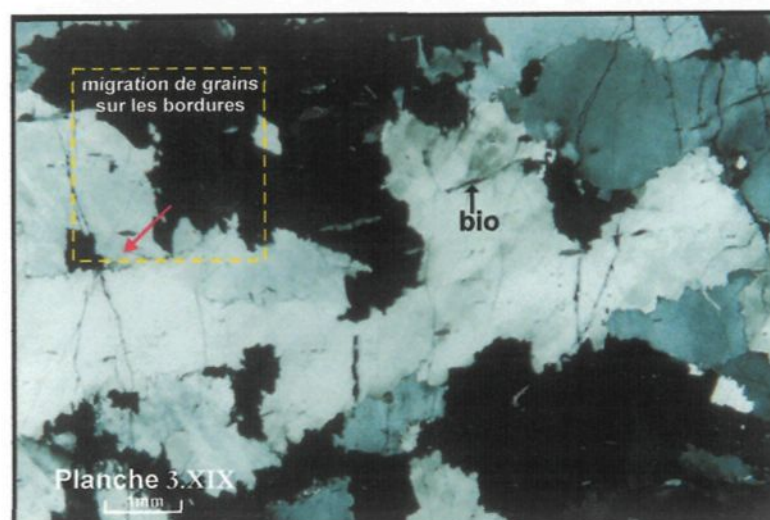


**Planche 3.XVII:**

Photomicrographie de grenat dans un métasédiment en lumière polarisée. Le grenat au centre de la photo est poecilitique. Il montre des inclusions de quartz et feldspath, de biotite qui le remplacent. Le grenat est lui-même en inclusion dans les sillimanites représentées par les baguettes. Ce grenat constitue un exemple typique où siègent des réactions métamorphiques de remplacement. L'absence de muscovite suggère que la réaction l'impliquant s'est terminée avant la disparition totale de la biotite.

**Planche 3.XVIII:**

Photomicrographie de leucosome dans un métasédiment semi-pélitique à psammopélitique en lumière naturelle. La texture est hétérogène et les minéraux sont orientés selon la foliation. Les grenats suivent la bordure interne du leucosome qui présente des minéraux felsiques plus grossiers par rapport à la matrice (en haut à gauche). La sillimanite se répartit également sur les bordures externes du leucosome.

**Planche 3.XIX:**

Photomicrographie d'une quartzite en lumière polarisée. La quartzite est comparable à une blastomylonite. Les biotites en forme de poisson se trouvent dans une matrice fortement recristallisée. Les bordures de quartz semblent emboîtées sans espaces intersticiés et irrégulières à cause de la migration de grains sur les bordures après mylonitisation. Il faut néanmoins préciser que la roche a été redéformée après un épisode de croissance de grain, si on en juge par l'extinction roulante et les bordures de grain lobées.

Comme ces aspects ont déjà été décrits, ce paragraphe ne fait que spécifier l'appartenance des granulites au groupe des roches migmatitiques.

3.2.2 Migmatisation des métasédiments

Les observations pétrographiques montrent des évidences de migmatisation des métasédiments. L'intérêt va être porté maintenant sur les veines granitiques dans les roches.

Trois sortes différentes de veine se distinguent :

- (1) les leucosomes granitiques sous forme de fines veines millimétriques à centimétriques dans les métasédiments et marquant le début de la fusion partielle comme décrit dans le paragraphe sur les métasédiments et illustrés par la planche 3.XVIII;
- (2) les leucogranites à grenat et biotite et
- (3) les leucogranites à grenat.

Ces leucogranites (3) sont le résultat d'une fusion plus avancée et/ou plus évoluée par rapport aux leucosomes granitiques et sont plus abondants. Ils se présentent en général sous forme de veines centimétriques à métriques pour les leucogranites à grenat et biotite pour constituer des dykes plurimétriques migrant au travers du massif avec les granites à grenat.

Il s'avère intéressant de comparer les leucosomes métasédimentaires à ces différents leucogranites, car leur composition et texture similaires suggèrent un possible lien génétique. Les granites à grenat demandent à être plus détaillés car ils se présentent sous forme de dyke dans le massif du Mont Hay et participent possiblement à des mélanges comagmatiques lors de leur transfert.

3.2.2.1 Évolution du leucosome granitique au leucogranite à biotite

Points communs

L'assemblage typique des leucosomes granitiques qui peuvent représenter de 15 à 40% de la roche est le suivant:

qtz + fdK + plag + gnt + bio +/- sill +/- zr +/- opq +/- apt

En ce qui concerne le granite à grenat et biotite, l'assemblage typique est semblable au précédant avec seulement des variations de pourcentage des minéraux dominants:

qtz + fdK + gnt + bio + plag +/- sill +/- zr +/- apt +/- opq

Les teneurs pour les leucosomes granitiques ainsi que pour les leucogranites à grenat et biotite fluctuent entre 55 à 70 % pour l'ensemble quartz et feldspath K et de 10 à 25% pour le plagioclase. Les planches 3.XVIII, 3.XX et 3.XXI illustrent les points communs entre les leucosomes granitiques et les leucogranites à grenat et biotite:

- la granulométrie est en général hétérogène et montre des porphyroblastes de feldspath K et des domaines elliptiques polygonaux,
- la foliation est soulignée par la biotite et la sillimanite,
- les porphyroblastes baignent dans une matrice à grain fin et moyen qui les enveloppent selon la foliation.

Différences

Le contact entre les leucosomes millimétriques à centimétriques des métasédiments est net par la différence de minéralogie et de texture (planche 3.XVIII) et suit la déformation. Contrairement, le leucogranite montre sur le terrain un contact plus subtil et progressif, et, en lame mince les caractéristiques à la fois des leucosomes granitiques et des métasédiments. En effet, le granite à biotite et à grenat montre:

(1) les caractéristiques du métasédiment tels que de fins liseraiis à biotite et grenat, et la présence de sillimanite qui forme parfois des micro-schlierens (planches 3.XIX et 3.XX).

(2) les mêmes texture et composition que celles du leucosome, avec une orientation des minéraux selon la foliation et la déformation (planche 3.XVIII).

Deux possibilités s'offrent à nous pour expliquer ces transformations :

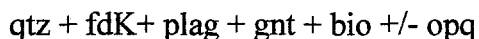
- (a) le granite leucocrate est intrusif dans le métasédiment et contaminé,
- (b) le métasédiment fusionne et produit du fondu granitique leucocrate évolué qui est ségrégé (comme les leucosomes granitiques), concentré dans des veines puis transféré et éventuellement fractionné et contaminé par le résiduum.

La première hypothèse n'explique pas vraiment le métasédiment de nature restitique trouvé sur le terrain ou alors, l'alternative serait de considérer une intrusion de granite leucocrate avec mélange de matériel fusionné comme suggéré par Dippel (1996), mais les observations de terrain n'ont pas montré d'évidence dans ce sens.

Dans tous les cas, les lames minces illustrent clairement un lien génétique entre ces roches et favorisent donc la seconde hypothèse. En effet, le magma pourrait être dérivé des métasédiments et variablement contaminé par le résiduum.

3.2.2.2 Les granites à grenat

Ces granites ont un aspect plus évolué par rapport aux granites à grenat et biotite décrits précédemment. Ils comportent des grenats pœcilitiques subarrondis (planche 3.XXII) dans une matrice très déformée (porphyroclastes), mais peu de biotite ou de sillimanite et sont donc très leucocrates. La paragénèse typique est:

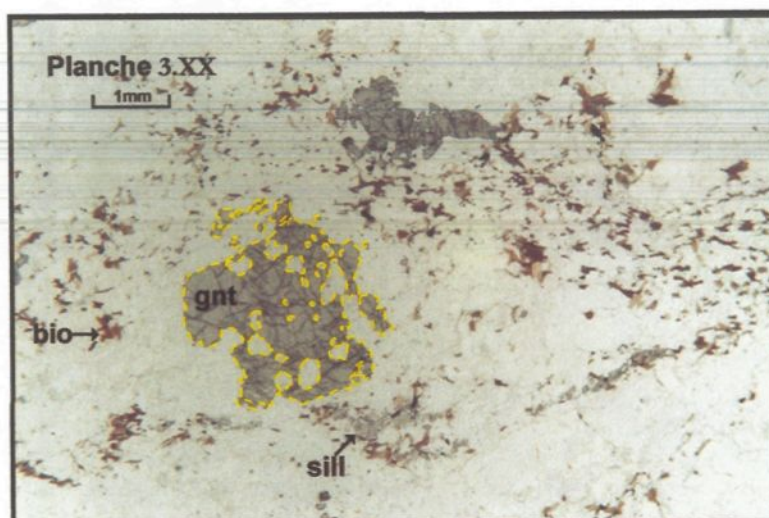


Le quartz entre pour 40% de la composition, les feldspaths K pour 35-40%, les plagioclases pour 15-20 % et le grenat pour moins de 5%, la biotite et la sillimanite représentent moins de 1%. Les phases d'altération tardive sont la séricite, la chlorite et la prehnite qui ne dépassent pas les 1 %. Les phases accessoires sont le zircon, le rutile, l'apatite. Les opaques sont composés d'ilménite et de magnétite.

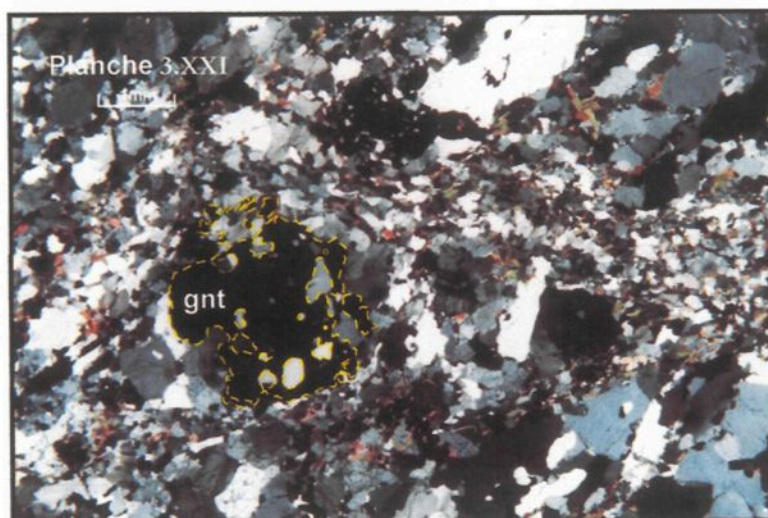
La texture est hétérogène. Les porphyroblastes sont en général le quartz, le feldspath K, le plagioclase et peuvent atteindre 6 à 8 mm; ce qui suggère que les roches étaient originellement à grain grossier, en effet les grenats mesurent parfois 3 mm. Les quartz se présentent sous forme de plaquette ou sont polygonalisés, les domaines elliptiques de plagioclase et de quartz sont communs. La sillimanite est trouvée en trace associée à la biotite, qui souligne la foliation.

En général, les granites à grenat ont un aspect mylonitique et sont trouvés associés à des intrusions sous forme de dyke de quelques mètres, ou associés aux charnockites syndéformationnelles. Le problème reste leur genèse. En effet, deux explications sont possibles:

- (1) le granite est dérivé des charnockites et contaminé par les métasédiments (Dippel 1996)
- (2) le granite est évolué et provient de la fusion partielle des sédiments, il est communément associé aux charnockites, probablement mélangé lors du transfert dans le massif pour donner des hybrides dynamiques syndéformationnels éventuellement contaminés par la granulite mafique.

**Planche 3.XX:**

Photomicrographie d'un granite à grenat, biotite et sillimanite en lumière naturelle. La granulométrie est hétérogène, le grenat est en effet porphyroblastique et pœcilitique, la biotite se présente sous forme de fines baguettes. La foliation est soulignée par la biotite et la sillimanite. La sillimanite, la biotite et le grenat montrent le même aspect que pour le métasédiment.

**Planche 3.XXI:**

Photomicrographie d'un granite à grenat, biotite et sillimanite en lumière polarisée (planche XX). Les grenats baignent dans une matrice hétérogène quartzo-feldspathique à biotite et sillimanite, tout comme le leucosome (planche 3.XVIII). La foliation marquée par les minéraux les plus fins enveloppe les grenats et marque la déformation.

**Planche 3.XXII:**

Photomicrographie d'un granite à grenat en lumière polarisée. Ce granite montre une texture hétérogène avec des grenats pœcilitiques subarrondis par une forte déformation baignant dans une matrice quartzo-feldspathique finement à moyennement grenue et déformée (voire recristallisée). La biotite se fait rare.

3.3 Les roches felsiques et intermédiaires ignées

Dans le chapitre 2, quatre types principaux de roches felsiques ignées ont été observés et décrits. Ce sont les leucogranites à grenat, les charnockites, les roches mélangées et les pegmatites. Les charnockites et les roches mélangées vont être développées dans ce paragraphe, tandis que les pegmatites ne seront pas traitées car d'une part trop tardives pour l'étude qui nous intéresse et d'autre part peu nombreuses (1% maximum).

3.3.1 Les charnockites

3.3.1.1 Complexité de la charnockite

Il est important de rappeler, d'après les descriptions de terrain, qu'il existe deux types de charnockites: prédéformationnelle (1880 Ma) et syndéformationnelle (1770 Ma). Selon la nature du contact avec la roche hôte sur le terrain, ces deux types de charnockite se distinguent.

Charnockite prédéformationnelle

Si le contact est diffus (planche 2.XIII), il signifie un mélange comagmatique prédéformationnel entre une granulite mafique à son stade de magma mafique avec la charnockite prédéformationnelle également à son stade magmatique. Lors du mélange, la charnockite passe progressivement d'un niveau felsique à intermédiaire voire mafique. Ce phénomène comagmatique prédéformationnel est à l'origine des hybrides statiques prédéformationnels. Cet ensemble de roche subit les différentes déformations D1a, D1b, D1c, D1c mais ne montre pas d'évidence texturale relative à un âge syndéformationnel.

Charnockite syndéformationnelle

Si le contact est franc et net (planche 2.XIV), il suggère une charnockite syntectonique intrusive. Cette charnockite syndéformationnelle migre dans le massif du Mont Hay et peut

se fractionner ou se mélanger avec d'autre magma felsique en présence pour donner les hybrides syndéformationnels.

Dans ce paragraphe, la description va porter sur une charnockite typique et ses variantes (enderbite et granite à orthopyroxène) pour ensuite s'intéresser aux roches mélangées dont la charnockite est à l'origine, c'est à dire chronologiquement l'hybride prédéformationnel et l'hybride syndéformationnel.

Les observations en lame mince basées sur la présence d'hyperstène et de sa variation en pourcentage révèlent quatre types de roche de la famille des charnockites:

- (1) les charnockites typiques avec 5-15 % d'hyperstène,
- (2) les enderbites, charnockites riches en plagioclase,
- (3) les granites à orthopyroxène, présentent les mêmes caractéristiques que les charnockites cependant le pourcentage d'orthopyroxène est inférieur à 5 %, d'où le nom de granite à orthopyroxène,
- (4) et enfin, les hybrides pré et syndéformationnels avec plus de 15% d'orthopyroxène et de composition intermédiaire.

3.3.1.2 Charnockite typique

La charnockite est constituée essentiellement de:

qtz + plag + fdK + gnt + opx ± bio ± hb ± apt ± zr ± opq

La biotite peut apparaître comme une phase d'altération du grenat voire de l'orthopyroxène. Le grenat est en général présent, mais en quantité moindre, inférieure à 5%. La hornblende provient parfois mais rarement de l'ouralitisation des orthopyroxènes. Le zircon et l'apatite sont rarement trouvés. Les pourcentages entre le quartz, le feldspath K et le

plagioclase sont très variables, et varient de 30 à 40 % pour le quartz, de 30 à 40 % pour le feldspath K, environ 30% pour le plagioclase, et de 5 à 15% pour l'hyperstène. Des phases d'altération tardive comme la chlorite, l'épidote et la séricite se développent dans les fractures des minéraux et représentent moins de 1%.

3.3.1.3 Pétrographie

En général, la charnockite présente une texture déformée et irrégulière. La texture est illustrée par les planches 3.XXIII et 3.XXIV, elle comporte des minéraux porphyroblastiques (feldspath K) et porphyroclastiques (domaines elliptiques et polygonaux de quartz et feldspath de 6 à 8 mm). La recristallisation est omniprésente et enveloppe les porphyroblastes marquant également la foliation.

Quartz et plagioclase

Le quartz est déformé, son extinction est roulante. Il est trouvé sous forme de plaquette formant des poissons ou associés aux plagioclases pour constituer des domaines elliptiques polygonaux. Sa taille varie de 8 mm à 0,5 mm dans les domaines et est de 0,2 mm quand il est recristallisé.

Le plagioclase montre des signes de déformation par son extinction roulante et ses macles tordues, il apparaît également sous forme de myrmékite. Il est en général associé aux quartz pour former des porphyroclastes. Son pourcentage diminue au profit des feldspaths K.

Feldspath K

En général, il est porphyroblastique et constitue un élément essentiel pour la

discrimination des charnockites. Son orientation suit la foliation, résultat de la déformation générale. Sa caractéristique est la mâcle de Carlsbad des orthoses (planche 3.XXIII), mais on trouve aussi des microclines (planche XXIV). Les exsolutions perthitiques sont communes.

Grenat

Les grenats se présentent sous deux formes (1) pœcilitiques et, (2) en agrégat:

(1) les grenats pœcilitiques montrent des inclusions de biotite et de quartz. Il arrive que le grenat soit partiellement remplacé par la biotite,

(2) les agrégats sont constitués de grains équigranulaires qui pourraient être le type (1) déformé (planche 3.XXIV) avec des inclusions de biotite et de quartz. La taille de l'agrégat peut atteindre 8 mm, étiré selon la foliation. Dans la matrice, les grenats en agrégat associés aux autres minéraux enveloppent les porphyroblastes.

Les grenats sont en général peu nombreux, mais relativement communs aux charnockites.

Orthopyroxène

Il peut arriver que l'orthopyroxène soit idioblastique avec une taille de 4 mm, mais en général, les orthopyroxènes sont petits soit environ 0,5 mm (planches 3.XXIII et 3.XXIV) et se noient dans la matrice où baignent les porphyroblastes et porphyroclastes. Il est à noter que les gros minéraux présentent des fissures et sont craquelés. Certains phénomènes de rétro-métamorphisme lui sont associés comme le remplacement de l'orthopyroxène par la biotite ou même l'ouralitisation peu commune mais présente. Les orthopyroxènes suivent en général la foliation principale et enveloppent les porphyroblastes et porphyroclastes.

Hornblende

La hornblende n'est pas essentielle dans la charnockite. Elle apparaît peu communément comme produit d'ouraltisation ou associée aux autres minéraux mafiques de la matrice. Sa taille n'excède pas 0,5 mm, sa forme est subangulaire. Elle pourrait également être le résultat de la contamination par les granulites mafiques.

Biotite

La biotite apparaît sous plusieurs formes:

- (1) comme produit de remplacement du grenat (planche 3.XXIV) ou de l'orthopyroxène,
- (2) dans les agrégats de ferro-magnésiens, où elle peut être abondante et orientée parallèlement à la foliation,
- (3) en inclusion dans les grenats,
- (4) comme produit d'altération tardive associée à la séricite et la chlorite.

La biotite se présente en général sous forme de latte millimétrique.

Opaques

Ils ponctuent la charnockite avec leurs formes irrégulières. Ce sont en général l'ilménite et rarement la magnétite, la teneur en ces minéraux n'excède pas 4 %.

Zircon et apatite

Ils constituent des phases accessoires. Les zircons ont des tailles inférieures à 0,5 mm et sont subidioblastiques, en général libres. L'apatite est peu commune et également libre.

3.3.2 Les enderbites

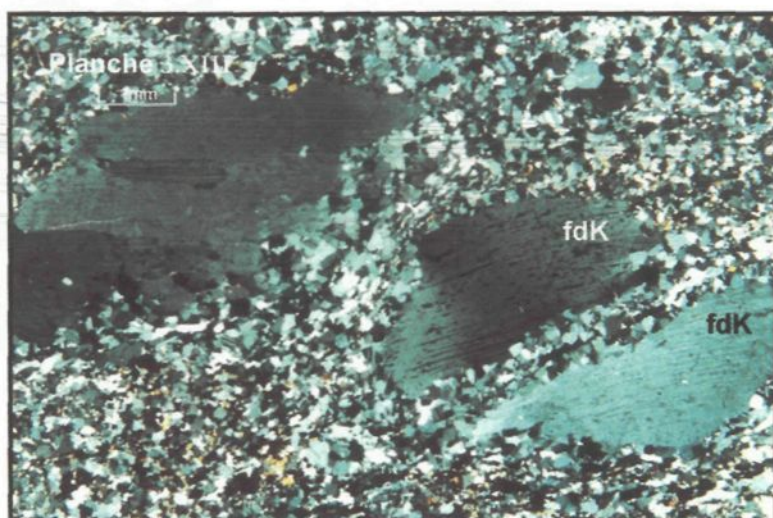
La différence majeure des enderbites avec les charnockites est la composition. Les plagioclases sont plus abondants au dépend des feldspaths K. Les observations texturales sont identiques. Les enderbites constituent donc une variation locale de la composition du magma charnockitique.

3.3.3 Les granites à orthopyroxène et à grenat

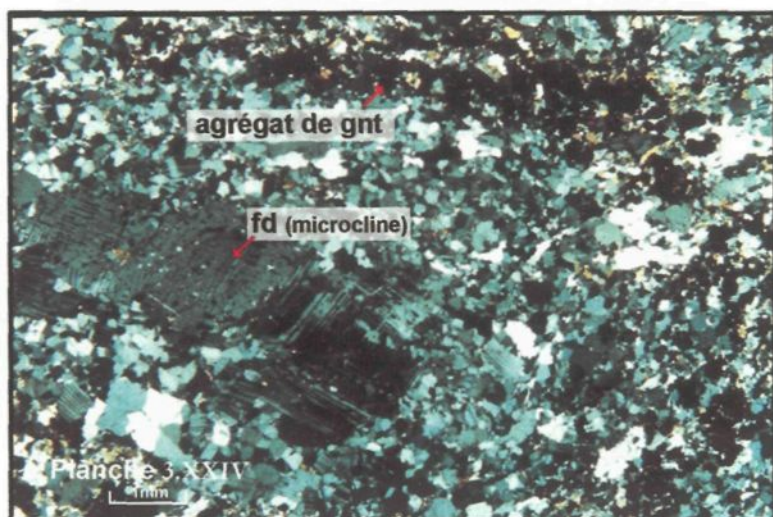
Cette différenciation par rapport à la charnockite typique est uniquement due à la teneur en orthopyroxène qui est inférieure à 5%; or selon la définition de la charnockite, celle-ci comprend plus de 5% d'hyperstène. La similarité des textures et paragénèses est évidente entre la charnockite (planches 3.XXIII et 3.XXIV) et le granite à orthopyroxène (planche 3.XXV). Les pourcentages varient globalement entre 30 à 40% pour le quartz, 25 à 40% pour le feldspath K, 35 à 50 % pour le plagioclase. Il faut noter la grande variabilité de composition, et en général les teneurs en plagioclase diminuent tandis que celles en feldspath K augmentent.

Les granites mésocratiques contiennent en général plus de minéraux mafiques soit la biotite et l'orthopyroxène, que les granites leucocrates.

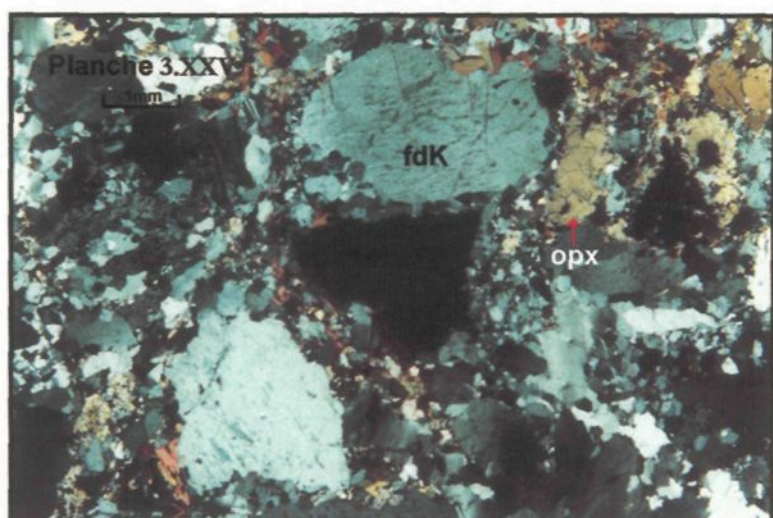
Cette catégorie de granite présente sur le terrain les mêmes aspects que la charnockite soit sous forme de dyke, soit sous forme de niveaux discontinus. Un dyke a été échantillonné (échantillons MH 2-16.1 et 3-16 ou respectivement M28 et M29) en bordure et au milieu, et montre un phénomène très intéressant: au fur et à mesure que l'on s'approche du milieu du dyke, la composition devient de plus en plus charnockitique. Ainsi les quantités de quartz et de feldspath K diminuent de la bordure vers le centre. Les quantités de plagioclase ainsi que d'orthopyroxène augmentent des bordures vers le centre. Ce dyke sera également étudié dans le chapitre géochimie (chapitre 6).

**Planche 3.XXIII:**

Photomicrographie d'une charnockite typique en lumière polarisée. La texture est déformée et hétérogène. Les feldspaths K (mâclé Carlsbad) sont porphyroblastiques et suivent la déformation générale, ils baignent dans une matrice à grain fin où l'on trouve des orthopyroxènes. La recrystallisation est omniprésente et enveloppe les porphyroblastes marquant également la foliation.

**Planche 3.XXIV:**

Photomicrographie d'une charnockite typique en lumière polarisée. La texture est déformée et hétérogène. Les feldspaths se présentent sous forme d'agrégats de microcline et de feldspath perthitique. Les grenats forment des agrégats de petits minéraux, orientés selon la déformation. Les orthopyroxènes constituant la matrice se présentent sous forme de grain fin.

**Planche 3.XXV:**

Photomicrographie d'un granite à orthopyroxène en lumière polarisée. La texture est hétérogène et présente des caractéristiques semblables aux charnockites: porphyroblastes dans une matrice fine à moyenne. Les quartz enregistrent la déformation par leur extinction roulante. Les orthopyroxènes dans ce cas sont bien développés voire subidiomorphes.

Cela montre concrètement le lien génétique entre le granite à orthopyroxène et la charnockite.

Le granite à orthopyroxène est en fait une charnockite plus évoluée ou fractionnée, similaire en texture mais différent en composition.

3.3.4 Les roches mélangées: les hybrides pré et syndéformationnels

3.3.4.1 Hybride prédéformationnel (c. 1880 Ma)

Sur le terrain, l'hybride statique résulte du mélange entre un magma felsique et un magma mafique qui actuellement métamorphisés au faciès granulitique donnent la suite: charnockite, granulite mafique et hybride. Il se présente sous plusieurs formes: (1) niveaux composant les unités macrorhythmiques et, (2) niveaux centimétriques discontinus ou boudinés dans la granulite (paragraphe 2.4.3). Ces caractéristiques sont retrouvées en lame mince.

L'assemblage le plus commun est le suivant:

qtz + fdK + plag + opx +/- bio +/- cpx +/- hb +/- opq

La minéralogie typique est 35% de quartz, de 15 à 30% de feldspath K, de 30 à 45% de plagioclase et plus de 15% d'hyperstène. La définition pétrographique d'un hybride serait la suivante : porphyroblastes de feldspath K centimétriques (planche 3.XXVI), ou mégacristsaux de quartz et quartz- plagioclase (planche 3.XXVII), le tout déformé dans une matrice mafique ou intermédiaire avec une texture et minéralogie caractéristiques des granulites mafiques et intermédiaires. La texture est donc hétérogène et illustre la discontinuité entre les zones felsiques et les zones mafiques.

3.3.4.2 Hybride syndéformationnel

Sur le terrain, l'hybride dynamique est associé avec soit des réseaux parallèles de veine de charnockite, soit avec des dykes de charnockite et leucogranite (figure 2.4). Dans tous les cas, contrairement aux hybrides statiques, le contact avec la roche hôte est net (planche 3.XXVIII) car intrusif.

L'assemblage typique est semblable à la charnockite avec beaucoup d'orthopyroxène et parfois un enrichissement en grenat (pouvant provenir des leucogranites) :

qtz + plag + fdK + gnt + opx +/- bio +/- hb +/- cpx +/- opq

Les textures hétérogènes et l'enrichissement en minéraux mafiques relient les hybrides aux charnockites, tandis que la présence de micro-schlierens de biotite et de grenat les apparente davantage aux leucogranites. Ils peuvent donc résulter:

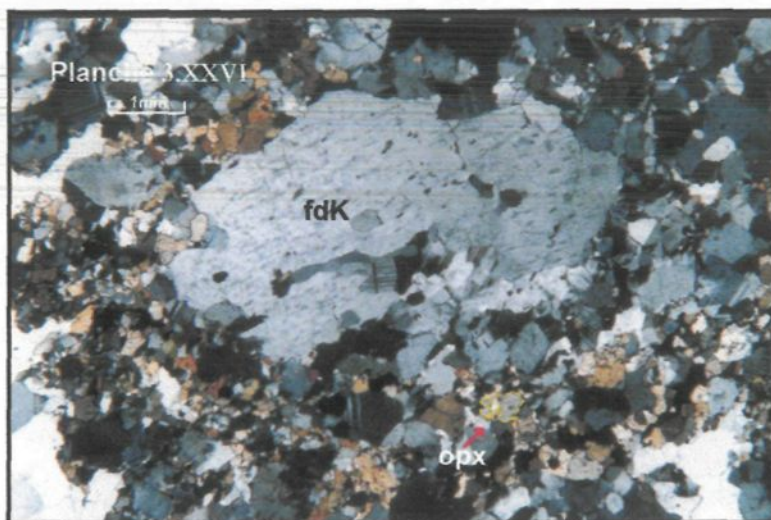
- (1) de mélanges de magmas felsiques circulant par des conduits identiques comme les charnockites et les leucogranites,
- (2) de la contamination et de fractionnement de la charnockite,
- (3) de la fractionnement du mélange précédent (1).

Cet hybride présente en général les caractéristiques des leucogranites et des charnockites, et est éventuellement contaminé par les minéraux mafiques de la roche hôte. Il fait partie de zone transitionnelle de transfert de magma.

3.4 Conclusion

En résumé, les roches du massif du Mont Hay peuvent être divisées en différents groupes :

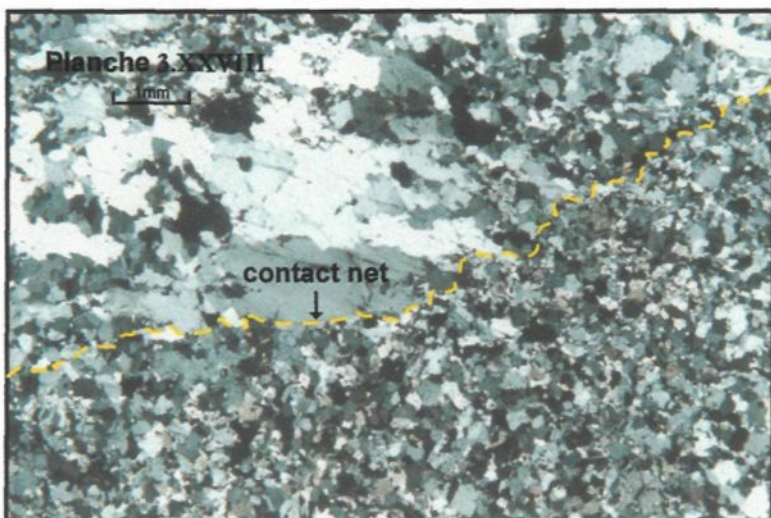
- (1) les roches métamorphisées comprenant les granulites mafiques, intermédiaires,

**Planche 3.XXVI:**

Photomicrographie d'un hybride statique prédéformationnel en lumière polarisée. Les porphyroblastes de feldspath, dans ce cas perthite, baignent dans une matrice à grains moyens caractéristique d'une granulite intermédiaire.

**Planche 3.XXVII:**

Photomicrographie d'un hybride statique prédéformationnel en lumière polarisée. Le domaine quartzo-feldspathique recrystallisé se trouve dans une matrice de type granulite intermédiaire montrant une granulométrie hétérogène. Les minéraux mafiques enveloppent le domaine qui semble orienté selon la déformation.

**Planche 3.XXVIII:**

Photomicrographie d'un hybride dynamique en lumière polarisée. Le contact entre la partie felsique c'est à dire l'hybride dynamique, et la partie mafique, c'est à dire la granulite mafique est net. Il suggère un transfert local de magma felsique dans la roche mafique. La différence est également accentuée par la texture respectivement grossière pour l'hybride et finement grenue pour la granulite.

les métasédiments, les anorthosite et les tonalites;

- (2) les roches migmatisées comprenant les granulites mafiques et intermédiaires à veine leucosomique et les métasédiments migmatisés qui sont à l'origine (1) des leucosomes granitiques, (2) des granites à grenat et biotite et (3) des granites à grenat,
- (3) les roches felsiques ignées comprenant les charnockites: d'une part, les roches de la famille des charnockites typiques avec ses variantes comme l'enderbite et le granite à orthopyroxène et d'autre part les deux types de charnockites avec les roches mélangées respectivement associées.

La déformation est enregistrée dans toutes les roches de manière variable suivant leur compétence. En général, les minéraux sont orientés selon la déformation. Les porphyroblastes et porphyroclastes (domaines elliptiques polygonaux) enregistrent également la déformation, et montrent que ces minéraux sont plus compétents que la matrice.

Les observations sur les possibles liens génétiques entre les roches demandent à être investiguées géochimiquement et ont l'objet d'un chapitre particulier (chapitre 6).

CHAPITRE 4

Métamorphisme

4.1 Introduction

Sur les 147 lames minces décrites, 11 ont été choisies comme caractéristiques de chaque unité lithologique pour analyser les différentes phases à la microsonde électronique. Comme les analyses sont ponctuelles, il est possible de caractériser chimiquement chacune des phases analysées. Ces analyses vont permettre:

- (1) d'analyser la composition de chaque minéral,
- (2) de construire des diagrammes AFM et d'évaluer les équilibres dans chaque roche,
- (3) d'étudier les paragenèses et aussi les réactions métamorphiques associées,
- (4) d'évaluer la géothermobarométrie dans le chapitre suivant (Chapitre 5).

4.1.1 Méthodologie

4.1.1.1 Acquisition des données

Les analyses de minéraux ont été faites avec la microsonde de l'université Mc Gill (Montréal).

- (1) La microsonde utilisée est un appareil JEOL 8900L équipé d'un analyseur à énergie dispersive (EDS) et de cinq spectromètres Johanson à dispersion de longueur d'onde

(WDS). Ces spectromètres sont équipés de 2 à 4 cristaux LDE1, LDE2, TAP, PET, PETHS, LIF, LIFHS. En ce qui concerne les échantillons du massif du Mont Hay, les feldspaths, les pyroxènes, les grenats, les amphiboles, les oxydes, les sillimanites et les zircons ont été analysés par WDS avec des conditions d'opération de 15 kV. Quatre à cinq itérations ont été appliquées à chaque minéral pour augmenter la précision. Tous les éléments ont été analysés avec en général un temps de comptage de 20 secondes. La limite de détection varie autour de 2,5 % pour l'ensemble des minéraux.

Les résultats des 615 analyses effectuées dans le cadre de cette étude ont été reportés à l'annexe C. Des standards ont été analysés systématiquement tout au long des séances d'analyse afin de vérifier l'étalonnage.

4.1.1.2 Méthode de calcul

Les résultats obtenus par la microsonde sont des pourcentages en poids d'oxyde (annexe C). Après une première sélection basée sur les limites de détection et quelques corrections, il est nécessaire de calculer le nombre d'ion pour chaque minéral pour déterminer les fractions ioniques (annexe C), et la composition intime du minéral. La méthode utilisée est celle décrite par Deer, Howie et Zussman (1966): calcul de la formule chimique à partir des analyses minérales.

4.1.2 Description des roches analysées

Toutes les catégories principales de roches ont été analysées. Une emphase a été portée sur l'analyse des minéraux mafiques pour les roches mafiques, et parallèlement sur les minéraux felsiques pour les roches à caractère intermédiaire et felsique. Ainsi les minéraux

felsiques analysés sont le plagioclase, le feldspath K; les minéraux ferromagnésiens analysés sont l'amphibole, la biotite, l'orthopyroxène, le clinopyroxène et le grenat; la sillimanite comme minéral alumineux et enfin quelques oxydes et zircons. Les roches analysées avec les nombres de minéraux correspondants sont listées dans le tableau 4.1.

Tableau 4.1: Nombre et type de minéraux analysés par roche														
Echan- tillon	Nom Annexe C	Type de roche	Minéraux											
			plag	fdK	gnt	bio	amph	opx	cpx	sill	mag	il m	rutile	zr
MH 1-13-7	M7	granulite mafique	27			4	7	27	32			14		
MH 3-16-1	M29	granulite à opx et bio	32	14								18		
D6	64	granulite intermédiaire	22		1	23	10	8						
MH 1-18-1	75	charnockite	40	1										
MH 4-20-1	M17	granulite intermédiaire	9	1		15		18			7	5	1	
TH3-4	M42	métasédiment		6	17	12				4				
MH 1-30-3	77	hybride	13	4	37						1	22	1	
MH 1-9-1	M13	métasédiment migmatisé	11	3	15	8					6			
MH 2-19-1	M33	granite à opx et gnt	7	5	10	9					8	4		
MH 2-T1-1	M45	granite à sill et bio	9	4	30	3								1
MH 1-18-3	75	charnockite									12	17		

4.2 Les minéraux métamorphiques

4.2.1 Les feldspaths

4.2.1.1 Méthode de calcul

Les analyses de feldspath se trouvent dans l'annexe C1. Dans le but de comparer l'évolution des feldspaths, il s'avère intéressant d'étudier leur fraction ionique et de les reporter sur des diagrammes triangulaires.

Ces fractions sont calculées de la manière suivante:

X: fraction ionique, an: anorthite, ab: albite, or: orthose

$X_{an} = Ca / (Ca+Na+K)$, $X_{ab} = Na / (Ca+Na+K)$ et $X_{or} = K / (Ca+Na+K)$

4.2.1.2 Résultat d'analyse du plagioclase

Deux types de plagioclase se distinguent:

- (1) les andésines An_{30} et An_{50} trouvées dans les suites charnockitiques, les métasédiments et les granites (figures 4.1a et 4.1b), de manière générale dans les roches felsiques à intermédiaires,
- (2) les labradorites de An_{50} à An_{70} trouvées dans les granulites mafiques et quelques charnockites. Tous les plagioclases contiennent un faible composant d'orthoclase $X_{or} < 0,02$ et, dans certains cas, ils forment des exsolutions antiperthitiques.

4.2.1.3 Résultat d'analyse du feldspath K

Les types microcline et orthose ont été identifiés au microscope (chapitre 3) en rayon défocussé, mais dans la plupart des cas, le feldspath est perthitique. Les feldspaths sont en général millimétriques. Le groupe est relativement homogène (figures 4.1a et 4.1b) quel que

Figure 4.1(a)

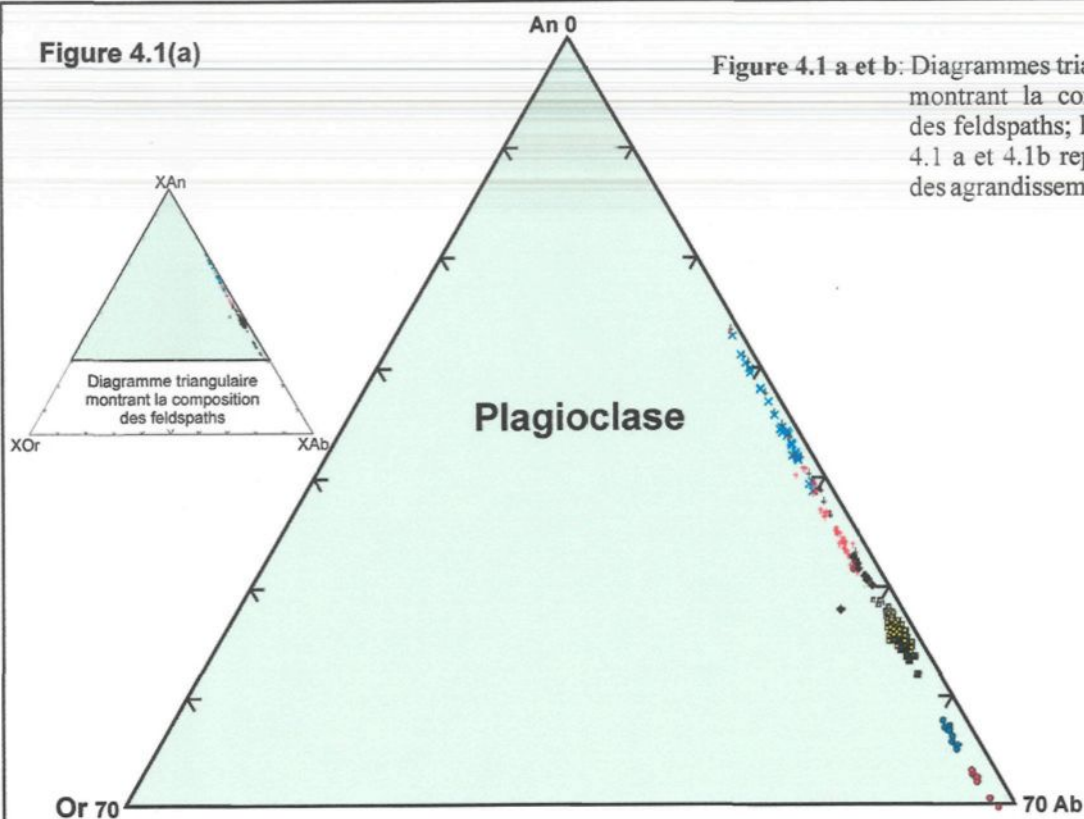
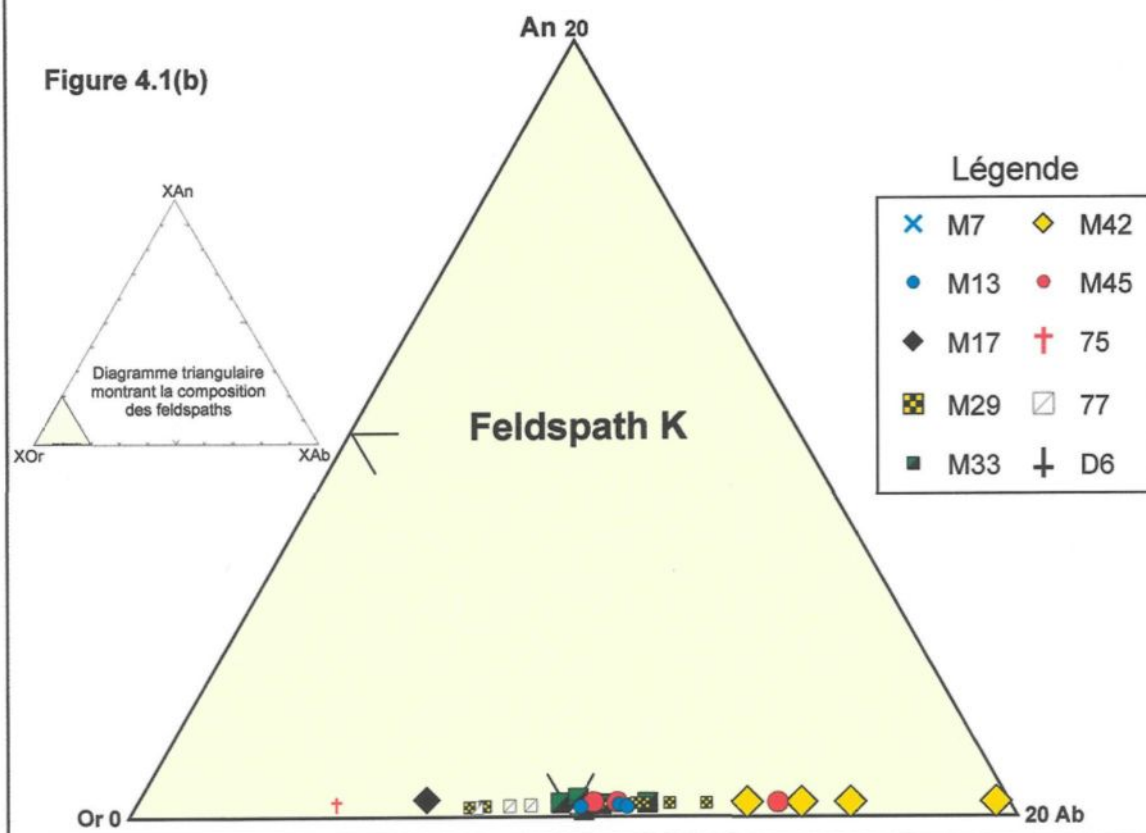


Figure 4.1 a et b: Diagrammes triangulaires montrant la composition des feldspaths; les figures 4.1 a et 4.1b représentent des agrandissements.

Figure 4.1(b)



soit le type de roche, néanmoins le métasédiment (TH3-4 =M42) montre un léger enrichissement en albite. Les domaines de variation sont les suivants:

$$X_{an} < 0,005, X_{ab} = 0,04 \text{ à } 0,19 \text{ et } X_{or} = 0,8 \text{ à } 0,95$$

Le domaine de variation de X_{or} indique le degré variable d'exsolution de plagioclase lors du refroidissement, en effet certains feldspaths K enregistrent des compositions avec albite ($X_{ab} = 0,19$), probablement proches de celles atteintes lors de pic de température, et pendant lequel les feldspaths riches en X_{or} participent au processus d'exsolution de l'albite (ce sont les perthites).

4.2.2 La biotite

4.2.2.1 Méthode de calcul

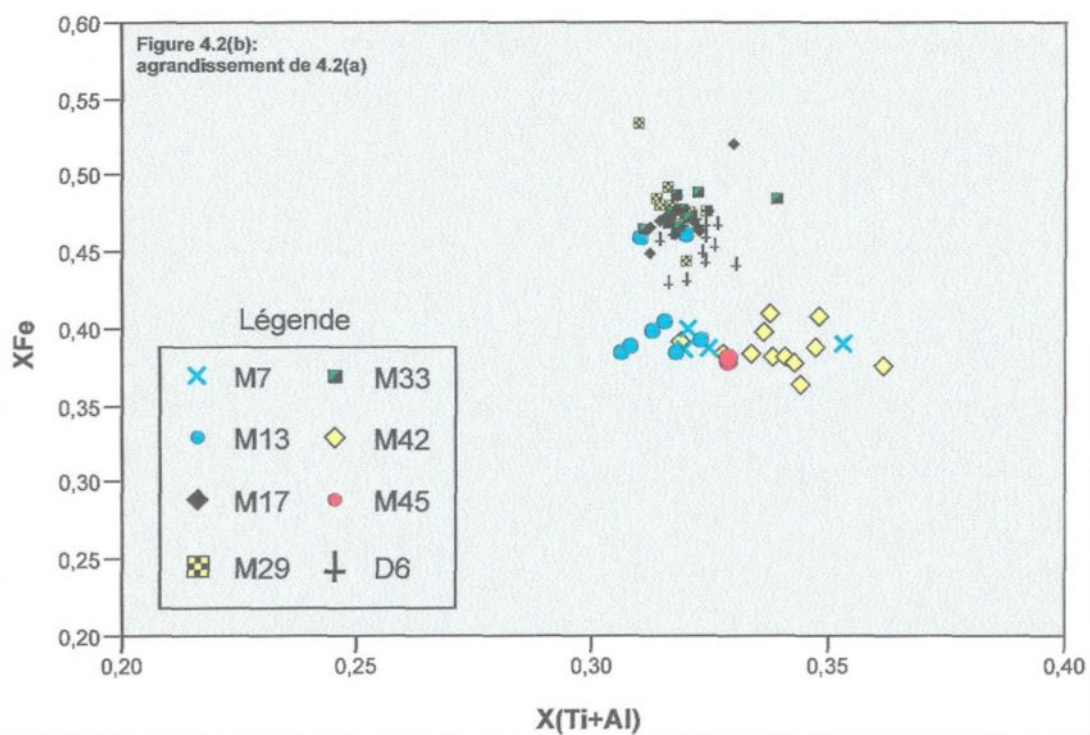
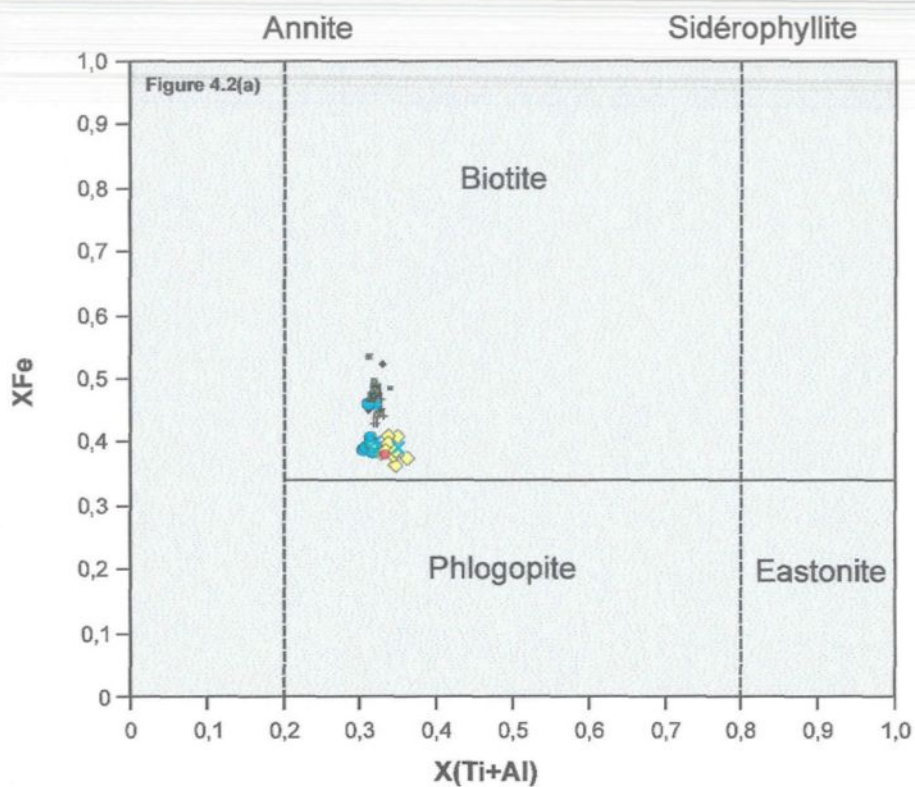
Les analyses et le calcul des fractions ioniques du nombre d'ion sont répertoriés dans l'annexe C2. Pour étudier les différents types de biotite et suivre leur évolution, il s'avère intéressant de comparer les fractions ioniques, calculées de la manière suivante:

$$X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe), X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg) \text{ et } X_{(Al+Ti)} = (Al+Ti)/(Al+Ti+Si)$$

Le graphe de classification des biotites permet d'étudier leur répartition (figures 4.2 a et b).

4.2.2.2 Résultat d'analyse de la biotite

Les biotites de différents types morphologiques dans chaque catégorie de roche ont été analysées. Elles ne présentent pas de variation intrinsèque ou de zonation. En effet, selon les figures 4.2.a et b (Deer *et al.* 1966), les biotites du massif du Mont Hay toutes catégories confondues se confinent dans un espace restreint à mi-chemin entre la composition de l'annite et de la phlogopite.

Figure 4.2 a et b : Diagrammes de classification des biotites (Deer *et al.* 1966)

La seule variabilité décelable dépend de sa composition chimique et donc du type de roche dont la biotite provient, les nombres Mg de la roche totale le confirment (tableau 4.1). Les biotites les plus riches en XMg sont en général trouvées dans les granulites mafiques (figures 4.2 a et b) avec un XMg moyen de 0.61 (MH1-13-7=M7), cette composition baisse pour les granulites intermédiaires et varie dans un domaine de 0,53 à 0,56 et 0,47 à 0,55 pour respectivement D6 et MH4-20-1(M17). Les granites (MH1-19-2= M33 et MH3-16-1=M29) s'individualisent avec un XFe plus élevé (0,45 à 0,55) que pour les biotites du métasédiment (0,35 à 0,4) (figures 4.2a et b). Cela suggère que les sédiments sont plus magnésiens, autrement dit résiduels. Les groupes des métasédiments (TH3-4=M42, MH1-9-1=M13) et granites à sillimanite et biotite (MH1-2-T1=M45) montrent un domaine de variation compositionnelle presque identique à la granulite mafique (M7). Cependant une certaine variabilité intrinsèque est observable:

XMg = 0,58 à 0,64 pour TH3-4 (M42),

XMg = 0,54 à 0,62 pour MH 1-9-1(M13),

XMg = 0,62 en moyenne pour MH1-2-T1(M45).

Cette variabilité pour le groupe des métasédiments et métasédiments migmatisés pourrait être le résultat de la forme sous laquelle la biotite est trouvée, c'est à dire soit libre ou soit en remplacement du grenat, d'orthopyroxène, voire parfois du feldspath K. Cette variation texturale pourrait correspondre à l'âge ou l'évolution de la formation de la biotite compositionnelle. En effet, la biotite libre plus riche en Mg (voir paragraphe 4.4.2) serait résiduelle probablement accumulée dans les parties mélanocratiques de la roche migmatisée, tandis que la nouvelle biotite moins riche en Mg participerait aux échanges grenat-biotite lors d'une nouvelle ségrégation à des conditions de température et de pression différentes.

4.2.3 Le grenat

4.2.3.1 Méthode de calcul

Les analyses et calculs de fraction ionique sont répertoriés dans l'annexe C3. Une méthodologie commune pour comparer les grenats est d'étudier leur proportion en almandin, pyrope, grossulaire et spessartine.

Il est donc nécessaire de calculer les ratios suivants:

$X_{Fe} = Fe / (Fe + Ca + Mg + Mn)$, composant almandin,

$X_{Mg} = Mg / (Fe + Ca + Mg + Mn)$, composant pyrope,

$X_{Ca} = Ca / (Fe + Ca + Mg + Mn)$, composant grossulaire,

$X_{Mn} = Mn / (Fe + Ca + Mg + Mn)$, composant spessartine.

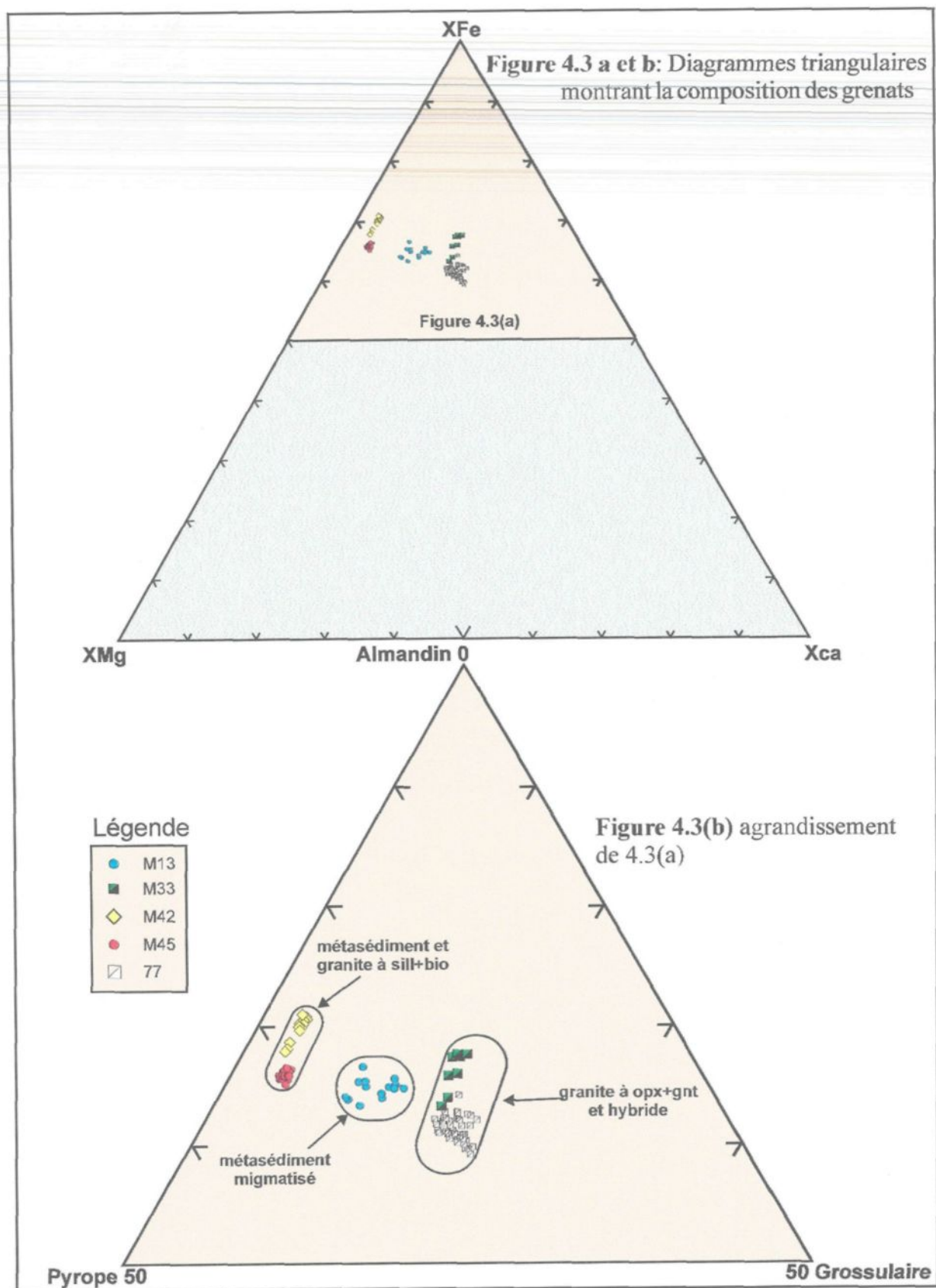
Le tableau 4.2 indique que la proportion moléculaire de spessartine est faible (moins de 2%), le grenat est donc considéré ternaire (figure 4.3a et b).

4.2.3.2 Résultat d'analyse du grenat

Comparaison des différents grenats

Chaque roche comporte un grenat de composition particulière (figure 4.3a et b) à dominance almandine, en effet cinq groupes se distinguent clairement (tableau 4.2).

Tableau 4.2: Fractions ioniques des grenats					
Nom	type de roche	XFe	XMg	XCa	XMn
TH3-4 (M42)	métasédiment	0,67 à 0,71	0,24 à 0,29	<0,03	<0,02
MH1-2-T1(M45)	granite à sill et bio	0,61 à 0,67	0,28 à 0,31	<0,05	<0,01
MH1-9-1 (M13)	métasédiment migmatisé	0,63 à 0,65	0,21 à 0,27	<0,15	<0,01
MH1-30-3(77)	hybride	0,57 à 0,7	0,17 à 0,21	0,16 à 0,21	<0,02
MH2-19-1(M33)	granite à opx et gnt	0,61 à 0,66	0,15 à 0,2	0,15 à 0,17	<0,025



L'hybride (MH1-30-3=77) et le granite à orthopyroxène et grenat (MH 2-19-1=M33) sont constitués de grenat almandin avec une composante égale de grossulaire et de pyrope, ce qui les distingue de tous les autres grenats. Le grenat du métasédiment migmatisé est intermédiaire (figure 4.3a et b) et effectivement comporte une composante pyrope intermédiaire entre l'hybride et le groupe des métasédiments, tandis que la composante grossulaire est équivalente à celle des hybrides et granites à orthopyroxène et grenat. Le métasédiment (TH3-4=M42) et le granite à sillimanite et biotite se distinguent des autres groupes par leur appauvrissement en grossulaire et leur pôle almandin dominant. Les variations observées peuvent avoir deux origines:

- dues aux compositions variables entre la bordure et le coeur du grenat notamment pour M42 où deux groupes sont distinguables,
- et/ou dues à la composition originelle de la roche, cela fera l'objet du prochain paragraphe.

L'enrichissement en Ca observé pour l'hybride et le granite à orthopyroxène et grenat pourrait soit être le résultat d'un magma plus calcique et/ou formé à des pressions élevées, soit correspondre à une pression de fusion élevée durant la phase syndéformationnelle.

Origine des variations observées

Cette étude nécessite de comparer les fractions ioniques à la composition totale de la roche. La fraction ionique XMg se révèle être le candidat idéal pour ce genre d'étude. Une corrélation a donc été établie entre le XMg de la roche (Annexe D) et le XMg des minéraux (Annexe C3) des roches correspondantes (tableau 4.3). Il est à noter que MH1-30-1(77) n'a pu être reporté sur le graphe car il n'y a pas d'analyse géochimique. La corrélation entre la teneur

de XMg dans la roche et la teneur en XMg dans les minéraux est évidente, en effet, plus la teneur de Mg est importante dans la roche, plus elle l'est dans le minéral. Ces tendances se retrouvent clairement sur le diagramme triangulaire (figure 4.3a et b). Cette constatation suggère que l'enrichissement observé dans un minéral est bien relative à la composition de la roche de laquelle il provient.

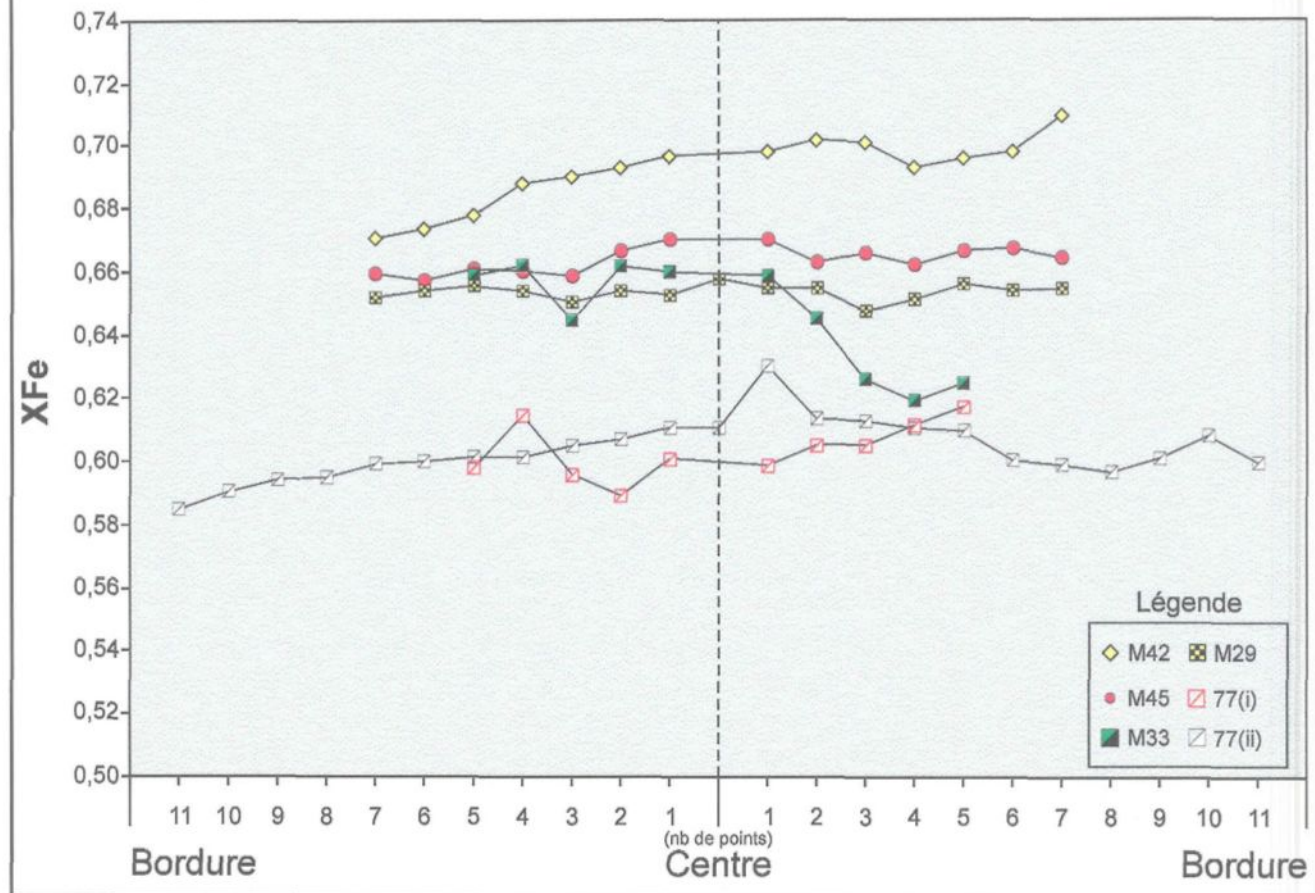
Tableau 4.3: Comparaison des XMg total des roches avec les XMg des grenats minéraux les constituant

nom	type de roche	XMg roche totale	XMg minéral
TH3-4(M42)	métasédiment	0,37	0,24 à 0,29
MH2-T1-1(M45)	granite à sill et bio	0,36	0,28 à 0,31
MH1-9-1(M13)	métasédiment migmatisé	0,35	0,21 à 0,27
MH2-19-1(M33)	granite à opx et gnt	0,31	0,15 à 0,2

Étude détaillée des variations intrinsèques du grenat

Étant donné que les variations de composition entre les différents grenats ont pu être déterminées, il serait intéressant d'étudier les variations intrinsèques dans le grenat par des traverses. Ces traverses sont représentées sur la figure 4.4. Elles s'effectuent de bord en bord, le centre correspondant approximativement à la moitié des points (cela dépend également de la géométrie de la section dans le grenat). Les grenats choisis pour chaque roche sont les plus gros soit environ 1 à 3 mm de diamètre. De manière générale, les variations de bord en bord sont faibles, cependant les grenats M42, M33 et 77 ne sont pas uniformes. Les grenats M45 et M29 sont homogènes et montrent une forme en cloche très atténuée. Le but de cette étude est de déterminer les conditions de formation des grenats. En effet, le Fe et Mg ont des dimensions comparables et entrent dans les mêmes sites structuraux des minéraux

Figure 4.4: Profil de changement de composition à l'intérieur du grenat



ferromagnésiens bien que leur rayon ionique soit différent (0,74 et 0,66 Å). Par conséquent les variations de XFe et XMg dans les ferromagnésiens reflètent des variations de condition de métamorphisme. Ces échanges entre Fe et Mg sont décelables sur les profils de changement de composition à l'intérieur du grenat. Ainsi Lasaga (1983) et Spear (1991) ont étudié ces profils de changement de composition à l'intérieur du grenat qui résultent de l'échange entre Fe et Mg avec d'autres phases, comme la biotite, avec une baisse de température. Ils ont noté que le profil chimique des grenats, initialement horizontal se modifie en forme de cloche quand le taux de refroidissement est lent. Au massif du Mont Hay, tout comme dans le secteur de *Wuluma Hill* (Dombrowski 1997), les grenats sont caractérisés par un profil de composition chimique homogène et constant à travers un même grain. Cette absence de forte zonation suggère soit un refroidissement rapide, soit une rééquilibration complète, qui précise la composition à la température maximale. Ce refroidissement rapide pourrait expliquer pourquoi certaines températures calculées en utilisant la méthode de Ferry et Spear (1978) sont si variables (Chapitre 5) et parfois élevées en accord avec les températures déterminées par la grille pétrogénétique.

En conclusion, les grenats montrent une homogénéité intrinsèque et les variations observées sont plutôt dues aux compositions chimiques totales dans les différentes roches analysées.

4.2.4 Les orthopyroxènes et les clinopyroxènes

4.2.4.1 Méthode de calcul

Les analyses et calculs des fractions ioniques sont listés dans l'annexe C4. Les calculs de fraction molaire sont les suivants:

Pour l'orthopyroxène: $XMg = Mg/(Mg+Fe)$ et $XFe = Fe/(Fe+Mg)$

Pour le clinopyroxène:

$$X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe+Ca), X_{Fe} = Fe/(Mg+Fe+Ca) \text{ et } X_{Ca} = Ca/(Mg+Fe+Ca);$$

Des calculs supplémentaires ont dû être faits dans le but de construire le graphe triangulaire permettant de comparer les clinopyroxènes et orthopyroxènes (figure 4.5a et b), c'est à dire en fonction de X_{Fe} , X_{Mg} et X_{Al} . Pour ce faire, il faut que $X_{Fe} + X_{Mg} + X_{Al} = 1$, il faut donc poser les équations suivantes (avec Al total):

$$X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe+Al), X_{Fe} = Fe/(Mg+Fe+Al) \text{ et } X_{Al} = Al/(Mg+Fe+Al)$$

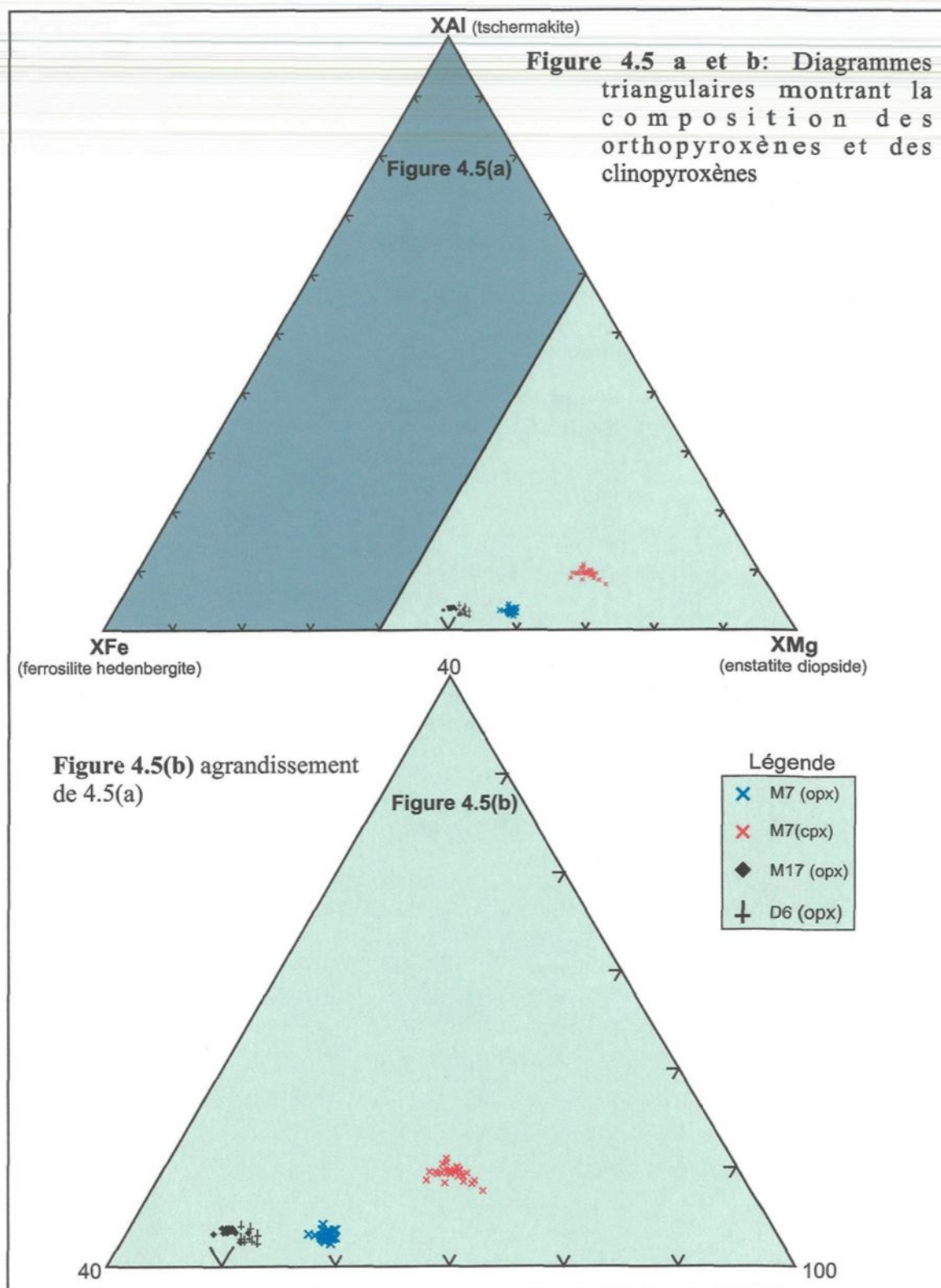
4.2.4.2 Résultat d'analyse des pyroxènes

En lame mince, ils se présentent sous deux formes:

- (1) les grains les plus gros ont des formes idiomorphiques à subidiomorphiques,
- (2) les plus petits grains forment des agrégats associés aux autres minéraux mafiques.

Les analyses ont été faites sur les grains les plus gros (ce ne sont pas des traverses).

Les variations entre les pyroxènes d'une même roche sont infimes (figure 4.5a et b). Par contre, les différences de composition entre les orthopyroxènes des granulites mafiques (M7) et intermédiaires sont nettes (M17 et D6), et probablement liées à la composition de la roche. En effet, le X_{Mg} total de la granulite mafique M7 est de 0,6 tandis que le X_{Mg} total de la granulite intermédiaire M17 est de 0,36 (tableau 4.1). De plus, la granulite mafique présente un X_{Mg} minéral variant de 0,57 à 0,60 tandis que les granulites intermédiaires D6 (77) et MH4-20-1 (M17) montrent des domaines de variation respectifs de 0,51 à 0,53 et 0,48 à 0,51 pour les minéraux. Il faut noter que la granulite mafique contient également des clinopyroxènes (figure 4.5a et b) qui montrent un enrichissement en X_{Mg} de 0,63 à 0,69 et en



XAl de 0,07 à 0,11, et un appauvrissement en XFe de 0,23 à 0,39 par rapport aux orthopyroxènes. Le groupe des clinopyroxènes est homogène et se trouve typiquement associé aux orthopyroxènes. De manière générale, les pyroxènes forment un groupe homogène et reflètent la composition de la roche.

4.2.5 Les amphiboles

4.2.5.1 Méthode de calcul

Les analyses chimiques et les calculs des fractions ioniques se trouvent dans l'annexe C5. Les fractions molaires calculées sont les suivantes:

$$XMg = Mg/(Mg+Fe+Ca), XFe = Fe/(Mg+Fe+Ca), XCa = Ca/(Mg+Fe+Ca)$$

$$X(Al+Ti) = (Al+Ti)/(Al+Ti+Si), XNa = Na/(Na+K+Ca) \text{ et } XK = K/(Na+K+Ca)$$

4.2.5.2 Résultat d'analyse des amphiboles

Les amphiboles ne sont en général pas majoritaires dans les lames minces. L'amphibole essentiellement se présente sous deux formes: (1) libre ou associée aux mafiques, (2) en remplacement des pyroxènes (cas rare d'ouraltisation). Dans cette étude, les analyses ont été faites sur la hornblende libre de la granulite intermédiaire (D6=77) (tableau 4.4)

Tableau 4.4: Fractions ioniques des amphiboles							
Nom	Type de roche	XFe	XMg	XCa	X(Al+Ti)	XNa	XK
D6 (77)	granulite intermédiaire	0,31 à 0,35	0,35 à 0,39	0,3	0,27 à 0,29	0,14 à 0,18	0,11

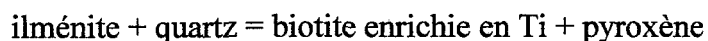
Les variations pour chaque fraction sont faibles, ce qui suggère une hornblende homogène avec des pourcentages équivalents de XFe, XMg et XCa, probablement résultat de la composition de la roche originelle.

4.2.6 La sillimanite

Quelques analyses de contrôle ont été faites (annexe C6), notamment sur les échantillons riches en sillimanite. Les variations de $X_{Fe} = Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al^{3+})$ varient entre 0,005 et 0,008, c'est à dire qu'elles sont faibles et suggèrent peu d'échange entre Fe^{3+} et Al^{3+} .

4.2.7 Les oxydes

Les analyses des oxydes sont disponibles dans l'annexe C7. Il s'avère intéressant de déterminer le type d'oxyde car il reflète les réactions de métamorphisme impliquées et la composition de la roche. En général, ces oxydes sont l'ilménite majoritairement et la magnétite (tableau 4.1). Il est intéressant de noter la présence d'ilménite car elle intervient dans des réactions de métamorphisme (Patiño Douce et Beard 1995):



4.2.8 Les zircons

Quelques analyses de contrôle ont été réalisées (annexe C8) pour vérifier sa présence.

4.3 Comportement des différents minéraux d'une même roche

Il s'avère intéressant d'étudier si des échanges s'effectuent entre les différents minéraux d'une même roche. Une méthode d'étude consiste en la comparaison des fractions ioniques comme X_{Mg} pour les mafiques, et X_{Ab} pour les felsiques de différents minéraux d'une même roche. Dans le but d'étudier les évolutions, les graphes de corrélation constituent la meilleure méthode. Ces graphes vont tester l'équilibre des K_D (ratio des X_{Mg}) qui devrait être constant.

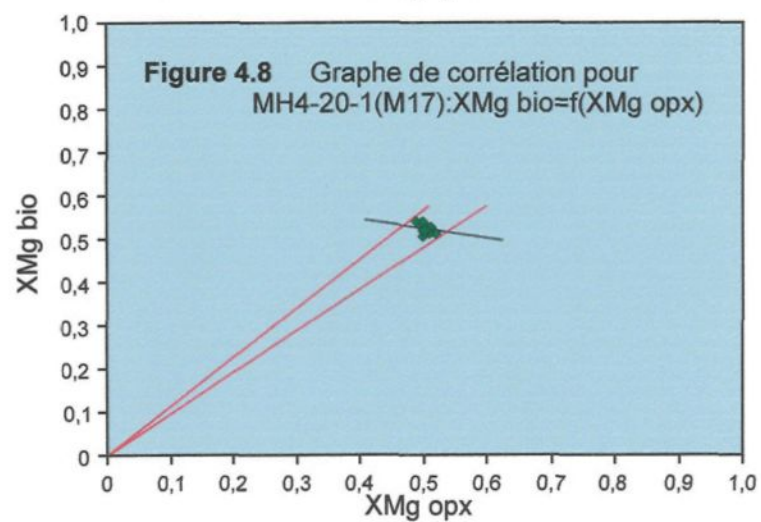
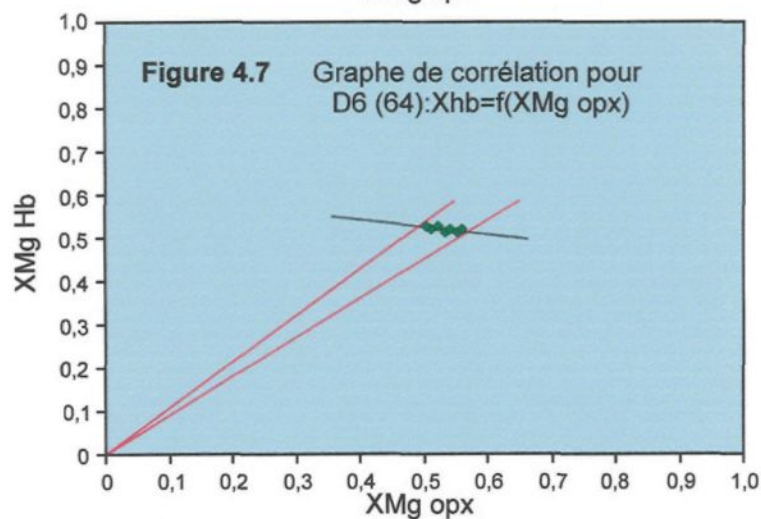
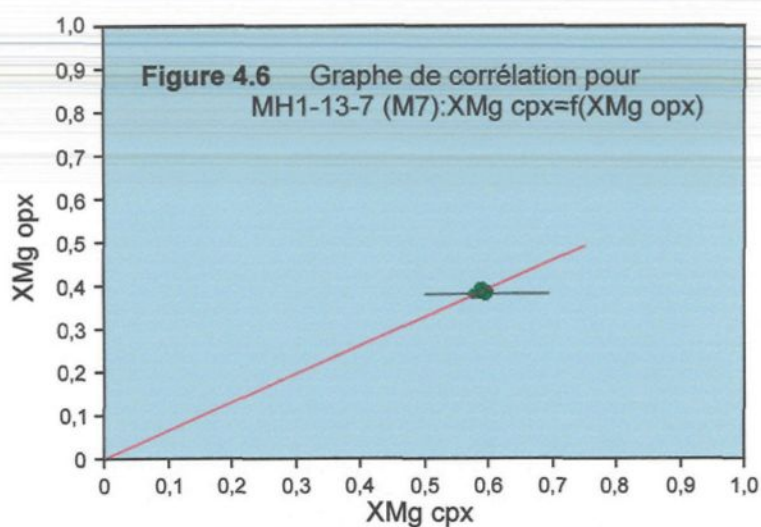
Concrètement sur les graphes (figures 4.6, 4.7 et 4.8), K_D représente le gradient de la droite entre l'origine et les données. En effet, les ratios de XMg devraient n'être fonction que de P et T, mais parfois ils dépendent d'autres facteurs compositionnels.

4.3.1 Les roches mafiques et intermédiaires

Différents assemblages optimaux dont les minéraux peuvent être en contact, sont représentés pour chaque type de roche, ainsi:

- pour la granulite mafique (MH1-13-7=M7), les XMg des clinopyroxènes sont représentées en fonction des XMg des orthopyroxènes (figure 4.6), et montrent que le ratio de XMg_{opx} / XMg_{cpx} est constant et est égal à 0,667; les orthopyroxènes et les clinopyroxènes sont probablement en équilibre;
- pour la granulite intermédiaire (D6=77), les XMg des hornblendes sont représentées en fonction des XMg des orthopyroxènes (figure 4.7). Le coefficient K_D est en effet variable, ce qui suggère (1) que les roches ne sont pas en équilibre, (2) qu'elles ne se sont pas formées aux mêmes conditions de température et de pression;
- pour l'hybride (MH4-20-1=M17), les XMg des biotites sont représentées en fonction des XMg des orthopyroxènes (figure 4.8), et illustrent que le ratio XMg_{bio}/XMg_{opx} est légèrement variable, ce qui suggère que les roches ne sont pas en équilibre.

Les variations de composition soit entre l'orthopyroxène et le clinopyroxène sont infimes, ce qui implique un K_D constant et que les minéraux se sont équilibrés selon des conditions de T et P données. Il est à noter une légère variation entre l'orthopyroxène et la hornblende, et entre la biotite et l'orthopyroxène suggérant des conditions de température et de pression variables et/ou des variations compositionnelles.

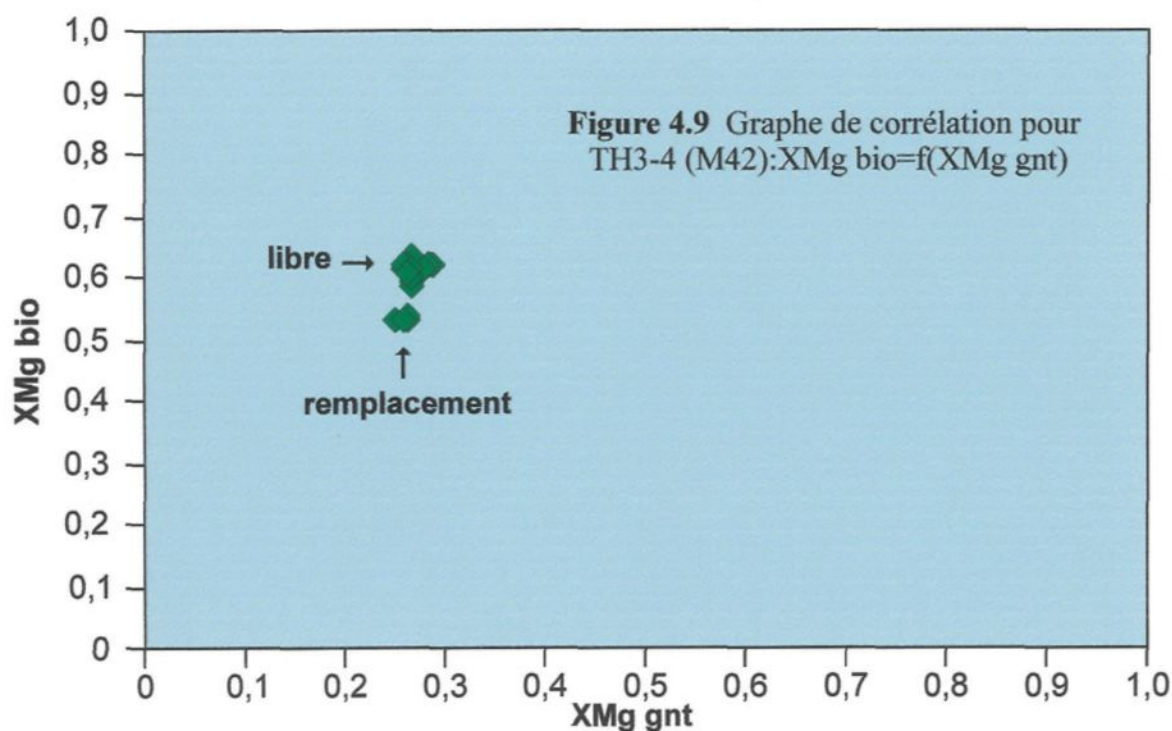


Pour les figures 4.6, 4.7 et 4.8, les lignes rouges indiquent les variations de K_D

En général, chacune de ces roches montre que les conditions d'équilibre sont atteintes ou proches (mais cela ne prouve pas qu'il y ait eu rééquilibration), mais pas nécessairement aux mêmes conditions de P et T pour chaque roche.

4.3.2 Les métasédiments

Comme les métasédiments (TH3-4=M42) sont riches en grenat et biotite, une comparaison entre les variations des XMg de ces minéraux permet de tester les équilibres. Il est en effet, intéressant de noter une double corrélation (figure 4.9). Concrètement la biotite est trouvée sous deux formes: (1) libre, (2) en remplacement du grenat. La différence s'effectue au niveau de la composition en XMg des biotites, un groupe semble plus riche en Mg que l'autre. La biotite libre ne participe donc pas aux échanges de Mg entre le grenat et la biotite



en remplacement. La nouvelle biotite et le grenat originel perdent tous les deux une partie de leur Mg, qui est alors trouvé à des teneurs plus importantes dans la biotite originelle libre. En fait, cela correspond à deux générations de biotite, c'est à dire deux équilibres d'assemblage atteints et formés à des P et T différentes. Cela expliquerait les divergences obtenues avec la méthode de Ferry et Spear (1978) pour les calculs de température.

4.4 Diagrammes AFM

4.4.1 Méthodologie

Les coordonnées A et M du grenat, de l'orthopyroxène, du clinopyroxène, de la hornblende et de la biotite ont été calculées à partir des analyses à la microsonde électronique. Les résultats obtenus ont permis de tracer les diagrammes AFM, selon deux projections appropriées:

- (1) projections par le plagioclase An_{35} pour les granulites mafiques et intermédiaires dans l'espace tétraédrique ACFM,
- (2) projection par les feldspaths K pour les métasédiments, les roches migmatisées et les granites dans l'espace tétraédrique AKFM (Thompson 1957).

Les méthodes de calcul sont les suivantes:

pour la projection par le plagioclase An_{35} :

$$A' = [Al_2O_3] - [Na_2O] - [CaO]$$

$$A = A' / (A' + [MgO] + [FeO])$$

$$M = [MgO] / ([MgO] + [FeO])$$

pour la projection par le feldspath K (Thompson 1957):

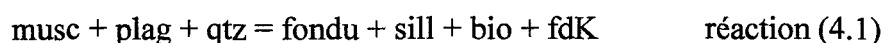
$$A = [Al_2O_3 - K_2O] / ([Al_2O_3 - K_2O] + [MgO] + [FeO])$$

$$M = [MgO] / ([MgO] + [FeO])$$

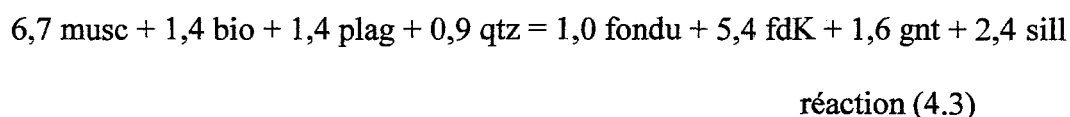
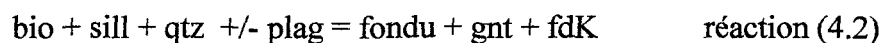
4.4.2 Les métasédiments et migmatites

Les paragénèses communes sont dans la phase AFM, la sillimanite la biotite et le grenat.

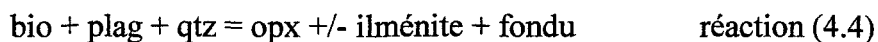
Comme toutes les roches du massif du Mont Hay sont au faciès granulite, il est impossible de déterminer si le grenat ou la sillimanite étaient présents avant que la fusion partielle ne commence. La sillimanite pourrait être formée par la réaction de déshydratation de fusion partielle selon la réaction:



Cependant cette réaction ne génère pas beaucoup de feldspath K ou de sillimanite (e.g. Patiño Douce et Harris 1998). Comme les métasédiments contiennent beaucoup de feldspaths K, les réactions suivantes dans les métapélites du massif du Mont Hay sont envisageables (réaction 4.2: Patiño Douce et Johnston 1991; Vielzeuf et Holloway 1988; réaction 4.3: Pickering et Johnston 1998):



Cette dernière équation 4.3 génère beaucoup de fdK mais peu de fondu et pourrait avoir été importante pour les métasédiments. Les métasédiments les plus riches en fdK contiennent 5 à 10% de plagioclase n'ayant pas réagi suggérant que la réaction pourrait avoir eu lieu pour quelques roches. De plus les observations de terrain et des lames minces de semi-pélite ont déterminé la présence d'orthopyroxène occasionnel (non analysé à la microsonde). La présence d'orthopyroxène dans ces semi-pélites indique que le degré d'excès de la réaction (4.2) a été atteint et la réaction suivante a pu se développer:

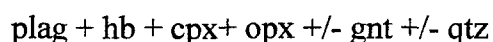


Cela suggère donc que les réactions (4.2 voire 4.3) précédentes sont dominantes. Les diagrammes AFM de TH3-4 (M42), MH 1-9-1(M13) et MH2-T1-1(M45) indiquent que ces roches ont la même paragenèse (figures 4.10, 4.11, 4.12). L'élément discriminant est la composition de la biotite. Comme toutes ces roches contiennent de la sillimanite, elles sont donc saturées en Al. Al pourrait alors se substituer à Si dans d'autres minéraux et toutes ces roches contiennent du quartz. La distribution étroite des analyses sur les projections AFM suggère que ces minéraux sont en équilibre (pas de ligne recoupante, figures 4.10, 4.11, 4.12).

Pour les métasédiments et les migmatites, les minéraux sont en équilibre et les roches montrent une homogénéité des paragenèses et des comportements.

4.4.3 Les granulites mafiques et intermédiaires

La paragenèse commune dans la granulite est:



La présence d'orthopyroxène dans les roches mafiques marque le commencement du faciès granulitique et l'orthopyroxène apparaît quand la hornblende est détruite (Eskola 1915, 1920). Dans les roches riches en Fe, la hornblende est la première à être détruite (figures 4.13, 4.14 et 4.15).

Les réactions mises en jeu sont les suivantes :

- roche riche en Fe et Mg moyen:

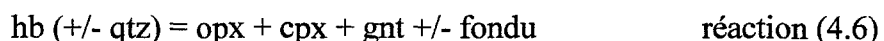
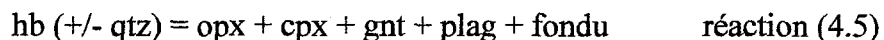


Figure 4.10: Projection AFM par fd K de TH3-4 (M42) montrant la paragénèse : sill + gnt + bio

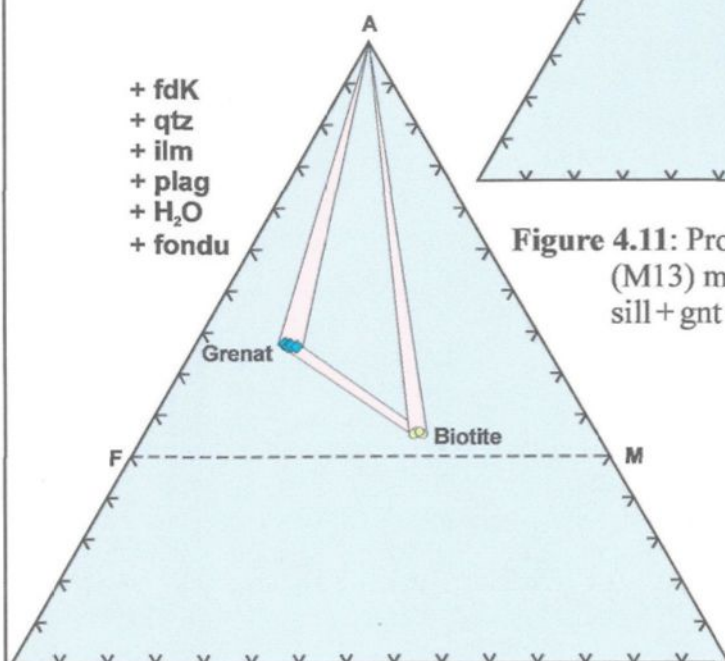


Figure 4.12: Projection AFM par fd K de MH1-T1-2 (M45) montrant la paragénèse : sill + gnt + bio

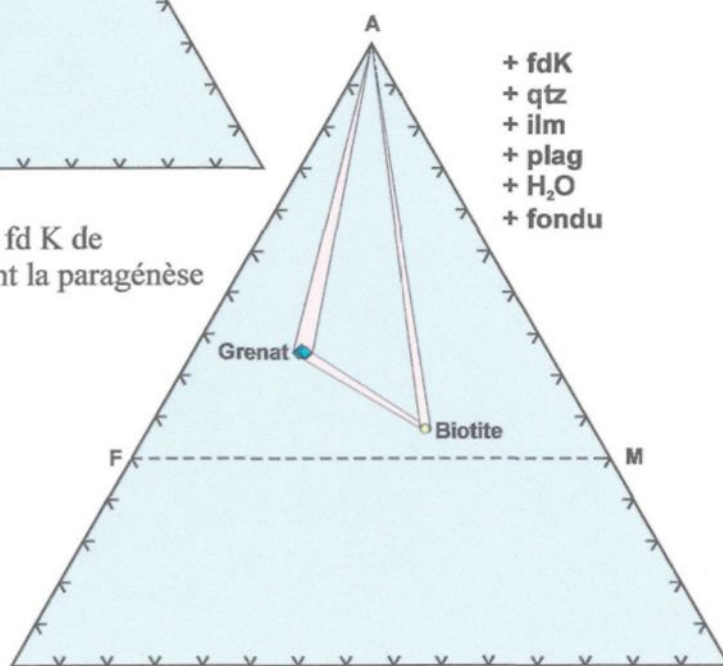


Figure 4.11: Projection AFM par fd K de MH 1-9-1 (M13) montrant la paragénèse : sill + gnt + bio

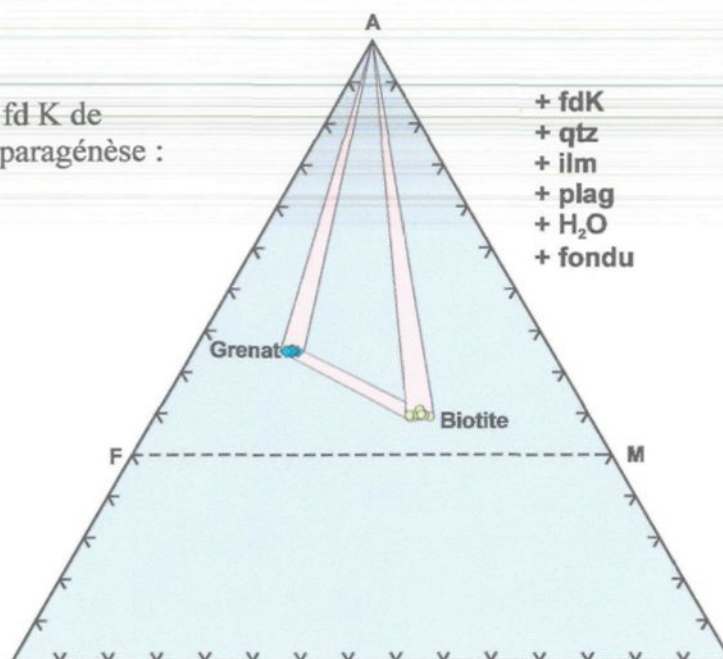


Figure 4.13: Projection générale schématique AFM par plagioclase An_{35}

A= hb+qtz \rightarrow gnt+opx+cpx+plag

B= hb+qtz \rightarrow opx+cpx+plag

C= hb+qtz+cpx
+ qtz
+ ilm
+ plag
+ H₂O

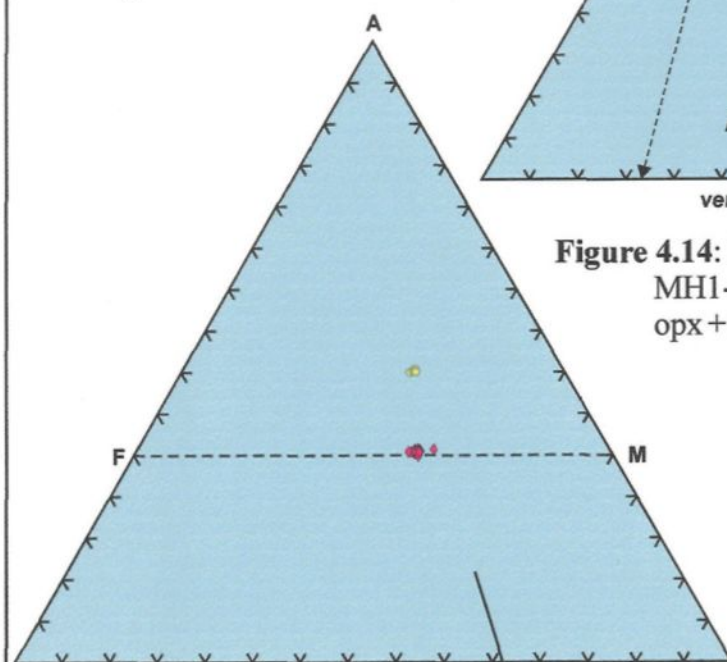


Figure 4.15: Projection AFM par plagioclase de D6 montrant la paragénèse : opx + gnt + bio + amph

Légende
 ● Biotite
 ● Amphibole
 ● Orthopyroxène
 ▲ Grenat
 + qtz
 + ilm
 + plag
 + H₂O

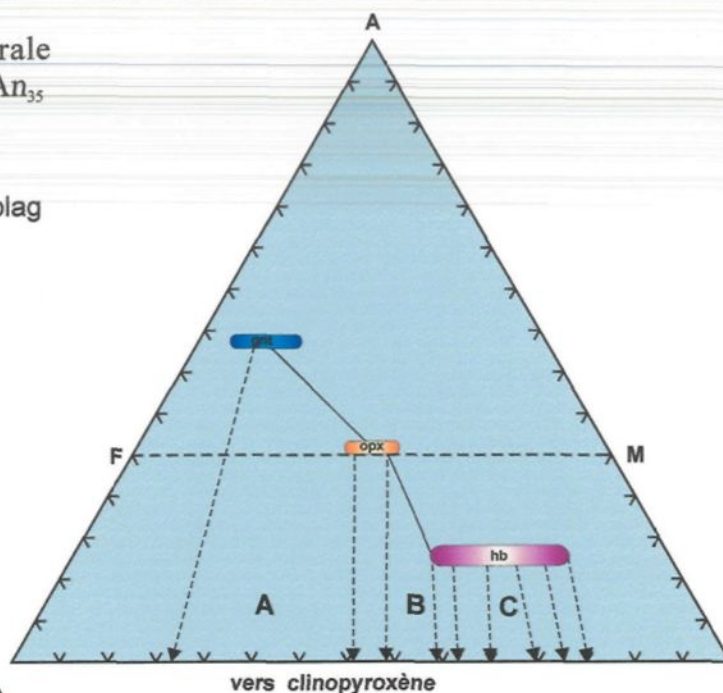
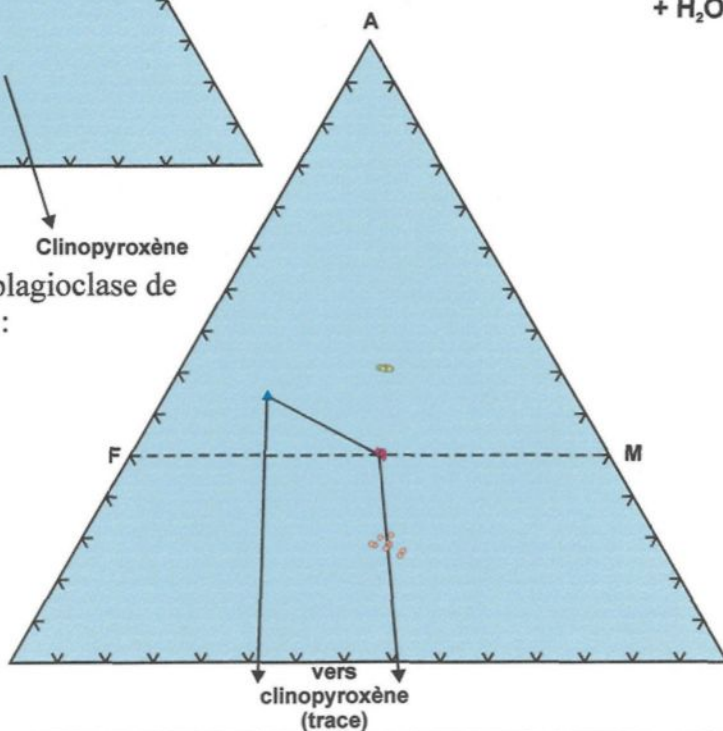
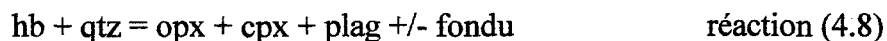


Figure 4.14: Projection AFM par plagioclase de MH1-13-7 (M7) montrant la paragénèse : opx + cpx + bio + amph (amph détruite)

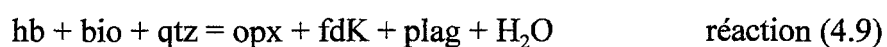
Légende
 ● Biotite
 ● Orthopyroxène
 + qtz
 + ilm
 + plag
 + H₂O



- roche riche en Mg:



Les règles de phase suggèrent que la biotite, la seule phase contenant K_2O n'intervient pas dans la destruction de la hornblende, à moins que le fondu granitique ou le feldspath K soient produits selon la réaction:



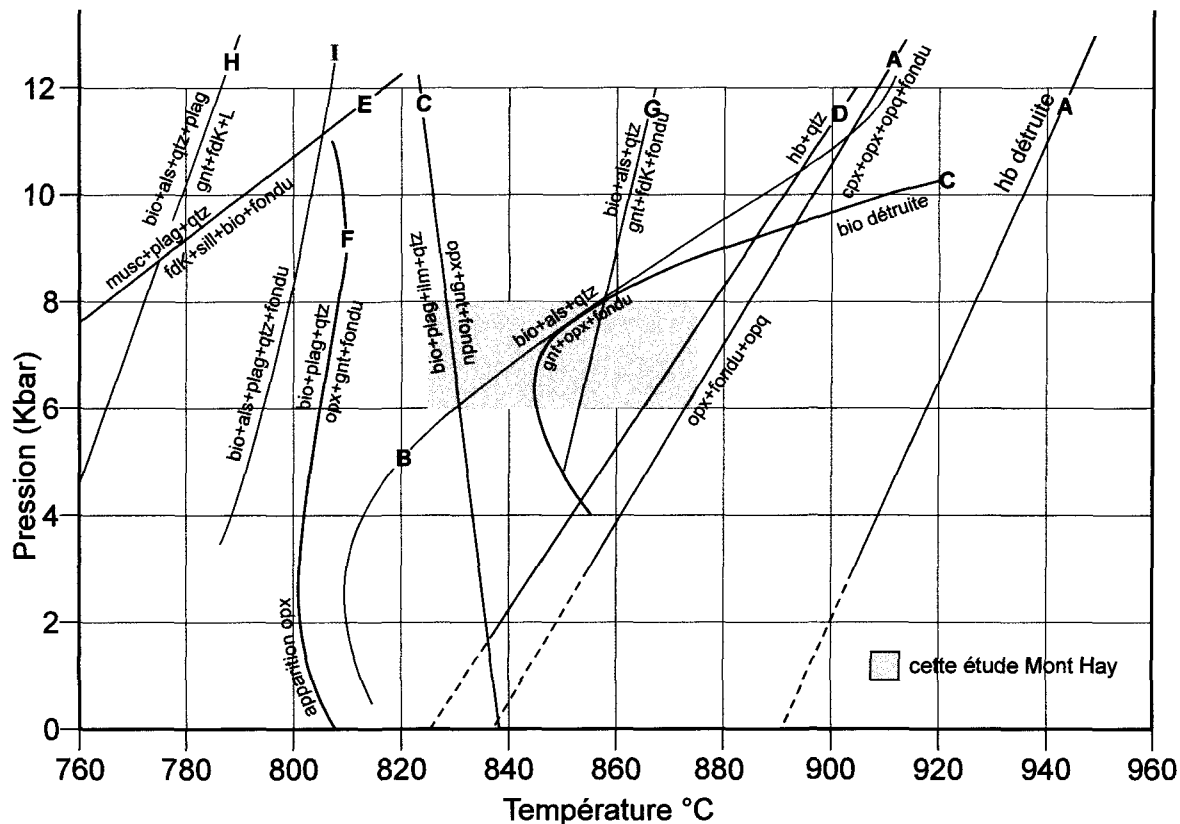
Cette réaction (4.9) est absente dans le massif du Mont Hay dont les granulites mafiques ne montrent pas de leucosome à composition granitique mais plutôt tonalitique; cette réaction se développerait éventuellement pour la granulite intermédiaire.

La projection AFM de la granulite mafique avec un nombre Mg élevé (MH1-13-7) montre l'absence de grenat (figure 4.14). La destruction de la hornblende suit la réaction (4.7) de fusion et disparaît complètement pour laisser l'ensemble (opx+cpx) sous forme de mélanosome, et de fondu sous forme de leucosome.

La granulite intermédiaire D6 est relativement riche en Fe et les lignes de mélange (figure 4.16) sont consistantes avec la destruction de la hornblende; comme l'échantillon contient des mélanosomes et des leucosomes comme produits de réaction alors la réaction (4.6) est probable. En effet, la description pétrographique de lame mince (annexe B) confirme la présence de clinopyroxène non analysé (la paragenèse est en effet: qtz+plag+bio+opx+hb+gnt+opq+traces de cpx).

Les réactions prédominantes dans les granulites mafiques et intermédiaires sont donc les réactions (4.6) et (4.7).

Figure 4.16: Compilation des expériences de fusion dans les pélites et les greywackes



A = Quartz+Amphibolite [Patiño Douce et Beard (1995) équations 4.5, 4.6, 4.7 et 4.8]

B = Greywacke $X_{Mg} = 0.47$ [Vielzeuf et Montel (1994)]

C = Greywacke $X_{Mg} = 0.22$ [Patiño Douce et Beard (1996) équation 4.3]

D = Greywacke SBG $X_{Mg} = 0.52$ [Patiño Douce et Beard (1995)]

E = musc+bio+dans un schiste [Patiño Douce et Harris (1998) équation 4.1]

F = Greywacke $X_{Mg} = 0.47$ [Vielzeuf et Montel (1994), équivalente avec l'équation 4.4]

G = Pelite $X_{Mg} = 0.5$ [Vielzeuf et Holloway (1988) équation 4.2]

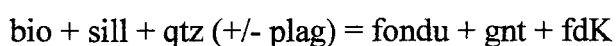
H = début de la fusion partielle [Le Breton et Thompson (1968)]

I = bio+als+plag+qtz [Patiño Douce et Johnston (1991)]

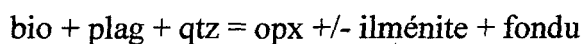
4.5 Les réactions métamorphiques

4.5.1 Les métasédiments

Les résultats de l'étude pétrographique (texture et paragenèse) et de la chimie des minéraux a permis de déduire quelques réactions métamorphiques. Comme étudié dans le paragraphe précédent, la réaction principale dans les métapélites du massif du Mont Hay semble être la suivante:



avec dans quelques cas le développement de:



La compilation des expériences de fusion dans les pélites et greywackes (figure 4.16) permet de situer sur la grille pétrogénétique les réactions observées au massif du Mont Hay. Les réactions trouvées au massif du Mont Hay pour les métasédiments correspondent aux réactions:

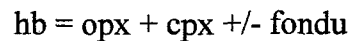
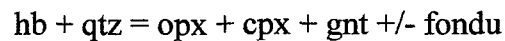
- (C=4.3) et (D) de Patiño Douce et Beard (1996, 1995),
- (B) de Vielzeuf et Montel (1994),
- (G=4.2) de Vielzeuf et Holloway (1988),
- (H) de Le Breton et Thompson (1968),
- (I) de Patiño Douce et Johnston (1991).

Les réactions définissent le domaine de température et de pression du massif du Mont Hay entre 6-7 kbar et 825-875°C lors du métamorphisme vers 1770 Ma. Il faut préciser que la réaction (G=4.2) est la plus développée, ce qui correspond à une température de 850-880°C. À ce stade de l'évolution, la muscovite présente dans les équations (E=4.1) de Patiño Douce

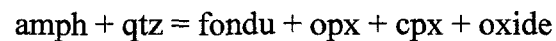
et Harris (1998), et (H) de Le Breton et Thompson (1968) a disparu, et cela expliquerait son absence dans les métasédiments du massif du Mont Hay. Les équations I, H et G sont en fait identiques mais s'appliquent à des roches de différentes compositions, ainsi I s'applique à une roche de composition intermédiaire.

4.5.2 Les granulites mafiques à intermédiaires

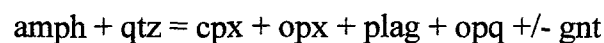
Les réactions développées au massif du Mont Hay sont essentiellement les suivantes:



selon la composition de la roche originelle. Patiño Douce et Beard (1995, figure 5) ont étudié la fusion partielle d'une amphibolite riche en quartz (avec un nombre Mg = 60) et ont obtenu la réaction suivante (figure 4.16):



pour des pressions de 3 à 12 kbar; à des pressions supérieures à 12,5 kbar, le grenat apparaît. Ils montrent que jusqu'à $T < 900^\circ\text{C}$, la fraction de fondu est $< 10\%$ à 5 kbar et d'environ 20% à 7 kbar. En réduisant la température à 875°C , la fraction de fondu diminue jusqu'à 2 % à des pressions élevées. Ce qui est consistant avec les observations en lame mince et sur le terrain; en effet, les leucosomes présents dans les granulites représentent de 2 à 8 % de la roche totale. En fait, si $T < 860^\circ\text{C}$, cela implique que la majorité des granulites mafiques n'aurait pas fusionné et que la réaction de sub-solidus serait:



ce qui semble privilégier la réaction (A= 4.5, 4.6, 4.7 et 4.8) représentée dans la grille pétrogénétique et une température $> 860^\circ\text{C}$.

4.5.3 Conclusion

Les projections AFM et les compositions minérales montrent un domaine de variation de composition restreint dans les échantillons et entre les échantillons (constance générale de K_D), ce qui suggère un équilibre ou des équilibres de P et T. Cependant, cela ne veut pas dire que la composition minérale présumée est celle du pic de métamorphisme. La grille pétrogénétique (figure 4.16) permet de situer un domaine de pression et de température en fonction des réactions et des paragénèses qui est de 825-875°C et 6-7 kbar. Il s'avère donc intéressant de comparer maintenant ces résultats aux calculs de géothermobarométrie qui vont être testés dans le chapitre suivant.

CHAPITRE 5

Géobarométrie et Géothermométrie

5.1 Introduction et choix des méthodes

La comparaison des paragenèses minérales avec les résultats obtenus par la fusion partielle à partir des expériences sur les pélites et les greywackes donnent une idée précise des réactions métamorphiques et des températures atteintes dans le massif du Mont Hay. Cependant, les pressions ne peuvent pas être déterminées précisément à partir des paragenèses minérales, ce qui justifie l'étude par la géobarométrie.

Les résultats d'analyse à la microsonde électronique peuvent également servir de base de donnée pour calculer les conditions de pression et de température à l'aide de différentes méthodes développées selon les assemblages minéraux. Il s'avère donc intéressant de mener cette étude pour déterminer d'un point de vue quantitatif les conditions de température et pression auxquelles les roches du massif du Mont Hay ont été soumises.

Une revue de la littérature combinée à différents essais ont permis de sélectionner les méthodes applicables aux assemblages minéraux trouvés au massif du Mont Hay.

(1) Les géobaromètres

Il n'est pas possible d'utiliser les géobaromètres classiques (e.g. Perkins *et al.* 1982; Newton 1982), car la paragenèse gnt + opx + cpx + est peu commune au massif du Mont Hay. Ce qui nous a amené à choisir le nouveau géobaromètre cpx + plag selon la méthode de McCarthy et Patiño Douce (1998).

(2) Les géothermomètres

Les géothermomètres vont permettre d'investiguer les effets du rééquilibrage des minéraux déjà observé lors de l'étude métamorphique. Les méthodes utilisées sont les suivantes:

- orthopyroxène et grenat, trouvés dans certaines granulites mafiques à intermédiaires, selon la méthode de Sen et Bhattacharya (1984);
- biotite et grenat, typiquement trouvés dans les métasédiments et granites, selon les méthodes de Ferry et Spear (1978), et Perchuk et Lavrent'eva (1983).

Chaque méthode va être décrite et commentée pour aboutir à une comparaison et une synthèse des conditions appliquées lors du métamorphisme du massif du Mont Hay.

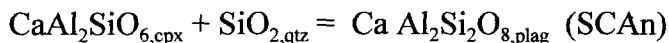
5.2 Géobaromètre : clinopyroxène et plagioclase

Cette méthode développée par McCarthy et Patiño Douce (1998) s'applique bien aux roches du massif du Mont Hay, car la plupart des roches autrement dit les granulites mafiques, intermédiaires et felsiques contiennent cet assemblage minéral. Cette méthode est basée sur la distribution de Al et Ca entre clinopyroxène et plagioclase et permet de calculer la pression.

5.2.1 Méthode de McCarthy et Patiño Douce (1998)

L'équilibre de pression entre l'anorthite, le quartz et le composant Ca-tschermak du clinopyroxène ($\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$; CaTs) peut être utilisé comme géobaromètre dans les granulites présentant les assemblages correspondants. Cet équilibre a été calibré en utilisant d'une part les résultats de composition minérale de fusion partielle obtenus à partir des expériences sur les assemblages naturels (Patiño Douce et Beard 1995; Patiño Douce 1997) et d'autre part, les résultats obtenus à partir des expériences d'équilibre de phase des réactifs du système

MgO-Al₂O₃-SiO₂ (CMAS) (Gasparik 1986):



Les expériences couvrent des domaines de 4 à 32 kbar et 900 à 1400°C. Les analyses de régression des données expérimentales aboutissent à des expressions pour la pression en fonction de la composition et de la température.

Les équations utilisées sont:

$$P = \frac{5,066[\pm 0,760] + \left(\frac{1300[\pm 800]}{T} \right) - \ln K_D}{276[\pm 16]} \cdot T[\pm 2,5 \text{ kbar}] \quad [5.1]$$

$$P = \frac{6,33[\pm 0,116] - \ln K_D}{301[\pm 9]} \cdot T[\pm 1,0 \text{ kbar}] \quad [5.2]$$

avec K_D : coefficient de partage $K_D = \frac{a_{\text{An}}^{\text{Pl}}}{a_{\text{CaTs}}^{\text{Cpx}}}$

et les constantes $a = 1300 [\pm 800] \text{ K}$

$$b = 5,066 [\pm 0,76] \text{ Kkbar}^{-1}$$

$$c = 276 [\pm 16]$$

$$b' = 301,0 [\pm 9] \text{ Kkbar}^{-1}$$

$$c' = 6,330 [\pm 0,116]$$

Les termes $[\pm 2,5 \text{ kbar}]$ et $[\pm 1,0 \text{ kbar}]$ expriment le degré de précision des équations.

Les constantes a , b , c et b' , c' incorporent les contributions et les variations d'enthalpie, de volume et d'entropie de l'équilibre du système CMAS de Gasparik (1986) et enfin les contributions du mélange non idéal du clinopyroxène.

La première équation comprend un terme d'enthalpie incorporé dans les calculs de a , b , et c , mais est moins précise que la deuxième dans laquelle le terme d'enthalpie est ignoré pour déterminer les valeurs de b' et c' (McCarthy et Patiño Douce 1998).

L'application de ces expressions aux équilibres expérimentaux naturels d'assemblage minéral montre que le géobaromètre est applicable sur un large domaine de pression (> 4 kbar), de température ($> 700^\circ\text{C}$) et de composition (nombre $\text{Mg} > 32.5$).

5.2.2 Application sur les échantillons du massif du Mont Hay

L'échantillon choisi pour les calculs est MH 1-13-7, une granulite mafique représentative du massif du Mont Hay. Les calculs vont s'effectuer sur ses 32 clinopyroxènes (tableau 5.1) et 27 plagioclases (tableau 5.2), à partir des analyses faites au cœur des minéraux. Les équations [5.1] et [5.2] nécessitent des calculs préliminaires comme le calcul de K_D (coefficient de partage = rapport des activités) qui dépend lui-même de deux paramètres variables, respectivement l'activité du plagioclase $a_{\text{An}}^{\text{pl}}$ et l'activité du clinopyroxène $a_{\text{CaTs}}^{\text{Cpx}}$. Il faut dans un premier temps déterminer ces valeurs d'activité, pour dans un deuxième temps être capable de déterminer K_D , puis $\ln K_D$, ce qui va conduire à résoudre dans une phase finale les équations [5.1] et [5.2] relatives à la pression.

5.2.2.1 L'activité du clinopyroxène.

Les calculs sont faits à partir de la méthode de Wood (1979) explicitée dans le tableau 5.3a.. Le logiciel Microsoft Excel est utilisé pour ces calculs détaillés qui sont présentés dans le tableau 5.1.

L'activité du CaTs dans le clinopyroxène varie donc entre : $0.003 < a_{\text{CaTs}}^{\text{Cpx}} < 0.007$.

Tableau 5.1: Occupation des sites tétraédraux M1 et M2 pour les clinopyroxènes de MH 1-13-7 (*le calcul du nombre d'ion est basé sur 6 oxygènes*) et calcul de l'activité selon Wood (1979)

n° du minéral analysé	Nombre d'ion			Calcul de l'activité du clinopyroxène (méthode de Wood 1979)					a_{CaTs}^{Cpx} (10 ⁻⁴)
	Si	Ca	Al	Al ^{iv}	XAl ^{M1}	XCa ^{M1}	XSi ^{iv}	XAl ^{iv}	
13	1,93	0,91	0,10	0,07	0,03	0,91	0,97	0,03	37
18	1,93	0,91	0,11	0,07	0,04	0,92	0,97	0,04	51
19	1,92	0,94	0,11	0,08	0,03	0,94	0,96	0,04	37
20	1,94	0,86	0,10	0,06	0,03	0,86	0,97	0,03	36
21	1,93	0,91	0,10	0,07	0,04	0,91	0,96	0,03	42
22	1,94	0,92	0,10	0,06	0,03	0,92	0,97	0,03	36
23	1,93	0,92	0,11	0,07	0,04	0,92	0,96	0,04	45
24	1,93	0,91	0,11	0,07	0,04	0,91	0,97	0,04	54
37	1,95	0,92	0,08	0,05	0,03	0,91	0,98	0,03	30
38	1,92	0,93	0,11	0,08	0,03	0,93	0,96	0,04	45
61	1,92	0,92	0,11	0,08	0,03	0,92	0,96	0,04	42
62	1,93	0,91	0,11	0,07	0,03	0,90	0,96	0,04	43
63	1,93	0,87	0,11	0,07	0,03	0,87	0,96	0,04	47
64	1,92	0,84	0,11	0,08	0,03	0,84	0,96	0,04	37
65	1,93	0,92	0,11	0,07	0,04	0,92	0,97	0,03	50
66	1,93	0,92	0,10	0,07	0,04	0,91	0,97	0,03	43
67	1,92	0,92	0,11	0,08	0,03	0,92	0,96	0,04	41
68	1,92	0,91	0,11	0,08	0,03	0,91	0,96	0,04	46
69	1,94	0,92	0,10	0,06	0,04	0,92	0,97	0,03	40
70	1,93	0,91	0,11	0,07	0,04	0,91	0,97	0,03	48
71	1,93	0,92	0,11	0,07	0,04	0,92	0,97	0,03	48
77	1,93	0,91	0,11	0,07	0,04	0,91	0,96	0,04	51
78	1,93	0,91	0,12	0,07	0,05	0,91	0,96	0,04	58
79	1,92	0,89	0,11	0,08	0,03	0,89	0,96	0,04	42
80	1,92	0,89	0,11	0,08	0,03	0,89	0,96	0,04	43
84	1,93	0,89	0,11	0,07	0,04	0,89	0,96	0,04	36
90	1,92	0,86	0,13	0,08	0,06	0,86	0,96	0,04	70
91	1,93	0,80	0,11	0,07	0,04	0,90	0,97	0,03	52
92	1,93	0,92	0,11	0,07	0,04	0,92	0,97	0,03	46
93	1,92	0,93	0,12	0,08	0,04	0,93	0,96	0,04	54
134	1,93	0,91	0,11	0,07	0,04	0,91	0,96	0,04	54
135	1,93	0,91	0,11	0,07	0,04	0,91	0,97	0,03	49

Tableau 5.2: Fraction de l'anorthite et autres paramètres définis par McCarthy et Patiño Douce (1998) utilisés pour le calcul de l'activité de l'anorthite dans le plagioclase
Calcul de l'activité du plagioclase, méthode de Holland et Powell (1992)

n° du minéral analysé	Nombre d'ion					$a_{An}, c^{PL-800^{\circ}C}$		$a_{An}, c^{PL-825^{\circ}C}$		$a_{An}, c^{PL-850^{\circ}C}$	
	Na	K	Ca	XAn	XAn,c	$I_{An}, 800^{\circ}C$		$I_{An}, 825^{\circ}C$		$I_{An}, 850^{\circ}C$	
3	0,37	0,01	0,62	0,62	0,40	5745,39	0,78	5756,46	0,77	5769,10	0,76
6	0,40	0,02	0,59	0,59	0,37	6070,10	0,75	6088,73	0,74	6108,93	0,73
7	0,35	0,01	0,62	0,63	0,42	5583,68	0,80	5590,98	0,79	5599,85	0,78
8	0,37	0,01	0,63	0,62	0,41	5666,80	0,79	5676,04	0,78	5686,85	0,77
9	0,37	0,01	0,62	0,62	0,41	5721,76	0,78	5732,27	0,77	5744,36	0,76
11	0,39	0,02	0,60	0,59	0,38	5993,90	0,75	6010,76	0,74	6029,19	0,73
14	0,35	0,01	0,65	0,64	0,43	5475,39	0,81	5480,17	0,80	5486,52	0,79
15	0,36	0,01	0,65	0,64	0,43	5508,52	0,81	5514,07	0,79	5521,19	0,78
16	0,38	0,01	0,64	0,62	0,41	5690,86	0,79	5700,65	0,78	5712,02	0,77
18	0,36	0,01	0,64	0,63	0,42	5598,94	0,80	5606,60	0,79	5615,83	0,77
20	0,30	0,01	0,70	0,70	0,50	4886,03	0,88	4877,08	0,86	4869,70	0,85
23	0,38	0,01	0,63	0,62	0,40	5733,04	0,78	5743,82	0,77	5756,17	0,76
25	0,36	0,01	0,66	0,64	0,43	5446,45	0,81	5450,55	0,80	5456,23	0,79
26	0,32	0,01	0,67	0,67	0,47	5170,30	0,84	5167,97	0,83	5167,21	0,82
29	0,37	0,01	0,64	0,63	0,42	5610,11	0,79	5618,02	0,78	5627,51	0,77
30	0,30	0,01	0,72	0,70	0,51	4800,46	0,89	4789,51	0,87	4780,14	0,86
31	0,32	0,01	0,69	0,68	0,48	5058,61	0,86	5053,68	0,84	5050,32	0,83
32	0,31	0,01	0,69	0,68	0,48	5037,69	0,86	5032,27	0,85	5028,43	0,84
33	0,30	0,01	0,72	0,70	0,50	4851,46	0,88	4841,70	0,87	4833,52	0,86
34	0,28	0,01	0,73	0,71	0,52	4717,92	0,89	4705,06	0,88	4693,76	0,87
35	0,27	0,01	0,75	0,73	0,54	4543,02	0,91	4526,07	0,90	4510,70	0,89
36	0,36	0,02	0,62	0,62	0,41	5711,26	0,78	5721,53	0,77	5733,38	0,76
38	0,35	0,01	0,64	0,64	0,43	5492,62	0,81	5497,80	0,80	5504,55	0,79
39	0,36	0,01	0,66	0,64	0,43	5465,33	0,81	5469,87	0,80	5475,99	0,79
40	0,34	0,01	0,67	0,66	0,45	5307,95	0,83	5308,82	0,82	5311,27	0,81
103	0,40	0,01	0,61	0,60	0,38	5968,87	0,76	5985,15	0,75	6002,99	0,74
104	0,35	0,01	0,65	0,65	0,44	5425,64	0,82	5429,26	0,80	5434,45	0,79

n° du minéral analysé	$a_{An}, c^{PL-875^{\circ}C}$		$a_{An}, c^{PL-900^{\circ}C}$		$a_{An}, c^{PL-925^{\circ}C}$		$a_{An}, c^{PL-950^{\circ}C}$		$a_{An}, c^{PL-975^{\circ}C}$		$a_{An}, c^{PL-1000^{\circ}C}$	
	$I_{An}, 875^{\circ}C$		$I_{An}, 900^{\circ}C$		$I_{An}, 925^{\circ}C$		$I_{An}, 950^{\circ}C$		$I_{An}, 975^{\circ}C$		$I_{An}, 1000^{\circ}C$	
3	5783,31	0,75	5799,10	0,74	5815,72	0,73	5834,67	0,73	5855,20	0,72	5877,30	0,71
6	6130,71	0,72	6154,06	0,71	6178,25	0,70	6204,77	0,69	6232,86	0,69	6262,52	0,68
7	5610,30	0,77	5622,32	0,76	5635,18	0,75	5650,36	0,74	5667,12	0,73	5685,45	0,73
8	5699,23	0,76	5713,19	0,75	5727,98	0,74	5745,10	0,73	5763,80	0,73	5784,07	0,72
9	5758,02	0,75	5773,26	0,74	5789,33	0,74	5807,74	0,73	5827,71	0,72	5849,26	0,71
11	6049,19	0,72	6070,77	0,72	6093,18	0,71	6117,92	0,70	6144,24	0,69	6172,13	0,69
14	5494,44	0,78	5503,94	0,77	5514,27	0,76	5526,93	0,75	5541,17	0,75	5556,98	0,74
15	5529,88	0,78	5540,15	0,77	5551,26	0,76	5564,69	0,75	5579,70	0,74	5596,28	0,74
16	5724,97	0,76	5739,48	0,75	5754,84	0,74	5772,52	0,73	5791,77	0,72	5812,60	0,72
18	5626,63	0,77	5639,01	0,76	5652,22	0,75	5667,76	0,74	5684,87	0,73	5703,56	0,73
20	4863,90	0,84	4859,66	0,83	4856,27	0,82	4855,20	0,81	4855,71	0,81	4857,79	0,80
23	5770,10	0,75	5785,60	0,74	5801,94	0,73	5820,60	0,73	5840,84	0,72	5862,65	0,71
25	5463,48	0,78	5472,30	0,77	5481,96	0,76	5493,95	0,76	5507,51	0,75	5522,65	0,74
26	5168,03	0,81	5170,42	0,80	5173,64	0,79	5179,20	0,78	5186,33	0,78	5195,03	0,77
29	5638,58	0,76	5651,21	0,76	5664,68	0,75	5680,48	0,74	5697,86	0,73	5716,81	0,73
30	4772,34	0,85	4766,12	0,84	4760,73	0,83	4757,67	0,82	4756,18	0,82	4756,27	0,81
31	5048,54	0,82	5048,33	0,81	5048,95	0,80	5051,90	0,80	5056,43	0,79	5062,53	0,78
32	5026,16	0,83	5025,46	0,82	5025,59	0,81	5028,06	0,80	5032,10	0,79	5037,71	0,78
33	4826,91	0,85	4821,87	0,84	4817,67	0,83	4815,79	0,82	4815,50	0,81	4816,77	0,80
34	4684,04	0,86	4675,89	0,85	4668,58	0,84	4663,59	0,83	4660,19	0,82	4658,35	0,82
35	4496,91	0,88	4484,69	0,87	4473,30	0,86	4464,24	0,85	4456,76	0,84	4450,85	0,84
36	5746,80	0,75	5761,79	0,74	5777,62	0,74	5795,77	0,73	5815,51	0,72	5836,81	0,72
38	5512,87	0,78	5522,77	0,77	5533,51	0,76	5546,57	0,75	5561,21	0,74	5577,42	0,74
39	5483,68	0,78	5492,94	0,77	5503,04	0,76	5515,47	0,75	5529,47	0,75	5545,04	0,74
40	5315,30	0,80	5320,89	0,79	5327,32	0,78	5336,09	0,77	5346,42	0,76	5358,33	0,76
103	6022,41	0,73	6043,41	0,72	6065,24	0,71	6089,40	0,70	6115,13	0,70	6142,43	0,69
104	5441,21	0,78	5449,55	0,77	5458,73	0,77	5470,23	0,76	5483,31	0,75	5497,96	0,74

Tableau 5.3 a: Fractions molaires et expression de l'activité idéale pour le clinopyroxène <i>Relations entre l'activité et la composition du clinopyroxène (Wood 1979)</i> <i>Correspondance entre les cations (recalculés sur une base de 6 oxygènes)</i>	
$Al^{iv} = 2-Si$	$XSi^{iv} = Si/2$
$XAl^{M1} = Al-Al^{iv}$	$XAl^{iv} = (2-Si)/2$
$XCa^{M2} = Ca$	$a_{CaTs}^{Cpx} = 4XCa^{M2}XAl^{M1}XAl^{iv}XSi^{iv}$

5.2.2.2 L'activité du plagioclase

Les calculs sont faits à partir de la méthode de Holland et Powell (1992) suggérée par McCarthy et Patiño Douce (1998), explicitée dans le tableau 5.3b.

Il faut cependant noter que l'activité est fonction de la température; cela implique différents essais de calcul pour chaque température. Comme les observations de terrain suggèrent un faciès granulitique, les températures choisies varient dans un domaine de 800 à 1000°C. Les tableaux 5.2 et 5.3c montrent les différentes activités pour les différentes analyses pour des températures de 800, 825, 850, 875, 900, 925, 950, 975 et 1000°C.

Tableau 5.3 b: Fractions molaires et expression de l'activité idéale pour le plagioclase <i>Relations entre l'activité et la composition du plagioclase (Holland et Powell 1992)</i>	
$X_{An} = Ca/(Ca+Na+K)$	$W_c = 1070,0 \text{ Jmol}^{-1}$
$X_b = 0,12 + 0,00038 \text{ T}$	$W_i = 9790,0 \text{ Jmol}^{-1}$
$X_{An,c} = X_{An}(1+X_{An})^2 / 4$	$a_{An,c}^{Pl} = X_{An,c} \exp (1/RT[W_c(1-X_{An})^2 + 1_{An}])$
$I_{An,c} = -RT \ln(X_{An,c}/X_{An}) - (W_c - W_i)(1-X_b)^2$	

Tableau 5.3c: Calcul du paramètre Xb selon Holland et Powell (1992) et M ^c Carthy et Patiño Douce (1998)		
Température (°C)	Température (K)	Xb
800	1073,15	0,53
825	1098,15	0,54
850	1123,15	0,55
875	1148,15	0,56
900	1173,15	0,57
925	1198,15	0,58
950	1223,15	0,58
975	1248,15	0,59
1000	1273,15	0,60

Les valeurs maximales et minimales de a_{An}^{pl} varient pour les températures extrêmes de 800°C et de 1000°C, respectivement de 0.92 à 0.67 (tableau 5.2). Cela donne un aperçu de la variabilité de l'activité du plagioclase en fonction de la température.

5.2.2.3 Calcul des pressions

Le calcul des pressions nécessite de connaître les différentes valeurs de K_D , qui sont dépendantes de la température à cause de l'activité du plagioclase. K_D est par définition, le rapport entre les activités du plagioclase et du clinopyroxène ($K_D = a_{An}^{pl} / a_{CaTs}^{Cpx}$).

Il est donc facile d'incorporer ce rapport dans les équations (1) et (2) pour calculer les pressions selon des températures variant de 800°C à 1000°C. Il est à noter, qu'à l'issue de multiples essais, les meilleurs résultats se sont révélés avec un a_{CaTs}^{Cpx} le plus élevé possible, c'est à dire 0,007, et avec a_{An}^{pl} le plus bas possible pour chaque température (Tableau 5.4). En dehors de ces cas optimaux, les valeurs obtenues sont soit trop élevées, soit trop basses et irréalistes géologiquement. En effet, la précision et la variabilité des analyses influencent

beaucoup les résultats, c'est la raison pour laquelle il faut choisir plus ou moins arbitrairement les valeurs ayant une chance d'être réaliste ou de donner des résultats acceptables.

Les résultats s'avèrent très intéressants surtout pour les températures entre 825°C et 875°C (tableau 5.4), et comparables avec les résultats obtenus pour les paragenèses métamorphiques (figure 4.16); les pressions sont de l'ordre de:

-6,35 à 6,53 kbar (+/-2,5 kbar) pour l'équation [5.1].

-6,11 à 6,5 kbar (+/-1kbar) pour l'équation [5.2].

Tableau 5.4: Calcul des pressions selon la méthode de M ^c Carthy et Patiño Douce (1998)		
Température °C	équation [5.1] avec $P \pm 2,5$ kbar	équation [5.2] avec $P \pm 1$ kbar
800	6,26	5,92
825	6,35	6,11
850	6,44	6,30
875	6,53	6,49
900	6,62	6,68
925	6,71	6,86
950	6,80	7,05
975	6,88	7,23
1000	6,97	7,42

Les résultats obtenus c'est à dire des pressions correspondantes au faciès granulitique pour le massif du Mont Hay de 6,4 +/- 2,5 kbar, donnent une valeur plus faible que l'estimation faite de 7 à 8 kbar par Shaw et Black (1991) et est équivalente à $P > 6$ kbar de Harley *et al.* (1994). Néanmoins, le domaine d'erreur permet de subodorer une pression avoisinant les 6-7 kbar.

5.3 Géothermomètre: orthopyroxène et grenat

Cette méthode développée par Sen et Bhattacharya (1984) s'applique sur certaines roches du massif du Mont Hay, et en particulier sur les granulites peu communes qui contiennent de l'orthopyroxène et du grenat. Cette méthode permet de calculer la température et utilise le principe des échanges de Mg^{2+} et de Fe^{2+} entre les orthopyroxènes et les grenats.

5.3.1 Méthode de Sen et Bhattacharya (1984)

Dans le but d'étudier les charnockites de Madras, Sen et Bhattacharya (1984) ont développé et formulé un géothermomètre d'échange de Mg^{2+} et de Fe^{2+} pour le couple orthopyroxène et grenat, et pour des températures du faciès granulite de lithologie quartzo-feldspathique et basique. L'expression dérivée est:

Équation [5.3] dans les unités c.g.s (centimètre-gramme-seconde):

$$T(^{\circ}C) = \frac{2713 + 0,022P(\text{bar}) + 3300X_{Ca}^{Gnt} + 195(X_{Fe}^{Gnt} - X_{Mg}^{Gnt})}{-1,9872 \ln K_D + 0,787 + 1,5X_{Ca}^{Gnt}} - 273,15 \quad [5.3]$$

avec $K_D = (X_{Fe}/X_{Mg})^{Opx} / (X_{Fe}/X_{Mg})^{Gnt}$ K_D : coefficient de partage (sans dimension);

le coefficient 273,15 qui permet de transformer des Kelvins en degrés Celsius;

X_{Ca}^{Gnt} , X_{Fe}^{Gnt} , X_{Mg}^{Gnt} : fractions ioniques dont les équations sont détaillées au paragraphe 5.3.2.1.

Les autres paramètres de cette équation sont le résultat de calculs thermodynamiques complexes incorporant entre autres: les variations d'enthalpie, d'entropie et les changements de volume molaire (Sen et Bhattacharya 1984).

La solution d'orthopyroxène est considérée comme idéale pour un domaine de température du faciès granulite; de plus un modèle ternaire symétrique de solution a été considéré pour les grenats. La formule de Sen et Bhattacharya (1984) demande quelques justifications, car les entropies et enthalpies des derniers constituants magnésiens proviennent de données publiées. Pour les entropies et les enthalpies de formation de $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, la détermination des valeurs est basée sur les données expérimentales de O'Neill et Wood (1979) et Froese (1973) qui donnent des résultats convergents vers 209,54 cal/mole et -12,21 kcal/mole à 1000 °K respectivement. Les paramètres thermochimiques pour FeSiO_3 , déterminés de la même manière donnent 55,43 cal/ °K mole et -3,43 kcal/mole. Les températures obtenues par Sen et Bhattacharya (1984) par le géothermomètre sont en accord avec celles connues du couple clinopyroxène et grenat (Ellis et Green 1979), et sont aussi comparables avec les résultats obtenus pour le thermomètre à deux pyroxènes pour les mêmes roches. Considérant que les thermomètres constitués de l'assemblage grenat-biotite des deux feldspaths, sont les seuls applicables à la plupart des granulites quartzo-feldspathiques, avec des limitations sérieuses, ce géothermomètre comble une lacune.

Cette méthode s'avère donc intéressante pour l'étude des échantillons du massif du Mont Hay, car d'une part, elle est applicable au faciès granulite et d'autre part elle suggère l'éventualité d'une fusion partielle.

5.3.2 Application aux échantillons du massif du Mont Hay

La roche étudiée du massif du Mont Hay est l'échantillon D6, une granulite intermédiaire, située dans les Monts Chapple, voisins du massif du Mont Hay, qui structuralement est plus jeune, c'est à dire vers 1660 Ma; (datation par SHRIMP par Collins et

Williams, données non publiées). Il faut noter que cette roche est 110 Ma plus jeune que l'événement métamorphique étudié. À proximité et en contact avec cette roche, se trouvent des granites à grenat. Les analyses à la microsonde des cœurs des minéraux de cette roche ont été faites sur un seul grenat et huit orthopyroxènes, qui vont être la base des calculs (tableau 5.5 a et b).

L'équation [5.3] nécessite des calculs intermédiaires tels que les calculs des fractions ioniques du grenat, des orthopyroxènes et enfin le calcul de K_D . Chaque calcul va être détaillé et compilé sous forme de tableau, puis une synthèse en sera faite.

5.3.2.1 La fraction ionique du grenat

Les calculs sont simplifiés car les analyses (tableau 5.5a) ne présentent qu'un seul grenat. Il est nécessaire de rappeler les équations de calcul pour chaque fraction ionique du grenat, avec son application numérique:

$$X_{\text{grossulaire}}^{\text{gnt}} = X_{\text{Ca}}^{\text{gnt}} = \text{Ca} / (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn}) = 0,5 / (0,5 + 1,8 + 0,6) = 0,17$$

$$X_{\text{almandin}}^{\text{gnt}} = X_{\text{Fe}}^{\text{gnt}} = \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn}) = 1,8 / (0,5 + 1,8 + 0,6) = 0,62$$

$$X_{\text{pyrope}}^{\text{gnt}} = X_{\text{Mg}}^{\text{gnt}} = \text{Mg} / (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn}) = 0,6 / (0,5 + 1,8 + 0,6) = 0,207$$

$$\text{et } (X_{\text{Fe}}/X_{\text{Mg}})^{\text{gnt}} = 1,8/0,6 = 3$$

Tableau 5.5a: Nombre d'ion pour les grenats (calcul basé sur 24 oxygènes)		
Mg	Fe	Ca
0,6	1,8	0,5

Tableau 5.5b: Nombre d'ion pour les grenats et orthopyroxènes et calcul des fractions ioniques des orthopyroxènes					
Orthopyroxène :calcul basé sur 6 oxygènes			Orthopyroxène:calcul des fractions ioniques		
analyse	Fe	Mg	X _{Fe}	X _{Mg}	X _{Fe} /X _{Mg}
1	0,93	1,03	0,47	0,53	0,90
2	0,92	1,04	0,47	0,53	0,88
3	0,92	1,05	0,47	0,53	0,88
4	0,95	1,03	0,48	0,52	0,92
5	0,94	1,01	0,48	0,52	0,93
6	0,94	1,04	0,47	0,53	0,90
7	0,93	1,03	0,48	0,52	0,91
8	0,95	1,02	0,48	0,52	0,93

5.3.2.2 La fraction ionique de l'orthopyroxène

La formule pour le calcul de la fraction ionique de l'orthopyroxène est la suivante :

$$X_{Fe} = Fe / (Mg+Fe)$$

$$X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe)$$

Comme les calculs s'effectuent sur huit orthopyroxènes, les valeurs de $(X_{Fe}/X_{Mg})^{opx}$ sont présentées dans le tableau 5.5b.

5.3.2.3 Calcul des températures

Pour calculer les températures, il suffit d'utiliser l'équation [5.3]. Les paramètres concernant le grenat, comme précisé précédemment, ne varient pas car ils proviennent d'une seule analyse. Les paramètres variables sont alors:

- (1) $\ln K_D$, qui dépend des différentes valeurs de $K_D = (X_{Fe}/X_{Mg})^{opx} / (X_{Fe}/X_{Mg})^{gnt}$, qui elles-mêmes dépendent du facteur $(X_{Fe}/X_{Mg})^{opx}$ calculé dans le tableau 5.5 et
- (2) la variabilité de la pression. Comme le métamorphisme est supposé au faciès granulite les valeurs de P testées seront comprises entre 6 à 10 kbar (tableau 5.6).

Tableau 5.6: Calculs des températures par la méthode de Sen et Bhattacharya (1984)						
orthopyroxène		P = 6 kbar	P = 7 kbar	P = 8 kbar	P = 9 kbar	P = 10 kbar
analyse	X _{Fe} /X _{Mg}	T °C	T °C	T °C	T °C	T °C
1	0,90	741,34	747,74	754,14	760,14	766,94
2	0,88	729,61	735,93	742,26	748,59	754,92
3	0,88	727,66	733,97	740,29	746,6	752,92
4	0,92	757,68	764,19	770,69	777,2	783,78
5	0,93	763,59	770,13	776,67	783,67	789,75
6	0,90	741,34	747,74	754,14	760,14	766,94
7	0,91	746,56	752,99	759,43	765,86	772,29
8	0,93	762,93	769,47	776,01	782,01	789,08

Les résultats retenus seront ceux du domaine de température et pression déterminés par les calculs de géobarométrie c'est à dire 6,4 +/- 2,5 kbar.

Les résultats varient autour de 728°C à 764°C pour P=6 kbar, avec une marge d'erreur de +/- 30°C. Ces résultats sont systématiquement plus bas que les températures estimées pour le faciès granulitique au massif du Mont Hay basées sur les positions des réactions dans la grille pétrogénétique (figure 4.16) et déduites des paragenèses minérales observées sur les roches du massif du Mont Hay (Chapitre 3 et 4). Cela suggère (1) que le grade métamorphique vers 1600 Ma serait plus bas par rapport aux conditions de pression et température du massif du Mont Hay et que (2) la croûte pourrait s'être graduellement refroidie depuis 1770 Ma (pic de métamorphisme du massif du Mont Hay).

5.4 Géothermomètre: biotite et grenat

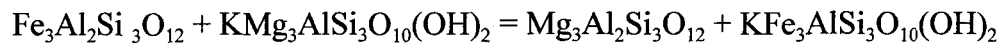
Cette méthode développée par Ferry et Spear (1978) et par Perchuk et Lavrent'eva

(1983) est appliquée essentiellement aux métasédiments et aux granites du massif du Mont Hay. Cette méthode est fondée sur les échanges de Mg^{2+} et Fe^{2+} entre la biotite et le grenat.

Ces deux méthodes de calcul ont été élaborées à partir des données expérimentales.

5.4.1 Méthode de Ferry et Spear (1978)

L'échange de cation dans la réaction:



a été investigué par Ferry et Spear (1978) en déterminant la répartition de Fe et Mg entre le grenat synthétique $(Fe,Mg)_3Al_2Si_3O_{12}$ et la biotite synthétique $K(Fe,Mg)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$.

Les résultats expérimentaux à 2,07 kbar et 550 à 800°C sont en accord avec l'équation:

$$\ln \left[\frac{(Mg / Fe)_{gnt}}{(Mg / Fe)_{bio}} \right] = \frac{-2109}{T} (^{\circ}K) + 0,782 \quad [5.4] \quad \text{qui équivaut à}$$

$$T(^{\circ}K) = \frac{-2109}{\ln \left[\frac{(Mg / Fe)_{gnt}}{(Mg / Fe)_{bio}} \right] - 0,782} \quad [5.5]$$

L'équation [5.4] a été déterminée graphiquement (figure 3 de Ferry et Spear 1978).

Des mélanges selon les rapports de grenat/biotite = 49/1 ont été utilisés pour les expériences d'échange de cation. Conséquemment, la composition du couple grenat-biotite peut approcher les valeurs d'équilibre dans les expériences avec une variation minimale dans la composition des grenats. Les échanges réversibles de cation démontrent un équilibre pour

chaque température. Des analyses numériques de données expérimentales montrent que les géothermomètres pour les roches contenant biotite et grenat sont proches des compositions binaires Fe-Mg. Ce géothermomètre est intéressant car il permet de calculer les températures lors du métamorphisme du massif du Mont Hay à partir de différentes roches. Il est nécessaire de comparer ces résultats avec ceux obtenus sur les mêmes assemblages avec des équations développées par Perchuk et Lavrent'eva (1983).

5.4.2 Méthode de Perchuk et Lavrent'eva (1983)

Cette méthode est basée sur les mêmes principes d'échanges de Fe et de Mg entre la biotite et le grenat que Ferry et Spear (1978). La formule générale pour estimer la température des équilibres biotite-grenat dans les roches métamorphiques est:

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{7843,7 + \Delta V(P - 6000)}{1,987 \ln K_D + 5,699} - 273 \quad [5.6]$$

Les paramètres et les équations utilisés sont les suivants:

K_D : coefficient de partage $K_D = \{(Mg/Fe)_{\text{bio}}/(Mg/Fe)_{\text{gnt}}\}$ (sans dimension)

$RT = 1,98$ avec T en K et R en $\text{Jcal}^{-1}\text{K}^{-1}$

$$\Delta H_{298}^0 = -7843,8 \text{ cal}$$

$$\Delta S_{298}^0 = -5,699 \text{ cal.deg}^{-1} \text{ (per.one.exchanging.atom)}$$

En utilisant cette relation, il est nécessaire d'estimer ΔV . La valeur estimée expérimentalement est $\Delta V = -0,0246 \text{ cal/bar}$ avec pour conditions $\ln K_D = 1$ et $P = 1 \text{ bar}$, à $T = 766,3^{\circ}\text{C}$.

5.4.3 Application aux échantillons du massif du Mont Hay

Ces équations sont applicables à quatre roches du massif du Mont Hay:

- (1) TH 3-4, métasédiment présentant les analyses de 12 biotites et de 3 grenats,
- (2) MH 1-9-1, métasédiment migmatisé présentant les analyses de 8 biotites et de 6 grenats,
- (3) MH2-1-T1, granite à sillimanite et biotite présentant les analyses 3 de biotites et 1 grenat,
- (4) MH 2-19-1, granite leucocrate à orthopyroxène et grenat présentant les analyses de 9 biotites et 2 grenats;

et une roche du massif du Mont Chapple correspondant à l'événement de 1600 Ma,

- (5) D6, granulite intermédiaire (proche d'un granite à grenat) présentant les analyses de 13 biotites et 1 grenat,

Comme les analyses sont nombreuses (tableau 5.7 et 5.8), les calculs vont être détaillés dans les différents tableaux 5.9 et 5.10. La démarche suivie pour la méthode de Ferry et Spear (1978) est:

- (1) calcul du rapport $(\text{Mg/Fe})_{\text{gnt}}$, pour tous les échantillons (tableau 5.7),
- (2) calcul du rapport $(\text{Mg/Fe})_{\text{bio}}$, pour tous les échantillons (tableau 5.8),
- (3) calcul de K_D (tableaux 5.9a, b, c, d),
- (4) Calcul de la température, à l'aide de l'équation [5.5] (tableaux 5.10a, b, c, d).

La méthode de Perchuck et Lavrent'eva (1983) va utiliser tous les résultats obtenus précédemment, mais nécessite des étapes supplémentaires, c'est à dire:

- (5) les variations de pression sont à prendre en compte, les valeurs choisies étant donné le faciès granulitique et les résultats précédents seront de $P = 6,4 \pm 2,5$ kbar,
- (6) les calculs de température sont à faire à partir de l'équation [5.6].

Tableau 5.7: Calcul du rapport (Mg/Fe) du grenat à partir des ions (<i>calcul basé sur 12 oxygènes</i>)			
Nom	Mg	Fe	Mg/Fe
TH3-4	0,9	2,1	0,43
	0,8	2,1	0,38
	0,8	2,2	0,36
D6	0,6	1,8	0,33
MH1-9-1	0,8	1,9	0,42
	0,7	1,9	0,37
	0,7	2,0	0,35
	0,8	1,9	0,42
	0,7	2,0	0,35
	0,8	2,0	0,40
MH2-1-T1	0,9	2,0	0,45
MH2-19-1	0,5	2,0	0,25
	0,6	1,9	0,32

Tableau 5.8: Calcul du rapport (Mg/Fe) de la biotite à partir des ions (<i>calcul basé sur 11 oxygènes</i>)											
Nom	Fe	Mg	Mg/Fe bio	Nom	Fe	Mg	Mg/Fe bio	Nom	Fe	Mg	Mg/Fe bio
TH3-4	0,90	1,47	1,63	D6	1,16	1,32	1,13	mh1-9-1	0,96	1,52	1,57
	0,90	1,46	1,62		1,17	1,32	1,13		0,96	1,55	1,60
	0,90	1,45	1,61		1,13	1,33	1,17		0,98	1,49	1,51
	0,86	1,50	1,75		1,16	1,32	1,13		0,97	1,51	1,56
	0,97	1,40	1,45		1,14	1,32	1,16		1,14	1,34	1,17
	0,97	1,39	1,43		1,09	1,38	1,26		1,13	1,34	1,18
	0,93	1,40	1,51		1,20	1,33	1,11	MH1.19.2	1,16	1,33	1,14
	0,88	1,46	1,66		1,12	1,40	1,24		1,17	1,33	1,13
	0,89	1,43	1,60		1,14	1,36	1,20		1,16	1,33	1,15
	0,89	1,48	1,65		1,11	1,35	1,22		1,19	1,29	1,09
	0,91	1,44	1,58		1,24	1,32	1,07		1,19	1,31	1,10
	0,93	1,44	1,55		1,08	1,42	1,31		1,18	1,31	1,12
MH1-2T1	0,90	1,48	1,64		1,07	1,41	1,32		1,19	1,25	1,05
	0,90	1,48	1,65	MH1-9-1	0,96	1,54	1,60		1,20	1,25	1,05
	0,89	1,48	1,67		1,03	1,51	1,47		1,19	1,27	1,06

Tableau 5.9a: Calcul de $\ln K$ pour l'échantillon TH 3-4				Tableau 5.10a: Calcul de $T(^{\circ}\text{C})$ pour l'échantillon TH 3-4			
$G=\text{Mg/Fe gnt}$				Calcul des $T(^{\circ}\text{C})$ en fonction de l'équation [5.5] et $\ln K_D$			
$B=\text{Mg/Fe bio}$	$G1=0,429$ $\ln1=\ln(G1/B)$	$G2=0,381$ $\ln2=\ln(G2/B)$	$G3=0,364$ $\ln3=\ln(G3/B)$	$T(\ln1)$	$T(\ln2)$	$T(\ln3)$	
1,63	-1,33	-1,45	-1,50	724,41	671,41	652,49	
1,62	-1,33	-1,45	-1,49	725,78	672,64	653,67	
1,61	-1,32	-1,44	-1,49	729,19	675,70	656,61	
1,75	-1,40	-1,52	-1,57	691,59	641,94	624,17	
1,45	-1,22	-1,33	-1,38	782,38	723,23	702,20	
1,43	-1,21	-1,33	-1,37	787,23	727,55	706,34	
1,51	-1,26	-1,38	-1,42	761,08	704,23	683,98	
1,66	-1,35	-1,47	-1,52	715,65	663,55	644,95	
1,60	-1,32	-1,43	-1,48	732,17	678,36	659,17	
1,65	-1,35	-1,47	-1,51	716,97	664,74	646,09	
1,58	-1,30	-1,42	-1,47	737,36	683,02	663,64	
1,55	-1,28	-1,40	-1,45	748,24	692,75	672,98	
Tableau 5.9b: Calcul de $\ln K$ pour l'échantillon D6				Tableau 5.10b: Calcul de $T(^{\circ}\text{C})$ pour l'échantillon D6			
$G=\text{Mg/Fe gnt}$				Calcul des $T(^{\circ}\text{C})$ en fonction de l'équation [5.5] et $\ln K_D$			
$B=\text{Mg/Fe bio}$	$G4=0,333$ $\ln4=\ln(G4/B)$			$T(\ln4)$			
1,13	-1,23			777,25			
1,13	-1,23			777,25			
1,17	-1,26			777,30			
1,13	-1,23			761,48			
1,16	-1,25			765,91			
1,26	-1,33			725,00			
1,11	-1,21			787,50			
1,24	-1,32			730,66			
1,20	-1,28			748,45			
1,22	-1,30			741,13			
1,07	-1,16			809,94			
1,31	-1,37			706,09			
1,32	-1,38			704,23			

Tableau 5.9c: Calcul de ln K pour l'échantillon MH 1-19-2			Tableau 5.10c: Calcul de T (°C) pour l'échantillon MH1-19-2	
G=Mg/Fe gnt			Calcul des T(°C) en fonction de l'équation [5.5] et lnK _D	
B=Mg/Fe bio	G5 =0,25 ln5=ln(G10/B)	G6=0,316 ln6=ln(G11/B)	T(ln5)	T(ln6)
1,14	-1,52	-1,29	643,06	746,84
1,13	-1,51	-1,28	646,27	750,82
1,15	-1,53	-1,29	640,88	744,13
1,09	-1,47	-1,24	663,44	772,16
1,10	-1,48	-1,25	658,29	765,75
1,12	-1,50	-1,26	652,65	758,74
1,05	-1,43	-1,20	678,11	790,47
1,05	-1,43	-1,20	679,57	792,29
1,06	-1,45	-1,21	672,76	783,79

Tableau 5.9d: Calcul de ln K pour l'échantillon MH 1-9-1					Tableau 5.10d: Calcul de T (°C) pour l'échantillon MH 1-9-1			
G= Mg/Fe gnt					Calcul des T(°C) en fonction de l'équation [5.5] et lnK _D			
B=Mg/Fe bio	G7=0,421 ln(G7/B)	G8=0,368 ln(G8/B)	G9=0,35 ln(G9/B)	G10=0,4 ln(G10/B)	T(ln7)	T(ln8)	T(ln9)	T(ln10)
1,60	-1,33	-1,47	-1,52	-1,39	723,10	663,58	643,18	699,60
1,47	-1,25	-1,39	-1,44	-1,30	764,39	700,00	677,99	738,92
1,57	-1,32	-1,45	-1,50	-1,37	730,72	670,32	649,62	706,86
1,60	-1,34	-1,47	-1,52	-1,39	722,25	662,83	642,46	698,78
1,51	-1,28	-1,41	-1,46	-1,33	749,60	686,97	665,55	724,84
1,56	-1,31	-1,44	-1,49	-1,36	735,60	674,62	653,74	711,51
1,17	-1,03	-1,16	-1,21	-1,08	893,30	812,53	785,22	861,21
1,18	-1,03	-1,17	-1,22	-1,08	889,99	809,66	782,49	858,08

Tableau 5.9e: Calcul de ln K pour l'échantillon MH 1-2T-1			Tableau 5.10e: Calcul de T (°C) pour l'échantillon MH 1-2T-1	
G= Mg/Fe gnt			Calcul des T(°C) en fonction de l'équation [5.5] et lnK _D	
B=Mg/Fe bio	G1 =0,45 ln (G11/B)		T(ln11)	
1,64	653,48		743,29	
1,65	651,02		740,36	
1,67	646,42		734,79	

Remarque: pour les tableaux 5.9a, bc, c, d et e et 5.10a, b, c, d et e, on pose

- $B = (Mg/Fe)_{bio}$ à partir du tableau 5.8,
- $G_n = (Mg/Fe)_{gnt}$ à partir du tableau 5.8 avec $n \in [1;11]$,
- $ln_n = \ln(G_n/B)$ avec $n \in [1;11]$;

$T(ln_n)$ est la température calculée en fonction de [5.5] et de lnK_D .

Dans le but de déterminer un domaine de variation de température avec la méthode de Perchuck et Lavrent'eva, les valeurs maximales et minimales calculées de K_D pour chaque roche selon l'équation de Ferry et Spear vont être prises en compte (tableaux 5.9a,b,c,d). Il est à noter cependant que les K_D correspondent:

-pour Ferry et Spear (1978) à $K_D = \ln \left\{ (Mg/Fe)_{gnt} / (Mg/Fe)_{bio} \right\}$ et

-pour Perchuck et Lavrent'eva (1983) à $K_D = \ln \left\{ (Mg/Fe)_{bio} / (Mg/Fe)_{gnt} \right\}$ car ils

considèrent la réaction/équation inverse. En fait, mathématiquement:

$$K_D \text{ Ferry et Spear} = - K_D \text{ Perchuck et Lavrent'eva}$$

Les valeurs au signe moins près sont donc équivalentes.

Ainsi, ces valeurs maximales et minimales sont:

-pour TH 3-4, $lnK_D \text{ min} = 1,207$ et $lnK_D \text{ max} = 1,569$

-pour D6, $lnK_D \text{ min} = 1,165$ et $lnK_D \text{ max} = 1,376$

-pour MH 1-9-1, $lnK_D \text{ min} = 1,026$ et $lnK_D \text{ max} = 1,522$

-pour MH 1-2-T1, $lnK_D \text{ min} = 1,293$ et $lnK_D \text{ max} = 1,311$

-pour MH 1-19-2, $lnK_D \text{ min} = 1,198$ et $lnK_D \text{ max} = 1,526$

L'application de ces valeurs minimales et maximales associées aux variations de pression donnent les résultats présentés dans le tableau 5.11.

Il s'avère intéressant de comparer les résultats des deux méthodes (tableau 5.12). De manière générale, les variations avec la méthode de Perchuck et Lavrent'eva sont moins importantes qu'avec la méthode de Ferry et Spear. Ces variations pourraient notamment s'expliquer par la méthode d'analyse des minéraux. Il faut en effet utiliser le cœur du minéral ce qui en général a été fait, sauf pour les grenats où des traverses ont été effectuées des bordures au noyau. Les plus hautes températures vont être obtenues entre le cœur des biotites libres et le cœur des grenats, et les températures les plus basses entre la biotite en remplacement et les bordures de grenat où les échanges de Fe-Mg s'effectuent, d'où la variabilité observée dans les résultats.

-TH 3-4 (métasédiment): les températures oscillent entre 624,17 et 787,23°C avec la méthode de Ferry et Spear et varient entre globalement 610 et 700°C avec la méthode de Perchuck et Lavrent'eva. Ces résultats donnent des températures trop basses par rapport aux réactions déduites par la minéralogie des roches du massif du Mont Hay, ce qui suggère une biotite en remplacement sur la bordure du grenat. De plus, cette roche montre deux équilibres de biotite -grenat (figure 4.9), ce qui subodore deux équilibres de pression et température atteints, pouvant correspondre à la biotite en remplacement du grenat et à la biotite libre. Ces observations expliqueraient les températures basses observées, étant donné que pendant le refroidissement les deux équilibres ont été atteints.

Tableau 5.11: Calcul des températures selon la méthode de Perchuk et Lavrent'eva (1983)								
Échantillon TH 3-4			Échantillon D6			Échantillon MH1-9-1		
P (kbar)	Température °C		P (kbar)	Température °C		P (kbar)	Température °C	
	$InK_{min} = 1,207$	$InK_{max} = 1,569$		$InK_{min} = 1,165$	$InK_{max} = 1,376$		$InK_{min} = 1,026$	$InK_{max} = 1,522$
6	695,63	616,71	6	705,72	657,15	6	740,62	626,22
7	692,59	613,92	7	702,64	654,23	7	737,45	623,39
8	689,55	611,13	8	699,58	651,32	8	737,45	620,57
9	686,52	608,34	9	696,51	648,4	9	731,09	617,75
Échantillon MH 1-2-T1			Échantillon MH 1-19-2					
P (kbar)	Température °C		P (kbar)	Température °C				
	$InK_{min} = 1,293$	$InK_{max} = 1,311$		$InK_{min} = 1,197$	$InK_{max} = 1,526$			
6	675,61	671,64	6	707,19	625,35			
7	672,64	668,68	7	704,15	628,17			
8	669,66	665,72	8	701,10	630,99			
9	666,69	662,75	9	698,06	633,8			

Remarque: en ne considérant que les extrêmes, c'est à dire les $\ln K_{\max}$ et les $\ln K_{\min}$ des tableaux 5.9a, b, c, d et e, cela va permettre de déterminer un domaine de variation optimal et par conséquent le domaine de température optimal.

Tableau 5.12: Comparaison des résultats de Ferry et Spear (1978) et Perchuk et Lavrent'eva (1983), pour chaque roche les minima et maxima sont retenus, les températures sont en °C						
roche		TH3-4	D6	MH 1-9-1	MH 1-2-T1	MH 1-19-2
Ferry et Spear	min T°C	624,17	730,66	642,46	734,79	640,88
	max T°C	787,23	809,94	893,3	743,29	792,29
Perchuk et Lavrent'eva	min T°C à P=7kbar	613,92	623,39	623,39	668,68	628,17
	max T°C à P=7kbar	692,59	702,64	737,45	672,64	704,15

-D6 (granulite intermédiaire): les températures oscillent entre 631 et 831°C avec la méthode de Ferry et Spear et varient entre approximativement 650 et 700°C avec la méthode de Perchuck et Lavrent'eva. Les températures plus élevées correspondent au domaine de variation (830°C +/- 30) estimées à partir de la minéralogie et des réactions subséquentes et sont probablement le résultat d'analyse des cœurs de grenat et de biotite libre. Cette roche s'est partiellement rééquilibrée pendant le refroidissement.

-MH 1-9-1 (métasédiment migmatisé): les températures oscillent entre 642 et 893°C avec la méthode de Ferry et Spear et varient entre 623 et 738°C avec la méthode de Perchuck et Lavrent'eva. Les plus hautes températures obtenues par Ferry et Spear (1978) (probablement sur des grenats et biotites libres) couvrent un domaine de température analogue à celui déterminé par les paragenèses minérales (chapitres 3 et 4) et indiquent que la roche est partiellement rééquilibrée.

-MH 1-19-2 (granite leucocrate à grenat et orthopyroxène): les températures oscillent entre 641 et 792°C avec la méthode de Ferry et Spear et varient entre 628 et 704°C avec la méthode de Perchuck et Lavrent'eva. La roche s'est probablement rééquilibrée pendant le refroidissement.

-MH 2-1-T1 (granite à sillimanite et à biotite): les températures oscillent entre 735 et 743°C avec la méthode de Ferry et Spear et varient entre 668 et 672°C avec la méthode de Perchuck et Lavrent'eva, les domaines de variations sont plus restreints et pourraient représenter les températures de cristallisation de la biotite rétrograde, mais cela peut être une conséquence du manque de données pour cette roche. Quoiqu'il en soit, ces valeurs montrent que la roche s'est rééquilibrée pendant le refroidissement.

En conclusion, certains de ces résultats semblent acceptables, si on considère la marge d'erreur des analyses et la variabilité intrinsèque de la composition de la biotite à cause de la redistribution de Fe-Mg pendant le refroidissement (Frost et Chacko 1989).

5.5 Comparaison des résultats et conclusion

Les différentes méthodes ont permis d'investiguer les domaines de température et de pression auxquels les roches du massif du Mont Hay ont été soumises. Un bilan est ainsi présenté des résultats optimaux de chaque méthode:

(1) *Méthode de McCarthy et Patiño Douce (1998)*

Les résultats optimaux obtenus considérant le faciès granulitique sont pour les T (°C) variant de 825 à 875°C (tableau 5.4) estimées par l'étude pétrogénétique (figure 4.16):

$P = 6,4 \pm 2,5$ kbar avec l'équation [5.1]

$P = 6,3 \pm 1$ kbar avec l'équation [5.2].

(2) *Méthode de Sen et Bhattacharya (1984)*

Les résultats optimaux obtenus considérant le faciès granulitique sont pour une pression P de $6,4 \pm 2,5$ kbar (tableau 5.6):

$T = 727$ à $764^\circ\text{C} \pm 30^\circ\text{C}$ pour $P = 6$ kbar et

$T = 740$ à $776^\circ\text{C} \pm 30^\circ\text{C}$ pour $P = 8$ kbar,

(3) *Méthodes de Ferry et Spear (1978) et Perchuck et Lavrent'eva (1983)*

Les résultats optimaux retenus considérant le faciès granulitique sont répertoriés dans le tableau 5.12. Les variations sont importantes par rapport aux autres méthodes. Il est à noter que les études métamorphiques ont révélé notamment pour TH3-4, deux équilibres entre la

biotite et le grenat suggérant deux conditions d'équilibre de pression et température selon que la biotite est libre ou en remplacement sur les bordures du grenat. De plus, les profils légèrement en cloche dans certains grenats pourraient suggérer des températures de refroidissement rapides. Ces deux arguments expliqueraient la variabilité des résultats obtenus avec ces deux dernières méthodes.

Donc, comme les roches les plus représentatives du massif du Massif du Mont Hay sont les granulites mafiques et comme le faciès est granulitique, les résultats les plus convaincants sont ceux obtenus avec la méthode (1) voire (2). Pour cette étude, le domaine retenu de variation de pression et température sera donc d'environ 825-875°C et de 6-7 kbar. Ces résultats sont consistants avec l'étude pétrogénétique (figure 4.16).

Ces résultats s'approchent des valeurs obtenues par les études précédentes, c'est à dire 7 à 8 kbar et $T = 700$ à 800°C (Shaw et Black 1991) et $P > 6$ kbar pour $T = 780$ à 850°C (Harley *et al.* 1994).

CHAPITRE 6

Géochimie et Pétrogénèse

L'étude géochimique et pétrogénétique va permettre de caractériser les magmas felsiques qui se sont formés et ont migré dans la croûte moyenne à profonde représentée par le massif du Mont Hay. La plupart des modifications géochimiques interviennent en effet lorsque les roches sont à leur stade magmatique. Tout d'abord, les protolithes c'est à dire les granulites mafiques, intermédiaires et felsiques et les métasédiments à l'origine des migmatites vont être décrits. Il s'avère intéressant de les étudier notamment pour les granulites mafiques car celles-ci constituent également le milieu dans lequel les magmas felsiques ont circulé et où le réseau de transfert s'est développé. L'étude géochimique des granulites mafiques permettra enfin de déterminer son origine et par conséquent elle orientera le choix du modèle tectonique.

Les roches felsiques vont ensuite être étudiées en fonction de l'origine de leurs magmas *in situ* ou externes, des fractionnements et des contaminations qu'ils ont subies lors de leur formation et de leur transfert. Si ces magmas ont fait l'objet de mélange lors de leur transfert, alors la chimie des roches reflétera l'interaction entre le magma et le système de transfert. En général, l'étude comparée suggérée sera davantage orientée vers la pétrogénèse des magmas felsiques et mélangés, dans le but de comprendre l'évolution des magmas de leur formation à leur migration. La mise en place ainsi que la solidification ne seront pas développés.

6.1 Méthode Analytique

L'analyse de 88 échantillons a été faite pour les oxydes majeurs et les éléments traces (Annexe D). Selon les observations de terrain, ces échantillons se repartissent en trois groupes:

- groupe 1: les protolithes c'est à dire 29 échantillons de granulite mafique, intermédiaire et felsique, et 11 échantillons de métasédiment,
- groupe 2: les roches migmatisées *in situ* correspondant à 17 échantillons de granite,
- groupe 3: les roches felsiques et intermédiaires ignées constituées de 23 échantillons de charnockite et de 8 échantillons d'hybride.

Toutes ces roches débarrassées de leurs altérations ont d'abord été réduites par un broyeur à mâchoire à L'UQAC, puis transformées en poudre à l'aide d'un pulvérisateur (*shatter box*) en céramique d'oxyde d'aluminium pour limiter la contamination par les éléments traces comme W, Cr et Ni. Environ 200 grammes de poudre ont été produits dont 5 g ont été utilisés pour la fluorescence X (XRF) et 2 grammes pour l'activation neutronique.

Les oxydes majeurs (sauf Na₂O) ainsi que les éléments V, Ni, Pb, Y, Zr, Nb, Ba, Rb, et Sr ont été analysés par fluorescence X au laboratoire de l'Université de McGill (Montréal). Les éléments des terres rares (ÉTR) et Co, Cr, Sc, Hf, Ta, Cs, Th, U et Na₂O ont été analysés par activation neutronique instrumentale (INAA) à l'UQAC (Université du Québec à Chicoutimi) selon la méthode décrite par Bédard et Barnes (1990). Les échantillons sont d'abord activés par le réacteur nucléaire SLOWPOKE (*Safe Low Power Kritical Experiments*) de l'institut de génie énergétique de l'École polytechnique à Montréal. Le temps d'irradiation est de 4 heures avec un flux de neutrons de 5.10^{11} neutrons cm⁻²s⁻¹. La lecture est faite au laboratoire d'analyse par activation neutronique à l'UQAC.

La précision des analyses par activation neutronique (INAA) a été contrôlée par des analyses régulières standards du *shale* standard utilisé pour la période 1996-99 dont les écarts-types reflètent en général une bonne reproductibilité (tableau 6.1). Certains éléments MnO, Nb, Ni, Pb et Zn montrent une pauvre reproductibilité, ce qui s'explique probablement par leur faible concentration dans les roches analysées. Néanmoins les résultats sont de bonne qualité (tableau 6.1, LD: limite de détection, LOI: *Lost In Ignition* ou perte en eau).

Tableau 6.1 Étude de la reproductibilité des résultats INAA par le shale standard							
Élément	teneur moyenne	écart type	écart type/moyenne*100	Élément	teneur moyenne	écart type	écart type/moyenne*100
SiO ₂ %	57,72	0,93	1,61	Cs ppm	3,1	0,24	7,58
TiO ₂ %	0,92	0,03	2,85	Ba ppm	650	73,13	11,24
Al ₂ O ₃ %	13,06	0,2	1,56	Sr ppm	56,9	3,76	6,62
Fe ₂ O ₃ %	3,67	0,16	4,30	Ga ppm	17	1,73	10,19
MnO %	0,04	0,01	19,86	Ta ppm	1,2	0,2	17,8
MgO %	2,73	0,1	3,56	Nb ppm	14	2,98	20,98
CaO %	1,66	0,08	4,55	Hf ppm	4,1	0,43	10,45
Na ₂ O %	0,922	0,07	7,82	Zr ppm	165	12	7,2
K ₂ O %	6,46	0,3	4,71	Y ppm	34,8	2,52	7,24
P ₂ O ₅ %	0,08	0,00	6,27	Th ppm	9,02	0,78	8,63
S %	1,22	0,05	4,07	U ppm	4,5	0,58	12,96
LOI	13,28	0,44	3,33	La ppm	32,6	3,14	9,63
Cr ppm	124	10,9	8,79	Ce ppm	64,7	6,08	9,39
Ni ppm	65	14,72	22,72	Nd ppm	27,6	2,64	9,56
Co ppm	28	5,26	18,62	Sm ppm	5,81	0,52	9,4
Sc ppm	20,9	1,59	7,63	Eu ppm	1,67	0,08	5,3
V ppm	315	37,06	11,76	Tb ppm	0,76	0,05	7,08
Pb ppm	19	7,6	40,71	Yb ppm	2,99	0,11	3,8
Zn ppm	26	7,6	29	Lu ppm	0,55	0,03	6,11
Rb ppm	134	4,04	3,03				

6.2 Caractérisation des protolithes

6.2.1 Les granulites mafiques comparées aux granulites intermédiaires et felsiques

Les granulites (décrites dans les chapitres 2 et 3) montrent une certaine variabilité en fonction de leur granulométrie et de leur composition originelle plus ou moins felsique. C'est la raison pour laquelle elles se répartissent selon plusieurs groupes en fonction de leur teneur en SiO_2 ; ainsi les limites considérées pour chaque groupe sont: 45 à 52% pour les mafiques, 52 à 66% pour les intermédiaires et $> 66\%$ pour les felsiques (tableau 6.2).

6.2.1.1 Les oxydes majeurs

Comparaison des teneurs

La teneur en SiO_2 varie de 46,97% à 52,01% pour les granulites mafiques (tableau 6.3), augmentant pour les intermédiaires de 52,6% à 64,72% jusqu'à 70,3% à 74% pour les felsiques. La teneur en Al_2O_3 peut atteindre 18,35% pour quelques échantillons mais varie en général autour de 15% pour les mafiques. Les ferromagnésiens ($\text{FeO} + \text{MgO}$) évoluent dans un domaine de 14 à 21 % pour les granulites mafiques pour descendre de 5% à 9% pour les felsiques. Pour les éléments chimiques constituant les feldspaths des tendances inverses s'observent:

- une teneur importante de CaO dans la granulite mafique (plagioclase, clinopyroxène et hornblende) de 10,14% à 13,17 % qui passe progressivement de 10,32% à 3,14% pour les intermédiaires et felsiques,

- une teneur faible de K_2O dans les granulites mafiques de 0,08% à 0,83% qui augmente jusqu'à 4,4% pour les granulites felsiques.

Type de roche	Nom géochimique	Nom de la roche	nombre Mg	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Pb	Zn	Rb
Granulite felsique	M18	MH1-14.7	40.75	70.29	0.60	13.22	0.79	4.01	0.06	1.82	3.14	1.57	4.37	0.14	0.03	100.03	53	26	16	13.3	82	34	17	90	178
Granulite intermédiaire	M10	MH1-20.1	50.29	57.38	0.75	15.25	1.54	7.83	0.15	5.23	8.68	1.99	1.09	0.10	0.00	100.00	117	51	39	33.1	181	66	9	120	65
Granulite intermédiaire	M8	Mh2-5b.7	56.18	55.86	0.76	15.82	1.43	7.31	0.15	6.18	8.86	2.21	1.33	0.09	0.01	100.01	273	91	42	32.2	170	43	9	108	82
Granulite intermédiaire	M40	MH3-14.7g	58.35	52.57	0.71	15.22	1.72	8.76	0.17	8.11	10.15	1.95	0.58	0.06	0.00	100.00	292	102	54	39.9	187	51	5	116	12
Granulite intermédiaire	M55	TH1-3	62.48	53.70	0.68	17.47	1.32	6.75	0.14	7.42	10.06	1.56	0.72	0.19	0.13	100.13	188	154	42	27.6	108	37	5	112	32
Granulite intermédiaire	M17	Mh4-20.1	35.75	64.72	0.81	15.38	1.17	5.95	0.09	2.18	4.65	2.09	2.78	0.18	0.00	100.00	32	13	22	19.1	120	31	16	114	110
Granulite intermédiaire	M35	MH18-3.2	44.42	74.00	0.62	11.94	0.69	3.49	0.06	1.84	5.10	1.69	0.50	0.07	0.00	100.01	35	17	16	11.6	83	11	3	73	9
Granulite intermédiaire	M16	MH1-15.7	46.50	62.95	0.77	14.22	1.29	6.57	0.12	3.77	5.74	1.97	2.46	0.13	0.00	100.01	86	43	31	25.5	127	39	12	108	95
Granulite intermédiaire	M9	MH2-13.7	49.72	63.16	0.78	15.23	1.20	6.13	0.11	4.00	6.45	2.23	0.55	0.15	0.00	100.00	119	50	31	16.9	115	40	8	102	21
Granulite à leucosomes	M25	MH4-5b.7	54.38	70.88	0.50	10.49	1.00	5.10	0.10	4.01	5.41	1.47	0.97	0.08	0.01	100.01	119	63	28	20.5	105	31	5	92	39
Granulite mafique	B16	MH98.1-16.4	47.99	50.52	1.21	14.40	2.15	10.96	0.21	6.67	10.73	2.36	0.64	0.16	0.00	100.00	82	67	45	45.0	267	416	8	175	19
Granulite mafique	B17	MH98.9-3.1	48.38	49.70	1.41	14.56	2.28	11.62	0.20	7.19	10.02	2.10	0.74	0.17	0.00	100.00	131	111	53	39.0	258	572	8	175	32
Granulite mafique	M2	MH11-15.3	49.64	51.32	1.10	15.65	1.96	9.98	0.19	6.49	10.60	1.97	0.62	0.12	0.00	100.00	208	69	51	43.1	235	50	7	132	7
Granulite mafique	M5	MH1-12.7	50.93	51.40	1.06	15.22	1.94	9.91	0.19	6.79	10.67	2.16	0.53	0.12	0.00	100.01	178	68	52	43.3	238	60	7	130	17
Granulite mafique	M57	TH3-2	52.28	49.38	0.69	15.45	2.02	10.29	0.22	7.44	12.38	1.94	0.13	0.06	0.00	100.01	33	48	56	51.8	246	70	4	124	1
Granulite mafique	M1	MH2-20.1	52.89	53.04	0.72	16.09	1.69	8.64	0.18	6.40	10.32	1.74	1.09	0.08	0.07	100.07	162	59	47	39.0	191	46	9	120	69
Granulite mafique	M12	MH3-20.1	54.24	50.97	0.85	15.57	1.84	9.40	0.19	7.36	11.02	2.03	0.68	0.09	0.00	100.01	206	74	52	42.1	233	67	8	128	32
Granulite mafique	M59	MH2-1T1	54.73	50.97	1.06	16.02	1.88	9.57	0.18	7.64	10.12	2.06	0.40	0.10	0.00	100.01	265	137	55	43.3	239	76	6	131	8
Granulite mafique	M3	MH27.3	55.21	50.93	0.94	15.63	1.84	9.40	0.18	7.65	10.90	1.90	0.52	0.10	0.00	100.01	350	101	53	40.6	225	73	6	127	7
Granulite mafique	B20	MH98.A1	55.45	49.09	0.86	14.60	2.06	10.52	0.22	8.65	12.60	1.19	0.14	0.07	0.00	100.00	124	82	49	50.3	260	355	6	153	5
Granulite mafique	M4	MH1-14.1	58.05	50.46	0.74	16.01	1.75	8.90	0.18	8.13	11.47	1.87	0.42	0.07	0.00	100.01	223	111	54	39.9	206	47	6	113	13
Granulite mafique	B18	MH98.A3	58.31	46.97	1.33	15.47	1.88	9.60	0.19	8.87	13.15	1.78	0.66	0.11	0.26	100.26	176	120	47	39.7	277	527	4	106	9
Granulite intermédiaire	M11	MH3-5b.7	58.99	50.01	0.81	16.04	1.79	9.10	0.18	8.65	11.28	1.67	0.38	0.08	0.00	100.01	262	134	56	39.2	209	78	5	122	20
Granulite mafique	M6	MH1-5b.7	59.16	50.34	0.84	15.98	1.72	8.77	0.18	8.39	11.01	1.88	0.83	0.07	0.00	100.01	348	135	55	40.7	208	71	6	122	56
Granulite mafique	M7	MH11-13.7	59.84	50.23	0.88	16.46	1.70	8.68	0.18	8.54	10.92	1.84	0.47	0.08	0.00	100.01	335	141	56	37.5	209	72	6	119	24
Granulite mafique	b15	mh98.8-10	62.14	48.26	0.88	18.42	1.69	8.60	0.17	9.32	11.26	1.24	0.08	0.07	0.00	100.00	79	120	51	36.5	218	353	1	110	6
Granulite mafique	B19	MH98-A2	63.82	50.52	0.56	15.07	1.55	7.92	0.16	9.23	12.42	2.14	0.39	0.03	0.00	100.00	60	58	42	47.9	210	299	5	80	3
Granulite mafique	M41	MH11-15.3	53.17	52.01	0.84	18.01	1.54	7.83	0.14	5.87	10.41	2.44	0.79	0.11	0.13	100.13	97	68	41	37.6	183	48	8	117	15
Granulite mafique	M56	TH1-1	54.21	49.67	0.95	18.21	1.70	8.69	0.16	6.79	11.34	1.97	0.32	0.18	0.00	100.00	189	99	45	36.4	202	24	5	132	8
				Cs	Ba	Sr	Zn	Ga	Ta	Hf	Zr	Y	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu			
Granulite felsique	M18	MH1-14.7	40.75	1.50	650	82.2	15	0.5	5.6	166	18.7	2.21	0.5	19.1	38.0	21.7	3.31	1.0	0.48	1.45	0.23				
Granulite intermédiaire	M10	MH1-20.1	50.29	1.11	304	82.8	18	0.5	2.8	94	32.6	1.71	0.5	16.5	35.5	21.1	4.32	1.0	0.85	2.50	0.38				
Granulite intermédiaire	M8	Mh2-5b.7	56.18	1.11	190	88.8	17	0.5	2.9	85	32.3	1.81	0.3	18.3	40.6	21.1	4.54	0.9	0.83	2.70	0.41				
Granulite intermédiaire	M40	MH3-14.7g	58.35	LD	205	104.3	17	0.3	2.0	55	28.0	0.20	LD	10.1	21.3	14.2	2.97	1.0	0.62	2.48	0.36				
Granulite intermédiaire	M55	TH1-3	62.48	0.30	653	272.7	18	0.2	1.3	42	22.9	0.40	0.2	13.9	30.2	22.7	4.01	0.9	0.52	1.57	0.24				
Granulite intermédiaire	M17	Mh4-20.1	35.75	1.10	605	95.7	19	0.6	5.2	176	23.1	4.68	0.7	25.0	55.7	29.1	4.42	1.3	0.61	1.50	0.25				
Granulite intermédiaire	M35	MH18-3.2	44.42	0.31	201	135.0	13	0.3	5.1	159	12.9	0.76	0.2	9.9	17.6	7.3	1.36	0.9	0.21	0.71	0.12				
Granulite intermédiaire	M16	MH1-15.7	46.50	0.37	404	77.7	17	0.6	4.6	149	31.1	1.30	0.3	19.6	41.8	26.5	5.00	1.0	0.83	2.75	0.40				
Granulite intermédiaire	M9	MH2-13.7	49.72	0.98	76	101.2	18	0.5	2.6	89	20.0	4.11	0.5	21.5	41.2	18.9	2.93	0.9	0.43	1.41	0.23				
Granulite à leucosomes	M25	MH4-5b.7	54.38	0.49	143	56.2	13	0.3	2.7	89	29.3	2.74	0.3	17.0	36.9	20.4	4.09	0.6	0.43	2.07	0.31				
Granulite mafique	B16	MH98.1-16.4	47.99	0.00	155	93.7	18	0.4	3.3	115	38.2	0.66	0.1	13.9	32.9	17.9	3.82	1.4	0.90	3.36	0.47				
Granulite mafique	B17	MH98.9-3.1	48.38	1.22	173	102.0	19	0.6	3.4	105	38.8	2.73	0.6	15.2	35.1	18.9	4.33	1.6	1.02	3.55	0.51				
Granulite mafique	M2	MH11-15.3	49.64	LD	230	106.3	19	0.5	2.6	82	37.7	0.25	LD	13.8	31.7	21.0	4.47	1.3	0.87	3.26	0.48				
Granulite mafique	M5	MH1-12.7	50.93	0.44	187	96.6	19	0.6	2.8	98	36.8	0.82	0.3	14.1	32.1	21.4	4.36	1.3	0.81	3.25	0.50				
Granulite mafique	M57	TH3-2	52.28	LD	77	98.5	17	0.1	1.0	21	25.8	LD	LD	3.9	3.8	8.4	1.91	0.8	0.45	2.13	0.33				
Granulite intermédiaire	M1	MH2-20.1	52.89	2.12	193	83.3	18	0.4	2.4	73	33.2	3.63	0.5	15.3	33.1	20.2	3.99	1.0	0.79	2.68	0.39				
Granulite mafique	M12	MH3-20.1	54.24	0.40	184	82.9	17	0.4	1.9	59	31.1	1.21	LD	10.7	24.2	15.3	3.02	1.0	0.55	2.59	0.38				
Granulite mafique	M59	MH2-1T1	54.73	LD	257	137.1	19	0.3	2.8	83	32.5	1.10	LD	13.1	28.6	19.3	3.89	1.4	0.75	2.80	0.42				
Granulite mafique	M3	MH27.3	55.21	LD	190	97.4	19	0.4	2.1	67	30.9	0.82	LD	10.3	22.0	17.0	3.16	1.1	0.65	2.56					

La comparaison globale des oxydes majeurs entre granulite mafique, intermédiaire et felsique caractérise chacune de ces catégories de roches.

Tableau 6.3: Comparaison des compositions en oxydes majeurs des granulites mafiques, intermédiaires, felsiques											
	Mg #	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
G.(Granulite) Mafique n=18											
moyenne	58,00	50,40	0,93	15,97	9,43	0,19	7,7	11,21	1,91	0,52	0,1
minimum	53,00	46,97	0,56	14,63	7,43	0,14	5,88	10,14	1,19	0,08	0,03
maximum	64,00	52,01	1,33	18,45	11,62	0,22	9,34	13,17	2,44	0,83	0,11
G. Intermédiaire n=8											
moyenne	51,52	57,92	0,75	15,59	7,24	0,14	5,41	8,11	1,97	1,33	0,12
minimum	35,75	57	0,68	14,22	5,95	0,09	2,18	4,69	1,56	0,58	0,06
maximum	62,48	64,72	0,81	17,47	8,76	0,18	8,11	10,32	2,23	2,78	0,19
G. felsique (à leucosome) n=3											
moyenne	46,52	71,72	0,57	11,98	4,2	0,07	2,56	4,6	1,58	1,95	0,10
minimum	40,75	70,3	0,50	10,5	3,49	0,06	1,82	3,14	1,47	0,50	0,07
maximum	54,38	74	0,62	13,22	5,1	0,10	4,01	5,41	1,69	4,4	0,14

Graphes de discrimination

Les graphes de discrimination des éléments majeurs permettent de caractériser les granulites. La série des granulites mafiques montre un caractère sub-alkalin (figure 6.1) d'une série tholéitique (figure 6.2). La discrimination des basaltes (figure 6.3) permet de dissocier:

- (1) les granulites mafiques qui se concentrent dans les zones à K moyen à bas,
- (2) des granulites intermédiaires à felsiques à tendance andésitique voire dacitique qui sont majoritairement confinées dans la zone à K moyen (sauf pour les plus felsiques qui présentent un K élevé).

Il s'avère intéressant de comparer les variations dans les composants mafiques et alumineux pour discriminer les différents types de granulites mafiques, car elles montrent une

certaine répartition sur les figures précédentes (figures 6.1, 6.2 et 6.3). Le graphe ternaire $\text{FeO}+\text{TiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ (figure 6.4) montre de manière générale un basalte riche en Mg, avec seulement 4 échantillons plus riches en fer. L'indice d'alcalinité (AI) en fonction de Al_2O_3 (figure 6.5, adaptée de Middlemost 1975) confirme que les granulites mafiques sont tholéitiques tout comme illustré par la figure 6.2, avec 2 échantillons riches en Al qui s'individualisent. Ce caractère tholéitique est corroboré par le graphe de discrimination tectonique (figure 6.6, adaptée de Mullen 1983) qui suggère essentiellement une tholéite d'arc volcanique.

Pour comprendre l'origine et la variabilité des granulites mafiques, il faut s'intéresser aux paramètres de différenciation des processus d'évolution ignée. Le nombre Mg (tableaux 6.2 et 6.3) constitue le meilleur paramètre et est fonction du degré de cristallisation fractionnée (Wilson 1989). En effet, un magma en équilibre avec le manteau devrait avoir un nombre Mg d'environ 0,68 tandis que le nombre Mg des granulites mafiques du massif du Mont Hay varie entre 0,53 et 0,64. Les basaltes du massif du Mont Hay sont donc plus évolués. De plus, cette évolution géochimique des granulites mafiques est clairement confirmée par le diagramme de discrimination géotectonique Ti versus V (figure 6.7) de Shervais (1982), où les échantillons se confinent dans le champ MORB (*Middle Ocean Ridge Basalt*) et bassin d'arrière arc, et où ils suivent une tendance croissante selon Ti. Les valeurs Ti/V pour le champ IAT (*Island Arc Tholeiite*) demeurent quant à elles constantes. Bien que quelques échantillons se trouvent dans le champ calco-alcalin, ils ne reflètent aucune tendance. De manière générale pour les oxydes majeurs, les granulites mafiques montrent un magma tholéitique. Il est donc nécessaire de s'intéresser plus en détail aux éléments traces pour comprendre l'évolution de ce magma mafique d'origine tholéitique qui montre parfois des variations.

Figure 6.1: Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 montrant la tendance sub-alcaline des roches mafiques du massif du Mont Hay (adapté de Irvine et Baragar 1971)

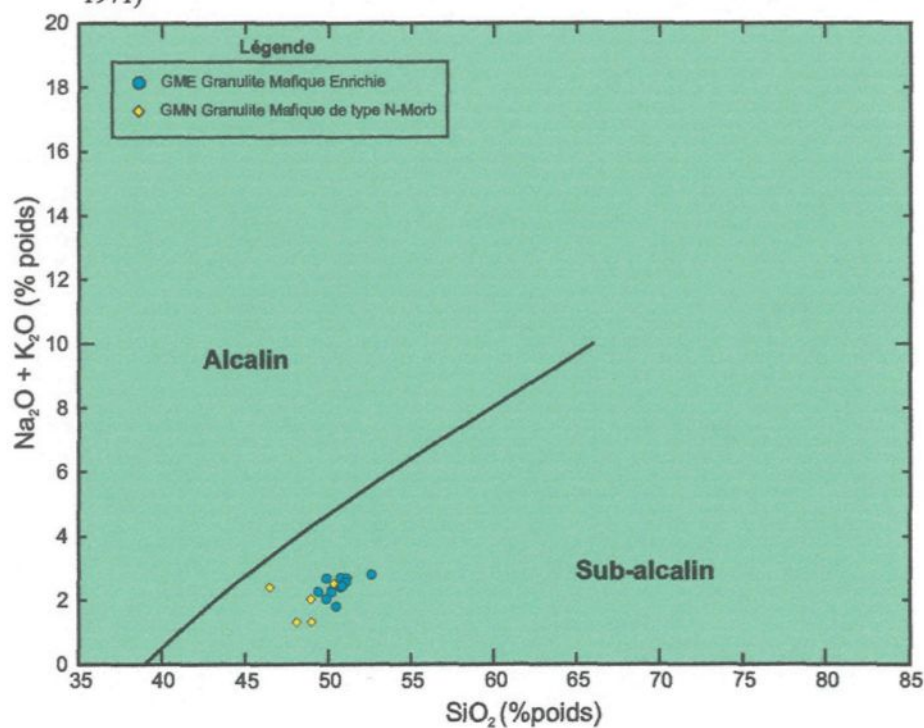


Figure 6.2 : Discrimination de la série tholéitique des granulites mafiques (adapté de Irvine et Baragar 1971)

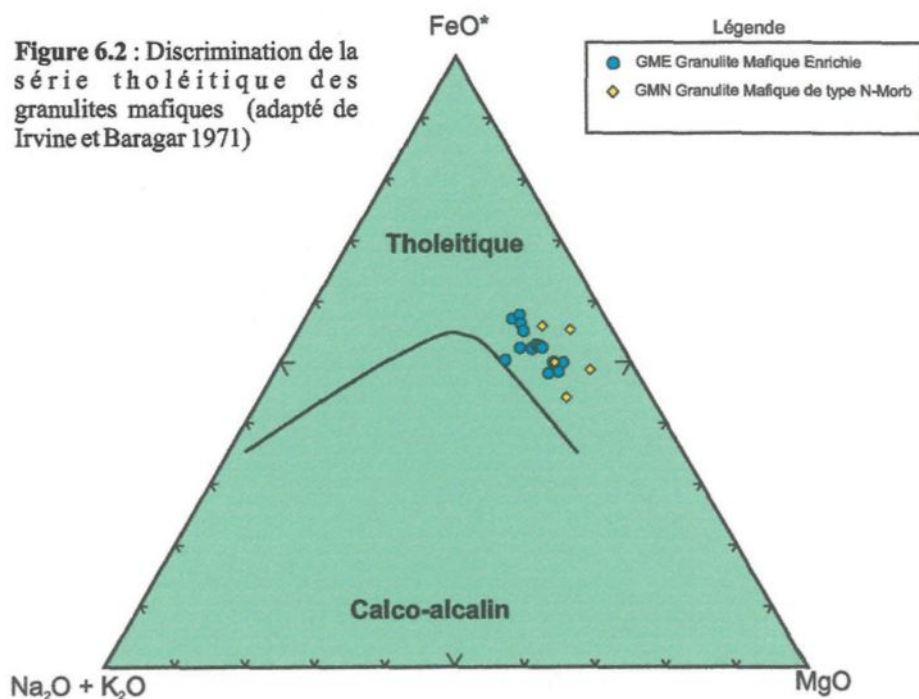


Figure 6.3: Diagramme adapté de Le Maitre (1989) déterminant les différents types de granulites du massif du Mont Hay en fonction de leur teneur en K_2O

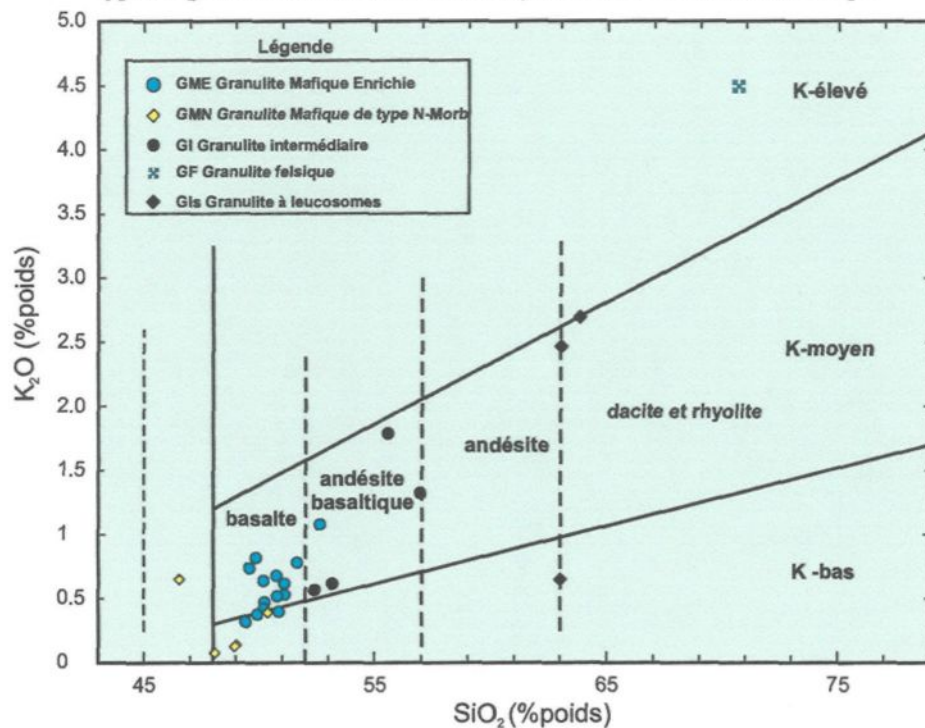


Figure 6.4: Diagramme ternaire adapté de Jensen (1976) montrant la position des granulites du massif du Mont Hay dans le champ des tholéïtes.

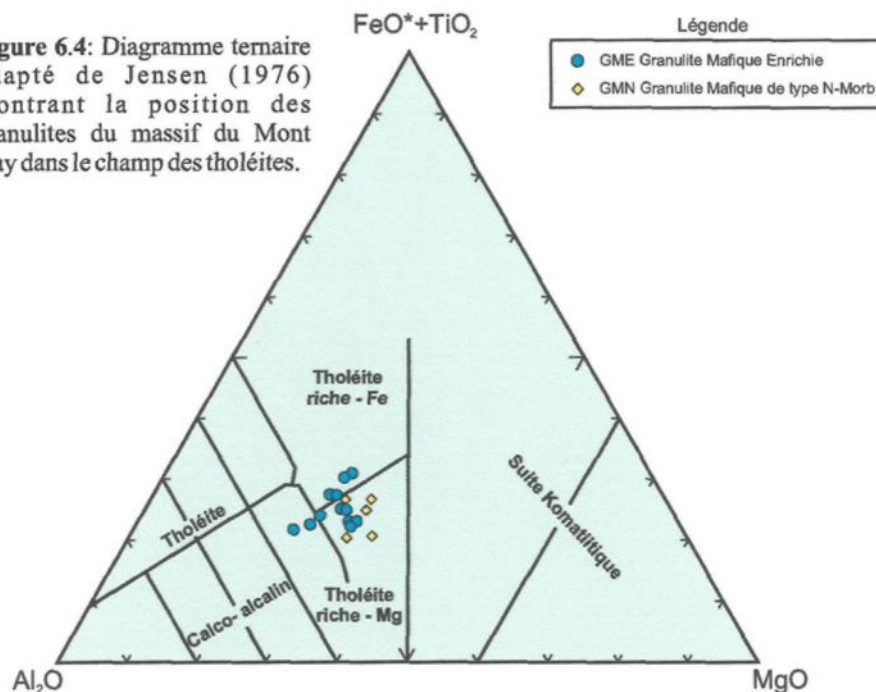


Figure 6.5: Indice d'alcalinité en fonction de Al_2O_3 montrant les affinités tholéitiques des roches mafiques du massif du Mont Hay (adapté de Middlemost 1975).

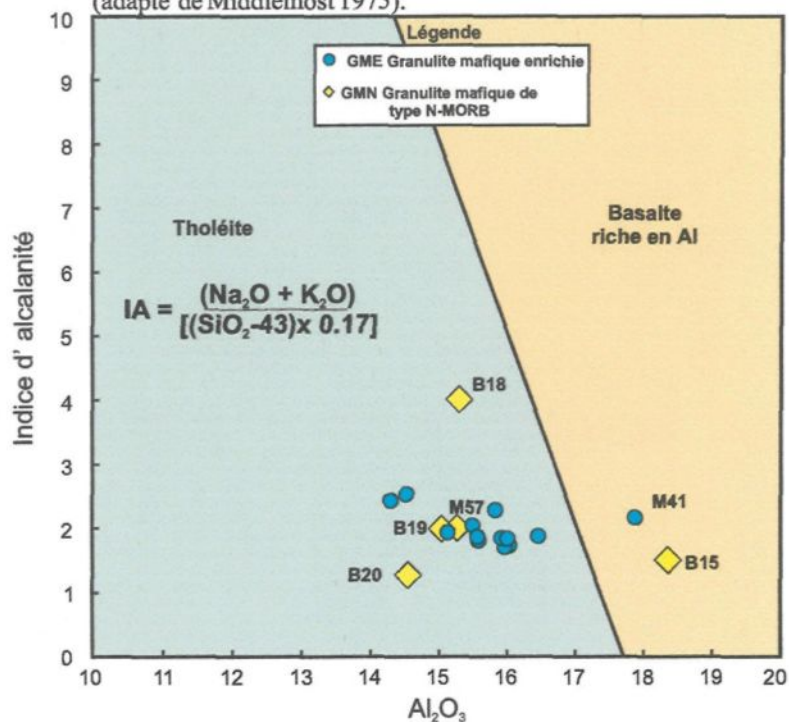
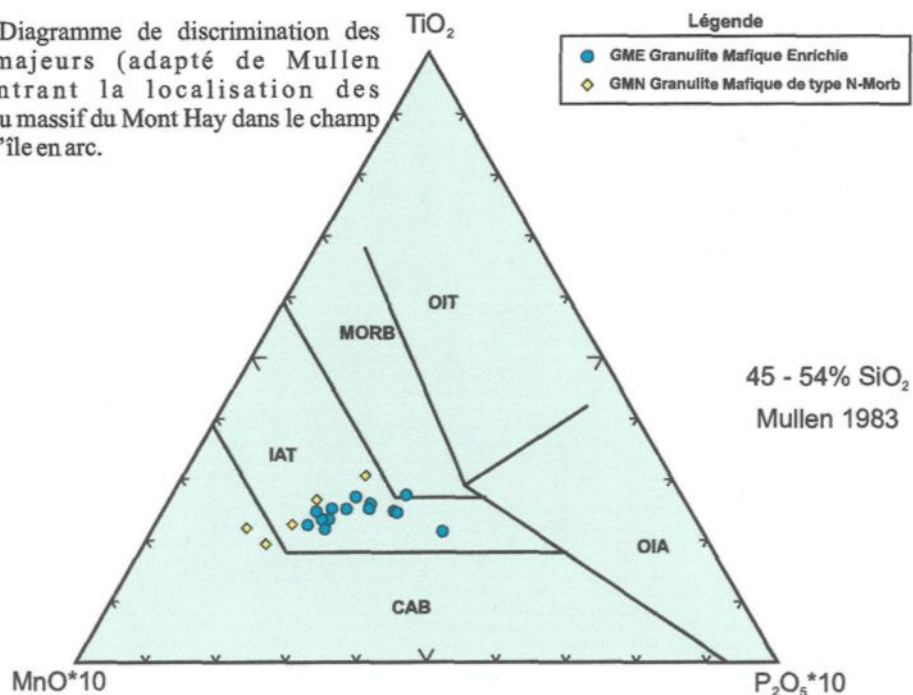


Figure 6.6: Diagramme de discrimination des éléments majeurs (adapté de Mullen 1983) montrant la localisation des échantillons du massif du Mont Hay dans le champ des tholéites d'île en arc.



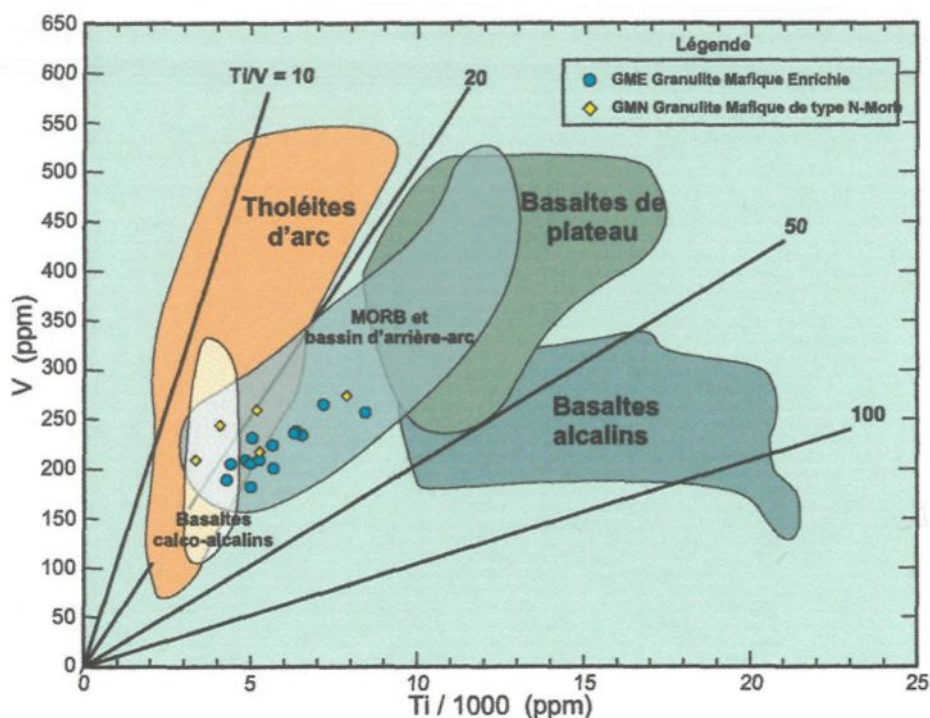


Figure 6.7 : Diagramme adapté de Shervais montrant la position des échantillons du massif du Mont Hay.

6.2.1.2 Les éléments traces et les terres rares

Les éléments traces et en particulier les terres rares de par leurs propriétés géochimiques différentes (mobilité/immobilité; comptabilité/incomptabilité) permettent de comprendre les processus impliqués dans l'évolution ignée, comme la fractionnement, la fusion partielle, la contamination, et reflètent l'hétérogénéité de la croûte et du manteau. Les diagrammes multi-éléments normalisés (*spider diagrammes*) illustrent le comportement des ions lithophiles avec de faible valence et mobiles (K, Rb, Ba) notamment indicateurs de fractionnement, fusion partielle et contamination, ainsi que les ions à forte valence et immobiles (Th, Nb, Ta, Hf, Zr) signature du magma originel. En général, les diagrammes utilisés comme Thompson (1982) ou les diagrammes étendus sont normalisés par rapport à une estimation du manteau primitif.

Cette méthode élimine le problème du K, Rb, P rencontrés lors d'une normalisation par les chondrites.

Sur le diagramme multi-éléments de Thompson (figure 6.8), les granulites mafiques se divisent en deux groupes: (1) les granulites mafiques enrichies (GME) et (2) les granulites mafiques de type N-MORB (GMN; N-MORB: *Normal Middle Ocean Ridge Basalt*). Le groupe GME est particulièrement enrichi par rapport au groupe GMN (figure 6.8) en éléments lithophiles c'est à dire K, Rb, Ba et aussi dans la plupart des autres éléments. Cet enrichissement suggère soit une modification du magma primaire car les éléments majeurs montrent un caractère tholéitique, soit une origine de tholéite d'île en arc (IAT). Nb et Ta sont indicateurs du processus de subduction (Pearce 1983), Sr montre une anomalie fortement négative suggérant que le magma évolué aurait cristallisé des plagioclases calciques.

Le groupe GMN suit globalement l'évolution du N-MORB (figure 6.8), d'où sa dénomination. Contrairement aux GME, le GMN montre un léger enrichissement en Sr et Eu probablement dû à une accumulation de plagioclase comme le confirme le graphe Al_2O_3 versus Sr (figure 6.9). L'anomalie de P_2O_5 marque soit la cristallisation de l'apatite ou soit la rétention de P_2O_5 dans la source. Comme les deux groupes de granulite mafique sont clairement discriminables, il s'avère nécessaire d'étudier leur répartition dans les diagrammes de discrimination tectonique notamment Hf-Th-Ta (figure 6.10) et Th/Yb versus Ta/Yb (figure 6.11) où effectivement les deux groupes s'individualisent. Il est à noter que l'échantillon M57 n'apparaît pas dans ce diagramme (analyse divergente). En effet, trois des échantillons de GMN se concentrent dans les zones de N-MORB dont un dans la zone des IAT (*Island Arc Tholeite*) tandis que les GME se répartissent des zones de basalte calco-alcalin jusqu'aux zones de MORB. La figure 6.11 suggère une évolution des GME vers des basaltes calco-alcalins, c'est à dire un possible enrichissement en élément lithophile du magma. La figure 6.11 indique

Figure 6.8: Diagramme multi-éléments détaillé selon Thompson (1982) des granulites mafiques enrichies (GME) et granulites mafiques de type N-MORB (GMN). (Les données du N-MORB proviennent de Viereck *et al.* 1989)

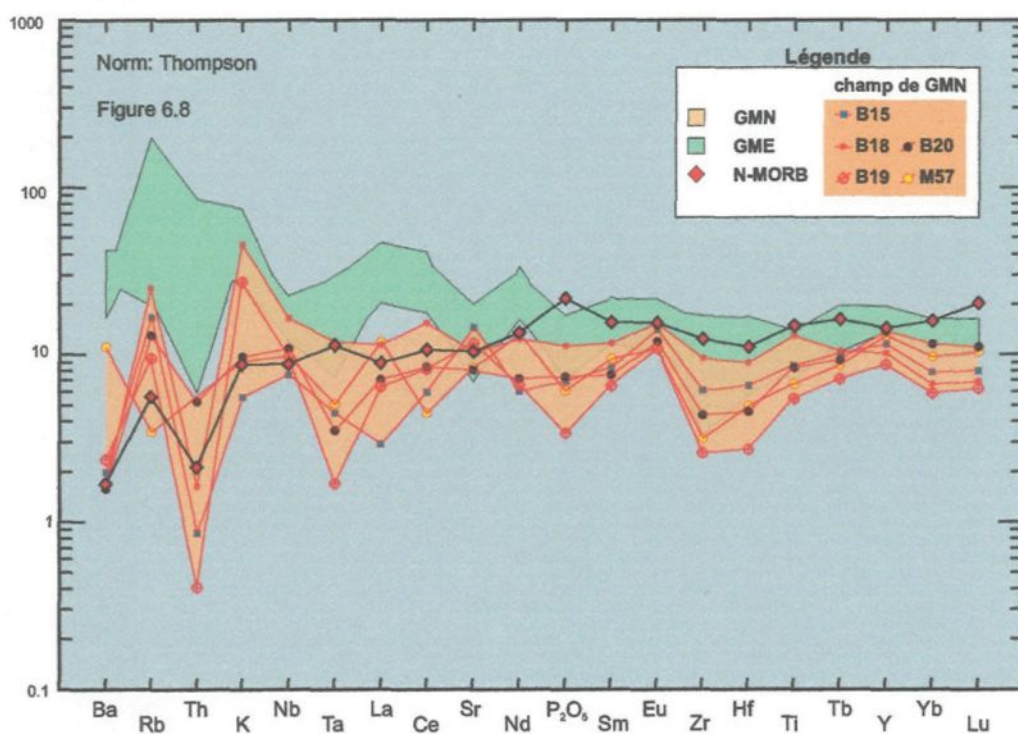


Figure 6.9: Graphe Sr versus Al₂O₃ comparant les GME et GMN.

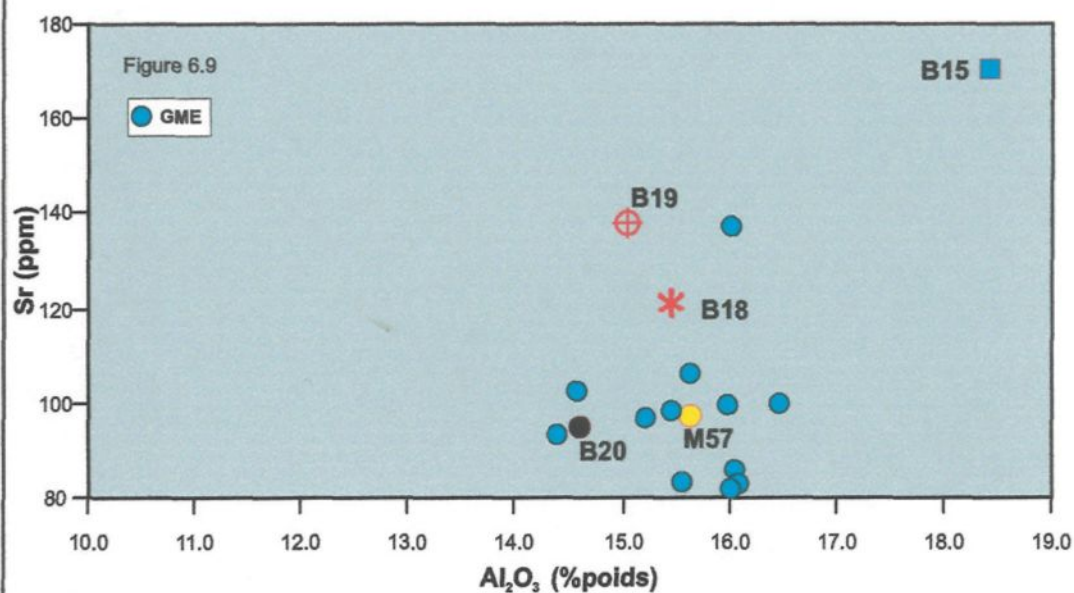


Figure 6.10: Diagramme ternaire adapté de Wood (1980) montrant la contamination possible des GME du massif du Mont Hay

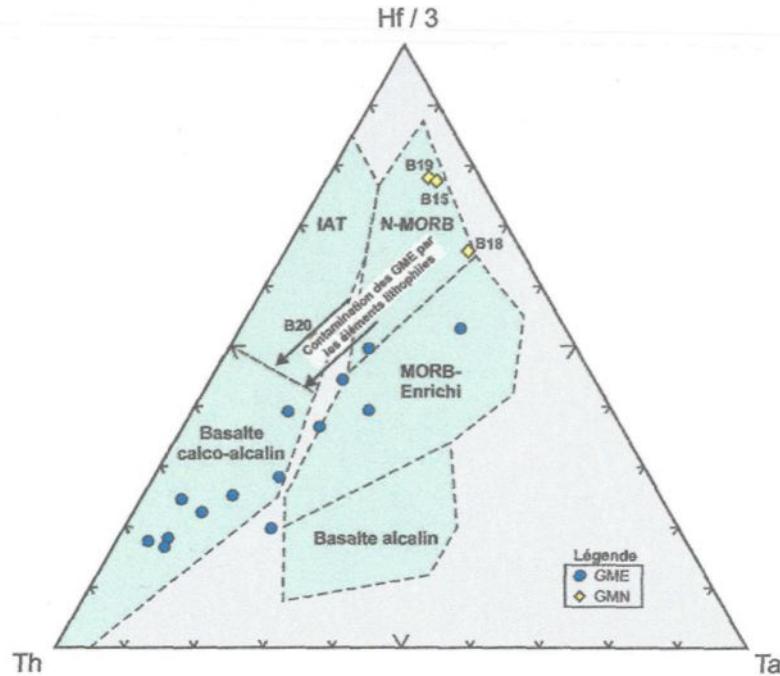
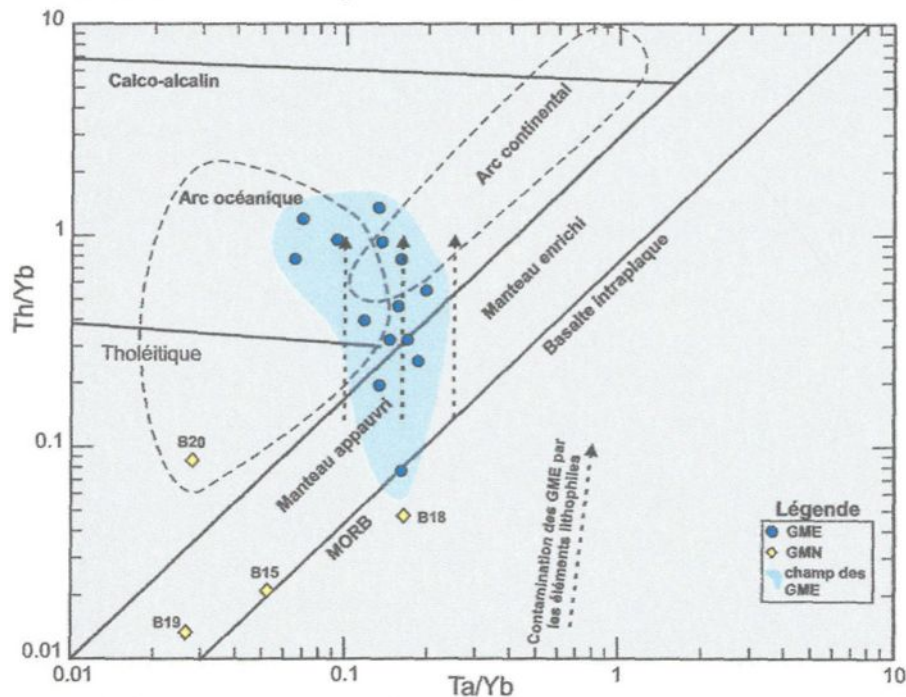
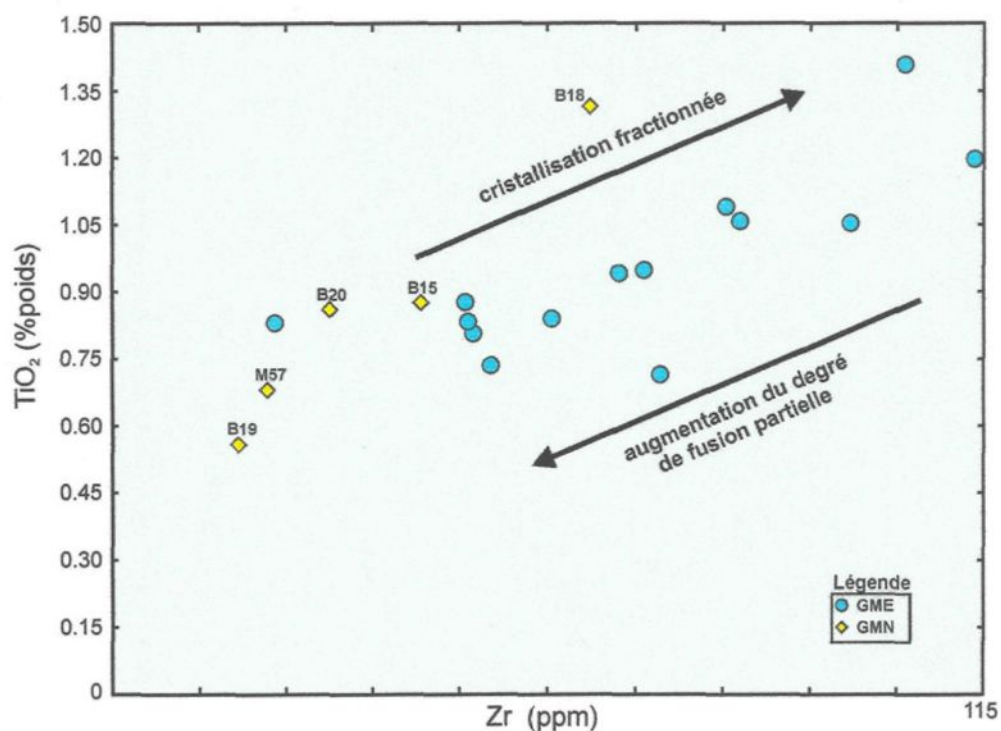


Figure 6.11: Diagramme Th/Yb versus Ta/Yb adapté de Pearce (1983) montrant la position des granulites mafiques (GM) dans les champs calco-alcalins et illustrant la contamination possible des GME.



en particulier un contexte d'arc volcanique. De plus, selon Wilson (1989), les effets de la cristallisation fractionnée sont illustrés par Zr versus TiO_2 (figure 6.12) dans les groupes GMN et GME, les échantillons se répartissent selon une courbe croissante avec pour point de départ les GMN (c'est à dire les moins fractionnées).

Figure 6.12: Diagramme TiO_2 (% poids) versus Zr (ppm) montrant la cristallisation fractionnée et l'augmentation du degré de fusion partielle.



Une évolution et un changement géochimiques affectent donc les GMN et GME. Les GM de composition tholéitique se divisent en deux groupes dont l'un est plus enrichi en élément trace que l'autre. Le groupe avec de faible teneur en élément trace (GMN) en particulier B15, B18 et B19 (figures 6.8 et 6.9) et dans une moindre mesure B20 et M57, montre les mêmes caractéristiques que celles du N-MORB, tandis que le groupe avec les

patrons enrichis (GME) suit une tendance calco-alkaline (figures 6.10 et 6.11). Pour comprendre cet enrichissement calco-alkalin concernant les GME, une étude de la contamination s'avère indispensable.

6.2.2 La contamination des granulites mafiques

Pour ce cas, la contamination est fonction de la roche incorporée au liquide. La contamination peut s'effectuer à plusieurs endroits, soit lors de la formation du magma à partir de la fusion partielle du manteau contaminé par la croûte subductée, ou soit lors de la remontée du magma dans la croûte continentale.

La croûte continentale, les granites et les métasédiments sont en général très enrichis en SiO_2 , Sr, Ba, Rb, Cs, Th et LREE, contrairement au magma mafique. Une contamination par ces éléments du magma mafique aurait pour conséquence de produire un magma mafique final avec des caractéristiques géochimiques intermédiaires aux composants initiaux comme un magma tholéitique à tendance calco-alkaline.

Deux modèles sont proposés pour cette contamination:

- modèle (1): contamination du magma mantellique par la plaque subductée riche en sédiments qui ont fusionné pendant la subduction (Woodhead *et al.* 1993; Collins soumis) et dérivés de l'érosion du socle archéen voire protérozoïque,
- modèle (2): contamination du magma lors de son ascension dans la croûte continentale par des sédiments dérivés du socle archéen voire protérozoïque ou par des granites protérozoïques ou par la croûte elle-même.

En effet, il n'est pas possible de déduire l'endroit de la contamination par l'étude proposée, qui peut être le manteau (modèle 1) ou la croûte (modèle 2). Cette étude permet de montrer les modifications géochimiques subies par le magma mafique lors de sa contamination par une roche riche en éléments lithophiles.

L'étude de la contamination soulève plusieurs interrogations:

- (1) D'où proviennent les affinités calco-alcalines?
- (2) Quels sont les produits de départ possibles par rapport aux produits finaux concrètement analysés, c'est à dire une GME?
- (3) Quels sont les quantités idéales de ces mêmes produits de départ pour obtenir une GME?

La démarche suivie consiste à répondre à chacune de ces questions.

6.2.2.1 D'où proviennent les affinités calco-alcaline?

Les études des éléments traces ont révélé les affinités calco-alcalines du magma à caractère tholéitique. Une des explications à ces modifications géochimiques est la contamination de ce magma par des roches riches en éléments lithophiles. Les meilleurs candidats riches en éléments lithophiles présents sont les métasédiments, le granite protérozoïque ou la croûte continentale. Il s'avère intéressant de comparer les sédiments à la croûte ou au granite protérozoïque de la littérature afin d'étudier lequel constitue le meilleur candidat pour la contamination du magma mafique. Les métasédiments du massif du Mont Hay montrent en effet, pour les éléments majeurs (tableau 6.4) des compositions voisines par rapport à la croûte continentale et au granite protérozoïque. De plus, les éléments traces des métasédiments (figure 6.13) suivent globalement le même patron que le granite protérozoïque moyen et la croûte continentale moyenne sauf pour Nb et Ta. Les anomalies négatives de Nb et Ta pourraient être reliées à l'origine des sédiments qui proviennent de l'érosion de roche formée par un processus de subduction (Pearce 1996). Les métasédiments montrent par leur composition aussi bien pour les éléments majeurs que pour les éléments traces, qu'ils ont les éléments nécessaires pour enrichir un magma mafique en élément lithophile, comparativement à une composition de croûte continentale et de granite protérozoïque, et constituent donc de bons candidats pour la contamination.

Les affinités calco-alcalines proviendraient donc des métasédiments d'origine archéenne ou protérozoïque.

	Mg Nb	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
croûte continentale	46,56	66,07	0,50	15,22	4,50	2,20	4,20	3,90	3,40	0,01
granite Protérozoïque	24,55	73,83	0,28	13,65	2,33	0,42	1,31	3,24	4,85	0,08
Métasédiments										
moyenne	37,86	70,23	0,64	14,18	5,52	2,02	2,46	1,75	3,01	0,12
minimum	34,04	55,33	0,05	6,78	2,23	0,72	0,32	0,82	1,32	0,05
maximum	50,74	85,65	0,94	23,31	9,77	5,65	7,15	3,34	5,33	0,34

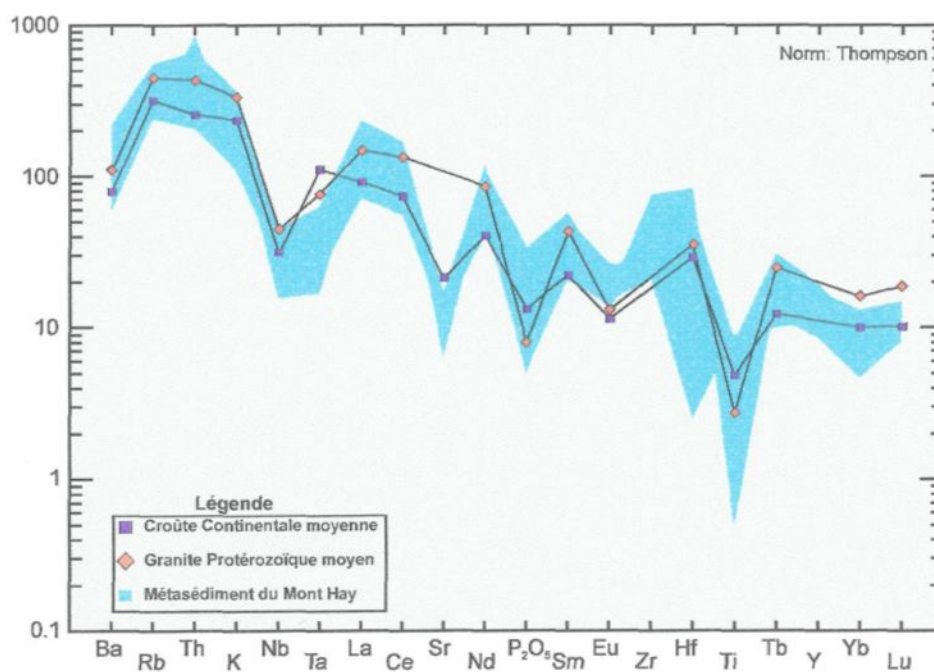


Figure 6.13: Diagramme multi-éléments selon Thompson (1982) des métasédiments comparés à la croûte continentale (Taylor et McLennan 1985 et 1995) et aux granites protérozoïques (Condie 1993).

6.2.2.2 Quels sont les produits de départ possibles par rapport aux produits finaux concrètement analysés, c'est à dire une GME?

Tous les éléments traces des GME montrent des caractéristiques intermédiaires (figure 6.14) par rapport aux métasédiments enrichis et au N-MORB moyen moderne (Viereck *et al.* 1989). Cela suggère donc que les GME pourraient être le résultat d'un mélange entre le métasédiment et le N-MORB.

Les produits de départ pourraient donc être un magma mafique de type N-MORB contaminé par des sédiments déposés au massif du Mont Hay dont le résultat serait un magma à tendance calco-alkaline qui, métamorphisé au faciès granulite, donnerait une GME.

6.2.2.3 Quels sont les quantités idéales de ces mêmes produits de départ pour obtenir une GME?

Pour concrétiser les hypothèses précédentes, une étude quantitative est nécessaire. Les résultats optimaux sont obtenus (tableau 6.5 et figure 6.15) avec un mélange constitué de 82% de N-MORB et 18% de métasédiment. Les éléments majeurs des GM sont en général assez proches des minima et maxima résultant du mélange calculé, avec quelques exceptions comme K_2O , Sc, TiO_2 dues à la variabilité en composition des métasédiments et au métamorphisme, les résultats demeurent néanmoins acceptables. En ce qui concerne les ÉTR (Élément Terre Rare) ainsi que les autres éléments traces, le résultat est convaincant. La moyenne des GM a été calculée et comparée au N-MORB et aux mélanges calculés; sauf pour P_2O_5 , TiO_2 et Lu, les patrons sont identiques. L'anomalie négative de P_2O_5 est probablement due à la

Figure 6.14: Diagramme multi-éléments N-MORB (Viereck *et al.* 1989), GME et métasédiment du massif du Mont Hay.

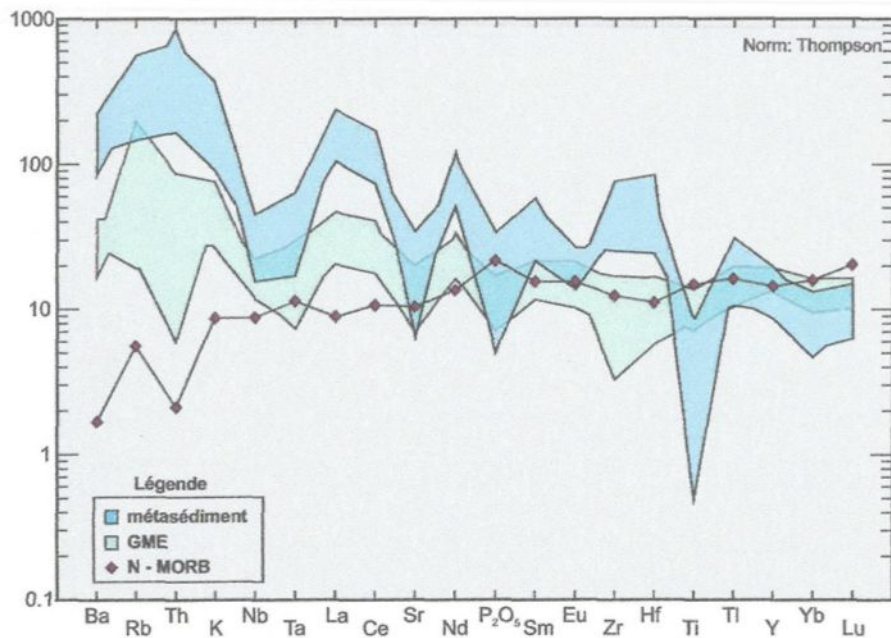


Figure 6.15: Diagramme multi-éléments du mélange théorique 82% de N-MORB + 18% de métasédiment comparé à la moyenne des GME et au N-MORB (Viereck *et al.* 1989).

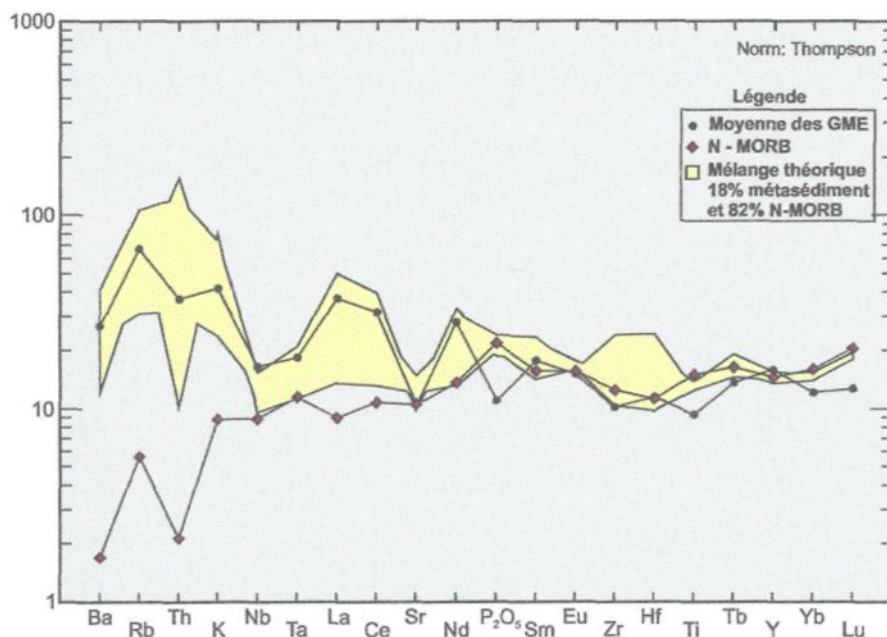


Tableau 6.5: Calcul théorique du mélange 18% de métasédiment + 82% N-MORB pour évaluer la composition des GM contaminées et comparer ces résultats aux GME présentes sur le terrain. Les chiffres en italiques représentent les minima et les chiffres gras les maxima. N-MORB (Viereck *et al.* 1989)

élé- ment	N- MORB	moy. GME	Mélange 82% N-MORB + 18% métasédiment											
			M48	M53	M13	M45	M44	M46	M14	M58	M54	M47	M42	M64
SiO ₂	50,42	50,92	54,87	54,13	53,47	54,32	54,67	54,71	53,58	<i>51,30</i>	52,86	56,12	51,91	56,76
TiO ₂	1,5	0,96	1,24	1,38	1,39	1,33	1,34	1,30	1,37	1,40	1,39	1,29	1,37	<i>1,24</i>
Al ₂ O ₃	14,93	16,02	14,82	14,51	14,85	14,80	14,58	14,78	14,79	15,34	15,22	13,99	16,44	<i>13,46</i>
FeO	10,41	11,07	8,70	9,71	9,69	9,41	9,33	<i>9,30</i>	9,49	10,29	9,70	9,00	9,97	8,94
MnO	0,18	0,18	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	<i>0,16</i>	0,17	0,16	0,15	0,16	0,15
MgO	7,46	7,34	6,14	6,47	6,47	6,39	6,37	6,38	6,53	7,13	6,46	6,25	6,58	6,25
CaO	11,49	10,79	9,61	9,80	9,96	9,78	9,69	9,60	10,02	10,71	10,37	9,57	<i>9,48</i>	9,55
Na ₂ O	2,73	2,00	2,67	2,51	2,64	2,65	2,55	2,47	2,54	2,63	2,84	2,39	2,39	2,49
K ₂ O	0,82	0,60	1,74	1,27	1,26	1,10	1,24	1,24	1,45	0,96	<i>0,91</i>	1,18	1,63	1,10
P ₂ O ₅	0,22	0,11	0,20	<i>0,19</i>	0,24	0,19	0,20	0,19	0,21	0,20	0,23	0,19	0,20	0,20
Cr	260	217,3	213,8	239,2	224,6	225,3	221,8	223,7	231,9	249,3	218,4	<i>219,6</i>	231,2	220,1
Ni	110	98,61	90,47	100,2	94,92	96,92	94,37	94,01	99,46	103,9	93,10	92,19	98,74	<i>91,83</i>
Co	54	51,25	44,64	48,02	47,49	47,17	46,64	46,30	47,59	51,80	47,14	45,65	48,02	<i>45,09</i>
Sc	40,2	40,60	33,58	36,01	35,33	35,16	35,12	35,03	35,78	38,52	36,05	34,12	35,72	<i>33,95</i>
Rb	1,97	23,38	31,60	31,32	23,66	23,53	26,50	21,26	29,04	16,80	<i>10,82</i>	20,55	37,09	18,44
Ba	11,8	184,7	160,3	120,8	136,7	119,5	182,8	181,6	164,0	<i>84,36</i>	159,1	134,4	286,1	113,9
Sr	124	123,8	142,0	125,6	119,7	134,7	128,6	129,7	126,3	126,5	174,5	118,2	137,9	<i>115,2</i>
Ta	0,23	0,37	0,22	0,31	0,32	0,29	0,31	<i>0,25</i>	0,26	0,27	3,27	0,30	0,42	0,32
Nb	3,1	5,75	<i>3,34</i>	4,56	4,07	4,23	4,36	3,52	3,78	4,24	4,52	4,01	5,38	3,70
Hf	2,24	2,29	1,95	2,95	3,85	3,24	3,14	3,11	3,51	<i>1,93</i>	2,99	3,12	2,71	4,85
Zr	85	69,50	<i>70,59</i>	109,1	134,4	115,2	110,8	111,9	123,7	95,61	109,5	109,1	100,7	163,4
Y	29	31,66	27,92	27,23	30,87	28,23	28,19	28,28	<i>26,89</i>	27,74	27,19	27,83	30,12	28,01
Th	0,09	1,55	0,43	2,20	4,41	4,03	3,01	3,12	3,52	1,64	<i>1,33</i>	3,68	5,17	6,55
U	0,1	0,19	<i>0,22</i>	0,25	0,36	0,47	0,46	0,32	0,23	0,28	0,28	0,47	0,74	0,93
La	2,94	12,16	4,44	8,58	13,76	13,02	10,19	10,78	11,06	<i>6,65</i>	10,76	10,36	16,40	14,00
Ce	9,3	27,13	11,32	19,04	30,72	28,15	22,88	23,36	23,61	<i>16,35</i>	23,27	23,42	34,11	31,00
Nd	8,7	17,85	8,39	13,05	19,98	18,16	15,37	15,29	15,52	<i>11,97</i>	15,45	15,64	21,09	17,16
Sm	3,17	3,58	<i>2,88</i>	3,39	4,73	4,05	3,70	3,59	3,65	3,35	3,63	3,76	4,51	4,11
Eu	1,2	1,16	1,23	1,17	1,25	1,32	1,26	1,27	1,27	1,19	1,32	<i>1,17</i>	1,35	1,21
Tb	0,85	0,71	0,76	0,80	0,99	0,85	0,82	0,81	0,81	<i>0,79</i>	0,80	0,83	0,92	0,85
Yb	3,51	2,66	3,32	3,21	3,28	3,20	3,27	3,22	<i>3,06</i>	3,17	3,09	3,11	3,40	3,37
Lu	0,64	0,39	0,58	0,58	0,60	0,59	0,59	0,59	<i>0,57</i>	0,58	0,56	0,57	0,61	0,59

cristallisation de l'apatite ou à sa rétention dans la source; Sr entre dans la composition des plagioclases calciques et sort du système. L'anomalie négative de TiO_2 est le résultat d'une source déjà appauvrie en cet élément (métasédiment). L'anomalie de Lu est probablement analytique.

Sur le terrain, les métasédiments sont intercalés avec les GM, donc l'éventualité d'une contamination lors de la remontée du magma mafique au travers de la croûte par les métasédiments serait envisageable dans un contexte de bassin d'arrière-arc. Cela expliquerait l'enrichissement en éléments lithophiles et en éléments incompatibles, caractéristiques d'une suite calco-alkaline. Dans ce cas, il est possible de considérer qu'un magma GME tholéitique de type N-MORB (comme le GMN) soit modifié lors de son séjour et contaminé lors de la remontée dans la croûte continentale.

6.2.3 Granulites intermédiaires et felsiques

Les éléments majeurs définissent le comportement général des granulites intermédiaires (GI), et des granulites felsiques (GF) ou à leucosome (Gls) par rapport aux granulites mafiques (GM) (tableaux 6.2 et 6.3). Le phénomène est également illustré par la diminution de $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ caractéristique des plagioclases, vers le pôle felsique contrairement à l'augmentation de K_2O caractéristique des feldspaths K (tableau 6.3): les plagioclases sont d'abord prédominants puis remplacés peu à peu par les feldspaths K qui se développent dans les intermédiaires et felsiques. La figure 6.3 corrobore cette tendance en répartissant les granulites intermédiaires dans les zones à K moyen et bas et en isolant les granulites felsiques dans les

roches à K élevé. Les éléments traces confirment ces comportements observés par les oxydes majeurs (figure 6.16). En effet, les GI et les GM montrent les mêmes anomalies de Ba et Ta et un léger enrichissement en ÉTRL (Élément Terre Rare Légère). La fractionnement du magma originel de mafique à intermédiaire lors de la mise en place et la différenciation des magmas pourraient être à l'origine de cette évolution. De plus, les diagrammes Rb/Sr versus SiO_2 différencient deux tendances pour les GI/Gls et GM (figure 6.17):

- l'une montre la fractionnement et la contamination atteignant 65% de SiO_2 ,
- l'autre montre un enrichissement en SiO_2 jusqu'à 70-75% de SiO_2 .

La quantité de ferromagnésien (tableau 6.2) diminue pour les GI, GF et Gls. Cette tendance est corroborée par les éléments traces (figure 6.16); en effet, les ÉTRL (Élément Terre Rare Lourde) sont légèrement appauvris dans les GI par rapport aux GM. Ces éléments ne sont pas entièrement incompatibles pendant la cristallisation fractionnée (Pearce 1996) et peuvent se retrouver dans la biotite, l'amphibole et le clinopyroxène, et sont en général moins nombreux dans les GI que dans les GM. De plus, Y, Sc, V, Cr, Ti, et les ÉTRL ont beaucoup d'affinité pour les ferro-magnésiens (Sawyer 1991). Enfin, les anomalies négatives de P_2O_5 et de TiO_2 pour les GI et GM sont liées à la cristallisation de l'apatite et des phases enrichies en TiO_2 ; TiO_2 peut également entrer dans la composition de l'orthopyroxène, du clinopyroxène de la hornblende et de la biotite et enfin du rutile, de l'ilménite et du sphène. Zr et Hf varient et sont liés à l'évolution négative de Sr, indiquant un magma évolué. Les éléments Ca, Ce et Th des GM et des GMI montrent aussi un comportement similaire, ce qui suggère un processus de fractionnement ou de cristallisation identique.

Figure 6.16: Diagramme multi-éléments selon Thompson (1982) comparant les GME avec les GI (granulite intermédiaire)

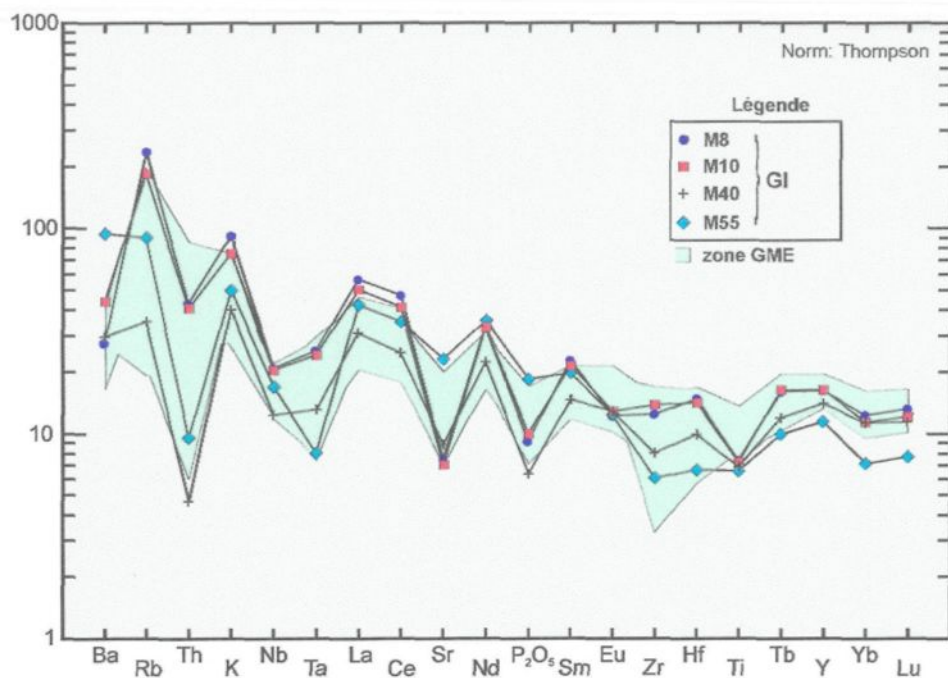
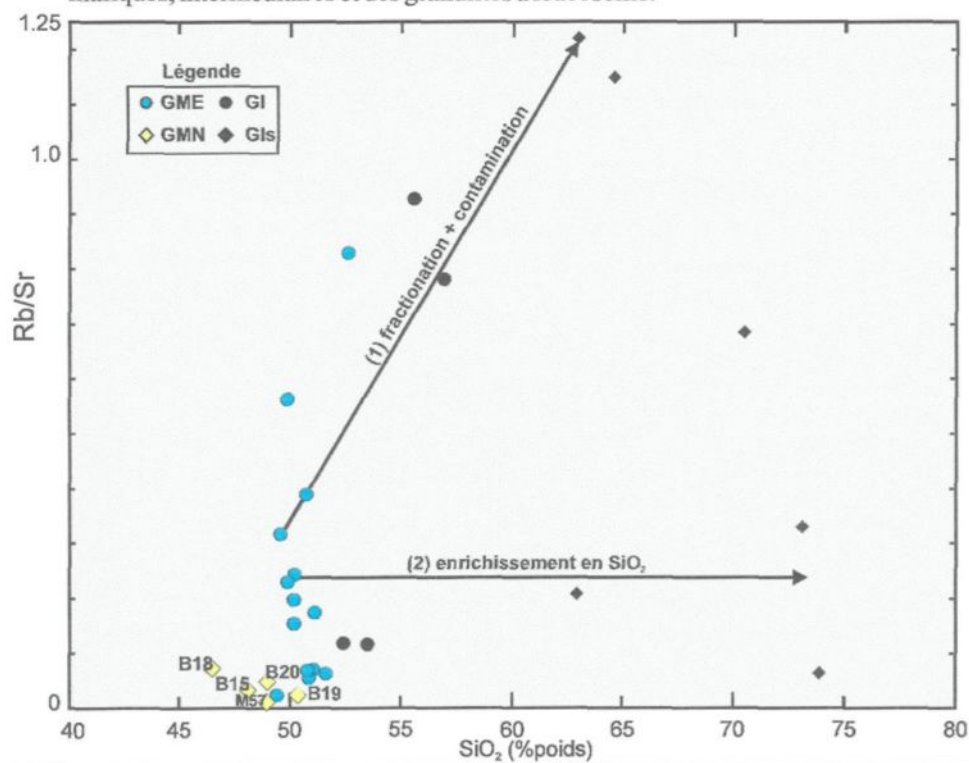


Figure 6.17: Graphe Rb/Sr versus SiO_2 montrant la fractionnement des magmas mafiques, intermédiaires et des granulites à leucosome.



Les éléments majeurs et les éléments traces s'accordent sur une évolution par cristallisation fractionnée des magmas mafiques, intermédiaires et felsiques constituant les granulites respectives, après une contamination lors d'un stade précoce.

Ce phénomène est observable sur le terrain, en effet, les granulites intermédiaires et felsiques possèdent des domaines elliptiques quartzo-feldspathiques développés lors de la différenciation du magma sous forme de flocon puis recristallisés ou résultat de la fusion partielle.

Les granulites appartiennent donc à une même suite qui évoluerait à partir GME vers les GI et GF (figure 6.3).

6.2.4 Les métasédiments

Les métasédiments intercalés avec les granulites mafiques (GM) sont de nature pélitique, semi-pélitique, quartzifère et calco-silicatée (chapitre 2 et 3). Ces métasédiments ont subi le métamorphisme au faciès granulitique et l'anatexie. Conséquemment, la plupart sont migmatisés. Les métasédiments de par leur alternance avec les GM pourraient influencer et favoriser la fusion partielle de ces roches en contact par comparaison aux résultats obtenus par les expériences de fusion partielle en laboratoire pour l'amphibolite et la pélite (Skjerlie et Patiño Douce 1995). Cependant, il faut préciser que cette influence demeure mineure car elle est contrôlée par des phénomènes de diffusion à petite échelle.

La géochimie (tableaux 6.4 et 6.6) pourrait permettre d'une part de déterminer le rôle des métasédiments dans les processus ignés (fusion partielle, contamination) et d'autre part, l'origine de ceux-ci.

Tableau 6.6:: Composition des métasédiments déterminée par XRF et INAA. Oxydes majeurs et LOI en % poids et les autres éléments en ppm. (msdt=métasédiments)

Type de roche	Nom géochimique	Nom de la roche	nombre Mg	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	
msdt migmatisé	M48	TH2-2	18.04	75.11	0.07	14.31	0.15	0.76	0.02	0.11	1.05	2.40	5.92	0.10	0.45	100.45	
	M53	1D	34.76	70.93	0.84	12.57	1.09	5.55	0.07	1.95	2.12	1.49	3.33	0.05	0.11	100.11	
	M13	MH1-9.1	35.29	67.31	0.87	14.48	1.07	5.45	0.05	1.96	2.96	2.24	3.27	0.34	0.05	100.05	
msdt migmatisé	M45	MH1-2T1	35.59	72.05	0.56	14.18	0.81	4.12	0.06	1.50	1.97	2.30	2.38	0.08	0.19	100.19	
msdt migmatisé	M44	MH1-4T1	36.44	73.99	0.62	12.98	0.74	3.75	0.05	1.42	1.47	1.75	3.15	0.08	0.30	100.30	
msdt migmatisé	M46	MH1-1T1	38.18	74.19	0.39	14.11	0.70	3.58	0.05	1.46	1.01	1.29	3.17	0.05	0.31	100.31	
msdt migmatisé	M14	MH4-9.1	43.35	67.90	0.76	14.15	0.88	4.51	0.04	2.28	3.32	1.67	4.32	0.15	0.14	100.14	
msdt migmatisé	M58	7D	50.74	55.24	0.94	17.16	1.63	8.29	0.13	5.64	7.13	2.17	1.58	0.10	0.26	100.26	
msdt migmatisé	M54	TH2-4	34.78	63.89	0.89	16.50	1.07	5.48	0.09	1.93	5.24	3.34	1.32	0.25	0.08	100.08	
métasédiment	M47	TH4-2	34.04	82.05	0.36	9.68	0.43	2.18	0.04	0.74	0.80	0.83	2.82	0.07	0.37	100.37	
métasédiment	M42	TH3-4	36.63	58.63	0.78	23.28	1.33	6.76	0.07	2.58	0.32	0.82	5.32	0.09	0.12	100.12	
métasédiment	M64	MH2 5T1	36.69	85.62	0.05	6.77	0.37	1.89	0.02	0.72	0.72	1.38	2.36	0.09	0.10	100.10	
msdt migmatisé	M48	TH2-2	18.04	Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Pb	Zn	Rb	Cs	Ba	Sr	Ga	Ta
	M53	1D	34.76	3	2	2	3.4	5	1	49	49	167	1.39	836	224.2	12	0.2
	M13	MH1-9.1	35.29	144	55	21	16.9	115	76	22	126	165	2.21	617	132.6	17	0.7
msdt migmatisé	M45	MH1-2T1	35.59	63	26	18	13.1	113	16	15	109	122	1.42	705	100.1	21	0.7
msdt migmatisé	M44	MH1-4T1	35.59	67	37	16	12.2	69	1	21	102	122	1.31	609	183.1	18	0.6
msdt migmatisé	M44	MH1-4T1	36.44	48	23	13	11.9	73	10	24	100	138	1.71	961	149.5	15	0.6
msdt migmatisé	M46	MH1-1T1	38.18	58	21	11	11.4	66	24	22	89	109	1.68	954	155.5	17	0.3
msdt migmatisé	M14	MH4-9.1	43.35	104	51	18	15.6	91	29	14	88	152	1.21	857	136.7	16	0.4
msdt migmatisé	M58	7D	50.74	200	76	42	30.8	179	51	12	141	84	1.01	414	137.8	21	0.5
msdt migmatisé	M54	TH2-4	34.78	29	16	16	17.1	80	26	7	116	51	1.18	829	404.1	21	17.1
métasédiment	M47	TH4-2	34.04	36	11	8	6.4	31	4	23	75	105	1.10	693	91.9	12	0.6
métasédiment	M42	TH3-4	36.63	100	47	21	15.3	98	2	52	150	197	2.83	1534	201.0	31	1.3
métasédiment	M64	MH2 5T1	36.69	39	9	5	5.5	43	5	17	0	93	0.44	579	75.4	8	0.7
msdt migmatisé	M48	TH2-2	18.04	Hf	Zr	Y	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	
	M48	TH2-2	18.04	0.6	5	23.0	1.97	0.8	11.3	20.5	7.0	1.55	1.3	0.33	2.48	0.32	
	M53	1D	34.76	6.2	219	19.1	11.78	0.9	34.2	63.3	32.8	4.36	1.1	0.55	1.87	0.33	
msdt migmatisé	M13	MH1-9.1	35.29	11.2	359	39.4	24.06	1.6	63.0	128.2	71.3	11.81	1.5	1.61	2.23	0.42	
msdt migmatisé	M45	MH1-2T1	35.59	7.8	253	24.7	21.97	2.1	58.9	113.9	61.2	8.07	1.9	0.84	1.80	0.35	
msdt migmatisé	M44	MH1-4T1	36.44	7.2	228	24.5	16.31	2.1	43.2	84.7	45.7	6.10	1.5	0.67	2.20	0.39	
msdt migmatisé	M46	MH1-1T1	38.18	7.1	234	25.0	16.91	1.3	46.5	87.4	45.3	5.52	1.6	0.62	1.89	0.35	
msdt migmatisé	M14	MH4-9.1	43.35	9.3	300	17.2	19.15	0.8	48.0	88.7	46.6	5.86	1.6	0.61	1.03	0.26	
msdt migmatisé	M58	7D	50.74	0.5	144	22.0	8.68	1.1	23.5	48.4	26.8	4.17	1.1	0.52	1.61	0.28	
msdt migmatisé	M54	TH2-4	34.78	6.4	221	18.9	6.97	1.1	46.3	86.8	46.1	5.71	1.8	0.56	1.17	0.20	
métasédiment	M47	TH4-2	34.04	7.1	219	22.5	20.02	2.2	44.1	87.7	47.2	6.42	1.0	0.73	1.28	0.28	
métasédiment	M42	TH3-4	36.63	4.8	172	35.2	28.29	3.6	77.6	146.9	77.4	10.58	2.1	1.23	2.89	0.47	
métasédiment	M64	MH2 5T1	36.69	16.8	521	23.5	35.99	4.7	64.4	129.8	55.7	8.37	1.3	0.88	2.73	0.38	

6.2.4.1 Les oxydes majeurs

Description générale

Le SiO_2 varie de 55,33% à 85,65% et montre donc la variabilité de composition des métasédiments, qui est néanmoins de 70% pour un métasédiment commun (tableaux 6.4 et 6.6). La composition varie d'intermédiaire à felsique en général, ceci s'explique par les différents types de métasédiment de pélitique, semi-pélitique à calco-silicaté. Les domaines respectifs de FeO et MgO corroborent ces variations et sont de 2,23% à 9,77% (moyenne 5,52 %) et de 0,72% à 5,65% (moyenne 2,02%). Les métasédiments sont peralumineux car le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ est supérieur à 1 (les moyennes donnent 1.96); cela reflète l'abondance des phases alumineuses (notamment la sillimanite). Les oxydes de CaO, Na_2O , K_2O montrent également une grande variabilité soulignant encore l'hétérogénéité des métasédiments: respectivement de 0,32% à 7,15% (moyenne 2,46%), 0,82% à 3,34% (moyenne 1,75%), de 1,32 à 5,33% (moyenne 3,01%). Les oxydes majeurs permettent de discriminer les différents types de métasédiments. Il s'avère intéressant d'étudier leur évolution sur des graphes de discrimination.

Diagramme de discrimination

La courbe $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ versus SiO_2 (figure 6.18) est principalement contrôlée par la présence de plagioclase, de hornblende et de grenat, mais aussi par la présence de feldspath K car à ce grade de métamorphisme, les feldspaths K peuvent constituer des solutions solides orthose-albite. Ce graphe permet d'individualiser les 4 groupes:

- le groupe (1) de métasédiment riche en quartz constitué de 2 échantillons (M47 et M64),
- le groupe (2) de métasédiment calco-silicaté et enrichi en CaO et Na_2O (M13 et M54),

- le groupe (3) de métasédiment moyen qui se répartit sur une courbe croissante entre le groupe (1) et (2),
- le groupe (4) de métasédiment alumineux constitué d'un échantillon marginal pauvre en $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ (M42).

Le diagramme ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$) versus ($\text{FeO} + \text{MgO}$) permet de discriminer les différentes unités lithologiques (figure 6.19). L'aspect de la courbe est contrôlé d'une part par les ferromagnésiens en ordonnée et d'autre part par les plagioclases et les feldspaths en abscisse. Les groupes (1) et (3) se répartissent le long d'une même courbe croissante avec pour point de départ le groupe (1) appauvri en ($\text{FeO} + \text{MgO}$) et ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$). Les 3 autres échantillons (groupes 2 et 4) se distribuent de manière hétérogène dans le graphe. Le groupe (2) est en effet dispersé avec M58 enrichi en ferromagnésien et plagioclase suivant la trajectoire des groupes (1) et (3), et M54 enrichi en plagioclase mais pauvre en ferromagnésien. M42 s'individualise encore appauvri en plagioclase et à teneur moyenne en ferromagnésien. La courbe Al_2O_3 en fonction de K_2O (figure 6.20) est contrôlée par la présence de sillimanite, de feldspath K et de biotite. Les 4 groupes sont distinguables: le groupe (1) montre de faibles teneurs en Al_2O_3 , le groupe (2) est enrichi en Al_2O_3 et pauvre en K_2O , le groupe (3) se situe entre les groupes (1) et (2) en ce qui concerne la teneur en Al_2O_3 et se répartit le long de l'axe K_2O . L'échantillon marginal du groupe (4) s'individualise encore et est enrichi à la fois en Al_2O_3 et K_2O .

En résumé, les caractéristiques de chaque groupe sont les suivantes:

- groupe (1): les métasédiments sont très riches en quartz à l'origine avec peu de minéraux ferromagnésiens et peu de plagioclase, ils pourraient être résiduels mais n'ont probablement pas produit beaucoup de fondu. Leur composition en CaO et Na_2O est

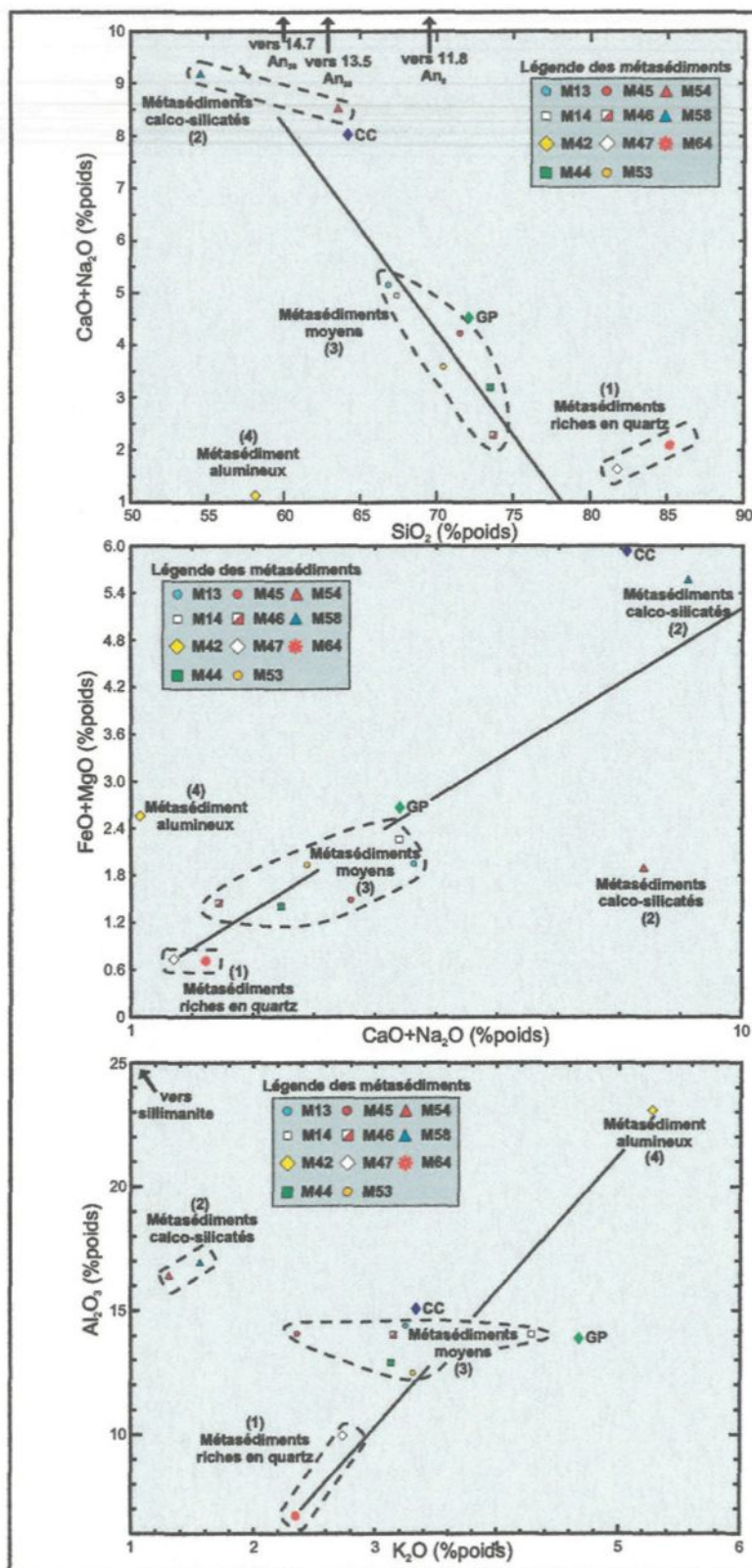


Figure 6.18:

Graph $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ versus SiO_2 montrant les différents types de métasédiments comparés à la croûte continentale (CC) (Condie 1993) et au granite Protérozoïque (GP) (Taylor et McLennan 1985)

Figure 6.19:

Graph $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ versus $(\text{FeO} + \text{MgO})$ montrant les différents types de métasédiments comparés à la croûte continentale (CC) (Condie 1993) et au granite Protérozoïque (GP) (Taylor et McLennan 1985)

Figure 6.20:

Graph Al_2O_3 versus K_2O montrant les différents types de métasédiments comparés à la croûte continentale (CC) (Condie 1993) et au granite Protérozoïque (GP) (Taylor et McLennan 1985)

comparable à celle de la croûte continentale (figure 6.18);

-groupe (2): les métasédiments calco-silicatés sont riches en plagioclase et pauvres en biotite et feldspath K et associés à d'autres phases comme la hornblende et le clinopyroxène;

-groupe (3): les métasédiments typiques sont de composition assez homogène avec quartz, plagioclase, feldspath K, et minéraux ferro-magnésiens comme biotite, grenat et opaque. Les échantillons forment une courbe continue croissante qui est le résultat de la quantité modulaire de ces phases majeures et représente une variation attendue dans un groupe cohérent. Leur composition est proche d'un granite protérozoïque (figures 6.18, 6.19 et 6.20).

-groupe (4): les métasédiments pélitiques sont probablement résiduels, résultat de la fusion de la muscovite et de la biotite avec peu de plagioclase et par conséquent riches en sillimanite, biotite et feldspath K. Ce groupe est donc relié aux roches aluminosilicatées riches en feldspath K.

6.2.4.2 Les éléments traces

Le diagramme multi-éléments (figure 6.21) montre une très grande homogénéité des métasédiments et suit globalement les mêmes anomalies que la croûte continentale (figures 6.13 et 6.21). Les métasédiments sont enrichis en éléments lithophiles principalement en K, Rb présents essentiellement dans la biotite et le feldspath. Le Ba a en général plus d'affinité pour le mica blanc et le feldspath K. Sr montre une anomalie sérieusement négative, corrélée à la nature pélitique voire semi-pélitique du métasédiment. De plus Sr est mobile dans les

environnements sédimentaires sous forme de feldspath, seulement si ce feldspath est détruit par une altération intense, ce qui a pu se produire pour les roches riches en Al_2O_3 . Les métasédiments montrent une anomalie négative de P_2O_5 impliquant qu'ils sont dérivés d'une source ignée appauvrie en apatite ou que l'apatite a été perdue pendant l'érosion. La présence de zircon et de monzanite dans les métasédiments explique les anomalies positives de Zr, Hf et Th. Les éléments traces des métasédiments montrent donc des affinités lithophiles.

Les effets du métamorphisme sont néanmoins à prendre en compte. Les éléments K, Ba, Cs, U et Pb peuvent être mobiles pendant le métamorphisme du faciès granulitique (Heier 1960). Les métasédiments du massif du Mont Hay montrent effectivement un appauvrissement du Cs (figure 6.22). Mais sans la composition du protolithe, il est impossible de conclure si U, K, Ba sont appauvris.

Pour essayer de déterminer leur origine, des comparaisons avec d'autres métasédiments de la même époque ont été entreprises. Les turbidites silicoclastiques du Protérozoïque inférieur de Rombak Window (Sawyer et Korneliussen 1989) servent d'élément de comparaison (figure 6.22). L'évolution des deux types de métasédiment est similaire, certaines analogies concernant le contexte géologique peuvent être déduites. Selon Sawyer et Korneliussen (1989), les turbidites de Rombaksbotn et Gautelis ont été formées dans un bassin marginal adjacent à un arc volcanique mature. L'arc volcanique qui a alimenté le bassin de turbidites Gautelis s'est développé sur une croûte tonalitique et un contexte de type Andéen a été suggéré. Les turbidites de Russvot sont différentes des métasédiments du massif du Mont Hay, l'analogie serait abusive. Cependant le contexte tectonique du massif du Mont Hay pourrait s'apparenter à celui de Rombaksbotn. En effet, Zhao et McCulloch (1995) proposent

Figure 6.21: Diagramme multi-éléments selon Thompson (1982) normalisés par rapport au manteau primitif pour les métasédiments comparés à la croûte continentale (Condie 1993)

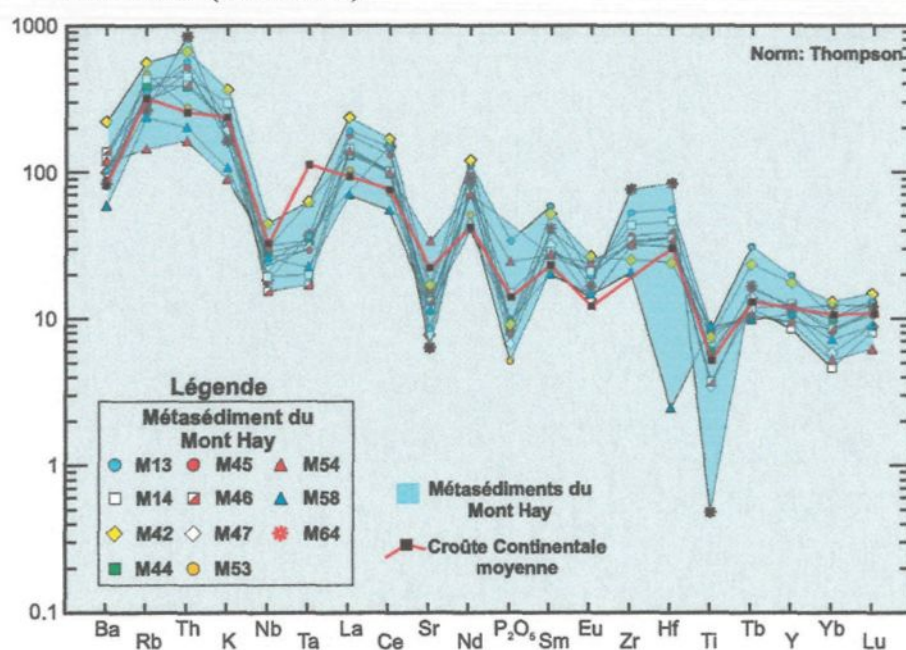
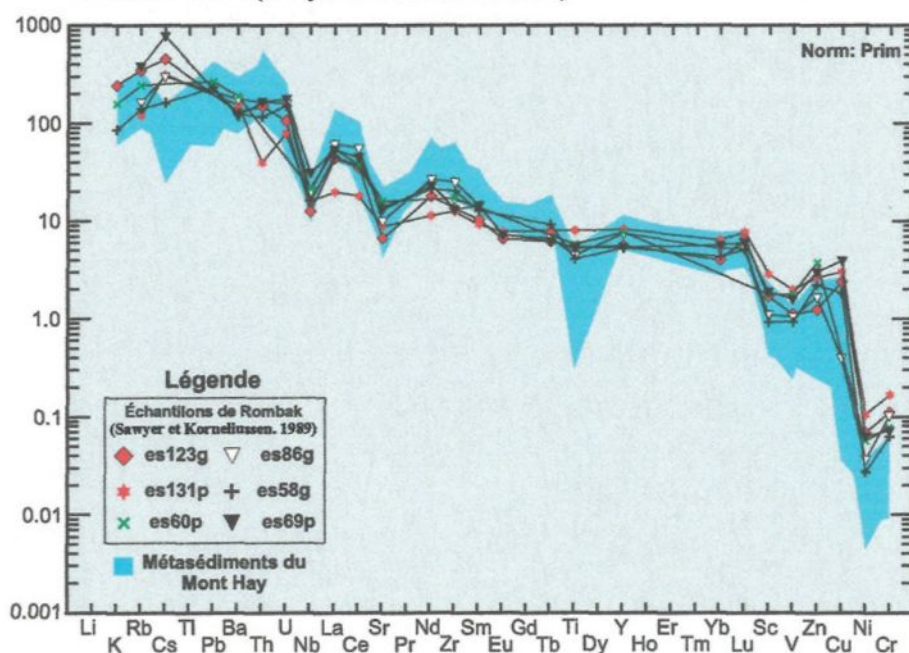


Figure 6.22: Diagramme multi-éléments normalisés par rapport au manteau primitif comparant les métasédiments du massif du Mont Hay aux échantillons de Rombak Window (Sawyer et Korneliussen 1989).



une zone de subduction au nord qui se développe vers 1900 Ma le long de la marge sud de *l'Arunta Inlier*. Cette zone de subduction aurait pu alimenter le massif du Mont Hay en sédiment, lors de son érosion durant le Protérozoïque.

6.3 Caractérisation des magmas felsiques

Le but de cette section est de caractériser les magmas felsiques. La géochimie et la pétrogénèse vont permettre de déterminer leur origine, et les modifications qu'ils subissent c'est à dire la fractionnement, la contamination et le mélange lors de leur formation et de leur transfert. En effet, quatre facteurs contrôlent la composition des magmas felsiques:

(1) les conditions de leur formation et de leur fusion, relatives aux pressions et températures associées, et la composition de la source, qui déterminent la réaction à l'origine de la fusion partielle,

- (2) la contamination par d'autres magmas ou par les roches encaissantes,
- (3) la cristallisation fractionnée,
- (4) et enfin le métasomatisme après la solidification.

Le facteur (4) est difficile à déterminer car les roches du massif du Mont Hay ont subi plusieurs cycles tectoniques (tableau 1.1 et 1.2), ce qui oblitère les résultats du métasomatisme. Les facteurs (1), (2) et (3) peuvent néanmoins être discutés lors de l'étude géochimique.

6.3.1 La fusion partielle

La fusion partielle comme observée sur le terrain (chapitre 2 et tableau 2.1) provoque pendant la phase déformationnelle et de métamorphisme au faciès granulite (825-875°C et 6-7 kbar), l'anatexie des protolithes c'est à dire des granulites mafiques, intermédiaires et des

métasédiments. Cette fusion partielle se développe donc *in situ*. De plus, ces conditions extrêmes de température et de pression affectent également les roches d'origine plus profonde comme la croûte profonde qui va à son tour fusionner et donner des charnockites. Ces charnockites vont être injectées et transportées dans la croûte moyenne. Leur origine est donc externe à la croûte moyenne constituée par le massif du Mont Hay (tableau 2.1). Il s'avère intéressant d'étudier chaque type de magma felsique produit par fusion *in situ* ou externe.

6.3.1.1 La fusion partielle des granulites mafiques

Sur le terrain, trois types de granulite sont observés, c'est à dire les GM, les GI et les GF. Les GM se repartissent en deux familles selon leur origine (vers 1880 Ma), c'est à dire les GMN et les GME (paragraphe 6.2.2). En ce qui concerne l'étude de la fusion partielle, il faut considérer que le groupe GM a subi l'anatexie indépendamment des différences dues à son origine. En effet, l'origine des GME est le résultat d'un modèle théorique proposé (c'est à dire la contamination des GM par les métasédiments), hypothèse non vérifiable avec les données de l'étude.

L'hypothèse de considérer le groupe GM dans son ensemble, est appuyée par des observations de terrain, où de fins leucosomes (Gls) en général de composition tonalitique formant des veines, sont associés aux GM. Ces Gls font en fait partie des groupes GI et GF décrits précédemment (paragraphe 6.2.3). Les observations de terrain permettent donc de suggérer des leucosomes issus de la fusion partielle. En effet, ce genre de veines ou de leucosomes formés par fusion partielle, ont déjà été décrits par Sawyer (1991) dans des metabasites archéens de la Province du Grenville (Québec). La pétrogénèse comparative va confirmer ou infirmer cette observation.

Comparaison avec des études expérimentales

Pour expliquer le phénomène de fusion partielle dans les granulites, il s'avère indispensable d'établir des comparaisons avec les fondus obtenus lors des expériences menées en laboratoire sur des roches du même type (tableau 6.7).

Tableau 6.7: Comparaison des expériences en laboratoire sur la fusion partielle non hydratée et les échantillons du massif du Mont Hay			
auteur	Roches de départ T (°C) et P (kbar)	Commentaire	Caractéristiques du fondu
Rushmer 1991	ABA : amphibolite de basalte alcalin IAT : tholéite d'arc volcanique MMA : amphibolite mélangée mécaniquement hb + plag + qtz T = 800 -1000 °C P = 8 kbar	ABA: 925 °C : hb + plag + ilm + cpx + verre 1000 °C : verre + cpx + opx + plag (An60) + ilm IAT 825 °C : hb + opx + plag + ilm + cpx > 990 °C : cpx + gnt + opx + plag MMA 975 °C : hb + Ca-plag + ilm + fondu + cpx	2 à 5 % de fondu > 30 % de fondu 5 % de fondu
Wolf et Wyllie 1991	amphibolites solide et en poudre T = 750 - 1000 °C P = 10 kbar	770 - 990 °C hb riche en Al ₂ O ₃ + hb riche en CaO et cpx + gnt 990 °C cpx + gnt + opx + plag	solide : 1% à 850 °C, 5% à 900 °C, 50% à 1000 °C poudre : 7% à 850 °C, 12% à 875 °C, 19% à 900 °C liquide tonalitique
Skjerlie et Patiño Douce 1995	métapélite riche en sill amphibolite riche en gnt (AGS11.1) alternance des 2 T = 900 à 950 °C P = 10 kbar	0.59 hb + 0.19 qtz + 0.22 plag = 0.37 de fondu + 0.27 cpx + 0.36 gnt	900 °C seuls : métapélite 40% amphibolite 15% 950 °C seuls : métapélite 50% amphibolite 30% ensemble + 20% de fusion partielle
Wolf et Wyllie 1993	AMPH WW: amphibolite calcique (67.4% hb et 32.5% anorthite) T = 750 à 1000 °C P = 10 kbar	hb + plag = fondu + cpx + alhb + Cahb + gnt + opx	750-875 °C : trace jusqu'à 16% de fusion partielle 900 °C 13% et à 925 °C 24% : différence due à la fusion de hb
Massif du Mont Hay	basalte mafique au faciès granulite T = 825 à 875 °C P = 6-7 kbar	825-875 °C et 6-7 kbar plag + opx + cpx +/- qtz +/- hb +/- bio +/- gnt +/- zr +/- fd K +/- apatite +/- opaque (ilménite et magnétite)	2-10% de fondu de composition tonalitique (observations de terrain avec comme hypothèse la fusion partielle <i>in situ</i>)

Plusieurs études expérimentales et théoriques ont démontré que les roches métamorphiques comme les métapélites, les métagreywackes et amphibolites vont subir l'anatexie sous des conditions d'eau insaturée et sous des pressions et températures atteintes sous des hauts grades métamorphiques (Brown et Fyfe 1970; England et Thompson 1986; Patiño Douce *et al.* 1990). En l'absence de phase aqueuse libre, la fusion se développe lors de

la fusion déshydratée des assemblages contenant des minéraux hydratés. Les études expérimentales ont déterminé le comportement en l'absence d'eau des amphibolites (Beard et Lofgren 1991; Rushmer 1991; Winther et Newton 1991; Rapp *et al.* 1991; Wolf et Wyllie 1991, 1994a; Patiño Douce et Beard 1995).

La diffusion chimique des fondus crée des interactions entre les couches de différentes compositions si la température excède les solidi individuels. Plusieurs études sur ce genre d'interaction ont été conduites par Skjerlie *et al.* (1993, 1995) permettant de comprendre les effets de la diffusion des éléments majeurs sur les phases impliquées et la partie fusionnée durant l'anatexie des pélites et amphibolites en alternance à 10 kbar.

Pour notre étude, les expériences de Rushmer (1991), Wolf et Wyllie (1993, 1991) et Skjerlie et Patiño Douce (1995) vont permettre de comparer et de comprendre la fusion partielle subie par les granulites mafiques du massif du Mont Hay. En effet, les roches étudiées par ces auteurs montrent des compositions similaires aux granulites mafiques du massif du Mont Hay. Dans le but d'étudier le comportement des oxydes majeurs lors de la fusion partielle, des graphes comparatifs utilisant les données des différents auteurs vont être établis.

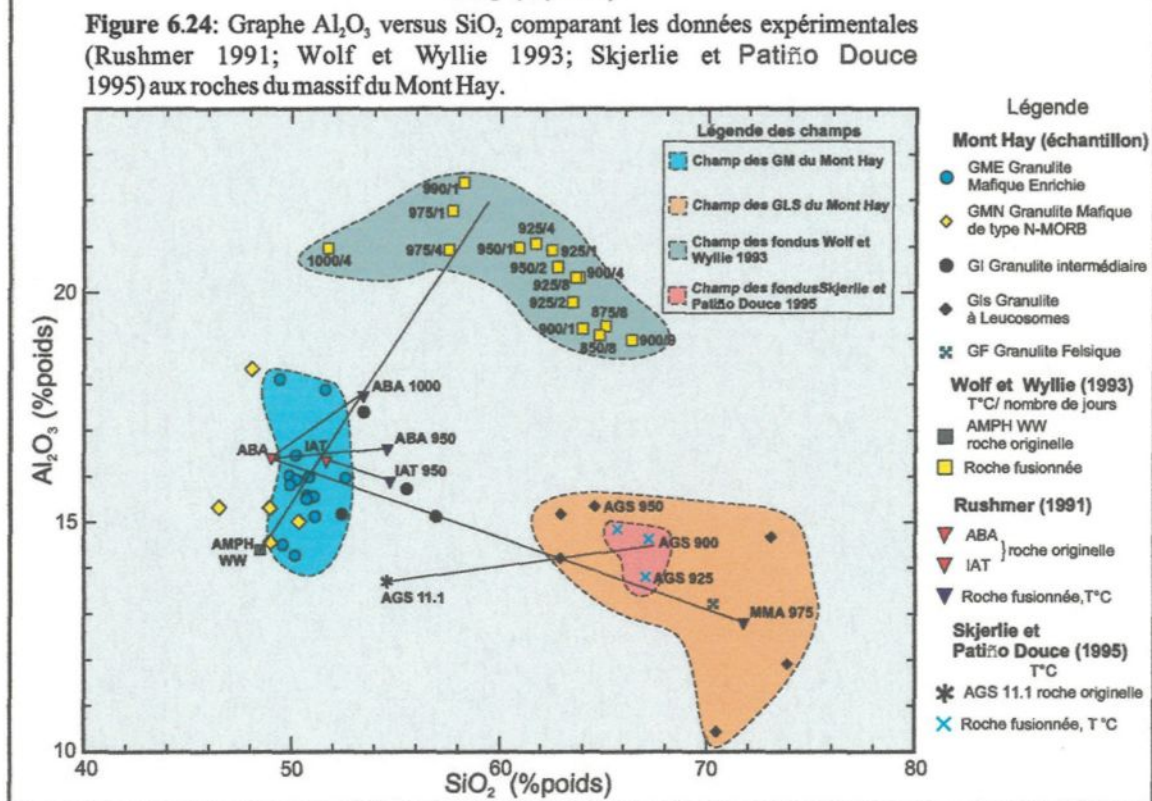
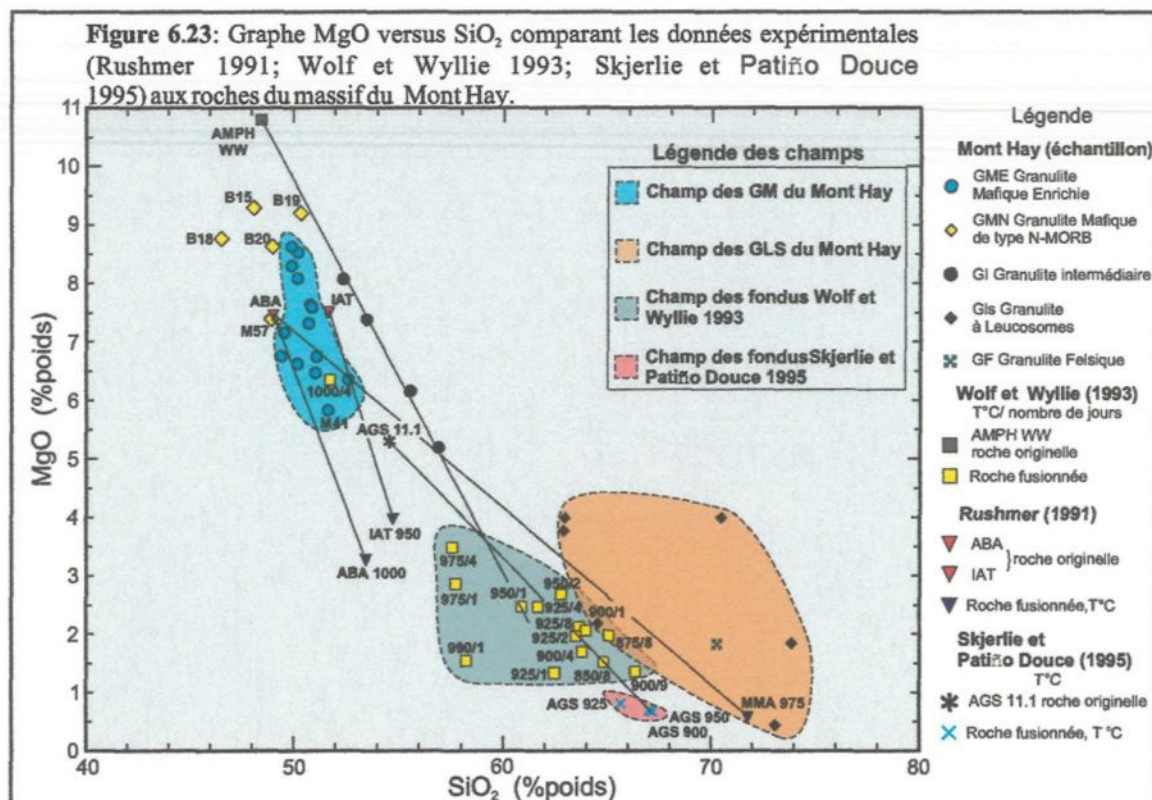
Le comportement des minéraux mafiques est illustré par le graphe MgO versus SiO₂ (figure 6.23). L'ensemble granulite mafique et granulite à leucosomes forme une enveloppe montrant une décroissance du pôle mafique à felsique. Cette enveloppe englobe à la fois les résultats de la fusion partielle expérimentale obtenus par Rushmer (1991) pour l'échantillon de MMA 975 et par Skjerlie et Patiño Douce (1995) pour AGS 875-900°C. La fusion partielle de l'amphibolite de Wolf et Wyllie (1993) s'individualise car sa composition est influencée par la formation du grenat soumis à des conditions de haute pression d'environ 10 kbar. De plus, les produits fusionnés sont appauvris en SiO₂ par rapport au massif du Mont Hay pour des

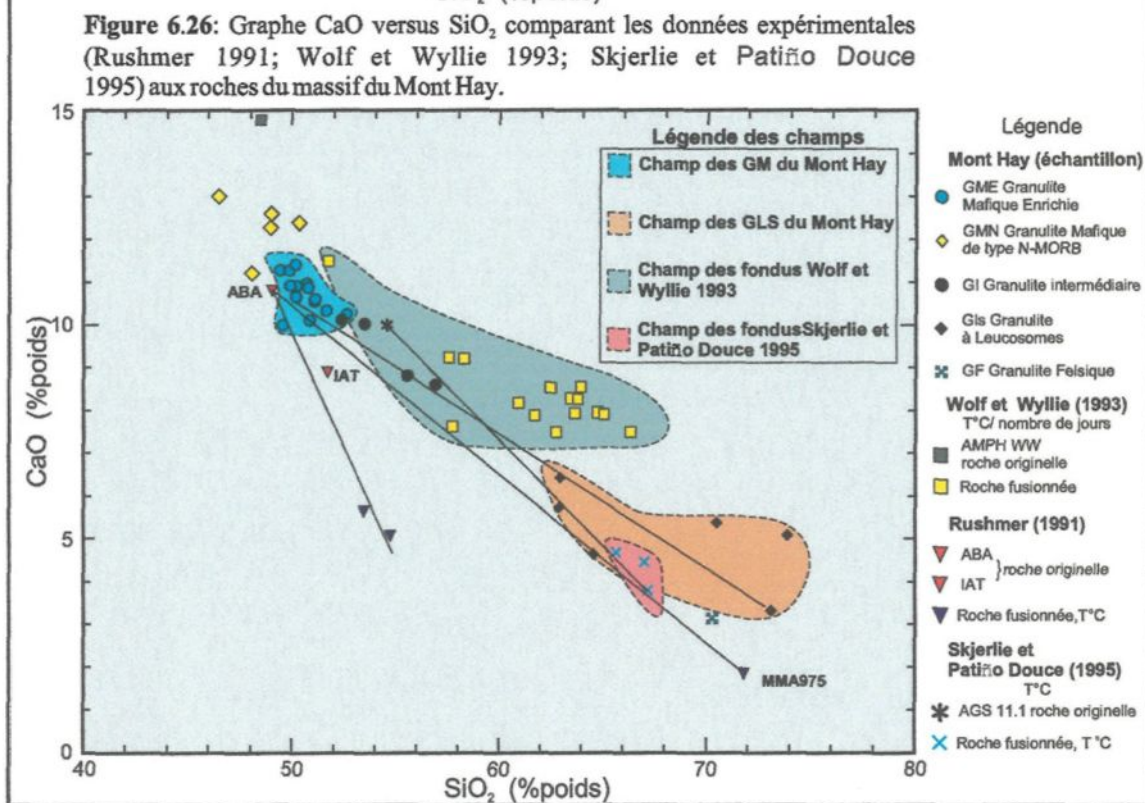
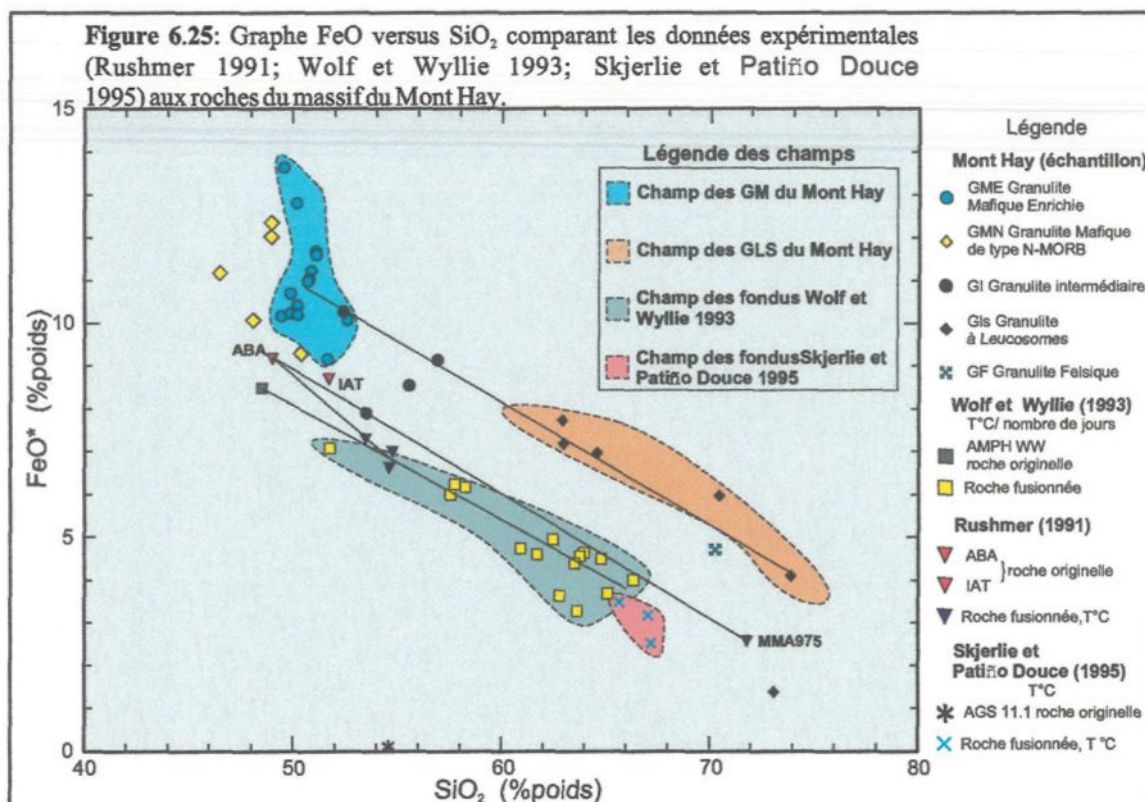
valeurs identiques de MgO. Le graphe Al_2O_3 versus SiO_2 (figure 6.24) montre l'évolution des feldspaths essentiellement. La quantité d' Al_2O_3 diminue sensiblement pour les roches fusionnées du massif du Mont Hay, cette même tendance s'observe pour MMA fusionné de Rushmer (1991). Cela reflète les changements de composition du plagioclase et sa diminution dans le produit fusionné. Une légère augmentation s'observe pour Skjerlie et Patiño Douce (1995), elle pourrait être le résultat de l'alternance amphibolite et métasédiment qui apporterait par diffusion le complément d' Al_2O_3 dans le produit fusionné. Les échantillons fusionnés de Wolf et Wyllie (1993) deviennent très alumineux, et peuvent être le résultat de la fusion déshydratée de l'amphibolite sous des conditions de croûte profonde c'est à dire 10 kbar et un minimum de 850°C , où se forment les grenats comme phase résiduelle. Cependant le grenat ne constitue pas une phase importante dans le résidu du massif du Mont Hay car la pression oscille entre 6 à 7 kbar, donc les résultats de Wolf et Wyllie (1993) sont difficilement applicables à l'étude du massif du Mont Hay.

FeO versus SiO_2 (figure 6.25) confirme la tendance observée avec MgO; les ferromagnésiens s'accumulent dans la restite et plus la fusion partielle est développée, moins ils sont présents dans la roche fusionnée, ce qui suggère une ségrégation. Il faut noter que le fondu de Wolf et Wyllie (1993) est appauvri en SiO_2 comparativement au massif du Mont Hay pour les mêmes teneurs en FeO .

Il est intéressant de remarquer que toutes les tendances entre la source et le fondu sont parallèles bien que pour le massif du Mont Hay, la source soit plus enrichie en FeO par rapport aux expériences, engendrant alors un fondu plus riche en FeO .

L'évolution principalement des plagioclases mais aussi des clinopyroxènes et des hornblendes est illustrée par le graphe $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ versus SiO_2 (Figure 6.26). Comparés



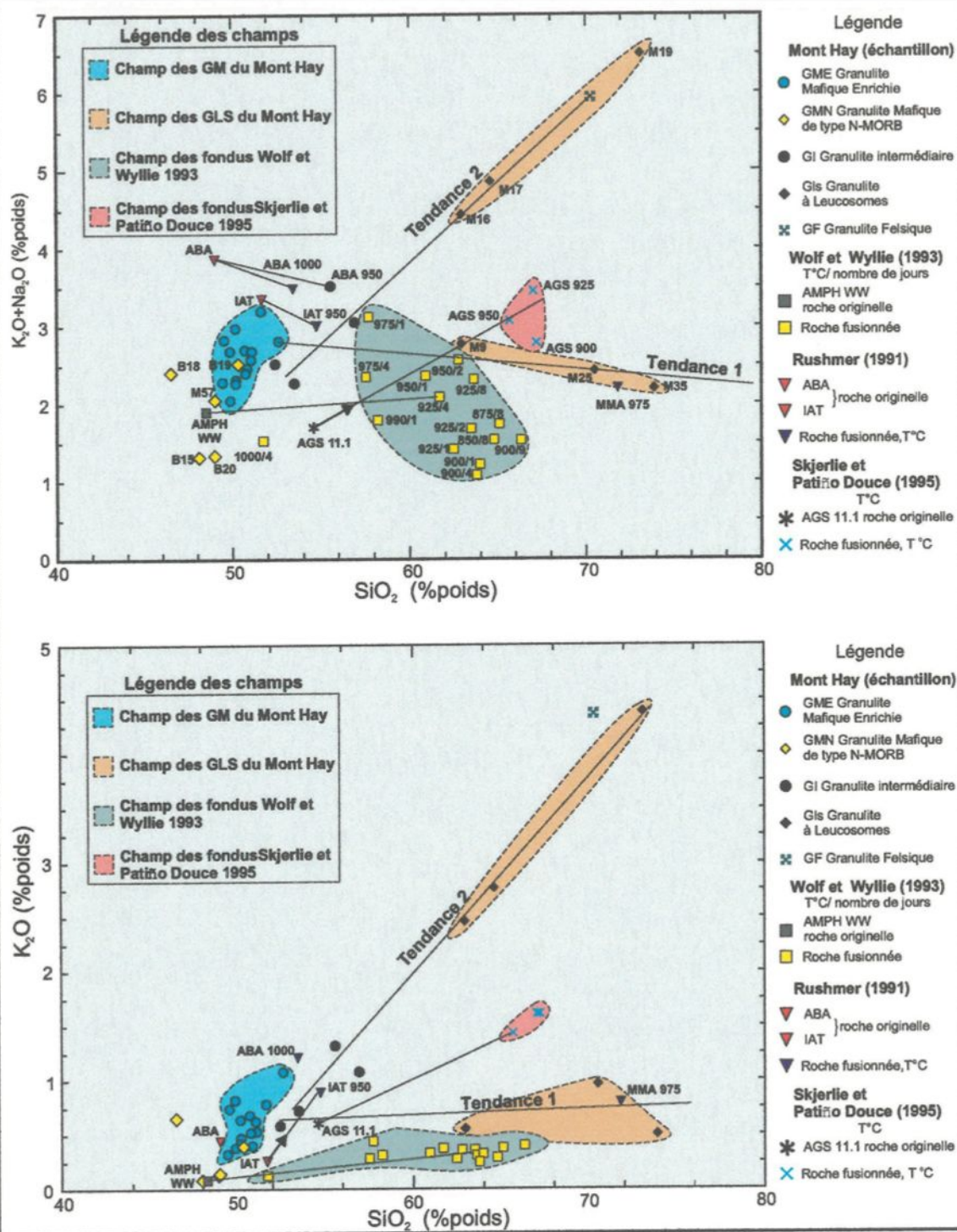


aux produits fusionnés du massif du Mont Hay, les résultats obtenus par Rushmer (1991) montrent pour chaque SiO_2 un CaO particulier, tandis que les résultats de Wolf et Wyllie (1993) ont un CaO élevé, résultat d'une source plus riche. Les fondus obtenus par Skjerlie et Patiño Douce (1995) ont des compositions semblables à ceux du massif du Mont Hay. La baisse relative de CaO est probablement due à la combinaison de clinopyroxène résiduel et plagioclase plus sodique. $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ marque davantage le comportement du plagioclase dont la diminution semble corrélée à la fusion partielle donnant un liquide silicaté. Les études de $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ et K_2O versus SiO_2 vont permettre d'étudier l'évolution de ce liquide silicaté. Les graphes $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ versus SiO_2 et K_2O versus SiO_2 (figures 6.27 a et b) montrent deux tendances distinctes en ce qui concerne les roches du massif du Mont Hay qui néanmoins peuvent être corrélées chacune à une expérience en laboratoire.

Tendance 1

Cette tendance est caractérisée par des teneurs en $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ et K_2O dans le fondu qui sont similaires aux teneurs de K_2O et Na_2O dans les roches de départ. En effet, une certaine tendance est maintenue comparativement à la fusion de MMA 975 (Rushmer 1991) et des fondus obtenus par Wolf et Wyllie (1993). Dans les roches originelles de ces deux auteurs, la biotite est absente, donc l'eau fournie pour la fusion partielle ne peut provenir que de l'amphibole. Conséquemment, le K_2O et Na_2O contenus dans le liquide fusionné sont maintenus bas. Cela explique leur faible teneur en K_2O et Na_2O et leur composition tonalitique analogue aux leucosomes du massif du Mont Hay qui suivent cette tendance. De plus, il faut noter que certaines roches du massif du Mont Hay ne contiennent pas ou moins de 3% de biotite, ce qui pourrait suggérer que la biotite n'ait pas fusionné ou que les teneurs faibles en K_2O et Na_2O pourraient être dérivées d'une source pauvre en biotite.

Figure 6.27 a et b: Graphes ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) et K_2O versus SiO_2 comparant les données expérimentales (Rushmer 1991; Wolf et Wyllie 1993; Skjerlie et Patiño Douce 1995) aux roches du massif du Mont Hay.



Tendance 2

L'autre tendance montre une croissance importante de la teneur de ($K_2O + Na_2O$) dans les produits fusionnés du massif du Mont Hay. Les échantillons de Skjerlie et Patiño Douce (1995), de Rushmer (1991) en particulier ABA1000 et IAT950 pour K_2O seulement, suivent des vecteurs parallèles.

Selon le modèle de Skjerlie et Patiño Douce (1995), les métasédiments et les amphibolites sont en alternance et les métasédiments influencent la fusion partielle de l'amphibolite par destruction et apport d'eau de la biotite et le transfert de K de la pélite à l'amphibolite. Ce phénomène pourrait se produire également pour les produits fusionnés du massif du Mont Hay. En effet, les minéraux provenant des lits de sédiments intercalés dans les granulites mafiques (figure 2.2) pourraient être à l'origine d'échange de cation entre K_2O et Na_2O et CaO dans la granulite mafique, et cela augmenterait alors la teneur en K.

Selon le modèle de Rushmer (1991), l'enrichissement en K_2O du fondu proviendrait de la biotite (tableau 1, Rushmer 1991) présente dans le IAT. Ce cas pourrait être applicable au massif du Mont Hay pour les GM les plus riches en biotite, c'est à dire entre 4 à 10% de biotite (observation des lames minces en annexe B). Il faudrait alors considérer que toute la biotite de la granulite ait été déshydratée pour être transférée au fondu.

Les deux tendances générales observées dépendent de trois facteurs qui vont contrôler la fusion partielle:

- la composition minéralogique originelle,
- F, le coefficient de fusion partielle (Skjerlie et Patiño Douce 1995; Wolf et Wyllie 1991); en effet si F est petit tout le K_2O de la roche initiale est fractionné,

-les échanges de cation; Na serait transféré de l'amphibole à la pélite et le K de la pélite (*i.e.* biotite) à l'amphibolite (*i.e.* la hornblende) (Skjerlie et Patiño Douce 1995).

Les fondus résultants reflètent les deux tendances décrites, c'est à dire soit un fondu appauvri en K_2O , soit un fondu enrichi en K_2O . Pour conclure et de manière générale, les oxydes majeurs sont en accord avec les scénarios de fusion partielle déterminés en laboratoire. Les observations de terrain et la pétrogénèse convergent donc vers une démonstration de la fusion partielle des granulites du massif du Mont Hay.

La composition du fondu produit

Les oxydes majeurs

La composition des liquides générés pendant la fusion du faciès amphibolitique est complexe et fonction des réactions de déshydratation de la hornblende. La hornblende se détruit de manière incongruente (Wolf et Wyllie 1993) rendant l'eau disponible pour la fusion en eau insaturée entre la hornblende et le plagioclase. La composition du granite à leucosome trouvé au massif du Mont Hay est illustrée par le graphe AN-AB-OR (AN anorthite- AB albite- OR orthose, figure 6.28). La plupart des roches montre une tendance tonalitique avec parfois une tendance granitique comme l'échantillon M19. Rushmer (1991) lors de ses expériences a obtenu des liquides de composition tonalitique, même si les liquides initiaux plus riches en quartz étaient plus granitiques en composition. Winther et Newton (1991) ont d'abord produit des trondjémites puis des tonalites selon les températures croissantes. Wolf et Wyllie (1993) ont constaté qu'à 990°C, un liquide tonalitique coexiste avec un assemblage granulitique de clinopyroxène, de grenat, d'orthopyroxène et de plagioclase. Les résultats obtenus pour le

massif du Mont Hay, de nature tonalitique, s'accordent donc avec les expériences et suggèrent la possibilité d'une fusion partielle des GM pour donner des Gls. Les résultats obtenus sont particulièrement consistants avec ceux de Rushmer (1991). En effet, les Gls suivent l'évolution du MMA 975 provenant d'un mélange de $hb+plag+qtz$ (proche de ABA).

Les éléments traces

Le diagramme multi-éléments (figure 6.29) compare les Gls (granulite à leucosomes) aux GME. Les Gls montrent en général un enrichissement en K, Ba, Cs, Rb, ÉTRL, Th, Hf, Zr et un appauvrissement en ÉTRLD. Ces caractéristiques correspondent aux leucosomes de type veine déjà décrits par Sawyer (1991) pour les roches mafiques migmatisées du Front du Grenville, Québec. Ces veines pourraient être formées lors de la fusion en équilibre par étape (*batch*) de la granulite mafique laissant un résiduum avec du grenat et de la hornblende. Ce type correspond à des leucosomes discordants associés à des protolithes mafiques comparable à du fondu injecté (Sawyer, 1991). Cela n'implique pas nécessairement que les leucosomes du massif du Mont Hay aient été injectés, mais ce pourrait être le cas pour quelques-uns. Pour les Gls moins appauvries en ÉTRLD, les leucosomes pourraient être le résultat d'une accumulation en minéraux résiduels concentrant ces éléments. De plus, ces deux tendances de composition de fondu s'individualisent sur le graphe Rb/Sr (figure 6.17). Certains échantillons sont effectivement plus fractionnés montrant un Rb/Sr élevé et plus contaminés que d'autre. En effet, le résiduum constitue un bon candidat comme l'indique la répartition selon MgO (figure 6.23) pour la contamination. Le massif du Mont Hay présente donc des compositions de leucosome variables en fonction de la fractionnation et de la contamination par le résiduum.

Figure 6.28: Composition des fondus Gls (granulites à leucosomes) issus des GME du massif du Mont Hay.

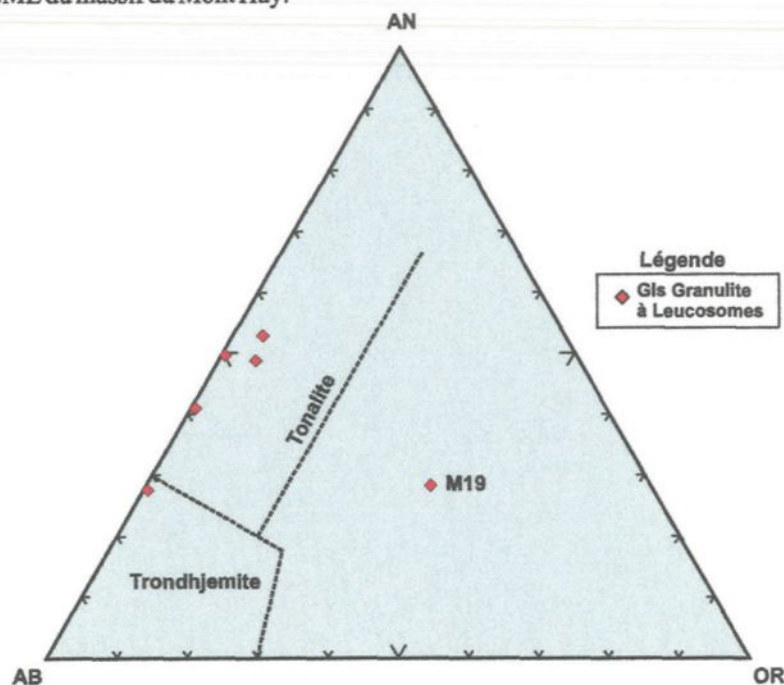
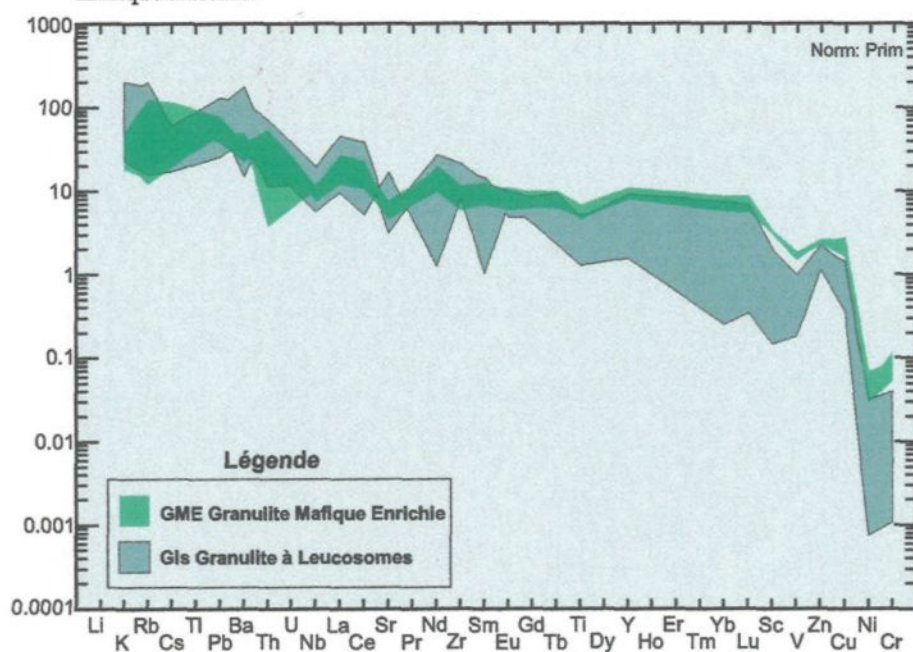


Figure 6.29: Diagramme multi-éléments normalisés selon le manteau primitif comparant les Gls avec les GME; Gls : granulite à leucosomes et GME : granulite mafique enrichie.



La quantité de produit fusionné

La quantité de liquide produit augmente parallèlement à l'augmentation des conditions de pression et température et surtout en fonction de la nature de la roche à fusionner. La figure 6.30 adaptée de Wolf et Wyllie (1993) représente une synthèse des pourcentages de volume de liquide produit dans les expériences de fusion partielle d'amphibolite et de basalte en fonction de la température. Le domaine de température et pression calculé dans le chapitre 5 donne 825-875°C et 6-7 kbar, ce domaine combiné aux résultats de la littérature donne un taux de fusion partielle optimal compris entre 3,5% et 13%, en accord avec les observations de terrain.

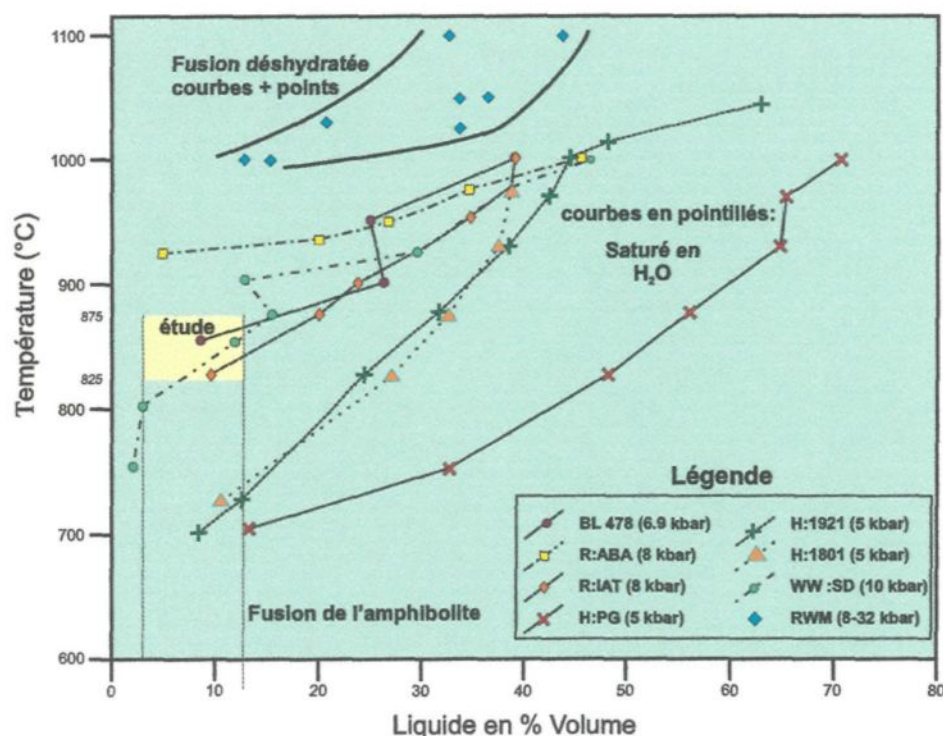


Figure 6.30: Pourcentage en volume de fondu produit dans les expériences de fusion partielle en fonction de la température T°C (modifié de Wolf et Wyllie 1993); BL : Beard et Lofgren (1991); R : Rushmer (1991); H: Helz (1976); WW : Wolf et Wyllie (1993); RWM: Rapp *et al.* (1991).

En effet, si on considère que les leucosomes issus de la fusion partielle des GM se sont formés *in situ* au massif du Mont Hay, on peut penser que le degré de fusion partielle était bas et d'environ 2 à 8 % selon ces mêmes observations de terrain, en assumant que le système est resté fermé. Ces résultats sont qualitatifs et comparatifs car non confirmés par des calculs d'équilibre de masse. Il faudrait pour cela la composition exacte des leucosomes qui sont difficiles à extraire de la roche totale car de taille millimétrique à centimétrique.

6.3.1.2 La fusion partielle des métasédiments

Les descriptions pétrographiques permettent d'établir un lien entre les métasédiments (partie restitique), les leucosomes granitiques trouvés dans les métasédiments possiblement issus de leur fusion partielle et le leucogranite à grenat. Après une description générale des caractéristiques géochimiques des leucogranites, une étude de la fusion partielle des métasédiments basée sur la littérature va permettre de comprendre la genèse possible des leucogranites.

Description générale

Les granites et leucogranites comprenant par définition moins de 5% de minéraux foncés ont des compositions variables (tableaux 6.8 et 6.9). La proportion de SiO_2 fluctue de 67,79% à 79,28%, Al_2O_3 se maintient entre 11,18% et 15,11% tandis que CaO , Na_2O , K_2O varient respectivement de 0,57% à 3,92%, 1,44% à 3,86% et 1,31% à 7,34%. Le K_2O montre la plus grande variation, résultat de la fluctuation des teneurs mineures en biotite et majeures en feldspath K. La couleur de la roche est le résultat de la quantité de ferromagnésien dont les pourcentages de $(\text{FeO} + \text{MgO})$ sont compris entre 0.88 et 6.41%. Les granites constituent

Tableau 6.8: Composition des leucogranites et granites déterminée par XRF et INAA. Oxydes majeurs et LOI en % poids et les autres éléments en ppm.

(lc: leucocrate; mc: mesocrate; gnt: grenat; bio: biotite)

Type de roche	Nom géochimique	Nom de la roche	nombre Mg	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
granite lc gnt	M52	3D	31.89	72.71	0.31	14.12	0.31	1.56	0.02	0.48	1.67	1.44	7.33	0.06	0.21	100.21
granite	M34	MH2-14.6	16.26	76.60	0.17	12.88	0.23	1.18	0.01	0.15	1.31	3.22	4.24	0.02	0.39	100.39
granite	B23	TH98-11	35.59	73.78	0.11	14.63	0.19	0.99	0.02	0.36	1.69	3.78	4.41	0.02	0.38	100.38
granite lc gnt	M38	MH1-3.7	4.40	77.70	0.10	11.86	0.19	0.99	0.02	0.03	0.57	1.63	6.83	0.06	0.23	100.23
granite lc gnt	M49	TH2-1	15.94	73.88	0.04	15.11	0.14	0.72	0.02	0.09	1.14	3.86	4.90	0.10	0.15	100.15
granite lc gnt	M36	MH5.3	23.29	77.41	0.17	12.01	0.21	1.05	0.02	0.21	0.79	1.63	6.45	0.06	0.10	100.10
granite lc gnt	B1	MH98.9-2.1	23.73	79.27	0.06	11.18	0.21	1.07	0.06	0.22	0.84	2.03	5.03	0.03	0.19	100.19
granite lc gnt	M37	MH1-16.6	25.17	76.71	0.16	12.23	0.32	1.62	0.05	0.36	1.09	1.72	5.70	0.04	0.20	100.20
granite lc gnt	M50	TH1-4	25.25	76.82	0.11	13.16	0.19	0.99	0.02	0.22	1.56	3.51	3.38	0.02	0.42	100.42
granite lc gnt	M24	MH1-15.1	28.37	76.42	0.23	12.35	0.30	1.54	0.02	0.40	1.04	1.66	5.92	0.12	0.33	100.33
granite lc a gt	M43	TH1-2	29.35	74.73	0.19	14.22	0.31	1.58	0.04	0.43	1.71	2.38	4.35	0.07	0.34	100.34
granite lc gnt	M67	D5	31.87	73.85	0.35	13.27	0.41	2.08	0.04	0.64	1.62	1.74	5.92	0.08	0.23	100.23
granite lc gnt	B2	MH98.7-2.2	34.22	76.67	0.08	12.22	0.18	0.91	0.03	0.31	0.55	1.84	7.14	0.08	0.26	100.26
granite lc gnt	B7	MH98.7-2.1	49.11	67.73	0.47	14.51	0.83	4.22	0.08	2.69	3.91	2.24	3.20	0.12	0.15	100.15
granite lc gnt bio	B9	MH98.9-2.4	31.53	74.62	0.38	12.60	0.41	2.08	0.02	0.63	1.51	1.84	5.86	0.05	0.36	100.36
granite lc gnt bio	B24	TH98-5	45.66	72.89	0.51	13.88	0.51	2.59	0.03	1.44	3.88	2.91	1.31	0.06	0.39	100.39
granite mc gnt	M51	2D	28.69	74.04	0.31	13.37	0.38	1.92	0.03	0.51	1.51	1.66	6.21	0.06	0.10	100.10

				Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Pb	Zn	Rb	Cs	Ba	Sr	Ga
granite lc gnt	M52	3D	31.89	13	3	6	5.1	28	1	28	54	202	1.10	1322	144.7	13
granite	M34	MH2-14.6	16.26	3	6	4	2.0	5	23	7	60	103	0.35	835	72.4	14
granite	B23	TH98-11	35.59	4	22	2	3.3	0	196	36	5	82	0.77	452	123.0	14
granite lc gnt	M38	MH1-3.7	4.40	4	2	2	3.6	5	6	27	55	284	1.84	59	17.9	15
granite lc gnt	M49	TH2-1	15.94	2	22	2	3.0	5	1	47	48	120	0.54	254	112.3	17
granite lc gnt	M36	MH5.3	23.29	4	4	3	0.7	5	10	26	59	205	0.65	155	33.1	13
granite lc gnt	B1	MH98.9-2.1	23.73	2	13	1	6.8	0	555	31	9	292	2.29	171	28.1	11
granite lc gnt	M37	MH1-16.6	25.17	9	21	4	6.5	21	10	28	56	185	0.24	229	40.8	12
granite lc gnt	M50	TH1-4	25.25	5	5	3	3.8	12	5	24	60	68	0.60	524	127.3	13
granite lc gnt	M24	MH1-15.1	28.37	11	6	4	4.0	12	9	33	65	285	2.17	782	84.3	14
granite lc a gt	M43	TH1-2	29.35	11	4	5	6.1	5	1	37	63	145	1.95	1305	215.4	14
granite lc gnt	M67	D5	31.87	14	7	5	5.5	29	14	34	0	261	1.51	473	78.4	15
granite lc gnt	B2	MH98.7-2.2	34.22	5	60	1	3.0	0	279	29	21	399	1.32	27	13.6	13
granite lc gnt	B7	MH98.7-2.1	49.11	77	55	16	14.5	72	349	16	72	123	0.95	356	73.7	18
granite lc gnt bio	B9	MH98.9-2.4	31.53	12	38	4	6.5	27	452	32	2	271	1.02	304	41.6	13
granite lc gnt bio	B24	TH98-5	45.66	18	22	6	5.6	56	219	15	18	58	1.61	862	412.7	16
granite mc gnt	M51	2D	28.69	15	6	6	6.6	29	4	29	61	193	1.10	597	104.0	14

				Ta	Hf	Zr	Y	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
granite lc gnt	M52	3D	31.89	LD	3.3	100	10.5	16.27	0.3	41.9	79.5	38.2	4.14	1.4	0.34	0.61	0.18
granite	M34	MH2-14.6	16.26	LD	2.9	85	5.3	0.16	0.1	27.8	33.5	6.2	0.31	0.9	LD	0.06	0.02
granite	B23	TH98-11	35.59	0.2	2.5	63	8.7	8.36	0.8	23.0	39.3	16.0	2.34	0.8	0.22	0.40	0.07
granite lc gnt	M38	MH1-3.7	4.40	LD	2.1	45	18.9	8.44	0.8	18.0	29.6	10.3	1.43	0.4	0.33	2.76	0.39
granite lc gnt	M49	TH2-1	15.94	0.1	1.1	21	17.9	2.31	1.3	8.1	15.5	8.4	2.05	0.6	0.46	1.29	0.18
granite lc gnt	M36	MH5.3	23.29	LD	1.8	44	6.3	0.16	0.1	12.4	17.6	5.4	0.70	0.5	0.09	0.51	0.08
granite lc gnt	B1	MH98.9-2.1	23.73	0.2	4.6	91	58.5	11.42	1.1	18.6	32.5	9.8	1.85	0.5	0.84	16.74	2.52
granite lc gnt	M37	MH1-16.6	25.17	LD	2.2	55	58.1	0.97	0.1	22.3	32.7	7.3	1.09	0.5	0.75	7.43	0.99
granite lc gnt	M50	TH1-4	25.25	0.2	2.4	51	9.9	11.88	0.8	29.1	54.3	26.8	3.53	0.7	0.28	0.12	0.07
granite lc gnt	M24	MH1-15.1	28.37	0.3	2.7	80	16.6	13.85	1.4	24.6	45.7	21.2	4.18	1.1	LD	1.02	0.16
granite lc a gt	M43	TH1-2	29.35	0.3	4.7	150	21.9	15.36	2.1	39.3	71.5	34.6	4.47	1.5	0.63	2.22	0.40
granite lc gnt	M67	D5	31.87	0.6	5.0	136	27.1	30.59	1.2	38.5	83.8	33.1	6.15	1.0	1.12	2.42	0.29
granite lc gnt	B2	MH98.7-2.2	34.22	0.1	1.7	39	18.6	7.30	0.9	12.7	22.9	7.4	1.34	0.2	0.36	3.12	0.41
granite lc gnt	B7	MH98.7-2.1	49.11	0.3	3.5	99	19.1	2.16	0.5	16.7	34.4	13.9	2.69	1.0	0.48	1.56	0.22
granite lc gnt bio	B9	MH98.9-2.4	31.53	0.2	5.8	179	6.3	48.04	0.9	54.1	99.6	40.3	5.54	0.8	0.38	0.74	0.10
granite lc gnt bio	B24	TH98-5	45.66	0.4	5.8	178	10.5	32.56	1.3	99.8	199.4	64.1	6.49	1.8	0.43	0.66	0.08
granite mc gnt	M51	2D	28.69	0.1	4.2	117	36.1	31.56	1.0	47.2	96.3	51.3	7.17	1.1	0.98	3.32	0.59

néanmoins un groupe relativement homogène pour ce qui est de leur aspect sur le terrain et de leur composition chimique. Leur comparaison avec des expériences en laboratoire va permettre de déterminer leur éventuelle origine.

Tableau 6.9: Composition en oxydes majeurs des leucogranites											
n=17 leucogranite	Mg Nb	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
moyenne	28,00	75,05	0,21	13,22	1,82	0,03	0,52	1,53	2,30	5,23	0,06
minimum	4,00	67,80	0,04	11,18	0,85	0,01	0,03	0,55	1,44	1,31	0,02
maximum	50,00	79,30	0,51	15,11	4,97	0,06	2,69	3,92	3,86	5,23	0,12

Comparaison des oxydes majeurs avec les études expérimentales

Les études expérimentales des roches mafiques, pélitiques et greywackes montrent qu'un large volume de fondu silicaté peut être le produit par fusion déshydratée de la biotite et/ou de l'amphibole (Le Breton et Thompson 1988; Vielzeuf et Holloway 1988; Beard et Lofgren 1991; Patiño Douce et Johnston 1991; Skjerlie et Johnston 1992, 1993; Skjerlie *et al.* 1993; Patiño Douce et Beard 1996; Patiño Douce et Harris 1998). Ces études ont utilisé une grande diversité de composition de roche, des métapélites très alumineuses à pauvres en feldspath (Patiño Douce et Johnston 1991). À cause de la diversité des compositions, il s'avère difficile de corréler les températures de solidus, les réactions de fusion, les compositions de fondu et les relations de phase entre les différentes études. Chaque cas demeure donc particulier.

Cette étude va comparer les métasédiments du massif du Mont Hay aux expériences en laboratoire sur les sédiments de pélite à greywacke (Patiño Douce et Beard 1995, 1996; Vielzeuf et Holloway 1988; Skjerlie et Patiño Douce 1995) car leurs compositions sont similaires (tableau 6.10).

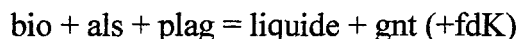
Tableau 6.10 : Comparaison des expériences en laboratoire sur la fusion partielle non hydratée et les échantillons du massif du Mont Hay			
auteur	Roches de départ T (°C) et P (kbar)	équations	Caractéristiques du fondu
Patiño Douce et Beard 1995	SBG : gneiss à biotite 37% de bio + 34% qtz + 27% plag + 2% ilm SQA : amphibolite qtz 54% hb + 24% qtz + 20% plag + 2% ilm T = 850- 930 °C P = 3-10 kbar	P= 3-10 kbar bio + plag + qtz = fondu + opx + oxyde > 10 kbar cristallisation de gnt et cpx	augmentation de Na avec P fondu peralumineux et siliceux SGB entre 50-60% de fondu SQG entre 20-30% de fondu restite SBG : qtz et norite P<12.5 kbar restite SBG: gnt et pyroxène P<12.5 kbar SQA résiduel : cpx +opx+ plag+ qtz (+ gnt à P> 10 kbar)
Vielzeuf et Holloway 1988	PEL: métapélite staurotite + kyanite T =750-1250 °C P = 10 kbar	bio+ als + plag+ qtz = fondu + gnt (+fd K) qtz+ plag + bio + musc + gnt +ky = sill gnt + als = sp + qtz gnt = fondu + sp + qtz sp + qtz = fondu + als	850-875 °C 40% de fondu partie restitique : qtz + gnt + sill + plag
Patiño Douce et Beard 1996	2 mélanges riches en Fe 37% bio + 27% plag + 34% qtz + 2% ilm SMAG Mg = 23 SFAG Mg = 0.4	la cristallisation du gnt contrôle la réaction (1) gnt + qtz = opx + plag à P basse (2) oxydation du gnt = magnétite + anorthite + qtz rôle de P et $f(O_2)$	augmentation de Na avec la destruction du gnt gnt influence Na/K, Ca et Al à P= 8 kbar, 40-50% de fondu fondu peralumineux et siliceux < à 5% d'eau
Skjerlie et Patiño Douce 1995	HQ: métapélite riche en sill amphibolite riche en gnt alternance des 2 T = 900 à 950 °C P = 10 kbar	métapélite seule : qtz + als + gnt + bio + ilm + rutile + fondu métapélite en alternance: als + gnt + ilm + rutile (+ bio) + fondu	900 °C seuls: métapélite 40% amphibolite 15% 950 °C seuls :métapélite 50% amphibolite 30% ensemble + 20% de fusion
Massif du Mont Hay	métasédiment pélitique, semi-pélitique et quartzifère T = 825 à 875 °C P = 6-7 kbar	825-875°C et 6-7kbar (1) qtz + plag + fdK + gnt + bio +amph + opq (2) qtz + plag + fdK + bio + gnt + opx + zr + apt + hb (3) qtz + plag + fdK + bio + sill + gnt + opq	35 à 40% de fondu (métatexite) > 40% diatexite évalué sur le terrain (non calculé par la géochimie) fondu peralumineux et granitique

Selon la littérature précédente, la fusion déshydratée aux températures du faciès granulitique des métasédiments est le résultat de la destruction de la biotite qui réagit d'une part avec le quartz et, d'autre part selon la réaction impliquée, le plagioclase voire la sillimanite, pour donner du fondu. Selon la composition originelle de la roche mais aussi en fonction des conditions de T, P et $f(O_2)$ auxquelles la roche est soumise, différentes réactions de fusion partielle déshydratée sont possibles comme mentionné dans le tableau comparatif (tableau 6.10) des expériences en laboratoire.

La composition du fondu est également le résultat de la combinaison des facteurs physico-chimiques subis par la roche originelle, elle-même de composition unique. Cependant, les métasédiments du massif du Mont Hay répondent de manière générale aux mêmes conditions de P et T que les études expérimentales, c'est pourquoi il s'avère intéressant de comparer les processus de fusion partielle et les fondus générés. Les diagrammes comparatifs des oxydes majeurs vont permettre de comprendre le comportement des différents minéraux lors de la fusion partielle.

Le graphe K_2O versus SiO_2 (figure 6.31) est essentiellement contrôlé par la présence de biotite et de feldspath, car la muscovite est absente (chapitre 3 et 4). La zone des leucogranites du massif du Mont Hay inclut la zone des fondus expérimentaux mais est plus développée selon l'axe K_2O . Ce comportement se retrouve dans le graphe Na_2O versus K_2O (figure 6.32) relatif à la composition et l'évolution des feldspaths, et réenforce l'idée que le leucogranite est le résultat de la fusion partielle et de la différenciation du magma en fonction de K_2O . Ces modifications géochimiques ou différenciation du magma feront l'objet d'une étude dans les prochains paragraphes.

Le K_2O qui provient de la biotite, forme éventuellement des feldspaths résiduels et du fondu, selon la réaction (Vielzeuf et Holloway 1988; Patiño Douce et Johnston, 1991):



Ce fondu cristallise alors le feldspath K, mais il faut préciser que ce feldspath K est différent du réactant et montre probablement une texture différente du feldspath K résiduel (oblitérée par les déformations successives).

Figure 6.31: Diagramme K_2O versus SiO_2 montrant les positions relatives des leucogranites, des charnockites et des métasédiments du massif du Mont Hay et les comparant aux données expérimentales (Patiño Douce et Beard 1995, 1996; Vielzeuf et Holloway 1988; Skjerlie et Patiño Douce 1995).

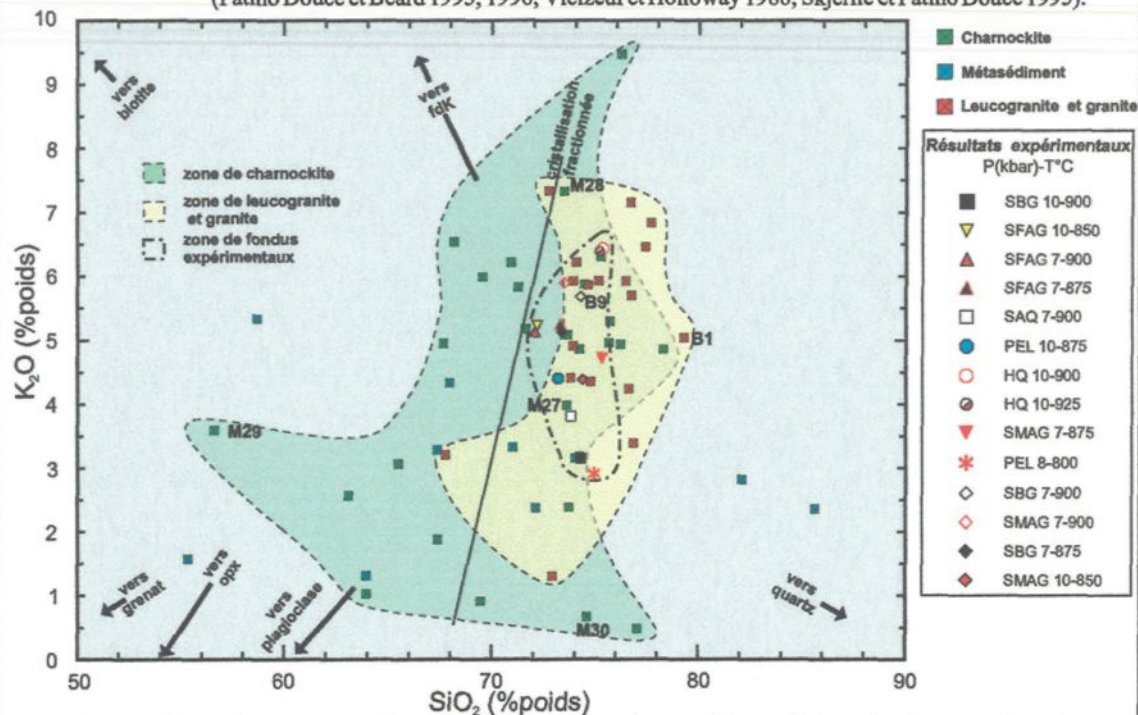
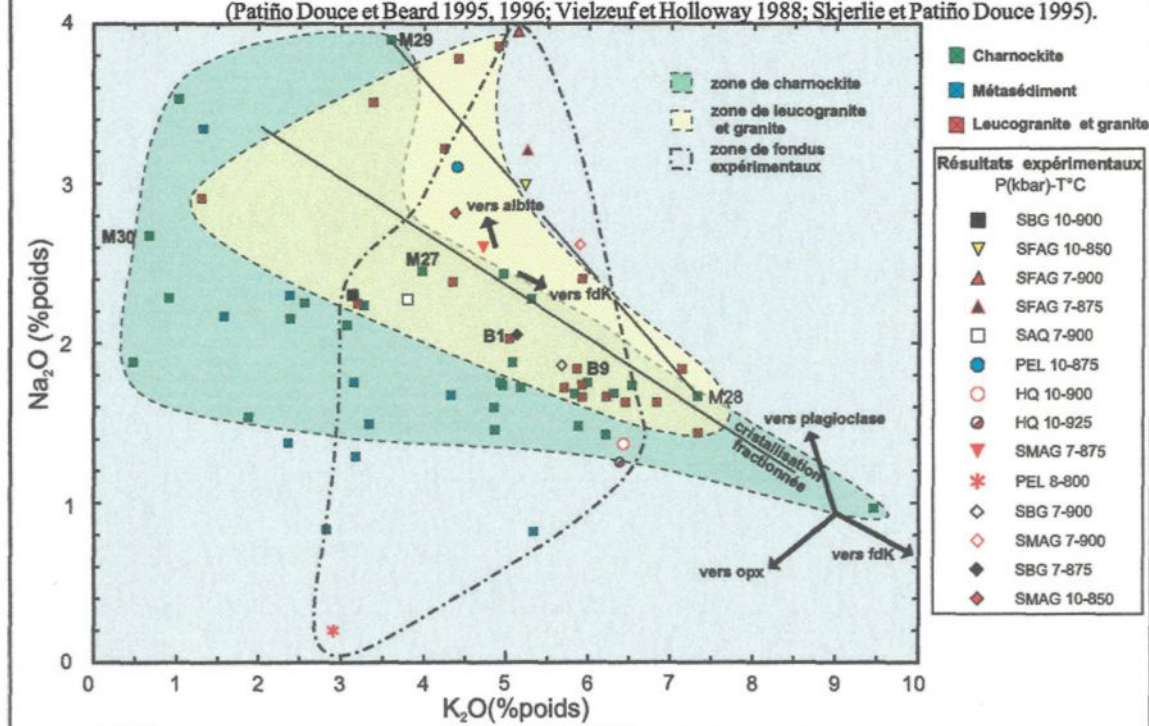


Figure 6.32: Diagramme Na_2O versus K_2O montrant les positions relatives des leucogranites, des charnockites et des métasédiments du massif du Mont Hay et les comparant aux données expérimentales (Patiño Douce et Beard 1995, 1996; Vielzeuf et Holloway 1988; Skjerlie et Patiño Douce 1995).



Le graphe CaO versus SiO₂ (figure 6.33) est principalement contrôlé par le plagioclase (le grenat montre en effet un X_{Ca} de 5% selon les résultats obtenus au chapitre 4) en ce qui concerne les leucogranites du massif du Mont Hay. Le domaine des fondus expérimentaux et celui des leucogranites partagent une zone commune, bien que beaucoup plus développée et différenciée pour les échantillons du massif du Mont Hay. En effet, le plagioclase devient moins calcique et s'enrichit en composant sodique migrant alors vers un pôle albitique (Green 1969; Fram et Longhi 1992; Patiño Douce 1995), expliquant les fondus leucogranitiques appauvris en CaO (figure 6.33). Dans ce cas, il faut supposer que la géochimie reflète seulement les caractéristiques de fusion partielle mais pas les effets de la cristallisation.

En résumé, CaO, Na₂O et K₂O interagissent et modifient la composition du fondu lors de la réaction de fusion. L'évolution des relations entre ces oxydes a été étudiée par Patiño Douce et Beard (1995) et Vielzeuf et Holloway (1988):

- (1) à P>7 kbar, le rapport Na₂O/K₂O augmente, Na₂O provenant du plagioclase sodique,
- (2) à P<10 kbar, CaO est prédominant et augmente jusqu'à destruction du plagioclase calcique. Cette réaction est optimale entre 875°C et 900°C selon Vielzeuf et Holloway (1988),
- (3) à P> 10 kbar, les autres minéraux utilisant CaO cristallisent comme le grenat changeant encore la composition du fondu.

Il faut également noter que la quantité de plagioclase est essentielle. Si la présence de plagioclase est minime alors le résidu sera dominé par le feldspath K, les phases Fe/Mg, et peu de fondu sera formé (Pickering et Johnston 1998).

Ces variations interdépendantes de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ et CaO expliquent non seulement la répartition selon $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ et K_2O des leucogranites du massif du Mont Hay qui comportent également quelques grenats, mais mettent aussi en valeur la possibilité de leur origine fusionnée comme le montre les études expérimentales. Cependant, il faut noter que le champ des échantillons du massif du Mont Hay est en général plus développé, suggérant que la fusion partielle pourrait être associée à d'autre phénomène géochimique.

Les variations de Al_2O_3 (figure 6.34) peuvent être corrélées au rapport feldspath/quartz et à la destruction des composants méta-alumineux à peralumineux. Selon Patiño Douce et Beard (1995), à des pressions élevées ($P=10\text{kbar}$), les substitutions Al-Si sont favorisées dans les silicates. Selon Vielzeuf et Holloway (1988) entre 800 à 900°C, la fusion partielle est liée à la biotite et est suivie par un plateau le long duquel le grenat et la sillimanite sont progressivement dissous dans le liquide. Il faut noter que même si ces fondus partagent une zone commune avec les leucogranites, il proviennent de roche à composition très particulière alumineuse, contrairement au massif du Mont Hay dont les métasédiments montrent des compositions plus typiques.

Comme les réactions de fusion partielle sont intimement liées à la destruction de la biotite, il s'avère intéressant d'étudier son comportement, notamment par TiO_2 . Les échantillons expérimentaux partagent une zone commune avec les leucogranites du massif du Mont Hay, bien que la plupart de ceux-ci soient appauvris en TiO_2 (figure 6.35). En effet, les leucogranites du massif du Mont Hay les plus siliceux sont systématiquement moins riches en TiO_2 que les fondus expérimentaux et que les leucogranites moins siliceux, relativement aux métasédiments. TiO_2 constitue un bon indicateur de la destruction de la biotite lors de la fusion partielle déshydratée étant donné que cet oxyde montre une tendance croissante avec

Figure 6.33: Diagramme CaO versus SiO₂ montrant les positions relatives des leucogranites, des charnockites et des métasédiments du massif du Mont Hay et les comparant aux données expérimentales (Patiño Douce et Beard 1995, 1996; Vielzeuf et Holloway 1988; Skjerlie et Patiño Douce 1995).

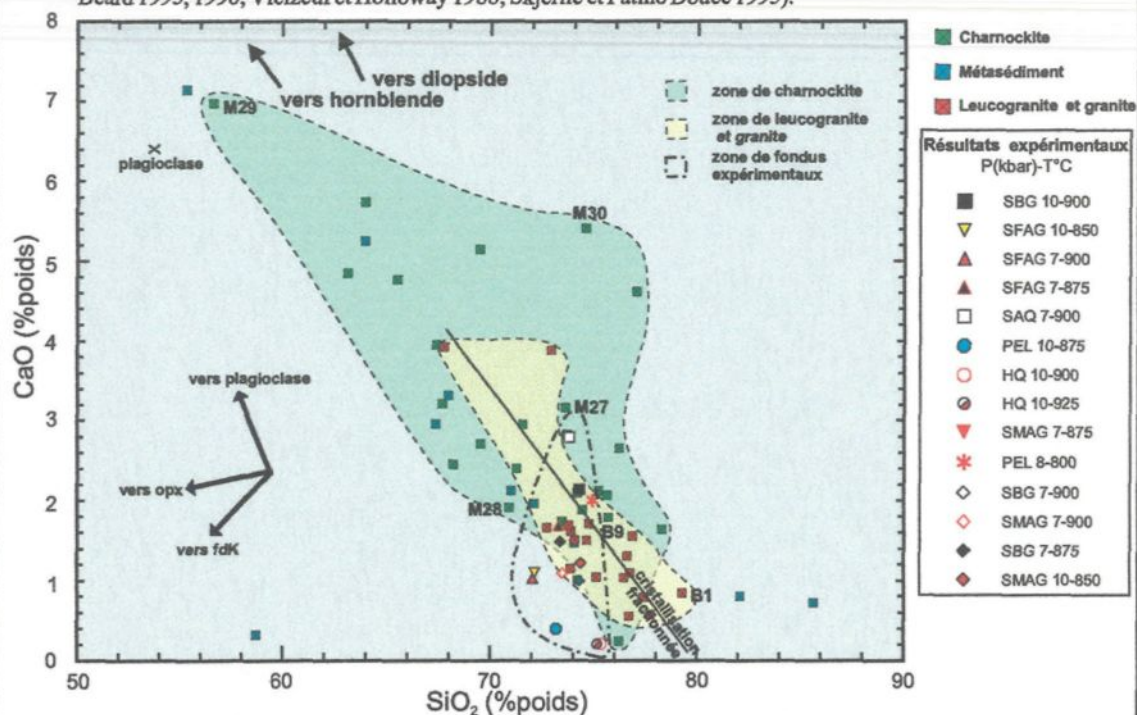
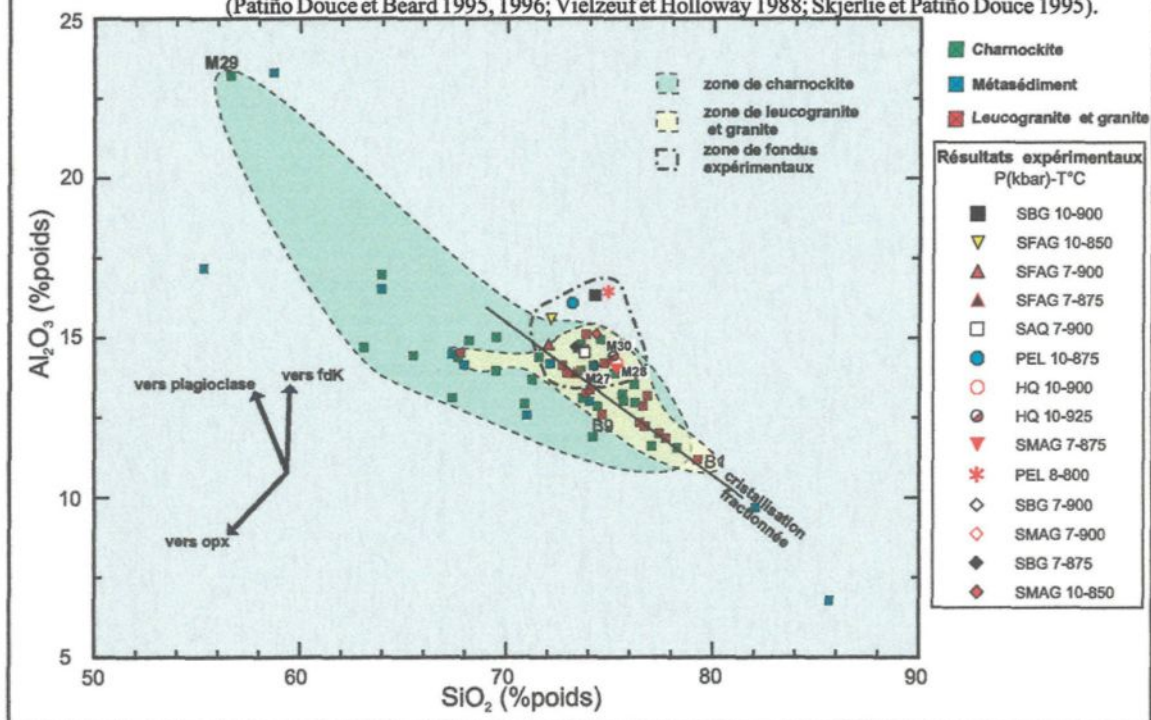
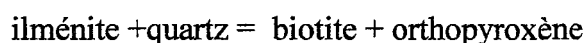
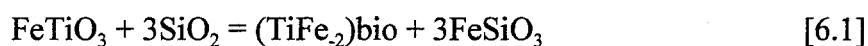


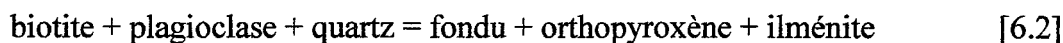
Figure 6.34: Diagramme Al₂O₃ versus SiO₂ montrant les positions relatives des leucogranites, des charnockites et des métasédiments du massif du Mont Hay et les comparant aux données expérimentales (Patiño Douce et Beard 1995, 1996; Vielzeuf et Holloway 1988; Skjerlie et Patiño Douce 1995).



l'augmentation de température dans le fondu (Patiño Douce 1993). Selon Ramberg (1948), Robert (1976), Dymek (1983), Trønne *et al.* (1985), Patiño Douce (1993), TiO_2 peut inhiber la réaction de destruction de la biotite et de ce fait contrôler la production de fondu dans la croûte continentale. En effet, cet oxyde intervient au stade du solidus lors de la réaction déshydratée [6.1] et peut également participer au mécanisme de formation d'orthopyroxène (Patiño Douce 1993; Vielzeuf et Montel 1994; Patiño Douce et Harris 1998; Patiño Douce et Beard 1995, 1996):



Cette réaction [6.1] ne produit pas de biotite car il manque du K_2O dans les réactifs, mais génère un composant qui entre dans la biotite et induit un changement de composition, ainsi la réaction [6.2] est la conséquence de ce processus:



Le graphe (FeO + MgO) versus SiO_2 (figure 6.36) illustre le comportement des ferromagnésiens lors de la fusion partielle. Ceux-ci proviennent des biotites, des grenats et des oxydes et plus rarement des orthopyroxènes. Les leucogranites et granites du massif du Mont Hay montrent un appauvrissement de ces ferromagnésiens (en général < à 10%) par rapport aux métasédiments (> à 3% et < à 16%). La zone des fondus expérimentaux est incluse dans la zone des vrais leucogranites, laissant supposer que ces leucogranites sont le résultat de l'anatexie puis contaminés ensuite par le restite (la ligne de mélange l'illustre).

L'étude pétrogénétique des éléments majeurs ne permet pas d'expliquer tous les phénomènes observés, c'est pourquoi il s'avère intéressant d'étudier le comportement des éléments traces face à cette fusion partielle présumée.

Figure 6.35: Diagramme TiO_2 versus SiO_2 montrant les positions relatives des leucogranites, des charnockites et des métasédiments du massif du Mont Hay et les comparant aux données expérimentales (Patiño Douce et Beard 1995, 1996; Vielzeuf et Holloway 1988; Skjerlie et Patiño Douce 1995).

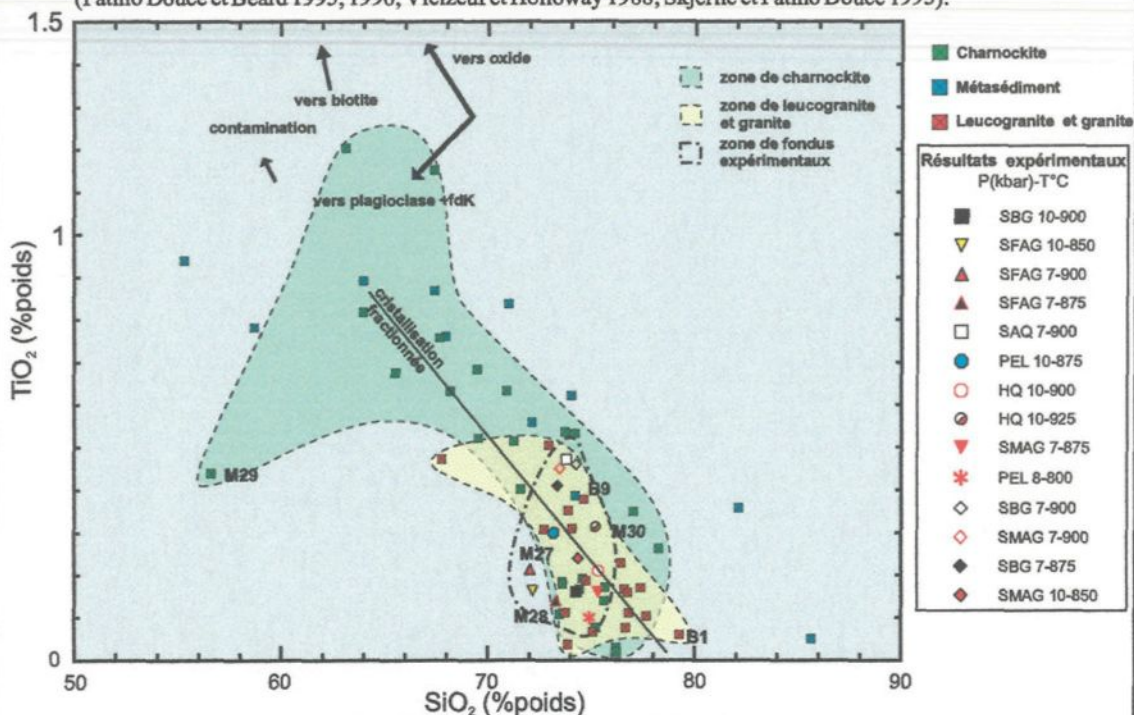
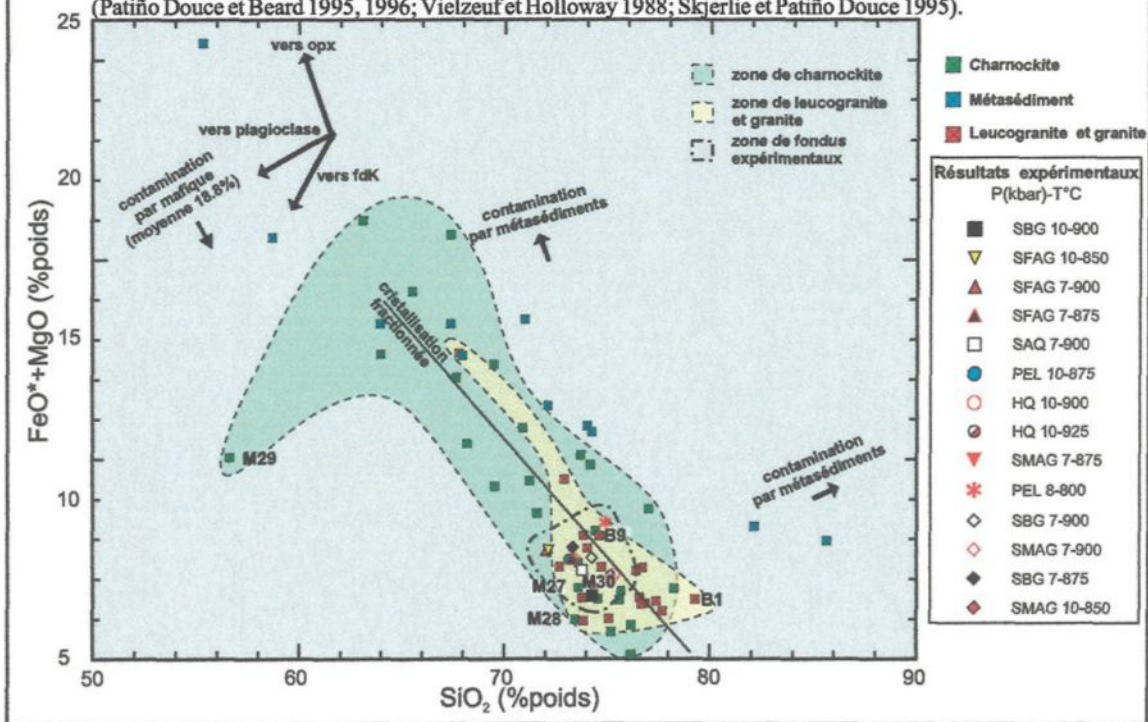


Figure 6.36: Diagramme $(\text{FeO} + \text{MgO})$ versus SiO_2 montrant les positions relatives des leucogranites, des charnockites et des métasédiments du massif du Mont Hay et les comparant aux données expérimentales (Patiño Douce et Beard 1995, 1996; Vielzeuf et Holloway 1988; Skjerlie et Patiño Douce 1995).



Les éléments traces

Le diagramme multi-éléments des leucogranites montre un patron assez homogène (figures 6.37 et 6.38). Les leucogranites montrent des affinités pour les éléments lithophiles K, Rb, contrairement au Ba. Les anomalies négatives de P_2O_5 et de TiO_2 sont héritées de la roche source c'est à dire les métasédiments (figure 6.21). Certains échantillons montrent un appauvrissement en ÉTRLD (figure 6.38), cela pourrait être corrélé au grenat résiduel qui retient les ÉTRLD ou résulter de la fusion partielle. Les fondus formés en équilibre avec les restites riches en grenat et pauvres en plagioclase comme au massif du Mont Hay sont bien appauvris en ÉTRLD (Sawyer 1987; Patiño Douce et Beard 1996) mais ne montrent pas d'anomalie en Eu. Pourtant ces fondus devraient également être enrichis en Sr selon ces mêmes auteurs, mais ce phénomène n'est pas observé au massif du Mont Hay, car les métasédiments originels pour la plupart pélitiques et semi-pélitiques sont initialement très pauvres en Sr (anomalie négative héritée comme le TiO_2 et le P_2O_5 , figure 6.37).

Synthèse

L'étude pétrogénétique montre d'abord que pour les oxydes majeurs, les leucogranites partagent une zone commune avec les fondus expérimentaux, ce qui est consistant avec la fusion partielle des métasédiments, mais elle ne démontre pas que le leucogranite est le résultat de la fusion partielle par des calculs géochimiques. De plus, la zone qu'ils dessinent est en général plus large et répartie selon les différents axes, cette variabilité est le résultat de modifications géochimiques lors de la cristallisation fractionnée (prochain paragraphe) et peut-être aussi lors de la contamination du fondu par le résidu.

Figure 6.37: Diagramme multi-éléments selon Thompson (1982) normalisés par le manteau primitif des leucogranites (quelques échantillons sont individualisés).

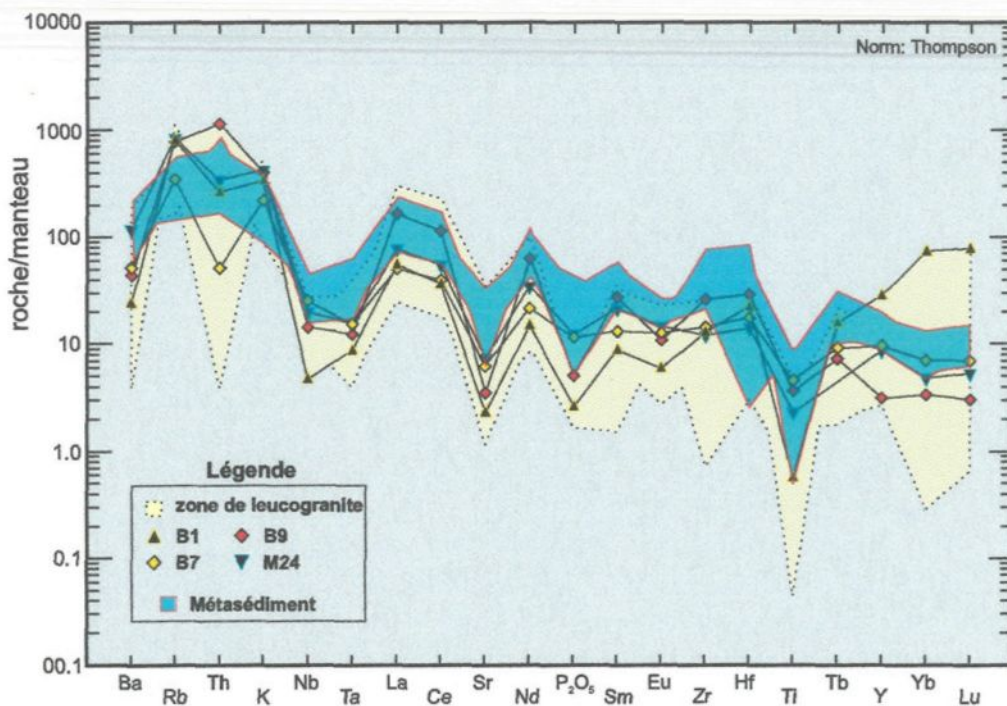
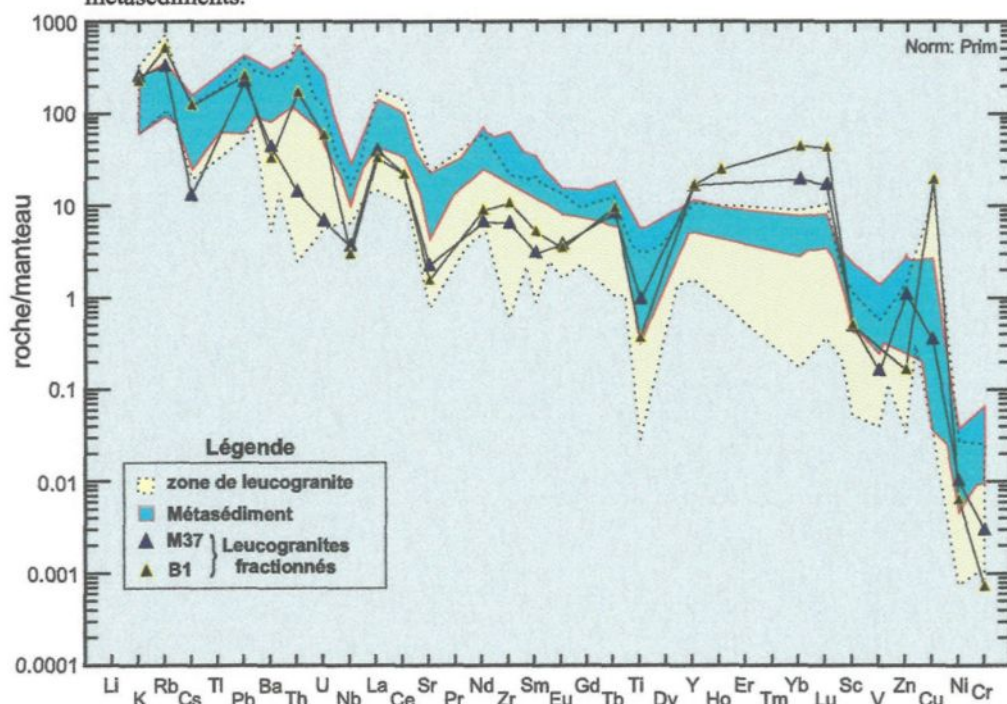
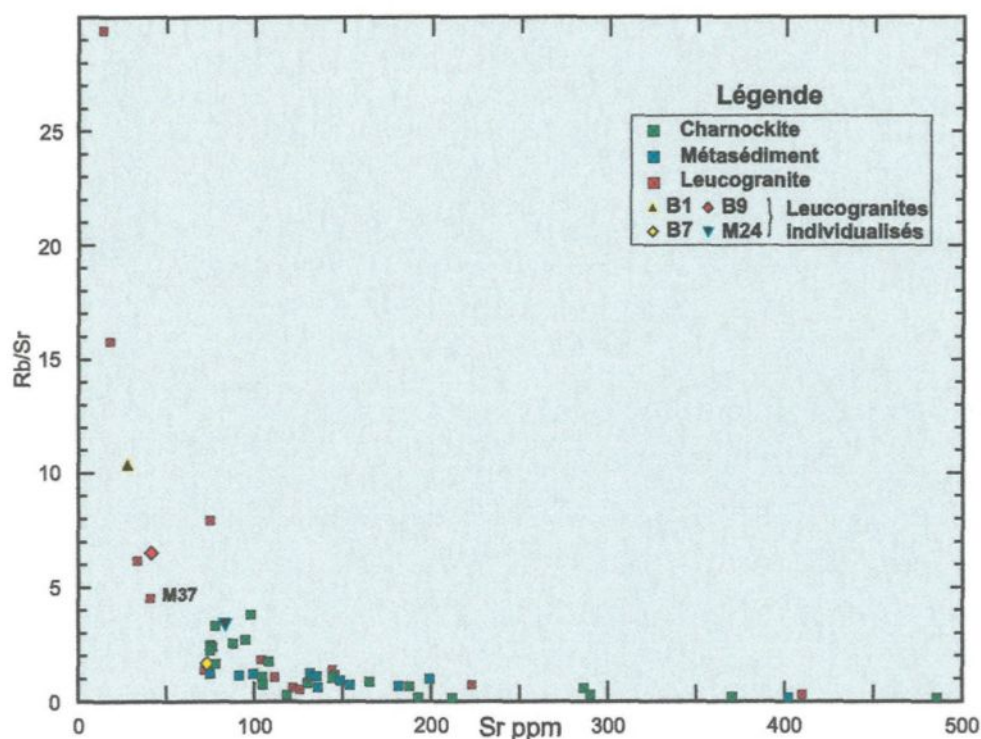


Figure 6.38: Diagramme multi-éléments étendu normalisés selon le manteau primitif comparant les zones de leucogranites (quelques échantillons sont individualisés) et les métasédiments.



Les diagrammes multi-éléments suggèrent encore un lien génétique éventuel avec les métasédiments. Il faudrait pouvoir trouver la composition du liquide initial, ce qui paraît difficile étant donné que le fondu a subi fractionnement, contamination et métamorphisme. Les éléments traces permettent néanmoins de subodorer une composition du liquide initial moyenne par la position intermédiaire de certains échantillons sur les diagrammes à multi-éléments (figure 6.37) et par leur rapport Rb/Sr faible (figure 6.39) relatif à une faible fractionnement; ces échantillons sont B7 et M24. Par contre, les échantillons M37 et B1 montrent un enrichissement en ÉTRLD combiné à une anomalie négative d'Eu et un appauvrissement en U. Le rapport Rb/Sr de B1 est relativement élevé, et moyen pour M37. Ces observations suggèrent que les deux échantillons sont très (B1) à moyennement (M37) fractionnés.

Figure 6.39: Diagramme Rb/Sr versus Sr montrant les positions relatives des leucogranites, des charnockites, des métasédiments du Mont Hay. Les leucogranites sont particulièrement fractionnés.



Enfin la fusion déshydratée (tableau 6.10) nécessite une phase hydratée. Dans le cas du massif du Mont Hay, cette phase est la biotite, cependant il faut noter que la muscovite ou la hornblende peuvent également fournir le composant en H₂O nécessaire. Selon Vielzeuf et Holloway (1988), entre 7 et 10 kbar, la destruction de la bio + sill + plag + qtz produit une quantité importante (45 à 50%) de liquide sous saturé en H₂O (4% de H₂O) entre 850-875°C, ce qui correspond aux températures maximales atteintes par les roches du massif du Mont Hay lors de leur métamorphisme. La partie résiduelle minérale sera alors composée de quartz, grenat, sillimanite, parfois de plagioclase, (feldspath K), correspondant à la minéralogie des métasédiments restitiques trouvés au massif du Mont Hay; et la partie fondue constituera les leucogranites. Il faut noter néanmoins que le plagioclase représente un cas particulier. Il devrait disparaître dans une vraie pélite mais pourrait être en excès dans un greywacke et/ou psammite.

6.3.1.3 La fusion partielle de la croûte profonde ?

La complexité de la charnockite

Les conditions de température et de pression de 6-7 kbar et 825-875°C qui affectent la croûte moyenne s'intensifient dans la croûte profonde et provoque probablement sa fusion partielle (fusion des plagioclases calciques avec grenat dans le résiduum; Patiño Douce et Beard 1996; Patiño Douce et Harris 1998). Le magma produit va être caractéristique de hautes température et pression et se présenter sous forme de charnockite syndéformationnelle. Cette origine pour la charnockite syndéformationnelle est uniquement déduite des observations de terrain et non prouvée géochimiquement.

Il faut néanmoins rappeler que le massif du Mont Hay présente deux types de charnockite:

- une charnockite prédéformationnelle possiblement issue d'un magma felsique ayant subi le métamorphisme granulitique;
- une charnockite syndéformationnelle issue de la croûte profonde et injectée dans la croûte moyenne constituée par le massif du Mont Hay.

Sur le terrain (chapitre 2), les deux charnockites sont discriminables par leur relation avec la roche hôte. D'un point de vue géochimique, il est difficile de les discriminer (sauf par un échantillonnage méticuleux). Il paraît donc difficile d'étudier la fusion partielle de la croûte continentale profonde si au départ ces deux types de charnockites ne sont pas discriminables. L'étude proposée consiste en la description des caractères typiques d'une charnockite indépendamment de son origine qui va être complétée par des scénarios sur sa fractionnation et la contamination dans les prochains paragraphes.

Les éléments majeurs

Les charnockites montrent quelques variations intrinsèques (tableaux 6.11 et 6.12) surtout en ce qui concerne les ferromagnésiens. La teneur moyenne en SiO_2 de 71,43% reflète la composition felsique de la charnockite (minimum 56,63% et maximum 78,43%). La charnockite est également peralumineuse comme indiqué par le coefficient de peraluminosité calculé qui varie de 1,21 à 1,78. Les composants CaO , Na_2O , K_2O évoluent dans des domaines assez élargis respectivement 0,24% à 6,97% (moyenne 3,16%), 0,96% à 3,9% (moyenne 2%), 0,48% à 9,47% (moyenne 4,39%) montrant la variabilité intrinsèque des charnockites notamment pour les feldspaths. Les moyennes des FeO est de 3,26% avec une grande

Tableau 6.11: Composition des charnockites déterminée par XRF et INAA. Oxydes majeurs et LOI en % poids et les autres éléments en ppm.

Type de roche	Nom géochimique	Nom de la roche	nombre Mg	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	
charnockite	M23	MH18-3.3	16.53	76.21	0.02	12.98	0.02	0.08	0.00	0.01	0.24	0.96	9.47	0.01	0.37	100.37	
charnockite	M26	MH1-6.1	28.55	73.68	0.54	13.11	0.70	3.55	0.07	0.94	2.83	2.15	2.38	0.06	0.26	100.26	
charnockite	M60	MH1-18.3	29.79	77.00	0.35	11.60	0.50	2.57	0.03	0.72	4.62	1.88	0.48	0.24	0.07	100.07	
charnockite	M27	MH1-16.1	30.49	73.60	0.18	14.75	0.24	1.21	0.01	0.35	3.16	2.45	3.98	0.06	0.15	100.15	
charnockite	M33	MH2-19.1	30.76	78.25	0.26	11.57	0.23	1.20	0.02	0.35	1.65	1.60	4.85	0.03	0.18	100.18	
charnockite	M32	MH1-21.1	31.06	70.85	0.63	12.94	0.77	3.92	0.04	1.17	1.91	1.43	6.21	0.15	0.01	100.01	
charnockite	M22	MH1-18.1	31.20	69.48	0.52	15.00	0.57	2.93	0.02	0.88	2.71	1.75	5.98	0.16	0.17	100.17	
charnockite	M68	MH5-5.7	31.68	74.15	0.53	11.90	0.64	3.28	0.03	1.00	2.10	1.45	4.85	0.07	0.03	100.03	
charnockite	M63	MH3-14.6	32.25	75.62	0.14	13.23	0.19	0.99	0.01	0.31	2.07	2.43	4.96	0.05	0.04	100.04	
charnockite	M66	MH3-5.7	32.69	68.14	0.63	14.92	0.71	3.60	0.04	1.15	2.46	1.73	6.52	0.10	0.02	100.02	
charnockite	B6	MH98-9-3.3	34.02	63.01	1.20	14.69	1.42	7.23	0.11	2.46	4.84	2.25	2.56	0.23	0.00	100.00	
charnockite	M61	MH1-19.1	34.30	71.54	0.40	14.40	0.47	2.39	0.03	0.83	2.96	1.72	5.17	0.09	0.11	100.11	
charnockite	B4	MH981-18.1	34.77	71.21	0.51	13.70	0.57	2.92	0.02	1.03	2.40	1.68	5.83	0.13	0.17	100.17	
charnockite	M28	MH2-16.1	36.41	73.46	0.11	14.66	0.13	0.64	0.01	0.24	1.74	1.66	7.33	0.03	0.44	100.44	
charnockite	M31	MH2-9.1	41.79	69.42	0.68	13.96	0.88	4.46	0.07	2.12	5.14	2.29	0.91	0.08	0.13	100.13	
charnockite	B26	TH98-6	41.86	63.92	0.82	16.96	0.91	4.62	0.07	2.19	5.73	3.53	1.03	0.22	0.18	100.18	
charnockite	M29	MH3-16.1	42.49	56.59	0.44	23.22	0.60	3.03	0.04	1.48	6.97	3.90	3.59	0.14	0.49	100.49	
charnockite	M30	MH4-16.1	42.69	74.57	0.19	14.95	0.18	0.90	0.01	0.44	5.41	2.67	0.67	0.02	0.19	100.19	
charnockite	B10	MH98.1-16.3	43.39	73.60	0.18	13.96	0.28	1.43	0.03	0.72	2.81	1.88	5.08	0.04	0.12	100.12	
charnockite	B5	MH98-7-2b.1	45.50	65.43	0.67	14.43	1.04	5.32	0.10	2.93	4.76	2.11	3.06	0.13	0.00	100.00	
charnockite	M20	MH5-9.1	47.42	74.42	0.17	12.86	0.36	1.81	0.03	1.08	1.88	1.48	5.87	0.04	0.15	100.15	
charnockite	M65	MH1-18.1	49.34	76.20	0.03	13.55	0.09	0.47	0.01	0.30	2.66	1.75	4.93	0.01	0.14	100.14	
charnockite	M15	MH2-18.1	34.66	67.60	0.76	14.37	0.90	4.61	0.06	1.61	3.21	1.73	4.94	0.19	0.00	100.00	
				Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Pb	Zn	Rb	Cs	Ba	Sr	Ga	
charnockite	M23	MH18-3.3	16.53	1	2	1	0.1	5	9	26	42	376	0.83	725	98.7	9	
charnockite	M26	MH1-6.1	28.55	29	12	9	12.7	43	15	19	76	116	1.43	463	105.1	15	
charnockite	M60	MH1-18.3	29.79	8	9	7	4.4	32	8	5	0	6	0.16	220	193.2	13	
charnockite	M27	MH1-16.1	30.49	3	2	4	1.9	20	15	12	60	89	0.54	613	291.4	17	
charnockite	M33	MH2-19.1	30.76	8	2	4	2.9	11	4	20	52	167	1.79	397	75.1	11	
charnockite	M32	MH1-21.1	31.06	31	11	13	10.4	53	30	26	87	226	1.34	842	88.4	14	
charnockite	M22	MH1-18.1	31.20	21	51	10	6.4	50	29	19	77	150	0.66	979	132.9	16	
charnockite	M68	MH5-5.7	31.68	26	16	8	10.4	57	22	25	0	187	0.51	547	75.2	15	
charnockite	M63	MH3-14.6	32.25	4	LD	2	2.0	25	17	9	0	181	0.29	710	76.1	14	
charnockite	M66	MH3-5.7	32.69	28	14	9	11.2	63	31	32	0	261	0.73	753	95.2	17	
charnockite	B6	MH98-9-3.3	34.02	43	49	20	23.2	133	320	18	132	78	0.23	525	105.3	20	
charnockite	M61	MH1-19.1	34.30	17	8	7	4.3	60	27	18	0	190	1.61	774	108.7	14	
charnockite	B4	MH981-18.1	34.77	23	23	8	5.9	61	407	21	23	146	0.57	957	166.7	14	
charnockite	M28	MH2-16.1	36.41	1	2	3	1.0	5	2	20	47	170	0.43	2876	288.9	10	
charnockite	M31	MH2-9.1	41.79	41	18	20	13.9	94	27	6	97	34	0.56	402	118.7	17	
charnockite	B26	TH98-6	41.86	24	34	12	13.0	105	185	10	83	37	1.08	404	491.3	20	
charnockite	M29	MH3-16.1	42.49	25	2	14	4.2	48	16	17	81	82	0.57	1256	372.8	21	
charnockite	M30	MH4-16.1	42.69	9	5	5	1.1	29	10	4	54	14	0.15	149	212.3	15	
charnockite	B10	MH98.1-16.3	43.39	10	34	4	3.2	23	209	17	14	128	0.41	1083	188.9	14	
charnockite	B5	MH98-7-2b.1	45.50	60	42	19	19.7	106	621	17	90	130	0.66	402	78.3	18	
charnockite	M20	MH5-9.1	47.42	16	8	8	7.4	22	1	13	59	171	0.93	1682	146.6	11	
charnockite	M65	MH1-18.1	49.34	3	3	2	1.1	LD	14	17	0	108	0.30	1117	130.8	13	
charnockite	M15	MH2-18.1	34.66	48	13	16	12.5	77	41	18	100	152	0.80	1044	144.8	17	
				Ta	Hf	Zr	Y	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
charnockite	M23	MH18-3.3	16.53	LD	0.1	1	0.5	0.63	0.1	4.1	3.3	LD	0.09	1.0	LD	0.03	0.00
charnockite	M26	MH1-6.1	28.55	0.5	8.1	255	71.6	44.38	1.2	70.3	140.0	57.0	8.18	1.0	LD	10.78	1.68
charnockite	M60	MH1-18.3	29.79	0.2	16.7	603	13.6	0.87	0.3	13.2	28.1	12.5	2.02	1.4	0.31	0.99	0.14
charnockite	M27	MH1-16.1	30.49	LD	2.6	88	6.2	1.39	0.2	11.6	19.5	7.9	0.96	0.8	LD	0.10	0.02
charnockite	M33	MH2-19.1	30.76	0.4	8.1	200	7.5	14.12	1.0	15.5	23.2	8.3	1.19	1.0	LD	0.38	0.12
charnockite	M32	MH1-21.1	31.06	0.4	7.9	244	11.3	11.84	1.0	27.2	50.2	23.4	3.71	1.4	LD	0.66	0.15
charnockite	M22	MH1-18.1	31.20	0.2	5.9	178	11.2	8.59	0.9	33.7	65.1	29.2	4.50	1.6	LD	0.37	0.07
charnockite	M68	MH5-5.7	31.68	0.2	9.1	256	10.0	47.54	1.0	49.9	96.5	37.0	4.98	1.3	0.47	1.02	0.13
charnockite	M63	MH3-14.6	32.25	0.1	1.3	34	6.6	0.14	0.1	13.8	22.5	8.3	1.23	1.2	0.15	0.33	0.05
charnockite	M66	MH3-5.7	32.69	0.3	9.7	274	8.8	51.81	1.0	59.1	103.5	41.3	5.63	1.7	0.54	1.07	0.13
charnockite	B6	MH98-9-3.3	34.02	1.2	7.3	266	28.3	1.61	0.3	32.9	68.1	31.5	5.48	2.1	0.86	2.56	0.38
charnockite	M61	MH1-19.1	34.30	0.3	8.9	189	8.8	2.75	0.7	11.9	22.0	8.9	1.39	1.3	0.23	0.80	0.11
charnockite	B4	MH981-18.1	34.77	0.2	6.9	224	8.4	12.40	0.6	35.0	60.3	24.6	2.89	1.6	0.26	0.55	0.09
charnockite	M28	MH2-16.1	36.41	LD	7.9	247	5.3	15.21	0.6	65.1	111.5	37.8	2.57	1.6	LD	LD	0.06
charnockite	M31	MH2-9.1	41.79	0.4	6.3	186	14.7	1.00	0.5	18.3	32.4	13.1	2.17	1.3	0.23	1.10	0.17
charnockite	B26	TH98-6	41.86	0.6	6.2	230	12.0	5.30	0.8	40.6	71.7	30.9	3.56	1.9	0.33	1.08	0.16
charnockite	M29	MH3-16.1	42.49	LD	1.5	53	9.9	0.52	0.1	40.2	65.3	27.7	2.38	1.9	0.10	0.51	0.08
charnockite	M30	MH4-16.1	42.69	LD	2.9	80	7.1	0.29	0.2	12.4	17.2	5.1	0.45	1.0	LD	0.12	0.03
charnockite	B10	MH98.1-16.3	43.39	0.0	1.8	45	4.4	0.33	0.2	4.7	6.6	2.8	0.35	1.0	0.40	0.20	0.03
charnockite	B5	MH98-7-2b.1	45.50	0.7	4.2	139	23.6	1.63	0.4	19.5	41.8	18.5	3.59	1.1	0.74	1.90	0.27
charnockite	M20	MH5-9.1	47.42	0.1	3.8	100	7.6	7.19	0.2	19.3	30.8	10.1	1.50	1.8	0.18	0.17	0.09
charnockite	M65	MH1-18.1	49.34	LD	0.6	14	4.6	0.72	0.1	6.1	7.8	2.4	0.25	1.2	0.05	0.11	0.02
charnockite	M15	MH2-18.1	34.66	0.4	6.3	203	19.2	2.61	0.7	24.3	47.9	29.3	4.42	1.6	0.54	1.05	0.19

variabilité (de 0,09 à 8,56%), le nombre Mg est relativement élevé pour une roche felsique avec une moyenne de 35; la variation en teneur des minéraux mafiques constitue un élément discriminant important pour les charnockites.

Tableau 6.12: Composition en oxydes majeurs des charnockites											
n=23 charnockite	Mg Nb	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
moyenne	35,70	71,43	0,44	14,15	3,26	0,04	1,03	3,16	2,00	4,39	0,10
minimum	17,00	56,63	0,02	11,57	0,09	0,00	0,01	0,24	0,96	0,48	0,01
maximum	50,00	78,27	1,20	23,23	8,56	0,11	2,94	6,97	3,90	9,47	0,24

La distribution des échantillons sur le graphe de discrimination K₂O versus SiO₂ est en partie contrôlée par la biotite et le feldspath (figure 6.31), mais ne dépend pas seulement de ces deux minéraux. En effet, dans les charnockites, le quartz, l'orthopyroxène et le plagioclase sont présents. L'orthopyroxène et le plagioclase peuvent diluer le K₂O et le SiO₂. Il y aura donc trois vecteurs à considérer, c'est à dire le vecteur associé au feldspath K, celui associé à l'orthopyroxène et enfin, celui associé au plagioclase pour expliquer l'hétérogénéité observée.

Les charnockites (figure 6.31) se répartissent essentiellement vers le côté appauvri en SiO₂ par rapport aux fondus expérimentaux, cela implique que SiO₂ a été dilué. En effet, les échantillons pauvres en K₂O vont diluer le SiO₂ avec le plagioclase et l'orthopyroxène, tandis que les échantillons riches en K₂O vont le diluer avec le feldspath K. En ce qui concerne Na₂O versus K₂O (figure 6.32), les charnockites se concentrent du côté pauvre en Na₂O par rapport aux fondus expérimentaux. Les accumulations en feldspath K et en plagioclase ne sont pas suffisantes pour diluer autant le SiO₂, l'orthopyroxène est alors nécessaire pour compléter cette

dilution. Donc les variations en K_2O et Na_2O (figure 6.32) correspondent en majeure partie aux variations en plagioclase et en feldspath K, qu'il faut néanmoins diluer avec l'orthopyroxène. La biotite ne peut pas vraiment intervenir car elle se situe sur le même vecteur que le feldspath K.

Toujours dans l'objectif de comprendre la contribution des feldspaths par le diagramme CaO versus SiO_2 (figure 6.33) montre un enrichissement en CaO relativement aux fondus expérimentaux pour beaucoup de charnockites, ce qui suggère une accumulation de plagioclase. La dilution par les feldspaths et les orthopyroxènes explique les échantillons situés dans les zones plus pauvres en SiO_2 . Il est intéressant de remarquer que le diagramme Al_2O_3 versus SiO_2 (figure 6.34) montre un appauvrissement en SiO_2 que le plagioclase et le feldspath K ne peuvent pas expliquer, il est alors nécessaire de diluer le SiO_2 avec l'orthopyroxène. Enfin, le diagramme $(FeO + MgO)$ versus SiO_2 (figure 6.36), relatif aux ferromagnésiens présents dans la roche, suggère que l'orthopyroxène joue un rôle important dans la dilution de SiO_2 .

En résumé, les feldspaths et les orthopyroxènes contribuent à diluer le SiO_2 des charnockites et donc expliquent leur hétérogénéité ainsi que leur large variabilité compositionnelle.

Il est intéressant de remarquer qu'il est possible d'obtenir à partir d'un leucogranite moyen une charnockite moyenne en assumant que cette charnockite contienne 5% d'orthopyroxène, 0,5% d'opaque, 15% de plagioclase et 5% de feldspath K (S.J. Barnes, communication personnelle, 2001). Ces calculs pourraient suggérer une autre origine que la fusion partielle de la croûte profonde pour la charnockite. Il serait intéressant de développer cette hypothèse lors de prochains travaux.

Les éléments traces

Les charnockites montrent des diagrammes Rb/Sr versus Sr et multi-éléments de terres rares et d'éléments traces relativement homogènes (figures 6.39 et 6.40). Le diagramme Rb/Sr versus Sr illustre la cristallisation fractionnée avec un $Rb/Sr < 4$ (figure 6.39). Tous comme les éléments majeurs qui suggèrent que le plagioclase est une phase importante, l'élément Sr montre des anomalies positives ou négatives, relatives à la quantité changeante de plagioclase; l'Eu confirme le rôle du plagioclase dans les phénomènes de cristallisation et d'accumulation lors de sa pétrogénèse et ne suggère pas d'accumulation pour ce cas (figure 6.40). Les ÉTRLD montrent à la fois des niveaux élevés et bas suggérant encore la variabilité géochimique des charnockites, due aux différentes dilutions par le plagioclase, le feldspath K et l'orthopyroxène.

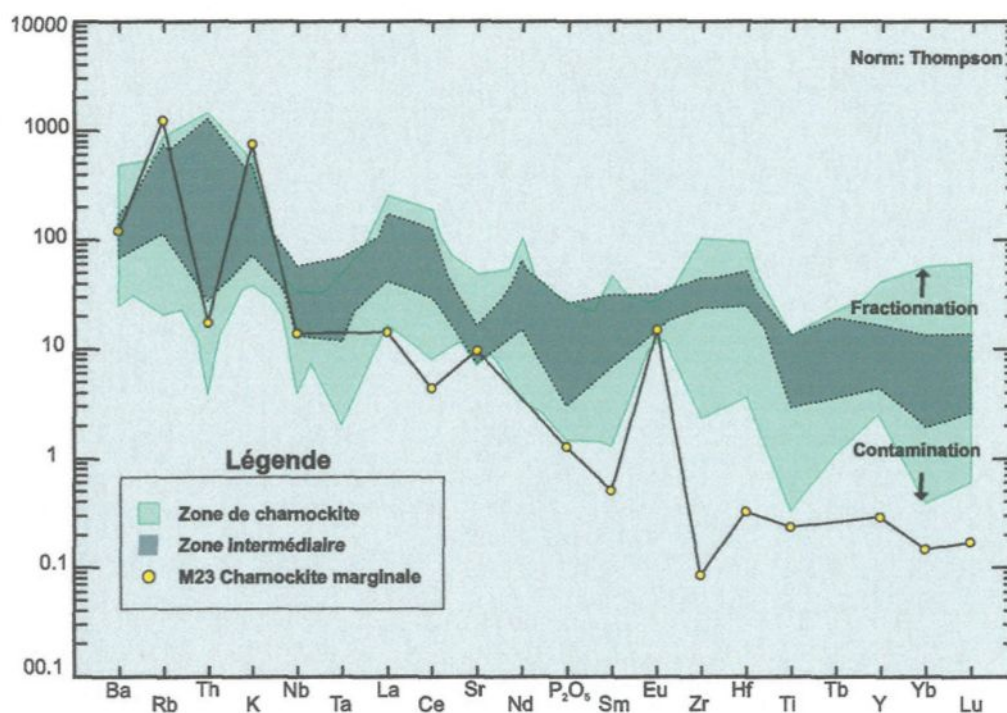


Figure 6.40: Diagramme multi-éléments selon Thompson normalisés par le manteau primitif des charnockites montrant une zone intermédiaire et un échantillon marginal M23.

Dans le groupe des charnockites, il est possible d'individualiser une zone intermédiaire (figure 6.40) composée d'échantillons plus homogènes. Cette zone homogène met en valeur les anomalies positives et négatives des autres échantillons du groupe. Cependant un échantillon s'individualise clairement, M23, et sera étudié en détail car caractéristique de modifications géochimiques particulières subies par la charnockite. Les anomalies positives et négatives généralement observées, pourraient correspondre en fait aux modifications géochimiques subies par la composition du liquide/magma initial, c'est à dire la cristallisation fractionnée par rapport à la charnockite moyenne intermédiaire. L'hypothèse que cette zone intermédiaire s'approche de la composition moyenne du magma charnockitique initial, est donc fondée.

L'étude des oxydes majeurs associée à celle des éléments traces a donc permis de:

- (1) subodorer une composition de liquide charnockitique initial;
- (2) de montrer que la charnockite subit des modifications géochimiques comme la fractionnement, la dilution par différents minéraux et la contamination par des minéraux mafiques;
- (3) de suggérer que la charnockite contient des cumulats d'orthopyroxène.

6.3.2 La fractionnation et la pétrogénèse des magmas felsiques

La fractionnation a affecté tous les magmas felsiques produits au massif du Mont Hay et les a modifié.

La comparaison de nos résultats avec ceux des expériences en laboratoire (figures 6.31 à 6.36) suggère que le leucogranite du massif du Mont Hay pourrait être le résultat de l'anatexie des métasédiments environnants. De manière générale, la zone de leucogranite du massif du

Mont Hay est beaucoup plus étendue que celle des produits expérimentaux de la fusion partielle. Cela implique que ses liquides originaux ont subi des modifications géochimiques qui résultent notamment de la fractionnation du liquide. De plus, l'étude d'un dyke échantillonné en bordure B9 et au milieu B1 va permettre de comprendre les variations géochimiques subies par les leucogranites lors de leur transport.

La charnockite montre une composition hétérogène relative aux modifications géochimiques subies, sans référence pour la source du fondu. L'étude détaillée de quatre échantillons provenant de trois veines interconnectées va permettre de suivre l'évolution locale des magmas charnockitiques. Une de ces veines est échantillonnée en bordure M28 et au centre M29, les deux autres veines M27 et M30 sont subparallèles et s'interconnectent à cette veine M29-M28.

Il s'avère intéressant d'étudier les fractionnements de ces deux familles de roche en parallèle en fonction de l'évolution des différents oxydes majeurs et des éléments traces.

Les leucogranites

Le graphe K_2O versus SiO_2 reflète principalement l'évolution des feldspaths K car la proportion modale de la biotite est faible, tout comme le graphe Na_2O versus K_2O (figures 6.31 et 6.32). Les échantillons de leucogranite montrant un K_2O bas (figure 6.31) suggèrent le développement d'un cumulat de plagioclase qui est le premier à cristalliser dans les magmas leucogranitiques par rapport au liquide initial (résultat basé sur les fondus expérimentaux). La fractionnation du plagioclase force alors le composant K_2O à se concentrer dans le liquide et génère par conséquent des leucogranites enrichis en K_2O , d'où la courbe croissante de cristallisation fractionnée observée. Sur la figure 6.32, quelques échantillons de leucogranite montrent également un enrichissement en Na_2O et un appauvrissement de K_2O par rapport aux

fondus expérimentaux. L'évolution des plagioclases est particulièrement illustrée par le graphe CaO versus SiO₂ (figure 6.33). Les échantillons de leucogranite avec un CaO bas et enrichis en SiO₂ suggèrent un départ de plagioclase par rapport au liquide fusionné expérimental. Les échantillons se répartissent suivant une droite décroissante qui pourrait être relative à la cristallisation fractionnée. Cette cristallisation fractionnée du plagioclase est également suggérée par le graphe Rb/Sr versus Sr (figure 6.39) qui définit un large domaine de répartition de 0,1 à 29 des leucogranites. Ce phénomène est encore illustré par le diagramme multi-éléments (figure 6.37) notamment par les variations des ÉTRLD et de Lu par rapport à La, combinées aux légères anomalies négatives de Eu et Sr. En effet, les variations majeures dans les ÉTRLD indiquent la cristallisation des différentes phases contenant des ÉTRLD dans les échantillons, ou leur appauvrissement dans le magma résiduel. Ce patron est caractéristique des magmas qui se fractionnent beaucoup comme par exemple les pegmatites et les aplites. Ainsi, pour les échantillons du dyke B1-B9 (figures 6.37 et 6.38), le rapport La/ÉTRLD est plus élevé et les éléments lithophiles sont plus nombreux pour B9 par rapport B1; Zr, Th et Hf sont également élevés pour B9, tandis que B1 est très enrichi en ÉTRLD. Le bilan de ces observations suggère que B1 est possiblement fractionné et accumule les phases accessoires riches en ÉTRLD.

Enfin, les graphes TiO₂ et (FeO + MgO) versus SiO₂ (figure 6.35 et 6.36) montrent que la plupart des échantillons s'appauvrissent en TiO₂ et (FeO+MgO) relativement à une augmentation de SiO₂. Ce phénomène indique une diminution des phases ferromagnésiennes et des oxydes corrélée à une augmentation de SiO₂ et K₂O (figure 6.31) quand la cristallisation fractionnée se développe et/ou par enrichissement en feldspath et en plagioclase. Cet aspect est bien illustré par les échantillons B1 et B9 issus d'un même dyke : B9 (le centre) se situe

dans les zones de fondus expérimentaux et s'approcherait donc d'une composition du fondu initial, tandis que B1 (bordure) est très appauvri en TiO_2 et $\text{FeO} + \text{MgO}$ et enrichi en K_2O et SiO_2 .

Toutes ces observations convergent pour démontrer une cristallisation fractionnée des leucogranites. Il s'avère constructif de les comparer aux charnockites.

Les charnockites

Les charnockites sont en général, moins évoluées que les leucogranites car elles présentent des teneurs en SiO_2 et en Na_2O (figures 6.31 et 6.32) en général moins élevées. Cela suggère que la composition du liquide initial du fondu serait moins siliceuse (d'environ 6%) par rapport à la composition initiale des leucogranites et/ou que le SiO_2 serait dilué par le plagioclase, le feldspath ou l'orthopyroxène. Il est également intéressant d'observer que la charnockite montre des teneurs élevées pour CaO et Al_2O_3 (figures 6.33 et 6.34) ainsi que pour TiO_2 et $(\text{FeO} + \text{MgO})$ (figures 6.35 et 6.36). Ces teneurs sont relatives notamment pour CaO , à la quantité de plagioclase plus importante résultant de la composition initiale moins felsique associée à la présence de cumulat de plagioclase; et pour TiO_2 , $\text{FeO} + \text{MgO}$ et Al_2O_3 à la présence de minéraux mafiques (*i.e* cumulat d'orthopyroxène). L'échantillon M29 au centre du dyke montre notamment un enrichissement de CaO et Na_2O lié à une augmentation probable du plagioclase par rapport à M28 sur le bord du dyke plus riche en feldspath K. Cependant l'échantillon M29 n'est pas fortement enrichi en TiO_2 et $(\text{FeO} + \text{MgO})$ par rapport à M28. L'échantillon M29 serait donc plus primitif et pourrait être un magma initial ou contaminé par du plagioclase (CaO et Na_2O). Les diagrammes multi-éléments des charnockites (figure 6.40)

montrent une large répartition des patrons par rapport à la zone intermédiaire supposée proche du magma initial et suggèrent également une dilution, une fractionnation et/ou une contamination par des minéraux mafiques. Au contraire, si ceux-ci montrent un fort appauvrissement en ÉTRLD, cela suggère la présence d'un cumulat, notamment de feldspath K pour l'échantillon M23. En effet, la charnockite M23 présente des teneurs en SiO_2 et K_2O élevées, avec un rapport Rb/Sr élevé (figures 6.31, 6.32 et 6.40). Cela pourrait suggérer qu'elle est dérivée d'un magma très fractionné même si Eu et Sr montrent des anomalies positives. Selon un premier scénario, la figure 6.40 suggère que l'échantillon serait contaminé; mais il est également possible de considérer selon un second scénario que l'échantillon M23 pourrait être fractionné et pas encore enrichi en ÉTRLD, conséquemment à une accumulation de phases accessoires riches en ÉTRLD comme le zircon ou la xénotime.

La large répartition des éléments traces de la charnockite indique également une cristallisation fractionnée ou dilution extrêmes par rapport à cette composition supposée moyenne idéale du liquide initial.

Les charnockites suivent globalement les mêmes tendances que les leucogranites sauf que leur répartition est en général plus étendue laissant supposer des phénomènes plus avancés ou l'apport de composants extérieurs.

La fractionnation aussi bien pour les oxydes majeurs que pour les éléments traces explique beaucoup de phénomènes observés mais est insuffisante pour démontrer les enrichissements extrêmes de certaines roches qui demandent des apports extérieurs. En effet, les magmas charnockitiques peuvent avoir subi des contaminations et/ou des mélanges lors de leur fusion ou transport. Il s'avère alors intéressant d'étudier la contamination.

6.3.3 La contamination

D'après les observations de terrain, deux types de contamination/mélange ont été observés relatifs à l'histoire tectonique du massif du Mont Hay : l'un engendre les hybrides prédéformationnels et l'autre les hybrides syndéformationnels.

Lors de la formation du massif du Mont Hay, le système MASLI s'est développé (intrusions mafiques et felsiques litées), et est à l'origine de mélanges co-magmatiques mafiques et felsiques qui ont donné les hybrides prédéformationnels.

Lors de la phase déformationnelle, le transfert des magmas fondus dans la croûte a pu :

- (1) provoquer le mélange des magmas felsiques (leucogranite et charnockite),
- (2) contaminer le magma felsique circulant dans et par la roche encaissante.

Ces deux types de mélange et de contamination, relatifs à la charnockite pré ou syndéformationnelle vont être détaillés (tableau 6.13 page 276).

6.3.3.1 Les hybrides prédéformationnels

L'échantillonnage de ces hybrides effectué en 1998 a été très systématique dans le but de comprendre les relations génétiques entre les trois unités: charnockite, hybride, granulite mafique pour deux systèmes MASLI (1 et 2). Un échantillon de chaque type a été prélevé pour les 4 unités qui sont (tableau 6.14):

Tableau 6.14: Liste des échantillons des unités macrorhythmiques ou MASLI.			
Granulite mafique	Hybride prédéformationnel	Charnockite	
B17	B8	B6	MASLI 1
B16	B11	B10	MASLI 2
	B12,B13	B4,B5	

Tableau 6.13: Composition des hybrides déterminée par XRF et INAA. Oxydes majeurs et LOI en % poids et les autres éléments en ppm.

Type de roche	Nom géochimique	Nom de la roche	nombre Mg	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	
hybride	M39	MH3-14.7L	1.00	75.66	0.17	13.02	0.25	1.29	0.01	0.19	1.79	2.27	5.30	0.05	0.10	100.10	
hybride	M62	M1-30.3	1.01	67.31	1.15	13.09	1.43	7.27	0.11	2.06	3.94	1.53	1.88	0.23	0.00	100.00	
hybride	B8	MH98.9-3.2	1.01	52.29	1.47	16.48	2.05	10.46	0.17	4.56	8.95	2.58	0.78	0.22	0.00	100.00	
hybride	B14	MH98.9-2.5	1.01	55.55	1.35	14.77	1.92	9.80	0.18	4.50	8.22	2.16	1.37	0.18	0.00	100.00	
hybride	B11	MH98.1-16.2	1.01	64.35	0.72	15.05	1.03	5.27	0.08	3.01	5.32	2.24	2.77	0.16	0.00	100.00	
hybride	B3	MH98.1-18.2	1.00	75.21	0.08	13.89	0.07	0.37	0.01	0.24	2.13	1.69	6.30	0.02	0.14	100.14	
hybride	B12	MH98.1-18.3	1.00	62.59	0.66	14.91	1.18	6.00	0.11	4.38	6.57	2.35	1.10	0.14	0.00	100.00	
hybride	B13	MH98.7-2b.2	1.00	57.23	1.04	16.16	1.61	8.20	0.14	4.20	7.81	2.19	1.28	0.16	0.00	100.00	
				Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Pb	Zn	Rb	Cs	Ba	Sr	Tl	Ga
hybride	M39	MH3-14.7L	1.00	4	2	3	2.6	16	8	8	53	172	0.61	716	72.7	0.00	14
hybride	M62	M1-30.3	1.01	49	17	18	16.5	108	55	8	0	54	0.22	2073	165.4	0.00	16
hybride	B8	MH98.9-3.2	1.01	67	57	37	38.9	254	464	12	187	14	0.15	141	113.5	0.00	23
hybride	B14	MH98.9-2.5	1.01	59	48	35	38.1	239	356	14	163	49	0.24	404	104.3	0.00	20
hybride	B11	MH98.1-16.2	1.01	42	31	21	17.8	123	319	11	72	86	0.33	1031	161.7	0.00	16
hybride	B3	MH98.1-18.2	1.00	2	10	2	0.8	12	272	18	4	132	0.46	862	150.9	0.00	13
hybride	B12	MH98.1-18.3	1.00	155	67	23	21.3	126	352	9	105	46	0.49	263	101.9	0.00	18
hybride	B13	MH98.7-2b.2	1.00	56	43	30	32.5	198	558	13	125	47	0.29	247	91.1	0.00	21
				Ta	Hf	Zr	Y	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
hybride	M39	MH3-14.7L	1.00	0.1	2.8	69	7.0	0.19	0.2	15.4	23.2	9.1	1.25	1.1	0.11	0.34	0.05
hybride	M62	M1-30.3	1.01	0.3	11.8	371	56.9	0.55	0.3	8.9	22.4	10.8	2.26	1.7	0.99	8.04	1.15
hybride	B8	MH98.9-3.2	1.01	1.3	5.3	177	52.4	0.97	0.2	29.6	70.1	36.6	7.30	2.1	1.53	4.63	0.65
hybride	B14	MH98.9-2.5	1.01	1.2	5.6	199	40.6	0.28	0.1	19.8	47.3	24.6	5.45	1.8	1.11	3.68	0.53
hybride	B11	MH98.1-16.2	1.01	0.4	3.7	119	19.2	1.43	0.3	17.1	33.8	15.2	2.87	1.6	0.48	1.50	0.23
hybride	B3	MH98.1-18.2	1.00	0.0	1.9	42	3.9	0.43	0.2	4.7	5.8	1.8	0.22	1.0	0.30	0.07	0.02
hybride	B12	MH98.1-18.3	1.00	0.4	3.2	115	24.3	0.97	0.4	16.0	33.2	16.0	3.06	1.1	0.59	1.82	0.25
hybride	B13	MH98.7-2b.2	1.00	0.6	3.9	130	32.3	0.81	0.2	17.4	40.2	20.8	4.51	1.3	0.96	2.56	0.35

Les caractéristiques géochimiques des éléments majeurs et traces vont être étudiées pour les systèmes MASLI.

Les oxydes majeurs

La position des hybrides prédéformationnels est consistante et intermédiaire pour la plupart des oxydes majeurs FeO + MgO (figure 6.41), CaO (figure 6.42), K₂O (figure 6.43), Al₂O₃ (figure 6.44) et Na₂O (figure 6.45).

Les ratios de mélange sont présentés sous forme de pourcentage calculé par rapport aux graphes pour évaluer la qualité du mélange, ces valeurs montrent une grande variabilité pour le MASLI 1 et une certaine homogénéité pour le MASLI 2 (tableau 6.15).

Tableau 6 15: Calcul des mélanges à partir des courbes des graphes.		
Oxyde	MASLI 1	MASLI 2
K ₂ O	16,54% GM	52,47% GM
FeO+MgO	26,17% GM	59,67% GM
CaO	16,7% GM	60,95% GM
Na ₂ O	22% GM	59% GM
Al ₂ O ₃	23,2% GM	59% GM

Le mélange correspond à x % de GM (granulite mafique) et 100-x % de charnockite.

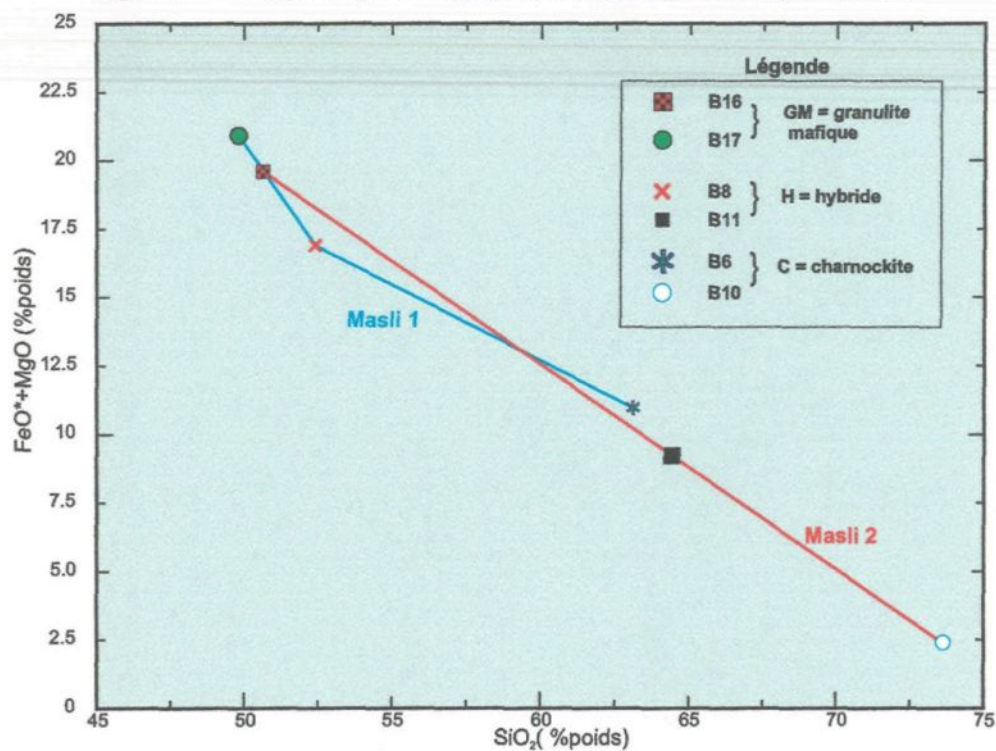
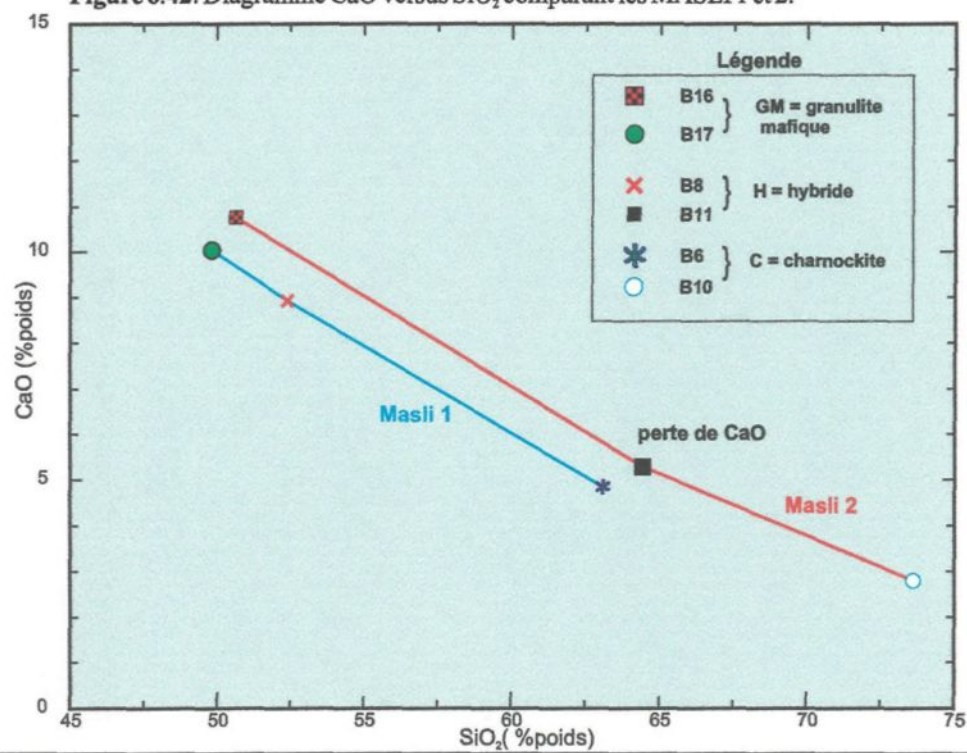
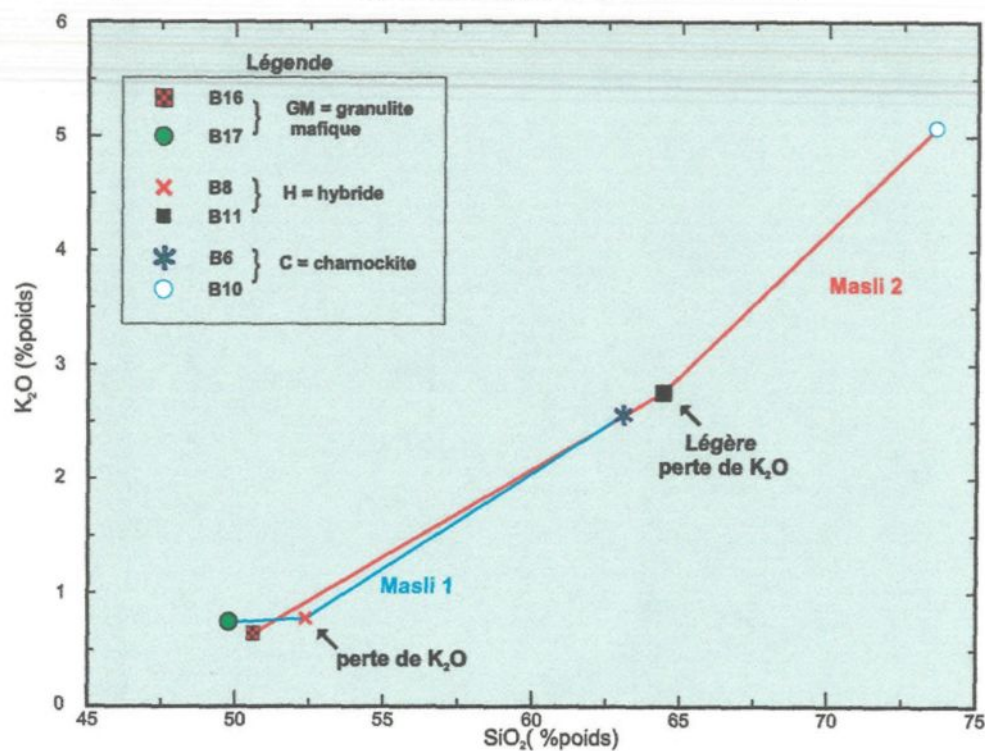
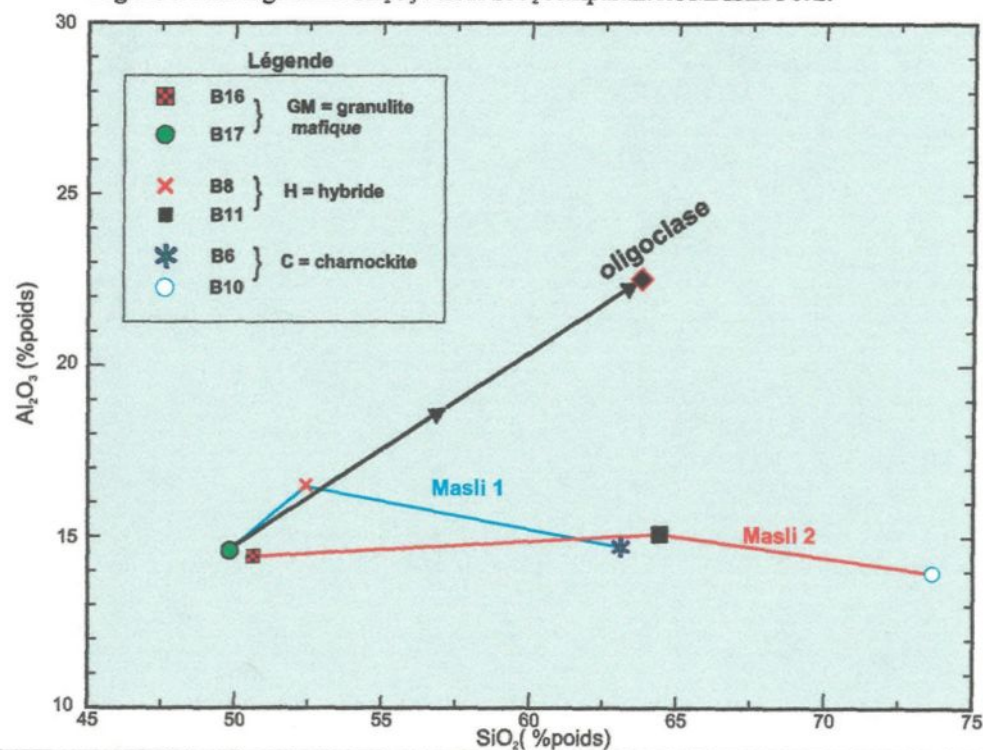
Figure 6.41: Diagramme (FeO + MgO) versus SiO_2 comparant les MASLI 1 et 2.Figure 6.42: Diagramme CaO versus SiO_2 comparant les MASLI 1 et 2.

Figure 6.43: Diagramme K_2O versus SiO_2 comparant les MASLI 1 et 2.Figure 6.44: Diagramme Al_2O_3 versus SiO_2 comparant les MASLI 1 et 2.

Il est intéressant de constater l'alignement ou le quasi-alignement des points pour le MASLI 2, et pour les éléments (FeO + MgO) et CaO pour le MASLI 1. Cependant certains graphes concernant le MASLI 1 montrent des inflexions intéressantes :

- une perte de FeO + MgO (figure 6.41)
- une perte de K₂O (figure 6.43),
- un enrichissement en Al₂O₃ vers un pôle plagioclasique (figure 6.44),
- un enrichissement en Na₂O selon un vecteur plagioclasique (figure 6.45).

Le graphe Rb/Sr (figure 6.46) apporte en effet une réponse. L'hybride du MASLI 1 montre clairement une perte de Rb associée à un gain de Sr. Le magma felsique perd en effet du K₂O et Rb, par échange de cation, gagnant en contre-partie Na et modifiant le plagioclase qui devient plus calcique. Ces phénomènes d'échange cationique entre des roches en alternance, autrement dit amphibolite et métasédiment, sont très étudiés par Skjerlie *et al.* (1993), et l'exemple des hybrides statiques ou prédéformationnels résultant du mélange comagmatique mafique et felsique illustre cette théorie. Le MASLI 2 montre les mêmes phénomènes en perdant K₂O et gagnant Na₂O mais dans des proportions moindres. Ce système de mélange est presque fermé (tableau 6.15) alors qu'en général les mélanges se développent dans un système ouvert du moins à l'échelle de l'échantillon.

Les hybrides prédéformationnels sont issus de mélanges, il s'avère intéressant d'étudier les variations de leurs éléments traces.

Les éléments traces

Les unités de charnockite, hybride et granulite mafique impliquées dans les systèmes MASLI et échantillonnées systématiquement (tableau 6.14) sont représentées sur le graphe multi-éléments (figure 6.47). Les hybrides montrent un patron très homogène. Les

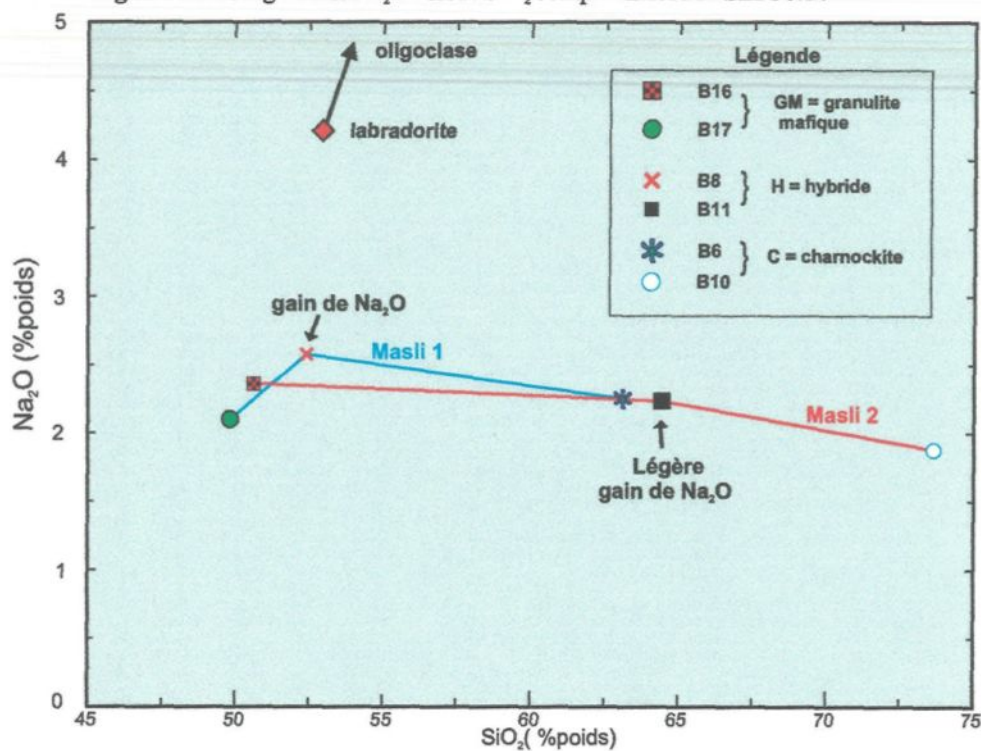
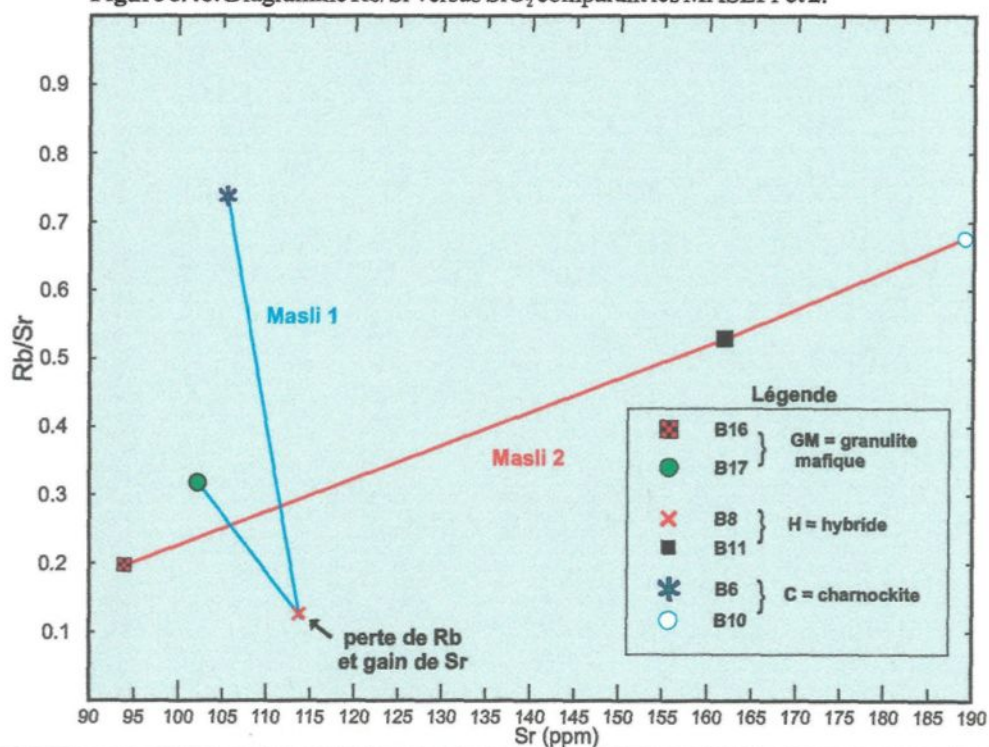
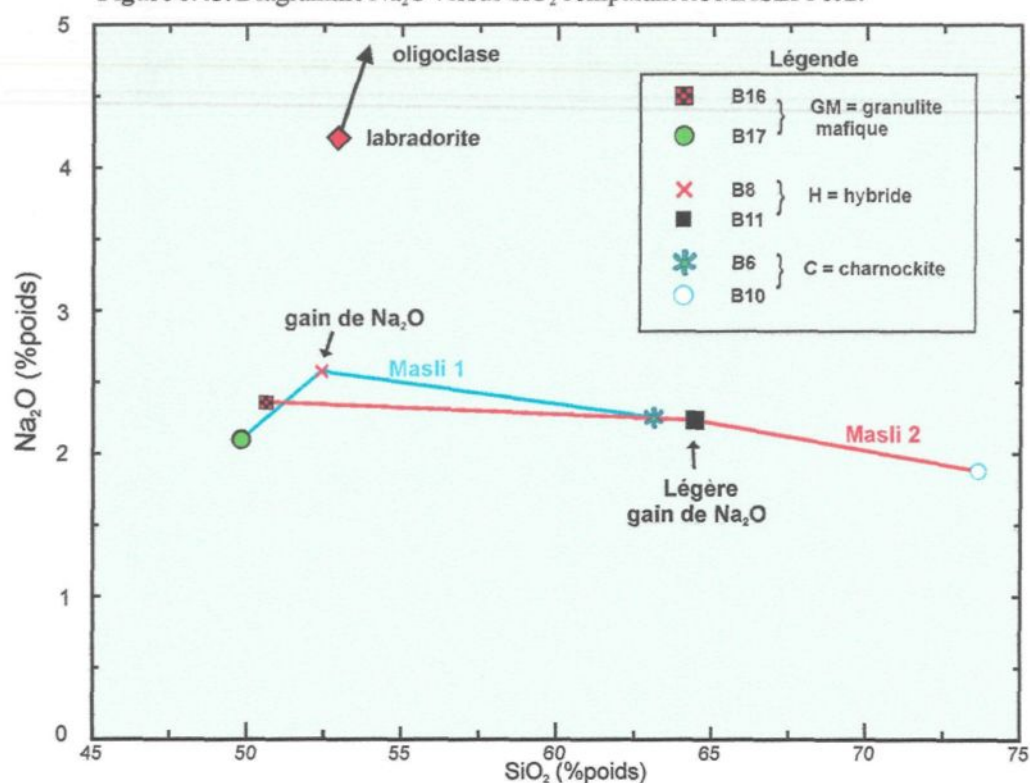
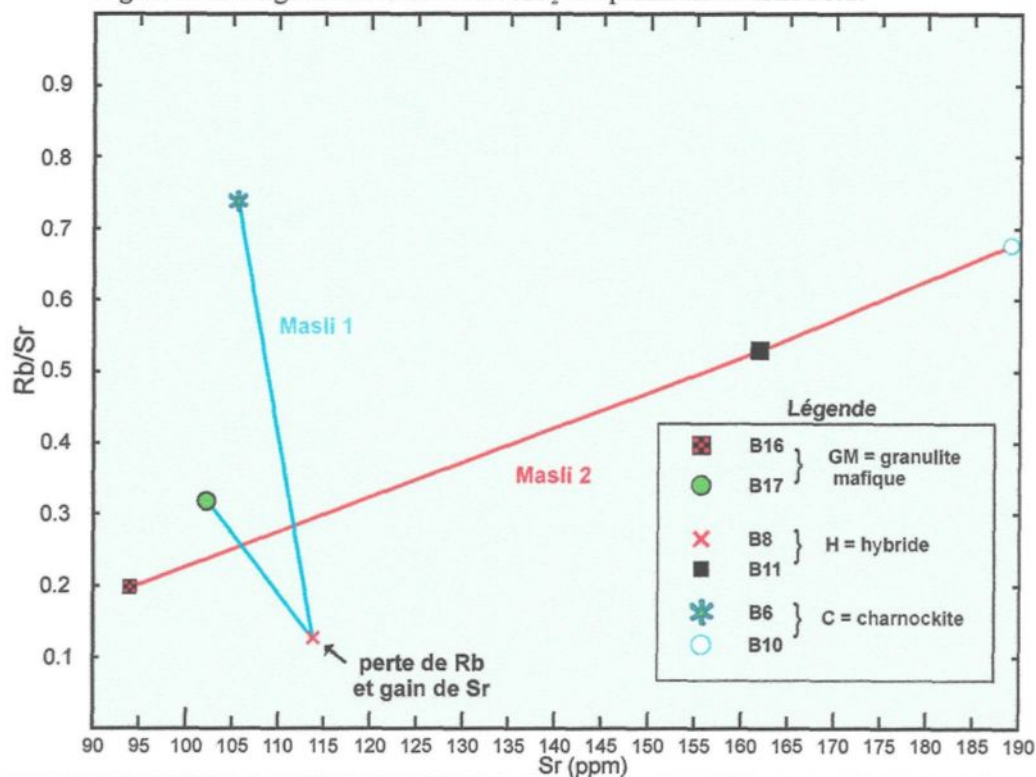
Figure 6.45: Diagramme Na_2O versus SiO_2 comparant les MASLI 1 et 2.Figure 6.46: Diagramme Rb/Sr versus SiO_2 comparant les MASLI 1 et 2.

Figure 6.45: Diagramme Na_2O versus SiO_2 comparant les MASLI 1 et 2.Figure 6.46: Diagramme Rb/Sr versus SiO_2 comparant les MASLI 1 et 2.

caractéristiques lithophiles de la charnockite sont présentes dans les hybrides avec des anomalies positives en K, Rb, Ba. L'anomalie négative de Cs peut être due au métamorphisme (faciès granulitique). L'anomalie négative de Th peut s'expliquer par la cristallisation de la monzanite. L'anomalie de Sr des hybrides est le résultat du mélange de magma avec un Sr bas à l'origine des granulites mafiques et des charnockites. Les anomalies légèrement positives de Rb et Eu sont corrélées à la qualité du mélange qui peut être plus ou moins homogène selon les échanges cationiques impliqués.

Dans le détail, l'Eu marque une limite pour les systèmes MASLI 1 et 2 (figures 6.48 et 6.49) et met en évidence l'inversement des variations subies par l'hybride. Sur les diagrammes multi-éléments, pour les éléments traces de La à Eu, les hybrides suivent l'évolution de la charnockite avec quelques enrichissements ou appauvrissements. Pour les éléments ÉTRLD et métaux (Eu à Cr), l'hybride copie le patron de la GM avec néanmoins une certaine variabilité. En effet, pour le MASLI 2, l'hybride est presque intermédiaire révélant un mélange idéal entre la charnockite et la GM, tandis que pour le MASLI 1, l'hybride suit le comportement de la GM et montre un très léger enrichissement en ÉTRLD. Ce dernier cas pourrait suggérer une fractionnement de l'hybride lors du mélange, phénomène déjà observé lors de l'analyse des éléments majeurs par des échanges cationiques.

Le mélange semble donner à l'hybride à la fois les caractéristiques de la charnockite par l'enrichissement en élément lithophile et de la granulite mafique par l'enrichissement en ÉTRLD, mais cela requiert un apport important d'éléments mafiques de la part de la granulite dans l'hybride. Les oxydes majeurs ainsi que les éléments traces montrent donc que l'hybride résulterait d'un mélange comagmatique entre la charnockite et la granulite mafique, dans un système ouvert à l'échelle de l'échantillon.

Figure 6.47: Diagramme multi-éléments étendu et normalisés selon le manteau primitif des différents MASLI.

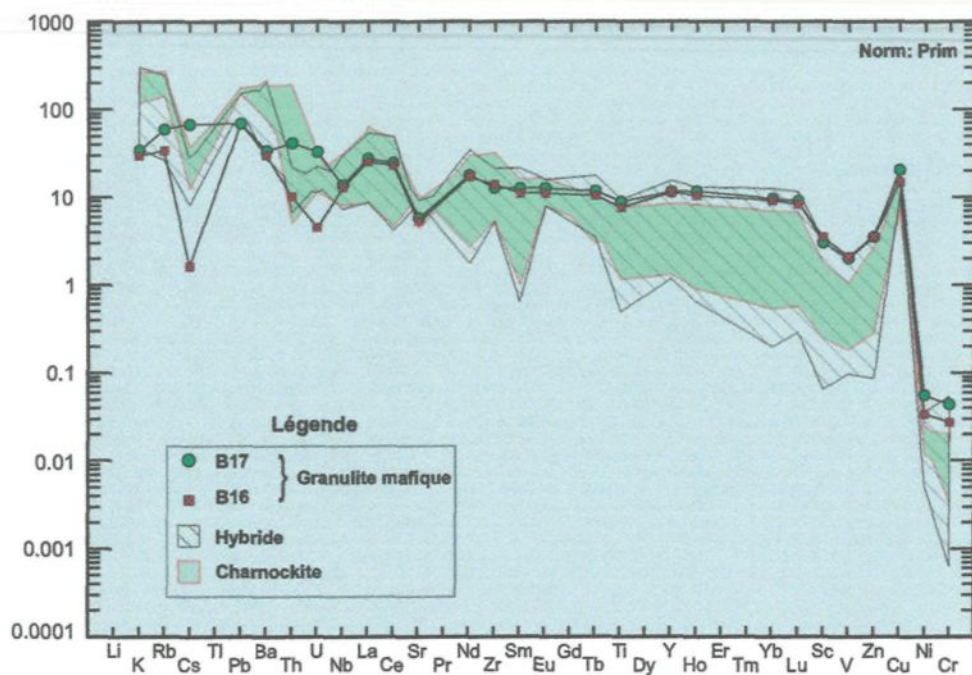


Figure 6.48: Diagramme multi-éléments étendu et normalisés selon le manteau primitif du MASLI 1.

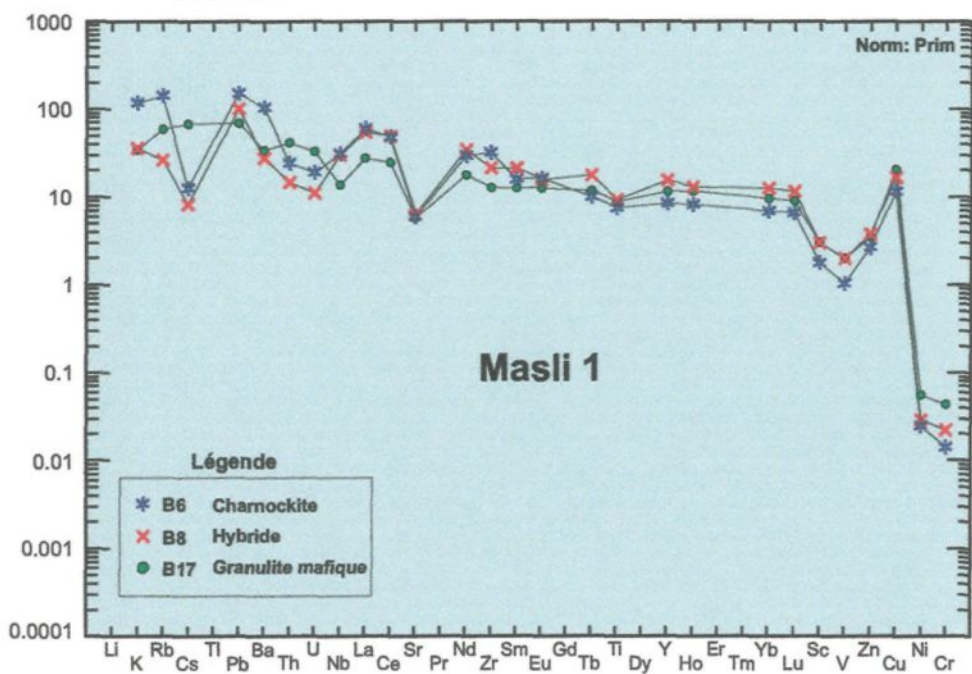
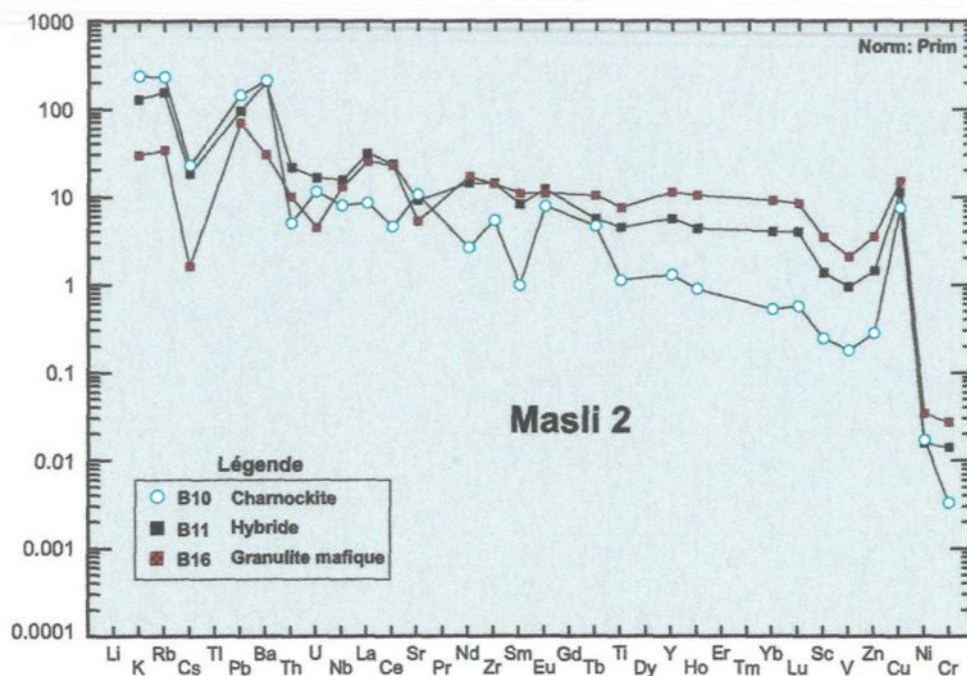


Figure 6.49: Diagramme multi-éléments étendu et normalisés selon le manteau primitif du MASLI2.



6.3.3.2 Les hybrides syndéformationnels

Ces hybrides sont les plus difficiles à discriminer. Ils se développent lors de la phase déformationnelle et montrent des caractéristiques communes aux charnockites, aux leucogranites avec de surcroît un facteur contaminant constitué par la roche encaissante qui est la granulite mafique. Sur le terrain, ils sont en général soit associés aux dykes de leucogranite et charnockite et se distinguent par leur couleur plus mélanocrate, ou utilisent des réseaux de veines parallèles suggérant alors qu'ils sont le résultat d'un mélange avec une charnockite fractionnée et contaminée.

En effet, la géochimie contribue à montrer la difficulté à caractériser ces hybrides syndéformationnels.

Études antérieures

Néanmoins des études antérieures montrent que les hybrides syndéformationnels existent réellement. En effet, une étude a été menée par Dippel et Collins (1996), sur les effets de la contamination crustale sur les magmas granitoïdes avec comme exemple l'*Arunta Inlier*, en Australie Centrale (dont fait partie le massif du Mont Hay). Ces résultats confirment que la charnockite est fractionnée et contaminée. L'étude détaillée des grenats est à l'origine d'une démonstration intéressante qui aboutit à un modèle de mélange à trois composants.

La composition des grenats des métasédiments, des leucogranites et des leucosomes des métasédiments est similaire, c'est à dire essentiellement almandine.

L'analyse à la microsonde des grenats révèle une zonation des éléments traces. Cette zonation pourrait être le résultat:

- (1) d'une fractionnement simple pendant la croissance originelle (Hickmott et Shimizu 1990), néanmoins non confirmée par les éléments majeurs,
- (2) d'une origine métasédimentaire lors de la fusion partielle ayant subi des modifications géochimiques tardives.

Selon Dippel (1996), les grenats des leucogranites ont préservé un cœur caractéristique de la restite métasédimentaire et développé une excroissance des bordures traduisant un mélange de magmas, autrement dit entre la charnockite et le leucogranite.

Oxydes majeurs et traces

Deux origines sont possibles pour les hybrides syndéformationnels:

- s'ils sont le résultat du mélange entre le leucogranite et la charnockite, les échantillons se trouveront dans les zones d'intersection de ces roches,
- s'ils sont le résultat d'un mélange puis d'une contamination par le protolithe mafique, alors les échantillons se situeront dans la zone intermédiaire entre les charnockites et les granulites mafiques.

Les éléments traces constituent en général de bons critères de discrimination pour ces évolutions géochimiques. Les hybrides syndéformationnels suivent globalement les mêmes anomalies que les charnockites et les leucogranites par leur position intermédiaire dans le graphe multi-éléments (figure 6.50). Ce graphe ne permet pas de discriminer l'origine des différents hybrides syndéformationnels, mais il est néanmoins intéressant de constater que les échantillons se situent dans la zone d'intersection entre les charnockites et les leucogranites.

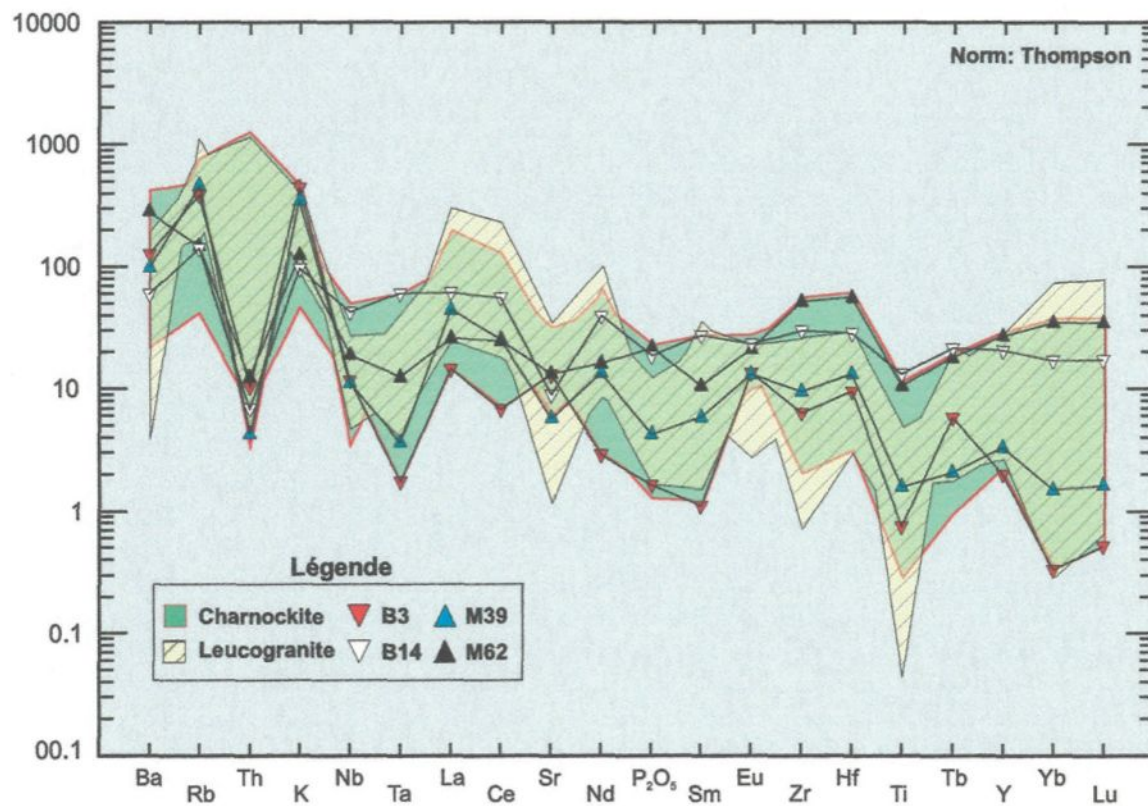


Figure 6.50: Diagramme multi-éléments de Thompson (1982) et normalisés selon le manteau primitif comparant leucogranites et les charnockites.

Plus précisément, le graphe 6.51 représentant CaO versus SiO₂ caractéristique de l'évolution des plagioclases essentiellement, montre la répartition de tous les échantillons du massif du Mont Hay. Ce graphe individualise les hybrides prédéformationnels et syndéformationnels. Il est intéressant de remarquer que les hybrides prédéformationnels du MASLI se situent exactement entre les charnockites les plus riches en CaO et les GM suivant le vecteur de contamination. Les hybrides syndéformationnels se concentrent dans la zone d'intersection des leucogranites et des charnockites suggérant qu'ils sont le résultat du mélange, cependant un échantillon B14 s'individualise dans la zone entre la charnockite et la GM (comme les hybrides prédéformationnels), illustrant le cas d'un mélange associé à une contamination par la GM.

Il s'avère néanmoins difficile par leur définition même de discriminer géochimiquement les hybrides syndéformationnels car le mélange est inhomogène, c'est à dire soit un mélange entre la charnockite et le leucogranite, soit un mélange puis une contamination par la GM. Néanmoins, l'étude du système de transfert pourrait apporter une réponse à la formation et l'évolution de ces hybrides car les modifications majeures qu'ils subissent se produisent nécessairement durant cette période.

6.4 Conclusion

L'étude géochimique a permis de caractériser à la fois les protolithes et les magmas felsiques (tableau 2.1).

En effet, les protolithes (1880 Ma) sont: (1) des magmas mafiques à intermédiaires contaminés ou de type N-MORB et (2) des sédiments d'origine archéenne voire protérozoïque. Lors de leur mise en place, (3) un système MASLI constitué d'intrusions mafiques et felsiques litées va se développer, à l'origine du mélange prédéformationnel de magmas : les hybrides prédéformationnels.

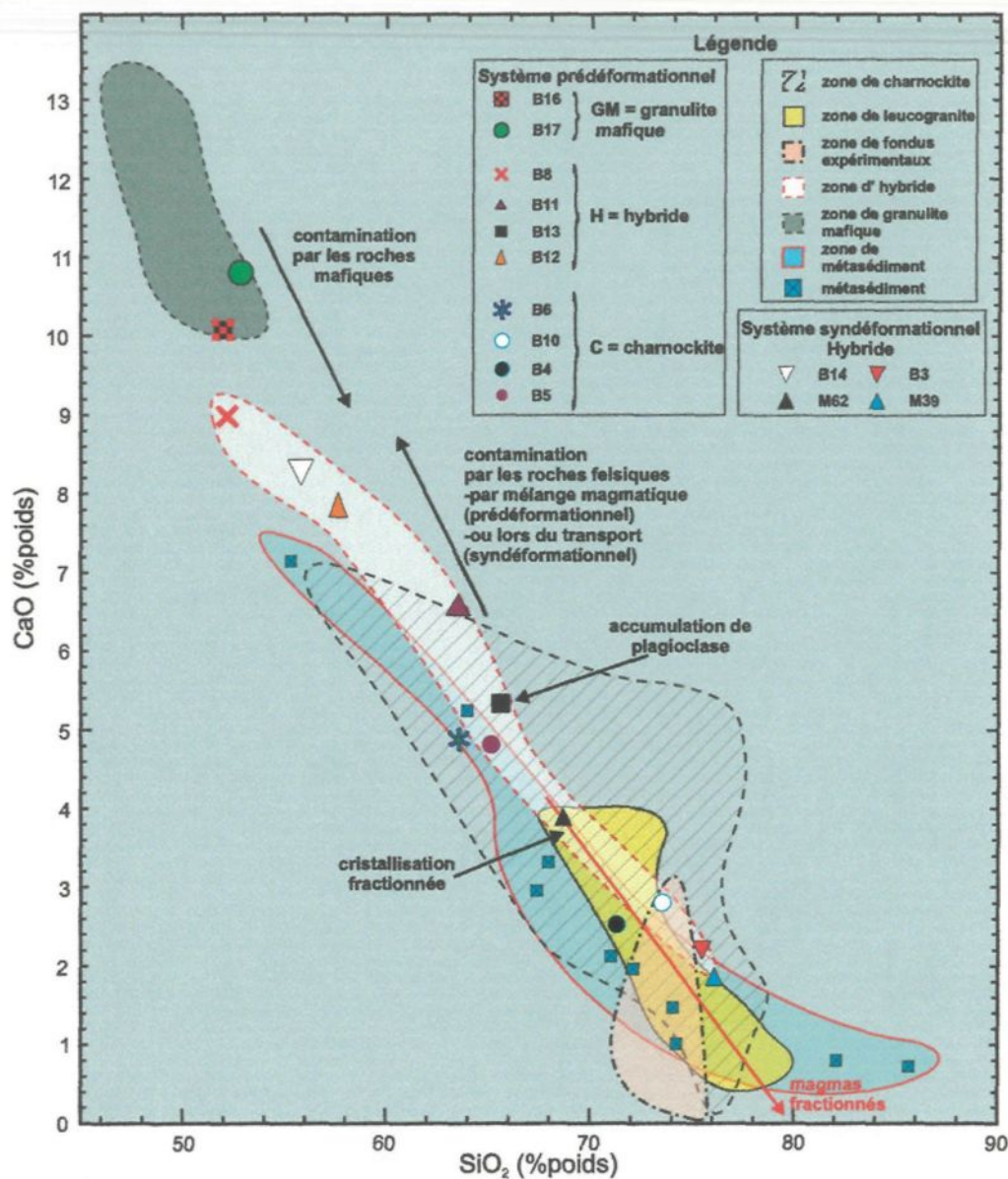


Figure 6.51: Diagramme CaO versus SiO₂ général montrant la répartition de tous les échantillons du massif du Mont Hay, leur fractionnement et leur contamination.

Ces protolithes vont subir le polymétamorphisme et la polydéformation qui vont induire leur anatexie. Les magmas felsiques issus de la fusion partielle *in situ* vont non seulement subir (1) la fractionnement et (2) la contamination par les protolithes dans lesquels ils circulent, mais aussi (3) le mélange avec les magmas felsiques issus de la fusion partielle plus profonde (les charnockites) et il va en résulter les hybrides syndéformationnels. Ce mélange à multi-composants développé à partir des observations de terrain et la géochimie est basé sur la théorie de mélange à trois composants de Collins (1996).

Cette théorie est fondée sur les granitoïdes de *Lachlan Fold Belt* (LFB) qui est le résultat d'un mélange entre le manteau et les composants de la croûte profonde, formant un granitoïde de type I, qui se mélange alors à une diatexite (*the Cooma granodiorite*) dérivée de la fusion partielle des métasédiments pour former le granite de type S (Collins 1996). Les deux granites peuvent se fractionner pour former la lignée chimique des suites observées. Les évidences pour cette théorie proviennent du modèle isotopique, mais c'est la localisation précise des magmas parentaux de type I et de type S qui sont les éléments décisifs du modèle.

Le massif du Mont Hay documente donc cette théorie à multi-composants.

Le mélange

Deux types de mélange de génération différente pour donner des hybrides se sont développés au massif du Mont Hay:

- les hybrides prédéformationnels du système MASLI sont le résultat d'un mélange de magmas mafiques et felsiques dans un système ouvert à l'échelle de l'échantillon, et montrent une composition intermédiaire entre les GM et les charnockites (figures 6.41 à 6.46 et 6.51),
- les hybrides syndéformationnels, peuvent être le résultat du mélange leucogranite-charnockite lors de leur transfert dans la croûte moyenne (figure 6.51).

La fractionnation

L'étude pétrogénétique par comparaison à la littérature a permis de conclure à la possibilité d'une fractionnation des leucogranites (figures 6.31 à 6.36). Les charnockites suivent en général la même évolution que les leucogranites mais moins avancée suggérant également leur fractionnation. Cette tendance est encore confirmée par la figure 6.51 où les échantillons montrent pour un même SiO_2 , un enrichissement en CaO relatif à une accumulation de plagioclase.

La contamination

La contamination par les granulites mafiques affectent non seulement les charnockites dont les échantillons se distribuent vers un pôle mafique (figures 6.31 à 6.36 et 6.52), mais aussi les hybrides syndéformationnels lorsqu'ils subissent la contamination par les granulites mafiques.

Le graphe CaO versus SiO_2 (figure 6.51) illustre concrètement le système de mélange à multi-composants modifié par la fractionnation et la contamination.

Il faut néanmoins préciser que beaucoup de résultats sont oblitérés ou biaisés par les transformations relatives aux différents cycles tectoniques subies par les roches du massif du Mont Hay d'âge protérozoïque. Il est ainsi difficile d'estimer la composition initiale des différents magmas felsiques à caractériser. L'étude demeure avant tout basée sur les observations de terrain et qualitative.

L'étude du système de transfert va peut être apporter une explication sur la formation et l'évolution des hybrides et des charnockites syndéformationnels et sur l'influence des magmas formés *in situ*.

CHAPITRE 7

Étude d'un système dynamique:

Transfert du magma à l'échelle de l'affleurement

Le but du chapitre est d'évaluer et de comprendre le transfert du magma à l'échelle d'un affleurement constitué de roches qui ont été soumises à des conditions de 6-7 kbars et 825-875°C durant la phase de métamorphisme de 1770 Ma. En effet, si les magmas felsiques de la croûte continentale sont la source des magmas granitiques dont les plutons dans la croûte supérieure sont dérivés, il doit ou a dû exister un réseau à partir du grain de la roche où le magma s'est formé, jusqu'au pluton (Sawyer 2001). Les différents mécanismes d'extraction des magmas felsiques et leur migration vers les niveaux supérieurs font l'objet de beaucoup d'études. Différents modèles ont été proposés pour le transport de magma: (1) le diapirisme (Weinberg et Podladchikov 1994, 1995), (2) le dyking (Clemens et Mawer 1992; Petford *et al.* 1993) et (3) la migration infiltrante des magmas (Hutton *et al.* 1990; D'Lemos *et al.* 1992; Brown 1994; Brown *et al.* 1995; Brown et Rushmer 1997; Collins et Sawyer 1996; Sawyer *et al.* 1999). Le diapirisme a été récemment délaissé au profit des deux autres mécanismes. Des modèles conceptuels généralistes sur la manière dont le magma migre au travers de la croûte continentale ont également été développés (Ferre *et al.* 1997; Brown et Solar 1999). Quoiqu'il en soit, dans le but de comprendre comment s'accomplit le mouvement de magma, la connaissance de la structure et géométrie du réseau de fondu est essentielle (Sawyer 2001).

Peu de choses sont connues sur la géométrie du réseau empruntée par le magma felsique qui a migré à partir des sources anatectiques, comme le montrent les réseaux de magma dans la croûte moyenne et inférieure (Vigneresse 1995; Ferre *et al.* 1997; Weinberg et Searle 1999). Le but de cette étude est donc de documenter la distribution et la géométrie du réseau emprunté par le fondu à l'échelle de l'affleurement.

L'étude est essentiellement basée sur les observations de terrain dont deux affleurements ont été cartographiés en détail (cartes 1 à 8 dans le porte folio). Les affleurements choisis représentent un réseau interconnecté de petites veines ou dykelets (par abus de langage, le mot dyke sera utilisé et préféré car plus structural). La capacité de ces petites veines ou dykes à drainer la source partiellement fondue dépend essentiellement de variables comme la perméabilité (1) horizontale nécessaire pour collecter le fondu qui se forme, et (2) verticale qui favorise la migration vers les niveaux supérieurs. Les magmas felsiques formés migrent dans les pores des roches, il faut donc que le magma drainé pendant le dyking soit d'abord extrait de ces pores pour ensuite résider dans les corps irréguliers comme les réseaux de dykes, qui constituent en fait un réservoir intermédiaire (Weinberg 1999). De plus la déformation associée à la perméabilité sont des facteurs influençant l'architecture de la migration du fluide dans les régimes de croûte moyenne à supérieure (Cox 1999). Il s'avère donc nécessaire d'étudier les facteurs qui contrôlent cette migration comme la perméabilité, la viscosité et les facteurs résultants comme le débit unitaire. Les affleurements choisis (cartes 1 et 8) représentent en effet, des sites optimaux pour tester, étudier et comprendre la migration du magma dans un réseau de veines ou dykes. L'étude proposée va tenter d'élucider deux questions fondamentales concernant le réseau de migration de magma:

- (1) Est-ce que la perméabilité et le débit à l'échelle de l'affleurement sont suffisants pour produire un dyke transporteur?
- (2) Quels sont les dykes statistiquement efficaces participant au réseau de transport de magma?

7.1 Définitions et facteurs relatifs au système dynamique

Le transfert de magmas se fait par l'intermédiaire de veines ou de petits dykes interconnectés. La circulation des magmas dans les dykes dépend de différents paramètres physiques et est conditionnée par plusieurs facteurs qui vont être définis pour comprendre le fonctionnement du système.

7.1.1 Qu'est qu'un dyke?

7.1.1.1 Définition

Le dyke ou le phénomène associé le *dyking* fait référence à un processus de fracturation élastique de la roche encaissante par des contraintes de tension concentrées aux extrémités des fractures remplies de magmas (Lister et Kerr 1991).

7.1.1.2 Différents types de dykes

Dyke transporteur

Deux processus contrôlent l'extraction du magma de la source par les dykes: le premier est l'extraction du magma des pores de la roche vers les dykes tributaires (*i.e* ramifiés) et le second est le drainage de ces dykes tributaires par un dyke transporteur. Un dyke transporteur est un dyke suffisamment large pour s'autopropager dans les roches encaissantes froides (Weinberg 1999; Petford *et al.* 1993).

Structures composantes des dykes

Il faut supposer pour un meilleur transfert, que le réseau de drainage de fondu et le réseau de transfert associé soient différents et reliés en série.

En terme de connectivité, les structures composant les réseaux perméables de faille, fracture ou cisaillement peuvent être réparties en trois catégories (Cox 1999):

La colonne vertébrale (*backbone element*): Cet élément établit une connexion directe d'une partie du système à l'autre et transporte les débits unitaires de fluide;

Les éléments ramifiés (*dangling element*): Ils se connectent à la colonne vertébrale et agissent comme nourricier de la colonne vertébrale dans la partie en amont, ou comme distributeur ou structure de décharge en aval du système;

Les éléments isolés (*isolated element*): ils sont disconnectés de la colonne vertébrale et des éléments ramifiés et constituent alors des structures à flux lent non connectés aux réservoirs (figure 7.1).

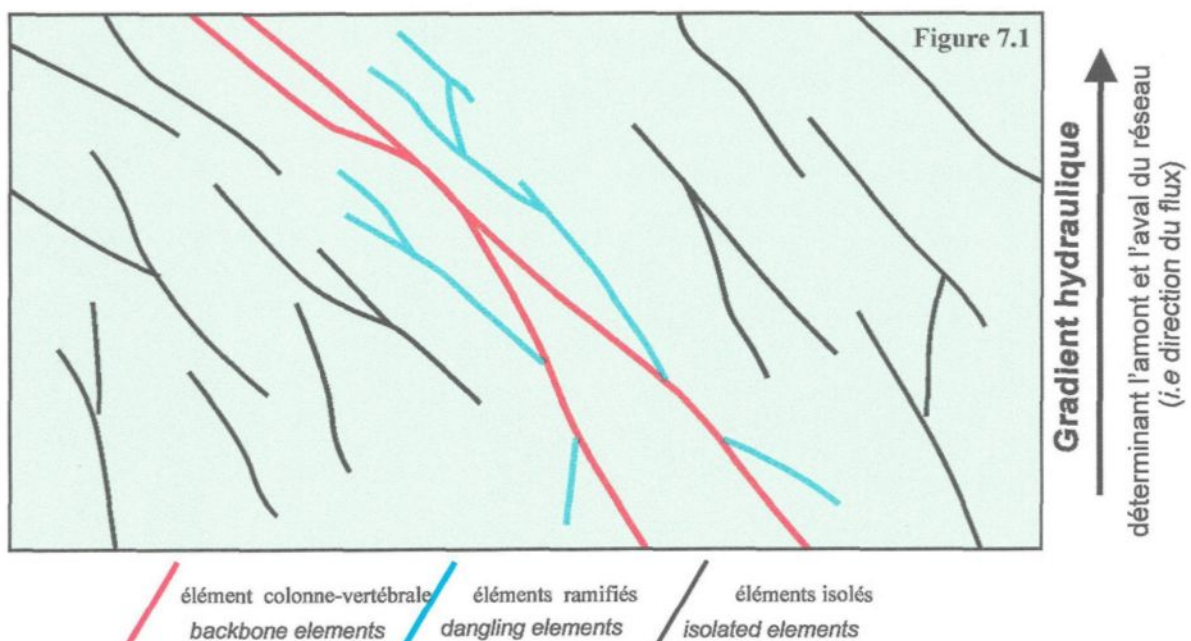


Figure 7.1: Représentation schématique en deux dimensions d'un réseau de failles, fractures ou zones de cisaillement consistant en éléments isolés, ramifiés ou colonne-vertébrale. La plupart du flux est localisé dans la colonne vertébrale du réseau de percolation (tiré de Cox *et al.* 1999).

7.1.2 Processus d'extraction du magma par des dykes

7.1.2.1 Réseau de migration et de drainage à l'échelle du grain

Les réseaux ramifiés (2 cm) peuvent être cartographiés à l'échelle de l'affleurement, et apparaissent en général sous forme de groupes isolés ou à l'extrémité des réseaux de leucosomes (Sawyer 2001). Au fur et à mesure que la température métamorphique augmente, le front de fondu avance et des canaux de fondu se forment à la périphérie du réseau existant. Les liens latéraux apparaissent quand la fraction de fondu local augmente et que la pression magmatique est suffisante pour causer la dilatation (Sawyer 2001). Dans la plupart des roches, la dilatation se produit où se trouvent les plans de plus grande fragilité, qui correspondent, du moins initialement au plan de foliation ou à la lithologie (Wickham 1987; John et Stunitz 1997; Brown et Solar 1998). Selon Weinberg (1999), la perméabilité est contrôlée par les plans de fragilité montrant une faible tortuosité. Quoiqu'il en soit, au fur et à mesure que le fondu est produit, le réseau ramifié à l'échelle du grain continue de se développer et de drainer du fondu de la matrice vers les canaux de foliation parallèles.

Ainsi, les parties mélanocratiques des roches fusionnées enregistrent l'endroit d'où provient le fondu, et les leucosomes associés marquent les canaux dans lesquels le fondu a migré dans le litage; ensemble ils constituent le réseau de migration et de drainage (Sawyer 2001).

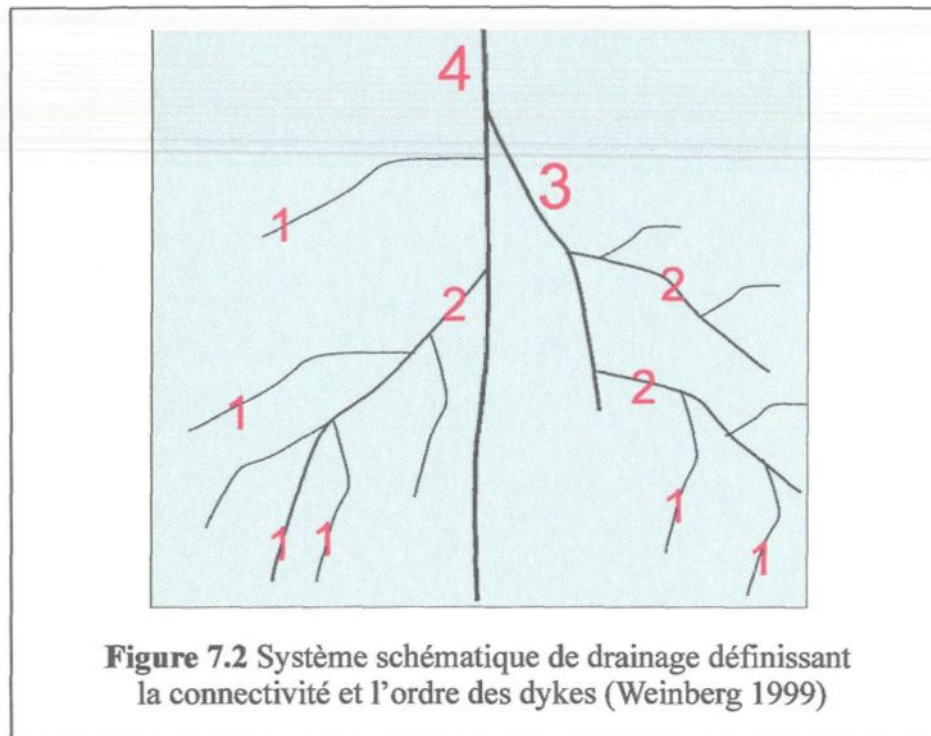
Les leucosomes à fort angle (veines) qui n'ont pas de bordures mélanocratiques, marquent quant à eux l'endroit où le fondu s'est ségrégué et a commencé sa migration dans la croûte continentale. De larges volumes de magma granitique sont produits, pendant que les leucosomes ou de veines, qui drainent chaque litage, se propagent vers le haut et se connectent

progressivement. Conséquemment, les canaux obliques marquent le début du réseau de transfert de magma dans la croûte (Sawyer 2001).

7.1.2.2. Développement du réseau de drainage à l'échelle de l'affleurement

Weinberg (1999) a résumé les différentes étapes et conditions d'extraction par des dykes du magma d'une source peu fusionnée. Le flux poreux lent, et la variation de pression limitent le drainage de la roche encaissante au voisinage d'un dyke unique. En effet, dans notre cas, où le flux poreux est lent, le dyke constitue un site de basse pression dans lequel le magma peut migrer (Ribe 1986; Sleep 1988; Stevenson 1989). Si le magma se forme et/ou se situe à proximité d'un dyke, c'est à dire si la distance de compaction est faible, la migration est facilitée. La distance de compaction correspond précisément à cette distance typique locale relative au gradient de pression favorisé par la fracture. Un grand nombre de dykes interconnectés et tributaires (*i.e* ramifiés) sont alors nécessaires pour nourrir les dykes transporteurs. Le volume de magma extrait des pores immédiatement au voisinage des dykes transporteurs est alors pratiquement négligeable. En effet, les dykes transporteurs drainent essentiellement les magmas pré-extraits, provenant des chambres ou des réseaux très bien développés et matures.

En fait, les paramètres fondamentaux de contrôle du *dyking* sont difficiles à quantifier. Ces paramètres sont entre autres le volume de la région drainée par le dyke transporteur et la structure du système de drainage, qui fait l'objet de cette étude. Si ce système est auto-similaire (système fractal) c'est à dire qu'il se reproduit identique à lui-même à plusieurs échelles, il est nécessaire de connaître la connectivité, l'ordre des dykes (figure 7.2), et la surface totale du réseau de dykes. En effet, la surface totale contrôle à l'échelle locale la migration du magma des pores vers le réseau de dykes (Weinberg 1999).



7.1.3 Facteurs contrôlant le développement des dykes

Plusieurs facteurs reliés à la nature du magma (viscosité), à la géométrie du réseau ou aux propriétés physiques du milieu (roche hôte) contrôlent le développement des dykes.

7.1.3.1 La viscosité

La viscosité constitue un facteur contrôlant la migration de tout fluide et donc des magmas felsiques. En effet, une forte viscosité du magma implique que pour un gradient de pression donné la réponse est beaucoup plus lente (d'un ordre de magnitude plus lent, *i.e.* de facteur 10) que pour la viscosité basse du magma mafique.

Ainsi si la distance de compaction est trop courte (McKenzie 1984; Wickham 1987), les dykes ne peuvent pas extraire de magma à leur proximité. La viscosité du magma va alors contrôler la migration (Petford *et al.* 1993; Clemens et Mawer 1992). Si cette migration est

lente dans les pores, cela implique un remplissage lent du dyke (Wickham 1987). Il faut alors un réseau interconnecté très développé collectant assez de magma pour nourrir le dyke transporteur et assurer son fonctionnement.

7.1.3.2 La géométrie du réseau

Le réseau de dykes

Les variables qui caractérisent la structure du réseau de dykes dans la source sont: la distribution de la taille des dykes, leur largeur, l'espace entre les dykes de taille similaire et l'orientation des dykes qui peuvent favoriser ou défavoriser la connectivité du réseau. L'ordre i du dyke est défini par rapport à sa ramification (*i.e.* connectivité), c'est à dire $i=x$ (x représentant le tronc principal) pour le dyke le plus gros et $i= 1, 2, 3, \dots, x-1$ pour les dykes tributaires, selon l'ordre de ramification (figure 7.2). Le dyke d'ordre 1 représente la bifurcation extrême.

La taille critique des dykes transporteurs, calculable par l'équation de Bruce et Huppert (1989, 1990), est également importante. La taille critique d'un dyke ou d'une fracture représente la largeur minimale nécessaire pour que le magma migre sans se solidifier (Petford *et al.* 1993). Par conséquent, il faut que la largeur et la longueur moyennes ainsi que la densité et la connectivité des plus petits dykes du réseau soient suffisantes pour que ces petits dykes soient capables de collecter assez de magma pour nourrir le dyke transporteur.

La source drainée

La dimension du bassin drainé (par analogie avec l'hydrologie) par un seul dyke et la structure du réseau unique ou auto-similaire dans la source contrôlent la potentialité du dyke transporteur à drainer la source. Actuellement, aucune de ces variables n'est définie ou décrite

dans les migmatites ou dans les niveaux crustaux profonds. Cette étude aborde donc un nouveau domaine.

Contrôle lithologique versus structural/tectonique à l'échelle de l'affleurement de la géométrie du réseau de fondu (Sawyer 2001)

L'ordre de contrôle primordial dans la distribution du réseau que le fondu anatectique emprunte est le type de roche, qui dicte où la roche est fertile (Sawyer 2001). Dans les zones très déformées les roches fertiles peuvent avoir subi une rotation, ou une atténuation dans la fabrique tectonique, c'est à dire parallèlement à la foliation dans les zones de cisaillement. À l'échelle du grain, la distribution initiale de fondu est contrôlée par la distribution des minéraux réactants, qui peut être ou non isotrope (Sawyer 2001).

Beaucoup d'auteurs (Flemming et White 1984; McLellan 1988; Brown 1994; Barbey *et al.* 1996; Hobson *et al.* 1998; Sawyer *et al.* 1999) ont noté que les leucosomes dans la plupart des granulites sont contrôlés structuralement, et que leur orientation peut être reliée à la déformation à l'échelle régionale ou locale. Par conséquent, les observations suggèrent que la localisation du fondu et l'orientation des canaux de fondu (les leucosomes) sont contrôlées d'une certaine manière par la distribution des roches fertiles (fusion aux basses températures) et par l'orientation des contraintes tectoniques respectant l'anisotropie locale (foliation, litage).

7.1.3.3 Facteurs physiques impliqués lors du drainage

La perméabilité

Le perméabilité des roches est une propriété de celles-ci à se laisser traverser ou pénétrer par un fluide. Il faut que le seuil de percolation soit atteint et/ou dépassé.

Le flux magmatique dans une fracture

Le flux magmatique (*i.e* débit) dans une fracture est la quantité de fondu qui la traverse selon une aire donnée pendant une unité de temps.

Le modèle le plus commun pour étudier le flux d'un fluide dans une fracture est la loi cubique bien connue en hydrogéologie. Pour le cas simple d'une seule fracture, ce flux unidimensionnel entre deux plans lisses et parallèles séparés d'une distance constante est (National Research Council 1996):

$$Q = (w^3 / 12 \eta_1) \nabla P \quad [7.1]$$

Q : débit par unité de largeur (direction de l'écoulement) (m^2/s)

w : distance entre deux plans lisses et parallèles constituant la fracture (m)

(*i.e.* ouverture moyenne des fractures)

∇P : gradient de pression (Pa/m)

η_1 : viscosité dynamique ($Pa.s$)

Cette équation [7.1] est indispensable pour modéliser un flux macroscopique dans une fracture et est équivalente à la suivante (Petford *et al.* 1993):

$$Q = \Delta \rho g k w / \eta_1 \quad [7.2]$$

avec k , la perméabilité en m^2 (National Research Council 1996):

$$k = w^2 / 12 \quad [7.3]$$

et $\nabla P = \Delta \rho g \quad [7.4]$

g : accélération gravitationnelle (m/s^2)

$\Delta \rho$: différence de densité entre le magma et la croûte (kg/m^3)

La densité des magmas felsiques est de 2,45 pour les leucogranites et de 2,68 pour les charnockites (Christensen et Mooney 1995). En ce qui concerne les granulites mafiques, elle varie entre 2,8 et 2,9 (Christensen et Mooney 1995). La différence de densité entre le magma et la roche sera donc d'environ $\Delta \rho = 350 \text{ kg/m}^3$. Les calculs seront donc effectués avec cette valeur pour l'étude.

Évolution de la connectivité lors de la déformation progressive

À des contraintes faibles, la plupart des fractures, des failles ou des cisaillements des régions déformées sont des structures courtes et isolées. Avec l'augmentation de déformation, les failles et les cisaillements se développent en longueur et en surface. Par conséquent, la connectivité entre les failles, les fractures, les zones de cisaillement actives augmentent parallèlement à la déformation (Cox 1999). Un point critique, connu comme le seuil de percolation (Sahimi 1994) est atteint lorsque la perméabilité suffisamment élevée permet la connexion des failles, des fractures et des zones de cisaillement, et conséquemment la circulation du fluide dans toute la largeur du réseau.

Le point auquel le seuil de percolation est atteint dépend de plusieurs facteurs incluant la contrainte relative au développement des failles, des fractures et des cisaillements perméables, aussi bien que la géométrie des fractures, le taux de croissance et de nucléation des fractures. L'architecture du flux dans le réseau (figure 7.1) dépend de la proportion relative des éléments colonne-vertébrale, des éléments ramifiés et isolés (Cox 1999).

Le but de notre étude est (1) d'évaluer le rôle de la géométrie du réseau de fracture sur d'une part la perméabilité et d'autre part le débit unitaire à l'échelle de l'affleurement lors du transfert du magma dans la croûte, (2) d'étudier statistiquement l'efficacité des dykes.

Des études ont déjà été menées (Petford *et al.* 1993; Weinberg 1999; Cox 1999; Cox *et al.* 1999) sur ces sujets et il est pertinent de les expliciter afin de comprendre les processus de transfert du magma dans la croûte.

7.1.4 Travaux antérieurs

Petford *et al.* (1993) ont calculé la taille critique d'un dyke transporteur nécessaire pour que le magma migre sans se solidifier. Tandis que Weinberg (1999) s'est intéressé au phénomène précédent, c'est à dire à la manière dont le fondu dispersé dans un réseau de dyke nourrit un dyke transporteur.

Cox (1999) et Cox *et al.* (1999) étudient quant à eux le développement du système de fracture (*i.e* de transfert) et de la connectivité lors de la déformation progressive.

7.1.4.1 Modèle de Petford *et al.* (1993) sur la taille critique d'un dyke transporteur

Petford *et al.* (1993) ont étudié la circulation du magma dans les dykes par un modèle théorique. Selon eux, les analyses thermiques et des fluides dynamiques suggèrent que pour

des contrastes de viscosité et de densité comparables à ceux affectant les granitoïdes, les dykes représentent le meilleur moyen de transfert pour de larges volumes de granitoïde dans la croûte. La taille critique du dyke w_c (*i.e* ouverture critique du dyke) se calcule de la manière suivante (Bruce et Huppert, 1989, 1990):

$$w_c = 1,5 \cdot (S_m/S_\infty)^{3/4} \cdot (\mu\kappa H/g\Delta\rho)^{1/4} \quad [7.5]$$

$$\text{avec } S_m = L_c/c_s(T_m - T_w) \text{ et} \quad [7.6]$$

$$S_\infty = L_c/c_s(T_w - T_\infty) \quad [7.7]$$

S_m et S_∞ représentent les nombres Stefan et permettent de calculer la solidification du magma lors de sa migration avec pour la chaleur latente $L_c=300\text{J/g}$, et pour chaleur spécifique $c_s=1,2\text{J}^{-1}\text{C}^{-1}$. La température initiale du magma est estimée à $T_m=900^\circ\text{C}$, celle de la croûte à $T_\infty=400^\circ\text{C}$ et la température de solidification à $T_w=750^\circ\text{C}$ (Petford *et al.* 1993).

Les calculs réalisés montrent qu'un fondu granitique avec une viscosité de $\mu=10^6\text{ Pa.s}$, un contraste de densité entre le fondu et la matrice de $\Delta\rho=200\text{ kg/m}^3$, une diffusivité thermique $\kappa=8.10^{-3}\text{ cm}^2/\text{s}$, peut être transporté sur $H=30\text{ km}$ dans la croûte en un mois avec une vitesse moyenne de 1 cm/s , par un dyke d'une largeur minimale de 2 à 7 mètres (Petford *et al.* 1993). Il faut noter que ces auteurs ne prennent pas en compte le mouvement du magma des pores de la roche vers les veines. Petford *et al.* (1993) obtiennent également un débit unitaire $Q=0,06\text{m}^2/\text{s}$, base de comparaison pour nos données.

7.1.4.2 Modèle de Weinberg (1999): Comment nourrir un dyke transporteur?

Selon Weinberg (1999), pour une valeur arbitraire de la taille de la source $W_s=2000$ mètres et du facteur de forme moyenne des fractures $A=w/c=0,1$ avec w correspondant à

l'ouverture moyenne des fractures et c au rayon moyen des fractures en forme de disque (figure 7.3), la dimension d'un réseau interconnecté capable de produire un dyke d'une largeur de 6 mètres est constitué de fractures avec un rayon moyen en forme de disque de $c = 5$ mètres et avec une ouverture moyenne de $w = 0,5$ mètre. La distance entre les dykes (l) est évaluée à 7 mètres avec une connectivité maximale (la probabilité de connectivité = 1). Les résultats obtenus par Weinberg (1999) avec les équations de perméabilité k et de débit unitaire Q_i (i correspondant à l'ordre de la ramification, figure 7.2) sont $k = 7,63 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2$ et $Q_i = 0,037 \text{ m}^2/\text{s}$.

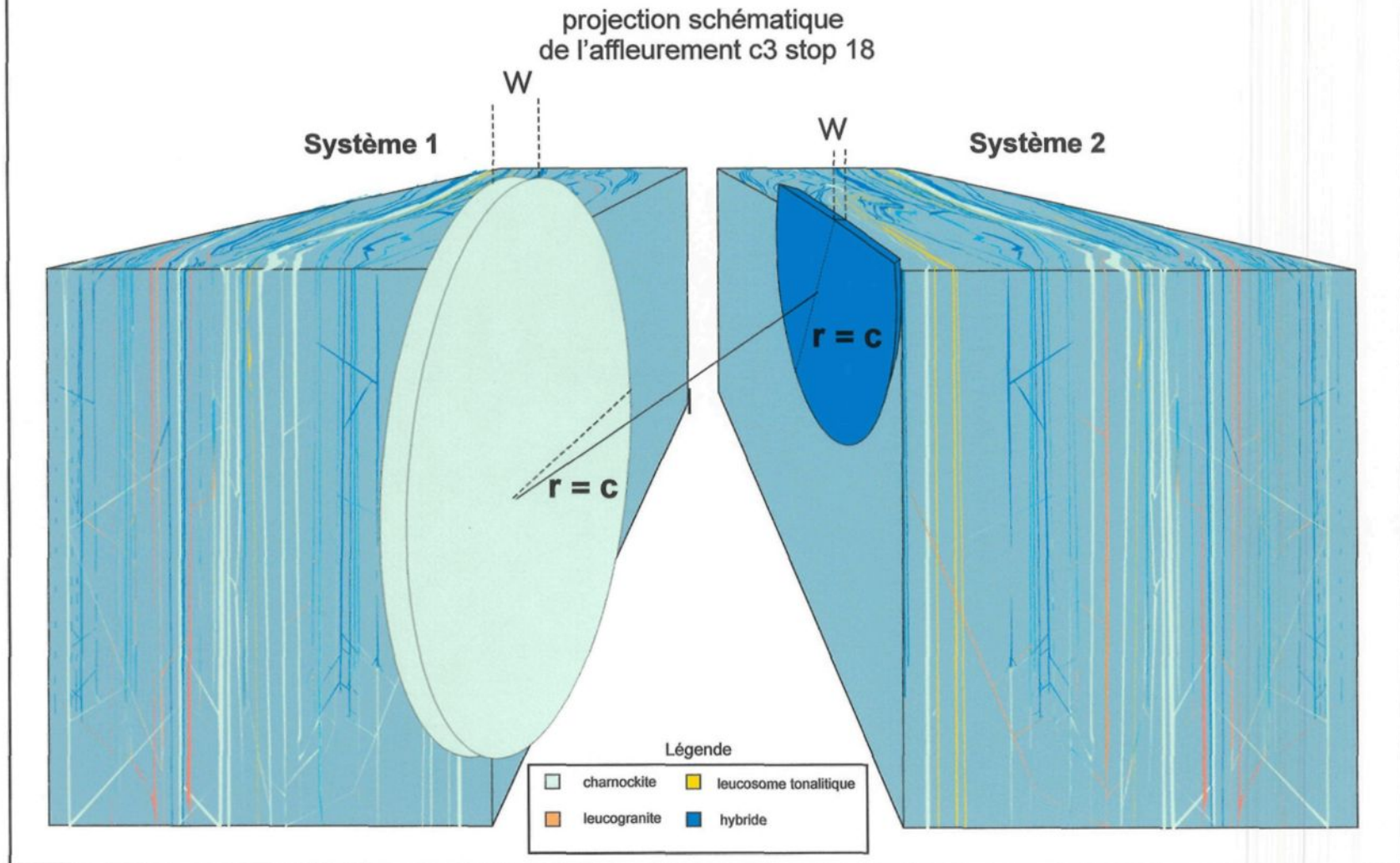
Ces valeurs doivent être considérées avec précaution car la théorie en question requiert des hypothèses simplificatrices contraignantes et souvent non vérifiables comme:

- (1) le système de dykes est isotrope, ce qui augmente la probabilité d'intersection et donc augmente la perméabilité,
- (2) les dimensions et les espacements des fractures sont des paramètres calculés, calculs indépendants de l'évolution du système quand le magma y circulait. L'évolution dynamique n'est donc pas prise en compte.

7.1.4.3 Modèle de Cox (1999), Cox *et al.* (1999): Développement du système de transfert

Cox *et al.* (1999) et Cox (1999) utilisent des modèles numériques pour étudier le développement du système de fracture et l'évolution de la connectivité lors de la déformation progressive. Les résultats initiaux indiquent que le réseau atteint un seuil de percolation à de faible contrainte. Proche du seuil de percolation, le flux est localisé dans une faible proportion de la population totale des fractures. À des contraintes plus fortes, le flux est distribué de manière générale dans toute la population de fractures. La croissance conduite par le fluide

Figure 7.3 : Exemple schématique (modifié par rapport aux observations de terrain) de distribution des veines de l'affleurement C3 stop 18 caractérisées par une forme circulaire (paramètre c) comme définie par Gueguen et Dienes (1989)



dans les réseaux de faille-fracture-cisaillement pourrait favoriser une auto-organisation proche du seuil de percolation.

Les modèles 3D (D: dimension) se révèlent beaucoup plus efficaces pour le transfert que les modèles 2D. Pour un système 3D, les failles sont assimilées à des plaques conjuguées à 45 degrés par rapport au gradient hydraulique. L'évolution de la connectivité du réseau augmente avec la contrainte de manière comparable au modèle 2D. Cependant, la contrainte critique pour atteindre le seuil de percolation pour le modèle en 3D est plus basse par rapport au modèle en 2D. En effet, ce résultat est la conséquence de la plus grande probabilité d'intersection de fractures par rapport au modèle 2D et donc une plus grande connectivité assurant un meilleur transfert.

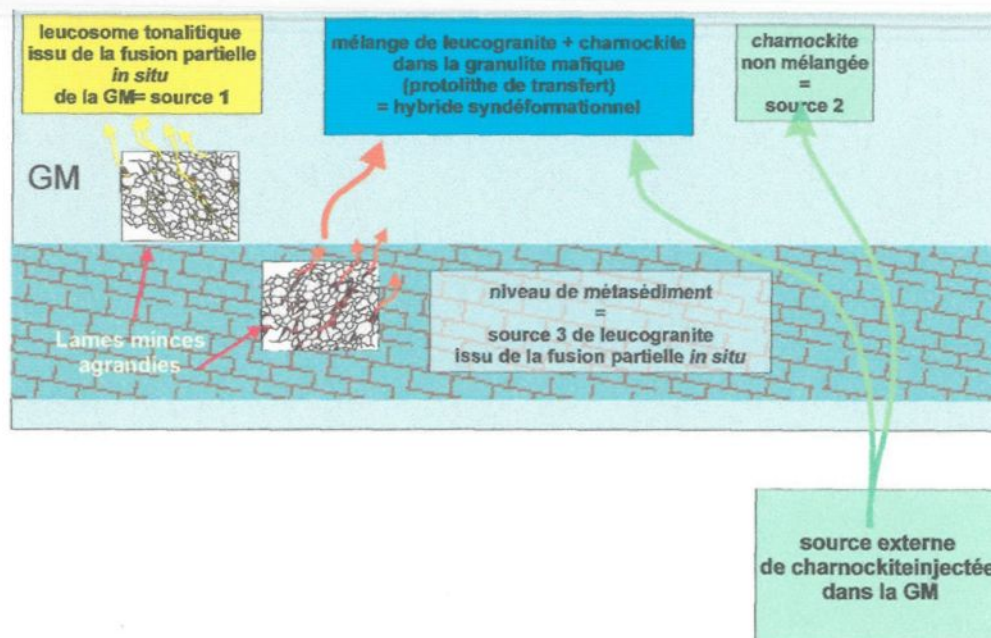
7.2 Caractéristiques de l'affleurement et des systèmes de transfert

7.2.1 Choix des affleurements

7.2.1.1 Description des affleurements

Les affleurements choisis se situent dans le ruisseau 3 au stop 18 (C3 stop 18) et dans le ruisseau 9 au stop 1 (C9 stop1) (figures 2.4 et 2.5 et cartes 1 à 8). L'affleurement cartographié C3 stop 18 présente une superficie de 4 par 10 mètres et l'affleurement C9 stop1 de 4,5 par 5 mètres. Les veines felsiques ont été cartographiées et reportées sur papier millimétré lors du travail de terrain au moyen d'une grille dont la maille fait dix centimètres par dix centimètres. La roche hôte dans laquelle ont migré les fondus et magmas est une granulite mafique. Le système de veines est affecté par la déformation et présente des veines subparallèles dont il est difficile de déterminer la position originelle. Trois types de veines ont été identifiés sur le terrain en fonction de leur composition minéralogique (figure 7.4):

Figure 7.4: Représentation schématique des 3 sources de magmas impliqués dans le système de transfert. Les lames minces (provenant de Sawyer sous presse) illustrent la formation et le drainage des fondus *in situ*. (Ces lames minces sont exagérément agrandies; GM: Granulite Mafique)



- (1) les leucosomes de tonalite issus de la fusion partielle *in situ* des granulites mafiques,
- (2) les charnockites syndéformationnelles injectées dans le système et provenant d'une source profonde et externe,
- (3) les hybrides syndéformationnels résultant d'un mélange inhomogène de leucogranite (issu de la fusion partielle du métasédiment) et de charnockite syndéformationnelle, mélange parfois modifié par la contamination de la roche encaissante lors de son transfert dans la croûte moyenne (chapitre 6). Sur le terrain, certains dykes montrent des évidences de ce mélange. En effet, pour C3 stop 18 (carte 1), le dyke n° 15 passe d'une charnockite à un hybride. Les dykes d'hybride n° 19, 27 et 28 sont connectés au dyke de charnockite n° 29, et les dykes d'hybride n° 68 et 69 sont connectés à la charnockite n° 85. C9 stop 1 (carte 6) est quant à lui affecté par des zones de cisaillement qui pourraient avoir favorisé les mélanges.

Le réseau de veines/dykes de C3 stop 18 représente un système syndéformationnel et dynamique par définition et répond à toutes les conditions favorisant l'étude. L'affleurement C9 stop1 n'est pas aussi idéal que C3 stop 18 car influencé par le système prédéformationnel sur lequel le système syndéformationnel dominant est surimprimé. Néanmoins pour les deux affleurements, les conditions de température et de pression sont connues et maintenues à des niveaux supérieurs au solidus pour ces différents types de magmas, ce qui évite la solidification des magmas lors de leur migration. De plus, les affleurements se situent dans une région de déformation et de cisaillement, donc dynamique durant la migration de ces magmas; enfin, les systèmes sont interconnectés, comme le montrent les dykes d'hybride qui suggèrent un mélange entre un magma *in situ* et un magma externe (figure 7.4). Ces critères vont être détaillés dans les prochains paragraphes.

7.2.1.2 Les conditions de température et de pression

Le système dynamique étudié est soumis à des conditions de température et de pression de l'ordre de 825-875°C et de 6-7 kbars, c'est à dire lors du pic de métamorphisme (tableau 2.1). Cela implique un domaine où les magmas cohabitent et s'ils sont soumis à des conditions ou contraintes quelconques, ils évolueront et se déplaceront en fonction de leur viscosité sans être affectés par la solidification (Sawyer *et al.* 1999) ou les variations de température comme dans le cas du dyke de Cordillera Blanca de Petford *et al.* (1993).

7.2.1.3 Zone de déformation

Les affleurements se situent dans le massif du Mont Hay qui est une zone de

déformation (cartes 1 et 6 ; figures 2.4 et 2.5). Dans ce cas précis, les affleurements sont soumis à une déformation intense, cassante et progressive D1a-D1b O-SO (Collins et Sawyer 1996) qui engendre des fractures et des fragilités et développe notamment la foliation. Ces fragilités constituent un chemin potentiel pour les magmas que ceux-ci peuvent emprunter et ouvrir sous forme de veine ou de dyke. Si la contrainte est anisotrope, une direction va être privilégiée favorisant comme observé un réseau de dykes assez parallèles bien que cisailés par endroit. Selon Stevenson (1989), les dykes ont tendance à s'orienter parallèlement à la direction de raccourcissement maximal dans un système à l'origine isotrope.

Considérant que les dykes sont intensément déformés, il est probable que l'emplacement a eu lieu dans des roches moins anisotropes (moins fortement foliées) que les roches actuelles. Ainsi l'affleurement exposé a probablement été comprimé lors de la déformation compressive O-SO et le cisaillement subséquent à l'emplacement du magma, réorientant aussi les dykes. Quelques cumulats trouvés dans les dykes d'hybride confirment la possibilité d'une compression. L'affleurement étudié ne représente alors qu'un système réduit, compressé et déformé de transfert du magma par des dykes. En effet, les dykes solidifiés auraient pu être des dykes importants pour le transport, rejoignant un système de drainage plus développé vers le haut des conduits (par flottaison des magmas), et auraient pu être connectés avec des dykes plus éloignés de la source. Si la source est suffisamment profonde, le drainage vertical de la région devrait être capable de produire des dykes transporteurs (Weinberg 1999). Il s'avère donc intéressant d'évaluer les paramètres des affleurements C3 stop 18 et C9 stop 1 car ils représentent des systèmes déformés et réduits comme base de recherche (en particulier C3 stop 18).

7.2.1.4 Connectivité du système

Pour déterminer la connectivité du système, il est important de définir la manière dont les dykes sont distribués. En effet, des réseaux de dykes parfaitement isotropes augmentent la probabilité d'intersection des dykes et donc favorisent la perméabilité.

En ce qui concerne le massif du Mont Hay, la foliation préexistante a pu contrôler l'intrusion des magmas et la contrainte aurait réorienté les dykes. Dans ce cas, la distribution originelle des dykes n'a pas été aléatoire et donc la probabilité d'intersection n'a pu être maximale. Néanmoins, les légères variations de direction et de pendage ainsi que la présence de zones de cisaillement (carte 1 et 6) suggèrent que les dykes du massif du Mont Hay sont interconnectés à un certain endroit dans la croûte.

La connectivité du système actuel peut difficilement s'évaluer en surface sur le terrain. En effet, bien que la dimension et l'espacement des fractures soient mesurables sur l'affleurement, ces mesures ne représentent pas l'évolution dynamique du système de dykes qui d'une part a été réorienté par la déformation et d'autre part réduit par l'expulsion du magma et la diminution de son flux.

Il n'est donc pas possible d'évaluer une auto-organisation du système, où le drainage est maximisé et l'énergie d'expansion est optimisée (Rinaldo *et al.* 1993) entraînant une perméabilité plus importante.

En résumé, la géométrie du réseau de magma dépend d'une série de variables comme la compétence de la roche ou l'anisotropie mécanique, la perméabilité anisotrope, la fraction de fondu et la déformation tectonique. Le comportement mécanique des roches et les propriétés hydrauliques des magmas jouent également un rôle non négligeable.

7.2.2 Caractéristiques des réseaux de transfert de magma

7.2.2.1 Différents scénarios pour le transfert de magma

Le massif du Mont Hay offre trois types de magma à transférer, situés à différents niveaux dans la croûte (figures 7.4, 7.5):

- source (1)** le fondu tonalitique dérivé de la fusion partielle des granulites mafiques et qui correspond sur le terrain aux leucosomes des granulites mafiques,
- source (2)** le magma charnockitique correspondant sur le terrain à la charnockite,
- source (3)** le leucogranite dérivé de la fusion partielle des métasédiments.

Pour cette étude, nous disposons essentiellement de deux modèles théoriques c'est à dire :

Scénario 1: le modèle du système de conduits planaires individuels,

Scénario 2: le modèle du réseau interconnecté développé par Guegens et Dienes (1989). Comme ce réseau est interconnecté, le transfert à partir des trois sources peut se produire de deux manières en considérant plusieurs injections (scénario 2a: système multi-injections SM1) ou une seule injection (scénario 2b: système uni-injection SU2) des magmas (figures 7.4 et 7.5).

Dans le paragraphe suivant, on pose:

- i: ordre du réseau (figure 7.2)
- n: numéro du dyke (cartes 1 et 6)

Les autres paramètres utilisés sont présentés dans le tableau 7.1 suivant.

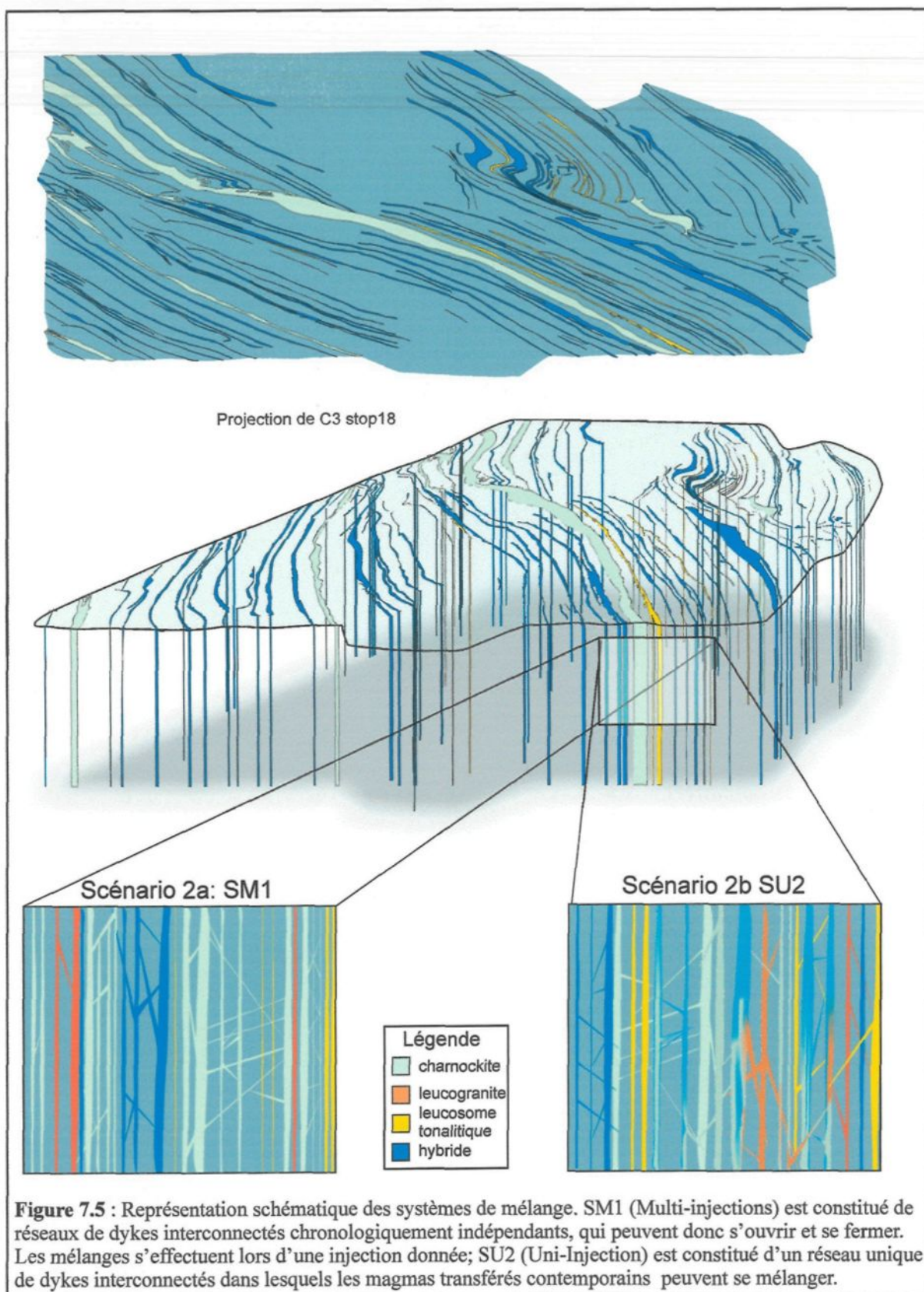


Tableau 7.1: Description des principaux symboles utilisés dans les équations (inspiré de Weinberg 1999)

Symbole	Description	Valeur	Dimension
A	facteur de forme des fractures		sans
c	rayon de la fracture supposée en forme de disque		m
<i>fI</i>	fraction des dykes interconnectés		sans
g	accélération gravitationnelle		m/s ²
i	ordre du dyke (figure 7.2)		sans
k	perméabilité		m ²
<i>l</i>	distance moyenne entre les fractures		m
n	numéro du dyke (carte 1)		sans
p	probabilité d'intersection entre 2 dykes	0 à 1	sans
Q_i	débit unitaire dans un dyke d'ordre i		m ² /s (en 2D)
w_c	largeur critique d'un dyke	5-6	m
w	largeur d'un dyke		m
W_s	largeur de la source de fondu (terme plus général par rapport à w ou w _c)		m
Δρ	différence de densité entre le fondu et la matrice	350	kg/m ³
∇P	gradient de pression		Pa/m
η₁	viscosité du magma	8.10 ⁵	Pa.s

Scénario 1 : Modèle (M) du système (S) de Conduits (C) planaires Individuels (I) appelé MSCI

Cette méthode découle de la loi cubique souvent appliquée en hydrogéologie (équations [7.1], [7.2], [7.3] et [7.4]). Il faut considérer que chaque dyke est indépendant et constitue un chemin pour le magma, c'est à dire que chaque dyke a une perméabilité propre k. La perméabilité résultante k_a de l'affleurement sera alors, si n représente le numéro du dyke et m le nombre total de dykes:

$$K_a = \sum k_n \text{ avec } n \in (1;...;m) \quad [7.8]$$

Scénarios 2 a et b: Modèle (M) du réseau (R) interconnecté (I) d'ordre i appelé MRIi

L'idée ici, et la différence fondamentale avec le scénario 1, est de montrer que les dykes interconnectés, en assumant qu'ils sont orientés aléatoirement, peuvent nourrir un dyke transporteur avec le magma qu'ils transfèrent. La perméabilité du réseau interconnecté d'ordre i est calculée en appliquant directement l'équation de Guegens et Dienes (1989). Le MRIi est applicable aux scénarios 2a et 2b qui prennent en compte une ou plusieurs injections de magma (figures 7.4 et 7.5):

- *scénario 2a ou système multi-injections (1) appelé SM1*: les différents types de magmas sont injectés dans des réseaux de dykes chronologiquement différents et indépendants (figures 7.4 et 7.5 ; tableaux 7.2 et 7.3). Géochimiquement, l'hybride est alors le résultat d'un mélange entre la charnockite et le leucogranite effectué lors d'une injection donnée, et il a plus de chance d'être contaminé par la roche encaissante lorsque le système se referme (chapitre 6).

- *scénario 2b ou système uni-injection (2) appelé SU2*: les types de magmas (1), (2) ou (3) sont injectés aléatoirement dans un dyke quelconque, c'est à dire que pour ces sources (1), (2) et (3) un seul réseau contemporain est associé (figures 7.4 et 7.5; tableau 7.1). Conséquemment les magmas synchrones (uni-injectés) et de différentes origines peuvent être mis en contact et se mélanger, ainsi l'hybride serait le résultat du mélange entre le leucogranite et la charnockite (chapitre 6).

7.2.2.2 Caractéristiques des affleurements

Différents types de dykes

L'affleurement C3 stop 18 d'une superficie de 40 m² est constitué de 92 dykes (carte 1; figure 2.4) dont 75 ont été étudiés en détail (les autres étant trop irréguliers). Ces 75 dykes se

répartissent en 3 groupes, c'est à dire 12 leucosomes, 7 dykes de charnockite et 56 dykes d'hybride (tableau 7.1). Ces 75 dykes constituent un réseau globalement parallèle développé dans des zones de fragilité résultant de la déformation régionale, comme par exemple les plans de foliation.

L'affleurement C9 stop 1 d'une superficie de 22,5 m² est constitué de 2 dykes d'hybride, 78 leucosomes et 18 dykes de charnockite (tableau 7.2). Ces 98 dykes forment un réseau globalement parallèle en surimpression sur un système prédéformationnel MASLI (carte 6; figure 2.5). Cet affleurement C9 stop 1 montre beaucoup d'irrégularités (surtout autour des bordures lobées) et de discontinuités. Ces anomalies, qui néanmoins reflètent les données de terrain, pourraient influencer les résultats par rapport à un système idéal représenté par C3 stop 18.

Calcul des paramètres à partir des mesures de terrain

Il s'avère intéressant de décrire pour les deux affleurements chaque type de dyke et ses caractéristiques pour comprendre l'évolution du système de transfert. Des mesures de la largeur de chaque dyke et de l'espacement entre chaque dyke ont été faites et répertoriées (annexes E et cartes 2 à 8).

En ce qui concerne le scénario 1, la largeur de chaque dyke doit être connue car c'est le seul paramètre intervenant dans le calcul de la perméabilité.

Les scénarios 2 a et b nécessitent en plus l'espacement entre chaque dyke. Pour le scénario 2a, il faut considérer la largeur moyenne de tous les dykes et l'espacement moyen entre tous les dykes de même composition pour les affleurements au complet (tableaux 7.2 et 7.3). Le système multi-injections (SM1) étudié a été simplifié pour C9 stop 1 et ne sont pris en compte que les dykes majeurs et continus (carte 8).

En ce qui concerne le scénario 2b ou SU2, il faut considérer des mesures supplémentaires, c'est à dire les espacements entre les veines de différente composition: hybride-charnockite, charnockite-leucosome, leucosome-hybride (Annexe E, **carte 5**). Ces espacements mesurés supplémentaires établissent un lien entre toutes les veines du réseau. Cette étude du SU2 n'est réalisable que sur l'affleurement C3 stop 18, l'affleurement C9 stop 1 montrant trop d'irrégularités et de discontinuités et par conséquent sujet à trop d'erreurs.

Remarque: toutes les mesures de terrain sont en centimètres, mais les mètres seront utilisés pour les calculs.

Tableau 7.2: Nombres, maxima, minima et moyennes pour les différents dykes de l'affleurement C3 stop 18					
	leucosome Lc	Charnockite c	hybride H	Système Multi- injections (1) SM (1)	Système Uni- injection (2) SU (2)
Nombre <i>n</i>	12	7	56	75	75
w maximal (cm)	2,41	12,81	5,32	12,81	12,81
w minimal (cm)	0,57	1,45	1,09	0,57	0,57
<i>l</i> maximal (cm)	99,5	146,3	62,07	146,3	23,8
<i>l</i> minimal (cm)	4,58	20,8	1,85	1,85	8
w moyenne totale (cm)	1,3	5,56	2		2,2*
<i>l</i> moyen total (cm)	1,3	64,93	17,74		15,4**

avec w = ouverture moyenne des fractures (cm ou 10^{-2} m), w moyenne totale = moyenne des ouvertures de toutes les fractures et l = espace moyen entre les fractures (cm ou 10^{-2} m),

* moyenne pondérée des largeurs des dykes: $w_{SU2} = (12w_{Lc} + 7w_c + 56w_h) / (12 + 7 + 56) = 2,2$

cm ** moyenne pondérée des espacements pour laquelle deux conditions sont posées:

(1) les hybrides sont prédominants donc il n'est pris en compte que leurs espacements au nombre de 55;

(2) les espaces entre les veines (v) de différentes natures au nombre de 30 mesurent en moyenne $l_v=11,07$ cm (annexe E)

$$\text{d'où } l_{SMI} = (30l_v + 55l_h)/(30 + 68) = 15,4 \text{ cm}$$

Ce chiffre ne constitue qu'une moyenne approximative et simplifiée.

Tableau 7.3: Nombres, maxima, minima et moyennes pour les différents dykes de l'affleurement C9 stop 1				
	leucosome Lc	Charnockite c	hybride H	Système Multi-injections (1) SM (1)
Nombre n	78	18	2	98
w maximal (cm)	12,44	39,34	10,14	39,3
w minimal (cm)	0,34	1,07	8,03	0,34
l maximal (cm)	0,82	34,45	81,82	0,82
l minimal (cm)	38,53	68,16	13,54	13,54
w moyenne totale (cm)	1,86	9,1	9,09	
l moyen total (cm)	6,84	51,92	108,9	

7.3 Scénario 1: Modèle du système de conduits planaires individuels (MSCI)

7.3.1 Équations utilisées

Soit n le numéro du dyke, m le nombre total de dykes (carte 1 et 6), k_n la perméabilité de chaque dyke, K_a la perméabilité relative à l'affleurement,

l'équation [7.5] permet d'estimer la perméabilité totale relative à l'affleurement:

$$K_a = \sum k_n \text{ avec } n= 1 \text{ à } m \quad [7.8]$$

Selon la loi cubique (National Research Council 1996):

$$k = w^2/12 \quad [7.3]$$

avec w : ouverture de la fracture en mètre (Annexe E).

Cette perméabilité va permettre de déterminer le débit unitaire en m^2/s qui correspond à (Petford *et al.* 1993) :

$$Q = \Delta \rho g k w / \eta_1 \quad [7.2]$$

équivalente à [7.1]
$$Q = w^3/12 \eta_1 \nabla P \quad [7.1]$$

Cette méthode est applicable aux affleurements C3 stop 18 et C9 stop 1 du massif du Mont Hay, où chaque dyke est considéré comme indépendant. Conséquemment, comme Q est une valeur additive, l'équation [7.9] permet de calculer Q_a le débit unitaire du magma circulant dans l'affleurement avec n le numéro du dyke, m le nombre total de dykes (carte 1 et 6), Q_n le débit unitaire dans chaque dyke:

$$Q_a = \sum Q_n \text{ avec } n = 1 \text{ à } m \quad [7.9]$$

7.3.2 Calculs et résultats

Les résultats des calculs sont présentés dans les tableaux 7.4 et 7.5. Il est question ici de la perméabilité et du débit unitaire dans les dykes au moment où le magma y circulait. Par abus de langage, on utilisera k des leucosomes, k des hybrides et k des charnockites, alors qu'il faudrait dire k relative au réseau de leucosome/hybride/charnockite. Pour C3 stop 18 (tableau 7.4), l'influence des leucosomes est moindre avec $k_{Lc} \text{ total} = 1,93.10^{-4} m^2$ (k_{Lc} : perméabilité relative aux dykes de leucosome) et $Q_{Lc} = 1,69.10^{-7} m^2/s$ (Q_{Lc} : débit unitaire dans les dykes de leucosome), par rapport aux charnockites et hybrides avec un k

Tableau 7.4: Calcul des perméabilités et des débit unitaires selon le scénario 1 pour C3 stop 18		
	k (m ²)	Q (m ² /s)
Leucosome		
Somme	1,93.10 ⁻⁴	1,69.10 ⁻⁷
Minimum	2,68.10 ⁻⁶	7,96.10 ⁻¹⁰
Maximum	8,90.10 ⁻⁶	4,83.10 ⁻⁹
Moyenne	1,61.10 ⁻⁶	1,41.10 ⁻⁸
Charnockite		
Somme	3,07.10 ⁻³	1,46.10 ⁻⁵
Minimum	3,11.10 ⁻⁵	3,18.10 ⁻⁸
Maximum	1,37.10 ⁻³	9,20.10 ⁻⁶
Moyenne	3,41.10 ⁻⁴	1,62.10 ⁻⁶
Hybride		
Somme	2,54.10 ⁻³	4,93.10 ⁻⁶
Minimum	1,01.10 ⁻⁵	5,82.10 ⁻⁹
Maximum	3,27.10 ⁻⁴	1,08.10 ⁻⁶
Moyenne	4,53.10 ⁻⁵	8,81.10 ⁻⁸
total des différents magmas (scénario 1)	5,70.10 ⁻³	1,97.10 ⁻⁵

de l'ordre de 3 à 2,5.10⁻³ m² et un Q de 1,46.10⁻⁵ m²/s pour les charnockites et de 4,93.10⁻⁶ m²/s pour les hybrides. En ce qui concerne C9 stop 1, le rôle des leucosomes est environ 4 fois plus important que celui des hybrides, cela s'explique par leur nombre plus important et par le fait que certains sont assez larges. L'influence des hybrides de l'affleurement C9 stop 1 (tableau 7.5) est du même ordre de grandeur que pour les hybrides de l'affleurement C3 stop 18; encore une fois, la largeur est un facteur déterminant compensée parfois par le nombre. Enfin, la charnockite contrôle la perméabilité par un ordre de grandeur supérieur et conséquemment contrôle Q. Il est intéressant de noter que pour les deux affleurements, les valeurs de Q

obtenues pour les charnockites sont supérieures à celles des hybrides (bien que leur nombre soit inférieur pour C3 stop 18), car le paramètre k ne dépend que de la largeur du dyke, et en général les dykes de charnockite sont plus larges.

Tableau 7.5: Calcul des perméabilités et des débit unitaires selon le scénario 1 pour C9 stop 1		
	$k \text{ (m}^2\text{)}$	$Q \text{ (m}^2\text{/s)}$
Leucosome		
Somme	$5,88.10^{-3}$	$2,15.10^{-6}$
Minimum	$9,35.10^{-7}$	$1,37.10^{-11}$
Maximum	$1,29.10^{-3}$	$7,02.10^{-7}$
Moyenne	$7,53.10^{-5}$	$2,76.10^{-8}$
Charnockite		
Somme	$2,63.10^{-2}$	$3,33.10^{-5}$
Minimum	$9,54.10^{-6}$	$4,47.10^{-10}$
Maximum	$1,29.10^{-2}$	$2,22.10^{-5}$
Moyenne	$1,46.10^{-3}$	$1,85.10^{-6}$
Hybride		
Somme	$1,39.10^{-3}$	$5,69.10^{-7}$
Minimum	$5,37.10^{-4}$	$1,89.10^{-7}$
Maximum	$8,57.10^{-4}$	$3,8.10^{-7}$
Moyenne	$6,97.10^{-4}$	$2,85.10^{-7}$
total des différents magmas (scénario 1)	$3,36.10^{-2}$	$3,6.10^{-5}$

Les paramètres k et Q du scénario (1) se calculent en faisant la somme des perméabilités et des débit unitaires pour chaque dyke où ont circulé les magmas (équations [7.8] et [7.9]), autrement dit, il faut considérer les leucosomes, les dykes d'hybride et de charnockite. Selon cette méthode la perméabilité obtenue pour l'affleurement C3 stop 18 est de $k= 5,7.10^{-3} \text{ m}^2$ avec un débit unitaire de $Q= 1,97.10^{-5} \text{ m}^2\text{/s}$ et celle obtenue pour C9 stop 1

est de $k = 3,36 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2$ avec un débit unitaire $Q = 3,6 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ (tableaux 7.4 et 7.5). La perméabilité totale obtenue pour l’affleurement montre que ce scénario (1) est majoritairement contrôlé par les réseaux empruntés par les hybrides et charnockites pour C3 stop 18 et par les charnockites pour C9 stop 1. La perméabilité obtenue pour les deux affleurements diffère d’un ordre de grandeur, la perméabilité obtenue pour C9 stop 1 semble meilleure car l’affleurement montre quelques dykes plus larges que pour C3 stop 18, tandis que Q est du même ordre de grandeur pour les deux affleurements.

7.3.3 Comparaison avec les résultats antérieurs

Pour nourrir un dyke transporteur avec un débit unitaire $Q = 0,06 \text{ m}^2/\text{s}$ (Petford *et al.* 1993), il faut considérer un système 3050 fois (*i.e.* $0,06/1,97 \times 10^{-5}$) plus grand que la dimension de l’affleurement C3stop18, et un système 1670 fois plus grand (*i.e.* $0,06/3,6 \times 10^{-5}$) que la dimension de l’affleurement C9stop1, soit des systèmes de l’ordre de la dizaine de kilomètre. Ces calculs selon le scénario 1 (MSCI) montrent combien il est difficile de produire un dyke transporteur et que le rôle de la connectivité (MRIi) est fondamental. En fait, une des interprétations possibles serait de considérer que selon le scénario (1), les réseaux de dykes cartographiés représentent des éléments ramifiés (Cox *et al.* 1999) qui se connectent à un élément colonne-vertébrale non cartographié.

7.4 Scénario 2: Modèle du réseau interconnecté i appelé MRIi

7.4.1 Équations utilisées

Comme montré par Gueguen et Dienes (1989), et Petford et Koenders (1998), la connectivité et la perméabilité d’un réseau de dykes contrôlent la manière dont les dykes drainent la source. Lors d’une étude sur l’écoulement de fluide dans les roches grâce à des

microfractures constituant un réseau homogène et isotrope, Gueguen et Dienes (1989) ont proposé une équation pour calculer la perméabilité des roches fracturées. Cette perméabilité dépend de 3 variables indépendantes (figure 7.3): le rayon moyen c des fractures en forme de disque (en mètre), l'ouverture moyenne w des fractures (en mètre), l'espacement moyen l entre les fractures (en mètre) (cartes 1 à 8) et le facteur de forme moyenne $A = w/c$ des fractures (sans unité). Ce modèle est applicable à un réseau de dykes, où un dyke peut être considéré simplement comme une fracture remplie de magma. La perméabilité k (tableau 7.1) du système de dykes peut être définie selon l'équation [7.10] (Gueguen et Dienes, 1989):

$$k = (4\pi / 15) \cdot (A^3/l^3) \cdot c^5 \cdot fl \quad [7.10]$$

Le coefficient fl (fraction des fractures interconnectées; sans unité) est exprimé en fonction de la probabilité p que deux fractures orientées aléatoirement se rencontrent. Cette probabilité est fonction d'une loi statistique relative à la loi de Poisson (Gueguen et Dienes 1989) qui est la suivante:

$$p = (\pi^2/4) \cdot c^3 / l^3 \quad [7.11]$$

Pour $p=1$, tous les dykes sont interconnectés en réseau infini ($fl=1$) et la perméabilité atteint son maximum. La figure 7.6 montre que la perméabilité est égale à 0 sous une valeur critique de p (p_c) appelée seuil de percolation, et k augmente asymptotiquement pour de petites variations de p autour de 0,5 et tend asymptotiquement vers une valeur maximale quand p tend vers 1.

Les équations [7.11] et [7.12] peuvent être utilisées pour déterminer la taille minimale des dykes (c et w) et la distance entre les dykes l nécessaires pour nourrir un dyke transporteur

(Weinberg 1999). Pour cela, il faut supposer d'une part un réseau de dykes de même taille (de même ordre) ayant atteint un maximum de perméabilité ($p=f/l=1$). Et il faut déterminer d'autre part les conditions selon lesquelles le débit unitaire dans le dyke transporteur d'un ordre donné Q_i (Weinberg 1999) existe et correspond à :

$$Q_i \sim k \cdot W_s \cdot g \cdot \Delta\rho / \eta_1 \quad [7.12]$$

g : accélération gravitationnelle (10 m/s^2)

$\Delta\rho$: différence de densité entre le fondu et la matrice (kg/m^3)

η_1 : viscosité magmatique (Pa.s)

Les équations [7.10] et [7.12] nécessitent l'utilisation de paramètres de nature différente. En effet, certains de ces paramètres sont supposés connus, comme Q déterminé par Petford *et al.* (1993) et Weinberg (1999) et g : accélération gravitationnelle (10 m/s^2), $\Delta\rho$: différence de densité entre le fondu et la matrice (kg/m^3), η_1 : viscosité magmatique (Pa.s) (tableau 7.1); d'autres sont mesurés sur le terrain (l et w), ou évalués (c) et enfin les paramètres inconnus sont simplement testés comme f/l provenant de l'équation de k [7.10] ou calculés comme W_s (largeur de la source en mètre).

Paramètres mesurés l et w

Weinberg (1999) par ses calculs a estimé c , w et l pour des données arbitraires de W_s et A . Tandis que pour l'affleurement du massif du Mont Hay, des mesures de c , w et l sont disponibles (annexe E) et permettent une meilleure estimation de W_s , objectif de ce travail, pour des valeurs de Q de l'ordre de $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ déjà déterminées lors de différents travaux par Petford *et al.* (1993) et Weinberg (1999). Les mesures ont été acquises lors de la cartographie

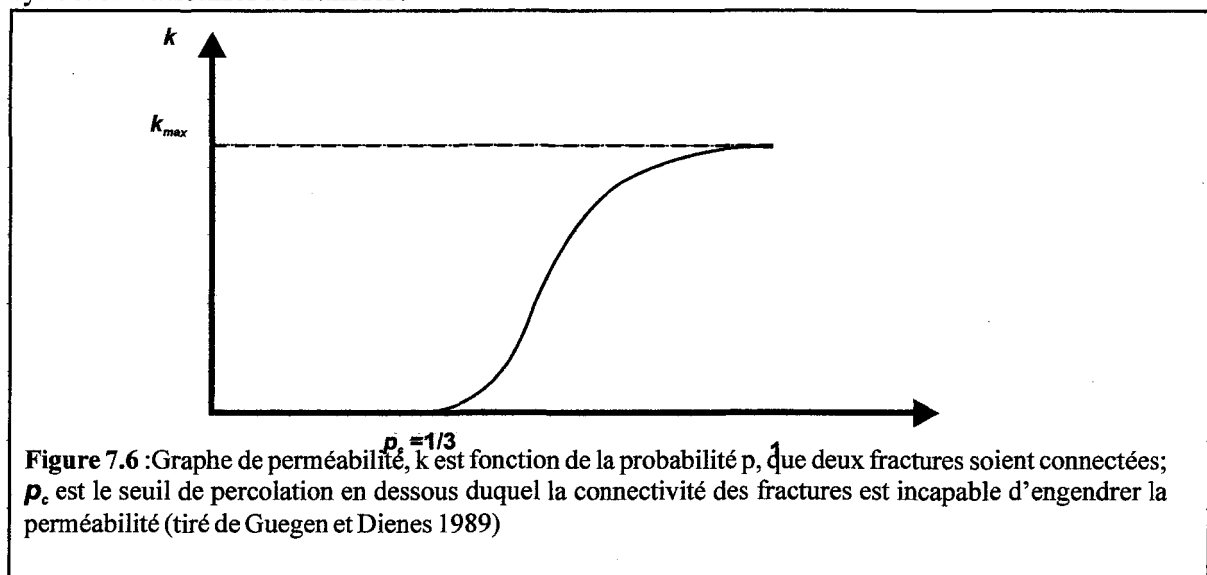
détaillée de terrain par une grille, dont la maille fait dix centimètres par dix centimètres, qui a permis de mesurer l'ouverture de chaque veine et l'espacement entre chaque veine.

Paramètre évalué c

Le paramètre c équivaut au rayon moyen d'une fracture en forme de disque (figure 7.3); c n'est pas une valeur mesurable sur le terrain, car il manque la troisième dimension. Deux évaluations, l'une mathématique et l'autre pragmatique, vont être faites pour ce paramètre.

Évaluation mathématique

Selon l'équation [7.11], la probabilité de connectivité des dykes p dépend de c . Selon Guegens et Dienes (1989), il est nécessaire que $1/3 < p < 1$ (figure 7.6); cela permet alors d'estimer les valeurs de c répondant mathématiquement à ces conditions limites. Comme les hybrides sont les plus représentés sur l'affleurement C3 stop 18 (tableau 7.2) avec un l maximal ($l=62,07$ cm), il s'avère intéressant de déterminer les valeurs de c avec ce l pour $p=1/3$ et $p=1$. L'affleurement C3 stop 18 est choisi car caractéristique d'un système syndéformationnel de transfert



L'équation [7.11] équivaut à l'équation [7.13]:

$$p = (\pi^2/4) \cdot c^3 / l^3 \quad [7.11]$$

$$c = (4p / \pi^2)^{1/3} \cdot l \quad [7.13]$$

Les valeurs obtenues avec $l=62,07$ cm sont pour $p=1$, $c=46$ cm et pour $p=1/3$, $c=32$ cm.

Trois cas sont donc envisageables:

- (1) si $c < 32$ cm, cela implique $p < 1/3$ donc le système est disconnecté;
- (2) si $32 \text{ cm} < c < 46 \text{ cm}$, alors $1/3 < p < 1$, c'est à dire que le seuil de percolation est dépassé et donc le système est partiellement connecté;
- (3) si $c \geq 46$ cm, alors $p \geq 1$ (i.e $p=1$), c'est à dire que le système est complètement connecté. Conséquemment p dans les équations utilisées sera égal à 1 car p supérieur à 1 n'a aucune signification.

Évaluation pragmatique

Le paramètre c représente le rayon moyen de la fracture en forme de disque (figure 7.3), on va donc poser comme hypothèse que cette fracture en forme de disque a au maximum la longueur de l'affleurement. Comme l'affleurement C3 stop 18 mesure 10 mètres de long, et que l'affleurement C9 stop 1 mesure 5 mètres de long avec des dykes très discontinus de longueur moyenne de 2 à 3 mètres, les estimations les plus appropriées pour c selon l'hypothèse de départ, serait 5 mètres pour C3 stop 18, et 1 mètre pour C9 stop 1 (c'est à dire la taille maximale du rayon du dyke en forme de disque, figure 7.3). Dans l'équation [7.11] pour $c=5$ m, on obtient $p=1251(>1)$, et pour $c=1$ m, on obtient $p=10,3 (> 1)$, autrement dit, cela signifie que le système est complètement connecté (voir évaluation mathématique). Il faut aussi préciser que les équations [7.10] et [7.11] correspondent à des fractures orientées aléatoirement; or au massif du Mont Hay les dykes n'ont probablement jamais été orientés aléatoirement, les données mesurées pourraient alors surestimer p .

Il faut enfin préciser que le système observé actuellement est minimal car réduit et déformé ; donc ces valeurs constituent de bonnes candidates pour l'étude du système actuel figé d'ordre i .

Paramètre testé

Certains paramètres ne sont pas connus ou sont difficiles à estimer comme fl : connectivité des dykes. Le compromis vise donc à poser et tester différentes valeurs et étudier leur validité.

La connectivité des dykes fl est définie par les probabilités, sa valeur maximale est donc 1 (pour $p=1$), ce qui signifie que tous les dykes sont interconnectés. Les calculs seront effectués avec respectivement : 0,25, 0,5, 0,75 et 1 donnant une représentation maximale de l'évolution du système en fonction de la probabilité d'intersection.

Paramètre calculé W_s

La différence fondamentale avec le travail de Weinberg (1999) concerne l'estimation et le calcul des paramètres. En effet, Weinberg (1999) estime w (taille/largeur du dyke), l et c pour un W_s donné (taille/largeur de la source ou du réservoir), tandis que le but de ce travail est de calculer la largeur du réservoir nécessaire W_s pour nourrir un dyke transporteur w , l et c étant connus (valeurs réelles). Pour calculer W_s (équation [7.14]), il est nécessaire de déterminer une valeur pour Q . Petford *et al.* (1993) ont évalué un Q de l'ordre de $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ minimal nécessaire pour alimenter un dyke transporteur; cette valeur va être utilisée pour les calculs à partir de l'équation [7.12] transformée qui donne l'équation suivante:

$$W_s \sim \frac{\eta_l Q_i}{kg\Delta\rho} \quad [7.14]$$

7.4.2 Calculs et résultats

7.4.2.1 Comparaison des SM1 et SU2

Les équations [7.10] et [7.14] sont applicables aux scénarios MRIi 2a (SM1) et 2b (SU2). Les paramètres k et W vont être calculés pour les systèmes multi-injection (SM1) des deux affleurements et uni-injection (SU2) pour C3 stop 18 définis dans le paragraphe 7.2.2.1 (tableaux 7.2 et 7.3) pour les valeurs $c=1\text{m}$ et $c=5\text{m}$ et pour $fl=0,25; 0,5; 0,75$ et 1 (tableaux 7.6 a-b et 7a-b).

Tableau 7.6a: Scénarios 2 a et b: Calcul des perméabilités (k en m^2) et des largeurs de source (W_s) en m avec $c=1$ mètre pour l'affleurement C3 stop 18

	$fl=0,25$	$fl=0,5$	$fl=0,75$	$fl=1$
k_{lc}	$8,8 \cdot 10^{-6}$	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$
k_c	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$5,3 \cdot 10^{-4}$
k_h	$3,02 \cdot 10^{-4}$	$6,04 \cdot 10^{-4}$	$9,06 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$
$ksu2$	$6,1 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$
$W_{ssm1 lc}$	$2,6 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^5$	$8,7 \cdot 10^4$	$6,5 \cdot 10^4$
$W_{ssm1 c}$	$1,74 \cdot 10^4$	$8,7 \cdot 10^3$	$5,8 \cdot 10^3$	$4,4 \cdot 10^3$
$W_{ssm1 h}$	$7,6 \cdot 10^3$	$3,8 \cdot 10^3$	$2,5 \cdot 10^3$	$1,9 \cdot 10^3$
W_{ssu2}	3741	1830	1250	937

Tableau 7.6b: Scénarios 2a et b: Calcul des perméabilités (k en m^2) et des largeurs de source (W_s) en m avec $c=5$ mètres pour l'affleurement C3 stop 18

	$fl=0,25$	$fl=0,5$	$fl=0,75$	$fl=1$
k_{lc}	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-4}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$8,8 \cdot 10^{-4}$
k_c	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$9,9 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$
k_h	$7,6 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$	$3,02 \cdot 10^{-2}$
$ksu2$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$4,6 \cdot 10^{-2}$	0,06
$W_{ssm1 lc}$	$1 \cdot 10^4$	$5,2 \cdot 10^3$	$3,5 \cdot 10^3$	$2,6 \cdot 10^3$
$W_{ssm1 c}$	$6,9 \cdot 10^2$	$3,5 \cdot 10^2$	$2,3 \cdot 10^2$	$1,7 \cdot 10^2$
$W_{ssm1 h}$	3102	$1,5 \cdot 10^2$	$1 \cdot 10^2$	76
W_{ssu2}	149	74,9	49,9	38,1

Tableau 7.7a: Scénario 2a: Calcul des perméabilités (k en m^2) et des largeurs de source (W_s) en m avec $c=1$ mètre pour l'affleurement C9 stop 1

	$fl=0,25$	$fl=0,5$	$fl=0,75$	$fl=1$
k_{lc}	$4,21.10^{-3}$	$8,42.10^{-3}$	$1,3.10^{-2}$	$1,7.10^{-2}$
k_c	$1,13.10^{-3}$	$2,3.10^{-3}$	$3,4.10^{-3}$	$4,5.10^{-3}$
k_h	$1,2.10^{-4}$	$2,5.10^{-4}$	$3,7.10^{-4}$	$4,9.10^{-4}$
$W_{SSM1\ lc}$	543	271	181	136
$W_{SSM1\ c}$	2023	1011	674	506
$W_{SSM1\ h}$	18 735	9 368	6 245	4 684

Tableau 7.7b: Scénario 2a: Calcul des perméabilités (k en m^2) et des largeurs de source (W_s) en m avec $c=5$ mètres pour l'affleurement C9 stop 1

	$fl=0,25$	$fl=0,5$	$fl=0,75$	$fl=1$
k_{lc}	1	2	3	4
k_c	$2,8.10^{-2}$	$5,7.10^{-2}$	$8,5.10^{-2}$	$1,1.10^{-1}$
k_h	$3,05.10^{-3}$	$6,1.10^{-3}$	$9,15.10^{-3}$	$1,2.10^{-2}$
$W_{SSM1\ lc}$	22	11	7	5
$W_{SSM1\ c}$	81	40	27	20
$W_{SSM1\ h}$	749	375	250	187

avec k_{lc} : perméabilité obtenue pour les leucosomes,

k_c : perméabilité obtenue pour les charnockites,

k_h : perméabilité obtenue pour les hybrides,

k_{SU2} : perméabilité obtenue pour le système uni-injection 2,

$W_{SSM1\ lc}$: largeur de la source du SM1 en considérant les leucosomes,

$W_{SSM1\ c}$: largeur de la source du SM1 en considérant les charnockites,

$W_{SSM1\ h}$: largeur de la source du SM1 en considérant les hybrides,

W_{SSU2} : largeur de la source du SU2.

Il faut rappeler que le SM1 est constitué de réseaux qui ont été ouverts et fermés plusieurs fois et dans lesquels ont circulé les magmas, tandis que le SU2 considère que ces mêmes fondus/magmas ont circulé dans un réseau unique ouvert en une fois.

Les perméabilités minimales sont obtenues avec les paramètres $c=1\text{ m}$ et $f/l=0,25$, tandis que les perméabilités maximales sont obtenues avec $c=5\text{ m}$ et $f/l=1$. La largeur de la source W_s est inversement proportionnelle (*i.e.* W_s maximale pour $c=1\text{ m}$ et $f/l=0,25$ et W_s minimale pour $c=5\text{ m}$ et $f/l=1$), c'est à dire plus la perméabilité est grande, plus la largeur de la source est petite.

Scénario 2a: SM1

La perméabilité obtenue pour les leucosomes de C3 stop18 est de l'ordre de 10^{-2} à 10^{-1} inférieure à celle obtenue pour les charnockites et les hybrides, leur rôle est donc minimal pour le SM1. Conséquemment, la largeur de la source nécessaire aux leucosomes pour nourrir un dyke transporteur est très grande de l'ordre de 10^5 à 10^3 mètres.

Les charnockites et les hybrides jouent un rôle prépondérant pour C9 stop1. En effet, la perméabilité calculée pour les dykes dans lesquels ces magmas ont circulé, varie de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-2} m^2 . De plus, la perméabilité des dykes d'hybride est 2,3 fois plus importante que celle des dykes de charnockite, conséquemment la largeur de la source d'hybride est 2,3 fois moins large.

Contrairement à l'affleurement C3 stop 18, pour C9 stop 1, la perméabilité calculée pour les hybrides est de l'ordre de 10^{-2} inférieure (pour $c=1\text{ mètre}$) à celle calculée pour les charnockites et les leucosomes. Ce résultat est la conséquence de forts espacements entre les hybrides (109 cm, tableau 7.3). Par contre, le système C9 stop 1 est paradoxalement dominé par les leucosomes, deux explications sont possibles: (1) la largeur entre les dykes est irrégulière et w représente leur moyenne qui donc peut être surestimée, (2) les espacements l

entre les dykes sont faibles contrairement aux espacements entre les dykes de charnockite. La taille de la source est inversement proportionnelle et donc minimale pour les leucosomes. Il faut néanmoins préciser que pour cet affleurement les résultats pourraient être surestimés car beaucoup de dykes sont irréguliers et discontinus; conséquemment, il est difficile de prendre en compte ces anomalies dans les calculs. Les résultats sont donc à prendre avec précaution.

Scénario 2b: SU2 (C3 stop 18 uniquement)

La perméabilité et par conséquent la largeur de la source du SU2 sont majoritairement influencées par les hybrides car les ordres de grandeur entre les hybrides du SM1 et du SU2 sont les mêmes à un coefficient 2,2 près.

7.4.2.2 Résultats réalistes

Les résultats les plus réalistes pour C3 stop 18, sont étant donné les observations de terrain: $c=5\text{m}$ et la probabilité d'intersection des dykes: $p=1$ (équivalent à $fI=1$).

Pour le SM1, la perméabilité des leucosomes est de l'ordre de 10^{-4} m^2 , tandis qu'elle est de l'ordre de 10^{-2} m^2 pour les dykes d'hybride et de charnockite. Les largeurs de sources indépendantes pour un tel système sont alors:

- de 26 km pour les leucosomes,
- de 170 m pour les charnockites,
- de 76 m pour les hybrides.

Ces valeurs montrent néanmoins la difficulté à produire des dykes transporteurs pour C3 stop 18 qui mesure 4 m de large. Il faut supposer que les sources soient étendues en profondeur pour réussir à alimenter les 3 dykes transporteurs indépendants par l'intermédiaire du réseau de dykelets correspondants. Les hybrides dans ce cas pourraient être le résultat de la charnockite fractionnée.

Bien que pour C9 stop 1 les résultats soient à prendre avec précaution, ceux pour $c=1\text{ m}$ semblent plus acceptables, ainsi la source des leucosomes serait 27 à 108 fois plus grande que l'affleurement, celle des charnockites 20 à 40 fois plus grande et enfin, celle des hybrides de 937 à 3750 fois plus grande. Encore une fois, ces résultats montrent la difficulté à produire un dyke transporteur unique. Enfin, les résultats obtenus pour $c=5\text{ m}$ paraissent excessifs. En effet, la largeur de l'affleurement représenterait la largeur de la source des leucosomes pour $c=5\text{ m}$ et $f/l=1$ avec $Q=10^{-2}\text{ m}^2/\text{s}$! Quoiqu'il en soit, la valeur de $c=5\text{ m}$ semble excessive pour C9 stop 1 car la largeur maximale de l'affleurement est de 5 m et c représente le rayon du dyke en forme de disque. Ces valeurs pourraient être surévaluées.

Pour le SU2 de C3 stop 18, la perméabilité est de l'ordre de $6,7 \cdot 10^{-2}\text{ m}^2$ ($f/l=1$ et $c=5$ mètres), c'est à dire plus efficace que pour les hybrides du SM1. La largeur de la source (W_s) nécessaire pour nourrir un tel réseau, impliquant alors des mélanges entre les différents magmas pour donner des hybrides, est de 38 m, c'est à dire 9,5 plus large que l'affleurement. La connectivité associée au système uni-injection est donc plus efficace que le SM1 pour produire un dyke transporteur.

Les résultats les plus réalistes montrent de manière générale la difficulté à produire des dykes transporteurs. Cependant, il faut noter que la densité des veines n'est pas uniforme. La plupart des affleurements ont moins de veines que les affleurements cartographiés. C'est d'ailleurs la raison pour laquelle ces affleurements ont été choisis, car le nombre de veines était plus important que partout ailleurs. Par conséquent, il serait intéressant de déterminer la distance entre les fortes densités de veines et si cette distance est relative à la source, comme mentionné par Sawyer (sous presse).

7.4.2.3 Comparaison avec les résultats antérieurs

Weinberg (1999) a estimé $Q (=0,037 \text{ m}^2/\text{s})$ et $k (=7,63 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2)$ pour produire un dyke d'une largeur de 6 m en posant $l=7\text{m}$, $c=5\text{m}$, $W_s=2000\text{m}$ et $A=0,1$. Cette étude utilise des données de terrain mesurées de l et w et permet ainsi de d'estimer W_s en posant $Q=10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ (Weinberg 1999; Petford *et al.* 1993). De plus, selon Petford *et al.* (1993), la taille critique du dyke produit selon les paramètres des affleurements étudiés serait d'environ 5 à 6 m avec $\eta_1 = 8 \cdot 10^5 \text{ Pa}\cdot\text{s}$ et $\Delta\rho = 350 \text{ kg/m}^3$ (figure 7.7). Il s'avère intéressant de comparer nos résultats à partir des mesures réelles avec ceux de Weinberg (1999) pour obtenir un W_s approximatif de 2000m (tableau 7.8).

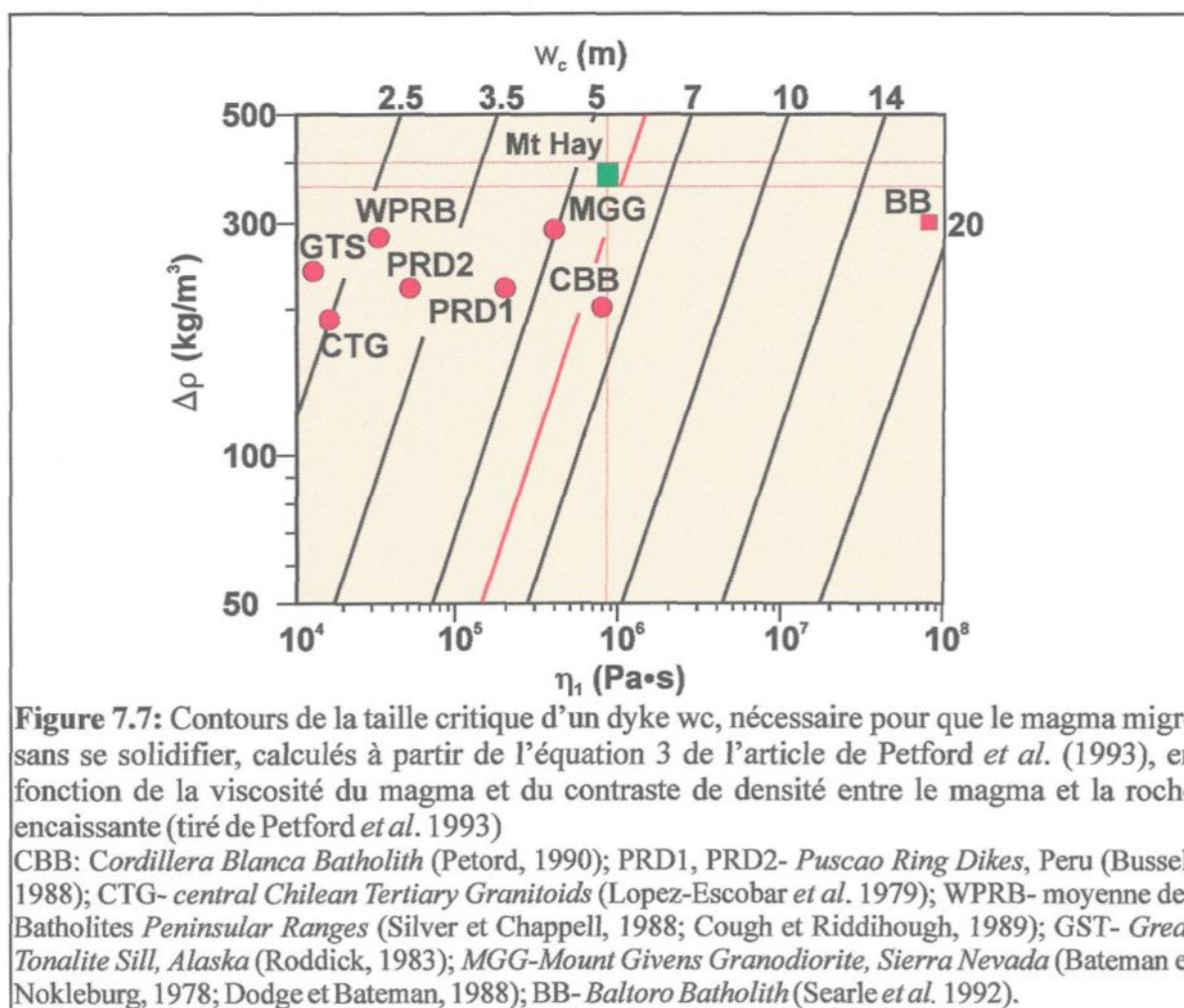


Tableau 7.8: Comparaison des résultats obtenus pour $W_s = 2000\text{m}$ de Weinberg (1999) avec C3 stop 18 et C9 stop 1 par le scénario 2 (MRIi).

Affleurement	Système	$c(\text{m})$	fl	$l(\text{cm})$	$k (\text{m}^2)$	$W_s(\text{m})$
Weinberg (1999)		5	1	700	$7,6.10^3$	2000
C3 stop 18	SM1h	1	1	17,7	$1,2.10^3$	1900
C3 stop 18	SU2	1	0,5	15,4	$1,2.10^3$	1830
C9 stop 1	SM1c	1	0,25	52	$1,1.10^3$	2023

Les valeurs de k calculées et k obtenues par Weinberg (1999) sont du même ordre de grandeur, par contre l et c paraissent surévalués pour Weinberg (1999), sauf s'il considère un système d'un ordre supérieur. Ces résultats identiques pour $W=2000\text{m}$ et $Q=10^{-2}\text{m}^2/\text{s}$ obtenus à des échelles d'ordre différent (si on compare les affleurements cartographiés à l'exemple choisi par Weinberg (1999)) permettent de s'interroger sur la possibilité de produire un dyke transporteur d'une largeur de 5 à 6 m. En d'autres termes: Est-ce vraiment possible dans la Nature de produire un dyke transporteur?

7.4.2.4 Comparaison des résultats entre le scénario 1 (MSCI) et les scénarios 2 a et b (MRIi)

L'objectif du MSCI est différent du MRIi. Le MSCI permet de calculer la perméabilité et le débit unitaire tandis que le MRIi permet de déterminer la perméabilité et la largeur de la source pour nourrir un dyke transporteur avec un Q de l'ordre de $10^{-2}\text{m}^2/\text{s}$. Les résultats pour les perméabilités sont comparables. Pour C3 stop 18, l'ordre de perméabilité obtenue pour les leucosomes est de l'ordre de $10^{-4}\text{m}^2/\text{s}$ aussi bien avec le MSCI qu'avec le MRIi avec $c=5\text{m}$. L'ordre de perméabilité des charnockites est de $10^{-3}\text{m}^2/\text{s}$ aussi bien avec le MSCI qu'avec le MRIi avec $c=5\text{m}$ (tableaux 7.4 et 7.6b). Les perméabilités obtenues pour les hybrides varient

autour de $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ avec le MSCl, ce qui est de l'ordre des valeurs obtenues pour $c=1\text{ m}$ et/ou $c=5\text{ m}$ avec le MRIi. Pour C9 stop 1, l'ordre de perméabilité obtenue pour les leucosomes est de 10^{-3} m^2 aussi bien pour le MRIi avec $c=1\text{ m}$, $fl=0,25$ et $0,5$ que pour le MSCl (tableaux 7.5 et 7.7a). L'ordre des perméabilités obtenue pour les charnockites (10^{-2}) et pour les hybrides (10^{-3}) du MSCl est comparable avec $fl=0,25$, $fl=0,5$ et $c=5\text{ m}$ du MRIi (tableau 7.7b). Ainsi les résultats obtenus par le MSCl seraient comparables à ceux du MRIi selon certains paramètres en ce qui concerne la perméabilité des deux affleurements.

Les valeurs de Q obtenues par le MSCl sont de l'ordre de $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$, tandis qu'on utilise un Q de l'ordre de 10^{-2} pour calculer la taille de la source par le MRIi. Néanmoins, les calculs effectués pour obtenir cette valeur de $Q=10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ montrent l'efficacité de l'interconnexion du MRIi par rapport au MSCl, et l'importance des valeurs w , c et l dont k et Q_i dépendent pour le MRIi.

Enfin, les calculs de la taille de la source W_s amènent à se questionner sur la distance entre les fortes densités de veines et si cette distance est relative à la source (Sawyer, sous presse).

7.5 Étude statistique de la structure du réseau de transfert

Cette étude statistique vise à définir le système de transfert, c'est à dire à établir un lien entre les systèmes de migration et de drainage étudiés par Sawyer (2001) et la mise en place du système de transfert dans la croûte supérieure. Dans le but de comprendre comment s'accomplit le mouvement de magma et fort des résultats des paragraphes précédents montrant combien il est difficile de produire un unique dyke transporteur, l'étude statistique de la géométrie du réseau s'avère indispensable.

Trois objectifs sont visés:

- (1) déterminer la répartition des différents dykes à partir de laquelle il va être possible de définir le type de transfert (auto-similaire; normal/gaussien);
- (2) analyser le rôle et l'efficacité de chaque groupe éventuel de dykes selon la définition de Cox (1999) avec les éléments colonne-vertébrale, ramifiés ou isolés;
- (3) expliquer les hybrides observés (Chapitre 6).

7.5.1 Calculs et graphes

Les affleurements C3 stop 18 et C9 stop 1 comptent respectivement 75 et 98 dykes sur des surfaces de 40 et 22,5 m² (tableaux 7.2 et 7.3). Ces dykes peuvent se répartir en fonction de leur largeur et de leur fréquence sur un graphe de distribution.

7.5.1.1 Paramètres statistiques utilisés

Moyenne et variance

Les statistiques nécessitent l'utilisation de certains paramètres comme la moyenne μ , la variance σ^2 et l'écart type σ . La moyenne (équation [7.15]) est définie comme la somme des valeurs (*i.e* des largeurs) divisée par le nombre de mesures:

$$\mu = \sum_{i=1}^n x_i / n \quad [7.15]$$

Pour décrire la répartition ou la déviation des valeurs par rapport à la moyenne, il faut

calculer l'écart type σ (équation [7.16]) qui est la racine carrée de la variance σ^2 :

$$\sigma^2 = \sum_{i=1}^n (x_i - \mu)^2 / n \quad [7.16]$$

avec n = nombre total de dykes

et x_i : largeur du $i^{\text{ème}}$ dyke

σ^2 : variance des mesures

σ : écart type

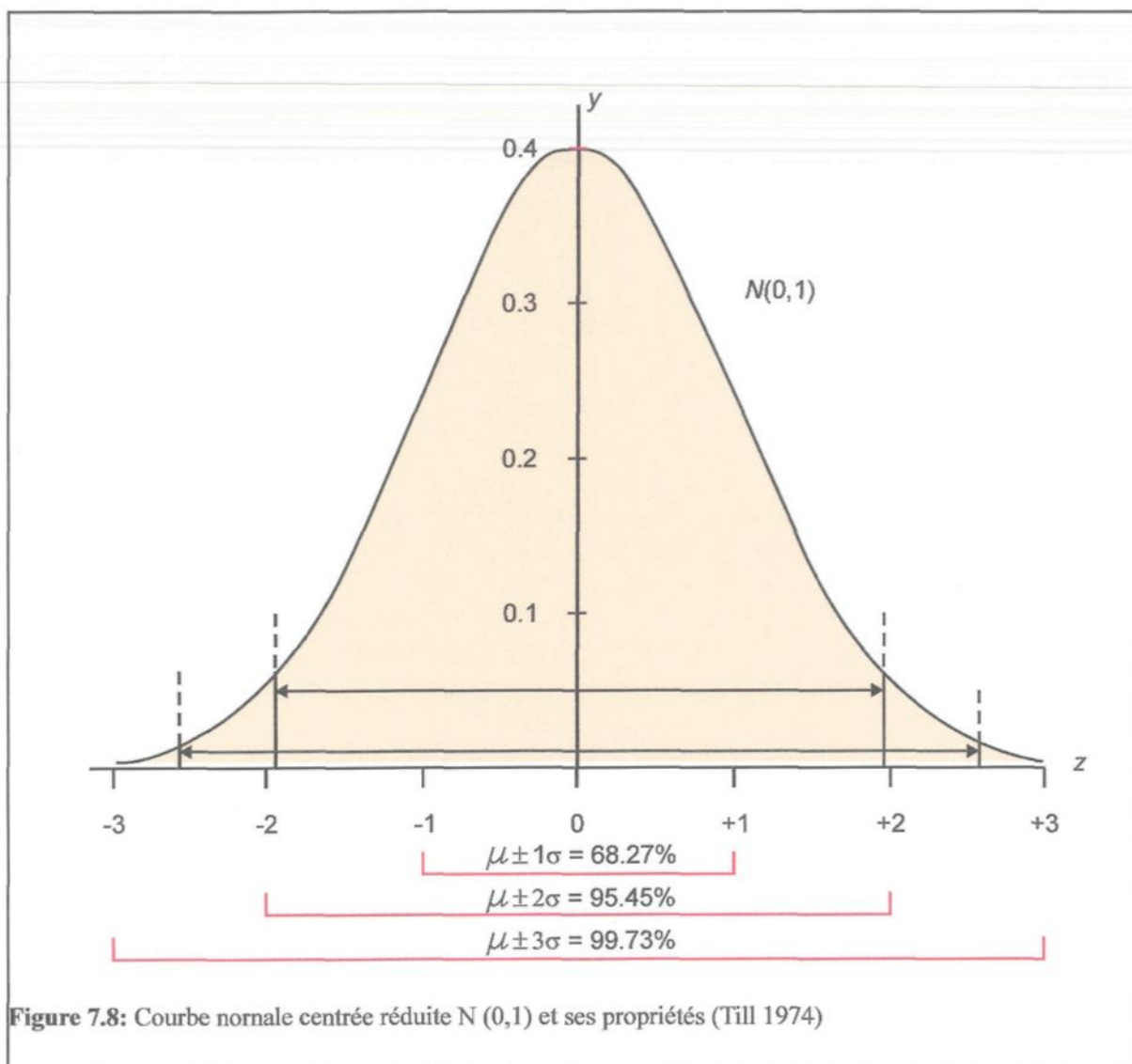
Empiriquement, σ est une mesure intéressante car elle définit la somme des déviations des mesures par rapport à la moyenne. En d'autres termes, plus l'écart type est grand, plus la répartition des valeurs est large. Ainsi si la courbe est symétrique, la somme des $(x_i - \mu)$ tendra vers 0 car les valeurs positives et négatives des déviations par rapport à la moyenne s'annuleront.

Distribution normale centrée réduite

Le calcul de ces paramètres permet d'étudier la distribution voire de la simplifier quand cela est possible, notamment en une Distribution Normale Centrée Réduite (DNCR). En effet, le but est de transformer une distribution normale en réexprimant $N(\mu; \sigma^2)$ selon z ($z = x_i - \mu$) avec:

$$y = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{1}{2} z^2 \right] \quad [7.17]$$

conséquemment $\mu=0$ et $\sigma^2=1=\sigma$. Cette DNCR est très pratique pour interpréter les résultats (figure 7.8), que l'on trouve dans les tables de Murdoch et Barnes (1974).



Distribution log-normale

Une distribution est appelée log-normale avec μ_n = moyenne des $\ln x$ (logarithme népérien noté $\ln x$) et σ_n = écart type des $\ln x$, si la distribution des logarithmes des données correspond à une distribution normale. Il est alors possible de transformer les mesures en logarithmes et d'utiliser les propriétés de la distribution normale avec ces valeurs de $\ln x$. Conséquemment les tests statistiques basés sur la distribution normale avec les paramètres μ_n et σ_n peuvent être utilisés.

Le test t de Student, test d'hypothèse utilisé (comparaison de deux moyennes)

Le test t de Student répond à la question: Est-ce que les moyennes de deux populations de dykes sont les mêmes?

Les paramètres du test t de Student sont basés sur la comparaison des deux populations. En effet, il faut supposer deux échantillonnages avec 2 moyennes μ_1 et μ_2 de taille n_1 et n_2 avec:

$$t = \frac{\mu_1 - \mu_2}{S \sqrt{1/n_1 + 1/n_2}} \quad [7.18]$$

$$S = \left\{ \frac{n_1 \sigma_1^2 + n_2 \sigma_2^2}{n_1 + n_2 - 2} \right\} \quad [7.19]$$

avec σ_1^2 et σ_2^2 représentant les variances de chaque échantillonnage et S la variance modifiée du test t de Student.

Le degré de liberté (dl) de la distribution t se calcule de la manière suivante:

$$dl = n_1 - 1 + n_2 - 1 = n_1 + n_2 - 2 \quad [7.20]$$

Pour répondre à la question : Est-ce qu'il y a une différence significative entre les moyennes des deux populations représentées? Il est nécessaire de poser une hypothèse nulle H_0 pour comparer les deux moyennes. Il faut alors s'interroger sur la probabilité que les deux populations échantillonnées représentent une même population; cette question s'écrit mathématiquement:

$$H_0 (\mu_1 = \mu_2 / \sigma_1^2 = \sigma_2^2) \quad [7.21]$$

Cette hypothèse nulle suppose que les échantillonnages proviennent de deux populations dont les moyennes μ_1 et μ_2 sont égales avec aussi des variances identiques. Ces conditions sont requises si on suppose une distribution des valeurs t . Si H_0 est vrai, alors les échantillonnages proviennent d'une population identique $N(\mu; \sigma^2)$ et peuvent être considérés comme deux échantillonnages d'une même population.

Le but de ce test est de déterminer avec quel degré de confiance cette hypothèse est acceptable et/ou rejetable. S'il faut rejeter H_0 , alors $\mu_1 \neq \mu_2$, cette hypothèse alternative s'appelle H_a . Pour une comparaison directe, il n'est pas spécifié un μ plus grand ou plus petit que l'autre, mais différent car la distribution symétrique (à deux queues) de t est utilisée. Si la valeur calculée est inférieure aux tables, alors la valeur t obtenue se situe dans la région critique. Il faut alors rejeter H_0 au degré de confiance établi par les tables et déterminer le pourcentage de chance que les échantillonnages proviennent de la même population. Les résultats, par conséquent, suggèrent l'indépendance des populations si H_0 est rejeté.

7.5.1.2 Méthode de répartition

L'axe des abscisses représente la largeur moyenne des dykes soit w (annexe E). L'axe des ordonnées représente la fréquence relative des dykes pour une largeur donnée. La fréquence est calculée de la manière suivante (tableaux 7.9 et 7.10):

nombre de dykes d'une largeur donnée / nombre total de dykes

7.5.1.3 Commentaire des graphes

Les populations sont discriminées par une analyse visuelle de la répartition des dykes en fonction de leur épaisseur.

Allure générale

C3 stop 18

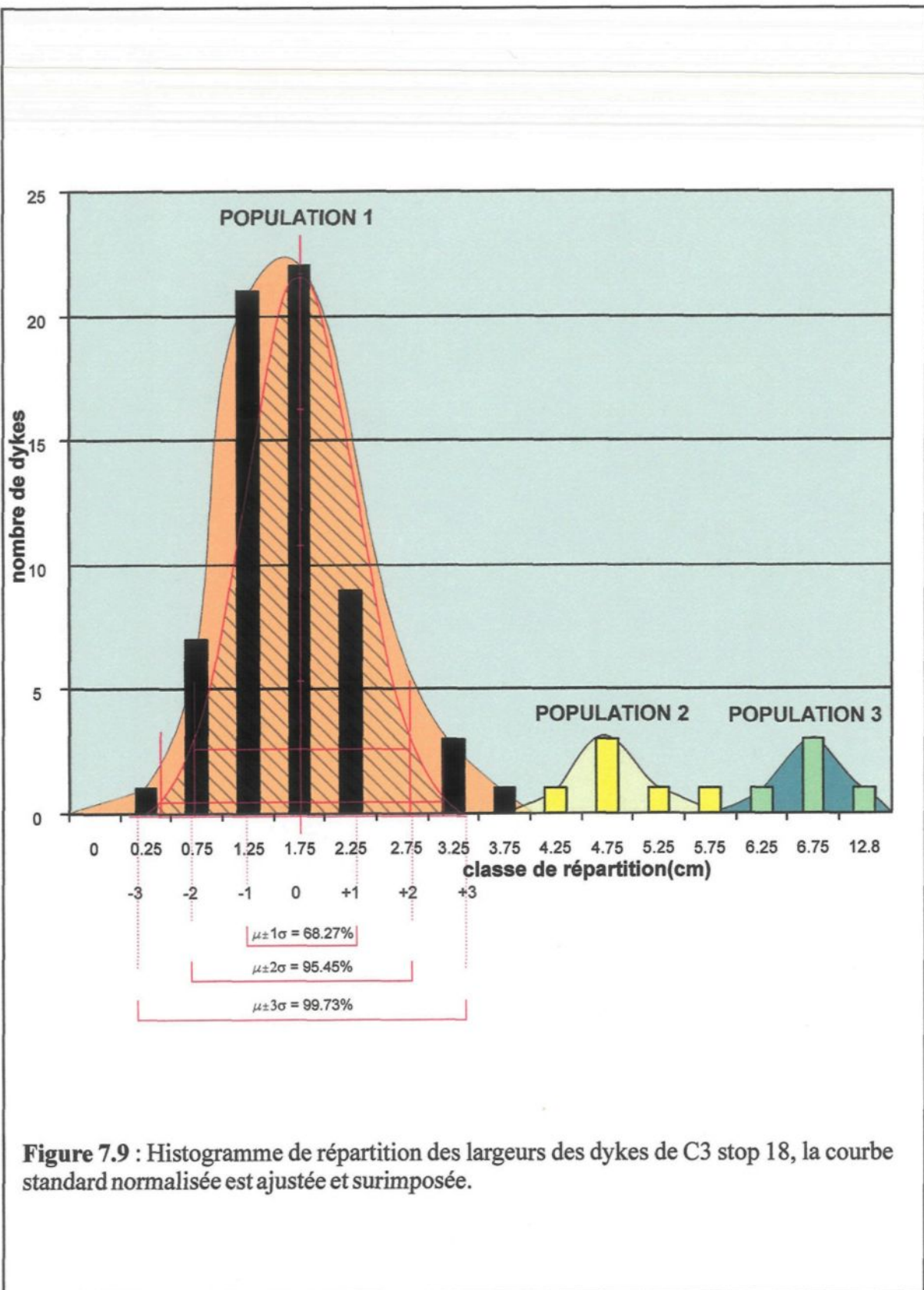
Trois groupes ou populations se distinguent sur le graphe de distribution (figure 7.9).

Tableau 7.9: Tableau de répartition des largeurs des dykes pour C3 stop 18

classe de répartition (cm)	nombre de dykes	fréquence relative
0-0,5	1	0,013
0,5-1	7	0,093
1-1,5	21	0,28
1,5-2	22	0,29
2-2,5	9	0,12
2,5-3	0	0
3-3,5	3	0,04
3,5-4	1	0,013
4-4,5	1	0,013
4,5-5	3	0,04
5-5,5	1	0,013
5,5-6	1	0,013
6-6,5	1	0,013
6,5-7	3	0,04
12,5-13	1	0,013
total	75	1

Tableau 7.10: Tableau de répartition des largeurs des dykes pour C9 stop 1

classe de répartition (cm)	nombre de dykes	fréquence relative
0-0,5	6	0,06
0,5-1	34	0,34
1-1,5	13	0,13
1,5-2	8	0,08
2-2,5	7	0,07
2,5-3	1	0,01
3-3,5	3	0,03
3,5-4	5	0,05
4-4,5	3	0,03
4,5-5	0	0
5-5,5	1	0,01
5,5-6	2	0,02
6-6,5	1	0,01
6,5-7	2	0,02
7-7,5	0	0
7,5-8	0	0
8-8,5	3	0,03
8,5-9	0	0
9-9,5	1	0,01
9,5-10	0	0
10-10,5	1	0,01
10,5-11	0	0
11-11,5	0	0
11,5-12	1	0,01
12-12,5	2	0,02
12,5-13	0	0
13-13,5	1	0,01
13,5-14	0	0
14-14,5	0	0
14,5-15	1	0,01
27,5-28	1	0,01
39-39,5	1	0,01
total	98	1



La population 1 est largement dominante dessinant une courbe normale chevauchée par la population 2 esquissant aussi une courbe normale plus aplatie. La population 3 est plus hétérogène et constituée des dykes les plus larges et moins nombreux. Comme les populations 1 et 2 suivent une distribution normale, il est possible de leur surimposer une DNCR pour une étude simplifiée. Ainsi, pour la population 1, entre les classes $+2\sigma$ et -2σ , 95.45% des dykes ont une taille comprise entre 3,1 cm et 0,7 cm. Il faut préciser que la population 1 représente 84% de la population totale.

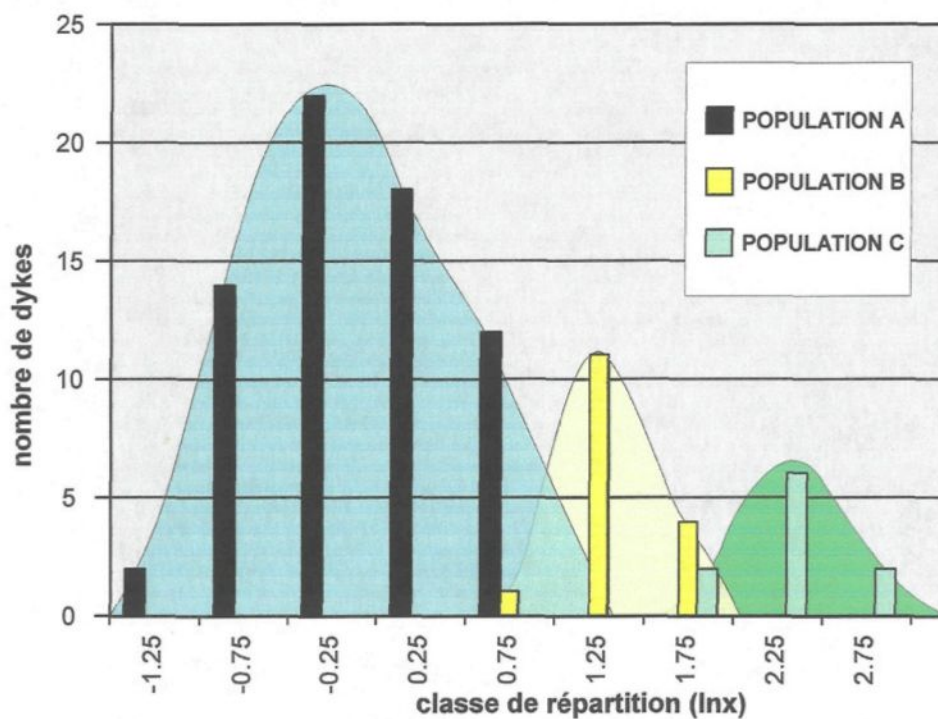
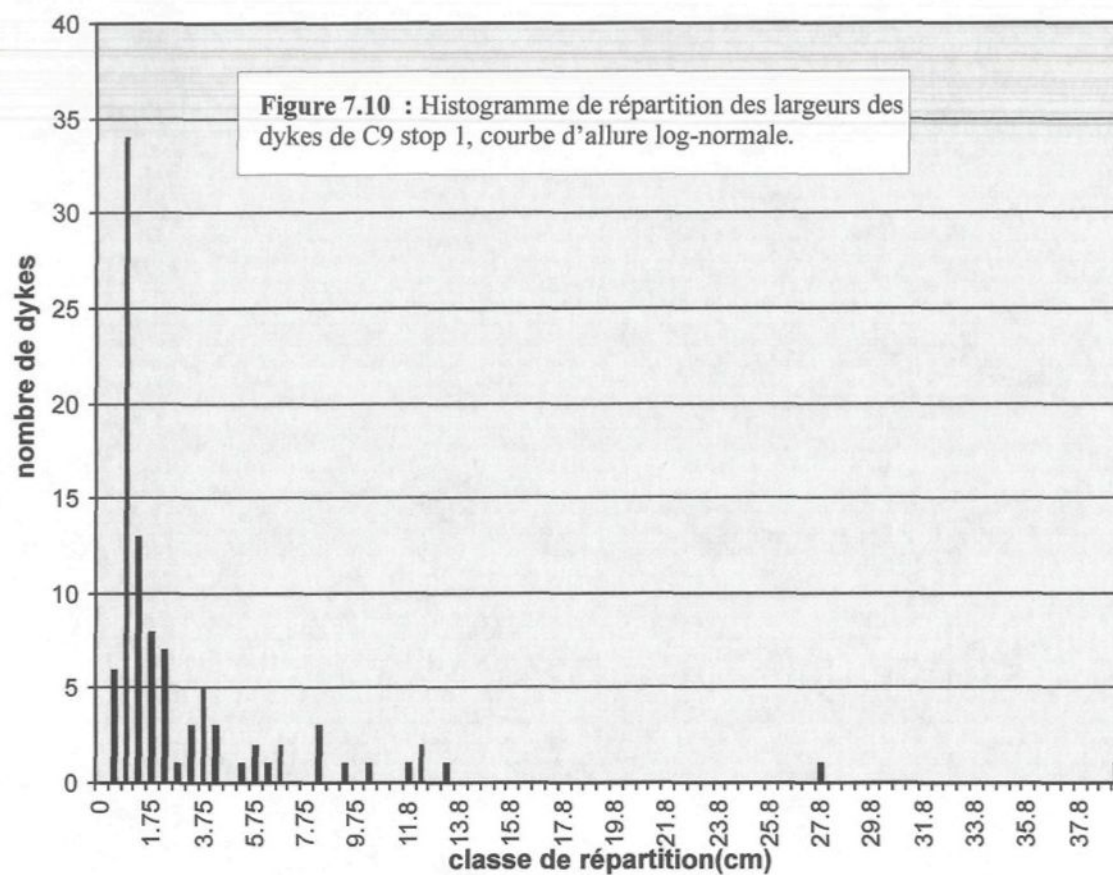
C9 stop 1

L'allure générale du graphe est une distribution log-normale (figure 7.10). Quatre populations appelées A, B, C et D se distinguent dont trois suivent des distributions log-normale, qui peuvent se chevaucher. Les valeurs $\ln x$ des populations A, B et C donnent trois distributions quasi-normales (figure 7.11), il est alors possible d'utiliser les tests statistiques en considérant chacune de ces populations normales de $\ln x$ pour A, B et C. La population D est plus marginale, et est composée des dykes les plus larges de charnockite.

Comparaison des deux affleurements

Différences

Il est intéressant de noter les formes différentes des courbes. Bien que les deux affleurements suivent globalement des distributions log-normales, il est facile de distinguer trois populations normales pour C3 stop 18, tandis qu'il faut calculer les $\ln x$ pour discriminer celles de l'affleurement C9 stop 1. En effet, C9 stop 1 présente beaucoup d'irrégularités et de discontinuités, ce qui pourrait surestimer le nombre des dykes supposés continus pour le transfert. De plus, le système de dykes a été surimposé au système MASLI, ce qui induit probablement un facteur d'erreur non négligeable.



Points communs

Néanmoins les dykes se répartissent selon différentes populations avec les mêmes caractéristiques, c'est à dire les populations 1 et A sont dominantes et constituées de dykes fins, la populations 2, B et C sont intermédiaires et comprennent différents types de magmas, les populations 3 et D représentent des populations marginales avec les dykes les moins nombreux et les plus larges de charnockite.

Deux questions se posent alors:

- (1) Ces populations sont-elles indépendantes?
- (2) Qu'est-ce qui différencie les populations de dykes?

Pour répondre à ces interrogations, il est nécessaire d'étudier les paramètres statistiques et de tester l'indépendance des populations.

7.5.1.4 Calcul des paramètres statistiques

C3 stop 18

Les n_i , μ_i et σ_i sont utilisés lors du calcul du test t de Student. La lettre i représente le numéro de la population. Les moyennes (μ) et les variances (σ^2) sont calculées à partir des équations [7.15] et [7.16] (tableaux 7.11 et 7.12). En ce qui concerne C9 stop1, il faut utiliser les $\ln x$ pour les calculs. Le test t de Student (tableau 7.13) est déterminé à partir des équations [7.18], [7.19] et [7.20] avec les valeurs mesurées pour C3 stop 18 et les $\ln x$ (c'est à dire les logarithmes des valeurs mesurées) pour C9 stop1. Les valeurs de t calculées sont comparées aux valeurs de t des tables de Fisher et Yates (1963).

Tableau 7.11: Calcul des paramètres statistiques pour C3 stop 18

Population	magma	nombre de dykes (=n)	% total de la population	moyenne μ	écart type σ	variance σ^2
1	leucosome hybride	63	84 %	1,9	0,6	0,36
2	hybride charnockite	8	10,5%	4,7	0,84	0,71
3	charnockite	4	5,5%	9,7	3,03	9,19

Tableau 7.12: Calcul des paramètres statistiques pour C9 stop 1

Population	magma	nombre de dykes	% total de la population	moyenne μ (lnx)	écart type σ (lnx)	variance σ^2 (lnx)
A	leucosome (3 charnockites)	68	69,3%	-0,08	0,52	0,27
B	leucosome charnockite	16	16,4%	1,39	0,24	0,06
C	hybride charnockite leucosome	10	10,2%	2,22	0,22	0,05
D	charnockite	4	4,1%	3,07	0,51	0,27

Comparaison des μ et σ entre les deux affleurements

La population 1 présente une moyenne de 1,9 cm, qui est supérieure à la moyenne pour la population A de 0,92 cm ($e^{-0,08} = 0,92$). Par contre, les populations 2 et 3 ont des moyennes de 7 cm et 9,7 cm comparables aux populations B et C qui ont respectivement des moyennes de 4 cm ($e^{1,39} = 4$) et de 9,2 cm ($e^{2,22} = 9,2$). La population D est quant à elle marginale avec des dykes relativement larges. De manière générale, l'ordre de grandeur de la largeur des dykes entre les deux affleurements est le même.

Plus l'écart type est proche de 0, plus la population est symétrique. Les populations 1, 2, B, C, D montrent des σ compris entre 0 et 1, cela suggère des populations relativement symétriques, confirmé graphiquement (figures 7.9 et 7.11). La population 3 est marginale montrant un grand écart type.

De par leur moyenne élevée et/ou leur écart type élevé, les populations 3 et D s'individualisent. Les populations 1, A, B et C semblent montrer des caractéristiques communes soit par la taille plus petite des dykes soit par leur proportion dans le réseau.

Le test t de Student (tableau 7.13) devrait permettre d'élucider les différences mises en valeur par les moyennes et les variances.

Tableau 7.13: Calcul du test t de Student pour les affleurements C3 stop18 et C9 stop1 (tcalc=t calculé; t tables= t des tables de Fisher et Yates 1963)

Affleurement	population	degré de liberté	t calculé	t tables	% de chance que les populations soient identiques
C3 stop18	1 & 2	69	11,65	$t(.0005/2;60)=3,46$ $t(.0005/2;120)=3,37$	tcalc > t .0005 tables 0,05% de chance
C3 stop18	2&3	10	3,96	$t(.005/2;10)=3,17$	tcalc > t .005 tables 0,5% de chance
C3 stop18	1&3	69	23,63	$t(.0005/2;60)=3,46$ $t(.0005/2;120)=3,37$	tcalc > t .0005 tables 0,05% de chance
C9 stop 1	A&B	82	10,89	$t(.0005/2;60)=3,46$ $t(.0005/2;120)=3,37$	tcalc > t .0005 tables 0,005% de chance
C9 stop 1	B&C	24	8,14	$t(.0005/2;24)=3,74$	tcalc > t .0005 tables 0,005% de chance
C9 stop 1	A&C	76	13,51	$t(.0005/2;60)=3,46$ $t(.0005/2;120)=3,37$	tcalc > t .0005 tables 0,005% de chance

Comme montré par le calcul des moyennes et des variances et par les graphes (figures 7.9 et 7.11), les populations 3 et D sont hétérogènes donc le calcul du test t de Student est à prendre avec précaution pour ces populations (pour la population 3).

Les résultats du test t de Student montrent qu'en général, les chances pour que les populations proviennent d'un même échantillonnage sont faibles entre 0,5% et 0,05%. Cela confirme notamment que les populations 3 et D sont marginales. De plus, les populations sont majoritairement dominées par un type de magma, sauf pour B et C, ce qui appuie l'hypothèse de leur indépendance. En effet, les populations 1 et 2 sont constituées respectivement de 81% et 62,5% d'hybride tandis que la population A comprend 95,5% de leucosomes. Les populations B et C sont plus composites avec 56 % de leucosome et 44% de charnockite pour B et 20% d'hybride, 40% de charnockite et 50 % de leucosome pour C. Les populations D et 4 sont consistantes avec 100% de charnockite.

En résumé, la structure statistique du réseau montre l'organisation des différentes populations de dykes selon des lois normales ou log-normales. Ces populations sont constituées de dykes plus ou moins réguliers et de composition différente. Les populations semblent indépendantes. Le problème à résoudre est alors: Pourquoi et qu'est-ce qui différencie les populations? Il faut alors s'intéresser aux mécanismes de transfert de magma.

7.6 Discussion

La distribution des fondus et magmas solidifiés dans les dykes, cartographiée à l'échelle de l'affleurement, représente la distribution des fondus et magmas actuelle après la déformation, et non pas la distribution lors du transport dynamique. Néanmoins, comme la plupart du fondu/magma a été transféré lors des phases syndéformationnelles, nos résultats pourraient donc être consistants.

7.6.1 Scénario 1 (Modèle du Système de Conduits planaires Indépendants *i.e* MSCi) versus Scénarios 2 a et b (Modèle du Réseau Interconnecté d'ordre i *i.e* MRIi, avec Système Multi-injection 1 *i.e* SM1 et Système Uni-injection 2 *i.e* SU2)

Difficulté à produire un dyke transporteur unique

Cette étude a montré qu'à l'échelle de l'affleurement, il paraît difficile de produire un dyke transporteur unique pour drainer une source. En effet, avec le MSCi, il faudrait un affleurement 3050 fois plus grand pour C3 stop 18 et 1670 fois pour C9 stop 1 pour produire un dyke avec un débit unitaire de $Q=10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ identique à celui calculé par Petford *et al.* (1993). Les résultats obtenus pour le massif du Mont Hay par les calculs selon le scénario MRIi (tableau 7.8) sont comparables à ceux obtenus par Petford *et al.* 1993 et Weinberg 1999 sauf que leur ordre d'échelle de modélisation est d'une dizaine d'ordre supérieure en taille par rapport au massif du Mont Hay! Cela soulève donc une interrogation sur la validité à produire dans la Nature des dykes transporteurs uniques pour drainer une source?

Comparaison des scénarios 2a et 2b

Deux scénarios 2a et 2b de transfert en réseau ont été proposés pour l'étude du MRIi. La comparaison des SM1 (scénario 2a) et SU2 (scénario 2b) illustre que le SU2 est environ 2 fois plus efficace que le SM1 (tableaux 7.6 a-b). Il faut préciser que cette comparaison n'est valide que pour C3 stop 18 où l'étude des scénarios 2a et 2b a été faite. Le SM1 est constitué de réseaux chronologiquement différents et indépendants, ce qui suggère d'une part l'ouverture en plusieurs étapes et favorise le développement d'un hybride contaminé (résultat d'un mélange entre leucogranite et charnockite) lors du transfert. Les magmas ont le temps de changer de composition, de viscosité, voire d'être contaminés et de se fractionner, et sont susceptibles de se solidifier plus rapidement dans un système non permanent (*i.e* sujet à des transformations).

Le SU2 suggère une ouverture unique du système d'où son efficacité (les possibilités de solidification sont réduites) et favorise le mélange des magmas circulant comme les magmas charnockitiques et leucogranitiques. Si cette ouverture est progressive comme souligné par Cox (1999) avec les incréments de contraintes, alors les magmas peuvent se mélanger. Ce SU2 est en général plus efficace que le SM1.

Néanmoins, il faut noter que quelques dykes décimétriques ont été observés dans le massif et notamment dans le ruisseau 9, où a été cartographié l'affleurement C9 stop 1. Ces dykes plus larges représentent soit une population de dykes provenant d'une autre source d'âge différent ou soit une autre injection liée à une phase lors de laquelle le fondu s'est accumulé plus efficacement dans la source. Ces dykes présentent les caractéristiques d'élément colonne-vertébrale. Petford *et al.* (1993) pourraient suggérer que ce sont des dykes transporteurs (selon leur définition). Mais, ces dykes sont associés à une série de dykes plus fins en réseau, et ces observations suggèrent fortement un réseau de transfert par des dykes plutôt que par un unique dyke transporteur. Une étude à l'échelle régionale pourrait révéler le lien de ces dykes avec ceux cartographiés à l'échelle de l'affleurement.

Enfin, il est nécessaire de préciser que la densité des veines n'est pas uniforme. La plupart des affleurements ont moins de veines que les affleurements cartographiés et c'est d'ailleurs la raison pour laquelle ces affleurements ont été choisis. Par conséquent, il serait intéressant de déterminer la distance entre les fortes densités de veines et si cette distance est relative à la source, comme mentionné par Sawyer (sous presse). Une étude régionale montrerait la distribution de ces zones à fortes densités de veines.

7.6.2 Structure statistique du réseau de dykes

Les différentes populations de dykes cartographiées montrent une distribution normale

ou log-normale, qui est par définition non auto-similaire (ou non fractale), du moins à l'échelle de l'affleurement. Weinberg (1999) a spéculé théoriquement sur une distribution auto-similaire des dykes, qui est donc contredite par les résultats obtenus sur le terrain. Néanmoins, l'auto-similarité reste à prouver entre les différentes échelles.

Trois critères essentiels différencient les populations: la taille, la composition du magma associée et la régularité des dykes. Il est nécessaire de redéfinir le terme d'hybride (Chapitre 6) qui signifie un mélange entre différents magmas souvent inhomogène, parfois fortement contaminé par la roche encaissante soit la granulite mafique.

La largeur bien que le système soit déformé et réduit, joue probablement un rôle fondamental pour le transfert du magma. Il est intéressant de remarquer que les dykes se répartissent autour d'une taille moyenne ou typique pour chaque population. Si les magmas circulent au travers d'une roche super-solide (très chaude), pourquoi la taille n'est-elle pas constante lors du transfert du fondu dans la matrice? La taille pourrait être reliée à l'évolution du réseau de transfert. En effet, les dykes les plus nombreux sont les plus fins, ils peuvent être ou non connectés à l'échelle de l'affleurement à un dyke plus large. En fait les dykes les plus fins et discontinus des populations A et 1 pourraient répondre à la définition des éléments isolés voire ramifiés définis par Cox (1999). Tandis que les dykes continus de ces mêmes populations pourraient contribuer au réseau de drainage en tant qu'éléments ramifiés (Cox 1999) et dont le rôle est de redistribuer le fondu dans le réseau quand il se forme (Sawyer 2001). Dans le cas de C3 stop 18, le magma redistribué par la population 1 est majoritairement l'hybride et pour C9 stop 1, ce serait uniquement le fondu des leucosomes par la population A. Le mélange (*i.e* hybride) s'effectuerait plus précocement pour C3 stop 18 par rapport à C9 stop 1.

Les populations transitionnelles 2, B et C, composées de différents types de magma collectent davantage de fondu car plus larges, et assurent sa migration en petite quantité. Ces dykes correspondent aux éléments ramifiés définis par Cox (1999) et participent au réseau de transfert s'ils se connectent aux éléments plus continus voire larges appelés colonne-vertébrale (Cox 1999). Le fait que ces populations intermédiaires soient constituées d'hybride suggère un mélange et appuie l'hypothèse d'une connectivité entre les différents dykes de magma pour engendrer cette hybridation.

Enfin, les populations marginales 3 et D composées des dykes les plus larges drainent les roches du magma et assurent sa migration, ces dykes majeurs sont définis comme les éléments colonne-vertébrale par Cox (1999) et participent au réseau de transfert, où le fondu est collecté et à partir duquel il migre (Sawyer 2001) à l'échelle de l'affleurement. Plus les dykes s'éloignent de la source, plus la population de dykes devient large (*i.e* populations 2, B, C et 3, D). Ce phénomène est identique à l'échelle du grain. En effet, les leucosomes représentent les endroits où les plans de foliation se sont dilatés et où le fondu a été drainé de la matrice puis collecté dans un réseau plus large ramifié (Sawyer 2001).

7.6.3 Mécanisme proposé

Lors du transfert du magma, le massif du Mont Hay a subi le métamorphisme à 825-875 °C à 6-7 kbar associé à la déformation. Quels rôles ces facteurs thermiques et tectoniques ont-ils joué pour que le massif du Mont Hay évolue à un stade de maturité capable de maintenir un flux important dans le réseau de dykes, c'est à dire pour que le système de drainage soit capable de nourrir le réseau de transfert?

Déformation et perméabilité

L'indépendance ou relative indépendance des différentes populations peut signifier plusieurs générations de dykes qui ont été actives à différentes époques et ayant subi des ouvertures et des fermetures lors des phases syntectoniques pendant lesquelles les magmas ont migré. En effet, selon Cox (1999), la déformation associée à la perméabilité de la roche constitue un facteur important influençant l'architecture de la migration fluide dans les régimes de croûte moyenne à supérieure. À des contraintes faibles, la plupart des fractures, des failles ou des cisaillements dans une région déformée engendrent des structures courtes et isolées. Cela pourrait correspondre aux dykes les plus discontinus et les plus fins des populations A et 1. Avec l'augmentation de la déformation, les failles et les cisaillements se développent en longueur et en surface, et de nouvelles structures se forment; conséquemment la connectivité entre les failles, les fractures et les zones de cisaillement actives augmente avec la déformation (Cox 1999). Un point critique, connu comme le seuil de percolation (Sahimi 1994) est atteint quand la perméabilité est suffisamment élevée, et permet la connexion des éléments et par conséquent la circulation de fluide dans toute la largeur du réseau. Les dykes continus des populations A et 1 ainsi que des populations 2, B et C et en particulier 3 et D illustrent le développement de ces structures et donc du réseau de transfert.

Zone de hautes températures

La température (proche du solidus magmatique) joue un rôle sur la migration infiltrante du magma et donc sur la largeur des dykes. En effet, dans un milieu plus chaud, la fusion partielle est favorisée et par conséquent, les dykes formés *in situ* plus nombreux et plus étroits collectent le magma et drainent le système (*i.e* leucosome). Cela pourrait dépendre également de la géométrie ou de la quantité de magma dans la source. Il est donc intéressant de détailler

ces processus de migration du magma dans les roches encaissantes chaudes, car ils pourraient apporter une réponse aux phénomènes observés au massif du Mont Hay.

Le pompage tectonique constitue un mécanisme à processus lent (de l'ordre d'un million d'années) contrôlé par la flottaison du magma, et les variations de pressions locales; ces gradients de pression résultent de la force tectonique et de l'anisotropie de la roche (Sawyer *et al.* 1999). La durée est contrôlée par l'évolution thermique et les contraintes appliquées sur la zone (Sawyer *et al.* 1999; Brown et Solar, 1998).

Les pressions magmatiques constituent également un mécanisme de migration pour les magmas. Ces pressions permettent aux magmas coincés dans les roches à viscosité basse de se déplacer en utilisant les structures développées par les zones fragiles (*wedging*). Ces processus lents sont contrôlés par la flottaison (Weinberg et Searle 1998).

Ces mécanismes associés à la chaleur induite par le magma pourraient engendrer un réchauffement crustal où la migration infiltrante est essentielle (Weinberg 1999) et ainsi faciliter le transport du magma.

7.6.4 Dynamique du système

Mise en place des dykes

Il faut supposer une source fusionnée sur une période prolongée avec des variations de contraintes et de températures. D'abord, de petites accumulations de fondu se formeraient, et ces petits volumes de magma injectés seraient à l'origine des dykes étroits (éléments ramifiés et isolés *i.e* populations 1 et 2, et A, B et C). Ensuite, des périodes prolongées d'accumulation de magma dans la source, associées à la déformation et à la perméabilité de la roche (Cox *et al.* 1999) pourraient induire soudainement des injections de magma pour former une population

centrée autour d'une largeur optimale (élément colonne-vertébrale). L'auto-génération du réseau de percolation en réponse à l'invasion de fluide en surpression engendrerait un rétro-contrôle positif entre le développement des fractures et l'accès par le fluide à la colonne-vertébrale qui se forme au seuil de percolation (*i.e* mécanisme lié au le pompage tectonique). De plus, les éléments ramifiés pourraient agir comme nourricier de l'élément colonne-vertébrale dans la partie amont ou comme distributeur voire structure de décharge en aval du système (Cox 1999). Chacune de ces distributions de dykes étroits aurait une distribution normale ou log-normale sauf pour les dykes marginaux les plus larges de charnockite, c'est à dire les populations 3 et D. Le lien entre la source et le magma transféré s'effectuerait donc majoritairement par des populations normales de dykes avec un rôle prédéterminé en fonction de la quantité de magma à drainer (élément colonne-vertébrale, ramifié et isolé).

Évolution et mélange

Les régions en aval des colonnes vertébrales concentrent les fluides de différents réservoirs dispersés dans les éléments perméables du réseau. Les réactions de mélange (*i.e* hybridation) de fluides, dérivés de réservoirs qui se sont équilibrés avec des roches hôtes physiquement différentes, seraient particulièrement efficaces quand les éléments ramifiés (nourriciers en fluide) interceptent les segments en aval de la colonne vertébrale (Cox 1999).

Les hybrides circulant dans les éléments ramifiés connectés aux éléments colonne-vertébrale pourraient donc correspondre à un mélange entre les leucogranites (fondu des métasédiments) et la charnockite injectée (d'une source profonde) puis être le résultat d'une contamination par la roche hôte (granulite mafique) lors du transfert.

Les mélanges pour C3 stop 18 s'effectueraient plus précocement par rapport à C9 stop1 (figure 7.12). En effet, la population 1 est essentiellement constituée d'hybride tandis que les hybrides apparaissent seulement à la population C pour C9 stop1. Cette constatation suggère que les affleurements ne se situent pas au même niveau dans le système de transfert, c'est à dire que l'affleurement C3 stop18 est plus évolué et donc plus haut dans la croûte par rapport à C9 stop1 (figure 7.12). De plus, C9 stop1 est encore marqué par le système prédéformationnel MASLI tandis que C3 stop18 montre uniquement des caractéristiques syndéformationnelles.

De la source au pluton

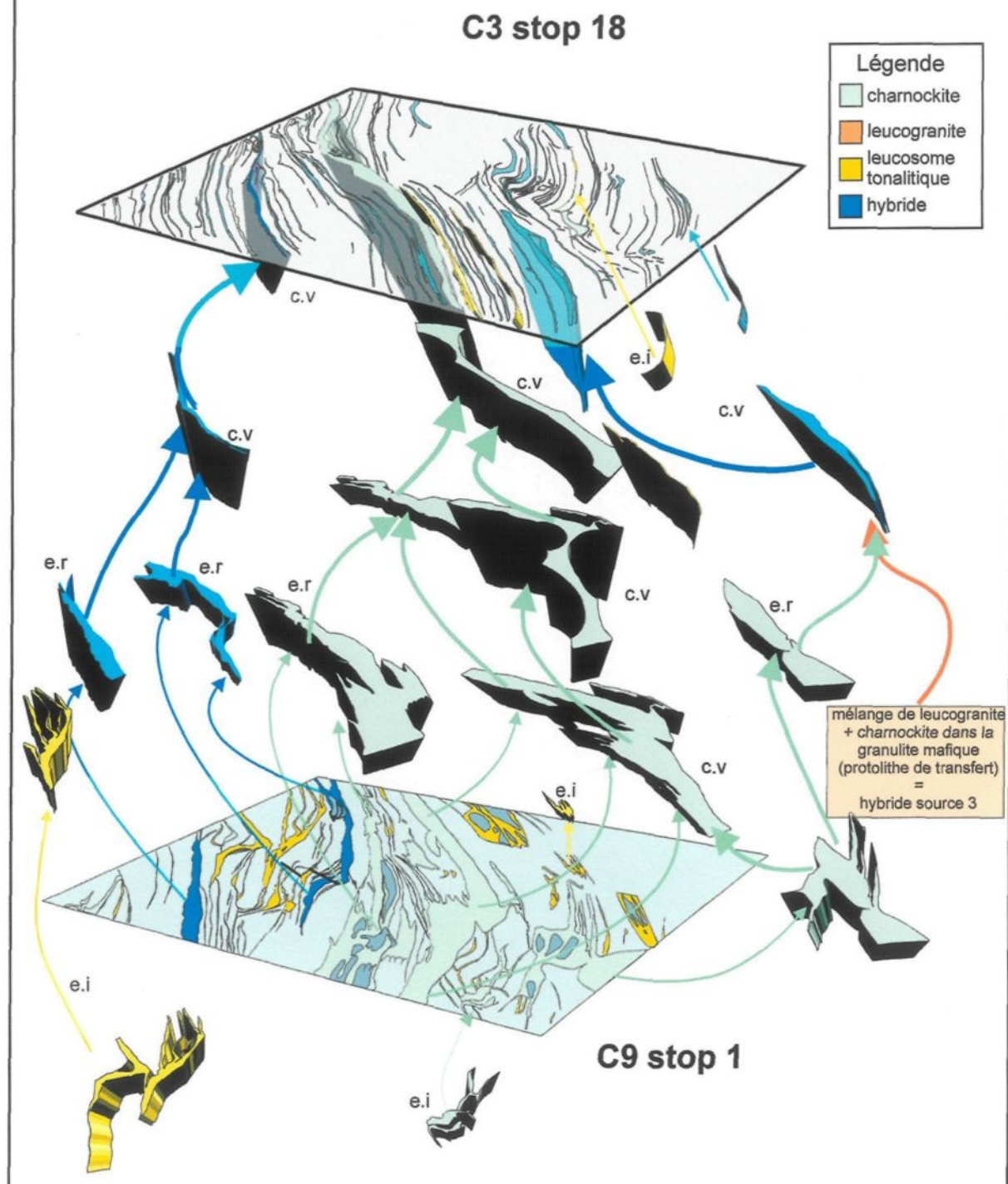
Le problème inhérent à cette étude est celui de la source: d'où provient la source de magma? L'étude à l'échelle du grain proposée par Sawyer (2001) apporte des réponses sur l'origine du magma et l'élaboration d'un système de drainage et de migration de celui-ci.

Sawyer (2001) a identifié de l'échelle du grain jusqu'à l'échelle mésoscopique (2 cm) deux types de réseaux:

- (1) un réseau de drainage, qui redistribue le fondu dans le réseau quand il se forme,
- (2) un réseau de transfert, dans lequel le fondu est collecté et à partir duquel il migre.

Le drainage de l'échelle du grain à l'échelle mésoscopique se développe au fur et à mesure que la température et la fusion augmentent, mais s'atrophie quand la fusion décline. Le fondu est drainé à partir de la matrice partiellement fusionnée des bordures des grains vers un réseau ramifié, qui est relié à un plus grand réceptacle. Quand la fusion diminue puis s'arrête, les plus petits canaux du réseau ramifié disparaissent au fur et à mesure que le réseau est drainé, et seulement quelques pourcents de fondu sont retenus. Quelques canaux plus larges

Figure 7.12: Schéma proposé tri-dimensionnel du réseau de transfert entre les deux affleurements C3 stop18 et C9 stop1. Les échelles entre les affleurements ne sont pas respectées. c.v: élément colonne-vértébrale; e.r: éléments ramifiés; e.i: éléments isolés.



peuvent être complètement drainés, mais la plupart sont solidifiés alors qu'ils contiennent des cristaux mélangé au fondu ou uniquement du fondu; ils deviennent des leucosomes caractéristiques des migmatites (Sawyer 2001). Conséquemment, les leucosomes observés des affleurements C3 stop 18 et C9 stop1 montrent un réseau de transfert prémature et en formation, C9 stop 1 étant moins évolué que C3 stop18 étant donné l'abondance des leucosomes (figure 7.12).

Le réseau initié à l'échelle du grain se développe alors, devient mature et s'élargit. Le magma accumulé et transporté aux différentes échelles, est alors capable de produire des plutons, dans la croûte supérieure où le magma se fige.

Conclusion

Cette étude démontre la difficulté à produire un unique dyke transporteur et permet de proposer un lien entre la source et le pluton par un réseau de dykes interconnectés. Le lien est un réseau de transfert constitué de dykes non auto-similaire au niveau de l'affleurement et sa structure est déterminée par une distribution statistique de ces dykes normale ou log-normale. À chaque population de dykes est associée un rôle particulier d'accumulation (éléments isolés), de distribution ou de nourricier (éléments ramifiés) et enfin de transfert (éléments colonne-vertébrale). Ces dykes s'organisent statistiquement autour d'une largeur idéale en fonction de leur rôle dans le réseau. Les mélanges observés (hybrides) s'expliquent également par la structure du réseau et renseignent sur la maturité de celui-ci. Les magmas mélangés sont en effet les plus évolués, reflétant ainsi le stade de maturité du système. Le lien entre la source et le pluton semble donc continu du réseau de drainage et migration à l'échelle du grain (Sawyer 2001), jusqu'à l'échelle de l'affleurement. Les processus impliqués diffèrent, la

déformation et la perméabilité jouant un rôle essentiel à l'échelle de l'affleurement. Comme l'exemple étudié représente une fenêtre sur le système de transfert, il est difficile de conclure précisément à quel niveau d'évolution du transfert le massif du Mont Hay se situe. À l'échelle du massif voire régionale, il serait intéressant de cartographier les dykes et d'étudier d'une part leur largeur en fonction de la distance à la source, et d'autre part la densité des dykes (ou distance entre les fortes densités) et si celle-ci est relative à la distance par rapport à la source. Un modèle 3-D serait intéressant. Si les dykes deviennent plus larges et moins denses en s'éloignant de la source alors le processus de drainage de l'échelle du grain à l'échelle régionale est consistant et le lien entre la source et le magma est un réseau interconnecté s'élargissant du grain au pluton. Une comparaison des structures des réseaux entre ces différentes échelles pourrait ainsi révéler (1) si le système est auto-similaire et/ou répond aux mêmes lois statistiques, (2) si le réseau s'élargit du grain au pluton (*i.e* étude de la largeur et de la densité des dykes en fonction de leur distance à la source) par un modèle 3-D.

CHAPITRE 8

Discussion et conclusion

Cette étude, basée sur les observations de terrain, documente à l'échelle de l'affleurement l'origine, la géochimie et le transfert du magma dans la croûte moyenne. Le réseau de transfert s'organise autour de différentes populations caractéristiques de dykes. Ces populations se différencient par leur rôle dans le système et par le magma qu'elles transportent. Pour comprendre le transfert de magma, il faut d'abord déterminer les caractéristiques des différents magmas, c'est à dire leur origine, leur géochimie, puis établir un lien entre leur lieu de production et leur distribution dans le système de transfert.

L'étude de la géochimie contribue d'une part à élucider l'origine des roches, des magmas et des fondus, et d'autre part tente d'expliquer les modifications subies par ceux-ci lors du métamorphisme, de l'anatexie et du transfert qui sont de plusieurs ordres (1) la contamination, (2) le mélange et (3) la fractionnation. Le milieu étudié (croûte profonde à moyenne) présente des conditions très particulières étudiées dans les chapitres Pétrographie (Chapitre 3), Métamorphisme (Chapitre 4) et Géothermobarométrie (Chapitre 5) qui vont favoriser non seulement ces différents types de processus géochimiques, mais aussi créer un environnement optimal pour la production de magmas et leur transfert. Le transfert est d'ailleurs dépendant de la quantité de magma produite pour développer un réseau comme montré par l'étude du système dynamique (chapitre 7).

Le contexte tectonique joue un rôle primordial dans l'étude du transfert des magmas car il est à l'origine de sa mise en place, de sa structure et de la production des magmas transférés. L'histoire tectonique du massif du Mont Hay se divise essentiellement en deux épisodes prédéformationnel et syn à post déformationnel. Il s'avère intéressant d'étudier les causes et conséquences de ces épisodes sur les magmas felsiques produits et transférés.

8.1 Phase prédéformationnelle : système en extension de bassin d'arrière arc, mise en place des structures de transfert.

8.1.1 Contexte tectonique

Les protolithes du massif du Mont Hay forment une séquence supracrustale dominée par les roches mafiques et felsiques (tableau 2.1). La croûte s'est formée avant 1880 Ma selon une datation U-Pb sur le zircon (Young *et al.* 1995). Pendant cette période, l'assemblage Bunghara (communément appelé division 1 par Stewart *et al.* 1984) se constitue: un faciès bimodal précoce caractérisé par des roches felsiques et mafiques et un faciès tardif de shale-calcaire qui représente un apport de sédiments marins pendant que le volcanisme diminuait. La division 2 est dominée par des sédiments immatures d'origine turbiditique. La division 3 comporte des sédiments de plate-forme comme des argiles, des carbonates et des quartzites qui recouvrent les autres divisions. Le protolithe du massif du Mont Hay est donc à l'origine constitué de deux groupes de roches distinctes : les roches volcaniques et les roches sédimentaires.

8.1.2 Composition des roches et géodynamique

L'analyse des granulites mafiques a révélé deux types de granulite, une de type N-MORB (*Normal- Middle Ocean Ridge Basalt*) et l'autre enrichie en ÉL (Élément Lithophile). Cela permet de suggérer l'histoire prédéformationnelle du massif du Mont Hay (figures 8.1 et 8.2). Dans un premier temps, le magma mafique de type N-MORB serait mis en place et servirait de fondation pour le système de transfert. Ce magma mafique N-MORB pourrait provenir du manteau fusionné par décompression à des profondeurs de 60-75 km (figure 8.1) dans un contexte de bassin d'arrière arc (Woodhead *et al.* 1993; Collins soumis).

Dans un deuxième temps, le système de bassin d'arrière arc évolue impliquant la contamination de ce magma mafique N-MORB par les composants ÉL. Deux modèles sont envisageables pour cette contamination :

- Modèle 1 (figures 8.1 et 8.2): contamination par les sédiments dérivés de l'érosion du socle archéen déposés synchroniquement à la génération du N-MORB (chapitre 6);
- Modèle 2 (figure 8.1): contamination par le flux de la plaque subductée selon un modèle identique à ceux développés par Woodhead *et al.* (1993) et Collins (soumis).

La plupart des sédiments, probablement dérivés de l'érosion d'une croûte archéenne, déposés sur la plaque subductée puis fusionnés sont en général pélagiques (et donc riches en ÉL).

Dans les deux cas, ce contexte est probablement celui du développement d'un bassin d'arrière arc (1820 Ma), subséquent au développement de la marge de l'*Arunta Inlier* (<1900-1880 Ma).

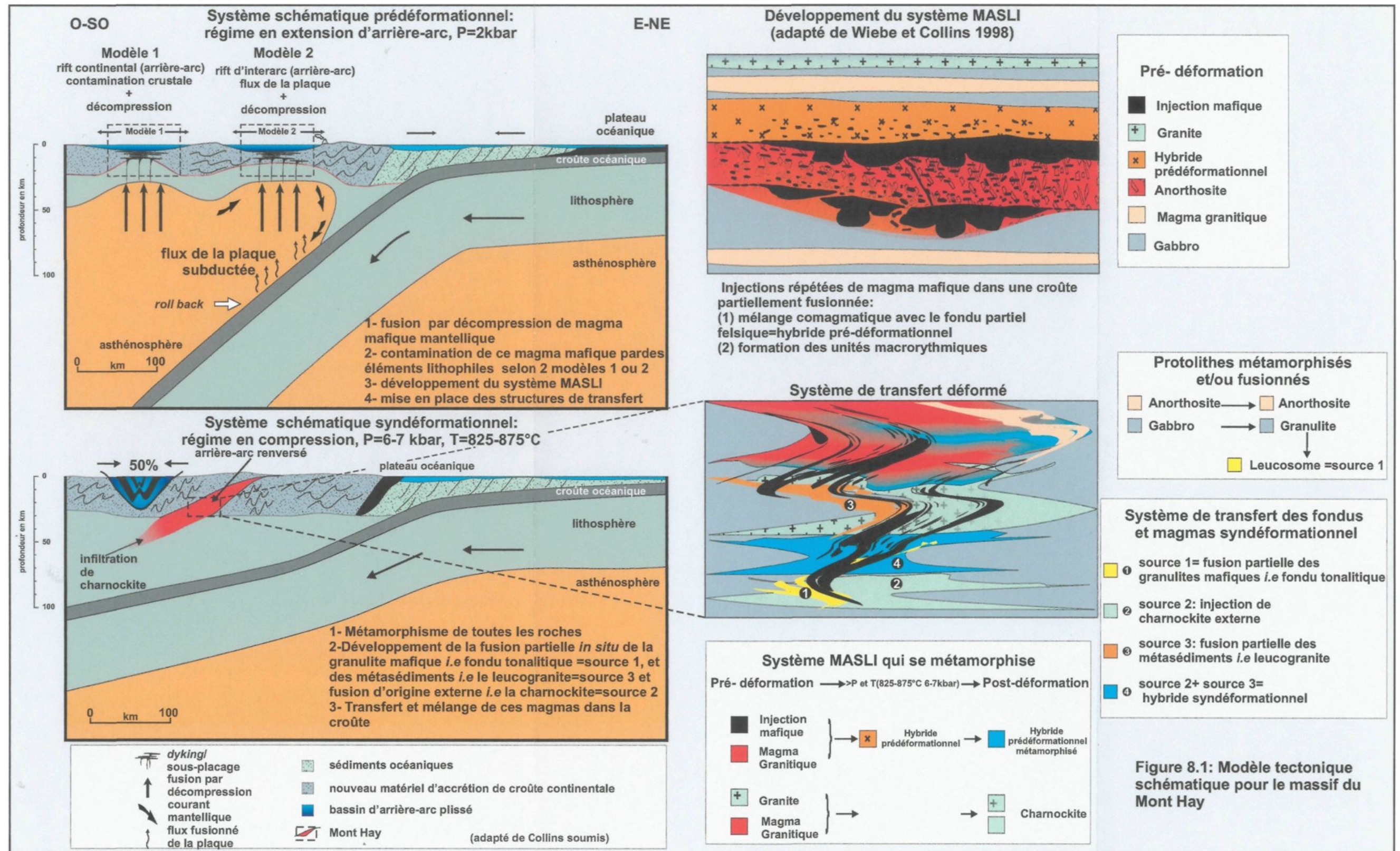
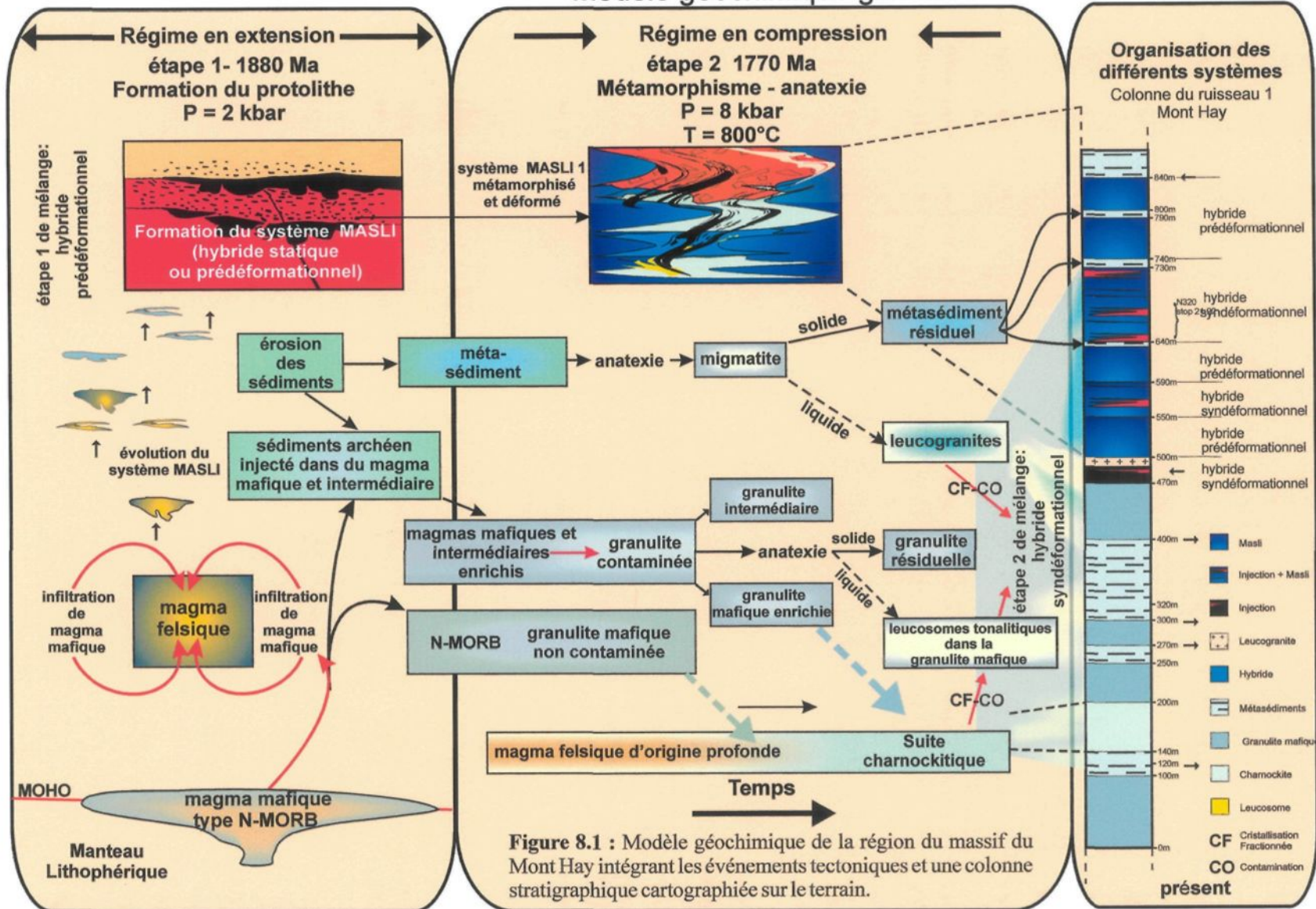


Figure 8.1: Modèle tectonique schématique pour le massif du Mont Hay

Modèle géochimique général



Ainsi, toutes les conditions qui favorisent le développement d'un MASLI (intrusion mafique et felsique litée; Wiebe 1993, 1994 et Wiebe et Collins 1998) sont présentes: (1) l'injection d'un magma basaltique dans un environnement de bassin d'arrière arc, (2) la pression basse et (3) la présence de magma felsique dans la croûte continentale résultat probablement de la fusion partielle de la croûte profonde (figures 8.1 et 8.2). Le MASLI se serait développé quand les magmas mafiques, injectés dans les magmas felsiques se seraient infusés pour produire des hybrides prédéformationnels statiques à basse pression ($P = 2$ kbar).

Le contexte extensionnel a donc mis en place les différents protolithes à l'origine de la structure de transfert.

8.2 Phase syn à post-déformationnelle: système en compression, développement de la fusion partielle et production de magmas felsiques transférés dans la croûte.

8.2.1 Contexte tectono-métamorphique

Les roches mises en place vont subir des phases de déformation majeure identiques à celles qui ont affecté la région (Collins et Shaw 1995). Vers 1770 Ma, pic du métamorphisme selon W.J. Collins et I.S. Williams (données non publiées), la fermeture du système d'arrière arc commence et marque le début de la période contractionnelle au nord (figure 8.1). L'orogénèse précoce (D1ab) commence dans le nord de l'Arunta et progresse vers le sud (Kinder 1996). Cette orogénèse est associée au chevauchement O à SO, produisant des plis en fourreau à l'échelle du massif et un développement de plis isoclinaux (LaFrance *et al.*

1995). Le système d'arrière arc a donc été enfoui à des niveaux de croûte moyens et a été le siège d'un métamorphisme de haute température 825-875°C et pression moyenne 6 à 7 kbar, affectant toutes les roches y compris celles du système MASLI. La déformation progressive vers 1750 Ma, pendant l'orogénèse de Strangways, a intercalé les roches sédimentaires et basaltiques des *Reynolds Ranges* avec la granulite mafique du complexe métamorphique de Narwietooma.

8.2.2 Modèle géochimique à multi-composants

Cette déformation progressive associée aux conditions de température et pression a géré d'une part la production de magmas et fondus, et d'autre part son transfert.

Production de fondus in situ et de magmas

Les conditions de température et de pression dans un milieu anhydre ont engendré la fusion partielle d'une part des granulites mafiques pour donner 2 à 8% de leucosomes de tonalite *in situ*, et d'autre part des métasédiments pour donner les leucogranites soit 20 à 40% sous forme de leucosomes granitiques et de leucogranites (figure 8.2).

Étant données les conditions de pression et température très élevées dans la croûte profonde combinées à la tectonique active, des magmas felsiques à orthopyroxène et donc du type charnockitique auraient pu être produits et injectés dans le système. Sur le terrain, les dykes de charnockite sont trouvés en général associés aux réseaux de fractures et de veines. Leur origine n'a pas vraiment été étudiée, ces charnockites pourraient provenir de magmas mélangés à la base de la croûte ou de magmas fractionnés.

Magmas distribués dans le réseau de transfert

Les magmas et fondus produits sont distribués par un réseau de drainage local à l'échelle du grain (Sawyer 2001) puis transférés de l'échelle du grain (Sawyer 2001) à l'échelle de l'affleurement puis de la croûte moyenne (Vigneresse 1995; Ferre *et al.* 1997; Weinberg et Searle 1999) pour s'accumuler dans la croûte supérieure (Anmatjira et Reynolds). La déformation associée à la perméabilité sont des facteurs modifiant l'architecture de la migration de fluide dans les régimes de croûte moyenne (Cox 1999) et par conséquent influencent les caractéristiques des magmas et des fondus transportés. Ainsi les magmas distribués et figés dans les populations de dykes fins et discontinus (*i.e* peut-être isolés) comme les leucosomes, subiront moins la contamination par la roche hôte, car leur surface de contact avec la roche hôte est moins importante que pour les magmas circulant dans les éléments ramifiés ou colonne-vertébrale plus larges comme la charnockite et le leucogranite (figure 8.2). En d'autres termes, les magmas qui ont le moins circulé sont les moins contaminés, ils n'ont pas nécessairement besoin d'être des éléments isolés ou ramifiés mais ils le pourraient. Enfin, les éléments ramifiés, connectés aux éléments colonne-vertébrale, mettent en relation différents magmas qui sont alors susceptibles de se mélanger pour donner les hybrides syndéformationnels.

En effet, un mélange est possible entre le leucogranite (fusion partielle du métasédiment) et la charnockite syndéformationnelle pour donner l'hybride syndéformationnel (dynamique), qui n'est pas à l'abri des contaminations par le protolithe (figure 8.2). La composition des magmas (chapitre 6, figure 6.51) montre beaucoup de zones communes entre la charnockite et le leucogranite, qui pourraient être relatives à un mélange. Sur le terrain

(chapitre 2), les leucogranites et charnockites se trouvent associés dans des réseaux de dykes, ce qui pourrait suggérer des mélanges comagmatiques. Il est d'ailleurs commun de trouver associées à ces dykes des roches de couleur variant de leucocratique à mélanocratique suggérant soit une contamination ou/et un mélange.

Enfin, une des caractéristiques des magmas est leur capacité à se différencier et à se fractionner facilement. Les phénomènes de fractionnement s'observent de manière générale aussi bien dans le liquide reflétant en général la cristallisation fractionnée du plagioclase, que dans les cumulats de feldspaths (chapitre 6). Deux types de fractionnement affectent les magmas, soit lors de leur formation et/ou lors de leur transfert (figure 8.2). En effet, les magmas transférés sur de longue distance (*i.e* par les éléments colonne-vertébrale) sont sujets à une fractionnement importante ainsi qu'à une contamination par la roche hôte. Sawyer (1998) avait déjà constaté que la fractionnement augmentait avec la distance de transfert de magma. Par conséquent, cela explique les hybrides syndéformationnels observés, fractionnés puis, selon notre modèle contaminés par la granulite mafique (Chapitre 6).

Organisation des différentes roches cartographiées

La section mesurée (figure 8.2) représente l'organisation de toutes les roches observées sur le terrain, c'est à dire les roches résultantes des phases pré et syn-déformationnelles des modèles tectoniques (figure 8.1) et à multi-composants (figure 8.2). Les systèmes développés lors de ces différentes phases se retrouvent associés en alternance, cela souligne la complexité des observations de terrain. La combinaison du mélange à multi-composants dans un système affecté par la déformation (figure 8.1) résulte en une organisation complexe du système. En

effet, l'alternance aléatoire des systèmes d'injection et MASLI, combinée à la fusion partielle de la roche et aux métasédiments intercalés sont illustrés par la colonne stratigraphique (figure 8.2). Cette organisation complexe est le résultat non seulement de la mise en place du protolithe, c'est à dire l'alternance de sédiments, de magmas volcaniques et MASLI, mais aussi des bouleversements subis par les roches lors de la phase de chevauchement progressive O-SO qui a affecté le massif. Il faut aussi noter que le massif du Mont Hay représente une zone de transfert et donc n'enregistre que les passages des différents magmas qui vont s'accumuler dans des régions plus favorables.

La caractérisation des magmas felsiques dans un tel contexte n'est pas simple d'autant plus que le métamorphisme et la déformation oblitèrent beaucoup d'informations comme notamment la composition des fondus ou magmas originaux.

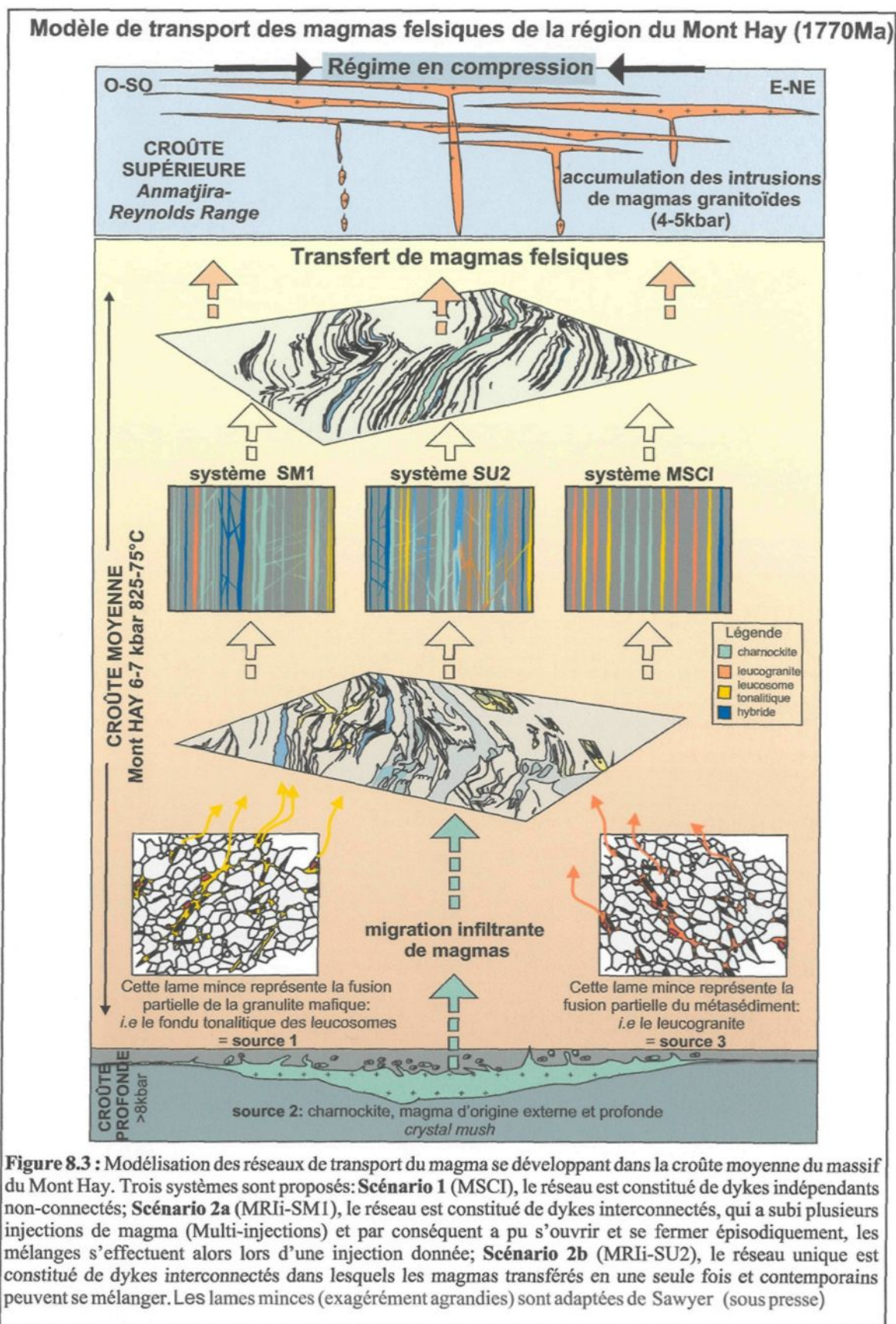
Le système syn à post-déformationnel joue donc un rôle majeur dans le transfert et la caractérisation des magmas dans ce contexte global de recyclage de la croûte.

8.3 Transfert des magmas

Le transfert à l'échelle de l'affleurement représente une fenêtre sur le transfert de magma dans la croûte moyenne. Le modèle proposé (figure 8.3) illustre les différents scénarios de distribution du magma dans le réseau de transfert, lien entre la source et le pluton.

8.3.1 Source et origine des magmas

Le Massif du Mont Hay offre deux types de magma à transférer (1) le fondu *in situ*, (2) le magma de source externe profonde (figure 8.2).



Fondu in situ

La source (1) est constituée par les leucosomes de tonalite issus de la fusion partielle des granulites mafiques, et la source (3) par les leucogranites issus de la fusion partielle des métasédiments (figure 8.3).

L'étude à l'échelle du grain proposée par Sawyer (2001) apporte des réponses sur l'origine du magma et l'élaboration d'un système de drainage et de migration de celui-ci. Ainsi, Sawyer (2001) a identifié de l'échelle du grain à l'échelle mésoscopique (>2 cm) deux types de réseaux: (1) un réseau de drainage, qui redistribue le fondu dans le réseau quand il se forme, (2) un réseau de transfert, dans lequel le fondu est collecté et à partir duquel il migre. Le transfert du magma débute donc à l'échelle du grain, qui en est la source.

Source externe

La source externe de charnockite représente la source (2). L'évaluation de la forme de cette source et de son origine demeure un point obscur (figure 8.3). La capacité des dykes à drainer la source (2) partiellement fondue dépend essentiellement de variables comme la perméabilité horizontale nécessaire pour collecter le fondu qui se forme, et la perméabilité verticale qui favorise la migration vers les niveaux supérieurs. Il faut donc que le magma drainé soit d'abord extrait de la source pour ensuite résider dans des corps irréguliers comme les réseaux de dykes, qui constituent en fait un réservoir intermédiaire (Weinberg 1999).

Une fois que le magma est extrait des sources (1) (2) et (3), il peut nourrir le réseau de transfert à plus grande échelle (affleurement).

8.3.2 Transition de la source à la zone de transfert

Le facteur commun et continu de la source à la zone de transfert est la perméabilité qui est indispensable pour le drainage et le transfert des fluides.

La perméabilité, le débit unitaire et la taille de la source

La perméabilité permet d'intégrer un certain nombre de variables liées directement à la géométrie du réseau, c'est à dire la distribution des dykes, leur largeur, les espaces entre les dykes et leur connectivité selon une équation développée par Gueguen et Dienes (1989). Le débit unitaire permet de chiffrer la quantité de magma qui circule mais dépend de la perméabilité, facteur essentiel caractérisant le réseau. La perméabilité permet également d'évaluer la taille de la source (Gueguen et Dienes 1989). Pour calculer la perméabilité, il faut enfin tenir compte du nombre de sources, et du ou des ouvertures et fermetures du réseau (SM1 et SU2).

Il faut néanmoins préciser que les dykes mesurés ne reflètent que le système figé, en d'autres termes, ces dykes ont pu être plus larges lors du transfert de magmas puis réduits après leur passage. Comme il n'est pas possible de connaître le taux de réduction de ces dykes, il faut supposer que la largeur mesurée représente celle du flux minimal, conséquemment la perméabilité, le débit unitaire et la largeur de la source déterminés sont des valeurs minimales.

Le cas le plus simple serait une seule source produisant un seul magma transféré dans un seul réseau. Mais ce n'est pas le cas au massif du Mont Hay où trois sources de magmas coexistent, produisant trois types de magma distribués dans des dykes avec des rôles prédéterminés (*i.e* éléments isolés, ramifiés ou colonne-vertébrale). De plus, la déformation

et la température modifient la perméabilité et donc influencent le développement du réseau de transfert.

Perméabilité et température

Selon Sawyer (2001), le drainage de l'échelle du grain à l'échelle mésoscopique se développe au fur et à mesure que la température et la fusion augmentent, mais s'atrophie quand la fusion décline. Cela s'observe également à l'échelle de l'affleurement et pourrait expliquer les éléments isolés, solidifiés sur place, probablement à cause de la diminution puis l'arrêt de la fusion partielle. Ce déclin de la fusion pourrait être dû soit au manque de réactant complètement consommé ou soit à la température qui a cessé d'augmenter.

Perméabilité et déformation

La déformation associée à la perméabilité sont des facteurs influençant l'architecture de la migration de fluide dans les régimes de croûte moyenne à supérieure (Cox 1999). Un point critique, connu comme le seuil de percolation (Maaloe 1985; Sahimi 1994) est atteint lorsque la perméabilité, suffisamment élevée, permet la connexion des failles, des fractures et des zones de cisaillement, et conséquemment le transfert du fluide dans toute la largeur du réseau. Il faut également que la quantité de magma soit suffisante pour pouvoir répondre au besoin de la taille critique des dykes transporteurs dépendant du seuil de percolation (Gueguen et Dienes 1988).

Le massif du Mont Hay est soumis à un chevauchement progressif O-SO qui peut induire des fermetures et des ouvertures partielles de failles et de fractures, et donc modifier

le système en formant des dykes discontinus, des plis et des boudins, ou en favorisant le développement de zones de cisaillement utilisées par le magma. Ce contrôle tectonique s'effectue à toutes les échelles, c'est à dire de l'échelle granulométrique dans certains cas (Sawyer 2001), à l'échelle de l'affleurement (cartes 1 et 6), à l'échelle du ruisseau comme l'illustrent les systèmes d'injection dans la colonne stratigraphique, à l'échelle du massif qui montre des structures orientées O-SO généralement suivies par les dykes felsiques majeurs. La tectonique joue donc un rôle important à toutes les échelles et favorise le développement de la structure et du réseau de transfert utilisé par le magma.

8.3.3 Transfert du magma

Structure statistique du réseau de dykes

Les différentes populations de dykes cartographiées montrent une distribution normale ou log-normale, qui est par définition non auto-similaire, du moins à l'échelle de l'affleurement.

Trois critères essentiels différencient les populations: la taille, la composition du magma associée et la régularité des dykes. Il est nécessaire de redéfinir le terme d'hybride (Chapitre 6) qui signifie un mélange inhomogène entre les différents magmas (leucogranite et charnockite), mélange parfois modifié par la contamination de la roche encaissante lors de son transfert dans la croûte moyenne. Le terme mélange sera uniformément utilisé dans ce paragraphe sans discerner le processus.

La largeur des dykes, bien que le système soit déformé et réduit, joue probablement un rôle fondamental pour le transfert du magma. Il est intéressant de remarquer que les dykes se répartissent autour d'une taille moyenne ou typique pour chaque population. La taille pourrait

être reliée à l'évolution du réseau de transfert. En effet, les dykes les plus fins et discontinus constituent en général les populations majoritaires (A et 1) et pourraient répondre à la définition des éléments isolés voire ramifiés définis par Cox (1999). Tandis que les dykes continus de ces mêmes populations pourraient contribuer au réseau de drainage en tant qu'élément ramifié (Cox 1999) dont le rôle est de redistribuer le fondu dans le réseau quand il se forme (Sawyer 2001).

Les populations transitionnelles (2, B et C), composées de différents types de magmas collectent davantage de fondu car les dykes sont plus larges, et assurent sa migration dans le réseau. Ces dykes correspondent aux éléments ramifiés définis par Cox (1999) et participent au réseau de transfert s'ils se connectent aux éléments plus continus voire larges appelés éléments colonne-vertébrale (Cox 1999). Le fait que ces populations intermédiaires soient constituées d'hybride suggèrent un mélange et appuie l'hypothèse d'une connectivité entre les différents dykes de magma pour engendrer cette hybridation. Enfin, les populations marginales (3 et D) composées des dykes les plus larges drainent les roches du magma et assurent sa migration, ces dykes majeurs sont définis comme les éléments colonne-vertébrale par Cox (1999) et participent au réseau de transfert, où le fondu est collecté et à partir duquel il migre (Sawyer 2001) à l'échelle de l'affleurement. Plus les dykes s'éloignent de la source, plus les dykes deviennent larges (*i.e* populations 2, B, C et 3,D).

Distribution du magma dans le système de transfert

La perméabilité, associée à la déformation et à la température, contrôle le développement du réseau de transfert, qui peut en effet s'ouvrir et se fermer. Par conséquent,

le magma produit et drainé de la source peut se distribuer dans différents types de systèmes avec des dykes connectés ou indépendants.

Scénario 1 MSCI: Modèle du Système de Conduits planaires Indépendants

Le cas le plus simple serait une ou plusieurs sources drainées par des dykes non connectés, c'est à dire indépendants (figure 8.3). Cela revient à utiliser, pour le calcul des paramètres, le modèle du Système de Conduits planaires Indépendants (MSCI, chapitre 7). Cette méthode appliquée aux affleurements étudiés montre qu'il faudrait que l'affleurement C3 stop 18 soit environ 3000 fois plus grand, et que l'affleurement C9 stop 1 soit environ 1670 fois plus grand, pour obtenir une valeur de $Q=10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$. Ces résultats montrent donc la difficulté à produire des dykes indépendants non connectés ou dykes transporteurs uniques selon Petford *et al.* (1993).

Scénario 2 a MRIi: Système multi-injection dans des réseaux de dykes connectés (SM1)

Les différents types de magmas sont injectés dans des réseaux de dykes interconnectés chronologiquement différents et indépendants. L'hybride est alors le résultat d'un mélange entre la charnockite et le leucogranite effectué lors d'une injection donnée, et il a plus de chance d'être contaminé par la roche encaissante lorsque le système se referme et lors de son transfert épisodique (Chapitre 6). Pour les calculs, il faut utiliser le modèle du réseau interconnecté développé par Guegens et Dienes (1989).

Les résultats les plus réalistes pour C3 stop 18, sont étant donné les observations de

terrain: $c=5\text{m}$ et la probabilité d'intersection des dykes $p=1$ (équivalent à $fI=1$). Pour le SM1 avec $c=5\text{m}$ et avec une probabilité d'intersection des dykes: $p=1$, la perméabilité des leucosomes est de l'ordre de 10^{-4} m^2 , tandis qu'elle est de l'ordre de 10^{-2} m^2 pour les dykes d'hybride et de charnockite. Les largeurs des sources pour un tel système sont alors de 26 km pour les leucosomes, de 170 m pour les charnockites, de 76 m pour les hybrides (tableaux 7.6b).

Pour C9 stop 1, avec $c=1\text{m}$, la source des leucosomes serait 27 à 108 fois plus grande que la taille de l'affleurement, celle des charnockites 20 à 40 fois plus grande et enfin, celle des hybrides de 937 à 3750 fois plus grande (tableau 7.7a).

Ces résultats montrent la difficulté à produire assez de magma pour nourrir le réseau de transfert pour obtenir un $Q=10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$. En d'autres termes, il faut de grandes surfaces de sources W_s , ce qui n'est pas complètement exclu si on considère des systèmes étendus en profondeur.

Scénario 2b MRIi : Système uni-injection dans un réseau de dykes connectés (SU2)

Les magmas (1), (2) ou (3) sont injectés aléatoirement dans un dyke quelconque, c'est à dire que pour ces sources (1), (2) et (3) un seul réseau de dykes interconnectés est associé (figures 7.5 et 8.3). Comme, les dykes constituant ce réseau unique sont connectés, il faut alors utiliser le modèle du réseau interconnecté développé par Guegens et Dienes (1989). Ainsi, les magmas synchrones (uni-injectés) et de différentes origines peuvent être mis en contact et se mélanger, ainsi l'hybride est le résultat du mélange entre le leucogranite et la charnockite (chapitre 6). Pour le SU2 de C3 stop 18, la perméabilité est de l'ordre de

$6,7 \cdot 10^{-2} \text{m}^2$, c'est à dire plus efficace que pour les hybrides du SM1 (du même affleurement; tableau 7.6b). La largeur de la source (W_s) nécessaire pour nourrir un tel réseau, impliquant des mélanges comagmatiques pour donner des hybrides, est de 38 m c'est à dire 9,5 plus large que l'affleurement. La connectivité associée au système uni-injection SU2 est donc plus efficace que le SM1 pour produire et nourrir un réseau de dykes connectés.

8.3.4 Accumulation

Le magma transféré jusqu'à la croûte supérieure se refroidit et se solidifie, et par conséquent s'accumule.

Comme l'exemple étudié ne représente qu'une fenêtre sur le système de transfert, il est difficile de conclure précisément à quel niveau d'évolution du transfert le massif du Mont Hay se situe (figure 8.3). À l'échelle du massif voire régionale, il serait intéressant de cartographier les dykes et d'étudier leur largeur et leur densité en fonction de leur distance à la source. Si les dykes deviennent plus larges et moins denses en s'éloignant de la source alors le processus de drainage de l'échelle du grain à l'échelle régionale est consistant, et le lien entre la source et la magma est un réseau interconnecté s'élargissant du grain au pluton, où le magma se solidifierait et s'accumulerait.

8.4 Conclusion

Le but de cette contribution était de documenter l'origine, la géochimie et le transfert du magma dans la croûte moyenne et de définir la structure du réseau de transfert, illustrée par un exemple particulier Le massif du Mont Hay en Australie Centrale, qui représente la partie

exhumée de la croûte moyenne à profonde. Cette étude crée donc un lien entre les phénomènes observés au sommet de la croûte, où le magma s'accumule, largement étudiée car accessible, et les phénomènes subodorés dans la croûte profonde où la plupart des magmas felsiques sont produits. Les résultats majeurs de cette étude concernent :

- la mise en évidence d'un lien entre les différentes sources de magma, leur transfert et leurs modifications géochimiques, contrôlé par la déformation et la perméabilité;
- la documentation de la structure du réseau de dykes empruntés par le magma transféré avec des estimations de paramètres comme la perméabilité et le débit unitaire, et une évaluation statistique du rôle des dykes.

Développement préconisé et futur

Il serait intéressant de compléter cette étude par d'autres travaux sur certains aspects révélés complexes. En ce qui concerne l'étude géochimique, des datations s'avèrent indispensables pour distinguer les deux types de charnockite, et également l'âge des leucogranites. Une analyse isotopique des granulites mafiques pourrait également déterminer clairement leur origine et le type de contamination subie.

En ce qui concerne le réseau de transfert, une étude plus générale à l'échelle de la région permettrait (1) d'estimer la taille de la source des magmas, (2) de déterminer la largeur et la densité des dykes en fonction de leur distance à la source, et enfin (3) de définir l'auto-similarité ou les lois de distribution des dykes entre différentes échelles. Des calculs de viscosités (Baker 1996, 1998), de variations de densité et l'évaluation de la connectivité du système pourraient préciser et chiffrer les facteurs influençant le transfert des magmas.

La conclusion essentielle est le rôle joué par le contexte tectonique qui, associé à la perméabilité à l'échelle de l'affleurement, contrôle le transfert des magmas felsiques et leur modifications géochimiques.

RÉFÉRENCES

- Allibone, A. H. et Norris, R. J., 1992. Segregation of leucogranite microplutons during synanatectic deformation: an example from Taylor Valley, Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology*, **10**: 589-600.
- Ashworth, J. R., 1985. Introduction. Dans: *Migmatites*. Éditeur: Ashworth, J. R. Blackie, Glasgow, 1-35.
- Baer, G. et Reches Z., 1991. Flow patterns of magma in dikes, Makhtesh Ramon, Israel. *Geology*, **15**: 569-572.
- Baker, D. R., 1996. Granite melt viscosities: empirical and configurational entropy models for their calculation. *American Mineralogist*, **81**: 126-34.
- Baker, D. R., 1998. Granitic melt viscosity and dike formation. *Journal of Structural Geology*, **20**: 1395-1404.
- Barbarin, B., 1988. Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint-Julien-la-Vetre Monzogranite (Nord-Forez, Massif Central, France). *Canadian Journal of Earth Sciences*, **25**: 49-59.
- Barbey, P., Brouand, M., Le Fort, P. et Petcher, A., 1996. Granite-migmatite genetic link: example of the Manaslu granite and Tibetan Slab migmatites in central Nepal. *Lithos*, **38**: 63-79.

Barker, F., Wones, D. R., Sharp, W. N. et Desborough, I. A., 1975. The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. *Precambrian Research*, **2**: 97-150.

Barton, M. D. et Hanson, R. B., 1989. Magmatism and the development of low-pressure metamorphic belts: implications from the western United States and thermal modelling. *Bulletin of the Geological Society of America*, **101**: 1051-1065.

Bateman, R., 1984. On the role of diapirism in segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics*, **110**: 211-231.

Bateman, P.C. et Nokleberg, W. J., 1978. Solidification of the Mount Givens Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Journal of Geology*, **86**:563-579.

Beard, J. S. et Lofgren, G. E, 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 7 kb. *Journal of Petrology*, **32**: 365-401.

Bédard, L. P., 1993. Injections multiples de magma dans un conduit nourricier: implications sur le remplissage des plutons et l'extraction des magmas. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**: 124-131.

Bédard, L. P. et Barnes, S. J., 1990. Instrumental neutron activation analysis by collecting only one spectrum: results for international geochemical samples. *Geostandards Newsletter*, **14**: 479-484.

Black, L. P., 1980. Rb-Sr geochronology of the Jervois Range area in the Eastern part of the Arunta Block. Bureau of Mineral Research, Journal of Australian Geology and Geophysics, **5**: 265-270.

Black, L. P. et Shaw, R. D., 1992. U-Pb zircon chronology of prograde Proterozoic events in the central and southern Provinces of the Arunta Block, central Australia. Australian Journal of Earth Sciences, **39**: 153-171.

Black, L. P. et Shaw, R. D., 1995. An assessment, based on U-Pb data, of Rb-Sr dating in the Arunta Inlier, central Australia. Dans : *Times Limits on Tectonic Events and Crustal Evolution Using Geochronology : Some Australian Examples*. Éditeurs: Collins W.J. et Shaw R.D. Precambrian Research, **71**: 3-15.

Black, L. P., Shaw, R. D. et Stewart, A. J., 1983. Rb-Sr geochronology of Proterozoic events in the Arunta Inlier, central Australia. Bureau of Mineral Research Journal of Australian Geology and Geophysics, **8**: 129-138.

Blumenfeld, P. et Bouchez J. L., 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. Journal of Structural Geology, **10**: 361-372.

Blundy, J. D. et Sparks, R. S. J., 1992. Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy. Journal of Petrology, **33**: 1039-1104.

Blundy, J. D., et Wood, B. J., 1991. Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspar, silicate melts, and hydrothermal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 193-209.

Bohlen, S. R., 1987. Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. *Journal of Geology*, **95**: 617-632.

Bowen, N. L., 1917. The problem of the anorthosites. *Journal of Petrology*, **25**: 209-243.

Brown G. C. et Fyfe W. S., 1970. The production of granitic melts during ultrametamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **28**: 310-318.

Brown, G. C., Ixer, R. A., Plant, J. A. et Webb, P. C., 1987. Geochemistry of granites beneath the north Pennines and their role in orefield mineralization. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B: Applied Earth Science*, **96**: B65-B76.

Brown, M., 1973. The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings Geologists Association*, **84**: 371-382.

Brown, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granitic magma : the migmatite-to-crustally derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews*, **36**: 83-130.

Brown, M., Averkin, Y. A., McLellan, E. L. et Sawyer, E. W., 1995. Melt segregation in migmatites. *Journal of Geophysical Research*, **100**: 15655-15679.

Brown, M. et Rushmer, T. 1997. The role of deformation in the movement of granitic melt : views from the laboratory and the field. Dans: *Deformation-Enhanced Melt Segregation and Metamorphic Fluid Transport*. Éditeur: Holness, M. B. Chapman and Hall, Mineralogical Society Book Series, 111-144.

Brown, M. et Solar, G. S., 1998. Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organisation in orogenic belts. *Journal of Structural Geology*, **20**: 211-227.

Brown, M. et Solar, G. S., 1998. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology*, **20**: 1365-1393.

Brown, M. et Solar, G. S., 1999. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. *Tectonophysics*, **312**: 1-33.

Bruce, P. M. et Huppert, H. E., 1989. Thermal control of basaltic fissure eruptions. *Nature*, **342**: 665-667.

Bruce, P. M. et Huppert, H. E., 1990. Solidification and melting along dykes by the laminar flow of basaltic magma. Dans : *Magma Transport and Storage*. Éditeur: Ryan, M. P. Wiley, 87-101.

Brun J. P., Gapais D., Cogne J. P., Ledru P. et Vignerresse J. L., 1990. The Flammanville granite (northwest France) : an unequivocal example of syntectonically expanding pluton. *Geological Journal*, **25**: 271-286.

Bussell, M.A., 1988. Structure and petrogenesis of a mixed magma ring dike in the Peuvian coastal batholith: Eruptions from a zoned magma chamber. Royal Society of Edinburgh Transactions, **79**: 87-104.

Castro, A., 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. Geologische Rundschau, **76**: 101-124.

Chapman, M., et Rhodes, J. M., 1992. Composite layering in the Isle au Haut Igneous Complex, Maine: evidence for periodic invasion of mafic magma into an evolving magma reservoir. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **51**: 41-60.

Clarke, G. L. et Powell, R., 1991. Proterozoic granulite facies metamorphism in the southeastern Reynolds Range, central Australia : geological context, P-T path and overprinting relationships. Journal of Metamorphic Geology, **9**: 267-281.

Clemens J. D. et Mawer C. K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. Tectonophysics, **204**: 339-360.

Coleman, D. S., Glazner, A. F., Miller, J. S., Bradford, K. J., Frost, T. P., Joye, L. et Bachl, C. A., 1995. Exposure of a Late Cretaceous layered mafic-felsic magma system in the Sierra Nevada batholith, California. Contributions to Mineralogy and Petrology, **120**: 129-136.

Collins, W. J. 1996. Lachlan Fold Belt granitoids: products of three-component mixing. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, **87**: 171-181.

Collins, W. J. soumis. Nature of Extensional Accretionary Orogens. Tectonics.

Collins W. J. et Sawyer E. W., 1996. Pervasive granitoid magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**: 565-579.

Collins, W. J., Williams, I. S., Shaw, S. E. et McLaughlin, N. A., 1995. The age of Ormiston Pound Granite : implication for Mesoproterozoic evolution of the Arunta Inlier, central Australia. Dans: *Time Limits on Tectonic Events and Crustal Evolution Using Geochronology: Some Australian Examples*. Éditeurs: Collins W.J. and Shaw R.D. *Precambrian Research*, **71**: 91-105.

Collins, W. J. et Shaw, R. D., 1995. Geochronological constraints on orogenic events in the Arunta Inlier: a review. Dans: *Time Limits on Tectonic Events and Crustal Evolution Using Geochronology: Some Australian Examples*. Éditeurs: Collins W.J. and Shaw R.D. *Precambrian Research*, **71**: 315-346.

Collins, W. J. et Teyssier, C., 1989. Crustal scale ductile fault systems in the Arunta Inlier, Central Australia. *Tectonophysics*, **158**: 49-66.

Collins, W. J. et Vernon, R. H., 1991. Orogeny associated with anticlockwise P-T-t paths : evidence from low-P, high-T metamorphic terranes in the Arunta Inlier, central Australia. *Geology*, **19**: 835-838.

Collins, W. J. et Williams, I. S., 1995. SHRIMP ionprobe dating of short-lived Proterozoic tectonic cycles in the Northern Arunta Inlier, Central Australia. Dans: *Time Limits on Tectonic Events and Crustal Evolution Using Geochronology: Some Australian Examples*. Éditeurs: Collins W.J. and Shaw R.D. *Precambrian Research*, **71**: 69-89.

Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, **104** : 1-37.

Cough, R.W. et Riddihough, R.P., 1989. The crustal structure of the western continental margin of North America Dans: *Geophysical framework of the continental United States*. Éditeurs: Pakiser, L.C., et Mooney, W.D. Geological Society of America Memoir, **172**:103-128.

Cox, S. F., 1999. Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold systems. Dans: *Fractures, Fluid flow and Mineralization*. Éditeurs: McCaffrey K; Lonergan L. et Wilkinson J. Geological Society, London, Special Publications, **155**: 123-140.

Cox, S.F., et Knackstedt, M., A., 1999. Ore Genesis in Fracture-Controlled Hydrothermal Systems: Percolation Theory Approaches. Dans: *Congress Publication*. Éditeur: Weber Graeme. The Australian Institute of Mining and Metallurgy, Publication Series **4/99**: 639-642.

Christensen, N.I, et Mooney W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research*, **100**: 9761-9788.

Deer, W. A., Howie, R. A. et Zussman, J., 1966. *An introduction to the Rock Forming Minerals*. Longman Scientific and Technical, New York, 528 pp.

Didier, J. et Barbarin, B., 1991. *Enclaves and Granite Petrology*. Amsterdam, Elsevier, 625pp.

Dippel, S., 1996. Effect of deep crustal contamination on granitoid magmas. Some examples from the Arunta Inlier, central Australia. Research thesis submitted as partial fulfilment for the requirements of the Bachelor of Science (Honours) degree in the Department of Geology of the University of Newcastle, 81 pp.

Dirks, P. H. G. M., Hand, M. et Powell, R., 1991. A P-T-deformation path for a mid-Proterozoic low-pressure terrane: the Reynolds Range, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**:641-661.

D'Lemos R. S., Brown M. et Strachan R. A., 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society, London*, **149**: 487-490.

Dodge, F.C.W. et Bateman, P.C., 1988. Nature and origin of the root of Sierra Nevada. *American Journal of Earth Science*, **288-A**: 341-357.

Dombrowski, C., 1997. Développement et migration du magma granitique, Wuluma Hills, Australie Centrale. Mémoire présenté à l'université du Québec à Chicoutimi comme exigence partielle de la Maîtrise en Sciences de la Terre, 165 pp.

Duschesnes, J. C., Liégeois, J. P., Vander Auwera, J. et Longhi, J., 1999. The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosite. *Terra Nova*, **11**: 100-105.

Dymek, R. F., 1983. Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high grade gneisses, West Greenland. *American Mineralogist*, **68**: 880-899.

Edleman, N., 1973. Tension cracks parallel with the axial plane. Bulletin Geological Society of Finland, **45**: 61-65.

Ellis, D. J. et Green, D. H., 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. Contributions of Mineralogy and Petrology, **71**: 13-22.

Emmerman, S. et Marrett, R., 1990. Why dikes? Geology, **18**: 231-233.

Emslie, R. F., 1978a. Anorthosite massifs, rapakivi granites, and the late Proterozoic rifting of North America. Precambrian Research, **7**: 61-98.

Emslie, R. F., 1978b. Elsonian magmatism in Labrador: age characteristics and tectonic setting. Canadian Journal of Earth Sciences, **15**: 438-453.

Emslie, R. F., 1980. Geology and petrography of the Harp Lake Complex, Central Labrador: an example of Elsonian magmatism. Geological Survey Canadian Bulletin, **293**: 136 pp.

England P. C. et Thompson, A. B., 1986. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. Dans: *Collision tectonics*. Éditeurs: Coward M.P. et Ries A.C. Geological Society of London Special Publications, **19**: 83-94.

Escher, A., Jack, S. et Watterson, J., 1976. Tectonics of the North Atlantic Proterozoic Dyke Swarm. Royal Society of London Philosophical Transactions, series A, **280**: 529-539.

Eskola, P., 1915. On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijärvi region. *Bulletin Comm. Geologish Finlande*, **44**.

Eskola, P., 1920. The mineral facies of rocks. *Norsk Geologish Tidsskr*, **6**: 143-194.

Etheridge, M. A., Rutland, R. W. R. et Wyborn, L. A. I., 1987. Orogenesis and tectonic processes in the early to middle Proterozoic of Northern Australia. Dans: *Precambrian Lithospheric Evolution*. Éditeur: Kröner A. American Geophysical Union, Geodynamic Series, **17**: 131-147.

Fernandez A. N. et Gasquet, D. R., 1994. Relative rheological evolution of chemically contrasted coeval magmas: example of the Tichka plutonic complex (Morocco). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**: 316-326.

Fernandez, C. et Vigneresse, J. L. Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. Geological Society, London, Special Publications, **168**: 221-237.

Ferre, E., Gleizes, G., Djouadi, M.T., Bouchez, J.-L. et Ugodulunwa, F.X.O., 1997. Drainage and emplacement of magmas along an inclined transcurrent shear zone: petrophysical evidence from a granite-charnockite pluton (Rahama , Nigeria). Dans: *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Éditeurs: Bouchez, J.-L., Hutton, D.H.W et Stephen, W.E. pp 253-273.

Ferry, F. M. et Spear, F. S., 1978. Experimental Calibration of the partitioning of Fe and Mg between Biotite and Garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **66**: 113-117.

Fisher, G. J. et Patterson, M. S., 1989. Dilatancy during rock deformation at high temperatures and pressures. *Journal of Geophysical Research*, **94**: 17607-17.

Fisher, R.A. et Yates, F., 1963. *Statistical Tables of Biological, Agricultural and Medical Research*. Oliver et Boyd Limité, Edinburgh.

Flemming, P.D. et White, A. J. R., 1984. Relationships between deformation and partial melting in the Palmer migmatites, South Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **31**: 351-360.

Froese, E., 1973. The oxidation of almandine and iron cordierite. *Canadian Mineralogist*, **11**: 991-1002.

Fram, M. S. et Longhi, J., 1992. Phase equilibria of dikes associated with Proterozoic anorthosite complexes. *American Mineralogist*, **77**: 605-616.

Frost, B. R. et Chacko, T., 1989. The granulite uncertainty principle: limitations on thermobarometry in granulites. *Journal of Geology*, **97**: 435-450.

Fyfe, W. S., 1973. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. *Royal Society of London Philosophical Transactions, Series A*, **273**: 457-461.

Gasparik, T., 1986. Experimental study of subsolidus phase relations and mixing properties of clinopyroxene in the silica saturated system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. *American Mineralogist*, **71**: 686-693.

Goleby, B. R., Shaw, R. D., Wright C., Kennett, B. L. N. et Lambeck, K., 1989. Geophysical evidence for thick-skinned crustal deformation in central Australia. *Nature*, **337**: 325-330.

Goscombe, B., 1991. Intense non-coaxial shear and the development of mega-scale sheath folds in the Arunta Block, central Australia. *Journal of Structural Geology*, **13**: 299-318.

Goscombe, B., 1992. High-grade reworking of central Australia granulites, Part 1. Structural evolution. *Tectonophysics*, **204**: 361-399.

Green, T. H., 1969. High-pressure experimental studies on the origin of anorthosite. *Canadian Journal of Earth Science*, **6**: 427-440.

Greenfield, J. E., Clarke, G. L., Bland, M. et Clark, D. J., 1996. In-situ migmatite and hybrid diatexite at Mt. Stafford, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**: 413-26.

Grocott, J., Brown, M., Dallmeyer, R. D., Taylor, G. K. et Treloar, P. J., 1994. Mechanisms of continental growth in extensional arcs: an example from the Andean plate-Boundary zone. *Geology*, **22**: 391-394.

Gudmundsson, A., 1984a. A study of dykes, fissures and faults in selected areas of Iceland. PhD thesis, University of London, London, 268 pp.

Gudmundsson, A., 1984b. Formation of dykes, feeder-dykes, and the injections of dykes from magma chambers. *Bulletin of Volcanology*, **46**: 537-550.

Gueguen, Y. et Dienes, J., 1989. Transport properties of rocks from statistics and percolation. *Mathematical Geology*, **21**: 1-13.

Hand, M. et Dirks, P. H. G. M., 1992. The influence of deformation on the formation of axial-planar leucosomes and the segregation of small melt bodies within the migmatitic Napperby Gneiss, Central Australia. *Journal of Structural Geology*, **14**: 591-604.

Harley, S. L., Fitzsimons, I. C. W. et Buick, I. S., 1994. Reactions and textures in wollastonite-scapolite granulites and their significance for pressure temperature fluid histories of high-grade terranes. *Precambrian Research*, **66**: 309-323.

Harley, S. L., 1989. The origins of granulites; a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, **126**: 214-247.

Heier, K. S., 1960. Petrology and Geochemistry of high-grade metamorphic and igneous rocks on Langoey, northern Norway. *Norges Geologisk Understanding*, **207**.

Helz, R.T., 1976. Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb: Part II. Melt compositions. *Journal of Petrology* **17**: 139-193.

Hickmott, D. D. et Shimizu, N., 1990. Trace element zoning in garnet from the Kwoiek Area, British Columbia: disequilibrium partitioning during garnet growth? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**: 619-630.

Hobbs, B. E., Mühlhaus, H-B. et Ord, A., 1990. Instability, softening and localization of deformation. Dans: *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Éditeurs: Knipe R.J. et Rutter E.H. Geological Society Special Publication, **54**: 143-165.

Hobson, A., Bussy, F. et Hernandez, J., 1998. Shallow-level migmatization of gabbros in a metamorphic contact Aureole, Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands. *Journal of Petrology*, **39**: 1025-1037.

Holland, T. et Powell, R., 1992. Plagioclase feldspars: activity-composition relations based upon Darken's quadratic formalism and Laudau theory. *American Mineralogist*, **77**: 53-61.

Huppert, H. E. et Sparks, R. S . J., 1984. Double diffusive layer due to crystallisation in magmas: *American Review of Earth Planetary Sciences*, **12**: 11-37.

Huppert, H. E., Sparks, R. S . J. et Turner, J. S., 1984. Some effects of viscosity on the dynamics of replenished magma chambers. *Journal of Geophysical Research*, **89**: 6857-6877.

Hutton, D. H. W., 1992. Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, **83**: 377-382.

Hutton, D. H. W., Dempster, T. J., Brown, P. E. et Becker, S. D., 1990. A new mechanism of granite emplacement : intrusion in active extensional shear zones. *Nature*, **343**: 452-455.

Hutton, D. H. W. et Ingram, G. M., 1992. The Great Tonalite Sill of southeastern Alaska and British Columbia: emplacement into a contractional, high angle reverse shear zone. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, **83**: 383-386.

Irvine, T. N., et Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**: 523-48.

Jensen, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic rocks. Ontario Division of Mines, **MP 66**, pp 22.

Johannes, W., 1983. On the origin of layered migmatites. Dans: *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Éditeurs: Atherton, M. P. et Gribble, C. D. Shiva, Nantwich, 234-248.

John, B. E. et Stunitz, H., 1997. Magmatic fracturing and small-scale melt segregation during pluton emplacement: evidence from the Adamello Massif (Italy). Dans: *Granite: Segregation of melt to Emplacement Fabrics*. Éditeurs: Bouchez J.-L., Hutton D. H. W., et Stephens W.E. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, pp 55-74.

Kinder, D., 1996. Mafic granulites of the Mount Hay region, Arunta Inlier, central Australia. Research thesis submitted as partial fulfilment for the requirements of the Bachelor of Science (Honours) degree in the Department of Geology of the University of Newcastle, 77p.

Lambeck, K., Burgess, G. et Shaw, R. D., 1988. Teleseismic travel-time anomalies and deep crustal structure in central Australia. *Geophysical Journal*, **94**: 105-124.

Lawn, B. R., et Wilshaw, T. R., 1975. *Fracture of Brittle Solids*. Cambridge University Press, Cambridge, 204 pp.

Lafrance, B., Clarke, G. L., Collins, W. J. et Williams, I. S., 1995. The emplacement of Wuluma granite: melt generation and migration along steeply dipping extensional fracture set the close of the Late Strangways orogenic event, Arunta Block, central Australia. *Precambrian Research*, **72**: 43-67.

Lasaga, A. C., 1983. Geospeedometry: an extension of geothermometry. Dans: *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions*. Éditeur: Saxena S. K. Springer-Verlag, New York, pp. 81-114.

Le Breton, N., et Thompson, A. B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**: 226-237.

Lemos, J. V., Hart, R. D. et Cundall, P. A., 1985. A generalised program for modelling jointed rock mass-A keynote lecture. Dans: *Fundamentals of Rocks Joints*. Éditeur: Stephansson, O. Centek. Lulea, Sweden, pp. 335-344.

Le Maitre, R. W., 1989. *A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford.

Lister, J. R. et Kerr, R. C., 1991. Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. *Journal of Geophysical Research*, **10**: 49-77.

Lopez-Escobar, L., Frey, F.A. et Oyarzun, J., 1979. Geochemical characteristics of central Chile (33-34 °S) granitoids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **70**: 439-450.

- Maaloe, S., 1985. *Principles of Igneous Petrology*. Springer Verlag, Berlin, 374 pp.
- Manckelw, N., 1995. Deviatoric stress and the interplay between deformation and metamorphism. Geological Society of Australia Specialist Group in Tectonics and Structural Geology Abstracts, **40**: 95-6.
- Marsh, B. D., 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting. American Journal of Science, **282**: 808-855.
- McCarthy, T. C., et Patiño Douce, A. E., 1998. Empirical calibration of the silica-Ca-tschermak's-anorthite (SCAn) geobarometer. Journal of metamorphic Geology, **16**: 675-686.
- McKenzie, D. P., 1984. The generation and compaction of partially molten rock. Journal of Petrology, **25**: 713-765.
- McKenzie, D. P., 1985. The extraction of magma from the crust and mantle. Earth and Planetary Science Letters **74**: 81-91.
- McLellan, E.L., 1988. Migmatite structures in the Central Gneiss Complex, Boca de Quadra, Alaska. Journal of Metamorphic Geology, **6**: 517-542.
- Mehnert, K. R., 1968. *Migmatites and the Origin of Granitic Rock*. Elsevier, Amsterdam, 405 pp.
- Middlemost, E. A. K., 1975. The Basalt Clan. Earth Science Reviews, **11**: 337-364.

Michael, P. L. M., 1991. Intrusion of basaltic magma into a crystallising granitic magma chamber: the Cordillera del Paine pluton in southern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **108**: 396-418.

Morse, S. A., 1968b. Layered intrusions and anorthosite genesis. Dans: *Origin of Anorthosite and Related Rocks*. Éditeur: Isachsen YM. New York state Museum Sciences Services Memorial, **18**: 175-187.

Mortimer, G. E., Cooper, J. A. et James, P. R., 1987. U-Pb and Rb-Sr geochronology and geological evolution of the Harts Range ruby mine area of the Arunta Inlier, central Australia. *Lithos*, **20**: 445-467.

Mullen, E. D., 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **62**: 53-62.

Murdoch, J. et Barnes, J.A., 1974. *Statistical Tables for Science, Engineering, Management and Business Studies*, 2nd revised edition, Macmillan, London

Nabil, H. 1999. Caractérisation de la minéralisation en Ni-Cu-Co de l'indice du Lac-Volant, Région de Sept-Îles, Québec. Mémoire présenté à l'Université du Québec à Chicoutimi comme exigence partielle de la Maîtrise en Sciences de la Terre, 178 p.

National Research Council, 1996. *Rock Fractures and Fluid Flow: Contemporary Understanding and Applications*; par the Committee on Fracture Characterization and Fluid Flow. National Research Council (USA), National Academy Press, Washington, 551 p.

Nelson, B. K. et De Paolo, D. J., 1985. Rapid production of continental crust 1,7 to 1,9 b.y. ago: Nd isotopic evidence from the basement of the North American mid-continent. *Geological Society of American Bulletin*, **96** : 746-754.

Newton, R. C., et Perkins, D. III, 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblage garnet-plagioclase-orthopyroxene-(clinopyroxène)-quartz. *American Mineralogist*, **67**: 203-222.

Norman, A. R. et Clarke, G. L., 1990. A barometric response to late compression in the Strangways Metamorphic Complex, Arunta Block, central Australia. *Journal of Structural Geology*, **12**: 667-684.

O'Neill, H-St C. et Wood, B. J., 1979. An experimental study of the Fe-Mg partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer. *Contributions to Mineral Petrology*, **70**: 59-70.

Patrice Douce, A. E., 1993. Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences for biotite stability. *Chemical Geology*, **108**: 133-162.

Patiño Douce, A. E., 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research* **100**, 15623-15639.

Patiño Douce, A. E., 1997. Generation of A-type granites by low pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, **25**: 743-746.

Patiño Douce, A. E. et Beard, J. S., 1995. Dehydration melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, **36**: 707-738.

Patiño Douce, A. E., et Beard, J. S., 1996. Effects of, $f(\text{O}_2)$ and Mg-Fe ratio on dehydration melting of model metagraywackes. *Journal of Petrology*, **37**: 999-1024.

Patiño Douce A. E. et Harris, N., 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, **39**: 689-710.

Patiño Douce, A. E., Humphreys, E. D., et Johnston, A. D., 1990. Anatexis and metamorphism in tectonically thickened continental crust exemplified by the Sevier hinterland, western North America. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **97**: 290-315.

Patiño Douce, A. E. et Johnston, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **107**: 202-218.

Paterson, S. R. et Fowler, T. K., 1993. Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology*, **15**: 191-206.

Paterson, S. R., Vernon, R. H, Tobisch, O. T. et Morand, V. J., 1990. The influence of large ductile shear zones on the emplacement and deformation of the Wyangala Batholith, SE Australia. *Journal of Structural Geology*, **11**: 639-650.

Pattison, D. R. M. et Harte, B., 1988. Evolution of structurally contrasting anatectic migmatites in the 3-kbar Ballachulish aureole, Scotland. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**: 475-494.

Pawley, M., 1996. Origin and Evolution of a Layered Anorthositic Suite in Central Australia. Research thesis submitted as partial fulfilment for the requirements of the Bachelor of Science (Honours) degree in the Departement of Geology of the University of Newcastle, 71 pp.

Pearce, J. A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. Dans: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* prepared for a UK volcanic studies. Éditeurs: Hawkesworth C. J. and Papers M. J., group meeting at the University of Leicester, Norry, pp. 230-249.

Pearce, J. A., 1996. A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. Dans: *Trace element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Éditeur: Wyman, D. A. Geological Association of Canada, Short Course Notes, **12**: 79-113.

Perchuk, L. L., 1981. Correction of the biotite-garnet thermometer in case of the $Mn = Mg + Fe$ isomorphism in garnet. *Doklady USSR AS* **256**: 38-41.

Perchuk, L. L. et Lavrent'eva, I.V., 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. Dans: *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*. Éditeur: Saxena S. K. Springer-Verlag, New York, pp. 199-239.

Perkins, D., Essene, E. J. et Marcoty, L. A., 1982. Thermometry et barometry of some amphibolite granulite facies rocks from the Other Lake area, southern Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **19**: 1759-1774.

Petford, N., 1990. The relation between deformation, granite source type and crustal growth, Peru. Ph. D. Thesis, Liverpool, England, Liverpool University, 247p.

Petford, N., 1995. Segregation of tonalitic-trondhjemitic melts in the continental crust: the mantle connection. *Journal of Geophysical Research*, **100**:15735-15743.

Petford, N., Kerr, R. C. et Lister, J. R., 1993a. Dike transport of granitoid magmas. *Geology*, **21**: 845-848.

Petford, N. et Koenders, M. A., 1998. Self-organization and fracture connectivity in rapidly heated continental crust. *Journal of Structural Geology*, **20**: 1425-1434.

Petford, N., Lister, J. R. et Kerr., R. C., 1993b. The ascent of felsic magmas in dykes. *Lithos*, **32**: 161-168.

Pickering J.M. et Johnston A.D., 1998. Fluid-Absent melting behaviour of a two-mica metapelite: Experimental constraints on the origin of Black Hills Granite. *Journal of Petrology*, **39** : 1787-1804.

- Powell, R. I., 1983. Processes in granulite-facies metamorphism. Dans: *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Éditeurs: Atherton M. P. et Gribble C. D. Shiva, Nantwich, pp 127-139.
- Pyrak-Nolte, L. J., Cook, N. G. W. et Nolte, D. D., 1988. Fluid percolation through single fractures. *Geophysics Research Letters*, **15**: 1247-1250.
- Ramberg, H., 1948. Titanium iron ore formed by dissociation of silicates in granulite facies. *Economic Geology*, **43**: 553-570.
- Ramsay, J. G., 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*, **284**: 135-139.
- Rapp, R. P., Watson, E. B. et Miller, C. F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research*, **51**: 1-25.
- Ree, J.-H., 1994. Grain boundary sliding and development of grain boundary openings in experimentally deformed octachloropropane. *Journal of Structural Geology*, **16**: 403-18.
- Ribe, N. M., 1986. Melt segregation driven by dynamic forcing. *Geophysical Research Letters*. **13**: 1462-1465.
- Ribe, N. M., 1987. Theory of melt segregation – a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Resesarch*, **33**: 241-253.
- Richter, F. N. et McKenzie, D. P., 1984. Dynamical models of melt segregation from a deformable matrix. *Journal of Geology*, **92**: 729-740.

- Rinaldo, A., Rodriguez-Iturbe, I., Rigon, R., Ijjasz-Vasquez, E. et Bras, R. L., 1993. Self-organized fractal river networks. *Physical Review Letters*, **70**: 822-825.
- Robert, J.L., 1976. Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions. *Chemical Geology*, **17**: 213-227.
- Roddick, J.A., 1983. Geophysical review and composition of the Coast Plutonic Complex, south latitude 55°N. Dans: *Circum-Pacific plutonic terranes*. Éditeur: Roddick, J.A. Geological Society of America Memoir **159**: 195-213.
- Rubin, A. M., 1993a. Dikes vs. diapirs in viscoelastic rock. *Earth Planetary Sciences Letters*, **119**: 641-659.
- Rubin, A. M., 1993b. On the thermal viability of dikes leaving magma chambers. *Geophysical Research Letters*, **20**: 257-260.
- Rubin, A. M., 1995. Getting granite dikes out of the source region. *Journal of Geophysical Research*, **100**: 5911-5929.
- Rushmer, T., 1991. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **107**: 41-59.
- Rutter, M. J. et Wyllie P.J., 1988. Melting of vapour-absent tonalite at 10kbar to simulate dehydration-melting in the deep crust. *Nature*, **331**: 159-160.
- Sahimi, M., 1994. *Applications of Percolation Theory*. Taylor and Francis, London , 258 p.

Sawyer, E. W., 1987. The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions. *Journal of Petrology*, **28**: 445-473.

Sawyer, E. W., 1991. Disequilibrium melting and the rate of melt-residuum separation during migmatization of mafic rocks from the Grenville Front, Quebec. *Journal of Geology*, **32**: 701-738.

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., 1998. Formation and evolution of granitic magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. *Journal of Petrology*, **39**: 1147-1167.

Sawyer, E. W., 1999. Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, **24**: 269-279.

Sawyer, E. W., sous presse. Grain-scale and outcrop-scale distribution and movement of melt in a crystallizing granite. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **91**.

Sawyer, E.W., sous presse. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*.

Sawyer, E. W., Dombrowski C. et Collins W.J., 1999. Movement of melt during synchronous regional deformation and granulite-facies anatexis, an example from the Wuluma Hills, central Australia. Dans: *Understanding Granites; Integrating New and Classical Techniques*. Éditeurs: Castro, A., Fernandez, C. et Vigneresse J.-L. Geological Society of London special publication, **158**: 221-237.

Sawyer, E. W et Korneliussen A., 1989. The geochemistry of lower Proterozoic siliciclastic turbidites from the Rombak Window: implications for palaeogeography and tectonic settings. Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin, **415**: 23-38.

Scaillet, B., Holtz, F., Pichavant, M. et Schmidt, M., 1996. Viscosity of Himalayan leucogranites: implications for mechanisms of granitic magma ascent. Journal of Geophysical Research, **101**: 10255-10272.

Schumacher, R., Schenk, V., Raase, P et Vitanage, P. W., 1989. Granulite facies metamorphism of metabasic and intermediate rocks in the Highland Series of Sri Lanka. Dans: *High-Temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*. Éditeurs: Ashworth, J. R. et Brown, M. London, Unwin Hyman, pp 235-271.

Searle, M. P., Crawford, M.B. et Rex, A.J., 1992. Field relations , geochemistry, origin and emplacement of the Baltoro granite, central Karakoram. Royal Society of Edinburgh Transactions, **83**: 519-538.

Sen, S. K. et Bhattacharya, A., 1984. An orthopyroxene-garnet thermometer and its application to the Madras charnockites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **88**: 64-71.

Shaw, H. R., 1980. Fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface. Dans: *Physics of Magmatic Processes*. Éditeur: Hargraves R.B. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 201-64.

Shaw, R. D., 1987. Basement uplift and basin subsidence in central Australia. PhD thesis, Australian National University, Canberra.

Shaw, R. D. et Black, L. P., 1991. The history and tectonic implications of the Redbank Thrust Zone, central Australia, based on structural, metamorphic and Rb-Sr isotopic evidence. *Australian Journal of earth Sciences*, **38**: 307-332.

Shaw, R. D., Stewart, A. J. et Black, L. P., 1984. The Arunta Inlier: a complex ensialic mobile belt in central Australia. Part 2: tectonic history. *Australian Journal of Earth Sciences*, **31**: 457-484.

Shaw, R. D., Zietler, P. K., McDougall, I. et Tingate, P., 1992a. The Paleozoic history of an unusual intracratonic thrust belt in central Australia based on ^{40}Ar - ^{39}Ar , K-Ar and fission track dating. *Journal of Geology of London*, **149** : 937-954.

Shervais, J. W., 1982. Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, **57**: 101-118.

Silver, L.T. et Chappell, B.W., 1988. The Peninsular Ranges Batholith: An insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America. *Royal Society of Edinburgh Transactions*, **79**:105-121.

Singh, J. et Johannes, W., 1996. Dehydration melting of tonalites. Part I: Beginning of melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **125**: 16-25.

Singh, J. et Johannes, W., 1996. Dehydration melting of tonalites. Part II: Composition of melts and solids. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **125**: 26-44.

Skjerlie, K. P., 1992. Petrogenesis and significance of late Caledonian granitoid magmatism in western Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110**: 473-487.

Skjerlie, K. P. et Johnston, A. D., 1993. Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite-and amphibole-bearing tonalite gneiss: implications for the segregation of A-type granites. *Geology*, **20**: 263-266.

Skjerlie, K. P., Patiño Douce A. E. et Johnston, A. D., 1993. Fluid absent melting of a layered crustal protolith: implications for the generation of anatectic granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **114**: 365-378.

Skjerlie, K. P. et Patiño Douce A. E., 1995. Anatexis of interlayered amphibolite and pelite at 10 kbar: Effect of diffusion of major components on phase relations and melt fraction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **122**: 62-78.

Sleep N. H., 1988. Tapping of melt by veins and dykes. *Journal of Geophysical Research*, **93**: 10255-10272.

Snyder, D., Crambes, C., Tait, C. S. et Wiebe, R. A., 1997. Magma mingling in dikes and sills. *Journal of Geology*, **105**: 75-86.

Spear, F. S., 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperature in the light of garnet diffusion during cooling. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**: 379-388.

Spence D. A. et Turcotte D. L. 1990. Magma-driven Propagation of Cracks. *Journal of Geophysical Research*, **90**: 575-580.

Stevenson, D. J., 1989. Spontaneous small-scale melt segregation in partial melts undergoing deformation. *Geophysical Research Letters*, **16**: 1067-1070.

Stewart, A. J., 1981. Reynolds Range Region, Northern Territory. 1:100,000 Map Commentary, Bureau of Mineral Resources, Report. Canberra, Australia.

Stewart, A. J., Shaw R. D. et Black, L. P. 1984. The Arunta Inlier: a complex ensialic mobile belt in central Australia, Part 1. Stratigraphy, correlations and origin, *Australian Journal of Earth Sciences*, **31**: 445-456.

Stromgard, K. E., 1973. Stress distribution during formation of boudinage and pressure shadows. *Tectonophysics*, **16**: 215-248.

Taylor, S. R et McLennan, S. M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwe Scientific Publishers, 312 pp.

Teyssier, C., Amri, C. et Hobbs, B. E., 1988. South Arunta Block : the internal zones of a Proterozoic overthrust in central Australia. *Precambrian Research*, **40/41**:157-173.

Thompson, J. B., 1957. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *American Mineralogist*, **18**: 49-107.

Thompson, M. E. et Brown, S. R., 1991. The effect of anisotropic surface roughness on flow and transport in fractures. *Journal of Geophysical Research*, **96**: 21923-21932.

Thompson, R. N., 1982. Magmatism of the British tertiary volcanic province. Scotland *Journal of Geology*, **93**: 603-608.

Till, R., 1974. *Statistical Methods for the Earth Scientist, an introduction*. Macmillan Education limité, London, pp 154.

Trønnes, R. G., Edgar, A. D. et Arima, M., 1985. A high pressure-high temperature study of TiO₂ solubility in Mg-rich phlogopite: implications to phlogopite chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**: 2323-2329.

Van der Molen, I. et Paterson, M. S., 1979. Experimental deformation of partially-melted granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**: 7-22.

Vernon, R. H., Clarke, G. L. et Collins, W. J., 1990. Midcrustal granulite facies metamorphism : low-pressure metamorphism and melting, Mount Stafford, central Australia. Dans: *High-Temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*. Éditeurs: Ashworth J. R., and Brown M. Mineralogical Society Great Britain and Ireland, Special Publication, **2**: 272-319.

Vielzeuf, D., Clemens, J. D., Pin, C. et Moinet, E., 1990. Granites, granulites and crustal differentiation. Dans : *Granulites and Crustal Evolution*. Éditeurs: J. R. Ashworth, and M. Brown. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands, pp 551-568.

Vielzeuf, D. et Holloway, J. R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system: consequences for crustal differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**: 257-276.

Vielzeuf, D. et Montel, J. M., 1994. Partial melting of metagreywackes. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **117**: 375-393.

Viereck, L. G., Flower, M. F. J., Hertogen, J., Schmincke., H. U. et Jenner, G. A., 1989. The genesis and significance of N-MORB sub-types. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **102**: 112-126.

Vigneresse, J.-L., 1995. Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. *Tectonophysics*, **249**, 187-202.

Walker, F. et Mathias, M., 1947. The petrology of two granite-slate contacts at Cape Town, South Africa. *Journal of the Geological Society of London*, **102**: 499-521.

Warren, R. G. et Shaw, R. D., 1994. Hermannsburg, Northern Territory – 1:250,000 Geological Series. Australian Geological Survey Organisation, Explanation Notes, SF53-13.

Watson, E. B. et Jurewicz, S. R., 1984. Behavior of alkalies during diffusive interaction of granitic xenoliths with basaltic magma. *Journal of Geology*, **92**: 121-131.

Weber, C., Barbey, P., Cuney, M. et Martin, H., 1985. Trace-element behaviour during migmatization: Evidence for a complex melt-residuum-fluid interaction in the St Malo migmatite dome (France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **90**: 52-62.

Weinberg, R. F., 1999. Mesoscale pervasive felsic magma migration: alternatives to dyking. *Lithos*, **46**: 393-410.

Weinberg, R. F. et Podladchikov, Y. Y., 1994. Diapiric ascent of magmas through power-law crust and mantle. *Journal of Geophysical Research*, **99**: 9543-9559.

Weinberg, R. F. et Podladchikov, Y. Y., 1995. The rise of solid-state diapirs. *Journal of Structural Geology*, **17**: 1183-1195.

Weinberg, R. F. et Searle, M. P., 1998. The Pangong Injection Complex, Indian Karakoram : a case of pervasive granite flow through hot viscous crust. *Journal of the Geological Society of London*, **155**: 883-891.

Weinberg, R. F. et Searle, M. P., 1999. Volatile-assisted intrusion and autometasomatism of leucogranites in the Khumbu Himalaya, Nepal. *Journal of Geology*, **107**: 27-48.

Wells, P. R. A., 1980. Thermal models for the magmatic accretion and subsequent metamorphism of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **46**: 253-265.

Wickham S. M 1987. The segregation and emplacement of granitic magmas. *Journal of the Geological Society, London*, **144**: 281-297.

Wiebe, R. A., 1974. Coexisting intermediate and basic magmas, Ingonish, Cape Breton Island. *Journal of Geology*, **82**: 74-87.

Wiebe, R. A., 1993a. The Pleasant Bay layered gabbro-diorite, coastal Maine: Ponding and crystallization of basaltic injections into a silicic magma chamber. *Journal of Petrology*, **34**: 461-489.

Wiebe, R. A., 1993b. Basaltic injections into floored silicic magma chambers (abs.): Transactions of the American Geophysical Union, **74**:1-3.

Wiebe, R. A., 1994. Silicic magma chambers as traps for basaltic magmas: the Cadillac Mountain Intrusive Complex, Mount Desert Island, Maine. *Journal of Geology*, **102**: 423-437.

Wiebe, R. A., et Chapman, M., 1993. Layered gabbro-diorite intrusions of coastal Maine : basaltic infusions into floored silicic magma chambers. Dans: *Field Trip Guidebook*. Éditeurs: Cheney, J. T., et Hepburn, J. C. NE U.S.: 1993 Boston GSA, Contribution 67, Department of Geology and Geography, University of Massachusetts, Amherst, Massachusetts, p. A1-A29.

Wiebe, R. A. et Collins, W. J., 1998. Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. *Journal of Geology*, **20** : 1273-1289.

Williams, M. L., Hanmer, S., Kopf, C. et Darrach, M., 1995. Syntectonic generation and segregation of tonalitic melts from amphibolite dikes in the lower crust Striding-Athabassa mylonite zone, northern Saskatchewan. *Journal of Geophysical Research*, **100**: 1571-84.

Wilson, J. T., 1963. Hypothesis of Earth behavior. *Nature*, **198**: 925-9.

Wilson, M., 1989. *Igneous Petrology*. Chapman and Hall, Londres, 466 pages.

Winther, K. T. et Newton, R.C., 1991. Experimental melting of hydrous low-K tholeiite: evidence on the origin of Archean cratons. *Bulletin of Geological Society of Denmark*, **39**: 213-228.

Wolf, M. B. et Wyllie, P. J., 1991. Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kbar: textural development, liquid interconnectivity and applications to the segregation of magmas. *Mineralogy and Petrology*, **44**: 151-179.

Wolf, M. B. et Wyllie, P. J., 1993. Garnet growth during amphibolite anatexis: implications of a garnetiferous restite. *Journal of Geology*, **101**: 357-373.

Wolf, M. B. et Wyllie, P. J., 1994a. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **115**: 369-383.

Wolf, M. B. et Wyllie, P. J., 1994b. Liquid fractions, water contents and segregation during experimental amphibolite dehydration-melting at 10 kbar. *Transactions of the American Geophysical Union*, **75**: 360.

Wood, B. J., 1979. Activity-composition relationships in Ca (Mg, Fe) Si_2O_6 - $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ clinopyroxene solid solutions. *American Journal of Science*, **279**: 854-875.

Wood, D.A., 1980. The application Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination. *Earth and Planetary Science Letters*, **50**: 11-30.

Woodhead, J., Eggins, S. et Gamble, J., 1993. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, **114**: 491-504.

Yang, G., Cook, N. G. W. et Myer, L. R., 1989. Network modelling of flow in natural fractures. Dans: *Proceedings of the 30th U. S. Symposium on Rock Mechanics*. Éditeurs: Khair A.W. Rotterdam: A.A. Balkema. pp. 57-64

Young, D. N., Fanning, C. M., Shaw, R. D., Edgoose, C. J. , Blake, D. H., Page, R. W. et Camacho, A., 1995. U-Pb zircon dating of tectonomagmatic events in the northern Arunta Inlier, central Australia. Dans: *Time Limits on Tectonic Events and Crustal Evolution Using Geochronology: Some Australian Examples*. Éditeurs: Collins W.J. et Shaw R.D. *Precambrian Research*, **71** : 45-68.

Zhao, J.-X. et Bennett V.C., 1995. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of granites in the Arunta Inlier, central Australia: Implications for Proterozoic crustal evolution. Dans: *Time Limits on Tectonic Events and Crustal Evolution Using Geochronology: Some Australian Examples*. Éditeurs: Collins W.J. et Shaw R.D. *Precambrian Research*, **71** : 17-43.

Zhao, J.-X. et McCulloch, M. T., 1993. Sm-Nd mineral isochron ages of Late Proterozoic mafic dyke swarms in Central Australia: evidence for two distinctive events of mafic magmatism and crustal extension. *Chemical Geology*, **109**: 341-354.

Zhao, J.-X. et McCulloch, M. T., 1995. Geochemical and Nd isotopic systematics of granites from the Arunta Inlier, central Australia : implications for the Proterozoic crustal evolution. Dans: *Time Limits on Tectonic Events and Crustal Evolution Using Geochronology: Some Australian Examples*. Éditeurs: Collins W.J. et Shaw R.D. Precambrian Research, 71 : 265-299.

ANNEXE A

Abréviations des minéraux	Abréviations utilisées dans l'annexe B	
apt apatite	D Dimension	niv niveau
als aluminosilicate	L lame mince	polyg polygonal
amph amphibole	LP lame polie	porph porphyroïde
bio biotite	GC géochimie	qq quelque
cd cordiérite	R référence	qtz-fd quartzo-feldspathique
cpx clinopyroxène	afft affleurement	rpt remplacement
fd feldspath	ap après	sdt sédiment
fdK feldspath K	charno charnockite	Abréviations générales
gnt grenat	éch échantillon	char charnockite
ilm ilménite	ellipt elliptique	D Dimension
mag magnétite	élt élément	ÉL (<i>LILE</i>) Élément lithophile
musc muscovite	ép épaisseur	ÉTR (<i>REE</i>) Élément Terre Rare
opq opaque	fels felsique	ÉTRL (<i>LREE</i>) Élément Terre Rare Légère
opx orthopyroxène	gran. granulométrie	ÉTRLD (<i>HREE</i>) Élément Terre Rare Lourde
plag plagioclase	gros grossier/grossière	hyb hybride
px pyroxène	hom homogène	IAT <i>Island Arc Tholeite</i>
qtz quartz	hyb hybride	leu/ lc leucosome
sill sillimanite	interm intermédiaire	LD Limite de Détection
sph sphène	irrég. irrégulier, irrégulière	MASLI Intrusions mafiques et felsiques litées
spl spinelle	maf mafique	max maximum
zr zircon	mat matériel	min minimum
L liquide silicaté	métasdt métasédiment	MORB <i>Middle Ocean Ridge Basalt</i> N Normal/ E Enrichi
	mm millimétrique	moy moyenne
	moy/moyen/moyenne	LOI <i>Lost In Ignition</i>

Annexe B

Liste des échantillons 1996

Légende

MH Mont Hay, TH Colline de Tonalite, D Mont Chapple

Explication des symboles :

MHa-b.c: a: numéro de l'éch., b: numéro de l'arrêt, c: nom du ruisseau

Échantillon	GC	L	type de roche	gran.et aspect	commentaires
MH 2-20.1	M1	R	granulite maf. à interm.	fine massif, hom.	contact avec MH 1-20.1, domaines ellipt. polyg. <i>qtz-plag-hb-cpx-opx -bio-opq</i>
MH 1-15.3	M2		granulite maf. avec zones fels.	fine à moy. massif, hom.	fondu tonalitique et résidu, exsolution des opx <i>qtz-plag-hb-cpx-opx-bio-opq-zr</i>
MH 27.3	M3	R	granulite maf.	fine massif, hom.	polygonal <i>qtz-plg-cpx-opx-bio-opq-traces de hb</i>
MH 1-14.1	M4		granulite maf.	fine massif, hom.	pas de lame mince
MH 1-12.7	M5		granulite maf.	moy. déformé	<i>qtz-plag-cpx-opx-hb-bio-opq</i>
MH 1-5(b).7	M6	LP R	granulite maf.	fine massif, hom.	élongation bio et hb <i>qtz-plag-cpx-opx-bio-opq</i>
MH 1-13.7	M7	LP R	granulite maf.	fine à moy. massif, hom.	domaines riches en felsiques ou en mafiques <i>qtz-plag-cpx-opx-bio-opq</i>
MH 2-5(b).7	M8		granulite interm. à vésicules	fine à moy. massif	qtz et fds polygonaux, domaines ellipt. polyg. de plag et qtz <i>qtz-plag-cpx-opx-gnt-bio-opq</i>
MH 2-13.7	M9		granulite interm.	moy. à gros. très déformée	présence de veines qtz-fo <i>qtz-plag-cpx-opx-hb-bio-opq</i>
MH 1-20.1	M10	R	granulite interm.	fine à gros. assez massif	domaines ellipt. polyg. de plag et qtz <i>qtz-plag-cpx-opx-gnt-hb-bio-opq</i>
MH 3-5(b).7	M11	R	granulite maf.	fine massif, hom.	polygonal <i>qtz-plag-cpx-opx-bio-opq</i>
MH 3-20.1	M12		granulite maf.	fine massif, hom.	polygonal <i>qtz-plag-cpx-opx-bio-opq</i>
MH 1-9.1	M13	LP R	métasdt migm.	moy. à porph. mylonitisé	voir M31 et 80, leucosomes + restite métasdt, rpt gt par bio <i>qtz-plag-Kfd-bio-gnt-opx-opq- traces apt et zr</i>
MH 4-9.1	M14		métasdt migm.	moy. à porph. très déformé	restite métasdt, rpt gnt par bio <i>qtz-plag-Kfd-bio-gnt-opx-opq-traces de zr, apt et hb</i>
MH 2-18.1	M15	LP	charnockite	fine à porph. très déformé	à 20 m de M22, N240 <i>qtz-plag-fdK-bio-gnt-opx-opq-hb</i>

Annexe B

Liste des échantillons 1996

Légende

MH Mont Hay, TH Colline de Tonalite, D Mont Chapple

Explication des symboles :

MHa-b.c: a: numéro de l'éch., b: numéro de l'arrêt, c: nom du ruisseau

Échantillon	GC	L	type de roche	gran.et aspect	commentaires
MH 1-15.7	M16		granulite interm. voir hybride	fine à porph. déformé	veines qtz-fdq, domaines polyg. de fds et qtz dans une matrice fine <i>qtz-plag-bio-opx-hb-opq</i>
MH 4-20.1	M17	LP	granulite interm. voire hyb.	moy. à porph. déformé	veines de qtz-fd, qtz en plaquettes, domaines polyg. de qtz et fds <i>qtz-plag-fdK-bio-gnt-opx-cpx-hb-opq</i>
MH 1-14.7	M18	R	granulite fels. dacitique	moy. à gros. très déformé	domaines ellipt. et polyg. de qtz et fd, qtz polygonalisés <i>qtz-plag-Kfd-hb-opx-cpx-opq</i>
MH 3-14.1	M19		granulite maf. avec veines	fine à moy. orienté	présence de veines felsiques (leucosomes) à gran. moy <i>qtz-plag-bio-hb-opx-opq</i>
MH 5-9.1	M20		granite à opx mésocrate	porph. déformé	famille des charnockites <i>qtz-plag-fdK-opx-hb-bio-opq</i>
MH 2-16-7	M21	R	granulite interm.	moy. orienté	domaines ellipt polyg de qtz et fds (issus de la texture originelle) <i>qtz-plag-fdK-cpx-opx-hb-opq</i>
MH 1-18.1	M22	LP	charnockite	gros. à porph. déformé	porph.de fds, orientation N240 , recristallisation <i>qtz-plag-fdK-bio-opx-hb-gnt-opq</i>
MH 3-18.3	M23		charnockite		porph de fds pas de lame mince
MH 1-15.1	M24		granite à gts leucocrate	moy à porph. très déformé	porph de fds K et gts <i>qtz-plag-Kfd-bio-gnt-opq</i>
MH 4-5(b).7	M25	R	granulite interm.	moy. à gros. déformé	S2 299/64 NE, 77 SE, irrégulier <i>qtz-plag- qq fdK-bio-opx-hb-opq</i>
MH 1-6.1	M26		charnockite	moy. à porph. déformé	associé à 79, porph de gts, plag, KFd pas de lame mince
MH 1-16.1	M27		granite leucocrate à opx	fine très déformé	1ère veine sur 1,5 m, voir M28, M29, M30, S2, famille des charnockites <i>qtz-plag-Kfd-bio-opx-opq</i>
MH 2-16.1	M28		granite leucocrate à opx	moy.	2e veine irrég. de 70 cm d'ép.coupant S2, éch. en bordure pas de lame mince
MH 3-16.1	M29	LP	granite leucocrate à opx et bio	fine à moy. déformé	2e veine, éch.du milieu, famille des charnockites <i>qtz-plag-Ffd-bio-opx-opq-hb</i>
MH 4-16.1	M30	LP R	granite leucocrate à opx	fine à moy. déformé	3e veine irrég. de 4m sur 3m, contamination, famille des charnockites <i>qtz-plag-Ffd-bio-hb-opx-cpx-opq</i>
MH 2-9.1	M31		granite à opx	moy.à porph. déformé	mélange avec niveaux maf. <i>qtz-plag-Ffd-opx-cpx-hb-bio (2%)-opq</i>

Annexe B

Liste des échantillons 1996

Légende

MH Mont Hay, TH Colline de Tonalite, D Mont Chapple

Explication des symboles :

MHa-b.c: a: numéro de l'éch., b: numéro de l'arrêt, c: nom du ruisseau

Échantillon	GC	L	type de roche	gran.et aspect	commentaires
MH 1-21.1	M32	LP	charnockite	porph. déformé	niveaux irréguliers de largeur max. 1,5 m qtz-plag-Ffd-bio-opx-gnt-opq- traces hb
MH 2-19.1	M33	LP	granite leucocrate à opx et gnts	moy. à porph. mylonitisé	associée à un dyke, bcp de qtz, famille des charnockites qtz-plag-Kfd-bio-opx-gnt-opq
MH 2-14.6	M34		granite leucocrate	moy mylonitisé	folié N290, 3% de bio. qtz-plag-Ffd-bio-opq
MH 2-18.3	M35	LP	granulite interm. à veines de tonalite	fine à moy. très déformé	veine 26 de l'affit, tonalite en éq. avec opx et cpx, fusion partielle proche qtz-plag-opx-cpx-opq
MH 5.3	M36		granite à grenats leucocrate	fine à moy. mylonitisé	recristallisé qtz-plag-Kfd-gnt-opq
MH 1-16.6	M37		granite à grenats leucocrate	moy. très déformé	qtz-plag-Kfd-gnt-opq
MH 1-3.7	M38	R	granite à grenats leucocrate	moy. très déformé	qtz-plag-Kfd-gnt-bio-opq- traces de sill
MH 3-14.7L	M39		hybride	fine à porph mylonitisé	pas de lame mince
MH 3-14.7GM40	M40	R	granulite mafique à interm		exsolution dans opx, mélange charmo et granulite maf. qtz-plag-bio-opx-cpx-opq
MH 1T-15.3M41	M41		granulite maf à interm		pas de lame mince
TH 3-4	M42	LP R	métasdt	fine massif	Roche résiduelle ap refroidissement, qtz a quitté le syst qtz-plag-Kfd-bio-sill-gnt, gnt+fdK+melt = bio+sill+qtz
TH 1-2	M43		granite à gt et sill	moy. un peu déformé	riche en qtz et grenats et sill, possibilité d'un métasdt quartzeux qtz-plag-kfd-bio-sill-gnt-opq
MH 1-4T1	M44		métasdt migm	moy. à gros. déformé	riche en qtz et bio, gnts avec inclusions de qtz, sill, bio- qtz-plag-Kfd-bio-sill-gnt-opq
MH 1-2T1	M45	LP R	granite hb, sill et bio	moy. à porph. déformé	schlierens de bio + sill, fondu présent dans le métasdt; rpt du grt par bio qtz-plag-Kfd-bio-sill-gnt-opq
MH 1-1T1	M46		granite à gnts (traces de sill et bio)	moy. à gros. déformé	origine possible métasdt (fondu) qtz-plag-Kfd-bio-sill-gnt-opq
TH 4-2	M47	R	métasdt migmatisé à quartz	fine très déformé	roche résiduelle, le fd a disparu, sdt riche en qtz, rpt du gnt par bio- qtz-plag-qg Kfd-bio-sill-gnt-opq

Annexe B

Liste des échantillons 1996

Légende

MH Mont Hay, TH Colline de Tonalite, D Mont Chapple

Explication des symboles :

MHa-b.c: a: numéro de l'éch., b: numéro de l'arrêt, c: nom du ruisseau

Échantillon	GC	L	type de roche	gran.et aspect	commentaires
TH 2-2	M48		granite à grenats (traces de sill et bio)	moy. très déformé	origine possible métasdt, sill et bio boudinées qtz-plag-Kfd-sill-bio-gnt-opq
TH 2-1	M49		granite à grenats leucocrate	moy. déformé	rpt du gnt par bio, origine possible métasdt, 1 opx! qtz-plag-Kfd-sill-bio-gnt-opq
TH 1-4	M50		granite à gnts leucocrate	gros. cisailé	riche en fdK, recristallisé qtz-plag-Kfd-bio-opq
2D	M51		granite à gnts mésocrate	moy. à porph. déformé	photos 1D et 2D qtz-plag-Kfd-bio-gnt-qg gnt-opq
3D	M52		granite à gnts et opx mésocrate	moy. à gros. déformé	photo 3D, famille des charnockites qtz-plag-Kfd-opx-hb-bio-gnt-opq
1D	M53		granite à gnts et bio mésocrate	moy. déformé	photos 1D et 2D, origine possible : fondu de métasdt qtz-plag-gnts-bio-opq
TH 2-4	M54		métasdt à hb et bio migm	moy. déformé	métasdt moins pélitique avec plus de Ca qui donne les hb qtz-plag-Kfd-gnt-bio-opx-amph1 et amph 2-opq
TH 1-3	M55	R	métabasite interm.	moy. à gros. massif	domaines ellipt et polyg de qtz et plag qtz-plag-opx-cpx-bio-opq
TH 1-1	M56	R	granulite anorth.	moy. déformé	domaines felsiques polyg. plag-hb-cpx-opx-opq
TH 3-2	M57		granulite maf.	moy. déformé	polygonal plag-hb-cpx-opx-opq
7D	M58		métasdt migm	gros. déformé	début de fusion partielle (bcp fdsK), inclusions de plag dans gnt + bcp bio qtz-plag-bio-gnt-opq- traces de zr, apt et qq opx
MH 2-1T1	M59	R	granulite maf.	fine massif et hom	granoblastique qtz-plag-bio-opx-cpx-opq
TH 2B2	60	R	métasédiment migmatisé à quartz	moy. déformé	fusion partielle peu élevée car peu de qtz présent, voir no 42 qtz-plag-bio-gnt-opq
5D	61	R	granite à gnts et bio	fine à porph.	photos 5, 6 et 7D qtz-plag-fdK-bio-gnt-opq-traces apt et zircon
4D	62		granulite interm. avec leucosomes	moy. un peu déformé	photo 4D, bio+ qtz + plag en inclusions dans les gnts qtz-plag-bio-opx-cpx-gnt-opq-traces hb

Annexe B

Liste des échantillons 1996

Légende

MH Mont Hay, TH Colline de Tonalite, D Mont Chapple

Explication des symboles :

MHa-b.c: a: numéro de l'éch., b: numéro de l'arrêt, c: nom du ruisseau

Échantillon	GC	L	type de roche	gran.et aspect	commentaires
MH1-3T1	63		quartzite	moy. déformé	myrmékite, recristallisation qtz-plag-bio/séricite-gnt-opq
D6	64	LP	granulite interm. contact granite à gnts	moy. à gros. déformé	zone à gnts porph. et zone à bio, domaines de qtz et (qtz+fd) bcp de hb qtz-plag-bio-opx-hb-gnt-opq-traces cpx
MH 2-3T1	65	R	contact granite à gnts métastdt quartzeux	fine à gros. déformé	contact net granite à gnts et métastdt quartzeux qtz-plag-fd K-bio-gnt-opq-zr
MH 3-1T1	66		granulite maf.	moy et hom déformé	polygonale équi-granulaire qtz-plag-opx-cpx-bio-opq
MH 3-3T1	67	R	métastdt migm	moy. à gros. déformé	métastdt résiduel, rpt des gnts par bio, inclusions de gnts dans sill qtz-plag-fd K-bio-gnt-sill-opq-zr
MH 2-5T1	68		métastdt quartzeux à gnts et bio	moy déformé	bandes de gnts de 2 à 4 mm qtz-plag-gnt-bio-opq-zr
TH 4-4	69		granite à gnts	moy à porph très déformé	porph. FdK et gnts qtz-plag-fd K-gnt-bio et séricite en traces
MH 1-32.2	70		granulite maf. avec leucosomes	moy. déformé	zone fels. déformé en contact de zone maf non déformée, bordure figée qtz-plag-qz fd K-opx-cpx-traces bioethb-opq
MH 1-5T1	71	R	quartzite	moy. à gros. très déformé	blastomylonite, 2 déformations possibles, bio en forme de poisson qtz + bio
TH 2-1	72		granite à grenats	moy à porph altéré, déformé	recristallisé, rpt des gnts par bio, porph de qtz-fdK ou plag qtz-plag-fd K-gnt-traces bioetopx
MH 5-4	73		granite pegmatitique leucocrate	pegmatitique déformé	dyke, porph de FdK, déformation qtz-fdK-plag-bio
MH 3-14.6b	74		granite à opx leucocrate	moy déformé	voir 82, famille des charnockites, opx en traces qtz-plag-opx-bio-opq-apt-zr
MH 1-18.3	75	LP	charnockite	fine et gros. déformé	matrice fine et porphyr fdK et grts qtz-plag- fd K-opx-hb-opq-zr-apt
MH 15.3	76		granulite maf monzo-gabbroïque	moy déformé	polygonale, nom de terrain: anorthosite, domaines de (qtz+plag) qtz-plag-opx-cpx-opq
MH 1-30.3	77	LP	hybride	moy. à porph orienté	porph fdK, veines qtz-fd, domaines de qtz qtz-plag- fd K-opx-gnt-traces hb- opq

Annexe B

Liste des échantillons 1996

Légende

MH Mont Hay, TH Colline de Tonalite, D Mont Chapple

Explication des symboles :

MHa-b.c: a: numéro de l'éch., b: numéro de l'arrêt, c: nom du ruisseau

Échantillon	GC	L	type de roche	gran.et aspect	commentaires
MH 2-30.3	78		granite à gnts et opx	moy. à porph déformé	porph de gnts et fd, famille des charnockites <i>qtz-plag- fd K-gnt-opx- opq- traces de bio et hb -zr- apt</i>
MH 2-6.1	79		granite à grenats	moy à porph mylonitisé	charnockite associée, fdK porph, domaines (qtz+plag), qtz polygonalisés <i>qtz-plag- fd K-gnt-traces bio- opq-zr</i>
MH 3-9.1	80	R	hybride	fine à gros. folié	porph dans une matrice maf., voir M13 et M31, domaines de qtz et fds <i>qtz-plag- fd K-opx-hb-bio-opq</i>
MH 1-14.6	81		granite quartzifère leucocrate	moy. à gros. mylonitisé	altéré, recristallisé et déformé <i>qtz-plag- fd K-traces de bioet opx-opq-zr</i>
MH 3-14.6	82		granite à opx et bio	fine à moy. très déformé	zones fels et maf, rpt de px par bio, famille des charnockites <i>qtz-plag- fd K-opx-bio-opq-zr</i>
MH 4-14.6	83		granulite maf.	fine à moy, hom assez déformé	domaines (qtz-fds) de 6 mm <i>qtz-plag-opx-cpx-bio-opq</i>
MH 1b-15.3	84		anorthosite	moy à porph déformé	intrusif dans la granulite maf., photos 1, 2, 3-15.3 pas de lame mince
MH 1-8.1	85		granite à opx leucocrate	moy. déformé	rpt opx par bio <i>qtz-plag- qq fd K-opx-bio-opq</i>
MH 3-18.1	86		hybride	moy. à porph. déformé	domaines hb et bio, domaines ellipt et polyg (qtz-fd) <i>qtz-plag-fd K-opx-hb-opq-traces apt et bio</i>
MH 1-19.1	87	LP	granite à opx, gt et bio mésocrate	porph. déformé	intrusion de 8 m d'ép. associée aux maf. et hyb., famille des charnockites <i>qtz-plag-fd K-bio-opx-hb-opq-traces apt et bio</i>
MH 5-5b.7	88	R	contact granulite charnockite	gros.	zone fels porph et déformée : qtz-plag-fdK zone maf polygonale : qtz-plag-opx-hb-bio-opq
MH 6-5b.7	89		contact metab-hyb	fine à gros. orienté	granulite maf. à granulo. fine, hyb. à gran. moy. à gros. pas de lame mince
MH 2-5b.7	90		contact granulite charnockite	fine à gros. orienté	contact net : granulite à gran. fine et la charno. porph. métabas: <i>qtz-plag-bio-opx-cpx-opq char:qtz-plag-fdK-opx-opq</i>
MH 2-14.7	91		charnockite	moy. à porph. déformé	fd porph, domaine (qtz-plag), qtz polygonalisé, ouralitisé <i>qtz-plag-fd K-bio-opx-hb-opq-traces épidotes</i>
MH 1-16.7	92		charnockite	moy. à porph. déformé	domaine (qtz-plag) <i>qtz-plag-fd K-bio-opx-hb-opq</i>

Annexe B

Liste des échantillons 1996

Légende

MH Mont Hay, TH Colline de Tonalite, D Mont Chapple

Explication des symboles :

MHa-b.c: a: numéro de l'éch., b: numéro de l'arrêt, c: nom du ruisseau

Échantillon	GC	L	type de roche	gran.et aspect	commentaires
MH 28.3	93		granulite maf.	fine à moy. massif	mélanosome et perte de mat. fusionné <i>qtz-plag-opx-cpx-opq-traces de hb</i>
MH 2-15.3	94		granulite maf + veines	fine à moy. orienté	contact net entre veine et granulite, exsolution des px <i>qtz-plag-opx-cpx-hb-opq-apt</i>
MH 1-2.7	95		granite à grenats	fine à moy. mylonitisé	intrusion de 3 m de large, suit la foliation <i>qtz-plag-fd K-gnt-bio(traces)-opq</i>
MH 18-3	96	R	quartzite	moy. à gros. mylonitisé	contacts irréguliers-emboîtés-sans espaces intersticiés qtz
MH 2-14.1	97		hybride	fine à porph. déformé	porph fdK-plag-veines de qtz <i>qtz-plag-cpx-opx-hb-opq+traces bio</i>
MH 1-9-1 (2)	98		métasédiment migmatisé	moy à porph mylonitisé	voir M13
MH 4-20.1b	99		granulite interm.	moy à porph. déformé	voir M17 (même roche mais pas de grenats) possibilité d'hybride avec fdK porph
MH 1-30-3b	100		charnockite à gnts	moy à porph déformé	porph de gnts et fdK <i>qtz-plag-fd K-gnt-opx-traces bioethb-opq-apt-zr</i>
MH 1-6.1	101		granite gnts et bio	porph orienté	gnts, fdK, vésicules de qtz et plag, voir no 79 <i>qtz-plag-fd K-gnt-bio-opq-apt-zr</i>

Annexe B

Liste des échantillons 1998

Légende

MH Mont Hay, TH Colline de Tonalite, D Mont Chapple

Explication des symboles :

MHa-b.c: a: numéro de l'éch., b: numéro de l'arrêt, c: nom du ruisseau

Échantillon	GC	L	type de roche	gran.et aspect	commentaires
MH 98 9-2.1	B1	X	granite à gnts leucocrate	fine et hom mylonitisé	leucocrate, intrusif en dyke, foliation 147/72 WSW, voir B9, B14 plag-fdK-qtz-gnt-bio-opq-zr
MH 98 7-2.2	B2	X R	granite à gnts leucocrate	moy. à gros. déformé	voir B7 pas de lame mince
MH 98 1-18.2	B3	X	hybride	gros à porph déformé	zone fels porph et zone maf polyg, voir B4 et B12 plag-fdK-qtz-opx-hb-bio-opq-traces apt
MH 98 1-18.1	B4	X	charnockite	moy à porph déformé	porph de FdK, domaines (qtz-fds), opx 4mm, voir B3 et B12 plag-fdK-qtz-bio-opx-opq-traces apt et zr
MH 98 7-2b.1	B5	X	charnockite	moy à porph très déformé	porph fd K, (qtz-fds), veines qtz, ouralitisisation, voir 40, B4 qtz-plag-fdK-opx-hb-opq-traces bio et apt
MH 98 9-3.3	B6	X R	charnockite	fine à porph déformé	domaine (qtz + plag), voir B17. B8 qtz-plag-fdK-opx-gnt-qz cpx-qz hb-opq-traces zr et apt
MH 98 7-2.1	B7	X	granite à gnts mésocrate	moy. à gros. déformé	présence de fdK-bio-gnts, voir B2
MH 98 9-3.2	B8	X	hybride	moy. à porph déformé	domaines (qtz+fd), agrégats maf, contamination, voir B6 et B17 qtz-plag-fdK-opx-cpx- hb-gnt-opq-traces zr et apt
MH 98 9-2.4	B9		granite à gnts et bio	fine à moy. très déformé	S2 140/70 SSW, domaines (qtz-fd), porph fdK, voir B1 et B14 qtz-plag-fdK-gnt-bio-opq-traces zr et apt
MH 98 1-16.3	B10	X	granite-granulite maf.	fine à moy	contact granite/ granulite maf., mélanosomes, voir B11, B16, 38, 39
MH 98 1-16.2	B11	X	hybride	moy. à porph déformé	niv fels discontinus et maf en alternance, voir B10, B16, 39, 38 qtz-plag-fdK-opx-cpx-hb-bio-opq-traces zr et apt
MH 98 1-18.3	B12	X	hybride	moy. à porph déformé	porph fdK, domaines (qtz-fd), voir B3 et B4 qtz-plag-fdK-opx-hb-bio-opq-traces zr et apt
MH 98 7-2b.2	B13	X	hybride ou granulite interm. à gnts	moy à porph déformé	gnts en agrégats, qtz en plaquettes, voir B5, 40 qtz-plag-fdK-opx-cpx-gnt-opq-traces bio et zr
MH 98 9-2.5	B14	X	hybride	fine à porph très déformé	S2 140/70 SSW, elt d'unité macrorhythmique, voir B9 et B14 qtz-plag-fdK-opx-cpx-opq-traces bio et hb
MH 98-8.10	B15	X	granulite maf.	très fine massif	dyke 125/80 NE, foliation de 115/70 NE plag-opx-cpx-hb-qtz-opq
MH 98 1-16.4	B16		granulite maf.	fine à moy homogène	voir 39, B10, B14, 38
MH 98 9-3.1	B17	X R	granulite maf.	fine déformé	elt d'une unité macrorhythmique, voir B6, B8 plag-qtz-opx-cpx-hb-opq (peu de qtz)

Annexe B

Liste des échantillons 1998

Légende

MH Mont Hay, TH Colline de Tonalite, D Mont Chapple

Explication des symboles :

MHa-b.c: a: numéro de l'éch., b: numéro de l'arrêt, c: nom du ruisseau

Échantillon	GC	L	type de roche	gran.et aspect	commentaires
MH 98-A3	B18		granulite maf.	moy. massif	niveaux ultramafiques, variation de granulo. avec B20, B19, B18
MH 98-A2	B19	X	granulite maf. anorthositique	moy. massif	3 zones : matrice, domaines (qtz-fds), maf, qq qtz, cpx développés plag-opx-cpx-hb
MH 98-A1	B20		granulite maf.	fine massif	contact net, liquide solidifié rapidement
MH 98-A5	B21		anorthosite - monzo-gabbro	gros.	mésocrate, intrusif
MH 98-A6	B22	X	anorthosite à monzo-gabbro	gros., hom massif	polygonal, intrusif plag (80%)-qtz-opx-cpx-hb
TH 98-11	B23	X	granite	moy., porph déformé	niveau de granite déformé dans tonalite, S2 40/65, largeur 25.8 m fdK-qtz-plag-bio-traces opx-opq
TH 98-5	B24	X	tonalite maf. ou granite à gnts et bio	fine à porph très déformé	claire, foliation 040/60, porph fd et qtz qtz-plag-qfdK-gnt-bio-opq-zr
TH 98-1	B25	R	tonalite maf.	moy.	largeur du niveau 4,7 m
TH 98-6	B26	X V	enderbite ou charnockite	moy. à porph déformé	S2 040/60, famille des charnockites, rpt de opx par bio, voir B24 qtz-plag-qfdK-opx (10%)-hb-bio-1 gnt-opq-apt-zr
TH 98-2	27	R	granite à grts leucocrate	moy.	largeur du niveau 1,9 m qtz-plag-qg fdK-gnt-traces bio
TH 98-3	28		tonalite maf.	moy.	largeur du niveau 28 m
TH 98-4	29	X	métasédiment quartzeux migm.	fin à porph déformé	psammite, leucosomes de 3 à 4 mm, débute de fusion matrice : qtz-plag-fdK-bio-gnt-zr / leucos: qtz-plag-fdK-gnt
TH 98-7	30		tonalite - leucos. ou charno???	moy. à gros.	contact tonalite-leucos.
TH 98-8	31	X V	tonalite-leucos. ou charno	fin à porph déformé	largeur 11.5 m, recristallisé, porph qtz, plag et fdK voir 31 et 32 qtz-plag-fdK-qg bio-qg gnt-zr
TH 98-9	32		tonalite à grts	moy. à gros.	foncée, foliation 040/60
TH 98-10	33		métasédiment	fine déformé	orientation 010/64, largeur 7 m
TH 98-12	34		granulite maf.	moy. déformé	enclave dans une psammite, largeur 4.5 m
Th 98-13	35	X	granite à hb et gnt	moy à gros un peu déformé	foliation 058/74, largeur 10m, rpt gnt par bio et hb qtz-plag-qg fdK-25% gnt-25% hb-cpx-opx-opq-apt-zr-traces de bio

Annexe B

Liste des échantillons 1998

Légende

MH Mont Hay, TH Colline de Tonalite, D Mont Chapple

Explication des symboles :

MHa-b.c: a: numéro de l'éch., b: numéro de l'arrêt, c: nom du ruisseau

Échantillon	GC	L	type de roche	gran.et aspect	commentaires
MH 98 9-2.2	36	X	granite-granulite maf.	fine à moy déformé	contact maf./granite, contamination, foliation 147/74 WSW, voir 37 zone fels: qtz-plag-opx-hb-apt-zr; zone maf.: qtz-plag-opx-hb-opq
MH 98 9-2.3	37	X	granite-granulite maf.	fine à moy.	S2 144/82 WSW, contact net, contamination, voir 36 qtz-plag-qz fdK-25%- hb-qz cpx-opx-bio-opq-apt-zr
MH 98 1-16.1	38	X	leucosome/ hybride	fine à porph déformé	veines qtz-fd mm, fdK porph, bcp bio, voir B10, B11, B16, 39 qtz-plag-fdK-opx-cpx-hb-bio-opq
MH 98 1-16.3et40	39	X R	granite-granulite maf	fine à moy déformé	zone maf 1-diffuse, 2-nette, 3-boudinée, voir B16, B10, B11, 38 zone fels : qtz-fd K--plag
MH 98 7-2b.3	40	X	charnockite	moy à porph déformé	porph. de FdK, unité macrorhythmique, voir B13, B5 qtz-plag- fdK-opx-hb-traces bio-opq-apt-zr
MH 98 3-18.1	41		hybride	fine à gros.	voir 41 et 42
MH 98 3-18.2	42	X V	granulite interm et leucosomes	fine	zone fels de 1 mm dans matrice maf, voir 41 et 43 plag-qtz-opx-cpx-opq-traces bio
MH 98 3-18.3	43		charnockite	moy. mylonitisé	sigmoïde, voir 41, 42
MH 98 1-3	44	X	métasédiment	moy. lité	présence de fds et gnts
MH 98-8.1	45	X R	granulite maf.	moy. à gros. déformé	foliation 125/73 et linéation 120/68 NE 3 zones 1- fels, 2- mf à hb: mélanosome, 3-granulite maf plag-opx-cpx-hb-qtz-opq-traces bio

ANNEXE C1

Analyses chimiques en pourcentage poids des plagioclases
et calcul basé sur 8 oxygènes des fractions ioniques
selon la méthode de Deer, Howie et Zussman 1966

nom de roche	No.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	XAn	XOr	XAl
MH113-7 C1 fd1	3	53,02	29,72	0,08	<LD	12,70	4,24	0,21	99,97	0,62	0,01	0,37
MH113-7 C1 fd4	6	53,76	29,11	0,09	<LD	12,15	4,54	0,25	99,90	0,59	0,01	0,40
MH113-7 C2 fd1	7	52,34	29,85	0,14	<LD	12,70	3,98	0,18	99,18	0,63	0,01	0,36
MH113-7 C2 fd2	8	53,09	29,46	0,09	<LD	12,98	4,21	0,19	100,02	0,62	0,01	0,37
MH113-7 C2 fd3	9	53,14	29,50	0,11	<LD	12,79	4,22	0,21	99,97	0,62	0,01	0,37
MH113-7 C2 fd5	11	53,56	29,19	0,12	<LD	12,29	4,47	0,26	99,89	0,59	0,01	0,39
MH113-7 C2 fd8	14	52,25	29,85	0,08	<LD	13,31	3,99	0,21	99,68	0,64	0,01	0,35
MH113-7 C2 fd9	15	52,52	29,88	0,07	<LD	13,26	4,04	0,18	99,96	0,64	0,01	0,35
MH113-7 C3 fd1	16	52,57	29,38	0,05	<LD	12,99	4,24	0,20	99,43	0,62	0,01	0,37
MH113-7 C3 fd3	18	52,96	29,82	0,09	<LD	13,12	4,15	0,17	100,32	0,63	0,01	0,36
MH113-7 C4 fd1	20	51,02	30,79	0,06	<LD	14,34	3,35	0,17	99,73	0,70	0,01	0,29
MH113-7 C4 fd4	23	52,61	29,71	0,10	<LD	12,88	4,28	0,20	99,78	0,62	0,01	0,37
MH113-7 C4 fd6	25	51,57	29,74	0,06	<LD	13,47	3,98	0,21	99,03	0,64	0,01	0,34
MH113-7 C4 fd7	26	51,64	30,29	0,04	<LD	13,74	3,65	0,15	99,50	0,67	0,01	0,32
MH113-7 c5 fd2	29	52,29	29,37	0,09	<LD	13,04	4,13	0,19	99,11	0,63	0,01	0,36
MH113-7 c6 fd1	30	50,23	30,83	0,11	<LD	14,72	3,31	0,16	99,34	0,70	0,01	0,29
MH113-7 c6 fd2	31	51,15	30,77	0,03	<LD	14,11	3,56	0,17	99,79	0,68	0,01	0,31
MH113-7 c6 fd3	32	51,49	30,36	0,07	<LD	14,16	3,56	0,15	99,79	0,68	0,01	0,31
MH113-7 c6 fd4	33	50,31	30,80	0,10	<LD	14,60	3,37	0,15	99,33	0,70	0,01	0,29
MH113-7 c6 fd5	34	50,44	30,98	0,05	<LD	14,78	3,20	0,16	99,61	0,71	0,01	0,28
MH113-7 c7 fd1	35	50,02	31,30	0,08	<LD	15,27	3,05	0,12	99,82	0,73	0,01	0,26
MH113-7 c7 fd2	36	53,08	29,77	0,09	<LD	12,73	4,15	0,26	100,07	0,62	0,01	0,37
MH113-7 c8 fd1	38	52,34	30,26	0,03	<LD	13,21	4,03	0,14	100,01	0,64	0,01	0,35
MH113-7 c8 fd2*	39	51,91	29,97	0,04	<LD	13,45	4,05	0,13	99,55	0,64	0,01	0,35
MH113-7 c8 fd3	40	51,87	29,73	0,07	<LD	13,59	3,81	0,18	99,25	0,66	0,01	0,33
d6 C14 fd3	49	52,18	30,61	0,11	<LD	13,65	3,80	0,15	100,49	0,66	0,01	0,33
d6 C14 fd4	50	55,36	28,19	0,13	<LD	10,97	5,40	0,20	100,26	0,52	0,01	0,47
d6 C14 fd5	51	56,03	28,16	0,14	<LD	10,64	5,56	0,21	100,72	0,51	0,01	0,48
d6 C14 fd6	52	54,78	28,04	0,09	<LD	11,11	5,36	0,21	99,59	0,53	0,01	0,46
d6 C14 fd7	53	51,86	29,95	0,11	<LD	13,30	3,94	0,14	99,30	0,65	0,01	0,35
d6 C14 fd8	54	52,30	30,26	0,14	<LD	13,59	3,97	0,14	100,39	0,65	0,01	0,34
d6 C14 fd9	55	51,20	30,62	0,16	<LD	14,15	3,64	0,12	99,89	0,68	0,01	0,32
d6 C14 fd11	57	54,27	28,90	0,07	<LD	11,85	4,89	0,22	100,20	0,57	0,01	0,42
d6 C14 fd12	58	52,04	29,84	0,06	<LD	13,32	4,06	0,15	99,48	0,64	0,01	0,35
d6 C14 fd13	59	55,59	27,66	0,09	<LD	10,61	5,45	0,24	99,63	0,51	0,01	0,48
d6 C14 fd14	60	54,86	27,99	0,08	<LD	11,08	5,28	0,17	99,45	0,53	0,01	0,46
d6 C2 fd4	67	53,11	29,59	0,19	<LD	12,54	4,42	0,17	100,02	0,60	0,01	0,39
d6 C3 fd1	71	49,84	30,96	0,07	<LD	14,99	3,28	0,13	99,26	0,71	0,01	0,28
d6 C3 fd3	73	50,71	31,18	0,18	<LD	14,86	3,34	0,11	100,38	0,71	0,01	0,29
d6 C3 fd4	74	55,08	28,00	0,10	<LD	11,06	5,36	0,20	99,80	0,53	0,01	0,46
d6 C3 fd5	75	52,99	29,74	0,05	<LD	13,08	4,35	0,15	100,36	0,62	0,01	0,37
MH4-20-1 C1 fd1	77	55,30	27,51	0,08	<LD	10,59	5,65	0,22	99,34	0,50	0,01	0,49
MH4-20-1 C1 fd2	78	55,31	27,53	0,06	<LD	10,70	5,61	0,23	99,44	0,51	0,01	0,48
MH4-20-1 C1 fd3	79	55,64	27,72	0,06	<LD	10,60	5,58	0,25	99,84	0,50	0,01	0,48
MH4-20-1 C1 fd4	80	55,87	27,12	0,08	<LD	10,08	5,52	0,84	99,51	0,48	0,05	0,47
MH4-20-1 C2 fd3	83	54,56	27,63	0,98	<LD	10,45	5,41	0,20	99,23	0,51	0,01	0,48
MH4-20-1 C2 fd4	84	54,41	27,99	0,10	<LD	11,06	5,33	0,23	99,10	0,53	0,01	0,46
MH4-20-1 C5 fd43	90	55,70	28,19	0,13	<LD	10,85	5,43	0,25	100,54	0,52	0,01	0,47
MH4-20-1 C5 fd45	92	55,89	28,31	0,05	<LD	10,83	5,35	0,22	100,66	0,52	0,01	0,47
MH4-20-1 C5 fd47	94	54,79	27,69	0,03	<LD	10,95	5,38	0,24	99,10	0,52	0,01	0,46
D6 C4 fd1	95	55,72	27,64	0,07	<LD	10,56	5,67	0,21	99,87	0,50	0,01	0,49
D6 C4 fd2	96	53,87	29,20	0,06	<LD	12,47	4,70	0,15	100,45	0,59	0,01	0,40
D6 C6 fd1	97	53,33	29,14	0,29	<LD	12,31	4,66	0,15	99,88	0,59	0,01	0,40
D6 C6 fd2	98	55,69	27,79	0,10	<LD	10,40	5,22	0,26	99,46	0,52	0,02	0,47
D6 C6 fd3	99	49,46	31,41	0,07	<LD	15,21	2,97	0,09	99,22	0,73	0,01	0,26
D6 C6 fd4	100	54,14	28,86	0,10	<LD	11,93	4,68	0,19	99,90	0,58	0,01	0,41

ANNEXE C1

Analyses chimiques en pourcentage poids des plagioclases
et calcul basé sur 8 oxygènes des fractions ioniques
selon la méthode de Deer, Howie et Zussman 1966

nom de roche	No.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	XAn	XOr	XAl
MH 1-13-7 C3B fd1	103	52,92	29,25	0,09	<LD	12,43	4,52	0,20	99,40	0,60	0,01	0,39
MH 1-13-7 C3B fd2	104	52,07	29,81	0,06	<LD	13,36	3,94	0,18	99,42	0,65	0,01	0,34
mh 3-16-1 c3 fd1	123	57,44	27,63	0,05	<LD	9,80	6,06	0,20	101,18	0,47	0,01	0,52
mh 3-16-1 c3 fd2	124	57,50	27,59	0,01	0,02	9,68	6,08	0,28	101,14	0,46	0,02	0,52
mh 3-16-1 c3 fd3	125	57,30	27,81	0,04	<LD	9,63	5,95	0,28	101,00	0,46	0,02	0,52
mh 3-16-1 c4 fd1	126	57,49	27,58	0,03	0,01	9,65	6,20	0,26	101,21	0,46	0,01	0,53
mh 3-16-1 c4 fd2	127	57,36	27,43	0,08	0,01	9,74	6,19	0,24	101,04	0,46	0,01	0,53
mh 3-16-1 c4 fd3	128	57,02	27,30	0,10	0,01	9,54	6,22	0,23	100,41	0,45	0,01	0,53
mh 3-16-1 c5 fd1	129	57,54	27,52	0,02	<LD	9,66	6,14	0,26	101,13	0,46	0,01	0,53
mh 3-16-1 c5 fd2	130	57,59	27,59	0,02	<LD	9,87	6,10	0,21	101,37	0,47	0,01	0,52
mh 3-16-1 c5 fd3	131	57,69	27,18	0,02	<LD	9,58	6,30	0,19	100,96	0,45	0,01	0,54
mh 3-16-1 c5 fd4	132	57,93	27,52	0,03	0,01	9,66	6,17	0,23	101,54	0,46	0,01	0,53
mh 3-16-1 c6 fd1	133	58,06	27,15	0,02	<LD	9,46	6,34	0,31	101,33	0,44	0,02	0,54
mh 3-16-1 c6 fd2	134	57,86	27,87	0,04	<LD	9,36	6,19	0,29	101,61	0,45	0,02	0,54
mh 3-16-1 c6 fd3	135	57,84	27,17	0,08	<LD	9,57	6,13	0,37	101,16	0,45	0,02	0,53
mh 3-16-1 c6 fd4	136	58,03	27,45	0,03	<LD	9,64	6,14	0,29	101,58	0,46	0,02	0,53
mh 3-16-1 c7 fd1	137	57,80	27,18	0,03	0,01	9,33	6,27	0,17	100,78	0,45	0,01	0,54
mh 3-16-1 c7 fd2	138	57,66	27,46	0,02	<LD	9,56	6,31	0,21	101,21	0,45	0,01	0,54
mh 3-16-1 c7 fd3	139	57,47	27,46	0,01	<LD	9,64	6,18	0,18	100,92	0,46	0,01	0,53
mh 3-16-1 c7 fd4	140	58,53	27,11	<LD	<LD	9,19	6,34	0,27	101,44	0,44	0,02	0,55
mh 3-16-1 c8 fd1	141	57,61	27,31	0,02	<LD	9,68	6,22	0,16	101,00	0,46	0,01	0,53
mh 3-16-1 c8 fd2	142	57,18	27,65	0,03	<LD	9,79	6,04	0,21	100,89	0,47	0,01	0,52
mh 3-16-1 c8 fd3	143	57,55	27,26	0,04	<LD	9,58	6,26	0,25	100,95	0,45	0,01	0,53
mh 3-16-1 c8 fd1	144	57,07	27,76	0,06	<LD	9,80	6,17	0,19	101,03	0,46	0,01	0,53
mh 3-16-1 c8 fd2	145	57,49	27,80	0,06	<LD	10,03	6,02	0,20	101,59	0,47	0,01	0,52
mh 3-16-1 c8 fd3	146	57,41	27,62	0,04	<LD	9,84	5,88	0,21	101,00	0,47	0,01	0,51
mh 3-16-1 c10 fd4	147	57,84	27,49	0,19	0,01	9,46	6,16	0,22	101,36	0,45	0,01	0,53
mh 3-16-1 c10 fd5	148	57,63	27,39	0,20	<LD	9,50	6,25	0,20	101,16	0,45	0,01	0,54
mh 3-16-1 c10 fd6	149	57,65	27,48	0,15	<LD	9,76	6,04	0,21	101,30	0,47	0,01	0,52
mh 3-16-1 c10 fd7	150	57,36	27,65	0,15	<LD	9,73	6,02	0,19	101,09	0,47	0,01	0,52
mh 3-16-1 c10 fd8	151	57,83	27,64	0,06	<LD	9,71	6,20	0,20	101,62	0,46	0,01	0,53
mh 3-16-1 c12 fd2	156	57,40	27,80	0,05	0,02	9,66	6,17	0,27	101,37	0,46	0,02	0,53
mh 3-16-1 c12 fd3	157	57,40	27,67	0,02	<LD	9,74	6,12	0,22	101,16	0,46	0,01	0,53
mh 3-16-1 c12 fd4	158	57,04	27,77	0,03	<LD	9,74	6,06	0,20	100,84	0,46	0,01	0,52
mh 1-30-1 c1 fd1	159	56,40	27,64	0,03	<LD	10,09	5,99	0,21	100,35	0,48	0,01	0,51
mh 1-30-1 c1 fd5	163	55,43	27,38	0,03	<LD	10,12	5,98	0,19	99,12	0,48	0,01	0,51
mh 1-30-1 c1 fd6	164	56,05	27,29	0,05	<LD	10,08	6,08	0,20	99,75	0,47	0,01	0,52
mh 1-30-1 c1 fd7	165	56,76	27,76	0,10	<LD	10,09	5,90	0,16	100,77	0,48	0,01	0,51
mh 1-30-1 c1 fd8	166	56,96	27,86	0,06	<LD	10,25	5,81	0,28	101,22	0,49	0,02	0,50
mh 1-30-1 c1 fd10	168	56,54	27,82	0,07	<LD	10,21	5,77	0,21	100,63	0,49	0,01	0,50
mh 1-30-1 c1 fd1	172	57,00	27,61	0,05	<LD	9,87	5,79	0,22	100,55	0,48	0,01	0,51
mh 1-30-1 c2 fd1	173	56,84	27,56	0,09	<LD	9,77	5,92	0,23	100,41	0,47	0,01	0,52
mh 1-30-1 c2 fd2	174	56,87	27,74	0,05	<LD	9,99	5,71	0,23	100,58	0,48	0,01	0,50
mh 1-30-1 c2 fd3	175	56,23	27,48	0,05	0,01	10,09	5,71	0,23	99,79	0,49	0,01	0,50
mh 1-30-1 c5 fd1	179	56,66	27,66	0,15	0,09	9,78	5,75	0,18	100,27	0,48	0,01	0,51
mh 1-30-1 c5 fd2	180	56,55	27,74	0,06	<LD	10,14	5,68	0,31	100,48	0,49	0,02	0,49
mh 1-30-1 c5 fd3	181	56,69	27,83	0,08	<LD	10,11	5,77	0,29	100,77	0,48	0,02	0,50
mh 1-9-1 c1 fd1	182	59,86	26,06	0,05	<LD	7,92	7,18	0,30	101,37	0,37	0,02	0,61
mh 1-9-1 c1 fd2	183	59,73	25,68	0,04	<LD	7,85	7,16	0,32	100,78	0,37	0,02	0,61
mh 1-9-1 c1 fd3	184	59,73	25,93	0,00	<LD	7,96	7,22	0,27	101,10	0,37	0,01	0,61
mh 1-9-1 c1 fd4	185	60,19	25,49	0,04	<LD	7,42	7,28	0,34	100,76	0,35	0,02	0,63
mh 1-9-1 c1 fd5	186	59,77	25,81	0,03	<LD	7,90	6,98	0,31	100,81	0,38	0,02	0,60
mh 1-9-1 c4 fd1	190	59,62	25,60	0,04	<LD	7,71	7,07	0,30	100,33	0,37	0,02	0,61
mh 1-9-1 c4 fd2	191	59,67	25,69	0,05	<LD	7,83	7,08	0,36	100,68	0,37	0,02	0,61
mh 1-9-1 c4 fd3	192	59,60	25,56	0,05	<LD	7,48	7,15	0,35	100,19	0,36	0,02	0,62

ANNEXE C1

Analyses chimiques en pourcentage poids des plagioclases
et calcul basé sur 8 oxygènes des fractions ioniques
selon la méthode de Deer, Howie et Zussman 1966

nom de roche	No.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	XAn	XOr	XAl
mh 1-9-1 c7 fd7	196	59,88	25,42	0,06	<LD	7,38	7,29	0,35	100,38	0,35	0,02	0,63
mh 1-9-1 c7 fd8	197	60,02	25,60	0,01	<LD	7,46	7,26	0,30	100,64	0,36	0,02	0,63
mh 1-9-1 c7 fd10	199	59,83	25,79	0,03	<LD	7,58	7,13	0,31	100,66	0,36	0,02	0,62
mh 1-18-3 c1 fd2	205	54,14	28,67	0,06	<LD	11,32	4,99	0,23	99,40	0,55	0,01	0,44
mh 1-18-3 c1 fd3	206	54,06	28,60	0,09	<LD	11,46	4,71	0,30	99,22	0,56	0,02	0,42
mh 1-18-3 c1 fd4	207	54,42	29,15	0,09	0,01	11,83	4,83	0,21	100,54	0,57	0,01	0,42
mh 1-18-3 c1 fd5	208	54,39	28,65	0,11	<LD	11,25	5,13	0,23	99,75	0,54	0,01	0,45
mh 1-18-3 c2 fd1	209	54,16	29,79	0,11	<LD	12,27	4,54	0,19	101,06	0,59	0,01	0,40
mh 1-18-3 c2 fd2	210	52,33	30,45	0,10	<LD	13,27	4,09	0,16	100,40	0,64	0,01	0,35
mh 1-18-3 c2 fd3	211	54,78	28,72	0,15	<LD	11,33	5,17	0,27	100,42	0,54	0,02	0,45
mh 1-18-3 c4 fd1	215	53,31	29,71	0,22	0,01	12,39	4,53	0,21	100,36	0,59	0,01	0,39
mh 1-18-3 c4 fd2	216	54,09	29,76	0,19	<LD	12,38	4,66	0,19	101,28	0,59	0,01	0,40
mh 1-18-3 c4 fd4	218	53,95	30,14	0,35	<LD	12,69	4,40	0,19	101,71	0,61	0,01	0,38
mh 1-18-3 c5 fd1	219	55,56	28,86	0,09	0,01	11,36	5,26	0,15	101,29	0,54	0,01	0,45
mh 1-18-3 c5 fd2	220	54,56	29,57	0,14	<LD	12,16	4,56	0,29	101,29	0,59	0,02	0,40
mh 1-18-3 c5 fd3	221	54,72	28,87	0,09	0,02	11,63	4,75	0,29	100,37	0,57	0,02	0,42
mh 1-18-3 c5 fd4	222	52,61	30,47	0,06	<LD	13,32	4,09	0,15	100,71	0,64	0,01	0,35
mh 1-18-3 c5 fd6	224	54,27	29,13	0,15	0,01	11,96	4,77	0,30	100,60	0,57	0,02	0,41
mh 1-18-3 c5 fd7	225	53,23	30,02	0,08	<LD	12,74	4,39	0,20	100,65	0,61	0,01	0,38
mh 1-18-3 c6 fd1	226	52,82	29,78	0,05	0,02	12,58	4,60	0,17	100,02	0,60	0,01	0,39
mh 1-18-3 c6 fd2	227	54,33	29,32	0,06	0,02	11,94	4,85	0,24	100,74	0,57	0,01	0,42
mh 1-18-3 c6 fd3	228	54,14	29,70	0,09	<LD	12,42	4,65	0,24	101,24	0,59	0,01	0,40
mh 1-18-3 c6 fd4	229	55,11	29,13	0,11	0,01	11,43	4,99	0,26	101,04	0,55	0,02	0,43
mh 1-18-3 c7 fd1	230	53,09	30,25	0,10	<LD	13,35	3,93	0,21	100,92	0,64	0,01	0,34
mh 1-18-3 c7 fd2	231	53,08	30,05	0,14	<LD	12,94	4,23	0,24	100,68	0,62	0,01	0,37
mh 1-18-3 c7 fd3	232	50,74	31,92	0,15	0,01	15,28	3,03	0,13	101,24	0,73	0,01	0,26
mh 1-18-3b c1 fd1	233	56,21	28,38	0,05	<LD	10,88	5,41	0,29	101,22	0,52	0,02	0,47
mh 1-18-3b c1 fd2	234	55,56	28,67	0,06	<LD	11,18	5,24	0,29	101,01	0,53	0,02	0,45
mh 1-18-3b c3 fd1	236	54,79	29,46	0,10	0,02	10,72	5,24	0,34	100,67	0,52	0,02	0,46
mh 1-18-3b c3 fd2	237	56,39	28,39	0,07	0,01	10,78	5,42	0,31	101,37	0,51	0,02	0,47
mh 1-18-3b c4 fd1	238	56,24	28,36	0,09	0,01	10,94	5,34	0,27	101,24	0,52	0,02	0,46
mh 1-18-3b c4 fd2	239	52,38	30,55	0,14	0,01	12,28	4,24	0,37	99,95	0,60	0,02	0,38
mh 1-18-3b c6 fd1	240	55,74	28,68	0,06	0,01	11,20	5,18	0,29	101,17	0,54	0,02	0,45
mh 1-18-3b c6 fd2	241	55,87	28,86	0,06	<LD	11,36	5,14	0,27	101,56	0,54	0,02	0,44
mh 1-18-3b c6 fd3	242	55,76	28,66	0,09	0,01	11,06	5,21	0,30	101,09	0,53	0,02	0,45
mh 1-18-3b c7 fd2	244	55,73	28,62	0,08	<LD	11,15	5,17	0,29	101,04	0,53	0,02	0,45
mh 1-18-3b c8 fd3	245	55,30	28,79	0,12	<LD	11,46	4,98	0,28	100,93	0,55	0,02	0,43
mh 1-18-3b c8 fd4	246	54,56	29,08	0,08	<LD	11,79	4,78	0,28	100,57	0,57	0,02	0,42
mh 1-18-3b c8 fd5	247	55,56	28,39	0,05	<LD	11,11	5,28	0,28	100,67	0,53	0,02	0,46
mh 1-18-3b c9 fd1	248	55,01	28,84	0,23	<LD	11,55	5,19	0,22	101,03	0,54	0,01	0,44
mh 1-18-3b c9 fd2	249	55,33	28,86	0,10	<LD	11,29	5,10	0,32	101,00	0,54	0,02	0,44
mh 1-18-3b c9 fd3	250	55,47	28,88	0,12	<LD	11,42	4,96	0,26	101,10	0,55	0,01	0,43
mh 1-18-3b c9 fd4	251	55,09	28,94	0,07	<LD	11,55	4,98	0,25	100,88	0,55	0,01	0,43
mh 2-19-1 c1 fd2	253	58,11	27,02	0,06	<LD	9,15	6,42	0,30	101,05	0,43	0,02	0,55
mh 2-19-1 c1 fd3	254	58,56	26,94	0,05	0,01	8,96	6,63	0,31	101,46	0,42	0,02	0,56
mh 2-19-1 c2 fd1	255	58,42	27,20	0,02	0,01	9,19	6,43	0,19	101,45	0,44	0,01	0,55
mh 2-19-1 c2 fd2	256	57,72	27,29	0,04	<LD	9,37	6,30	0,24	100,96	0,45	0,01	0,54
mh 2-19-1 c5 fd2	264	57,67	27,11	0,08	<LD	9,40	6,32	0,30	100,87	0,44	0,02	0,54
mh 2-19-1 c5 fd3	265	57,26	26,97	0,05	<LD	9,15	6,32	0,28	100,03	0,44	0,02	0,55
mh 2-19-1 c5 fd4	266	57,30	27,31	0,17	<LD	9,38	6,10	0,25	100,51	0,45	0,01	0,53
mh1-2-T1 c5 fd1	277	61,05	25,31	0,04	<LD	7,07	7,72	0,32	101,50	0,33	0,02	0,65
mh1-2-T1 c5 fd2	278	60,61	25,27	0,04	0,01	7,00	7,79	0,33	101,04	0,33	0,02	0,66
mh1-2-T1 c5 fd3	279	60,20	25,21	<LD	<LD	7,01	7,68	0,34	100,45	0,33	0,02	0,65
mh1-2-T1 c5 fd4	280	61,36	25,22	0,03	<LD	7,18	7,74	0,32	101,85	0,33	0,02	0,65
mh1-2-T1 c5 fd5	281	61,49	24,68	0,01	0,01	6,34	8,03	0,25	100,80	0,30	0,01	0,69

ANNEXE C1

Analyses chimiques en pourcentage poids des plagioclases
et calcul basé sur 8 oxygènes des fractions ioniques
selon la méthode de Deer, Howie et Zussman 1966

nom de roche	No.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	XAn	XOr	XAl
mh1-2-T1 c6 fd1	282	59,97	24,85	0,03	<LD	6,78	7,68	0,34	99,64	0,32	0,02	0,66
mh1-2-T1 c6 fd2	283	60,99	24,89	0,03	<LD	6,63	8,06	0,30	100,90	0,31	0,02	0,68
mh1-2-T1 c6 fd3	284	60,28	25,33	0,01	0,01	6,96	7,73	0,30	100,62	0,33	0,02	0,66
mh1-2-T1 c6 fd4	285	61,04	25,23	<LD	<LD	7,02	7,79	0,29	101,37	0,33	0,02	0,66
Orth Std	286	65,00	16,95	1,26	<LD	<LD	0,39	17,03	100,62	0,00	0,97	0,03
Albi Std	287	68,88	19,69	0,02	<LD	0,46	11,56	0,18	100,78	0,02	0,01	0,97

ANNEXE C1

Analyses chimiques en pourcentage poids des feldspaths K
et calcul basé sur 8 oxygènes des fractions ioniques
selon la méthode de Deer, Howie et Zussman 1966

nom de roche	No.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	XAn	XOr	XAl
Orth Std	1	65,14	16,98	1,23	<LD	<LD	0,40	17,43	101,17	<LD	0,97	0,03
Orth Std	2	65,33	16,95	1,29	<LD	<LD	0,42	16,78	100,77	<LD	0,96	0,04
th4-3 c1 fdk1	41	64,03	18,52	0,04	<LD	0,02	1,63	15,17	99,41	<LD	0,86	0,14
th4-3 c1 fdk2	42	64,52	18,54	0,04	<LD	0,01	1,82	14,99	99,91	<LD	0,84	0,16
th4-3 c1 fdk4	44	64,03	18,41	0,02	<LD	0,05	1,74	14,76	99,01	<LD	0,85	0,15
th4-3 c1 fdk6	46	64,54	18,37	<LD	<LD	<LD	1,78	15,02	99,70	<LD	0,85	0,15
MH4-20-1 C5 fd44	91	64,03	17,95	0,07	<LD	0,07	0,77	16,18	99,07	<LD	0,93	0,07
TH 3 4 C3B fd2	106	64,23	18,25	0,20	<LD	0,03	1,87	14,52	99,10	<LD	0,84	0,16
TH 3 4 C3B fd5	109	64,23	18,39	<LD	<LD	0,07	2,26	14,13	99,08	<LD	0,80	0,20
mh 3-16-1 c1 fd1	111	65,11	18,97	0,03	<LD	0,08	1,49	15,21	100,88	<LD	0,87	0,13
mh 3-16-1 c1 fd2	112	65,52	18,43	0,01	<LD	0,08	1,42	15,64	101,10	<LD	0,88	0,12
mh 3-16-1 c1 fd3	113	65,06	18,61	0,02	0,01	0,06	1,31	15,78	100,84	<LD	0,89	0,11
mh 3-16-1 c2 fd1	114	65,09	18,69	0,02	0,01	0,08	1,27	15,65	100,80	<LD	0,89	0,11
mh 3-16-1 c2 fd2	115	65,66	18,49	0,06	<LD	0,01	0,91	16,51	101,66	<LD	0,92	0,08
mh 3-16-1 c2 fd1	116	65,55	18,72	0,03	<LD	0,08	1,33	15,72	101,43	<LD	0,88	0,11
mh 3-16-1 c2 fd2	117	65,12	18,71	0,00	0,01	0,08	1,35	15,69	100,95	<LD	0,88	0,11
mh 3-16-1 c2 fd3	118	65,51	18,50	0,05	<LD	<LD	1,12	16,28	101,44	<LD	0,91	0,09
mh 3-16-1 c2 fd4	119	65,54	18,32	0,02	<LD	0,06	1,26	15,83	101,03	<LD	0,89	0,11
mh 3-16-1 c1 fd1	120	63,74	19,14	0,01	<LD	0,07	1,28	15,58	99,81	<LD	0,89	0,11
mh 3-16-1 c1 fd3	122	65,28	18,58	0,01	<LD	0,07	1,28	15,90	101,13	<LD	0,89	0,11
mh 3-16-1 c11 fd9	152	65,26	18,58	0,04	0,01	0,04	0,93	16,40	101,25	<LD	0,92	0,08
mh 3-16-1 c11 fd10	153	65,76	18,52	0,01	<LD	0,07	1,23	15,85	101,43	<LD	0,89	0,10
mh 3-16-1 c11 fd11	154	65,58	18,55	0,01	<LD	0,07	1,27	15,78	101,26	<LD	0,89	0,11
mh 1-30-1 c1 fd9	167	63,96	18,57	0,03	<LD	0,03	0,88	15,58	99,04	<LD	0,92	0,08
mh 1-30-1 c1 fd11	169	64,10	18,63	0,01	<LD	0,05	1,13	15,24	99,15	<LD	0,90	0,10
mh 1-30-1 c1 fd12	170	63,80	18,60	0,01	<LD	0,06	1,00	15,68	99,15	<LD	0,91	0,09
mh 1-30-1 c1 fd13	171	63,95	18,54	0,04	<LD	0,05	0,95	15,65	99,19	<LD	0,91	0,08
mh 1-9-1 c6 fd1	193	65,20	18,40	0,01	0,01	0,04	1,31	15,80	100,76	<LD	0,89	0,11
mh 1-9-1 c6 fd2	194	65,43	18,48	0,03	<LD	0,05	1,20	16,02	101,20	<LD	0,90	0,10
mh 1-9-1 c6 fd3	195	65,30	18,37	0,01	<LD	0,06	1,30	15,89	100,93	<LD	0,89	0,11
Orth Std	203	65,37	17,10	1,32	<LD	<LD	0,39	17,22	101,40	<LD	0,97	0,03
Orth Std	204	65,18	16,88	1,26	0,01	<LD	0,42	16,99	100,74	<LD	0,96	0,04
mh 1-18-3 c5 fd5	223	64,88	18,42	0,05	0,01	0,07	0,53	16,83	100,78	<LD	0,95	0,05
mh 2-19-1 c3 fd1	257	65,48	18,50	0,03	0,01	0,10	1,17	16,00	101,29	<LD	0,90	0,10
mh 2-19-1 c3 fd2	258	65,67	18,49	0,04	0,01	0,08	1,12	16,03	101,43	<LD	0,90	0,10
mh 2-19-1 c3 fd5	261	65,82	18,41	0,09	0,01	0,07	1,26	16,04	101,69	<LD	0,89	0,11
mh 2-19-1 c6 fd3	269	65,79	18,67	0,04	<LD	0,08	1,38	15,95	101,90	<LD	0,88	0,12
mh 2-19-1 c6 fd4	270	65,79	18,37	0,04	<LD	0,05	1,21	16,02	101,47	<LD	0,90	0,10
mh1-2-T1 c3 fd1	273	65,91	18,62	0,01	<LD	0,05	1,23	15,92	101,73	<LD	0,89	0,10
mh1-2-T1 c3 fd2	274	65,51	18,41	0,00	0,01	0,04	1,31	15,97	101,25	<LD	0,89	0,11
mh1-2-T1 c3 fd3	275	65,55	18,64	<LD	<LD	0,06	1,71	15,17	101,14	<LD	0,85	0,15
mh1-2-T1 c3 fd4	276	65,76	18,56	<LD	<LD	0,33	1,37	15,70	101,73	0,02	0,87	0,12

ANNEXE C2

Analyses chimiques en pourcentage poids des biotites
et calcul basé sur 23 oxygènes des fractions ioniques
selon la méthode de Deer, Howie et Zussman 1966

nom de roche	No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	Cr ₂ O ₃	Total	XMg	XFe	X(Al+Ti)
MH113-7 C4 biot3	28	36,44	5,54	14,34	15,34	0,05	13,73	0,02	0,04	10,41	0,85	0,16	0,22	96,75	0,61	0,39	0,37
MH113-7 C4 biot4	29	34,99	5,24	14,63	15,12	0,08	13,54	0,03	0,09	10,19	0,90	0,17	0,27	94,81	0,61	0,39	0,38
MH113-7 C4 biot6	31	35,46	5,73	14,09	15,84	0,03	13,37	0,02	0,05	10,38	0,82	0,17	0,24	95,81	0,60	0,40	0,37
MH113-7 C4 biot7	32	36,47	5,71	14,48	15,67	0,02	13,82	<LD	0,04	10,43	0,81	0,16	0,26	97,49	0,61	0,39	0,37
th3-4 C1 biot1	33	36,15	4,73	17,23	14,80	0,01	13,50	<LD	0,10	10,53	0,38	0,03	0,07	97,37	0,62	0,38	0,40
th3-4 C1 biot2	34	36,10	4,78	16,95	14,56	0,03	13,25	<LD	0,08	10,34	0,34	0,03	0,04	96,34	0,62	0,38	0,39
th3-4 C1 biot3	35	36,35	4,80	17,09	14,74	<LD	13,31	0,01	0,12	10,34	0,38	0,04	0,05	97,05	0,62	0,38	0,40
th3-4 C1 biot4	36	36,17	4,44	16,58	13,89	<LD	13,62	<LD	0,10	10,18	0,53	0,05	0,13	95,45	0,64	0,36	0,39
th3-4 C1 biot4	37	34,82	5,00	16,32	15,25	<LD	12,38	<LD	0,09	10,12	0,37	0,04	0,03	94,25	0,59	0,41	0,40
th3-4 C1 biot5	38	35,27	5,00	16,81	15,56	0,02	12,53	<LD	0,11	10,24	0,37	0,04	0,01	95,78	0,59	0,41	0,40
th3-4 C1 biot6	39	35,89	5,07	16,52	14,92	<LD	12,63	<LD	0,11	10,23	0,39	0,03	0,03	95,66	0,60	0,40	0,39
th3-4 C1 biot7	40	35,96	4,58	16,81	14,22	0,01	13,22	0,01	0,09	10,30	0,38	0,03	0,08	95,51	0,62	0,38	0,39
th3-4 C2 biot1	41	36,00	4,98	17,99	14,66	0,01	13,16	<LD	0,09	10,48	0,35	0,04	0,07	97,68	0,62	0,38	0,41
th3-4 C2 biot2	42	35,41	4,48	16,97	14,30	<LD	13,27	<LD	0,12	10,25	0,39	0,03	0,01	95,04	0,62	0,38	0,40
th3-4 C2 biot3	43	36,18	4,76	17,11	14,78	0,02	13,13	0,09	0,12	10,32	0,38	0,02	0,02	96,76	0,61	0,39	0,40
th3-4 C2 biot4	44	34,82	4,84	16,90	14,79	<LD	12,85	<LD	0,11	10,18	0,39	0,03	<LD	94,73	0,61	0,39	0,40
d6 C1 biot2	46	35,00	5,17	14,93	18,35	0,08	11,68	0,01	0,09	10,12	0,52	0,11	0,09	95,91	0,53	0,47	0,38
d6 C1 biot3	47	35,17	5,05	15,02	18,53	0,04	11,80	0,02	0,08	10,04	0,49	0,11	0,06	96,16	0,53	0,47	0,38
d6 C1 biot4	48	35,99	5,16	15,07	18,26	0,06	12,03	0,03	0,11	10,19	0,55	0,10	0,03	97,31	0,54	0,46	0,38
d6 C1 biot5	49	35,89	4,98	15,23	18,70	0,08	11,91	<LD	0,06	10,07	0,58	0,10	0,02	97,33	0,53	0,47	0,38
d6 C1 biot5	54	36,62	5,09	15,14	18,45	0,04	12,00	0,03	0,09	10,07	0,47	0,10	0,09	97,97	0,54	0,46	0,37
d6 C2 biot1	55	35,84	4,79	14,93	17,48	0,08	12,36	<LD	0,06	10,06	0,57	0,10	0,05	96,04	0,56	0,44	0,37
d6 C2 biot2	56	35,12	4,56	15,53	18,97	0,06	11,85	0,04	0,06	9,25	0,44	0,08	0,05	95,79	0,53	0,47	0,38
d6 C2 biot3	57	35,00	4,74	14,97	17,66	0,07	12,34	0,02	0,07	9,94	0,47	0,10	0,02	95,18	0,55	0,45	0,38
d6 C3 biot1	58	35,39	4,91	14,94	18,10	0,06	12,20	0,01	0,08	10,06	0,58	0,10	0,06	96,20	0,55	0,45	0,38
d6 C3 biot2	59	36,14	4,95	15,36	17,95	0,09	12,27	<LD	0,06	10,14	0,47	0,10	0,06	97,37	0,55	0,45	0,38
d6 C3 biot3	60	35,90	5,04	15,16	17,99	0,02	11,89	<LD	0,05	10,11	0,50	0,10	0,04	96,56	0,54	0,46	0,38
MH4-20-1 C2 BIOT1	72	35,49	5,39	14,15	18,98	0,02	11,65	0,01	0,04	10,26	0,65	0,30	0,01	96,61	0,52	0,48	0,37
MH4-20-1 C2 BIOT2	73	35,22	5,52	14,34	19,12	0,05	11,34	<LD	0,04	10,19	0,56	0,30	0,03	96,40	0,51	0,49	0,37
MH4-20-1 C2 BIOT3	74	35,44	5,42	14,20	18,94	0,03	11,55	0,04	0,04	10,13	0,63	0,30	0,03	96,40	0,52	0,48	0,37
MH4-20-1 C4 biot1	84	36,83	5,10	14,90	18,56	0,06	12,09	0,04	0,03	10,70	0,67	0,32	<LD	98,92	0,54	0,46	0,37
MH4-20-1 C4 biot2	85	35,24	5,27	14,27	18,65	0,03	11,56	0,01	0,03	10,33	0,78	0,31	0,03	96,09	0,52	0,48	0,37
MH4-20-1 C4 biot3	86	36,76	5,30	14,55	18,77	0,06	12,08	0,01	0,05	10,54	0,75	0,30	0,02	98,81	0,53	0,47	0,37
MH4-20-1 C4 biot4	87	35,31	5,08	14,11	18,91	0,07	11,68	0,03	0,04	10,08	0,74	0,29	0,01	95,96	0,52	0,48	0,37
MH4-20-1 C4 biot6	89	36,72	5,32	14,50	18,49	0,06	11,99	0,04	0,01	10,55	0,70	0,27	<LD	98,29	0,54	0,46	0,36
MH4-20-1 C5 biot1	111	35,14	5,02	14,70	18,07	0,02	12,40	<LD	0,01	10,41	0,78	0,29	<LD	96,46	0,55	0,45	0,38
MH4-20-1 C5 biot2	112	33,77	4,72	13,83	21,75	0,05	11,18	0,03	0,01	9,47	0,57	0,30	0,01	95,38	0,48	0,52	0,37
MH4-20-1 C5 biot5	116	35,87	5,22	14,81	18,83	0,07	11,86	0,02	0,03	10,32	0,64	0,29	0,01	97,63	0,53	0,47	0,37
MH4-20-1 C5 biot6	117	36,77	5,26	14,76	18,72	0,05	11,97	0,03	0,03	10,28	0,73	0,29	<LD	98,51	0,53	0,47	0,37
MH4-20-1 C5 biot7	118	35,64	5,42	14,62	18,59	0,07	11,76	<LD	0,01	10,44	0,76	0,28	<LD	97,21	0,53	0,47	0,37
MH4-20-1 C5 biot8	119	35,06	5,18	14,55	18,67	0,05	11,74	0,03	0,05	10,07	0,66	0,31	0,01	96,01	0,53	0,47	0,38
MH4-20-1 C5 biot3	121	36,61	5,25	14,50	18,04	0,08	12,40	0,02	0,01	10,48	0,72	0,29	<LD	98,03	0,55	0,45	0,36
d6 C6 biot1	124	35,70	4,69	14,85	17,18	0,02	12,65	<LD	0,09	10,14	0,44	0,11	0,04	95,70	0,57	0,43	0,37
d6 C6 biot2	125	36,21	4,80	15,05	17,27	0,05	12,78	<LD	0,06	10,31	0,52	0,10	0,05	96,95	0,57	0,43	0,37
mh3 -16-1 c9 bt1	148	36,01	5,32	14,57	19,04	0,02	11,53	0,01	0,04	10,35	0,73	0,55	0,01	97,73	0,52	0,48	0,37

ANNEXE C2

Analyses chimiques en pourcentage poids des biotites
et calcul basé sur 23 oxygènes des fractions ioniques
selon la méthode de Deer, Howie et Zussman 1966

nom de roche	No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	Cr ₂ O ₃	Total	XMg	XFe	X(Al+Ti)
mh3 -16-1 c9 bt2	149	36,10	5,30	14,48	18,85	0,06	11,59	<LD	0,02	10,56	0,81	0,53	0,03	97,87	0,52	0,48	0,37
mh3 -16-1 c9 bt3	150	36,56	5,51	14,64	18,80	0,02	11,64	0,01	0,03	10,25	0,67	0,55	0,04	98,31	0,52	0,48	0,37
mh3 -16-1 c9 bt4	151	36,32	5,45	14,55	19,01	0,06	11,32	<LD	0,04	10,47	0,72	0,56	0,01	98,08	0,51	0,49	0,37
mh3 -16-1 c9 bt5	152	36,63	5,21	14,59	17,63	<LD	12,39	<LD	0,02	10,50	0,91	0,57	0,06	97,99	0,56	0,44	0,37
mh3 -16-1 c9 bt6	153	36,12	5,36	14,61	18,74	0,05	11,68	0,04	0,02	10,19	0,81	0,57	0,03	97,74	0,53	0,47	0,37
mh3 -16-1 c10 bt1	154	36,16	5,35	14,63	19,57	0,02	11,35	<LD	0,03	10,25	0,74	0,60	0,03	98,28	0,51	0,49	0,37
mh3 -16-1 c10 bt2	155	36,20	5,43	14,41	19,31	0,02	11,67	0,01	0,04	10,49	0,68	0,56	0,01	98,41	0,52	0,48	0,37
mh3 -16-1 c10 bt3	156	36,29	5,47	14,21	19,07	0,02	11,72	<LD	0,04	10,38	0,76	0,62	<LD	98,12	0,52	0,48	0,37
mh3 -16-1 c11 bt1	157	35,68	5,23	14,72	21,19	0,05	10,37	0,01	0,05	10,18	0,55	0,69	<LD	98,33	0,47	0,53	0,37
mh1-9-1 c1 bt1	158	36,79	5,02	14,57	15,74	0,02	14,14	0,01	0,06	10,35	0,71	0,17	0,05	97,28	0,62	0,38	0,36
mh1-9-1 c1 bt2	159	36,52	4,91	14,26	16,70	<LD	13,79	0,04	0,07	10,19	0,66	0,17	0,03	97,01	0,60	0,40	0,36
mh1-9-1 c1 bt3	160	36,58	5,07	14,57	15,71	<LD	13,88	<LD	0,07	10,43	0,74	0,18	0,07	96,94	0,61	0,39	0,36
mh1-9-1 c1 bt4	161	36,65	4,90	14,44	15,70	0,03	14,13	0,01	0,04	10,33	0,73	0,18	0,03	96,83	0,62	0,38	0,36
mh1-9-1 c1 bt5	162	36,71	5,05	14,85	16,02	0,02	13,62	0,01	0,04	10,43	0,71	0,20	<LD	97,32	0,60	0,40	0,37
mh1-9-1 c1 bt6	163	36,67	4,98	14,75	15,84	<LD	13,84	0,02	0,04	10,36	0,73	0,18	0,04	97,10	0,61	0,39	0,37
mh1-9-1 c7 bt1	164	36,00	5,06	15,02	18,42	<LD	12,15	<LD	0,08	10,38	0,63	0,31	0,05	97,76	0,54	0,46	0,37
mh1-9-1 c7 bt2	165	36,13	5,11	14,90	18,36	0,00	12,17	0,01	0,07	10,47	0,61	0,30	0,05	97,86	0,54	0,46	0,37
mh2-19-1 c3 bt2	166	36,24	5,05	14,39	18,97	0,11	12,16	<LD	0,03	10,59	0,84	0,39	<LD	98,34	0,53	0,47	0,36
mh2-19-1 c3 bt3	167	36,13	4,95	14,78	18,97	0,04	12,07	0,01	0,09	10,53	0,60	0,42	<LD	98,25	0,53	0,47	0,37
mh2-19-1 c3 bt4	168	36,31	5,12	14,65	18,87	0,09	12,18	<LD	0,04	10,60	0,80	0,33	0,03	98,60	0,53	0,47	0,37
mh2-19-1 c3 bt5	169	36,58	4,98	14,56	19,39	0,05	11,84	0,03	0,08	10,46	0,70	0,44	<LD	98,71	0,52	0,48	0,36
mh2-19-1 c6 bt1	170	36,17	4,86	14,92	19,28	0,10	11,91	0,01	0,06	10,09	0,72	0,36	0,01	98,11	0,52	0,48	0,37
mh2-19-1 c6 bt2	171	36,49	4,97	14,88	19,28	0,10	12,08	0,02	0,06	10,32	0,79	0,32	<LD	98,90	0,53	0,47	0,37
mh2-19-1 c6 bt3	172	36,54	5,25	14,90	19,50	0,06	11,49	0,01	0,04	10,36	0,76	0,37	<LD	98,88	0,51	0,49	0,37
mh2-19-1 c6 bt4	173	36,24	5,10	14,85	19,45	0,06	11,42	<LD	0,05	10,57	0,73	0,37	0,01	98,45	0,51	0,49	0,37
mh2-19-1 c6 bt5	174	36,05	4,94	15,14	19,36	0,06	11,56	0,01	0,03	10,13	0,72	0,34	<LD	97,95	0,52	0,48	0,37
mh1-2-T1 c6 bt1	175	36,55	5,56	15,87	15,05	<LD	13,84	<LD	0,07	10,64	1,14	0,27	0,08	98,52	0,62	0,38	0,39
mh1-2-T1 c6 bt2	176	36,47	5,33	15,74	14,92	<LD	13,81	0,01	0,10	10,65	1,16	0,25	0,11	97,99	0,62	0,38	0,38
mh1-2-T1 c6 bt3	177	36,70	5,24	15,78	14,81	0,02	13,88	<LD	0,06	10,67	1,19	0,27	0,14	98,19	0,63	0,37	0,38
Diop Std	178	55,41	0,04	0,56	0,84	0,05	17,68	25,24	0,41	0,02	<LD	<LD	0,02	100,27			

ANNEXE C3

Analyses chimiques en pourcentage poids des grenats et calcul basé sur 12 oxygènes des fractions ioniques
selon la méthode de Deer, Howie et Zussman 1966

nom de la roche	no	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	Total	X Fe	X Mg	X Ca	X Mn
gart std	1	38,87	0,05	21,90	22,33	0,46	11,70	4,30	0,01	99,59	0,45	0,42	0,11	0,01
th3-4 c1 grt1	2	37,57	0,02	21,32	31,20	0,54	7,52	1,06	0,01	99,23	0,67	0,29	0,03	0,01
th3-4 c1 grt2	3	37,88	0,01	21,55	31,44	0,51	7,47	1,09	0,00	99,95	0,67	0,29	0,03	0,01
th3-4 c1 grt3	4	37,62	0,01	21,33	31,53	0,58	7,31	1,05	0,03	99,46	0,68	0,28	0,03	0,01
th3-4 c1 grt5	6	37,35	0,01	21,28	31,90	0,57	6,97	1,12	<LD	99,19	0,69	0,27	0,03	0,01
th3-4 c1 grt6	8	37,50	<LD	21,30	32,12	0,59	6,98	1,09	<LD	99,58	0,69	0,27	0,03	0,01
th3-4 c1 grt14	16	37,59	0,02	21,39	32,00	0,46	6,93	1,04	<LD	99,43	0,69	0,27	0,03	0,01
th3-4 c1 grt15	17	37,47	<LD	21,27	32,11	0,44	6,87	1,02	0,01	99,18	0,70	0,27	0,03	0,01
th3-4 c1 grt16	18	37,52	0,01	21,34	32,54	0,44	6,85	1,09	<LD	99,78	0,70	0,26	0,03	0,01
th3-4 c1 grt17	19	37,47	<LD	21,40	32,41	0,49	6,73	0,98	<LD	99,49	0,70	0,26	0,03	0,01
th3-4 c1 grt20	22	37,57	<LD	21,25	32,33	0,45	6,70	1,10	<LD	99,39	0,70	0,26	0,03	0,01
th3-4 c1 grt21	23	37,41	<LD	21,19	32,15	0,43	6,94	1,10	<LD	99,23	0,69	0,27	0,03	0,01
th3-4 c1 grt20	24	37,64	0,02	21,34	32,33	0,45	6,87	1,11	<LD	99,76	0,70	0,26	0,03	0,01
th3-4 c1 grt23	25	37,51	0,03	21,07	32,14	0,43	6,76	1,09	<LD	99,02	0,70	0,26	0,03	0,01
gart std	26	39,18	0,11	21,89	21,93	0,51	11,54	4,24	<LD	99,41	0,45	0,42	0,11	0,01
th3-4 c1 grt18	27	37,56	<LD	21,22	32,87	0,46	6,47	1,13	<LD	99,70	0,71	0,25	0,03	0,01
D6 c6 grt2	28	37,58	<LD	20,76	27,75	1,52	5,22	6,37	<LD	99,19	0,59	0,20	0,17	0,03
th 3-4 c3b grt2	33	37,78	<LD	21,48	32,18	0,45	6,87	1,10	<LD	99,86	0,70	0,26	0,03	0,01
th 3-4 c3b grt5	36	37,66	0,01	21,39	32,46	0,45	6,76	1,18	0,02	99,92	0,70	0,26	0,03	0,01
th 3-4 c3b grt6	37	37,64	0,01	21,29	32,11	0,41	6,75	1,07	0,02	99,29	0,70	0,26	0,03	0,01
MH 1-30.3 C1 gt1	41	38,73	<LD	21,05	27,70	0,60	5,15	6,88	<LD	100,11	0,60	0,20	0,19	0,01
MH 1-30.3 C1 gt2	42	38,62	0,07	20,72	28,26	0,55	4,61	6,99	0,05	99,86	0,61	0,18	0,19	0,01
MH 1-30.3 C1 gt3	43	38,64	<LD	20,77	27,44	0,60	5,04	7,03	0,02	99,52	0,60	0,20	0,20	0,01
MH 1-30.3 C1 gt4	44	39,13	0,03	20,88	27,21	0,57	5,14	7,18	<LD	100,14	0,59	0,20	0,20	0,01
MH 1-30.3 C1 gt6	46	38,47	<LD	21,04	27,75	0,58	5,11	6,83	0,03	99,81	0,60	0,20	0,19	0,01
MH 1-30.3 C1 gt9	49	38,65	<LD	20,84	27,81	0,78	5,33	6,52	0,02	99,95	0,60	0,20	0,18	0,02
MH 1-30.3 C1 gt10	50	38,22	0,05	20,71	28,19	0,80	4,83	6,98	<LD	99,79	0,61	0,18	0,19	0,02
MH 1-30.3 C1 gt11	51	38,44	<LD	21,02	28,24	0,80	5,14	6,59	<LD	100,23	0,61	0,20	0,18	0,02
MH 1-30.3 C1 gt12	52	38,19	<LD	20,81	28,18	0,79	5,14	6,19	<LD	99,30	0,61	0,20	0,17	0,02
MH 1-30.3 C1 gt14	54	38,33	<LD	20,77	28,51	0,83	5,08	6,08	0,01	99,62	0,62	0,20	0,17	0,02
MH 1-30.3 C2 gt1	59	38,30	0,01	21,17	27,16	0,55	5,16	7,43	0,03	99,81	0,58	0,20	0,21	0,01
MH 1-30.3 C2 gt4	62	38,33	0,01	21,18	27,28	0,59	5,01	7,30	<LD	99,71	0,59	0,19	0,20	0,01
MH 1-30.3 C2 gt5	63	37,92	<LD	21,06	27,40	0,57	5,12	7,05	0,02	99,13	0,59	0,20	0,20	0,01
MH 1-30.3 C2 gt6	64	38,28	0,01	20,90	27,49	0,67	5,05	7,02	0,08	99,50	0,60	0,20	0,19	0,01
MH 1-30.3 C2 gt7	65	38,07	<LD	21,05	27,77	0,73	5,24	6,63	0,01	99,50	0,60	0,20	0,18	0,02
MH 1-30.3 C2 gt8	66	38,12	<LD	20,87	27,78	0,75	5,29	6,51	<LD	99,33	0,60	0,20	0,18	0,02
MH 1-30.3 C2 gt9	67	38,09	0,04	20,83	27,85	0,70	5,33	6,43	<LD	99,26	0,60	0,21	0,18	0,02
MH 1-30.3 C2 gt10	68	38,28	0,01	21,20	27,84	0,78	5,46	6,16	<LD	99,74	0,60	0,21	0,17	0,02
MH 1-30.3 C2 gt11	69	38,17	<LD	20,95	28,06	0,83	5,17	6,42	<LD	99,59	0,61	0,20	0,18	0,02
MH 1-30.3 C2 gt12	70	38,25	<LD	20,97	28,17	0,76	5,10	6,51	<LD	99,76	0,61	0,20	0,18	0,02
MH 1-30.3 C2 gt13	71	38,09	<LD	20,98	27,99	0,89	5,15	6,07	<LD	99,16	0,61	0,20	0,17	0,02
MH 1-30.3 C2 gt14	72	38,07	<LD	20,88	28,10	0,80	4,91	6,51	<LD	99,27	0,61	0,19	0,18	0,02
MH 1-30.3 C2 gt15	73	37,97	0,05	21,08	28,81	0,84	4,63	6,10	0,03	99,51	0,63	0,18	0,17	0,02
MH 1-30.3 C2 gt16	74	38,33	0,02	20,97	28,50	0,86	4,74	6,72	0,02	100,15	0,61	0,18	0,19	0,02
MH 1-30.3 C2 gt17	75	38,08	0,02	20,83	28,12	0,85	4,64	6,72	0,03	99,29	0,61	0,18	0,19	0,02
MH 1-30.3 C2 gt18	76	38,13	0,03	20,96	28,33	0,80	4,94	6,60	0,02	99,79	0,61	0,19	0,18	0,02
MH 1-30.3 C2 gt19	77	38,10	<LD	20,94	28,02	0,84	4,93	6,46	<LD	99,28	0,61	0,19	0,18	0,02
MH 1-30.3 C2 gt20	78	38,31	0,05	20,99	27,66	0,59	5,03	6,89	0,05	99,58	0,60	0,19	0,19	0,01
MH 1-30.3 C2 gt21	79	38,48	0,01	21,10	27,68	0,61	5,17	6,78	0,02	99,85	0,60	0,20	0,19	0,01
MH 1-30.3 C2 gt22	80	38,33	0,01	21,11	27,68	0,59	5,14	6,96	0,01	100,09	0,60	0,20	0,19	0,01
MH 1-30.3 C2 gt23	81	38,26	0,01	20,95	27,85	0,63	5,01	6,94	0,07	99,73	0,60	0,19	0,19	0,01
MH 1-30.3 C2 gt24	82	38,05	<LD	20,82	28,19	0,58	4,99	6,74	0,03	99,39	0,61	0,19	0,19	0,01
MH 1-30.3 C2 gt21	85	38,51	0,04	20,92	27,74	0,76	5,45	6,25	0,01	99,67	0,60	0,21	0,17	0,02
MH 1-30.3 C3 gt4	86	38,41	0,03	20,96	27,98	0,75	5,42	6,03	0,01	99,58	0,61	0,21	0,17	0,02
MH 1-30.3 C3 gt5	87	38,40	0,04	20,97	28,03	0,84	5,28	6,18	0,02	99,77	0,61	0,20	0,17	0,02
MH 1-30.3 C3 gt9	91	38,75	0,01	20,84	27,62	0,85	5,07	6,94	<LD	100,07	0,60	0,19	0,19	0,02
MH 1-30.3 C3 gt11	93	38,50	0,01	21,09	27,96	0,76	5,19	6,59	<LD	100,08	0,60	0,20	0,18	0,02
MH 1-30.3 C3 gt12	94	38,44	<LD	21,02	27,16	0,74	5,08	7,19	<LD	99,65	0,59	0,20	0,20	0,02
MH 1-30.3 C3 gt13	95	38,31	<LD	20,72	27,52	0,75	5,33	6,62	0,01	99,26	0,59	0,21	0,18	0,02
MH 1-30.3 C3 gt14	96	38,28	<LD	20,90	27,37	0,83	5,21	6,85	0,03	99,46	0,59	0,20	0,19	0,02
MH 1-30.3 C3 gt15	97	38,49	<LD	21,33	27,87	0,85	5,18	6,09	0,03	99,84	0,61	0,20	0,17	0,02
MH 1-30.3 C4 gt1	98	38,68	0,03	21,03	28,19	0,74	5,38	5,90	0,00	99,95	0,61	0,21	0,16	0,02
MH 1-30.3 C4 gt3	100	38,42	<LD	20,90	28,57	0,75	4,91	6,41	0,02	99,97	0,62	0,19	0,18	0,02
MH 1-30.3 C4 gt4	101	38,18	0,02	21,04	28,54	0,74	4,87	6,41	0,04	99,84	0,62	0,19	0,18	0,02

ANNEXE C3

Analyses chimiques en pourcentage poids des grenats et calcul basé sur 12 oxygènes des fractions ioniques
selon la méthode de Deer, Howie et Zussman 1966

nom de la roche	no	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	Total	X Fe	X Mg	X Ca	X Mn
MH 1-30.3 C4 gt4	102	38,61	0,02	21,00	28,24	0,70	5,14	6,36	<LD	100,07	0,61	0,20	0,18	0,02
MH 1-30.3 C4 gt8	105	38,26	<LD	21,15	28,46	0,70	5,10	6,06	0,03	99,76	0,62	0,20	0,17	0,02
MH 1-30.3 C4 gt9	106	38,42	<LD	20,96	28,32	0,67	5,16	6,08	<LD	99,61	0,62	0,20	0,17	0,01
MH 1-9.1 C1 gt1	107	38,72	<LD	21,33	29,20	0,45	6,81	3,38	0,05	99,94	0,63	0,26	0,09	0,01
MH 1-9.1 C1 gt2	108	38,23	<LD	21,20	29,35	0,46	6,85	3,30	0,08	99,47	0,63	0,26	0,09	0,01
MH 1-9.1 C1 gt3	109	38,43	<LD	20,99	29,78	0,48	6,27	3,56	0,04	99,55	0,65	0,24	0,10	0,01
MH 1-9.1 C1 gt4	110	38,49	0,03	21,03	29,38	0,43	5,64	4,64	0,04	99,67	0,64	0,22	0,13	0,01
MH 1-9.1 C1 gt5	111	38,22	<LD	21,14	30,31	0,45	6,17	3,30	0,09	99,67	0,66	0,24	0,09	0,01
MH 1-9.1 C1 gt7	113	38,17	<LD	21,18	29,47	0,44	5,79	4,43	0,01	99,48	0,64	0,22	0,12	0,01
MH 1-9.1 C3 gt1	114	38,20	0,02	21,08	29,82	0,49	5,71	4,32	<LD	99,63	0,65	0,22	0,12	0,01
MH 1-9.1 C3 gt2	115	38,27	0,01	21,26	29,92	0,42	5,82	4,45	<LD	100,14	0,64	0,22	0,12	0,01
MH 1-9.1 C3 gt3	116	38,44	0,01	21,09	29,64	0,46	5,91	4,34	0,03	99,93	0,64	0,23	0,12	0,01
MH 1-9.1 C3 gt4	117	38,15	0,01	20,84	29,17	0,39	6,71	3,84	0,01	99,11	0,63	0,26	0,11	0,01
MH 1-9.1 C3 gt5	118	38,57	<LD	21,29	29,83	0,44	6,42	3,42	<LD	99,97	0,65	0,25	0,10	0,01
MH 1-9.1 C5 gt1	119	38,50	<LD	21,25	29,30	0,44	6,17	4,28	0,07	100,01	0,63	0,24	0,12	0,01
MH 1-9.1 C5 gt2	120	38,65	<LD	21,30	29,77	0,46	6,37	3,68	<LD	100,24	0,64	0,25	0,10	0,01
MH 1-9.1 C5 gt3	121	38,57	<LD	21,07	29,17	0,42	6,09	4,12	0,09	99,53	0,64	0,24	0,12	0,01
MH 1-9.1 C5 gt4	122	38,49	0,02	21,16	29,73	0,38	6,43	3,61	0,01	99,84	0,64	0,25	0,10	0,01
gt1 std	127	40,41	0,05	22,02	22,18	0,49	11,54	4,22	<LD	100,91	0,46	0,42	0,11	0,01
MH 1-30.3 c1 gt1*	128	38,77	0,02	20,99	27,34	0,60	5,10	6,95	<LD	100,25	0,60	0,20	0,19	0,01
MH 1-30.3 c1 gt1*	129	38,96	0,01	21,18	28,00	0,59	5,08	6,98	<LD	100,79	0,60	0,19	0,19	0,01
MH 2-19.1 C4 gt1	131	38,45	0,02	20,91	30,62	0,99	4,26	5,64	0,03	100,90	0,66	0,16	0,16	0,02
MH 2-19.1 C4 gt2	132	38,29	0,07	20,97	30,47	1,01	4,21	5,50	0,02	100,55	0,66	0,16	0,15	0,02
MH 2-19.1 C4 gt3	133	38,10	<LD	20,75	29,89	0,87	4,66	5,66	0,02	99,95	0,65	0,18	0,16	0,02
MH 2-19.1 C4 gt4	134	38,29	0,03	20,84	30,45	0,96	4,04	5,75	<LD	100,36	0,66	0,16	0,16	0,02
MH 2-19.1 C4 gt5	135	38,20	<LD	20,86	30,29	0,94	4,25	5,51	<LD	100,04	0,66	0,17	0,15	0,02
MH 2-19.1 C4 gt6	136	39,07	0,04	20,84	29,87	1,03	4,27	5,33	<LD	100,45	0,66	0,17	0,15	0,02
MH 2-19.1 C4 gt7	137	38,27	<LD	20,98	29,62	1,05	4,41	5,75	<LD	100,08	0,65	0,17	0,16	0,02
MH 2-19.1 C4 gt8	138	38,62	0,05	20,89	29,11	1,00	4,92	5,95	0,01	100,55	0,63	0,19	0,16	0,02
MH 2-19.1 C4 gt9	139	38,47	<LD	20,87	28,61	0,98	5,07	5,89	0,01	99,91	0,62	0,20	0,16	0,02
MH 2-19.1 C4 gt11	141	38,45	0,02	21,00	29,09	0,98	4,98	5,90	0,01	100,43	0,63	0,19	0,16	0,02
MH 2-1.T1 C1 gt1	142	38,98	<LD	21,70	30,39	0,28	7,82	1,57	<LD	100,73	0,65	0,30	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C1 gt2	143	39,04	<LD	21,63	30,43	0,25	7,87	1,41	<LD	100,64	0,65	0,30	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C1 gt3	144	38,77	0,02	21,64	30,67	0,34	7,88	1,33	0,02	100,69	0,66	0,30	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C1 gt4	145	38,94	<LD	21,71	30,61	0,32	7,87	1,42	<LD	100,86	0,65	0,30	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C1 gt5	146	38,83	0,02	21,76	30,68	0,33	8,08	1,37	<LD	101,06	0,65	0,31	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C1 gt6	147	38,87	<LD	21,64	30,57	0,30	7,93	1,35	<LD	100,65	0,65	0,30	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C1 gt7	148	38,99	<LD	21,67	30,45	0,33	7,88	1,41	<LD	100,74	0,65	0,30	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C1 gt8	149	38,93	<LD	21,71	30,82	0,33	7,86	1,31	<LD	100,96	0,66	0,30	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C1 gt9	150	39,07	<LD	21,56	30,65	0,28	7,81	1,54	<LD	100,90	0,65	0,30	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C1 gt10	151	39,09	<LD	21,70	30,52	0,25	7,80	1,49	0,05	100,91	0,66	0,30	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C1 gt11	152	39,00	<LD	21,59	30,33	0,29	7,97	1,56	<LD	100,74	0,65	0,30	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C1 gt13	154	38,84	<LD	21,74	30,39	0,32	7,94	1,40	<LD	100,62	0,65	0,30	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C1 gt14	155	38,83	<LD	21,60	30,51	0,32	7,83	1,33	0,02	100,43	0,66	0,30	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C1 gt15	156	39,11	0,01	21,63	30,39	0,28	7,93	1,28	<LD	100,63	0,65	0,30	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C1 gt16	157	39,13	<LD	21,48	30,60	0,30	7,89	1,35	1,00	100,76	0,66	0,30	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C2 gt1	158	38,97	0,01	21,73	30,47	0,30	7,83	1,36	0,05	100,72	0,66	0,30	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C2 gt2	159	39,02	0,01	21,78	30,54	0,25	7,87	1,37	0,02	100,86	0,66	0,30	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C3 gt1	161	38,77	0,01	21,63	30,38	0,34	7,56	1,48	0,03	100,21	0,66	0,29	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C3 gt2	162	38,97	<LD	21,62	30,60	0,37	7,68	1,50	<LD	100,74	0,66	0,29	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C3 gt3	163	38,90	<LD	21,75	30,71	0,30	7,69	1,37	0,01	100,73	0,66	0,29	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C3 gt4	164	38,71	<LD	21,79	30,88	0,36	7,76	1,36	<LD	100,86	0,66	0,30	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C3 gt5	165	39,18	0,01	21,76	30,31	0,35	7,60	1,44	0,03	100,68	0,66	0,29	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C3 gt6	166	38,20	<LD	21,93	30,23	0,27	7,40	1,31	<LD	99,34	0,67	0,29	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C3 gt8	168	38,99	0,03	21,48	31,22	0,39	7,45	1,35	0,05	100,97	0,67	0,28	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C3 gt9	169	39,04	<LD	21,46	31,05	0,32	7,40	1,38	0,02	100,66	0,67	0,28	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C3 gt10	170	39,23	0,01	21,50	30,86	0,37	7,55	1,45	<LD	100,96	0,66	0,29	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C3 gt11	171	38,95	0,02	21,56	30,82	0,34	7,51	1,37	0,01	100,56	0,67	0,29	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C3 gt12	172	38,95	<LD	21,53	30,69	0,32	7,61	1,37	0,01	100,49	0,66	0,29	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C6 gt2	175	38,47	<LD	21,65	30,78	0,32	7,55	1,29	0,08	100,13	0,67	0,29	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C6 gt3	176	38,22	0,01	21,69	30,95	0,29	7,38	1,57	0,03	100,14	0,67	0,28	0,04	0,01
MH 2-1.T1 C3 gt4*	177	38,69	<LD	21,41	30,88	0,33	7,40	1,62	0,04	100,37	0,66	0,28	0,04	0,01

ANNEXE C4 Analyses chimiques en pourcentage poids des orthopyroxènes

nom de roche	No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	XMg	XFe	XMg _(Al)	XFe _(Al)	X _{Al}
Diop Std	1	55,32	<LD	0,54	<LD	0,06	18,08	25,57	0,39	0,02	0,04	100,93	1,00	<LD	0,98	<LD	0,02
Diop Std	2	54,96	0,03	0,56	0,87	0,05	17,84	25,52	0,36	0,02	<LD	100,20	0,97	0,03	0,95	0,03	0,02
Orth Std	3	63,64	0,05	16,86	1,29	<LD	0,01	<LD	0,40	17,19	<LD	99,43	0,01	0,99	<LD	0,05	0,95
Orth Std	4	63,27	<LD	17,05	1,25	<LD	<LD	<LD	0,39	17,26	0,01	99,23	<LD	1,00	<LD	0,05	0,95
Andr Std	5	35,13	<LD	0,05	28,53	<LD	0,22	34,38	<LD	0,01	<LD	98,32	0,01	0,99	0,01	0,98	<LD
Andr Std	6	34,87	<LD	0,06	28,04	0,03	0,20	34,19	<LD	0,02	<LD	97,39	0,01	0,99	0,01	0,99	<LD
Chro Std	7	0,04	0,12	23,10	13,34	0,26	17,18	<LD	<LD	0,03	45,19	99,26	0,69	0,30	0,40	0,17	0,43
Chro Std	8	0,05	0,11	23,27	13,06	0,26	17,16	<LD	0,01	0,03	45,30	99,25	0,70	0,30	0,40	0,17	0,43
Albi Std	9	67,07	<LD	19,25	0,01	0,03	<LD	0,03	11,61	0,15	<LD	98,15	0,04	0,14	<LD	<LD	1,00
Albi Std	10	67,06	<LD	19,37	<LD	<LD	<LD	0,01	11,54	0,16	<LD	98,15	<LD	<LD	<LD	<LD	1,00
Tio2 Std	11	0,04	98,21	0,08	0,04	<LD	<LD	<LD	<LD	0,01	<LD	98,40	0,14	0,86	0,04	0,26	0,70
Tio2 Std	12	0,03	98,93	0,08	<LD	<LD	<LD	0,02	<LD	0,01	<LD	99,07	<LD	0,33	0,00	0,02	0,98
MH113-7 C1 opx2	15	51,54	0,04	1,36	25,58	0,45	21,02	0,36	0,01	0,02	0,02	100,39	0,59	0,40	0,58	0,39	0,03
MH113-7 C1 opx3	16	51,22	0,04	1,15	25,50	0,47	20,79	0,39	<LD	0,02	0,03	99,61	0,59	0,40	0,58	0,40	0,03
MH113-7 C1 opx4	17	51,02	0,05	1,25	25,53	0,46	20,73	0,43	<LD	0,01	0,02	99,50	0,59	0,41	0,58	0,40	0,03
MH113-7 C2 opx1	26	50,76	0,03	1,29	25,28	0,45	20,83	0,46	<LD	0,02	0,05	99,18	0,59	0,40	0,58	0,39	0,03
MH113-7 C2 opx2	27	50,62	0,01	1,95	25,13	0,51	20,51	0,50	<LD	0,03	0,02	99,26	0,59	0,40	0,57	0,39	0,04
MH113-7 C2 opx3	28	51,33	0,06	1,62	25,26	0,50	20,69	0,53	0,02	0,02	0,05	100,06	0,59	0,40	0,57	0,39	0,04
MH113-7 C2 opx4	29	50,97	0,04	1,67	24,59	0,45	21,03	0,49	<LD	0,03	0,02	99,28	0,60	0,39	0,58	0,38	0,04
MH113-7 C2 opx5	30	51,30	0,02	1,05	25,27	0,44	21,07	0,38	<LD	0,03	0,08	99,62	0,59	0,40	0,58	0,39	0,02
MH113-7 C2 opx6	31	51,38	0,04	1,43	25,15	0,48	20,86	0,62	0,02	0,02	0,03	100,04	0,59	0,40	0,58	0,39	0,03
MH113-7 C2 opx7	32	51,15	0,06	1,56	25,69	0,47	21,00	0,42	0,04	0,02	0,04	100,44	0,59	0,40	0,57	0,39	0,03
MH113-7 C2 opx1	39	51,10	0,05	1,41	25,54	0,48	20,54	0,40	<LD	0,02	0,02	99,55	0,58	0,41	0,57	0,40	0,03
MH113-7 C2 opx2	40	50,82	<LD	1,47	25,35	0,44	20,53	0,39	<LD	0,03	0,06	99,07	0,59	0,41	0,57	0,40	0,03
MH113-7 C2 opx5	43	50,68	0,08	1,42	25,55	0,50	20,74	0,43	0,03	0,01	0,06	99,48	0,59	0,41	0,57	0,40	0,03
MH113-7 C2 opx6	44	50,96	0,06	1,31	25,71	0,46	20,74	0,46	0,02	0,02	<LD	99,73	0,59	0,41	0,57	0,40	0,03
MH113-7 C2 opx7	45	50,41	0,07	1,74	25,40	0,48	20,67	0,33	0,04	0,02	0,03	99,19	0,59	0,41	0,57	0,39	0,04
MH113-7 C2 opx8	46	50,76	0,06	1,56	25,05	0,47	20,52	0,67	0,02	0,02	<LD	99,12	0,59	0,40	0,57	0,39	0,03
MH113-7 C3 opx1	48	51,17	0,05	1,58	25,12	0,44	20,70	0,39	<LD	0,01	0,06	99,51	0,59	0,40	0,57	0,39	0,03
MH113-7 C3 opx5	54	51,16	0,11	1,47	25,18	0,47	21,13	0,42	0,01	0,02	<LD	99,98	0,59	0,40	0,58	0,39	0,03
MH113-7 C3 opx6	55	51,26	0,03	1,33	24,76	0,43	21,03	0,44	0,02	0,03	0,02	99,35	0,60	0,40	0,58	0,39	0,03
MH113-7 C3 opx7	56	50,74	0,01	1,55	24,96	0,49	20,80	0,43	0,02	0,01	0,05	99,06	0,59	0,40	0,58	0,39	0,03
MH113-7 C4 opx1	72	51,09	<LD	1,44	25,80	0,50	20,33	0,42	0,01	0,02	0,04	99,64	0,58	0,41	0,57	0,40	0,03
MH113-7 C4 opx2	73	50,97	0,03	1,48	26,13	0,55	20,11	0,44	<LD	0,02	0,05	99,78	0,57	0,42	0,56	0,41	0,03
MH113-7 C5 opx1	74	51,12	0,13	1,70	24,63	0,48	20,96	0,41	0,02	0,01	0,07	99,52	0,60	0,39	0,58	0,38	0,04
MH113-7 C6 opx3	83	50,85	0,05	1,44	25,19	0,44	20,71	0,44	0,01	0,02	0,07	99,23	0,59	0,40	0,58	0,39	0,03
MH113-7 C7 opx1	86	51,61	0,03	1,50	25,37	0,47	20,84	0,39	0,01	0,02	0,07	100,31	0,59	0,40	0,57	0,39	0,03
D6 C2 opx1	94	49,97	0,03	1,72	28,54	0,51	17,82	0,56	0,01	0,04	0,01	99,20	0,52	0,47	0,51	0,46	0,04
D6 C2 opx2	95	50,43	0,02	1,03	28,40	0,54	18,09	0,80	0,02	0,01	0,01	99,34	0,53	0,46	0,52	0,46	0,02
D6 C2 opx3	96	50,00	0,16	1,38	28,38	0,59	18,14	0,39	0,03	0,03	0,02	99,12	0,53	0,46	0,52	0,45	0,03
D6 C3 opx1	101	50,90	0,03	1,10	29,47	0,62	17,90	0,37	<LD	0,01	<LD	100,39	0,51	0,48	0,51	0,47	0,02
D6 C3 opx2	102	49,96	0,04	1,76	28,96	0,56	17,42	0,47	0,02	0,03	0,02	99,24	0,51	0,48	0,50	0,46	0,04
D6 C3 opx3	103	50,91	0,04	1,14	29,22	0,61	18,23	0,42	0,02	0,04	<LD	100,63	0,52	0,47	0,51	0,46	0,03
D6 C3 opx4	104	50,84	0,04	1,23	29,01	0,59	17,95	0,36	0,01	0,03	<LD	100,04	0,52	0,47	0,51	0,46	0,03
MH 4-20-1 C1 opx1	105	50,01	0,02	1,15	29,72	0,49	17,41	0,35	0,02	0,01	0,03	99,21	0,51	0,49	0,50	0,48	0,03
MH 4-20-1 C1 opx2	106	49,98	0,05	1,76	30,39	0,54	17,11	0,42	0,03	0,04	<LD	100,30	0,50	0,49	0,48	0,48	0,04
MH 4-20-1 C1 opx3	107	49,90	0,03	1,62	30,01	0,48	17,10	0,43	<LD	0,02	<LD	99,59	0,50	0,49	0,49	0,48	0,04
MH 4-20-1 C1 opx4	108	49,42	0,01	1,73	29,93	0,50	17,08	0,45	0,02	0,04	<LD	99,18	0,50	0,49	0,48	0,48	0,04
MH 4-20-1 C1 opx5	109	50,01	0,03	1,64	29,81	0,54	17,16	0,42	0,02	0,03	<LD	99,65	0,50	0,49	0,49	0,48	0,04
MH 4-20-1 C4 opx7	111	50,39	<LD	1,11	29,50	0,76	17,68	0,47	<LD	0,02	<LD	99,92	0,51	0,48	0,50	0,47	0,02
MH 4-20-1 C4 opx8	112	49,42	0,05	1,56	29,44	0,74	18,13	0,40	<LD	0,04	<LD	99,79	0,52	0,47	0,51	0,46	0,03
MH 4-20-1 C4 opx9	113	50,10	0,03	1,62	29,60	0,76	17,51	0,42	<LD	0,02	<LD	100,05	0,51	0,48	0,49	0,47	0,04
MH 4-20-1 C4 opx10	114	50,06	0,01	1,56	29,94	0,71	17,02	0,43	<LD	0,02	<LD	99,75	0,50	0,49	0,49	0,48	0,04
MH 4-20-1 C5 opx11	115	50,49	0,05	1,52	29,79	0,79	17,56	0,42	<LD	<LD	<LD	100,61	0,51	0,48	0,49	0,47	0,03

ANNEXE C4

Analyses chimiques en pourcentage poids des orthopyroxènes

nom de roche	No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	XMg	XFe	XMg _(Al)	XFe _(Al)	X _{Al}
MH 4-20-1 C5 opx2	116	50,24	0,03	1,53	30,26	0,76	17,09	0,40	0,01	0,03	0,03	100,38	0,50	0,49	0,48	0,48	0,03
MH 4-20-1 C5 opx3	117	50,10	<LD	1,57	29,46	0,73	17,37	0,42	<LD	0,01	<LD	99,67	0,51	0,48	0,49	0,47	0,04
MH 4-20-1 C5 opx5	118	50,29	0,02	1,62	29,80	0,79	17,31	0,37	0,02	0,02	<LD	100,22	0,50	0,49	0,49	0,47	0,04
MH 4-20-1 C5 opx6	119	50,18	0,03	1,55	30,20	0,76	17,29	0,42	<LD	<LD	<LD	100,44	0,50	0,49	0,49	0,48	0,03
MH 4-20-1 C5 opx7	120	49,84	0,02	1,47	30,60	0,73	16,70	0,36	<LD	0,03	<LD	99,75	0,49	0,50	0,48	0,49	0,03
MH 4-20-1 C5 opx8	121	49,42	0,05	1,72	29,72	0,77	17,13	0,43	<LD	0,02	<LD	99,26	0,50	0,49	0,49	0,47	0,04
MH 4-20-1 C5 opx9	122	49,91	0,07	1,73	29,67	0,74	17,31	0,44	0,02	0,01	<LD	99,90	0,50	0,48	0,49	0,47	0,04
MH 4-20-1 C5 opx10	123	50,07	0,11	1,78	30,50	0,73	17,35	0,40	<LD	0,03	<LD	100,96	0,50	0,49	0,48	0,48	0,04
D6 C4 opx4	127	50,13	0,03	1,25	29,33	0,56	17,63	0,46	0,01	0,02	0,02	99,44	0,51	0,48	0,50	0,47	0,03
MH 1-13-7 C3B opx1	128	50,83	0,05	1,64	24,70	0,43	20,98	0,42	0,01	0,01	0,03	99,10	0,60	0,40	0,58	0,38	0,04
MH 1-13-7 C3B opx2	129	51,29	0,05	1,27	24,93	0,44	21,00	0,40	0,01	0,01	0,03	99,43	0,60	0,40	0,58	0,39	0,03
MH 1-13-7 C3B opx2	130	51,66	0,04	1,28	25,01	0,47	20,97	0,41	0,01	0,01	0,01	99,87	0,59	0,40	0,58	0,39	0,03

ANNEXE C4

Analyses chimiques en pourcentage poids des clinopyroxènes

nom de roche	No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	X Ca	X Mg	XMg _(Al)	XFe _(Al)	X _{Al}
MH113-7 C1 CPX 1	13	52,12	0,19	2,26	8,63	0,19	13,98	23,02	0,43	0,01	0,09	100,91	0,47	0,39	0,68	0,24	0,09
MH113-7 C1 cpx2	18	51,71	0,23	2,52	8,74	0,17	13,39	22,88	0,54	0,01	0,04	100,21	0,47	0,38	0,66	0,24	0,10
MH113-7 C1 cpx3	19	51,23	0,20	2,34	8,71	0,13	13,46	23,31	0,47	0,01	0,08	99,93	0,48	0,38	0,67	0,24	0,09
MH113-7 C2 cpx4	20	52,15	0,14	2,25	9,95	0,26	13,92	21,70	0,48	0,02	0,10	100,97	0,44	0,39	0,65	0,26	0,08
MH113-7 C2 cpx5	21	51,52	0,22	2,36	8,91	0,17	13,49	22,67	0,52	0,01	0,05	99,92	0,47	0,39	0,66	0,25	0,09
MH113-7 C2 cpx6	22	52,32	0,18	2,18	8,61	0,17	13,81	23,07	0,46	0,01	0,14	100,95	0,47	0,39	0,68	0,24	0,08
MH113-7 C2 cpx2	23	51,53	0,25	2,45	8,58	0,21	13,57	22,89	0,46	0,01	0,07	100,03	0,47	0,39	0,67	0,24	0,10
MH113-7 C2 cpx3	24	51,86	0,20	2,60	8,87	0,17	13,44	22,75	0,54	0,02	0,07	100,52	0,47	0,39	0,66	0,24	0,10
MH113-7 C2 cpx1	37	52,61	0,12	1,92	8,33	0,15	13,93	23,07	0,48	0,02	0,06	100,68	0,47	0,39	0,69	0,23	0,08
MH113-7 C2 cpx2	38	51,49	0,23	2,46	8,90	0,21	13,30	23,12	0,50	0,02	0,08	100,33	0,47	0,38	0,66	0,25	0,10
MH113-7 C4 cpx1	61	50,92	0,23	2,44	9,05	0,15	13,26	22,80	0,54	0,02	0,10	99,52	0,47	0,38	0,65	0,25	0,10
MH113-7 C4 cpx3	62	51,47	0,17	2,42	9,33	0,21	13,46	22,53	0,51	0,02	0,12	100,24	0,46	0,38	0,65	0,25	0,09
MH113-7 C4 cpx4	63	51,30	0,22	2,49	9,84	0,22	13,43	21,68	0,48	0,01	0,08	99,76	0,45	0,39	0,64	0,26	0,09
MH113-7 C4 cpx5	64	50,79	0,22	2,41	10,64	0,24	13,72	20,74	0,48	0,02	0,11	99,37	0,43	0,39	0,64	0,28	0,09
MH113-7 C4 cpx6	65	51,90	0,19	2,50	8,75	0,23	13,34	23,08	0,49	0,01	0,13	100,61	0,47	0,38	0,66	0,24	0,10
MH113-7 C4 cpx7	66	51,91	0,22	2,35	8,67	0,20	13,48	22,94	0,49	0,01	0,18	100,45	0,47	0,39	0,67	0,24	0,09
MH113-7 C4 cpx8	67	50,76	0,19	2,46	9,18	0,21	13,27	22,68	0,54	0,01	0,07	99,37	0,47	0,38	0,65	0,25	0,10
MH113-7 C4 cpx9	68	50,82	0,22	2,49	9,31	0,20	13,14	22,38	0,53	0,02	0,14	99,25	0,47	0,38	0,65	0,26	0,10
MH113-7 C4 cpx10	69	51,87	0,20	2,21	8,58	0,18	13,29	22,99	0,47	0,04	0,14	99,95	0,48	0,38	0,67	0,24	0,09
MH113-7 C4 cpx11	70	51,89	0,21	2,46	9,12	0,24	13,18	22,86	0,52	0,02	0,12	100,61	0,47	0,38	0,65	0,25	0,10
MH113-7 C4 cpx12	71	51,81	0,21	2,46	9,03	0,17	13,24	22,93	0,51	0,01	0,13	100,47	0,47	0,38	0,65	0,25	0,10
MH113-7 C6 cpx1	77	51,48	0,23	2,53	9,04	0,23	13,24	22,54	0,53	0,03	0,13	99,97	0,47	0,38	0,65	0,25	0,10
MH113-7 C6 cpx2	78	51,28	0,26	2,66	9,16	0,18	12,96	22,47	0,53	0,02	0,16	99,70	0,47	0,38	0,64	0,25	0,10
MH113-7 C6 cpx3	79	50,64	0,31	2,52	9,95	0,22	13,13	21,94	0,50	0,01	0,20	99,42	0,46	0,38	0,63	0,27	0,10
MH113-7 C6 cpx4	80	50,72	0,22	2,52	9,80	0,15	13,31	22,00	0,48	0,02	0,13	99,35	0,46	0,38	0,64	0,26	0,10
MH113-7 C7 cpx1	84	51,46	0,19	2,46	9,62	0,18	13,39	22,11	0,52	0,01	0,15	100,09	0,46	0,38	0,65	0,26	0,09
MH113-7 C8 cpx1	90	51,25	0,06	2,99	9,50	0,19	13,79	21,35	0,37	0,03	0,06	99,58	0,44	0,40	0,64	0,25	0,11
MH113-7 C8 cpx2	91	51,98	0,23	2,56	9,22	0,17	13,38	22,68	0,52	0,03	0,08	100,84	0,47	0,38	0,65	0,25	0,10
MH113-7 C8 cpx3	92	51,66	0,19	2,40	9,07	0,21	13,20	22,84	0,59	<LD	0,11	100,26	0,47	0,38	0,65	0,25	0,09
MH113-7 C8 cpx4	93	50,68	0,28	2,66	8,99	0,16	12,98	22,87	0,53	0,01	0,06	99,21	0,48	0,38	0,64	0,25	0,10
MH 1-13-7 C3B Cpx1	134	51,84	0,25	2,60	8,84	0,23	13,37	22,88	0,45	0,02	0,09	100,56	0,47	0,38	0,66	0,24	0,10
MH 1-13-7 C3B Cpx2	135	51,74	0,24	2,48	9,11	0,20	13,24	22,81	0,51	0,02	0,07	100,41	0,47	0,38	0,65	0,25	0,10

ANNEXE C5

ANALYSES CHIMIQUES EN POURCENTAGE POIDS DES AMPHIBOLES

Comment	No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	Cr ₂ O ₃	Total	XMg	XFe	XCu	X(Ti+Al)	XNa	XK
d6 C1 amph1	50	40,99	1,83	12,61	17,04	0,15	9,98	11,78	1,63	1,53	0,27	0,13	0,06	97,84	0,36	0,34	0,30	0,28	0,18	0,11
d6 C1 amph2	51	41,21	1,83	12,61	17,21	0,13	9,86	11,73	1,65	1,56	0,24	0,14	0,06	98,09	0,35	0,35	0,30	0,28	0,18	0,11
d6 C1 amph4	53	40,64	1,45	13,25	16,46	0,12	10,04	11,74	1,52	1,52	0,30	0,13	0,02	97,04	0,36	0,33	0,30	0,29	0,17	0,11
d6 C3 amph3	63	42,92	1,09	11,76	15,64	0,12	10,87	11,79	1,28	1,46	0,41	0,09	0,06	97,30	0,39	0,31	0,30	0,25	0,15	0,11
d6 C3 amph4	64	42,09	1,41	12,86	16,32	0,11	10,50	11,86	1,55	1,54	0,28	0,12	0,06	98,54	0,37	0,32	0,30	0,28	0,17	0,11
d6 C3 amph5	65	42,09	1,43	12,73	16,02	0,14	10,52	11,84	1,48	1,47	0,18	0,12	0,02	97,93	0,38	0,32	0,30	0,28	0,16	0,11
d6 C3 amph6	66	41,99	1,30	12,38	15,51	0,08	11,02	11,96	1,39	1,48	0,27	0,11	0,03	97,38	0,39	0,31	0,30	0,27	0,16	0,11
d6 C3 amph7	67	41,29	1,50	12,60	16,07	0,13	10,43	11,76	1,60	1,58	0,29	0,11	0,07	97,27	0,37	0,32	0,30	0,28	0,18	0,11
d6 C3 amph9	69	41,07	1,46	12,53	16,40	0,14	10,50	11,87	1,56	1,55	0,27	0,12	0,06	97,39	0,37	0,33	0,30	0,28	0,17	0,11
d6 C3 amph10	70	41,41	1,43	12,38	16,36	0,14	10,35	11,81	1,51	1,50	0,20	0,13	0,06	97,17	0,37	0,33	0,30	0,27	0,17	0,11

Analyse chimique en pourcentage poids des sillimanites

No	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	MgO	TiO ₂	CaO	MnO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Total	nom de la roche
143	<LD	0,03	0,48	36,83	0,01	<LD	<LD	<LD	61,10	0,04	98,48	TH3-4 c1b sill6
147	<LD	0,02	0,30	36,87	0,01	<LD	0,02	<LD	61,11	0,04	98,36	TH3-4 c1b sill10
149	<LD	0,02	0,51	37,14	<LD	0,01	<LD	<LD	61,27	0,03	98,98	TH3-4 c3b sill2
151	<LD	0,02	0,39	37,02	<LD	0,01	<LD	<LD	61,36	0,05	98,85	TH3-4 c30b sill4

ANNEXE D

Composition des roches déterminée
par XRF et INAA.

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

Calcul de FeO et Fe₂O₃ selon le rapport

$$\frac{\text{FeO}}{\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3} = 0,84$$

Composition des roches déterminée par XRF et INAA. Oxydes et LOI en % poids et les autres éléments en ppm

Type de roche	Nom	Nom de la	Ratio	nombre	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
	géo chimique	roche	anhydre	Mg												
anorthosite	M56	TH1-1	1.00	54.21	49.67	0.95	18.21	1.70	8.69	0.16	6.79	11.34	1.97	0.32	0.18	0.00
anorthosite	B21	MH98-A5	1.00	64.96	49.81	0.12	26.28	0.54	2.75	0.06	3.36	14.36	2.49	0.20	0.02	0.26
anorthosite	B22	MH98-A6	1.00	65.28	49.69	0.11	27.96	0.39	1.97	0.04	2.45	14.50	2.69	0.18	0.02	0.38
charnockite	M23	MH18-3.3	1.00	16.53	76.21	0.02	12.98	0.02	0.08	0.00	0.01	0.24	0.96	9.47	0.01	0.37
charnockite	M26	MH1-6.1	1.01	28.55	73.68	0.54	13.11	0.70	3.55	0.07	0.94	2.83	2.15	2.38	0.06	0.26
charnockite	M60	MH1-18.3	1.00	29.79	77.00	0.35	11.60	0.50	2.57	0.03	0.72	4.82	1.88	0.48	0.24	0.07
charnockite	M27	MH1-16.1	1.00	30.49	73.60	0.18	14.75	0.24	1.21	0.01	0.35	3.16	2.45	3.98	0.06	0.15
charnockite	M33	MH2-19.1	1.00	30.76	78.25	0.26	11.57	0.23	1.20	0.02	0.35	1.65	1.60	4.85	0.03	0.18
charnockite	M32	MH1-21.1	1.00	31.06	70.85	0.63	12.94	0.77	3.92	0.04	1.17	1.91	1.43	6.21	0.15	0.01
charnockite	M22	MH1-18.1	1.01	31.20	69.48	0.52	15.00	0.57	2.93	0.02	0.88	2.71	1.75	5.98	0.16	0.17
charnockite	M68	MH5-5.7	1.00	31.68	74.15	0.53	11.90	0.64	3.28	0.03	1.00	2.10	1.45	4.85	0.07	0.03
charnockite	M63	MH3-14.6	1.00	32.25	75.62	0.14	13.23	0.19	0.99	0.01	0.31	2.07	2.43	4.96	0.05	0.04
charnockite	M66	MH3-5.7	1.00	32.69	68.14	0.63	14.92	0.71	3.60	0.04	1.15	2.46	1.73	6.52	0.10	0.02
charnockite	B6	MH98-9-3.3	1.00	34.02	63.01	1.20	14.69	1.42	7.23	0.11	2.46	4.84	2.25	2.56	0.23	0.00
charnockite	M61	MH1-19.1	1.01	34.30	71.54	0.40	14.40	0.47	2.39	0.03	0.83	2.96	1.72	5.17	0.09	0.11
charnockite	B4	MH981-18.1	1.01	34.77	71.21	0.51	13.70	0.57	2.92	0.02	1.03	2.40	1.68	5.83	0.13	0.17
charnockite	M28	MH2-16.1	1.01	36.41	73.46	0.11	14.66	0.13	0.64	0.01	0.24	1.74	1.66	7.33	0.03	0.44
charnockite	M31	MH2-9.1	1.00	41.79	69.42	0.68	13.96	0.88	4.46	0.07	2.12	5.14	2.29	0.91	0.08	0.13
charnockite	B26	TH98-6	1.01	41.86	63.92	0.82	16.98	0.91	4.62	0.07	2.19	5.73	3.53	1.03	0.22	0.18
charnockite	M29	MH3-16.1	1.01	42.49	56.59	0.44	23.22	0.60	3.03	0.04	1.48	6.97	3.90	3.59	0.14	0.49
charnockite	M30	MH4-16.1	1.00	42.69	74.57	0.19	14.95	0.18	0.90	0.01	0.44	5.41	2.67	0.67	0.02	0.19
charnockite	B10	MH98.1-16.3	1.01	43.39	73.60	0.18	13.96	0.28	1.43	0.03	0.72	2.81	1.88	5.08	0.04	0.12
charnockite	B5	MH98-7-2b.1	1.00	45.50	65.43	0.67	14.43	1.04	5.32	0.10	2.93	4.78	2.11	3.06	0.13	0.00
charnockite	M20	MH5-9.1	1.01	47.42	74.42	0.17	12.86	0.36	1.81	0.03	1.08	1.88	1.48	5.87	0.04	0.15
charnockite	M65	MH1-18.1	1.01	49.34	76.20	0.03	13.55	0.09	0.47	0.01	0.30	2.66	1.75	4.93	0.01	0.14
charnockite mylonit	M15	MH2-18.1	1.00	34.66	67.60	0.76	14.37	0.90	4.61	0.06	1.61	3.21	1.73	4.94	0.19	0.00
felsic granulite	M18	MH1-14.7	1.00	40.75	70.29	0.60	13.22	0.79	4.01	0.06	1.82	3.14	1.57	4.37	0.14	0.03
granite lc a gt	M52	3D	1.00	31.89	72.71	0.31	14.12	0.31	1.56	0.02	0.48	1.67	1.44	7.33	0.06	0.21
granite	M34	MH2-14.6	1.01	16.26	76.60	0.17	12.88	0.23	1.18	0.01	0.15	1.31	3.22	4.24	0.02	0.39
granite	B23	TH98-11	1.01	35.59	73.78	0.11	14.63	0.19	0.99	0.02	0.36	1.69	3.78	4.41	0.02	0.38
granite lc a gt	M38	MH1-3.7	1.00	4.40	77.70	0.10	11.86	0.19	0.99	0.02	0.03	0.57	1.63	6.83	0.06	0.23
granite lc a gt	M49	TH2-1	1.00	15.94	73.88	0.04	15.11	0.14	0.72	0.02	0.09	1.14	3.86	4.90	0.10	0.15
granite lc a gt	M36	MH5.3	1.00	23.29	77.41	0.17	12.01	0.21	1.05	0.02	0.21	0.79	1.63	6.45	0.06	0.10
granite lc a gt	B1	MH98.9-2.1	1.00	23.73	79.27	0.06	11.18	0.21	1.07	0.06	0.22	0.84	2.03	5.03	0.03	0.19
granite lc a gt	M37	MH1-16.6	1.00	25.17	76.71	0.16	12.23	0.32	1.62	0.05	0.36	1.09	1.72	5.70	0.04	0.20
granite lc a gt	M50	TH1-4	1.01	25.25	76.82	0.11	13.16	0.19	0.99	0.02	0.22	1.56	3.51	3.38	0.02	0.42
granite lc a gt	M24	MH1-15.1	1.01	28.37	76.42	0.23	12.35	0.30	1.54	0.02	0.40	1.04	1.66	5.92	0.12	0.33
granite lc a gt	M43	TH1-2	1.00	29.35	74.73	0.19	14.22	0.31	1.58	0.04	0.43	1.71	2.38	4.35	0.07	0.34
granite lc a gt	M67	D5	1.00	31.87	73.85	0.35	13.27	0.41	2.08	0.04	0.64	1.62	1.74	5.92	0.08	0.23
granite lc a gt	B2	MH98.7-2.2	1.00	34.22	76.67	0.08	12.22	0.18	0.91	0.03	0.31	0.55	1.84	7.14	0.08	0.26
granite lc a gt	B7	MH98.7-2.1	1.01	49.11	67.73	0.47	14.51	0.83	4.22	0.08	2.69	3.91	2.24	3.20	0.12	0.15
granite lc gt bio	B9	MH98.9-2.4	1.00	31.53	74.62	0.38	12.60	0.41	2.08	0.02	0.63	1.51	1.84	5.86	0.05	0.36
granite lc gt bio	B24	TH98-5	1.01	45.66	72.89	0.51	13.88	0.51	2.59	0.03	1.44	3.88	2.91	1.31	0.06	0.39
granite mc a gt	M51	2D	1.00	28.69	74.04	0.31	13.37	0.38	1.92	0.03	0.51	1.51	1.66	6.21	0.06	0.10
hybride	M39	MH3-14.7L	1.00	18.30	75.66	0.17	13.02	0.25	1.29	0.01	0.19	1.79	2.27	5.30	0.05	0.10
hybride	M62	M1-30.3	1.01	30.02	67.31	1.15	13.09	1.43	7.27	0.11	2.06	3.94	1.53	1.88	0.23	0.00
hybride	B8	MH98.9-3.2	1.01	39.78	52.29	1.47	16.48	2.05	10.46	0.17	4.56	8.95	2.58	0.78	0.22	0.00
hybride	B14	MH98.9-2.5	1.01	41.02	55.55	1.35	14.77	1.92	9.80	0.18	4.50	8.22	2.16	1.37	0.18	0.00
hybride	B11	MH98.1-16.2	1.01	46.39	64.35	0.72	15.05	1.03	5.27	0.08	3.01	5.32	2.24	2.77	0.16	0.00
hybride	B3	MH98.1-18.2	1.00	49.75	75.21	0.08	13.89	0.07	0.37	0.01	0.24	2.13	1.69	6.30	0.02	0.14
hybride	B12	MH98.1-18.3	1.00	52.48	62.59	0.86	14.91	1.18	6.00	0.11	4.38	6.57	2.35	1.10	0.14	0.00
hybride a gt	B13	MH98.7-2b.2	1.00	43.69	57.23	1.04	16.16	1.61	8.20	0.14	4.20	7.81	2.19	1.28	0.16	0.00
intermed granulite	M10	MH1-20.1	1.01	50.29	57.38	0.75	15.25	1.54	7.83	0.15	5.23	8.88	1.99	1.09	0.10	0.00
intermed granulite	M8	Mh2-5b.7	1.01	56.18	55.86	0.76	15.82	1.43	7.31	0.15	6.18	8.86	2.21	1.33	0.09	0.01
intermed granulite	M40	MH3-14.7g	1.00	58.35	52.57	0.71	15.22	1.72	8.76	0.17	8.11	10.15	1.95	0.58	0.06	0.00
intermed granulite	M55	TH1-3	1.00	62.48	53.70	0.88	17.47	1.32	6.75	0.14	7.42	10.06	1.56	0.72	0.19	0.13

Composition des roches déterminée par XRF et INAA. Oxydes et LOI en % poids et les autres éléments en ppm

Type de roche	Nom	Nom de la	Ratio	nombre	Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Pb	Zn	Rb	Cs	Ba	Sr	Ga	Ta
	géochimique	roche	anhydre	Mg														
anorthosite	M56	TH1-1	1.00	54.21	189	99	45	36.4	202	24	5	132	8	0.45	158	327.6	21	0.3
anorthosite	B21	MH98-A5	1.00	64.96	74	46	14	14.7	70	358	0	27	1	0.06	9	146.4	19	0.0
anorthosite	B22	MH98-A6	1.00	65.28	49	38	9	10.2	52	190	0	20	2	0.09	18	158.4	19	0.0
charnockite	M23	MH18-3.3	1.00	16.53	1	2	1	0.1	5	9	26	42	376	0.83	725	98.7	9	LD
charnockite	M26	MH1-6.1	1.01	28.55	29	12	9	12.7	43	15	19	76	116	1.43	463	105.1	15	0.5
charnockite	M60	MH1-18.3	1.00	29.79	8	9	7	4.4	32	8	5	0	6	0.16	220	183.2	13	0.2
charnockite	M27	MH1-16.1	1.00	30.49	3	2	4	1.9	20	15	12	60	89	0.54	613	291.4	17	LD
charnockite	M33	MH2-19.1	1.00	30.76	8	2	4	2.9	11	4	20	52	167	1.80	397	75.1	11	0.4
charnockite	M32	MH1-21.1	1.00	31.06	31	11	13	10.4	53	30	26	87	226	1.34	842	88.4	14	0.4
charnockite	M22	MH1-18.1	1.01	31.20	21	51	10	6.4	50	29	19	77	150	0.66	979	133.0	16	0.2
charnockite	M68	MH5-5.7	1.00	31.68	26	16	8	10.4	57	22	25	0	187	0.51	547	75.2	15	0.2
charnockite	M63	MH3-14.6	1.00	32.25	4	LD	2	2.0	25	17	9	0	181	0.30	710	76.1	14	0.1
charnockite	M66	MH3-5.7	1.00	32.69	26	14	9	11.2	63	31	32	0	261	0.73	753	95.2	17	0.3
charnockite	B6	MH98-9-3.3	1.00	34.02	43	49	20	23.2	133	320	18	132	78	0.23	525	105.4	20	1.2
charnockite	M61	MH1-19.1	1.01	34.30	17	8	7	4.3	60	27	18	0	190	1.61	774	108.7	14	0.3
charnockite	B4	MH981-18.1	1.01	34.77	23	23	8	6.0	61	407	21	23	146	0.57	957	166.7	14	0.2
charnockite	M28	MH2-16.1	1.01	36.41	1	2	3	1.0	5	2	20	47	170	0.53	2876	289.0	10	LD
charnockite	M31	MH2-9.1	1.00	41.79	41	18	20	13.9	94	27	6	97	34	0.56	402	116.7	17	0.4
charnockite	B26	TH98-6	1.01	41.86	24	34	12	13.0	105	185	10	83	37	1.08	404	491.3	20	0.6
charnockite	M29	MH3-16.1	1.01	42.49	25	2	14	4.2	48	16	17	81	82	0.57	1256	372.8	21	LD
charnockite	M30	MH4-16.1	1.00	42.69	9	5	5	1.1	29	10	4	54	14	0.15	149	212.3	15	LD
charnockite	B10	MH98-1-16.3	1.01	43.39	10	34	4	3.2	23	209	17	14	128	0.41	1083	189.0	14	0.0
charnockite	B5	MH98-7-2b.1	1.00	45.50	60	42	19	19.7	106	621	17	90	130	0.66	402	76.3	18	0.7
charnockite	M20	MH5-9.1	1.01	47.42	16	8	8	7.4	22	1	13	59	171	0.93	1682	146.6	11	0.1
charnockite	M65	MH1-18.1	1.01	49.34	3	3	2	1.1	LD	14	17	0	108	0.30	1117	130.6	13	LD
charnockite mylonit	M15	MH2-18.1	1.00	34.66	48	13	16	12.5	77	41	18	100	152	0.60	1044	144.8	17	0.4
felsic granulite	M18	MH1-14.7	1.00	40.75	53	26	16	13.4	82	34	17	90	178	1.50	650	82.2	15	0.5
granite lc a gt	M52	3D	1.00	31.89	13	3	6	5.1	28	1	28	54	202	1.10	1322	144.8	13	LD
granite	M34	MH2-14.6	1.01	16.26	3	6	4	2.0	5	23	7	60	103	0.35	835	72.4	14	LD
granite	B23	TH98-11	1.01	35.59	4	22	2	3.3	0	196	36	5	82	0.78	452	123.1	14	0.2
granite lc a gt	M38	MH1-3.7	1.00	4.40	4	2	2	3.6	5	6	27	55	284	1.84	59	18.0	15	LD
granite lc a gt	M49	TH2-1	1.00	15.94	2	22	2	3.1	5	1	47	48	120	0.54	254	112.3	17	0.1
granite lc a gt	M36	MH5.3	1.00	23.29	4	4	3	0.7	5	10	26	59	205	0.65	155	33.1	13	LD
granite lc a gt	B1	MH98.9-2.1	1.00	23.73	2	13	1	6.8	0	555	31	9	292	2.30	171	28.1	11	0.2
granite lc a gt	M37	MH1-16.6	1.00	25.17	9	21	4	6.5	21	10	28	56	185	0.24	229	40.8	12	LD
granite lc a gt	M50	TH1-4	1.01	25.25	5	5	3	3.8	12	5	24	80	68	0.60	524	127.3	13	0.2
granite lc a gt	M24	MH1-15.1	1.01	28.37	11	6	4	4.0	12	9	33	65	265	2.17	782	84.3	14	0.3
granite lc a gt	M43	TH1-2	1.00	29.35	11	4	5	6.1	5	1	37	63	145	1.95	1305	215.4	14	0.3
granite lc a gt	M67	D5	1.00	31.87	14	7	5	5.5	29	14	34	0	261	1.51	473	78.4	15	0.6
granite lc a gt	B2	MH98.7-2.2	1.00	34.22	5	60	1	3.1	0	279	29	21	389	1.32	27	13.6	13	0.1
granite lc a gt	B7	MH98.7-2.1	1.01	49.11	77	55	16	14.5	72	349	16	72	123	0.66	356	73.7	18	0.3
granite lc gt bio	B9	MH98.9-2.4	1.00	31.53	12	38	4	6.5	27	452	32	2	271	1.02	304	41.6	13	0.2
granite lc gt bio	B24	TH98-5	1.01	45.66	18	22	6	5.6	58	219	15	18	58	1.61	862	412.7	16	0.4
granite mc a gt	M51	2D	1.00	28.69	15	6	6	6.6	29	4	29	61	193	1.10	597	104.0	14	0.1
hybride	M39	MH3-14.7L	1.00	16.30	4	2	3	2.6	16	8	8	53	172	0.61	716	71.7	14	0.1
hybride	M62	M1-30.3	1.01	30.02	49	17	18	16.5	108	55	8	0	54	0.22	2073	165.4	16	0.3
hybride	B8	MH98.9-3.2	1.01	39.78	67	57	37	38.9	254	464	12	187	14	0.15	141	113.5	23	1.3
hybride	B14	MH98.9-2.5	1.01	41.02	59	48	35	36.1	239	356	14	163	49	0.24	404	104.3	20	1.2
hybride	B11	MH98.1-16.2	1.01	46.39	42	31	21	17.8	123	319	11	72	86	0.33	1031	161.7	16	0.4
hybride	B3	MH98.1-18.2	1.00	49.75	2	10	2	0.8	12	272	18	4	132	0.46	862	150.9	13	0.0
hybride	B12	MH98.1-18.3	1.00	52.48	155	67	23	21.3	126	352	9	105	48	0.50	263	102.0	18	0.4
hybride a gt	B13	MH98.7-2b.2	1.00	43.69	56	43	30	32.5	198	558	13	125	47	0.29	247	91.1	21	0.6
intermed granulite	M10	MH1-20.1	1.01	50.29	117	51	39	33.1	181	66	9	120	65	1.11	304	82.8	18	0.5
intermed granulite	M8	Mh2-5b.7	1.01	56.18	273	91	42	32.3	170	43	9	108	82	1.11	190	88.8	17	0.5
intermed granulite	M40	MH3-14.7g	1.00	58.35	292	102	54	39.9	187	51	5	116	12	-0.24	205	104.3	17	0.3
intermed granulite	M55	TH1-3	1.00	62.48	188	154	42	27.6	108	37	5	112	32	0.30	653	272.7	18	0.2

Composition des roches déterminée par XRF et INAA. Oxydes et LOI en % poids et les autres éléments en ppm

Type de roche	Nom	Nom de la	Ratio	nombre	Hf	Zr	Y	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
	géochimique	roche	anhydre	Mg													
anorthosite	M56	TH1-1	1.00	54.21	2.4	71	26.9	0.65	0.1	16.9	37.9	30.7	4.71	1.4	0.55	2.04	0.30
anorthosite	B21	MH98-A5	1.00	64.96	0.1	3	6.6	0.09	0.1	1.4	2.7	1.4	0.30	0.4	0.11	0.21	0.29
anorthosite	B22	MH98-A6	1.00	65.28	0.0	1	5.1	0.01	0.1	0.6	1.5	0.7	0.11	0.4	0.64	0.09	0.02
charnockite	M23	MH18-3.3	1.00	16.53	0.1	1	0.5	0.63	0.1	4.1	3.3	LD	0.09	1.0	LD	0.03	0.00
charnockite	M26	MH1-6.1	1.01	28.55	8.1	255	71.6	44.38	1.2	70.3	140.0	57.0	8.18	1.0	LD	10.78	1.68
charnockite	M60	MH1-18.3	1.00	29.79	16.7	603	13.6	0.87	0.3	13.2	28.1	12.5	2.02	1.4	0.31	0.99	0.14
charnockite	M27	MH1-16.1	1.00	30.49	2.6	88	6.2	1.40	0.2	11.6	19.5	7.9	0.96	0.8	LD	0.10	0.02
charnockite	M33	MH2-19.1	1.00	30.76	8.1	200	7.5	14.12	1.0	15.5	23.2	8.3	1.19	1.0	LD	0.38	0.12
charnockite	M32	MH1-21.1	1.00	31.06	7.9	244	11.3	11.84	1.0	27.2	50.2	23.4	3.71	1.4	LD	0.66	0.15
charnockite	M22	MH1-18.1	1.01	31.20	5.9	178	11.2	8.59	0.9	33.7	65.1	29.2	4.50	1.6	LD	0.37	0.07
charnockite	M68	MH5-5.7	1.00	31.68	9.1	256	10.0	47.54	1.0	49.9	96.5	37.0	4.98	1.3	0.47	1.02	0.13
charnockite	M63	MH3-14.6	1.00	32.25	1.3	34	6.6	0.14	0.1	13.8	22.5	8.3	1.23	1.2	0.15	0.33	0.05
charnockite	M66	MH3-5.7	1.00	32.69	9.7	274	8.8	51.61	1.0	59.1	103.5	41.3	5.63	1.7	0.54	1.07	0.13
charnockite	B6	MH98-9-3.3	1.00	34.02	7.3	266	28.3	1.61	0.3	32.9	68.1	31.5	5.48	2.1	0.86	2.58	0.38
charnockite	M61	MH1-19.1	1.01	34.30	8.9	189	8.9	2.75	0.7	11.9	22.0	8.9	1.39	1.3	0.23	0.80	0.11
charnockite	B4	MH98-1-18.1	1.01	34.77	6.9	224	8.4	12.41	0.6	35.0	60.3	24.6	2.89	1.6	0.26	0.55	0.09
charnockite	M28	MH2-16.1	1.01	36.41	7.9	247	5.3	15.21	0.6	65.1	111.5	37.8	2.57	1.6	LD	LD	0.06
charnockite	M31	MH2-9.1	1.00	41.79	6.3	186	14.7	1.00	0.5	18.3	32.4	13.1	2.17	1.3	0.23	1.10	0.17
charnockite	B26	TH98-6	1.01	41.86	6.2	230	12.0	5.30	0.8	40.6	71.7	30.9	3.56	1.9	0.33	1.08	0.16
charnockite	M29	MH3-16.1	1.01	42.49	1.5	53	9.9	0.52	0.1	40.2	65.3	27.7	2.38	1.9	0.10	0.51	0.08
charnockite	M30	MH4-16.1	1.00	42.69	2.9	80	7.1	0.30	0.2	12.4	17.2	5.1	0.45	1.0	LD	0.12	0.03
charnockite	B10	MH98-1-16.3	1.01	43.39	1.8	45	4.4	0.33	0.2	4.7	6.6	2.8	0.35	1.0	0.40	0.20	0.03
charnockite	B5	MH98-7-2b.1	1.00	45.50	4.2	139	23.6	1.63	0.4	19.5	41.8	18.5	3.59	1.1	0.74	1.90	0.27
charnockite	M20	MH5-9.1	1.01	47.42	3.8	100	7.7	7.19	0.2	19.3	30.8	10.1	1.50	1.8	0.18	0.17	0.09
charnockite	M65	MH1-18.1	1.01	49.34	0.6	14	4.6	0.72	0.1	6.1	7.8	2.4	0.25	1.2	0.05	0.11	0.02
charnockite mylonit	M15	MH2-18.1	1.00	34.66	6.3	203	19.3	2.81	0.7	24.3	47.9	29.3	4.42	1.6	0.54	1.05	0.19
felsic granulite	M18	MH1-14.7	1.00	40.75	5.6	166	18.7	2.21	0.5	19.1	38.0	21.7	3.31	1.0	0.48	1.45	0.23
granite lc a gt	M52	3D	1.00	31.89	3.3	100	10.5	16.27	0.3	41.9	79.5	38.2	4.14	1.4	0.34	0.61	0.18
granite	M34	MH2-14.6	1.01	16.26	2.9	85	5.3	0.16	0.1	27.8	33.5	6.2	0.31	0.9	LD	0.06	0.02
granite	B23	TH98-11	1.01	35.59	2.5	63	7.9	8.36	0.8	23.0	39.3	16.0	2.34	0.8	0.22	0.40	0.07
granite lc a gt	M38	MH1-3.7	1.00	4.40	2.1	45	18.9	8.44	0.8	18.0	29.6	10.3	1.43	0.4	0.33	2.76	0.39
granite lc a gt	M49	TH2-1	1.00	15.94	1.1	21	18.0	2.31	1.3	8.1	15.5	8.4	2.05	0.6	0.46	1.29	0.18
granite lc a gt	M36	MH5.3	1.00	23.29	1.8	44	6.3	0.16	0.1	12.4	17.6	5.4	0.70	0.5	0.09	0.51	0.08
granite lc a gt	B1	MH98.9-2.1	1.00	23.73	4.6	91	58.5	11.42	1.1	18.6	32.5	9.8	1.85	0.5	0.84	16.74	2.52
granite lc a gt	M37	MH1-16.6	1.00	25.17	2.2	55	58.1	0.97	0.1	22.3	32.7	7.3	1.09	0.5	0.75	7.43	0.99
granite lc a gt	M50	TH1-4	1.01	25.25	2.4	51	9.9	11.89	0.8	29.1	54.3	26.8	3.53	0.7	0.28	0.12	0.07
granite lc a gt	M24	MH1-15.1	1.01	28.37	2.7	80	16.6	13.85	1.4	24.6	45.7	21.2	4.18	1.1	LD	1.02	0.16
granite lc a gt	M43	TH1-2	1.00	29.35	4.7	150	21.9	15.36	2.1	39.3	71.5	34.6	4.47	1.5	0.63	2.22	0.40
granite lc a gt	M67	D5	1.00	31.87	5.0	136	27.1	30.59	1.2	38.5	83.8	33.1	6.15	1.0	1.12	2.42	0.29
granite lc a gt	B2	MH98.7-2.2	1.00	34.22	1.7	39	18.6	7.31	0.9	12.7	22.9	7.4	1.34	0.2	0.36	3.12	0.41
granite lc a gt	B7	MH98.7-2.1	1.01	49.11	3.5	99	19.1	2.18	0.5	16.7	34.4	13.9	2.69	1.0	0.48	1.56	0.22
granite lc gt bio	B9	MH98.9-2.4	1.00	31.53	5.8	179	6.3	48.04	0.9	54.1	99.6	40.3	5.54	0.8	0.38	0.74	0.10
granite lc gt bio	B24	TH98-5	1.01	45.66	5.8	178	10.5	32.56	1.3	99.8	199.4	64.1	6.49	1.8	0.43	0.66	0.08
granite mc a gt	M51	2D	1.00	28.69	4.2	117	36.1	31.56	1.0	47.2	96.3	51.3	7.17	1.1	0.98	3.32	0.59
hybride	M39	MH3-14.7L	1.00	18.30	2.8	69	7.0	0.19	0.2	15.4	23.2	9.1	1.25	1.1	0.11	0.34	0.05
hybride	M62	M1-30.3	1.01	30.02	11.8	371	57.0	0.55	0.3	8.9	22.4	10.8	2.26	1.7	0.99	8.04	1.15
hybride	B8	MH98.9-3.2	1.01	39.78	5.3	177	52.4	0.97	0.2	29.6	70.1	36.6	7.30	2.1	1.53	4.63	0.65
hybride	B14	MH98.9-2.5	1.01	41.02	5.6	199	40.7	0.28	0.1	19.8	47.3	24.6	5.45	1.8	1.11	3.68	0.53
hybride	B11	MH98.1-16.2	1.01	46.39	3.7	119	19.2	1.43	0.3	17.1	33.8	15.2	2.87	1.6	0.48	1.50	0.23
hybride	B3	MH98.1-18.2	1.00	49.75	1.9	42	3.9	0.43	0.2	4.7	5.8	1.8	0.22	1.0	0.30	0.07	0.02
hybride	B12	MH98.1-18.3	1.00	52.48	3.2	115	24.3	0.97	0.4	16.0	33.2	16.0	3.06	1.1	0.59	1.82	0.25
hybride a gt	B13	MH98.7-2b.2	1.00	43.69	3.9	130	32.3	0.81	0.2	17.4	40.2	20.8	4.51	1.3	0.96	2.56	0.35
intermed granulite	M10	MH1-20.1	1.01	50.29	2.8	94	32.6	1.71	0.5	16.5	35.5	21.1	4.32	1.0	0.85	2.50	0.38
intermed granulite	M8	Mh2-5b.7	1.01	56.18	2.9	85	32.3	1.81	0.3	18.3	40.6	21.1	4.54	0.9	0.83	2.70	0.41
intermed granulite	M40	MH3-14.7g	1.00	58.35	2.0	55	28.0	0.20	LD	10.1	21.3	14.2	2.97	1.0	0.62	2.48	0.36
intermed granulite	M55	TH1-3	1.00	62.48	1.3	42	22.9	0.40	0.2	13.9	30.2	22.7	4.01	0.9	0.52	1.57	0.24

Composition des roches déterminée par XRF et INAA. Oxydes et LOI en % poids et les autres éléments en ppm

Type de roche	Nom	Nom de la	Ratio	nombre	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
	géochimique	roche	anhydre	Mg												
ls intermed gran	M19	MH3-14.1	1.00	36.14	73.32	0.21	14.72	0.23	1.18	0.01	0.44	3.32	2.12	4.40	0.05	0.13
ls intermed gran	M17	Mh4-20.1	1.00	35.75	64.72	0.81	15.38	1.17	5.95	0.09	2.18	4.85	2.09	2.78	0.18	0.00
ls intermed gran	M35	MH18-3.2	1.00	44.42	74.00	0.62	11.94	0.69	3.49	0.06	1.84	5.10	1.69	0.50	0.07	0.00
ls intermed gran	M16	MH1-15.7	1.00	46.50	62.95	0.77	14.22	1.29	6.57	0.12	3.77	5.74	1.97	2.46	0.13	0.00
ls intermed gran	M9	MH2-13.7	1.00	49.72	63.16	0.78	15.23	1.20	6.13	0.11	4.09	6.45	2.23	0.55	0.15	0.00
ls intermed gran	M25	MH4-5b.7	1.01	54.38	70.88	0.50	10.49	1.00	5.10	0.10	4.01	5.41	1.47	0.97	0.08	0.01
mafic granulite	B16	MH98.1-16.4	1.01	47.99	50.52	1.21	14.40	2.15	10.96	0.21	6.67	10.73	2.36	0.64	0.16	0.00
mafic granulite	B17	MH98.9-3.1	1.00	48.38	49.70	1.41	14.56	2.28	11.62	0.20	7.19	10.02	2.10	0.74	0.17	0.00
mafic granulite	M2	MH1-15.3	1.00	49.64	51.32	1.10	15.65	1.96	9.98	0.19	6.49	10.60	1.97	0.62	0.12	0.00
mafic granulite	M5	MH1-12.7	1.01	50.93	51.40	1.06	15.22	1.94	9.91	0.19	6.79	10.67	2.16	0.53	0.12	0.00
mafic granulite	M57	TH3-2	1.01	52.28	49.38	0.89	15.45	2.02	10.29	0.22	7.44	12.38	1.94	0.13	0.06	0.00
mafic granulite	M1	MH2-20.1	1.01	52.89	53.04	0.72	16.09	1.69	8.64	0.18	6.40	10.32	1.74	1.09	0.08	0.07
mafic granulite	M12	MH3-20.1	1.00	54.24	50.97	0.85	15.57	1.84	9.40	0.19	7.36	11.02	2.03	0.68	0.09	0.00
mafic granulite	M59	MH2-1T1	1.00	54.73	50.97	1.06	16.02	1.88	9.57	0.18	7.64	10.12	2.06	0.40	0.10	0.00
mafic granulite	M3	MH27.3	1.00	55.21	50.93	0.94	15.63	1.84	9.40	0.18	7.65	10.90	1.90	0.52	0.10	0.00
mafic granulite	B20	MH98.A1	1.00	55.45	49.09	0.86	14.60	2.06	10.52	0.22	8.65	12.60	1.19	0.14	0.07	0.00
mafic granulite	M4	MH1-14.1	1.01	58.05	50.46	0.74	16.01	1.75	8.90	0.18	8.13	11.47	1.87	0.42	0.07	0.00
mafic granulite	B18	MH98.A3	1.01	58.31	46.97	1.33	15.47	1.88	9.60	0.19	8.87	13.15	1.78	0.66	0.11	0.26
mafic granulite	M11	MH3-5b.7	1.00	58.99	50.01	0.81	16.04	1.79	9.10	0.18	8.65	11.28	1.67	0.38	0.08	0.00
mafic granulite	M6	MH1-5b.7	1.01	59.16	50.34	0.84	15.98	1.72	8.77	0.18	8.39	11.01	1.88	0.83	0.07	0.00
mafic granulite	M7	MH1-13.7	1.00	59.84	50.23	0.88	16.46	1.70	8.68	0.18	8.54	10.92	1.84	0.47	0.08	0.00
mafic granulite	b15	mh98.8-10	1.00	62.14	48.26	0.88	18.42	1.69	8.60	0.17	9.32	11.26	1.24	0.08	0.07	0.00
mafic granulite	B19	MH98.A2	1.00	63.82	50.52	0.56	15.07	1.55	7.92	0.16	9.23	12.42	2.14	0.39	0.03	0.00
mafic granulite?	M41	MH11-15.3	1.01	53.17	52.01	0.84	18.01	1.54	7.83	0.14	5.87	10.41	2.44	0.79	0.11	0.13
metased migmatite	M48	TH2-2	1.01	18.04	75.11	0.07	14.31	0.15	0.76	0.02	0.11	1.05	2.40	5.92	0.10	0.45
metased migmatite	M53	1D	1.01	34.76	70.93	0.84	12.57	1.09	5.55	0.07	1.95	2.12	1.49	3.33	0.05	0.11
metased migmatite	M13	MH1-9.1	1.01	35.29	67.31	0.87	14.48	1.07	5.45	0.05	1.96	2.96	2.24	3.27	0.34	0.05
metased migmatite	M45	MH1-2T1	1.01	35.59	72.05	0.56	14.18	0.81	4.12	0.06	1.50	1.97	2.30	2.38	0.08	0.19
metased migmatite	M44	MH1-4T1	1.01	36.44	73.99	0.62	12.98	0.74	3.75	0.05	1.42	1.47	1.75	3.15	0.08	0.30
metased migmatite	M46	MH1-1T1	1.01	38.18	74.19	0.39	14.11	0.70	3.58	0.05	1.46	1.01	1.29	3.17	0.05	0.31
metased migmatite	M14	MH4-9.1	1.01	43.35	67.90	0.76	14.15	0.88	4.51	0.04	2.28	3.32	1.67	4.32	0.15	0.14
metased migmatite	M58	7D	1.01	50.74	55.24	0.94	17.16	1.63	8.29	0.13	5.64	7.13	2.17	1.58	0.10	0.26
metased migmatite	M54	TH2-4	1.01	34.78	63.89	0.89	16.50	1.07	5.48	0.09	1.93	5.24	3.34	1.32	0.25	0.08
metasediment	M47	TH4-2	1.00	34.04	82.05	0.36	9.68	0.43	2.18	0.04	0.74	0.80	0.83	2.82	0.07	0.37
metasediment	M42	TH3-4	1.01	36.63	58.63	0.78	23.28	1.33	6.76	0.07	2.58	0.32	0.82	5.32	0.09	0.12
metasediment	M64	MH2 5T1	1.00	36.69	85.62	0.05	6.77	0.37	1.89	0.02	0.72	0.72	1.38	2.36	0.09	0.10
tonalite	M21	MH2-16.7	1.00	50.18	52.54	1.19	15.17	1.92	9.80	0.19	6.52	10.52	1.72	0.31	0.11	0.00
tonalite maf	B25	TH98-1	1.00	60.37	49.78	0.88	16.28	1.75	8.93	0.17	8.99	11.49	1.40	0.23	0.09	0.00
tonalite maf	B27	TH98-3	1.00	64.64	52.34	0.57	16.55	1.43	7.28	0.15	8.79	11.26	1.14	0.38	0.11	0.09
Croute cont.	Croute cont.	Condie 1993	1.00	46.56	66.02	0.50	15.20	0.75	3.83	0.00	2.20	4.20	3.90	3.40	0.00	0.00
granite Protero	granite Protero	Taylor&McLenn	1.01	24.55	73.80	0.28	13.65	0.39	1.98	0.00	0.42	1.31	3.23	4.85	0.08	0.00
N-MORB	N-MORB	an,85 Viereck et al. 1989	1.15	58.19	57.77	1.84	16.98	1.82	9.30	0.21	8.55	0.36	2.78	0.23	0.16	0.00

Composition des roches déterminée par XRF et INAA. Oxydes et LOI en % poids et les autres éléments en ppm

Type de roche	Nom	Nom de la roche	Ratio	nombre	Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Pb	Zn	Rb	Cs	Ba	Sr	Ga	Ta
	géochimique	anhydre	Mg															
is intermed gran	M19	MH3-14.1	1.00	36.14	3	2	5	1.9	23	10	12	57	98	0.36	900	297.2	16	0.0
is intermed gran	M17	Mh4-20.1	1.00	35.75	32	13	22	19.1	120	31	16	114	110	1.10	605	95.7	19	0.6
is intermed gran	M35	MH18-3.2	1.00	44.42	35	17	16	11.7	83	11	3	73	9	0.31	201	135.0	13	0.3
is intermed gran	M16	MH1-15.7	1.00	46.50	86	43	31	25.5	127	39	12	108	95	0.37	404	77.7	17	0.6
is intermed gran	M9	MH2-13.7	1.00	49.72	119	50	31	16.9	115	40	8	102	21	0.98	76	101.2	18	0.5
is intermed gran	M25	MH4-5b.7	1.01	54.38	119	63	28	20.6	105	31	5	92	39	0.49	143	56.2	13	0.3
mafic granulite	B16	MH98.1-16.4	1.01	47.99	82	67	45	45.1	267	416	8	175	19	0.03	155	93.7	18	0.4
mafic granulite	B17	MH98.9-3.1	1.00	48.38	131	111	53	39.0	258	572	8	175	32	1.22	173	102.0	19	0.6
mafic granulite	M2	MH1-15.3	1.00	49.64	208	69	51	43.1	235	50	7	132	7	LD	230	106.3	19	0.5
mafic granulite	M5	MH1-12.7	1.01	50.93	178	68	52	43.4	238	60	7	130	17	0.44	187	96.6	19	0.6
mafic granulite	M57	TH3-2	1.01	52.28	33	48	56	51.8	246	70	4	124	1	LD	77	98.5	17	0.1
mafic granulite	M1	MH2-20.1	1.01	52.89	162	59	47	39.0	191	46	9	120	69	2.12	193	83.3	18	0.4
mafic granulite	M12	MH3-20.1	1.00	54.24	206	74	52	42.1	233	67	8	128	32	0.40	184	82.9	17	0.4
mafic granulite	M59	MH2-1T1	1.00	54.73	265	137	55	43.4	239	76	6	131	8	LD	257	137.1	19	0.3
mafic granulite	M3	MH27.3	1.00	55.21	350	101	53	40.7	225	73	8	127	7	LD	190	97.4	19	0.4
mafic granulite	B20	MH98.A1	1.00	55.45	124	82	49	50.3	260	355	6	153	5	0.06	11	95.5	16	0.1
mafic granulite	M4	MH1-14.1	1.01	58.05	223	111	54	39.9	206	47	6	113	13	0.40	147	81.5	16	0.1
mafic granulite	B18	MH98.A3	1.01	58.31	176	120	47	39.8	277	527	4	106	9	0.13	11	121.3	17	0.2
mafic granulite	M11	MH3-5b.7	1.00	58.99	262	134	56	39.2	209	78	5	122	20	1.10	114	85.9	17	0.2
mafic granulite	M6	MH1-5b.7	1.01	59.16	348	135	55	40.8	208	71	6	122	56	1.39	160	99.7	17	0.2
mafic granulite	M7	MH1-13.7	1.00	59.84	335	141	56	37.6	209	72	6	119	24	1.03	144	99.7	18	0.3
mafic granulite	b15	mh98.8-10	1.00	62.14	79	120	51	36.5	218	353	1	110	6	0.16	14	170.1	18	0.1
mafic granulite	B19	MH98-A2	1.00	63.82	60	58	42	48.0	210	299	5	80	3	0.13	16	137.6	14	0.0
mafic granulite?	M41	MH11-15.3	1.01	53.17	97	68	41	37.6	183	48	8	117	15	-0.43	289	235.6	20	0.4
metased migmatite	M48	TH2-2	1.01	18.04	3	2	2	3.4	5	1	49	49	167	1.39	836	224.2	12	0.2
metased migmatite	M53	1D	1.01	34.76	144	55	21	16.9	115	76	22	126	165	2.21	617	132.6	17	0.7
metased migmatite	M13	MH1-9.1	1.01	35.29	63	26	18	13.1	113	16	15	109	122	1.42	705	100.1	21	0.7
metased migmatite	M45	MH1-2T1	1.01	35.59	67	37	16	12.2	69	1	21	102	122	1.31	609	183.1	18	0.6
metased migmatite	M44	MH1-4T1	1.01	36.44	48	23	13	12.0	73	10	24	100	136	1.71	961	149.5	15	0.6
metased migmatite	M46	MH1-1T1	1.01	36.18	58	21	11	11.5	66	24	22	89	109	1.68	954	155.5	17	0.3
metased migmatite	M14	MH4-9.1	1.01	43.35	104	51	18	15.6	91	29	14	88	152	1.21	857	136.7	16	0.4
metased migmatite	M58	7D	1.01	50.74	200	76	42	30.8	179	51	12	141	84	1.01	414	137.8	21	0.5
metased migmatite	M54	TH2-4	1.01	34.78	29	16	16	17.1	80	26	7	116	51	1.18	829	404.1	21	17.1
metasediment	M47	TH4-2	1.00	34.04	36	11	8	6.4	31	4	23	75	105	1.10	693	91.9	12	0.6
metasediment	M42	TH3-4	1.01	36.63	100	47	21	15.3	98	2	52	150	197	2.83	1534	201.0	31	1.3
metasediment	M64	MH2 5T1	1.00	36.69	39	9	5	5.5	43	5	17	0	93	0.44	579	75.4	8	0.7
tonalite	M21	MH2-16.7	1.00	50.18	159	64	52	46.7	267	76	7	135	4	LD	115	96.6	18	0.6
tonalite maf	B25	TH98-1	1.00	60.37	271	157	46	33.7	288	437	6	143	5	0.20	44	206.4	18	0.6
tonalite maf	B27	TH98-3	1.00	64.64	119	161	17	14.5	151	306	5	54	10	0.77	51	226.4	17	0.2
Croute cont.	Croute cont	Condie 1993	1.00	46.56	35	20	10	11.0	60	25	0	71	112	3.70	550	0.0	0	2.2
granite Protero	granite Protero	Taylor&McLenn	1.01	24.55	18	15	6	5.1	20	0	0	0	158	0.00	758	0.0	0	1.5
		an,85																
N-MORB	N-MORB	Viereck et al.	1.15	58.19	298	126	62	46.1	0	0	0	0	2	0.00	14	0.0	0	0.3
		1989																

Composition des roches déterminée par XRF et INAA. Oxydes et LOI en % poids et les autres éléments en ppm

Type de roche	Nom	Nom de la	Ratio	nombre	Hf	Zr	Y	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
	géochimique	roche	anhydre	Mg													
ls intermed gran	M19	MH3-14.1	1.00	36.14	2.5	67	5.3	2.41	0.2	5.3	7.5	1.4	0.36	0.9	-0.04	0.09	0.02
ls intermed gran	M17	Mh4-20.1	1.00	35.75	5.2	176	23.1	4.68	0.7	25.0	55.7	29.1	4.42	1.3	0.61	1.50	0.25
ls intermed gran	M35	MH18-3.2	1.00	44.42	5.1	159	12.9	0.76	0.2	9.9	17.6	7.3	1.36	0.9	0.21	0.71	0.12
ls intermed gran	M16	MH1-15.7	1.00	46.50	4.6	149	31.1	1.30	0.3	19.6	41.8	26.5	5.00	1.0	0.83	2.75	0.40
ls intermed gran	M9	MH2-13.7	1.00	49.72	2.6	89	20.0	4.11	0.5	21.5	41.2	18.9	2.93	0.9	0.43	1.41	0.23
ls intermed gran	M25	MH4-5b.7	1.01	54.38	2.7	89	29.3	2.74	0.3	17.0	36.9	20.4	4.09	0.6	0.43	2.07	0.31
mafic granulite	B16	MH98.1-16.4	1.01	47.99	3.3	115	38.2	0.66	0.1	13.9	32.9	17.9	3.82	1.4	0.90	3.36	0.47
mafic granulite	B17	MH98.9-3.1	1.00	48.38	3.4	105	38.8	2.73	0.6	15.2	35.1	18.9	4.33	1.6	1.02	3.55	0.51
mafic granulite	M2	MH1-15.3	1.00	49.64	2.6	82	37.7	0.25	LD	13.8	31.7	21.0	4.47	1.3	0.87	3.26	0.48
mafic granulite	M5	MH1-12.7	1.01	50.93	2.8	98	36.8	0.82	0.3	14.1	32.1	21.4	4.36	1.3	0.81	3.25	0.50
mafic granulite	M57	TH3-2	1.01	52.28	1.0	21	25.8	LD	LD	3.9	3.8	8.4	1.91	0.8	0.45	2.13	0.33
mafic granulite	M1	MH2-20.1	1.01	52.89	2.4	73	33.2	3.63	0.5	15.3	33.1	20.2	3.99	1.0	0.79	2.68	0.39
mafic granulite	M12	MH3-20.1	1.00	54.24	1.9	59	31.1	1.21	LD	10.7	24.2	15.3	3.02	1.0	0.55	2.59	0.38
mafic granulite	M59	MH2-1T1	1.00	54.73	2.8	83	32.5	1.10	LD	13.1	28.6	19.3	3.89	1.4	0.75	2.80	0.42
mafic granulite	M3	MH27.3	1.00	55.21	2.1	67	30.9	0.82	LD	10.3	22.0	17.0	3.16	1.1	0.65	2.56	0.38
mafic granulite	B20	MH98.A1	1.00	55.45	0.9	30	27.4	0.22	0.1	2.3	7.3	4.6	1.53	0.9	0.48	2.53	0.35
mafic granulite	M4	MH1-14.1	1.01	58.05	1.7	51	27.2	2.55	0.4	7.7	16.5	10.8	2.36	0.8	0.57	2.13	0.32
mafic granulite	B18	MH98.A3	1.01	58.31	1.8	64	20.3	0.07	0.0	3.7	13.2	7.9	2.35	1.2	0.54	1.45	0.22
mafic granulite	M11	MH3-5b.7	1.00	58.99	1.6	48	27.1	2.20	0.4	6.7	15.3	10.4	2.42	0.8	0.54	2.27	0.36
mafic granulite	M6	MH1-5b.7	1.01	59.16	2.0	48	28.6	1.88	0.5	9.6	21.7	15.3	2.91	1.0	0.63	2.43	0.36
mafic granulite	M7	MH1-13.7	1.00	59.84	2.0	47	27.2	2.02	0.5	7.9	17.2	11.2	2.69	0.9	0.61	2.19	0.33
mafic granulite	b15	mh98.8-10	1.00	62.14	1.3	42	22.7	0.04	0.1	1.0	5.1	3.8	1.70	1.1	0.53	1.72	0.25
mafic granulite	B19	MH98.A2	1.00	63.82	0.5	18	17.4	0.02	0.0	2.1	7.1	4.2	1.31	0.8	0.37	1.28	0.19
mafic granulite?	M41	MH11-15.3	1.01	53.17	1.1	22	26.3	1.13	0.2	14.8	30.9	19.9	3.82	1.2	0.64	2.08	0.32
metased migmatite	M48	TH2-2	1.01	18.04	0.6	5	23.0	1.97	0.8	11.3	20.5	7.0	1.55	1.3	0.33	2.48	0.32
metased migmatite	M53	1D	1.01	34.76	6.2	219	19.1	11.78	0.9	34.2	63.3	32.8	4.36	1.1	0.55	1.87	0.33
metased migmatite	M13	MH1-9.1	1.01	35.29	11.2	359	38.4	24.06	1.6	63.0	128.2	71.3	11.81	1.5	1.61	2.23	0.42
metased migmatite	M45	MH1-2T1	1.01	35.59	7.8	253	24.7	21.97	2.1	58.9	113.9	61.2	8.07	1.9	0.84	1.80	0.35
metased migmatite	M44	MH1-4T1	1.01	36.44	7.2	228	24.5	16.31	2.1	43.2	84.7	45.7	6.10	1.5	0.67	2.20	0.39
metased migmatite	M46	MH1-1T1	1.01	38.18	7.1	234	25.0	16.91	1.3	46.5	87.4	45.3	5.52	1.6	0.62	1.89	0.35
metased migmatite	M14	MH4-9.1	1.01	43.35	9.3	309	17.2	19.15	0.8	48.0	88.7	46.6	5.86	1.6	0.61	1.03	0.26
metased migmatite	M58	7D	1.01	50.74	0.5	144	22.0	8.68	1.1	23.5	48.4	26.8	4.17	1.1	0.52	1.61	0.28
metased migmatite	M54	TH2-4	1.01	34.78	6.4	221	18.9	6.97	1.1	46.3	86.8	46.1	5.71	1.8	0.56	1.17	0.20
metasediment	M47	TH4-2	1.00	34.04	7.1	219	22.5	20.02	2.2	44.1	87.7	47.2	6.42	1.0	0.73	1.28	0.28
metasediment	M42	TH3-4	1.01	36.63	4.8	172	35.2	28.29	3.6	77.6	146.9	77.4	10.58	2.1	1.23	2.89	0.47
metasediment	M64	MH2 5T1	1.00	36.69	16.8	521	23.5	35.99	4.7	64.4	129.8	55.7	8.37	1.3	0.88	2.73	0.38
tonalite	M21	MH2-16.7	1.00	50.18	2.3	72	38.7	0.80	0.2	15.0	35.6	17.2	4.88	1.1	0.93	3.34	0.48
tonalite maf	B25	TH98-1	1.00	60.37	0.9	24	18.2	0.80	0.3	8.5	20.5	11.3	2.30	1.0	0.44	1.44	0.19
tonalite maf	B27	TH98-3	1.00	64.64	0.4	27	21.2	0.71	0.2	4.7	11.3	5.9	1.34	0.4	0.27	0.00	0.10
Croute cont.	Croute cont	Condie 1993	1.00	46.56	5.8	0	0.0	10.70	2.8	30.0	64.0	26.0	4.50	0.9	0.64	2.20	0.32
granite Protero	granite Protero	Taylor&McLennan,85	1.01	24.55	7.1	0	0.0	18.20	4.5	48.5	116.3	54.6	8.80	1.0	1.29	3.54	0.59
N-MORB	N-MORB	Viereck et al. 1989	1.15	58.19	2.6	0	0.0	0.10	0.0	3.4	10.7	10.0	3.63	1.4	0.97	4.02	0.73

ANNEXE E: Largeur des veines de leucosome C3 stop 18 cartes 1 et 2

Leu (NoX) réfère au numéro de la veine sur la carte 1

numéro du leucosome	Largeurs (cm)	ordre croissant	largeur min	largeur max	largeur moy
Leu (No 35)	0.60	0.40	0.40	0.70	0.57
	0.70	0.60			
	0.40	0.70			
Leu (No 36)	0.50	0.50	0.50	0.70	0.82
	0.90	0.90			
	0.90	0.90			
	1.10	1.10			
	1.60	0.70			
Leu (No 48)	0.90	0.90	0.90	0.70	1.18
	1.20	1.20			
	1.40	1.40			
	1.40	1.40			
	1.50	1.50			
	1.50	0.70			
Leu (No 57)	1.80	1.10	1.10	2.10	1.67
	2.10	1.80			
	1.10	2.10			
Leu (No 64)	1.20	1.20	1.20	1.70	1.37
	1.70	1.20			
	1.20	1.70			
Leu (No66a)	2.50	0.80	0.80	2.50	1.83
	1.50	1.50			
	2.50	2.50			
	0.80	2.50			
Leu (No 66b)	1.60	1.00	1.00	1.80	1.38
	1.00	1.10			
	1.10	1.60			
	1.80	1.80			
Leu (No70)	1.90	1.00	1.00	1.90	1.53
	1.70	1.70			
	1.00	1.90			
Leu (No 71)	0.80	0.80	0.80	1.20	1.00
	1.20	1.00			
	1.00	1.20			
Leu (No 73)	1.20	0.30	0.30	1.20	0.83
	1.00	1.00			
	0.30	1.20			
Leu (No 74)	2.30	1.50	1.50	3.60	2.41
	2.10	1.50			
	3.60	2.00			
	1.50	2.10			
	2.50	2.30			
	2.60	2.50			
	2.00	2.60			
	1.50	3.60			
	3.60	3.60			
Leu (No 79)	0.50	0.50	0.50	1.30	1.03
	1.30	1.30			
	1.30	1.30			

ANNEXE E: Largeur des veines de charnockite**C3 stop 18 cartes 1 et 2**Char (Nox) réfère au numéro de la veine de la **carte 1**

Type de veine Charnockite	largeur (cm)	ordre croissant	largeur min	largeur max	largeur moy
Charn (No1a)	1.70	1.70	1.70	2.10	1.93
	2.10	2.00			
	2.00	2.10			
Charn(No1b)	1.20	1.70	1.70	1.20	1.45
	1.00	1.20			
Charn (No1)	5.70	5.20	5.20	5.90	5.60
	5.20	5.70			
	5.90	5.90			
Charn (No12)	5.20	2.40	2.40	6.30	4.15
	3.30	2.70			
	2.40	3.30			
	6.30	5.00			
	5.00	5.20			
	2.70	6.30			
Charn (No15)	6.00	2.70	2.70	6.00	3.85
	2.70	3.30			
	3.30	3.40			
	3.40	6.00			
Charn (No16)	8.50	1.20	1.20	14.00	6.83
	14.00	3.60			
	3.60	8.50			
	1.20	14.00			
Charn (No20)	9.30	1.90	1.90	11.20	6.62
	11.20	2.40			
	8.30	8.30			
	2.40	9.30			
	1.90	11.20			
Charn (No26)	14.50	7.20	7.20	21.60	12.81
	17.00	9.10			
	10.20	9.40			
	9.10	10.20			
	12.40	10.60			
	21.60	12.40			
	16.10	14.50			
	10.60	16.10			
	9.40	17.00			
	7.20	21.60			
Charn (No85)	12.30	1.30	1.30	12.30	6.80
	6.80	6.80			
	1.30	12.30			

ANNEXE E: Distance entre les veines de leucosome **C3 stop 18 (cartes 1 et 3)**

$d(v_x-v_y)$ = distance entre la veine x et y

distances entre les veines x et y	distance (cm)	ordre croissant	distance min (cm)	distance max (cm)	distance moy (cm)
d (v35-v36)	10.90 13.40 10.80	10.80 10.90 13.40	10.80	13.40	11.70
d (v36-v74)	84.20	84.20	84.20		84.20
d (v48-v57)	69.40	13.40	69.40	13.40	13.40
d (v48-v71)	70.00 66.70 70.70	66.70 70.00 70.70	66.70	70.70	69.13
d (v48-v79)	86.50 83.50 86.50	83.50 86.50 86.50	83.50	86.50	85.50
d (v57-v66b)	40.20 38.50	38.50 40.20	38.50	40.20	39.35
d (v64-v66b)	9.90 5.20 7.60 7.90	5.20 7.60 7.90 9.90	5.20	9.90	7.65
d (v66b-v66a)	21.60 21.70	21.60 21.70	21.60	21.70	21.65
d (v66b-v70)	7.20 6.20 6.50 12.20	6.20 6.50 7.20 12.20	6.20	12.20	8.03
d (v70-v66a)	22.70 12.70 13.40 16.80	12.70 13.40 16.80 22.70	12.70	22.70	16.40
d (v73-v48)	4.20 5.20 3.60 5.30	3.60 4.20 5.20 5.30	3.60	5.30	4.58
d (v74-v48)	25.50 41.30 40.80 37.50 38.50 29.90 27.70	25.50 27.70 29.90 37.50 38.50 40.80 41.30	25.50	41.30	34.46
d (v74-v57)	99.50	99.50	99.50	99.50	99.50
d (v74-v73)	27.90	27.90	27.90	27.90	27.90

ANNEXE E: Distance entre les veines de charnockite

C3 stop 18 cartes 1 et 3

$d(v_x-v_y)$ = distance entre la veine x et y

distances entre les veines(v) x et y	distance(cm)	ordre croissant	distance min	distance max	distance moy
d (v1-v12)	128.70 63.50 124.40	63.50 124.40 128.70	63.50	128.70	105.53
d (v12- v15)	96.90 75.20 55.70	55.70 75.20 96.90	55.70	96.90	75.93
d (v12- v26)	152.90 123.90 162.40 140.60	123.90 140.60 152.90 162.40	123.90	162.40	144.95
d (v15 v16)	16.30 13.40 16.00 13.70	13.40 13.70 16.00 16.30	13.40	16.30	14.85
d(v16 v26)	8.30 30.60 22.90 14.30	8.30 14.30 22.90 27.90	8.30	30.60	20.80
d (v16 v26)	27.90	30.60			
d (v26 v20)	20.50 36.40 21.30 31.90	20.50 21.30 31.90 36.40	20.50	36.40	27.53
d (v26 v85)	148.50 144.50 145.90	144.50 145.90 148.50	144.50	148.50	

ANNEXE E: Largeur des veines d'hybride

C3 stop18 cartes 1 et 4

Hyb (NoX) réfère au numéro de la veine (carte 1)

numéro de l'hybride	largeurs (cm)	largeur min cm	largeur max cm	largeur moy cm	numéro de l'hybride	largeurs (cm)	largeur min cm	largeur max cm	largeur moy cm				
Hyb (No2)	1.00	1.00	1.20	1.10	Hyb (No10)	1.80	1.80	2.80	2.42				
	1.20					1.90							
Hyb (No3)	0.60	0.60	4.50	2.10		Hyb (No11)				2.50	1.20	3.10	2.20
	1.20									1.30			
	1.60									1.60			
	2.60				2.60								
	4.50				3.10								
Hyb (No4)	0.80	0.80	2.60	1.73	Hyb (No13)	1.10	1.10	2.30	1.63				
	1.30					1.50							
	1.30					1.60							
	2.00					2.30							
	2.40					2.30							
Hyb (No5)	2.60	0.80	2.10	1.34	Hyb (No14)	0.50	0.50	4.00	1.78				
	0.80					1.10							
	0.90					1.30							
	1.10					1.40							
	1.80					1.50							
Hyb (No5a)	2.10	0.80	2.50	1.48	Hyb (No15)	0.70	0.70	4.00	1.98				
	0.80					1.90							
	1.10					2.00							
	1.50					2.10							
	2.50					3.00							
Hyb (No5b)	0.20	0.20	1.70	1.06	Hyb (No17)	1.00	1.00	2.50	1.55				
	1.00					1.10							
	1.20					1.30							
	1.20					1.60							
	1.70					2.30							
Hyb (No6)	1.90	1.90	2.20	2.05	Hyb (No18)	1.00	1.00	2.10	1.63				
	2.20					1.10							
Hyb (No7)	1.30	1.30	2.10	1.70		1.60				2.50	1.00	2.10	1.63
	2.10					1.90							
Hyb (No8)	1.30	1.30	2.10	1.70		2.20							
	1.60				2.70								
	1.80				4.00								
	2.10				1.00								
Hyb (No9)	2.30	2.30	3.00	2.50	1.10	2.50	1.00	2.10	1.63				
	2.30				1.60								
	2.40				1.30								
	2.50				2.10								
	3.00				2.10								

les veines d'hybride (suite)

ANNEXE E: Largeur des veines d'hybride

C3 stop18 cartes 1 et 4

Hyb (NoX) réfère au numéro de la veine (carte 1)

numéro de l'hybride	largeurs (cm)	largeur min cm	largeur max cm	largeur moy cm	numéro de l'hybride	largeurs (cm)	largeur min cm	largeur max cm	largeur moy cm	
Hyb (No19)	1.20	1.20			Hyb (No 27)	0.40	0.40	1.40	0.90	
	1.30					1.40				
	1.70				Hyb (No 28)	0.90	0.90	1.80	1.35	
	2.00					1.00				
	2.00					1.70				
	2.30					1.80				
	2.70				2.70	1.89	Hyb (No29)	0.50	0.50	2.50
Hyb (No21)	1.30	1.30	1.50	1.40		1.20				
	1.50					1.40				
Hyb (No22)	1.30	1.30				1.70				
	1.40					1.70				
	1.40					1.70				
	1.70					1.80				
	1.80					2.50				
	2.80			Hyb (No30)	0.60	0.60	2.00	1.34		
	3.30				0.70					
Hyb (No23)	0.30	0.30	1.90	1.06		1.10				
	0.90					1.30				
	1.10					1.50				
	1.10					1.60				
	1.90					1.90				
Hyb (No24)	0.40	0.40	1.90	1.06		2.00				
	0.50			Hyb (No31)	0.60	0.60	2.70	1.33		
	1.10				0.90					
	1.20				0.90					
	1.60				1.30					
	1.70				1.60					
	1.90				2.70					
	1.90			Hyb (No32)	0.90	0.90	1.60	1.23		
	2.00				1.20					
	2.20				1.60					
	2.50			Hyb (No33)	4.20	4.20	9.30	6.27		
	2.80				5.30					
	3.30				9.30					
	3.80			Hyb (No34)	0.30	0.30	1.90	1.13		
	4.20				0.70					
	Hyb (No24a)				0.40				0.40	2.00
0.90		1.40								
2.00		1.60								
Hyb (No25)	0.60	0.60			Hyb (No37)	1.30	1.30	1.90	1.63	
	0.90					1.70				
	1.20					1.90				
	1.60									
	1.70									
	1.70									
	2.00					2.00				1.43

des veines d'hybride (suite)

ANNEXE E: Largeur des veines d'hybride

C3 stop18 cartes 1 et 4

Hyb (NoX) réfère au numéro de la veine (carte 1)

numéro de l'hybride	largeurs (cm)	largeur min cm	largeur max cm	largeur moy cm	numéro de l'hybride	largeurs (cm)	largeur min cm	largeur max cm	largeur moy cm		
Hyb (No39)	1.30	1.30	2.70	2.00	Hyb (No51)	0.40	0.40	2.70	1.84		
	1.90					1.30					
	1.90					1.60					
	2.20					2.00					
	2.70					2.30					
Hyb (No42)	2.70	1.30	7.80	3.05		2.60					
	1.30			Hyb (No53)	2.70						
	1.30				1.20	1.20					
	1.50				1.70						
	1.90				2.20						
	1.90				2.30						
	2.00				2.30						
	2.30				2.70						
	2.40				2.90					2.90	2.20
Hyb (No43)	5.60	0.70	2.80		1.87		2.90	2.90	2.20		
	5.60			Hyb (No54)	0.20	0.20					
	7.80				0.50						
	0.70				0.90						
	0.90				5.30						
	1.10				5.40						
	1.50				5.50						
	1.70				7.40						
	2.20				7.90						
	2.20			Hyb (No55)	8.10						
	2.40				8.80						
2.50	0.30	1.70	1.09		0.60	0.60					
2.60					0.60						
2.80					0.60						
0.30					0.70						
0.50			Hyb (No56)	1.50	1.80	13.30	5.92				
1.10				1.80							
1.20				3.10							
Hyb (No44)	1.30	0.70		3.50				1.57		5.10	
	1.50		Hyb (No59)		6.30			1.30			
	1.70				13.30						
	0.70				1.30						
	1.10				1.80						
	1.10				2.80						
	1.20				3.50						
Hyb (No45)	1.50	0.80		2.00	1.63		6.60	12.40	4.73		
	1.90						12.40				
	2.00										
	2.00										
Hyb (No50)	0.80	0.80	2.00	1.63			12.40	4.73			
	1.70										
	2.00										
	2.00										

les veines d'hybride (suite)

ANNEXE E: Largeur des veines d'hybride

C3 stop18 cartes 1 et 4

Hyb (NoX) réfère au numéro de la veine (carte 1)

numéro de l'hybride	largeurs (cm)	largeur min cm	largeur max cm	largeur moy cm
Hyb (No60)	0.60	0.60		
	1.20			
	1.40			
	1.40			
	1.60			
	1.60			
	1.80			
	2.20			
	2.20			
	2.30			
	2.80			
	2.80			
	3.00			
	3.00			
Hyb (No63)	0.90	0.90		
	1.30			
	1.60			
	1.60			
	1.80			
	2.00			
Hyb (No67)	1.50	1.50		
	6.10			
	6.60			
Hyb (No68)	0.30	0.30		
	1.10			
	1.20			
	1.90			
	1.90			
	1.90			
Hyb (No69)	0.60	0.60		
	1.30			
	1.30			
	1.60			
	2.00			
	2.60			
Hyb (No76)	0.40	0.40		
	0.70			
	0.80			
	1.20			
	1.30			
	1.70			
	1.80			
	3.50			
Hyb (No77)	0.20	0.20		
	0.50			
	0.50			

numéro de l'hybride	largeurs (cm)	largeur min cm	largeur max cm	largeur moy cm
Hyb (No78)	0.80	0.80		
	2.10			
	3.30			
	3.60			
	6.70			
Hyb (No81)	0.40	0.40		
	0.50			
	0.60			
Hyb (No82)	1.10	1.10		
	3.00			
	3.20			
	6.30			
	6.30			
Hyb (No82a)	1.10	1.10		
	1.70			
	2.50			
	4.00			

ANNEXE E: Distance entre les veines d'hybride C3 stop18 cartes 1 et 4

d(vx-vy)= distance entre la veine x et y

distances entre les veines	distance (cm)	distance min (cm)	distance max (cm)	distance moy (cm)	distances entre les veines	distance (cm)	distance min (cm)	distance max (cm)	distance moy (cm)
d (v2-v3)	7.20 8.50 9.40	7.20	9.40	8.37	d (v11-v13)	21.20 27.80 30.80	21.20	30.80	26.60
d (v3-v4)	7.40 12.80 13.70 15.50	7.40	15.50	12.35	d (v11-v14)	33.90 34.20 36.00 37.10	33.90	37.10	35.30
d (v4-v5)	8.70 10.70 10.90 11.60	8.70	11.60	10.48	d (v13-v14)	10.20 13.50 13.60 15.40	10.20	15.40	13.18
d (v5-v5a)	2.40 2.90 2.90	2.40	2.90	2.73	d (v14-v22)	6.10 6.20 9.50 11.60 16.00	6.10	16.00	9.88
d (v5-v5b)	4.40 7.80	4.40	7.80	6.10	d (v14-v24)	28.50 37.10	28.50	37.10	32.80
d (v5a-v5b)	1.20 1.60 1.90 2.70	1.20	2.70	1.85	d (v14-v24a)	12.50 15.80	12.50	15.80	14.15
d (v5a-v6)	3.30 4.50 8.40	3.30	8.40	5.40	d (v15-v25)	1.40 3.50 4.90 6.40 6.70 17.60 19.10	1.40	19.10	8.51
d (v5b-v8)	8.40 9.30 11.10 12.00 16.00	8.40	16.00	11.36	d (v17v18)	6.50 8.30 10.00	6.50	10.00	8.27
	3.10		3.10	3.10	d (v17v19)	28.10 40.10	28.10	40.10	34.10
d (v7-v8)	2.00 2.50	2.00	2.50	2.25	d (v18v19)	38.30 38.50 43.40	38.30	43.40	40.07
d (v8-v9)	15.10 23.80 25.70 30.20	15.10	30.20	23.70	d (v19-v28)	2.70 3.90 4.60	2.70	4.60	3.73
d (v8-v21)	10.80 17.70 18.50	10.80	18.50	15.67	d (v19v29)	41.90 42.10 46.80	41.90	46.80	43.60
d (v9-v10)	3.40 4.30 4.60 5.00 6.90	3.40	6.90	4.84	d (v22-v23)	7.50 7.50 7.70 7.70 10.00	7.50	10.00	8.08
d (v10-v11)	9.10 11.80 11.80 11.90 12.20 12.20	9.10	12.20	11.50	d (v22-v34)	5.50 9.30		9.30	7.40

ANNEXE E: Distance entre les veines d'hybride C3 stop18 cartes 1 et 4

Espacement entre les veines d'hybride (suite)

distances entre les veines	distance (cm)	distance min (cm)	distance max (cm)	distance moy (cm)	distances entre les veines	distance (cm)	distance min (cm)	distance max (cm)	distance moy (cm)
d (v23-v34)	4.50 9.10 10.40 10.90	5.50	10.90	8.73	d (v34v24)	33.80 36.50 38.20 39.80 46.60 47.70	33.80	47.70	40.43
d (v24-v15)	6.70 8.90 9.70 11.30 11.40 13.70 16.60	6.70	16.60	11.19	d (v39-v42)	3.10 5.30 6.80 7.10 10.50 11.40	3.10	11.40	7.37
d (v24-v17)	25.40 31.50 43.80	25.40	43.80	33.67	d (v42-v43)	31.70 32.20 33.40 34.40	31.70	34.40	32.93
d (v24a-v24)	6.60 8.30	6.60	8.30	7.45	d (v43v31)	12.60 17.00 21.30	12.60	21.30	16.97
d (v25-v19)	30.90	30.90	30.90	30.90	d (v43-v44)	2.90 3.70 4.60 5.60 5.80 6.40 7.40	2.90	7.40	5.20
d (v25-v27)	26.50 33.00	26.50	33.00	29.75	d (v43-v45)	8.10	8.10	8.10	8.10
d (v25-v29)	47.00 53.80 60.50	47.00	60.50	53.77	d (v44-v45)	1.90 2.60 3.20 4.60 5.50 5.70 6.70	1.90	6.70	4.31
d (v25-v30)	45.70	45.70	45.70	45.70	d (v45v50)	9.20 17.80 20.50	9.20	20.50	15.83
d (v25-v39)	6.00 8.10 9.50 11.90 13.90	6.00	13.90	9.88	d (v45-v51)	24.20 25.50	24.20	25.50	24.85
d (v27-v19)	1.90 2.60 6.00	1.90	6.00	3.50	d (v45-v76)	4.50 5.70 6.00 6.20 8.30	4.50	8.30	6.14
d (v28-v29)	24.10 30.00 35.60	24.10	35.60	29.90	d (v50-v51)	4.00 5.70	4.00	5.70	4.85
d (v29v30)	0.90 2.30 2.50 3.00 4.00 4.30 5.30	0.90	5.30	3.19	d (v50v53)	31.50	31.50	31.50	31.50
d (v30v31)	19.40 20.40 22.30 22.70	19.40	22.70	21.20	d (v51v53)	20.70 21.70 21.70 22.10 26.70	20.70	26.70	22.58
d (v30v43)	4.50 6.30 7.20	4.50	7.20	6.00	d (v51v77)	10.60 12.20 12.80	10.60	12.80	11.87
d (v31v33)	32.40 35.70 52.90	32.40	52.90	40.33					

ANNEXE E: Distance entre les veines d'hybride

C3 stop18 cartes 1 et 4

Espacement entre les veines d'hybride (suite)

distances entre les veines	distance (cm)	distance min (cm)	distance max (cm)	distance moy (cm)	distances entre les veines	distance (cm)	distance min cm	distance max(cm)	distance moy(cm)
d (v53v54)	3.20 6.90 10.10 10.30 12.70 13.60 15.90	3.20			d (v67-v68)	21.80 21.80 21.80	21.80	21.80	21.80
d (v53v55)	8.80 11.60 12.10	8.80	12.10	10.83	d (v68-v69)	3.40 4.40 4.40 4.50 5.20 5.40 5.90 7.00 7.20 7.30	3.40	7.30	5.47
d (v54v55)	2.30 10.10	2.30	10.10	6.20	d (v69-v58a)	11.00 14.90 19.30 23.60	11.00	23.60	17.20
d (v54v78)	1.30 2.10 3.60 3.90	1.30			d (v76-v51)	17.80 18.50 19.40 20.50	17.80	20.50	19.05
d (v55-v59)	5.00 5.90 6.80 8.60 10.50 11.30	5.00			d (v78v60)	11.80 18.30 20.30 28.10 31.20	11.80	31.20	21.94
d (v56-v59)	11.50 14.00 17.30	11.50	17.30	14.27	d (v82a-v82)	4.90 5.20 9.90 9.90	4.90	9.90	7.48
d (v55-v60)	8.20	8.20	8.20	8.20					
d (v59-v60)	1.60 2.30 2.30 8.30 8.80 10.00 12.00	1.60							
d (v59-v63)	5.20 8.10 8.70 11.60 12.70	5.20	12.70	9.26					
d (v60-v58a)	17.00 17.00 37.50 65.60 83.30 102.90 111.20	17.00	111.20	62.07					
d (v60-v81)	40.60 50.10	40.60	50.10	45.35					
d (v63-v67)	16.80 26.80 28.50	16.80	28.50	24.03					
d (v63-v68)	54.50 58.40 66.90	54.50	66.90	59.93					

ANNEXE E:

Distance entre les veines de différentes compositions adjacentes

C3 stop 18 cartes 1 et 5

Charn (x), Hyb (y) Leuc (w), x, y, w

se réfèrent aux numéros des veines de la carte 1

Type de veine et numéro	distances (cm)	ordre croissant	distance min	distance max	distance moy
Charn (1)-Hyb(x)	11.50	11.50	11.50	12.30	11.97
	12.30	12.10			
	12.10	12.30			
Charn (1)-Hyb(2)	16.30	14.60	14.60	17.60	16.05
	17.60	15.70			
	15.70	16.30			
	14.60	17.60			
Charn (12)-Hyb(11)	12.90	7.40	7.40	13.50	10.21
	13.50	8.60			
	9.60	9.60			
	9.80	9.80			
	10.00	9.90			
	9.90	10.00			
	8.60	12.90			
	7.40	13.50			
Charn (12)-Hyb(13)	13.30	11.90	11.90	14.10	13.10
	14.10	13.30			
	11.90	14.10			
Charn (12)-Hyb(14)	27.80	16.50	16.50	27.80	22.67
	25.70	20.30			
	16.50	21.80			
	20.30	21.80			
	21.80	22.70			
	22.70	23.10			
	23.10	24.30			
	21.80	25.70			
	24.30	27.80			
Charn (15)-Hyb(24)	10.80	1.00	1.00	10.80	5.75
	9.80	3.20			
	3.20	4.40			
	5.30	5.30			
	1.00	9.80			
	4.40	10.80			
Charn (16)-Hyb(17)	3.50	1.90	1.90	10.40	4.93
	1.90	2.50			
	2.50	3.50			
	3.60	3.60			
	10.40	4.40			
	4.40	8.20			
	8.20	10.40			
Charn (26)-Hyb(18)	12.50	12.00	12.00	15.70	13.43
	12.00	12.50			
	15.70	13.50			
	13.50	15.70			
Charn (26)-Hyb(17)	18.60	2.80	2.80	18.60	11.23
	12.30	12.30			
	2.80	18.60			

Distance entre les veines de différentes compositions adjacentes (suite)

ANNEXE E:

Distance entre les veines de différentes compositions adjacentes

C3 stop 18 cartes 1 et 5

Charn (x), Hyb (y) Leuc (w), x, y, w

se réfèrent aux numéros des veines de la carte 1

Type de veine et numéro	distances (cm)	ordre croissant	distance min	distance max	distance moy
Charn (26)-Hyb(25)	12.50	12.50	12.50	30.50	23.78
	20.80	20.80			
	25.00	25.00			
	30.50	30.10			
	30.10	30.50			
Charn (26)-Hyb(42)	9.40	2.80	2.80	9.40	6.20
	6.70	3.10			
	3.10	4.90			
	6.00	6.00			
	7.90	6.70			
	8.80	7.90			
	4.90	8.80			
	2.80	9.40			
Charn (26)-Hyb(19)	24.90	9.00	9.00	24.90	13.93
	13.00	9.40			
	10.40	10.40			
	9.00	13.00			
	16.90	16.90			
	9.40	24.90			
Charn (26)-Hyb(27)	7.30	1.40	1.40	12.50	5.88
	2.30	2.30			
	12.50	7.30			
	1.40	12.50			
Charn (26)-Leu(74)	5.00	5.00	5.00	9.50	6.88
	5.50	5.50			
	8.20	5.70			
	5.70	6.10			
	6.90	6.90			
	7.60	7.40			
	9.50	7.60			
	7.40	8.20			
	6.10	9.50			
Leu(74)-Hyb(43)	5.20	5.10	5.10	9.10	7.06
	5.10	5.20			
	6.40	6.40			
	7.50	7.00			
	7.00	7.50			
	9.10	9.10			
	9.10	9.10			
Charn(20)-Hyb(19)	15.00	10.30	10.30	20.10	14.13
	10.30	11.10			
	20.10	15.00			
	11.10	20.10			
Charn(20)-Hyb(28)	5.20	5.20	5.20	7.30	6.57
	7.20	7.20			
	7.30	7.30			
Charn(20)-Hyb(29)	20.30	8.20	8.20	23.30	17.00
	19.90	10.40			
	19.10	17.80			
	23.30	19.10			
	17.80	19.90			
	10.40	20.30			
	8.20	23.30			

Distance entre les veines de différentes compositions adjacentes (suite)

ANNEXE E:

Distance entre les veines de différentes compositions adjacentes

C3 stop 18 cartes 1 et 5

Charn (x), Hyb (y) Leuc (w), x, y, w

se réfèrent aux numéros des veines de la carte 1

Type de veine et numéro	distances (cm)	ordre croissant	distance min	distance max	distance moy
Leu(48)-Hyb(76)	6.00	6.00	6.00	7.60	6.90
	7.60	6.70			
	7.40	6.80			
	6.80	7.40			
	6.70	7.80			
Leu(48)-Hyb(51)	11.00	9.90	9.90	15.40	11.64
	10.90	10.60			
	9.90	10.90			
	12.50	11.00			
	10.60	11.20			
	11.20	12.50			
	15.40	15.40			
Leu(48)-Hyb(50)	12.30	11.00	11.00	12.30	11.87
	11.00	12.30			
	12.30	12.30			
Leu(48)-Hyb(45)	6.50	2.60	2.60	8.20	6.23
	8.20	5.80			
	6.40	6.40			
	2.60	6.50			
	5.80	6.50			
	6.50	7.60			
	7.60	8.20			
Leu(73)-Hyb(76)	0.80	0.80	0.80	2.50	1.87
	2.30	2.30			
	2.50	2.50			
Leu(57)-Hyb(56)	7.10	4.80	4.80	14.70	8.18
	6.80	6.80			
	14.70	7.10			
	7.50	7.50			
	4.80	14.70			
Leu(57)-Hyb(59)	6.40	2.00	2.00	8.50	4.54
	8.50	2.60			
	3.20	3.20			
	2.00	6.40			
	2.60	8.50			
Leu(64)-Hyb(63)	5.70	3.10	3.10	13.00	7.10
	3.10	5.70			
	6.60	6.60			
	13.00	13.00			
Leu(66a)-Hyb(68)	18.50	18.50	18.50	26.60	21.90
	20.60	20.60			
	26.60	26.60			
Charn(85)-Hyb(68)	15.80	15.80	15.80	25.80	19.17
	15.90	15.90			
	25.80	25.80			
Charn(85)-Leu(66a)	9.10	9.10	9.10	12.10	10.37
	9.90	9.90			
	12.10	12.10			
Charn(85)-Leu(79)	8.10	8.10	8.10	15.10	11.63
	11.70	11.70			
	15.10	15.10			

ANNEXE E: Largeur des veines de charnockite C9 stop 1 Cartes 6 et 7

Char (Nox) réfère au numéro de la veine de la **carte 6**

Type de veine Charnockite	largeurs (cm)	largeur moy	Type de veine Charnockite	largeurs (cm)	largeur moy		
charm (No.81)	1	2.22	charm (No.90)	2.92	4.36		
	3.05			3.13			
	2.6			5.99			
charm (No.82)	0.65	1.07		charm (No.91)		6.07	5.47
	1.49		4.86				
charm (No.83)	2	3.64	charm (No.90+91)	16.75	17.00		
	3.97			17.25			
	4.94						
charm (No.84)	2.52	2.38	charm (No.92)	8.67			
	1.94			8.87			
	2.67						
charm (No.85)	1.68	3.93	charm (No.92)	10.63	8.45		
	2.87			10.67			
	4.98			11.93			
	4.1			16.18			
	6			3.46			
charm (No.86)	39.23	39.34		charm (No.92a)		1.9	
	39.45					3.74	
charm (No.87)			charm (No.92a)		3.41		
	18.61	3.34					
	20.5	7.26					
	25.51	charm (No.92b)	3.49	3.74			
	18.49		4.15				
	32.82		2.6				
	36.05	charm (No.93)	1.93	12.31			
	47.88		9.98				
	63.51		12.5				
	27.14	charm (No.94)	14.45	6.94			
	18.69		5.74				
	16.45	charm (No.94a)	8.13	3.89			
	24.91		4.92				
	21.05		5.61				
16.76	3.47						
charm (No.87a)	7.53		3.39				
	9.47		3.12				
		2.83					
Charm (No.88)	3.29	3.77	charm (No.94b)	2.76	2.13		
	5.69			1.64			
	2.34			2.89			
charm (No.89)	21.06	13.40		charm (No.95)		1.23	14.57
	13.58		9.54				
	13.04		16.45				
	5.91		19.7				
			12.6				

ANNEXE E: Largeur des veines de charnockite C9 stop 1 Cartes 6 et 7

Largeur des veines de charnockite (suite)

Type de veine Charnockite	largeurs (cm)	largeur moy
charn (No.96)	0.82	3.52
	7.83	
	1.92	
charn (No.97)	13.54	6.80
	5.85	
	3.23	
	4.58	
charn (No.98)	6.46	4.00
	1.96	
	2.27	
	5.29	
charn (No.81+82)	13.16	11.11
	13.12	
	7.05	
charn (No.92+93)	18.34	22.586
	17.46	
	25.62	
	28.11	
	23.4	
charn (No.92+94a)	14.01	

ANNEXE E: Largeur des veines d'hybride C9 stop 1 Cartes 6 et 7

hyb (Nox) réfère au numéro de la veine de la carte 6

numéro de la veine d'hybride	largeurs (cm)	largeur moy
hyb (No. 1)	13.88	10.142
	16.75	
	6.7	
	8.42	
	4.96	
hyb (No. 2)	3.4	8.029
	7.72	
	11.48	
	5.68	
	10.75	
	8.91	
	6.82	
	17.84	
	4.93	
	2.76	

ANNEXE E: Largeur des veines de leucosome C9 stop 1 Cartes 6 et 8

leu (Nox) réfère au numéro de la veine de la carte 6

numéro du leucosome	largeurs (cm)	largeur moy	numéro du leucosome	largeurs (cm)	largeur moy
leu (No. 3)	2.19 0.75 3.75	2.23	leu (No.14)	1.14 1.82 1.83 1.59 0.51 1.37	1.38
leu (No.4)	10.75 12.92	11.84	leu (No.15)	0.6 1.12	0.86
leu (No.4a)	1.3 2.07 3.77	2.38	leu (No.16)	5.38 2.13 4.05 1.43	3.25
leu (No.4b)	1.4 2.17 2.66 6.17	3.10	leu (No.17)	12.44	12.44
leu (No.4c)	2.81 1.51	2.16	leu (No.17a)	0.85	0.85
leu (No.4d)	2.75 1.37 2.81 3.5	2.61	leu (No.17b)	1.86	1.86
leu (No.5)	0.56	0.56	leu (No.17c)	2.65	2.65
leu (No.6)	2.8 1.27 1.32 0.8	1.55	leu (No.17d)	4.55 2.3 1.15	2.67
leu (No.7)	0.5	0.50	leu (No.18)	0.58 1.05 0.71	0.78
leu (No.8)	0.94 1.07	1.01	leu (No.19)	0.54 1.19 0.72	0.82
leu (No.9)	1.57 1.26	1.42	leu (No.20)	6.6 1.65 3.33 4.59 2.24	3.68
leu (No.10)	1.93 1.78 1.74	1.82	leu (No.21)	11.42 13.56 3.8 4.8	8.40
leu (No.11)	0.95 0.75 0.82	0.84	leu (No.21a)	6.15 3.02 2.42	3.86
leu (No.12)	0.8 1.14 1.05 0.9	0.97	leu (No.21b)	7.62 5.89 7.16	6.89
leu (No.13)	1.1 1.53	1.32	leu (No.22a)	4.62 4.49 7.27	5.46

ANNEXE E: Largeur des veines de leucosome

C9 stop 1 Cartes 6 et 8

leu (Nox) réfère au numéro de la veine de la **carte 6**

Largeur des veines de leucosome (suite)

leu (Nox) réfère au numéro de la veine de la **carte 6**

numéro du leucosome	largeurs (cm)	largeur moy	numéro du leucosome	largeurs (cm)	largeur moy
leu (No.22b)	5.01 5.9 10.78	7.23	leu (No.31)	0.64 0.68 0.38 0.73 0.87 1.04	0.72
leu(No.22a+22b)	11.46 17.77 21.34	16.86	leu (No.32)	2.11 0.71 0.41	1.08
leu (No.22)	5.54 6.06	5.80	leu (No.33)	1.07 0.57 0.88	0.84
leu (No.23)	3.75 3.94 0.72 0.34 0.61	1.87	leu (No.34)	0.96 0.92 0.87 1.62	1.09
leu (No.24)	1.24 1	1.07	leu (No.35)	0.48 1.42 1.15	1.02
leu (No.25)	0.97 0.39 0.58 1.04 0.53 3.16 1.23	1.16	leu (No.36)	0.37 1.67 0.52	0.85
leu (No.26)	1.17 2.97 0.73	1.62	leu (No.37)	2.78 2.83 3.48	3.03
leu (No.27)	0.57 0.53	0.55	leu (No.37+38)	7.04 3.63 4.96	5.21
leu (No.28)	0.31 0.49 0.34 0.55	0.42	leu (No.37+38+41)	7.02	7.02
leu (No.29)	0.53 0.44 0.29 0.65 0.61 0.57	0.52	leu(No.37+38+41+39)	12.44 15.26 11.75	13.15
leu (No.30)	0.27 0.7 0.61 1.07 0.44	0.62	leu(No.37+38+41+39+40)	14.19 13.36 11.84 7.93	11.83
			leu (No.38)	2.59 2.56 3.79 1.85	2.70
			leu (No.39)	3.07 1.66 1.1 1.53 4.75	2.42

ANNEXE E: Largeur des veines de leucosome

C9 stop 1 Cartes 6 et 8

leu (Nox) réfère au numéro de la veine de la **carte 6**

leu (Nox) réfère au numéro de la veine de la **carte 6**

numéro du leucosome	largeurs (cm)	largeur moy	numéro du leucosome	largeurs (cm)	largeur moy
leu (No.41)	0.84	0.84	leu (No.48)	0.75	
leu (No.40)	2.1			1.71	
	2.76			2.28	
	4.41			2.62	1.84
	4.25		leu (No.49)	0.41	
	1.9			0.22	
	3.43	3.14		0.44	0.356666667
leu (No.42)	4.71		leu (No.50)	0.2	
	8.17			0.41	
	7.99			0.87	
	16.77			0.27	
	10.63			0.52	
	8.32			0.98	0.541666667
	4.17		leu (No.51)	0.23	
	16.45			0.52	
	4.41	9.07		0.53	
leu (No.42a)	2.91			0.55	
	2.25			0.37	0.44
	1.98	2.38	leu (No.52)	0.51	
leu (No.43)	8.24			0.72	
	6.4			1.12	
	5.56			0.57	
	2.32	5.63		0.95	0.774
leu (No.43a)	0.63		leu (No.53)	0.43	
	1.09			0.33	
	1.07			0.95	0.57
	0.99		leu (No.54)	0.3	
	0.86			0.61	0.455
	3.62		leu (No.55)	1.15	
	2.95	1.60		0.46	
leu (No.44)	2.14			1.22	0.943333333
	1.16		leu (No.56)	0.69	
	3.11	2.14		1.15	
leu (No.45)	0.41			1.11	0.983333333
	0.87		leu (No.57)	0.64	
	0.72			0.7	0.67
	1.14	0.68	leu (No.58)	0.51	
	0.24			0.57	
leu (No.46)	0.69			1.24	0.773333333
	0.32		leu (No.59)	0.24	
	0.93			0.43	0.335
	0.97	0.73	leu (No.60)	0.78	
leu (No.47)	0.56			0.49	0.635
	0.71				
	0.21				
	0.85				
	0.65	0.60			

ANNEXE E: Largeur des veines de leucosome C9 stop 1 Cartes 6 et 8

leu (Nox) réfère au numéro de la veine de la carte 6

Largeur des veines de leucosome (suite)

leu (Nox) réfère au numéro de la veine de la carte 6

numéro du leucosome	largeurs (cm)	largeur moy	numéro du leucosome	largeurs (cm)	largeur moy	
leu (No.61)	0.81	0.75	leu (No.72)	2.94	1.81	
	0.68			1.13		
leu (No.62)	0.66	0.72		1.72		
	0.78			1.46		
leu (No.63)	1.56	1.47	leu (No.73)	2.58	1.77	
	1.38			2.67		
leu (No.64)	0.88	0.57		1.22		
	0.25			0.61		
leu (No.65)	0.49	2.36	leu (No.74)	0.44	0.62	
	0.77			0.94		
	0.41			0.47		
	1.45		leu (No.75)	0.72	0.72	
	3.2			0.66		
	4.33		leu (No.76)	0.84	0.70	
	5.84			0.6		
leu (No.66)	0.41	0.41	leu (No.77)	1.68	1.51	
leu (No.67)	0.49	0.51		1.34		
	0.52			leu (No.78)	1.58	1.08
leu (No.67a)	1.65	1.75			0.72	
	1.49				0.93	
	1.05	leu (No.79)	1.34	1.21		
	2.79		1.08			
leu (No.68)	0.86	0.76	leu (No.80)	0.48	0.55	
	1.03			0.68		
	0.4			0.48		
leu (No.68a)	1.52	1.79				
	1.24					
	2.61					
leu (No.69)	2.45	6.19				
	7.34					
	8.79					
leu (No.70)	1.79	2.32				
	2.82					
	2.24					
	1.29					
leu (No.71)	3.47	4.15				
	0.81					
	6.04					
	10.06					
	6.37					
	3.04					
	1.8					
	1.76					
	3.28					

ANNEXE E: Distance entre les veines de charnockite et d'hybride

C9 stop 1 cartes 6 et 9

$d(vx-vy)$ = distance entre la veine x et y

distances entre les veines	distance(cm)	distance min	distance max	distance moy
charn(No.87) - Charn(No.93)	54.58 59.48 68.16 59.32 34.45 35.54	34.45	68.16	51.92
Charn(No93.) - Hyb(No2.)	34.44 33.25 15.12 15.07 11.55 17.35 24.5 104.09 108.15 116.93	11.55	116.93	48.05
Hyb(No2.) - Hyb(No1.)	81.82 93.13 125.23 135.41	81.82	135.41	108.90

ANNEXE E: Distance entre les veines de leucosome**C9 stop 1 cartes 6 et 9**

d(vx-vy)= distance entre la veine x et y

distances entre les veines	distance(cm)	distance min	distance max	distance moy	distances entre les veines	distance(cm)	distance min	distance max	distance moy
leu (No.73) - leu (No.43a)	2.20	2.20	2.20	2.20	leu (No.41) - leu (No.39)	10.25 9.75 4.87	4.87	10.25	8.29
leu (No.74) - leu (No.76)	3.27 2.56	2.56	2.56	2.92	leu (No.41) - leu (No.28)	1.49 0.82	0.82	1.49	1.16
leu (No.65) - leu (No.67a)	5.65 2.00 4.15 4.29	2.00	5.65	4.02	leu (No.28) - leu (No.29)	6.35 7.11 6.50 4.08	4.08	7.11	6.01
leu (No.67a) - leu (No.70)	6.31 10.57 9.48	6.31	10.57	8.79	leu (No.59) - leu (No.58)	5.31 11.14 20.56	5.31	20.56	12.34
leu (No.70) - leu (No.71)	2.37 3.39 1.83 3.66	1.83	3.66	2.81	leu (No.58) - leu (No.57)	4.17 5.70 2.60	2.60	5.70	4.16
leu (No.34) - leu (No.35)	6.09 5.99	5.99	6.09	6.04	leu (No.57) - leu (No.56)	3.17 3.47 4.49 3.45	3.17	4.49	3.65
leu (No.36) - leu (No.XI)	28.27 19.79 12.34 6.63	6.63	28.27	16.76	leu (No.56) - leu (No.55)	1.75 2.47 2.67 5.32	1.75	5.32	3.05
leu (No.XI) - leu (No.XII)	2.74 7.13 26.15 38.53	2.74	38.53	18.64	leu (No.55) - leu (No.54)	2.63 1.15 1.11	1.11	2.63	1.63
leu (No.35) - leu (No.36)	2.96 2.57 2.11 2.03	2.03	2.96	2.42	leu (No.54) - leu (No.53)	5.00 3.44 4.71	3.44	5.00	4.38
leu (No.34) - leu (No.35)	5.99 3.13	3.13	5.99	4.56	leu (No.53) - leu (No.52)	4.35 4.18 2.18	2.18	4.35	3.57
leu (No.24) - leu (No.25)	17.34 14.74	14.74	17.34	16.04	leu (No.52) - leu (No.51)	5.05 4.70 4.54 5.60 5.83 7.65	4.54	7.65	5.56
leu (No.23) - leu (No.25)	3.92 4.43 9.57 10.41 6.69	3.92	10.41	7.00	leu (No.51) - leu (No.50)	3.22 4.92 3.42 4.19	3.22	4.92	3.94
leu (No.25) - leu (No.27)	2.69 2.73 2.00 2.03 4.24	2.00	4.24	2.74	leu (No.73) - leu (No.43a)	6.80 6.28	6.28	6.80	6.54
leu (No.37) - leu (No.38)	8.64 4.06 3.91 6.76 8.99	4.06	8.64	6.35	leu (No.43a) - leu (No.XII)	16.17 14.44 12.29 14.70 16.94	12.29	16.94	14.91
leu (No.39) - leu (No.40)	10.47 12.54 11.76 5.54	5.54	12.54	10.08	leu (No.XI) - leu (No.73)	16.46 15.12 17.17 15.46 13.79 11.18	11.18	17.17	14.86

ANNEXE E: Largeur des veines de leucosome

C3 stop 18 cartes 1 et 2

Leu (NoX) réfère au numéro de la veine sur la carte 1

numéro du leucosome	Largeurs (cm)	ordre croissant	largeur min	largeur max	largeur moy
Leu (No 35)	0.60	0.40	0.40	0.70	0.57
	0.70	0.60			
	0.40	0.70			
Leu (No 36)	0.50	0.50	0.50	0.70	0.82
	0.90	0.90			
	0.90	0.90			
	1.10	1.10			
	1.60	0.70			
Leu (No 48)	0.90	0.90	0.90	0.70	1.18
	1.20	1.20			
	1.40	1.40			
	1.40	1.40			
	1.50	1.50			
	1.50	0.70			
Leu (No 57)	1.80	1.10	1.10	2.10	1.67
	2.10	1.80			
	1.10	2.10			
Leu (No 64)	1.20	1.20	1.20	1.70	1.37
	1.70	1.20			
	1.20	1.70			
Leu (No66a)	2.50	0.80	0.80	2.50	1.83
	1.50	1.50			
	2.50	2.50			
	0.80	2.50			
Leu (No 66b)	1.60	1.00	1.00	1.80	1.38
	1.00	1.10			
	1.10	1.60			
	1.80	1.80			
Leu (No70)	1.90	1.00	1.00	1.90	1.53
	1.70	1.70			
	1.00	1.90			
Leu (No 71)	0.80	0.80	0.80	1.20	1.00
	1.20	1.00			
	1.00	1.20			
Leu (No 73)	1.20	0.30	0.30	1.20	0.83
	1.00	1.00			
	0.30	1.20			
Leu (No 74)	2.30	1.50	1.50	3.60	2.41
	2.10	1.50			
	3.60	2.00			
	1.50	2.10			
	2.50	2.30			
	2.60	2.50			
	2.00	2.60			
	1.50	3.60			
	3.60	3.60			
Leu (No 79)	0.50	0.50	0.50	1.30	1.03
	1.30	1.30			
	1.30	1.30			

ANNEXE E: Largeur des veines de charnockite**C3 stop 18 cartes 1 et 2**Char (Nox) réfère au numéro de la veine de la **carte 1**

Type de veine Charnockite	largeur (cm)	ordre croissant	largeur min	largeur max	largeur moy
Charn (No1a)	1.70	1.70	1.70	2.10	1.93
	2.10	2.00			
	2.00	2.10			
Charn(No1b)	1.20	1.70	1.70	1.20	1.45
	1.00	1.20			
Charn (No1)	5.70	5.20	5.20	5.90	5.60
	5.20	5.70			
	5.90	5.90			
Charn (No12)	5.20	2.40	2.40	6.30	4.15
	3.30	2.70			
	2.40	3.30			
	6.30	5.00			
	5.00	5.20			
	2.70	6.30			
Charn (No15)	6.00	2.70	2.70	6.00	3.85
	2.70	3.30			
	3.30	3.40			
	3.40	6.00			
Charn (No16)	8.50	1.20	1.20	14.00	6.83
	14.00	3.60			
	3.60	8.50			
	1.20	14.00			
Charn (No20)	9.30	1.90	1.90	11.20	6.62
	11.20	2.40			
	8.30	8.30			
	2.40	9.30			
	1.90	11.20			
Charn (No26)	14.50	7.20	7.20	21.60	12.81
	17.00	9.10			
	10.20	9.40			
	9.10	10.20			
	12.40	10.60			
	21.60	12.40			
	16.10	14.50			
	10.60	16.10			
	9.40	17.00			
	7.20	21.60			
Charn (No85)	12.30	1.30	1.30	12.30	6.80
	6.80	6.80			
	1.30	12.30			

ANNEXE E: Distance entre les veines de leucosome **C3 stop 18 (cartes 1 et 3)**

$d(v_x-v_y)$ = distance entre la veine x et y

distances entre les veines x et y	distance (cm)	ordre croissant	distance min (cm)	distance max (cm)	distance moy (cm)
d (v35-v36)	10.90 13.40 10.80	10.80 10.90 13.40	10.80	13.40	11.70
d (v36-v74)	84.20	84.20	84.20		84.20
d (v48-v57)	69.40	13.40	69.40	13.40	13.40
d (v48-v71)	70.00 66.70 70.70	66.70 70.00 70.70	66.70	70.70	69.13
d (v48-v79)	86.50 83.50 86.50	83.50 86.50 86.50	83.50	86.50	85.50
d (v57-v66b)	40.20 38.50	38.50 40.20	38.50	40.20	39.35
d (v64-v66b)	9.90 5.20 7.60 7.90	5.20 7.60 7.90 9.90	5.20	9.90	7.65
d (v66b-v66a)	21.60 21.70	21.60 21.70	21.60	21.70	21.65
d (v66b-v70)	7.20 6.20 6.50 12.20	6.20 6.50 7.20 12.20	6.20	12.20	8.03
d (v70-v66a)	22.70 12.70 13.40 16.80	12.70 13.40 16.80 22.70	12.70	22.70	16.40
d (v73-v48)	4.20 5.20 3.60 5.30	3.60 4.20 5.20 5.30	3.60	5.30	4.58
d (v74-v48)	25.50 41.30 40.80 37.50 38.50 29.90 27.70	25.50 27.70 29.90 37.50 38.50 40.80 41.30	25.50	41.30	34.46
d (v74-v57)	99.50	99.50	99.50	99.50	99.50
d (v74-v73)	27.90	27.90	27.90	27.90	27.90

ANNEXE E: Distance entre les veines de charnockite

C3 stop 18 cartes 1 et 3

$d(v_x-v_y)$ = distance entre la veine x et y

distances entre les veines(v) x et y	distance(cm)	ordre croissant	distance min	distance max	distance moy
d (v1-v12)	128.70	63.50	63.50	128.70	105.53
	63.50	124.40			
	124.40	128.70			
d (v12- v15)	96.90	55.70	55.70	96.90	75.93
	75.20	75.20			
	55.70	96.90			
d (v12- v26)	152.90	123.90	123.90	162.40	144.95
	123.90	140.60			
	162.40	152.90			
	140.60	162.40			
d (v15 v16)	16.30	13.40	13.40	16.30	14.85
	13.40	13.70			
	16.00	16.00			
	13.70	16.30			
d(v16 v26)	8.30	8.30	8.30	30.60	20.80
	30.60	14.30			
	22.90	22.90			
	14.30	27.90			
d (v16 v26)	27.90	30.60			
d (v26 v20)	20.50	20.50	20.50	36.40	27.53
	36.40	21.30			
	21.30	31.90			
	31.90	36.40			
d (v26 v85)	148.50	144.50	144.50	148.50	
	144.50	145.90			
	145.90	148.50			

ANNEXE E: Largeur des veines d'hybride

C3 stop18 cartes 1 et 4

Hyb (NoX) réfère au numéro de la veine (carte 1)

numéro de l'hybride	largeurs (cm)	largeur min cm	largeur max cm	largeur moy cm	numéro de l'hybride	largeurs (cm)	largeur min cm	largeur max cm	largeur moy cm
Hyb (No2)	1.00 1.20	1.00	1.20	1.10	Hyb (No10)	1.80 1.90 2.50 2.70 2.80 2.80	1.80	2.80	2.42
Hyb (No3)	0.60 1.20 1.60 2.60 4.50	0.60	4.50	2.10	Hyb (No11)	1.20 1.30 1.60 2.60 2.70 2.90 3.10	1.20	3.10	2.20
Hyb (No4)	0.80 1.30 1.30 2.00 2.40 2.60	0.80	2.60	1.73	Hyb (No13)	1.10 1.50 1.60 2.30	1.10	2.30	1.63
Hyb (No5)	0.80 0.90 1.10 1.80 2.10	0.80	2.10	1.34	Hyb (No14)	0.50 1.10 1.20 1.30 1.40 1.50 1.50 1.50 1.90 1.90 2.00 2.10 3.00 4.00	0.50	4.00	1.78
Hyb (No5a)	0.80 1.10 1.50 2.50	0.80	2.50	1.48	Hyb (No15)	0.70 1.10 1.30 1.60 1.90 2.20 2.30 2.70 4.00	0.70	4.00	1.98
Hyb (No5b)	0.20 1.00 1.20 1.20 1.70	0.20	1.70	1.06	Hyb (No17)	1.00 1.10 1.60 2.50	1.00	2.50	1.55
Hyb (No6)	1.90 2.20	1.90	2.20	2.05	Hyb (No18)	1.00 1.30 2.10 2.10	1.00	2.10	1.63
Hyb (No7)	1.30 2.10	1.30	2.10	1.70					
Hyb (No8)	1.30 1.60 1.80 2.10	1.30	2.10	1.70					
Hyb (No9)	2.30 2.30 2.40 2.50 3.00	2.30	3.00	2.50					

les veines d'hybride (suite)

ANNEXE E: Largeur des veines d'hybride

C3 stop18 cartes 1 et 4

Hyb (NoX) réfère au numéro de la veine (carte 1)

numéro de l'hybride	largeurs (cm)	largeur min cm	largeur max cm	largeur moy cm	numéro de l'hybride	largeurs (cm)	largeur min cm	largeur max cm	largeur moy cm	
Hyb (No19)	1.20	1.20			Hyb (No 27)	0.40	0.40	1.40	0.90	
	1.30					1.40				
	1.70				Hyb (No 28)	0.90	0.90	1.80	1.35	
	2.00					1.00				
	2.00					1.70				
	2.30					1.80				
	2.70				2.70	1.89	Hyb (No29)	0.50	0.50	
Hyb (No21)	1.30	1.30	1.50	1.40		1.20				
	1.50					1.40				
Hyb (No22)	1.30	1.30				1.70				
	1.40					1.70				
	1.40					1.70				
	1.70					1.80		2.50		1.56
	1.80					2.50				
	2.80			Hyb (No30)	0.60	0.60				
	3.30				0.70					
	3.30	1.94	1.10							
Hyb (No23)	0.30	0.30					1.30	2.00	1.34	
	0.90						1.50			
	1.10						1.60			
	1.10		1.90		1.06		1.90			
	1.90						2.00			
Hyb (No24)	0.40	0.40					2.00	2.00	1.34	
	0.50		0.60							
	1.10		0.90							
	1.20		1.30							
	1.60		1.60				2.70			1.33
	1.70		2.70							
	1.90		Hyb (No32)		0.90	0.90	1.60	1.23		
	1.90				1.20					
	2.00				1.60					
	2.20		Hyb (No33)		4.20	4.20	9.30	6.27		
	2.50				5.30					
	2.80				9.30					
	3.30		4.20	2.07	Hyb (No34)	0.30	0.30			
	3.80					0.70				
	4.20					0.70				
Hyb (No24a)	0.40	0.40	2.00	1.10		1.30				
	0.90					1.40				
	2.00					1.60		1.90	1.13	
Hyb (No25)	0.60	0.60				1.90				
	0.90			Hyb (No37)	1.30	1.30	1.90	1.63		
	1.20				1.70					
	1.60				1.90					
	1.70									
	1.70		2.00		1.43					
	2.00									

des veines d'hybride (suite)

ANNEXE E: Largeur des veines d'hybride

C3 stop18 cartes 1 et 4

Hyb (NoX) réfère au numéro de la veine (carte 1)

numéro de l'hybride	largeurs (cm)	largeur min cm	largeur max cm	largeur moy cm	numéro de l'hybride	largeurs (cm)	largeur min cm	largeur max cm	largeur moy cm
Hyb (No39)	1.30	1.30	2.70	2.00	Hyb (No51)	0.40	0.40	2.70	1.84
	1.90								
	1.90								
	2.20								
	2.70								
Hyb (No42)	1.30	1.30	7.80	3.05	Hyb (No53)	1.20	1.20	2.90	2.20
	1.30								
	1.50								
	1.90								
	1.90								
	2.00								
	2.30								
	2.40								
	5.60								
	5.60								
7.80									
Hyb (No43)	0.70	0.70	2.80	1.87	Hyb (No54)	0.20	0.20	8.80	5.00
	0.90								
	1.10								
	1.50								
	1.70								
	2.20								
	2.20								
	2.40								
	2.50								
	2.60								
	2.80								
	Hyb (No44)					0.30			
0.50									
1.10									
1.20									
1.30									
1.50									
1.70									
Hyb (No45)	0.70	0.70	3.50	1.57	Hyb (No56)	1.80	1.80	13.30	5.92
	1.10								
	1.10								
	1.10								
	1.20								
	1.50								
	1.90								
	2.00								
3.50									
Hyb (No50)	0.80	0.80	2.00	1.63	Hyb (No59)	1.30	1.30	12.40	4.73
	1.70								
	2.00								
	2.00								

des veines d'hybride (suite)

ANNEXE E: Largeur des veines d'hybride

C3 stop18 cartes 1 et 4

Hyb (NoX) réfère au numéro de la veine (carte 1)

numéro de l'hybride	largeurs (cm)	largeur min cm	largeur max cm	largeur moy cm	numéro de l'hybride	largeurs (cm)	largeur min cm	largeur max cm	largeur moy cm			
Hyb (No60)	0.60	0.60			Hyb (No78)	0.80	0.80					
	1.20					2.10						
	1.40					3.30						
	1.40					3.60						
	1.60					6.70				6.70	3.30	
	1.60				Hyb (No81)	0.40	0.40					
	1.80					0.50						
	2.20					0.60				0.60	0.50	
	2.20					Hyb (No82)		1.10	1.10			
	2.30				3.00							
	2.80				3.20							
	2.80				6.30		6.30	3.40				
	3.00				3.00	1.99	Hyb (No82a)	1.10	1.10			
	3.00											
Hyb (No63)	0.90	0.90				1.70						
	1.30					4.00		4.00				2.33
	1.60											
	1.60											
	1.80											
2.00	2.00		1.53									
Hyb (No67)	1.50	1.50										
	6.10											
	6.60					6.60	4.73					
Hyb (No68)	0.30	0.30										
	1.10											
	1.20											
	1.90											
	1.90		1.90	1.38								
Hyb (No69)	0.60	0.60										
	1.30											
	1.30											
	1.60											
	2.00											
2.60	2.60		1.57									
Hyb (No76)	0.40	0.40										
	0.70											
	0.80											
	1.20											
	1.30											
	1.70											
	1.80											
	3.50		3.50	1.43								
Hyb (No77)	0.20	0.20										
	0.50											
	0.50		0.50	0.40								

ANNEXE E: Distance entre les veines d'hybride C3 stop18 cartes 1 et 4

d(vx-vy)= distance entre la veine x et y

distances entre les veines	distance (cm)	distance min (cm)	distance max (cm)	distance moy (cm)	distances entre les veines	distance (cm)	distance min (cm)	distance max (cm)	distance moy (cm)
d (v2-v3)	7.20 8.50 9.40	7.20	9.40	8.37	d (v11-v13)	21.20 27.80 30.80	21.20	30.80	26.60
d (v3-v4)	7.40 12.80 13.70 15.50	7.40	15.50	12.35	d (v11-v14)	33.90 34.20 36.00 37.10	33.90	37.10	35.30
d (v4-v5)	8.70 10.70 10.90 11.60	8.70	11.60	10.48	d (v13-v14)	10.20 13.50 13.60 15.40	10.20	15.40	13.18
d (v5-v5a)	2.40 2.90 2.90	2.40	2.90	2.73	d (v14-v22)	6.10 6.20 9.50 11.60 16.00	6.10	16.00	9.88
d (v5-v5b)	4.40 7.80	4.40	7.80	6.10	d (v14-v24)	28.50 37.10	28.50	37.10	32.80
d (v5a-v5b)	1.20 1.60 1.90 2.70	1.20	2.70	1.85	d (v14-v24a)	12.50 15.80	12.50	15.80	14.15
d (v5a-v6)	3.30 4.50 8.40	3.30	8.40	5.40	d (v15-v25)	1.40 3.50 4.90 6.40 6.70 17.60 19.10	1.40	19.10	8.51
d (v5b-v8)	8.40 9.30 11.10 12.00 16.00	8.40	16.00	11.36	d (v17v18)	6.50 8.30 10.00	6.50	10.00	8.27
	3.10		3.10	3.10	d (v17v19)	28.10 40.10	28.10	40.10	34.10
d (v7-v8)	2.00 2.50	2.00	2.50	2.25	d (v18v19)	38.30 38.50 43.40	38.30	43.40	40.07
d (v8-v9)	15.10 23.80 25.70 30.20	15.10	30.20	23.70	d (v19-v28)	2.70 3.90 4.60	2.70	4.60	3.73
d (v8-v21)	10.80 17.70 18.50	10.80	18.50	15.67	d (v19v29)	41.90 42.10 46.80	41.90	46.80	43.60
d (v9-v10)	3.40 4.30 4.60 5.00 6.90	3.40	6.90	4.84	d (v22-v23)	7.50 7.50 7.70 7.70 10.00	7.50	10.00	8.08
d (v10-v11)	9.10 11.80 11.80 11.90 12.20 12.20	9.10	12.20	11.50	d (v22-v34)	5.50 9.30		9.30	7.40

ANNEXE E: Distance entre les veines d'hybride C3 stop18 cartes 1 et 4

Espacement entre les veines d'hybride (suite)

distances entre les veines	distance (cm)	distance min (cm)	distance max (cm)	distance moy (cm)	distances entre les veines	distance (cm)	distance min (cm)	distance max (cm)	distance moy (cm)
d (v23-v34)	4.50 9.10 10.40 10.90	5.50	10.90	8.73	d (v34v24)	33.80 36.50 38.20 39.80 46.60 47.70	33.80	47.70	40.43
d (v24-v15)	6.70 8.90 9.70 11.30 11.40 13.70 16.60	6.70	16.60	11.19	d (v39-v42)	3.10 5.30 6.80 7.10 10.50 11.40	3.10	11.40	7.37
d (v24-v17)	25.40 31.50 43.80	25.40	43.80	33.57	d (v42-v43)	31.70 32.20 33.40 34.40	31.70	34.40	32.93
d (v24a-v24)	6.60 8.30	6.60	8.30	7.45	d (v43v31)	12.60 17.00 21.30	12.60	21.30	16.97
d (v25-v19)	30.90	30.90	30.90	30.90	d (v43-v44)	2.90 3.70 4.60 5.60 5.80 6.40 7.40	2.90	7.40	5.20
d (v25-v27)	26.50 33.00	26.50	33.00	29.75	d (v43-v45)	8.10	8.10	8.10	8.10
d (v25-v29)	47.00 53.80 60.50	47.00	60.50	53.77	d (v44-v45)	1.90 2.60 3.20 4.60 5.50 5.70 6.70	1.90	6.70	4.31
d (v25-v30)	45.70	45.70	45.70	45.70	d (v45v50)	9.20 17.80 20.50	9.20	20.50	15.83
d (v25-v39)	6.00 8.10 9.50 11.90 13.90	6.00	13.90	9.88	d (v45-v51)	24.20 25.50	24.20	25.50	24.85
d (v27-v19)	1.90 2.60 6.00	1.90	6.00	3.50	d (v45-v76)	4.50 5.70 6.00 6.20 8.30	4.50	8.30	6.14
d (v28-v29)	24.10 30.00 35.60	24.10	35.60	29.90	d (v50-v51)	4.00 5.70	4.00	5.70	4.85
d (v29v30)	0.90 2.30 2.50 3.00 4.00 4.30 5.30	0.90	5.30	3.19	d (v50v53)	31.50	31.50	31.50	31.50
d (v30v31)	19.40 20.40 22.30 22.70	19.40	22.70	21.20	d (v51v53)	20.70 21.70 21.70 22.10 26.70	20.70	26.70	22.58
d (v30v43)	4.50 6.30 7.20	4.50	7.20	6.00	d (v51v77)	10.60 12.20 12.80	10.60	12.80	11.87
d (v31v33)	32.40 35.70 52.90	32.40	52.90	40.33					

ANNEXE E:

Distance entre les veines de différentes compositions adjacentes

C3 stop 18 cartes 1 et 5

Charn (x), Hyb (y) Leuc (w), x, y, w

se réfèrent aux numéros des veines de la carte 1

Type de veine et numéro	distances (cm)	ordre croissant	distance min	distance max	distance moy
Charn (1)-Hyb(x)	11.50	11.50	11.50	12.30	11.97
	12.30	12.10			
	12.10	12.30			
Charn (1)-Hyb(2)	16.30	14.60	14.60	17.60	16.05
	17.60	15.70			
	15.70	16.30			
	14.60	17.60			
Charn (12)-Hyb(11)	12.90	7.40	7.40	13.50	10.21
	13.50	8.60			
	9.60	9.60			
	9.80	9.80			
	10.00	9.90			
	9.90	10.00			
	8.60	12.90			
	7.40	13.50			
Charn (12)-Hyb(13)	13.30	11.90	11.90	14.10	13.10
	14.10	13.30			
	11.90	14.10			
Charn (12)-Hyb(14)	27.80	16.50	16.50	27.80	22.67
	25.70	20.30			
	16.50	21.80			
	20.30	21.80			
	21.80	22.70			
	22.70	23.10			
	23.10	24.30			
	21.80	25.70			
Charn (15)-Hyb(24)	24.30	27.80	1.00	10.80	5.75
	10.80	1.00			
	9.80	3.20			
	3.20	4.40			
	5.30	5.30			
	1.00	9.80			
Charn (16)-Hyb(17)	4.40	10.80	1.90	10.40	4.93
	3.50	1.90			
	1.90	2.50			
	2.50	3.50			
	3.60	3.60			
	10.40	4.40			
	4.40	8.20			
Charn (26)-Hyb(18)	8.20	10.40	12.00	15.70	13.43
	12.50	12.00			
	12.00	12.50			
	15.70	13.50			
Charn (26)-Hyb(17)	13.50	15.70	2.80	18.60	11.23
	18.60	2.80			
	12.30	12.30			
	2.80	18.60			

Distance entre les veines de différentes compositions adjacentes (suite)

ANNEXE E:

Distance entre les veines de différentes compositions adjacentes

C3 stop 18 cartes 1 et 5

Charn (x), Hyb (y) Leuc (w), x, y, w

se réfèrent aux numéros des veines de la carte 1

Type de veine et numéro	distances (cm)	ordre croissant	distance min	distance max	distance moy
Charn (26)-Hyb(25)	12.50	12.50	12.50	30.50	23.78
	20.80	20.80			
	25.00	25.00			
	30.50	30.10			
	30.10	30.50			
Charn (26)-Hyb(42)	9.40	2.80	2.80	9.40	6.20
	6.70	3.10			
	3.10	4.90			
	6.00	6.00			
	7.90	6.70			
	8.80	7.90			
	4.90	8.80			
	2.80	9.40			
Charn (26)-Hyb(19)	24.90	9.00	9.00	24.90	13.93
	13.00	9.40			
	10.40	10.40			
	9.00	13.00			
	16.90	16.90			
	9.40	24.90			
Charn (26)-Hyb(27)	7.30	1.40	1.40	12.50	5.88
	2.30	2.30			
	12.50	7.30			
	1.40	12.50			
Charn (26)-Leu(74)	5.00	5.00	5.00	9.50	6.88
	5.50	5.50			
	8.20	5.70			
	5.70	6.10			
	6.90	6.90			
	7.60	7.40			
	9.50	7.60			
	7.40	8.20			
	6.10	9.50			
Leu(74)-Hyb(43)	5.20	5.10	5.10	9.10	7.06
	5.10	5.20			
	6.40	6.40			
	7.50	7.00			
	7.00	7.50			
	9.10	9.10			
	9.10	9.10			
Charn(20)-Hyb(19)	15.00	10.30	10.30	20.10	14.13
	10.30	11.10			
	20.10	15.00			
	11.10	20.10			
Charn(20)-Hyb(28)	5.20	5.20	5.20	7.30	6.57
	7.20	7.20			
	7.30	7.30			
Charn(20)-Hyb(29)	20.30	8.20	8.20	23.30	17.00
	19.90	10.40			
	19.10	17.80			
	23.30	19.10			
	17.80	19.90			
	10.40	20.30			
	8.20	23.30			

Distance entre les veines de différentes compositions adjacentes (suite)

ANNEXE E:

Distance entre les veines de différentes compositions adjacentes

C3 stop 18 cartes 1 et 5

Charn (x), Hyb (y) Leuc (w), x, y, w

se réfèrent aux numéros des veines de la carte 1

Type de veine et numéro	distances (cm)	ordre croissant	distance min	distance max	distance moy
Leu(48)-Hyb(76)	6.00	6.00	6.00	7.60	6.90
	7.60	6.70			
	7.40	6.80			
	6.80	7.40			
	6.70	7.60			
Leu(48)-Hyb(51)	11.00	9.90	9.90	15.40	11.64
	10.90	10.60			
	9.90	10.90			
	12.50	11.00			
	10.60	11.20			
	11.20	12.50			
	15.40	15.40			
Leu(48)-Hyb(50)	12.30	11.00	11.00	12.30	11.87
	11.00	12.30			
	12.30	12.30			
Leu(48)-Hyb(45)	6.50	2.60	2.60	8.20	6.23
	8.20	5.80			
	6.40	6.40			
	2.60	6.50			
	5.80	6.50			
	6.50	7.60			
	7.60	8.20			
Leu(73)-Hyb(76)	0.80	0.80	0.80	2.50	1.87
	2.30	2.30			
	2.50	2.50			
Leu(57)-Hyb(56)	7.10	4.80	4.80	14.70	8.18
	6.80	6.80			
	14.70	7.10			
	7.50	7.50			
	4.80	14.70			
Leu(57)-Hyb(59)	6.40	2.00	2.00	8.50	4.54
	8.50	2.60			
	3.20	3.20			
	2.00	6.40			
	2.60	8.50			
Leu(64)-Hyb(63)	5.70	3.10	3.10	13.00	7.10
	3.10	5.70			
	6.60	6.60			
	13.00	13.00			
Leu(66a)-Hyb(68)	18.50	18.50	18.50	26.60	21.90
	20.60	20.60			
	26.60	26.60			
Charn(85)-Hyb(68)	15.80	15.80	15.80	25.80	19.17
	15.90	15.90			
	25.80	25.80			
Charn(85)-Leu(66a)	9.10	9.10	9.10	12.10	10.37
	9.90	9.90			
	12.10	12.10			
Charn(85)-Leu(79)	8.10	8.10	8.10	15.10	11.63
	11.70	11.70			
	15.10	15.10			

ANNEXE E: Largeur des veines de charnockite C9 stop 1 Cartes 6 et 7

Char (Nox) réfère au numéro de la veine de la **carte 6**

Type de veine Charnockite	largeurs (cm)	largeur moy	Type de veine Charnockite	largeurs (cm)	largeur moy		
charn (No.81)	1	2.22	charn (No.90)	2.92	4.36		
	3.05			3.13			
	2.6			5.99			
charn (No.82)	0.65	1.07		charn (No.91)		6.07	5.47
	1.49		4.86				
charn (No.83)	2	3.64	charn (No.90+91)	16.75	17.00		
	3.97			17.25			
	4.94						
charn (No.84)	2.52	2.38	charn (No.92)	8.67			
	1.94			8.87			
	2.67						
charn (No.85)	1.68	3.93	charn (No.92)	10.63	8.45		
	2.87			10.67			
	4.98			11.93			
	4.1			16.18			
	6			3.46			
charn (No.86)	39.23	39.34		charn (No.92a)		1.9	
	39.45					3.74	
charn (No.87)		27.74	charn (No.92a)		3.41		
	18.61			3.34			
	20.5			7.26			
	25.51		charn (No.92b)	3.49	3.74		
	18.49			4.15			
	32.82			2.6			
	36.05			1.93			
	47.88		charn (No.93)	9.98	12.31		
	63.51			12.5			
	27.14			14.45			
	18.69		charn (No.94)	5.74	6.94		
	16.45			8.13			
	24.91		charn (No.94a)	4.92	3.89		
	21.05			5.61			
16.76	3.47						
	3.39						
charn (No.87a)	7.53	8.50		3.12			
	9.47			2.83			
Charn (No.88)	3.29	3.77	charn (No.94b)	2.76	2.13		
	5.69			1.64			
	2.34			2.89			
charn (No.89)	21.06	13.40		charn (No.95)		1.23	
	13.58		9.54				
	13.04		16.45				
	5.91		19.7				
			12.6		14.57		

ANNEXE E: Largeur des veines de charnockite

C9 stop 1 Cartes 6 et 7

Largeur des veines de charnockite (suite)

Type de veine Charnockite	largeurs (cm)	largeur moy
charn (No.96)	0.82	3.52
	7.83	
	1.92	
charn (No.97)	13.54	6.80
	5.85	
	3.23	
	4.58	
charn (No.98)	6.46	4.00
	1.96	
	2.27	
	5.29	
charn (No.81+82)	13.16	11.11
	13.12	
	7.05	
charn (No.92+93)	18.34	22.586
	17.46	
	25.62	
	28.11	
	23.4	
charn (No.92+94a)	14.01	

ANNEXE E: Largeur des veines d'hybride C9 stop 1 Cartes 6 et 7

hyb (Nox) réfère au numéro de la veine de la carte 6

numéro de la veine d'hybride	largeurs (cm)	largeur moy
hyb (No. 1)	13.88	10.142
	16.75	
	6.7	
	8.42	
	4.96	
hyb (No. 2)	3.4	8.029
	7.72	
	11.48	
	5.68	
	10.75	
	8.91	
	6.82	
	17.84	
	4.93	
	2.76	

ANNEXE E: Largeur des veines de leucosome C9 stop 1 Cartes 6 et 8

leu (Nox) réfère au numéro de la veine de la **carte 6**

numéro du leucosome	largeurs (cm)	largeur moy	numéro du leucosome	largeurs (cm)	largeur moy
leu (No. 3)	2.19 0.75 3.75	2.23	leu (No.14)	1.14 1.82 1.83 1.59 0.51 1.37	1.38
leu (No.4)	10.75 12.92	11.84	leu (No.15)	0.6 1.12	0.86
leu (No.4a)	1.3 2.07 3.77	2.38	leu (No.16)	5.38 2.13 4.05 1.43	3.25
leu (No.4b)	1.4 2.17 2.66 6.17	3.10	leu (No.17)	12.44	12.44
leu (No.4c)	2.81 1.51	2.16	leu (No.17a)	0.85	0.85
leu (No.4d)	2.75 1.37 2.81 3.5	2.61	leu (No.17b)	1.86	1.86
leu (No.5)	0.56	0.56	leu (No.17c)	2.65	2.65
leu (No.6)	2.8 1.27 1.32 0.8	1.55	leu (No.17d)	4.55 2.3 1.15	2.67
leu (No.7)	0.5	0.50	leu (No.18)	0.58 1.05 0.71	0.78
leu (No.8)	0.94 1.07	1.01	leu (No.19)	0.54 1.19 0.72	0.82
leu (No.9)	1.57 1.26	1.42	leu (No.20)	6.6 1.65 3.33 4.59 2.24	3.68
leu (No.10)	1.93 1.78 1.74	1.82	leu (No.21)	11.42 13.56 3.8 4.8	8.40
leu (No.11)	0.95 0.75 0.82	0.84	leu (No.21a)	6.15 3.02 2.42	3.86
leu (No.12)	0.8 1.14 1.05 0.9	0.97	leu (No.21b)	7.62 5.89 7.16	6.89
leu (No.13)	1.1 1.53	1.32	leu (No.22a)	4.62 4.49 7.27	5.46

ANNEXE E: Largeur des veines de leucosome C9 stop 1 Cartes 6 et 8

leu (Nox) réfère au numéro de la veine de la **carte 6**

Largeur des veines de leucosome (suite)

leu (Nox) réfère au numéro de la veine de la **carte 6**

numéro du leucosome	largeurs (cm)	largeur moy	numéro du leucosome	largeurs (cm)	largeur moy
leu (No.22b)	5.01 5.9 10.78	7.23	leu (No.31)	0.64 0.68 0.38 0.73 0.87 1.04	0.72
leu(No.22a+22b)	11.46 17.77 21.34	16.86	leu (No.32)	2.11 0.71 0.41	1.08
leu (No.22)	5.54 6.06	5.80	leu (No.33)	1.07 0.57 0.88	0.84
leu (No.23)	3.75 3.94 0.72 0.34 0.61	1.87	leu (No.34)	0.96 0.92 0.87 1.62	1.09
leu (No.24)	1.24 1	1.07	leu (No.35)	0.48 1.42 1.15	1.02
leu (No.25)	0.97 0.39 0.58 1.04 0.53 3.16 1.23	1.16	leu (No.36)	0.37 1.67 0.52	0.85
leu (No.26)	1.17 2.97 0.73	1.62	leu (No.37)	2.78 2.83 3.48	3.03
leu (No.27)	0.57 0.53	0.55	leu (No.37+38)	7.04 3.63 4.96	5.21
leu (No.28)	0.31 0.49 0.34 0.55	0.42	leu (No.37+38+41)	7.02	7.02
leu (No.29)	0.53 0.44 0.29 0.65 0.61 0.57	0.52	leu(No.37+38+41+39)	12.44 15.26 11.75	13.15
leu (No.30)	0.27 0.7 0.61 1.07 0.44	0.62	leu(No.37+38+41+39+40)	14.19 13.36 11.84 7.93	11.83
			leu (No.38)	2.59 2.56 3.79 1.85	2.70
			leu (No.39)	3.07 1.66 1.1 1.53 4.75	2.42

ANNEXE E: Largeur des veines de leucosome

C9 stop 1 Cartes 6 et 8

leu (Nox) réfère au numéro de la veine de la **carte 6**

leu (Nox) réfère au numéro de la veine de la **carte 6**

numéro du leucosome	largeurs (cm)	largeur moy	numéro du leucosome	largeurs (cm)	largeur moy
leu (No.41)	0.84	0.84	leu (No.48)	0.75	
leu (No.40)	2.1			1.71	
	2.76			2.28	1.84
	4.41			2.62	
	4.25		leu (No.49)	0.41	
	1.9	3.14		0.22	
	3.43			0.44	0.356666667
leu (No.42)	4.71		leu (No.50)	0.2	
	8.17			0.41	
	7.99			0.87	
	16.77			0.27	
	10.63			0.52	0.541666667
	8.32			0.98	
	4.17		leu (No.51)	0.23	
	16.45	9.07		0.52	
	4.41			0.53	
leu (No.42a)	2.91			0.55	
	2.25			0.37	0.44
	1.98	2.38	leu (No.52)	0.51	
leu (No.43)	8.24			0.72	
	6.4			1.12	
	5.56			0.57	
	2.32	5.63		0.95	0.774
leu (No.43a)	0.63		leu (No.53)	0.43	
	1.09			0.33	
	1.07			0.95	0.57
	0.99		leu (No.54)	0.3	
	0.86			0.61	0.455
	3.62		leu (No.55)	1.15	
	2.95	1.60		0.46	
leu (No.44)	2.14			1.22	0.943333333
	1.16		leu (No.56)	0.69	
	3.11	2.14		1.15	
leu (No.45)	0.41			1.11	0.983333333
	0.87		leu (No.57)	0.64	
	0.72			0.7	0.67
	1.14	0.68	leu (No.58)	0.51	
	0.24			0.57	
leu (No.46)	0.69			1.24	0.773333333
	0.32		leu (No.59)	0.24	
	0.93	0.73		0.43	0.335
	0.97		leu (No.60)	0.78	
leu (No.47)	0.56			0.49	0.635
	0.71				
	0.21				
	0.85				
	0.65	0.60			

ANNEXE E: Largeur des veines de leucosome C9 stop 1 Cartes 6 et 8

leu (Nox) réfère au numéro de la veine de la **carte 6**

Largeur des veines de leucosome (suite)

leu (Nox) réfère au numéro de la veine de la **carte 6**

numéro du leucosome	largeurs (cm)	largeur moy	numéro du leucosome	largeurs (cm)	largeur moy
leu (No.61)	0.81 0.68	0.75	leu (No.72)	2.94 1.13 1.72 1.46	1.81
leu (No.62)	0.66 0.78	0.72	leu (No.73)	2.58 2.67 1.22 0.61	1.77
leu (No.63)	1.56 1.38	1.47	leu (No.74)	0.44 0.94 0.47	0.62
leu (No.64)	0.88 0.25	0.57	leu (No.75)	0.72	0.72
leu (No.65)	0.49 0.77 0.41 1.45 3.2 4.33 5.84	2.36	leu (No.76)	0.66 0.84 0.6	0.70
leu (No.66)	0.41	0.41	leu (No.77)	1.68 1.34	1.51
leu (No.67)	0.49 0.52	0.51	leu (No.78)	1.58 0.72 0.93	1.08
leu (No.67a)	1.65 1.49 1.05 2.79	1.75	leu (No.79)	1.34 1.08	1.21
leu (No.68)	0.86 1.03 0.4	0.76	leu (No.80)	0.48 0.68 0.48	0.55
leu (No.68a)	1.52 1.24 2.61	1.79			
leu (No.69)	2.45 7.34 8.79	6.19			
leu (No.70)	1.79 2.82 2.24 1.29 3.47	2.32			
leu (No.71)	0.81 6.04 10.06 6.37 3.04 1.8 1.76 3.28	4.15			

ANNEXE E: Distance entre les veines de charnockite et d'hybride
C9 stop 1 cartes 6 et 9

$d(vx-vy)$ = distance entre la veine x et y

distances entre les veines	distance(cm)	distance min	distance max	distance moy
charn(No.87) - Charn(No.93)	54.58 59.48 68.16 59.32 34.45 35.54	34.45	68.16	51.92
Charn(No93.) - Hyb(No2.)	34.44 33.25 15.12 15.07 11.55 17.35 24.5 104.09 108.15 116.93	11.55	116.93	48.05
Hyb(No2.) - Hyb(No1.)	81.82 93.13 125.23 135.41	81.82	135.41	108.90

ANNEXE E: Distance entre les veines de leucosome**C9 stop 1 cartes 6 et 9**

d(vx-vy)= distance entre la veine x et y

distances entre les veines	distance(cm)	distance min	distance max	distance moy	distances entre les veines	distance(cm)	distance min	distance max	distance moy
leu (No.73) - leu (No.43a)	2.20	2.20	2.20	2.20	leu (No.41) - leu (No.39)	10.25 9.75 4.87	4.87	10.25	8.29
leu (No.74) - leu (No.76)	3.27 2.56	2.56	2.56	2.92	leu (No.41) - leu (No.28)	1.49 0.82	0.82	1.49	1.16
leu (No.65) - leu (No.67a)	5.65 2.00 4.15 4.29	2.00	5.65	4.02	leu (No.28) - leu (No.29)	6.35 7.11 6.50 4.08	4.08	7.11	6.01
leu (No.67a) - leu (No.70)	6.31 10.57 9.48	6.31	10.57	8.79	leu (No.59) - leu (No.58)	5.31 11.14 20.56	5.31	20.56	12.34
leu (No.70) - leu (No.71)	2.37 3.39 1.83 3.66	1.83	3.66	2.81	leu (No.58) - leu (No.57)	4.17 5.70 2.60	2.60	5.70	4.16
leu (No.34) - leu (No.35)	6.09 5.99	5.99	6.09	6.04	leu (No.57) - leu (No.56)	3.17 3.47 4.49 3.45	3.17	4.49	3.65
leu (No.36) - leu (No.XI)	28.27 19.79 12.34 6.63	6.63	28.27	16.76	leu (No.56) - leu (No.55)	1.75 2.47 2.67 5.32	1.75	5.32	3.05
leu (No.XI) - leu (No.XII)	2.74 7.13 26.15 38.53	2.74	38.53	18.64	leu (No.55) - leu (No.54)	2.63 1.15 1.11	1.11	2.63	1.63
leu (No.35) - leu (No.36)	2.96 2.57 2.11 2.03	2.03	2.96	2.42	leu (No.54) - leu (No.53)	5.00 3.44 4.71	3.44	5.00	4.38
leu (No.34) - leu (No.35)	5.99 3.13	3.13	5.99	4.56	leu (No.53) - leu (No.52)	4.35 4.18 2.18	2.18	4.35	3.57
leu (No.24) - leu (No.25)	17.34 14.74	14.74	17.34	16.04	leu (No.52) - leu (No.51)	5.05 4.70 4.54 5.60 5.83 7.65	4.54	7.65	5.56
leu (No.23) - leu (No.25)	3.92 4.43 9.57 10.41 6.69	3.92	10.41	7.00	leu (No.51) - leu (No.50)	3.22 4.92 3.42 4.19	3.22	4.92	3.94
leu (No.25) - leu (No.27)	2.69 2.73 2.00 2.03 4.24	2.00	4.24	2.74	leu (No.73) - leu (No.43a)	6.80 6.28	6.28	6.80	6.54
leu (No.37) - leu (No.38)	8.64 4.06	4.06	8.64	6.35	leu (No.43a) - leu (No.XII)	16.17 14.44 12.29 14.70 16.94 16.46 15.12 17.17 15.46 13.79 11.18	12.29	16.94	14.91
leu (No.39) - leu (No.40)	10.47 12.54 11.76 5.54	5.54	12.54	10.08	leu (No.XI) - leu (No.73)		11.18	17.17	14.86