

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

THÈSE
PRÉSENTÉE À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
POUR L'OBTENTION DU
DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES (Ph.D.)

PAR
ABDELALI MOUKHSIL
M. Sc.

GÉOCHIMIE, PÉTROLOGIE STRUCTURALE ET MODE DE MISE EN
PLACE DU PLUTON DE FATHER, ZONE VOLCANIQUE NORD, SOUS-
PROVINCE DE L'ABITIBI, CANADA.

Été 1996



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.

ERRATA :

Les pages 237 et 240 de la partie RÉFÉRENCES sont absentes

RÉSUMÉ

Le pluton de Father fait partie de la zone volcanique nord de la Sous-province archéenne de l'Abitibi et se localise à 100 km à l'est de Lebel-sur-Quévillon et à 105 km au sud-ouest de Chibougamau. Il représente l'une des grandes masses granitoïdes qui caractérisent la Sous-province de l'Abitibi. Il est de forme allongée NE-SO, se compose de plusieurs faciès allant de tonalitiques à granodioritiques et il est bordé au nord et au sud respectivement par deux structures majeures de direction E-O que sont les failles de Doda et d'Hébert. Deux autres failles (C1 et C2) sont localisées à l'intérieur du pluton dans sa partie SO. Ces failles majeures sont interprétées avoir joué un rôle majeur dans l'acheminement du magma et surtout dans la mise en place du pluton.

Le pluton de Father comprend plusieurs faciès de chimies différentes. Ces faciès sont calcoalcalins, méta-alumineux à peralumineux et les résultats de cette étude suggèrent un lien par processus de cristallisation fractionnée. Les phases minérales impliquées dans le fractionnement sont: la hornblende, la biotite, l'oligoclase, l'apatite et l'allanite. Les patrons de terres-rares (ETR) du pluton montrent un enrichissement de terres-rares ETR légères par rapport aux terres-rares ETR lourdes. Un enrichissement en Ta remarqué dans la granodiorite est probablement lié à l'accumulation de la magnétite (en partie) et de la titanite dans ce faciès (Ta= 2 à 5 ppm dans la roche). L'abondance de la titanite et de la magnétite (Ta= 2 à 4 ppm) est corrélée avec l'abondance du Ta dans la phase granodioritique.

L'analyse structurale des sections XZ (perpendiculaires à la foliation et parallèles à la linéation) montre deux familles d'orientation des minéraux. la première famille, constitue l'orientation dominante et correspond au plan de cisaillement (C). Cette orientation acquise dès le début et persiste jusqu'à la fin de l'écoulement magmatique, tel que suggéré par l'orientation parallèle du quartz à celle des minéraux ferromagnésiens. La deuxième famille représentée par de gros grains de feldspath potassique et quelques grains isolés de biotite et/ou de hornblende représente probablement le plan S. Cette deuxième disposition témoigne de l'effet combiné de l'orientation préférentielle (croissance orientée) de ces minéraux et de l'orientation en tuiles résultant des derniers événements tectoniques régionaux.

À l'échelle du pluton, deux familles de foliations de pendage abrupt sont reconnues. La foliation principale occupant la presque totalité du pluton est orientée NE-SO et est parallèle à l'allongement du pluton. La seconde famille orientée SE-NO est bien développée dans la partie SO du pluton. La foliation NE-SO prédominante correspond à l'état magmatique lors de la mise en place des faciès dans lesquels elle est développée. Pour la foliation SE-NO, trois hypothèses sont émises; il peut s'agir: 1) d'une structuration correspondant à l'influence de la bordure et du contact du pluton avec l'encaissant tonalitique; 2) d'une fabrique influencée par le cisaillement SE-NO observé dans ce secteur; 3) d'un vestige d'un écoulement précoce repris par l'activité de la zone de cisaillement C1.

Le modèle proposé pour le pluton de Father est une mise en place dans une zone de "pull-apart". Le jeu des failles de Doda et d'Hébert, serait responsable de la formation d'une zone d'extension localisée. Dans cette zone, on assiste également à la formation d'un réseau de failles secondaires en échelon (famille C1) et par la suite, après consolidation des faciès tonalitiques, une autre famille à 90° de la première (famille C2) se développe. Ce sont ces

familles de failles qui ont guidées et facilitées l'injection des différents faciès du platon de Father sous forme de feuillets (foliation verticale et linéation subhorizontale).

L'analyse de la biotite, de la hornblende et du plagioclase nous amène à conclure que le platon de Father s'est mis en place à une température de $750^{\circ}\text{C} \pm 50^{\circ}\text{C}$ sous des pressions de mise en place variant de 140 MPa (4 km) pour les faciès granodioritiques et 290 MPa (9 km) pour les faciès tonalitiques. Ceci suggère que les différents faciès du platon de Father se sont mis en place à des niveaux différents dans la croûte.

Cette étude permet de démontrer le rôle joué par les failles lors de l'acheminement et surtout de la mise en place du magma. Ceci montre l'importance des études structurales des plutos associés aux failles majeures dans l'élaboration des modèles d'évolution des chaînes orogéniques en général et de la Sous-province de l'Abitibi en particulier.

Abstract

The Father pluton is part of the Northern Volcanic Zone of the Archean Abitibi Sub-province and is located 100 km east of Lebel-sur-Quévillon and 105 km southwest of Chibougamau. It represents one of the large granitoid masses that characterize the Abitibi Sub-province. The pluton has an elongated SW-trending form, and is composed of several facies from tonalite to granodiorite. It is bordered to the north and to the south by two major E-W structures, the Doda and Hébert faults respectively. Two other faults (C1 and C2) are localized within the pluton in its SW part. These major faults are interpreted to have played a major role in magma transport and in the emplacement of the pluton.

The Father pluton includes several facies of differing chemistry. These facies are calcoalkaline, meta-aluminous to peraluminous and results of this study suggest they are linked by a process of fractional crystallization. Mineral phases implicated in the fractionation are: hornblende, biotite, oligoclase, apatite and allanite. Rare earth element patterns of the pluton show an enrichment of light rare-earths (LREE) compared to heavy rare-earths (HREE). An enrichment of Ta observed in the granodiorite, is probably linked partly to the accumulation of magnetite as well as titanite in this facies (Ta= 2 to 5 ppm in the rocks). The abundance of titanite and magnetite (Ta= 2 to 4 ppm) is correlated with the abundance of Ta in the granodiorite phase.

The structural analysis of XZ sections (perpendicular to the foliation and parallel to the lineation) shows two distinct mineral orientations. The first direction constitutes the dominant orientation and corresponds to the shear plane (C). This orientation was acquired at the onset and persisted to the end of magmatic flow, as suggested by the parallel orientation of both the quartz and the ferromagnesian minerals. The second orientation, represented by large grains of potash feldspar and some isolated grains of biotite and/or hornblende, probably represents the S plane. This second orientation testifies to the combined effect of preferential orientation (oriented growth) of these minerals and the shingle-like orientation resulting from the latest regional tectonic event.

Two sets of foliation are recognized in the Father pluton. The principal foliation, occurring over almost all the pluton, is oriented SW, parallel to the length of the pluton. The second, NW-oriented set is well developed in the SW part of the pluton. The predominant SW-trending foliation corresponds to the magmatic state during the emplacement of the facies in which it developed. Three hypotheses are postulated for the origin of the NW-trending foliation, it may be the result of: 1) the influence of the pluton contact with the adjacent tonalite; 2) a fabric produced by the NW shearing observed in this sector; or, 3) a vestige of an early flow overprinted by the shear zone C1.

The proposed model for the Father pluton is emplacement in a pull-apart zone. The play of the Doda and Hébert faults was responsible for the formation of a localized zone of extension. A secondary set of en echelon faults (C1 set) was also formed in this zone, and following the consolidation of the tonalite facies, another set developed at 90° to the first (C2 set). These fault sets guided and facilitated the injection of the different facies of the Father pluton in the form of sheets (vertical foliation and subhorizontal lineation).

The analysis of biotite, hornblende and plagioclase show that the Father pluton has an emplacement temperature of $750^{\circ}\text{C} \pm 50^{\circ}\text{C}$ under emplacement pressures varying between 140 MPa (4 km) for the granodiorite facies and 290 MPa (9 km) for the tonalite facies. This suggests that the different facies have emplaced at different levels in the crust.

This study demonstrates the role played by faults during the transport and particularly the emplacement of the magma. It further shows the importance of a structural study of the plutons associated with major faults in the elaboration of evolution models of orogenic chains in general and especially of the Abitibi Sub-province.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier principalement mon directeur de thèse, M. Edward H. Chown, pour son aide, ses conseils judicieux, sa confiance et ses encouragements continus. Je tiens à remercier les membres du comité de cette thèse: M. Réal Daigneault, pour la pertinence de ses commentaires quant l'aspect structural, qui ont été bien appréciés et Mme Sarah J. Barnes, pour les conseils qu'elle m'a prodigués et sa disponibilité durant l'élaboration de cette thèse, surtout en ce qui concerne l'aspect géochimique. Le lecteur externe, Mme Louise Corriveau, est remercié pour ces commentaires judicieux qui ont permis d'améliorer ce travail.

Je tiens aussi à remercier mes assistants de terrain, Normand Tremblay et Mustapha Mekkaoui, pour leur aide durant les semaines d'échantillonnage et de cartographie du pluton. Je suis également reconnaissant envers Yvon Boudreault, Bernard Lapointe, Marcel Lapointe et Richard Lechasseur pour la préparation des lames minces et des analyses chimiques. Je remercie Denis Coté et Claude Dallaire pour leur soutien technique en graphisme.

Je voudrais également exprimer mes remerciements envers le corps professoral de l'Université du Québec à Chicoutimi, notamment à Wulf Mueller, Edward Sawyer et Gérard Woussen, pour toutes les discussions et pour leurs commentaires très bénéfiques pendant l'élaboration de cette thèse. Merci également à Michael Higgins pour m'avoir permis d'utiliser son logiciel "Program Measure".

J'exprime aussi ma reconnaissance au ministère de l'Éducation Nationale du Maroc et au CRSNG (subvention Chown) pour le support financier accordé lors de la réalisation de cette étude. Je remercie également la Fondation de l'Université du Québec à Chicoutimi d'avoir accordé la bourse de paiement des frais de scolarité dans le cadre du Fonds d'Investissement Étudiant en géologie. Les travaux de terrain et les frais d'analyses chimiques ont été financés à partir des subventions reçues du ministère de l'Énergie Mines et Ressources du Canada et de LITHOPROBE (subvention Chown).

Enfin, je désire exprimer toute ma gratitude envers mon épouse, Rachelle, pour la compréhension et la patience dont elle a su faire preuve durant la réalisation de cette étude. En terminant, je m'adresse à tous les membres de ma famille et leur exprime toute ma gratitude. Je leur dis un gros merci.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	i
ABSTRACT.....	iii
REMERCIEMENTS.....	iii
TABLE DES MATIÈRES.....	vi
LISTE DES FIGURES.....	xii
LISTE DES PLANCHES.....	xxii
LISTE DES TABLEAUX.....	xxix
ANNEXES.....	xxxi

CHAPITRE I

PROBLÉMATIQUE ET CADRE GÉOLOGIQUE.....1

1. INTRODUCTION.....	1
2. DÉBAT ACTUEL SUR LA MISE EN PLACE DES GRANITOÏDES	4
2-1. Diapirisme, délaminage et enfouissement de toit.....	4
Le diapirisme.....	4
Le délaminage.....	6
L'enfouissement de toit de la chambre.....	6
2-2. Propagation de fracture et fracturation.....	6
3. ÉTAT DES CONNAISSANCES DES GRANITOÏDES DE L'ABITIBI.....	8
4. PROBLÉMATIQUE SPÉCIFIQUE.....	12
5. LOCALISATION DES TRAVAUX ET TRAVAUX ANTÉRIEURS	15
6. OBJECTIFS.....	18
7. MÉTHODOLOGIE.....	19
7.1. INTRODUCTION.....	19
7-2. CARTOGRAPHIE SUR LE TERRAIN.....	19
7-3. STRUCTURE.....	20

7-4. PÉTROGRAPHIE.....	20
7-5. ORIGINE DU MAGMA ET GÉOCHIMIE DES MINÉRAUX.....	21
7-6. GÉOCHIMIE DES OXYDES MAJEURS, DES ÉLÉMENTS TRACES ET DES ÉLÉMENTS DE TERRES-RARES.....	22
8. CADRE GÉOLOGIQUE.....	22
8-1. INTRODUCTION.....	22
8-2. GÉOLOGIE LOCALE.....	23
8-3. RELATION ENTRE LA CEINTURE DE ROCHES VERTES ET LES CEINTURES AVOISINANTES.....	27
9. GÉOLOGIE STRUCTURALE.....	27
9-1. FAILLE DE DODA.....	28
9-2. FAILLE D'HÉBERT.....	33
9-3. FAILLE D'OPAWICA.....	33
9-4. FAILLE D'URBAN.....	37
9-5. FAILLE DE CAMERON.....	37
10. CONTACT DU PLUTON DE FATHER AVEC LES ROCHES ENCAISSANTES	37

CHAPITRE II PÉTROGRAPHIE 40

1. INTRODUCTION.....	40
2. RELATION ENTRE LES DIFFÉRENTS FACIÈS DU PLUTON ET ORDRE CHRONOLOGIQUE RELATIF.....	40
3. TYPE ET DESCRIPTION DES ENCLAVES DU PLUTON DE FATHER.....	41
4. DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE DES DIFFÉRENTS FACIÈS DU PLUTON DE FATHER.....	44
4-1. LA TONALITE.....	44
4-1-1. La tonalite à biotite et à hornblende.....	44

	viii
4-1-2. La leucotonalite.....	46
4-1-3. La tonalite à biotite.....	48
4-1-4. La tonalite rubanée.....	51
4-2. LA GRANODIORITE.....	55
4-2-1. La granodiorite porphyrique.....	55
4-2-2. La granodiorite non porphyrique.....	58
4-3. PEGMATITE ET APLITE.....	60
4-3-1. Introduction.....	60
4-3-2. Pegmatite.....	60
4-3-3. Aplit.....	61
CHAPITRE III	
GÉOCHIMIE.....	
1. INTRODUCTION.....	65
2. PROCESSUS RELIANT LES DIFFÉRENTS FACIÈS DU PLUTON DE FATHER.....	67
2-1. INTRODUCTION.....	67
2-2. DIFFÉRENCIATION DU PLUTON DE FATHER	68
2-3. SOMMAIRE DES RÉSULTATS.....	75
3. CLASSIFICATION DES DIFFÉRENTS FACIÈS DU PLUTON DE FATHER.....	77
3-1 CLASSIFICATION.....	77
3-2. DIAGRAMMES MULTI-ÉLÉMENTS.....	77
3-3. DIAGRAMMES DE TERRES-RARES (ETR).....	85
3-4. DIAGRAMMES DE CARACTÉRISATION TECTONIQUE DU PLUTON DE FATHER.....	88
4. GÉOCHIMIE DE L'ENCAISSANT.....	90

5. GÉOCHIMIE DES ENCLAVES.....	97
6. GÉOCHIMIE DES PEGMATITES ET APLITES DU PLUTON DE FATHER.....	97
7. SOMMAIRE.....	102

CHAPITRE IV
CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES DE LA HORNBLENDE,
DE LA BIOTITE ET DU FELDSPATH DU PLUTON
DE FATHER.....

1. INTRODUCTION.....	103
2. COMPOSITION DES HORNBLENDES.....	105
3. COMPOSITION DES BIOTITES.....	108
4. COMPOSITION DES PLAGIOCLASES.....	112
5. COMPOSITION DES FELDSPATHS POTASSIQUES.....	116
6. COMPOSITION DE QUELQUES MINÉRAUX ACCESSOIRES.....	116
7. SOMMAIRE.....	116

CHAPITRE V
ESTIMATION DE LA TEMPÉRATURE ET DE LA PRESSION.....

1. INTRODUCTION.....	118
2. ESTIMATION DE LA TEMPÉRATURE À PARTIR DE Mg ET Fe ²⁺ DE LA BIOTITE.....	121
3. ESTIMATION DE LA TEMPÉRATURE À PARTIR DU TITANE DE LA HORNBLENDE.....	122
4. ESTIMATION DE LA TEMPÉRATURE À PARTIR DU PLAGIOCLASE.....	124
5. ESTIMATION DE LA PRESSION À PARTIR DE L'AI TOTAL DANS LA HORNBLENDE.....	124
6. ÉPIDOTE DU PLUTON DE FATHER.....	129

7. SOMMAIRE.....	131
------------------	-----

CHAPITRE VI

STRUCTURE.....132

1. INTRODUCTION.....	132
----------------------	-----

2. ÉTAT DES STRUCTURES OU TEXTURES DANS LE PLUTON DE FATHER.....	134
---	-----

2-1. TEXTURE À L'ÉTAT MAGMATIQUE.....	134
---------------------------------------	-----

2-2. TEXTURE À L'ÉTAT INTERMÉDIAIRE.....	135
--	-----

2-3. TEXTURE DE DÉFORMATION À L'ÉTAT SOLIDE.....	138
--	-----

3. CONCENTRATION ET DISPOSITION PRÉFÉRENTIELLE DES CRISTAUX.....	141
---	-----

3-1. INTRODUCTION.....	141
------------------------	-----

3-2. CONCENTRATION DES PHÉNOCRISTAUX.....	141
---	-----

3-3. ANALYSE DE LA DISPOSITION DES CRISTAUX DU PLUTON DE FATHER.....	144
---	-----

3-3-1. INTRODUCTION.....	144
--------------------------	-----

3-3-2. MÉTHODE PAR MESURE AUTOMATISÉE.....	144
--	-----

3-3-2-1. Analyse des sections XY.....	148
---------------------------------------	-----

3-3-2-2. Analyse des sections XZ.....	152
---------------------------------------	-----

3-3-2-3. Analyse des sections YZ.....	152
---------------------------------------	-----

3-3-2-4. Diagramme (longueur/largeur) vs orientation des phénocristaux de feldspath potassique.....	153
--	-----

3-3-3. MÉTHODE PAR ANALYSE D'IMAGE.....	153
---	-----

3-3-3-1. Analyse de la disposition des cristaux de feldspath potassique.....	157
--	-----

3-3-3-2. Analyse de la disposition des biotites et/ou amphiboles.....	157
---	-----

3-3-3-3. Analyse de la disposition du plagioclase.....	161
--	-----

3-3-3-4. Analyse de la disposition du quartz.....	164
3-4. INTERPRÉTATION DES DISPOSITIONS PRÉFÉRENTIELLES DANS LE PLUTON DE FATHER.....	164
3-5. DÉTERMINATION DE LA CINÉMATIQUE À PARTIR DE LA DISPOSITION DES CRISTAUX.....	170
3-6. PRINCIPALES CONCLUSIONS TIRÉES DE L'ÉTUDE DES ORIENTATIONS PRÉFÉRENTIELLES DANS LA GRANODIORITE PORPHYRIQUE.....	173
4. STRUCTURE DU PLUTON DE FATHER.....	175
4-1. FABRIQUES PLANAIRES.....	175
4-2. FABRIQUES LINÉAIRES.....	179
5. STRUCTURE DES DYKES.....	181
6. LES ZONES DE CISAILLEMENT.....	183
6-1. LA ZONE DE CISAILLEMENT C1A.....	183
6-2. LA ZONE DE CISAILLEMENT C2.....	187
6-3. LA ZONE DE CISAILLEMENT C1B.....	190
6-4. VUE D'ENSEMBLE DES ZONES C1A, C1B ET C2.....	190
7. SOMMAIRE ET INTERPRÉTATION DES FABRIQUES DU PLUTON DE FATHER.....	193

CHAPITRE VIII MODÈLE DE MISE EN PLACE DU PLUTON DE FATHER.....197

1. INTRODUCTION.....	197
2. CONDITIONS IMPLIQUANT LE LIEN ENTRE FAILLES ET PLUTON.....	198
3. ÉLÉMENTS DE THÉORIE.....	199
4. APPLICATION DE LA THÉORIE SUR LA RÉGION ÉTUDIÉE.....	202
5. MODÈLE DE MISE EN PLACE.....	202

6. INTERPRÉTATION DU MODÈLE DE MISE EN PLACE.....	207
---	-----

CHAPITRE IX
DISCUSSION ET CONCLUSION.....209

1. PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE.....	209
-----------------------------------	-----

2. SOURCE DU MAGMA ET MODÈLE DE MISE EN PLACE DU PLUTON DE FATHER.....	214
---	-----

3. CONCLUSION.....	221
--------------------	-----

RÉFÉRENCES.....	223
-----------------	-----

ANNEXES

ANNEXE 1.....	247
---------------	-----

ANNEXE 2.....	250
---------------	-----

ANNEXE 3.....	262
---------------	-----

ANNEXE 4.....	286
---------------	-----

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1: Carte géologique de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi montrant la région étudiée (modifiée de Daigneault et Archambault 1990).....	16
Figure 1.2: Carte de la localisation des affleurements visités dans la région étudiée montrant également les parties qui font l'objet de travaux antérieurs, M= échantillons provenant de Midra <i>et al.</i> 1994.....	17
Figure 1.3: Carte des âges des différents granitoïdes de l'Abitibi (modifiée de Chown <i>et al.</i> 1992).....	25
Figure 1.4: Carte de l'ensemble des intrusions se trouvant autour de la région sous étude (Midra <i>et al.</i> 1994).....	26
Figure 1.5: Carte des zones de cisaillement de l'Abitibi. (Daigneault et Archambault 1990).....	29
Figure 1.6: Carte montrant le détail des failles dans la région étudiée. Modifiée de Daigneault et Archambault (1990).....	30
Figure 1.7: Carte montrant le détail structural de la faille de Doda. A) localisation des failles de Doda et d'Hébert dans la région étudiée; B) Midra <i>et al.</i> 1994; C) Goghrod 1994; D) Nos travaux.....	32
Figure 1.8 A: Image aéromagnétique de la région étudiée.....	34
Figure 1.8 B: Interprétation de l'image aéromagnétique. Notez 1) le contour suggéré pour le platon de Father; 2) les différents linéaments interprétés comme failles de Doda, d'Hébert et d'Urban; 3) les zones de cisaillement de type C1A, C1B et C2.....	35
Figure 2.1: Carte géologique du platon de Father et de son encaissant.....	41
Figure 2.2: Projection des différents faciès du platon de Father dans le diagramme de Streckeisen (1976). Notez que les échantillons qui tombent dans le champ des granites	

appartiennent au faciès des granodiorites porphyriques et sont très riches en phénocristaux de feldspath potassique. Q= quartz, P= plagioclase et A= feldspath alcalin + albite.....50

Figure 3.1: Carte de la localisation des échantillons analysés du pluton de Father.....66

Figure 3.2: Diagrammes binaires montrant les phases fractionnées à partir du magma parental (tonalite à biotite et à hornblende) du pluton de Father..... 69

Figure 3.3: Diagrammes de Harker appliqués aux différents faciès du pluton de Father. Notez la diminution des éléments avec l'augmentation de la silice. 71

Figure 3.4: Diagrammes de Harker appliqués aux différents faciès du pluton de Father. Notez que Al_2O_3 , Sr, et Eu ne varient pas avant 63% SiO_2 , après, ils diminuent avec l'augmentation de la silice alors que Na_2O augmente avec l'accroissement de la silice.....73

Figure 3.5: Diagrammes de Harker appliqués aux différents faciès du pluton de Father. Notez le comportement plat des éléments jusqu'à 63% SiO_2 . Après, la teneur des éléments augmentent avec l'accroissement de la silice.....74

Figure 3.6: Diagrammes de Harker appliqués aux différents faciès du pluton de Father. Notez que la teneur de ces éléments ne varie pas linéairement avec l'augmentation de la silice..... 76

Figure 3.7: Diagramme alcalin vs SiO_2 (A). Notez que tous les échantillons tombent dans le domaine subalcalin. Dans le diagramme AFM (Irvine et Baragar 1971) (B), les échantillons du pluton de Father suivent l'évolution d'une suite calco-alcaline.
 $A = Na_2O + K_2O$; $F = FeO$ (calculé) + 0.8998 Fe_2O_3 ; $M = MgO$78

Figure 3.8: Diagramme binaire $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO$ (molaire) vs SiO_2 des différents faciès du pluton de Father. Notez qu'avec l'augmentation de SiO_2 , le pluton devient

peralumineux. Les enclaves analysées sont toutes méta-alumineuses.....79

Figure 3.9: Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau des faciès tonalitiques du pluton de Father. Notez l'anomalie négative en Nb mais non en Ta.....81

Figure 3.10: Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau du faciès tonalitique à biotite et granodioritique porphyrique du pluton de Father. Notez l'anomalie négative en Nb et Ta. Cette anomalie est plus importante en P et Ti dans la granodiorite porphyrique.....82

Figure 3.11: Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau de la granodiorite non porphyrique du pluton de Father. Notez l'anomalie négative importante en Ti dans le faciès riche en silice.....83

Figure 3.12: Diagramme binaire montrant l'augmentation du Ta avec la différenciation magmatique. D I = indice de différenciation.....84

Figure 3.13: Spectres de terres rares des faciès tonalitiques du pluton de Father. Notez que l'anomalie en Eu est positive quand elle existe.....86

Figure 3.14: Spectres de terres-rares de la granodiorite porphyrique et de la granodiorite non porphyrique (avec les trois sous-faciès a, b et c). L'anomalie en Eu est généralement absente dans le faciès granodioritique.....87

Figure 3.15: Diagramme de discrimination tectonique de Pearce *et al.* (1984). Domaine syn-COLG= granite syncollisionnel; WPG= granite intraplaqué; VAG= granite d'arc volcanique et ORG= granite de ride océanique. Tous les échantillons du pluton de Father tombent dans le domaine des granitoïdes d'arc volcanique. Notez la richesse en Yb+Ta (c).....89

Figure 3.16: Indice de Shand et environnement tectonique de mise en place du pluton de Father. Les échantillons du pluton de Father coïncident avec le domaine IAG

(granites d'arc insulaires) et le domaine CAG (granites d'arc continentaux) (Maniar et Piccoli 1989). Notez que la plupart des échantillons tombent dans le champ peralumineux. Seuls les échantillons d'une valeur $60\% < \text{SiO}_2 < 80\%$ sont projetés dans ce diagramme.....92

Figure 3.17: Spectres de terres-rares des plutons de Lichen, de Mountain et d'Hébert formant les roches encaissantes du pluton de Father.....94

Figure 3.18: Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau des faciès encaissants du pluton de Father. Notez l'anomalie négative en Nb dans les trois plutons.....95

Figure 3.19: Diagramme multi-éléments normalisés au manteau des enclaves du pluton de Father.....98

Figure 3.20: Spectres de terres-rares des enclaves du pluton de Father. Notez le caractère plat des enclaves volcaniques.....99

Figure 3.21: Spectres de terres rares des pegmatites et aplites du pluton de Father comparés aux données de Cerny et Meintzer (1991) des pegmatites et aplites de l'Ontario.....101

Figure 4.1: Diagramme binaire Si vs Ti pour les hornblendes du pluton de Father. Toutes les hornblendes du pluton sont magmatiques. Notez que les hornblendes du faciès granodioritique sont généralement moins riches en Ti et plus riches en Si par rapport à celles du faciès tonalitique. D'après Leake (1971).....105

Figure 4.2: Composition des amphiboles du pluton de Father selon la classification de Leake (1978). 1= hornblende pargasitique, 2= hornblende Fe-edenitique.....106

Figure 4.3: Diagramme binaire des oxydes majeurs vs silice des hornblendes du pluton de Father. Notez la diminution de Al_2O_3 , FeO , K_2O et l'augmentation de MgO avec

l'augmentation de SiO ₂ dans les hornblendes.....	107
--	-----

Figure 4.4: Diagramme ternaire MgO-FeOt-Al₂O₃ des biotites du pluton de Father.

----= ligne de séparation des biotites magmatiques et des biotites d'un environnement métamorphique-métasomatique (Gokhale 1968). // = Zone des biotites des roches ignées (Nockolds 1974). Notez que les biotites du pluton de Father s'enrichissent en MgO avec la différenciation magmatique.....109

Figure 4.5: Diagramme binaire Al total vs Mg des biotites du pluton de Father. Notez que la plupart des biotites du pluton de Father se projettent dans le champ des roches calco-alcalines. D'après Nachit *et al.* (1985).....110

Figure 4.6: Diagramme ternaire des biotites du pluton de Father. Notez l'enrichissement en Mg des biotites en général. M= Mg / (Mg + Fe²⁺ + Mn). D'après Foster (1960).....111

Figure 4.7: Diagrammes binaires des oxydes majeurs vs silice des biotites du pluton de Father. TiO₂, Al₂O₃ et FeO diminuent alors que MgO et MnO augmentent généralement avec l'accroissement de SiO₂.....113

Figure 4.8: Composition des plagioclases des différents faciès du pluton de Father. Notez le passage de l'andésine à l'oligoclase des plagioclases du faciès tonalitique au faciès granodioritique.....114

Figure 4.9: Diagrammes binaires Al₂O₃, CaO et Na₂O vs SiO₂ des plagioclases du pluton de Father.....115

Figure 5.1: Diagramme ternaire des biotites du pluton de Father. Les faciès de Father se projettent surtout dans le champ délimité par les lignes tampons: Fe₂SiO₄-SiO₂ -Fe₃O₄ et Ni-NiO. D'après Wones (1965).....122

Figure 6.1: Carte de la localisation des affleurements visités dans la région étudiée.....147

Figure 6.2: A) Disposition des phénocristaux de feldspath potassique selon une orientation préférentielle parallèle à la linéation mesurée sur le terrain (section XY); deux orientations préférentielles: la première est très visible (C) et la deuxième (S), située à 40° de la première est moins prononcée (section XZ). Dans cette section, ce sont surtout les figures de tuilage qui se manifestent (T), ce qui témoigne des mouvements rotationnels. Disposition aléatoire des cristaux (section YZ) (échantillon FRL-22). B) Bloc diagramme montrant les directions principaux X, Y et Z.....149

Figure 6.3: Disposition des phénocristaux de feldspath potassique. Notez une seule orientation préférentielle correspondant à la linéation mesurée sur le terrain (section XY). Deux orientations préférentielles: la première orientation (C) et une deuxième (S) à 40° de la première (section XZ). Orientation aléatoire des phénocristaux (section YZ). L'entraînement de S sur C suggère un sens de mouvement dextre (échantillon FRL-174 B).....150

Figure 6.4: Disposition des phénocristaux de feldspath potassique selon une orientation préférentielle parallèle à la linéation mesurée sur le terrain (section XY); deux orientations préférentielles : une première orientation interprétée (C) et une deuxième (S), située à environ 40° de la première (section XZ). Disposition aléatoire des cristaux (section YZ) (échantillon FRL-124).....151

Figure 6.5: Histogramme représentant le nombre de cristaux vs leur orientation. Les sections XY montrent une population homogène correspondant à la linéation; les sections XZ montrent généralement deux populations homogènes et les sections YZ montrent une distribution hétérogène (7 échantillons sont présentés ici).....153

Figure 6.6: Diagramme structural (longueur / largeur) vs l'orientation des phénocristaux

(Kfs) par rapport à la foliation (F). A) section XZ et B) section YZ. Notez que la section XZ montre deux dispositions des phénocristaux; l'une autour de la foliation et l'autre située à 35° de la première.....154

Figure 6.7: Surface occupée par les phénocristaux de feldspath potassique. Deux orientations préférentielles dans la section XZ, alors qu'on remarque une disposition aléatoire dans la section YZ (échantillon FRL- 22).....157

Figure 6.8: Surface occupée par les biotites et / ou amphiboles. Notez les deux orientations préférentielles dans la section XZ et la disposition aléatoire des cristaux dans la section YZ. C= plan de cisaillement et S= plan de foliation. L'entraînement de S sur C suggère un mouvement dextre (échantillon FRL- 22).....158

Figure 6.9: Surface occupée par les biotites et / ou amphiboles. Notez les deux orientations préférentielles dans la section XZ et la disposition aléatoire des cristaux dans la section YZ. C= plan de cisaillement et S= plan de foliation. L'entraînement de S sur C suggère un mouvement dextre (échantillon FRL- 176).....159

Figure 6.10: Surface occupée par les biotites et / ou amphiboles. Deux orientations préférentielles dans la section XZ, alors que dans la section YZ, cela ne semble pas être le cas. S= plan de foliation et C= plan de cisaillement. Ceci implique un mouvement dextre (échantillon FRL-176).....160

Figure 6.11: Surface occupée par le plagioclase (en noir). Notez les deux orientations préférentielles dans la section XZ et la disposition aléatoire des cristaux dans la section YZ. S= plan de foliation et C= plan de cisaillement, suggérant un sens de mouvement dextre (échantillon FRL-174).....162

Figure 6.12: Surface occupée par le plagioclase. Notez les deux orientations préférentielles

dans la section XZ et l'orientation aléatoire dans la section YZ. La section XZ montre des grains de plagioclase allongés, alors que dans la section YZ, les grains sont trapus. C= plan de cisaillement, S= plan de foliation et Fk = position de quelques phénocristaux de feldspath potassique (échantillon FRL-172).....163

Figure 6.13: Surface occupée par le quartz. La section XZ montre deux orientations préférentielles, alors que dans la section YZ, les grains de quartz sont trapus et disposés de façon aléatoire. La section XZ montre un allongement du quartz selon la direction interprétée précédemment comme le plan C. S= plan de foliation, Fk = place occupée par quelques grains de feldspath potassique (échantillon FRL-22).....165

Figure 6.14: Surface occupée par le quartz. La section XZ montre un "allongement" du quartz selon le plan C et la section YZ montre une forme plus au moins sphérique des grains de quartz. S= plan de foliation., Fk = position de quelques grains de feldspath potassique (échantillon FRL-24).....166

Figure 6.15: Surface occupée par le quartz. La section XZ montre deux orientations préférentielles, la première étant très développée (C) (un allongement du quartz) par rapport à la deuxième (S). La section YZ montre une disposition aléatoire (échantillon FRL-24).....167

Figure 6.16: A) Les cristaux de feldspath potassique forment des figures de tuilage parfaites. Des cristaux subparallèles sont accolés selon une longueur inférieure à la moitié du plus petit cristal. Les figures de tuilage indiquent pour la plupart un sens de mouvement dextre (D). (S) = senestre. B) et C) signification des figures de tuilage selon respectivement Den Tex (1969) et Blumenfeld (1983) respectivement171

Figure 6.17: Carte schématique de la foliation dans le pluton de Father et de son encaissant.....177

Figure 6.18: Carte de la trajectoire de la foliation du pluton de Father et de son encaissant.....	178
Figure 6.19: Carte schématique de la linéation du pluton de Father et de son encaissant.....	179
Figure 6.20: Direction des dykes d'aplite et de pegmatite dans le pluton de Father. Les dykes ne sont pas déformés. Ils ont une épaisseur de 1 à 10 cm et ont en général un pendage variant de subhorizontal à 45°.....	182
Figure 6.21: Zone de cisaillement C1A montrant l'injection en feuillet de la tonalite à biotite dans la tonalite à hornblende et à biotite (affleurement FRL-49).....	186
Figure 6.22: Zone de cisaillement C2 montrant l'injection en feuillet de la tonalite à biotite et de la granodiorite dans la tonalite à hornblende et à biotite (affleurement FRL-49) ..	188
Figure 6.23: Structure au niveau des zones de cisaillement C1B, C1A et C2.....	192
Figure 8.1: Modèle de mise en place du pluton de Father. A) Zone de compression; B) zone d'extension = "pull-apart"; C) modèle avec la création du "pull-apart"; D) première faille subsidiaire de type Riedel C1B; E) système de Riedel, a) schéma général des directions et sens de mouvement des différentes failles, b) forme du pluton pris dans cette zone à extension dominante; F) vue d'ensemble des failles intra- et extra-plutoniques et position occupée par le pluton de Father. F= foliation. Échelle non respectée.....	199
Figure 8.2: Étapes de mise en place du pluton de Father. R et P = fractures secondaire de type Riedel; F = foliation magmatique.....	205
Figure 9.1: A) Spectres typiques de terres-rares des tonalites archéennes (Leake 1990). Dans l'ensemble, le spectre de terres-rares des tonalites de Father B) est comparable	

à celui des tonalites archéennes.....210

Figure 9.2: Diagrammes multi-éléments des faciès du platon de Father comparés aux spectres des environnements d'arc continental et insulaire (Brown *et al.* 1984).....212

Figure 9.3: Carte isobarométrique du platon de Father et de son encaissant.....215

Figure 9.4: Bloc diagramme interprétant le mode de mise en place du platon de Father. La mise en place est guidée et facilitée par les zones de cisaillement C1A et (C1B) et C2 dans une zone de "pull-apart". Échelle non respectée.....219

LISTE DES PLANCHES

- Planche 1: Zone de cisaillement d'Hébert. A) Zone de cisaillement très déformée orientée E-O. Notez le sens de mouvement (dextre) suggéré par quelques enclaves (E) prises dans cette zone (affleurement FRL-181). B) Zone de cisaillement d'Hébert Notez la déformation très prononcée dans cet affleurement. La zone est orientée E-O (affleurement FRL-183).....36
- Planche 2: Faille d'Urban. Notez la direction de la schistosité E-O dans les basaltes (B) coupés par un dyke N-S (D) de composition granodioritique et à grain fin.....38
- Planche 3: Enclaves prises dans le faciès leucotonalitique du platon de Father. A) Contact net entre l'enclave dioritique (E) et la leucotonalite du platon de Father (T). B) Enclave dioritique à tonalitique déjà bien structurée (E). Ces enclaves ont été recoupées par des filons de quartz (F) de toutes orientations pendant leur structuration.....44
- Planche 4: Enclave et faciès tonalite à hornblende et à biotite. A) Enclaves tonalitiques à dioritiques formées de quartz allongé (Qtz), de paillette de biotite (Bt) d'amphibole (Ap) et de rare pyroxène (Px). B) Faciès mélatonalitique riche en minéraux mafiques: la biotite (Bt) en cristaux allongés parallèles à la hornblende (Hb); la hornblende (Hb) entourée à des endroits par le quartz. Le quartz subdivisé en sous-grains (Qtz). Le plagioclase automorphe et zoné (Pl).....46
- Planche 5: Leucotonalite distinguée des autres tonalites du platon par son aspect rubané dans la partie sud-ouest du platon.....48
- Planche 6: Tonalite à biotite. Notez les gros cristaux de biotite (Bt), qui peuvent atteindre facilement 1,2 cm de longueur. Ceci permet de la distinguer des autres

faciès tonalitiques sur le terrain.....	48
---	----

Planche 7: Enclaves "amphibolitisées" prises dans la tonalite litée. A) Enclaves amphibolitisées (E) allongées dans le plan de foliation de la tonalite rubanée (T). B) Tonalite rubanée (T) riche en enclaves volcaniques (E) de composition basaltique. Il s'agit bien d'enclaves et non pas de dykes amphibolitiques.....52

Planche 8: Tonalite litée vue sous le microscope. A) Tonalite rubanée montrant une alternance de lits. Les cristaux de biotite (Bt) sont orientés parallèlement au "litage", sauf quelques grains qui lui sont perpendiculaires. Les lits sombres montrent une foliation très nette indiquée par l'alignement subparallèle des biotites. B) Tonalite rubanée montrant des lits sombres avec de la biotite (Bt) et de l'épidote secondaire (Ep). Les lits clairs contiennent du quartz globuleux et du quartz allongé dans la même direction que le litage (QtzL), sans amas polycristallin.....53

Planche 9: Granodiorite porphyrique. A) Granodiorite porphyrique à phénocristaux de feldspath potassique centimétriques (Fk) de couleur jaune (par la cobaltinitrite) contenant du quartz (Qz), de la biotite de l'amphibole (Bt) et du plagioclase (Pl). B) Phénocristaux de microcline montrant des inclusions poecilitique, du plagioclase (Pl), du quartz (Qtz) et de la biotite (Bt).....57

Planche 10: Granodiorite non porphyrique. A) Granodiorite non porphyrique montrant une texture magmatique grenue. Notez la biotite en paillettes très minces (Bt), l'épidote magmatique de même taille que la biotite (Ep) et le quartz allongé en remplissage entre les cristaux du plagioclase (Pl) sous forme de cristaux rectangulaires bien alignés. Les plagioclases montrent des bons clivages et des macles polysynthétiques parallèles et distincts. Ils sont parallèles entre eux et ne se recoupent pas les uns les autres. B) Contact (C) entre la granodiorite à grain grossier (Gd) et la granodiorite porphyrique (GP). Notez que la

granodiorite recoupe la granodiorite porphyrique.....59

Planche 11: Pegmatite. A) Affleurement décamétrique pegmatitique faisant la partie sommitale de la granodiorite. La surface de l'affleurement est parallèle aux épontes du dyke et les cristaux sont allongés de façon perpendiculaire à ces épontes. Notez la taille des cristaux de feldspath (Kfs). B) Dyke de pegmatite (Pe) traversant la granodiorite (Gd). Les cristaux montrent la croissance unidirectionnelle des grains de feldspath (Kfs) et de quartz (Qtz) vers le SE correspondant au centre du pluton (texture en peigne). Ceci suggère que le pluton n'a pas subi de basculement.62

Planche 12: Aplit et dyke aplopegmatitique. A) Dyke d'aplite (D) recouvrant le contact entre la tonalite à biotite (Tb) et la tonalite à hornblende et à biotite (Mt). Notez que ce dyke au contact très net ne montre aucune déformation. B) Dyke aplopegmatitique asymétrique à organisation litée non répétitive. La bordure pegmatitique (Pe) est riche en gros cristaux de quartz (Qz) et de feldspath (F) disposés perpendiculairement au dyke. La bordure aplite (Ap) à granulométrie fine est riche en quartz. La partie aplite montre quelques cristaux de feldspath (F).....63

Planche 13: Épidote magmatique automorphe (Ep) montrant un centre d'allanite (Aln). Notez sa localisation à côté de la biotite (Bi). Pl= plagioclase et Qtz= Quartz.....130

Planche 14: Texture magmatique. A) Épidote magmatique (Ep) bien cristallisée et de même taille que la biotite. Elle ressemble à celle décrite par Zen et Hammarstrom (1984). B) Les grains de quartz forment des gros grains en grosses plages globuleuse (Qz). Ep = épidote.....137

Planche 15: Texture intermédiaire. A) Quartz interstitiel non déformé (Qz). Bâtonnets de plagioclase (Pl) montrant des bordures corrodées, une déformation mécanique légère des

macles polysynthétiques concentrées et une interpénétration de leurs bordures. Notez l'enchevêtrement des cristaux et le quartz interstitiel non déformé. B) Matrice composée par des agrégats du plagioclase (Pl) et surtout du quartz (Qz) autour des phénocristaux de feldspath potassique (Fk).....139

Planche 16: Texture de déformation à l'état solide. A) Grains de quartz allongés et néoformés (Qz) composés de quelques sous-grains à extinction ondulante (Qo). Les macles polysynthétiques du plagioclase (Pl) se terminent en biseau. B) Plagioclase montrant des extinctions ondulantes et des macles polysynthétiques se terminant en biseau (Pl). Notez les bordures des quartz (Qz). B= biotite.....140

Planche 17: Concentration locale des phénocristaux de feldspath potassique (Kfd) dans la granodiorite porphyrique du pluton de Father. Ceci suggère un classement par écoulement magmatique " flow sorting".....143

Planche 18: Distribution des fabriques. A) Granodiorite porphyrique montrant que la moyenne des axes longs des phénocristaux indique la linéation (plongement $<31^\circ$) et que les biotites (Bi) se maintiennent en zone autour de cette ligne. Notez l'éloignement des phénocristaux les uns des autres. La trace noire correspond à la longueur des cristaux mesurée lors de l'analyse des dispositions préférentielles par la première méthode (section XY échantillon FRL-22). B) Granodiorite porphyrique montrant en section XY une orientation des feldspaths potassiques (Fk) selon une ligne moyenne indiquant la linéation minérale (plongement $<28^\circ$). Ces cristaux rectangulaires constituent des marqueurs planaires et linéaires. (Fk est coloré jaune par la cobaltinitrite et la biotite et l'amphibole sont noires; échantillon FRL-22).....145

Planche 19: Granodiorite porphyrique. (A) section XZ et (B) section YZ. Les phénocristaux de feldspath potassique sont colorés jaunes, les plagioclases sont rouges,

les ferromagnésiens sont noirs et le quartz est gris (échantillon FRL-174 B1).....146

Planche 20: Orientations préférentielles. Notez les deux directions indiquées par (A) les biotites (Bi) et (B) par quelques plagioclases (Pl) dans la même section (section XZ).....169

Planche 21: Indicateurs de mouvement dans la granodiorite porphyrique. A) Critères macroscopiques utilisés comme indicateurs cinématiques (plan horizontal) dans la granodiorite porphyrique. Notez la structure classique C/S. L'entraînement de S sur C donne un sens de mouvement dextre. Fk= phénocristaux de feldspath potassique (échantillon FRL-124). B) Détail d'un phénocristal (Fk). Lors de l'écoulement visqueux, les cristaux sont orientés de façon parallèle à l'alignement (X). Ces derniers peuvent tourner durant leur mise en place progressive. Notez la fabrique C/S et le développement des grains de quartz en petits grains écrasés le long du plan C (échantillon FRL-124).....173

Planche 22: Zone de cisaillement intrapluton de Father (FRL-149). A) Zone de cisaillement C1A orientée N125 ° à N135° en moyenne. Notez le rubannement composé de couches de tonalite à biotite et à hornblende (Mt) et de couche tonalitique à biotite (Tb). La photographie montre l'injection en feuillets de la tonalite à biotite dans la tonalite à biotite et à hornblende. Notez également les enclaves mafiques (E) montrant un alignement dans le plan parallèle au plan de cisaillement (C). B) Zone de cisaillement C2 orientée N050° à N070° (FRL-159). Notez l'injection en feuillets de la tonalite à biotite (Tb) dans la tonalite à biotite et à hornblende (Mt) de quelques filons minces granodioritiques (Gd) et d'une enclave (E) mafique transformée en amphibolite (3 à 5 cm de longueur).....184

Planche 23: Zone de cisaillement C1A. A) Tonalite à biotite (B = biotite) peu à pas déformée montrant des grains de quartz bien cristallisés en grosses plages (Qz). B) Tonalite à biotite et à hornblende montrant des grains de quartz étirés (Qz) et débités en sous-grains entre les cristaux de plagioclases (Pl). Plagioclase cassé montrant des macles polysynthétiques

parallèles entre elles et se terminant en biseau dans leurs bordures. Notez quelques plagioclases altérés dont on ne distingue plus les macles au centre (F) et de l'épidote secondaire (Ep).....185

Planche 24: Indicateur de cisaillement dans la zone C1A et C2. A) Zone de cisaillement C1A. L'analyse des enclaves (E) révèle que le plan de cisaillement (C) est oblique au plan (S). L'association C/S suggère un mouvement dextre. B) Zone de cisaillement C2. L'analyse de l'enclave révèle que la bande de cisaillement (C) est oblique au plan (S). L'association C/S suggère un mouvement dextre.....189

Planche 25: Zone de cisaillement C1B. A) Zone de cisaillement C1B orientée N125° à N135°. Notez l'ensemble d'enclaves étirées (E) et une enclave gabbroïque prise dans cette zone (E). B) Dyke granodioritique à granulométrie fine recoupant la zone C1B (D). C) Détail de l'enclave (E). L'analyse structurale de cette enclave révèle que le plan de cisaillement (C) est oblique au plan de la foliation (S). L'entraînement de S sur C suggère un mouvement dextre.....191

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1: Classification géochimique des granitoïdes de l'Abitibi et du Pontiac. Suites plutoniques majeures de A à H et mineures de I à K (regroupées à partir des critères géologiques et pétrologiques). Résumées de Rive <i>et al.</i> (1990).....	10
Tableau 1.2: Caractéristiques générales des granitoïdes de la zone volcanique sud de l'Abitibi (SVZ). Résumées de Feng et Kerrich (1992).....	11
Tableau 1.3: Caractéristiques des failles qui entourent la zone étudiée. Modifiée de Daigneault et Archambault (1990).....	13
Tableau 2.1: Ordre chronologique relatif des différents faciès du pluton de Father.....	42
Tableau 3.1: Comparaison des données minéralogiques et géochimiques du pluton de Father avec celles des granites de type I et de type S (Taylor et McLennan 1985).....	91
Tableau 3.2: Comparaison des données géochimiques du pluton de Father avec celles des plutons encaissants.....	96
Tableau 5.1: Séparation du fer ferreux et fer ferrique des biotites par analyse chimique (titrage) et par méthode de calcul à partir de l'analyse à la microsonde électronique.....	120
Tableau 5.2: Estimation de la température de mise en place de chaque faciès du pluton de Father à partir de la composition de la biotite (Wones et Eugster 1965).....	123
Tableau 5.3: Estimation de la température à partir du Ti des hornblendes (Spear 1981).....	125
Tableau 5.4: Estimation de la température (Kudo et Weill 1970) des différents faciès du pluton de Father à partir de la composition des plagioclases.....	125

Tableau 5.5: Récapitulation des températures estimées sous différentes méthodes décrites dans le texte.....	128
Tableau 5.6: Récapitulation des pressions estimées sous différentes méthodes décrites dans le texte.....	128
Tableau 6.1: État structural des différents faciès du platon de Father.....	136

ANNEXES

Annexe 1:

Analyse modale des différents faciès du platon de Father.....247

Annexe 2.....250

Résultats d'analyse des oxydes majeurs et des éléments traces du platon de Father.....251

Résultats d'analyse des oxydes majeurs et des éléments traces des enclaves.....256

Résultats d'analyse des oxydes majeurs et des éléments traces des roches encaissantes....257

Résultats d'analyse du Ta de la fraction magnétique et de la biotite.....260

Annexe 3

Résultats d'analyse des oxydes majeurs de la biotite:

du platon de Father.....261

des enclaves271

Résultats d'analyse des oxydes majeurs de la hornblende

du platon de Father.....272

des enclaves.....280

Résultats d'analyse des oxydes majeurs des feldspaths

du platon de Father.....281

des enclaves.....284

Résultats d'analyse des oxydes majeurs de l'épidote du platon de Father.....285

Annexe 4

Résultats d'analyse des différentes sections utilisés par la méthode 1 et 2.....286

CHAPITRE I

PROBLÉMATIQUE ET CADRE GÉOLOGIQUE

1. INTRODUCTION

La compréhension de la genèse des plutons implique l'étude des processus de mise en place et des mécanismes permettant la création de l'espace qu'ils occupent après le transport du magma à partir de sa source. À ce sujet, on peut se poser plusieurs questions. Sous quelles conditions un magma granitoïde peut s'échapper de sa source? Et quel est le mécanisme responsable de la montée du magma à travers la croûte? Bien que la montée de magma par diapirisme ait été un modèle très populaire par le passé (Ramberg 1970 et 1972; Berner *et al.* 1972; Marsh 1982; Pitcher 1987; Paterson et Fowler 1993), l'idée d'acheminer de grandes quantités de magma par l'entremise de fractures crustales devient un mécanisme de plus en plus proposé (Hutton 1988; Clemens et Mawer 1992; Rubin 1993; Petford *et al.* 1994, Corriveau et Leblanc 1995). À un autre niveau, la mise en place finale des granitoïdes est également un problème. Des études récentes ont mis l'emphase sur le rôle important joué par les failles majeures, notamment les zones de décrochement, dans la création d'espace permettant l'accumulation des magmas granitiques (Hutton 1982 ; Guineberteau *et al.* 1987; Hutton *et al.* 1990; McCaffry 1992; Tikoff et Teyssier 1992). L'étude des granitoïdes étroitement associés aux zones de faille permet d'établir la relation chronologique entre leur mise en place et l'activité des failles. Elle permet également de résoudre le problème de l'espace ("space problem") créé et par la suite occupé par ces plutons.

Le pluton de Father de la Sous-province de l'Abitibi du Québec représente un cas idéal pour étudier les mécanismes de mise en place des plutons archéens. Il s'agit d'un immense pluton (1000 km²) composé de tonalite et de granodiorite montrant une structuration interne compatible avec les fabriques d'une faille adjacente majeure, la faille de Doda. L'étude de ce pluton nous amène à documenter le rôle joué par les failles dans l'ascension du magma et dans sa mise en place à travers la croûte archéenne.

Peu d'études ont été faites sur les granitoïdes de l'Abitibi, bien qu'ils forment plus de 30 % de la superficie (Goodwin 1977). Les études réalisées jusqu'à présent sur les plutons de l'Abitibi traitent surtout de la géochimie de la suite monzodioritique (Sutcliffe 1993; Bédard 1992) et quelques études portent sur la suite TTG (Trondhjemite-Tonalite-Granodiorite, Rive *et al.* 1990; Feng et Kerrich 1992). Plusieurs de ces plutons ont été datés et leur âge en relation avec ceux du volcanisme et des épisodes de déformation a permis d'établir une classification tectonique (pré-tectonique, syntectonique et post-tectonique). Cette classification a été appliquée également aux plutons non datés à partir de leurs caractéristiques pétrographiques. Les études structurales détaillées des plutons de l'Abitibi sont presque absentes quelle que soit la classe à laquelle ils appartiennent. Dans le cadre de notre étude multidisciplinaire (pétrographie, géochimie, chimie des minéraux, thermométrie, barométrie et pétrologie structurale), nous avons cherché à comprendre le mode de mise en place de ce pluton classé parmi les plutons syntectoniques (Chown *et al.* 1992).

La discrimination des environnements géotectoniques des granitoïdes archéens basée sur leur typologie n'est pas encore très poussée, la plupart des auteurs ayant tendance à utiliser les différentes classifications établies pour les plutons phanérozoïques (Chappell et White 1974; Pearce *et al.* 1984; Maniar et Piccoli 1989). Ces classifications nous donnent une idée sur la source et le cadre tectonique de mise en place des granitoïdes; mais sont-elles

applicables à l'Archéen? Il faut être conscient que les processus de genèse des magmas archéens sont peut-être différents de ceux existants au Phanérozoïque pour les raisons suivantes: 1) le gradient géothermique était plus élevé (Martin 1987); 2) la fusion de la croûte était plus importante dans tous les environnements tectoniques archéens (Pearce *et al.* 1984); 3) le taux de fusion partielle était plus élevé, même dans le manteau; 4) les valeurs en Rb et (Y+Yb) sont plus élevées et ne cadrent pas avec les valeurs des plutons utilisés pour définir les différentes catégories de granitoïdes (Pearce *et al.* 1984). L'étude du pluton de Father nous amènera à comparer ces caractéristiques chimiques avec des plutons plus récents et à voir si les diagrammes de discrimination peuvent être utilisés pour les plutons archéens. La géochimie du pluton permettra de répondre à cette problématique (chapitre III).

Au niveau de la structuration des magmas, la linéation magmatique représente la direction de l'écoulement du magma alors que la foliation magmatique constitue le plan d'écoulement. L'association d'une foliation verticale avec une linéation horizontale représente une géométrie de plus en plus observée dans les plutons archéens et plus récents, bien que leur interprétation reste ambiguë (e.g. Bouchez *et al.* 1990; Vigneresse 1995). Dans la littérature, la mise en place sous forme de feuillets est peu documentée. Hutton (1982) a été l'un des premiers auteurs à avoir proposé une mise en place en feuillets dans une zone de cisaillement. Reavy (1989), quant à lui, suggère que les feuillets se sont mis en place le long des parois des zones de cisaillement de façon syn-magmatique. Dernièrement, dans la Province de Grenville, Corriveau *et al.* (1994) ont proposé ce mode de mise en place pour l'injection de monzonite et de diorite dans des paragneiss. Nous tenterons de répondre à cette problématique par cette étude puisqu'il s'agit précisément de la géométrie observée dans le pluton de Father. En effet, le pluton de Father représente un exemple archéen mis en place dans une zone de failles de décrochement. À la section suivante, nous détaillerons les différents modes de mise en place des plutons.

2. DÉBAT ACTUEL SUR LA MISE EN PLACE DES GRANITOÏDES

2-1. Le diapirisme, le délaminage et l'enfoncement de toit

L'origine et le mode de mise en place des granitoïdes constituent des sujets d'étude qui sont de plus en plus approfondis. Des études de grande envergure ont été réalisées sur les mécanismes de mise en place des plutons (Ramberg 1970 et 1972; Marsh 1982; Bateman 1984; Castro 1987; Pitcher 1987; Mahon *et al.* 1988). Il existe différents mécanismes susceptibles d'expliquer la mise en place des intrusions plutoniques: le diapirisme, le délaminage ("stoping") et l'enfoncement du toit de la chambre magmatique.

Le diapirisme

Plusieurs études théoriques sur le diapirisme sont basées sur des modèles numériques appliqués aux données de terrain. Des discussions portent encore sur le mécanisme du transport du magma felsique à travers la croûte continentale (Ramberg 1970 et 1972; Berner 1972; Stephansson 1974; Marsh 1982; Bateman 1984; Pitcher 1987). Marsh (1982) a fait une revue des principaux mécanismes de mise en place des plutons (diapirisme et délaminage). Grout (1945, dans Marsh 1982) a défini le diapirisme comme étant un phénomène assimilé à une sphère très chaude qui monte à travers une roche hôte visqueuse. Cette approche est basée sur une analogie structurale des plutons granitoïdes avec les diapirs de sel. Castro (1987) décrit le diapirisme comme un phénomène lent et aséismique. La vitesse de montée diapirique est déterminée par l'équation suivante:

$$V=2/3 (\Delta P g d^2) / A \mu \text{ où}$$

ΔP = la différence de densité entre le diapir et la roche hôte;

g = la gravité;

d = la largeur de l'auréole thermique;

μ = la viscosité la plus faible dans l'auréole;

A = le facteur de variation de la viscosité.

D'après cette équation, il est clair que la vitesse de la montée dépend de la viscosité des roches encaissantes près du diapir et de la largeur de la zone ramollie. Le diapirisme peut être un mécanisme efficace de transport du magma et de chaleur au sein de la croûte inférieure. Il s'agit d'un processus énergétique qui nécessite l'existence d'une zone partiellement fondu (molle) ou d'une zone de roches de faible compétence (e.g. marbre, Corriveau et Leblanc 1995). Ceci limite ce phénomène à des zones profondes dans le manteau et dans la croûte profonde, puisque les petites masses platoniques ne peuvent pas fournir la chaleur nécessaire sans qu'elles se refroidissent elles-mêmes (Marsh 1982).

Les caractéristiques les plus souvent citées en faveur d'une montée diapirique sont: une géométrie en dôme, une forme circulaire ou ovale, une foliation concentrique et contemporaine à la mise en place du pluton, une structuration de l'auréole métamorphique concordante avec le contact du pluton, une linéation d'étirement subhorizontale dans la partie supérieure du diapir et une linéation minérale qui présente des spectres radiaux ou tangentiels à l'intrusion, ceci n'étant pas toujours observé (Pitcher 1979; Bateman 1984, England 1990; Paterson et Fowler 1993). Le déplacement vertical des roches encaissantes du diapir est aussi une caractéristique importante. Malgré des développements récents dans la théorie du diapirisme (Cruden 1988 ; Weinberg et Podladchikov 1994), les évidences de terrain pour la montée diapirique et de sa trajectoire à travers la croûte restent encore à identifier; ils sont peu observées (Pitcher 1979; Bateman 1984). Cependant, la possibilité que le diapirisme constitue un mécanisme pour la montée du magma n'est pas à exclure (Miller *et al.* 1988; England 1990; Petford *et al.* 1993).

Le délaminage

Le délaminage est un mécanisme d'intrusion mineur (Castro 1987) qui ne semble efficace qu'à la fin de la montée du magma. Il est décrit comme la fracturation de blocs provenant des roches environnantes sous l'effet thermique du magma et sous l'effet des fluides riches en phases volatiles (Castro 1987; Pitcher 1993; Speer *et al.* 1994). Les blocs s'enfoncent sous l'effet de la gravité dans le magma. L'espace libéré par l'enfoncement de ces blocs permet théoriquement au magma de progresser. Les blocs (taille = 10 m^3) devraient congestionner rapidement les conduits magmatiques et, de cette façon, engendrer l'arrêt ou la diminution de la progression du magma (Marsh 1982).

L'enfoncement du toit de la chambre magmatique

Castro (1987) a revu le phénomène d'enfoncement dans les complexes annulaires (magma de composition mafique), surtout dans les milieux anorogéniques en extension. Une fois la mise en place du magma achevée dans la croûte, les plutons refroidissent et s'enfoncent, créant alors des fractures de forme annulaire. Dans le cas de l'enfoncement, les blocs sont énormes ($> 10 \text{ m}^3$), de forme cylindrique et conique (Pitcher 1993).

Le délaminage et l'enfoncement du toit sont deux mécanismes de mise en place passive avec une déformation cassante des roches environnantes. Ces mécanismes sont typiques des plutons du niveau supérieur de la croûte (e.g. les plutons synvolcaniques des Andes, Pitcher 1978).

2-2. Propagation de fractures et fracturation

Le mécanisme de transport des magmas granitoïdes proposé le plus souvent par le passé était le diapirisme. Par opposition à ce type de mécanisme, les développements

récents suggèrent plutôt un mécanisme de transport des magmas felsiques sous forme de dyke (Lister et Kerr 1991; Clemens et Mawer 1992; Rubin 1993) ou encore une mise en place dans des fractures actives (Petford *et al.* 1993). Selon Clemens et Mawer (1992), les magmas granitoïdes montent dans la croûte par propagation de fractures. Petford *et al.* (1994) ont établi que le magma granitique peut avoir une viscosité de 10^4 à 10^8 (Pa.s) (Carmichael *et al.* 1974; Pitcher 1979, Mc Birney 1984; Petford *et al.* 1993). Ceci a ouvert le chemin pour le développement du mécanisme de la montée du magma sous forme de dyke.

Il apparaît de plus en plus que la mise en place des magmas est contrôlée par des zones de faille (Leake 1978 a) et est liée dans le temps et dans l'espace aux zones de cisaillement (Pitcher et Berger 1972, Hutton 1982; Hutton *et al.* 1988 et 1990; Petford *et al.* 1994). Durant la phase terminale, les magmas peuvent s'introduire dans les zones de faille selon différents mécanismes: une mise en place finale par expansion radiale ("ballooning") (Pitcher et Berger 1972; Brun et Pons 1981; Bateman 1985; Paterson et Fowler 1993; Paterson et Vernon 1995), une mise en place par emboîtement de magmas (Corriveau et Leblanc 1995) ou encore une mise en place le long de fractures (Castro 1986). Des exemples hercyniens ont montré l'association de quelques intrusions avec des zones de failles majeures. La mise en place se fait à l'intérieur de zones de dilatation avec élargissement des fissures par injection de magma dans des zones d'ouverture appelées "pull-apart" (Guineberteau *et al.* 1987). Pour établir le mode de mise en place du batholite de Tobacco et de Boulder (Montana, États-Unis), Schmidt *et al.* (1990) se sont basés sur la forme et les relations spatiales et temporelles du pluton avec les zones de failles. Pour conclure à une mise en place dans un "pull-apart", la forme rhomboédrique, un plancher plat et une marge cisaillée constituent des caractéristiques nécessaires. La structure rhomboédrique d'un "pull-apart" peut être parallèle à la foliation dans la zone de cisaillement, mais elle peut être formée aussi de façon oblique aux failles pendant la compression (Schmidt *et al.* 1990). Une mise en

place sous forme de feuillets (Reavy 1989) est aussi possible pour des plutons granitoïdes. Tikoff et Teyssier (1992) proposent une mise en place dans des fentes d'extension associées à un système de failles de décrochement. Pour ces auteurs, il existe trois possibilités pour créer une zone tectonique de mise en place dans un environnement de décrochement: les fentes d'extension (T), un réseau de failles qui s'élargit ("dilational jog") et une mise en place dans des fractures de cisaillement de type P (système de Riedel). Cette troisième possibilité et la mise en place dans un "pull-apart" sont particulièrement intéressantes puisqu'elles ressemblent au modèle proposé pour le pluton de Father.

3. ÉTAT DES CONNAISSANCES DES GRANITOÏDES DE L'ABITIBI.

Comparativement aux roches volcaniques encaissantes, les plutons de la Sous-province de l'Abitibi n'ont pas été étudiés beaucoup. La documentation sur la mise en place des granitoïdes de l'Abitibi est donc peu abondante (Moukhsil 1991; Chown et Moukhsil 1993; Cruden et Launeau 1994). Les classifications géochimiques et tectoniques sont les plus utilisées (Rive *et al.* 1990; Feng et Kerrich 1992; Bédard 1992; Chown *et al.* 1992).

Les observations géologiques de surface nous renseignent sur la structure, la nature et l'évolution du magma, mais elles ne permettent pas de définir avec certitude la forme du pluton en trois dimensions. La géologie structurale permet de préciser la relation entre la déformation régionale et le mécanisme de mise en place du pluton. Selon Vigneresse (1995), la forme des plutons dépend de la nature géochimique et du contexte tectonique environnant. Les plutons se mettent en place dans tous les types de champ de déformation et ce sont les conditions régionales qui déterminent la géométrie des massifs plutoniques. Dans la zone volcanique nord de l'Abitibi, la classification tectonique appliquée pour les plutons est basée sur leurs âges, la forme de ces derniers n'étant pas bien établie. Une nomenclature pré-, syn- et post-tectonique telle qu'utilisée par Chown *et al.* (1992) et basée

sur les règles d'usage établies par Paterson *et al.* (1989) est communément utilisée en Abitibi. Les plutons syntectoniques se mettent donc en place pendant la déformation régionale (Paterson *et al.* 1989). Chown *et al.* (1992) ont défini quatre types d'intrusions dans la zone volcanique nord de l'Abitibi en se basant sur les âges disponibles. Les intrusions préTECTONIQUES ou synvolcaniques sont polyphasées et d'âges autour de 2718 Ma (Mortensen 1993a) et 2721 Ma (Davis *et al.* 1995). Leur composition varie de dioritique à tonalitique (première phase) et leucotonalitique (dernière phase). Ces intrusions montrent un âge similaire aux roches volcaniques auxquelles elles sont associées. Les orthogneiss tonalitiques à grains grossiers bien structurés avec un rubanement mal développé ont un âge d'environ 2713-2711 Ma (gneiss tonalitique du massif de L'Apparent, Mortensen 1993b). Les intrusions syntectoniques sont généralement de forme allongée, tabulaire et elliptique et leur âge se situe entre 2700 et 2695 Ma. Les intrusions post-tectoniques sont généralement polyphasées et forment un petit groupe d'intrusions reliées à la phase finale de la déformation (tardi-archéenne). Ces intrusions se composent de suites granodioritiques et syénitiques / carbonatitiques.

Dans la zone volcanique nord, trois suites pétrographiques sont reconnues pour les intrusions dites syntectoniques: monzodioritique, tonalitique et granodioritique (Chown *et al.* 1992). Le pluton de Father (ci-étudié) est classé dans ce type d'intrusion.

À partir des critères géologiques et pétrographiques, Rive *et al.* (1990) ont pu regrouper les intrusions plutoniques de l'Abitibi et du Pontiac en huit suites majeures et trois suites mineures, qui se divisent en deux suites tholéitiques et calco-alcalines (tableau 1.1). Feng et Kerrich (1992) ont établi une classification chimique des intrusions plutoniques de la zone volcanique sud de l'Abitibi. Ils ont subdivisé les granitoïdes en quatre séries (tableau

Suites	Type d'intrusion
A	Gneiss prétextonique subparallèle à la foliation régionale. Enclaves rares.
B	Complexe lité prétextonique. Métamorphisé au faciès des schistes verts.
C	Intrusion subvolcanique syntectonique allongée et parallèle à la suite D.
D	Batholite et pluton syn- à tarditextonique (diorite Qtz, tonalite et granodiorite).
E	Batholite et pluton avec une zone centrale granodioritique à hornblende et biotite.
F	Batholite et pluton syn- à tarditextonique (monzodiorite à granite).
G	Pluton syn- à tarditextonique avec beaucoup de pyroxène.
H	Batholite et pluton syn- à tarditextonique (granodiorite à deux micas).
I	Dyke, sill et stockwerks post-tectonique (syénite porphyrique).
J	Pluton subcirculaire (granodiorite à hornblende et biotite).
K	Pluton subcirculaire ou elliptique (pyroxénite et syénite).

Tableau 1.1: Classification géochimique des granitoïdes de l'Abitibi et du Pontiac. Suites plutoniques majeures de A à H et mineures de I à K (regroupées à partir des critères géologiques et pétrologiques). Résumé de Rive *et al.* (1990).

Type tectonique	Série tectonique	Âge (Ma)	Exemple de platon	Pression de mise en place (MPa)	Minéral principal	
Abitibi (SVZ)						
Synvolcanique	Tonalite-trondhjemite-granodiorite	TTG	2 700	Lac Flavrien Bourlamaque	100	Édénite(Fe)-actinolite feldspath K en trace.
Syntectonique	Tonalite-granodiorite granite-monzonite à quartz	TGGM	2 690-2 685	Lac Round Lac Abitibi	500 (tonalite) 200 (monzonite) 300	Édénite-édénite riche en Fe,épidote,titanite, biotite riche en Mg.
Post- à tard-tectonique	Syénite-monzonite-granite	SMG	2 681-2 676	Watabeag Garrison stock	100	Édénite, titanite biotite riche en Mg.
Post-tectonique	Syénite à feldspath alcalin- SS syénite à quartz		2 680-2 675	Mattachewan Otto stock	100	Biotite (Mg), Cpx, népheline, feldspath K.

Tableau 1.2: Caractéristiques générales des granitoïdes de la zone volcanique sud de l'Abitibi (SVZ).
Résumé de Feng et Kerrich (1992).

1.2): la série synvolcanique tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), la série tonalite-granodiorite-granite et monzonite à quartz (TGGM), la série syénite à quartz-monzonite à quartz-granite (SMG) et la série syénite à feldspath alcalin-syénite à quartz et à feldspath alcalin (SS).

Parmi les premiers modèles évolutifs proposés pour la Sous-province de l'Abitibi, on retrouve celui de Dimroth *et al.* (1983a et 1983b). Les études de ces auteurs sont toutefois restreintes à la partie sud et impliquent la présence de plusieurs failles majeures. Les études récentes proposent que cette ceinture est affectée par un ensemble de failles ou zones de cisaillement (Ludden et Hubert 1986, Ludden *et al.* 1986, Hubert et Marquis 1986, Chown *et al.* 1992). Ces failles ont probablement joué un rôle important dans l'évolution géodynamique de l'Abitibi (Ludden *et al.* 1986; Daigneault et Archambault 1990). La direction ainsi que les caractéristiques des failles situées dans la région ci-étudiée sont résumées au tableau 1.3. En Abitibi, quelques failles ont reçu une attention particulière. Ce sont des failles ou zones de cisaillement associées aux gisements d'or, comme la faille de Cadillac (Robert 1989; Gauthier *et al.* 1990).

4. PROBLÉMATIQUE SPÉCIFIQUE

Pour une reconstitution de la mise en place d'une masse de granitoïde, l'examen des fabriques et microfabriques est nécessaire. Lorsque les microfabriques à l'état magmatique ainsi que la forme et l'orientation des grains sont préservées, leur alignement indique la direction de l'écoulement magmatique. À partir de l'étude microscopique des textures (Nicolas 1992), il est possible de définir s'il y a une orientation préférentielle des mégacristaux et des cristaux dans la matrice (cas d'un faciès porphyrique). Dans le cas d'une mise en place contrôlée par un régime en cisaillement, il est important de voir le

Faille E-W		Longueur	Linéations (étirement et minérale)	Mouvement proposé et références
	Opawica	100 km	Subverticale localement subhorizontale	Vertical +mouvement latéral tardif, Brisson et Guha,1989. Vertical suivi de latéral dextre, Midra <i>et al.</i> 1990.
	Doda	100-150 km	Subverticale (primaire) Subhorizontale (secondaire) Subhorizontale	Horizontal, Lauzière et Chown 1988 Horizontal senestre, Daigneault 1988 Horizontal dextre, Goghrod 1994 et nos travaux.
	Urban	100 km	Subverticale	Nos travaux
Faille NE	Gwillim	150 km	Oblique vers le SW (Chapais)	Composante horizontale senestre, Gobeil et Racicot 1983; Dimroth <i>et al.</i> 1984; Daigneault et Allard 1984.
	Lamarck	200 km	_____	Composante horizontale senestre (5 km), Charbonneau <i>et al.</i> 1983.
Faille SE	Cameron	80 Km	Subhorizontale	Horizontal dextre Daigneault et Archambault 1990. Proulx 1989.

Tableau 1.3: Caractéristiques des failles qui entourent la zone étudiée. Modifié de Daigneault et Archambault 1990.

comportement individuel des différents minéraux ainsi que le comportement global de l'ensemble des cristaux formant la roche. Cela sera fait afin de documenter les différents types d'orientations préférentielles prévisibles, celle des phénocristaux qui pourrait correspondre au plan S (foliation) et celle des cristaux dans la matrice qui pourrait représenter le plan C (Nicolas 1992). Dans ce cas, les structures observées dans le platon sont acquises au moment de la mise en place et de la cristallisation du magma. Après la cristallisation, le cisaillement peut se poursuivre, mais dans ce cas, la matrice subira une recristallisation et les phénocristaux seront déformés, cassés et tordus. Ce problème a déjà été soulevé ailleurs par simulation sur ordinateur lors de l'étude du comportement des minéraux dans une matrice visqueuse (Reed et Tryggvason 1974). Cette problématique spécifique constituera l'objet du chapitre VI, pour permettre d'étudier le développement de l'orientation préférentielle des cristaux et de la matrice en relation avec des failles externes ou internes au platon de Father ci-étudié.

Selon le modèle de March (1932), l'écoulement d'un matériel contenant des particules rigides de forme allongée ou aplatie entraîne leur rotation vers le plan d'aplatissement (XY) et/ou la direction d'écoulement maximale (X) de la déformation. Ce modèle, bien que théorique, est un point de départ pour la compréhension du comportement des minéraux dans une matrice visqueuse soumise à une déformation. Avec l'écoulement, les cristaux (phénocristaux) s'alignent et créent alors une foliation et/ou une linéation (Blumenfeld 1983). Au cours de leur rotation, les cristaux vont s'empiler et former ce qu'on appelle le tuilage. Le tuilage a une signification cinématique qui dépendra probablement du régime tectonique régional lors de la mise en place du magma. Les résultats de ces auteurs vont être appliqués dans cette étude afin de définir le type de mouvement impliqué lors de la mise en place des faciès montrant ce type de structure dans le platon de Father.

5. LOCALISATION DES TRAVAUX ET TRAVAUX ANTÉRIEURS

La région sous étude est localisée à 70 kilomètres au nord-est de Lebel-sur-Quévillon et à 100 kilomètres au sud de Chapais (figure 1.1). Le pluton de Father, qui constitue l'objet de cette étude, a une forme allongée et occupe une superficie d'environ 1000 km² (figure 1.2). Il est bordé au nord par le pluton de Lichen et au sud, on retrouve un ensemble de roches volcano-sédimentaires d'âge archéen (Midra *et al.* 1994, Mueller *et al.* 1989). À l'est et au sud du pluton, on retrouve une tonalite gneissique (pluton d'Hébert). Le pluton d'Aigle est à l'est et le pluton de Mountain constitue l'extrême ouest (figures 1.2 et 1.3). En général, les affleurements visités sont espacés et offrent une couverture représentative du pluton (figure 1.2 B).

L'accès à la région se fait à partir de la route nationale 113 en empruntant au nord la route forestière L 204 (à 15 km au sud de Chapais) et au sud, vers la ville de Lebel-sur-Quévillon, la route forestière 101, puis la 104 (figure 1.1).

L'étude du pluton de Father représente un travail considérable étant donné la quasi absence d'études antérieures. En effet, pour compléter la structure des zones non accessibles, les travaux de Fairbairn (1946), de Remick (1958) et de Midra *et al.* (1994) sont inclus dans cette étude (figure 1.2).

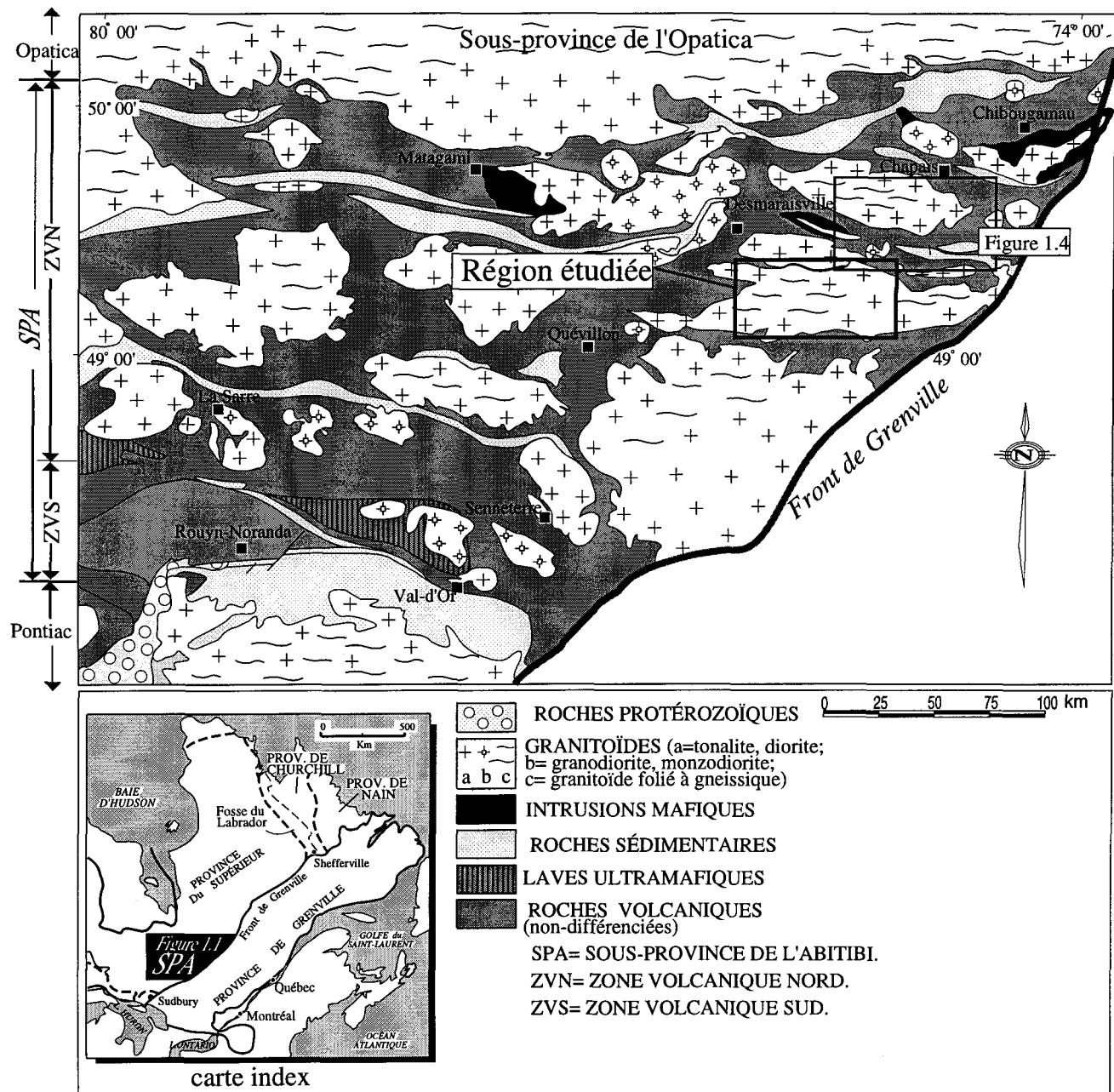


Figure 1.1: Carte géologique de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi montrant la région étudiée (modifiée de Daigneault et Archambault 1990).

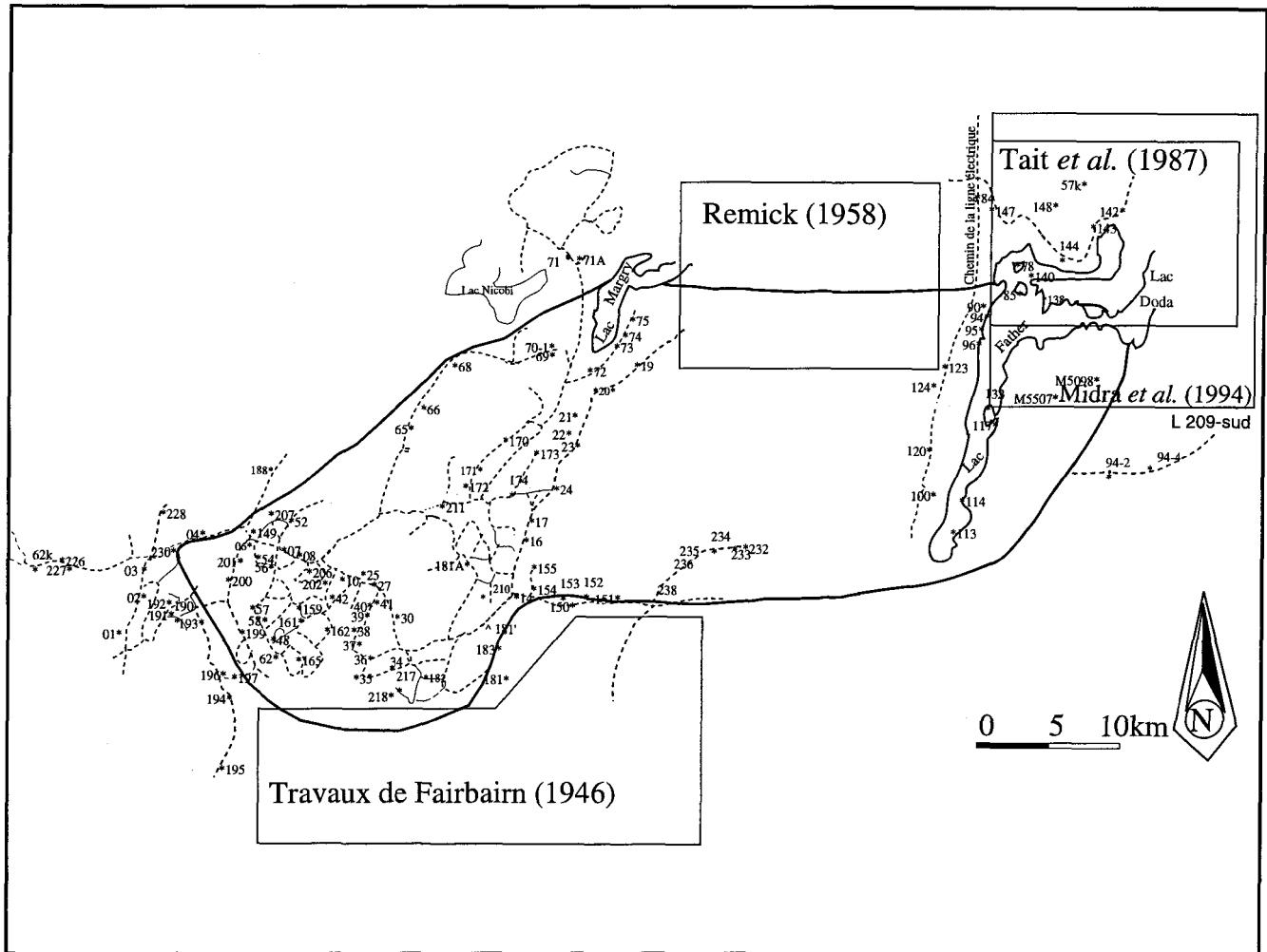


Figure 1.2: Carte de la localisation des affleurements visités dans la région étudiée montrant également les parties qui ont fait l'objet de travaux antérieurs, M= échantillons provenant de Midra *et al.* (1994).

6. OBJECTIFS

L'objectif global de ce projet de recherche est d'établir un modèle de mise en place du platon de Father. Cette étude s'attarde également au mode de différenciation des différentes phases du platon. Plus spécifiquement, les objectifs sont de:

- déterminer la chronologie relative de la mise en place des différents faciès du platon;
- documenter le développement des fabriques (mégascopiques et microscopiques) et expliquer leur origine (magmatique, submagmatique et/ou à l'état solide);
- définir la relation entre les failles (Doda et Hébert) et le platon de Father;
- mettre en évidence l'influence de l'environnement géologique régional sur le platon de Father;
- caractériser la chimie des différentes phases du platon. Ce dernier objectif nous amène à réaliser d'autres sous-objectifs:
 - classifier chimiquement les différentes phases du platon;
 - déterminer le mode de différenciation du magma;
 - déterminer le contexte paléotectonique du magma.

7. MÉTHODOLOGIE

7-1. INTRODUCTION

Pour la réalisation d'une oeuvre ou d'une thèse, deux méthodologies peuvent être suivies: la méthode dite classique ("traditional view") et celle dite moderne ("Popper's view") (Popper 1968). La première tendance consiste à décrire toutes les observations de terrain et à caractériser les différents éléments faisant l'objet de l'étude afin d'arriver à un modèle permettant d'expliquer les différentes observations. La deuxième tendance est basée surtout sur l'énoncé d'un ensemble d'hypothèses générales qui seront par la suite testées et appliquées aux différentes données de l'étude de manière à les confronter entre elles. En somme, dans la deuxième tendance, on a déjà un aperçu du modèle appliqué. Aucune des deux tendances n'est meilleure que l'autre, il s'agit uniquement d'un choix de l'auteur. Dans notre cas, la région étudiée fait partie d'une zone de l'Abitibi encore vierge. Les travaux antérieurs sont très rudimentaires et le platon de Father n'a jamais vraiment été délimité. Pour ces raisons, notre approche scientifique de rédaction s'est surtout inspirée de la méthode classique qui consiste en la description et la caractérisation de tous les éléments dans des chapitres appropriés pour ensuite arriver au chapitre du modèle appliqué. Cette section sur la méthodologie renseigne sur les différentes méthodes qui seront utilisées dans le cadre de cette étude.

7-2. CARTOGRAPHIE SUR LE TERRAIN

Des travaux de cartographie détaillée (selon l'accès) à l'échelle 1:20 000 ont été réalisés sur deux grandes coupes à travers le platon. Il s'agit de la moitié ouest, avec une coupe E-O, N-S et la zone autour du lac Father, avec une coupe N-S. Le but principal de cette

cartographie est de reconnaître les différents faciès du pluton. Certains affleurements ont été étudiés en détail (orientation minérale, relation entre les phases, etc.).

7-3. STRUCTURE

L'étude structurale constitue la partie la plus importante de cette thèse et permet d'établir le modèle de mise en place du pluton et d'interpréter la relation faille / pluton.

Les structures observées dans les plutons peuvent être déterminées sur le terrain. Dans certains cas, il est difficile de prendre les mesures des fabriques (linéation), surtout dans les faciès à grains fins. Les mesures de terrain sont donc complétées par des mesures sur des échantillons orientés et sur des lames minces orientées dans des sections parallèles et/ou perpendiculaires à la linéation et à la foliation.

7-4. PÉTROGRAPHIE

L'étude pétrographique est importante pour la détermination des différents faciès composant le pluton de Father. À cet effet, l'analyse microscopique complète les données de terrain et la minéralogie détaillée permet d'expliquer quelques problèmes géochimiques et structuraux.

Les travaux de pétrographie comprennent une description des microstructures et des textures minéralogiques. Ces travaux s'appuient principalement sur l'étude des lames minces orientées pour établir les orientations et les alignements des minéraux. Il s'agit de faire ressortir la coexistence (soupçonnée sur le terrain pour quelques affleurements) d'un alignement de biotite et de l'amphibole d'une part, et d'un alignement des phénocristaux de feldspath potassique d'autre part. Pour cela, différentes coupes sont réalisées et étudiées. L'analyse modale est réalisée sur plusieurs lames minces représentant les différents faciès du

pluton; seules les plaques de roches ont été colorées par la cobaltinitrite et le rouge d'amarante.

7-5. ORIGINE DU MAGMA ET GÉOCHIMIE DES MINÉRAUX

La chimie des minéraux est un outil très important pour définir l'origine et la classification du magma. Les minéraux utilisés sont présentés ci-après.

Biotite - La variation des nombres Mg et Al dans la formule structurale de la biotite des granitoïdes fait que ces derniers se répartissent dans des populations distinctes (Nachit *et al.* 1985). Par projection dans les diagrammes définis par Gokhale (1968) et Heinrich (1946), on caractérisera la chimie des biotites du pluton de Father et on obtiendra des renseignements sur leur origine.

Plagioclase - La variation de la composition chimique du plagioclase au sein du pluton est importante à déterminer et nous aidera à définir, en considérant d'autres minéraux (hornblende, biotite et feldspath potassique), la direction de différenciation du pluton (Bateman et Chappell 1979).

Hornblende - Il est important de définir l'origine de la hornblende (Bishop et French 1982) dans le pluton et d'établir une classification chimique de ce minéral (Leake 1978 b).

Minéraux accessoires - Les minéraux accessoires tels que l'apatite, le zircon, la monazite et l'allanite sont très utiles pour la compréhension de l'histoire de l'évolution du magma lors de l'interprétation des spectres de terres-rares. La magnétite et l'ilménite sont des bons indicateurs de l'état d'oxydation du magma. Le meilleur exemple est donné par les études minéralogiques des granitoïdes du Japon par Ishihara (1977) et Takahashi *et al.*

(1980). Ces auteurs subdivisent les granitoïdes en deux types: type à magnétite et type à ilménite selon l'état oxydé ou réduit du magma.

7-6. GÉOCHIMIE DES OXYDES MAJEURS, DES ÉLÉMENTS-TRACES ET DES ÉLÉMENTS DE TERRES-RARES

L'étude des oxydes majeurs et quelques éléments-traces va compléter et aider à comprendre le lien existant entre les différentes phases du pluton. La géochimie va nous permettre également de définir la nature et le type de magma de chaque phase du pluton de Father et le contexte tectonique de leur mise en place. Par l'étude des différents éléments chimiques, comme les terres-rares, on définira les processus qui contrôlent l'évolution chimique des différentes phases. En effet, nous allons définir s'il s'agit de la cristallisation fractionnée (McKenzie et Clarke 1975), d'une assimilation des roches encaissantes (Clarke et Halliday 1980) ou d'un processus géochimique différent des deux premiers. Les diagrammes multi-éléments ("spidergrams", Thompson *et al.* 1983) seront utilisés pour la comparaison des données du pluton de Father avec d'autres plutons archéens d'une part, et pour définir le type et les caractéristiques du magma d'autre part.

8. CADRE GÉOLOGIQUE

8-1. INTRODUCTION

Cette section a pour but de décrire la géologie régionale du secteur d'étude, de définir la relation entre la ceinture de roches vertes de l'Abitibi et les autres ceintures avoisinantes et de décrire le cadre structural, particulièrement au niveau des différentes failles localisées dans la région étudiée.

8-2. GÉOLOGIE LOCALE

La région étudiée fait partie de la Province structurale du Supérieur (Goodwin et Ridler 1970), plus spécifiquement elle fait partie de la zone volcanique nord de la Sous-province de l'Abitibi (Daigneault et Archambault 1990; Chown *et al.* 1992, figure 1.1).

Toutes les roches de la région, sauf les dykes de diabase et de gabbro protérozoïques, sont d'âge archéen. Les roches volcanosédimentaires montrent une schistosité régionale généralement EO à ESE; elles sont subdivisées en deux cycles volcaniques, mafiques et felsiques. L'empilement stratigraphique est composé principalement des roches volcanosédimentaires (Formations d'Obatogamau et de Caopatina) et de roches intrusives (Sharma *et al.* 1987; Mueller *et al.* 1989). La Formation d'Obatogamau (2759 Ma, Mortensen 1993a) se compose de basaltes aphyriques et porphyriques à gloméroporphyriques en plagioclase, accompagnés de filons-couches gabbroïques co-magmatiques (Midra 1989). La Formation de Caopatina, qui surmonte la Formation d'Obatogamau, comprend, par ordre d'importance, des grès feldspathiques, des siltstones-mudstones-argilites, des grauwackes et des conglomérats (Midra *et al.* 1994).

Sur le plan régional au NNE du pluton de Father, la bande volcanosédimentaire est subdivisée en deux grandes zones métamorphiques. Une partie se caractérise par un métamorphisme au faciès des schistes verts (Tait *et al.* 1987; Midra *et al.* 1994), tandis que dans la partie le long de la faille de Doda, le métamorphisme est au faciès des amphibolites à epidote. Autour du pluton, l'auréole de contact n'a été que peu observée. À quelques endroits, au NO du pluton, le métamorphisme peut atteindre le faciès amphibolite riche en epidote. Ce métamorphisme se manifeste également par la présence de hornblende.

Plusieurs intrusions ont été reconnues dans la région. Ces intrusions ont été classées pré-à post-tectoniques (d'après leur âge; figure 1.3) et recoupent l'empilement volcano-sédimentaire.

Intrusions synvolcaniques (2728 -2711 Ma, Chown *et al.* 1992)

Dans cette classe, on reconnaît, au nord, le complexe de la rivière Opawica qui constitue une intrusion mafique, le pluton d'Opawica (Midra 1989), le pluton tonalitique de Lichen, la tonalite gneissique (pluton d'Hébert) à l'est et le pluton de Mountain à l'ouest (Midra *et al.* 1994; figures 1.2A et 1.3).

Intrusions syntectoniques (2703 -2690 Ma, Chown *et al.* 1992)

Dans cette classe on retrouve, au nord, le pluton de la Tour et, plus à l'est, le pluton d'Aigle (figure 1.3).

Intrusions post-tectoniques

Les plutons de Horsefly et de Pougnet, localisés à l'est du pluton d'Aigle font partie de cette classe de pluton (Midra *et al.* 1994, figures 1.3 et 1.4).

La composition de ces intrusions varie de tonalite, granodiorite à monzodiorite d'un pluton à l'autre (figure 1.4).

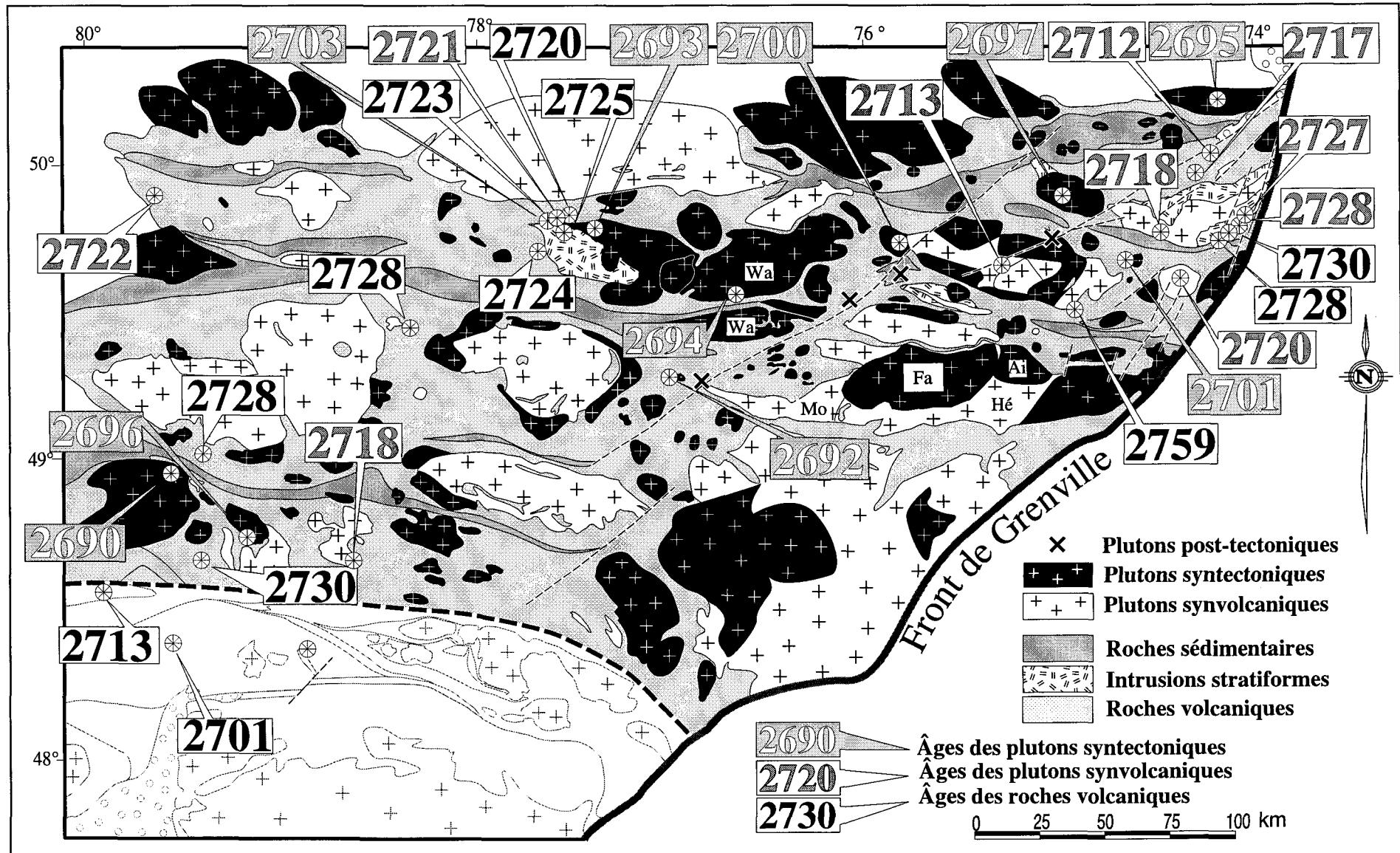


Figure 1.3: Carte des âges des différents granitoïdes de l'Abitibi (modifiée de Chown *et al.* 1992). Plutons de Fa= Father, Mo= Mountain, Wa= Waswanipi et Ai= Aigle.

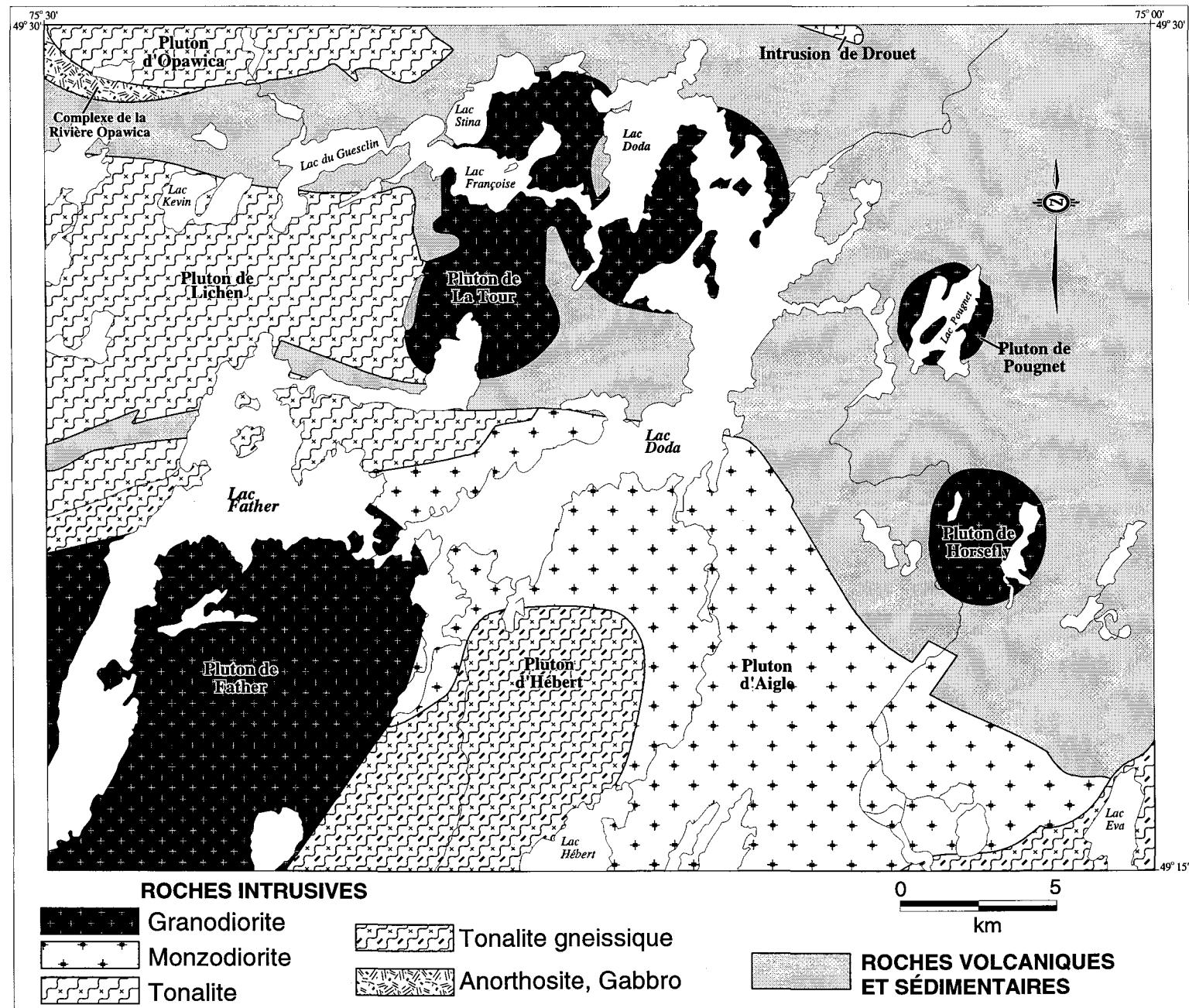


Figure 1.4: Carte de l'ensemble des intrusions se trouvant autour de la région sous étude (Midra *et al.* 1994).

8-3. RELATION ENTRE LA CEINTURE DE ROCHES VERTES ET LES CEINTURES AVOISINANTES.

La ceinture archéenne de roches vertes dans la Sous-province de l'Abitibi est bordée au nord et au nord-ouest par des gneiss de la Sous-province de l'Opatica et au sud par des roches métasédimentaires de la Sous-province de Pontiac (figure 1.1). La relation entre ces différentes sous-provinces n'est pas très claire. Récemment, plusieurs auteurs se sont penchés sur l'étude de ces relations (Benn *et al.* 1992; Sawyer et Benn 1993; Lacroix et Sawyer 1995; Davis *et al.* 1995). Ces auteurs suggèrent que les roches plutoniques de la Sous-province de l'Opatica se retrouvent en dessous de la zone volcanique nord de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi et forment alors la croûte médiane. Sawyer et Benn (1995) soutiennent que les roches de la ceinture de la partie nord de l'Abitibi se sont mises en place par-dessus celles de la ceinture de l'Opatica et que le niveau d'érosion n'est pas le même pour les deux ceintures, ou que toutes ces roches représentent simplement la partie inférieure de la ceinture de l'Abitibi. La différence entre les deux ceintures est que la ceinture de l'Opatica contient des roches plus anciennes que les roches de la zone volcanique nord de la ceinture de l'Abitibi (Davis *et al.* 1995). D'après la même source, la ceinture de l'Opatica représente uniquement la partie la plus profonde des séquences magmatiques de la zone volcanique nord de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi.

9. GÉOLOGIE STRUCTURALE

Dans la Sous-province de l'Abitibi, plusieurs failles et zones de cisaillement sont reconnues (Dimroth *et al.* 1982; 1983a et 1983b; Hubert *et al.* 1984; Ludden et Hubert 1986 Ludden *et al.* 1986; Marquis 1989). Ces failles se distribuent selon deux directions principales. La première famille est de direction E-O et la deuxième est de direction NO-

SE. Une troisième, de direction NE-SO, est interprétée comme étant liée à une activité tardive (Daigneault et Archambault 1990). Plusieurs auteurs proposent que le système E-O est antérieur au système NO alors que le système NE est plutôt tardif (Ludden et Hubert 1986; Ludden *et al.* 1986; Daigneault et Archambault 1990, Chown *et al.* 1992; Midra *et al.* 1994). Dans la zone étudiée, trois systèmes de failles et de zones de cisaillement affectent les roches (Daigneault et Archambault 1990, figure 1.5). Trois failles appartiennent au système E-O: la faille d'Opawica, la faille de Doda et la faille d'Urban (figure 1.6; tableau 1.3). C'est le raccourcissement N-S subi par l'Abitibi (Chown *et al.* 1992) qui a favorisé la formation de ces failles de direction E-O. La zone de cisaillement de Doda est particulièrement intéressante en raison de son lien direct avec le pluton de Father. Le système NE est composé des failles d'orientation NE et NNE. Elles sont tardives par rapport au système E-O (Midra *et al.* 1994). Dans le secteur d'étude, les deux failles suivantes font partie de ce système: la faille de Lamarck et la faille de Gwillim (figure 1.5; tableau 1.3). Quant au système SE, il est représenté à l'ouest de la région à l'étude par la faille de Cameron (figure 1.5; tableau 1.3). Le terme de faille utilisé ici est équivalent au terme de zone de cisaillement, c'est-à-dire une zone plus longue que large, délimitée par deux bordures subparallèles, à l'intérieur de laquelle est localisée une forte déformation ductile (Ramsay et Huber 1987).

9-1. FAILLE DE DODA

La faille de Doda représente une zone de faille importante (Tait *et al.* 1987) de 100 à 150 kilomètres de long. Elle passe au nord du pluton de Father (figures 1.4 et 1.5). Cette faille, de direction E-O et de pendage subvertical, est caractérisée par des linéations (étirement et minérale, tableau 1.3) en composante à la fois pendage et directionnelle (Lauzière et Chown 1988). Ces deux linéations sont superposées l'une à l'autre et

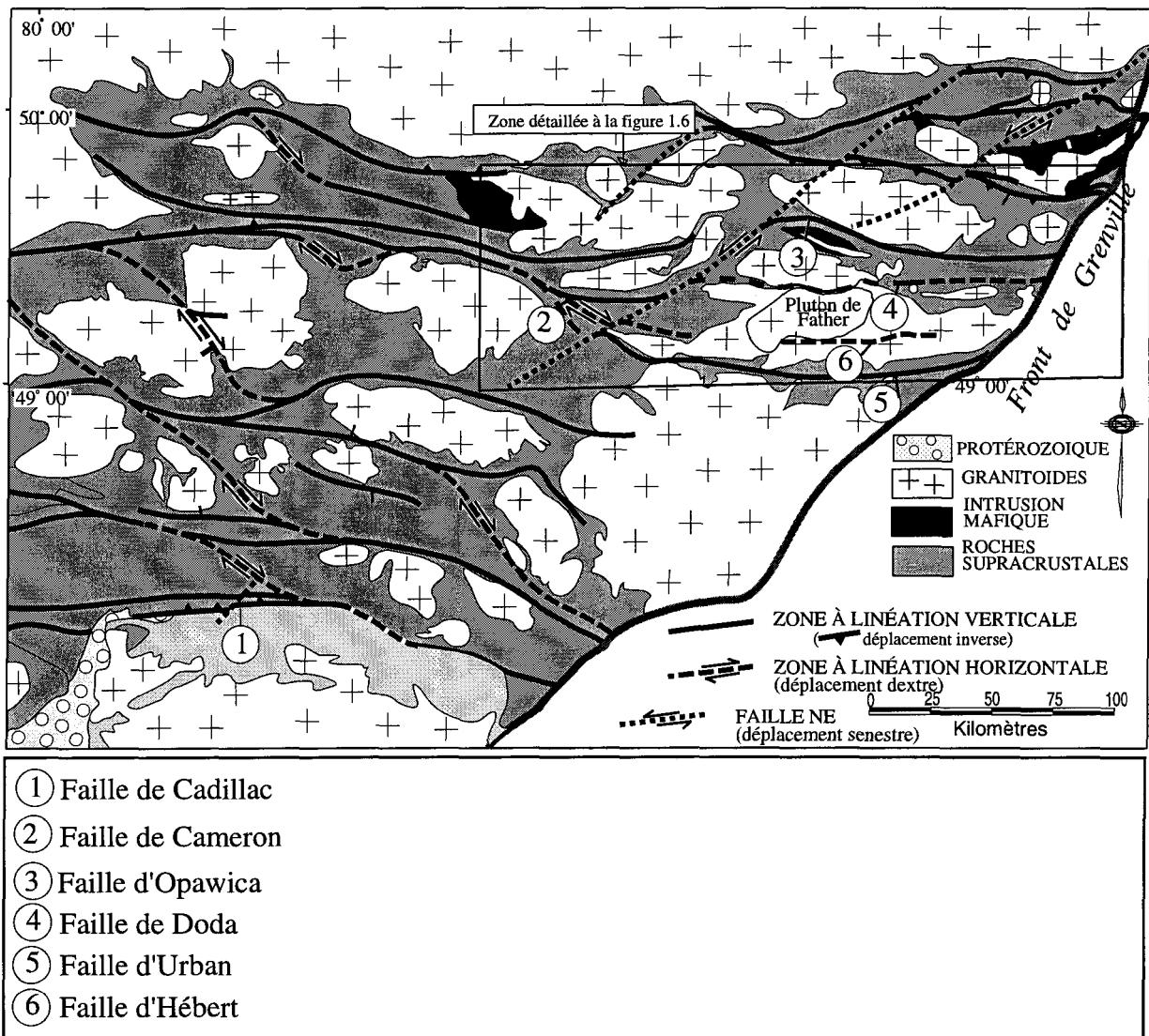


Figure 1.5: Carte des zones de cisaillement de l'Abitibi (modifiée de Daigneault et Archambault 1990).

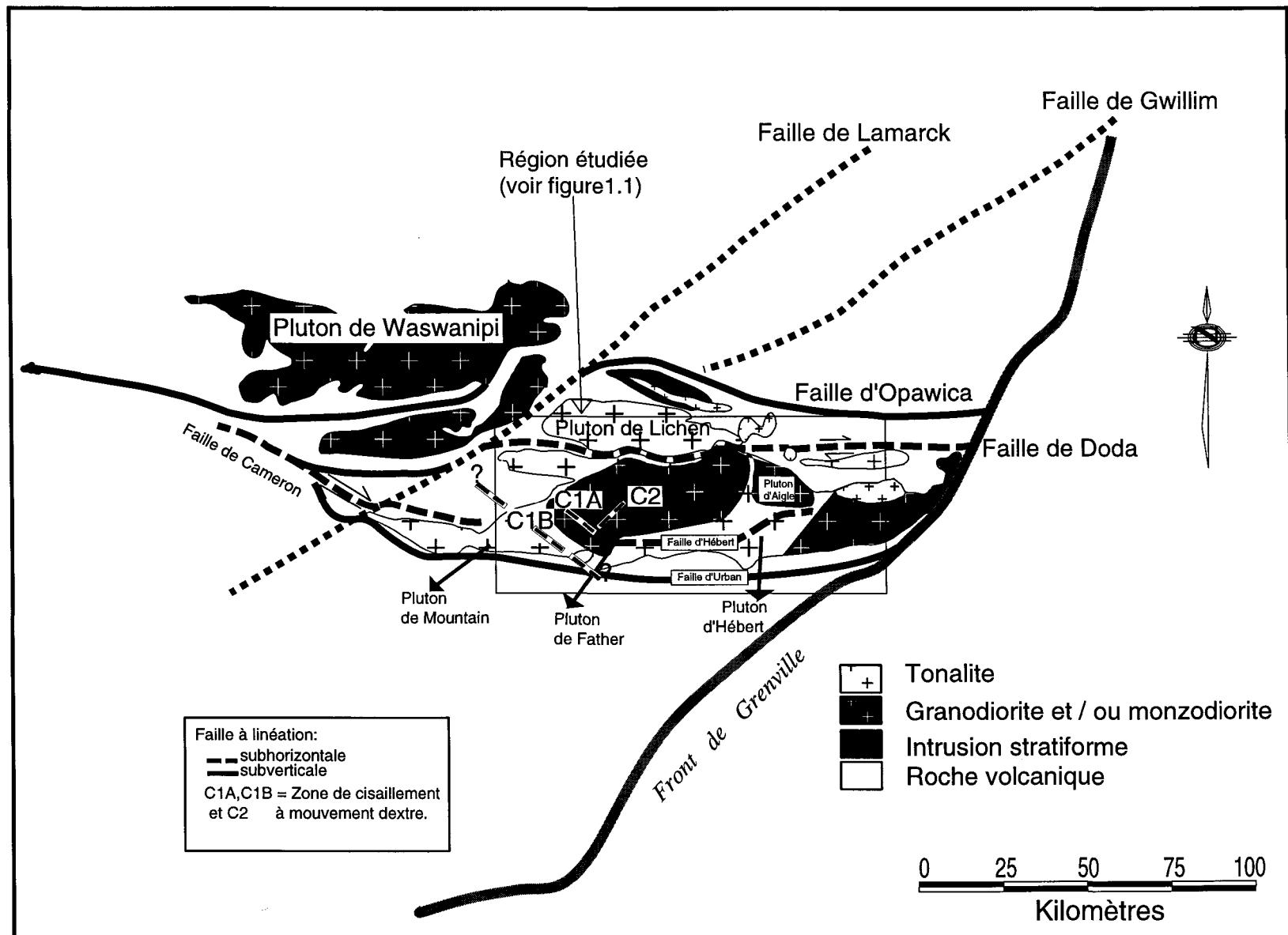


Figure 1.6: Carte montrant le détail des failles dans la région étudiée. Modifiée de Daigneault et Archambault (1990).

l'événement tardif est subhorizontal. Cette faille se poursuit jusqu'à la rivière de l'Aigle à l'est du pluton d'Aigle (Déland 1956), où elle est encaissée par des basaltes et des sédiments (Midra *et al.* 1994). Dans cette région, il y a un fort développement de la schistosité, à l'intérieur de la zone de faille, qui se caractérise par l'aplatissement des fragments dans les conglomérats et des phénocristaux de plagioclase dans les basaltes (Midra *et al.* 1994). La figure 1.7 résume les structures cartographiées par les différents auteurs pour ce qui concerne la faille de Doda. D'après Midra *et al.* (1994), les linéations d'étirement et minérales sont subverticales dans la partie NE entre les plutons du nord (Lichen et La Tour) et le pluton au NNE (Aigle) et, généralement, ces linéations sont modérées à subhorizontales au nord du pluton de Father (figure 1.7B). Les linéations subhorizontales sont présentées par l'allongement des minéraux tel que le plagioclase. Selon ces mêmes auteurs, la faille a été active tard dans l'histoire de la déformation régionale, étant donné sa liaison structurale avec le pluton de La Tour considéré syn- à tarditектonique (figure 1.4).

Les travaux de Goghrod (1994) sur la faille de Doda, au NE du pluton de Father, montrent la prédominance des structures linéaires à plongée subhorizontale et, localement, de plongée modérée vers l'est ($<45^\circ$) (figure 1.7C). Ces linéations subhorizontales sont liées au dernier mouvement de la faille de Doda (tableau 1.3). Selon la même source, la faille est caractérisée par une phase de déformation non-coaxiale dans un régime fragile-ductile. Nos travaux de terrain relatifs à cette faille ont permis d'observer, au nord du lac Father ainsi qu'au nord du lac Margry, des linéations subhorizontales avec un plongement généralement vers l'est ne dépassant pas 20° (figure 1.8 D).

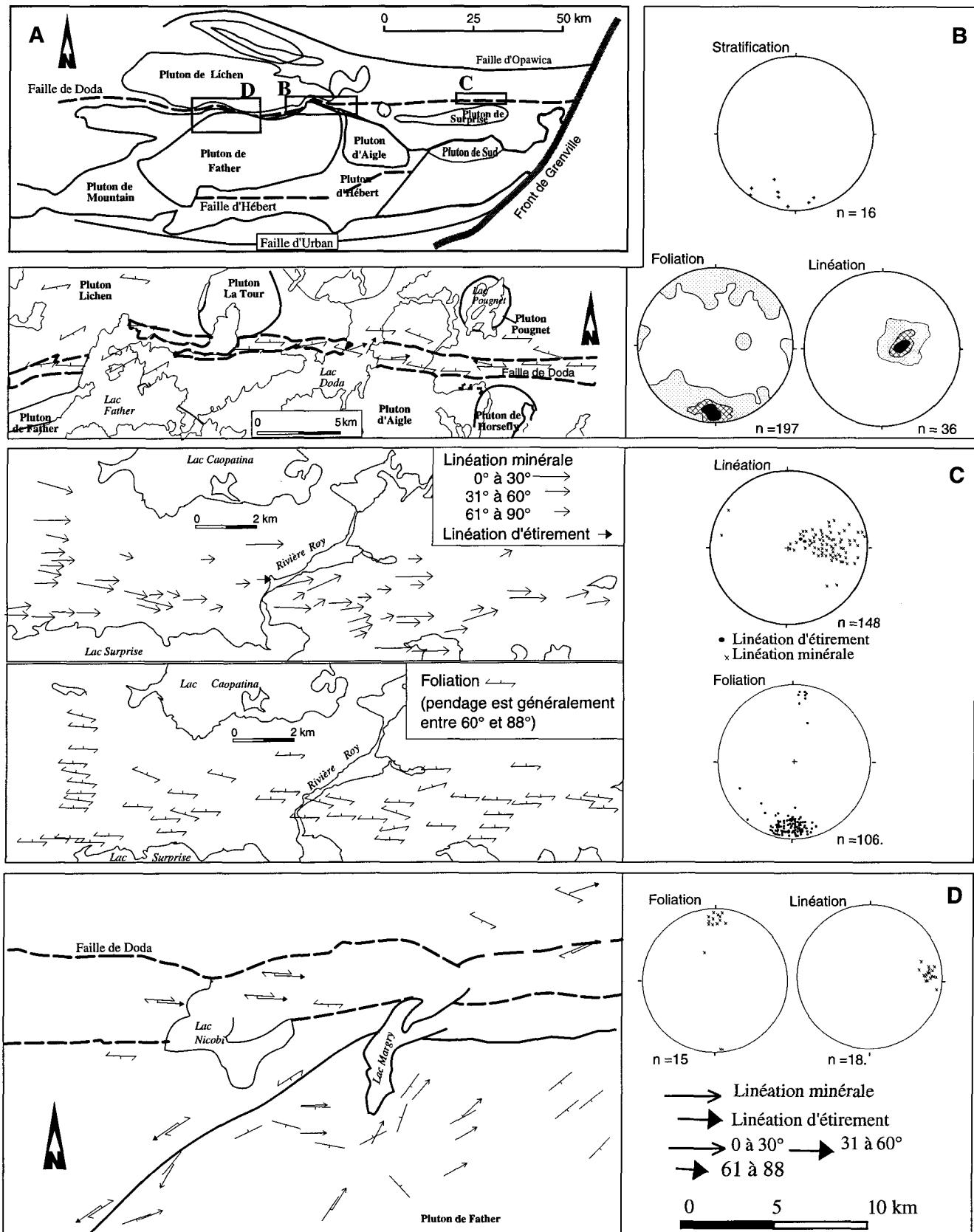


Figure 1.7: Carte montrant le détail structural de la faille de Doda. A) localisation de la faille de Doda et d'Hébert dans la région étudiée. B) Midra *et al.* 1994, C) Goghrod 1994 et D) nos travaux. \nearrow = foliation, \nearrow = linéation. Projections stéréographiques = canvas de Schmidt, hémisphère inférieur.

9-2. FAILLE D'HÉBERT

La faille d'Hébert, jusqu'à alors inconnue, est nommée ici de façon informelle. Ce nom est accordé à la faille en raison de son contact avec le pluton d'Hébert (figure 1.5). Elle a été interprétée à partir de la carte aéromagnétique (figures 1.8A et 1.8B) et elle a été observée également sur le terrain au niveau de deux affleurements (FRL-180 et FRL-181, planches 1 A et 1 B). Elle a été également observée à l'est du pluton de Father au sud du pluton d'Aigle par Chown (communication personnelle). Les deux affleurements visités de la faille, se composent respectivement de roches variant de tonalite à biotite et à hornblende et de tonalite gneissique. Les roches sont très déformées (planche 1A et 1B) avec une foliation de direction E-O à pendage subvertical et portant une linéation d'étirement à plongement subhorizontal vers l'est (10° à 14°). Le type de mouvement suggéré au niveau de cette faille est probablement dextre, bien que les indicateurs de mouvement ne soient pas très concluants.

9-3. FAILLE D'OPAWICA

La faille d'Opawica, située au nord de la faille de Doda a une longueur de 100 km et longe le segment de Caopatina-Desmaraisville (figures 1.4 et 1.5). Elle est caractérisée par une forte schistosité d'orientation E-O avec un développement local d'une linéation d'étirement subhorizontale, mais ce sont les linéations subverticales qui dominent (Daigneault et Archambault 1990; Midra *et al.* 1994). Plus au nord du secteur étudié un mouvement vertical de la faille semble être responsable de la linéation d'étirement subverticale, suivi d'un décrochement dextre responsable du développement de la linéation d'étirement subhorizontale et des plis (Midra *et al.* 1994).

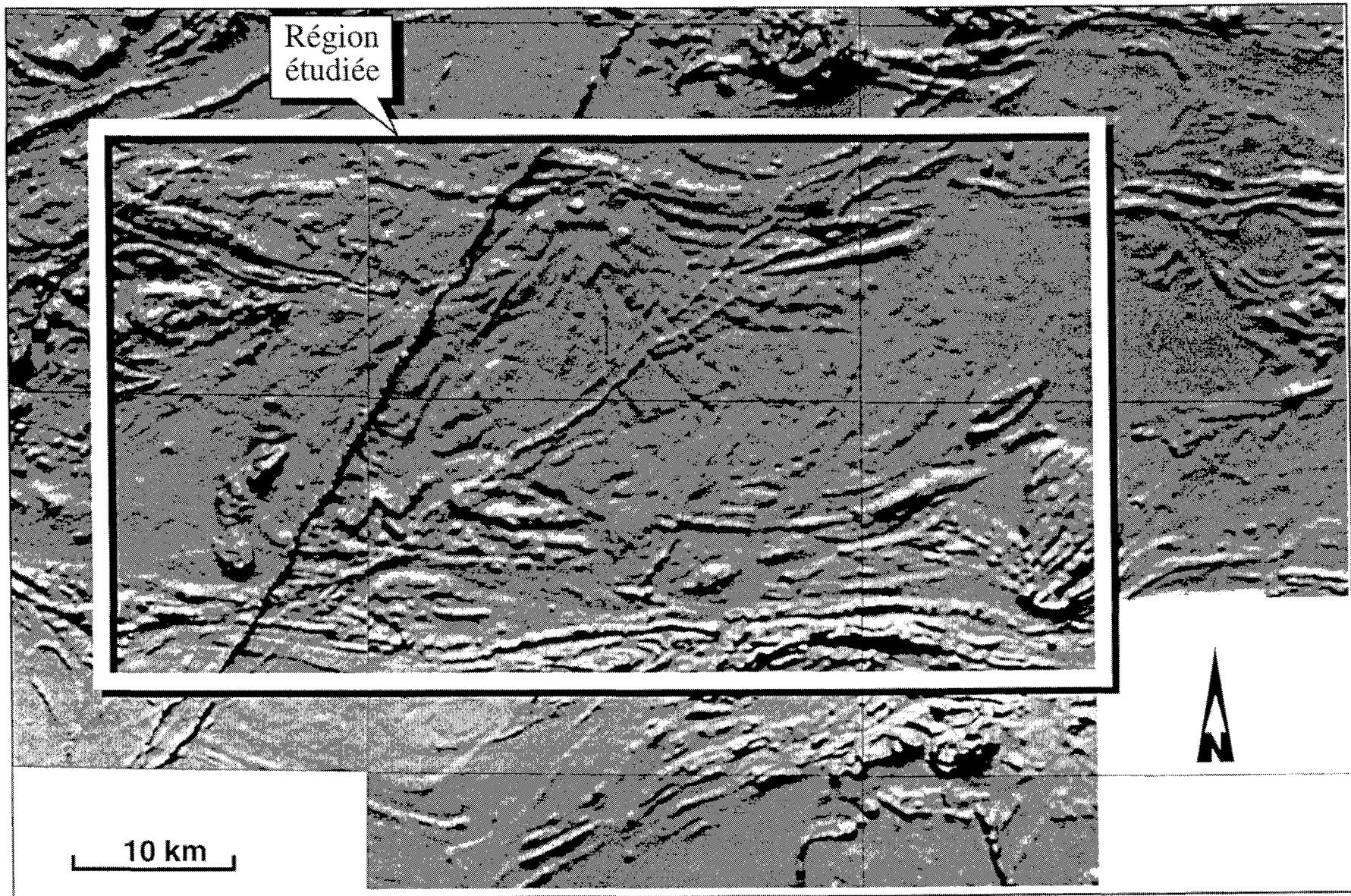


Figure 1.8A. Image aéromagnétique de la région étudiée.

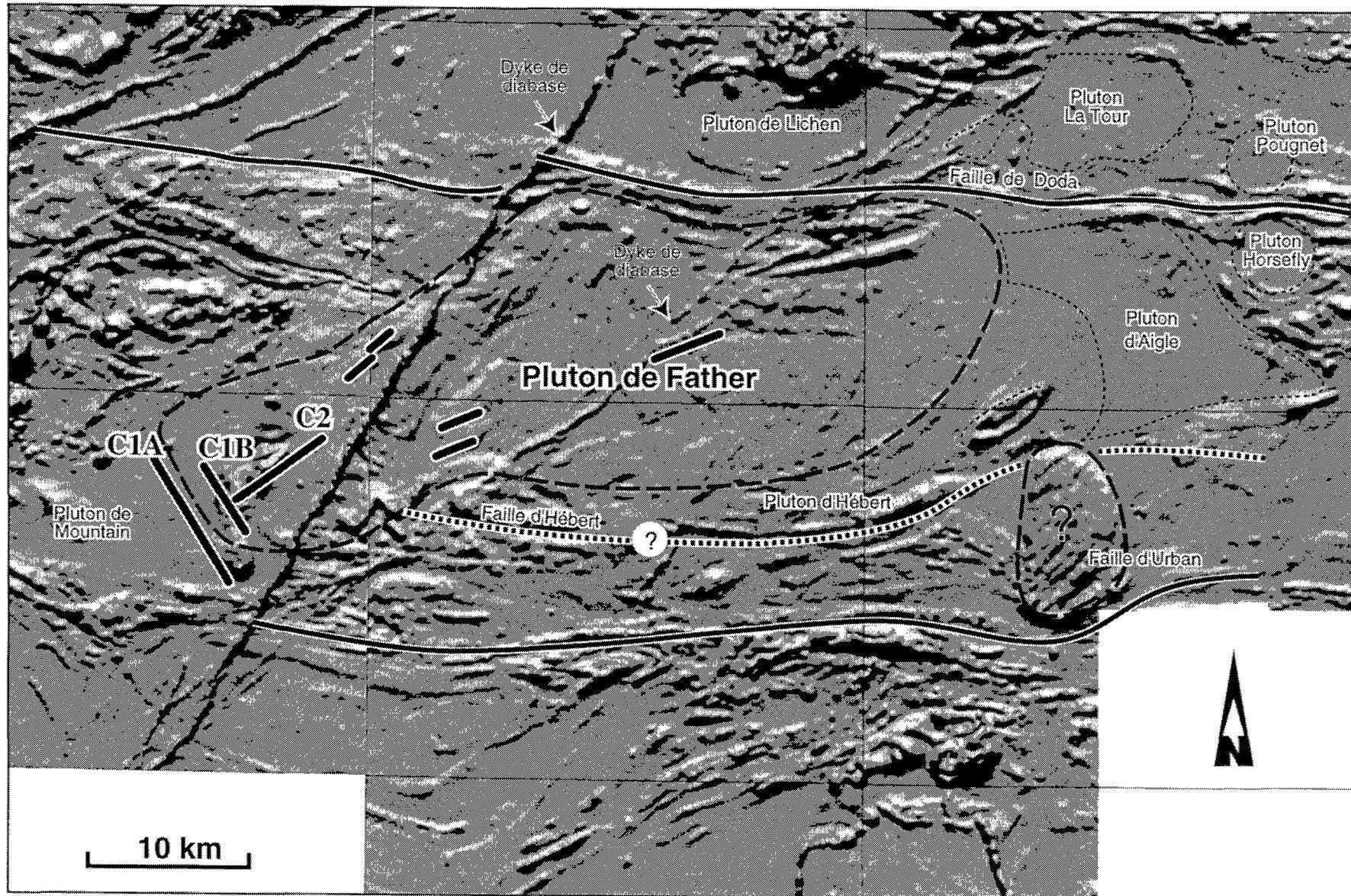
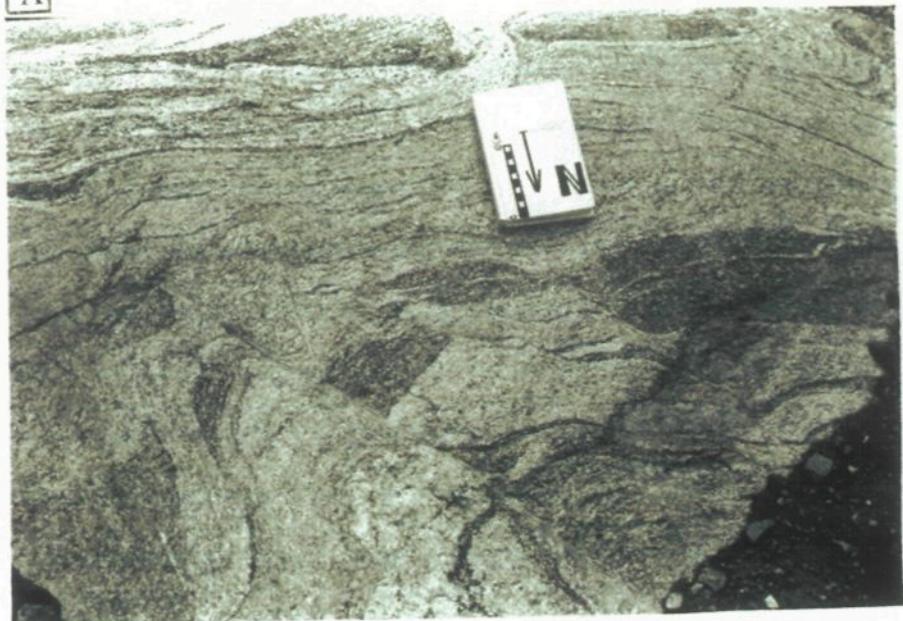


Figure 1.8B. Interprétation de l'image aéromagnétique (figure 2.1a) de la région étudiée. Noter: 1) le contour suggéré pour le Pluton de Father; 2) les différents linéaments interprétés comme faille de Doda, faille d'Hébert et faille d'Urban; 3) les zones de cisaillement de type C1A, C1B et C2.

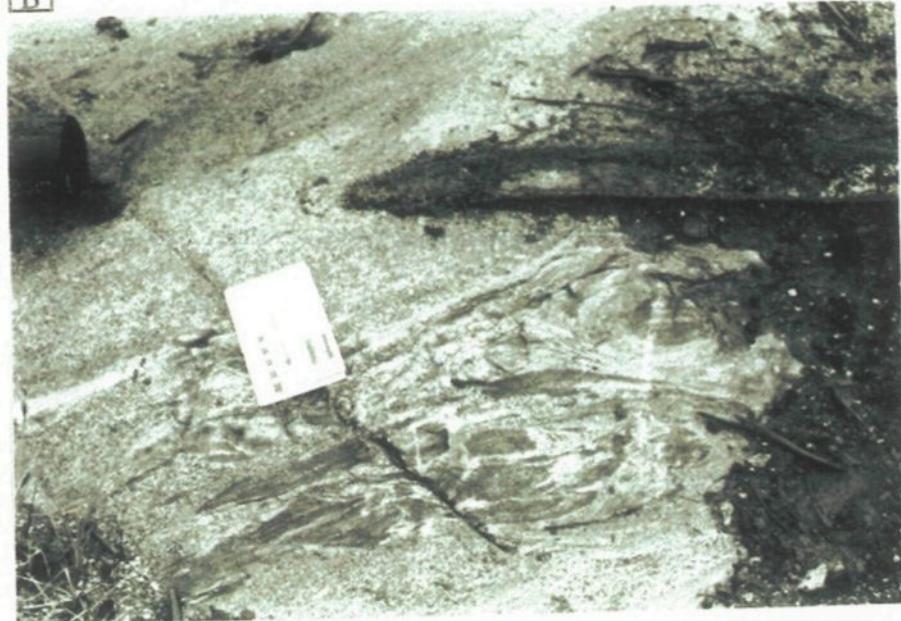
Planche 1: Zone de cisaillement d'Hébert

- A) Zone de cisaillement orientée E-O montrant des roches très déformées. Notez le sens de mouvement (dextre) suggéré par quelques enclaves (E) prises dans cette zone (affleurement FRL-181).
- B) Zone de cisaillement d'Hébert. Notez la déformation très prononcée dans cet affleurement. La zone de cisaillement est orientée E-O (affleurement FRL-183).

A



B



9-4. FAILLE D'URBAN

La faille d'Urban (nommée ainsi de façon informelle en raison de sa localisation dans le canton d'Urban) (figures 1.4 et 1.5) constitue le prolongement de la faille de Cameron et vient border la région sous étude au sud. À partir de trois affleurements visités au sud-ouest du pluton de Father, les données recueillies indiquent que cette faille est de pendage vertical, de direction E-O et se caractérise par des linéations d'étirement subverticales (tableau 1.3 et planche 2). La carte aéromagétique fait bien ressortir cette faille (figures 1.8 A et 1.8 B).

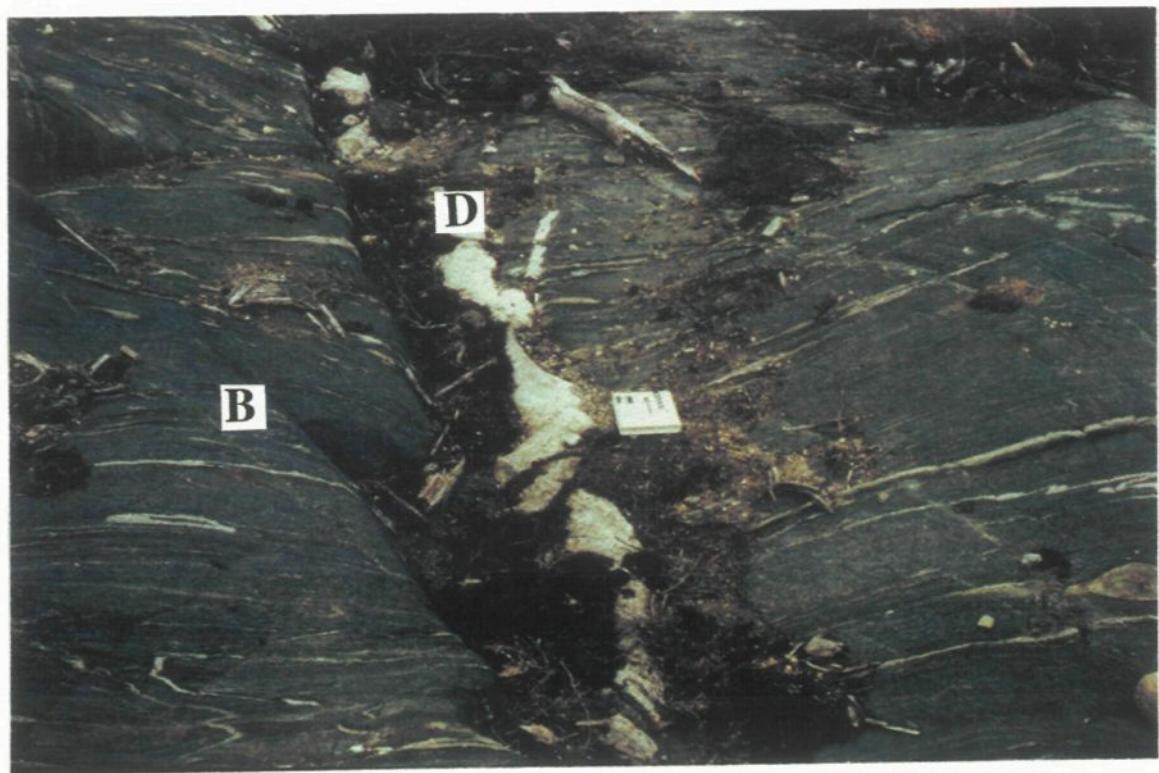
9-5. FAILLE DE CAMERON

La faille de Cameron, d'une longueur de 80 kilomètres (figures 1.5 et 1.6), débute vers l'ouest dans la région de Miquelon (Proulx 1989). Cette faille se trouve à environ 100 km du pluton de Father et sa puissance est maximale dans la région de Miquelon. Elle est caractérisée par une forte foliation subverticale de direction moyenne N115° et par une linéation d'étirement (directionnelle) subhorizontale; un sens de déplacement horizontal dextre est suggéré par des bandes de cisaillement et par des fabriques C/S (Daigneault et Archambault 1990).

10. CONTACT DU PLUTON DE FATHER AVEC LES ROCHES ENCAISSANTES

Les travaux de terrain ainsi que l'interprétation des cartes aéromagnétiques ont permis de déterminer les limites du pluton avec son encaissant (figures 1.8 et 2.1). L'interprétation des contacts permet de faire ressortir une forme elliptique pour le pluton de Father et met en évidence les trois zones de cisaillement C1B, C1A et C2 qui ont été reconnues sur le terrain (figure 1.8 B) et dont l'interprétation et la mise en valeur sont faites au chapitre VI, qui porte sur la structure du pluton. D'autres zones subparallèles à C2 sont aussi mises en

Planche 2: Faille d'Urban. Notez la direction de la schistosité E-O dans les basaltes (B) coupés par un dyke N-S (D) de composition granodioritique et à grains fins.



évidence (figure 1.8 B). Ces dernières n'ont pas été observées sur le terrain, probablement à cause du manque d'affleurements.

Le contact du pluton de Mountain avec le pluton de Father, à l'ouest, a été difficile à circonscrire. Dans cette partie de Father, nous avons observé deux faciès distincts: d'abord, une tonalite très déformée bien structurée de direction E-O, identique aux autres faciès constituant le pluton de Mountain et, ensuite, une brèche ignée riche en enclaves dioritiques bien structurées à l'état solide. Ces enclaves possèdent leur propre structure interne qui ne peut être expliquée que par une déformation précoce à la mise en place du pluton. En nous basant sur les deux précédentes observations (tonalite très déformée et zone de brèche), nous avons établi que le contact passe probablement à cet endroit. Cette limite avec le pluton de Mountain demeure cependant arbitraire, puisque il s'agit d'une zone très cisaillée.

En général, l'interprétation de la carte aéromagnétique suggère que le pluton de Father est en contact avec les plutons synvolcaniques comme le pluton de Lichen au nord, le pluton d'Aigle à l'est, le pluton d'Hébert au sud et au sud-est et le pluton de Mountain à l'ouest (figure 1.8B). Elle fait également ressortir deux grands alignements de direction NE à ENE qui recoupent toute la région étudiée (figure 1.8). Sur le terrain, ces alignement correspondent aux dykes tardifs de diabase.

CHAPITRE II

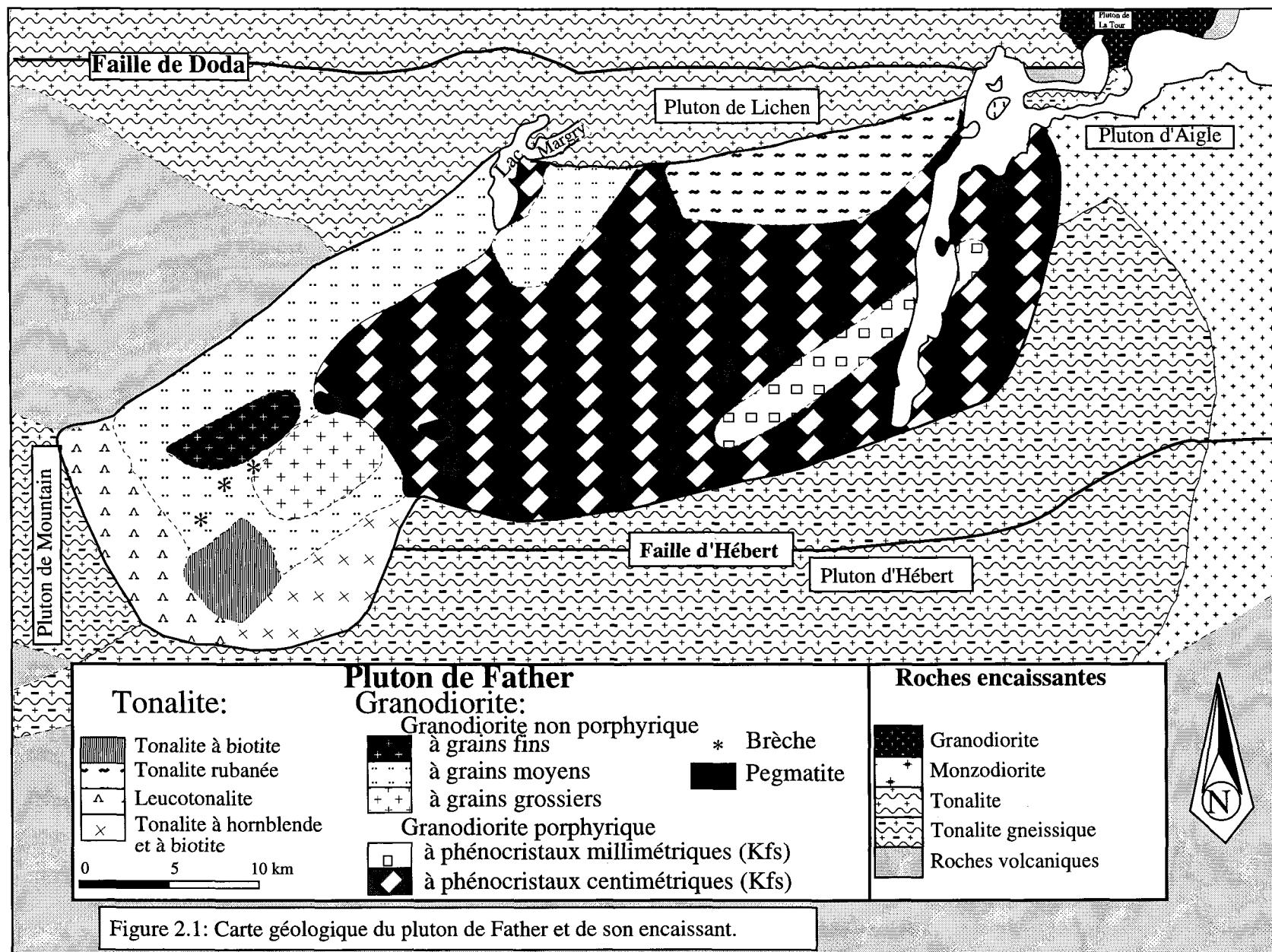
PÉTROGRAPHIE

1. INTRODUCTION

Le pluton de Father, de forme elliptique, est composé de deux faciès principaux. Le premier est tonalitique tandis que l'autre est granodioritique (figure 2.1). Ces deux faciès se divisent à leur tour en plusieurs sous-faciès. La tonalite comprend quatre unités: 1) la tonalite à biotite et à hornblende; 2) la tonalite rubanée; 3) la leucotonalite; et 4) la tonalite à biotite. La granodiorite comprend deux unités: 1) la granodiorite porphyrique et 2) la granodiorite non porphyrique. Cette dernière se subdivise à nouveau en trois sous-faciès de granulométrie différente: à grains fins, moyens et grossiers. Ce pluton contient une grande quantité de dykes de pegmatite, d'aplite et de faciès pegmatitique liée surtout à la granodiorite. Ces différents dykes sont surtout communs dans la partie nord et la partie SO du pluton. Un ensemble d'enclaves a été observé dans le pluton. Leur étude va nous permettre d'établir l'ordre chronologique relatif des différents faciès du pluton de Father.

2. RELATION ENTRE LES DIFFÉRENTS FACIÈS DU PLUTON ET ORDRE CHRONOLOGIQUE RELATIF

Les tonalites du pluton de Father diffèrent des tonalites des plutons de Mountain et d'Hébert, de par leurs minéraux mafiques, par leur état de déformation. Ces deux derniers plutons sont très déformés. Dans le pluton de Father, la leucotonalite et la tonalite à biotite et



à hornblende sont les deux faciès peu déformés à déformés. La tonalite rubanée montre une texture magmatique alors que la tonalite à biotite est non déformée à localement légèrement déformée. Dans le pluton, le seul contact observé en détail est celui entre la granodiorite porphyrique et la granodiorite à grains grossiers. Ce contact est légèrement diffus à certains endroits mais il est très net ailleurs. L'étude en détail de ce contact a permis de conclure que la granodiorite à grains grossiers est postérieure à la granodiorite porphyrique. Le contact entre la tonalite à biotite et à hornblende et la leucotalite est très net quand il est observé. Les relations enclave/roche hôte et le type de contact, quand cela est visible entre les différents faciès et sous-faciès du pluton de Father ont permis d'établir un ordre relatif de mise en place du pluton (tableau 2.1).

3. TYPE ET DESCRIPTION DES ENCLAVES DU PLUTON DE FATHER

Les granitoïdes montrent communément des enclaves des roches qu'ils ont traversées. L'estimation de l'âge relatif des différents faciès est plus au moins facilitée par le type d'enclave emprisonné. L'étude de ces enclaves est très importante pour déterminer l'origine des roches plutoniques et leur relation avec les roches hôtes (Didier 1973 et 1987; Dorais *et al.* 1990). La concentration de ces enclaves dans un seul affleurement donne naissance à des brèches. Dans le pluton de Father, les faciès tonalitiques contiennent plus d'enclaves que le faciès granodioritique (<10 % d'enclaves). Ce sont les enclaves mafiques qui sont les plus abondantes (>95%). Les enclaves volcanosédimentaires sont notables surtout dans les faciès granodioritiques où elles constituent moins de 5% des enclaves. Les enclaves les plus communes dans le faciès tonalitique sont des enclaves dioritiques à tonalitiques. Leur taille est variable; elle dépasse le centimètre dans le faciès de bordure (planche 3 A et 3 B). Ces enclaves montrent la proportion minéralogique suivante: 30 à 35 % de hornblende, jusqu'à

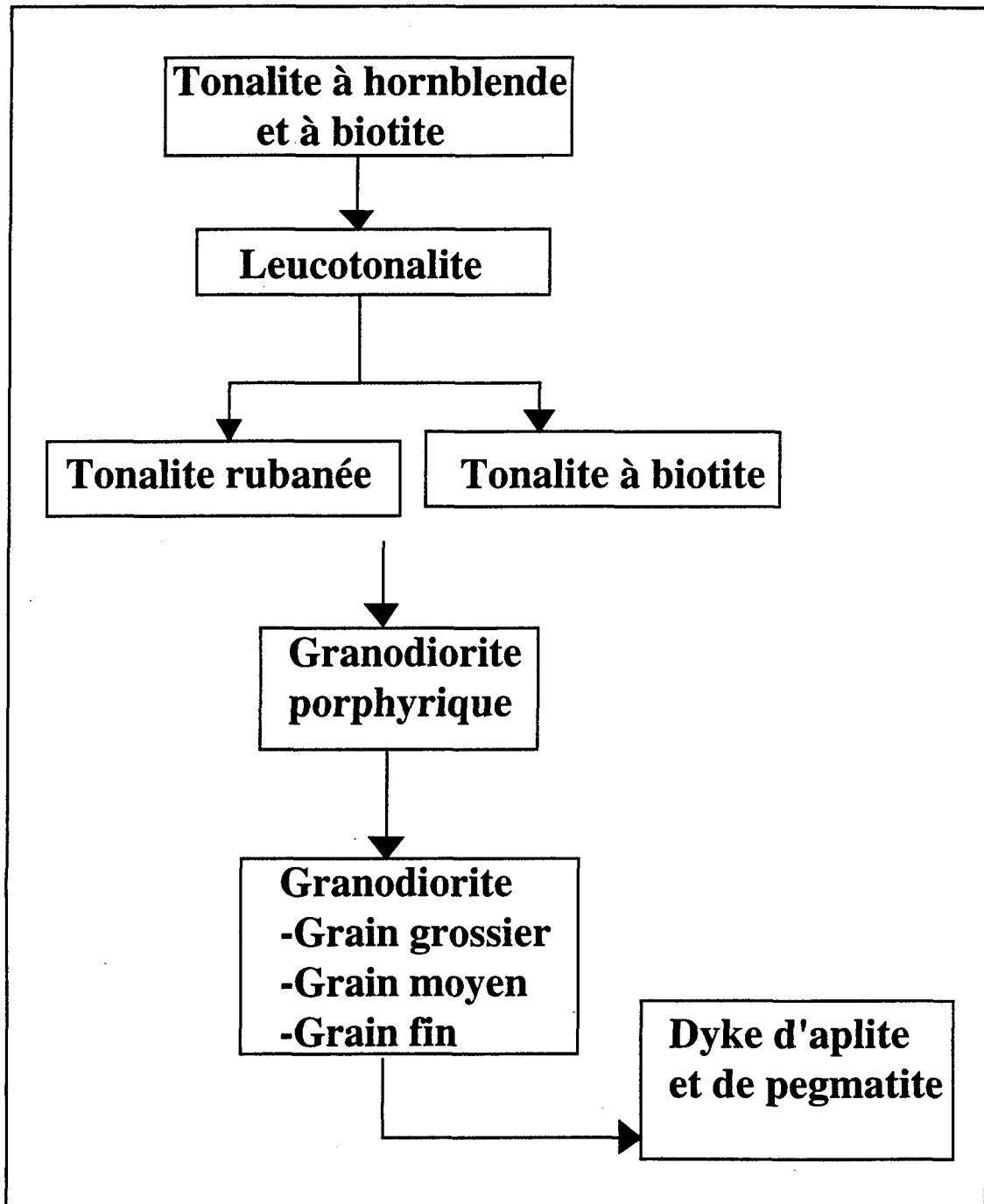


Tableau 2.1: Ordre chronologique relatif des différents faciès du pluton de Father.

Planche 3: Enclaves prises dans le faciès de leucotonalite du pluton de Father.

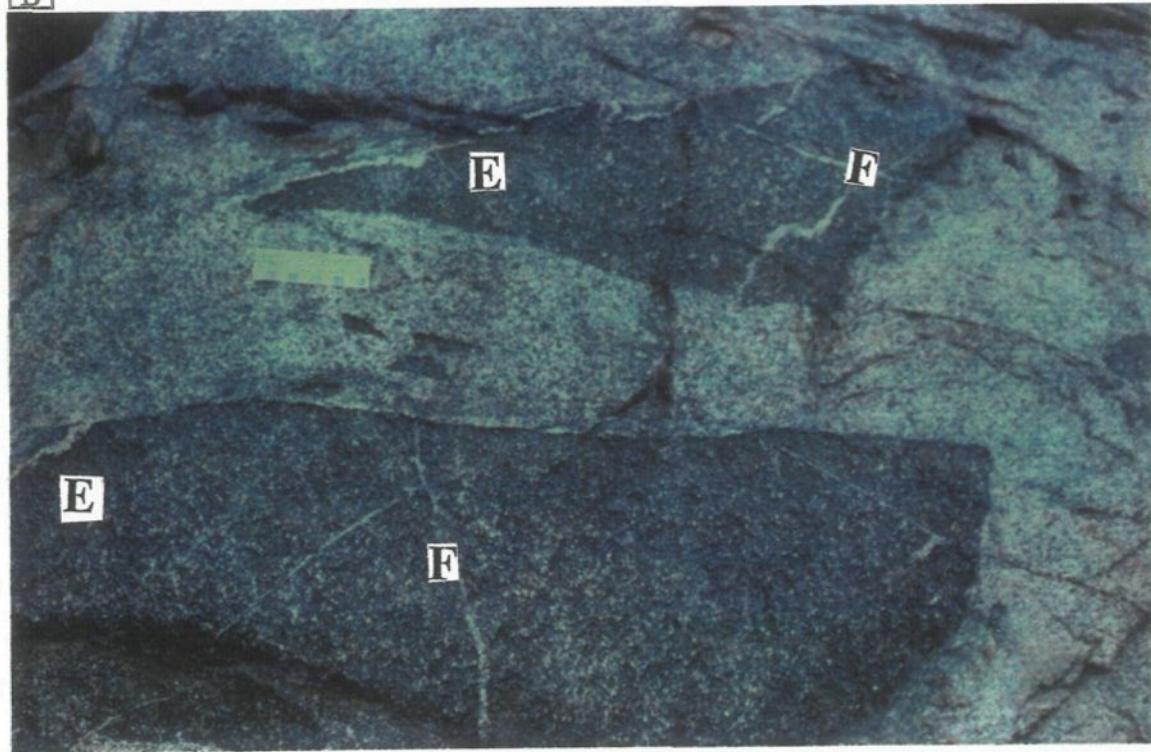
A) Contact net entre l'enclave dioritique (E) et la leucotonalite du pluton de Father (T).

B) Enclaves dioritiques à tonalitiques déjà bien structurées (E). Ces enclaves ont été recoupées par des filons de quartz (F) de toutes orientations pendant leur structuration. Noter que ces filons ne recoupent pas le leucotonalite hôte.

A



B



65 % de plagioclase et, parfois de 5 à 10 % de quartz. Les minéraux accessoires sont l'apatite et surtout les minéraux opaques.

La partie SO du pluton de Father montre un seul type de brèche occupant une superficie de quelques mètres. Ces brèches sont formées d'un ensemble d'enclaves centimétriques et angulaires, de composition tonalitique et entourées d'une matrice granodioritique à granulométrie très fine. Ceci leur confère l'aspect de brèche monogénique. Les fragments formant ces brèches montrent des contacts toujours nets. Ces brèches représentent des événements tardifs qui ont affecté cette zone du pluton et seraient le résultat de la fragmentation de la roche encaissante dans laquelle on assiste à une circulation de magma résiduel de composition granodioritique et de granulométrie fine.

4. DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE DES DIFFÉRENTS FACIÈS DU PLUTON DE FATHER

4-1. LA TONALITE

4-1-1. La tonalite à biotite et à hornblende

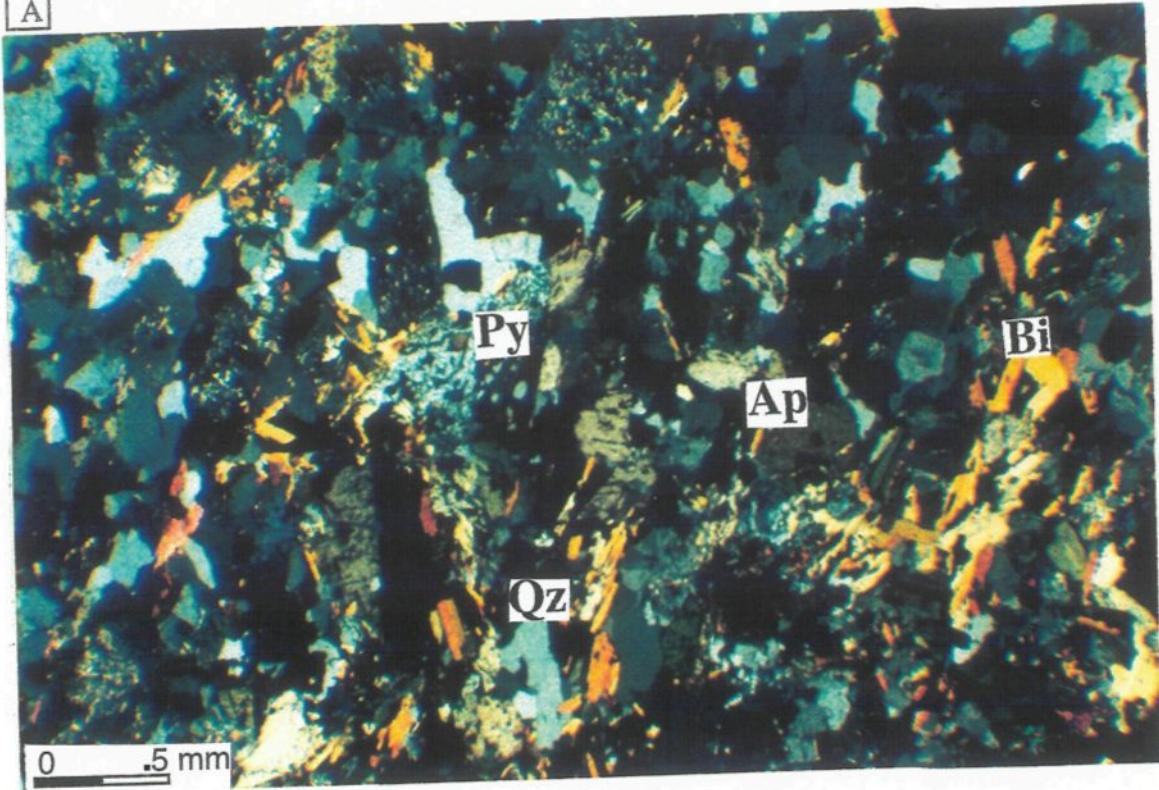
La tonalite à biotite et à hornblende (figure 2.1) constitue le faciès le plus ancien du pluton. Elle a une granulométrie moyenne (moyenne des grains de 2 mm) et elle est composée des minéraux suivants : la hornblende, la biotite, le quartz, le plagioclase, le microcline, l'apatite, le zircon, l'épidote et des opaques. Dans ce faciès, on observe des enclaves dioritiques et d'hornblendites généralement aplatis dans le plan de la foliation. Ces enclaves sont uniquement formées de hornblende et plus localement de pyroxène comme minéraux ferromagnésiens (planche 4A).

Planche 4: Enclave et faciès tonalite à biotite et à hornblende.

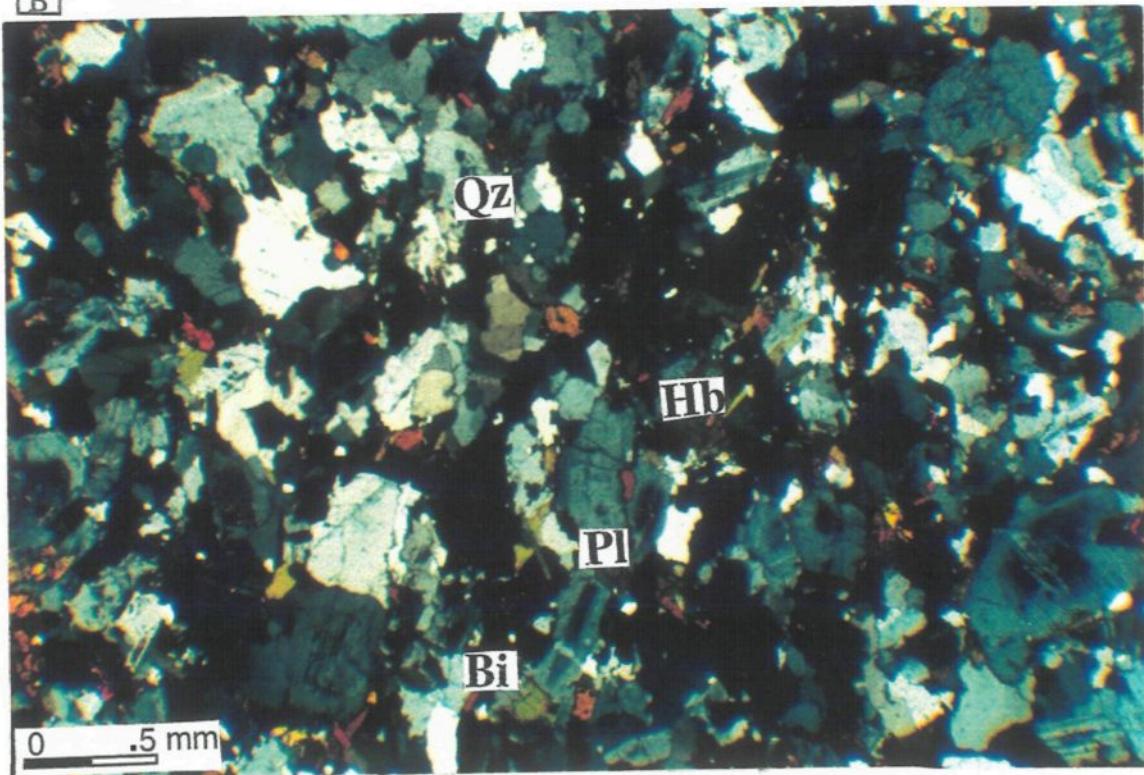
A) Enclaves tonalitiques à dioritiques formées de quartz allongé (Qz), de paillette de biotite (Bi), d'amphibole (Ap) et de rare pyroxène (Py).

B) Faciès mélatalonalitique riche en minéraux mafiques: la biotite (Bi) en grains allongés parallèles à la hornblende (Hb). La hornblende (Hb) est entourée à des endroits par le quartz. Le quartz est débité en sous-grains (Qz). Le plagioclase automorphe est zoné (Pl).

A



B



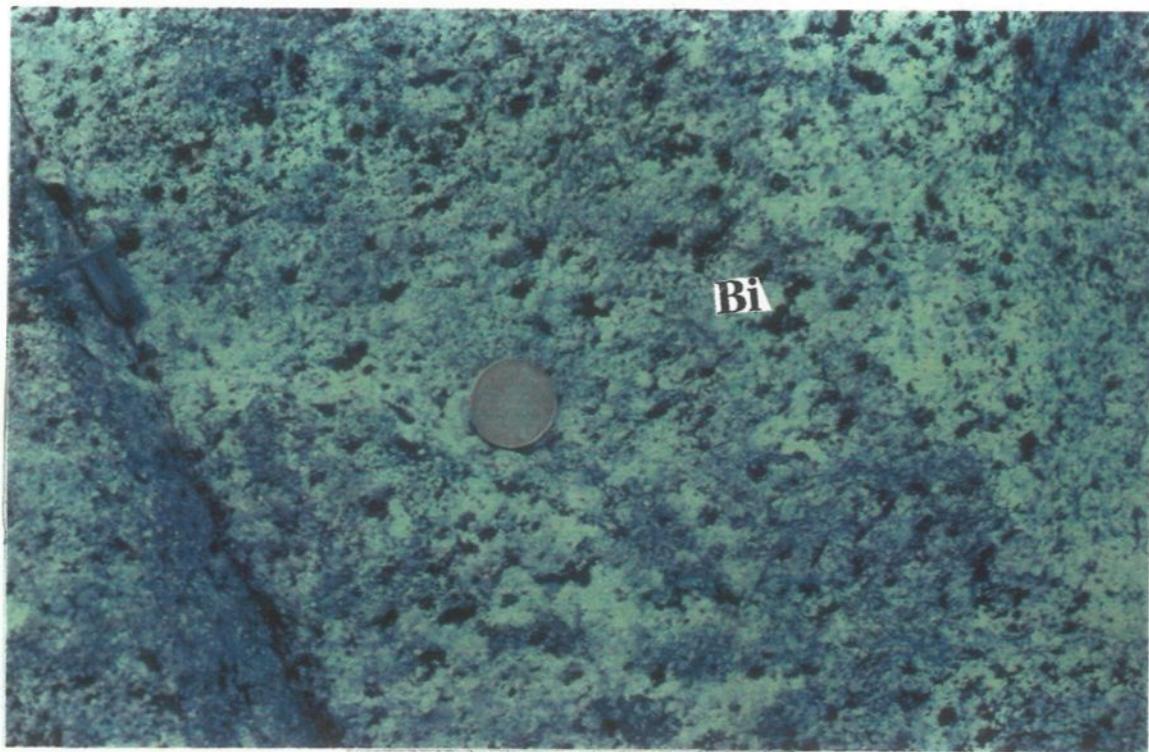
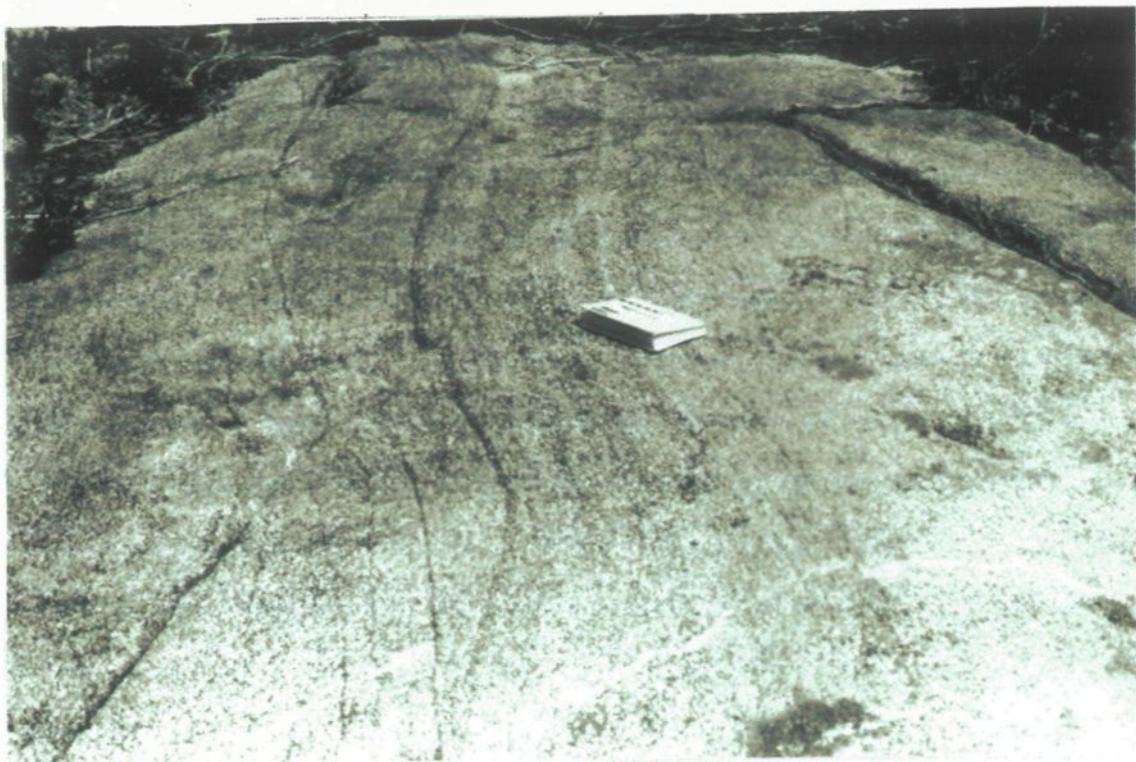
L'analyse modale (annexe 1) montre une plus forte proportion en minéraux mafiques dans ce faciès par rapport aux autres faciès tonalitiques (jusqu'à 13 % de hornblende et de biotite). La biotite de couleur brune verdâtre se présente en grains de forme allongée dont l'orientation est parallèle à celle de la hornblende (planche 4 B). Il arrive dans certains cas que la biotite soit en contact avec de l'épidote. Cette dernière, dans ce cas, forme une couronne autour de la biotite. La hornblende est de couleur verte et brune. C'est cette dernière qui domine dans ce faciès. Elle est généralement de même taille que la biotite et elle est entourée par endroit par le quartz. Le quartz (30% en moyenne) de cette tonalite à biotite et à hornblende est présent en grains interstitiels étirés entre les espaces libres des plagioclases. De plus, il est débité en sous-grains (planche 4 B) témoignant ainsi d'un épisode de déformation à l'état solide de la tonalite à biotite et à hornblende. Le plagioclase, automorphe à xénomorphe (45 % en moyenne), se présente en grains plus ou moins allongés équidimensionnels et zonés, et les macles polysynthétiques sont en général présentes en grand nombre, surtout au centre du minéral (planche 4 B). Seuls quelques plagioclases montrent une altération au centre du grain avec la disparition de la macle polysynthétique. Le feldspath potassique est présent en faible proportion (< 5%), surtout sous forme interstitielle entre les grains de plagioclase.

4-1-2. La leucotonalite

L'appellation "leucotonalite" est nécessaire pour la distinguer des autres tonalites du pluton de Father. On a évité le terme "tonalite de bordure" puisque cette tonalite n'est pas présente sur toute la bordure du pluton. La leucotonalite est localisée dans la bordure SO du pluton au contact avec le pluton de Mountain (figure 2.1 et planche 5). Elle a presque la même composition que la tonalite à biotite et à hornblende (figure 2.2), sauf qu'elle contient moins de grains de biotite et d'hornblende (< 8% en moyenne, annexe 1). Cette tonalite

Planche 5: Leucotonalite distinguée des autres tonalites du pluton par son aspect rubané dans la partie sud-ouest du pluton.

Planche 6: Tonalite à biotite. Notez les gros cristaux de biotite (Bi), qui peuvent atteindre facilement 1,2 cm de longueur. Ceci permet de la distinguer des autres faciès tonalitiques sur le terrain.



montre une texture grenue avec des grains de quartz allongés suggérant une déformation à l'état solide. Les grains de quartz (30 % en moyenne) forment localement des agrégats de petites plages. La biotite et la hornblende forment des plages de même taille (10 mm) qui sont communément en contact les unes avec les autres. Le plagioclase (40 % en moyenne) est généralement présent au contact de la biotite et de la hornblende. Il est allongé et l'ensemble souligne la foliation. Les macles polysynthétiques ont tendance à disparaître dans quelques échantillons, témoignant ainsi d'une légère altération des plagioclases. Les minéraux accessoires associés à ce faciès sont la titanite, l'apatite et l'épidote, en proportion presque égale (< 1%, annexe 1). L'épidote secondaire (< 0,03 mm) se retrouve surtout en grains isolés xénomorphes et l'apatite se présente en petits grains dans la biotite.

4-1-3. La tonalite à biotite

La tonalite à biotite est située dans la partie SO du pluton au contact de la tonalite à biotite et à hornblende et de la leucotonalite (figure 2.1). Une importante caractéristique texturale de ce faciès permettant de le différencier des autres tonalites est la présence de gros cristaux de biotite qui peuvent atteindre facilement 1,2 cm de longueur (planche 6), ce qui permet de le reconnaître facilement sur le terrain. L'abondance constante des grains de biotite dans tous les affleurements visités est également un trait remarquable. En lame mince, la biotite se présente en gros grains automorphes aux bordures très nettes et avec un pléochroïsme parfait, indiquant ainsi, en plus de l'état non déformé du quartz, l'état magmatique de la tonalite à biotite. Les autres minéraux sont les mêmes que dans les autres faciès décrits plus haut. La hornblende est moins commune, le quartz globuleux en grandes plages forme 15 à 30 % de la roche, alors que la biotite peut en former jusqu'à 20% (annexe 1). Les minéraux accessoires (< 1%, annexe 1) tel que la magnétite sont presque absents; l'épidote est associée dans la plupart des cas à la biotite.

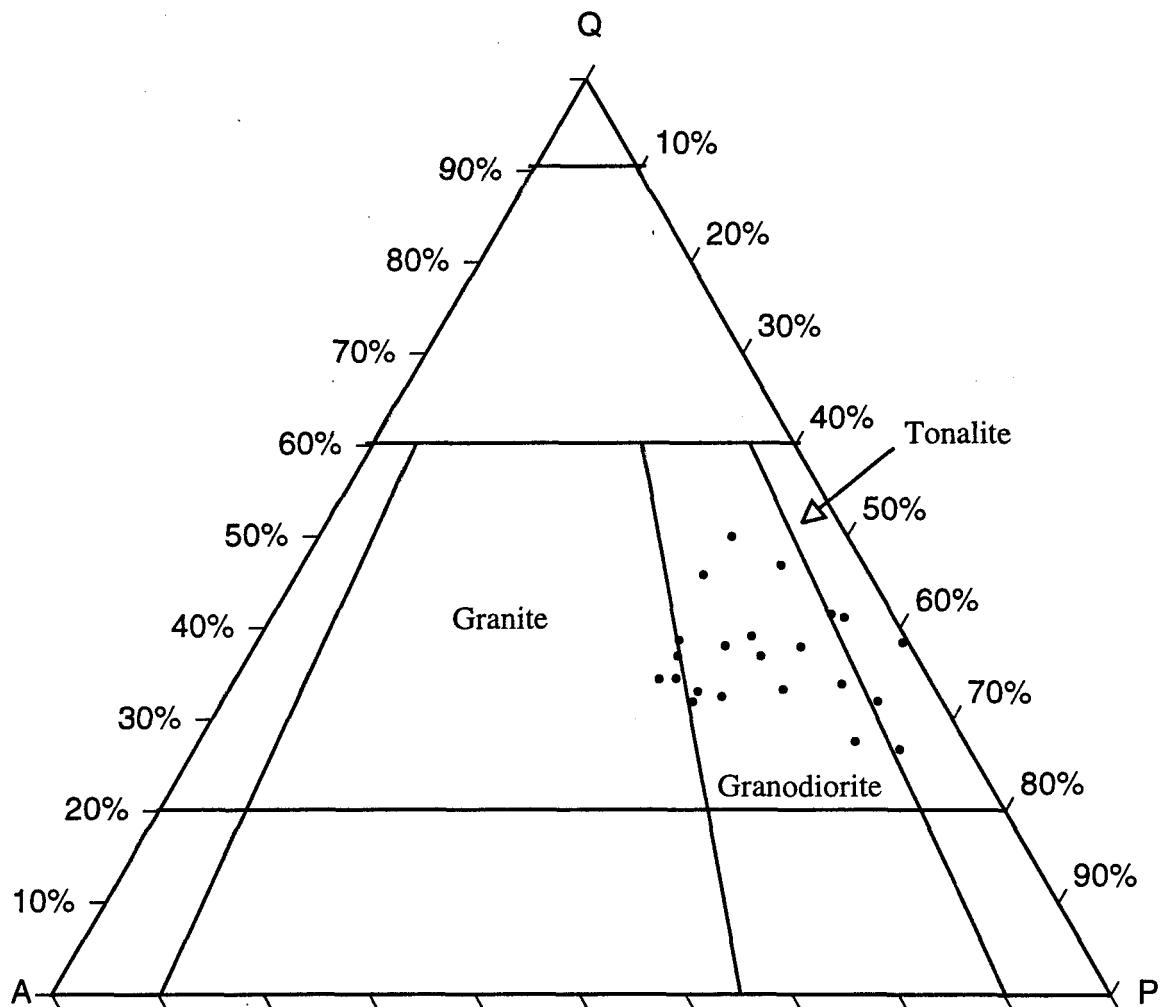


Figure 2.2 : Projection des différents faciès du pluton de Father dans le diagramme de Streckeisen (1976). Notez que les échantillons qui tombent dans le champ des granites appartiennent au faciès des granodiorites porphyriques et sont très riches en phénocristaux de feldspath potassique. Q= quartz, P = plagioclase et A = feldspath alcalin + albite. Les échantillons utilisés dans ce diagramme sont représentatifs de l'ensemble des faciès du pluton de Father.

4-1-4. La tonalite rubanée

La tonalite rubanée se trouve au NNE du pluton de Father (figure 2.1). Tait *et al.* (1987) ont décrit ce faciès comme étant un gneiss tonalitique recoupé par des dykes amphibolitiques qui se distingue par une déformation complexe exprimée par un rubanement et un plissement à certains endroits. Ils l'ont interprété comme la roche la plus ancienne de la région. Selon eux, ce gneiss tonalitique ressemblerait à la tonalite du massif de L'Apparent. Ce dernier indique un âge de 2713-2711 Ma (U-Pb, Mortensen 1993b), ce qui est plus jeune que ceux obtenus pour les roches supracrustales environnantes. Midra *et al.* (1994) ont appelé ce faciès une tonalite gneissique à forte foliation subverticale qui suit la bordure du contact du pluton de Father. Ils ont observé également que la tonalite est rubanée, qu'elle présente des plissements très serrés et qu'elle contient des enclaves amphibolitisées. Selon ces auteurs, un âge préTECTONIQUE pour cette tonalite serait acceptable.

Nos travaux sur le terrain et en laboratoire montrent que cette tonalite présente un rubanement "litage" (planches 7 A et 7 B). La composition minéralogique de cette tonalite est la suivante: 20 à 30 % de quartz, 10 à 15 % de biotite, de la hornblende en trace et du feldspath (surtout du plagioclase). La proportion du plagioclase varie d'un affleurement à l'autre (annexe 1). Les lits contiennent des quartz globuleux interstitiels non recristallisés et aussi des minéraux accessoires tels que de l'épidote (altération), de l'apatite, de la magnétite et, localement, de la titanite. Les lits clairs sont plutôt riches en plagioclase et en quartz (planche 8 B). Les lits sombres sont riches en minéraux mafiques tels que la biotite et la titanite avec quelques traces de grains de hornblende et de magnétite. Ils montrent une foliation très nette indiquée par l'alignement subparallèle des biotites et sont plus épais que les lits clairs. Dans les lits sombres, le plagioclase a parfois une granulométrie presque égale aux biotites (planches 8A et 8B). Ce faciès est très riche en enclaves volcaniques

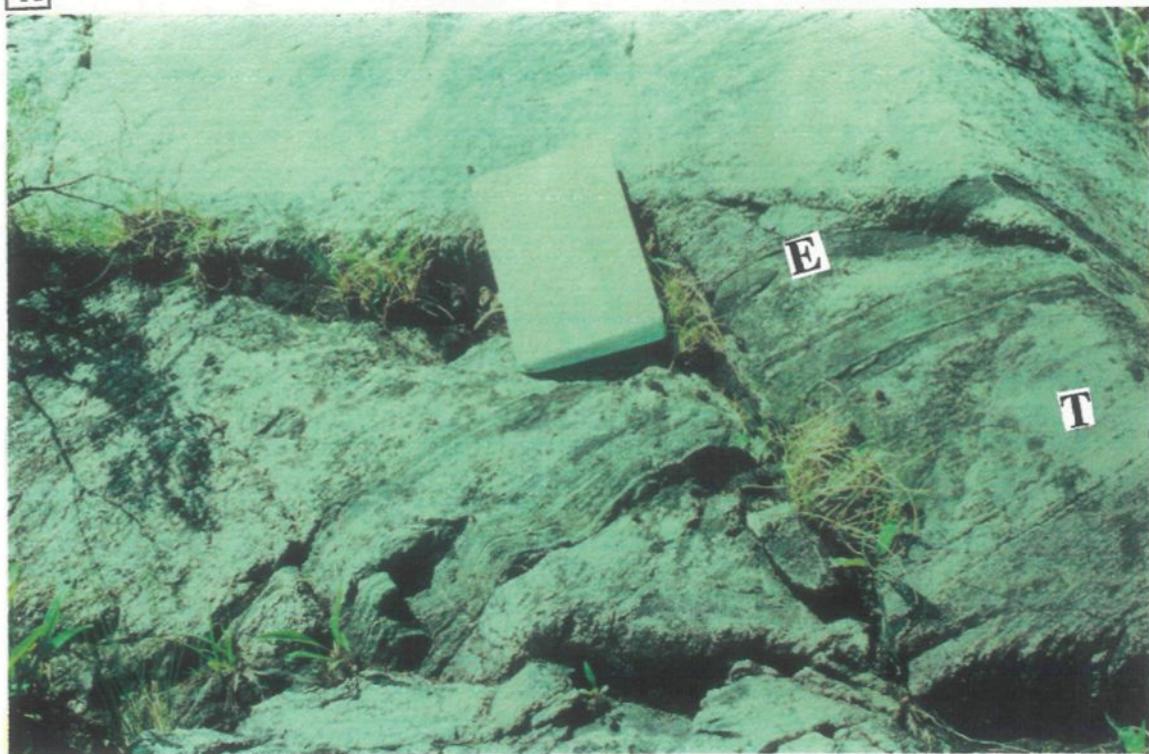
Planche 7: Enclaves prises dans la tonalite rubanée.

A) Enclaves (E) allongées dans le plan de foliation de la tonalite rubanée (T).

B) Tonalite rubanée (T) riche en enclaves volcaniques (E) de composition basaltique.

Il s'agit bien d'enclaves et non pas de dykes amphibolitiques.

A



B

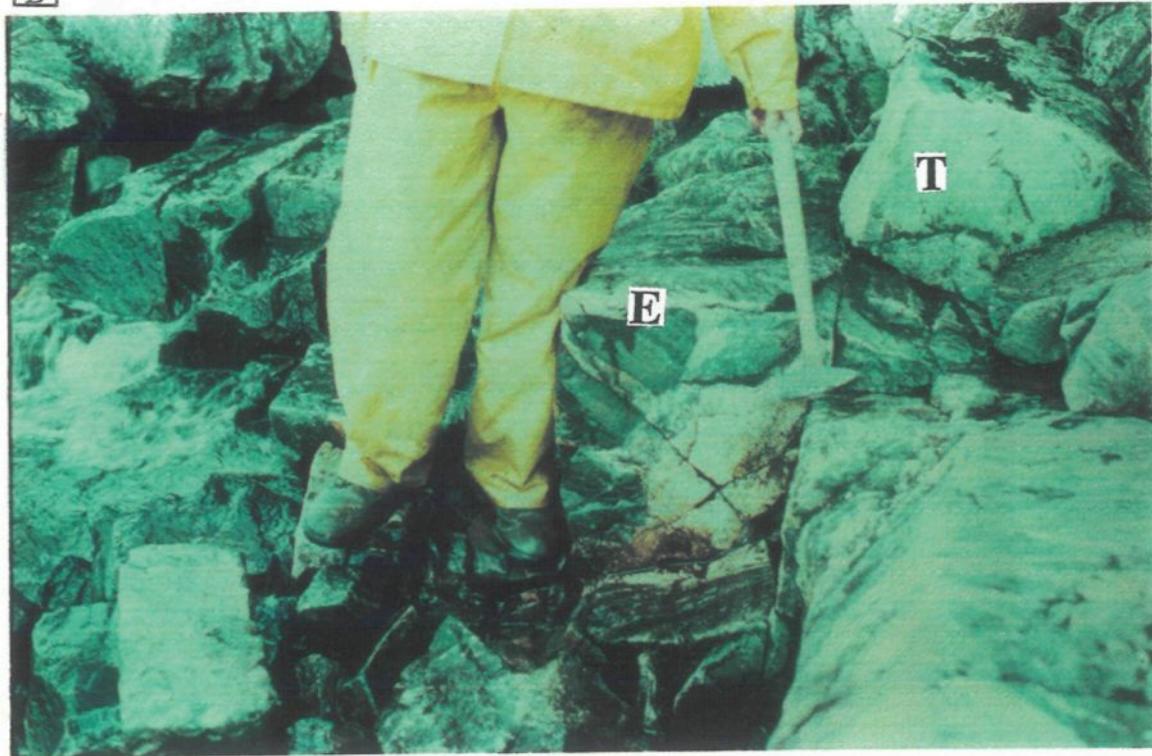
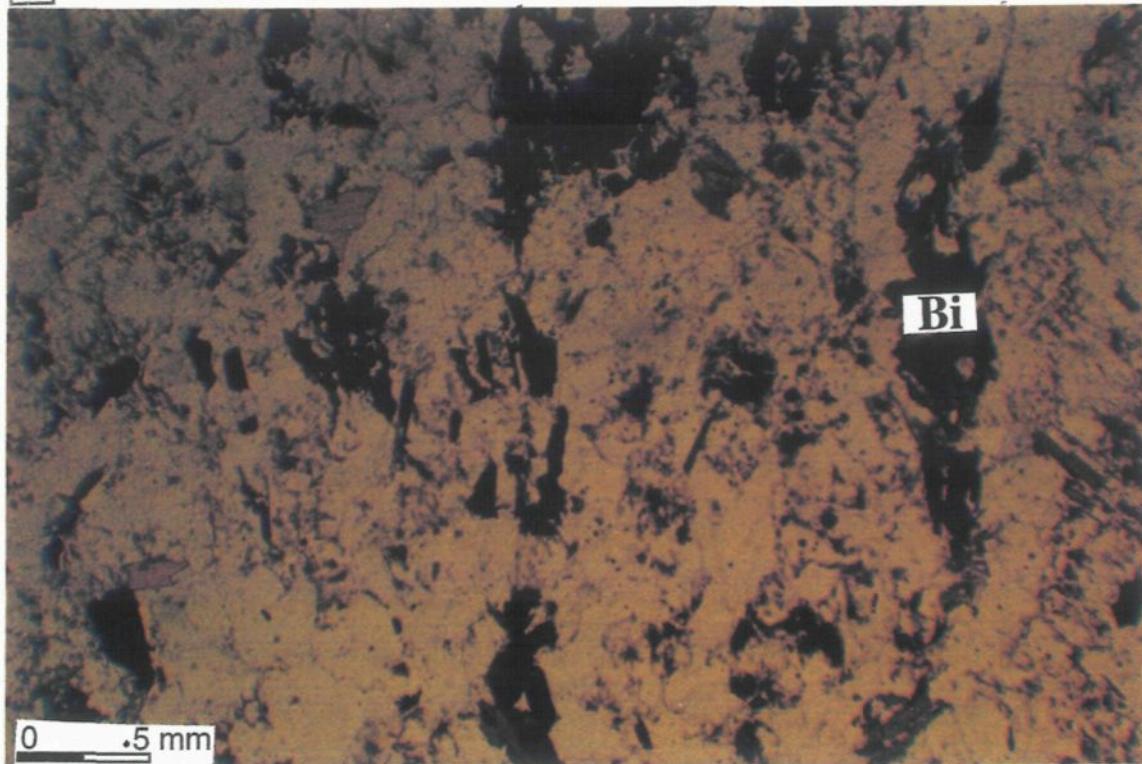


Planche 8: Tonalite rubanée vue sous le microscope.

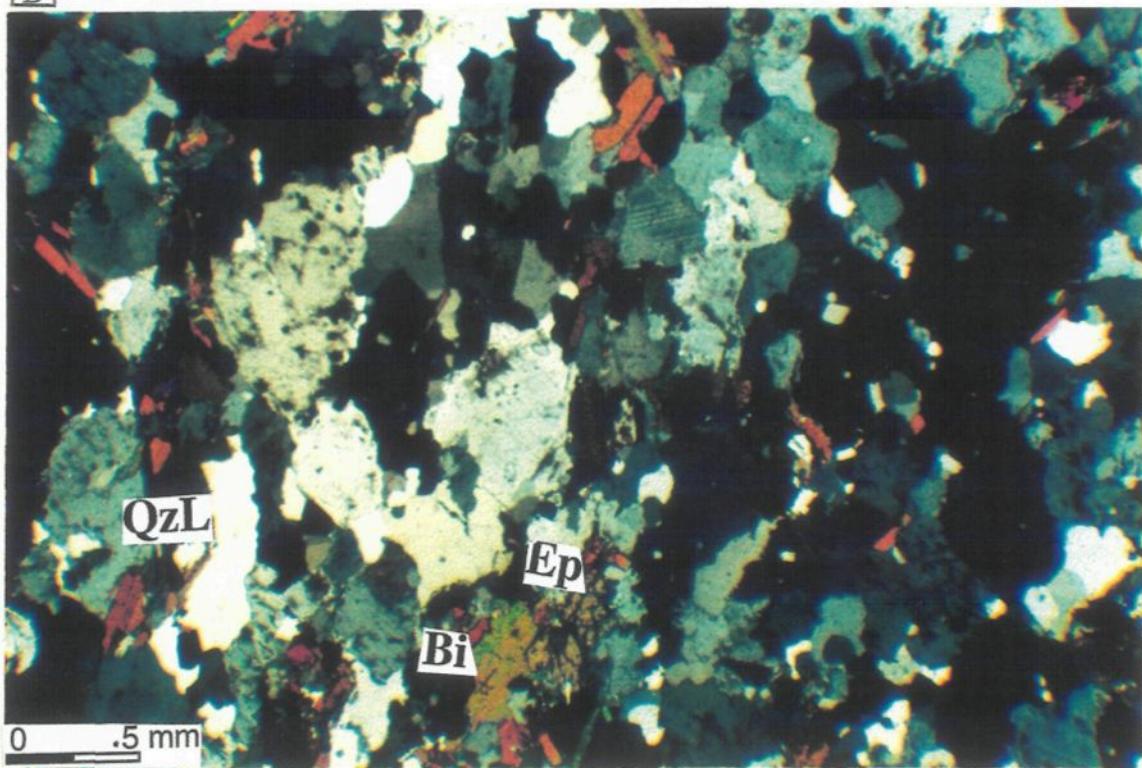
A) Tonalite rubanée montrant le litage et l'alternance de lits. Les cristaux de biotite (Bi) sont généralement orientés parallèlement au litage sauf quelques grains qui lui sont perpendiculaires. Les lits sombres montrent une foliation très nette indiquée par l'alignement subparallèle des biotites.

B) Tonalite rubanée montrant des lits sombres avec de la biotite (Bi) et de l'épidote secondaire (Ep). Les lits clairs contiennent du quartz intersticiel, globuleux et allongé dans la même direction que le litage (QzL), sans amas polycristallin.

A



B



et dioritiques allongées selon la direction de la foliation. La structure gneissique décrite auparavant (Tait *et al.* 1987, Midra *et al.* 1994) est définie par l'orientation des grains de biotite et c'est la présence de lits fins ou de minces feuillets légèrement plus riches en biotite ou en hornblende qui lui donne une structure gneissique. Sous le microscope (planche 8 B), la roche ne montre pas beaucoup de déformation à l'état solide. Les grains de quartz sont légèrement allongés et le stade caractérisant la texture gneissique est absent (planche 8 B). À la limite, les quartz montrent une légère extinction ondulante, mais pas d'amas polycristallins. Ceci correspond à l'état submagmatique (Bouchez *et al.* 1992; Moukhsil 1991). En effet, l'observation sous le microscope des grains de quartz (planche 7 B) de cette tonalite nous amène à conclure que la roche est structurée de façon magmatique à submagmatique (voir chapitre VI).

Du point de vue structural, la foliation est bien développée sous forme de lit ou de "schlieren banding" (Pitcher 1993). Elle se caractérise par une alternance des bandes mafiques (biotite) et felsiques (quartz) d'épaisseur millimétrique à centimétrique et de granulométrie fine à moyenne (< 5 mm). Ceci appuie un "litage" magmatique et suggère que cette alternance des lits résulte d'un classement des cristaux durant l'écoulement magmatique (Wilshire 1969). Ce faciès est localisé au contact de la zone de cisaillement de Doda et montre des fabriques semblables à celles observées dans cette zone. On observe localement autour des enclaves de ce faciès une concentration des minéraux mafiques "schleiren", qui reflète probablement une ségrégation magmatique impliquant un classement attribuable à l'écoulement magmatique différentiel entre la tonalite submagmatique et les enclaves solides. Ceci implique que les enclaves réagissent comme un solide durant la mise en place de la tonalite rubanée. Notre interprétation favorise l'idée d'enclaves (planche 7) plutôt que de dykes amphibolitiques comme décrits par Tait *et al.* (1987).

Le rubanement décrit ici (litage) n'est pas "purement magmatique" mais se caractérise par l'absence d'indicateur de déformation à l'état solide (absence des textures de recristallisation). Ce faciès tonalitique se situe à côté de la faille de cisaillement de Doda et est donc sensible au mouvement de celle-ci. Cette tonalite peut être légèrement déformée par la déformation régionale, mais elle n'est pas assez intense pour modifier les textures primaires dans la roche et s'imposer sur celles-ci. Par conséquent, le terme de tonalite rubanée est plus approprié que celui de tonalite gneissique, donné à ce faciès dans les études antérieures (Tait *et al.* 1987; Midra *et al.* 1994). L'âge préTECTONIQUE supposé pour ce faciès est à écarter. Dans cette étude, nous proposons que ce faciès, fait partie du pluton de Father. La géochimie et la structure de ce faciès sont comparables aux autres faciès tonalitiques du pluton (voir chapitre III et V).

4-2. LA GRANODIORITE

4-2-1. La granodiorite porphyrique

La granodiorite porphyrique est le faciès principal du pluton de Father. Elle occupe plus de la moitié du pluton (750 km^2) et elle est en contact avec la tonalite rubanée au nord, avec la granodiorite non porphyrique à l'ouest et avec le pluton d'Hébert à l'est et au sud-est du pluton (figure 2.1). Elle se compose de deux sous-faciès: la granodiorite porphyrique à phénocristaux de feldspath potassique millimétriques et la granodiorite porphyrique à phénocristaux de feldspath potassique centimétriques (figure 2.1; planche 9 A). La seule différence entre ces deux sous-faciès réside dans la taille des phénocristaux. La granodiorite porphyrique est généralement de granulométrie moyenne à grossière (2 mm). Les proportions minéralogiques moyennes sont les suivantes: 15 à 20 % de quartz, 2 à 5 % de biotite et de hornblende (annexe 1). Le quartz ne montre aucun caractère de déformation à l'état solide. Il est présent sous forme de gros grains bien cristallisés et sous forme

interstitielle par rapport aux grains de plagioclase. Il est communément pris en inclusions dans les phénocristaux de feldspath potassique (planche 9 B) et aussi en petites inclusions dans les plagioclases. Les phénocristaux de feldspath potassique sont très grands (de 2 à 6 cm de longueur) et peuvent former jusqu'à 25 % de la roche. Ils sont accompagnés de la hornblende et d'une proportion non négligeable de biotite (< 10%, annexe 1). Dans certains échantillons, les grains de biotite sont localement chloritisés. Les phénocristaux sont des microclines, dont certains ont des formes cristallines bien dessinées et bien visibles en affleurement. Quelques orthoses sont également présentes (< 2%). Ces phénocristaux sont poecilitiques et contiennent des inclusions des minéraux formant la roche, tels que le plagioclase, le quartz, la biotite et la hornblende (dans certains cas, planche 9B).

La magnétite, la titanite, l'épidote et l'apatite sont les minéraux accessoires présents dans ce faciès. La magnétite (en trace) est parfois entourée de la titanite; elle se trouve en inclusions dans le clivage de la biotite. La titanite (<2%), dont la taille peut atteindre facilement 2 mm, est associée surtout à la biotite. En lame mince, les plus gros grains de la titanite sont orientés de la même façon que les biotites. L'épidote magmatique est associée généralement à la biotite et est de même taille que celle-ci (0,5 mm). L'apatite, de taille très inférieure à 0,01 mm, est automorphe et se retrouve généralement en inclusions dans la biotite.

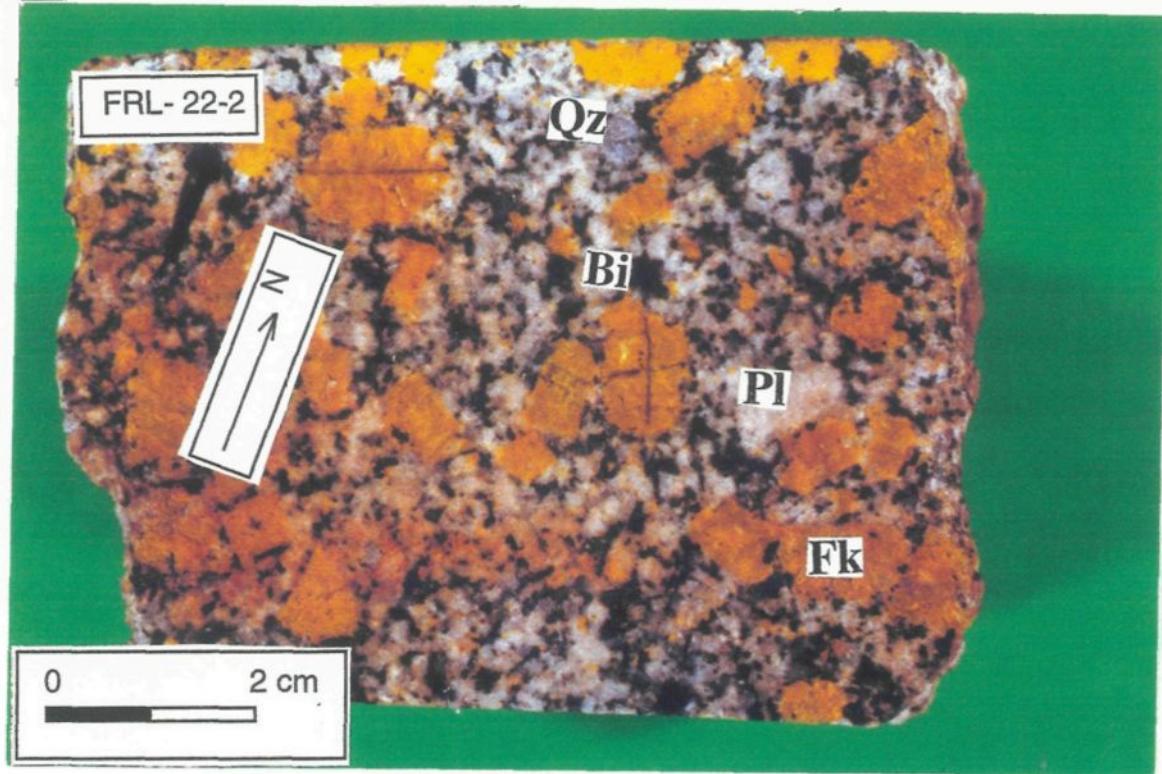
Dans le faciès granodiorite porphyrique, on retrouve de 1 à 2 % d'enclaves tonalistiques. Il y a également une présence d'un système NE de diaclases tardives hématisées dans ce faciès. Ce dernier est quelquefois associé à des poches de pegmatite riches en phénocristaux de feldspath potassique.

Planche 9: Granodiorite porphyrique.

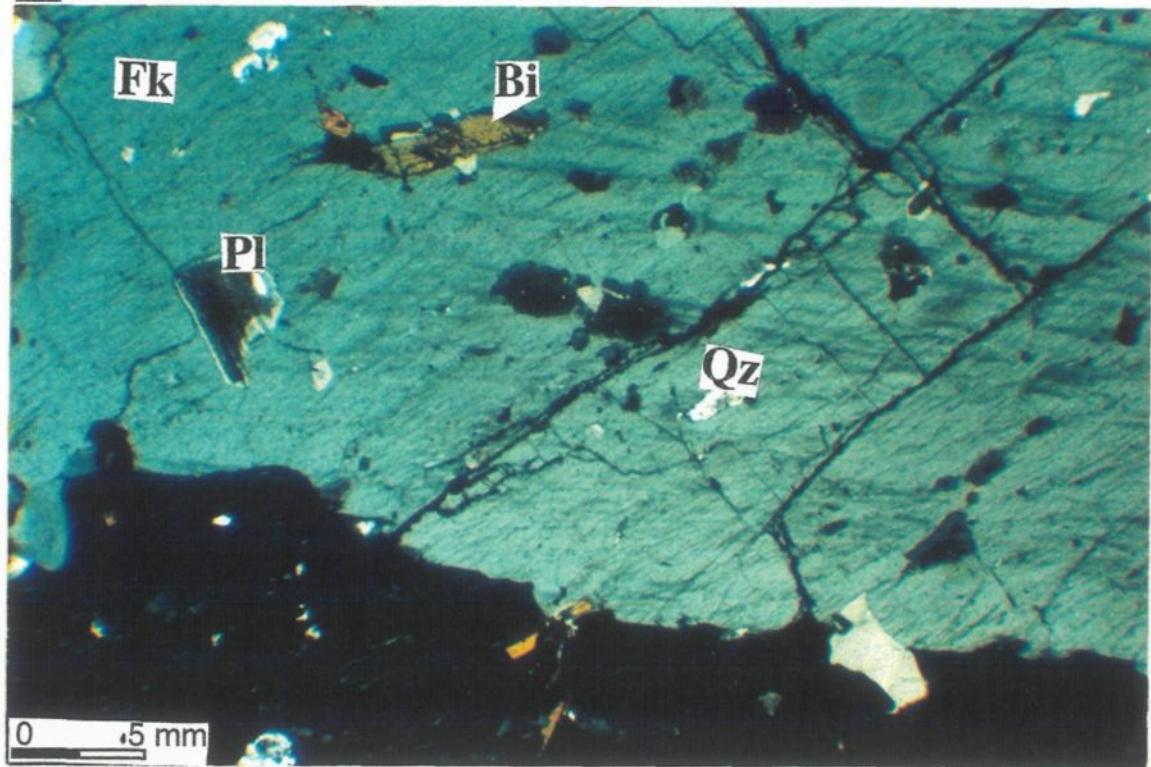
A) Granodiorite porphyrique à phénocristaux de feldspath potassique centimétriques (Fk) teintés en jaune par la cobaltinitrite contenant du quartz (Qz), de la biotite (Bi) et du plagioclase (Pl).

B) Phénocristaux poecilitique de microcline montrant des inclusions, de plagioclase (Pl), de quartz (Qz) et de biotite (Bi).

A



B



4-2-2. La granodiorite non porphyrique

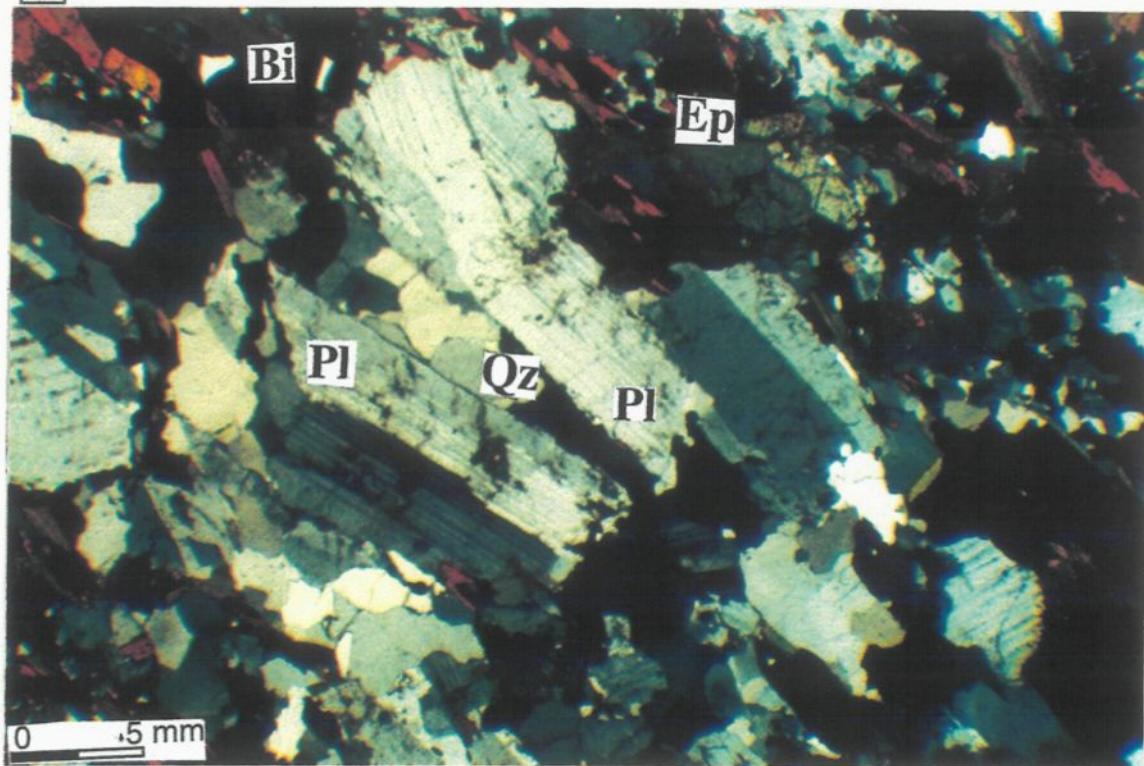
L'appellation "granodiorite non porphyrique" est nécessaire pour distinguer ce faciès du faciès principal de la granodiorite porphyrique décrit précédemment. En ordre d'importance de superficie, la granodiorite non porphyrique constitue le deuxième faciès dans le pluton de Father (figures 2.1 et 2.2). Elle est en contact avec les roches volcaniques à l'ouest du pluton. Ce faciès est composé de trois sous-faciès à granulométrie différente: à grains grossiers, à grains moyens et à grains fins. Ils présentent tous une texture grenue et la minéralogie est presque la même pour les trois sous-faciès. Les proportions minéralogiques caractéristiques des différents sous-faciès sont décrites ci-après. Le faciès à grains fins comprend 1% de biotite en paillettes très minces. Le faciès à grains grossiers montre 2 à 3 % de biotite en paillettes minuscules et en grains globuleux. Le faciès à grains grossiers est caractérisé surtout par des gros grains de quartz (1 cm) rendant la roche massive et ne montre presque pas de foliation. La proportion de quartz est de 25 à 30 % et les grains sont généralement en remplissage entre les grains de feldspath potassique et de plagioclase, qui constituent de 20 à 40% de la roche (annexe 1). Les plagioclases s'y trouvent sous forme de cristaux rectangulaires bien alignés (planche 10A) et montrent de bons clivages et des macles polysynthétiques parallèles et distinctes. Les grains de plagioclase sont parallèles entre eux; ils ne se recoupent pas les uns par rapport aux autres. La proportion de feldspath potassique ne dépasse pas 20 % dans ce faciès et ce minéral présente généralement les macles de la microcline (0,2 mm). Le feldspath, surtout, occupe, avec le quartz, des interstices entre les plagioclases. La hornblende est absente dans ce faciès.

Les minéraux accessoires sont différents d'un sous-faciès à l'autre et dépendent de la granulométrie de la granodiorite. La magnétite est caractéristique du sous-faciès à grains fins qui est pauvre en biotite (2% et 1% respectivement). Elle est octaédrique, bien formée

Planche 10: Granodiorite non porphyrique.

- A) Granodiorite non porphyrique montrant une texture magmatique grenue. Notez la biotite en paillettes très minces (Bi), de l'épidote magmatique de même taille que la biotite (Ep), le quartz allongé en remplissage entre les grains du plagioclase (Pl) qui se présentent sous forme de cristaux rectangulaires bien alignés. Les plagioclases montrent des bons clivages et des macles polysynthétiques parallèles et distinctes. Ils sont parallèles entre eux et ne se recoupent pas les uns les autres.
- B) Contact (C) entre la granodiorite à grains grossiers (Gd) et la granodiorite porphyrique (GP). Notez que la granodiorite non porphyrique recoupe la granodiorite porphyrique.

A



B



et peut représenter en général jusqu'à 3 % de la roche. La titanite est généralement présente dans les roches à grains moyens; elle est bien développée et moins abondante dans la roche à grains fins. Elle se présente en grains automorphes et peut atteindre jusqu'à 2 mm de longueur dans la granodiorite à grains moyens. L'épidote existe en petite quantité près de la biotite et elle est surtout abondante dans le faciès à grains moyens (planche 10 A). Ce faciès ne contient pas beaucoup d'enclaves (< 1% d'enclaves tonalitiques). Sur le terrain, on a observé que la granodiorite à grains grossiers recoupe la granodiorite porphyrique (planche 10 B) et que la granodiorite à grains fins recoupe la granodiorite à grains moyens.

4-3. PEGMATITE ET APLITE

4-3-1. Introduction

Le pluton de Father contient une grande quantité de poches de pegmatite et de dykes pegmatitiques et aplitiques. Leur composition est très semblable. Elles sont riches en plagioclase et sont associées surtout au faciès granodioritique. Elles se différencient uniquement par la taille des grains. Les poches de pegmatites sont recoupées par des dykes aplopegmatitiques qui sont parfois porphyriques. L'injection de ces dykes caractérise l'activité magmatique tardive du pluton de Father. Au nord du lac Father, un ensemble de dykes de pegmatite et d'aplite recoupe l'encaissant (tonalite de Lichen). Ces dykes, dont la composition est granodioritique, ne sont pas déformés et témoignent ainsi de leur caractère postérieur par rapport au pluton de Lichen.

4-3-2. Pegmatite

Les pegmatites sont reconnues en affleurement décamétrique (planche 11 A) et / ou sous forme de dykes centimétriques à millimétriques d'épaisseur (0,5 à 10 cm). Elles sont

très distinctes, mais il arrive, dans certains cas, qu'elles soient ensemble avec les aplites. Dans ce cas, les aplites forment l'une des bordures du dyke, sans que cela soit répétitif. Les bordures de ces dykes sont parfois irrégulières. Les pegmatites sont essentiellement de composition granodioritique. Les minéraux présents sont le quartz et le feldspath (surtout du plagioclase); la biotite est absente. La phase pegmatitique recoupe surtout la phase granodioritique. Dans la partie sud-ouest du pluton, dans la phase granodioritique, la pegmatite montre une orientation des grains de feldspath et de quartz presque perpendiculaire au contact pegmatite/granodiorite. Ceci montre la croissance des grains vers un seul côté (planche 11B). De telles structures ont été décrites par Kirkham et Sinclair (1985) dans les aplites (Colombie-Britannique) sous forme de texture en peigne dont le sens de croissance indique le centre du pluton. L'interprétation de ces figures dans le cas du pluton de Father suggèrent que ce dernier n'a pas subi de basculement et que les pegmatites constituent probablement le sommet du pluton et représentent sa phase résiduelle (planche 11 B). Les amas de pegmatite montrent des bordures irrégulières, parfois très concentrées en mégacristaux de feldspath potassique centimétriques. Ceci nous indique que la phase granodioritique n'était pas encore complètement solidifiée lors de la mise en place de la pegmatite et constitue une phase co-génétique avec la granodiorite.

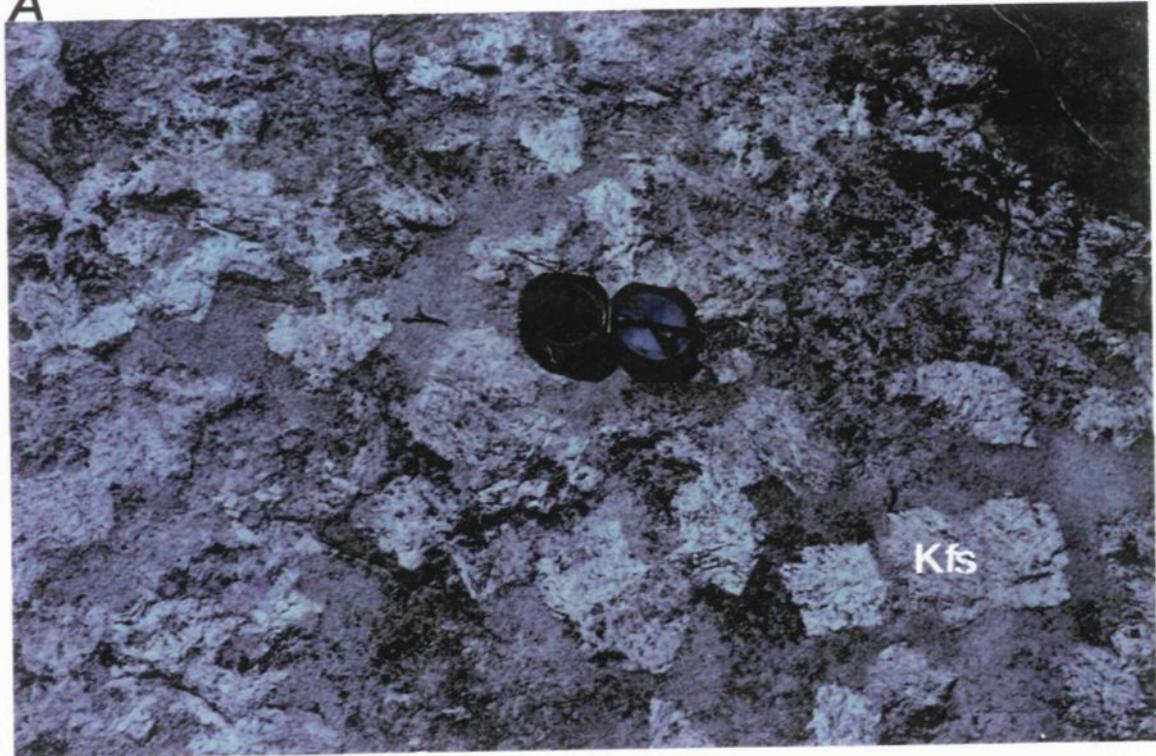
4-3-3. Aplité

Les aplites se manifestent généralement sous forme de dykes millimétriques à centimétriques de composition granitique et elles sont moins abondantes dans le pluton (planche 12 A). Dans le secteur du lac Father, des dykes de même composition mais de différentes tailles se recoupent. Ces dykes ne montrent aucune déformation, même ceux associés à la tonalite rubanée au nord du pluton, qui montrent toujours des contacts très nets. Cette observation indique que le pluton était solide lors de l'injection de ces dykes.

Planche 11: Pegmatite.

- A) Affleurement décamétrique pegmatitique faisant la partie sommitale de la granodiorite. La surface de l'affleurement est parallèle aux épontes du dyke et les cristaux sont allongés de façon perpendiculaire à ces épontes. Notez la taille des cristaux de feldspath potassique (Kfs).
- B) Dyke de pegmatite (Pe) traversant la granodiorite (Gd). Les cristaux montrent la croissance unidirectionnelle des grains de feldspath potassique (Kfs) et de quartz (Qtz) vers le SE correspondant au centre du pluton (texture en peigne). Ceci indique que le pluton n'a pas subi de basculement.

A



B

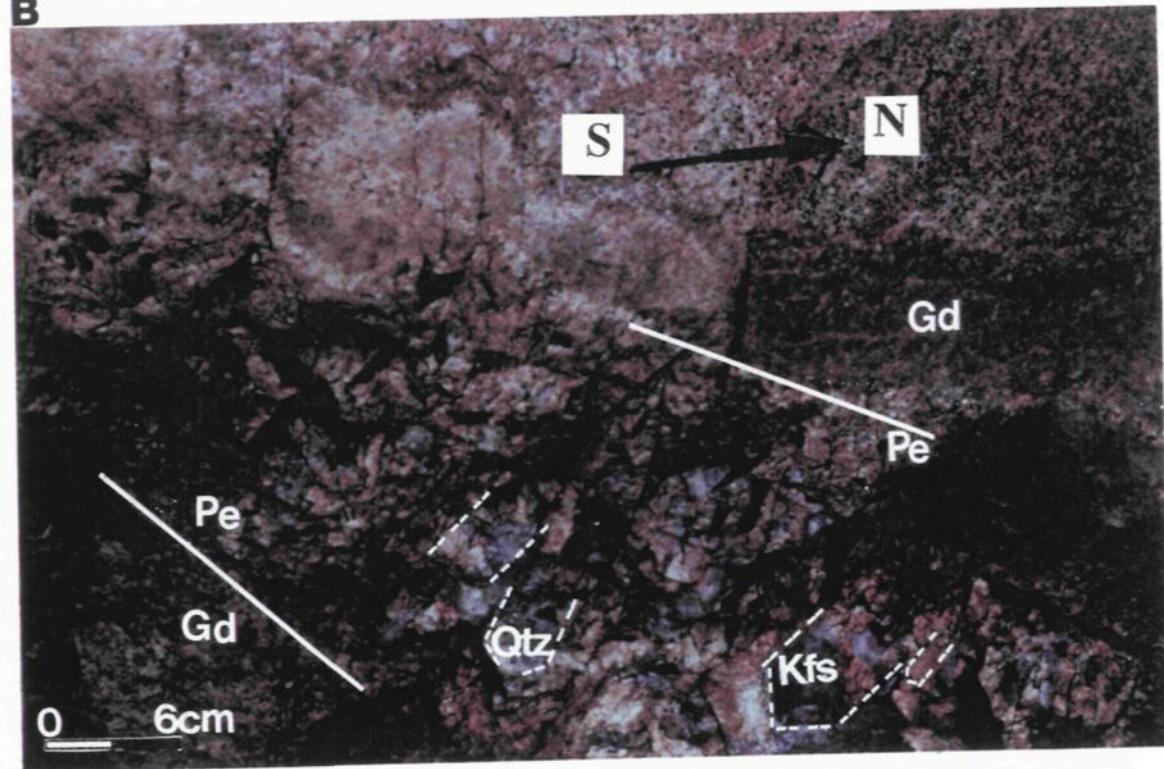
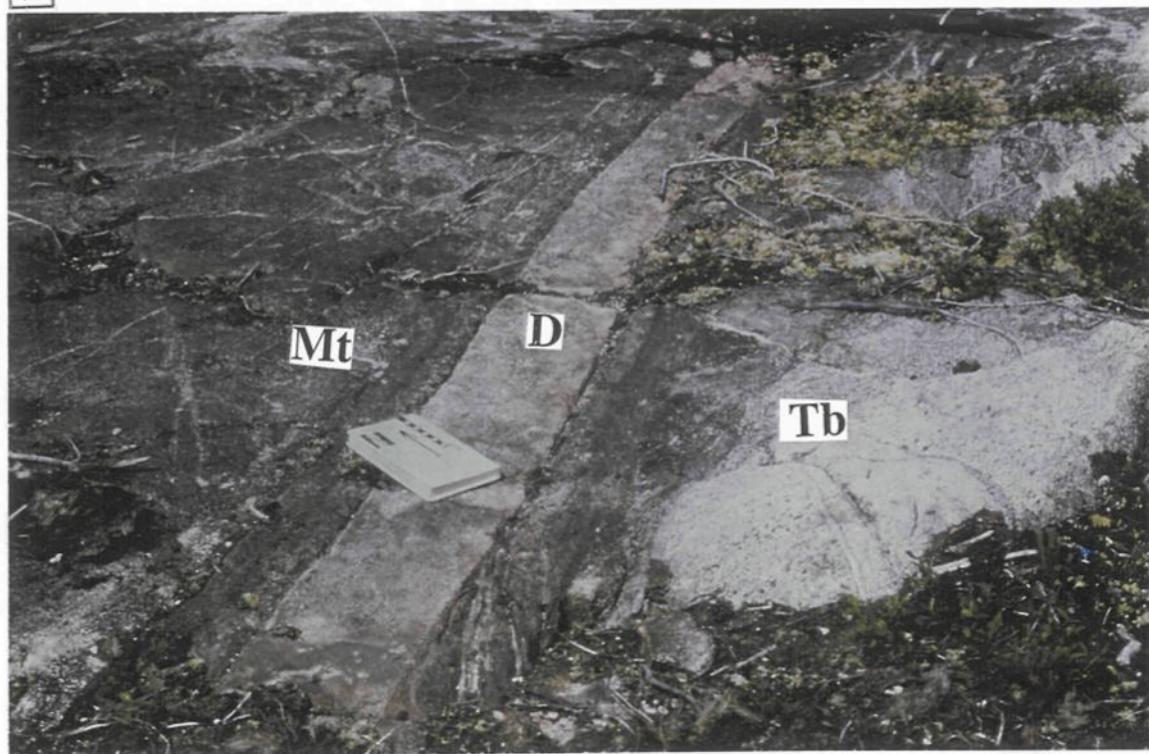


Planche 12: Aplit et dyke aplopegmatitique.

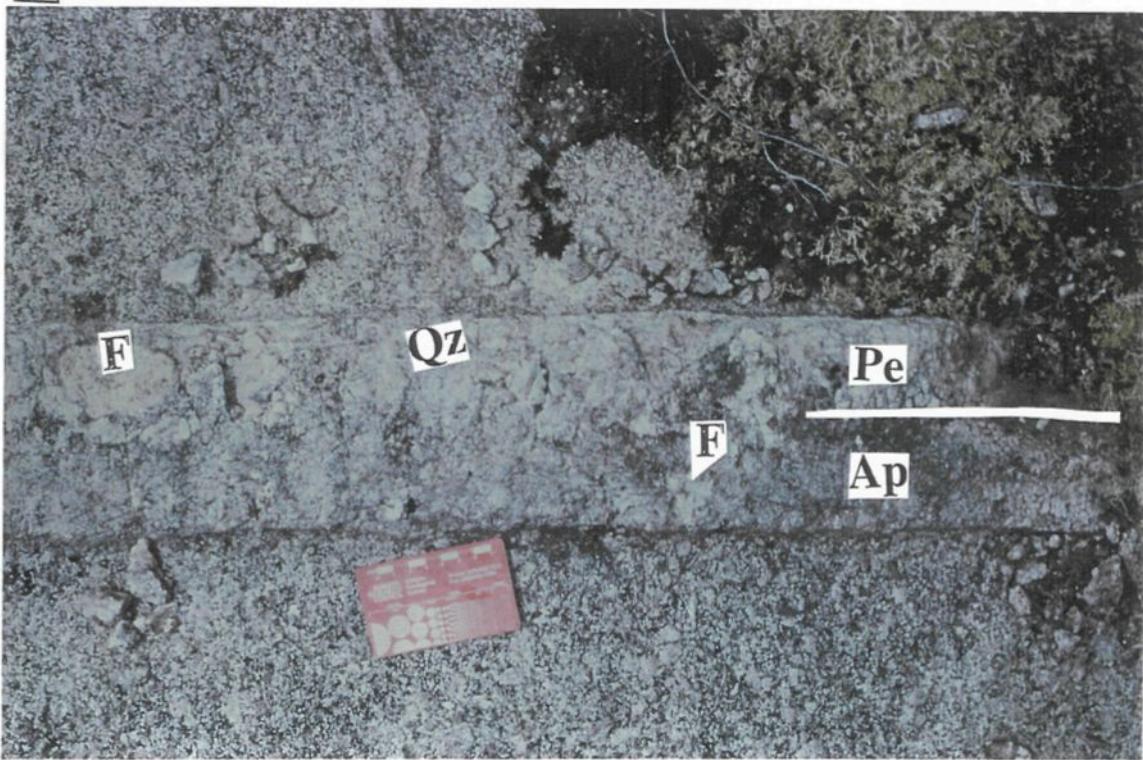
A) Dyke d'aplite (D) recoupant le contact entre la tonalite à biotite (Tb) et la tonalite à biotite et à hornblende (Mt). Notez que ce dyke, au contact très net, ne montre aucune déformation.

B) Dyke aplopegmatitique asymétrique à organisation litée non répétitive. La bordure pegmatitique (Pe) est riche en gros grains de quartz (Qz) et de feldspath (F) disposés perpendiculairement au dyke. La bordure aplitique (Ap) à granulométrie fine est riche en quartz. La partie aplitique montre quelques grains grossiers de feldspath (F).

A



B



La granodiorite porphyrique contient des dykes aplopegmatitiques. Il s'agit d'aplite associée à un renflement pegmatoïde localisé d'un seul côté du dyke (dyke asymétrique) (planche 12 B). On observe macroscopiquement, d'une part, une bordure pegmatitique riche en gros grains de quartz et de feldspath disposés perpendiculairement au dyke et, d'autre part, une bordure aplitique à granulométrie très fine riche en quartz. Dans certains cas, quelques grains de feldspath peuvent se glisser dans la partie aplitique. Cette organisation rubanée, mais ici non répétitive, caractérise les corps aplopegmatitiques (Gouvanvic et Gagny 1987) dont la nature est probablement magmatique. En effet, ce litage, bien qu'il soit non répétitif, serait acquis durant le stade magmatique; le potassium migre vers les parties plus froides. Cette explication a été avancée par Orville (1960) lors de l'étude des faciès pegmatitiques du Dakota du sud. Ceci indique que les parties froides (pegmatitiques) cristallisent en premier et que le reste du liquide résiduel forme alors la partie aplitique.

CHAPITRE III

GÉOCHIMIE

1. INTRODUCTION

Ce chapitre a pour but de documenter la nature du magma parental et de déterminer les processus permettant de générer les différents faciès du pluton. L'absence d'analyses géochronologiques provenant des différentes phases du pluton de Father fait de la géochimie un outil très important pour établir si toutes les phases du pluton appartiennent bien à un même système magmatique. On présentera les résultats de l'analyse géochimique de la roche totale afin de caractériser les différentes phases du pluton et les roches environnantes et d'évaluer le type d'environnement tectonique de mise en place. L'analyse des phases minérales du pluton sera présentée au chapitre IV. À la suite de ce chapitre de géochimie, les éléments de terres-rares seront désignés par les lettres ETR.

Un ensemble de 72 échantillons a été choisi pour l'analyse géochimique: 43 échantillons représentant différents faciès du pluton de Father, 8 échantillons d'enclaves, 1 d'une roche volcanique, 2 de dykes d'aplite, 3 de pegmatite, 4 de brèches et 11 de roches encaissantes (plutons de Lichen, d'Hébert et de Mountain). Les 43 échantillons sont considérés représentatifs du pluton. Généralement, les échantillons sont pris loin des zones riches en enclaves et en pegmatites. La figure 3.1 montre la localisation des échantillons analysés.

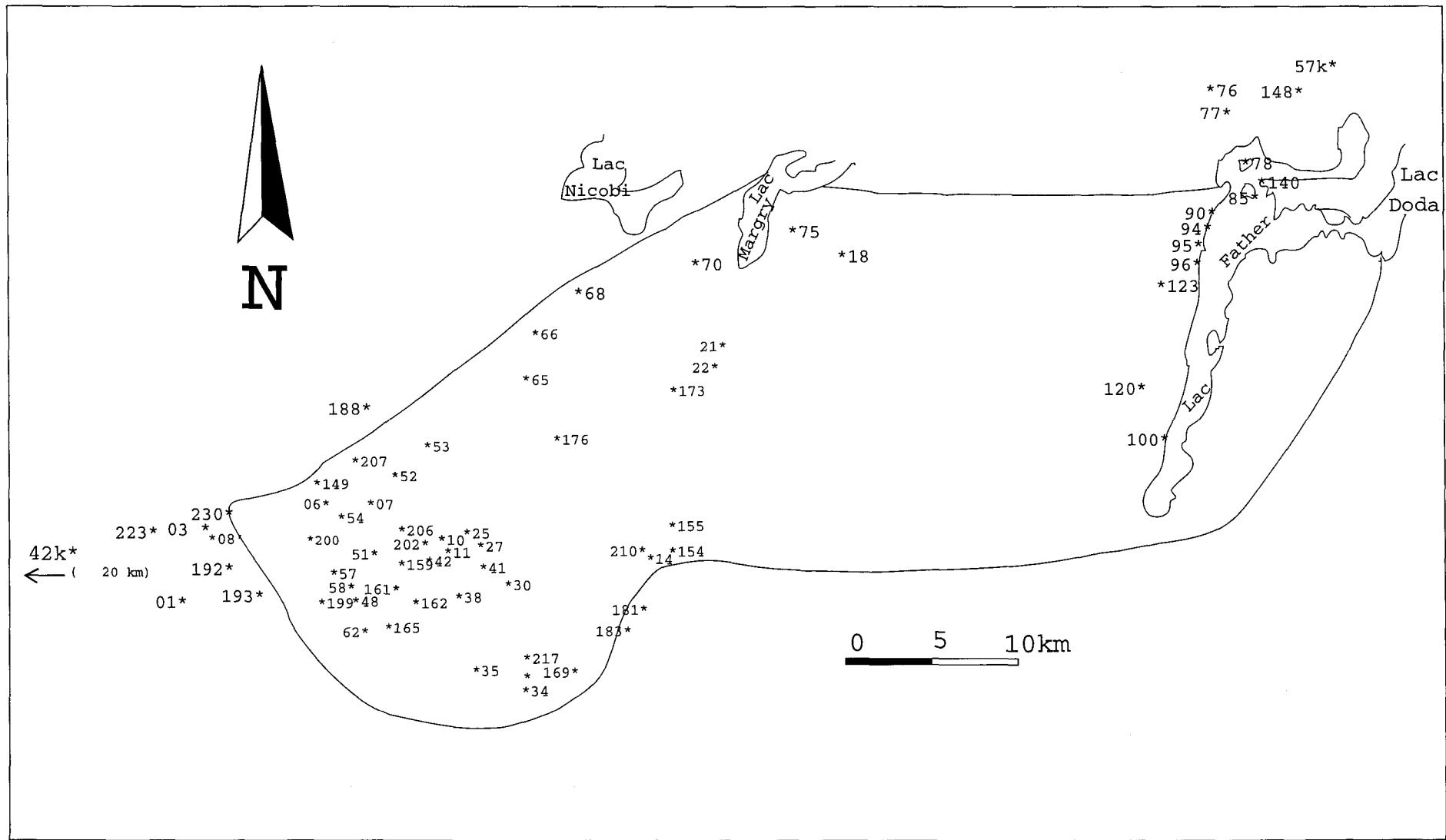


Figure 3.1: Carte de la localisation des échantillons analysés du platon de Father et de son encaissant.

Les analyses d'oxydes majeurs et certains éléments (Ni, Rb, Ba, Cr, Sr, Y, Zr, Nb et Ga) ont été effectuées par fluorescence X à l'Université McGill à Montréal (XRF). Les résultats des analyses de terres-rares (ETR) et quelques autres éléments tels que Sc, Cs, (Cr, Ba), Ta, Th et U ont été obtenus par activation neutronique (AN) au laboratoire de l'Université du Québec à Chicoutimi, selon la méthode décrite par Bédard et Barnes (1990). La limite de détection des éléments analysés par les deux méthodes est présentée à l'annexe 2.

Les pourcentages d'oxydes, la teneur en éléments traces et ETR de chacun des échantillons analysés sont regroupés sous forme de tableau (annexe 2). Les spectres des ETR sont normalisés selon les teneurs de chondrite et les spectres des diagrammes multi-éléments (spidergram) selon les valeurs dans le manteau (Haskin *et al.* 1968; Thompson 1983 dans Rock 1987). En effet, Rock (1987) a mentionné l'ordre des éléments et introduit une normalisation standard pour la réalisation des diagrammes multi-éléments. Même si ces valeurs ne sont pas des valeurs "parfaites", elles sont encore acceptées universellement. Les valeurs de normalisation de Sun et McDonough (1989) et McDonough et Sun (1995) sont légèrement améliorées et les différences avec celles que nous avons utilisées ici ne sont pas significatives à l'échelle logarithmique.

2. PROCESSUS RELIANT LES DIFFÉRENTS FACIÈS DU PLUTON DE FATHER

2-1. INTRODUCTION

Les faciès formant le pluton de Father présentent des compositions chimiques en oxydes majeurs très variées. En effet, la tonalite à biotite et à hornblende contient 50% de SiO_2 avec 7% de MgO alors que la granodiorite contient jusqu'à 76% de SiO_2 avec 0,5% de MgO (annexe 1). Il est donc très important de savoir de quelle façon sont reliées les différents faciès formant le pluton. Une des explications possibles de cette variation serait la

cristallisation fractionnée. Dans le but de tester cette hypothèse, nous présentons des diagrammes binaires des différents oxydes et éléments traces en fonction de la silice (diagramme de Harker). Selon cette approche, l'augmentation de la silice s'explique par une augmentation du degré de fractionnement et donc l'axe X représente l'indice de différenciation alors que le comportement des éléments projetés sur l'axe Y permet de définir quels sont les éléments qui ont un comportement compatible, incompatible ou stable durant le fractionnement.

Les observations pétrographiques indiquent que les minéraux les plus communs dans les différents faciès du pluton de Father sont la hornblende, la biotite, le plagioclase et le feldspath potassique. Les analyses à la microsonde (voir le chapitre IV) indiquent que le plagioclase est de l'oligoclase. L'une des étapes est d'établir laquelle de ces phases minérales est impliquée dans la cristallisation fractionnée.

2-2. DIFFÉRENCIATION DU PLUTON DE FATHER

En se basant sur le comportement des éléments dans les diagrammes de Harker (figures 3.2, 3.3, 3.4, 3.5 et 3.6), on peut classer les éléments chimiques analysés dans le pluton de Father en quatre groupes.

Le groupe 1 comprend les éléments qui ont un comportement compatible dans la séquence de cristallisation. Ces éléments sont ceux qui ont un coefficient de partage (noté D) supérieur à 1. Ils diminuent linéairement avec l'augmentation du SiO_2 . Ce sont les suivants: TiO_2 , Fe_2O_3 T, MgO , MnO , P_2O_5 , CaO , Cr , Sc , Ni , Y , Sm et ETR lourdes (figures 3.2 et 3.3). Ces éléments sont tous présents dans la hornblende (sauf P_2O_5). La diminution des ETR lourdes (Tb, Yb et Lu) et de Y suggère le fractionnement de la hornblende (Arth et Barker 1976). Dans le diagramme CaO vs SiO_2 , l'oligoclase et la hornblende ont un effet

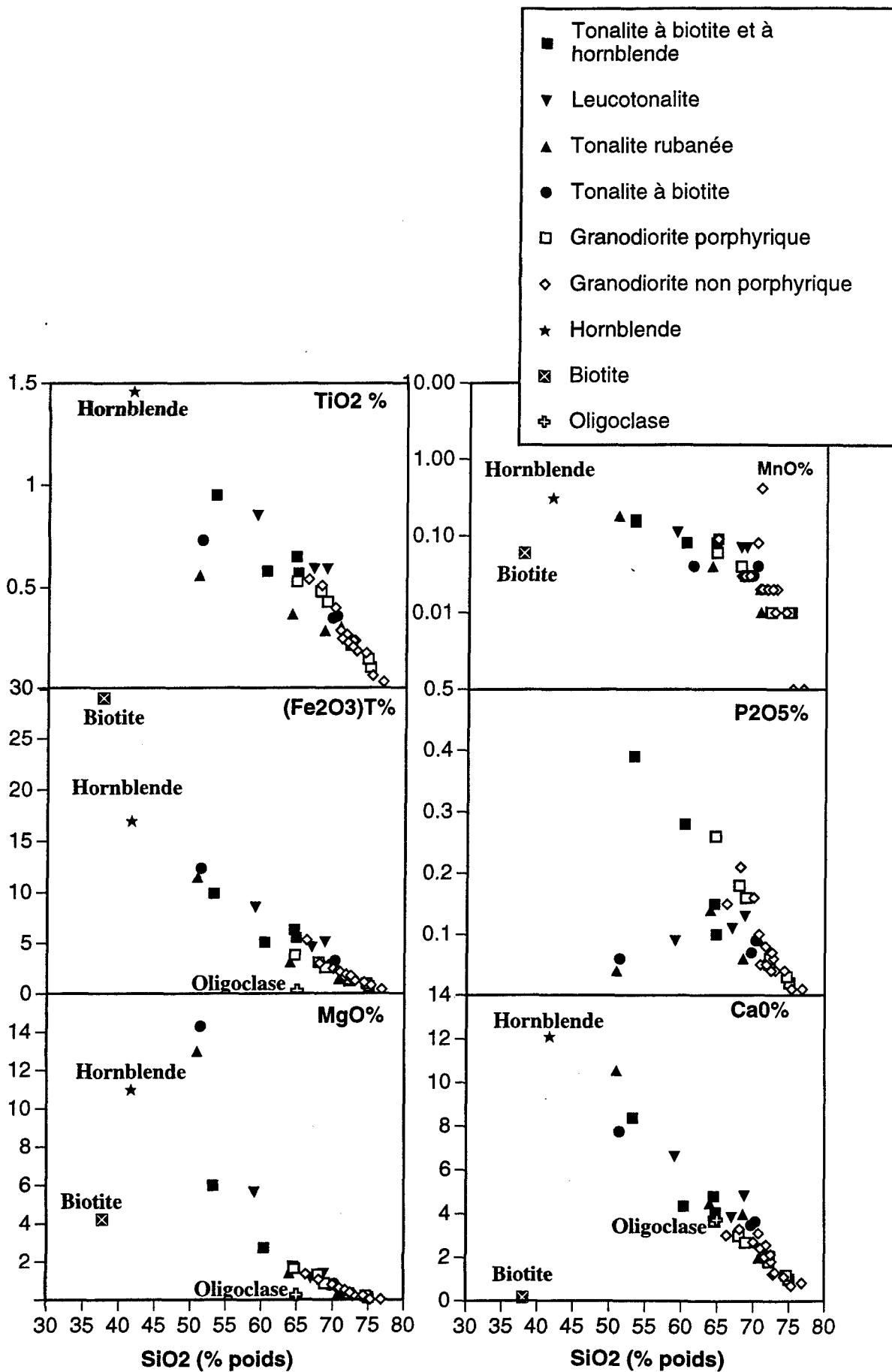


Figure 3.2: Diagrammes binaires montrant les phases fractionnées à partir du magma parental (tonalite à biotite et à hornblende) du pluton de Father.

similaire et tous les échantillons sont reliés par une seule ligne droite (figure 3.2). À environ 65% de SiO_2 , il y a un changement dans le comportement des échantillons (diagramme FeO et MgO vs SiO_2 ; figure 3.2). Cette tendance indique probablement la cristallisation de l'oligoclase. Cette explication devient encore plus plausible quand on considère le diagramme Al_2O_3 vs SiO_2 (figure 3.3, groupe 2). Les teneurs élevées en P_2O_5 et faibles en SiO_2 semblent indiquer que l'apatite a débuté sa cristallisation tôt dans le processus (P est un élément majeur dans la composition de l'apatite). Tous les ETR se concentrent fortement dans l'apatite (D est de 10 à 50). Par conséquent, la cristallisation fractionnée de l'apatite renforcerait l'effet de la hornblende pour les ETR moyennes et ETR lourdes. À première vue dans les diagrammes Y, Yb, Sm et Tb vs Si (figure 3.3) on observe deux tendances. La tendance qui correspond à l'évolution des faciès de Father est la seule qui est retenue ici. La tendance basée sur les enclaves suggère que ces dernières ne sont pas co-magmatiques avec les faciès tonalistiques du pluton. En effet, quelques-unes de ces enclaves sont volcaniques (annexe 2).

La diminution du TiO_2 avec l'augmentation de SiO_2 couplée avec la diminution du Sc, Cr et Ni (figures 3.2 et 3.3), peut indiquer le fractionnement de petites quantités de magnétite (Ayuso et Arth 1992). La cristallisation fractionnée peut produire des concentrations élevées plus ou moins importantes et variables d'éléments incompatibles (e.g. Nb et Hf; Hudson et Arth 1983) et des concentrations faibles ou moins importantes et variables des éléments compatibles dans la granodiorite en général.

La hornblende est un minéral clé dans le pluton de Father puisque pour la plupart des échantillons analysés dans le pluton, ce sont les plus riches en SiO_2 qui sont peralumineux (figure 3.8), les autres étant méta-alumineux. Pour expliquer le degré élevé de la peraluminosité dans la plupart des échantillons (figure 3.8), les variations chimiques

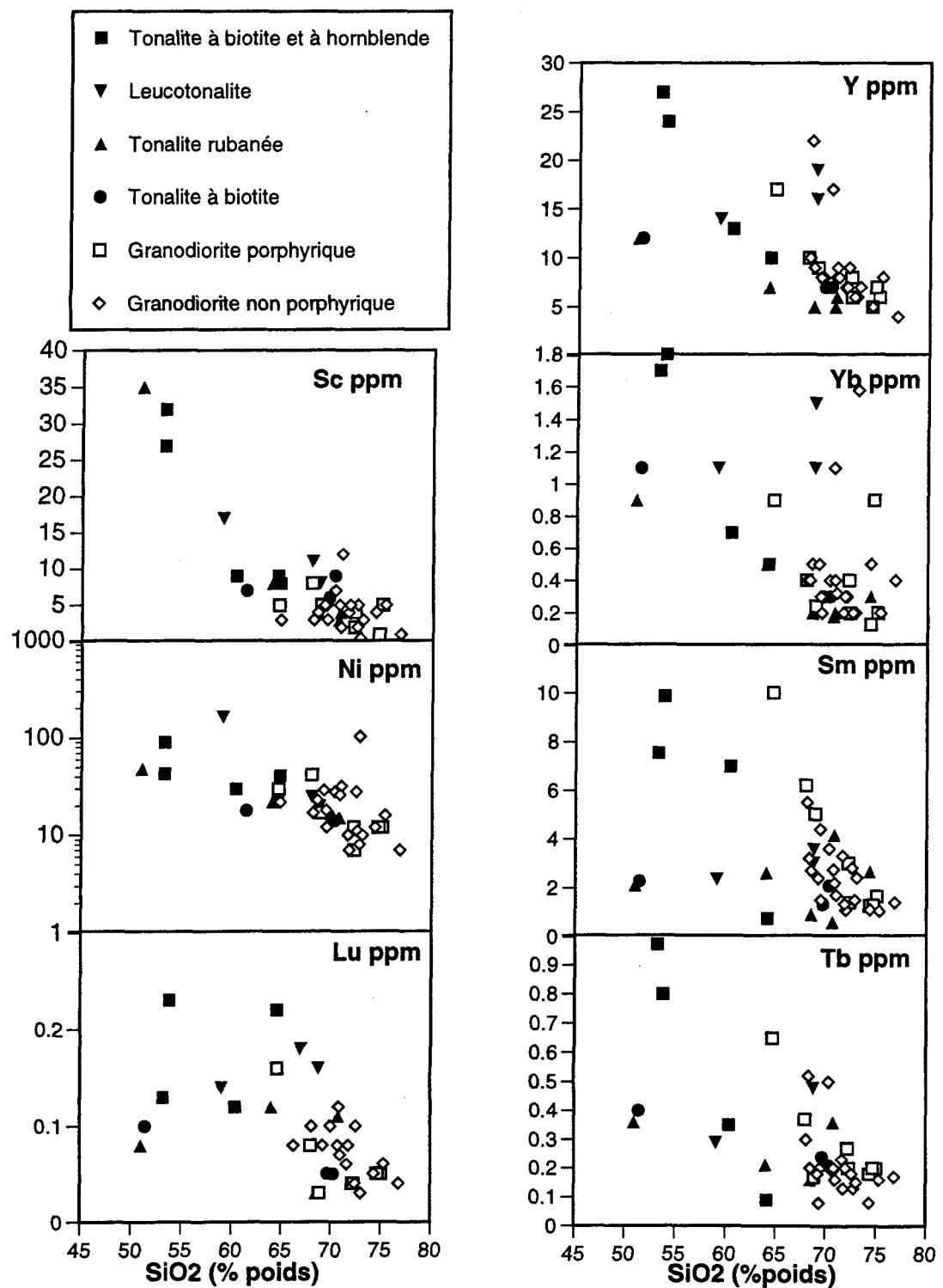


Figure 3.3: Diagrammes de Harker appliqués au différents faciès du pluton de Father. Notez la diminution des éléments avec l'augmentation de la silice.

observées dans un pluton calco-alcalin peuvent être attribuées à un fractionnement de quelques phases minérales (Cawthorn et O'Hara 1976). Il serait possible de produire une suite peralumineuse lors de la différenciation par extraction de l'amphibole à une pression d'eau moyenne (Cawthorn *et al.* 1976; Abbott 1981).

Le groupe 2 comprend les éléments dont le comportement est stable entre 50 et 65% de SiO_2 , et un comportement compatible (D est proche de 1) après 65% de SiO_2 . Ces éléments sont: Al_2O_3 , Na_2O , Sr , Ga et Eu (figure 3.4). Comparativement aux autres minéraux ils sont tous présents en quantité importante dans le plagioclase. En effet, à partir de 65% de SiO_2 , l'oligoclase a commencé à cristalliser et le contenu en Al_2O_3 dans le liquide diminue par la cristallisation de l'oligoclase (figure 3.4). Le même effet peut être remarqué dans les diagrammes de Na_2O , Sr ($D=4,4$) et Eu ($D=2,1$) vs SiO_2 . Par conséquent, le comportement compatible de ces éléments à partir de 65% de SiO_2 reflète la cristallisation de l'oligoclase. Une autre explication plausible est que ceci peut être attribuable à une cristallisation d'une quantité moins importante de biotite (< 10%) de 50 à 65% de SiO_2 .

Le groupe 3 comprend les éléments dont le comportement est légèrement incompatible entre 50 et 65% de SiO_2 , et un comportement incompatible ($D < 1$) après 65% de SiO_2 . Ces éléments sont K_2O , Ta , Rb , Ba et Cs , tous présents dans la biotite ou dans le feldspath potassique (figure 3.5). Le K_2O peut être contrôlé par la cristallisation de la hornblende de 50 à 65% de SiO_2 et une fois que cette dernière cesse d'être importante, le K_2O augmente dans le magma (de 65 à 76% de SiO_2) et se concentre dans les feldspaths potassiques qui cristallisent. Il est à noter qu'il ne semble pas y avoir eu de fractionnement ni d'accumulation de feldspath potassique. La hornblende ne prend pas le Cs , le Rb et le Ba . Le comportement stable de ces éléments entre 50 et 65% de SiO_2 amène à croire plutôt que c'est seulement une faible quantité de biotite qui cristallise puis qui cesse de cristalliser après 65% de SiO_2 .

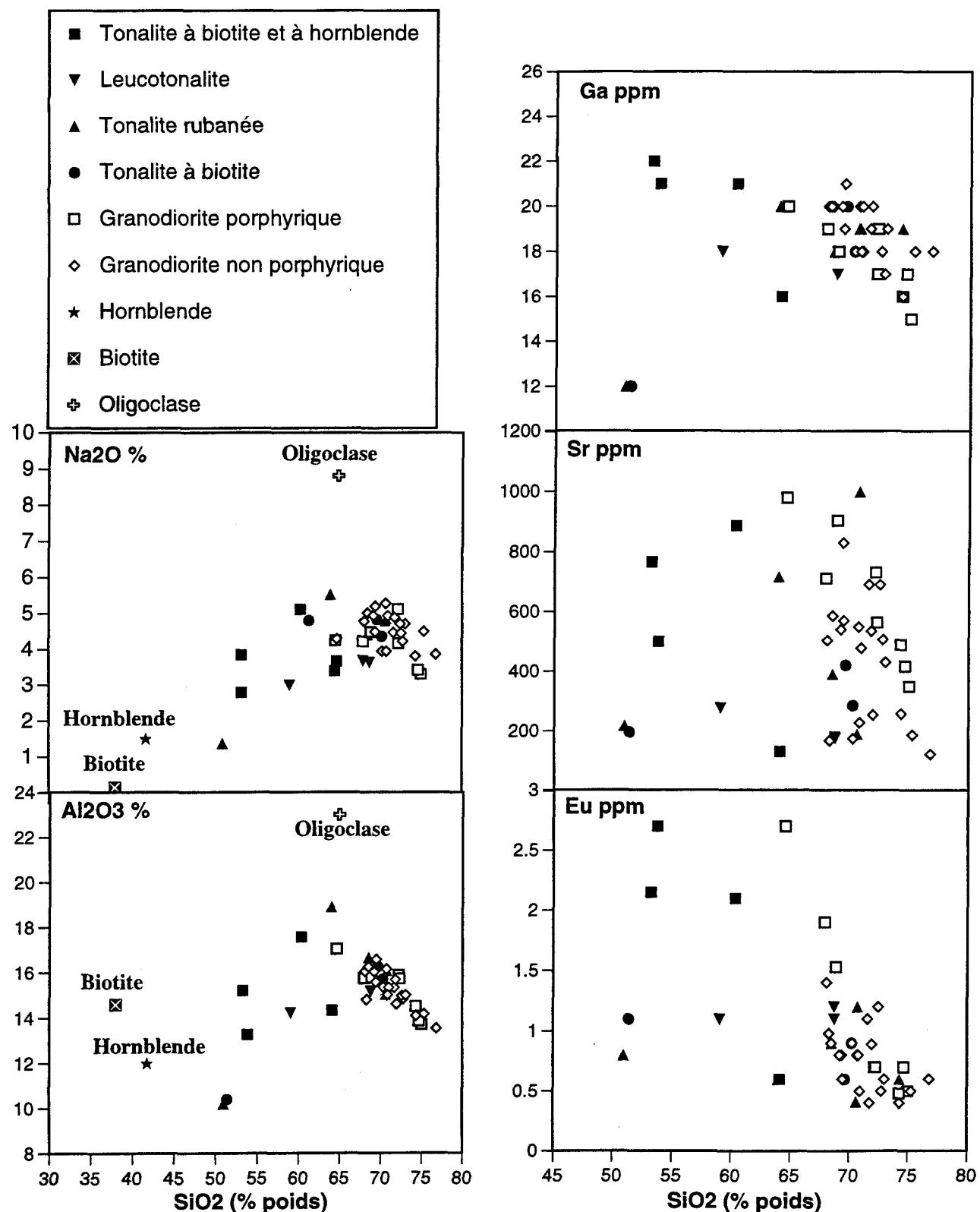


Figure 3.4: Diagrammes de Harker appliqués aux différents faciès du pluton de Father. Notez que Al_2O_3 , Ga, Sr et Eu ont un comportement plat avant 63% SiO_2 . Après ils diminuent avec l'augmentation de la silice alors que Na_2O augmente avec l'accroissement de la silice.

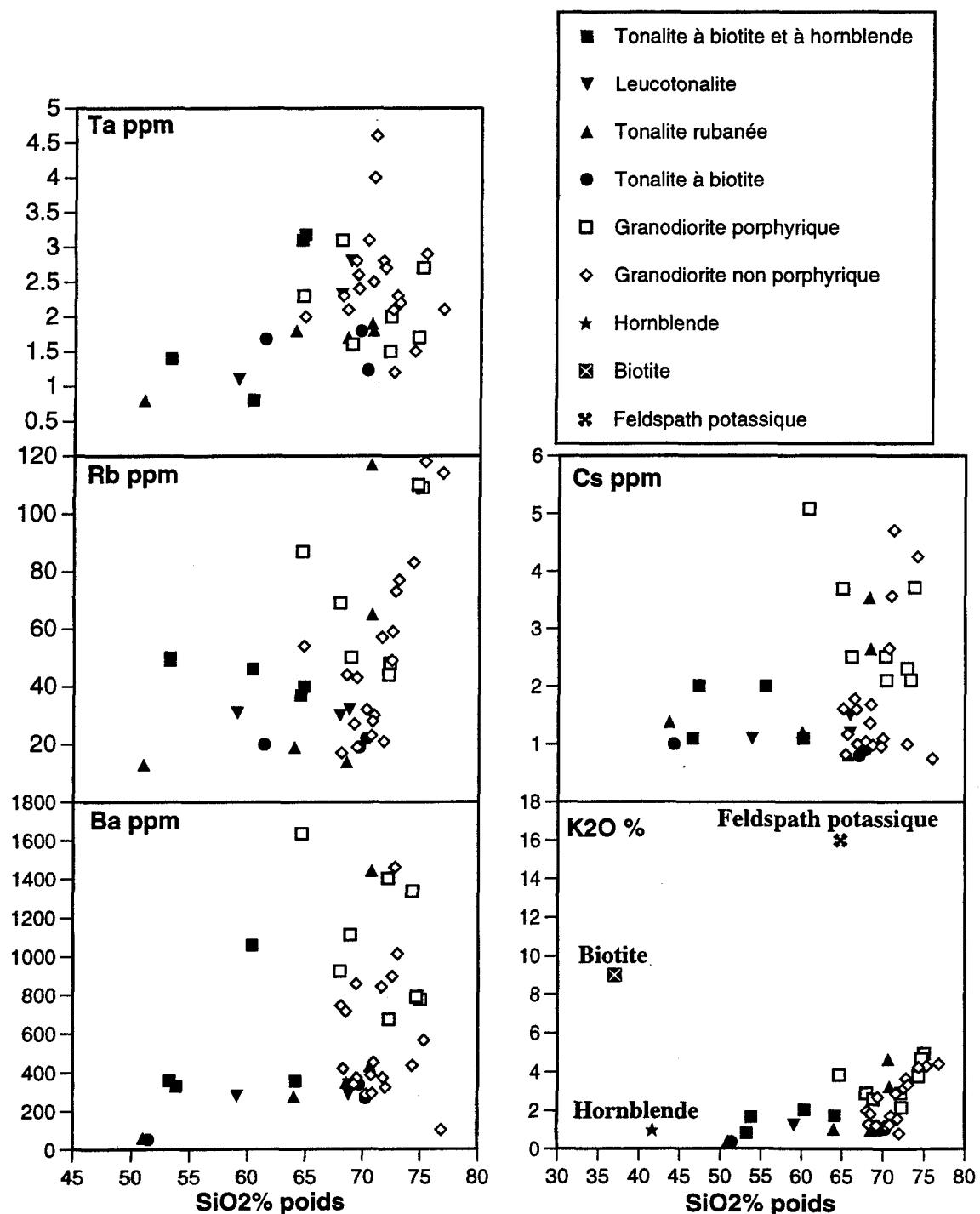


Figure 3.5: Diagrammes de Harker appliqués aux différents faciès du pluton de Father. Notez le comportement plat des éléments jusqu'à 63% SiO_2 . Après, les éléments augmentent avec l'accroissement de la silice.

En effet, le Rb et le Ba sont normalement compatibles dans la biotite et son fractionnement est suggéré probablement par l'enrichissement du magma après 65% de SiO_2 en ces deux éléments et également en Cs et Ta. Le fractionnement de l'oligoclase et de la hornblende contribue aussi à l'augmentation du Rb avec l'augmentation du SiO_2 dans le pluton (de la tonalite à biotite et à hornblende à la granodiorite) alors que la diminution très légère du Ba (surtout de la granodiorite porphyrique à la granodiorite non porphyrique) avec l'augmentation du SiO_2 semble indiquer surtout le fractionnement de la biotite.

Le groupe 4 comprend les éléments dont le comportement est stable tout au long de la différenciation magmatique (de 50 à 76% de SiO_2). Ces éléments sont: Hf, Zr, Th, U, Nb, et ETR légères (figure 3.6). Ils ont un coefficient de partage D aux alentours de 1. La cristallisation fractionnée en quantité faible de quelques minéraux accessoires tels que l'apatite, l'allanite et l'épidote peut *a priori* expliquer le comportement de ces éléments.

2-3. SOMMAIRE DES RÉSULTATS

Les oxydes, qui décroissent avec l'augmentation de la silice (de 50 à 65%, TiO_2 , Fe_2O_3 T, MgO , MnO , P_2O_5 et de CaO) indiquent que la hornblende est la phase minérale la plus importante à être fractionnée.

L'action de l'oligoclase est mise en valeur après 65% de SiO_2 . Le feldspath potassique ne semble pas avoir subi le fractionnement ou, plutôt, qu'il n'y a pas d'évidence pour inclure le feldspath potassique dans les phases minérales fractionnées.

Les phases accessoires observées dans les différents faciès du pluton pouvant avoir un effet sur les éléments compatibles sont la magnétite, l'épidote et l'apatite.

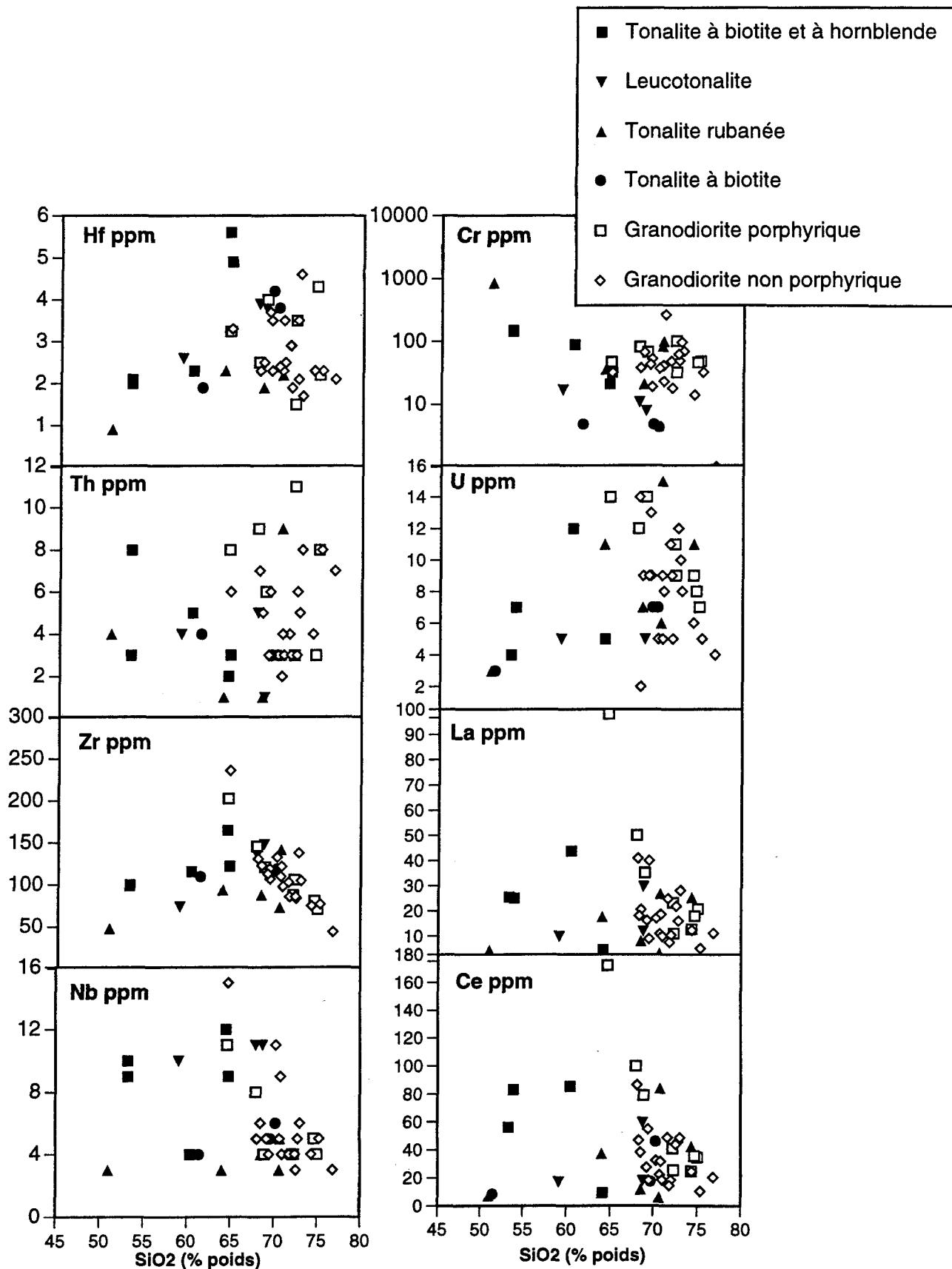


Figure 3.6: Diagrammes de Harker appliqués aux différents faciès du pluton de Father. Notez que ces éléments ne varient pas linéairement avec l'augmentation de la silice.

3. CLASSIFICATION DES DIFFÉRENTS FACIÈS DU PLUTON DE FATHER

3-1. CLASSIFICATION

Les roches du pluton de Father se situent dans le domaine subalcalin, selon le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 (Irvine et Baragar 1971) (figure 3.7A). Le diagramme AFM (Irvine et Baragar 1971) permet de voir que les roches du pluton de Father sont calco-alcalines (figure 3.7B). Elles sont généralement peralumineuses (rapport moléculaire $0.7 < \text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} < 1.15$; figure 3.8). Ce sont les échantillons très riches en SiO_2 qui ont un rapport moléculaire supérieur à 1.

3-2. DIAGRAMMES MULTI-ÉLÉMENTS

Les diagrammes multi-éléments normalisés des suites calco-alcalines montrent en général des spectres ayant une pente négative avec une anomalie négative en Nb (Ta), en Ti et en P typique d'un magmatisme de zone de subduction (Thompson 1982). Les diagrammes multi-éléments du faciès tonalitique du pluton de Father montrent les caractéristiques suivantes (figures 3.9, 3.10 et 3.11): 1) un spectre à pente négative très progressif et une anomalie négative en Nb; 2) une très faible anomalie en Sr; 3) une faible anomalie négative en Ti et en P. Le faciès granodioritique (figure 3.10 et 3.11) se caractérise par: 1) un spectre à pente négative bien prononcée et une anomalie négative en Nb bien observée; 2) une anomalie légèrement positive en Sr; 3) une anomalie très prononcée en Ti et en P.

Les diagrammes multi-éléments montrent tous un enrichissement en Ta du faciès tonalitique au faciès granodioritique (figures 3.9, 3.10 et 3.11). La valeur du Ta dans la granodiorite de Father est très élevée par rapport aux valeurs des autres granitoïdes de zone de subduction (Thompson 1982). Elle augmente avec l'indice de différenciation (figure

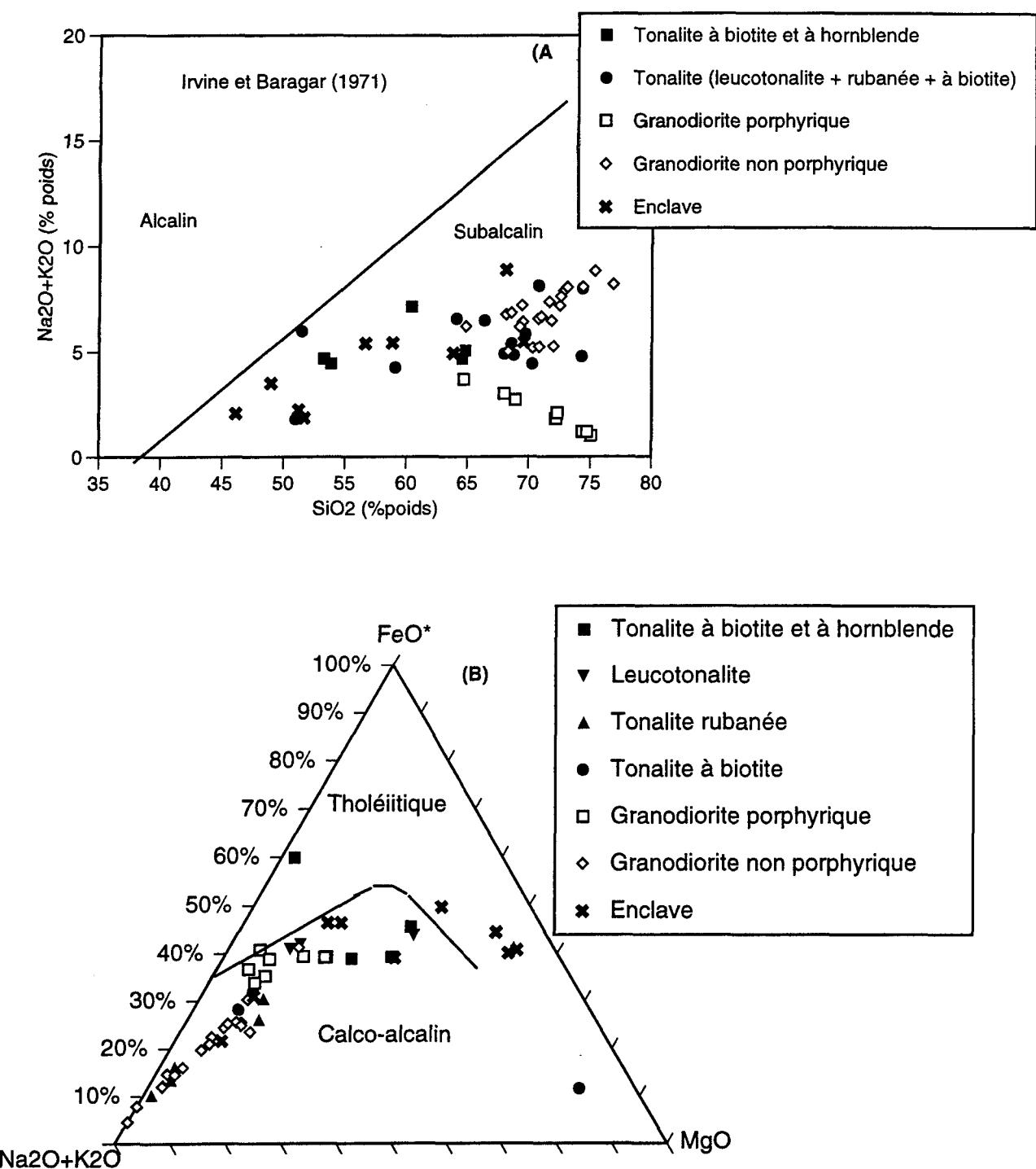


Figure 3.7: (A) Diagramme alcalis vs SiO_2 , notez que tous les échantillons tombent dans le domaine subalcalin. Dans le diagramme AFM (Irvine et Baragar 1971) (B), les échantillons du pluton de Father suivent l'évolution d'une suite calcoalcaline. A= $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F= $\text{FeO}(\text{calculé}) + 0.8998 \text{ Fe}_2\text{O}_3$; M= MgO .

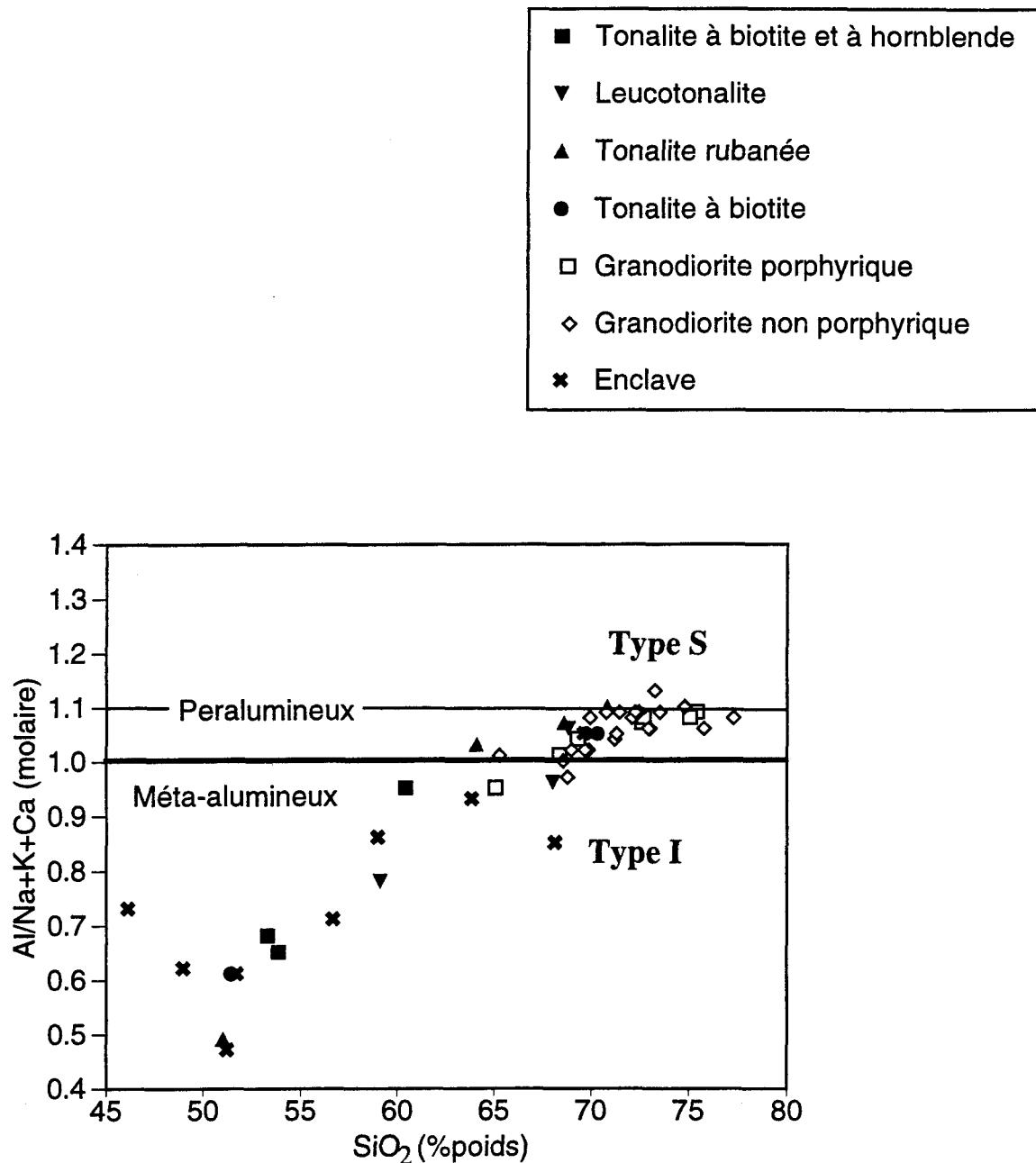


Figure 3.8: Diagramme binaire $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ (molaire) vs SiO_2 des différents faciès du pluton de Father. Notez qu'avec l'augmentation de SiO_2 , le pluton devient peralumineux. Les enclaves analysées sont toutes méta-alumineuses.

3.12). Cette anomalie en Ta n'est pas observée dans les roches basaltiques des rideaux médo-océaniques ou dans les îles océaniques, mais elle est toujours observée dans la plupart des roches ignées des zones de subduction de marge active incluant celles des zones d'arc intra-océanique. Le Nb et le Ta sont deux éléments qui sont préférentiellement retenus dans la titanite résiduelle au sein de la partie subductée ou dans le manteau (Saunders *et al.* 1980).

Les études réalisées par Buma *et al.* (1971) dans plusieurs granites (en Nouvelle Angleterre) où la valeur du Ta est de 9 ppm, montrent que la portion magnétite-ilménite associée à la biotite dans ces granites contient beaucoup de Ta (Ta=5 ppm). La plupart de ce Ta est dispersé le long des minéraux mafiques et des minéraux lourds (jusqu'à 9 ppm dans le pyroxène, Buma *et al.* 1971). Znamenski *et al.* (1962) ont trouvé une concentration importante de Ta dans les micas. Les analyses de granite de Meyer *et al.* (1994) montrent que les granites très calciques sont plus riches en Ta que ceux moins calciques. Dans ces derniers, la valeur du Ta peut atteindre 4 ppm. Ces granites, dont l'âge est entre 2740 et 2690 Ma, ont été interprétés comme des granites de type I mis en place dans un environnement tectonique de subduction. Par comparaison, le pluton de Father est beaucoup plus calcique que les plutons décrits précédemment (CaO = 1 à 5 %). L'analyse de la fraction magnétique (magnétite et/ou ilménite) et de la biotite seule du pluton de Father montre des valeurs du Ta allant jusqu'à 5 ppm et 3 ppm respectivement (annexe 3). La portion magnétitique et biotitique est l'une des phases qui peut expliquer la valeur élevée du Ta pour le pluton de Father. Il ne faut pas oublier que la titanite constitue un minéral très abondant dans les faciès riches en Ta (jusqu'à 4% dans la granodiorite). Donc son accumulation dans ces faciès permettrait d'expliquer l'abondance du Ta dans la granodiorite de Father. En effet, Terakado (en préparation) affirme que les granites à magnétite sont très riches en Ta (jusqu'à 11 ppm) alors que les granites à ilménite montrent des valeurs faibles (<0,8 ppm). Dans les deux types de granites, la valeur du Nb n'est pas variable. Selon Montero (en préparation), la

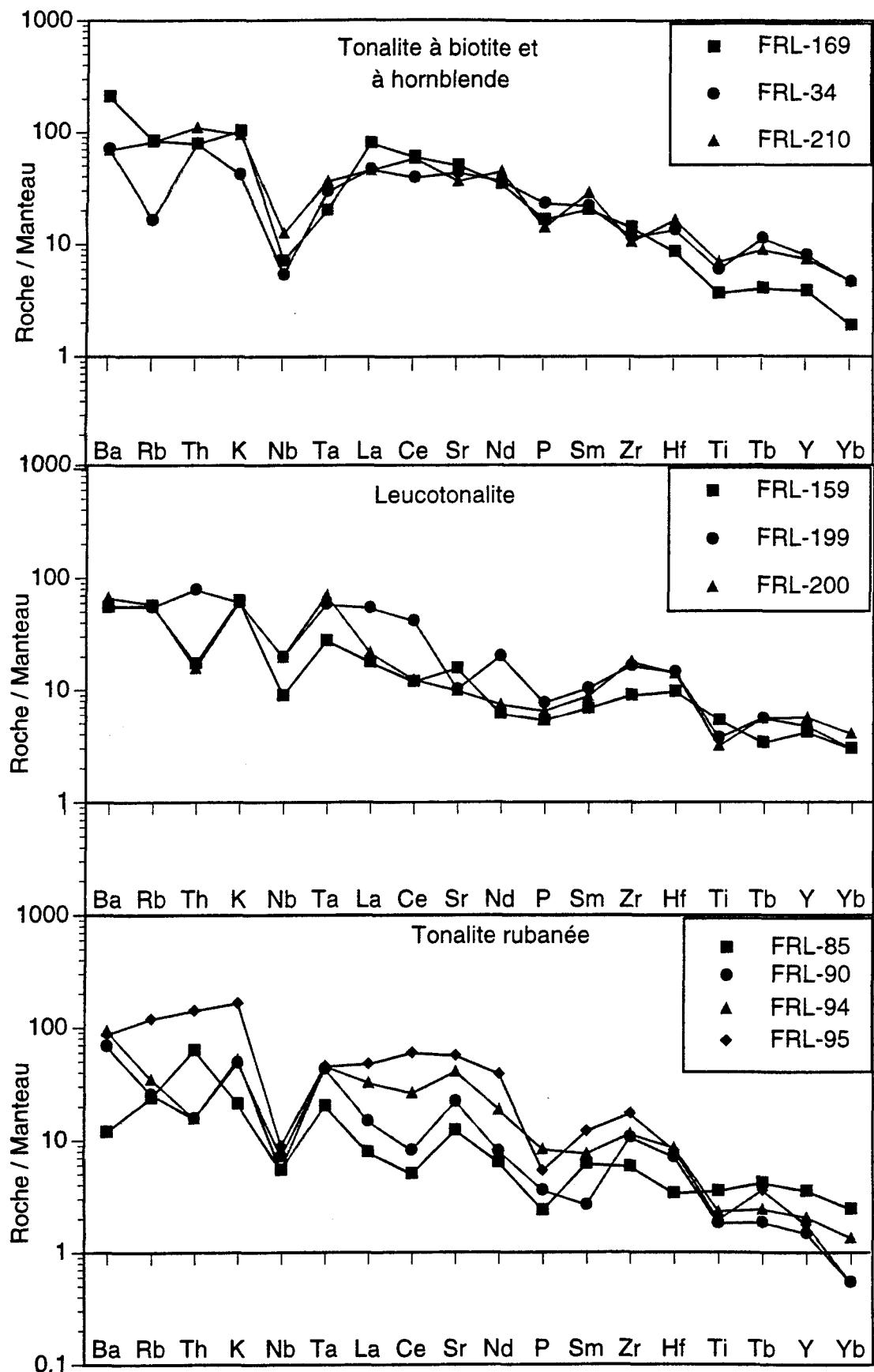


Figure 3.9: Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau des faciès tonalitiques du pluton de Father. Notez l'anomalie négative en Nb mais non en Ta.

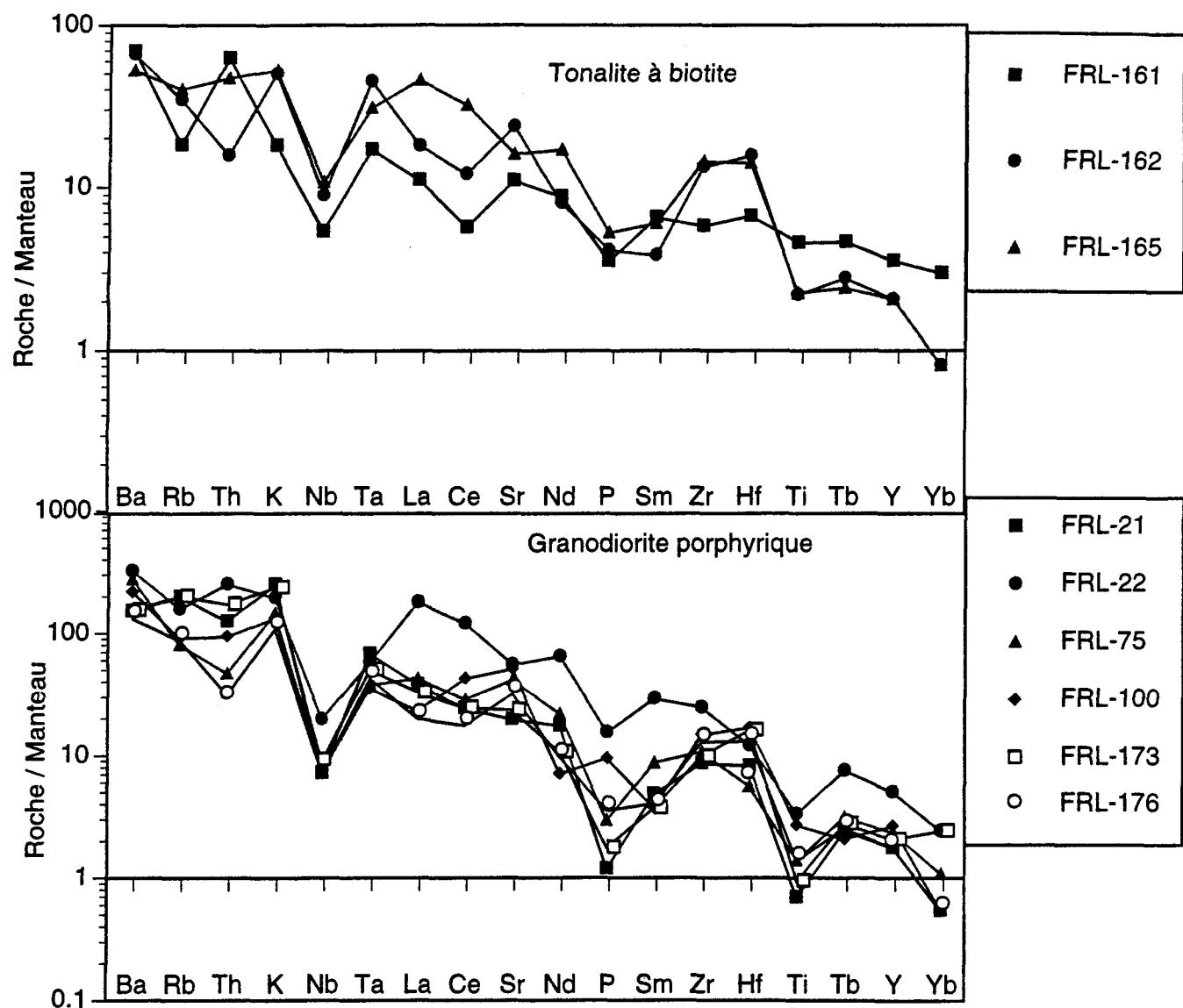


Figure 3.10: Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau du faciès tonalitique à biotite et granodioritique porphyrique du pluton de Father. Notez l'anomalie négative en Nb et Ta. Cette anomalie est plus importante en P et Ti dans la granodiorite porphyrique.

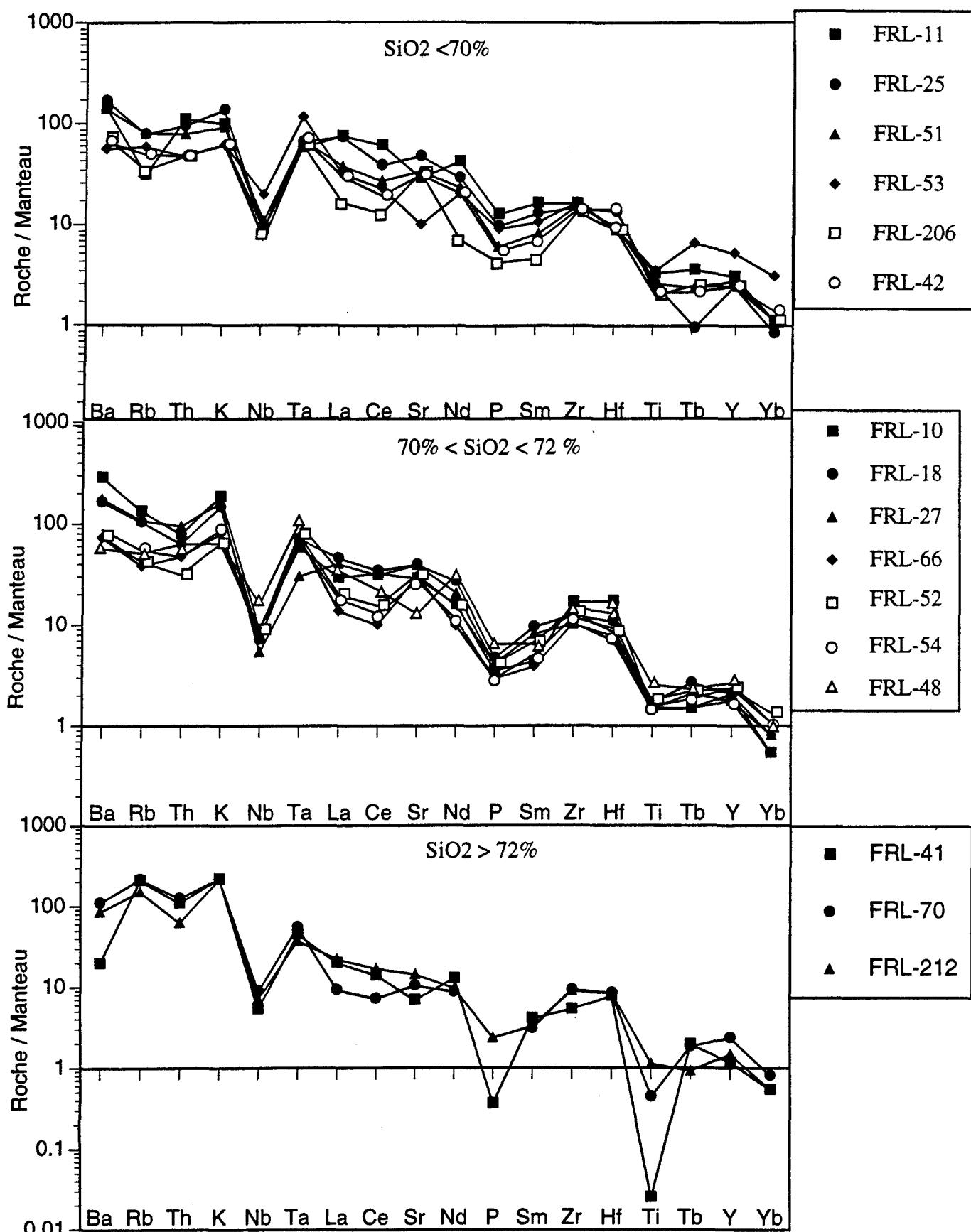


Figure 3.11: Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau des faciès de la granodiorite non porphyrique du pluton de Father. Notez l'anomalie négative importante en Ti dans le faciès granodioritique riche en SiO₂.

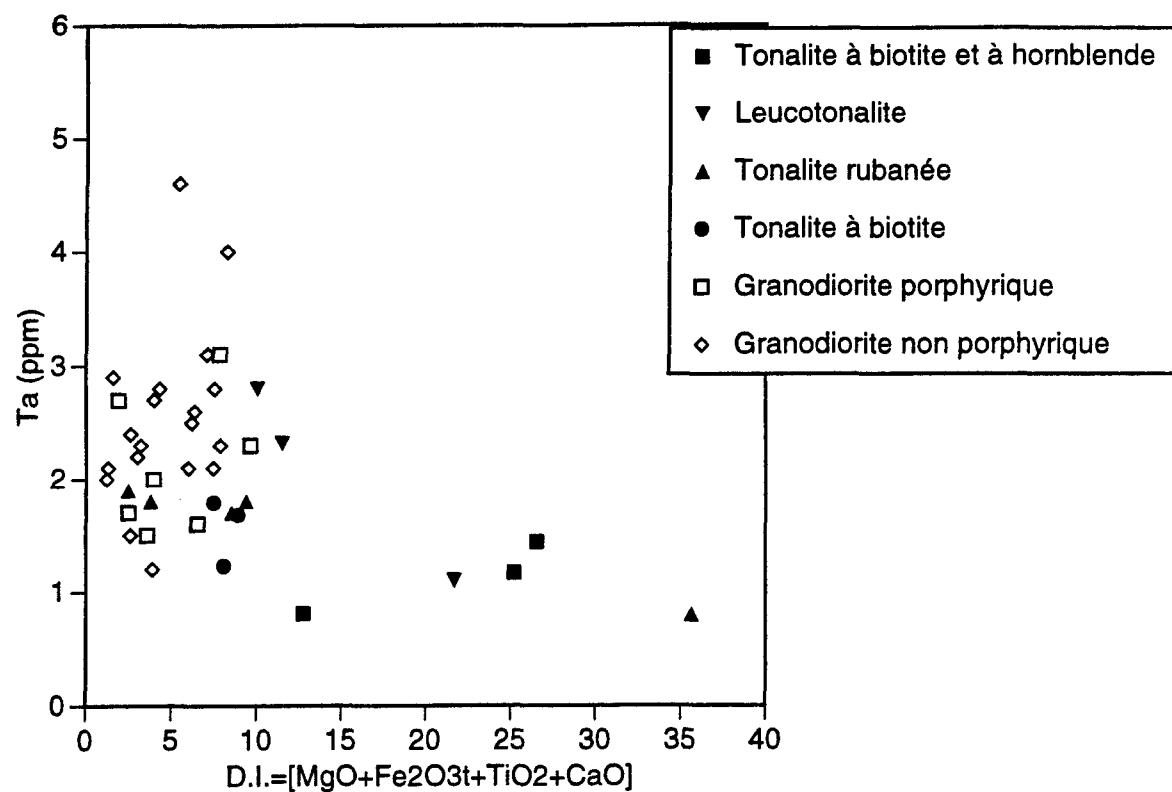


Figure 3.12: Diagramme binaire montrant l'augmentation du Ta avec la différenciation magmatique. D.I. = indice de différenciation.

fergusonite (minéral riche en ETR lourdes et en Nb) serait le minéral qui retiendrait le Nb à la source. Ceci pourra expliquer l'abondance du Ta par rapport au Nb dans le pluton de Father.

Les anomalies Ti, Th et P observées dans quelques diagrammes multi-éléments (figures 3.9, 3.10 et 3.11) peuvent être expliquées par la cristallisation ou le fractionnement des phases accessoires. L'anomalie négative en Ti s'explique par un fractionnement de la hornblende ou probablement par un contrôle de la cristallisation fractionnée de la magnétite. Les anomalies négatives en P et en Th peuvent, pour leur part, s'expliquer par la cristallisation fractionnée respectivement de l'apatite et de l'allanite.

3-3. DIAGRAMMES DE TERRES-RARES (ETR)

À partir du diagramme ETR normalisé par rapport aux chondrites (figures 3.13 et 3.14), on note que le pluton montre un enrichissement en terres-rares en général et plus particulièrement en ETR légères comparativement aux ETR lourdes. Les tonalites ont un rapport $\text{La}_\text{H}/\text{Sm}_\text{H}$ entre 3 et 4 en moyenne; la granodiorite porphyrique a un rapport $\text{La}_\text{H}/\text{Sm}_\text{H}$ égal à 5; la granodiorite non porphyrique a un rapport $\text{La}_\text{H}/\text{Sm}_\text{H}$ égal à 4, 5 et 6 pour des teneurs de $\text{SiO}_2 < 70\%$, de $70\% < \text{SiO}_2 < 72\%$ et de $\text{SiO}_2 > 72\%$ respectivement. La leucotonalite a un rapport $\text{La}_\text{H}/\text{Lu}_\text{H}$ égal à 10 en moyenne; la tonalite à biotite et à hornblende a un rapport $\text{La}_\text{H}/\text{Lu}_\text{H}$ égal à 14; la tonalite rubanée a un rapport $\text{La}_\text{H}/\text{Lu}_\text{H}$ égal à 29; la tonalite à biotite a un rapport $\text{La}_\text{H}/\text{Lu}_\text{H}$ égal à 24; la granodiorite porphyrique a un rapport $\text{La}_\text{H}/\text{Lu}_\text{H}$ égal à 42 et la granodiorite non porphyrique a un rapport $\text{La}_\text{H}/\text{Lu}_\text{H}$ qui dépend de la teneur en SiO_2 ($\text{SiO}_2 < 70\%$: $\text{La}_\text{H}/\text{Lu}_\text{H} = 12$; $70\% < \text{SiO}_2 < 72\%$: $\text{La}_\text{H}/\text{Lu}_\text{H} = 7$; $\text{SiO}_2 > 72\%$: $\text{La}_\text{H}/\text{Lu}_\text{H} = 11$).

L'anomalie positive en Eu est marquée uniquement dans quelques échantillons et elle est attribuée à une cristallisation importante du plagioclase (figures 3.13 et 3.14). Dans la tonalite à biotite et à hornblende (figure 3.13), l'anomalie en Eu est absente. Dans les autres

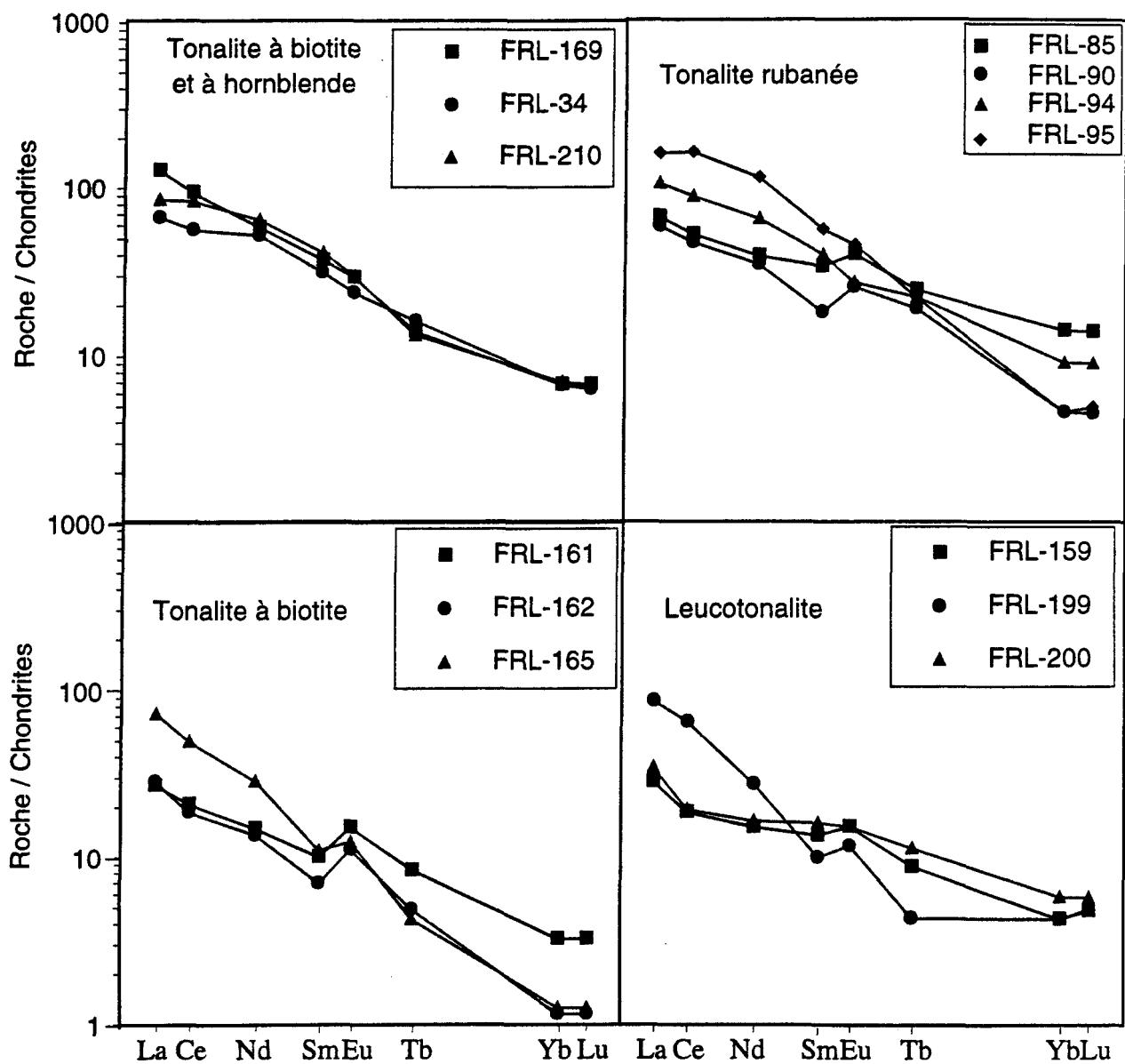


Figure 3.13 : Spectres de terres-rares des faciès tonalitiques du pluton de Father. Notez que l'anomalie en Eu est positive quand elle existe.

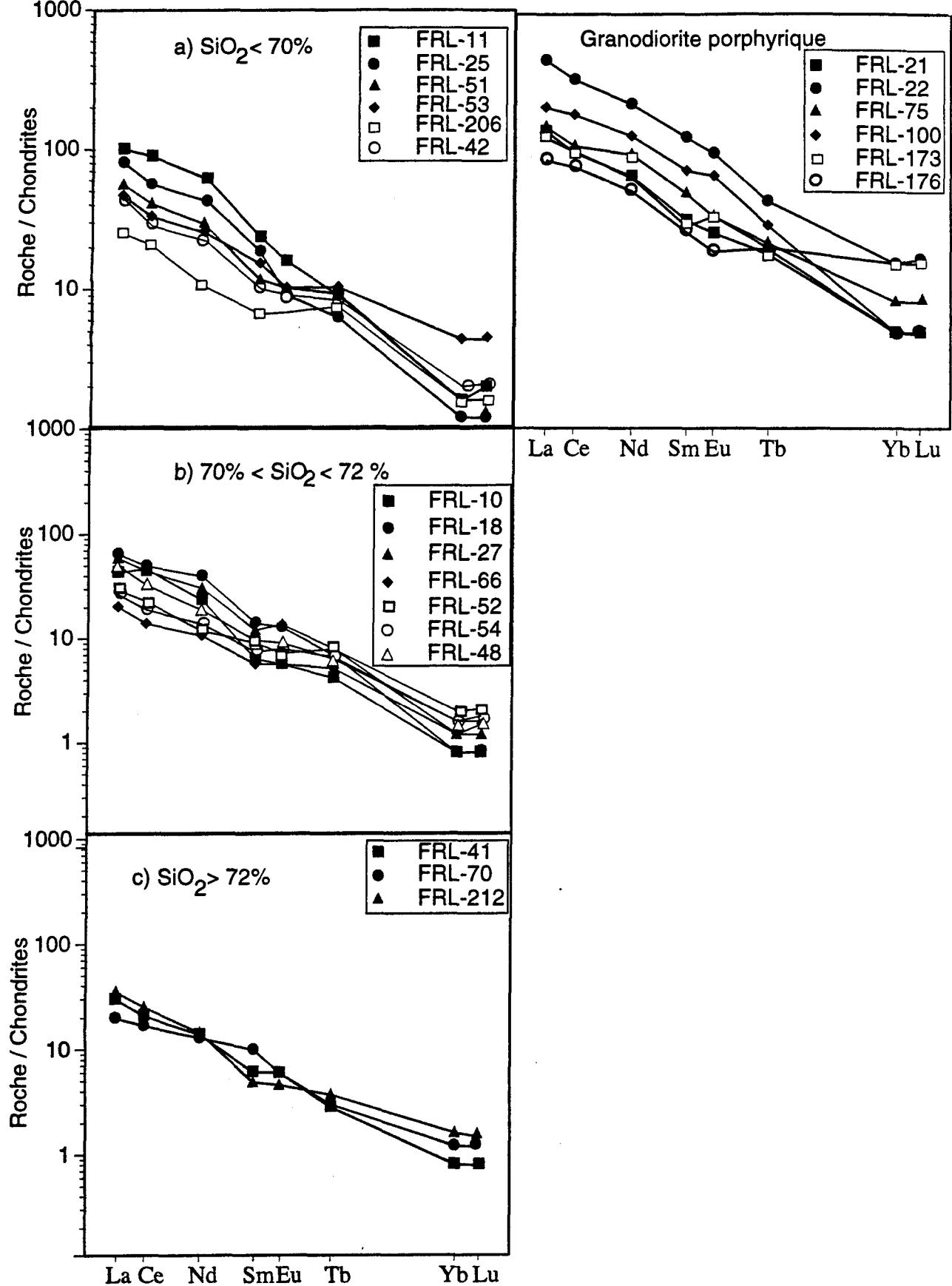


Figure 3.14: Spectres de terres-rares de la granodiorite porphyrique et de la granodiorite non porphyrique (avec ses trois sous-faciès a, b et c). L'anomalie en Eu est généralement absente dans le faciès granodioritique.

faciès tonalitiques, elle est positive; dans la granodiorite porphyrique, seul l'échantillon FRL-176 présente une anomalie négative alors que dans les autres échantillons analysés, l'anomalie est absente (figure 3.14). Dans la granodiorite non porphyrique (figure 3.14), l'anomalie en Eu est généralement absente à sensiblement positive.

Les tonalites archéennes de Pitcher (1993), caractérisées par un enrichissement en ETR légères et par un appauvrissement en ETR lourdes, sont comparables avec celles du pluton de Father, sauf pour l'anomalie en Eu qui est absente (Taylor et McLennan 1985). L'anomalie en Eu est attribuée à l'extraction des plagioclases dans ces faciès.

Une variation chimique peu significative a été notée dans la granodiorite non porphyrique. Il s'agit d'une légère diminution de terres-rares légères en premier lieu (figure 3.14) suivie d'une augmentation des ETR légères en deuxième lieu, avec l'augmentation en SiO₂ (SiO₂<70%: La_n/Lu_n= 12; 70%<SiO₂<72 %: La_n/Lu_n= 7; SiO₂>72%: La_n/Lu_n=11). Ceci peut être expliqué par le fractionnement des minéraux accessoires tel que l'allanite ou la monazite lors de la différenciation des deux premiers sous-faciès (SiO₂<70% et 70%<SiO₂<72 %) (Miller et Mittlefehldt 1982). Dans le pluton de Father, l'allanite serait le minéral qui peut produire cette dernière évolution en terres-rares, même si cette variation n'est pas significative.

3-4. DIAGRAMMES DE CARACTÉRISATION TECTONIQUE DU PLUTON DE FATHER

Pour caractériser l'affinité avec un environnement tectonique de mise en place, nous avons utilisé les diagrammes de Pearce *et al.* (1984). Les analyses du pluton de Father coïncident avec le domaine des granites d'arc volcanique (VAG) dans le diagramme Nb/Y de Pearce *et al.* (figure 3.15 A). Dans le diagramme Rb vs Yb+Nb et Rb vs Yb+Ta (figure

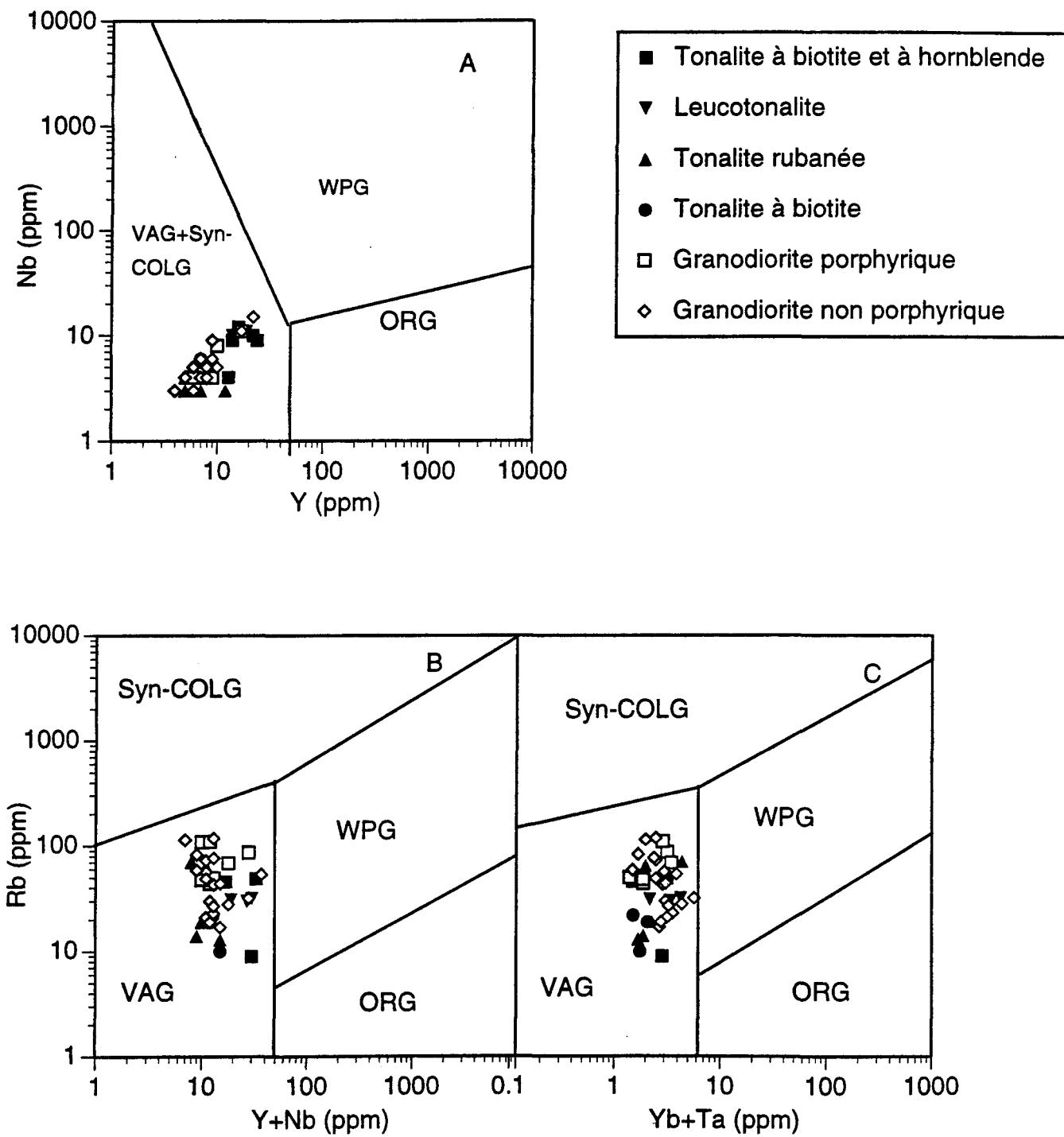


Figure 3.15: Diagrammes de discrimination tectonique de Pearce *et al.* (1984). Domaine Syn-COLG= granite syncollisionnel; WPG= granite intraplaque; VAG= granite d'arc volcanique et ORG= granite de ride océanique. Tous les échantillons du pluton de Father tombent dans le domaine des granitoïdes d'arc volcanique. Notez l'enrichissement en Yb+Ta (c).

3.15 B) les roches analysées du pluton de Father tombent également dans le domaine VAG. Ce sont les faciès les plus différenciés qui se trouvent plus haut dans ces diagrammes; ils montrent un enrichissement en Rb et Nb (figure 3.15 B et C). Ces faciès s'apparentent donc à un liquide fractionné. Dans le diagramme de classification tectono-magmatique de Maniar et Piccoli (1989, figure 3.16), les échantillons du pluton de Father tombent, pour la plupart, dans deux champs: le champ IAG (granite d'arc insulaire) et CAG (granite d'arc continental). Le champ OP (plagiogranites océaniques), qui entoure les champs IAG, CAG et OP, correspond à des granitoïdes dont la valeur de K_2O est inférieure à 1%. Le pluton de Father est très riche en K_2O (> 1% poids; annexe 2), donc il ne peut pas en faire partie.

Les échantillons de rapport d'aluminosité inférieur à 1,1 semblent indiquer que le pluton de Father est méta-alumineux à peralumineux et donc de type I (issu de magma d'origine ignée par opposition aux granitoïdes de type S d'origine méta- ou sédimentaire; figure 3.8). Les données chimiques et minéralogiques des granites de type I (Chappell et White 1974, Pitcher *et al.* 1985) sont comparables à celles de tous les faciès du pluton de Father, y compris les échantillons dont le rapport d'aluminosité est supérieur à 1,1 (tableau 3.1). Ceci suggère que le pluton de Father est un granitoïde de type I (figure 3.9) et confirme l'idée de granitoïdes d'arc volcanique associés au magmatisme de zone de subduction (figure 3.15; Pearce *et al.* 1984; figure 3.16, Maniar et Piccoli 1989).

4. GÉOCHIMIE DE L'ENCAISSANT

Comme il a été déjà mentionné précédemment, le pluton de Father est en contact avec trois autres plutons de composition tonalitique (Lichen, Mountain et Hébert). Ces trois plutons ont été analysés afin de les caractériser géochimiquement et surtout de comparer leur composition avec celle du pluton de Father (faciès tonalitique). Les trois plutons sont calco-alcalins et généralement méta-alumineux ($Al_2O_3 / CaO+Na_2O+K_2O < 1$; annexe 2).

CRITERES MINÉRALOGIQUES

TYPE I	TYPE S	PLUTON DE FATHER
Présence d'hornblende. Muscovite rare. Cordiérite, grenat, andalousite et sillimanite sont absents	Absence d'hornblende. Muscovite, cordiérite, grenat, andalousite, et sillimanite sont présents.	Présence d'hornblende. Muscovite rare. Cordiérite, grenat, andalousite et sillimanite sont absents.

CRITERES GÉOCHIMIQUES

TYPE I		TYPE S		PLUTON DE FATHER
Valeurs caractéristiques	Explication	Valeurs caractéristiques	Explication	Valeurs caractéristiques
SiO ₂	53-76 % en moyenne	Source mafique	64-74% en moyenne	Provient d'une source riche en SiO ₂ (sédiment et métasédiment).
K ₂ O/Na ₂ O	Faible (1,03)	Na non altéré	Élevé (1,65)	K est absorbé par les minéraux argileux et Na remobilisé.
Al*	Faible (normalement <1)	Roche fractionnée de type I ont Al*>1	Élevé (>1,05). Plus la roche devient mafique plus le rapport augmente.	Al augmente avec l'altération relativement au Na+K+Ca. généralement <<1,05 (T) généralement >1.05 et <1,15 (Gd).

Tableau 3.1: Comparaison des données minéralogiques et géochimiques du pluton de Father avec celles des granites de type I et de type S (Taylor et McLennan 1985).

Al* = Al₂O₃/Na₂O+K₂O+CaO (Molaire), T = tonalite et Gd = granodiorite.

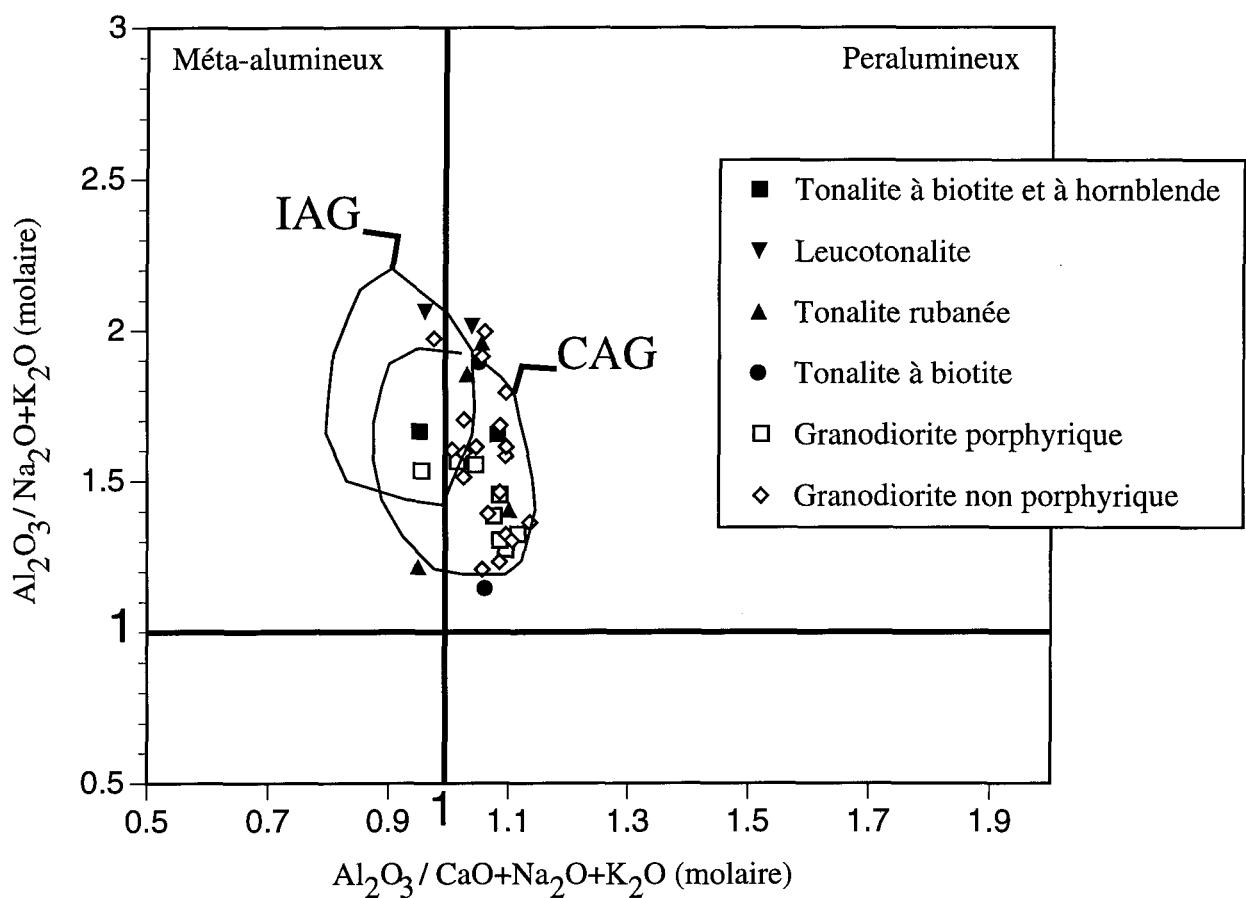


Figure 3.16 : Indice de Shand et environnement tectonique de mise en place du pluton de Father. Les échantillons du pluton de Father coïncident avec le domaine IAG (granites d'arc insulaires) et CAG (granite d'arc continental, Maniar et Piccoli 1989). Notez que la plupart des échantillons tombent dans le champ peralumineux. Seuls les échantillons dont la valeur $60\% < \text{SiO}_2 < 80\%$ sont projetés dans ce diagramme.

Quelques échantillons du pluton de Mountain sont peralumineux sans que leur rapport $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ne dépasse 1,1. Ceci signifie que tous ces plutons sont des granitoïdes de type I (Chappell et White 1974).

Le pluton de Lichen montre un spectre de terres-rares (figure 3.17) à pente négative suggérant un enrichissement en ETR légères par rapport aux ETR lourdes. Dans ce pluton, la plupart des échantillons montre une légère anomalie négative en Eu. Le pluton de Mountain présente également un enrichissement en ETR légères par rapport aux ETR lourdes. Il montre cependant une diminution importante en Sm, Eu et Tb par rapport au pluton de Lichen (figure 3.17). Dans le pluton de Mountain, l'anomalie en Eu est bien exprimée, quand elle existe et elle est positive (FRL-01). Le pluton d'Hébert montre un spectre de terres-rares plus ou moins plat (figure 3.17). Un léger enrichissement est marqué par les ETR légères par rapport aux ETR lourdes. L'anomalie positive en Eu est observée uniquement dans deux échantillons (HBE-6 et FRL-183). Le pluton d'Hébert semble plus primitif que les deux autres plutons. Les diagrammes multi-éléments appliqués aux trois plutons montrent en général un spectre à pente négative (calco-alcalin) avec des anomalies négatives en Nb, Ti, P. L'anomalie en Ta est surtout présente dans le pluton d'Hébert (figure 3.18).

La comparaison des diagrammes multi-éléments et les spectres de terres-rares de la tonalite à biotite et à hornblende du pluton de Father avec les données des plutons encaissants (tableau 3.2) montre que la tonalite à biotite et à hornblende de Father s'apparente davantage à celle du pluton d'Hébert. Ces deux plutons ont probablement une source magmatique semblable. La comparaison des diagrammes multi-éléments fournit des observations pertinentes sur les plutons encaissants (tableau 3.2). On observe des anomalies négatives en Ba, Nb (Ta), Sr, P et Ti qui reflètent le fractionnement des phases minérales contenant ces

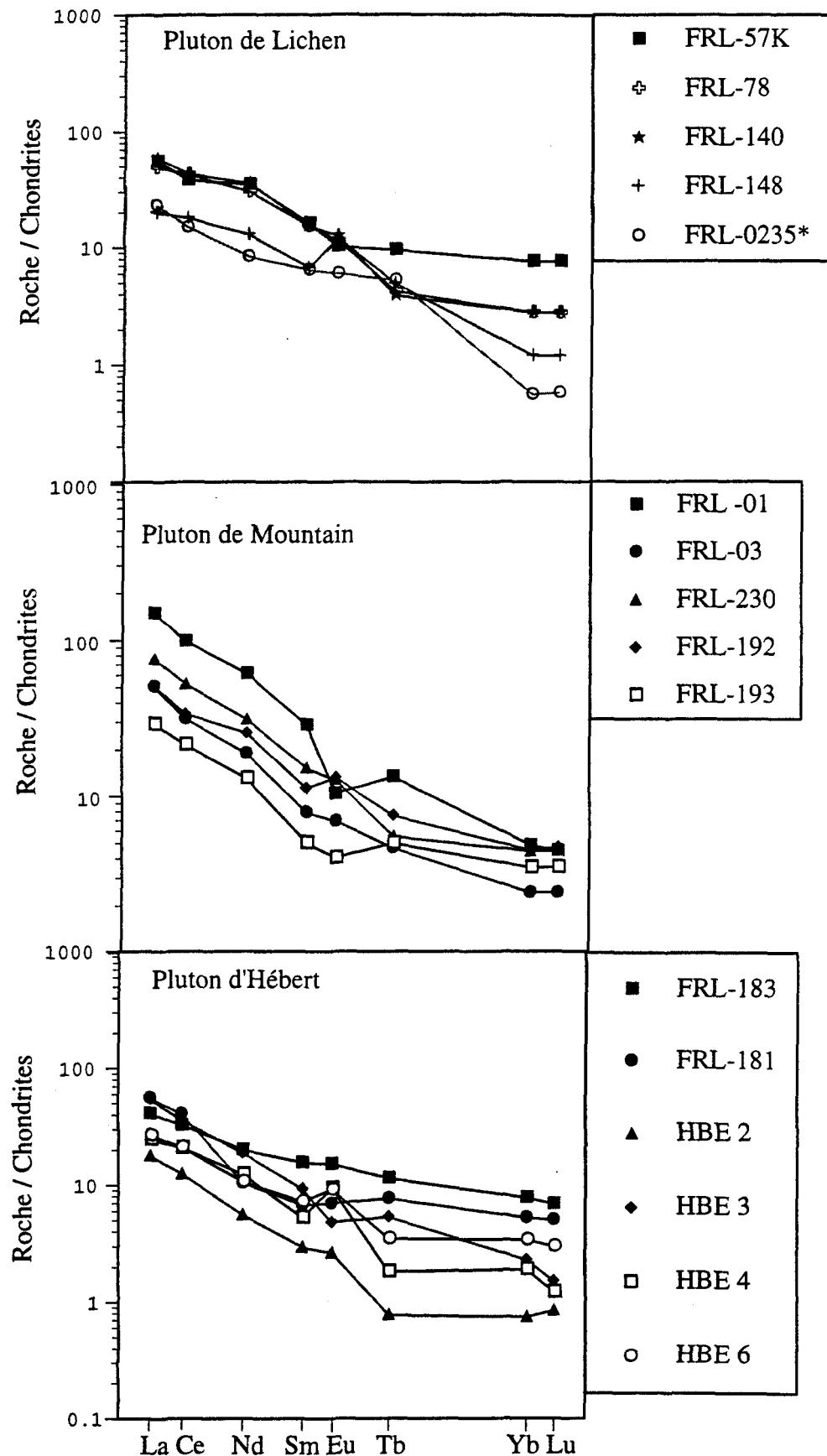


Figure 3.17: Spectres de terres-rares des plutons de Lichen, de Mountain et d'Hébert formant les roches encaissantes du pluton de Father.

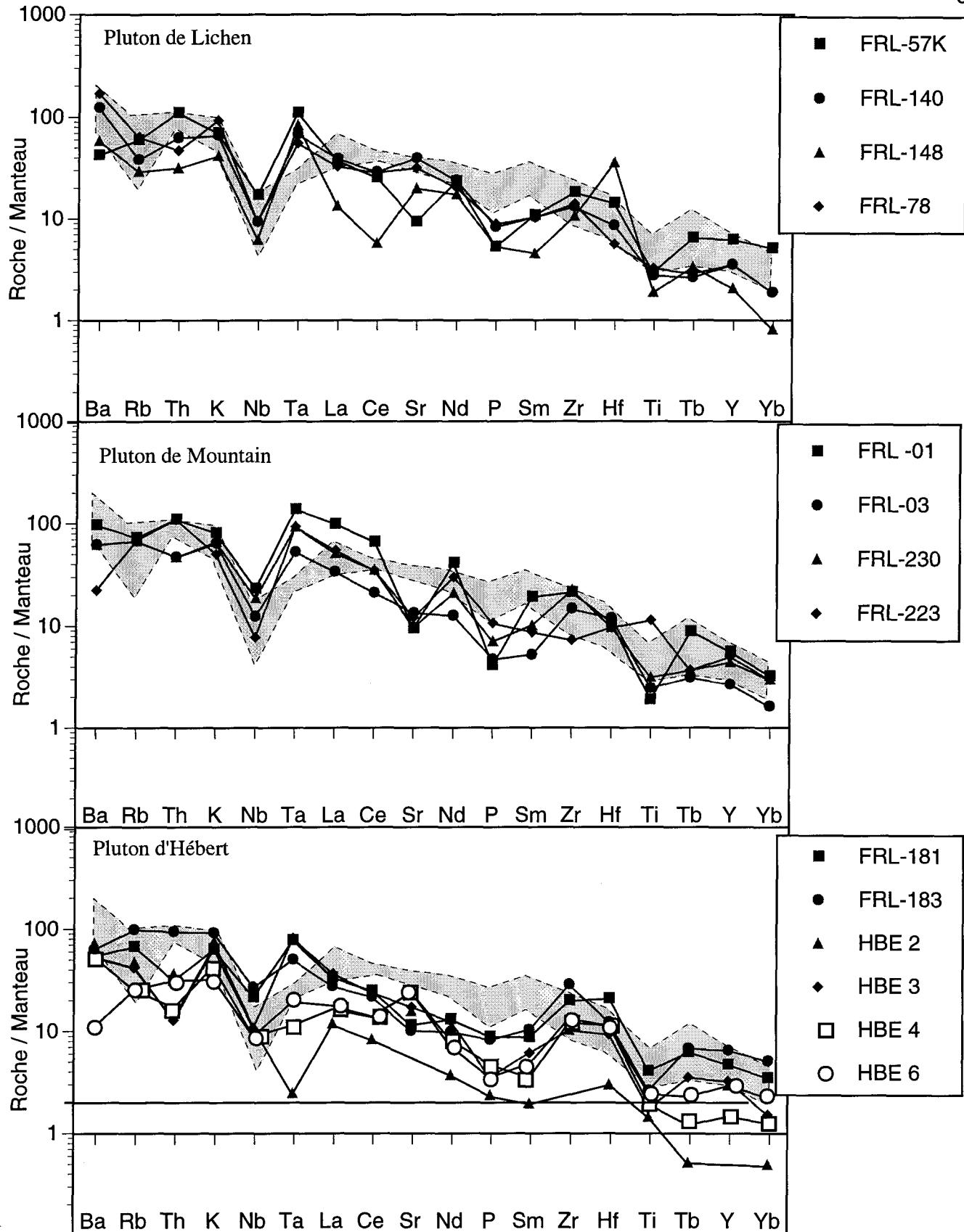


Figure 3.18: Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau des faciès encaissants du pluton de Father. Notez l'anomalie négative en Nb dans les trois plutons. ■■■■ Tonalite à biotite et à hornblende du pluton de Father.

	Plutons encaissants			Pluton de Father
	Pluton de Lichen	Pluton de Mountain	Pluton d'Hébert	Tonalite à biotite et à hornblende
Diagrammes multi-éléments	figure 3.18	figure 3.18	figure 3.18	figure 3.9
Pente	Légèrement négative	Négative	Plat	Négative
Anomalie en Nb	Négative	Négative	Négative	Négative
Anomalie négative	Ti, P et Sr	Ti et P	Ti, P et Sr	Ti et P faible
Anomalie positive	Hf	Nd et Zr	Zr et Hf	Sm
Diagrammes de terres-rares	figure 3.17	figure 3.17	figure 3.17	figure 3.13
Patron REE	Légèrement fractionné	Fractionné	Légèrement fractionné	Fractionné
LREE	Faible	Élevée	Faible	Élevée
HREE	Plat à partir de Tb	Pente négative	Plat à partir de Tb	Pente négative
Anomalie en Eu	Négative	Négative	Positive	Absente

Tableau 3.2 : Comparaison des données géochimiques du pluton de Father avec celles des plutons encaissants.

éléments à un moment donné de l'histoire du magma. Dans le pluton de Father, un enrichissement en quelques éléments normalement incompatibles (e.g. Ta) est observé et expliqué par l'histoire propre au pluton de Father (voir plus haut).

5. GÉOCHIMIE DES ENCLAVES

La plupart des enclaves plutoniques (FRL-06, FRL-58M, FRL-38, FRL-41E et FRL-199) et volcaniques (FRL-154E, FRL-90B et FRL-210M) analysées montrent des diagrammes multi-éléments avec une anomalie négative en Nb (Ta) (annexe 2; figure 3.19). Les valeurs du Ta sont très faibles par rapport aux valeurs de la tonalite à biotite et à hornblende du pluton de Father (annexe 2). En général, les spectres de ETR sont plats (figure 3.20) et témoignent du caractère primitif des enclaves. Seuls les spectres de ETR et les spectres des diagrammes multi-éléments des enclaves tonalitiques sont comparables à la fois aux faciès tonalitiques de Father et à la tonalite d'Hébert (figures 3.17 et 3.18). Ceci semble indiquer leur lien avec une source commune.

6. GÉOCHIMIE DES PEGMATITES ET APLITES DU PLUTON DE FATHER

Nous avons réalisé une étude de la géochimie des pegmatites (3 échantillons) et aplites (2 échantillons) associées au pluton de Father avec l'objectif de déterminer leurs caractéristiques chimiques. L'analyse des pegmatites pose toujours un problème de représentativité vue leur granulométrie ce qui cause ce qu'on appelle communément l'effet de grain. Pour cette raison, nous avons fait la comparaison avec d'autres pegmatites et aplites analysés ailleurs.

Les échantillons analysés de pegmatite du pluton de Father proviennent de blocs de roche d'environ 12 kg considérés représentatifs de chaque échantillon analysé. Les aplites ont une granulométrie fine et leurs analyses proviennent d'échantillons ne dépassant pas 4

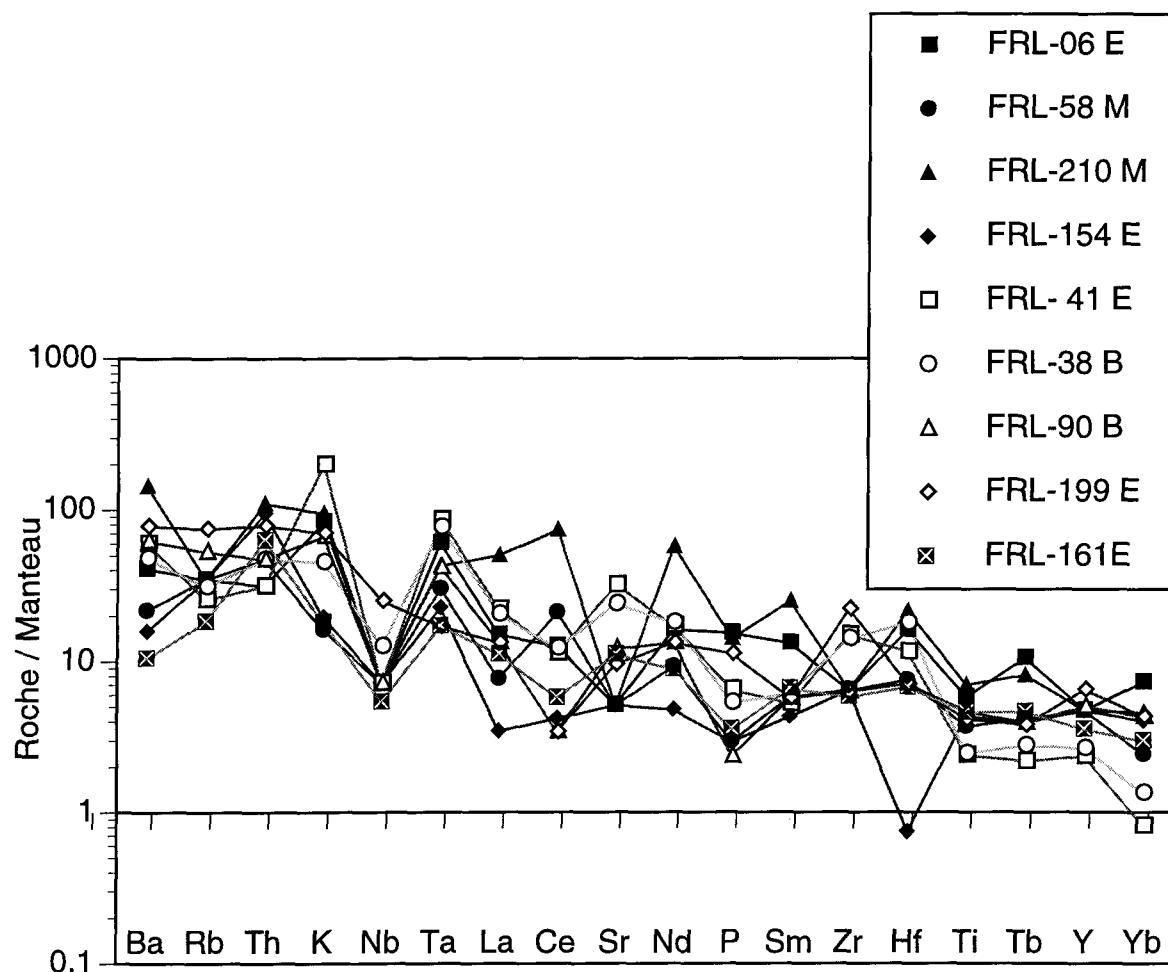


Figure 3.19: Diagramme multi-éléments normalisé au manteau des enclaves du pluton de Father.

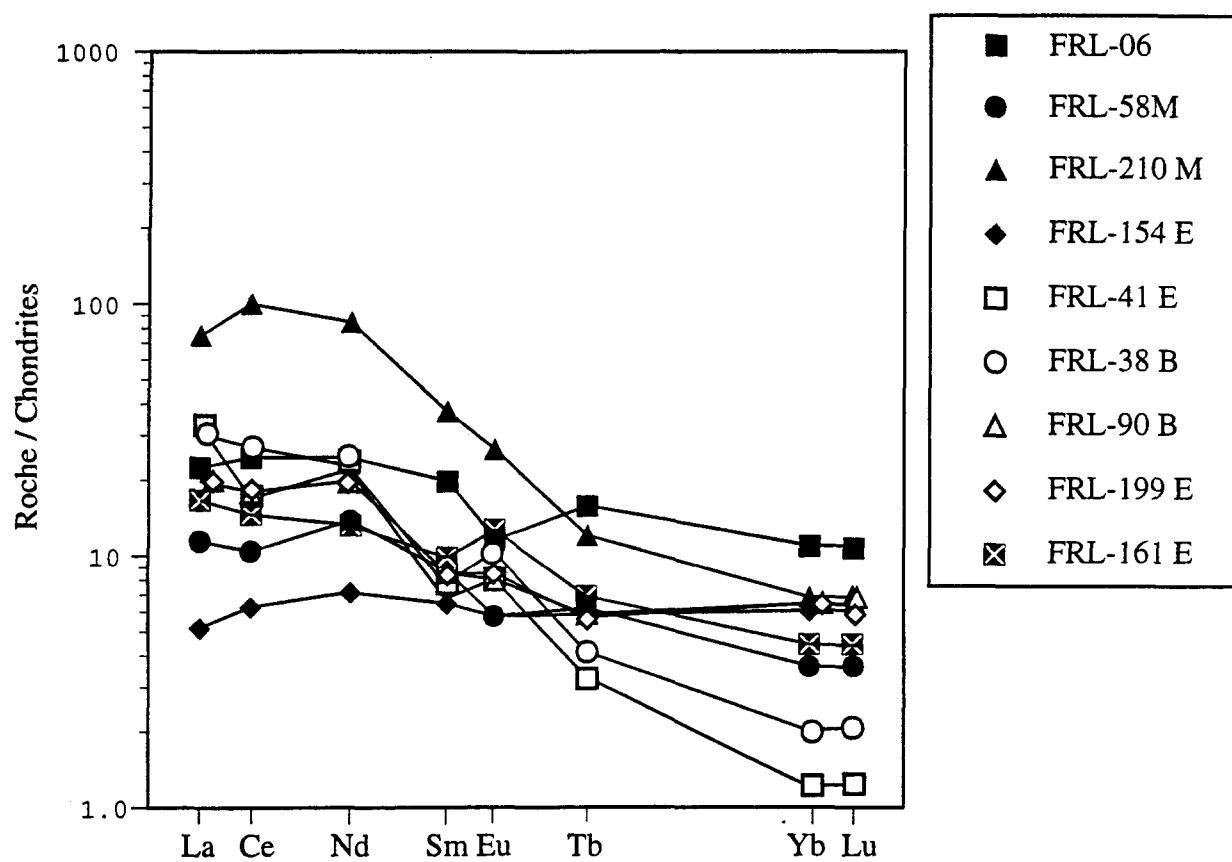


Figure 3.20: Spectre de terres-rares des enclaves du pluton de Father. Notez le caractère plat des enclaves volcaniques.

kg. Les résultats d'analyse (annexe 2) montrent que: 1) les pegmatites sont métalumineuses à peralumineuses ($0,87 < \text{Al/Na+K+Ca} < 1,06$) alors que les aplites sont peralumineuses ($1,05 < \text{Al/Na+K+Ca} < 1,11$); 2) les aplites sont plus riches en silice par rapport aux pegmatites, 3) les pegmatites sont plus riches en $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ que les aplites; 4) les aplites sont riches en Na_2O . En général, la composition chimique des pegmatites et des aplites (annexe 2) est la même que celle du faciès granodioritique. Ceci suggère un lien génétique et une cristallisation liée dans le temps. Sur le terrain, ceci est corroboré par l'observation de contacts localement diffus entre les pegmatites et la granodiorite.

L'origine des pegmatites, aplites et aplopegmatites n'est pas très claire. Il existe des études anciennes et récentes dans ce domaine (e.g. Jahns 1955; Gouanvic et Gagny 1987; Cerny et Meintzer 1990). Les aplites sont considérées comme un produit d'une cristallisation magmatique alors que les pegmatites se forment en milieu fluide par concentration des constituants volatils (Jahns 1955).

Le nombre d'échantillons d'aplite et de pegmatite analysé chimiquement à travers le monde est très faible. La comparaison des données d'aplite et de pegmatite du pluton de Father a été réalisée avec l'aplite et la pegmatite de Dryden, Ontario (Cerny et Meintzer 1990). L'aplite du pluton de Father ressemble à celle de Dryden. Cette dernière est appelée aplite sodique. Les éléments de terres-rares des deux aplites se comparent très bien avec des spectres identiques (figure 3.21). Les pegmatites du pluton de Father montrent un spectre de terres-rares qui ressemble à celui du faciès granodioritique. La comparaison du spectre de terres-rares de la pegmatite et de l'aplite du pluton de Father avec la pegmatite et l'aplite de Dryden (Cerny et Meintzer 1990) montre que: 1) la pegmatite du pluton de Father est moins riche en ETR lourdes (figure 3.21A) et 2) l'aplite du pluton de Father est moins riche en ETR légères (figure 3.21B).

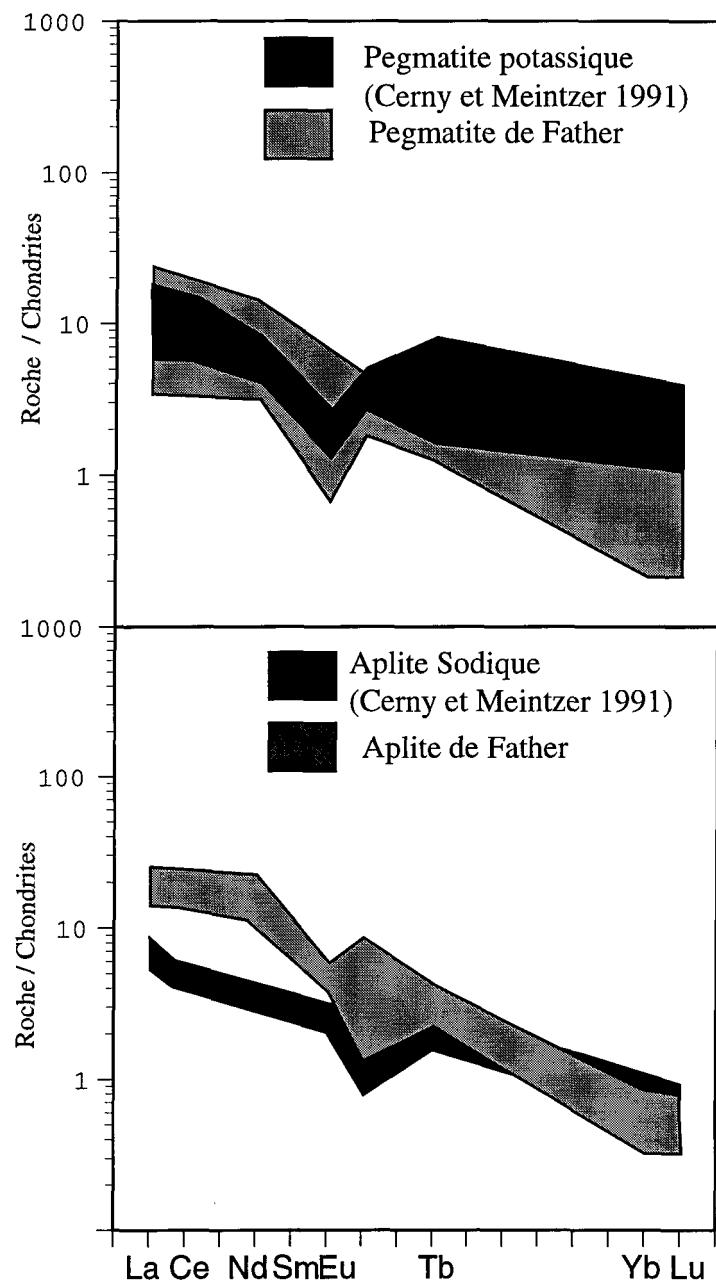


Figure 3.21: Spectres de terres-rares des pegmatites et aplites du pluton de Father comparés aux données de Cerny et Meintzer (1991) des pegmatites et aplites de l'Ontario.

7. SOMMAIRE

Pour le pluton de Father, on retiendra les éléments suivants:

- 1) il s'agit d'un pluton calco-alcalin, généralement pér alumineux et qui correspond à un granitoïde de type I (origine ignée),
- 2) la tonalite à biotite et à hornblende et quelques enclaves de composition tonalitique ont les caractéristiques qui s'apparentent à un magma parental,
- 3) la relation génétique entre les différents faciès du pluton de Father est évidente par la variation continue et linéaire des oxydes majeurs et des éléments traces ferromagnésiens tels que Sc, Cr et Ni et que le fractionnement est le processus principal responsable de l'évolution géochimique observée dans le pluton de Father,
- 4) les différents faciès constituent un même pluton mais sont probablement localisés à des niveaux différents dans la croûte (voir chapitre VII).

CHAPITRE IV

CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES DE LA HORNBLENDE, DE LA BIOTITE ET DU FELDSPATH DU PLUTON DE FATHER

1. INTRODUCTION

La biotite, la hornblende et le feldspath constituent les phases minérales principales du pluton de Father et dans les granitoïdes en général. Ces minéraux peuvent avoir des compositions chimiques variables d'un faciès à l'autre, d'un pluton à l'autre ou au sein d'un même pluton. Les oxydes majeurs de ces minéraux peuvent servir comme indicateurs des caractéristiques physiques de leur cristallisation (Farrow et Barr 1992). Silva et Neiva (1990) ont utilisé les diagrammes de variation d'éléments chimiques des phases minérales afin de vérifier les tendances d'éléments chimiques de la roche totale. C'est dans cette même optique que le présent chapitre servira à documenter la chimie des minéraux et leurs caractéristiques pétrographiques dans le pluton de Father. La plupart des résultats retenus pour l'analyse chimique des minéraux tiennent compte du total des oxydes dosés (environ 96% pour la biotite et 98% pour la hornblende, annexe 3) là où la formule structurale des minéraux est en équilibre.

La composition chimique des minéraux a été déterminée à l'aide de la microsonde électronique (modèle SEMQ-II) de l'Université du Québec à Chicoutimi. La microsonde est équipée d'un détecteur à dispersion d'énergie de marque Tracor-Noran possédant une fenêtre au beryllium et une résolution de 143 eV. La microsonde est gérée par le système de

microanalyse quantitative TN-5500, Série II, de Noran. Le voltage d'accélération est de 15 kV et le temps de comptage est de 100 secondes. La limite de détection des éléments analysés à la microsonde est de 0,5%.

2. COMPOSITION DES HORNBLENDÉS

La hornblende est généralement bien cristallisée, prismatique, automorphe à subautomorphe. La granulométrie est moyenne (2 à 5 mm). Dans la tonalite rubanée et dans la tonalite à biotite, la hornblende est peu commune (annexe 1). La hornblende coexiste avec la biotite surtout dans les premiers faciès à cristalliser (tonalite à biotite et à hornblende, leucotonalite) ainsi que dans la granodiorite porphyrique. Dans ce dernier faciès, la hornblende est, dans la plupart des cas, adjacente à la titanite. La hornblende coexiste aussi avec de l'épidote magmatique et, dans certains cas, avec de l'épidote secondaire. La composition représentative de la hornblende des différents faciès du pluton de Father est présentée à l'annexe 3.

Les hornblendes du pluton de Father se projettent toutes dans le champ des hornblendes magmatiques (figure 4.1). Selon la classification de Leake (1978 b), ces hornblendes sont calciques. La figure 4.2 montre la diversité dans la composition des hornblendes des différents faciès du pluton de Father. On constate qu'avec la différenciation magmatique, les hornblendes deviennent magnésiennes. Aucun faciès ne montre une altération deutérique des hornblendes. L'enrichissement en Mg dans la composition des hornblendes (annexe 3), de la tonalite à biotite et à hornblende jusqu'à la granodiorite porphyrique (figure 4.2), démontre un changement chimique continu lors de la différenciation magmatique. Cette évolution est observée dans la suite gabbro-diorite-tonalite-granodiorite dans les Andes au Pérou (Mason 1985). Les diagrammes binaires (figure 4.3) montrent l'augmentation du MgO avec l'augmentation du SiO₂ dans les

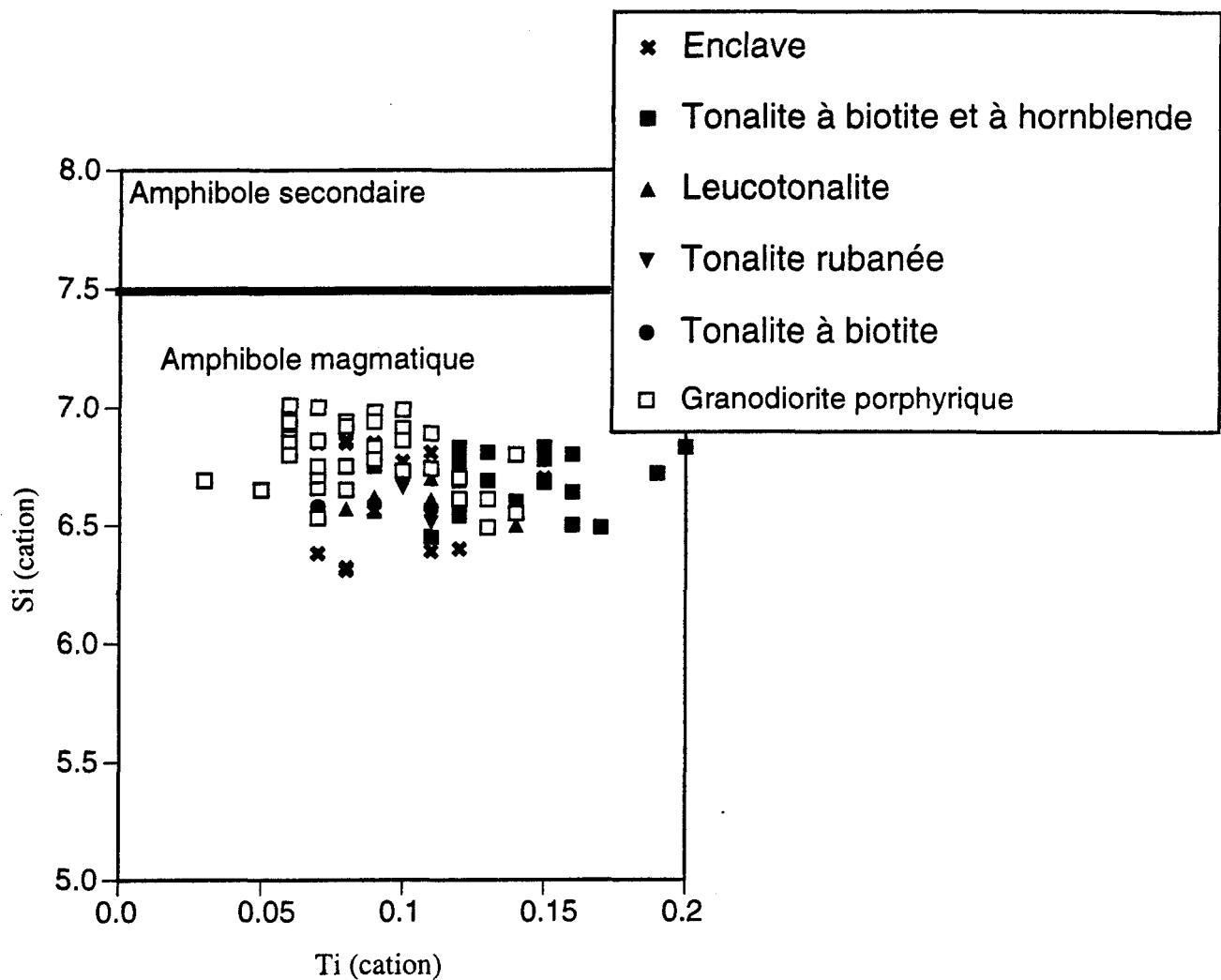


Figure 4.1: Diagramme binaire Si vs Ti pour les hornblendes du pluton de Father. Toutes les hornblendes du pluton sont magmatiques. Notez que les hornblendes du faciès granodioritique sont généralement moins riches en Ti et plus riches en Si par rapport à celles du faciès tonalitique; diagramme de Leake (1971).

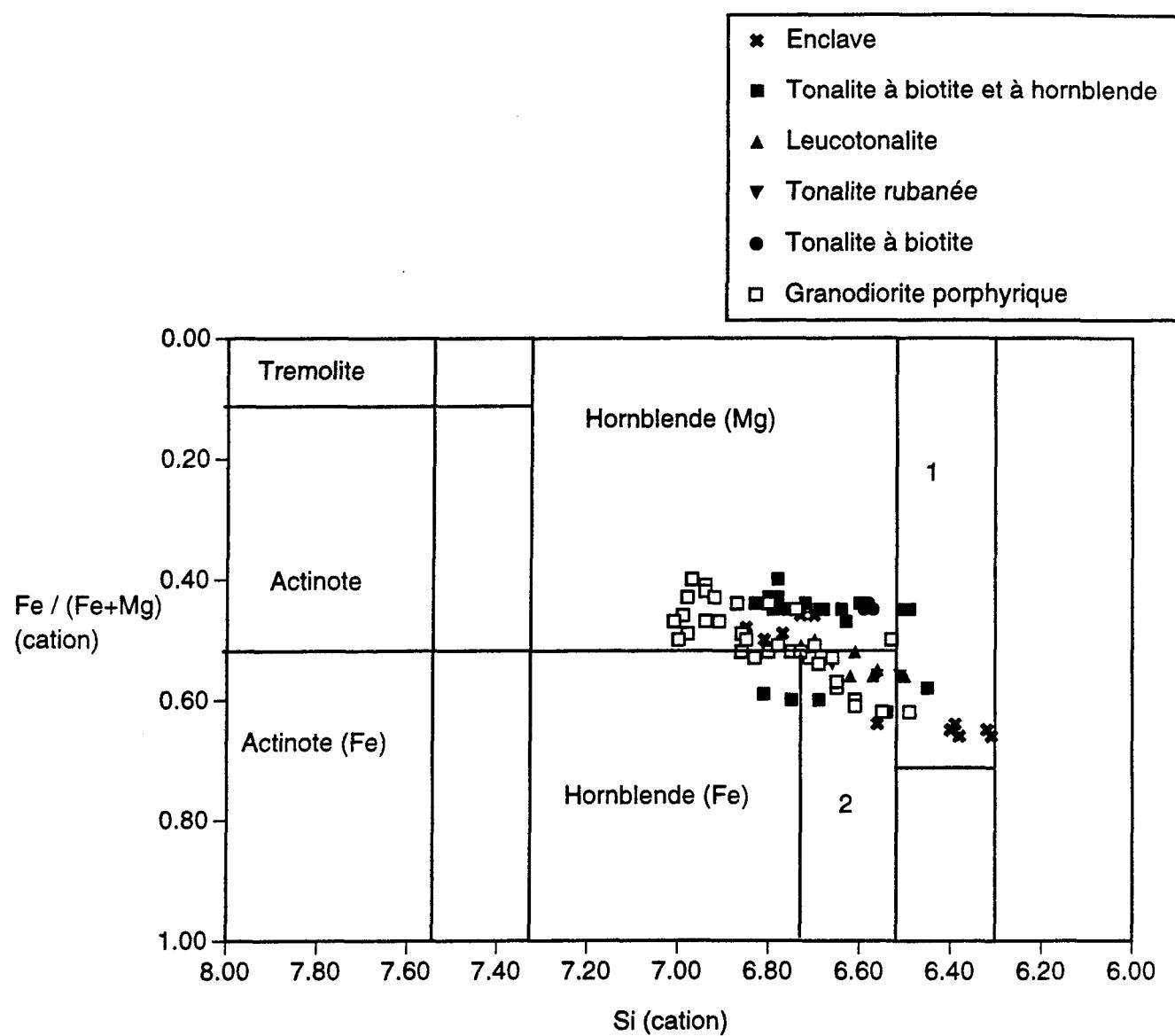


Figure 4.2 : Composition des amphiboles du pluton de Father selon la classification de Leake (1978). 1= Hornblende pargasitique, 2= Hornblende (Fe-edenitique).

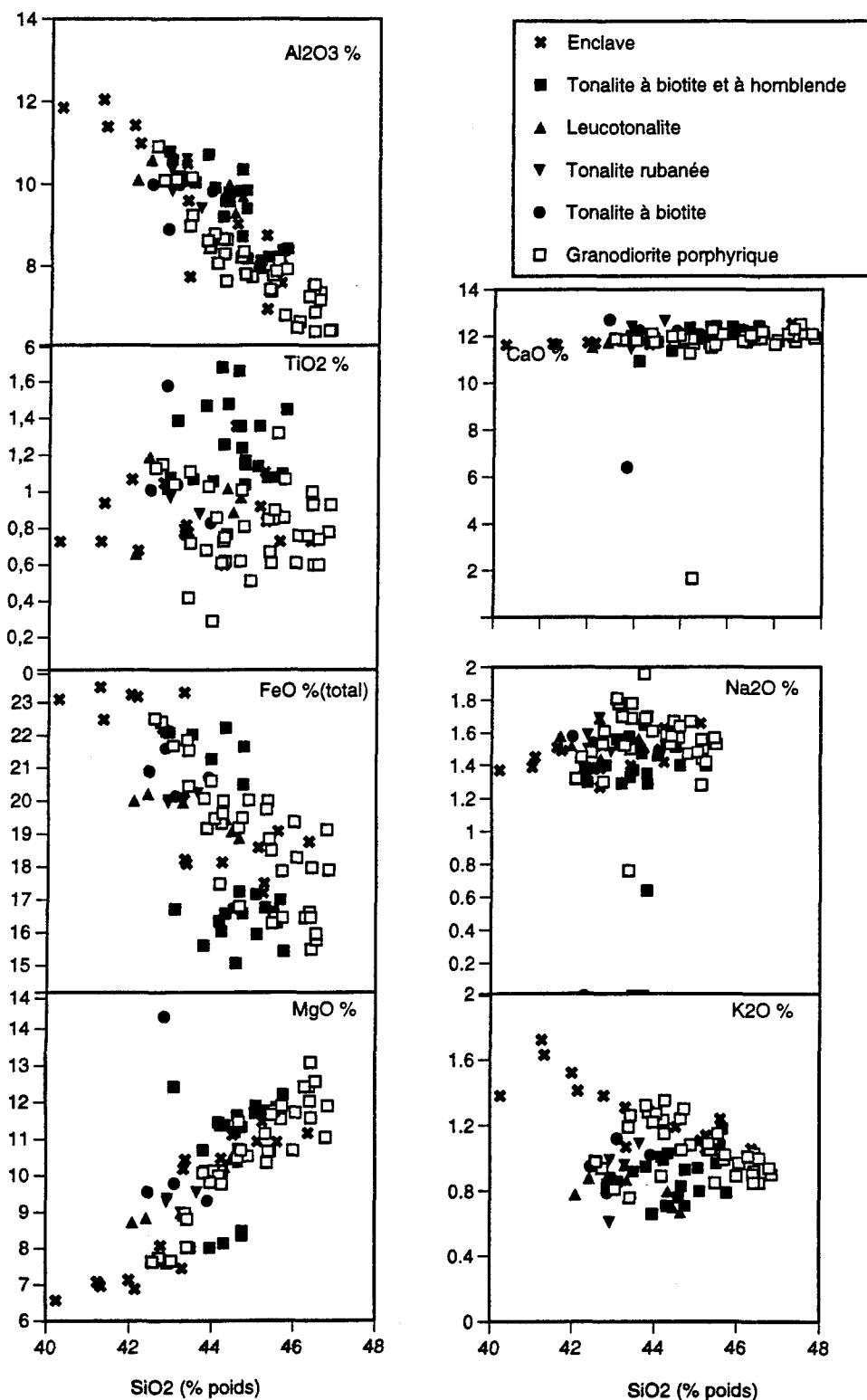


Figure 4.3 : Diagrammes binaires des oxydes majeurs vs silice des hornblendes du pluton de Father. Notez la diminution de Al₂O₃, FeO, K₂O et l'augmentation de MgO avec l'augmentation de SiO₂ dans les hornblendes.

hornblendes du pluton de Father, alors que presque tous les autres éléments majeurs ont un comportement inverse. Cette même évolution est observée pour les biotites (figure 4.7).

3. COMPOSITION DES BIOTITES

La biotite constitue la phase ferromagnésienne dominante du pluton de Father (annexe 1). Elle montre un pléochroïsme direct dans le brun-jaune et les auréoles pléochroïques sont peu communes. La biotite peut atteindre jusqu'à 1 cm dans le faciès de la tonalite à biotite. L'analyse à la microsonde des biotites du pluton de Father est présentée à l'annexe 3.

On pourrait s'attendre à ce que la composition chimique de la biotite varie de manière sensible selon les différents faciès auxquels elle est associée. Des travaux relativement anciens (Nockolds 1947; Foster 1960) ont montré que les variations de la composition des biotites en général portent essentiellement sur les teneurs en aluminium (Al), en fer (Fe) et en magnésium (Mg). Les biotites du pluton de Father sont toutes considérées magmatiques (figure 4.4). La variation des nombres Mg et Al dans la formule structurale de la biotite des granitoïdes fait que ces dernières se répartissent dans des populations distinctes (dans le diagramme de Nachit *et al.* 1985). Les biotites des différents faciès du pluton de Father tombent en général dans le champ des granitoïdes calco-alcalins (figure 4.5). Ceci est comparable aux données de la roche totale (figure 3.8B). Le pluton de Father montre deux types de biotite: les biotites ferrifères et les biotites magnésiennes. Ces dernières sont les plus dominantes. En général, on remarque que les biotites du pluton de Father s'enrichissent en MgO avec la différenciation (de la tonalite à biotite et à hornblende à la granodiorite, figure 4.6). Les biotites du faciès tonalitique sont d'abord ferrifères; ensuite, elles s'enrichissent en MgO. Ceci renforce l'idée de la cristallisation d'une très faible quantité de biotite (voir aussi l'analyse de la roche totale). Un enrichissement en MnO est observé (plusieurs biotites ont une valeur de MnO inférieure à 0,5%; limite de détection). Les

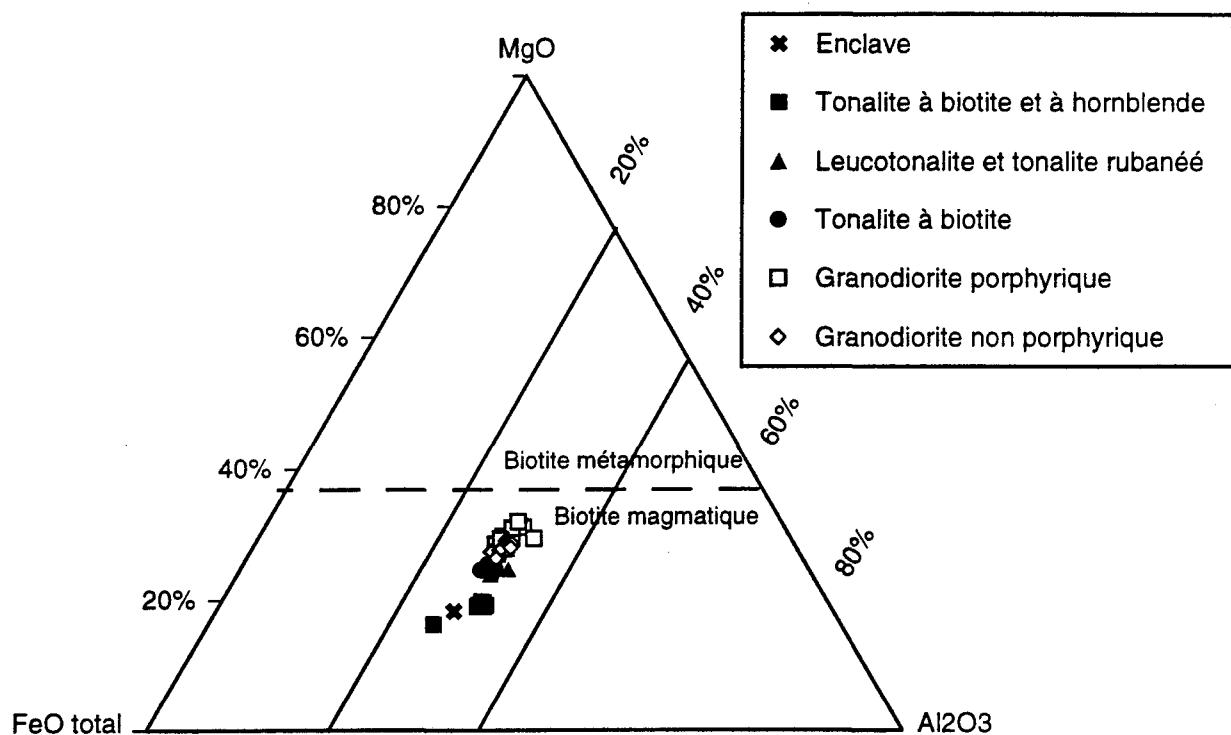


Figure 4.4: Diagramme ternaire MgO-FeOt-Al₂O₃ des biotites du pluton de Father. — — = ligne de séparation des biotites magmatiques et des biotites d'un environnement métamorphique-métasomatique (Gokhale 1968). // = Zone des biotites des roches ignées (Nockolds 1974). Notez que les biotites du pluton de Father s'enrichissent en MgO avec la différenciation magmatique.

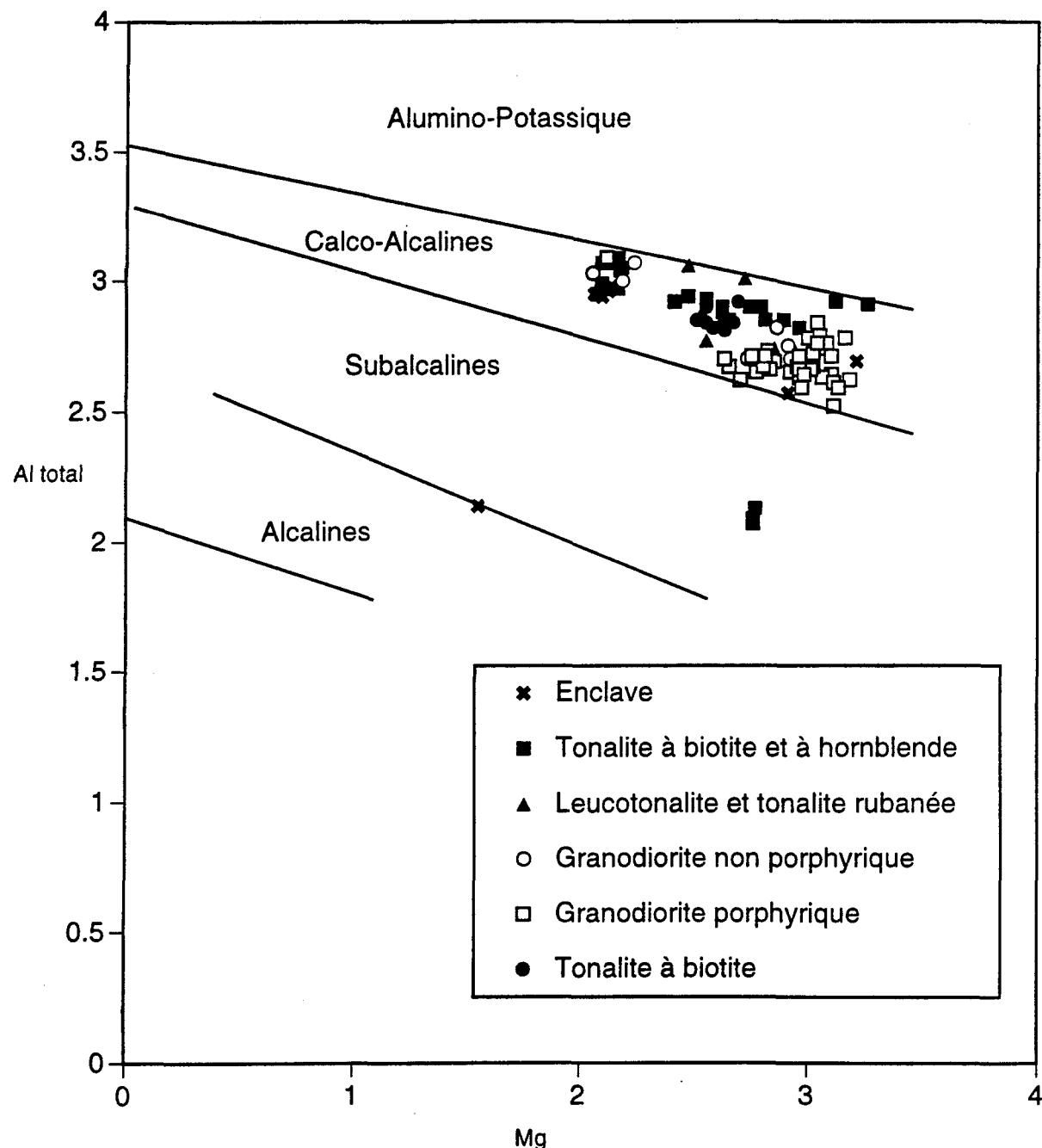


Figure 4.5: Diagramme binaire Al total vs Mg des biotites du pluton de Father. Notez que la plupart des biotites du pluton de Father se projettent dans le champ des roches calcoalcalines; diagramme de Nachit *et al.* (1985).

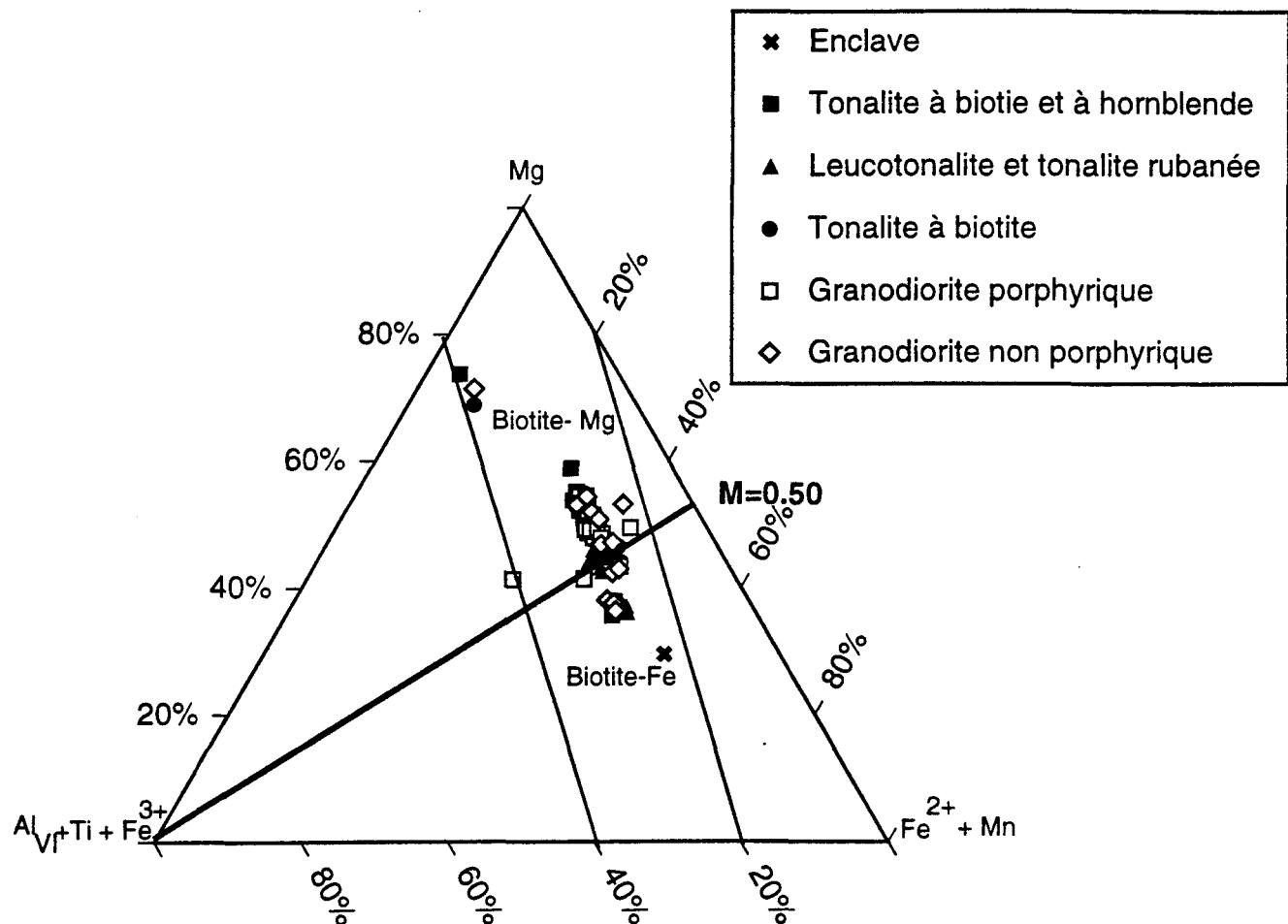


Figure 4.6 :Diagramme ternaire des biotites du pluton de Father. Notez l'enrichissement des biotites en Mg en général.

$M = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$; diagramme de Foster (1960).

diagrammes binaires des biotites montrent les mêmes tendances (figure 4.7). Cependant l'Al₂O₃ et le TiO₂ diminuent avec l'augmentation du SiO₂ des biotites. Ceci vient confirmer le fractionnement de la hornblende suggéré par l'analyse de la roche totale (voir chapitre précédent). Dans la granodiorite non porphyrique, la biotite est très magnésienne. Cet enrichissement en MgO dans la biotite est attribué à l'absence de la hornblende dans ce faciès.

4. COMPOSITION DES PLAGIOCLASES

Dans le pluton de Father, le plagioclase existe sous deux formes: 1) en gros grains (4 à 5 mm) non altérés, automorphes, avec des macles polysynthétiques bien développées et subparallèles entre elles; 2) en grains fins (< 2mm) mais peu abondants. Les plagioclases zonés sont plus abondants dans la tonalite à biotite et à hornblende. Le plagioclase constitue jusqu'à 40 % du contenu minéralogique des différents faciès du pluton (annexe 1). Il est le minéral le plus abondant et la variation de sa composition chimique au sein du pluton est significative en considérant la variation des autres minéraux (hornblende, biotite). La composition chimique des plagioclases de chaque faciès du pluton de Father est résumée à l'annexe 3. La composition des plagioclases n'est pas la même d'un faciès à l'autre. En effet, la figure 4.8 nous montre qu'avec la différenciation (de la tonalite à biotite et à hornblende à la granodiorite), les plagioclases passent d'une andésine à de l'oligoclase. Les diagrammes binaires (figure 4.9) montrent une diminution linéaire de l'Al₂O₃ et du CaO et une augmentation du Na₂O avec l'augmentation du SiO₂. Ceci témoigne du passage vers le pôle sodique des plagioclases avec la différenciation magmatique. Ce passage vers l'albite témoigne du processus de cristallisation fractionnée suggéré au chapitre III et appuie celui-ci.

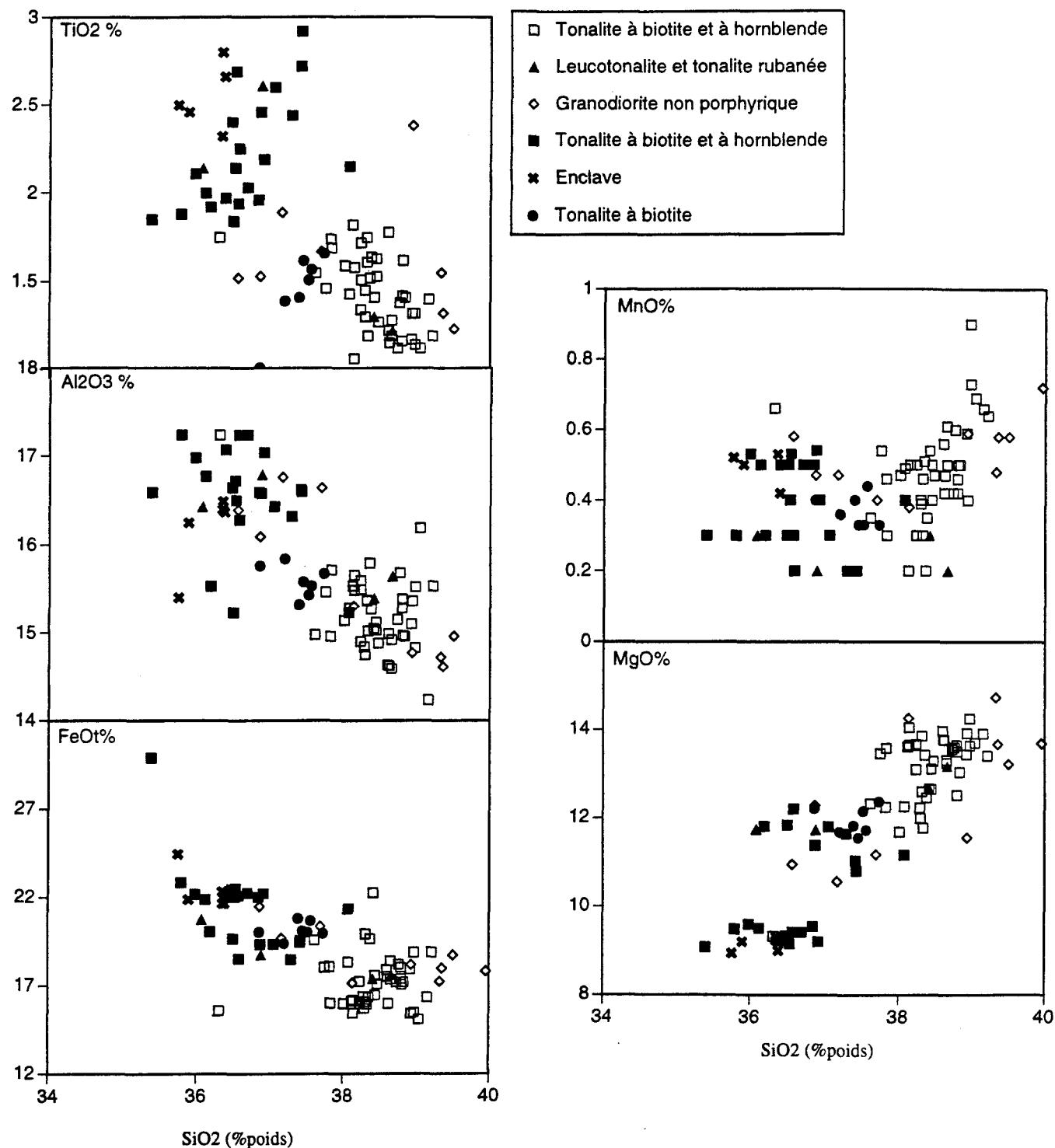


Figure 4.7: Diagrammes binaires des oxydes majeurs vs silice des biotites du pluton de Father. TiO₂, Al₂O₃ et FeO diminuent alors que MgO et MnO augmentent généralement avec l'accroissement de SiO₂.

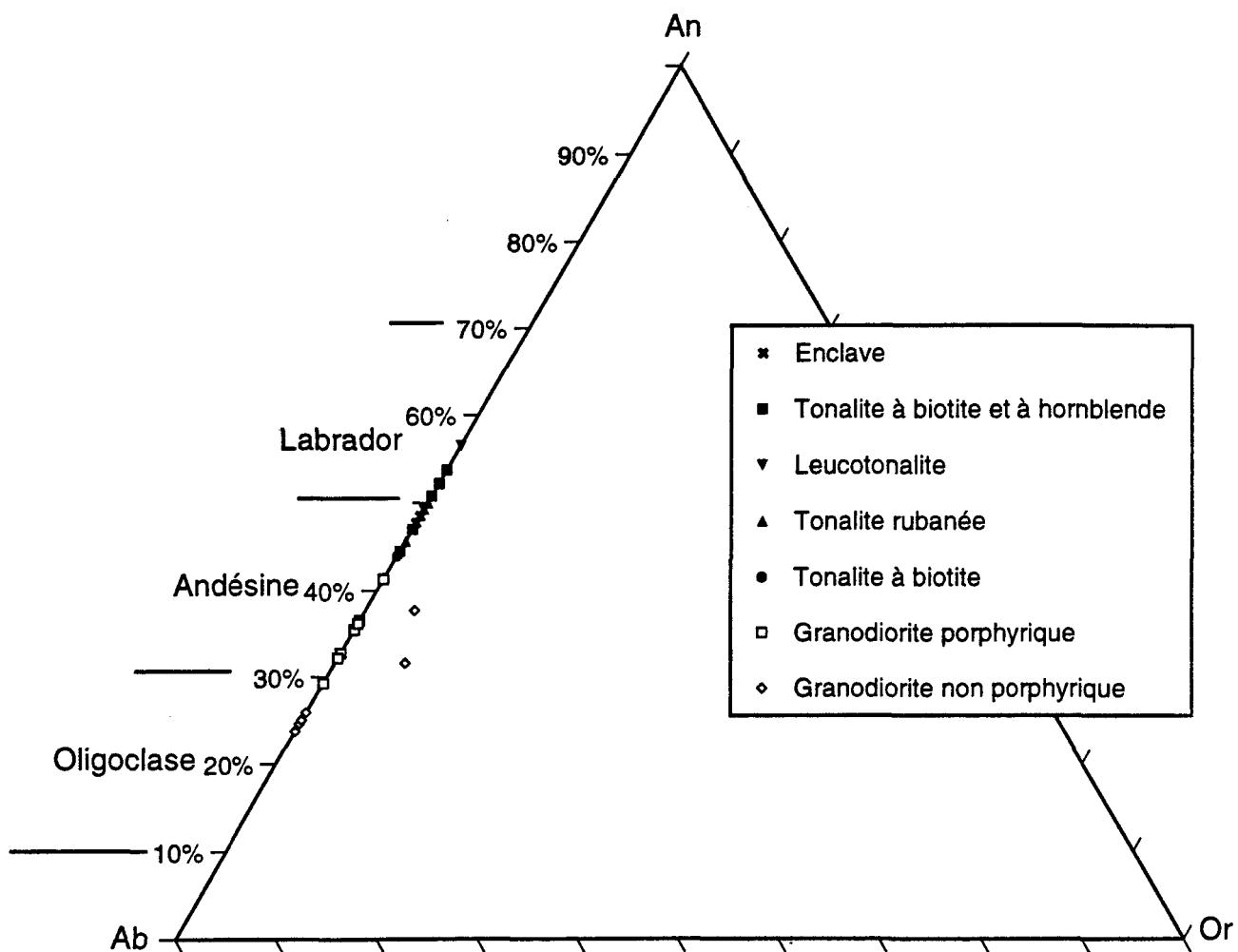


Figure 4.8: Composition des plagioclases des différents faciès du pluton de Father. Notez le passage de l'andésine à l'oligoclase des plagioclases du faciès tonalitique au faciès granodioritique.

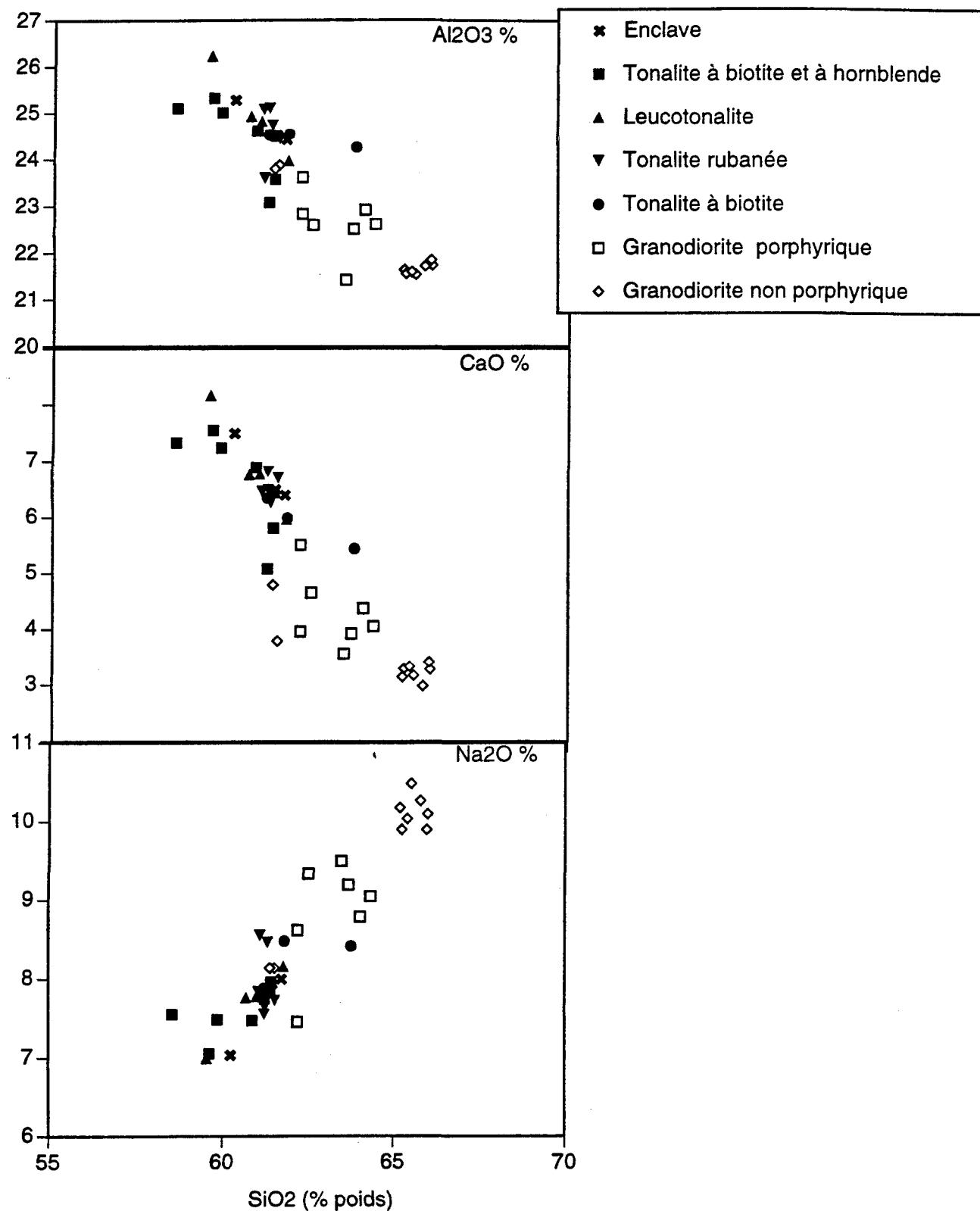


Figure 4.9: Diagrammes binaires Al₂O₃, CaO et Na₂O vs SiO₂ des plagioclases du pluton de Father.

5. COMPOSITION DES FELDSPATHS POTASSIQUES

Le feldspath potassique existe sous deux formes dans le pluton de Father et surtout dans le faciès principal, la granodiorite porphyrique: 1) en phénocristaux pouvant atteindre 6 cm de long et contenant plusieurs minéraux en inclusions; 2) en petits grains (< 2mm) peu abondants (< 2%). Le feldspath perthitique est peu commun. La composition chimique de quelques feldspaths potassiques est résumée à l'annexe 3.

6. COMPOSITION DE QUELQUES MINÉRAUX ACCESSOIRES

L'apatite, le zircon, la titanite, l'allanite, la magnétite, l'ilménite et l'épidote représentent les phases accessoires magmatiques dans le pluton de Father. Les moins abondants sont l'apatite, l'allanite et le zircon (annexe 1). L'apatite est communément observée au contact ou en inclusions à l'intérieur des biotites. Elle a généralement une taille de 0,04 à 1 mm de diamètre. Le zircon se trouve généralement en inclusions dans les gros grains de plagioclase ou de biotite, et est généralement en trace. L'apatite et le zircon cristallisent en premier, suivis par l'allanite et par la titanite. La titanite est très abondante dans la granodiorite. La magnétite est la phase opaque la plus commune. L'ilménite, moins importante, est parfois associée à la magnétite. L'ilménite et la magnétite sont groupées avec la biotite et la hornblende. La composition représentative de quelques minéraux accessoires analysés à la microsonde est présentée à l'annexe 3.

7. SOMMAIRE

La biotite, la hornblende et les feldspaths constituent des phases minérales principales dans le pluton de Father et dans les granitoïdes en général. L'analyse de ces minéraux a permis de montrer que: 1) la hornblende et la biotite sont deux phases magmatiques; 2) la hornblende est de composition calcique; 3) avec la différenciation magmatique, la

hornblende devient magnésienne, la biotite peut être ferrifère ou magnésienne et le plagioclase passe d'une andésine à de l'oligoclase.

CHAPITRE V

ESTIMATION DE LA TEMPÉRATURE ET DE LA PRESSION

1. INTRODUCTION

Dans ce chapitre, nous allons documenter l'utilisation de géothermomètre et de géobaromètre appropriés pour l'estimation et l'interprétation de la pression et de la température de mise en place du pluton de Father.

Les conditions physiques de cristallisation (température et pression) sont très importantes pour avoir une idée sur le niveau de mise en place des plutons. Cependant plusieurs difficultés sont rencontrées pour l'estimation de ces paramètres physiques. Ces difficultés résident dans les éléments suivants: 1) les plutons (calco-alcalins) sont généralement composés de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique, de biotite et d'hornblende, minéraux qui sont stables sous une grande variété de conditions crustales; 2) quelques plutons (calco-alcalins) n'ont pas l'assemblage minéralogique requis pour une analyse géothermobarométrique; 3) l'équilibre n'est pas toujours maintenu entre le minéral et le liquide parental; 4) l'altération deutérique est présente dans ces plutons. Une autre difficulté s'ajoute aux plutons de l'Abitibi. Comme dans la plupart des cas, les contacts immédiats entre les plutons et les roches encaissantes n'affleurent pas, on ne pourra pas corroborer les résultats de la pression et de la température obtenues par le pluton avec ceux des zones de contact immédiat. Néanmoins, l'application de thermomètre et de baromètre

appropriés avec des assemblages et un équilibre souhaités dans le pluton nous donne des estimations raisonnables et acceptables.

Pour le pluton de Father, on a utilisé le contenu en Al (total) de la hornblende comme baromètre selon la méthode développée par plusieurs auteurs (e.g. Johnson et Rutherford 1989; Schmidt 1992). L'Al total est déterminé par analyse à la microsonde à l'UQAC des hornblendes (bordure) dans des sections polies. Seule l'analyse en mode EDS (Spectromètre à Dispersion d'Énergie), qui permet d'obtenir la composition globale de la phase minérale ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 7\%$ poids), a été effectuée.

Les compositions chimiques de la biotite et de l'amphibole sont liées étroitement à l'évolution magmatique durant la cristallisation et la mise en place de la masse granitoïde (Wones 1981). La relation entre Fe^{2+} et Mg dans la biotite est considérée comme un bon paramètre pour l'estimation de la température de cristallisation du magma.

Pour le pluton de Father, les données chimiques de Mg et Fe^{2+} dans la biotite et de Al dans l'amphibole, sont utilisées pour l'estimation des conditions pétrogénétiques. Le partage du fer en fer ferreux et fer ferrique des biotites du pluton de Father est d'abord fait par analyse chimique pour quatre échantillons (FRL-162, FRL-165, FRL-55 et FRL-10, tableau 5.1), puis par la méthode de calcul de de Bruijn *et al.* (1983) pour tous les échantillons analysés. Les résultats de l'analyse chimique sont comparés aux résultats obtenus par la méthode de calcul (de Bruijn *et al.* 1983). Dans les deux cas, les résultats sont pratiquement identiques et sont acceptables (tableau 5.1).

Analyse chimique par titrage du fer ferreux							Résultat par méthode de calcul de de Bruijn <i>et al.</i> (1983).		
Échantillon	K2Cr2O7 (ml)	Poids éch	% Fer ferreux	%FeO	Fe2O3	FeOT	FeOt	FeO	Fe2O3
GD-1	15,32	0,5617	13,64	17,54	2,40	19,94	20,81	18,46	2,35
GD-2	14,71	0,5516	13,33	17,15	2,80	19,95	20,68	18,65	2,03
FRL-165-1	13,52	0,5021	13,46	17,32	3,55	20,87	20,04	17,48	2,56
FRL-165-2	13,58	0,4812	14,11	18,15	2,86	21,01	20,03	17,89	2,14
FRL-162-1	12,02	0,4412	13,62	17,52	2,49	20,01	19,38	17,34	2,04
FRL-162-2	14,32	0,5127	13,97	17,97	2,04	20,01	19,97	18,09	2,01

Tableau 5.1: Séparation du fer ferreux et du fer ferrique des biotites par analyse chimique (titrage) et par méthode de calcul à partir de l'analyse par la microsonde électronique.

Notez que les résultats sont comparables. éch= échantillon.

2. ESTIMATION DE LA TEMPÉRATURE À PARTIR DE Mg ET Fe²⁺ DE LA BIOTITE

Il y a une relation étroite entre la température T et le rapport $Fe^{2+} / (Mg + Fe^{2+})$ de la biotite relativement aux différents tampons expérimentaux de la biotite étudiée par Wones et Eugster (1965). Les biotites de plusieurs granitoïdes sont caractérisées par des rapports de $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$ différents et la température est inversement corrélée à ce rapport. La température estimée est contrôlée par les conditions des différents tampons qui dépendent de la teneur en Fe^{3+} de la biotite qui elle-même dépend de l'état oxydé ou réduit du magma (figure 5.1).

En général, les biotites du pluton de Father sont pauvres en Fe^{3+} . Dans le diagramme ternaire (figure 5.1), les enclaves et les différents faciès du pluton de Father se projettent dans le champ délimité par les lignes tampons $Ni-NiO$ et $Fe_2SiO_4-SiO_2-Fe_3O_4$ (tableau 5.2). On remarque que les différents faciès du pluton de Father montrent des températures de cristallisation légèrement différentes (± 50 °C), alors que les enclaves montrent des températures plus élevées. L'une des enclaves se trouve dans le champ délimité par la ligne tampon $Fe_3O_4-Fe_2O_3$ (tableau 5.2).

3. ESTIMATION DE LA TEMPÉRATURE À PARTIR DU TITANE DE LA HORNBLENDE

Le changement dans la composition des amphiboles avec la température, à une pression constante, a été déterminé par les expériences de Spear (1981). Selon cet auteur, les cations qui montrent une grande dépendance de la température sont les suivants: Al, Na, K et Ti. Ces cations augmentent avec l'augmentation de la température. En effet, en présence des phases riches en Ti, comme le rutile, l'ilménite ou la titanite, le Ti des

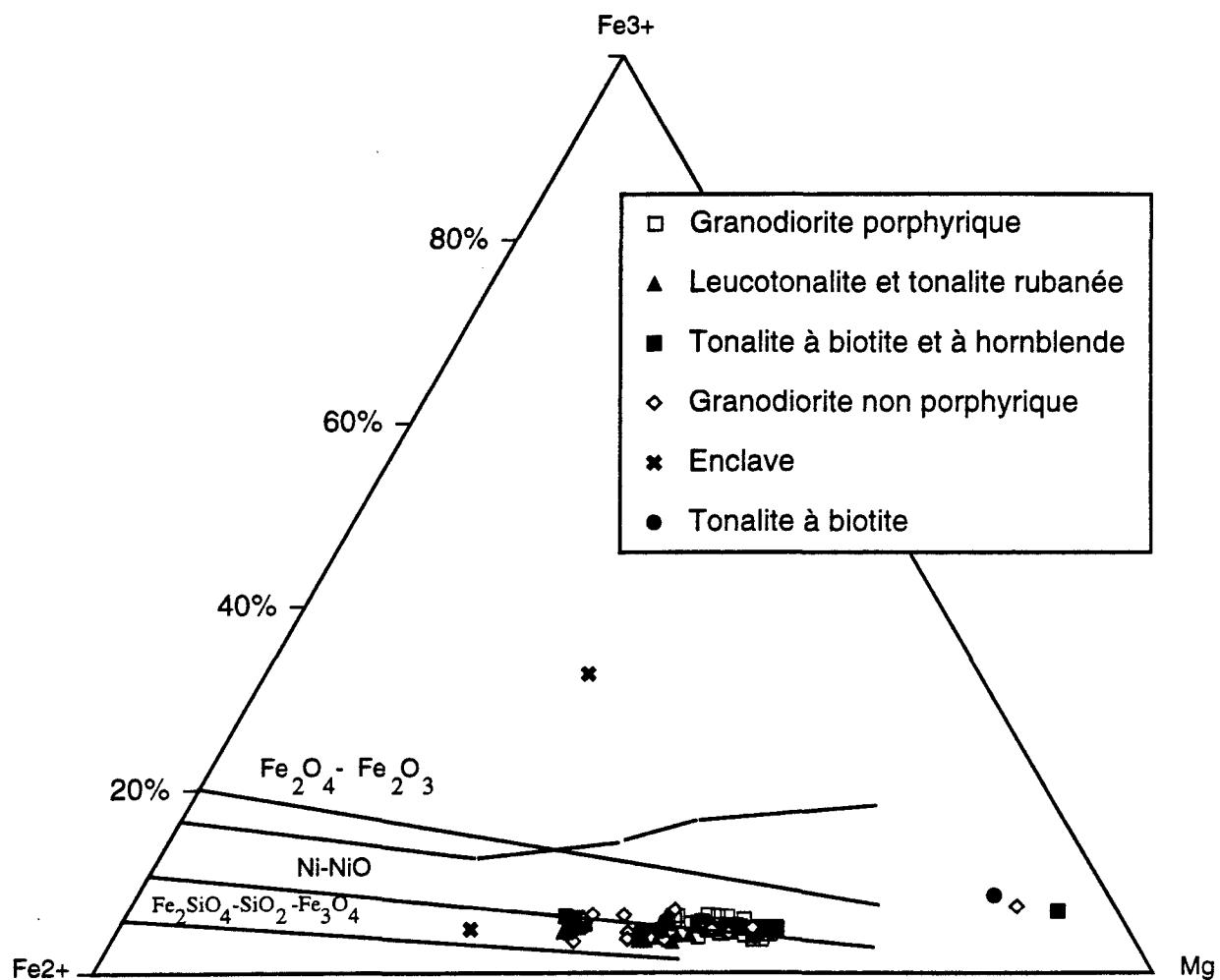


Figure 5.1: Diagramme ternaire des biotites du pluton de Father. Les faciès de Father se projettent surtout dans le champ délimité par les lignes tampons:

$\text{Fe}_2\text{SiO}_4\text{-SiO}_2\text{-Fe}_3\text{O}_4$ et Ni-NiO, diagramme de Wones et Eugster (1965).

	Tampon	Fe²⁺ / Mg²⁺ + Fe²⁺	Température °C
Enclave	Fe ₂ SiO ₄ -SiO ₂ -Fe ₃ O ₄	0,54-0,65	750 à 850
Tonalite à biotite et à hornblende	Ni-NiO	0,43-0,48	750 à 800
	Fe ₂ SiO ₄ -SiO ₂ -Fe ₃ O ₄	0,54-0,56	750 à 800
Tonalite rubanée	Ni-NiO	0,39	750 à
	Fe ₂ SiO ₄ -SiO ₂ -Fe ₃ O ₄	0,40	800
Tonalite à biotite	Fe ₂ SiO ₄ -SiO ₂ -Fe ₃ O ₄	0,88-0,90	700 à 715
Granodiorite porphyrique	Fe ₂ SiO ₄ -SiO ₂ -Fe ₃ O ₄	0,35-0,39	700 à
		0,43-0,55	750
Granodiorite non porphyrique	Ni-NiO	0,39-0,55	700

Tableau 5.2 : Estimation de la température (Wones et Eugster 1965) de mise en place de chaque faciès du pluton de Father à partir de la composition de la biotite.

hornblendes augmente avec la température de cristallisation des hornblendes (Spear 1981). Dans les roches étudiées ici, les minéraux présents avec la hornblende sont le plagioclase, la magnétite, la titanite et également de l'ilménite en trace. Le tableau 5.3 résume les températures suggérées pour les faciès du pluton de Father.

4. ESTIMATION DE LA TEMPÉRATURE À PARTIR DU PLAGIOCLASE

Kudo et Weill (1970) ont utilisé une approche empirique pour développer un géothermomètre en se basant sur le plagioclase magmatique (pas très altéré) en équilibre avec le liquide. Ces auteurs ont défini une relation thermodynamique où l'inconnu est la température de cristallisation des plagioclases. L'application de cette relation au plagioclase des faciès du pluton de Father nous fournit les températures résumées au tableau 5.4 (la composition des plagioclases est déterminée à l'aide de la microsonde; annexe 3). Les températures suggérées par l'étude des plagioclases semblent être presque identiques pour les différents faciès et elles restent comparables aux températures suggérées par l'étude des biotites (avec une erreur de $\pm 50^{\circ}\text{C}$).

5. ESTIMATION DE LA PRESSION À PARTIR DE L'AI TOTAL DANS LA HORNBLENDE

La hornblende est l'amphibole la plus commune dans le pluton. Des travaux effectués sur les plutons granitoïdes ont montré que la composition de l'amphibole varie avec la pression, avec la température et avec la fugacité de l'oxygène (Hammarstrom et Zen 1986). Wones (1981) résume l'aspect variable de la chimie des amphiboles d'un faciès à l'autre dans les plutons granitoïdes et démontre que la pression est le facteur dominant qui contrôle la quantité d'Al total dans une amphibole pour ce type de magma. MgO et FeOt sont des éléments très importants dans la composition des amphiboles. La substitution de Mg avec Fe et Si avec Al constitue un facteur important dans les changements chimiques de

Données de Spear (1981) Température en °C			Données du platon de Father		
à 100 MPa	à 300 MPa	Ti Hb	Ti Hb	Température en °C	Faciès
600 à 650	600 à 700	0,06 à 0,12	0,15 à 0,19	750 à 800	Enclave
700	600 à 700	0,12 à 0,14	0,12 à 0,15	700 à 750	Tonalite à Bi et Hb
750	600 à 700	0,14 à 0,16	0,09 à 0,14	650 à 700	Leucotonalite
800	750	0,16 à 0,20	0,10 à 0,12	600 à 700	Tonalite rubanée
850	775	0,22 à 0,30	0,07 à 0,12	600 à 700	Tonalite à Bi
			0,06 à 0,14	600 à 700	Granodiorite Por

Tableau 5.3: Estimation de la température à partir du Ti des hornblendes (Spear 1981). Ti Hb= valeur du titane (cation) dans la hornblende, Bi= biotite et Hb = hornblende.

	Composition du plagioclase (An)	Température en °C
Enclave	31-37	850
Tonalite à biotite et à hornblende	50-53	800
Tonalite rubanée	43-48	750
Tonalite à biotite	41-46	800
Granodiorite porphyrique	35-41	750
Granodiorite non porphyrique	31-35	700

Tableau 5.4: Estimation de la température (Kudo et Weill 1970) des différents faciès du platon de Father à partir de la composition des plagioclases.

l'amphibole lors de la cristallisation magmatique. Parmi ces éléments, l'Al est le plus variable dans une amphibole. Hammarstrom et Zen (1986) ont été les premiers à suggérer l'utilisation de l'Al des hornblendes comme géobaromètre. Leur calibration a été effectuée sous une pression de 250 à 1300 MPa (2.5 à 13 kbar) et à une température de 655 à 700°C. L'équation appliquée est la suivante:

$$P (\pm 300 \text{ MPa}) = -392 + 503 \text{ Al (Total dans la hornblende)}.$$

Hollister *et al.* (1987), quant à eux, ont trouvé une équation comparable tout en diminuant l'erreur de 200 MPa :

$$P (\pm 100 \text{ MPa}) = -476 + 564 \text{ Al (Total dans la hornblende)}.$$

Ces deux calibrations sont basées sur des pressions des géobaromètres de l'auréole métamorphique. Johnson et Rutherford (1989), avec un mélange minéralogique hornblende + biotite + plagioclase + sanidine + quartz + titanite + oxyde de Fe-Ti + epidote + liquide + (H₂O+CO₂) et à une température de 720 à 780°C, ont appliqué l'équation suivante:

$$P (\pm 60 \text{ MPa}) = -346 + 423 \text{ Al (Total dans la hornblende)}.$$

Blundy et Holland (1990) suggèrent une équation pour le calcul de la température connaissant la pression de mise en place à partir de l'Al total des hornblendes existant avec des plagioclases. L'équation qui s'applique est la suivante: $T = 25,3 P + 654,9^\circ\text{C}$.

Connaissant la température, on peut déterminer la pression. Schmidt (1992), se basant sur des expériences, a fait une autre calibration de l'Al total dans la hornblende. L'équation qu'il a utilisée tient compte de l'assemblage minéralogique hornblende + biotite + plagioclase + orthose + quartz + titanite + oxyde de Fe-Ti + epidote + liquide + H₂O. L'équation est la suivante:

$$P (\pm 60 \text{ MPa}) = -301 + 476 \text{ Al} \text{ (Total des hornblendes).}$$

Cette équation décrit la relation entre la pression de l'Al total à une température de 655° à 700°C sous une pression de 250 à 1300 MPa. Avant de procéder au calcul d'estimation de la pression, il faut choisir la méthode la plus appropriée et la plus proche des conditions présentes dans le pluton de Father en ce qui concerne la composition minéralogique et la température de cristallisation. Nous avons donc d'abord estimé la température de cristallisation des différents faciès du pluton (voir tableau 5.5). La température admise pour le pluton de Father est de 675 à 850 °C et, par conséquent, ces conditions se rapprochent de celles de Johnson et Rutherford (1989). L'assemblage minéralogique des différents faciès du pluton de Father correspond plutôt à celui de Schmidt (1992). Drummond *et al.* (1994) ont le même assemblage que le pluton de Father et la température de cristallisation, dans leur cas, atteint jusqu'à 840°C. Ces auteurs ont opté pour la méthode de Johnson et Rutherford (1989) en raison de la température très élevée, en dépit d'un assemblage minéralogique équivalent à celui de Schmidt (1992).

Pour le pluton de Father, nous procédons selon les différentes méthodes citées plus haut, pour fin de comparaison (tableau 5.6). Nous tenons compte uniquement des résultats obtenus par la méthode de Johnson et Rutherford (1989) puisque la température estimée pour le pluton de Father est supérieure à celle utilisée dans la calibration de Schmidt (1992). Après le calcul de la pression des différents faciès, nous pouvons conclure que le niveau de mise en place dans la croûte pour le pluton de Father se situe entre 4 à 9 km de profondeur pour une pression de 140 à 290 MPa (1,4 à 2,9 kbar; tableau 5.6).

Faciès	Fe ²⁺ /Mg+ Fe ²⁺ dans Biotite	Ti dans Hornblende	An dans Plagioclase	Températures en °C			
				Biotite Wones et Eugster 1965	Kudo et Weill 1970	Spear 1981	Al-Hornblende Blundy et Holland 1990
Enclave	0,54-0,65	0,15-0,19	31-37	750 à 850	850	750 à 850	800
Tonalite à hornblende et à biotite	0,43-0,46	0,12-0,15	50-53	750 à 800	800	700 à 775	743
Leucotonalite	0,39-0,40	0,08-0,12	43-48	750 à 800	850	650 à 700	727
Tonalite litée	0,88-0,90	0,10-0,12	42-47	750 à 800	750	600 à 700	722
Tonalite à biotite	0,80-0,85	0,07-0,12	41-46	700 à 715	800	600 à 700	717
Granodiorite porphyrique	0,35-0,39	0,06-0,14	35-41	700 à 750	750	600 à 700	695
Granodiorite non porphyrique	0,43-0,55		31-35	700	700	—	—

Tableau 5.5: Récapitulation des températures estimées selon différentes méthodes décrites dans le texte.

Faciès	Al total dans Hornblende (bordure)	Pression en MPa (1kbar=100 MPa) suggérée à partir des géobaromètres de:			
		Zen et Hammarstrom 1986	Hollister et al. 1987	Johnson et Rutherford 1989	Schmidt 1992
Enclave	1,55	390	450	310	440
Tonalite à hornblende et à biotite	1,50	360	370	290	410
Leucotonalite	1,46	340	350	270	390
Tonalite litée	1,43	330	330	260	380
Granodiorite porphyrique	1,16	190	180	140	250

Tableau 5.6 : Récapitulation des pressions estimées selon différentes méthodes décrites dans le texte.

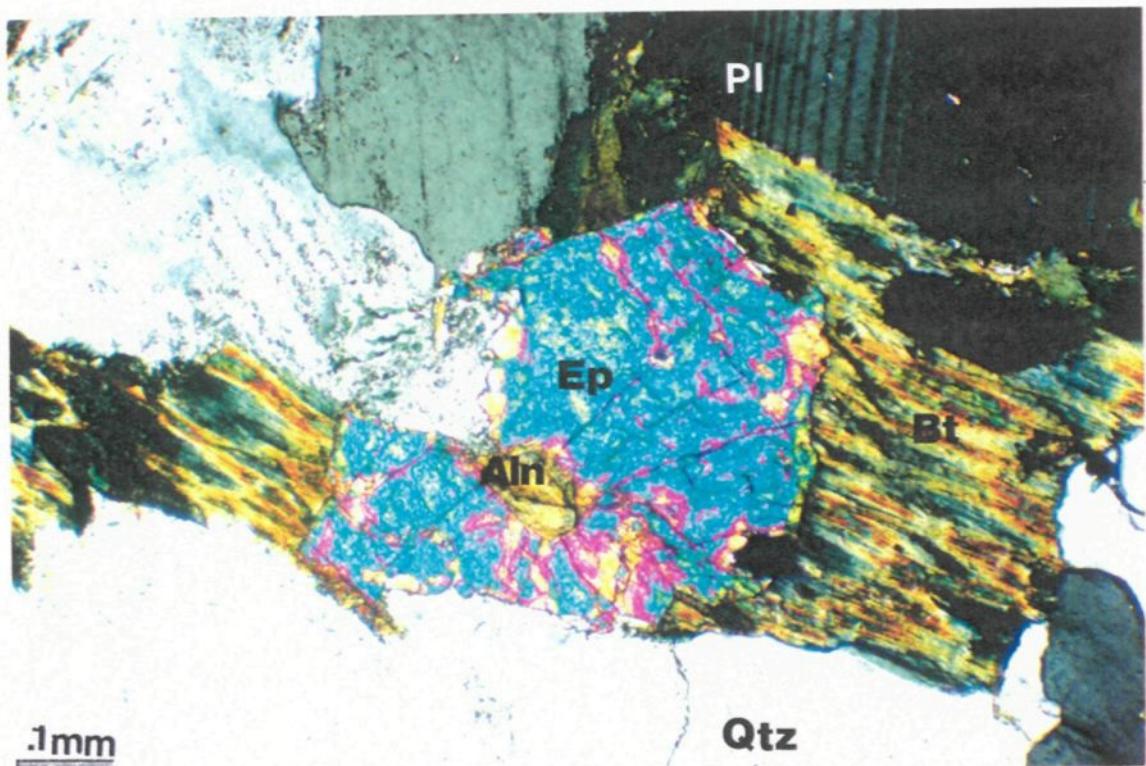
6. ÉPIDOTE DU PLUTON DE FATHER

Les expériences de Naney (1983) démontrent que l'épidote peut être une phase magmatique dans les roches de composition granitique à granodioritique. Après ces expériences, Zen et Hammarstrom (1984), Evans et Vance (1987) et Saavedra *et al.* (1987) ont tous rapporté que l'épidote magmatique naturelle peut exister dans les granitoïdes. Ce qui est encore discutable, c'est à quelle pression ou profondeur cette epidote magmatique peut se former. L'épidote magmatique est utilisée pour déterminer la profondeur de cristallisation dans les plutons. D'après Zen et Hammarstrom (1984), le granitoïde qui contient de l'épidote magmatique se forme au moins à une profondeur de 25 km (P= 800 MPa).

Les critères texturaux utilisés pour distinguer l'épidote d'altération de l'épidote magmatique veulent que cette dernière est automorphe, pléochroïque et se localise près de la biotite où elle est de taille identique (Tulloch 1979, Zen et Hammarstrom 1984). Dans le faciès granodioritique de Father, on observe les mêmes caractéristiques décrits par ces auteurs (planche 13). L'allanite, quand elle existe, est observée en inclusions dans le feldspath potassique ainsi que dans le centre de l'épidote et montre dans certains cas un zonage. Dans les autres faciès du pluton, c'est surtout l'épidote secondaire qui est observée. Cette dernière est associée à la biotite chloritisée et se situe à sa bordure.

Dans les roches granitiques, la composition chimique est aussi utilisée comme critère pour reconnaître l'épidote magmatique de l'épidote d'altération (Tulloch 1979, 1986). Cet auteur propose que l'épidote issue de l'altération du plagioclase montre une composition en pistachite Ps de 0 à 24% [$Ps = Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$] et que celle formée par altération de la biotite a un Ps de 36 à 48% alors que l'épidote magmatique à un Ps de 25 à 29%. Dans le pluton

Planche 13: Épidote magmatique automorphe (Ep) montrant un centre d'allanite (Aln). Notez sa localisation à côté de la biotite (Bi). Pl= plagioclase et Qtz= Quartz.



de Father, le Ps est de 24 à 28 % (12 analyses provenant de 3 faciès, annexe 4). Ceci suggère une composition magmatique pour l'épidote étudiée ici.

Pour le pluton de Father, le géobaromètre Al total dans la hornblende nous a suggéré une pression de mise en place de 140 à 290 MPa (4 à 9 km de profondeur), même si dans ce pluton, l'épidote magmatique est observée. Tulloch (1979) ainsi que Lee et Christiansen (1983) ont étudié un ensemble de plutons granitoïdes qui contient de l'épidote magmatique. Ils ont établi un niveau de mise en place très inférieur (< 10 km) à celui suggéré par l'épidote magmatique de Zen et Hammarstrom (1984), qui est de 25 km au minimum. Les auteurs précédents ont reconnu que l'épidote peut être en équilibre avec un liquide calco-alcalin à une pression au dessous de 600 à 800 MPa. La prise en compte des travaux de ces deux auteurs (Zen et Hammarstrom 1984) à nos études nous amène à croire que l'épidote n'est pas un indicateur de pression et qu'elle peut se former à une pression inférieure à 800 MPa (ou à une profondeur < 25 km). En effet, les expériences qui ont établi une haute pression pour la formation de l'épidote n'ont pas été faites à des pressions entre 200 et 800 MPa. De plus, les roches utilisées dans les expériences sont synthétiques et ne présentent pas une composition réaliste (e.g. manque d'éléments traces). En conclusion, la stabilité de l'épidote primaire (magmatique) dans les granitoïdes demeure un sujet encore mal compris.

7. SOMMAIRE

Le pluton de Father s'est mis en place à des températures et sous des pression variables. L'écart de la température n'est pas très élevé d'un faciès à un autre et d'une méthode à une autre. Par comparaison des températures suggérées par les différents minéraux, la température de mise en place du pluton serait entre 650 et 800 °C (± 50 °C) à une pression variant de 140 MPa (granodiorite) à 290 MPa (tonalite), correspondant ainsi à une profondeur ne dépassant pas 10 km.

CHAPITRE VI

STRUCTURE

1. INTRODUCTION

Ce chapitre sur l'aspect structural permettra de documenter les structures liées à l'écoulement magmatique (planaire et linéaire) enregistrées lors de la mise en place finale du pluton de Father et les structures de déformation à l'état solide. La première partie de ce chapitre permettra de définir les fabriques présentes dans le pluton de Father ainsi que leur origine. La seconde partie de ce chapitre, axée sur la pétrologie structurale, consistera à montrer ce qui se passe dans les derniers stades de la mise en place du pluton de Father en ce qui concerne l'orientation des cristaux et ceci à partir de l'analyse d'échantillons orientés. On étudiera la disposition des cristaux dans le faciès granodiorite porphyrique, puisqu'il constitue le faciès approprié à cette étude et qu'il constitue le faciès principal du pluton de Father.

La mise en place d'un magma s'accompagne d'une organisation spatiale préférentielle des cristaux déjà formés dans la matrice visqueuse (magmatique s.s.) avant que se forme une charpente rigide. La roche est considérée comme rigide avec une proportion de liquide inférieure à 30 % selon Bouchez et Guineberteau (1984, domaines I et II) ou de 20% selon Arzi (1978). Récemment, plusieurs études ont été réalisées sur l'orientation préférentielle de forme ("shape preferred orientations" SPO; Benn et Allard 1989; Nicolas 1992; Ildefonse *et al.* 1992a et 1992b), qu'on attribue au stade magmatique en l'absence de déformation à l'état

solide (Diot et Bouchez 1989). Ces orientations préférentielles de forme constituent un témoin des mouvements subis par le magma pendant l'écoulement ou pendant les déformations enregistrées par des milieux visqueux ou plastiques hétérogènes (Fernandez *et al.* 1983). Dans le domaine des orientations préférentielles, les études sont théoriques et expérimentales (Fernandez *et al.* 1983; Ildefonse *et al.* 1992a et 1992b). Ces études ont montré l'influence (en deux dimensions) de la concentration des particules rigides (marqueur primaire) telles que les phénocristaux de feldspath potassique, les biotites et/ou les amphiboles sur le développement de cette orientation préférentielle de forme. Dans les expériences faites par ces auteurs, le matériel utilisé est un mélange de miel et d'oxyde de titane (magma visqueux). D'après les travaux de Willis (1977), les propriétés rhéologiques de la matrice ne jouent qu'un rôle mineur. Lors d'un écoulement magmatique laminaire, un cisaillement peut être créé (Nicolas 1989), et les particules rigides cristallisées acquièrent une orientation préférentielle. Ces objets peuvent subir une rotation progressive et ainsi s'aligner avec le plan d'écoulement magmatique. Les particules allongées s'alignent statistiquement dans la direction de l'écoulement magmatique et définissent la linéation magmatique.

La synthèse cartographique des structures de l'état magmatique à l'état solide permet de définir la cinématique de mise en place. Pour reconnaître les deux états sur le terrain, on se sert de plusieurs critères. Le quartz est le minéral le plus approprié parce qu'il est le plus ductile et qu'il fait partie de la paragenèse qui cristallise en dernier dans un granitoïde. Il est donc le premier à enregistrer une déformation à l'état solide à haute ou moyenne température. Lorsque le quartz se présente en grains équants ou globulaires, on considère que le granite n'a pas subi de déformation à l'état solide (Bouchez et Guineberteau 1984). En lame mince, l'état non déformé se caractérise par des grains de quartz en grandes plages de forme généralement arrondie. Le fait que le quartz a une forme elliptique allongée et étirée suggère qu'il a subi une déformation à l'état solide. Dans ce cas, les grains de quartz deviennent polycristallins

(extinction ondulante) et se manifeste alors en plus petites plages. Lorsque la déformation à l'état solide est très intense, on observe des microstructures caractéristiques des orthogneiss à quartz (Berthé *et al.* 1979). Le quartz s'y présente en ellipse très allongée et même sous forme de ruban. Paterson *et al.* (1989) ont défini d'autres critères importants pour reconnaître l'écoulement magmatique: 1) l'orientation préférentielle des minéraux ignés sans aucun signe de déformation plastique ou de recristallisation des minéraux interstitiels; 2) le plagioclase entouré d'agrégat de quartz équidimensionnel; 3) les macles polysynthétiques (plagioclase) parallèles à subparallèles entre elles le long des cristaux.

2. ÉTAT DES STRUCTURES OU TEXTURES DANS LE PLUTON DE FATHER

2-1. TEXTURE À L'ÉTAT MAGMATIQUE

L'état magmatique se présente par des structures acquises par le magma avant que se développe une charpente continue de cristaux. C'est l'absence de déformation du quartz qui est utilisée comme critère pour distinguer cette texture. Dans le pluton de Father, l'état magmatique est défini sur le terrain, par l'alignement des phénocristaux qui baignent dans une matrice (liquide) qui minimise l'interaction des grains et évite la formation d'une structure à l'état solide. Ceci produit une foliation qui correspond à un alignement préférentiel des phénocristaux de feldspath potassique, du plagioclase, de la biotite et de l'amphibole, quand elle existe, et même des grains d'épidote magmatique (planche 14). Les phénocristaux de feldspath potassique non cassés et non tordus dans la granodiorite porphyrique forment une texture magmatique identifiable sur le terrain. Dans ce faciès, le plagioclase en forme de bâtonnet, avec ses macles polysynthétiques parallèles entre elles, le quartz globuleux non recristallisé et la forme automorphe de la biotite bien cristallisée sont des caractéristiques indiquant l'état magmatique (tableau 6.1).

2-2. TEXTURE À L'ÉTAT INTERMÉDIAIRE

Les textures à l'état intermédiaire (submagmatique) sont des textures magmatiques modifiées par une déformation. En effet, c'est la présence d'une quantité suffisante de liquide (25 à 40% de Bouchez et Guineberteau 1984, correspondant à $20\pm10\%$ de liquide de Arzi 1978) qui fait en sorte que les minéraux déjà formés enregistrent une légère déformation qui perturbe les textures magmatiques. Sous le microscope, le quartz, très sensible, montre des sous-grains, tandis que sur le terrain, le quartz conserve sa forme globuleuse bien distincte.

Cette texture se manifeste uniquement dans quelques échantillons granodioritiques du pluton de Father (planche 15). En effet, les bâtonnets de plagioclase montrent des bordures corrodées, une forte interpénétration des bordures et un enchevêtrement formant une charpente de cristaux qui ne se recoupent pas entre eux, ce qui suggère l'état intermédiaire de ces textures et également l'absence de "surimposition" de la déformation à l'état solide (planche 15A). La déformation mécanique légère des macles polysynthétiques de plagioclase et l'absence de déformation et de recristallisation du quartz interstitiel sont des indicateurs de cette texture. Le quartz de remplissage des fractures dans les plagioclases, la formation d'une matrice composée par des agrégats du plagioclase et, surtout, la présence du quartz autour des phénocristaux du feldspath potassique sont d'autres indicateurs pour cette texture (planche 15B). Plusieurs auteurs (e.g. Bouchez et Guineberteau 1984; Bouchez *et al.* 1992) appellent cette texture une texture de déformation finie-magmatique.

Faciès du pluton de Father	État du faciès	Critères macroscopiques et microscopiques
Tonalite à biotite et à hornblende	Déformée à l'état solide	Quartz allongé, extinction ondulante et forme des petites plages.
Leucotonalite	Déformée à l'état solide	Quartz allongé, extinction ondulante et forme des petites plages.
Tonalite rubanée	Peu à pas déformée	Quartz équant, globuleux sans recristallisation, quelques sous-sous-grains, extinction ondulante faible et plagioclase zoné.
Tonalite à biotite	Magmatique	Quartz équant non granoblastique, globuleux et en grosses plages, pas de sous-grains dans le quartz
Granodiorite porphyrique	Magmatique	
Granodiorite non porphyrique	Magmatique	Bâtonnet de plagioclase.

Tableau 6.1: État structural des différents faciès du pluton de Father.

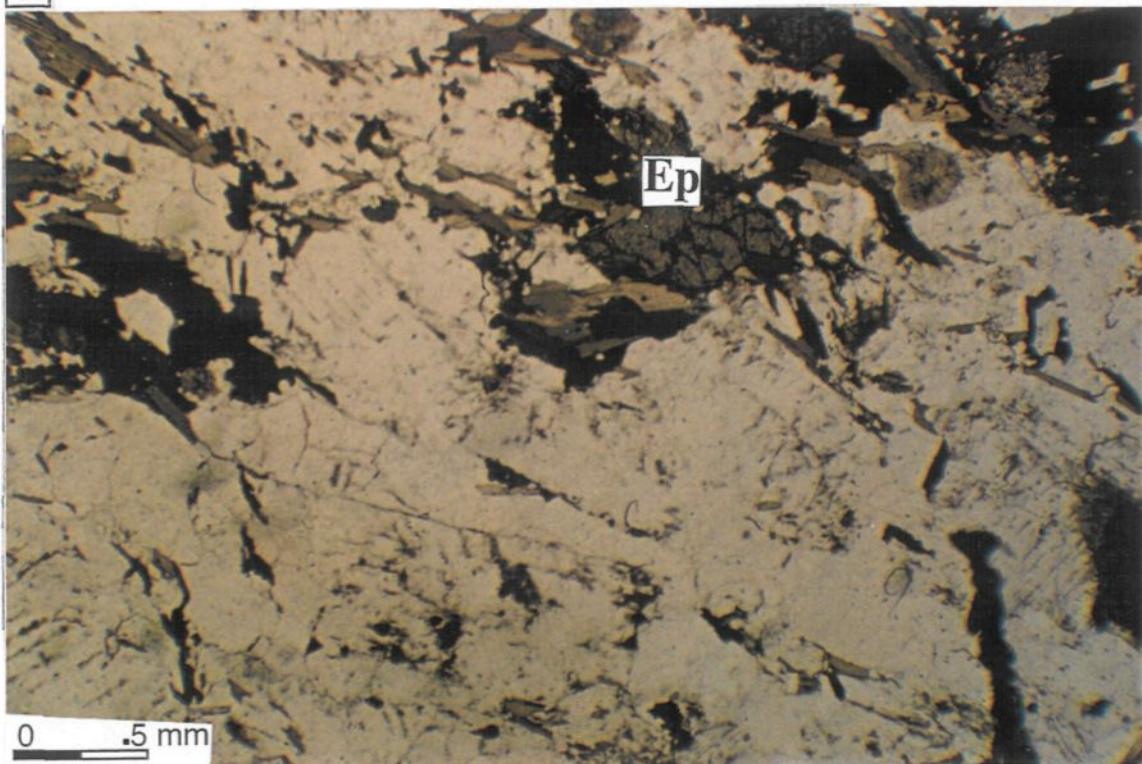
Planche 14: Texture magmatique.

A): Épidote magmatique (Ep) bien cristallisée et de même taille que la biotite dans la granodiorite porphyrique. Elle ressemble à celle décrite par Zen et Hammarstrom (1984). Voir aussi la planche 13.

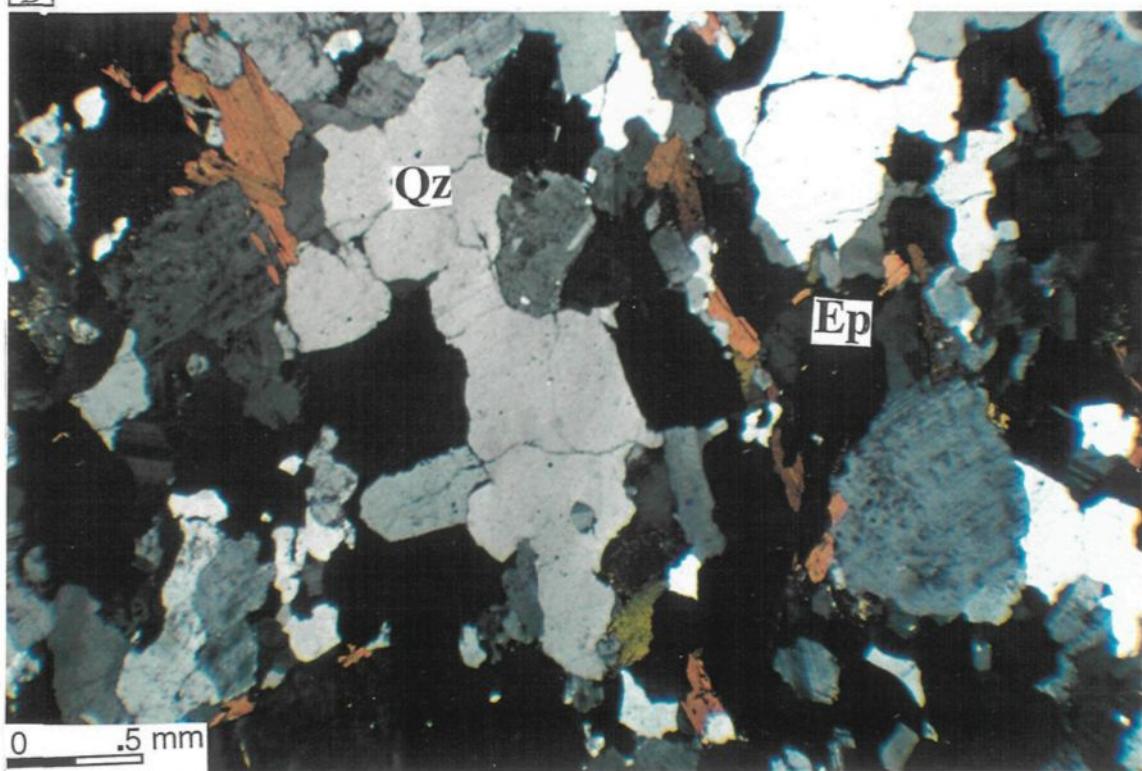
B) Les grains de quartz forment des gros grains en grosses plages globuleuses (Qz).

Ep= épidote.

A



B



2-3. TEXTURE DE DÉFORMATION À L'ÉTAT SOLIDE

Les textures de déformation à l'état solide se développent après la cristallisation magmatique. Cette déformation peut intervenir après ou pendant la mise en place de l'appareil plutonique.

Dans le pluton de Father, c'est le faciès tonalitique (tonalite à biotite et à hornblende et leucotonalite) qui montre cette déformation (tableau 6.1), qui peut être de haute ou de basse température. Elle est d'abord caractérisée par une faible intensité qui se traduit par une extinction ondulante, des sous-grains dans le quartz et aussi par l'alignement des grains de plagioclase légèrement déformés (planche 16A). Localement, à la bordure sud-ouest du pluton, la déformation a lieu sous des conditions de température subsolidus où elle est caractérisée par: 1) des microstructures suggérant une migration intense des bordures des grains de quartz (planche 16); 2) une mosaïque de nouveaux grains de quartz groupés en petites plages (planche 15); 3) quelques grains de plagioclase avec des évidences de déformation plastique tel que l'extinction ondulante et des macles déformées (planche 16). Bien que présente, la déformation d'état solide est demeurée faible à en juger par la forme globuleuse des grains de quartz (typique du faciès granodioritique non déformé). Sur le terrain, cette déformation est généralement définie par l'alignement de la hornblende et de la biotite et par du quartz de forme allongé.

3. CONCENTRATION ET DISPOSITION PRÉFÉRENTIELLE DES CRISTAUX

3-1. INTRODUCTION

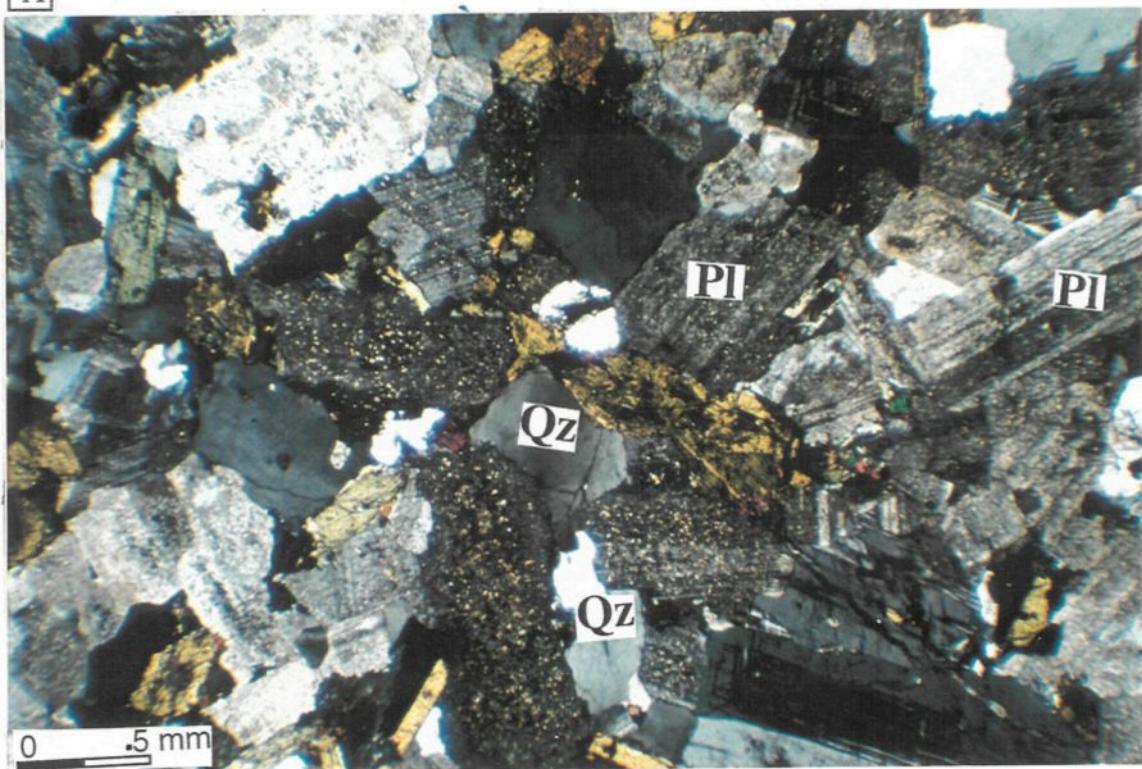
Dans cette partie, il sera question de déterminer l'orientation préférentielle des phénocristaux et de la matrice de la granodiorite porphyrique par l'étude des coupes selon le

Planche 15: Texture intermédiaire.

A) Quartz interstitiel non déformé (Qz). Bâtonnets de plagioclase (Pl) montrant des bordures corrodées, une déformation mécanique légère des macles polysynthétiques concentrées et une interpénétration de leurs bordures. Notez l'enchevêtrement des cristaux et le quartz interstitiel non déformé.

B) Matrice composée par des agrégats du plagioclase (Pl) et surtout du quartz (Qz) autour des phénocristaux de feldspath potassique (Fk).

A



B

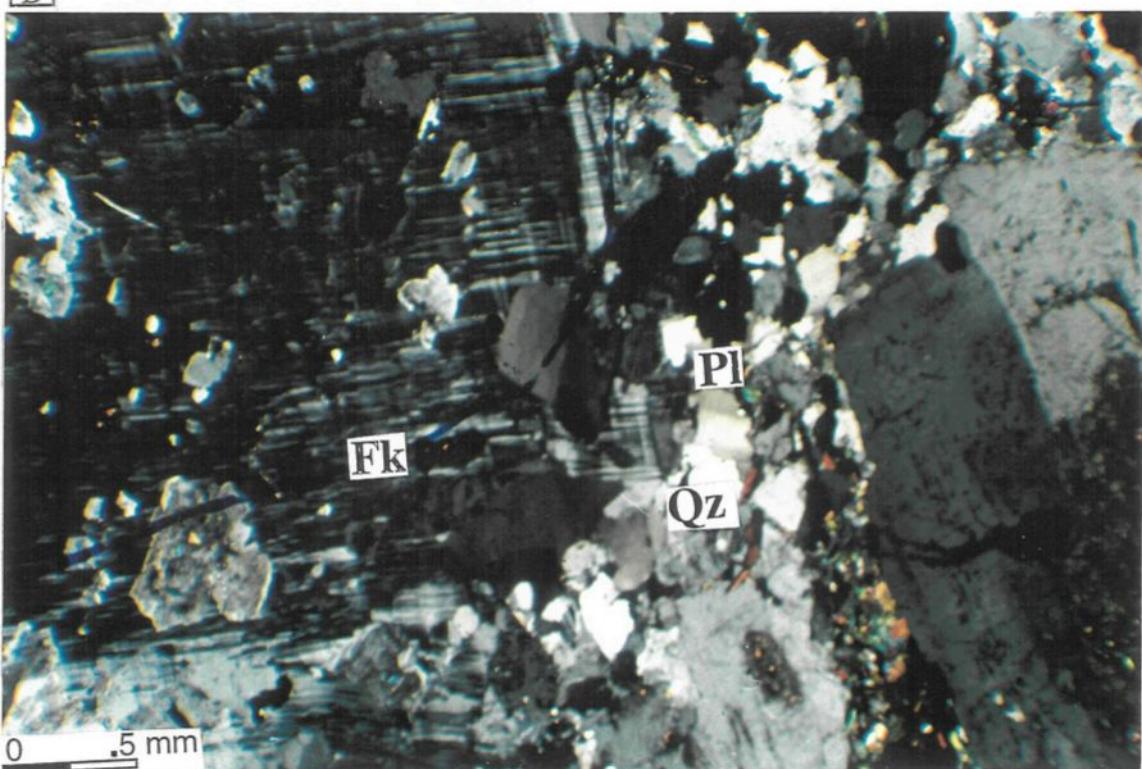
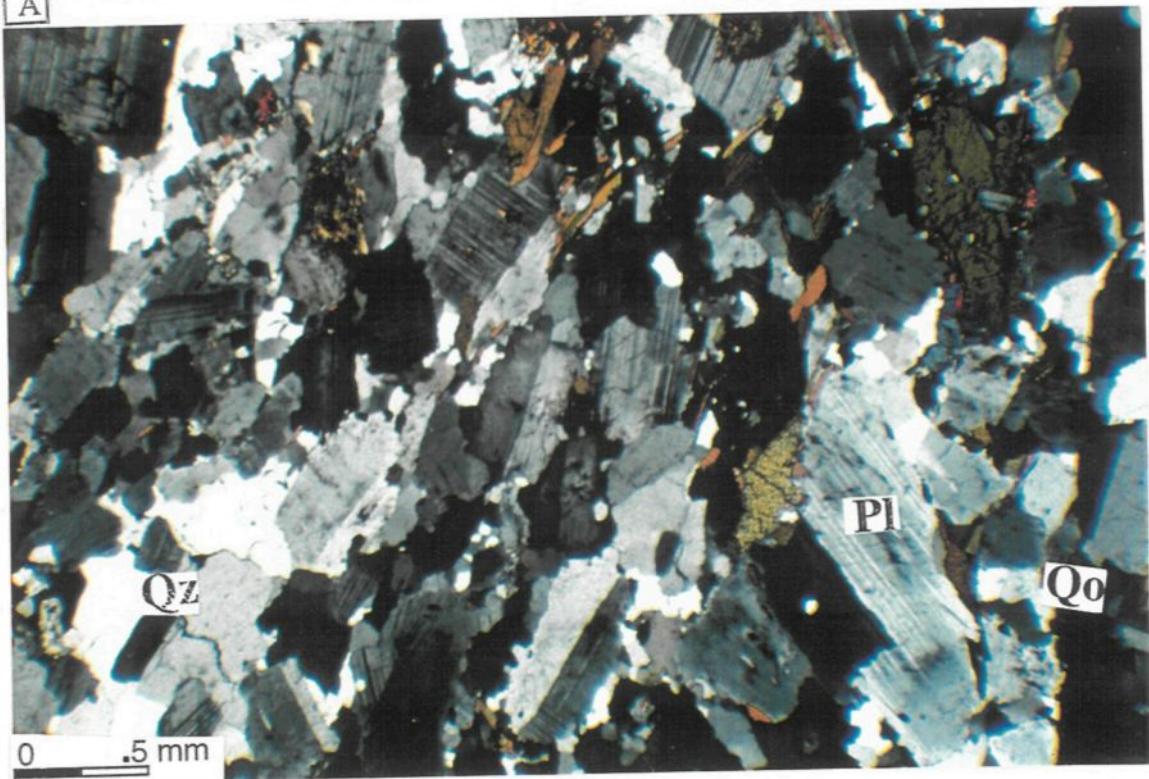


Planche 16: Texture de déformation à l'état solide.

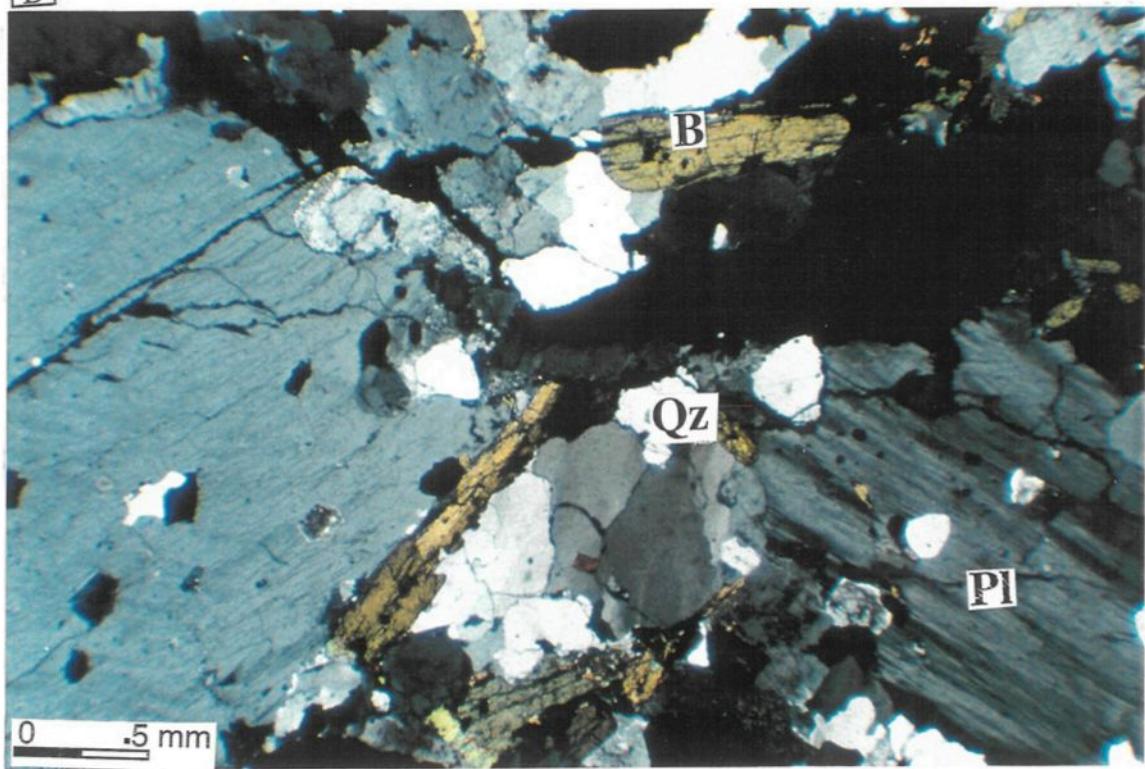
A) Grains de quartz allongés et néoformés (Qz) composés de quelques sous-grains à extinction ondulante (Qo). Les macles polysynthétiques du plagioclase (Pl) se terminent en biseau.

B) Plagioclase montrant des extinctions ondulantes et des macles polysynthétiques se terminant en biseau (Pl). Notez les bordures des quartz (Qz). B= biotite.

A



B



plan XY (parallèle à la foliation), où X est définie par l'orientation de la linéation, selon le plan XZ (parallèle à la linéation et perpendiculaire à la foliation) et selon le plan YZ (perpendiculaire à la linéation).

La disposition des cristaux sera documentée à partir de deux méthodes différentes. Les échantillons sélectionnés de la granodiorite porphyrique montrent tous un ensemble de phénocristaux (entre 10% et 25%) dont l'interaction entre les grains est considérée négligeable. Les résultats permettront de confirmer les mesures de terrain de foliations et de linéations pour le faciès granodiorite porphyrique.

3-2. CONCENTRATION DES PHÉNOCRISTAUX

Les phénocristaux de feldspath potassique sont millimétriques à centimétriques. Ils englobent poecilitiquement les plagioclases et même, dans certains cas, les biotites (voir chapitre pétrographie). Dans le faciès porphyrique, on remarque que les phénocristaux cristallisent avant et aussi en même temps que les autres minéraux formant la matrice. Il est probable que ces phénocristaux cristallisent par nucléation et qu'ils emprisonnent et incorporent les autres minéraux déjà cristallisés, comme le plagioclase. Swanson (1977), qui a étudié d'autres granodiorites porphyriques, a trouvé que le taux de croissance des plagioclases est plus faible que celui des feldspaths alcalins et que la croissance des phénocristaux de feldspath potassique se fait en incluant les grains de plagioclase de petite taille. Cet auteur a également noté que pour un magma granitique, le taux de croissance du feldspath alcalin est généralement au maximum quand le taux de nucléation est près du minimum. Ceci explique, selon lui, la dispersion des phénocristaux de feldspath potassique. La concentration locale des phénocristaux dans quelques affleurements de la granodiorite porphyrique du pluton de Father (planche 17) suggère un classement par écoulement

magmatique "flow sorting". Ce même phénomène a également été observé dans d'autres plutons granodioritiques (e.g. Kawachi et Sato 1978, Bateman et Chappell 1979).

L'ordre probable de cristallisation des principaux minéraux de la granodiorite porphyrique est le suivant:

hornblende	-----
biotite	-----
plagioclase	-----
feldspath potassique	-----
quartz	-----

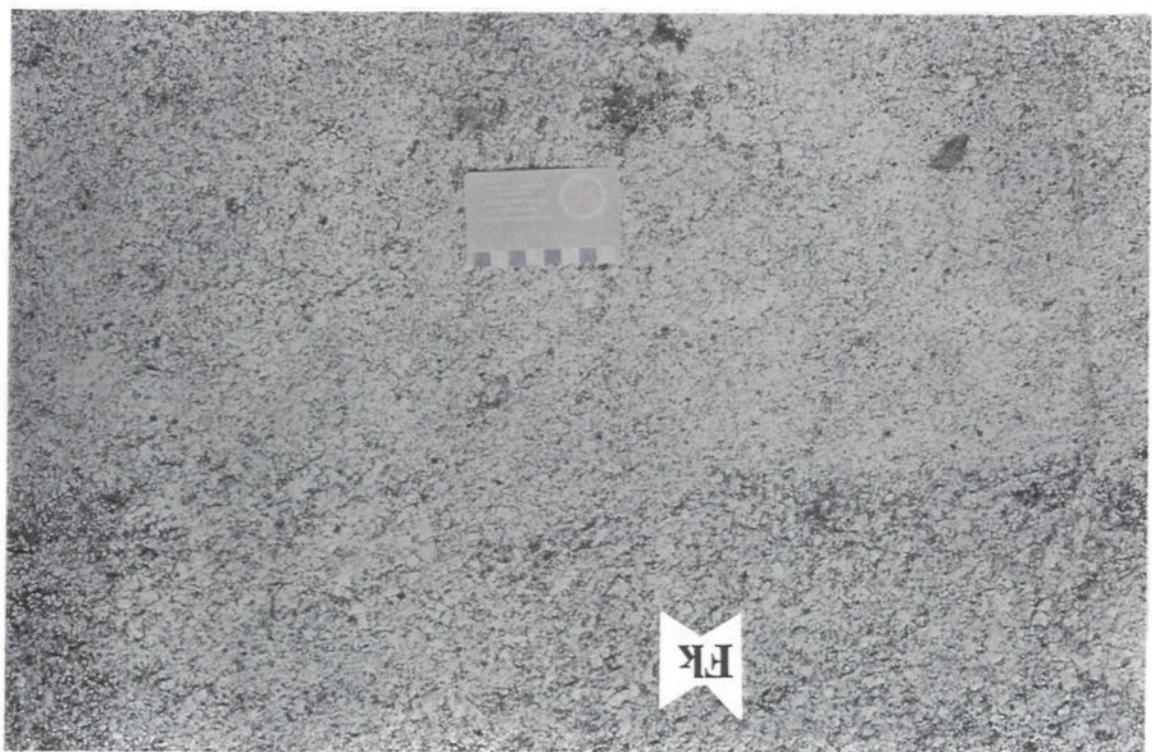
L'étude pétrographique a montré que les minéraux ferromagnésiens et le plagioclase ont cristallisé en premier et la phase alcaline a cristallisé avant ainsi qu'en même temps que le quartz. Ceci suggère que l'orientation des ferromagnésiens, du plagioclase et de quelques feldspaths alcalins correspond aux premiers instants de mise en place, alors que l'orientation des feldspaths potassiques cristallisant dans la même période que le quartz correspond aux derniers instants de mise en place, juste avant que le magma forme une charpente rigide.

3-3. ANALYSE DE LA DISPOSITION DES CRISTAUX DU PLUTON DE FATHER

3-3-1. INTRODUCTION

La localisation des échantillons analysés dans cette section est présentée à la figure 6.1. L'analyse se réalise selon deux méthodes, qui seront décrites dans les paragraphes qui suivent. Des sections de roche sont coupées pour produire des plaquettes ayant une surface lisse (planche 18). Ces différentes plaquettes sont soumises à des attaques chimiques afin de colorer les feldspaths potassiques en jaune (cobaltinitrite) et les plagioclases en rouge

Planche 17: Concentration locale des phénocristaux de feldspath potassique (Fk) dans la granodiorite porphyrique du pluton de Father. Ceci suggère un classement par écoulement magmatique "flow sorting".



(rouge d'amarante; planche 19A et 19B). Après cette coloration, le quartz devient gris tandis que les minéraux ferromagnésiens restent noir. Cette étape est suivie par une prise de photos en couleurs des différentes sections. Ce sont ces photos qui vont être utilisées dans le traitement des orientations.

3-3-2. MÉTHODE PAR MESURE AUTOMATISÉE

La première méthode utilise un logiciel de mesure qui a été développé par M. D. Higgins, de l'UQAC. À l'aide d'une table numérisante, on suit le contour des phénocristaux de feldspath potassique (jaune) sur les photos de sections de roche. À chaque cristal tracé est associé un axe long. Après l'analyse de tous les grains visibles, le programme donne, sous forme de tableau, la longueur, la largeur, le périmètre et l'angle ou l'orientation de chaque grain par rapport à une référence choisie (nord, foliation, etc.; annexe 4). Seule l'analyse de grains de feldspath potassique a été effectuée, puisque les autres grains des échantillons macroscopiques sont trop petits pour être mesurés.

En général, toutes les sections XY montrent une orientation préférentielle des feldspaths potassiques. Cette orientation correspond à la linéation et correspond à celle mesurée sur le terrain. La présence de la linéation permet d'identifier les sections propices pour l'analyse des orientations.

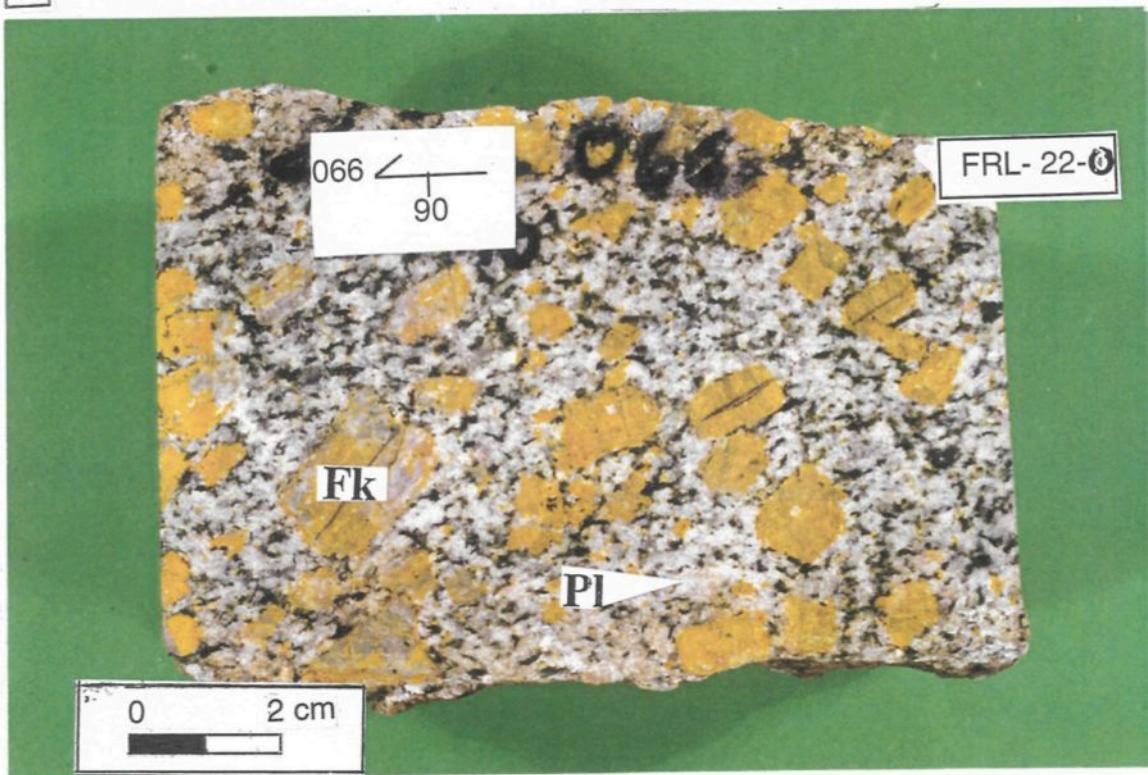
3-3-2-1. Analyse des sections XY

Les mesures des sections XY révèlent généralement une seule orientation préférentielle des phénocristaux de feldspath potassique. Cette orientation est généralement constante d'un échantillon à l'autre et correspond à l'attitude de la linéation minérale (écoulement magmatique) dont le plongement ne dépasse pas 31° (figures 6.2, 6.3 et 6.4). Ceci

Planche 18: Distribution des fabriques.

- A) Granodiorite porphyrique montrant dans la section XY que la moyenne des axes longs des phénocristaux indique une linéation (plongement $< 31^\circ$) et que les biotites (Bi) se maintiennent en zone autour de cette ligne. Notez l'éloignement des phénocristaux les uns des autres. La trace noire correspond à la longueur (axe long) des phénocristaux de feldspath potassique mesurée lors de l'analyse des dispositions préférentielles par la première méthode (échantillon FRL-22).
- B) Granodiorite porphyrique montrant dans la section XY une orientation des feldspaths potassiques (Fk) selon une ligne moyenne indiquant la linéation minérale (plongement $< 28^\circ$). Ces grains rectangulaires constituent des marqueurs planaires et linéaires (Fk est coloré en jaune par la cobaltinitrite, la biotite et l'amphibole sont noirs; échantillon FRL-174 B).

A



B

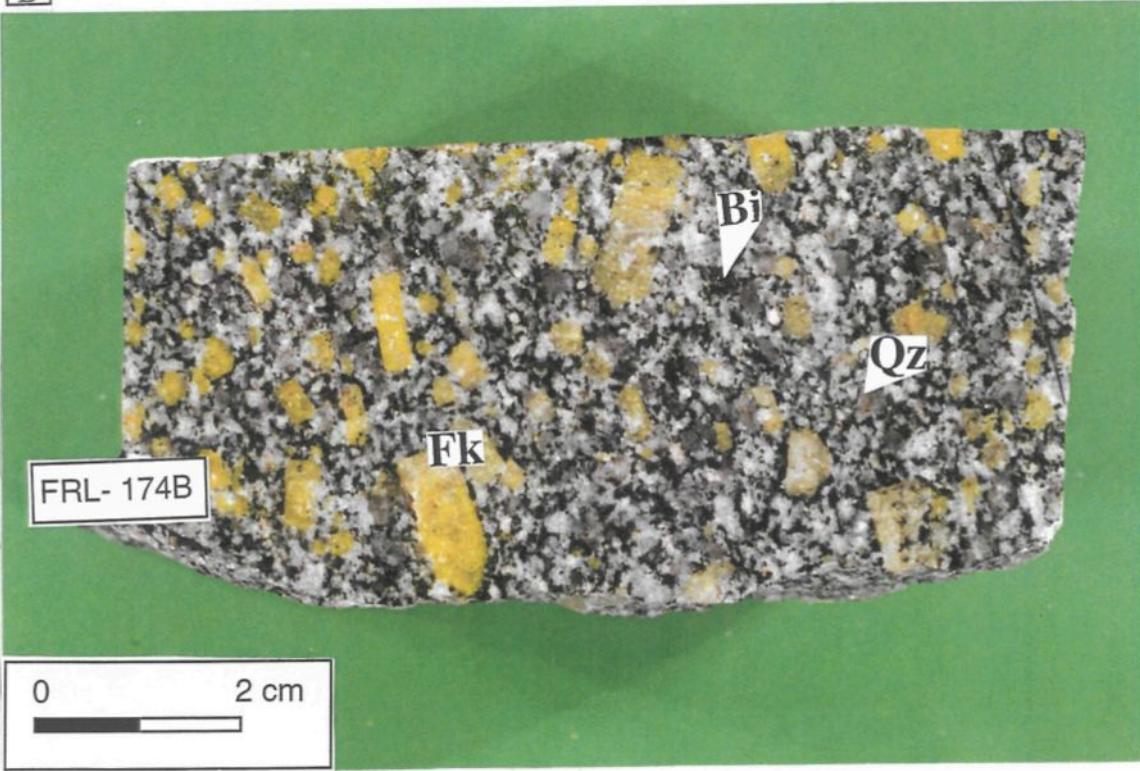
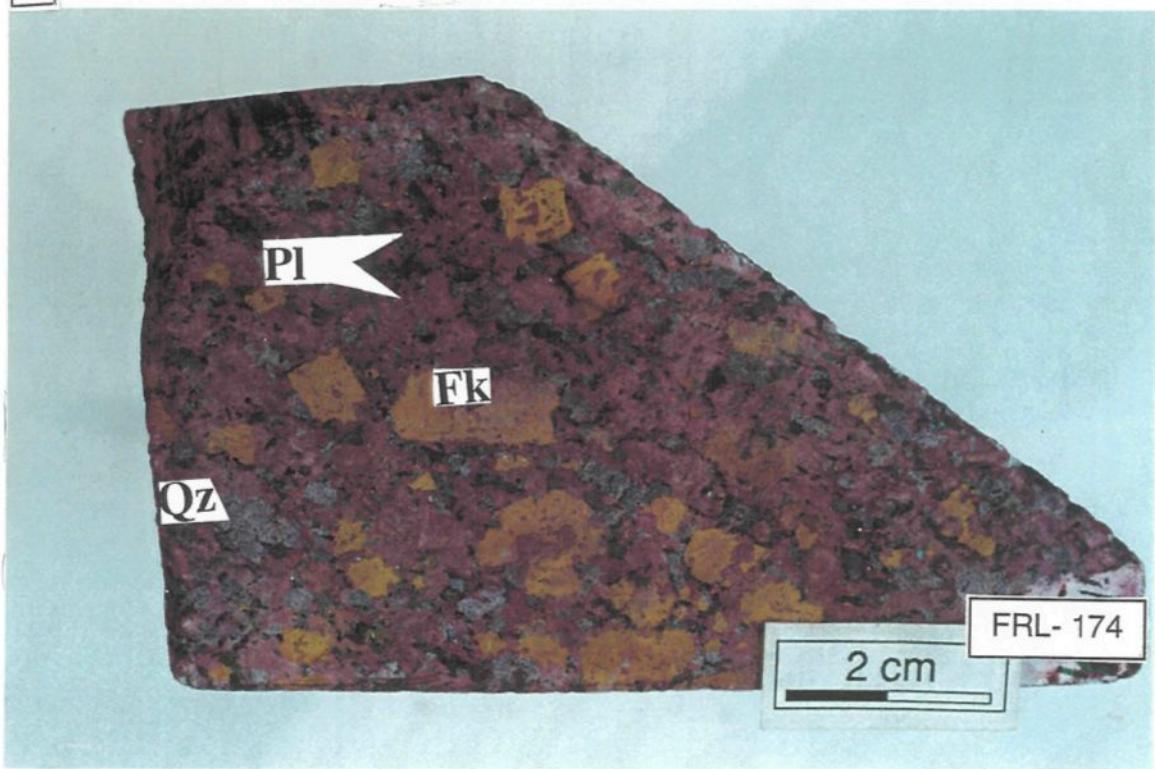


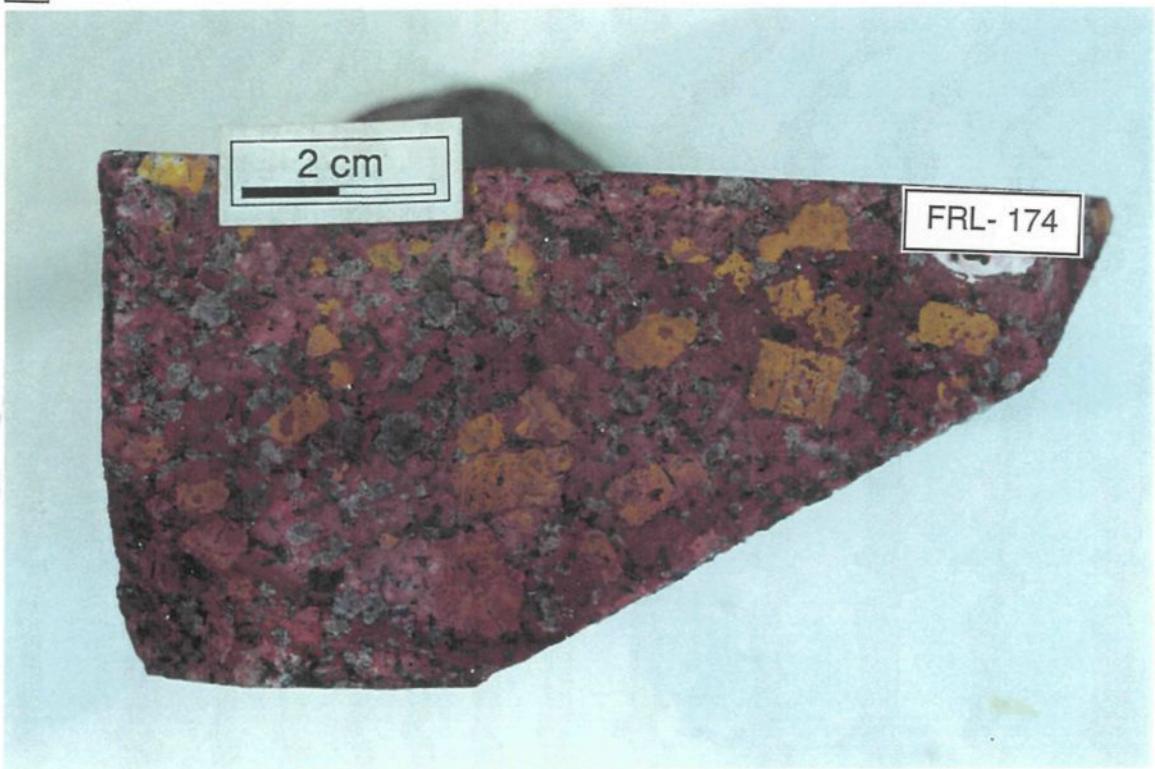
Planche 19: Granodiorite porphyrique.

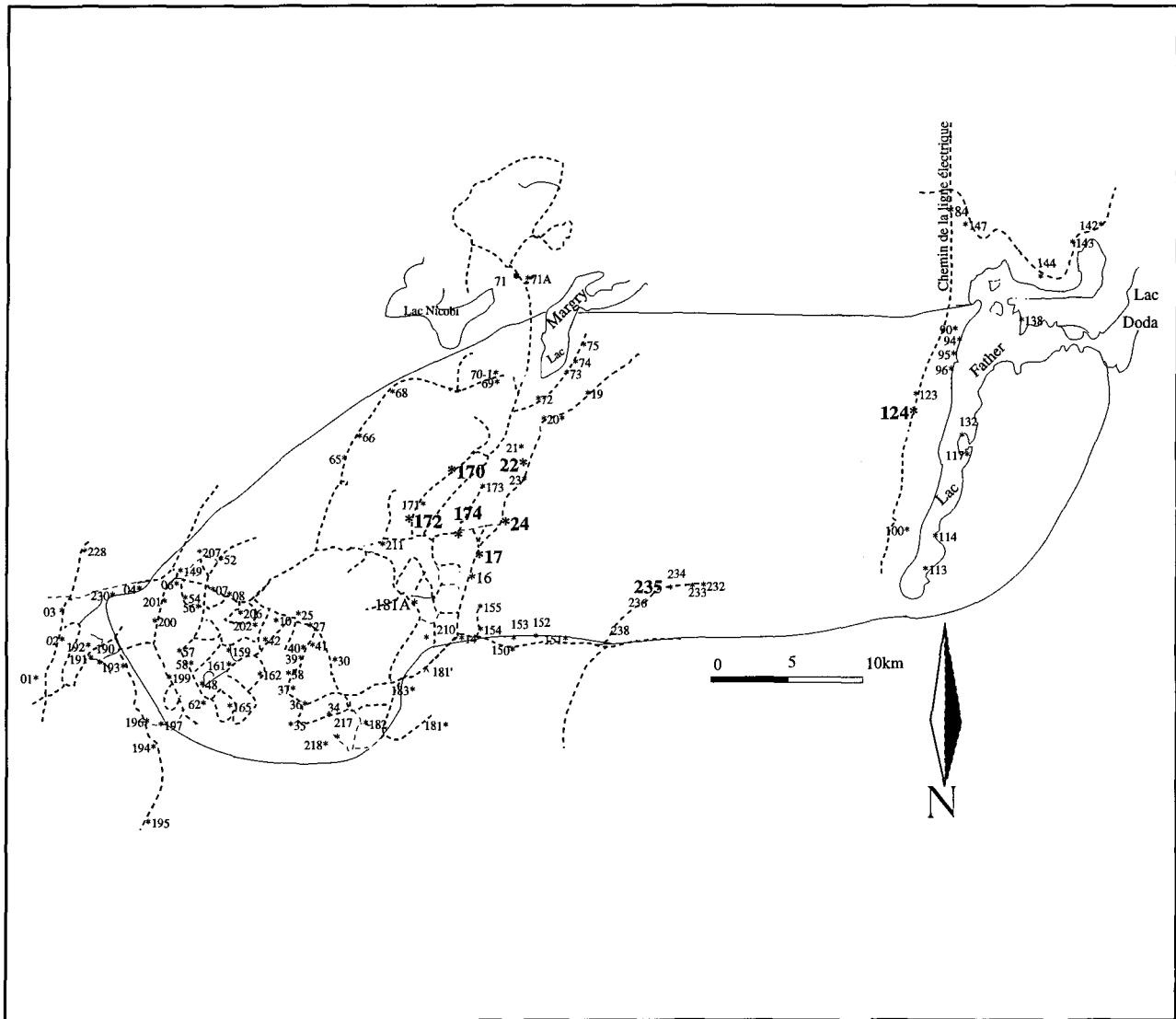
A) section XZ et B) section YZ. Les phénocristaux de feldspath potassique sont colorés en jaune, les plagioclases sont rouges, les ferromagnésiens sont noirs et le quartz est gris. La roche a subi une attaque chimique suivie d'une coloration par la cobaltinitrite puis par le rouge d'amarante (échantillon FRL-174 B1).

A



B





est vérifié sur plusieurs autres échantillons, dont les données sont présentées à l'annexe 4.

Dans cette section (XY), quelques grains se retrouvent côte à côte et forment des figures en tuile. Les histogrammes représentant ces sections montrent généralement une population homogène (illustration sur 7 échantillons représentatifs; figure 6.5). Dans quelques échantillons, il arrive que quelques grains soient très écartés de l'attitude générale mais leur proportion est négligeable (< 10%, figure 6.5).

3-3-2-2. Analyse des sections XZ

L'analyse de la section XZ montre, dans la plupart des échantillons sélectionnés, que les phénocristaux sont plus longs que larges (figures 6.2, 6.3 et 6.4). Les mesures révèlent en général deux familles d'orientation préférentielle des phénocristaux (figure 6.5). La famille dominante est interprétée comme la direction de l'écoulement magmatique. L'autre famille est représentée par quelques phénocristaux qui se situent entre 35° et 60° de la première (figure 6.5). Dans certains cas, la deuxième orientation est perturbée par une imbrication de quelques grains. À ce moment, on parle d'une imbrication des grains qui ne reflète pas l'orientation préférentielle.

Sur les photographies correspondantes aux sections XZ (e.g. planche 19), les minéraux ferromagnésiens se disposent en zone autour de l'orientation préférentielle et même subparallèle à celle-ci.

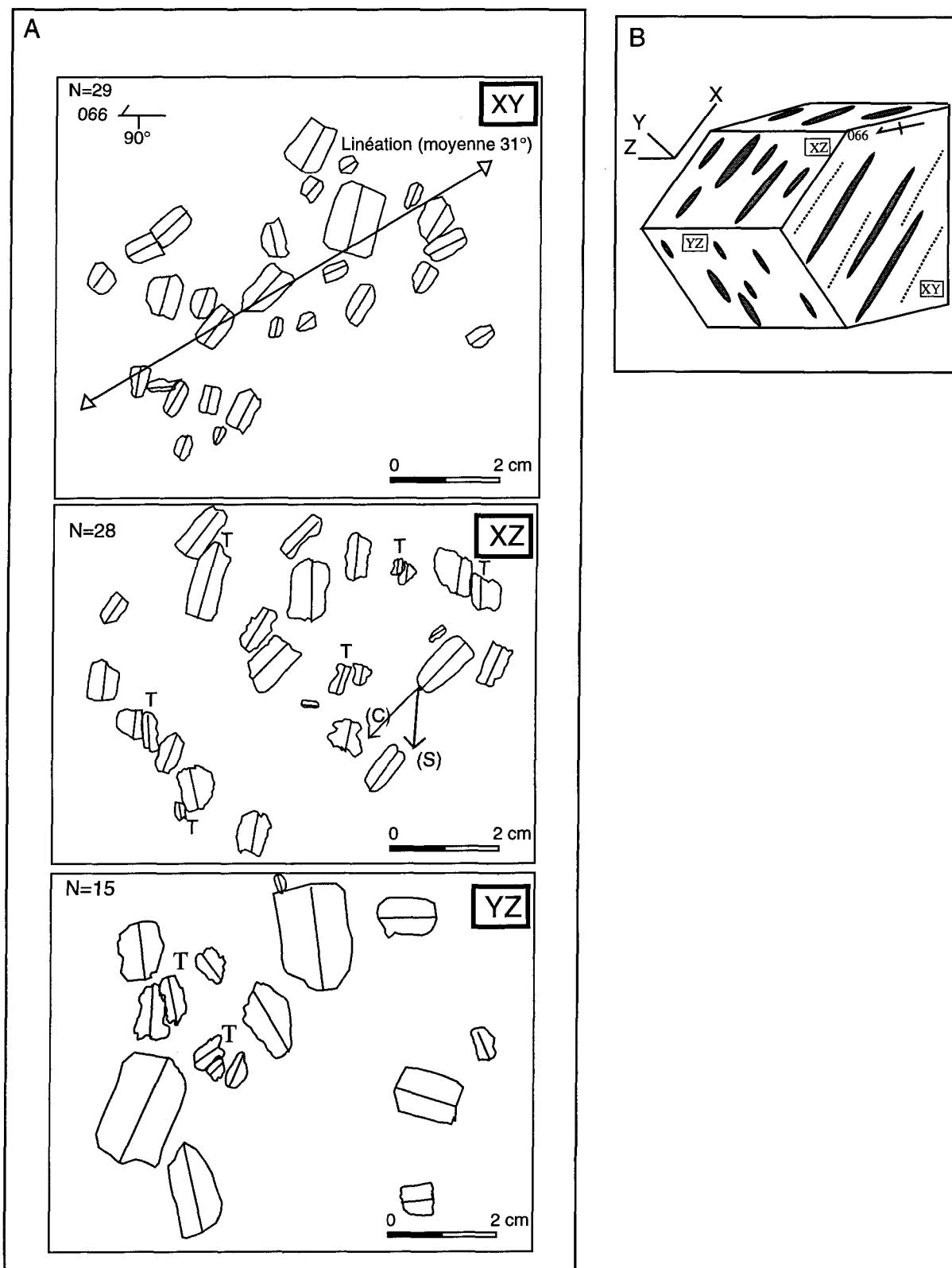


Figure 6.2: A) Disposition des phénocristaux de feldspath potassique selon une orientation préférentielle parallèle à la linéation mesurée sur le terrain (section XY). Deux orientations préférentielles: la première est très visible (C) et la deuxième (S) située à 40° de la première est moins prononcée (section XZ). Dans cette section, ce sont surtout les figures de tuilage qui se manifestent (T), ce qui témoigne des mouvements rotationnels. Disposition aléatoire des cristaux (section YZ) (échantillon FRL-22). B) Bloc diagramme montrant les directions principales X, Y et Z.

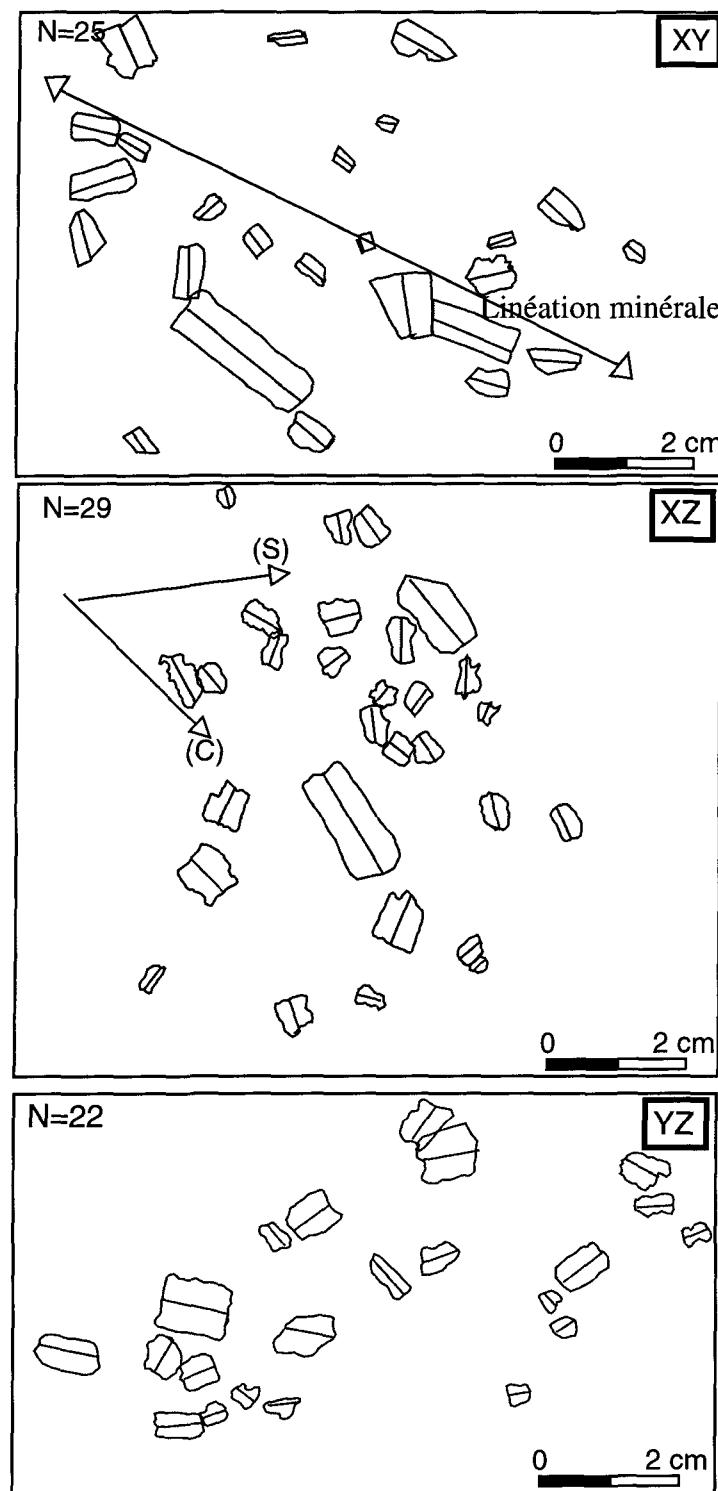


Figure 6.3: Disposition des phénocristaux de feldspath potassique. Notez une seule orientation préférentielle correspondant à la linéation (section XY). Deux orientations préférentielles: une première orientation(C) et une deuxième (S) à 40° de la première (section XZ). Orientation aléatoire des phénocristaux (section YZ). L'entrainement de S sur C suggère un sens de mouvement dextre (échantillon FRL 174-B).

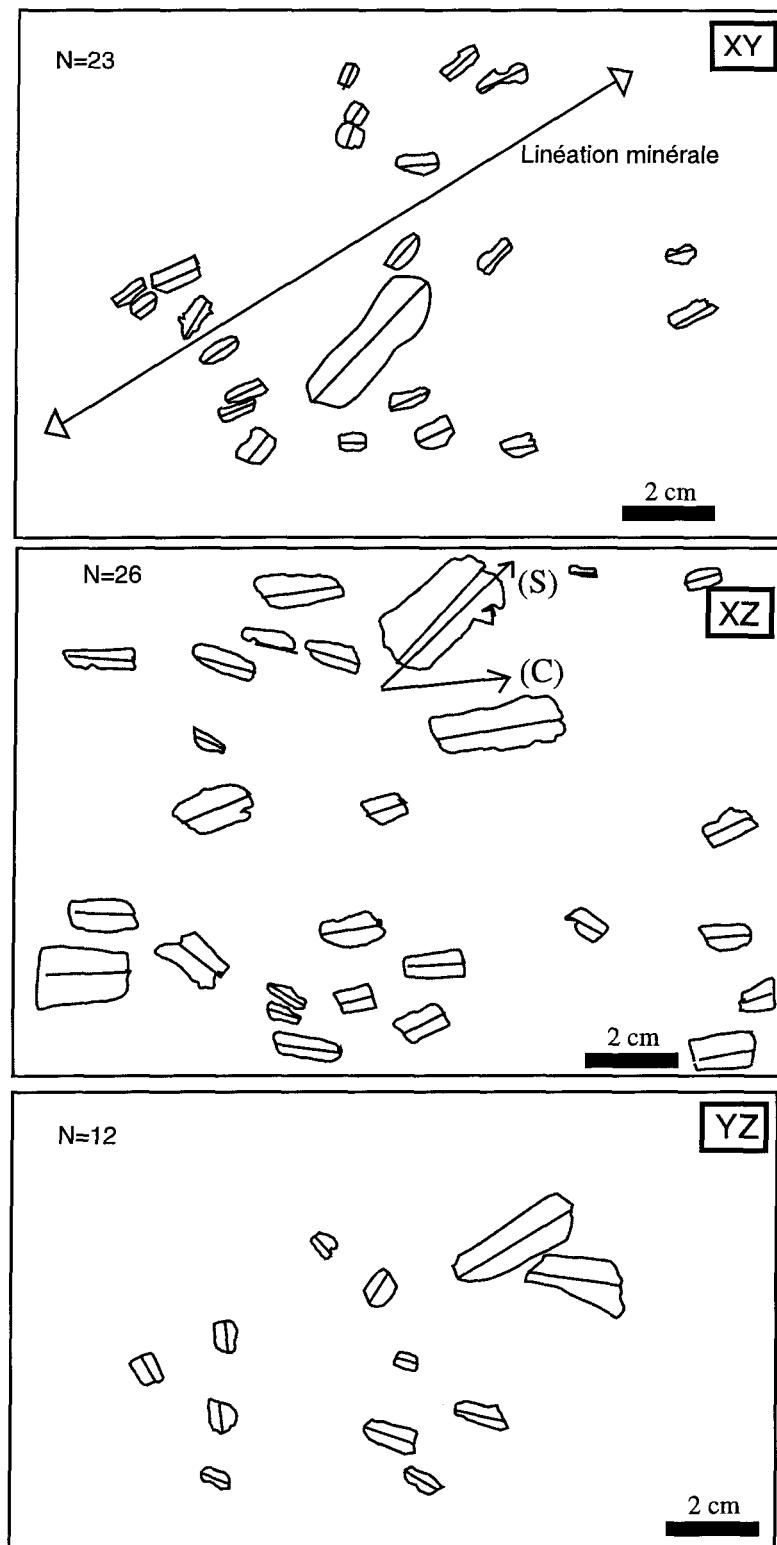


Figure 6.4: Disposition des phénocristaux de feldspath potassique selon une orientation préférentielle parallèle à la linéation mesurée sur le terrain (section XY). Deux orientations préférentielles: une première orientation interprétée (C) et une deuxième (S), située à environ 40° de la première (section XZ). Disposition aléatoire des cristaux dans la section YZ (échantillon FRL-124).

3-3-2-3. Analyse des sections YZ

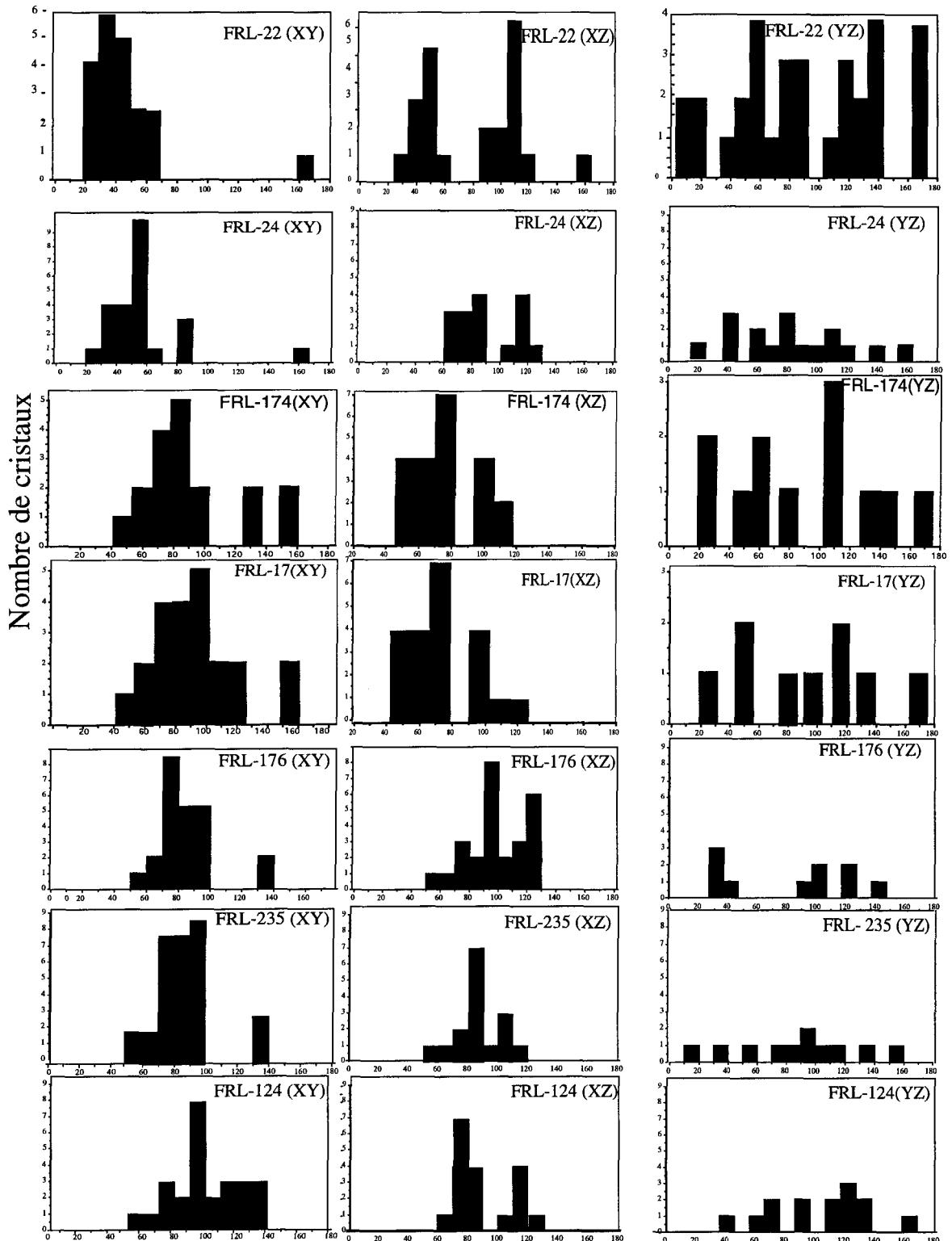
L'analyse des sections YZ montre généralement des phénocristaux qui se disposent de façon aléatoire (figures 6.2, 6.3 et 6.4). Les histogrammes montrent que les phénocristaux se disposent en plusieurs populations, représentant un éventail allant de N010° à N180°, ce qui indique l'absence d'orientation préférentielle dans ces sections (figure 6.5).

3-3-2-4. Diagramme (longueur/largeur) vs orientation des phénocristaux de feldspath potassique

Pour comprendre les différences existant entre les sections XZ et YZ, l'interprétation des diagrammes structuraux (longueur / largeur) vs orientation s'impose (0° représente la trace de la foliation, correspondant à F dans les diagrammes). Ces diagrammes sont réalisés à partir de 7 échantillons considérés comme représentatifs de l'ensemble de la granodiorite porphyrique du pluton (figure 6.1).

L'analyse des sections XZ (figure 6.6) suggère que, dans la plupart des cas, la disposition des grains de feldspath potassique se tient autour de la foliation mesurée sur le terrain (figure 6.6). On remarque également que (section XZ) ce sont les grains ayant le rapport le plus élevé qui forment la deuxième orientation. Dans les sections XZ, les cristaux montrent généralement un rapport longueur sur largeur (L/l) plus élevé que celui des sections YZ.

Les sections YZ montrent un étalement très large autour de la foliation. Dans ces sections, les grains sont moins longs et le rapport (L/l) ne dépasse pas 1 (figure 6.6). Ceci indique que la longueur et la largeur des cristaux sont presque identiques dans cette section et qu'il n'y a donc pas d'allongement préférentiel des grains.



Orientation des cristaux

Figure 6.5: Histogrammes représentant le nombre de cristaux vs leur orientation. Les sections XY montrent une population homogène correspondant à la linéation, les sections XZ montrent généralement deux populations homogènes et les sections YZ montrent une distribution hétérogène. (7 échantillons sont présentés ici).

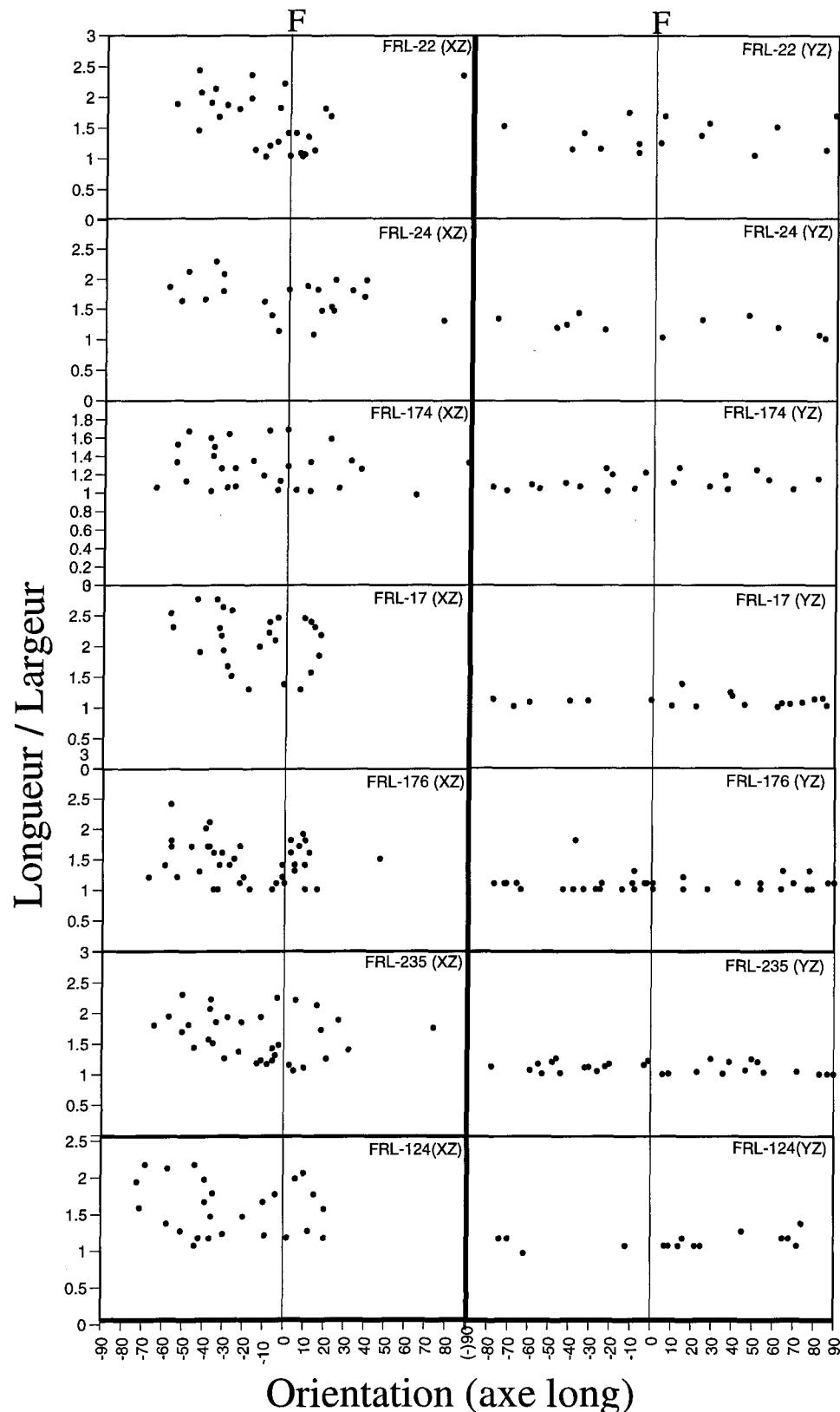


Figure 6.6 :Diagramme structural (longueur / largeur) vs l'orientation des phénocristaux (Fk) par rapport à la foliation (F). A) section XZ et B) section YZ. Notez que la section XZ montre deux dispositions des phénocristaux. L'une autour de la foliation et l'autre située à 35° de la première.

3-3-3. MÉTHODE PAR ANALYSE D'IMAGE.

La deuxième méthode consiste à visualiser et à analyser l'espace occupé surtout par les minéraux formant la matrice (biotite, hornblende, plagioclase et quartz). Néanmoins, un exemple de l'espace occupé par les phénocristaux de feldspath potassique sera illustré par cette méthode (échantillon FRL-22). Les photos en couleurs utilisées par la première méthode (planche 19) sont numérisées et traitées par le logiciel "Adobe photoshop". La sélection d'une couleur donnée permet d'isoler un minéral spécifique. Cette étape est suivie par l'impression de la couleur sélectionnée, ce qui permet d'analyser les espaces occupés par une phase minérale donnée sans interaction avec les autres. Par cette méthode, il sera possible de visualiser le comportement de chaque phase isolée afin de conclure sur le comportement de l'ensemble. Il a été démontré par la première méthode que ce sont les sections XZ qui constituent les coupes appropriées pour voir les différentes orientations préférentielles. Avec la deuxième méthode, les sections XZ et YZ seront comparées lors de l'analyse de la disposition des places occupées par les biotites et/ou amphiboles, le plagioclase et le quartz.

3-3-3-1. Analyse de la disposition des cristaux de feldspath potassique

L'espace occupé par les cristaux de feldspath potassique dans la section XZ permet de faire ressortir deux orientations préférentielles (figures 6.7): un ensemble de phénocristaux est parallèle à subparallèle à la direction de l'allongement des cristaux et un autre ensemble, formé de grains de taille inférieure, se trouve à un angle de 40° de la première orientation. La section YZ (figure 6.7) montre des phénocristaux de feldspath potassique sans aucune orientation préférentielle visible (figures 6.7). Ces résultats sont comparables à ceux de la figure 6.2.

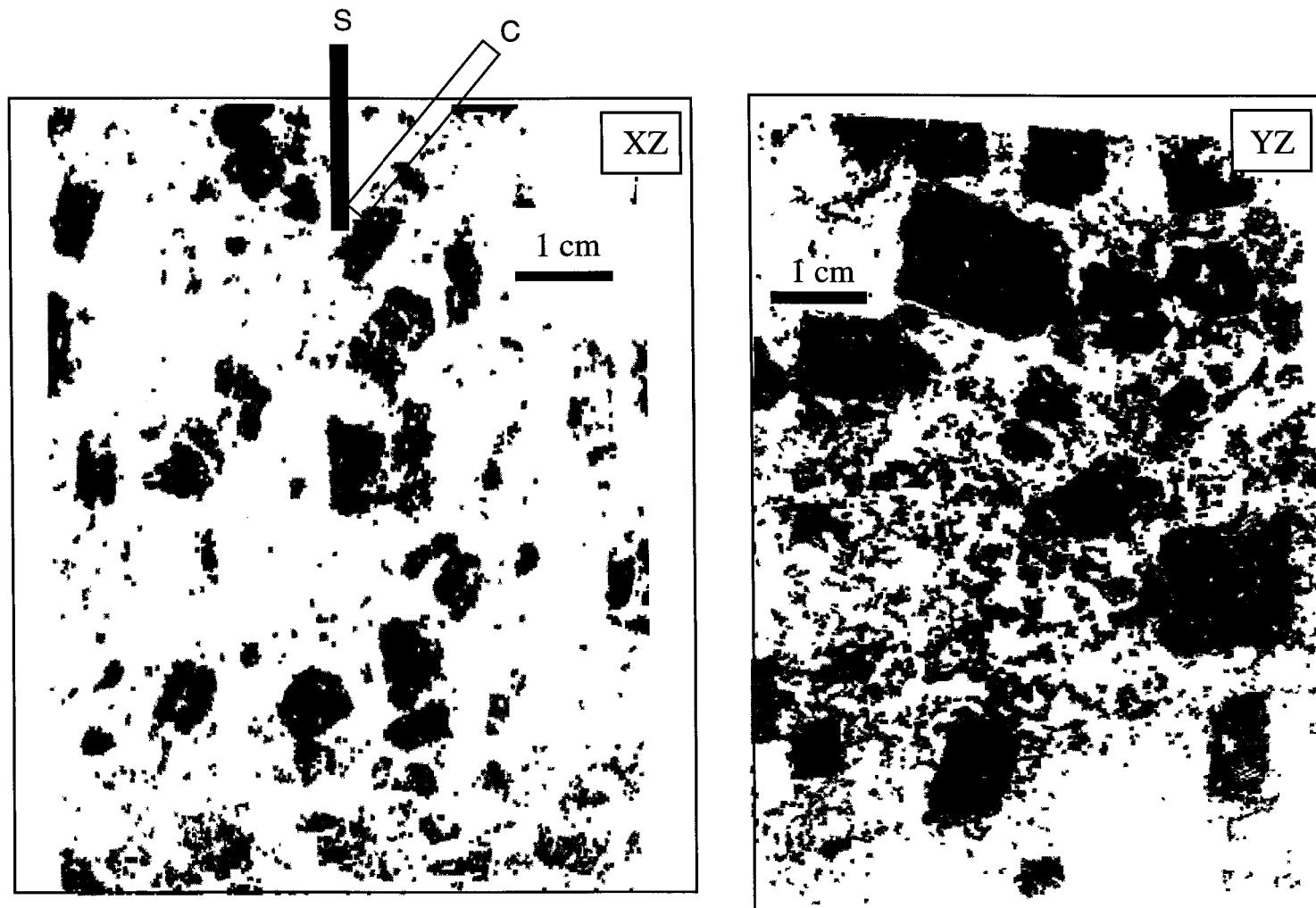


Figure 6.7 : Surface occupée par les phénocristaux de feldspath potassique. Deux orientations préférentielles dans la section XZ, alors qu'on remarque une disposition aléatoire dans la section YZ (échantillon FRL-22).

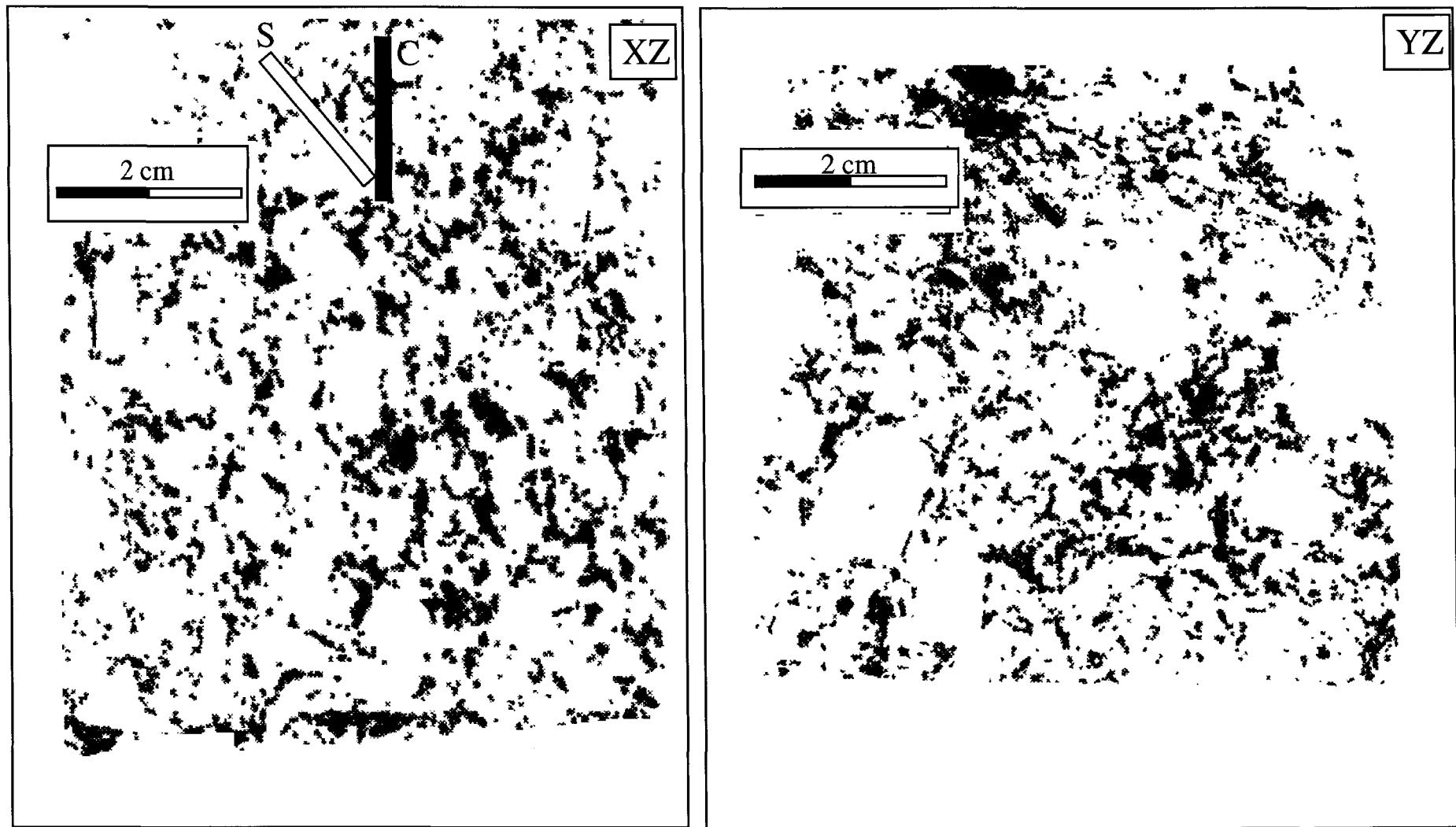


Figure 6.8: Surface occupée par les biotites et/ou amphiboles. Notez les deux orientations préférentielles dans la section XZ et la disposition aléatoire des cristaux dans la section YZ. C= plan de cisaillement et S= plan de foliation. L'entrainement de S sur C suggère un mouvement dextre (échantillons FRL-22).

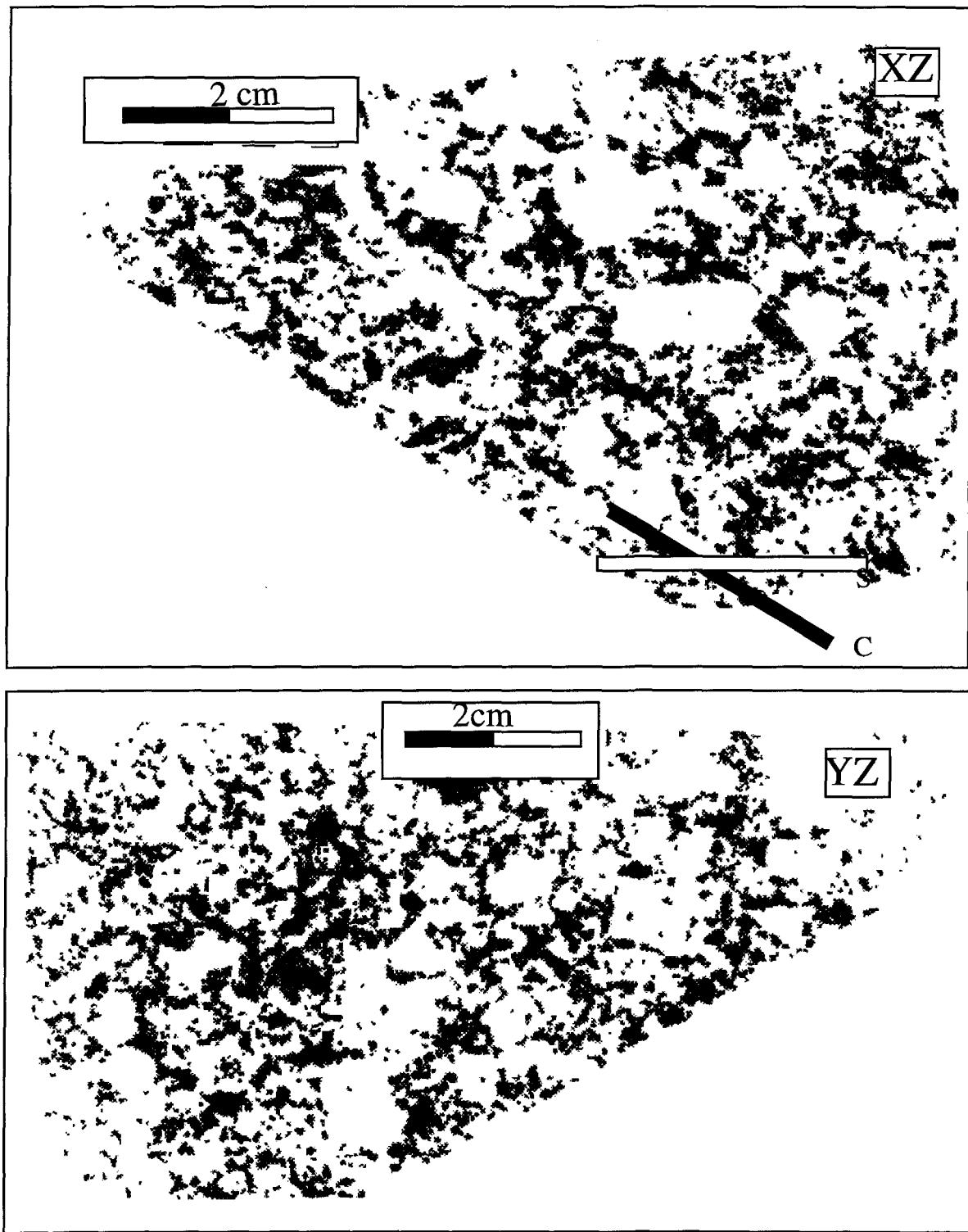


Figure 6.9: Surface occupée par les biotites et/ou amphiboles. Notez les deux orientations préférentielles dans la section XZ et la disposition aléatoire des cristaux dans la section YZ. C= plan de cisaillement et S= plan de foliation. L'entrainement de S sur C suggère un mouvement dextre (échantillons FRL-174).

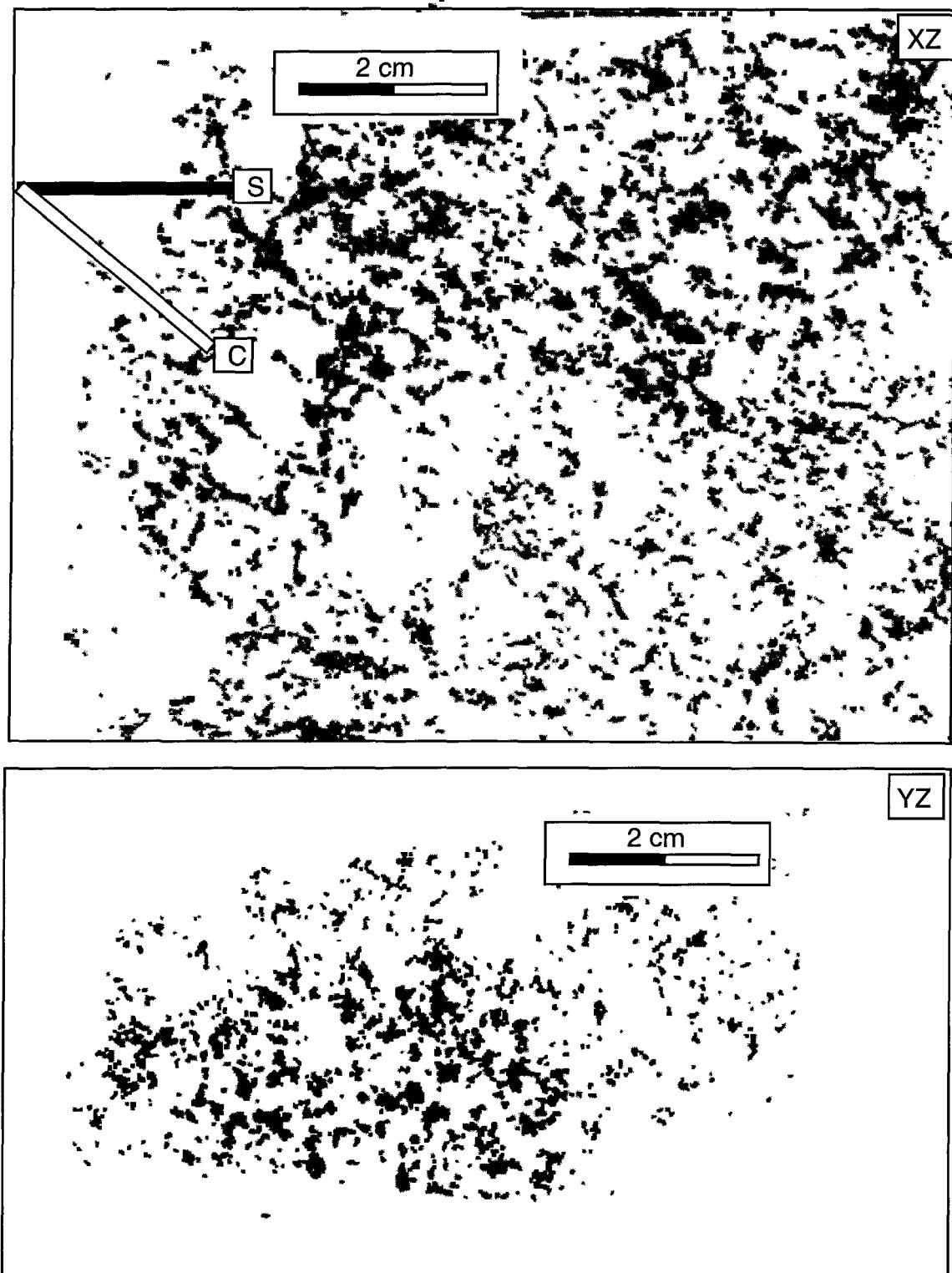


Figure 6.10 : Surface occupée par les biotites et/ou amphiboles. Deux orientations préférentielles se distinguent dans la section XZ, alors que dans la section YZ, cela ne semble pas être le cas. S=plan de foliation et C= plan de cisaillement. Ceci implique un sens de mouvement dextre (échantillon FRL-176).

3-3-3-2. Analyse de la disposition des biotites et/ou amphiboles

La disposition des minéraux mafiques sur les trois échantillons choisis comme exemples (FRL-22, FRL-174 et FRL-176, figure 6.1) montre, dans la section XZ, deux orientations préférentielles (figures 6.8, 6.9 et 6.10). Une première est parallèle à la direction de l'allongement des cristaux identifiés avec la première méthode. La deuxième orientation est moins évidente, mais se présente en général à 40° de la première. La première disposition est représentée surtout par les amas de biotite et d'amphibole, alors que la deuxième est marquée par quelques grains mafiques qui entourent généralement les phénocristaux de feldspath potassique (figures 6.8, 6.9 et 6.10). Les sections YZ, comparées aux sections XZ, ne montrent aucune disposition préférentielle (figures 6.8, 6.9 et 6.10). La surface occupée par les minéraux ferromagnésiens, dans la section YZ, est inférieure à celle qu'ils occupent dans la section XZ. Ceci est le cas pour tous les échantillons analysés et témoigne de la plus forte anisotropie des sections XZ comparativement aux sections YZ.

3-3-3-3. Analyse de la disposition du plagioclase

Les plagioclases forment plus de 40% du contenu minéralogique des échantillons analysés. Les sections étudiées révèlent des zones très denses (deux échantillons sont présentés comme exemples FRL-174 et FRL-172). L'échantillon FRL- 172 (figure 6.12) a subi un autre traitement par ordinateur, les grains de plagioclase ayant été tracés manuellement. Les sections XZ montrent des grains généralement allongés. Dans cette section, le plagioclase n'est pas aligné suivant la deuxième orientation indiquée par le feldspath potassique. La première orientation dans la section XZ est identique à la première famille d'orientation des ferromagnésiens et à l'orientation dominante des phénocristaux de

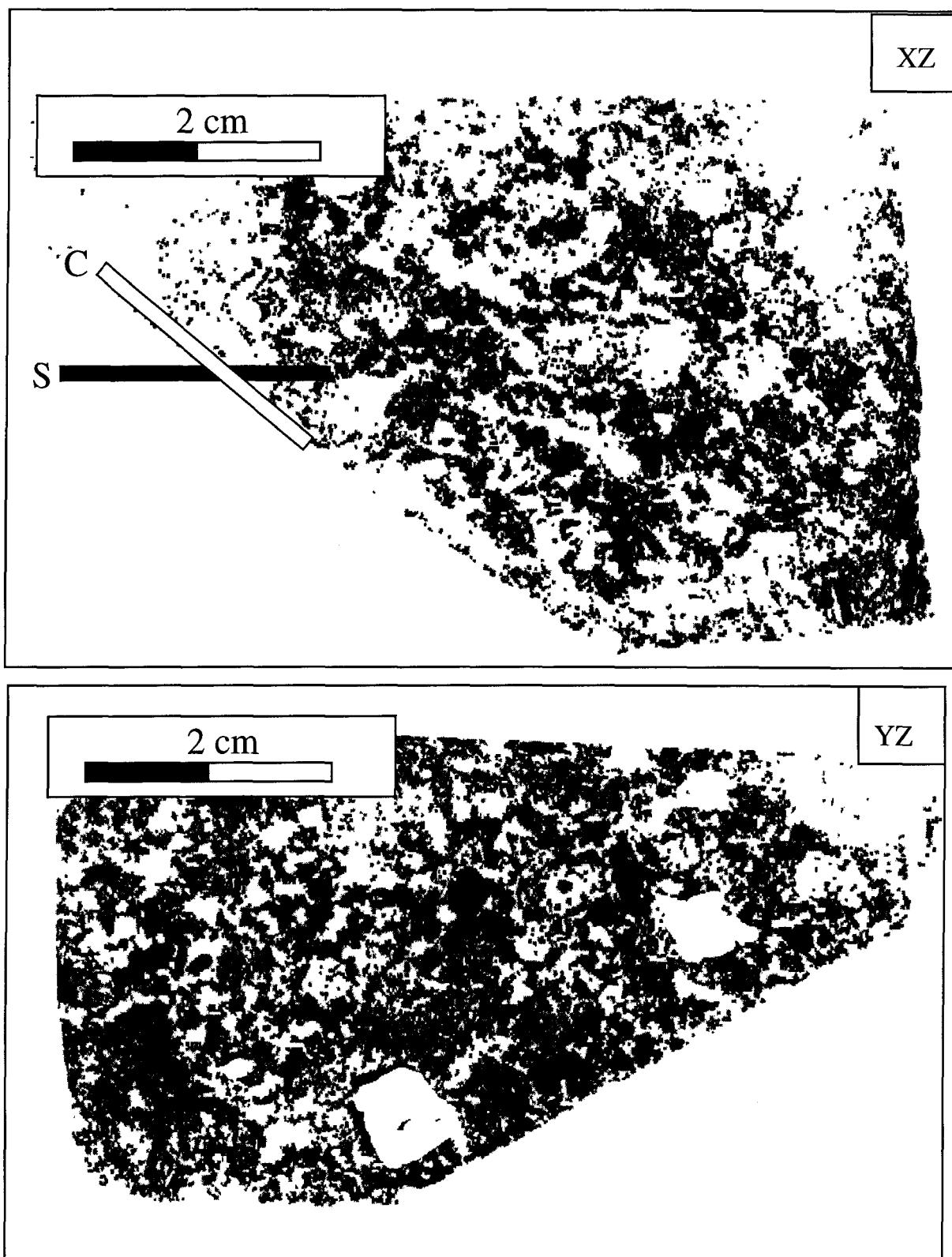


Figure 6.11: Surface occupée par le plagioclase (en noir). Notez les deux orientations préférentielles dans la section XZ et la disposition aléatoire des cristaux dans la section YZ. S= plan de foliation et C=plan de cisaillement, suggérant un sens de mouvement dextre (échantillon FRL-174).

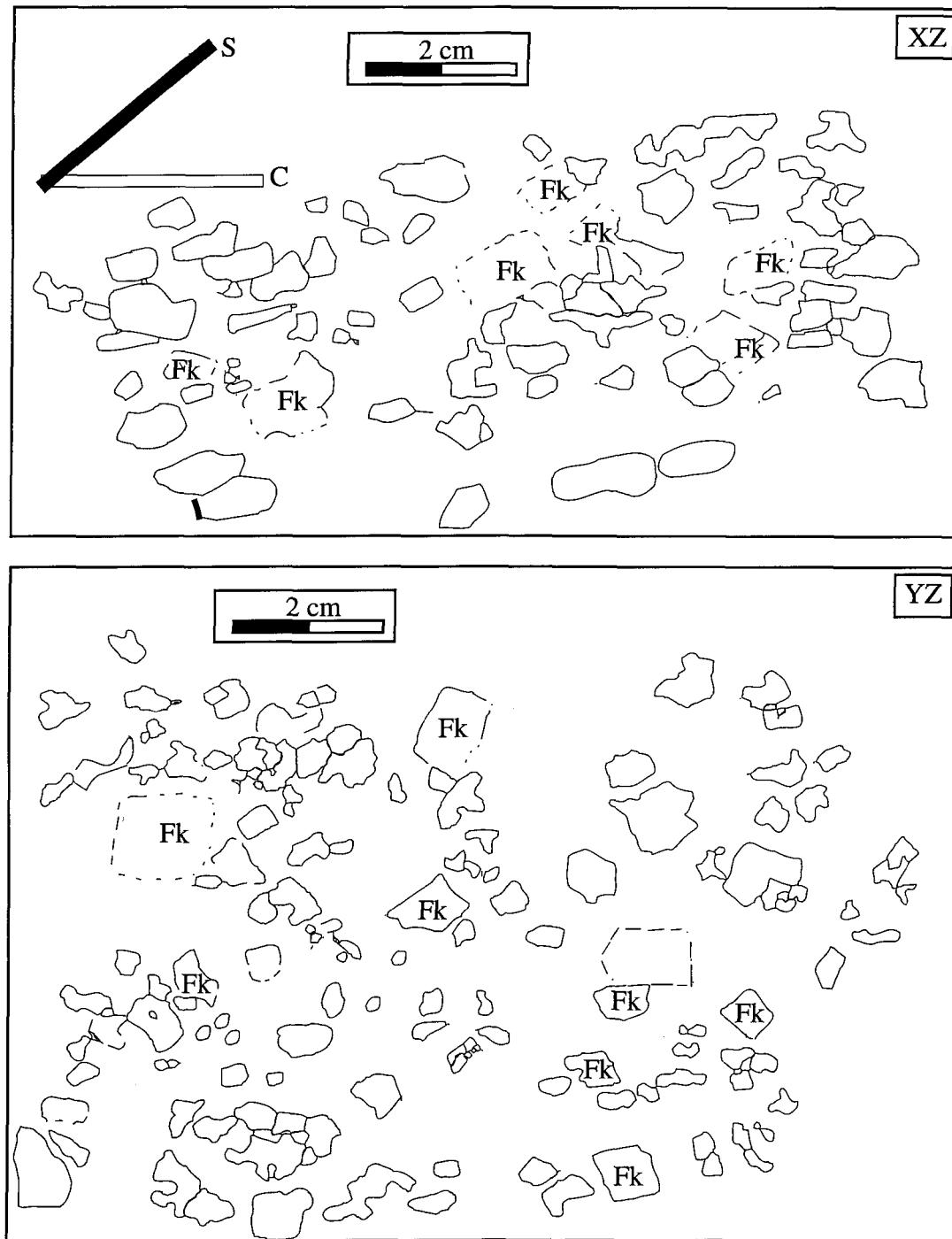


Figure 6.12: Surface occupée par le plagioclase. Notez les deux orientations préférentielles dans la section XZ et l'orientation aléatoire dans la section YZ. La section XZ montre des grains de plagioclase allongés alors que dans la section YZ, les grains sont trapus. C= plan de cisaillement, S= plan de foliation et Fk= position de quelques phénocristaux de feldspath potassique (échantillon FRL-172).

feldspath potassique. La section YZ montre une distribution irrégulière et aléatoire des plagioclases qui ont une forme plus au moins globuleuse (figure 6.12). La disposition des plagioclases décrite ici est très visible sur les photos (e.g. planche 19).

3-3-3-4. Analyse de la disposition du quartz

La mise en valeur de la surface occupée par le quartz s'avère moins évidente par l'analyse d'image; les contrastes ne permettent pas d'isoler ce seul minéral. Pour cette raison, les contours des grains de quartz ont été tracés manuellement. Pour l'illustration de la surface occupée par le quartz, trois échantillons sont présentés ici (FRL-22, FRL-24 et FRL-174; figure 6.1).

Dans la granodiorite, le quartz est le dernier minéral à cristalliser et occupe donc les interstices. Les sections XZ analysées montrent que la disposition du quartz est subparallèle à celle du plagioclase et à celle des minéraux ferromagnésiens en général (figures 6.13, 6.14 et 6.15). Dans ces sections, le quartz montre une nette orientation préférentielle qui correspond au plan de l'écoulement magmatique. Cependant, d'autres orientations sont reconnues. Comme le quartz occupe les espaces libres entre les plagioclases (planche 19), sa forme est conditionnée par les plagioclases orientés. Les sections YZ montrent surtout des grains de forme globuleuse à bordures arrondies du quartz et aucun allongement ou alignement n'est observé (figures 6.13, 6.14 et 6.15).

3-4. INTERPRÉTATION DES DISPOSITIONS PRÉFÉRENTIELLES DANS LE PLUTON DE FATHER

L'analyse des différentes coupes a permis d'identifier le plan cinématique XZ qui est un plan parallèle à la linéation et perpendiculaire à la foliation. Dans ce plan, les particules sont mieux structurées et montrent une anisotropie plus forte comparativement au plan YZ,

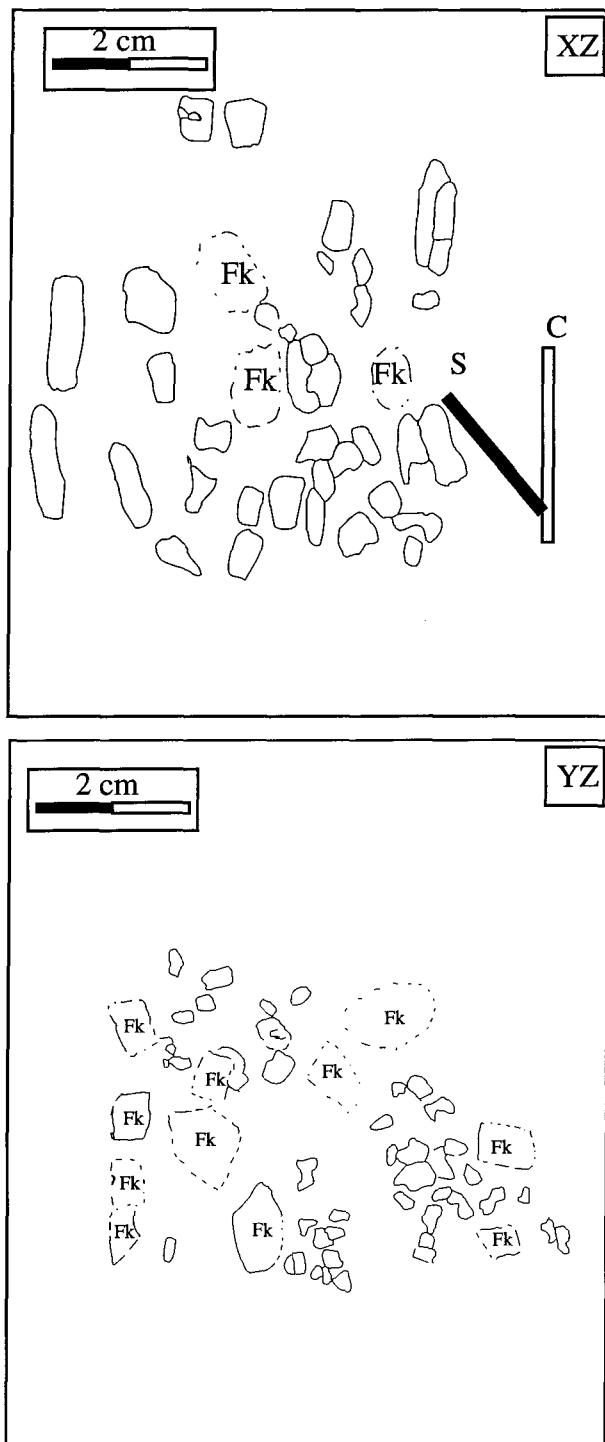


Figure 6.13: Surface occupée par le quartz. La section XZ montre deux orientations préférentielles, alors que dans la section YZ, les grains de quartz sont trapus et disposés de façon aléatoire. La section XZ montre un allongement du quartz selon la direction interprétée précédemment comme le plan C. S=plan de foliation et Fk = place occupée par quelques grains de feldspath potassique (échantillon FRL-22).

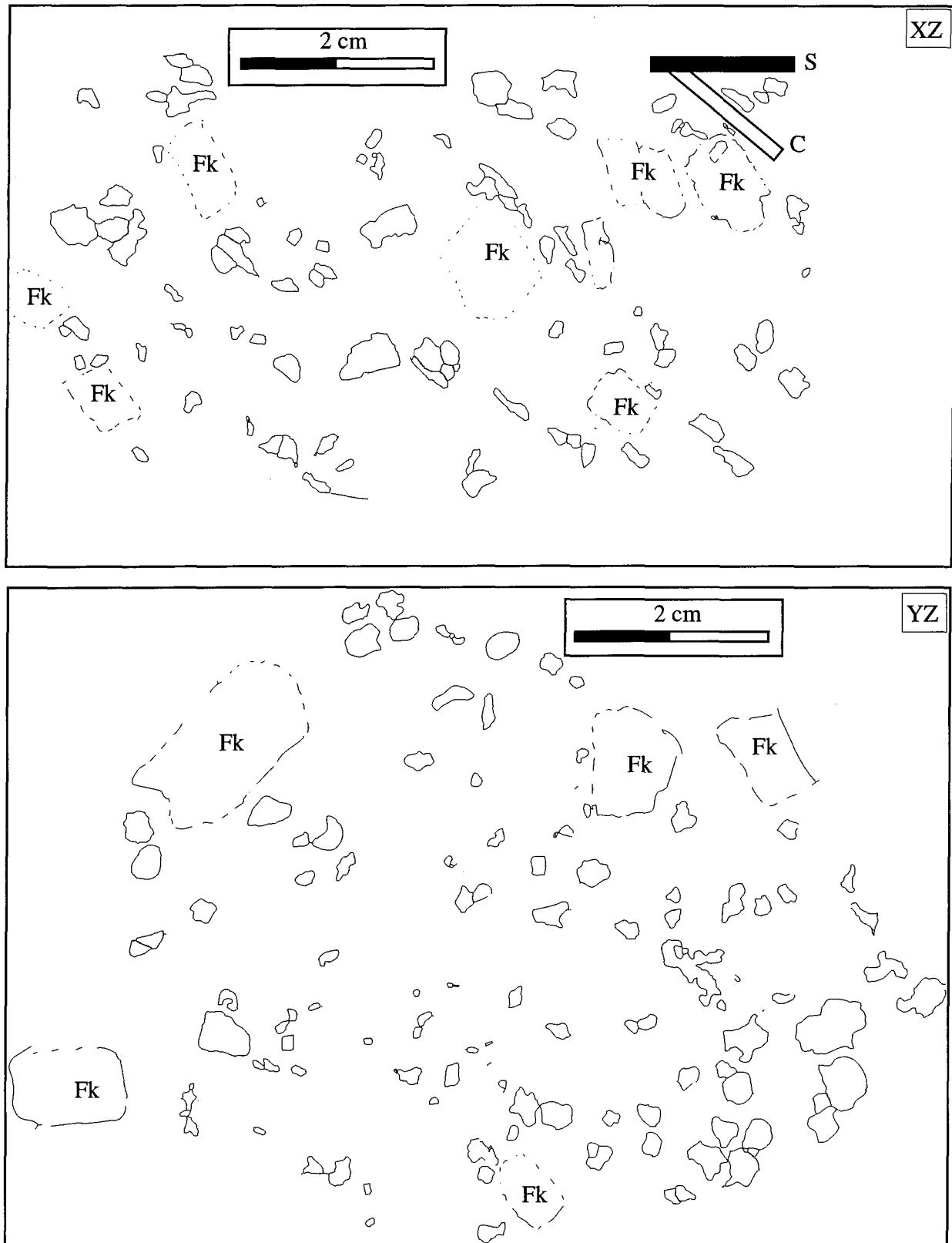


Figure 6.14: Surface occupée par le quartz. La section XZ montre un allongement du quartz selon le plan C et la section YZ montre une forme plus au moins sphérique des grains de quartz. S= plan de foliation et Fk= position de quelques grains de feldspath potassique (échantillon FRL-24).

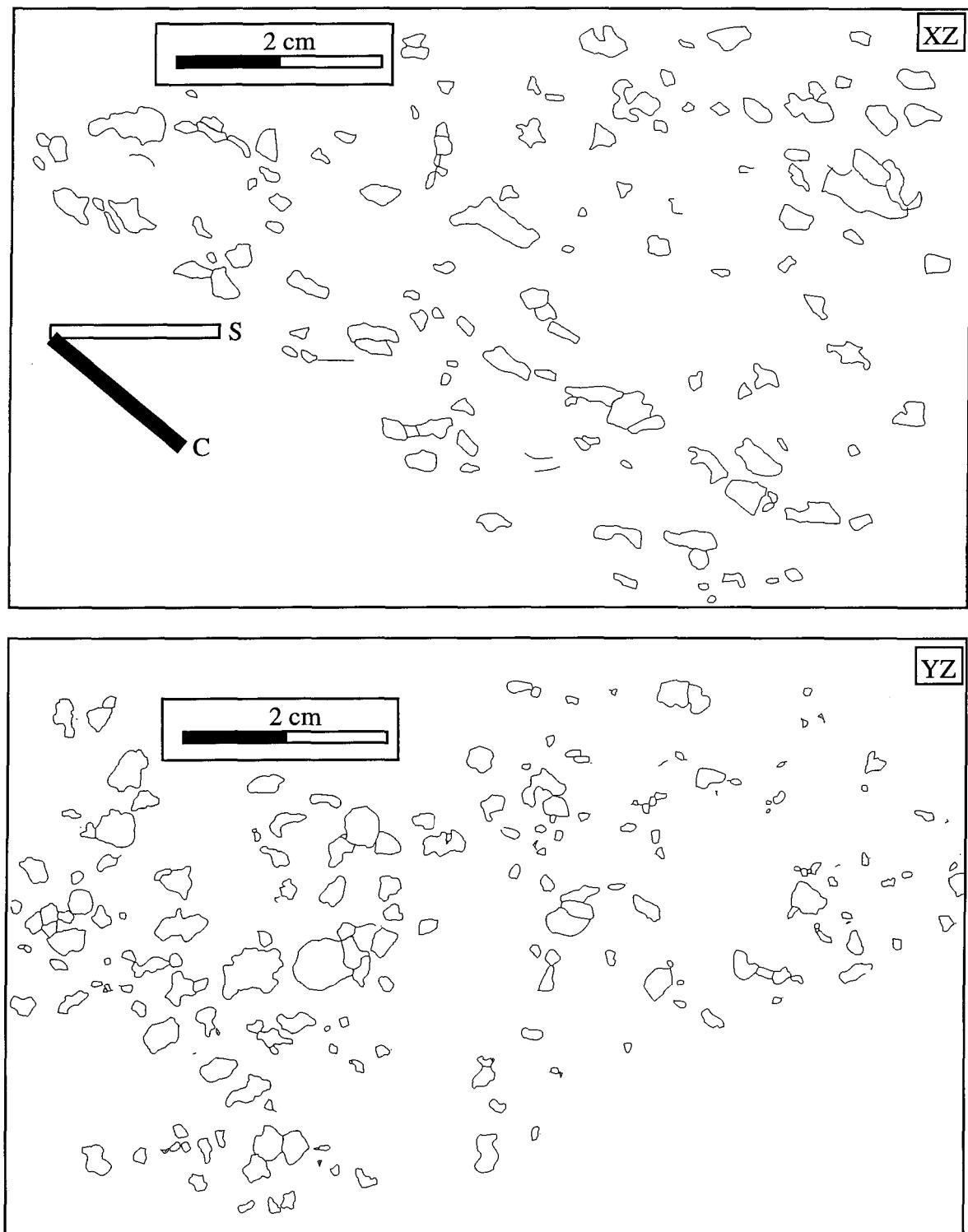


Figure 6.15: Surface occupée par le quartz. La section XZ montre deux orientations préférentielles; la première est très développée (C) (allongement du quartz) par rapport à la deuxième (S). La section YZ montre une disposition aléatoire (échantillon FRL-174).

qui est également perpendiculaire à la foliation. L'analyse des plans cinématiques de plusieurs échantillons révèle deux orientations préférentielles:

- 1) une orientation des amas de biotite et d'hornblende, des phénocristaux de feldspath potassique, des plagioclases et du quartz;
- 2) une orientation de quelques phénocristaux de feldspath potassique et des grains isolés de biotite et d'hornblende.

Les minéraux mafiques (biotite et / ou amphibole en amas), le plagioclase et le quartz sont les phases qui montrent la meilleure orientation préférentielle et permettent ainsi de définir la foliation. Toutefois, les phénocristaux de feldspath potassique ne montrent pas une orientation préférentielle dominante. En effet, dans les échantillons analysés (section XZ), il arrive d'avoir quelques cristaux bien allongés s'orientant à 35° de la foliation indiquée sur le terrain par les ferromagnésiens et par l'alignement des enclaves. Il arrive également dans d'autres échantillons que la plupart de ces phénocristaux sont parfaitement parallèles à la foliation mesurée sur le terrain par l'alignement des minéraux ferromagnésiens.

Les deux populations d'orientation sont observées systématiquement dans le plan cinématique (XZ) de tous les échantillons analysés. Les histogrammes de la figure 6.5 montrent bien ces deux populations pour les phénocristaux, mais les diagrammes d'orientation de la figure 6.6 permettent de voir que les phénocristaux se repartissent à peu près également dans les deux populations.

La première orientation indiquée par le plagioclase, par la biotite en amas (amphibole) et par la plupart des phénocristaux de feldspath potassique correspond au plan de foliation dominante, qui représente la direction de l'écoulement et qui est interprété comme le plan C. La deuxième orientation est en général à 40° ($< 45^\circ$) de la première et est représentée surtout

par le reste des grains de feldspath potassique; elle correspondrait à la direction du plan S. Le plan S représente une structure qui réagit surtout en compression avec une composante variable de cisaillement alors que le plan C réagit essentiellement en cisaillement.

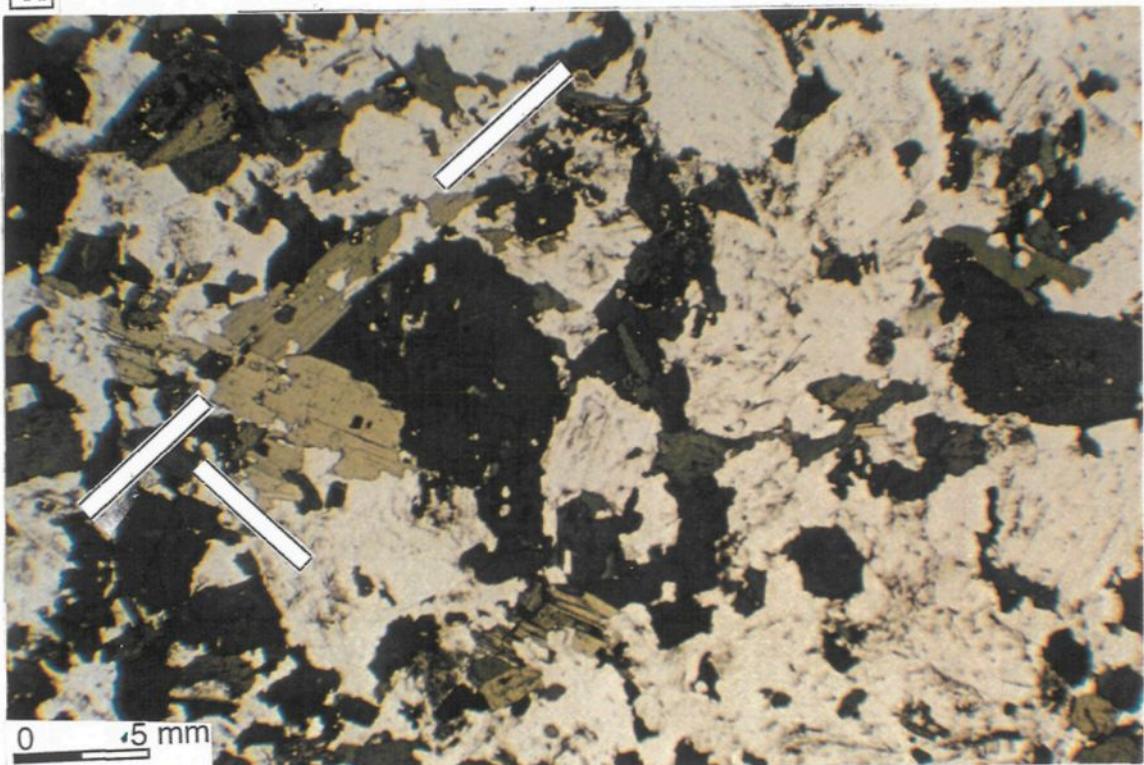
3-5. DÉTERMINATION DE LA CINÉMATIQUE À PARTIR DE LA DISPOSITION DES CRYSTAUX

La proportion des phénocristaux de feldspath potassique varie de 10% à 25% dans la granodiorite porphyrique du pluton de Father. Ces phénocristaux sont donc des marqueurs de la cinématique et peuvent subir une rotation lors de l'écoulement magmatique (à l'état visqueux). La rotation des cristaux vue dans le plan cinématique XZ produit des structures d'imbrication que l'on appelle tuilage (figure 6.16). Selon Blumenfeld (1983), les figures de tuilage sont acquises pendant l'écoulement magmatique. Si les grains impliqués ne sont pas déformés, le sens de mouvement correspond au sens de l'écoulement. Selon le même auteur, l'observation systématique d'une même figure de tuilage permet d'interpréter un mécanisme de cisaillement simple pendant l'écoulement magmatique.

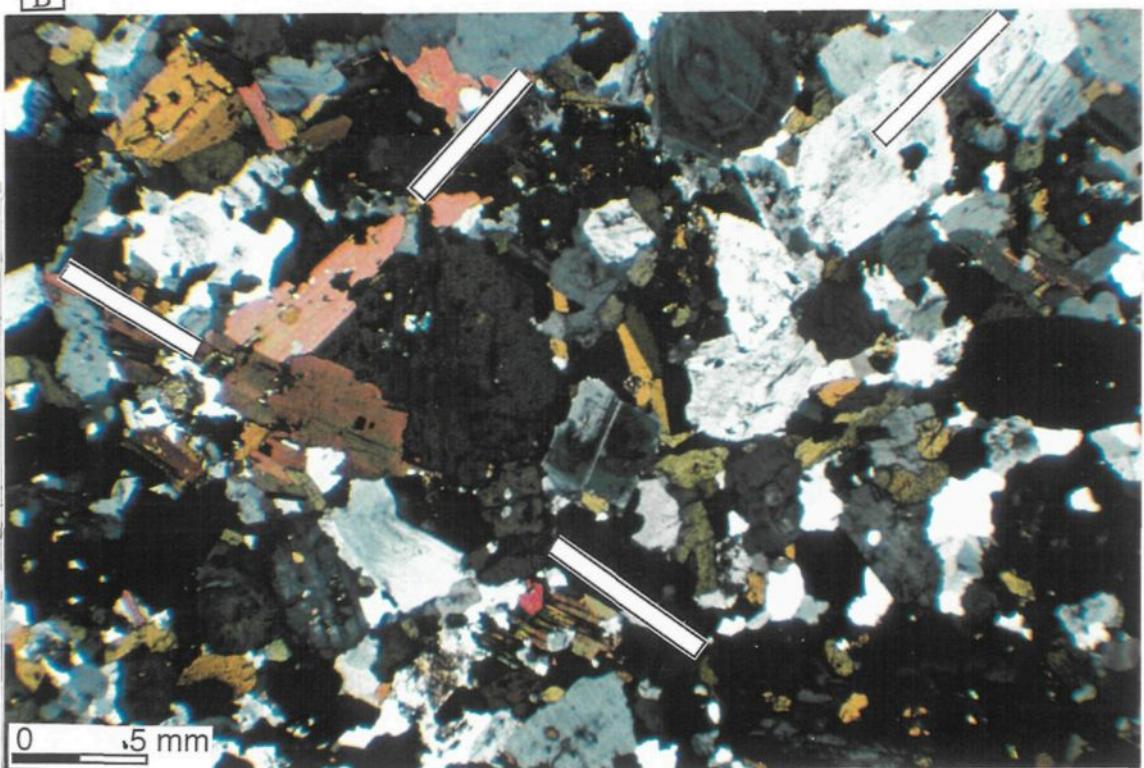
Dans les sections XZ de la granodiorite porphyrique, le comptage des tuilages donne la prédominance d'un sens de cisaillement dextre et seulement quelques-uns suggèrent un sens senestre (figure 6.16). Dans ces sections (XZ), les deux familles de disposition préférentielle sont interprétées comme des structures classiques C/S de Berthé *et al.* (1979) (planche 21 et figures 6.7 à 6.12). L'attribution C/S sur les photographies (e.g. planche 21) est uniquement descriptive. L'entraînement de S sur C donne un sens de mouvement dextre compatible avec le mouvement indiqué par la plupart des figures de tuilage (figure 6.16). Il faut prendre garde au sens de mouvement suggéré à partir des deux fabriques (C/S).

Planche 20: Orientations préférentielles. Notez les deux directions indiquée par A) les biotites (Bi) et B) quelques plagioclases (Pl) dans la même section XZ.

A



B



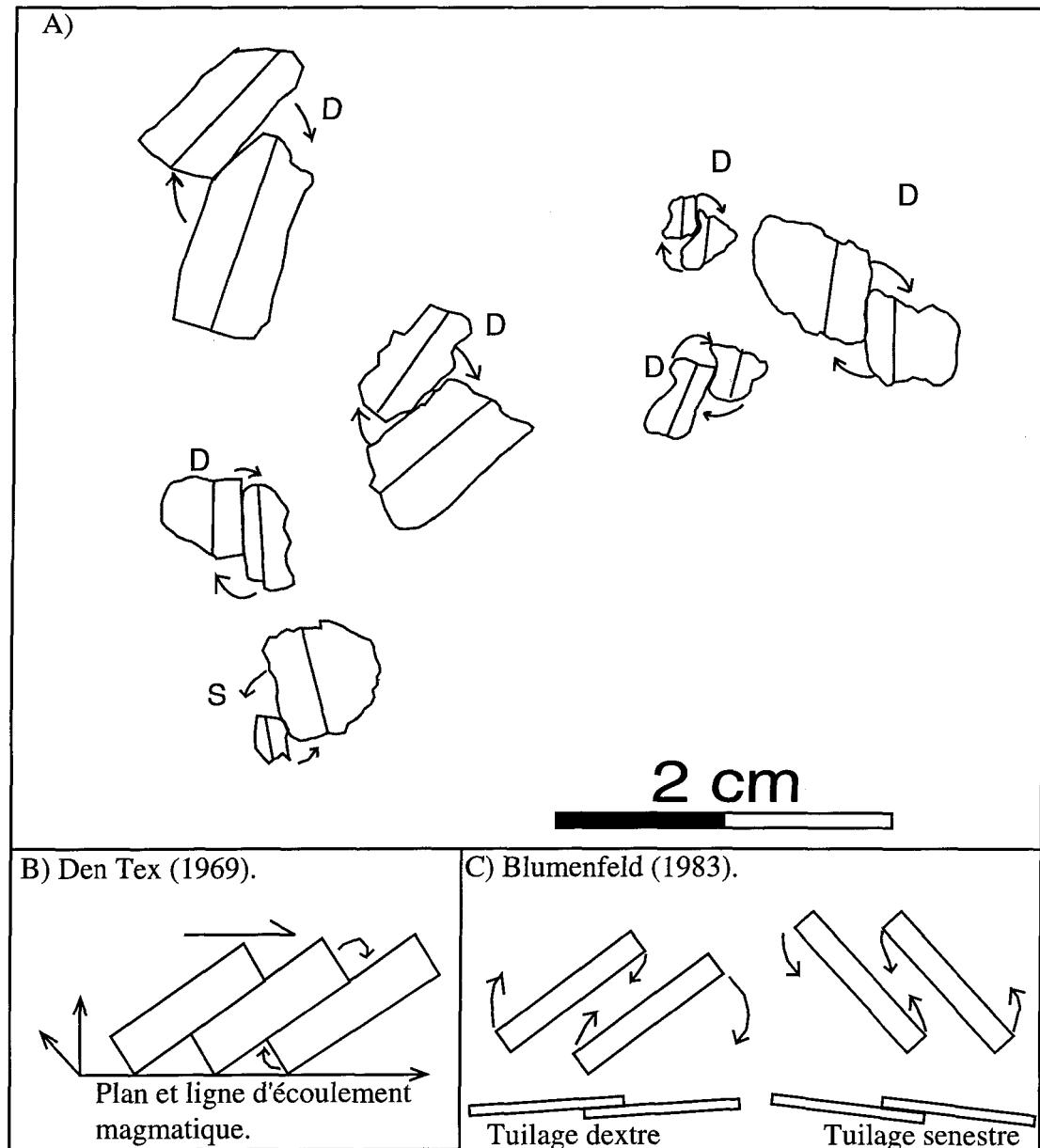


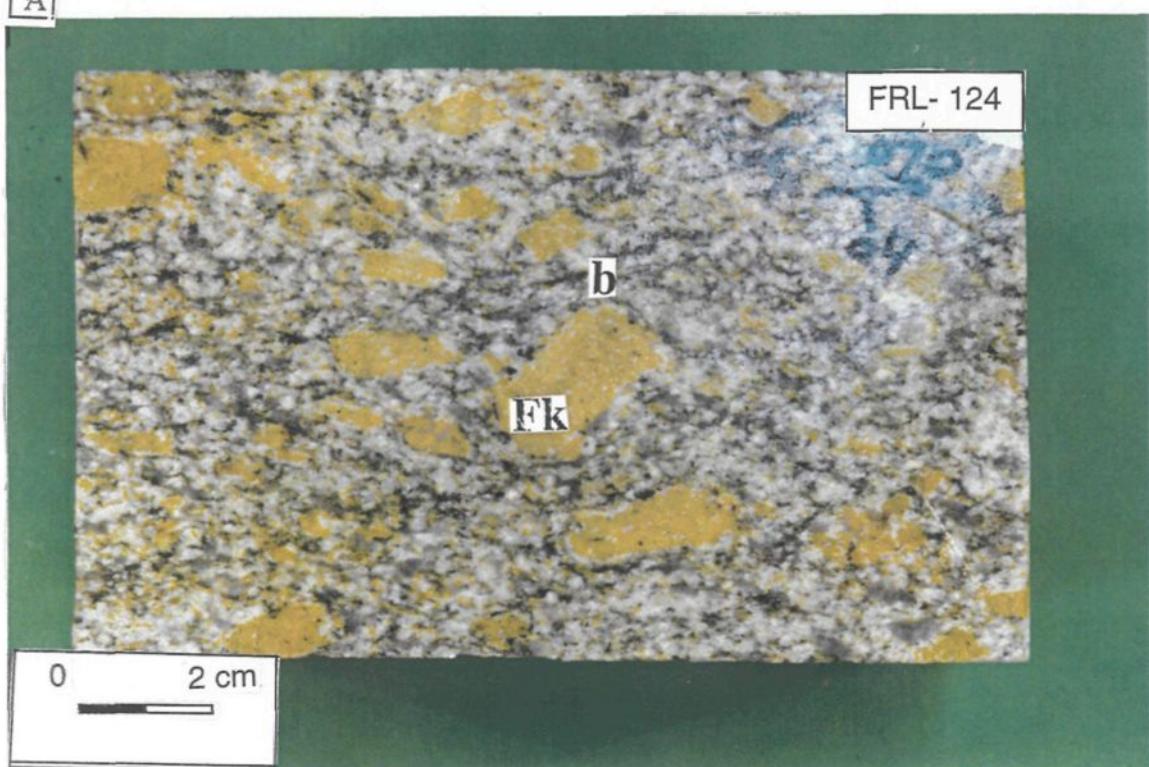
Figure 6.16: A) Les cristaux de feldspath potassique forment des figures de tuilage (parfaits). Des cristaux subparallèles sont accolés selon une longueur inférieure à la moitié du plus petit cristal. Les figures de tuilage indiquent pour la plupart un sens de mouvement dextre (D). (S)= senestre (e.g. échantillon FRL-22, section XZ). B et C représentent le type de tuilage selon respectivement Den Tex et Blumenfeld.

Planche 21: Indicateurs de mouvement dans la granodiorite porphyrique.

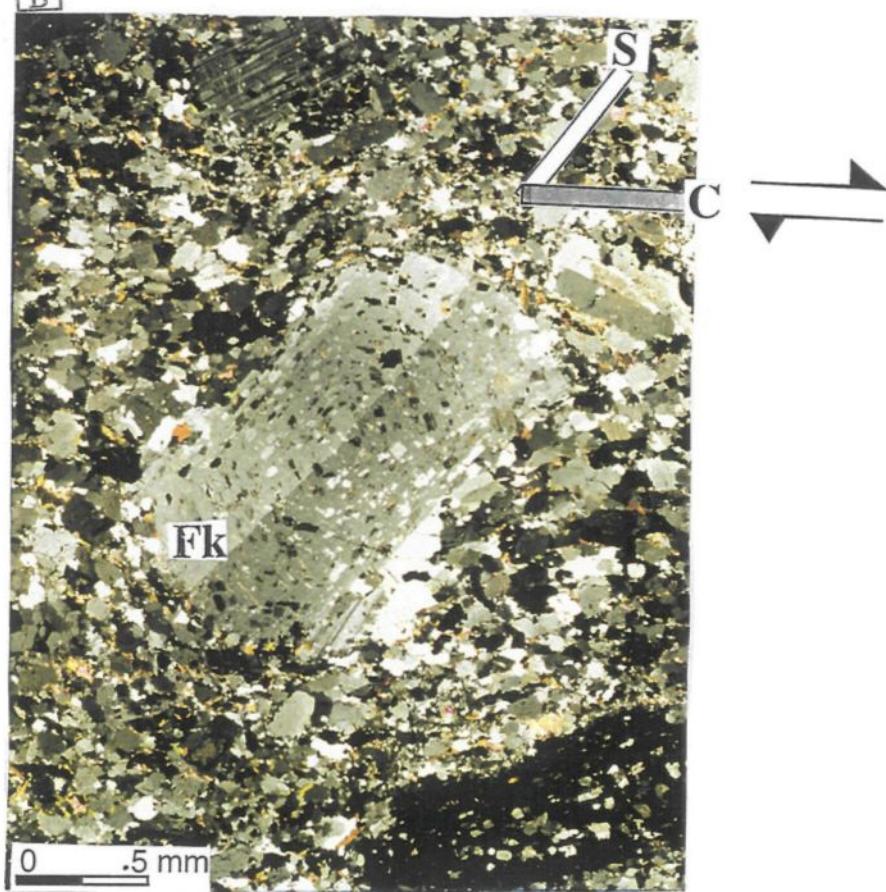
A) Critères macroscopiques utilisés comme indicateurs cinématiques (plan horizontal) dans la granodiorite porphyrique. Notez la structure classique C/S. L'entraînement de S sur C donne un sens de mouvement dextre. Fk= phénocristaux de feldspath potassique (échantillon FRL-124).

B) Détail d'un phénocristal (Fk). Lors de l'écoulement visqueux, les cristaux sont orientés de façon parallèle à l'alignement (X). Ces derniers peuvent tourner durant leur mise en place progressive. Notez la fabrique C/S et le développement des grains de quartz en petits grains écrasés le long du plan C (échantillon FRL-124).

A



B



3-6. PRINCIPALES CONCLUSIONS TIRÉES DE L'ÉTUDE DES ORIENTATIONS PRÉFÉRENTIELLES DANS LA GRANODIORITE PORPHYRIQUE

Les sections XY, parallèles à la foliation, sont des coupes efficaces pour l'identification de la linéation. Cette linéation est bien marquée par la plupart des phénocristaux de feldspath potassique ainsi que par la biotite et l'amphibole.

Les sections XZ, perpendiculaires à la foliation et parallèles à la linéation, sont des coupes qui montrent deux familles d'orientation des minéraux. La première correspond à l'orientation préférentielle de la plupart des minéraux et représente le plan C. Cette orientation, acquise au début de l'écoulement par les ferromagnésiens, persiste jusqu'à la fin, tel que suggéré par l'orientation du quartz parallèle à la première orientation. Elle correspond donc à la disposition des phases qui cristallisent en premier (biotite, amphibole et plagioclase) accompagnée de celles de la plupart des phénocristaux de feldspath potassique à texture poecilitique.

La deuxième famille, qui se situe en moyenne à 40° de la première, représente probablement le plan S. Celle-ci est représentée par quelques grains de feldspath potassique et quelques grains isolés de biotite et/ou de hornblende. Cette deuxième disposition témoigne de l'effet combiné de l'orientation préférentielle (croissance orientée) de ces minéraux et de l'orientation en tuiles résultant des derniers événements tectoniques régionaux. Elle correspond à la disposition des phases qui cristallisent en derniers (quelques grains de feldspath potassique et de quartz). Les cristaux peuvent subir une rotation progressive et continue, mais seule les évidences des derniers mouvements seront préservées.

Le quartz occupe les espaces libres entre les plagioclases et les grains de feldspath potassique. Les plagioclases sont orientés de la même façon que la plupart des phénocristaux de feldspath potassique, leur axe reste parallèle, entre eux comme le quartz.

L'observation des deux orientations préférentielles dans la section XZ indique que:

- le magma a subi un cisaillement tout au long de la mise en place du platon;
- le sens suggéré du cisaillement à l'échelle de l'affleurement est dextre;
- l'entraînement de S sur C donne un sens de mouvement dextre;
- les figures de tuilage nous suggèrent un sens de mouvement dextre.

Les éléments convaincant pour l'interprétation des fabriques C/S, sont que l'orientation dominante correspond au plan de cisaillement tandis que la deuxième orientation peut être:

- 1) un vestige d'une autre orientation précoce
- 2) du à l'effet de la rotation des cristaux
- 3) des plans S associés à une fabrique C/S
- 4) une combinaison de ces possibilités.

Les linéations mesurées sur les échantillons orientés (section XY) ont un plongement, en général, ne dépassant pas 31° et sont comparables aux linéations mesurées sur le terrain (voir section suivante).

4. STRUCTURE DU PLUTON DE FATHER

Cette section permettra de documenter la distribution des fabriques (planaires et linéaires) et les différentes zones de cisaillement dans le secteur étudié.

4-1. FABRIQUES PLANAIRES

La structure principale dans le pluton de Father est la fabrique planaire. La partie SO du pluton montre des fabriques planaires à l'état solide (peu déformée à déformée) dans la tonalite (tonalite à biotite et à hornblende et la leucotonalite) et à l'état magmatique dans la tonalite à biotite et dans le faciès granodioritique. Dans cette partie, la foliation a une direction globale NO-SE. Dans le reste du pluton, la fabrique planaire est généralement enregistrée à l'état magmatique avec une direction globale NE-SO. L'analyse de la carte des orientations de l'ensemble des fabriques planaires du pluton (figure 6.17) montre que ces fabriques forment une association permettant de définir plusieurs domaines distincts. En effet, pour mieux visualiser les foliations dans le pluton de Father, ce dernier a été divisé en cinq domaines (domaine est utilisé ici dans le sens d'homogénéité structurale). La figure 6.17 résume les attitudes des foliations par projection dans le canvas de Schmidt. Le domaine I montre une dominance des foliations d'attitude N140° à pendage abrupt généralement vers l'est (N135° 79° en moyenne). Dans ce domaine, on observe également des structures E-O, surtout près du contact ouest avec le pluton de Mountain (figure 6.17). D'ailleurs, ce pluton est bien structuré et très cisaillé selon une direction E-O à cet endroit. Le domaine II montre une foliation subparallèle à celle du domaine I (N132° 67° en moyenne) sauf que, dans ce domaine, l'attitude SO-NE est préservée. Le domaine III constitue le secteur composé du faciès granodioritique et montre des foliations abruptes (N065° 74° en moyenne). Dans ce domaine, les foliations ont une attitude dominante SO-NE. Le domaine IV, constitué surtout de l'encaissant, montre une attitude allant de E-O à NE-SO. Les structures relatives à la faille

de Doda sont présentées dans ce domaine (foliation E-O). Le domaine V représente uniquement les mesures structurales de foliation de la partie est du pluton de Father. Dans ce domaine, l'attitude moyenne de la foliation est N040° 77°. Cependant on reconnaît quelques fabriques s'orientant à 90° de l'attitude dominante.

Près des bordures du pluton de Father, la fabrique planaire tend à être parallèle aux contacts. Dans la bordure nord du pluton, la foliation a une tendance de prendre une direction E-O (figure 6.17).

D'une façon globale, les foliations suivent deux trajectoires différentes (figure 6.18). La première trajectoire, orientée généralement N125° à N 145°, prédomine dans la partie sud-ouest du pluton (figure 6.18). La deuxième trajectoire, orientée N050° à N080°, prédomine dans le reste du pluton (figure 6.18). La partie SO du pluton, où il y a prédominance de la première trajectoire, est la seule partie où l'on observe les structures de déformation à l'état solide. Dans les autres parties du pluton, il y a absence de déformation à l'état solide. La carte des trajectoires de la foliation du pluton montre, dans certains cas (figure 6.18), que la première trajectoire est perturbée par la deuxième trajectoire. Les foliations NE définissent une famille régulière subparallèle à l'allongement du pluton. La relation entre les deux foliations est très délicate à déterminer. Néanmoins, sur deux affleurements, nous avons reconnu une foliation magmatique orientée N055° recoupant une foliation à l'état solide orientée N140°.

4-2. FABRIQUE LINÉAIRE

La fabrique linéaire est présente sur presque tous les affleurements étudiés dans le pluton de Father. Les mesures de terrain ont été vérifiées à partir des échantillons orientés (voir section précédente). Sur le terrain, cette linéation est marquée par l'orientation

préférentielle de la biotite et de l'amphibole lorsque observée dans le plan de la foliation. Dans la granodiorite porphyrique, en plus de la biotite et de la hornblende, la linéation est soulignée par les axes longs des phénocristaux de feldspath potassique. Comme les mesures de terrain coïncident avec les mesures de laboratoire, l'ensemble des mesures sera présenté sans distinction à la figure 6.19. La carte des linéations (figure 6.19) présente les attitudes des linéations magmatiques et des linéations d'état solide ou d'étirement. L'attitude des linéations à l'état magmatique représente la distribution de l'écoulement magmatique pendant les derniers stades précédant la solidification dans la tonalite à biotite et dans le faciès granodioritique. Le pluton de Father a été divisé en quatre domaines afin de mieux visualiser les zones où les linéations sont généralement homogènes. La figure 6.19 résume les attitudes des linéations par projection dans le canvas de Schmidt. Le domaine I, situé dans le secteur SO du pluton, montre des linéations avec un plongement moyen de 20° vers le SE ($N135^\circ 20^\circ$ en moyenne). Dans ce domaine, au niveau de la bordure du pluton, la direction de la linéation se parallélise au contact et quelques linéations montrent un plongement modéré qui peut augmenter dans quelques affleurements où il peut atteindre 65° vers le SE (figure 6.19). Le domaine II montre une linéation avec un plongement subhorizontal vers le NE ($N066^\circ 25^\circ$ en moyenne). Le domaine III constitue le secteur composé du faciès granodioritique et de la tonalite rubanée. Il montre des linéations subhorizontales vers l'est ($N091^\circ 14^\circ$ en moyenne). Dans ce domaine, au niveau de la faille de Doda, on reconnaît des linéations modérées à subhorizontales vers l'est. Quelques linéations fortement plongeantes proviennent du pluton de Lichen au nord du pluton de Father. Le domaine IV est constitué uniquement du faciès granodioritique montrant une légère inflexion dans la direction des linéations mais dont le plongement demeure toujours subhorizontal ($N101^\circ 30^\circ$ en moyenne).

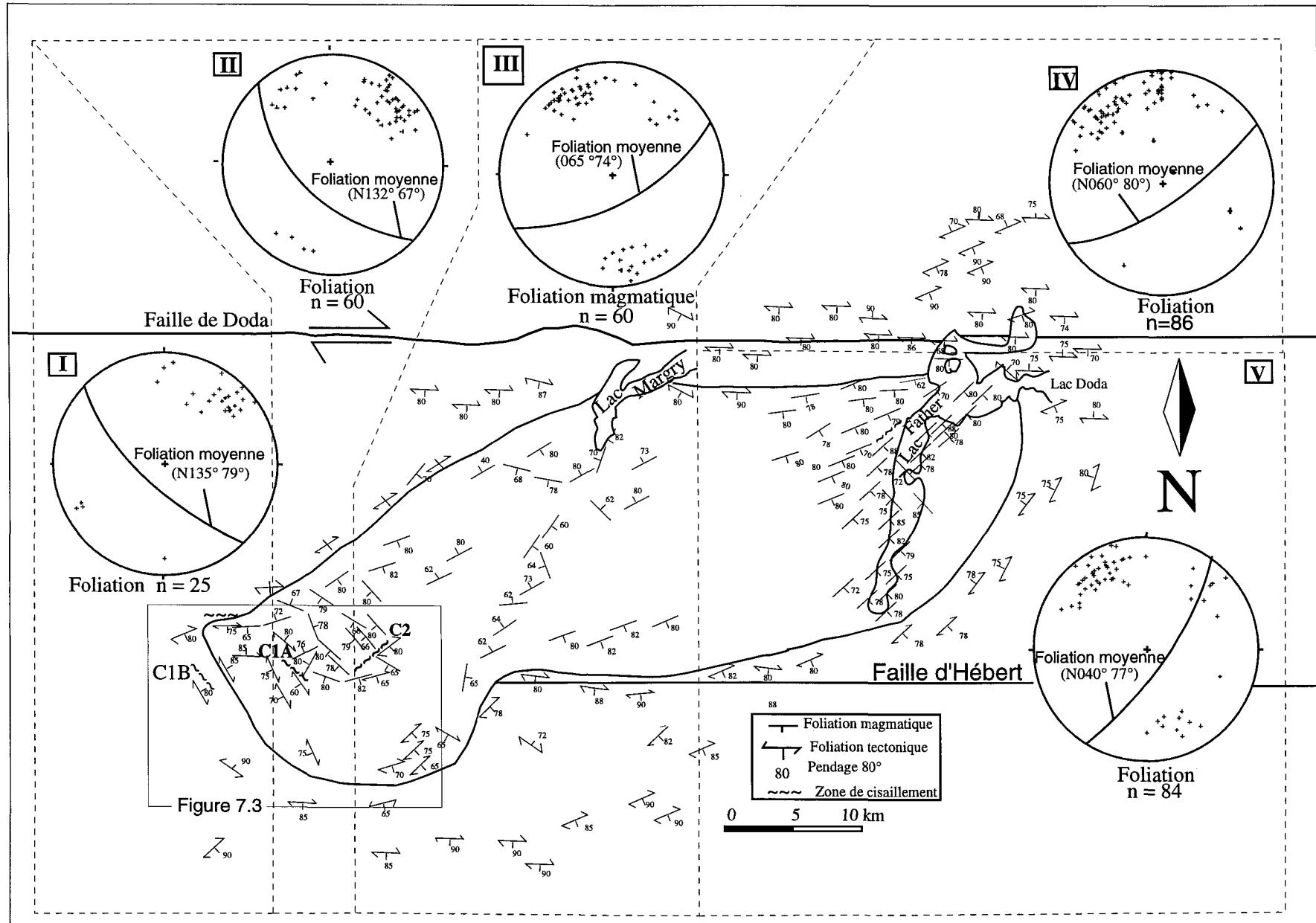


Figure 6.17: Carte schématique de la foliation dans le pluton de Father et de son encaissant (voir figure 6.1 pour la localisation des affleurements et figure 6.23 pour le détail entre C1 et C2). Les différents stéréogrammes indiquent le pôle des foliations et la valeur moyenne du plan de la foliation (canvas de Schmidt).

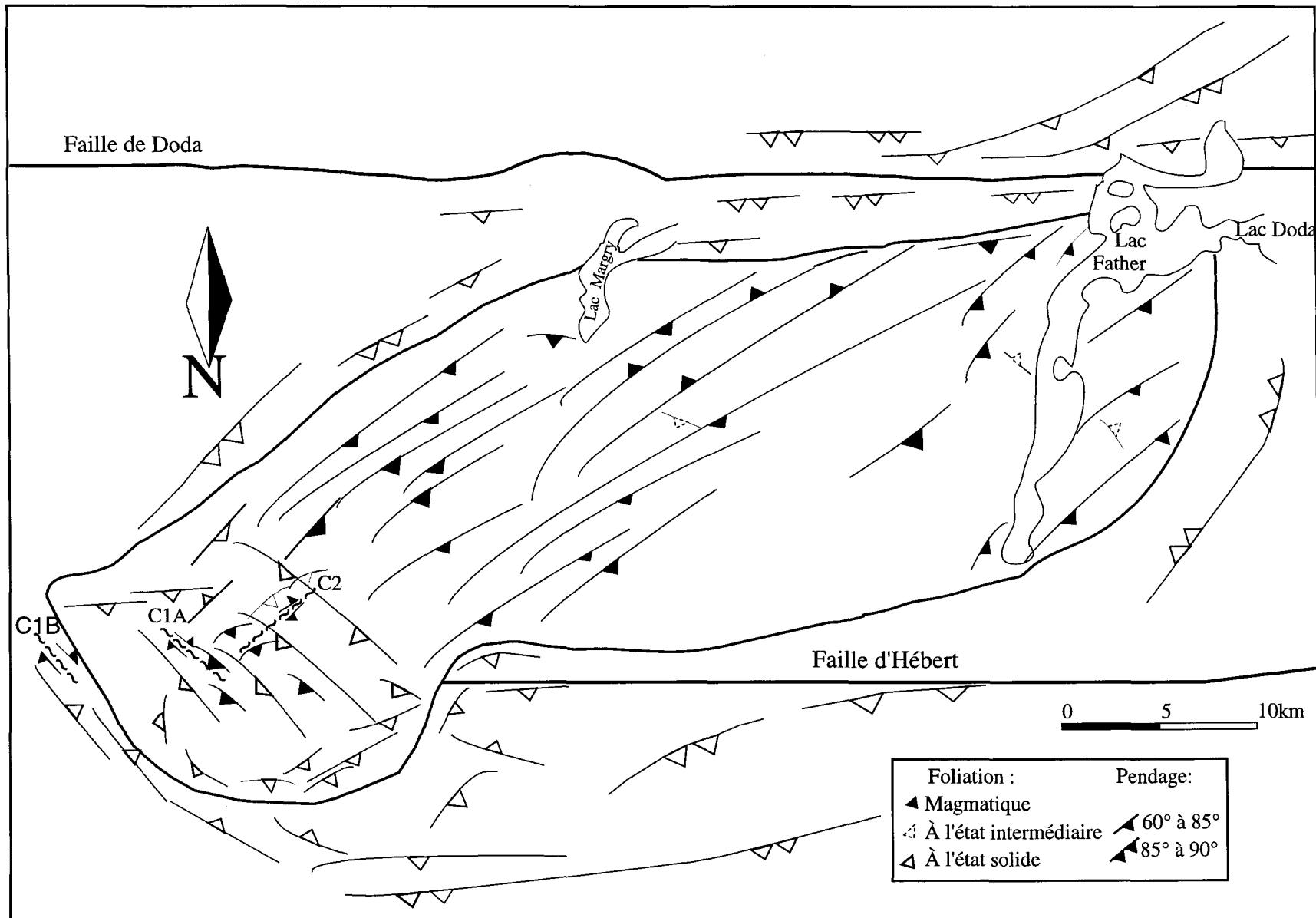


Figure 6.18 : Carte de la trajectoire de la foliation du pluton de Father et de son encaissant.

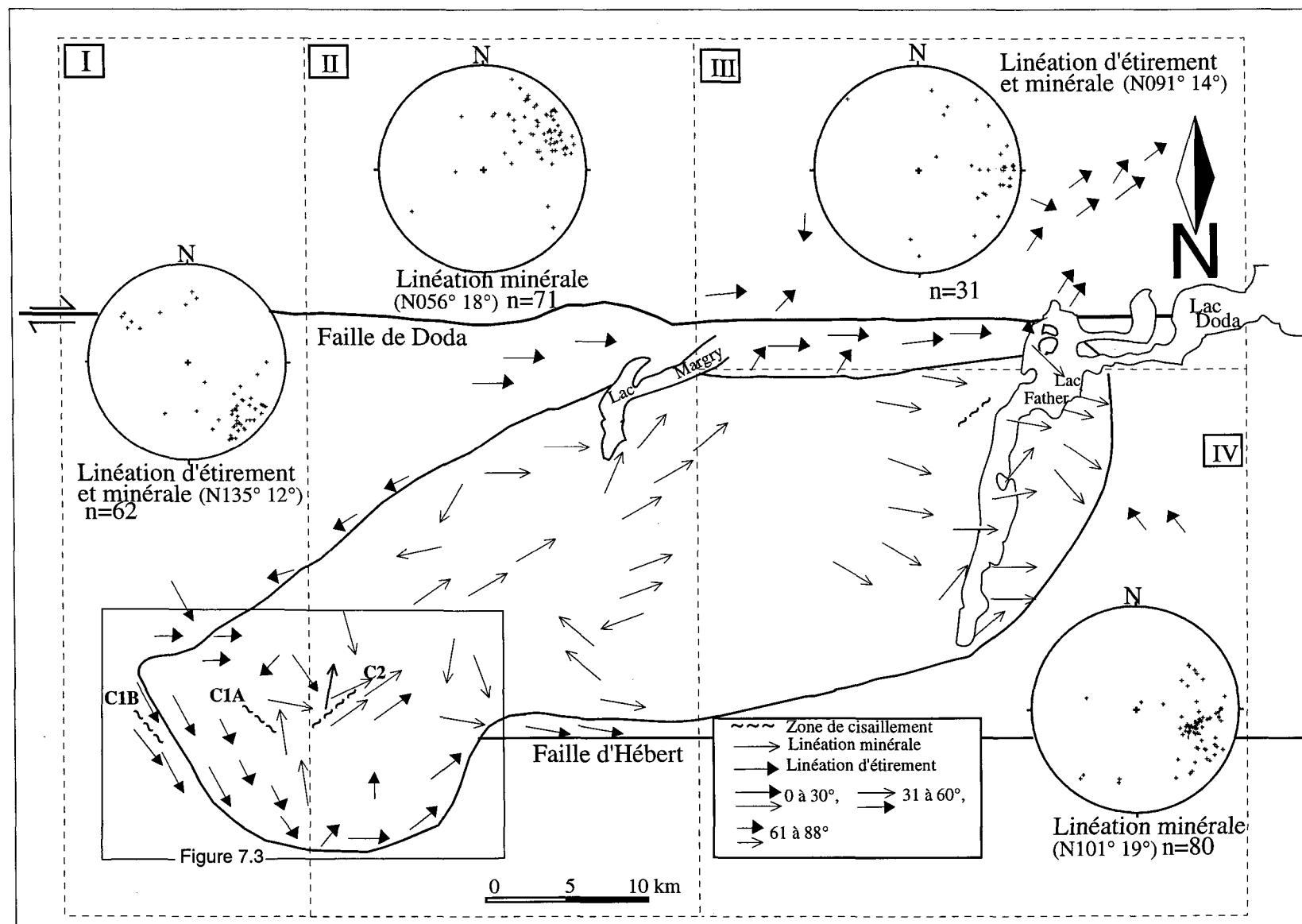


Figure 6.19 : Carte schématique des linéations du pluton de Father et de son encaissant (voir figure 6.1 pour la localisation des affleurements et figure 6.23 pour le détail entre les zones C1 et C2). Domaines I, II, III et IV: projection stéréographique des linéations (canvas de Schmidt). Les valeurs entre parenthèses représentent le vecteur moyenne de la linéation.

5. STRUCTURE DES DYKES

Dans le chapitre pétrographie et géochimie, nous avons mentionné l'existence des dykes de pegmatite et d'aplite. Du point de vue structural, le pluton de Father montre deux familles de dykes: une famille dominante surtout cartographiée dans la zone SO du pluton d'orientation NO-SE et une autre famille, d'orientation NE-SO, dans le reste du pluton (figure 6.20). Le pendage de ces dykes est subhorizontal à modéré (figure 6.20). Les dykes ont des longueurs limitées (2 à 3 m) et leur épaisseur varie généralement de 1 à 10 cm. Ces dykes ne sont pas continus et il est très délicat de proposer une interprétation de leurs orientations pour établir les contraintes impliquées lors de leur mise en place. Néanmoins, leur distribution bimodale montre généralement que leur direction est subparallèle à la foliation dominante. Ces dykes constituent le magma résiduel et le dernier jus à se mettre en place. Ce magma résiduel a profité des points de faiblesse existant dans le pluton pour prendre place sous une direction subparallèle à celle de la foliation.

6. LES ZONES DE CISAILLEMENT

Dans le secteur SO du pluton, trois zones de cisaillement sont reconnues. Deux de ces zones sont localisées à l'intérieur du pluton de Father et sont appelées C1A et C2 alors que la troisième zone est localisée dans le pluton de Mountain (encaissant) et est appelée C1B (figure 1.6). La zone C1A est orientée N 125° à N135° en moyenne, la zone C2 est orientée N050° à N070° et la zone C1B, plus large, est orientée N120° à N135° (figure 6.17).

6-1. LA ZONE DE CISAILLEMENT C1A

La zone de cisaillement C1A (figure 1.6), orientée N125° à N135°, possède une largeur évaluée à une trentaine de mètres. Son extension latérale n'est pas déterminée. Pétrographiquement, cette zone de cisaillement se caractérise par un rubanement (figure 6.21; planche 22A) matérialisé par l'alternance de bandes de tonalite à biotite et de bandes de tonalite à biotite et à hornblende. Les bandes de tonalite à biotite (figure 6.21) sont peu à pas déformées et montrent des grains de quartz bien cristallisés qui forment des grosses plages (planche 23A). Dans quelques lames minces, des grains de quartz allongés entre deux plagioclases ont été observés. Les bandes de tonalite à biotite et à hornblende sont déformées (figure 6.21) avec des grains de quartz allongés et débités en sous-grains entre les plagioclases (planche 23B). Les plagioclases sont cassés et zonés (planche 23B) et les macles polysynthétiques parallèles entre elles se terminent en biseau dans les bordures. Quelques plagioclases sont altérés et on ne distingue plus les macles au centre de ces grains. L'épidote secondaire est presque toujours entourée par de la biotite.

Dans la zone C1A, les foliations à l'état solide et magmatique ont un pendage subvertical caractérisant les bandes de tonalite à biotite et à hornblende. La déformation à l'état solide est faible et n'a pas transposé la foliation magmatique des bandes de tonalite à biotite. Dans cette zone de cisaillement, la fabrique linéaire est subhorizontale avec un plongement de 4° à 12° vers l'est (figure 6.22). Cette zone de cisaillement C1A forme une zone hétérogène où la tonalite à biotite s'est injectée dans la tonalite à biotite et à hornblende sous forme de feuillets (figure 6.21). Les enclaves de composition mafique prises dans cette zone ont été converties en amphibolite et montrent le même alignement que les minéraux ferromagnésiens (biotite et amphibole). Elles ont une longueur de 3 à 4 cm. Les enclaves devaient être bien structurées à l'état solide avant leur emprisonnement par le magma

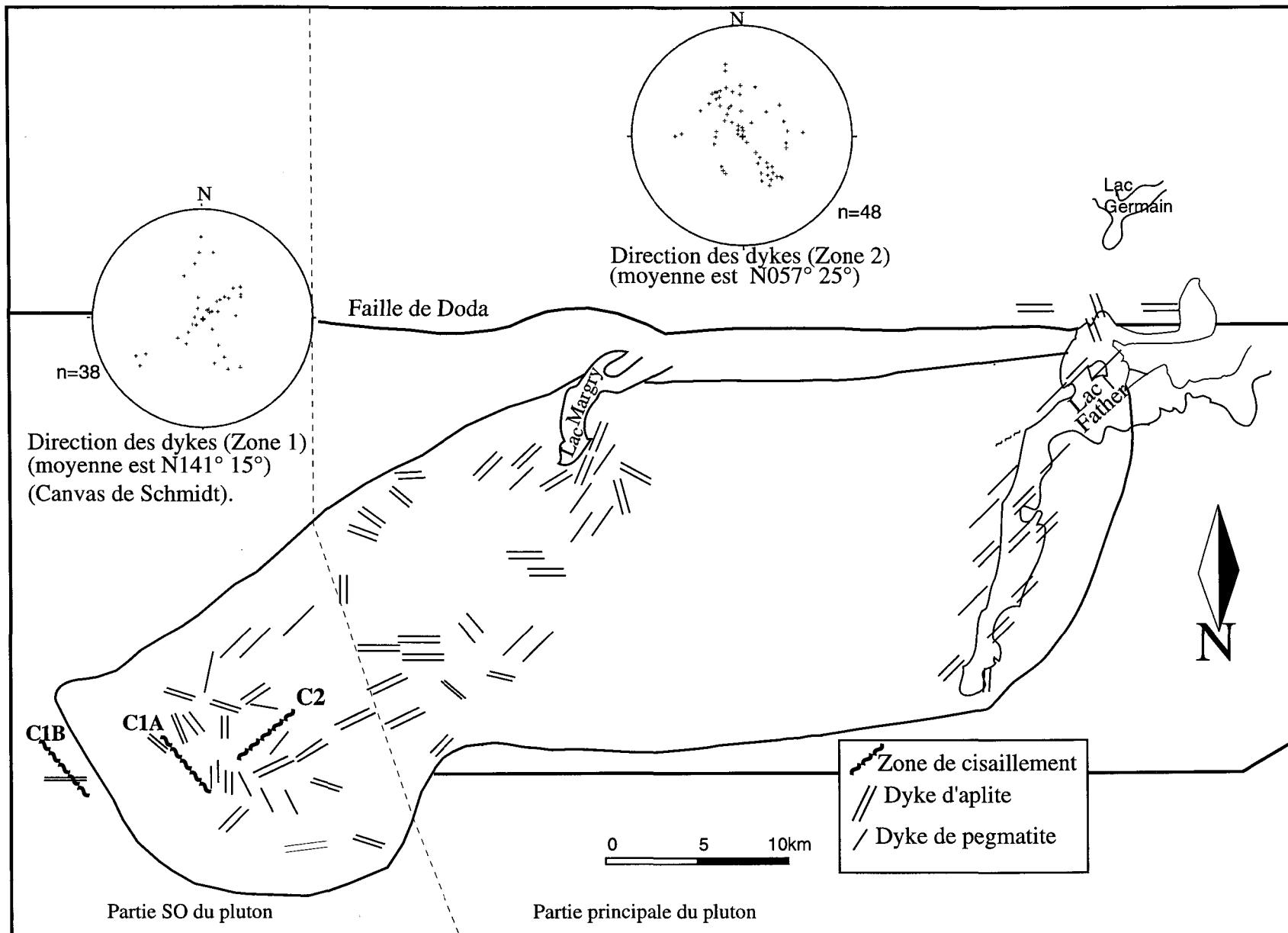


Figure 6.20: Direction des dykes d'aplite et de pegmatite dans le pluton de Father. Les dykes ne sont pas déformés, ils ont une épaisseur de 1 à 10 cm et un pendage variant de subhorizontal à 45°.

tonalitique et montrent un plan de foliation interne oblique par rapport au plan de cisaillement (planche 24A). Cette association peut être interprétée comme les structures C/S de Berthé *et al.* (1979) dont l'interprétation suggère un mouvement dextre (planche 24A).

6-2. LA ZONE DE CISAILLEMENT C2

La zone de cisaillement C2 (figure 6.22, planche 22B) est orientée généralement N070°. Elle se trouve à quelques kilomètres de la zone C1A. Cette zone C2 possède la même direction que les zones de faille NNE à caractère tardif dans la région. Elle possède une largeur évaluée à une quarantaine de mètres. Comme pour la zone C1A, l'extension latérale n'est pas déterminée. Les linéations minérales et d'étirement ont le même plongement que celles de la zone C1 (figure 6.22).

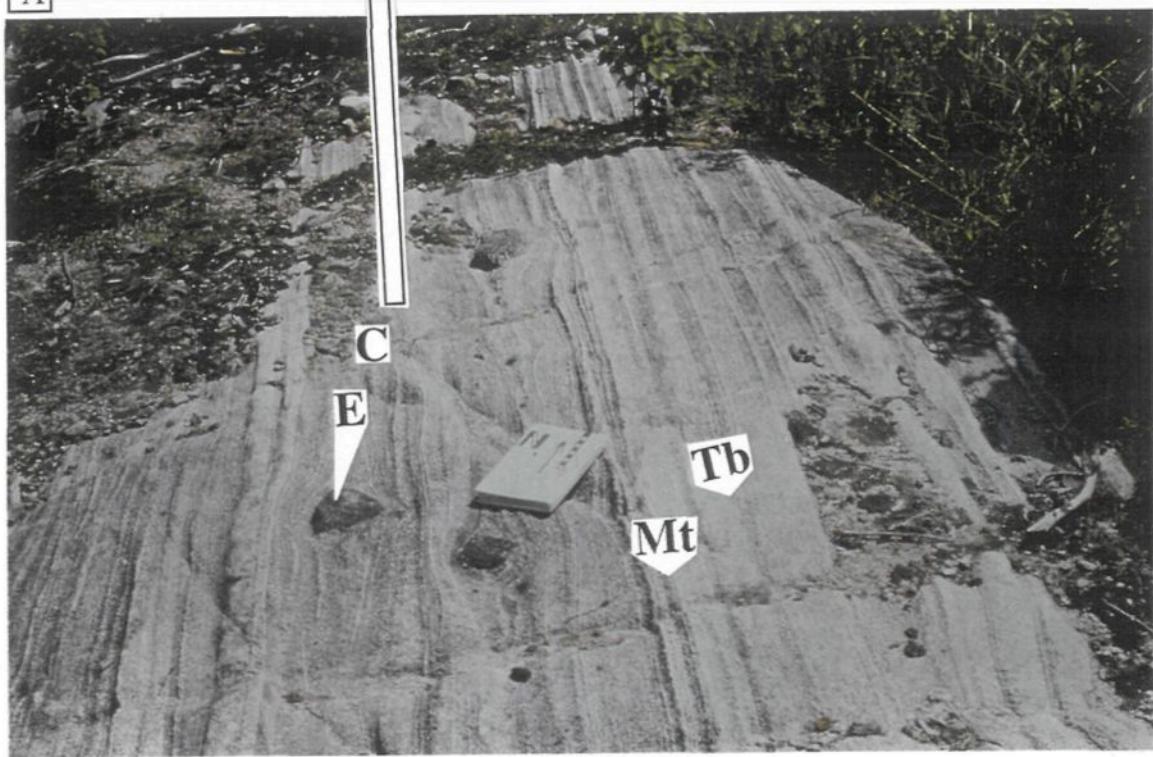
Le même type d'association pétrographique que dans la zone C1A est reconnu dans la zone C2, à cette différence près qu'on reconnaît en plus des traînés minces du faciès granodioritique (figure 6.22). Seule la tonalite à biotite et à hornblende présente des caractéristiques de déformation à l'état solide qui n'oblète pas la texture ignée (planche 22A). La tonalite à biotite et la granodiorite traversent cette zone sans déformation à l'état solide par feuillets d'orientation globale NE-SO. Quelques enclaves mafiques transformées au faciès des amphibolites (3 à 5 cm de longueur) sont observées dans cette zone (figure 6.22). Sur le terrain, le sens du mouvement est très difficile à déterminer. Néanmoins, un sens dextre est suggéré par les enclaves qui forment des inclusions rigides asymétriques (planche 24B). En lame mince, sur la section XZ, les indicateurs de cisaillement (type sigma) suggèrent également un mouvement dextre.

Planche 22: Zone de cisaillement intrapluton de Father.

A) Zone de cisaillement C1A orientée N125° à N135° en moyenne (échantillon FRL-49). Notez le rubanement composé de couches de tonalite à biotite et à hornblende (Mt) et de couches de tonalite à biotite (Tb). Ceci forme une zone hétérogène qui se distingue facilement du reste du pluton. La photographie montre l'injection de la tonalite à biotite dans la tonalite à biotite et à hornblende. Notez également les enclaves mafiques (E) montrant un alignement dans le plan parallèle au plan de cisaillement (C).

B) Zone de cisaillement C2 orientée N050° à N070°. Notez l'injection de la tonalite à biotite (Tb) dans la tonalite à biotite et à hornblende (Mt) sous forme de feuillets, de quelques filons minces granodioritiques (Gd) et d'une enclave mafique (E) transformée en amphibolite (3 à 5 cm de longueur).

A



B

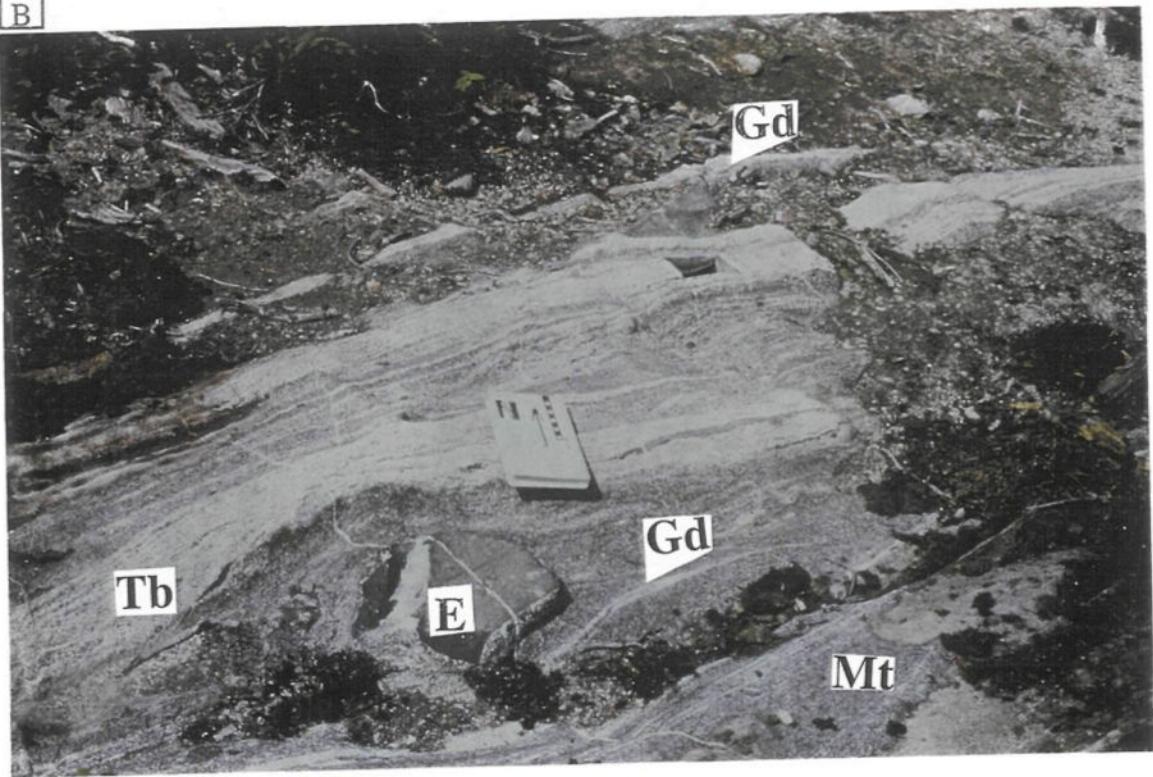
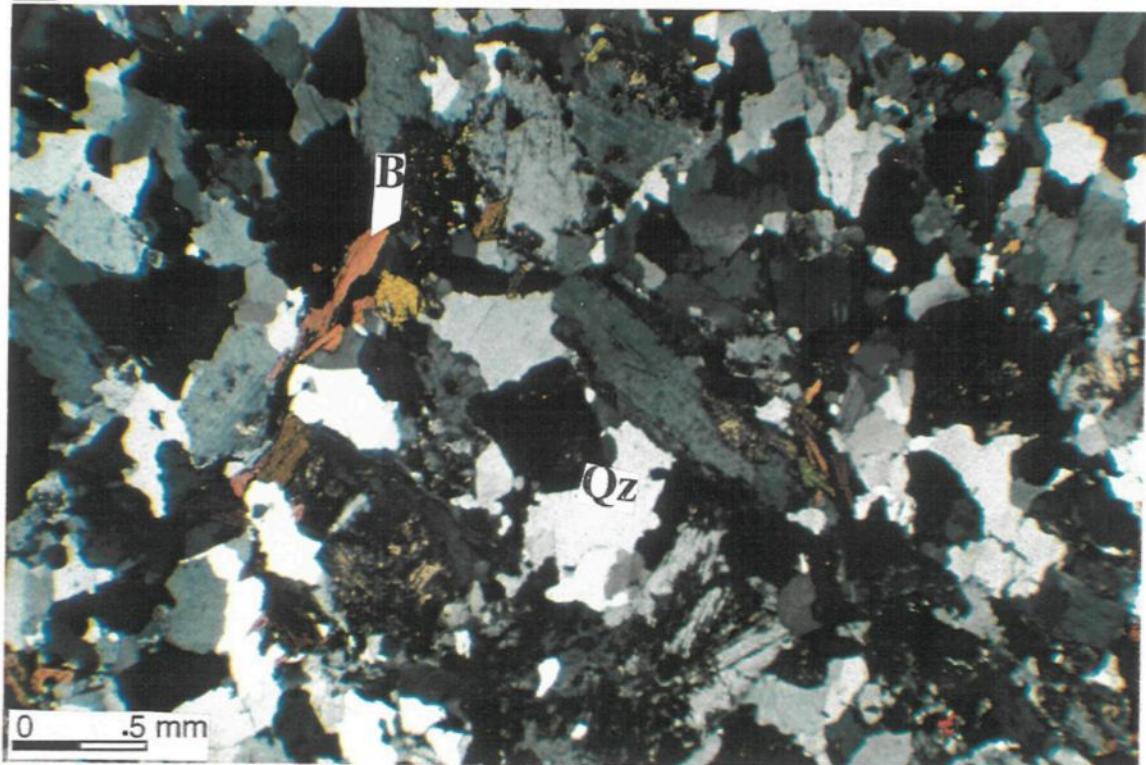


Planche 23: Zone de cisaillement C1A.

A) Tonalite à biotite (B = biotite) peu à pas déformée montrant des grains de quartz bien cristallisés en grosses plages (Qz).

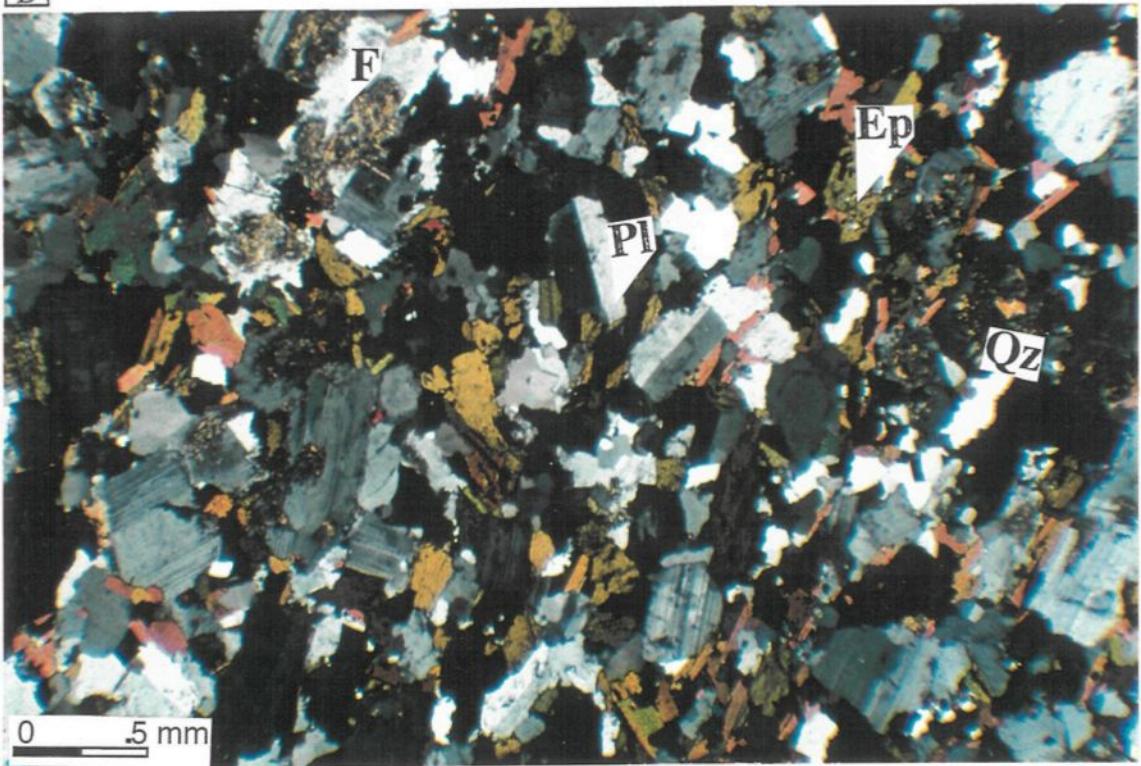
B) Tonalite à biotite et à hornblende montrant des grains de quartz allongés (Qz) et débités en sous-grains entre les grains de plagioclase (Pl). Plagioclase cassé montrant des macles polysynthétiques parallèles entre elles et se terminant en biseau dans leurs bordures. Notez quelques plagioclases altérés dont on ne distingue plus les macles au centre (F) et de l'épidote secondaire (Ep).

A



Qz

B



0 .5 mm

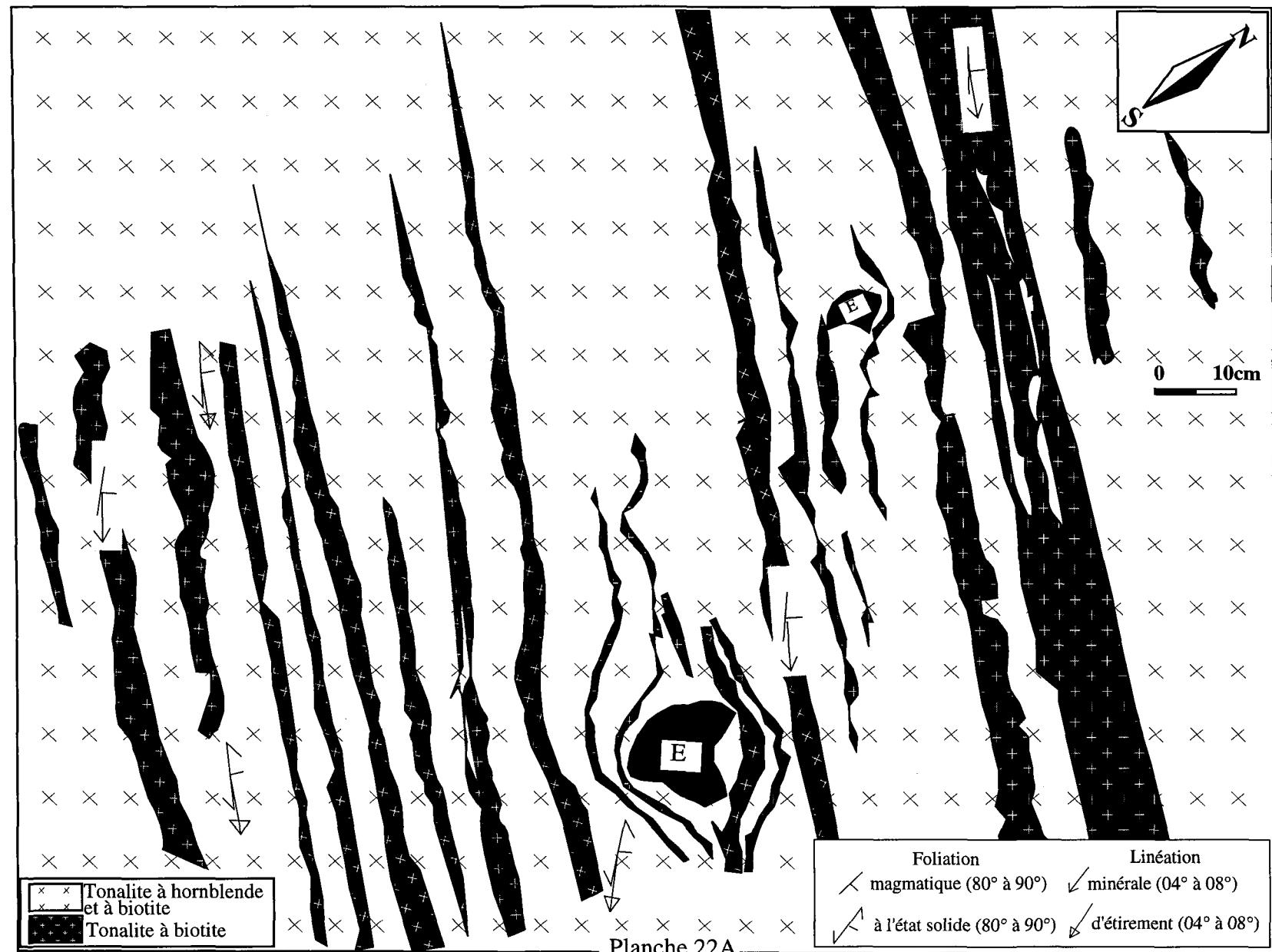


Figure 6.21: Schéma de la zone de cisaillement C1A montrant l'injection de la tonalite à biotite dans la tonalite à hornblende et à biotite en feutillet (affleurement FRL-49). E = enclave.

6-3. LA ZONE DE CISAILLEMENT C1B

La zone de cisaillement C1B (figure 6.23; planche 25), de direction N120° à N 135°, possède une largeur évaluée à une centaine de mètres. Son extension latérale n'est pas déterminée du côté nord, mais du côté sud, on rencontre sa trace au niveau des roches volcaniques. Pétrographiquement, cette zone de cisaillement est caractérisée par un faciès tonalitique à dioritique déformé à l'état solide. Un ensemble d'enclaves gabbroïques étirées, bien structurées à l'état solide, caractérise cette zone de cisaillement (planche 25). Cette zone est coupée par un dyke granodioritique non déformé de direction globale E-O, qui suggère que la déformation est synplutonique et que la granodiorite est tardive. Dans cette zone de cisaillement, la fabrique linéaire est subhorizontale avec un plongement de 10° à 15°. Cette fabrique est marquée par l'alignement des enclaves, de la biotite et de la hornblende. Il s'agit d'une zone de cisaillement verticale à mouvement subhorizontal (décrochement). Les enclaves montrent un plan de foliation interne oblique par rapport au plan de cisaillement. Cette association peut être interprétée comme une relation C/S de Berthé *et al.* (1979) dont l'interprétation suggère un mouvement dextre (planche 25B).

6-4. VUE DE L'ENSEMBLE DES ZONES C1A, C1B ET C2

Les trois zones de cisaillement C1A, C1B et C2 sont des zones de décrochement caractérisées par une foliation à pendage subvertical et par une linéation subhorizontale (figure 6.23). Au contact immédiat de ces zones, la direction de la foliation tend à se paralléliser avec la direction de l'enveloppe de déformation (figure 6.23). Les zones de cisaillement C1A et C2 sont caractérisées par l'association de texture à l'état solide (tonalite à biotite et à hornblende) et magmatique (tonalite à biotite et granodiorite). Entre ces deux

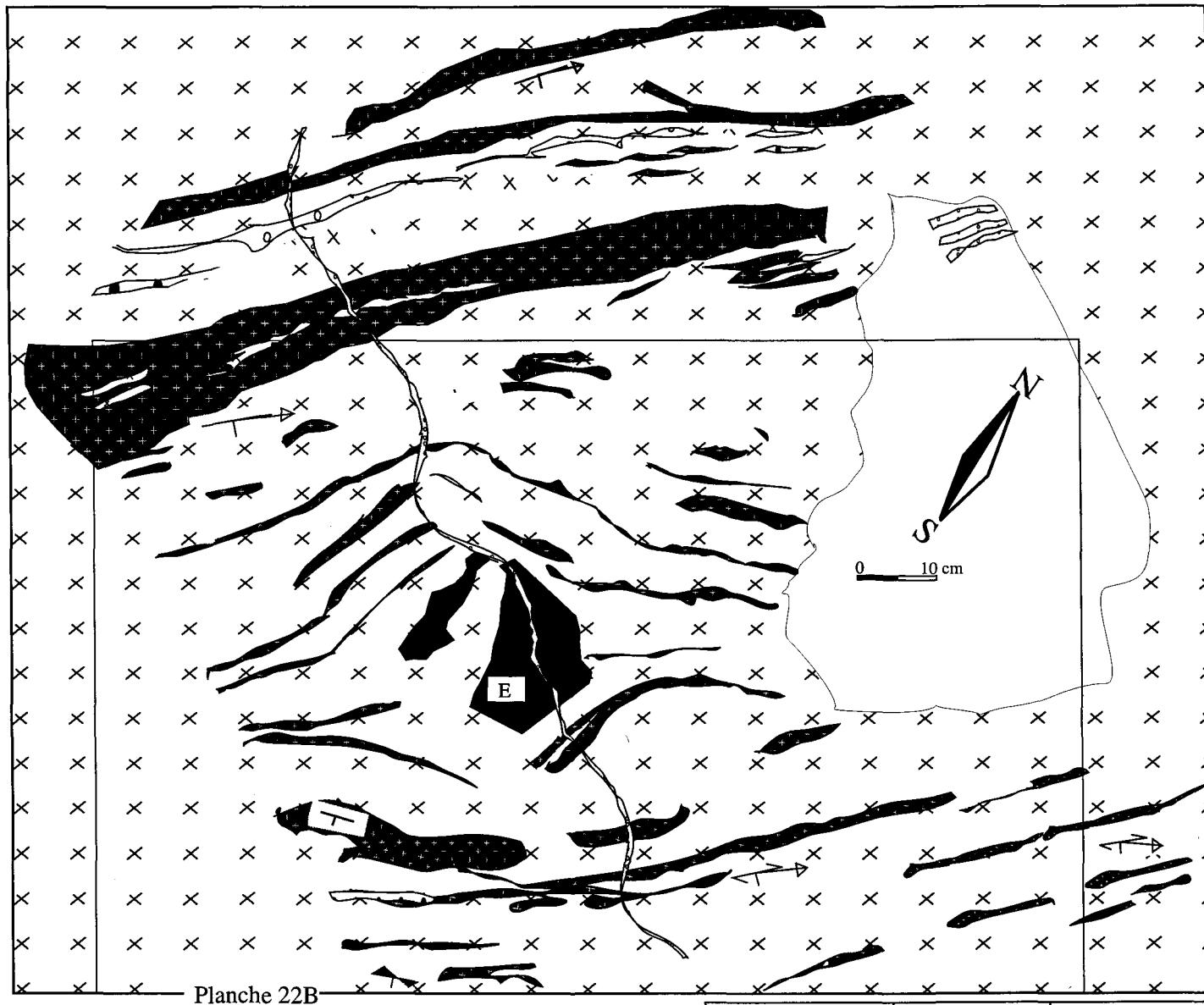


Figure 6.22: Schéma de la zone de cisaillement C2 montrant l'injection en feuillet de la tonalite à biotite et de la granodiorite dans la tonalite à hornblende et à biotite (affleurement FRL-159). Hb= Hornblende et Bt = biotite.

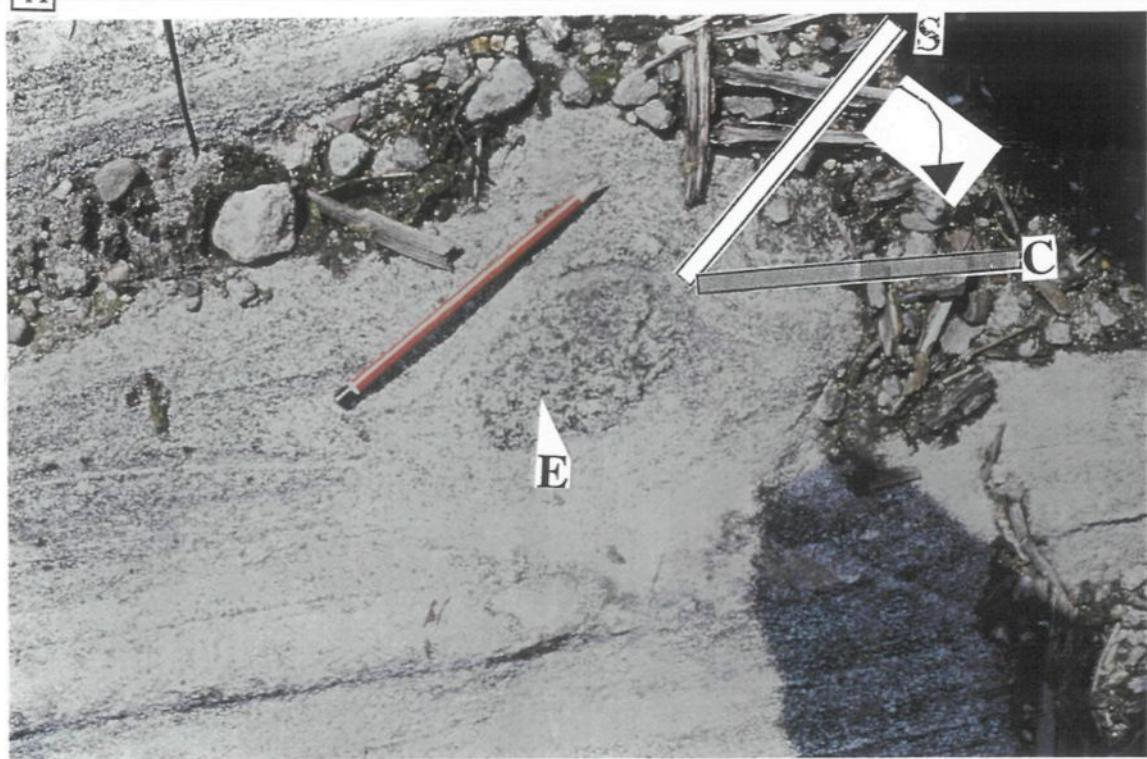
Tonalite à Hb et Bt Tonalite à biotite Granodiorite E= enclave.	Foliation: à l'état solide magmatique 85° pendage	Lineation d'étirement minérale 4 à 8° plongement
--	---	--

Planche 24: Indicateur de cisaillement dans la zone C1A et C2.

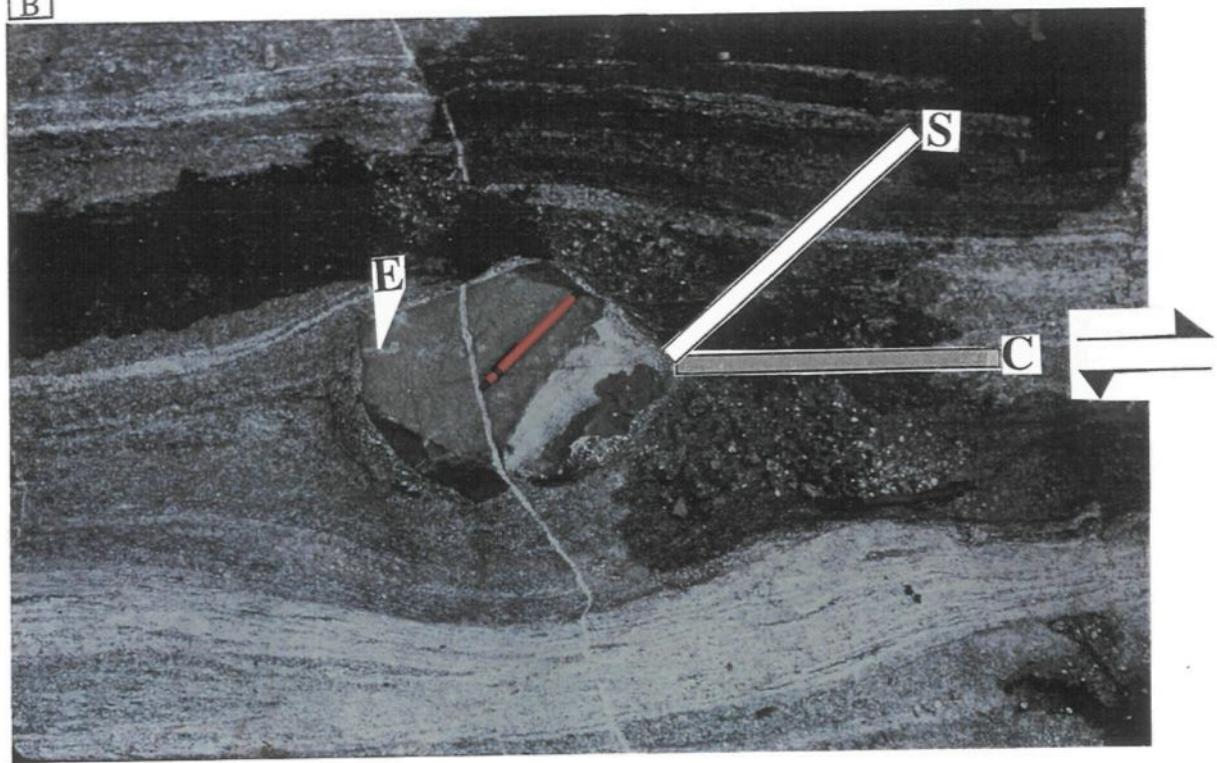
A) Zone de cisaillement C1A. L'analyse de l'enclave (E) montre que le plan de cisaillement (C) est oblique au plan (S). L'association C/S suggère un mouvement dextre.

B) Zone de cisaillement C2. L'analyse de l'enclave montre que le plan de cisaillement (C) est oblique au plan (S). L'association C/S suggère un mouvement dextre.

[A]



[B]



zones, la foliation magmatique à intermédiaire tend à être de direction EO (figure 6.23), comme la direction des structures typiques du pluton de Father.

L'estimation de la température dans les deux zones C1A et C2 a été déterminée à partir de la hornblende par la méthode de Blundy et Holland (1990) et suggère que la température durant la déformation de la zone de cisaillement était de 680° C (voir chapitre V). Ces zones de cisaillement sont interprétées comme une réponse à la déformation accompagnant la mise en place de la phase tonalitique du pluton de Father et c'est probablement par ces zones que le magma du pluton de Father a été acheminé. Ce même phénomène de propagation du magma a été décrit par Clemens et Mawer (1992).

7. SOMMAIRE ET INTERPRÉTATION DES FABRIQUES DU PLUTON DE FATHER

Dans la partie principale du pluton de Father (granodiorite), les structures planaires et linéaires sont primaires et sont acquises à l'état visqueux (magmatique s.s.), alors que dans le reste du pluton (partie SO), ces structures sont acquises à l'état solide avec une préservation des fabriques magmatiques (tonalite à biotite). Comme la déformation d'état solide est relativement faible, on peut encore distinguer les structures primaires (tonalite à biotite; figure 6.18).

Deux trajectoires distinctes de foliation ressortent des cartes structurales du pluton de Father (figure 6.18). La trajectoire NE-SO domine largement la structure du pluton et correspond à des fabriques magmatiques. Les trajectoires NO-SE sont concentrées dans la partie SO du pluton et sont dominées par des fabriques d'état solide. Les foliations portent, indépendamment des trajectoires, une linéation qui est généralement subhorizontale. Cette structuration magmatique planaire à pendage subvertical et portant une structure linéaire à

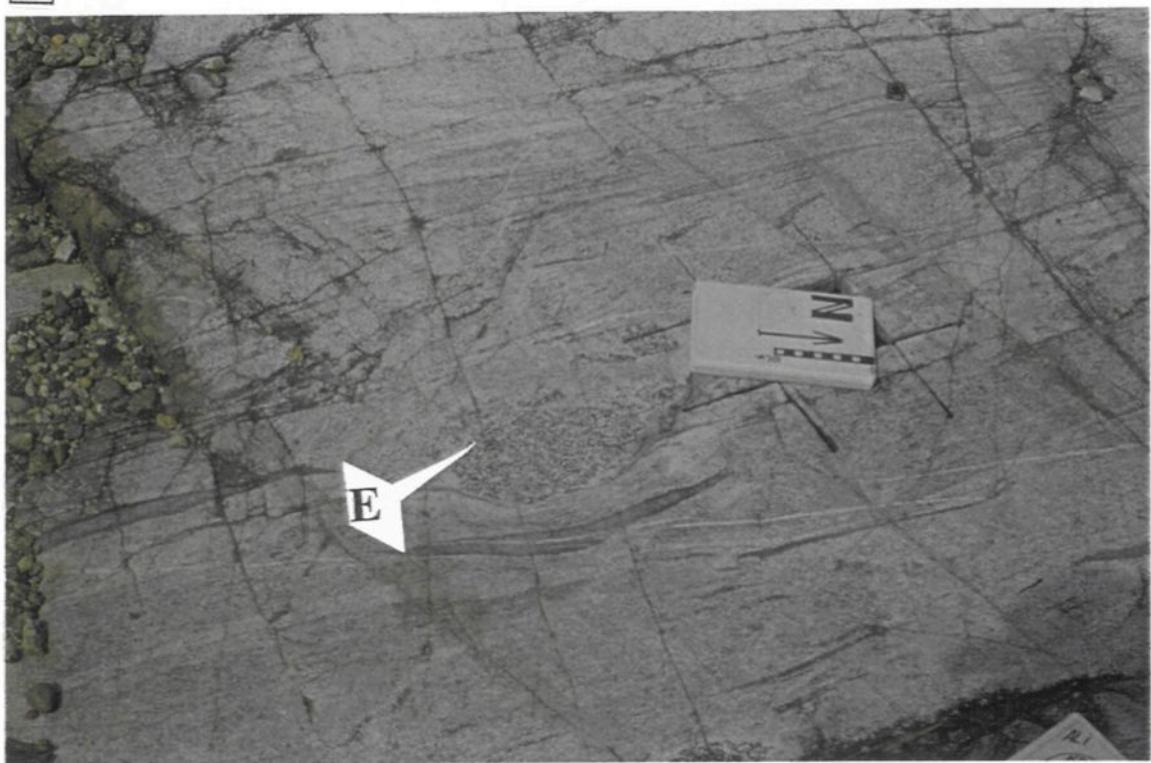
Planche 25: Zone de cisaillement C1B.

A) Zone de cisaillement C1B orientée N125 ° à N 135°. Notez l'ensemble d'enclaves étirées (E) et une enclave gabbroïque prise dans cette zone (E).

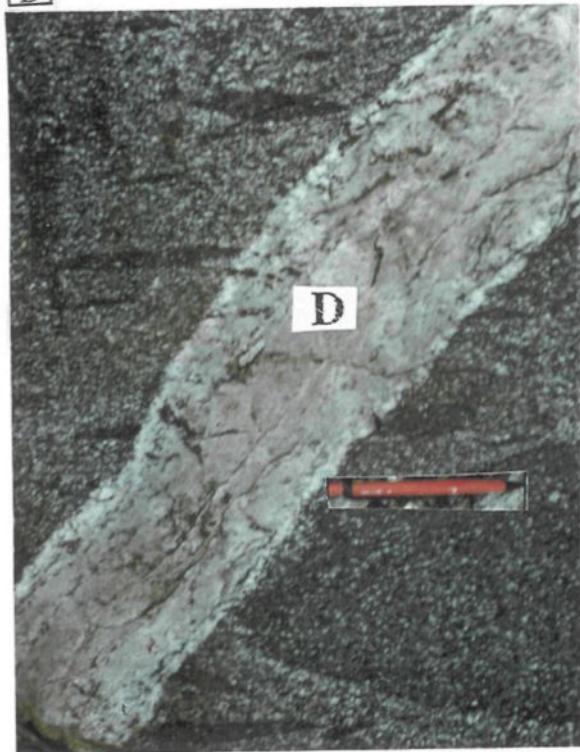
B) Dyke granodioritique à granulométrie fine recoupant la zone C1B (D).

C) Détail de l'enclave. L'analyse structurale de cette enclave montre que le plan de cisaillement (C) est oblique au plan de la foliation (S). L'entraînement de S sur C suggère un mouvement dextre.

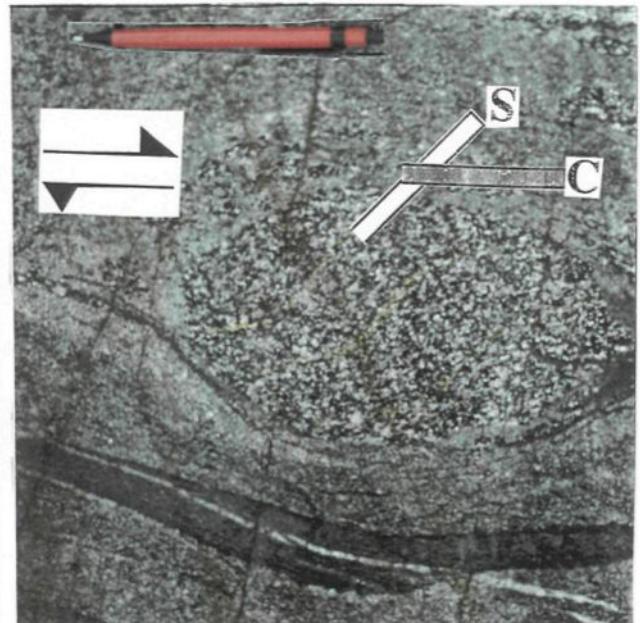
A



B



C



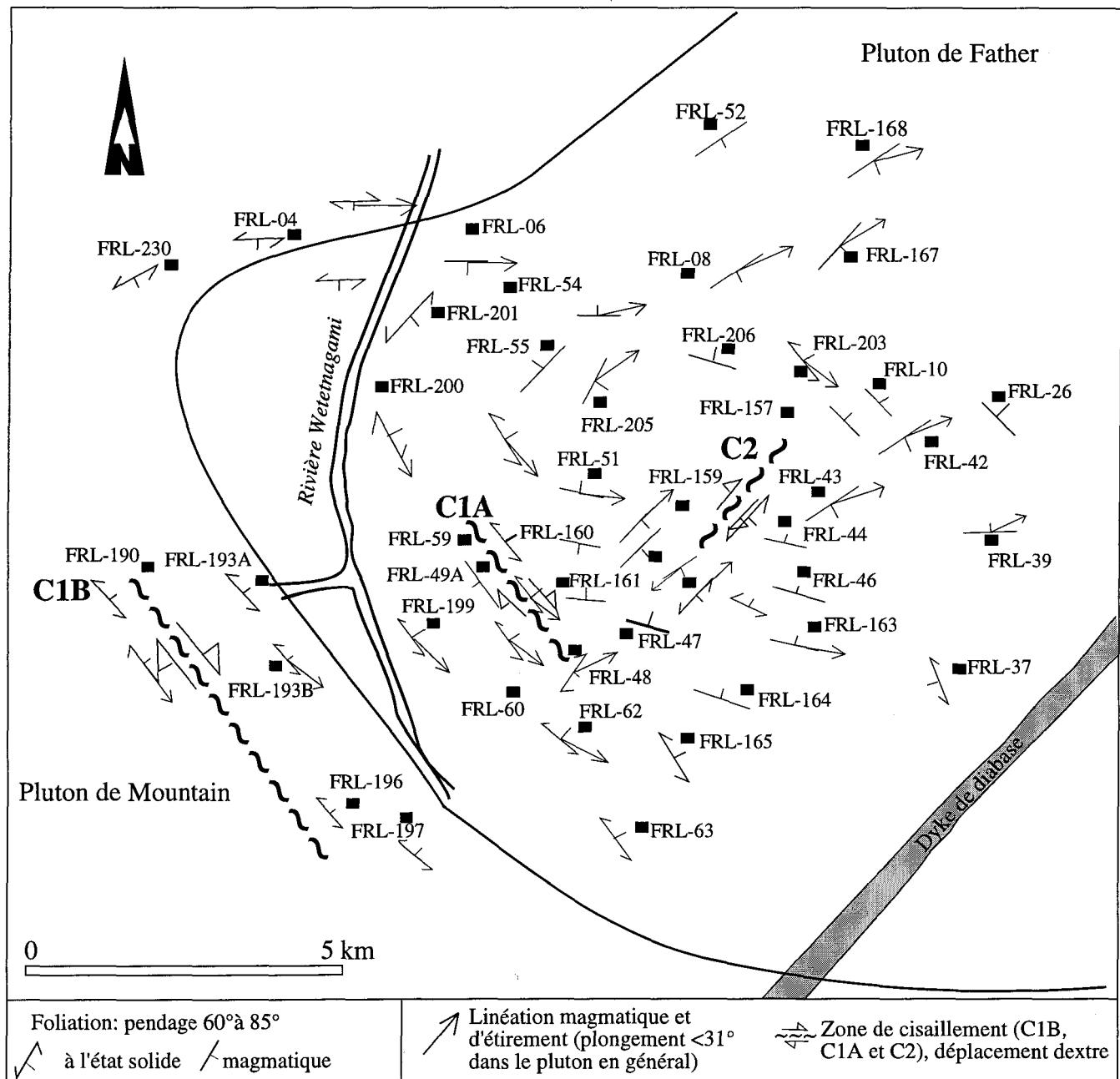


Figure 6.23 : Structure au niveau des zones de cisaillement C1A, C1B et C2. ■ = affleurements visités.

plongement subhorizontal ne peut être expliquée que par le fait que la mise en place du platon de Father a été guidée et contrôlée par un cisaillement. L'agencement structural observé dans les deux zones de cisaillement C1A et C2 implique l'injection des faciès tonalistiques à biotite et granodioritiques dans la tonalite à biotite et à hornblende. Il est probable que plusieurs zones semblables aux zones C1A et C2 se répètent plusieurs fois à travers le platon.

Les deux types de trajectoires de foliation observés dans le platon de Father sont presque à 90° l'un de l'autre (pendage subvertical 65 à 89°). La foliation NE-SO prédominante correspond à l'écoulement magmatique lors de la mise en place des faciès auxquels elle est associée (la tonalite à biotite et la granodiorite). Cette géométrie peut être interprétée par un allongement de direction NE-SO du platon de Father dans un régime en cisaillement ayant fonctionné pendant et immédiatement après la mise en place de la tonalite à biotite et de la masse granodioritique à l'état visqueux (cisaillement de type C2).

Pour la foliation NO-SE, deux hypothèses seront émises.

Première hypothèse

La structuration NO-SE correspond à l'influence de la bordure du platon et de son contact avec l'encaissant tonalitique (platon de Mountain). En effet, la mise en place de la partie SO du platon (tonalite) se fait au contact d'un encaissant déjà consolidé et qui devient bien structuré à l'état solide. Dans cet encaissant, l'activité tectonique de la zone de cisaillement C1B continue, imprègne une portion du platon de Father de façon identique

(même orientation) et produit une co-structuration NO-SE (figure 7.3). Ceci expliquerait la concordance structurale observée entre cette zone SO du platon et la structure déformée de son encaissant (pluton de Mountain). Il est probable que les structures au contact immédiat du platon soient postérieures à la dernière structuration régionale dans l'encaissant. L'observation de cette direction dans le reste du platon peut être expliquée par la continuité du mouvement au niveau de la zone C1B et C2 après la mise en place des faciès tardifs (granodiorite).

Deuxième hypothèse

La structuration NO-SE est influencée par le cisaillement NO-SE (C1A) à l'état visqueux (tonalite à biotite) observé dans ce secteur à l'intérieur du platon. Les zones de cisaillement secondaire au sein d'un écoulement magmatique principal peuvent influencer et modifier l'orientation de l'écoulement principal. Pons (1971) et Marre (1973), dans l'étude du granite porphyrique de Quérigut (France), ont observé deux foliations à 90° l'une de l'autre. Dans leur cas, ils affirment que les deux foliations sont guidées simultanément par des bordures principales du platon et que la foliation dominante est attribuable à un écoulement par cisaillement dans la bordure du granite.

Pour le platon de Father, les deux hypothèses sont applicables et peuvent expliquer l'observation des deux familles de foliation. Toutefois, il faut exclure l'idée que les deux familles se soient développées en même temps lors d'un même écoulement magmatique. La foliation NO-SE est de nature primaire, acquise lors de la première phase de mise en place du platon, et elle est conservée malgré le mouvement des zones de cisaillement C1A et C1B. Donc, c'est l'écoulement magmatique qui mime la direction de la déformation à l'état

solide dans le secteur SO du platon. La foliation NE-SO est enregistrée durant les derniers stades de mise en place du faciès granodioritique. Plus de détails sur la relation entre ces deux foliations seront donnés dans le chapitre sur le mode de mise en place du platon.

CHAPITRE VII

MODÈLE DE MISE EN PLACE DU PLUTON DE FATHER

1. INTRODUCTION

Dans ce chapitre, il sera question de montrer les caractéristiques permettant de déterminer la relation faille/pluton et d'établir le mode de mise en place du pluton. Mais avant d'établir le mode de mise en place, il faut d'abord déterminer le contexte dans lequel toutes les failles extra- et intrapluton de Father peuvent coexister (C1A, C2, failles de Doda et d'Hébert).

Dans la dernière décennie, plusieurs mécanismes ont été évoqués pour expliquer la circulation du magma à travers la croûte et sa mise en place finale (voir partie introduction; e.g. Miller *et al.* 1988). Les études récentes soulignent l'importance des failles aux échelles locale, régionale, crustale ou lithosphérique comme chenaux lors de la circulation du magma (Clemens et Mawer 1992, Tommasi *et al.* 1994). Plusieurs autres auteurs ont reconnu différents environnements de mise en place des granitoïdes, soit en extension (Hutton *et al.* 1990; Quick *et al.* 1992), soit en compression (Davidson *et al.* 1992), soit en transpression (McCaffry 1992). Dans un environnement tectonique en compression, l'un des modes de mise en place pour les plutons de forme elliptique entourés par des zones de cisaillement est la structure en "pull-apart" (Guineberteau *et al.* 1987; Schmidt *et al.* 1990).

Lorsque des zones de cisaillement sont cartographiées à l'intérieur ou au pourtour d'un pluton granitoïde, il faut questionner les liens entre ces zones de cisaillement et la création de l'espace occupé par le pluton. Dans le cas du pluton de Father, les zones de cisaillement qui peuvent être considérées sont les failles de Doda et d'Hébert (voir précédemment) (figures 1.6 et 1.7).

2. CONDITIONS IMPLIQUANT LE LIEN ENTRE FAILLES ET PLUTON

Pour montrer que des zones de cisaillement ont pu créer l'espace de mise en place occupée par un pluton, les éléments suivants doivent être considérés:

- 1) le toit (granodioritique) et le plancher (tonalitique) du pluton devraient être liés par des zones de cisaillement, ainsi les structures planaires et linéaires au niveau de ces zones doivent être identiques à celles observées à l'intérieur du pluton;
- 2) l'orientation globale du pluton doit avoir une relation qu'on peut prédire par rapport à la direction des failles impliquées à l'échelle du pluton.

Selon Yoshinobu *et al.* (1995), les critères les plus cités pour conclure à la mise en place d'un pluton dans un espace créé par la faille sont :

- 1) des failles cartographiées à l'intérieur ou au pourtour du pluton;
- 2) des failles qui se poursuivent au delà des limites du pluton;
- 3) des failles qui doivent avoir des mouvements significatifs relativement à la taille du pluton.

Dans le cas de l'association du pluton de Father et la faille de Doda, les différents critères cités précédemment sont vérifiés. Ceci suggère le lien probable entre la faille de

Doda et la mise en place du platon. Le critère que nous estimons le plus important, c'est d'avoir des linéations identiques dans le platon de Father et au niveau de la faille de Doda (figure 1.7). Dans le cas de l'association du platon avec la faille d'Hébert, les deux affleurements accessibles au niveau de cette faille montrent une foliation E-O portant une linéation subhorizontale identique à celle observée au niveau du platon. Selon ces critères, et en tenant compte des structures visibles dans le platon de Father, nous estimons que les deux failles (failles de Doda et d'Hébert) et le platon ont une relation très étroite et l'établissement d'un modèle où ces deux failles pourraient avoir un lien avec le platon serait acceptable.

3. ÉLÉMENTS DE THÉORIE

Les modèles mathématiques sont utilisés très souvent par plusieurs auteurs pour étudier les failles de décrochement et surtout les espaces créés par celles-ci (Wilcox *et al.* 1973, Harding 1976, Norris *et al.* 1978, Blake *et al.* 1978). La forme de cet espace dépend notamment de la largeur de séparation des failles impliquées. Les modèles réalisés par Burchfiel et Stewart (1966), et repris par Crowell *et al.* (1974), montrent que les espaces créés par ces failles donnent naissance à deux zones structurales différentes qui dépendent de la position et du mouvement initial des failles. Dans le cas d'une faille de décrochement latéral dextre de relais à gauche (left-stepping right lateral strike-slip fault), c'est une zone de compression qui est créée (figure 8.1 A). Mais dans le cas d'une faille de décrochement latéral dextre de relais à droite (right-stepping right lateral strike-slip fault), c'est une zone d'extension et de dépression qui se développe (figure 8.1 B). C'est cette zone d'extension qui est appelée "pull-apart" (figures 8.1 B et C). Le développement d'un "pull-apart" dans cette zone se fait afin de compenser de l'augmentation de l'activité de la faille principale (Mavkov 1982). Les failles impliquées prennent de l'expansion et se prolongent

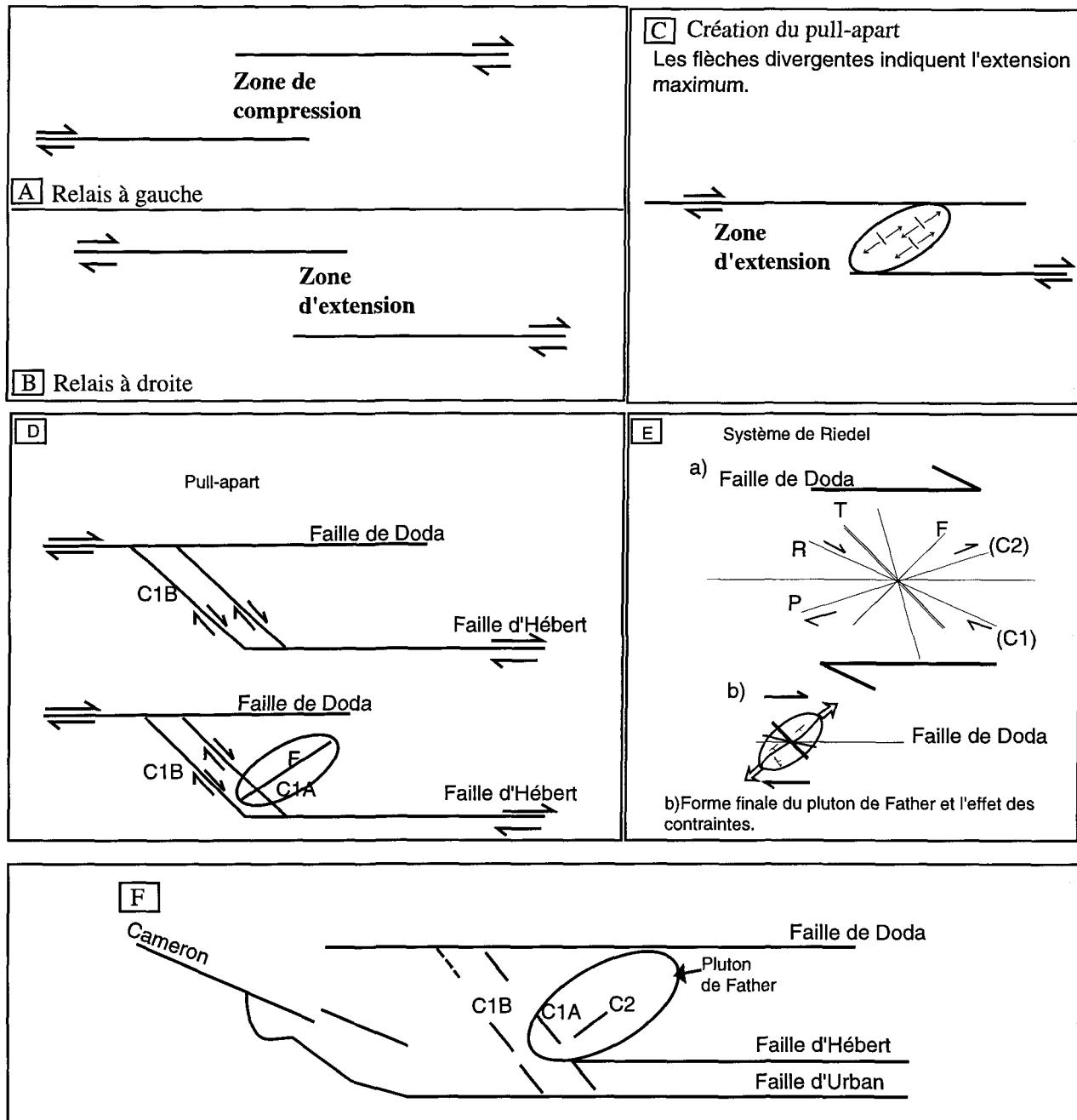


Figure 8.1: Modèle de mise en place du pluton de Father. A) zone de compression; B) zone d'extension = "pull-apart"; C) modèle avec la création du "pull-apart" (Théorie) ; D) premières failles subsidiaires de type Riedel C1B; E) système de Riedel, a) schéma général des directions et sens de mouvement des différentes failles (e.g. Sylvester 1988), b) forme du pluton pris dans cette zone à extension dominante; F) vue de l'ensemble des failles intra- et extraplutoniques et position occupée par le pluton de Father. F= foliation. Échelle non respectée.

de façon parallèle à leurs directions (figure 8.1 C). On assiste alors à la création d'une ouverture. En même temps, il y a développement des failles de décrochement secondaires disposées en échelon (sans chevauchement) (figures 8.1 D et E). En effet, quand le mouvement se poursuit le long des failles pour former la zone de "pull-apart", plusieurs types de structures secondaires sont susceptibles de se développer. Il s'agit des failles ou structures secondaires de type Riedel (McKinstry 1953 dans Price et Cosgrove 1984). Ces structures (de décrochement) de Riedel sont de plusieurs types. Le type R synthétique, se formant à 15° (10° à 30°) de la faille principale, est de même mouvement que la zone principale. Le type R', antithétique, est conjugué au type R et peut se développer à 60° de ce dernier. Le type P, synthétique, situé également à 15° de la faille principale, peut se développer de façon symétrique au type R. Entre ces différents types, des structures d'extension appelées T situées dans la même direction que le raccourcissement principal peuvent se développer (figure 8.1 E). Le champ des contraintes associé à ces zones de décrochement n'est pas toujours facile à identifier, mais ce type de structure apparaît à la suite d'une compression dont la direction est la bissectrice de l'angle RR'. Deux mécanismes principaux expliquent les relations géométriques et dynamiques entre ces différentes failles (Sylvester 1988). Il s'agit d'un cisaillement pur ou d'un cisaillement simple. Le cisaillement pur produit des failles secondaires de décrochement conjugués de faible dimension. Le cisaillement simple peut produire des zones de failles secondaires d'une centaine à des milliers de kilomètres de longueur et des dizaines de kilomètres de largeur. Le cisaillement simple est rotationnel et peut produire une grande variété de structures en échelon, notamment le système de Riedel (figure 8.1E). Ces décrochements peuvent se développer à toutes les échelles et les roches prises dans ces zones sont soumises à la fois et en même temps à un raccourcissement et à un allongement horizontal (Mattauer 1980). Swanson (1988), en étudiant des veines de pseudotachylite, a décrit plus en détail les relations

structurales entre les failles secondaires. Mais avant lui, Woodcock et Fischer (1986) ont décrit l'ordre d'apparition de ces failles et le type de mouvement associé ainsi que l'angle entre ces failles ($<60^\circ$). Ces deux auteurs parlent de la formation de duplexe. Pour eux, la naissance des failles de type P survient après R lors d'un déplacement plus important (basé sur les travaux expérimentaux de Tchalenko 1970). Mann *et al.* (1983) confirment que dans ces zones actives de décrochement, il peut se former un "pull-apart" qui va entourer le complexe de failles secondaires.

4. APPLICATION DE LA THÉORIE SUR LA RÉGION ÉTUDIÉE

Dans la majeure partie du pluton de Father, on observe une fabrique planaire subparallèle à l'allongement du pluton. Les failles situées dans la région immédiate du pluton sont la faille principale de Doda et la faille d'Hébert, toutes deux de direction E-O, les failles secondaires C1A et C1B, de direction NO-SE, et la faille secondaire C2, de direction NE-SO (figure 8.1 F). Toutes ces failles sont des failles de décrochement (foliation verticale et linéation subhorizontale). La faille d'Urban borde la région au sud (figure 8.1 F). Elle est de direction E-O et elle a un mouvement plutôt inverse. La zone de cisaillement C2 est subparallèle à l'allongement du pluton. Dans la région étudiée, le "pull-apart" déduit représente la zone bordée par la faille de Doda au nord et la faille d'Hébert au sud (figure 8.1).

5. MODÈLE DE MISE EN PLACE

Les styles de mise en place (passifs et actifs) cités ces dernières années dans la littérature pour des plutons associés à des zones de faille sont de plusieurs types (Hutton 1982; Guineberteau *et al.* 1987; Hutton 1988; Schmidt 1990; Tikoff et Teyssier 1992). En effet, les modèles de mise en place impliqués sont généralement de trois types: 1) dans un

"pull-apart" (Hutton 1982; Guineberteau *et al.* 1987; Schmidt 1990); 2) dans les zones secondaires de cisaillement de type P (Tikoff et Teyssier 1992); 3) dans les terminaisons des zones principales de cisaillement (Hutton 1988).

Le modèle de mise en place du platon de Father va se décider par l'étude des différents points pour et contre le modèle suggéré par les structures principales (failles de Doda et d'Hébert). Les données structurales suivantes nous rapprochent plus du modèle de "pull-apart". En effet, les points forts pour l'interprétation de ce modèle de mise en place, en tenant compte de la foliation de la linéation ainsi que du mode de différenciation du platon de Father, sont énumérés ci-après:

- 1) la bordure dans la partie SO du platon montre une foliation et une linéation subparallèles à celles de l'encaissant;
- 2) dans presque tous les faciès du platon de Father, les indicateurs de mouvement (loin ou près des zones de cisaillement C1A, C2 et de la faille de Doda) suggèrent un mouvement dextre indiqué également par l'analyse de quelques figures de tuilage (voir précédemment);
- 3) le mouvement dextre est le même que celui suggéré pour la faille de Doda, ce qui témoigne du lien et de l'influence probable de cette faille sur la mise en place du platon de Father;
- 4) la foliation dans la partie principale du platon est subparallèle à l'allongement du platon;
- 5) la foliation a une direction E-O à NE (tonalite rubanée) parallèle au litage et aux bandes de schlieren définies comme un résultat de l'écoulement magmatique (voir chapitre

II), ce qui suggère que la tonalite rubanée a suivi le mouvement de la faille de Doda depuis sa mise en place jusqu'à son dernier mouvement.

Les points précédents indiquent que le développement de la foliation dans le pluton de Father est influencé par la faille de Doda et que le pluton est syncinématique.

La plupart des dykes d'aplite et de pegmatite (figure 7.7) sont subparallèles à la foliation, bien qu'il en existe quelques-uns qui sont massifs et recoupent la foliation. Ceci montre que le mouvement continue même après la mise en place du magma résiduel et que l'activité magmatique aussi a continué durant et après le développement de la foliation dans le pluton. L'apparition de ces dykes qui suivent régulièrement l'orientation structurale des différents faciès est donc liée à la structure orientée du pluton, ce qui témoigne du lien entre ces dykes et le pluton de Father et illustre la mise en place tardive des dykes dans les plans de faille C1A et C2 (figure 25B).

La foliation est en majorité à l'état magmatique dans presque tout le pluton, sauf dans sa partie SO (leucotonalite et tonalite à biotite et à hornblende), où s'est produit une déformation submagmatique et à l'état solide sans recristallisation. Le stade de recristallisation est absent dans les faciès du pluton de Father. Ce stade se caractérise normalement par l'aspect elliptique des grains de quartz des roches "orthogneissifiées" qu'on trouve ailleurs en Abitibi.

Dans le pluton de Father, les éléments suivants sont observés: 1) une forme globale elliptique; 2) un allongement de direction NE; 3) un contact avec les zones de faille de Doda au nord et avec la faille d'Hébert au sud; 4) une tonalite rubanée au nord et la présence des structures de déformation à l'état solide dans les faciès tonalitiques de bordure. Ces éléments sont semblables aux caractéristiques reconnues dans le pluton de Mortagne en France

(Guineberteau *et al.* 1987) et à celles du platon de "Doctors Flat" (Morand 1992). Ces deux auteurs ont établis un modèle de mise en place dans un "pull-apart". La figure 8.2 résume les séquences de mise en place épisodique des différents faciès. Cette mise en place se fait par injection de magmas platoniques de type pétrographique différents d'abord tonalitique ensuite granodioritique. Les dykes se mettent en place de façon parallèle aux zones C1A et C2 et l'écoulement principal est de direction NE en raison d'une extension de même direction. Cette extension (NE-SO) est subhorizontale et elle contrôle, outre la mise en place du platon et des dykes (NO-SE à pendage faiblement penté à modéré), surtout la structuration NE-SO dans la plus grande partie du platon. Cette structuration est compatible à la géométrie observée dans le modèle de "pull-apart" correspondant à une structuration d'extension (faille à relais à droite, figure 1.8). La partie supérieure du platon (toit granodioritique) est la partie qui subit le plus cette structuration. L'introduction de dykes de granodiorite, d'aplite et de pegmatite (magma dont la composition a évolué avec le temps) se fait par injections distinctes vers les derniers moments de mise en place du platon.

Les zones de cisaillement C1A et C2 sont à environ 90° l'une de l'autre et manifestent le même type de mouvement (dextre). La foliation dominante dans la partie SO du platon est aussi à 90° de la foliation dominante dans le reste du platon. La dominance de l'une ou de l'autre des structures planaires nous suggère probablement que les mouvements le long de ces deux zones de cisaillement ont été enregistrés à des temps différents ou lorsque les phases étaient à des stades de cristallisation différents, ou encore que les deux zones ont pris naissance chacune à un niveau crustal différent (figure 8.2). Cette dernière hypothèse permet d'expliquer pourquoi les deux zones de cisaillement ont toutes les deux le même type de mouvement et permet de dire qu'il s'agit d'événements différents. La direction NE-SO est parallèle à allongement du platon et la direction NO-SE lui est perpendiculaire. Cette organisation est la même que celle observée au niveau des deux zones de cisaillement C1A

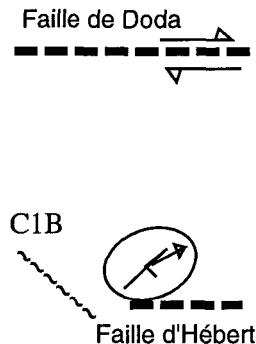
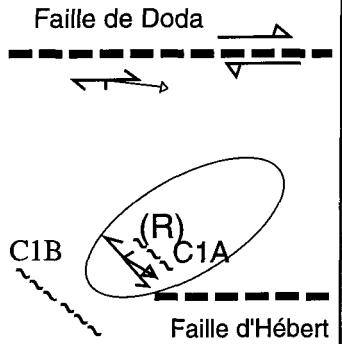
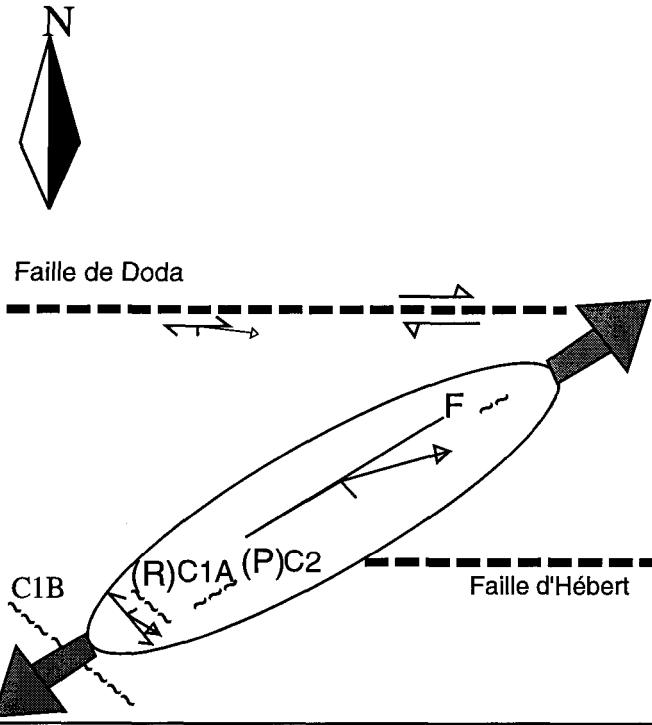
Phase I A	Phase I B	Phase II
		
<ul style="list-style-type: none"> -Début de mise en place de la phase mafique. -Tonalite à hornblende et à biotite. -Tonalite de bordure. 	<ul style="list-style-type: none"> -Cristallisation suffisante: naissance des failles secondaires (C1). -Développement de la fabrique magmatique NO-SE qui sera conservée. -Pas de développement important de la déformation; les contraintes ne sont pas supérieurs à un seuil (seuil de cohésion). -Début d'injection du reste du pluton. 	<ul style="list-style-type: none"> -Extension dominante. -Naissance de la zone C2 dans les phases rigides (Tonalitique). Injection de la granodiorite, facilitée par le début d'activité de C2. -Développement des fabriques magmatiques parallèles à l'allongement du pluton. -La tonalite n'est pas affectée par l'activité de C2.

Figure 8.2: Étapes de mise en place du pluton de Father. R et P= fractures secondaires de type Riedel, F= foliation magmatique =  , foliation submagmatique et foliation à l'état solide  ,  = la linéation.

et C2, qui sont respectivement parallèle et perpendiculaire aux directions citées plus haut pour les dykes (direction seulement). Cette répartition est cohérente avec l'injection du magma le long des structures secondaires (système de Riedel), où la mise en place du magma granodioritique selon une direction NE-SO est associée à un cisaillement de décrochement de même orientation que C2. Ce dernier a fonctionné pendant et immédiatement après la mise en place de la phase granodioritique. Pour expliquer les zones C1A et C2, l'hypothèse d'une activité tardive après la cristallisation et la consolidation de la phase granodioritique du pluton de Father ne peut pas être envisagée ici, puisque ni la bordure ni le centre de la phase granodioritique ne présentent des structures de déformation à l'état solide. Selon le modèle proposé dans cette étude, le cisaillement C1A, parallèle au cisaillement C1B, aurait agi comme zone d'injection et créé une zone d'ouverture permettant la mise en place du magma tonalitique; le cisaillement C2 aurait guidé la mise en place du magma granodioritique (figure 8.2, phase II). Les faciès du pluton de Father montrent en général une foliation subverticale et une linéation subhorizontale. Cette géométrie est comparable avec celle des zones de cisaillement C1A et C2 ainsi qu'avec la zone de Doda. Cette dernière constatation est en faveur d'une mise en place guidée par ces zones de cisaillements (début) qui facilitent la mise en place du magma (figure 8.2).

Les zones de cisaillement intrapluton de Father (C1A et C2) sont probablement actives quand la tonalite à biotite et la granodiorite ne sont pas encore solidifiées, ceci en réponse à des mouvements le long des failles principales de Doda et d'Hébert et de la faille secondaire C1B. D'un autre côté, ces cisaillements ne peuvent pas être très tardifs par rapport au faciès granodioritique et à la tonalite à biotite, étant donné l'absence de la déformation à l'état solide dans ces deux faciès.

6. INTERPRÉTATION DU MODÈLE DE MISE EN PLACE

Pour le pluton de Father, notre interprétation est que le magma se met en place durant le cisaillement principal (failles de Doda et d'Hébert) favorisant la création d'un espace à l'aide d'un "pull-apart". Le pluton continue de s'injecter durant la création de cet espace et durant l'activité des zones secondaires C1A et C2 situées à l'intérieur du pluton. Les étapes de mise en place sont résumées ci-après.

1) Début de l'ouverture crustale- Un "pull-apart" est créé entre la faille de Doda et la faille d'Hébert. Ceci permet la montée du magma tonalitique qui s'installe sous forme d'une petite injection, ce qui explique la tendance d'une linéation subverticale dans les faciès de bordure (leucotonalite et tonalite à biotite et à hornblende; phase IA, figure 8.2).

2) Ouverture continue- La faille secondaire C1B (équivalent de R dans le système de Riedel orientée N130°) se manifeste dans les roches préexistantes (pluton de Mountain) et le magma tonalitique du pluton de Father se met en place de façon subparallèle à la direction de la zone de cisaillement C1B.

3) Mouvement continu- La solidification des faciès injectés (leucotonalite et tonalite à biotite et à hornblende) est presque atteinte dans la bordure. À ce moment-là, on assiste à la naissance de la zone de cisaillement C1A à l'intérieur du pluton de façon subparallèle à C1B (phase IB, figure 8.2).

4) Expansion du "pull-apart"- La mise en place des faciès de plus en plus différenciés se réalise selon la direction de l'allongement du pluton obéissant alors à l'extension NE-SO.

5) Stage final de développement du "pull-apart"- Les failles secondaires de type C2, subparallèle à la direction de l'allongement du pluton, prennent naissance. La mise en place du magma se complète selon cette direction et selon l'extension maximale du "pull-apart"

(phase II, figure 8.2) impliquant un écoulement principal de direction NE en raison de l'extension (NE-SO) subhorizontale qui contrôle la mise en place du pluton, les dykes (NO-SE à pendage faiblement penté à modéré) et surtout la structuration NE-SO dans la plus grande partie du pluton.

CHAPITRE VIII

DISCUSSION ET CONCLUSION

1. PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE

Le pluton de Father est composé de plusieurs faciès: la tonalite à biotite et à hornblende, la leucotonalite, la tonalite rubanée, la tonalite à biotite, la granodiorite porphyrique à phénocristaux de feldspath potassique et la granodiorite non porphyrique subdivisée en trois sous-faciès à granulométrie variable. Il s'agit d'un pluton calco-alcalin méta-alumineux à peralumineux. Les faciès montrent des évidences de la cristallisation fractionnée des minéraux suivants: la hornblende, la biotite, le plagioclase et quelques minéraux accessoires tels que l'apatite et l'allanite. La cristallisation fractionnée est appuyée par le fait que le pluton montre un seul faciès à caractère primitif (la tonalite à biotite et à hornblende). Ce dernier représente probablement le magma parental. L'anomalie positive en Eu (couplée avec l'augmentation du Sr) présente dans le faciès tonalitique témoigne d'une accumulation probable du plagioclase (figure 9.1 B), bien que le spectre de terres-rares des tonalites archéennes (Leake 1990) est similaire à celui des tonalites du pluton de Father (figure 9.1 A et 9.1 B).

Les roches liées à des zones d'arc ou au magmatisme de zone de subduction sont calco-alcalines et riches en éléments incompatibles, ont des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti. Leurs spectres de ETR montrent un fort fractionnement entre les ETR légères et les ETR lourdes. Le Nb et le Ta sont deux éléments traces d'une grande importance pour

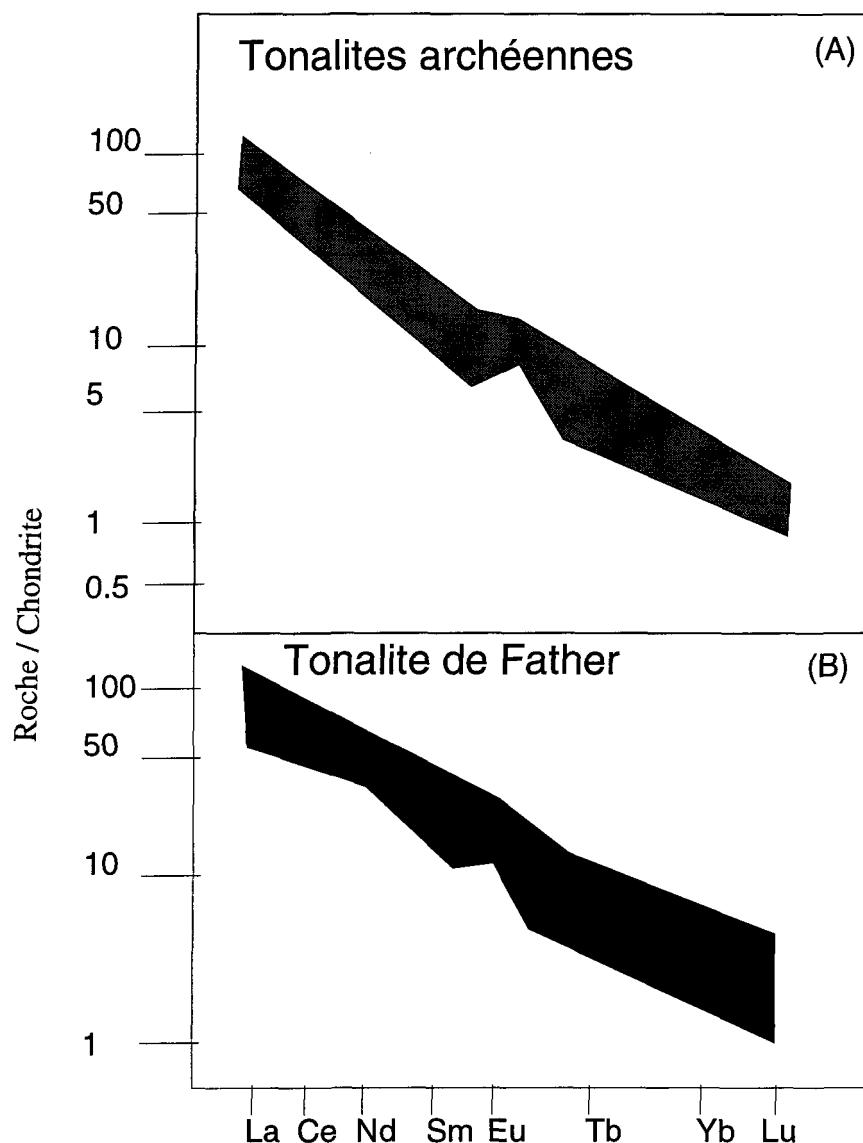


Figure 9.1: A) Spectres typiques de terres-rares des tonalites archéennes (Leake 1990). Dans l'ensemble, le spectre de terres-rares des tonalites de Father (B) est comparable à celui typique des tonalites archéennes.

l'interprétation du contexte de mise en place des magmas. On utilise des diagrammes ternaires Ta-Th-Tb pour déterminer le cadre tectonique de mise en place des roches volcaniques. Les basaltes des ridges mid-océaniques (MORB) et les basaltes des îles océaniques (OIB) sont relativement riches en ces deux éléments. On ne comprend pas encore de façon définitive les variations de ces éléments dans les environnements tectoniques différents (Ionov et Hofman 1995). L'hypothèse la plus citée ces dernières années pour expliquer l'abondance ou l'absence de ces éléments est la suivante: ils sont retenus dans la plaque descendante (partie subductée) dans la zone de subduction. En effet, le Nb et le Ta sont tous les deux moins solubles dans le liquide métasomatique qui transfère les éléments incompatibles de la croûte océanique subductée vers le manteau (Saunders *et al.* 1991). Ils sont finalement incorporées par la fusion partielle qui donne naissance à des roches d'arc volcanique (Tatsumi *et al.* 1986). D'autres auteurs (Saunders *et al.* 1980; Ryerson et Watson 1987) suggèrent que les deux éléments (Nb et Ta) sont retenus dans la source magmatique par les minéraux titanifères (rutile ou ilménite) durant la fusion partielle. En effet, ces deux éléments ont un coefficient de partage élevé (Green et Pearson 1987). Ryerson et Watson (1987) suggèrent que le Ti est très soluble dans le magma mafique et dans ce cas, les minéraux titanifères en solution ne peuvent pas retenir le Nb et le Ta. Ceci nous amène à conclure que dans le cas du pluton de Father (la granodiorite), c'est surtout l'effet de la cristallisation fractionnée et de la cristallisation des phases minérales comme la magnétite, la titanite et probablement la biotite qui sont la cause de la variation observée (figure 9.2 A et 9.2 B). La comparaison des données géochimiques du pluton de Father avec celles des environnements d'arc continental normal et d'arc insulaire primitif montrent que la granodiorite de Father possède un caractère d'arc magmatique plus évolué (figure 9.2 A).

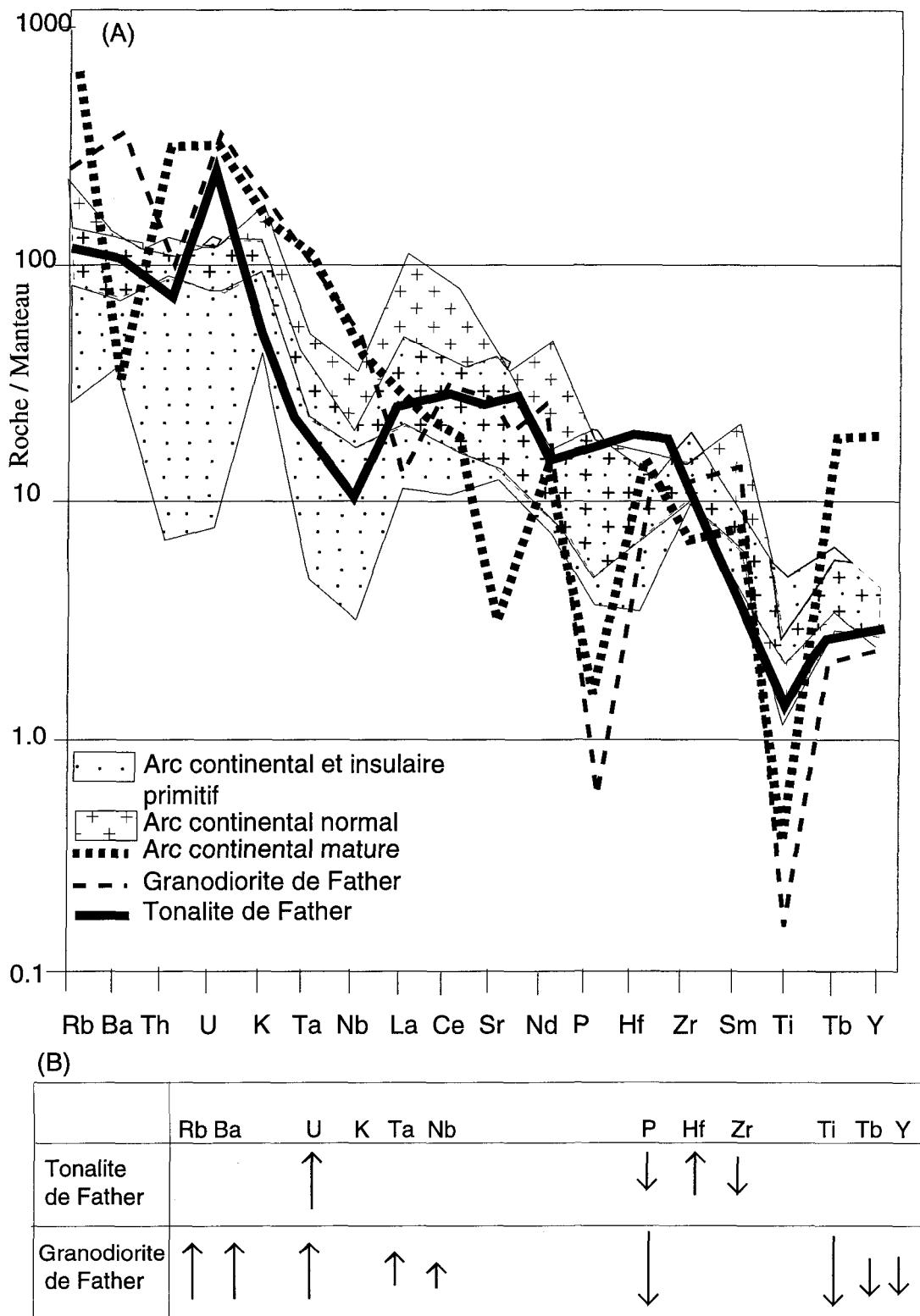


Figure 9.2: A) Diagramme multi-éléments des faciès du pluton de Father comparés aux spectres des environnements d'arc continental et insulaire (Brown *et al.* 1984). B) Les flèches des éléments considérés indiquent l'enrichissement (↑) ou l'appauvrissement (↓) par rapport au contexte moderne.

Chown *et al.* (1992), se basant sur la structure, la pétrographie, la sédimentologie et la géochronologie de la zone volcanique nord de l'Abitibi, proposent que les plutons syntectoniques (le pluton de Father en fait partie) sont générés dans un arc insulaire plus évolué. Ces auteurs ont élaboré un modèle pour la zone volcanique nord (ZVN) et proposent une évolution d'arc magmatique diffus vers un arc évolué. Les plutons syntectoniques, dans leur modèle, coïncident avec la fin de l'évolution de l'arc. À cette étape les failles de décrochement dextre (e.g. faille de Doda) sont actives (environ à 2696 Ma). Cette période correspond à l'âge des plutons syntectoniques datés (e.g. Waswanipi et Franquet, Davis *et al.* 1995). Bien que le pluton de Father n'ait pas été daté, l'étude géochimique montre que tous les différents faciès du pluton appartiennent à la même lignée calco-alcaline et que le contexte tectonique de mise en place admis pour le pluton est un environnement de magmatisme de zone de subduction. Ceci est compatible avec les conclusions de plusieurs auteurs qui ont travaillé en Abitibi (e.g. Bédard 1992; Mueller *et al.* 1995). Les variations géochimiques observées dans le pluton de Father (figure 9.2B) sont celles d'un magma de plus en plus différencié. Les faciès sont plus peralumineux que métalumineux (figure 3.4). C'est surtout la granodiorite (figure 9.2B) qui montre un enrichissement en quelques éléments incompatibles tels que Rb, Ba, (U) Ta et Nb (Hf) par rapport aux roches d'arcs continentaux et insulaires primitifs. Ces éléments sont ceux qui subissent des augmentations dans les roches liées au magmatisme de zone de subduction malgré l'effet de la cristallisation fractionnée (Brown *et al.* 1984). La variation la plus marquante dans la granodiorite est la diminution du Ti, qui dépasse celle observée dans un environnement d'arc continental mature (Brown *et al.* 1984, figure 9.2B). Les variations sont moins importantes dans le faciès tonalitique (figure 9.2 A et B). Le diagramme multi-éléments des tonalites de Father (figure 9.2 A) coïncide avec celui des arcs continentaux normaux et en garde presque la même allure. La comparaison des données géochimiques

du pluton de Father avec celles des roches liées aux arcs primitifs (Brown *et al.* 1984; figure 9.2) montre en général que le spectre multi-éléments des faciès du pluton de Father est plus évolué que celui correspondant à un environnement d'arc continental et insulaire primitif. Le plutonisme récent associé à un environnement de subduction, notamment celui observé au Chili (Parada 1990), montre des roches plutoniques semblables aux roches de la région étudiée (tonalite et granodiorite).

2. SOURCE DU MAGMA ET MODÈLE DE MISE EN PLACE DU PLUTON DE FATHER

Le pluton de Father est intrusif dans des roches plutoniques plus anciennes et moins différenciées, soit les plutons d'Hébert et de Mountain (voir plus haut). La comparaison des données géochimiques de ces deux plutons avec la tonalite à biotite et à hornblende de Father laisse croire que le pluton d'Hébert a plus de parenté avec Father (tableau 3.2). Plusieurs origines sont envisagées pour les magmas granitoïdes (crustale ou mantellique). Les classifications des roches intrusives acides sont ambiguës (voir chapitre introduction) et il existe différents types de granitoïdes (Didier 1973; Chappell et White 1974; White et Chappell 1977). Pour le pluton de Father, l'origine du magma est de type I (des tonalites); il ressemble, entre autres, au batholite de Waswanipi (Moukhsil 1991). D'après la classification de Pearce *et al.* (1984), le pluton de Father coïncide avec le domaine (VAG) des granites d'arc volcanique (figure 3.15). L'application de la classification tectono-magmatique de Maniar et Piccoli (1989), qui ont subdivisé les granitoïdes en deux grands groupes soit orogéniques et anorogéniques, suggèrent que le pluton de Father est un granitoïde d'arc insulaire (IAG) ou granitoïde d'arc continental (CAG) (figure 3.16). Pour établir les deux dernières classifications (Pearce *et al.* 1984; Maniar et Piccoli 1989), les auteurs ont choisi les granitoïdes qui représentent uniquement les environnements

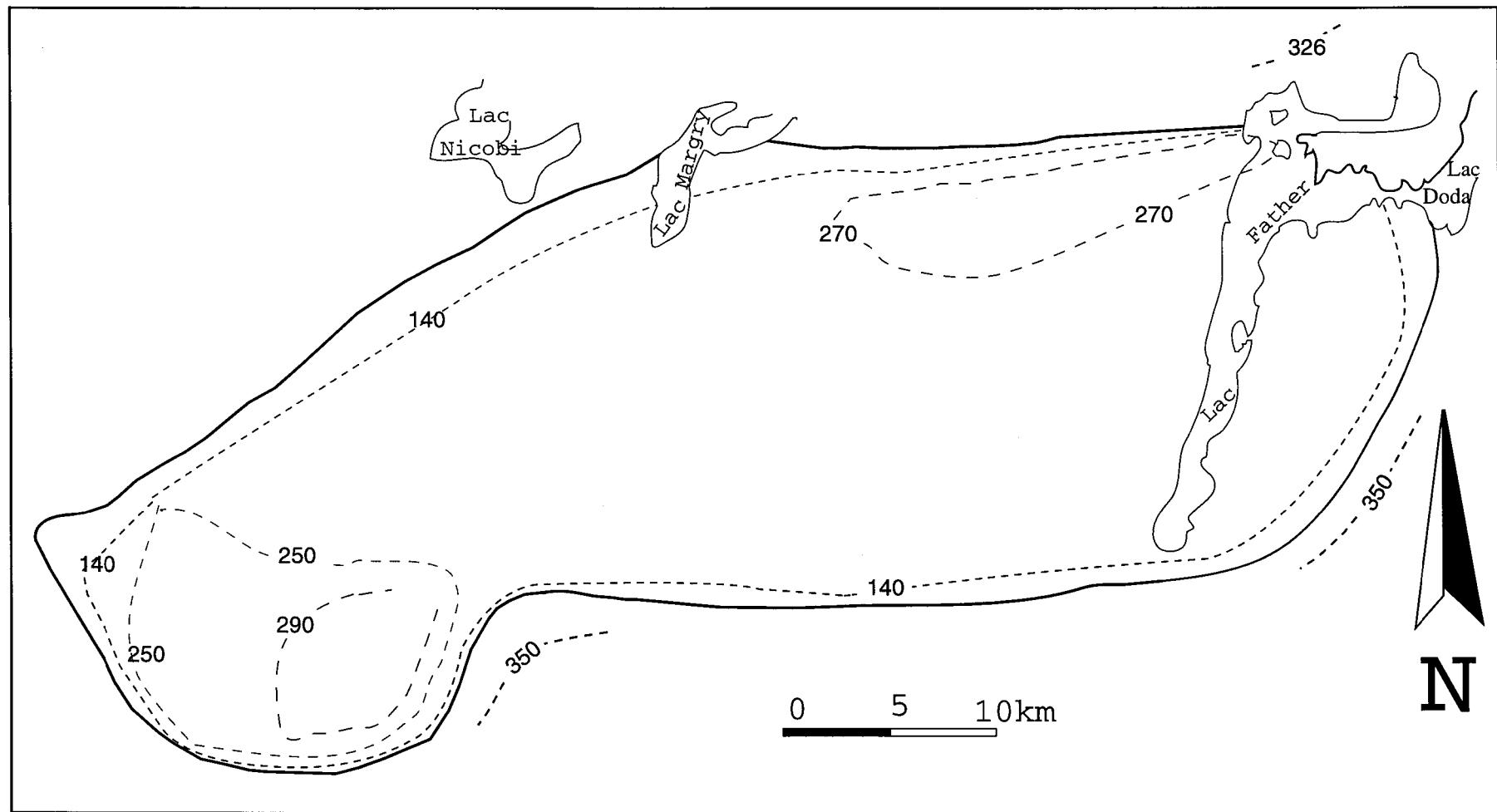


Figure 9.3 : carte isobarométrique du pluton de Father (voir tableau 5.4).

tectoniques pendant le Phanérozoïque. Bédard (1992) dans l'étude du platon de Houghton, a consacré un chapitre de sa thèse à l'explication de la différence entre les magmatismes archéen et phanérozoïque. Il a réussi à reproduire la suite du platon de Houghton à partir de magma similaire à celui des zones de subduction modernes, en utilisant les mêmes processus que ceux proposés pour le Phanérozoïque. Les variables qui contrôlent la génération du magma (Archéen ou Phanérozoïque) sont la pression, la température, les volatils (phase pneumatolitique) et la source magmatique. Quelques-unes de ces variables sont contrôlées par l'environnement tectonique. Il faut donc faire attention dans l'application de ces classifications, surtout lorsqu'il s'agit des granitoïdes archéens.

Plusieurs auteurs ont travaillé sur l'évaluation des processus de mise en place des plutons (Tikoff et Teyssier 1992, Karlstrom 1989, Hutton 1988 et Pitcher 1987 etc.). Le problème généralement traité par ces auteurs concerne l'espace de mise en place du magma. Kirby *et al.* (1995) suggèrent que l'espace est créé lors de la déformation régionale et représente une réponse à la déformation régionale dominante. Ceci a amené ces derniers à conclure qu'il y a une interaction entre la déformation et la solidification du magma.

Dans le platon de Father, plusieurs observations de terrain suggèrent que les zones de cisaillement étaient actives pendant la mise en place et pendant la cristallisation des différents faciès: 1) l'injection des phases le long des structures de cisaillement (C1A et C2) sous forme de feuillets; 2) l'interprétation des structures C/S (planche 22); 3) les faciès tonalitiques pour la plupart déformés alors que les faciès granodioritiques ne le sont pas. Dans la partie SO du platon de Father, il y a une brèche ignée en bordure du platon. Cette partie représente une zone de faiblesse qui est subséquemment cisaillée. Ces brèches sont formées de blocs tonalitiques à dioritiques et sont recoupées par des magmas de composition felsique à granulométrie fine représentant le liquide qui s'installe dans les fractures. Ces enclaves

montrent, lors de leur structuration, une structure interne très hétérogène qui leur est propre. Dans la partie SO et également dans le reste du pluton, on a observé plusieurs dykes de pegmatite et d'aplite. Ces dykes ont généralement la même direction que les zones de cisaillement C1B, C1A et C2. Ces directions suggèrent d'abord que ces dykes remplissent les zones de faiblesse, ce qui permet de conclure que les zones de cisaillement peuvent représenter les conduits magmatiques à un moment de l'histoire du pluton.

L'hypothèse de travail privilégiée dans cette étude est la mise en place du pluton de Father dans un "pull-apart" pris entre deux zones de faille et le long des failles subsidiaires à composante de décrochement (faille secondaire de type Riedel). Ce modèle permet d'expliquer la fabrique planaire subverticale et la fabrique linéaire subhorizontale dans les faciès du pluton de Father. La géométrie des zones de cisaillement C1B, C1A et C2 ainsi que la cartographie des dykes suggèrent que la région étudiée est probablement susceptible de contenir plusieurs autres zones de cisaillement de la même famille. En effet, dans la partie principale du pluton, l'interprétation de la carte aéromagnétique (voir précédemment) montre un ensemble d'alignement subparallèle à C2 (figure 1.8).

En ce qui concerne la région étudiée, il s'agit de savoir comment des zones de cisaillements secondaires dextres de type C1A et C2, situées à environ 90° l'une de l'autre, peuvent se combiner avec des zones de cisaillement principales dextres de direction E-O (failles de Doda et d'Hébert), le champ des contraintes, dans ce cas, ne pouvant pas être solutionné. Les caractéristiques du pluton montrent des évidences d'une extension NE-SO, suggérée par l'allongement du pluton et par les dykes (NE-SO).

Selon Kirby *et al.* (1995), la distribution des contraintes régionales et de celles générées lors de la mise en place des plutons est très difficile à évaluer. Ces mêmes auteurs suggèrent que la haute pression magmatique peut influencer les contraintes locales et peut

induire des changements dans leur rhéologie. Les travaux de ces auteurs nous ont amené à formuler l'hypothèse suivante: probablement à l'échelle de l'Abitibi, la direction des contraintes principales a peut-être changé avant, pendant et après la mise en place des plutons. Cette hypothèse est consolidée par la formulation de la tendance perpendiculaire des foliations, des zones secondaires de type C1A et C2 et surtout par l'observation du même type de mouvement dans ces deux zones.

La partie supérieure (granodioritique, pegmatitique et aplitique) du pluton a subi la structuration NE-SO. Les pegmatites dans cette région montrent que le toit est vers le haut et indique qu'il n'y a eu aucun renversement du pluton (voir partie pétrographie des pegmatites et figure 9.3). L'extension NE-SO est très importante et c'est elle qui gère la mise en place de la plus grande partie du pluton. Il est probable que l'effet de la compression est dominant pendant la mise en place et pendant la cristallisation des faciès tonalitiques au SO du pluton. La mise en place du magma est facilitée par l'injection de feuillets verticaux successifs (figure 9.4), comme en témoignent la foliation subverticale et la linéation subhorizontale dans tout le pluton de Father. Cette géométrie en feuillet est elle-même contrôlée par les zones de cisaillement (décrochement).

La barométrie (chapitre V) du pluton de Father nous a indiqué que les faciès tonalitiques dans la partie SO du pluton ont des pressions de mise en place plus élevées (290 MPa, 9 km), (figure 9.3). Ceci pourrait signifier que cette partie du pluton était dans un domaine structural plus profond que la partie granitique principale du pluton (140 MPa, 4 km; figure 9.4). À partir de cela, on peut imaginer que les deux zones de cisaillement C1A et C2, bien qu'elles soient proches l'une de l'autre, ne sont pas situées au même niveau crustal et, de ce fait, ne subissent pas de la même manière le champ des contraintes (figure 9.3). Ce champ de contraintes peut être le résultat d'une compression NNO-SSE et d'une

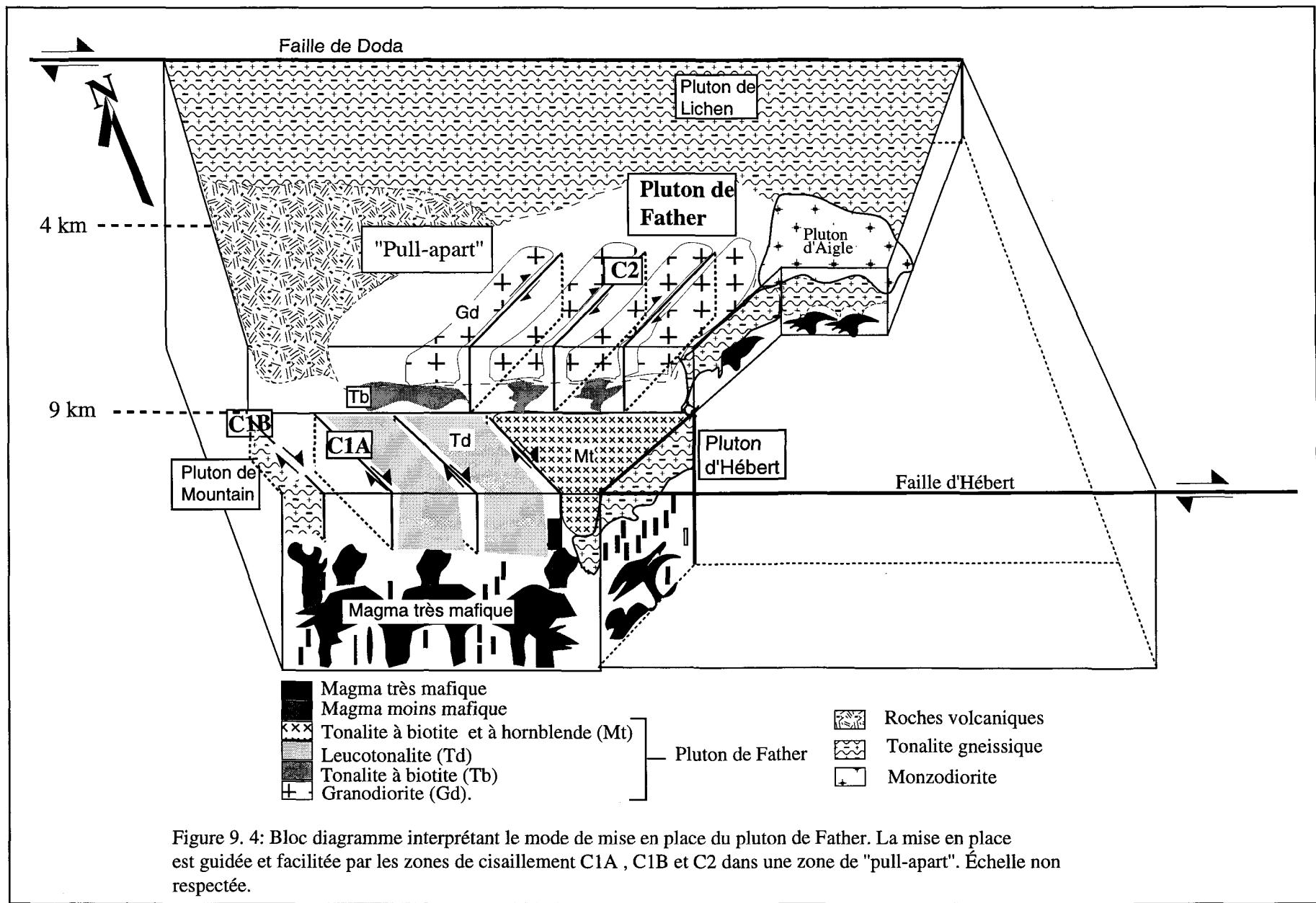


Figure 9. 4: Bloc diagramme interprétant le mode de mise en place du platon de Father. La mise en place est guidée et facilitée par les zones de cisaillement C1A , C1B et C2 dans une zone de "pull-apart". Échelle non respectée.

importante extension NE-SO. Ceci est compatible avec les contraintes indiquées dans les modèles théoriques lors du développement des structures de "pull-apart" (e.g. Crowell 1974). Dans le même ordre d'idée, l'hypothèse d'une seconde contrainte (finale) responsable de la mise en place de la granodiorite de Father stipule que les premiers faciès (tonalitiques) se sont mis en place sous un champ de contraintes différent de celui qui contrôle les derniers faciès (granodioritiques). Il est plus probable que le champ de contraintes final prédomine uniquement dans la partie supérieure du pluton.

3. CONCLUSIONS

Les principales conclusions de cette étude sont les suivantes:

-Le pluton de Father calcoalcalin, méta-alumineux à peralumineux est constitué principalement de deux faciès: l'un tonalitique et l'autre granodioritique. Ces deux faciès sont liés par le processus de cristallisation fractionnée à partir d'un magma parental (tonalitique). Nos travaux suggèrent la présence d'uniquelement deux suites magmatiques (monzodioritique et tonalitique) pour les plutons syntectoniques de la zone volcanique nord de l'Abitibi plutôt que trois suites (monzodioritique, tonalitique et granodioritique), comme décrit par Chown *et al.* (1992).

-Les minéraux impliqués dans le processus de cristallisation fractionnée sont la hornblende, la biotite, l'oligoclase, l'apatite et l'allanite.

-Dans le pluton de Father, la structuration se fait à l'état magmatique et à l'état solide, mais la structuration magmatique est dominante.

-Par l'analyse des orientations préférentielles des différents cristaux (phénocristaux de feldspath potassique) et de la matrice (minéraux ferromagnésiens, plagioclase et quartz) dans la granodiorite porphyrique, nous pouvons affirmer que:

- 1) les phénocristaux s'orientent généralement dans le plan de foliation,
- 2) le quartz occupe les espaces libres entre les plagioclases et les grains de feldspath potassique,
- 3) les plagioclases sont orientés de la même façon que la plupart des phénocristaux de feldspath potassique, leur axe étant parallèle entre eux, comme le quartz.

- À partir de l'anisotropie interne remarquée lors de l'analyse des sections XZ (disposition des minéraux ferromagnésiens) et à partir de l'existence de deux orientations préférentielles interprétées comme des structures de type C/S dans ces sections, nous déduisons que le pluton a subi des mouvements de cisaillement à l'état visqueux au moment de sa mise en place.

- Les zones de cisaillement C1A et C2 ont servi de conduits magmatiques à différents moments et sous différents niveaux crustaux. La tonalite se met en place sous une pression de 290 MPa tandis que la granodiorite s'introduit sous une pression de 140 MPa. Les différents faciès constituent un même pluton mais sont localisés à des niveaux différents dans la croûte.

-Le fait d'avoir des pressions plus élevées dans la partie SO du pluton de Father (290 MPa) et d'avoir une structuration à l'état solide suggèrent une coupe oblique à travers le pluton en passant de l'ouest vers l'est. Cette coupe oblique est compatible avec les linéations qui plonge vers l'est. Ceci permet donc de postuler que le pluton plonge également vers l'est.

-La répartition pétrographique observée est le produit d'injections multiples et répétées de magmas de plus en plus différenciés dérivant d'une chambre magmatique plus profonde.

-La zonation observée (tonalite à granodiorite), mise à part le processus de cristallisation fractionnée, est donc l'expression d'injections successives contrôlées par les failles principales de Doda et d'Hébert le long des structures secondaires (zones de cisaillement C1A et C2), puis par un étalement progressif subhorizontal (linéation subhorizontale) selon un mouvement horizontal de la faille principale. Ceci est suggéré, entre autres, par l'existence des indices de l'écoulement magmatique et par le fait que la foliation verticale est subparallèle aux structures dans chacune des zones de cisaillement (C1A et C2).

-Le mode de mise en place proposé pour le pluton de Father implique la création d'un espace en "pull-apart" dans un régime de cisaillement principal de direction E-O le long des failles de Doda et d'Hébert. Cette mise en place est guidée et facilitée par les zones de cisaillement intraplutoniques (C1A et C2).

RÉFÉRENCES

- Abbott, R. N., JR. 1981. AFM liquidus projection for granitic magmas, with special reference to hornblende, biotite and garnet. *Canadian Mineralogist*, **19**: 103-110.
- Arth, J. G. et Barker, F. 1976. REE partitioning between hornblende and dacitic liquid and implication for the genesis of trondhjemite-tonalitic magmas. *Geology*, **4**: 534-536.
- Arzi, A. A. 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, **44**: 173-184.
- Bateman, P. C. et Chappell, B. W. 1979. Crystallisation, fractionation and solidification of the Tuolumne intrusive series, Yosemite National Park, California. *Bulletin of Geological Society of America*, **90** : 465-482.
- Bateman, R. 1985. Aureole deformation by flattening around a diapir during in situ ballooning: the Cannibal Creek granite. *Journal of Geology*, **93**: 293-310.
- Bateman, R. 1984. On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magma. *Tectonophysics*, **110**: 211-231.
- Bédard, L. P. 1992. Géochimie et pétrographie du pluton archéen Houghton en Abitibi Nord. Thèse de Doctorat (Ph.D). Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec. 288 p.
- Bédard, L. P. et Barnes, S. J. 1990. Instrumental neutron activation analysis by collecting only one spectrum: results for international geochemical reference samples. *Geostandard Newsletter*, **14**: 479-484.
- Benn, K. et Allard, B. 1989. Preferred mineral orientation related to magmatic flow in ophiolite layered gabbros. *Journal of Petrology*, **30**: 925-946.

- Benn, K., Sawyer, E. W. et Bouchez, J. L. 1992. Orogen parallel and transverse shearing in the Opatica belt, Quebec: implication for the structure of the Abitibi Subprovince. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **29**: 2429-2444.
- Berner, H., Ramberg, H. et Stephansson, O. 1972. Diapirism in theory and experimental. *Tectonophysics*, **74** : 283-304.
- Berthé, D., Choukroune, P. et Jegouzo, P. 1979. Orthogneiss, mylonites and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, **1**: 31-42.
- Bishop, A. C. et French, W. J. 1982. Nature and origin of meladiorite layers in northern Guernsey, Channel Islands. *Mineralogical Magazine*, **46**: 301-321.
- Blake, M. C., JR, Campbell, R. H., Dibblee, T. W., JR, Howell, D. G., Nilsen, T. H., Normark, W. R., Vedder, J. C. et Silver, E. A. 1978. Neogene basin formation in relation to plate-tectonic evolution of San Andreas fault system, California. *Bulletin of American Association of Petroleum Geology*, **62**: 344-372.
- Blumenfeld, P. 1983. Le tuilage des mégacristaux, un critère d'écoulement rotationnel pour les fluidalités des roches magmatiques. Application au granite de Barbey-Séroix (Vosges, France). *Bulletin de la Société géologique de France*, **7**: 309-318.
- Blundy, J. D. N. et Holland, T. J. B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**: 208-224
- Booth, B. 1968. Petrogenetic significance of alkali feldspar megacrysts and their inclusions in Cornubian granites, *Nature*, **217**: 1036-1038.
- Bouchez, J. L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A. et Cuney, M. 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, **20**: 35-38.

- Bouchez, J. L., Gleizes, G., Djaouadi, T. et Rochette, P. 1990. Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the exemple of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics*, **184**: 157-171.
- Bouchez, J. L. et Jover, O. 1986. Le massif central: un chevauchement de type himalayen vers l'ouest-nord-ouest. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, **302**: 675-680.
- Bouchez, J. L. et Guineberteau, B. 1984. Écoulement dans les granitoïdes: de l'état visqueux à l'état solide. Dans *Uranium et Granitoïdes*. C.R.E.G.U, Nancy: 1-19.
- Brisbin, W. C. et Trueman, D. L. 1982. Dilational mechanics of fractures during pegmatite emplacement, Winnipeg River area, Manitoba. Association géologique du Canada, Association Minéralogique du Canada, Réunion Annuelle. Programme avec résumé, **7**, p 40.
- Brisson, H. et Guha, J. 1990. Étude d'indice aurifères dans la région du Lac Short, Abitibi, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. DV-90-40.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S. et Webb, P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of Geological Society of London*, **141**: 413-426.
- Brun, J. P. et Pons, J. 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non coaxial deformation. *Journal of Structural Geology*, **3** : 219-229.
- Buma, G., Frey, F. A. et Wones, D. R. 1971. New England granites: trace element evidence regarding their origin and differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **31**: 300-320.
- Burchfiel, B. C. et Stewart, J. H. 1966. 'Pull-apart' origin of the central segment of Death Valley, California. *Bulletin of Geological Society of America*, **77**: 439-442.

- Carmichael, I. S., Turner, F. J. et Verhoogen, J. 1974. Igneous petrology: New York, McGraw-Hill, 739 p.
- Castro, A. 1986. Structural pattern and ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian belt, Spain. *Journal of Structural Geology*, **8** : 633-645.
- Castro, A. 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau*, **76**, : 101-124.
- Cawthorn, R. G. et O'Hara, M. J. 1976. Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis. *American Journal of Science*, **276** : 309-329.
- Cerny, P. 1982. Granitic pegmatite in Science and Industry. Mineralogical Association of Canada, Short Course, Winnipeg, 555 p.
- Cerny, P. et Meintzer, R. E. 1990. Fertile granites in the Archean and Proterozoic fields of rare-element pegmatite: crustal environment, geochemistry and petrogenetic relationships. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy. Special Volume*, **41**: 170-207.
- Chappell, B. W. et White, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**: 173-174.
- Charbonneau, J. M., Picard, C. et Dupuis-Hébert, L. 1983. Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Saussure et La Ribourde, Abitibi-est. Dans *Rapports d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec*, ET 82-01: 1-67
- Chown, E. H., Daigneault, R. et Mueller, W. 1990. Part 1: Geological setting of the eastern extremity of the Abitibi belt. Éditeurs: J. Guha., E. H. Chown et R. Daigneault. Commission géologique du Canada , Open File 2158: 1-47.

- Chown, E. H., Daigneault, R., Mueller, W. et Mortensen, J. K. 1992. Tectonic evolution of northern volcanic zone, Abitibi Belt, Québec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **29**: 2211-2225
- Chown, E. H. et Moukhsil, A. 1994. Pluton studies in the northern volcanic zones, Abitibi belt: the search for tectonic windows. *Projet LITHOPROBE Abitibi-Grenville*, **41**: 11-12.
- Clarke, D. B. et Hallyday, A. N. 1980. Strontium isotope geology of the south Mountain batholith, Nova Scotia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**: 1045-1058.
- Clemens, J. D. et Mawer, C. K. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, **204**: 339-360.
- Corriveau, L. et Leblanc, D. 1995. Sequential nesting of magmas in marble, southwestern Grenville Province, Québec: from fracture propagation to diapirism. *Tectonophysics*, **246**: 183-200.
- Corriveau, L., Morin, D. et Madore, L. 1994. Géologie et cibles d'exploration de la partie centre est de la ceinture métasédimentaire du Québec, Province de Grenville. Commission géologique du Canada. Étude 94-1C: 335-365.
- Crowell, J. C. 1974. Origin of late Cenozoic basins in southern California. Dans: *Tectonics and Sedimentation* (Éditeur: W. R. Dickinson). Special Publication of the Society of Economic, Paleontologists and Mineralogists. Tulsa, **22**: 190-204.
- Cruden, A. R. 1988. Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere. *Tectonics*, **7**: 1091-1101.
- Cruden, A. R. et Launeau, P. 1994. Structure, magnetic fabric and emplacement of the Archean Lebel Stock, SW Abitibi Greenstone Belt. *Journal of Structural Geology*, **16**: 677-691.

- Daigneault, R. et Archambault, G. 1990. Les grands couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. Dans *The Northwestern Quebec Polymetallic Belt: a summary of 60 years of mining exploration*. Éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J. M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Canadian Institute of Mining and Metallurgy. Special volume **43** :43-64.
- Davidson, C., Hollister, L. S. et Schmid, S. M. 1992. Role of melt in the formation of a deep-crustal compressive shear zone: The MacLaren Glacier metamorphic belt, South Central Alaska. *Tectonics*, **11**: 348-359.
- Davis, W. J., Machado, N., Gariépy, C., Sawyer, E. W. et Benn, K. 1995. U-Pb geochronology of the Opatica tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **32**: 113-127.
- de Bruiyn, H. W. A., Westhuizen, V. D. et Schoch, A. E. 1983. The estimation of FeO, F and H₂O⁺ by regression in microprobe analyses of natural biotite. *Journal of Trace and Microprobe Techniques*, **14**: 399-413.
- Déland, A. N. 1956. *Rapport préliminaire de la région du Guesclin-Royal*. Ministère des Mines du Québec. RP 318, 7 p.
- Den Tex, E. 1969. Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history. *Tectonophysics*, **5-6**: 457-488.
- Didier, J. 1987. Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magma. *Geologische Rundschau*, **76/1**: 41-50.
- Didier, J. 1973. *Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites*. New York, Elsevier, 393 p.

- Didier, J., Duthou, J. L. et Lameyer, J. 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**:169-186.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. et Goulet, N. 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **19**: 1729-1758.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. et Goulet, N. 1983a. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **20**: 1355-1373.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. et Rocheleau, M. 1983b. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **20**: 1374-1388.
- Dimroth, E., Archambault, G., Goulet, N., Guha, J. et Mueller, W. 1984. A mechanical analysis of the late Archean Gwillim Lake shear belt, Chibougamau area, Québec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **21**: 963-968.
- Diot, H. et Bouchez, J. L. 1989. Les granitoïdes hercyniens de la Haute-Moulouya (Maroc): leur structure primaire déduite de l'ASM. Indication sur leur mise en place. *Bulletin de la Société géologique de France*, **8**: 705-716.
- Dorais, M. J., Whitney, J. A. et Roden, M. F. 1990. Origin of mafic enclaves in the Dinky Creek Pluton, Central Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Petrology*, **31**: 853-881.
- Drummond, M. S., Allison, D. T. et Wesolowski, D. J. 1994. Igneous petrogenesis and tectonic setting of the Elkahatchee quartz diorite, Alabama Appalachians: implications

- for Penobscotian magmatism in the Eastern Blue Ridge. *American Journal of Science*, **294**: 173-236.
- England, R. W. 1990. The identification of granitic diapirs. *Journal of Geological Society of London*, **147**: 931-933.
- Evans, B. W. et Vance, J. A. 1987. Epidote phenocrysts in dacitic dikes, Boulder Country, Colorado. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96**: 178-185.
- Fairbairn, H. W. 1946. Région de la rivière Wetetnagami territoire d'Abitibi. Ministère des Mines du Québec. Traduit de l'anglais. RP-151.
- Farrow, C. E. G. et Barr, S. M. 1992. Petrology of high-Al-hornblende- and magmatic-epidote-bearing plutons in the Southeastern Cape Breton Highlands, Nova Scotia. *Canadian Mineralogist*, **30**: 377-392.
- Feng, R. et Kerrich, R. 1992. Geochemical evolution of granitoids from the Archean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac subprovince, Superior Province, Canada: Implication for tectonic history and source region. *Chemical Geology*, **98**: 23-70.
- Fernandez, A., Feybesse, J. L. et Mesure, J. F. 1983. Theoretical and experimental study of fabric developed by different shaped markers in two-dimensional simple shear. *Bulletin de la Société géologique de France*, **25**: 319-326.
- Foster, M. D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. United States, Geological Survey, Paper 345-B: 1-49.
- Gauthier, Y., Rocheleau, M., Kelly, D. et Gagnon, Y. 1990. Controls on the distribution of gold mineralization within the Cadillac Tectonic Zone, Rouyn-Beauchastel segment, Abitibi belt, Québec. Dans: *La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois. Synthèse de 60 ans d'exploration minière*. Éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, G. Riverin, A. Simard, J. M. Lu et Y. Gagnon. Canadian Institute of Mining and Metallurgy. Special Volume, **343** : 185-198.

- Goghrod, H. 1994. Étude de la géométrie cinématique de la faille de Doda (sous-Province de l'Abitibi), Canada, Québec. Mémoire de Maîtrise. Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec. 87 p.
- Gokhale, N. W. 1968. Chemical composition of biotite as a guide to ascertain the origin of granites. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, **40** : 107-111.
- Gouanvic, Y. et Gagny, C. 1987. Contribution à l'étude des litages pegmatitiques: l'exemple de la pegmatite de Covide (Nord-Portugal). *Geologische Rundschau*, **76**: 125-135.
- Goodwin, A. M. 1977. Archean volcanism in Superior Province, Canadian Shield. Dans: *Volcanic Regimes in Canada*, Éditeurs: W. R. A. Baragar, L.C. Coleman et J. M. Hall. *Geological Association of Canada Special Paper* **16**: 205-241.
- Goodwin, A. M. et Ridler, R. H. 1970. The Abitibi orogenic belt. Dans: *Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield*. Éditeurs: A. J. Baer. Commission géologique du Canada, *Étude 70-40* : 1-30.
- Green, T. H. et Pearson, N. J. 1987. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich mineral and silicate liquids at high pressure and temperature *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**: 55-62.
- Gromet, L. P. et Silver, L. T. 1983. Rare-earth-element distribution among minerals in granodiorite and their petrogenetic implication. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**: 925-939.
- Guineberteau, B., Bouchez, J. L. et Vigneresse, J. L. 1987. The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: Structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geological Society of America Bulletin*, **99**: 763-770.
- Guinsburg, A. I., Timofeyev, I. N. et Feldman, L. G. 1979. *Principles of geology of the granitic pegmatites*: Nedra, Moscow, Russian. 296 p.

- Hammarstrom, J. M. et Zen, E-an. 1986. Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, **71**: 297-313.
- Harding, T. P. 1976. Predicting productive trends related to wrench faults. *World Oil*, **182**: 64-69.
- Haskin, L. A., Haskin, M. A. et Frey, F. A. 1968. Relative and absolute terrestrial abundance of the rare earths. Dans Ahrens, L. M. *Origin and distribution of the elements*, Pergamon. Oxford: 889-912.
- Heinrich, E. W. 1946. Studies in mica groups: the biotite phlogopite series. *American Journal of Science*, **244** : 836-848.
- Hoeppener, R. 1956. Étude du problème de la formation des failles, de la schistification et du plissement. Bureau de Recherches géologique et minières. Service d'information géologique. Traduction No 4973.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H et Gisson, V. B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, **72**: 231-239
- Hubert, C. Trudel, P. et Gélinas, L. 1984. Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Québec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **21**: 1024-1032.
- Hubert, C. et Marquis, P. 1989. Structural framework of the Abitibi Greenstone Belt of Québec and its implication for mineral exploration. Dans: *Mineralization and Shear Zones*. Éditeur: J. T. Bursnall. *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, **6**: 219-238.
- Hudson, T. et Arth, J. G. 1983. Tin granites of Seward Peninsula, Alaska. *Geological Society of America Bulletin*, **94**: 768-790.

- Hutton, D. H. W. 1982. A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal granite, NW Ireland. *Journal of the Geological Society of London*, **139** : 615-631.
- Hutton, D. H. W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: Inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, **79** : 245-255.
- 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.
- Ildefonse, B., Launeau, P., Bouchez, J. L. et Fernandez, A. 1992 a. Effect of mechanical interactions on the development of shape preferred orientation: a two- dimensional experimental approach. *Journal of Structural Geology*, **14**: 73-83.
- Ildefonse, B., Sokoutis, D. et Mancktelow, N. S. 1992 b. Mechanical interaction between rigid particles in a deforming ductile matrix. *Analogue experiments in simple shear flow*. *Journal of Structural Geology*, **14**: 1253-1266.
- Ionov, D. A. et Hofmann, A. W. 1995. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: Implication for subduction-related metasomatic trace-element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters*, **131**: 341-356.
- Irvine, T. N. et Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **8**: 523-548.
- Ishihara, S. 1977. The magnetite series and ilmenite series granitic rocks, *Mining Geology (Japan)*, **27**: 219-234.
- Jahns, R. H. 1955. The study of pegmatite. *Economic Geology* **50**: 1030-1130.
- Jahns, R. H. et Tuttle, O. F. 1963. Layered pegmatite-aplite intrusive. *Mineralogical Society of America, Special paper* **1**: 78-92.

- Johnson, M. C. et Rutherford, M. J. 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**: 837-841.
- Karlstrom, K. E., Miller, C. F., Kingsbury, J. A. et Wooden, J. L. 1993. Pluton emplacement along ductile thrust zone, Piute Mountains, southeastern California: Interaction between deformational and solidification processes. *Geological Society of America Bulletin*, **105**: 213-230.
- Kawachi, Y. et Sato, T. 1978. Orthoclase megacrysts in the Yakushima granite, southern Kyushu, Japan. *Neues Jahrbuch Mineralogie*, **132**: 136-152.
- Kirby, E., Karlstrom, K. E. et Andronicos, C. L. 1995. Tectonic setting of Sandia pluton: an orogenic 1.4 Ga granite in New Mexico. *Tectonics*, **14**: 185-201.
- Kirkham, R. V. et Sinclair, W. D. 1985. Comb quartz layers in felsic intrusions and their relationship to porphyry deposits. Dans: *Recent Advances in the geology of granite-related mineral deposits*. Éditeurs: R. P. Taylor et D. F. Strong. Commission géologique du Canada, contribution 34787. Canadian Institute of Mining and MetallurgyInstitue. Special Volume 39: 50-71.
- Kudo, A. M. et Weill, D. F. 1970. An igneous plagioclase thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **25** : 52-65.
- Lacroix, S. et Sawyer, E. W. 1995. An Archean fold-thrust belt in the northwestern Abitibi Greenstone Belt: structural and seismic evidence. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **32**: 97-112.
- Launeau, P., Bouchez, J. L. et Blumenfeld, P. 1988. Structuration magmatique horizontale SE-NO du leucogranite de Crozant (Marche Massif Central francais). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, **307**: 295-302.

- Lauzière, K. et Chown, E. H. 1988. Géologie du secteur du Lac Remick. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 88-12.
- Leake, B. E. 1978 a. Granite emplacement: the granites of Ireland and their origin. Dans: Crustal evolution in northwestern Britain and adjacent regions. Éditeurs: D. R. Bowes et B. E. Leake. *Geological Journal, Special Issue*, **10**: 3645-3662.
- Leake, B. E. 1978 b. Nomenclature of amphibole. *Canadian Mineralogist*, **16** : 502-520.
- Leake, B. E. 1990. Granite magma: their sources, initiation and consequences of emplacement. *Journal of the Geological Society of London*, **147**: 579-589.
- Lee, D. et Christiansen, E. H. 1983. The mineralogy of the Snake Creek-Williams Canyon pluton. Southern Snake Range, Nevada, United States. Geological Survey, Open File, Rapport 83-337.
- 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*, **96**: 10.049-10.077.
- Ludden, J. et Hubert, C. 1986. Geologic evolution of the Late Archean Abitibi greenstone belt of Canada. *Geology*, **14**: 707-711.
- Ludden, J., Hubert, C. et Gariépy, C. 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*, **123**: 153-166.
- Mahon, K. I., Harrison, T. M. et Drew, D. A. 1988. Ascent of a granitoid diapir in a temperature varying medium. *Journal of Geophysical Research*, **93**: 1174-1188.
- Maniar, P. D. et Piccoli, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**: 635-643.
- Mann, P., Hempton, M. R., Bradley, D. C. et Burke, K. 1983. Developement of pull-apart basins. *Journal of Geology*, **91**: 529-554

- March, A. 1932. Mathematische theorie der regelungnach der korgestalt bei affiner deformation. *Zeitschr. Krist.*, **81**: 285-298.
- Marsh, B. D. 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting. *American Journal of Science*, **282**: 808-855.
- Martin, H. 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from Eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, **28**: 921-953.
- Mason, G. H. 1985. The mineralogy and textures of the Coastal Batholith, Peru. Dans: *Magmatism at a Plate Edge*. Éditeurs: W. S. Pitcher et autres . The Peruvian Andes: London, Wiley: 155-166 .
- Mattauer, M. 1980. Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann, 493 p.
- Mehnert, K. R. 1968. Migmatites. Elsevier, Amsterdam, 393 p.
- Meyer, F. M., Robb, L. J., Reimold, W. U. et de Bruyn, H. 1994. Contrasting low- and high-Ca granites in the Archean Barberton Mountain Lands, Southern Africa. *Lithos*, **32**: 63-76.
- McBirney, A. R. 1984. Igneous petrology: Freeman Cooper, San Francisco, 504 p.
- McCaffry, K. J. W. 1992. Igneous emplacement in a transpressive shear zone: Ox Mountains igneous complex. *Journal of the Geological Society of London*, **149** : 221-235.
- McCarthy, T. S. et Robb, L. J. 1978. On the relationship between cumulus mineralogy and trace and alkali element chemistry in an Archean granite from the Barberton region, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**: 21-26.
- McDonough, W. F. et Sun. S. S. 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology*, **120**: 223-253.

- Mortensen, J. K. 1993a. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part1: Chibougamau-Matagami-Joutel region. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **30**: 11-28.
- Mortensen, J. K. 1993b. U-Pb geochronology of the Lapparent Massif, northeastern Abitibi belt: basement or synvolcanic pluton? *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **30**: 42-47.
- Moukhsil, A. 1991. Structure et géochimie du batholite de Waswanipi (partie nord de la ceinture archéenne de l'Abitibi), Miquelon, Québec, Canada. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 128 p.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J. M. et Carron, J. P. 1985. Composition Chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, **11**: 813-818.
- Naney, M. T. 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science*, **283**: 35-46.
- Nicolas, A. 1992. Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbros. *Journal of Petrology*, **33**: 891-915.
- Nicolas, A. 1989. Principe de tectonique. Masson, 2 édition. Paris, 223 p.
- Nockolds, S. R. 1974. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *American Journal of Science*. **245**: 401-420.
- Norris, R. J., Carter, R. M. et Turnbull, I. M. 1978. Cainozoic sedimentation in basins adjacent to a major continental transform boundary in southern New Zealand. *Journal of the Geological Society of London*, **135**: 191-205.
- Orville, P. M. 1960. Petrology of several pegmatites in the Key Stone district. Black Hills South Dakota. *Geological Society of America Bulletin*, **71** : 1467-1480.

- Parada, M. A. 1990. Granitoid plutonism in central Chile and its geodynamic implications; A review. Dans: Plutonism from Antarctica to Alaska. Éditeurs: S. M. Kay et C. W. Rapela. Geological Society of America, Special Paper, **241**: 51-66.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. et Tobisch, O. T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, **11**: 349-363
- Paterson, S. R. et Fowler, T. K., Jr. 1993a. Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology*, **15**: 191-206.
- Paterson, S. R. et Fowler, T. K., Jr. 1993b. Extensional pluton-emplacement models: Do they work for large plutonic complexes? *Geology*, **21**: 781-784.
- Paterson, S. R. et Vernon, R. H. 1995. Bursting the bubble of ballooning pluton: A return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geological Society of America Bulletin*, **107**: 1356-1380.
- Pearce, J. A., Harris, B. W. et Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.
- Petford, N., Lister, J. R. et Kerr, R. C. 1994. The ascent of felsic magma in dykes. *Lithos*, **32**: 161-168.
- Petford, N., Kerr, R. C. et Lister, J. R. 1993. Dike transport of granitoid magmas. *Geology*, **21**: 845-848.
- Pitcher, W. S. 1978. The anatomy of a batholith. *Journal of the Geological Society of London*, **135**: 157-182.
- Pitcher, W. S. 1979. The nature ascent and emplacement of granite magma. *Journal of the Geological Society of London*, **136**: 627-662.
- Pitcher, W. S. 1983. Granite type and tectonic environment. Dans: Mountain Building Processes. Éditeur: K. J. Hsu. Academic press, Toronto :19-40.

- Ramsay, J. G. et Huber, M. I. 1987. The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures. Academic Press Ltd., London, 393 p.
- Reavy, J. R. 1989. Structural controls on metamorphism and syn-tectonic magmatism: The Portuguese Hercynian collision belt. *Journal of the Geological Society of London*, **146**: 649-657.
- Reed, L. J. et Tryggvason, E. 1974. Preferred orientations of rigid particules in a viscous matrix deformed by pure shear and simple shear. *Tectonophysics*, **24**: 85-98.
- Remick, J. H. 1958. Rapport préliminaire sur la région de Margry-Prévert. Ministère des Mines du Québec. Traduit de l'anglais. RP-394-F.
- Rive, M., Pintson, P. et Ludden, J. N. 1990. Characteristics of late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior Province. Dans: The Northeast Quebec Polymetalic Belt. Éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, G. Riverin, A. Simard, J. M. Lu et Y. Gagnon. Canadian Institute of Mining and Metallurgy. Special Volume, **34**: 65-76.
- Robert, F. 1989. Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val-d'Or, Abitibi greenstone belt, Québec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **26**: 2661-2675.
- Rochette, P. 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, **9**: 1015-1020.
- Rock, N. M. S. 1987. The need for standardisation of normalized multi-element diagrams in geochemistry: a comment. *Geochemical Journal*, **21**: 147-167.
- Rubin, A. M. 1993. Tensile fracture of rock at high confining pressure: implication for dike propagation. *Journal of Geophysical Research*, **98**: 15 919-15 935
- Ryerson, F. J. et Watson, E. B. 1987. Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, **86**: 225-239.

- Saavedra, J., Toselli, A. J., Rossi de Toselli, J. N. et Rapela, C. W. 1987. Role of tectonism and fractional crystallization in the origin of lower Paleozoic epidote-bearing granitoids, northwestern Argentina. *Geology*, **15**: 709-713.
- Sharma, K. M. N., Gobeil, A. et Mueller, W. 1987. Stratigraphie de la région de Caopatina. *Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. MB 87-16*, 14 p.
- Saunders, A. D., Tarney, J. et Weaver, S. D. 1980. Transverse geochemical variation across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, **46**: 344-360.
- Saunders, A. D., Norry, M. J. et Tarney, J. 1991. Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas. *Transaction Royal Society of London. A335*: 377-392.
- Sawyer, E. W. et Benn, K. 1993. Structure of the high-grade Opatica belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince: An Archean mountain front. *Journal of Structural Geology*, **15**: 1443-1458.
- Sen, S. L. 1956. Structure of porphyritic granite and associated metamorphic rocks of east Manibhum, Bihar, India. *Geological Society of America Bulletin*, **67**: 647-670.
- Schmidt, C. J., Smedes, H. W. et O'Neill, J. M. 1990. Syncompressional emplacement of the Boulder and Tobacco Root Batholiths (Montana-USA) by pull-apart along old fault zones. *Geological Journal*, **25**: 305-318.
- Schmidt, M. W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110** : 304-310.
- Silva, M. M. V. G. et Neiva, A. M. R. 1990. Geochemistry of the granites and their minerals from Paredes da Beira-Penedono, northern Portugal. *Chemical Geology*, **85**: 147-170.

- Spear, F. S. 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *American Journal of Science*, **281**: 697-734.
- Speer, A., McSween, H. Y. et Gates, A. E. 1994. Generation, segregation, ascent, and emplacement of Alleghanian plutons in the southern Appalachians. *The Journal of Geology*, **102**: 249-267.
- Stephansson, O. 1974. Polydiapirism of granite rocks in the Svecofenian of central Sweden. *Precambrian Research*, **2**: 189-212.
- Streickeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**: 1-33.
- Sutcliffe, R. H., Smith, A. R., Doherty, W. et Barnett, R. L. 1990. Mantle derivation of Archean amphibole-bearing granitoid and associated mafic rocks: Evidence from the southern Superior province, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **105**: 255-274.
- Sutcliffe, R. H., Barrie, D. R., Burrows, D. R. et Beakhouse, P. 1993. Plutonism in the Southern Abitibi Subprovince: a tectonic and petrogenetic framework. *Economic Geology*, **88**: 1359-1375.
- Sun, S. S. et McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implication for mantle composition and processes. Dans: *Magmatism in the ocean basins*. Éditeurs: A. D. Saunders et M. J. Norry. *Geological Society Special Publication* (London), **42**: 313-345.
- Swanson, M. T. 1988. Pseudotachylite-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Zone, S. Maine. *Journal of Structural Geology*, **10**: 813-829.
- Sylvester, A. G. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, **100**: 1666-1703.

- Tait, L., Chown, E. H., Sharma, K. M. N. et Barrette, J. P. 1987. Géologie de la région du Guesclin, district de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. MB-87-24, 114 p.
- Takahashi, M., Akakami, S. et Ishihara, S. 1980. Magnetite series/ ilmenite series vs I-type/ S-type granitoids. *Mining Geology*, **8**: 13-28.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. et Nesbitt, R. W. 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanic Geothermal Research*, **29**: 293-309.
- Taylor, S. R. et McLennan, S. M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications. p.209-232.
- Tchalenko, J. S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitude. *Geological Society of America Bulletin*, **81**: 1625-1640.
- Thompson, R. N. 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, **18** : 49-107.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Dickin, A. P. et Hendry, G. L. 1983. Continental flood basalt... Arachnids rule ok? Éditeurs: C. J. Hawkesworth et M. J. Norry. Shiv a Publishing, Orpinton : 159-185.
- Tikoff, B. et Teyssier, C. 1992. Crustal-scale, en echelon "P-shear" tensional bridges: A possible solution to the batholithic room problem. *Geology*, **20**: 927-930.
- Tobisch, O. T., Saleeby, B. J., Renne, P. R, McNulty, B. et Tong, W. 1995. Variation in deformation field during developement of a large-volume magmatic arc, central Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin*, **107**: 148-166.

- Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L. A. D. et Porcher C, C. 1994. Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics*, **13**: 421-437.
- Tulloch, A. J. 1986. Comment on implication of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America and magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, **14**: 186-187.
- Tulloch, A. J. 1979. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**: 105-117.
- Vigneresse, J. L. 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, **249**: 173-186.
- Volborth, A. 1962. Rapakivi-type granites in the Precambrian complex of gold Butte, Clark County. *Geological Society of America Bulletin*, **73**: 813-832.
- Weinberg, R. F. et Podladchikov, Y. 1994. Diapiric ascent of magma through power-law crust and mantle. *Journal of Geophysical Research*, **99**: 9543-9559.
- Wall, V. J., Clemens, J. D. et Clarke, D. B. 1987. Models for granitoid evolution and source compositions. *Journal of Geology*, **95**: 731-749.
- White, A. J. R. et Chappell, B. W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, **43**: 7-22.
- White, S. H, Burrow, S. E, Carreras, J., Shaw, N. D et Humphreys, F. J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, **2**: 175-187.
- Willis, D. G. 1977. A kinematic model of preferred orientation. *Geological Society of America Bulletin*, **88**: 883-894.
- Wilcox, R. E., Harding, T. P. et Seely, D. R. 1973. Basic wrench tectonics. *Bulletin of American Association of Petroleum Geology*, **57**: 74-96.

- Wones, D. R. et Eugster, H. P. 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application. *American Mineralogist*, **50**: 1228-1272.
- Wones, D. R. 1981. Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas. *Mining Geology*, **31**: 191-212.
- Woodcock, N. H. et Fischer, M. 1986. Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, **8**: 725-735.
- Yoshinobu, A. S., Okaya, D. A., Paterson, S. R. et Fowler, T. K. 1995. Testing fault-controlled magma emplacement mechanisms. The origin of granites and related rocks, the third Hutton symposium. United States. Geological Survey Circular 1129, p116.
- Zen, E-an et Hammarstrom, J. M. 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, **12**: 515-518.
- Znamenskii, E. B., Konysova, V. V., Krinberg, I. A., Popolitov, E. I., Flerova, K. V. et Tsykhanskii, V. D. 1962. Distribution of titanium, niobium and tantalum in granitic rocks containing sphene. *Geochemistry*, **9**: 919-925.

Annexe 1

Échantillon	Tonalite à biotite et hornblende			Leucotonalite		Tonalite à biotite	
	FRL-49	FRL-199	FRL-34	FRL-159	FRL-200	FRL-44	FRL-44-1
Quartz	30.2	34	30	33	33	28	27
Plagioclase	48	44.6	45	45	45	43	48
Feldspath potassique	0.4	4.1	5	6	47	5	7
Biotite	9.4	7	10	9	9	20	17
Hornblende	10	7.2	9	7	2	1	0.5
Épidote	2	1	1		1	1	0.5
Apatite	Trace	Trace	Trace	Trace	Trace	1	0
Opaque	Trace	Trace	Trace	Trace	Trace	1	Trace
Total %	100	100	100	100	100	100	100
Nb de point	700	700	700	700	700	700	700
Qz	23.7	28.1	24.0	27.7	41.3	21.3	22.1
Pl	37.7	36.9	36.0	37.8	56.3	32.7	39.4
K	0.3	3.4	4.0	5.0	58.8	3.8	5.7

Analyse modale des échantillons du pluton de Father sur lames minces.

Échantillon	Granodiorite porphyrique				
	FRL-21	FRL-22	FRL-24	FRL-174	FRL-176
Quartz	27	22	28	32	26
Plagioclase	39	40	35	33	32
Feldspath potassique	17	22	25	25	27
Biotite	11	9	9	8	10
Hornblende	2	3	2	2	2
Titanite	1	1	1	trace	1
Épidote	1	1	trace	trace	1
Apatite	1	1	trace	trace	trace
Opaque	1	1	trace	trace	1
Total %	99	99	100	100	100
Nb de point	1200	1200	700	700	700
Qz	22.4	18.5	24.6	28.8	22.1
Pl	32.4	33.6	30.8	29.7	27.2
K	14.1	18.5	22.0	22.5	23.0

Analyse modale des échantillons du pluton de Father (suite).

Échantillon	Granodiorite non porphyrique									
	FRL-158	FRL-102	FRL-55	FRL-53	FRL-58 F	FRL-18	FRL-25	FRL-65	FRL-66	
Quartz	33	29	32	35	32	30	29	28	30	
Plagioclase	45	35	37	41	42	48	46	44	42	
Feldspath potassique	9	20	20	16	13	15	10	12	13	
Biotite	8	8	8	2	8	4	6	10	8	
Hornblende	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Épidote	2	3	0.5	1	1	Trace	1	0	0.5	
Apatite	0	1	0.5	0.5		Trace	Trace	Trace	0.5	
Titanite	2	2	1	4	4	2	5	1	1	
Magnétite	1	1	Trace		Trace	1	2	4	4	
opaque	Trace	1	Trace	0.5	Trace	Trace	1	1	1	
Total %	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
Nb de point	700	700	500	700	700	700	700	700	700	
Qz	28.7	24.4	28.5	32.2	27.8	49.0	46.0	23.5	25.5	
Pl	39.2	29.4	32.9	37.7	36.5	34.0	36.0	37.0	35.7	
K	7.8	16.8	17.8	14.7	11.3	17.0	18.0	10.1	11.1	

Analyse modale des échantillons du pluton de Father (suite).

Annexe 2

	Limite de détection (XRF)
Oxydes majeurs	0.01%
Éléments trace	2 ppm

Limite de détection pour les éléments analysés par fluorescence X à l'Université de McGill à Montréal.

Élément	Limite de détection (AN)
Sc	0.1
Cs	0.2
Hf	0.2
Ta	0.09
Th	0.07
U	0.2
La	0.08
Ce	1
Nd	2
Sm	0.01
Eu	0.06
Tb	0.1
Yb	0.1
Lu	0.01

La limite de détection des éléments déterminés par activation neutronique (AN) à l'UQAC. Notez que ces limites sont d'ordre général. La valeur acceptée pour ces éléments lors de l'analyse est deux fois supérieur à l'erreur.

ÉCHANTILLON	Leucotonalite			Tonalite à biotite et à hornblende			
	FRL-159	FRL-199	FRL-200	FRL-210	FRL-34	FRL-217	FRL-169
SiO ₂ % poids	59.11	68.01	68.80	53.86	53.28	74.16	60.40
TiO ₂	0.85	0.51	0.50	1.06	0.92	0.21	0.58
Al ₂ O ₃	14.23	15.17	15.18	13.8	15.21	14.34	17.58
Fe ₂ O ₃ *	8.56	5.02	4.60	10.27	9.91	2.26	5.09
MnO	0.11	0.07	0.07	0.15	0.16	0.03	0.08
MgO	5.64	1.34	1.12	7.15	5.99	0.31	2.73
CaO	6.63	4.63	3.86	8.1	8.39	2.54	4.37
Na ₂ O	2.99	3.68	3.63	2.79	3.85	4.16	5.11
K ₂ O	1.25	1.22	1.20	1.65	0.83	1.72	2.04
P ₂ O ₅	0.09	0.11	0.11	0.27	0.39	0.05	0.28
PaF**	0.69	0.60	0.91	1.19	1.15	0.39	1.65
Total	100.27	100.36	100.05	100.4	100.21	100.23	100.06
Al***	0.78	0.96	1.06	0.65	0.68	1.08	0.95
Sc (AN) ppm	17.0	8.8	8.7	37.2	25.9	3.2	9.3
Cr (XRF)	358	16	21	146	151	39	89
Ni (XRF)	165	25	20	91	43	22	30
Cs (AN)	1.1	1.2	1.5	2.0	1.1	<0.1	2.0
Rb (XRF)	31	30	32	49	6	46	46
Ba (XRF)	279	287	338	330	359	356	1059
Sr (XRF)	277	181	176	500	766	132	887
Y (XRF)	14	16	19	24	27	10	13
Zr (XRF)	74	136	148	99	95	131	116
Hf (AN)	2.6	3.9	3.8	2.0	3.4	2.8	2.3
Nb (XRF)	5	11	11	9	6	10	4
Ta (AN)	1.11	2.30	2.83	1.41	1.20	2.69	0.80
Th (AN)	0.94	4.42	1.04	2.75	0.76	2.94	3.16
U (AN)	<41	0.8	0.4	1.1	0.5	0.4	0.5
Ga (XRF)	18	18	17	21	22	16	21
La (AN)	9.8	29.7	11.9	25.1	25.5	4.6	43.7
Ce (AN)	17	59	18	83	56	9	86
Nd (AN)	7	21	8	48	39	5	36
Sm (AN)	2.36	3.58	3.04	9.87	7.55	0.77	7.01
Eu (AN)	1.06	1.20	1.13	2.71	2.10	0.63	2.11
Tb (AN)	0.3	0.5	0.5	0.8	1.0	0.1	0.4
Yb (AN)	1.1	1.1	1.5	1.8	1.7	0.5	0.7
Lu (AN)	0.14	0.16	0.18	0.23	0.25	0.11	0.12

Résultats d'analyses chimiques des oxydes majeurs, des éléments traces du faciès tonalitique du pluton de Father. Fe₂O₃* = Fe₂O₃ total, PaF** = perte au feu, Al*** = indice d'aluminosité Al₂O₃/Na₂O+CaO+K₂O (molaire), XRF = analyse par fluorescence X, AN = analyse par activation neutronique et < = teneur inférieure à la valeur indiquée (deux fois l'erreur).

ÉCHANTILLON	FRL-96	FRL-85	FRL-90 A	FRL-94	FRL-95	FRL-123
SiO ₂ % poids	70.66	50.99	68.56	64.04	70.78	74.33
TiO ₂	0.4	0.56	0.29	0.37	0.31	0.15
Al ₂ O ₃	15.05	10.79	16.67	18.91	16.08	14.52
Fe ₂ O ₃ *	2.1	11.52	3.14	3.12	1.46	1.01
MnO	0.02	0.18	0.03	0.04	0.01	0
MgO	0.32	13	1.07	1.39	0.33	0.13
CaO	1.7	10.56	4.01	4.5	1.69	1.19
Na ₂ O	4.8	1.38	4.41	5.53	4.85	4.14
K ₂ O	4.68	0.42	0.97	1.03	3.27	3.85
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.06	0.14	0.09	0.02
PaF**	0.53	1.29	0.7	1.18	0.88	0.49
Total	100.30	100.91	99.97	100.33	99.93	99.99
Al***	0.94	0.49	1.07	1.03	1.10	1.11
Sc (AN) ppm	1.0	36.3	3.9	4.0	4.3	3.2
Cr (XRF)	83	854	21	26	99	86
Ni (XRF)	15	448	21	22	15	14
Cs (AN)	3.5	1.4	0.8	1.2	2.6	2.3
Rb (XRF)	117	13	14	19	65	71
Ba (XRF)	432	61	348	476	1443	1336
Sr (XRF)	190	217	390	717	999	489
Y (XRF)	5	12	5	7	6	5
Zr (XRF)	73	48	88	94	142	81
Hf (AN)	2.6	0.9	1.9	2.3	2.2	4.2
Nb (XRF)	3	3	4	3	5	3
Ta (AN)	2.05	0.78	1.76	1.84	1.81	4.05
Th (AN)	1.14	0.32	0.71	2.02	4.04	5.22
U (AN)	0.9	<0.2	<0.4	0.3	0.6	0.8
Ga (XRF)	19	12	18	20	19	19
La (AN)	3.1	4.3	8.1	17.7	26.9	25.4
Ce (AN)	6	7	12	37	84	42
Nd (AN)	6	7	8	20	41	30
Sm (AN)	0.59	2.11	0.91	2.62	4.16	2.66
Eu (AN)	0.41	0.83	0.89	0.64	1.22	0.60
Tb (AN)	0.2	0.4	0.2	0.2	0.3	0.2
Yb (AN)	0.2	0.9	0.2	0.5	0.2	0.3
Lu (AN)	0.09	0.08	0.03	0.12	0.11	0.05

Résultats d'analyses chimiques des oxydes majeurs et des éléments traces de la tonalite rubanée du pluton de Father. *, **, ***, AN, XRF et < même que précédemment.

ÉCHANTILLON	FRL-161	FRL-162	FRL-165
SiO ₂ % poids	51.44	69.68	70.28
TiO ₂	0.73	0.35	0.36
Al ₂ O ₃	10.39	16.26	15.71
Fe ₂ O ₃ *	12.35	2.88	3.25
MnO	0.18	0.03	0.04
MgO	14.31	0.75	0.82
CaO	8.04	3.5	3.66
Na ₂ O	1.49	4.83	4.36
K ₂ O	0.36	1	1.05
P ₂ O ₅	0.06	0.07	0.09
PaF**	1.37	0.5	0.55
Total	100.72	99.91	100.22
Al***	0.60	1.06	1.05
Sc (AN) ppm	26.6	3.9	3.5
Cr (XRF)	1578	12	2
Ni (XRF)	560	16	14
Cs (AN)	<0.1	<0.1	<0.1
Rb (XRF)	10	19	22
Ba (XRF)	53	337	267
Sr (XRF)	196	420	285
Y (XRF)	12	7	7
Zr (XRF)	48	110	119
Hf (AN)	1.8	4.2	3.8
Nb (XRF)	3	5	6
Ta (AN)	0.68	1.79	1.23
Th (AN)	0.71	1.08	2.78
U (AN)	0.5	<0.6	<0.5
Ga (XRF)	12	20	18
La (AN)	6.1	9.9	25.1
Ce (AN)	8	17	46
Nd (AN)	9	9	18
Sm (AN)	2.27	1.33	2.09
Eu (AN)	1.02	0.57	0.87
Tb (AN)	0.4	0.2	0.2
Yb (AN)	1.1	0.3	0.3
Lu (AN)	0.13	0.05	0.05

Résultats d'analyses chimiques des oxydes majeurs et des éléments traces de la tonalite à biotite du pluton de Father. *, **, ***, AN, XRF et < même que précédemment.

ÉCHANTILLON	FRL- 21	FRL- 22	FRL- 65	FRL-75	FRL-100	FRL-120	FRL- 173	FRL- 176
SiO ₂ % poids	75.04	64.69	68.01	72.21	68.92	74.33	74.69	72.3
TiO ₂	0.11	0.53	0.48	0.22	0.43	0.15	0.15	0.22
Al ₂ O ₃	13.72	17.05	15.75	15.89	15.78	14.52	13.89	15.73
Fe ₂ O ₃ *	0.71	3.81	3.08	1.28	2.57	1.01	0.97	1.36
MnO	0.01	0.06	0.04	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
MgO	0.1	1.62	1.29	0.31	0.84	0.13	0.19	0.3
CaO	1	3.68	3	1.8	2.71	1.19	1.18	2.08
Na ₂ O	3.3	4.25	4.22	5.12	4.48	4.14	3.42	5.17
K ₂ O	4.96	3.87	2.9	2.88	2.63	3.85	4.69	2.15
P ₂ O ₅	0.02	0.26	0.18	0.05	0.16	0.02	0.03	0.06
PaF**	0.43	0.78	0.57	0.54	0.87	0.49	0.35	0.5
Total	99.49	100.82	99.76	100.48	99.57	99.99	99.67	99.97
Al***	1.09	0.95	1.01	1.07	1.04	1.11	1.08	1.08
Sc (AN) ppm	0.6	6.5	5.2	0.6	3.9	0.6	0.2	1.6
Cr (XRF)	48	47	82	101	68	86	46	32
Ni (XRF)	12	30	42	12	17	14	12	7
Cs (AN)	3.7	5.1	3.7	2.5	2.5	2.3	2.1	<0.1
Rb (XRF)	109	87	69	44	50	71	110	48
Ba (XRF)	774	1636	922	1403	1111	1336	789	673
Sr (XRF)	348	979	712	732	904	489	417	564
Y (XRF)	6	17	10	8	9	5	7	6
Zr (XRF)	71	203	146	88	121	81	81	106
Hf (AN)	2.2	3.24	2.5	1.5	4.03	4.03	4.3	3.5
Nb (XRF)	4	11	8	4	4	3	5	4
Ta (AN)	2.68	2.21	3.13	1.53	1.78	1.40	1.96	1.71
Th (AN)	7.25	11.54	8.08	2.57	3.78	3.32	8.53	1.50
U (AN)	1.0	1.1	1.3	<0.4	0.7	0.6	0.8	<0.6
Ga (XRF)	15	20	19	17	18	16	17	19
La (AN)	20.8	98.1	50.1	23.3	35.1	12.7	18.0	11.1
Ce (AN)	35	172	100	41	79	25	36	25
Nd (AN)	19	68	48	23	34	8	11	10
Sm (AN)	1.66	10.01	6.21	3.01	5.03	1.27	1.28	1.40
Eu (AN)	0.51	2.70	1.86	0.68	1.53	0.48	0.70	0.70
Tb (AN)	0.2	0.7	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2
Yb (AN)	0.2	0.9	0.4	0.4	0.2	0.1	0.9	0.2
Lu (AN)	0.04	0.16	0.08	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04

Résultats d'analyses chimiques des oxydes majeurs et des éléments traces de la granodiorite porphyrique du pluton de Father. *, **, ***, AN, XRF et < même que précédemment.

ÉCHANTILLON	FRL-10	FRL-11	FRL-18	FRL-25	FRL-27	FRL-41	FRL-51	FRL-52	FRL-53	FRL-54
SiO ₂ % poids	72.81	68.12	71.63	69.41	72.56	76.83	68.54	70.73	70.31	70.98
TiO ₂	0.24	0.51	0.27	0.4	0.24	0.04	0.4	0.29	0.29	0.25
Al ₂ O ₃	14.85	16.05	15.34	15.58	14.98	13.55	16.25	16.16	15.76	15.74
Fe ₂ O ₃ *	1.54	2.99	1.64	2.47	1.5	0.43	2.98	2.29	2.12	2.14
MnO	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.08	0.02
MgO	0.2	1.05	0.39	0.78	0.33	0.01	0.95	0.58	1.03	0.61
CaO	1.23	3.32	2.03	2.72	1.83	0.82	3.12	3.04	3.67	2.43
Na ₂ O	4.22	4.78	4.47	4.49	4.45	3.86	5.01	5.28	3.95	4.94
K ₂ O	3.67	1.98	2.89	2.71	3.17	4.34	1.83	1.26	1.22	1.72
P ₂ O ₅	0.06	0.21	0.08	0.16	0.07	0.01	0.1	0.07	0.15	0.05
PaF**	0.63	0.72	0.52	1.14	0.51	0.29	0.89	0.47	0.63	0.76
Total	99.64	99.86	99.39	100.01	99.78	100.18	100.21	100.26	99.21	99.79
Al***	1.13	1.00	1.08	1.02	1.06	1.08	1.02	1.04	1.09	1.09
Sc (AN) ppm	1.4	4.0	2.5	1.4	1.7	4.1	3.7	3.8	10.0	3.3
Cr (XRF)	96	38	48	53	49	<5	67	41	37	265
Ni (XRF)	8	17	10	18	11	7	23	30	28	532
Cs (AN)	3.6	1.6	1.0	1.6	2.7	0.8	1.2	1.4	1.0	1.0
Rb (XRF)	73	17	57	43	59	114	44	23	32	30
Ba (XRF)	1461	743	841	856	895	101	714	386	286	451
Sr (XRF)	507	504	691	830	691	123	586	549	175	478
Y (XRF)	6	10	7	8	6	4	9	8	17	8
Zr (XRF)	138	131	103	119	84	44	123	110	133	98
Hf (AN)	4.6	2.3	2.9	3.5	2.1	2.1	2.5	2.3	2.4	2.5
Nb (XRF)	5	5	4	5	3	3	6	5	11	4
Ta (AN)	2.28	2.32	2.78	2.59	1.19	1.84	2.68	1.14	4.57	2.68
Th (AN)	3.40	4.10	2.80	6.47	4.36	0.96	4.39	1.67	2.79	1.64
U (AN)	0.7	0.4	0.4	1.6	0.7	<0.4	1.0	0.6	<0.8	<0.2
Ga (XRF)	17	20	19	19	18	18	20	20	18	20
La (AN)	16.0	40.9	24.9	40.0	21.9	11.1	20.6	10.9	17.1	9.9
Ce (AN)	46	86	48	55	44	20	38	22	32	18
Nd (AN)	17	44	29	30	21	14	24	16	21	12
Sm (AN)	1.49	5.50	3.29	4.36	2.81	1.41	2.74	2.35	3.57	1.74
Eu (AN)	0.48	1.37	1.11	0.79	1.16	0.63	0.91	0.83	0.94	0.47
Tb (AN)	0.1	0.3	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.6	0.2
Yb (AN)	0.2	0.4	0.2	0.3	0.3	0.2	0.4	0.5	1.1	0.4
Lu (AN)	0.51	0.10	0.06	0.09	0.10	0.04	0.05	0.08	0.21	0.07

Résultats d'analyses chimiques des oxydes majeurs et des éléments traces de la granodiorite non porphyrique du pluton de Father.*, **, ***, AN, XRF et < même que précédemment.

ÉCHANTILLON	FRL-58 F	FRL-66	FRL-70	FRL-77	FRL-149F	FRL-206	FRL-212	FRL-42	FRL-48
SiO ₂ % poids	71.98	71.8	75.33	73.07	68.34	69.48	74.35	69.23	70.83
TiO ₂	0.31	0.23	0.07	0.19	0.49	0.31	0.18	0.33	0.41
Al ₂ O ₃	14.62	15.69	14.18	15.01	14.81	16.58	14.1	16.04	15.02
Fe ₂ O ₃ *	2.91	1.9	0.83	1.28	4.97	2.47	1.12	2.74	3.37
MnO	0.04	0.02	0.00	0.02	0.08	0.03	0.01	0.03	0.04
MgO	0.76	0.5	0.00	0.24	1.36	0.68	0.21	1.02	0.93
CaO	2.90	2.59	0.7	1.3	4.25	2.99	1.1	3.46	3.56
Na ₂ O	4.44	4.89	4.5	4.71	3.73	5.2	3.81	4.94	3.95
K ₂ O	0.81	1.57	4.32	3.35	1.28	1.21	4.26	1.23	1.27
P ₂ O ₅	0.08	0.05	0.00	0.04	0.15	0.07	0.04	0.09	0.11
PaF**	0.97	0.55	0.34	0.54	0.49	0.75	0.6	0.61	0.52
Total	99.87	99.85	100.34	99.88	100.01	99.83	99.84	99.79	100.08
Al***	1.09	1.09	1.06	1.09	0.97	1.08	1.10	1.02	1.05
Sc (AN) ppm	3.2	3.2	1.0	1.8	8.4	4.3	1.2	5.1	4.2
Cr (XRF)	5	18	32	69	20	19	14	43	23
Ni (XRF)	7	16	10	22	28	12	12	29	26
Cs (AN)	1.1	1.0	4.3	4.7	0.8	<0.1	<0.1	1.4	1.7
Rb (XRF)	21	21	118	77	44	19	83	27	28
Ba (XRF)	323	373	562	1013	420	370	435	339	291
Sr (XRF)	254	535	187	431	168	570	258	540	228
Y (XRF)	9	7	8	7	22	8	5	8	9
Zr (XRF)	123	86	77	105	168	107	75	113	122
Hf (AN)	2.5	1.9	2.3	1.7	2.5	2.3	2.3	3.7	3.5
Nb (XRF)	9	4	5	6	10	4	4	5	9
Ta (AN)	3.71	2.91	2.18	2.20	2.83	2.36	1.48	2.83	4.01
Th (AN)	1.30	1.07	6.98	8.28	4.18	0.31	2.83	2.07	3.70
U (AN)	0.4	<0.8	1.6	1.3	0.6	<0.7	0.3	0.6	0.5
Ga (XRF)	18	20	18	19	20	21	16	20	18
La (AN)	10.4	7.5	5.1	28.1	18.1	8.9	12.3	16.2	18.7
Ce (AN)	18	14.3	10	49	47	18	24	27	31
Nd (AN)	11	11	9	23	15	7	10	21	33
Sm (AN)	1.09	1.33	1.06	2.41	3.18	1.55	1.13	2.35	2.24
Eu (AN)	0.89	0.40	0.46	0.60	0.98	0.64	0.39	0.77	0.82
Tb (AN)	0.2	0.1	0.2	0.2	0.5	0.2	0.1	0.2	0.2
Yb (AN)	0.3	0.3	0.3	0.2	1.6	0.4	0.2	0.5	0.4
Lu (AN)	0.04	0.06	0.06	0.03	0.27	0.05	0.05	0.08	0.12

Suite des résultats d'analyses chimiques des oxydes majeurs et des éléments traces de la granodiorite non porphyrique.

*, **, ***, AN, XRF et < même que précédemment. 0.00 < à la limite de détection.

ÉCHANTILLON	Enclaves tonalistiques						Enclaves volcaniques			Rv
	FRL-06E	FRL-58M	FRL-41E	FRL-38B	FRL-199E	FRL-161E	FRL-210M	FRL-154E	FRL-90B	
SiO ₂ % poids	58.87	51.23	68.13	69.58	63.82	51.71	56.67	46.11	48.98	49.16
TiO ₂	0.92	0.59	0.38	0.39	0.66	0.73	1.11	0.69	0.74	0.85
Al ₂ O ₃	16.77	10.67	16.67	16.42	15.92	10.39	14.76	16.51	15.34	16.76
Fe ₂ O ₃ *	7.76	11.49	3.05	3.16	6.60	12.35	8.08	12.04	11.91	11.52
MnO	0.13	0.18	0.04	0.04	0.10	0.18	0.12	0.19	0.30	0.17
MgO	2.64	13.21	1.08	0.88	1.93	14.31	5.6	11.07	7.35	7.89
CaO	6.34	10.51	3.98	3.92	5.44	7.77	7.15	10.63	10.80	8.07
Na ₂ O	3.76	1.91	4.91	4.55	3.53	1.49	3.53	1.69	2.18	1.9
K ₂ O	1.66	0.32	3.97	0.90	1.40	0.36	1.89	0.39	1.33	0.54
P ₂ O ₅	0.26	0.05	0.11	0.09	0.19	0.06	0.24	0.05	0.04	0.09
PaF**	1.11	0.46	0.46	1.05	0.64	1.37	0.78	1.9	1.71	3.42
Total	100.28	100.80	99.84	100.03	100.32	100.72	100.09	101.47	100.73	100.46
Al***	0.86	0.47	0.85	1.05	0.93	0.61	0.71	0.73	0.62	0.91
Sc (AN) ppm	13.4	36.3	5.5	4.5	12.0	2.0	29.2	29.7	42.4	21.4
Cr (XRF)	28	873	19	10	39	1578	119	1141	540	339
Ni (XRF)	32	459	16	16	34	560	172	369	172	211
Cs (AN)	4.4	1.8	0.7	1.3	<0.1	<0.1	1.5	1.9	1.0	1.3
Rb (XRF)	48	18	14	17	41	10	45	19	29	14
Ba (XRF)	208	110	305	243	397	53	730	80	317	102
Sr (XRF)	207	229	564	423	169	196	643	91	214	150
Y (XRF)	34	17	8	9	22	12	25	16	17	18
Zr (XRF)	109	41	123	116	183	48	87	53	52	87
Hf (AN)	4.31	2.01	3.1	4.8	1.9	1.8	5.72	0.2	1.9	2.6
Nb (XRF)	10	3	4	7	14	3	7	4	4	9
Ta (AN)	2.40	1.20	3.41	3.05	1.66	0.68	1.70	0.90	1.66	0.86
Th (AN)	0.91	0.44	1.11	2.47	1.59	4.33	4.20	<0.40	<0.48	0.78
U (AN)	1.3	<0.3	<0.5	0.5	0.8	<0.5	2.0	<0.4	<0.5	0.3
Ga (XRF)	19	14	20	19	15	12	20	14	19	17
La (AN)	8.2	4.2	12.1	11.2	7.29	6.1	27.5	1.9	7.3	4.1
Ce (AN)	23	10	16	17	5	8	96	6	5	18
Nd (AN)	17	10	18	19	14	9	61	5	14	9
Sm (AN)	4.54	2.01	1.81	2.11	1.97	2.27	8.61	1.49	1.97	2.32
Eu (AN)	1.01	0.54	0.74	0.88	0.74	1.10	2.29	0.46	0.71	1.24
Tb (AN)	0.9	0.4	0.2	0.3	0.3	0.4	0.7	0.3	0.3	0.5
Yb (AN)	2.7	0.9	0.3	0.5	1.6	1.1	1.7	1.5	1.6	1.7
Lu (AN)	0.45	0.16	0.05	0.08	0.11	0.13	0.28	0.27	0.12	0.29

Résultats d'analyses des oxydes majeurs et des éléments traces des enclaves associées au platon de Father. *,**,***, AN, XRF et < même que précédemment. Rv= roche volcanique (basalte).

ÉCHANTILLON	FRL -01	FRL-03	FRL-223	FRL-230	FRL-08
SiO ₂ % poids	71.83	68.17	51.60	67.77	64.41
TiO ₂	0.30	0.39	1.81	0.50	0.55
Al ₂ O ₃	14.27	16.09	15.90	15.45	16.69
Fe ₂ O ₃ *	3.42	4.06	14.09	4.96	4.64
MnO	0.06	0.05	0.18	0.07	0.06
MgO	0.57	1.33	4.00	1.19	2.00
CaO	2.55	3.36	8.56	4.39	4.3
Na ₂ O	3.94	4.16	2.80	3.70	4.34
K ₂ O	1.61	1.27	1.00	1.32	1.7
P ₂ O ₅	0.07	0.08	0.18	0.12	0.14
PaF**	1.23	1.50	0.62	0.68	0.92
Total	99.94	100.52	100.82	100.22	99.84
Al***	1.11	1.12	0.75	1.00	0.99
Sc (AN) ppm	4.5	6.6	22.3	7.7	8.8
Cr (XRF)	19	24	<2	30	81
Ni (XRF)	11	21	22	31	45
Cs (AN)	1.4	2.0	2.0	1.7	2.1
Rb (XRF)	40	37	38	37	46
Ba (XRF)	493	318	114	317	444
Sr (XRF)	168	237	214	171	552
Y (XRF)	19	9	17	15	10
Zr (XRF)	176	121	60	184	104
Hf (AN)	2.9	3.2	2.5	2.6	3.4
Nb (XRF)	15	8	5	12	6
Ta (AN)	5.51	2.06	3.80	3.68	3.10
Th (AN)	10.14	4.87	6.58	3.90	1.87
U (AN)	0.6	0.4	2.0	0.4	0.9
Ga (XRF)	17	16	19	18	21
La (AN)	54.4	18.6	30.9	27.9	10.8
Ce (AN)	95	30	49	51	21
Nd (AN)	43	13	19	22	19
Sm (AN)	6.63	1.81	2.90	3.53	2.43
Eu (AN)	0.87	0.59	1.50	1.12	0.91
Tb (AN)	0.8	0.3	0.4	0.3	0.4
Yb (AN)	1.2	0.6	1.2	1.1	0.7
Lu (AN)	0.17	0.14	0.19	0.17	0.22

Résultats d'analyses chimiques des oxydes majeurs et des éléments traces du pluton de Mountain. * ** *** , AN, XRF et < même que précédemment.

ÉCHANTILLON	FRL-140	FRL-148	FRL-57K	FRL-78	FRL-0235&
SiO ₂ % poids	65.88	64.11	68.19	64.34	69.2
TiO ₂	0.44	0.30	0.47	0.52	0.21
Al ₂ O ₃	16.43	18.58	14.76	16.22	17
Fe ₂ O ₃ *	3.83	3.25	4.53	4.48	nd
MnO	0.06	0.04	0.06	0.07	0.04
MgO	1.63	1.86	1.63	1.99	0.67
CaO	4.07	6.19	4.12	3.95	3.6
Na ₂ O	4.95	4.09	3.25	4.82	5.77
K ₂ O	1.31	0.82	1.38	1.84	1.35
P ₂ O ₅	0.14	0.09	0.09	0.15	0.07
PaF**	1.02	0.70	1.42	1.19	0.8
Total	99.86	100.09	99.96	99.7	98.71
Al***	0.97	0.98	1.03	0.95	0.97
Sc (AN) ppm	6.5	3.8	10.2	8.1	nd
Cr (XRF)	66	24	27	118	nd
Ni (XRF)	23	26	32	51	nd
Cs (AN)	0.9	0.8	1.3	0.8	nd
Rb (XRF)	21	16	33	35	nd
Ba (XRF)	630	297	216	866	nd
Sr (XRF)	697	351	165	561	nd
Y (XRF)	12	7	21	12	nd
Zr (XRF)	108	87	149	115	nd
Hf (AN)	2.3	9.5	3.8	1.5	nd
Nb (XRF)	6	4	11	6	nd
Ta (AN)	2.71	3.26	4.38	2.16	nd
Th (AN)	3.96	0.64	6.03	2.59	nd
U (AN)	<0.2	<0.36	0.7	0.5	nd
Ga (XRF)	20	19	15	19	nd
La (AN)	21.4	7.3	20.3	17.9	nd
Ce (AN)	41	8	36	40	8
Nd (AN)	25	18	24	21	156
Sm (AN)	3.56	1.57	3.74	3.55	6.00
Eu (AN)	1.10	1.68	0.91	1.00	1.50
Tb (AN)	0.2	0.3	0.6	0.3	0.5
Yb (AN)	0.7	0.3	1.9	0.7	0.3
Lu (AN)	0.16	0.06	0.33	0.14	0.06

Résultats d'analyses chimiques des oxydes majeurs et des éléments traces du platon de Lichen.

*, **, ***, AN, XRF et < même que précédemment. &= analysé par Midra et al.(1994), nd= non déterminée.

ÉCHANTILLON	Pegmatite			Aplite	
	FRL-14	FRL-155	FRL-53	FRL-68D	FRL-35 D
SiO ₂ % poids	69.33	61.86	66.31	72.72	73.29
TiO ₂	0.33	0.57	0.54	0.13	0.34
Al ₂ O ₃	16.37	16.74	15.76	15.92	14.44
Fe ₂ O ₃ *	2.85	5.65	5.31	0.92	2.66
MnO	0.03	0.08	0.08	0.00	0.02
MgO	0.74	3.05	1.33	0.13	0.60
CaO	3.48	5.62	4.67	1.89	3.43
Na ₂ O	4.87	4.65	3.95	4.92	4.14
K ₂ O	1.03	1.28	1.22	2.58	0.64
P ₂ O ₅	0.07	0.18	0.15	0.02	0.09
PaF**	0.60	0.64	0.63	0.41	0.47
Total	99.16	100.44	100.02	99.78	100.17
Al***	1.06	0.87	0.97	1.11	1.05
Sc (AN) ppm	0.4	12.1	0.6	0.9	0.6
Cr (XRF)	14	125	54	78	<2
Ni (XRF)	11	65	12	8	12
Cs (AN)	2.3	1.7	0.7	1.8	1.0
Rb (XRF)	17	33	21	60	12
Ba (XRF)	334	573	787	1206	199
Sr (XRF)	504	697	623	467	255
Y (XRF)	6	15	4	5	6
Zr (XRF)	109	130	60	74	110
Hf (AN)	1.6	5.4	1.3	2.5	2.9
Nb (XRF)	4	6	2	3	7
Ta (AN)	1.54	2.37	2.13	2.76	4.33
Th (AN)	6.23	1.41	0.62	1.49	4.12
U (AN)	0.7	<0.2	0.4	0.3	0.3
Ga (XRF)	20	19	19	16	16
La (AN)	2.4	24.2	1.2	6.3	9.1
Ce (AN)	4	46	3	11	14
Nd (AN)	5	33	4	9	17
Sm (AN)	0.18	4.18	0.19	0.89	1.15
Eu (AN)	0.36	1.19	0.32	0.51	0.12
Tb (AN)	0.1	0.3	0.1	0.2	0.4
Yb (AN)	0.1	1.1	0.1	0.1	0.1
Lu (AN)	0.03	0.19	0.02	0.03	0.04

Résultats d'analyses des oxydes majeurs et des éléments traces des dykes de pegmatites et et d'aprites associés au pluton de Father.*,**,***, AN, XRF et < même que précédemment.

Élément	Fraction magnétique							Biotite	
	FRL-173	FRL-65A	FRL-52	FRL-66	FRL-10	FRL-120	FRL-65B	FRL-173	FRL-65A
Sc (ppm)	3.3	19.8	7.4	19.0	1.8	2.0	1.9	12.2	75.6
Cr	742	846	42	764	259	162	841	36	168
Fe2O3%	43	45	17	42	78	92	45	20	34
Ni	1877	2066	<44	2021	80	474	2052	127	230
Cs	1.8	8.8	7.0	7.5	1.2	1.6	2.0	8.0	1.4
Rb	32	131	217	123	29	36	30	278	21
Ba	175	449	1515	359	181	145	145	2778	470
Zr	766	151	386	132	632	650	774	<310	923
Hf	30.00	15.00	10.00	12.00	14.00	32.00	31.00	7.00	8.00
Ta	4.93	3.64	1.99	3.01	1.03	1.04	5.25	3.06	2.75
Au	0.11	<0.01	0.08	0.07	<0.01	<0.004	0.12	0.09	<0.06
Th	223.02	40.82	11.00	34.01	2.23	21.06	22.00	3.86	3.00
U	7.0	7.0	<3.9	6.0	2.0	8.0	8.0	5.0	<10
La	232.0	233.6	76.7	55.4	54.1	50.5	235.9	13.6	56.8
Ce	344	581	76	92	82	11	552	11	90
Nd	257	385	36	64	44	50	369	20	63
Sm	25.20	26.70	6.32	18.58	5.35	10.29	29.14	3.76	21.10
Eu	12.10	14.13	1.19	4.34	1.44	2.58	13.79	1.31	4.47
Tb	2.7	3.8	0.4	2.8	0.4	0.4	3.8	0.4	2.7
Yb	4.0	5.3	1.1	7.0	1.2	1.6	5.8	0.8	8.3
Lu	1.02	0.69	0.16	1.17	0.18	0.27	0.74	0.15	1.11

Analyses du Ta dans les phases minérales: magnétiques et biotitiques (en ppm) dans le faciès granodioritique du pluton de Father. Notez également l'analyse des autres éléments.

Fer élevé= magnétite et Fer faible= ilménite.

Les éléments sont tous analysés par activation neutronique. <= teneur inférieure à la valeur indiquée. Tous les éléments sont en ppm sauf le Fe2O3 total qui est en % poids.

Annexe 3

Échantillon	FRL-210B								FRL-227											
SiO ₂	38.24	38.15	38.15	38.13	38.36	38.24	37.84	38.32	35.99	36.58	35.80	35.40	36.13	36.85	36.70	36.40	36.92			
TiO ₂	1.51	1.58	1.06	1.82	1.52	1.72	1.69	1.75	2.11	1.94	1.88	1.85	2.00	1.96	2.03	1.97	2.19			
Al ₂ O ₃	15.59	15.48	15.65	15.53	15.79	15.49	15.71	15.37	16.98	17.24	17.24	16.59	16.77	16.59	17.24	17.07	17.04			
FeO _t	16.11	16.18	15.44	16.13	16.36	15.97	16.02	16.08	22.18	22.10	22.86	29.90	21.90	22.03	22.25	22.01	22.22			
MgO	13.67	13.65	14.05	13.61	13.43	13.65	13.58	13.86	9.60	9.42	9.49	9.08	9.51	9.55	9.42	9.23	9.21			
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
CaO	0.26	0.00	0.34	0.28	0.32	0.27	0.25	0.32	0.90	0.26	0.32	0.34	0.00	0.26	0.00	0.26	0.36			
Na ₂ O	0.18	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
K ₂ O	9.68	9.37	9.18	9.33	9.53	9.54	9.40	8.82	9.12	9.29	8.54	9.09	8.95	9.33	9.21	9.16	9.27			
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00		
Total	95.22	94.55	93.87	94.82	95.31	94.88	94.50	94.51	96.26	96.82	96.02	96.25	95.25	96.56	96.86	96.23	97.22			
Fe ₂ O _{3c}	2.06	2.16	2.19	1.89	1.88	1.83	1.87	2.18	2.31	2.13	2.65	3.74	2.37	2.28	2.12	2.21	2.07			
A/CNK	1.39	1.49	1.48	1.46	1.45	1.43	1.48	1.52	1.63	1.64	1.75	1.59	1.73	1.57	1.73	1.64	1.59			
FeO c	14.05	14.02	13.25	14.24	14.48	14.14	14.15	13.90	19.87	19.97	20.21	26.16	19.53	19.75	20.13	19.80	20.15			
F	1.64	1.56	1.28	1.36	1.35	1.47	1.38	1.12	0.88	1.05	0.64	0.33	1.11	1.20	1.05	1.11	1.09			
H ₂ O+	3.23	3.66	4.42	3.65	3.46	3.56	3.86	4.01	2.98	2.91	3.66	0.83	3.73	2.94	2.88	3.26	2.60			
Si	5.73	5.75	5.76	5.73	5.74	5.74	5.71	5.75	5.49	5.53	5.47	5.56	5.55	5.59	5.55	5.55	5.57			
Al (IV)	2.27	2.25	2.24	2.27	2.26	2.26	2.29	2.25	2.51	2.47	2.53	2.44	2.45	2.41	2.45	2.45	2.43			
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00			
Al (VI)	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.54	0.60	0.56	0.63	0.59	0.56	0.62	0.62	0.60			
Ti	0.17	0.18	0.12	0.21	0.17	0.20	0.19	0.20	0.24	0.22	0.22	0.22	0.23	0.22	0.23	0.23	0.25			
Fe Tot	1.98	2.00	1.92	1.99	0.42	1.98	1.99	1.99	2.79	2.76	2.87	2.92	2.96	2.75	2.77	2.76	2.76			
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Mg	3.05	3.06	3.16	3.05	3.00	3.05	3.05	3.10	2.18	2.13	2.16	2.09	2.17	2.16	2.13	2.09	2.07			
Cr	0.02	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00			
Al tot	2.75	2.75	2.78	2.75	2.78	2.74	2.79	2.71	3.05	3.07	3.09	3.07	3.04	2.97	3.07	3.07	3.03			
Ca	0.04	0.00	0.50	0.40	0.05	0.40	0.40	0.50	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06	0.04	0.00	0.04	0.06			
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
K	1.85	1.80	1.78	1.79	1.82	1.83	1.81	1.69	1.77	1.79	1.67	1.80	1.82	1.80	1.77	1.78	1.78			
Fe#	0.36	0.37	0.35	0.37	0.06	0.37	0.37	0.36	0.54	0.54	0.54	0.56	0.55	0.54	0.54	0.55	0.55			
Mg#	0.64	0.63	0.65	0.63	0.94	0.63	0.63	0.64	0.46	0.46	0.46	0.44	0.45	0.46	0.46	0.45	0.45			
Fe ₃ ⁺	0.23	0.24	0.25	0.21	0.23	0.21	0.21	0.25	0.26	0.24	0.30	0.31	0.29	0.26	0.24	0.25	0.23			
Fe ₂ ⁺	1.75	1.76	1.67	1.78	0.19	1.77	1.78	1.74	2.53	2.52	2.57	2.61	2.67	2.49	2.53	2.51	2.53			
Al ₆ +Fe ₃ +Ti	0.88	0.90	0.85	0.90	0.88	0.89	0.88	0.93	1.04	1.06	1.08	1.16	1.11	1.04	1.09	1.10	1.08			
Fe ₂ +Mn	1.75	1.76	1.67	1.78	0.19	1.77	1.78	1.74	2.53	2.52	2.57	2.61	2.67	2.49	2.53	2.51	2.53			

Analyses représentatives de la composition des biotites de la tonalite à biotite et à hornblende du pluton de Father.

0.00= < à la limite de détection (0.5%).

Échantillon	FRL-199			FRL-159									
SiO ₂	36.53	36.49	36.54	36.20	36.51	36.59	36.88	37.06	37.43	37.42	37.30	37.09	
TiO ₂	2.14	2.40	2.69	2.15	1.92	1.84	2.25	2.46	2.60	2.92	2.72	2.44	
Al ₂ O ₃	16.72	16.64	16.50	15.23	15.53	15.23	16.28	16.58	16.43	16.60	16.62	16.32	
FeO _t	22.03	22.44	22.50	21.35	20.07	19.66	18.52	19.35	19.35	19.55	19.45	18.49	
MgO	9.22	9.34	9.16	11.17	11.82	11.85	12.21	11.39	11.81	10.81	11.04	11.65	
MnO	0.40	0.00	0.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaO	0.29	0.00	0.00	0.28	0.26	0.28	0.28	0.33	0.00	0.29	0.00	0.34	
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
K ₂ O	9.25	9.02	9.18	11.28	11.26	11.56	9.24	9.35	9.40	9.32	9.34	9.09	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	96.57	96.32	97.09	97.65	97.37	97.20	95.65	96.53	97.01	96.91	96.46	95.42	
Fe ₂ O _{3c}	2.08	2.25	1.93	1.83	1.67	1.60	1.88	1.72	1.66	1.49	1.55	1.80	
A/CNK	1.59	1.70	1.66	1.20	1.23	1.17	1.55	1.55	1.62	1.56	1.64	1.56	
FeO c	19.95	20.19	20.57	19.52	18.40	18.06	16.64	17.63	17.69	18.06	17.90	16.69	
F	0.45	1.13	0.09	2.09	2.01	2.26	1.08	1.10	1.11	1.18	1.21	1.12	
H ₂ O+	3.40	3.03	3.37	1.67	1.89	1.92	3.35	2.82	2.50	2.41	2.69	3.39	
Si	5.56	5.56	5.54	5.76	5.78	5.81	5.56	5.56	5.58	5.59	5.59	5.60	
Al (IV)	2.44	2.44	2.46	2.24	2.22	2.19	2.44	2.44	2.42	2.41	2.41	2.40	
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
Al (IV)	0.55	0.53	0.49	0.61	0.68	0.66	0.46	0.49	0.46	0.51	0.53	0.50	
Ti	0.24	0.27	0.30	0.26	0.23	0.22	0.25	0.27	0.29	0.32	0.30	0.28	
Fe Tot	2.77	2.82	2.82	2.68	2.51	2.48	2.30	2.39	2.39	2.42	2.41	2.30	
Mn	0.05	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	2.09	2.12	2.07	2.65	2.79	2.81	2.74	2.55	2.62	2.41	2.47	2.62	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al tot	2.99	2.97	2.95	2.85	2.90	2.85	2.90	2.93	2.88	2.92	2.94	2.90	
Ca	0.04	0.00	0.00	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.00	0.05	0.00	0.05	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
K	1.79	1.75	1.77	2.29	2.27	2.34	1.78	1.79	1.78	1.77	1.78	1.75	
Fe#	0.55	0.55	0.56	0.48	0.45	0.45	0.43	0.46	0.46	0.48	0.48	0.44	
Mg#	0.45	0.45	0.44	0.52	0.55	0.55	0.57	0.54	0.54	0.52	0.52	0.56	
Fe ₃ +	0.24	0.26	0.22	0.21	0.19	0.18	0.21	0.19	0.19	0.17	0.17	0.20	
Fe ₂ +	2.53	2.56	2.60	2.47	2.32	2.30	2.09	2.20	2.20	2.25	2.24	2.10	
Al ₆ +Fe ₃ +Ti	1.03	1.06	1.01	1.08	1.10	1.06	0.92	0.95	0.94	1.00	1.00	0.98	
FE2+Mn	2.58	2.56	2.66	2.47	2.32	2.30	2.09	2.20	2.20	2.25	2.24	2.10	

Analyses représentatives de la composition des biotites de la leucotonalite.

0.00= < à la limite de détection (0.5%).

Échantillon	FRL-44						
SiO ₂	37.40	37.57	36.87	37.53	37.21	37.46	37.74
TiO ₂	1.41	1.57	1.01	1.51	1.39	1.62	1.66
Al ₂ O ₃	15.32	15.53	15.76	15.43	15.84	15.58	15.67
FeOt	20.81	20.68	20.04	20.03	19.38	20.10	19.97
MgO	11.83	11.73	12.22	12.16	11.69	11.56	12.37
MnO	0.00	0.44	0.00	0.00	0.36	0.00	0.00
CaO	0.22	0.00	0.27	0.40	0.24	0.00	0.24
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	10.47	10.46	9.94	10.53	10.07	10.49	10.53
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	97.45	97.96	96.10	97.58	96.19	96.79	97.19
Fe ₂ O _{3c}	2.35	2.03	2.56	2.14	2.04	2.01	1.98
A/CNK	1.31	1.37	1.40	1.27	1.40	1.37	1.32
FeO c	18.46	18.65	17.48	17.89	17.34	18.09	17.99
F	1.61	0.77	1.29	1.59	0.94	1.75	1.50
H ₂ O+	2.28	2.39	3.34	2.16	3.25	2.44	1.85
Si	5.48	5.48	5.45	5.44	5.45	5.47	5.47
Al (IV)	2.52	2.52	2.55	2.56	2.55	2.53	2.53
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al (IV)	0.30	0.32	0.37	0.25	0.36	0.32	0.31
Ti	0.26	0.28	0.22	0.27	0.26	0.29	0.29
Fe t	0.61	2.59	2.54	2.51	2.43	2.52	2.51
Mn	0.00	0.05	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
Mg	2.58	2.55	2.69	2.63	2.55	2.51	2.67
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al tot	2.82	2.84	2.92	2.81	2.91	2.85	2.84
Ca	0.04	0.00	0.04	0.06	0.04	0.00	0.04
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	1.96	1.95	1.87	1.95	1.88	1.95	1.94
Fe#	0.12	0.48	0.46	0.46	0.46	0.48	0.46
Mg#	0.88	0.52	0.54	0.54	0.54	0.52	0.54
Fe ₃ +	0.27	0.23	0.29	0.24	0.23	0.23	0.23
Fe ₂ +	0.34	2.36	2.25	2.27	2.20	2.29	2.28
Al ₆ +Fe ₃ +Ti	0.83	0.83	0.88	0.76	0.85	0.84	0.83
FE2+Mn	0.34	2.41	2.25	2.27	2.25	2.29	2.28

Analyses représentatives de la composition des biotites de la tonalite à biotite.

0.00= < à la limite de détection (0.5%).

Échantillon	FRL-94	FRL-92	
SiO ₂	38.67	38.42	36.09
TiO ₂	1.22	1.30	2.14
Al ₂ O ₃	15.64	15.39	16.43
FeO _t	17.63	17.40	20.76
MgO	13.18	12.66	11.75
MnO	0.00	0.00	0.00
CaO	0.30	0.25	0.27
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	9.60	9.50	7.68
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
Total	96.22	94.92	94.11
Fe ₂ O _{3c}	2.19	2.22	2.92
A/CNK	1.43	1.43	1.87
FeO c	15.44	15.18	17.84
F	1.25	1.46	0.21
H ₂ O+	3.13	3.69	4.40
Si	5.76	5.80	5.50
Al (IV)	2.24	2.20	2.50
	8.00	8.00	8.00
Al (VI)	0.48	0.48	0.51
Ti	0.14	0.15	0.25
Fe Tot	2.15	2.16	2.59
Mn	0.00	0.00	0.00
Mg	2.93	2.85	2.72
Cr	0.00	0.00	0.00
Al tot	2.75	2.74	3.01
Ca	0.05	0.04	0.05
Na	0.00	0.00	0.00
K	1.83	1.83	1.52
Fe#	0.39	0.40	0.45
Mg#	0.61	0.60	0.55
Fe3+	0.24	0.25	0.33
Fe2+	1.91	1.91	2.26
Al ₆ +Fe ₃ +Ti	0.86	0.88	1.09
FE2+Mn	1.91	1.91	2.26
			2.13

Analyses représentatives de la composition des biotites de la tonalite rubanée du pluton de Father.
0.00= < à la limite de détection (0.5%).

Échantillon	FRL-22									FRL-100				FRL-16					
SiO ₂	38.84	38.45	38.94	38.81	38.66	38.93	38.62	38.74	38.80	38.80	37.83	38.24	38.45	38.48	38.63	38.66	38.98	39.05	39.16
TiO ₂	1.41	1.63	1.32	1.62	1.19	1.17	1.22	1.12	1.16	1.42	1.74	1.34	1.53	1.27	1.15	1.28	1.14	1.12	1.40
Al ₂ O ₃	14.96	15.03	15.36	14.97	14.92	15.10	14.99	15.15	15.28	15.38	14.96	14.90	15.12	14.88	14.62	14.59	14.83	16.19	14.23
FeO _t	17.21	16.46	15.41	17.08	18.42	17.95	17.53	17.22	18.05	17.40	18.11	17.24	17.59	17.10	15.99	17.37	15.48	15.09	16.36
MgO	13.04	13.11	13.92	13.50	13.31	13.44	13.78	13.55	13.65	12.52	12.25	13.10	12.65	13.29	13.77	13.25	14.25	13.70	13.91
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.59	0.42	0.00	0.46	0.00	0.00	0.50	0.00	0.47	0.47	0.61	0.90	0.69	0.66
CaO	0.34	0.38	0.27	0.27	0.27	0.00	0.34	0.30	0.26	0.00	0.29	0.00	0.25	0.36	0.00	0.00	0.00	0.35	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.19	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	9.52	9.36	9.70	9.30	9.34	9.48	9.23	9.69	9.69	9.46	9.19	9.48	9.34	9.61	9.40	9.83	9.05	8.43	9.38
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	95.33	94.42	94.91	95.56	96.28	96.67	96.32	95.78	97.36	95.15	94.37	94.79	94.94	95.46	94.02	95.58	94.63	94.61	95.10
Fe ₂ O _{3c}	2.27	2.13	1.87	2.26	2.86	2.29	2.67	2.31	2.24	2.32	2.41	2.21	2.29	2.21	2.24	2.16	2.13	1.97	2.23
A/CNK	1.37	1.39	1.40	1.42	1.37	1.47	1.37	1.37	1.39	1.46	1.43	1.45	1.43	1.35	1.44	1.37	1.51	1.66	1.40
FeO c	14.94	14.33	13.54	14.82	15.56	15.66	14.86	14.91	15.81	15.08	15.70	15.03	15.30	14.89	13.75	15.21	13.35	13.12	14.13
F	1.50	1.53	1.60	1.34	1.35	0.58	0.79	1.41	0.63	1.66	1.44	0.77	1.44	0.79	1.02	0.74	0.25	0.16	0.51
H ₂ O+	3.41	3.81	3.53	3.35	3.03	3.03	3.14	3.30	2.69	3.32	3.93	4.08	3.65	3.69	4.30	3.61	4.30	4.40	4.11
Si	5.83	5.81	5.82	5.80	5.79	5.79	5.76	5.79	5.74	5.83	5.78	5.79	5.80	5.79	5.86	5.82	5.85	5.81	5.88
Al (IV)	2.17	2.19	2.18	2.20	2.21	2.21	2.24	2.21	2.26	2.17	2.22	2.21	2.20	2.21	2.14	2.18	2.15	2.19	2.12
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
Al (VI)	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48
Ti	0.16	0.18	0.15	0.18	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.16	0.20	0.15	0.17	0.14	0.13	0.14	0.13	0.13	0.16
Fe Tot	2.13	2.04	1.90	2.09	2.25	2.20	2.15	2.12	2.20	2.10	2.26	2.15	2.18	2.12	1.99	2.15	1.92	1.85	2.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.05	0.00	0.05	0.00	0.00	0.06	0.00	0.06	0.06	0.07	0.11	0.08	0.08
Mg	2.92	2.95	3.10	3.01	2.96	2.98	3.06	3.02	3.01	2.80	2.78	2.96	2.85	2.98	3.11	2.97	3.18	3.04	3.11
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al tot	2.65	2.67	2.71	2.64	2.63	2.65	2.63	2.67	2.66	2.73	2.69	2.66	2.69	2.64	2.61	2.59	2.62	2.84	2.52
Ca	0.05	0.06	0.04	0.04	0.04	0.00	0.05	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	1.82	1.80	1.85	1.77	1.78	1.79	1.75	1.84	1.82	1.82	1.83	1.83	1.79	1.84	1.82	1.88	1.73	1.60	1.80
Fe#	0.39	0.38	0.35	0.38	0.39	0.39	0.38	0.38	0.39	0.40	0.42	0.39	0.40	0.39	0.36	0.39	0.35	0.35	0.36
Mg#	0.61	0.62	0.65	0.62	0.61	0.61	0.62	0.62	0.61	0.60	0.58	0.61	0.60	0.61	0.64	0.61	0.65	0.65	0.64
Fe3+	0.26	0.24	0.21	0.25	0.32	0.26	0.30	0.26	0.25	0.21	0.27	0.25	0.26	0.25	0.25	0.24	0.24	0.22	0.25
Fe2+	1.87	1.80	1.69	1.84	1.93	1.94	1.85	1.86	1.95	1.89	1.99	1.90	1.92	1.87	1.74	1.91	1.68	1.63	1.77
Al6+Fe3+Ti	0.90	0.90	0.84	0.91	0.93	0.87	0.91	0.86	0.85	0.85	0.95	0.88	0.91	0.87	0.86	0.86	0.85	0.83	0.89
FE2+Mn	1.87	1.80	1.69	1.84	1.93	2.01	1.90	1.86	2.00	1.89	1.99	1.96	1.92	1.93	1.80	1.98	1.79	1.71	1.85

Analyses représentatives de la composition des biotites de la granodiorite porphyrique du pluton de Father.

0.00 = < à la limite de détection (0.5%).

Échantillon	FRL-17										FRL-174									
SiO ₂	38.83	38.13	37.54	37.15	38.58	38.86	38.43	38.36	37.31		36.32	38.34	38.02	38.30	38.29	38.42	37.62	38.38	38.32	38.08
TiO ₂	1.20	1.53	1.22	1.52	1.55	1.45	1.73	1.71	1.13		1.75	1.19	1.59	1.30	1.45	1.41	1.55	1.64	1.61	1.43
Al ₂ O ₃	15.06	14.96	14.97	15.19	15.06	15.32	15.45	15.23	14.92		17.24	15.02	15.14	14.75	14.84	15.05	14.98	15.27	15.36	15.28
FeO _t	16.99	17.86	19.02	18.15	17.18	17.08	16.96	16.79	18.25		22.27	19.58	19.66	19.92	18.35	18.22	18.89	18.05	17.91	18.91
MgO	13.11	11.96	12.81	12.72	13.21	13.14	13.05	12.48	11.92		9.33	11.78	11.69	12.00	12.23	12.66	12.33	12.46	12.60	12.26
MnO	0.44	0.15	0.42	0.00	0.00	0.52	0.49	0.50	0.00		0.00	0.51	0.47	0.39	0.00	0.54	0.35	0.00	0.46	0.49
CaO	0.48	0.00	35.00	0.34	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00		0.33	0.27	0.00	0.40	0.39	0.00	0.22	0.00	0.26	0.33
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	9.22	9.34	8.87	8.58	9.43	9.55	9.30	9.12	11.50		9.40	9.36	9.47	9.19	9.47	9.46	9.43	9.59	9.42	9.21
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00
Total	95.33	94.28	95.20	93.64	95.43	95.88	95.40	94.19	95.03		96.64	96.06	96.03	96.24	95.03	95.85	95.27	95.68	96.07	95.98
Fe ₂ O _{3c}	2.31	2.31	5.51	2.79	2.22	1.93	1.88	1.98	1.76		2.22	2.60	2.35	2.81	2.48	2.25	2.43	2.14	2.08	2.42
A/CNK	1.39	1.48	1.46	1.53	1.42	1.48	1.54	1.54	1.20		1.60	1.41	1.48	1.38	1.35	1.47	1.40	1.47	1.44	1.45
FeO c	14.68	15.55	13.51	15.36	14.96	15.15	15.08	14.81	16.49		20.05	16.98	17.31	17.11	15.87	15.97	16.46	15.91	15.83	16.49
F	0.76	1.41	-6.76	1.02	1.43	0.54	0.40	0.56	2.56		1.10	0.87	0.67	0.82	1.53	0.60	0.83	1.52	0.51	0.51
H ₂ O+	3.74	4.20	-10.11	4.70	3.47	3.63	4.06	4.60	2.93		3.04	3.18	3.50	3.25	3.59	3.65	3.80	3.31	3.68	3.59
Si	5.82	5.81	5.74	5.70	5.78	5.80	5.76	5.82	5.66		5.52	5.80	5.75	5.48	5.81	5.78	5.72	5.78	5.74	5.74
Al (IV)	2.18	2.19	2.26	2.30	2.22	2.20	2.24	2.18	2.34		2.48	2.20	2.25	2.52	2.19	2.22	2.28	2.22	2.26	2.26
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00		8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al (VI)	0.48	0.51	0.44	0.45	0.44	0.50	0.49	0.54	1.60		0.61	0.47	0.45	0.10	0.46	0.44	0.39	0.49	0.45	0.45
Ti	0.14	0.17	0.14	0.18	0.17	0.16	0.20	0.19	0.31		0.20	0.14	0.18	0.15	0.17	0.16	0.18	0.19	0.18	0.16
Fe Tot	2.13	2.27	2.31	2.32	2.16	2.13	2.13	2.12	2.45		2.83	2.47	2.48	2.51	2.32	2.30	2.40	2.23	2.21	2.34
Mn	0.06	0.06	0.05	0.00	0.00	0.07	0.06	0.06	0.00		0.00	0.07	0.06	0.05	0.00	0.07	0.05	0.00	0.06	0.06
Mg	2.93	2.73	2.92	2.91	2.95	2.92	2.82	2.82	2.86		2.11	2.65	2.63	2.70	2.77	2.83	2.80	2.80	2.81	2.75
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Al tot	2.66	2.70	2.70	2.75	2.66	2.70	2.73	2.72	2.82		3.09	2.67	2.70	2.62	2.65	2.66	2.67	2.71	2.71	2.71
Ca	0.08	0.00	0.06	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00		0.05	0.04	0.00	0.06	0.06	0.00	0.04	0.00	0.04	0.05
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	1.77	1.82	1.73	1.68	1.81	1.81	1.76	1.75	2.35		1.82	1.80	1.83	1.77	1.83	1.82	1.83	1.84	1.80	1.77
Fe#	0.39	0.42	0.41	0.40	0.39	0.39	0.40	0.40	0.42		0.55	0.45	0.45	0.44	0.42	0.42	0.43	0.42	0.41	0.43
Mg#	0.61	0.58	0.59	0.60	0.61	0.61	0.60	0.60	0.58		0.45	0.55	0.55	0.56	0.58	0.58	0.57	0.58	0.59	0.57
Fe3+	0.26	0.25	0.33	0.32	0.25	0.22	0.21	0.23	0.20		0.25	0.29	0.27	0.32	0.28	0.26	0.28	0.24	0.23	0.27
Fe2+	1.84	1.99	2.05	1.96	1.87	1.89	1.89	1.87	2.11		2.54	2.14	2.18	2.15	2.00	2.01	2.08	1.99	1.98	2.07
Al ₆ +Fe ₃ +Ti	0.88	0.93	0.91	0.95	0.86	0.88	0.90	0.96	2.11		1.06	0.90	0.90	0.57	0.91	0.86	0.85	0.92	0.86	0.88
FE2+Mn	1.90	2.05	2.10	1.96	1.87	1.96	1.95	1.93	2.11		2.54	2.21	2.24	2.20	2.00	2.08	2.13	1.99	2.04	2.13

Suite d'analyses représentatives de la composition des biotites de la granodiorite porphyrique du pluton de Father.

0.00= < à la limite de détection (0.5%).

Échantillon	FRL-75				
SiO ₂	38.77	38.98	37.76	38.61	39.22
TiO ₂	1.38	1.32	1.46	1.78	1.19
Al ₂ O ₃	15.68	15.52	15.46	14.63	15.53
FeO _t	15.58	15.95	15.98	15.71	16.38
MgO	13.60	13.64	13.46	13.97	13.41
MnO	0.60	0.73	0.54	0.56	0.64
CaO	0.00	0.00	0.21	0.00	0.24
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	9.65	9.70	9.59	9.49	9.64
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	95.26	95.83	94.45	94.75	96.25
Fe ₂ O _{3c}	1.59	1.65	1.80	1.86	1.82
A/CNK	1.50	1.48	1.44	1.42	1.43
FeO c	13.99	14.30	14.18	13.85	14.56
F	0.43	0.24	0.52	0.46	0.47
H ₂ O+	4.07	3.83	4.49	4.44	3.35
Si	5.79	5.78	5.72	5.80	5.82
Al (IV)	2.21	2.22	2.28	2.20	2.18
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al (IV)	0.55	0.50	0.48	0.39	0.53
Ti	0.15	0.15	0.16	0.20	0.13
Fe Tot	1.93	1.96	1.99	1.95	2.00
Mn	0.08	0.09	0.07	0.07	0.08
Mg	3.08	3.02	3.04	3.13	2.96
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al tot	2.76	2.72	2.76	2.59	2.71
Ca	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	1.83	1.84	1.85	1.82	1.82
Fe#	0.36	0.37	0.37	0.36	0.38
Mg#	0.64	0.63	0.63	0.64	0.62
Fe ₃₊	0.18	0.18	0.20	0.21	0.20
Fe ₂₊	1.75	1.78	1.79	1.74	1.80
Al ₆ +Fe ₃ +Ti	0.88	0.83	0.84	0.80	0.86
FE2+Mn	1.83	1.87	1.86	1.81	1.88

Suite d'analyses représentatives de la composition des biotites de la granodiorite porphyrique du pluton de Father.
0.00= < à la limite de détection (0.5%).

Échantillon	FRL-38			FRL-27			FRL-57				FRL-19			
SiO ₂	36.01	35.73	36.68	39.96	39.51	39.36	36.57	37.70	37.17	36.87	39.33	38.14	39.79	38.94
TiO ₂	2.82	2.51	3.00	1.35	1.23	1.22	1.52	1.67	1.89	1.53	0.95	0.73	1.24	2.38
Al ₂ O ₃	16.82	16.51	17.02	14.15	14.96	14.61	16.39	16.64	16.76	16.09	14.72	15.30	14.70	14.77
FeO _t	22.66	22.40	20.93	17.84	18.74	18.00	22.03	20.36	19.69	21.49	17.25	17.15	16.87	18.90
MgO	9.65	9.51	9.13	13.69	13.22	13.67	10.96	11.18	10.57	12.29	14.73	14.26	14.13	11.56
MnO	0.00	0.00	0.36	0.59	0.46	0.38	0.00	0.00	0.47	0.40	0.00	0.58	0.00	0.72
CaO	0.72	0.29	0.28	0.00	0.22	0.33	0.32	0.00	0.30	0.20	0.27	0.27	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	7.31	8.45	9.32	10.46	10.13	9.81	9.29	9.62	9.88	8.95	10.01	9.76	10.02	10.27
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00
Total	95.09	95.39	96.73	98.04	98.48	97.38	97.07	97.17	96.72	97.80	97.27	96.35	96.75	97.55
Fe ₂ O _{3c}	2.86	2.56	1.39	2.01	2.16	2.35	2.67	2.03	1.57	2.74	2.41	2.31	2.13	1.50
A/CNK	1.82	1.71	1.61	1.25	1.32	1.30	1.54	1.60	1.49	1.60	1.30	1.38	1.36	1.33
FeO c	19.80	19.84	19.54	15.83	16.58	15.65	19.36	18.33	18.12	18.75	14.84	14.84	14.74	17.40
F	0.12	0.85	0.43	0.77	0.78	0.88	0.88	1.15	0.42	0.09	1.38	1.26	1.63	0.07
H ₂ O+	3.85	3.73	3.21	2.29	2.00	2.59	3.02	2.65	3.32	2.96	2.57	2.35	2.57	3.22
Si	5.44	5.50	5.54	6.10	6.03	6.01	5.58	5.76	5.67	5.63	6.00	5.82	6.07	5.94
Al (IV)	2.56	2.50	2.46	1.90	1.97	1.99	2.42	2.24	2.33	2.37	2.00	2.18	1.93	2.06
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al (IV)	0.51	0.50	0.57	0.64	0.29	0.64	0.53	0.75	0.68	0.52	0.65	0.57	0.71	0.59
Ti	0.30	0.29	0.34	0.15	0.14	0.14	0.17	0.19	0.22	0.18	0.11	0.08	0.14	0.13
Fe t	2.82	2.83	2.63	2.25	2.36	0.61	2.31	2.70	2.52	2.62	2.61	2.15	2.14	2.40
Mn	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.23	2.18	2.05	3.11	3.00	3.11	2.49	2.54	2.40	2.79	3.35	3.24	3.21	2.63
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al tot	3.07	3.00	3.03	2.54	2.26	2.63	2.95	2.99	3.01	2.89	2.65	2.75	2.64	2.65
Ca	0.12	0.05	0.05	0.10	0.08	0.06	0.00	0.00	0.08	0.07	0.00	0.09	0.00	0.12
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.05	0.00	0.04	0.03	0.04	0.04	0.00	0.00
K	1.44	1.66	1.80	1.20	0.98	0.95	0.90	0.94	0.96	0.87	0.97	0.95	0.97	1.00
Fe#	0.53	0.54	0.55	0.39	0.41	0.10	0.45	0.49	0.49	0.45	0.41	0.37	0.37	0.46
Mg#	0.47	0.46	0.45	0.61	0.59	0.90	0.55	0.51	0.51	0.55	0.59	0.63	0.63	0.54
Fe3+	0.32	0.29	0.16	0.23	0.25	0.27	0.31	0.23	0.18	0.31	0.28	0.26	0.26	0.18
Fe2+	2.50	2.54	2.47	2.02	2.11	0.34	2.00	2.47	2.34	2.31	2.33	1.89	1.88	2.22
Al ₆ +Fe ₃ +Ti	1.13	1.08	1.07	1.02	0.68	1.05	1.01	1.17	1.08	1.01	1.04	0.91	1.11	0.90
FE2+Mn	2.50	2.54	2.52	2.02	2.11	0.34	2.00	2.47	2.34	2.31	2.33	1.89	1.88	2.22

Analyses représentatives de la composition des biotites de la granodiorite non porphyrique

0.00=< à la limite de détection (0.5%).

Échantillon	FRL-199E					FRL-149 E		
SiO ₂	35.76	35.90	36.39	36.36	36.36	36.90	37.07	36.40
TiO ₂	2.50	2.46	2.66	2.80	2.32	2.52	2.62	2.86
Al ₂ O ₃	15.40	16.25	16.37	16.40	16.49	15.92	16.07	16.30
FeO _t	24.48	21.89	21.67	22.34	21.71	22.37	22.66	23.71
MgO	8.95	9.21	9.01	9.24	9.33	9.29	9.56	8.60
MnO	0.00	0.00	0.42	0.53	0.00	0.46	0.00	0.49
CaO	0.00	0.22	0.00	0.27	0.31	0.31	0.39	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	11.40	9.40	9.34	8.83	9.10	9.84	9.70	9.85
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.49	95.34	95.86	96.77	95.62	97.61	98.07	98.22
Fe ₂ O _{3c}	1.94	2.15	1.82	2.07	2.22	1.92	2.07	1.82
A/CNK	1.25	1.54	1.62	1.63	1.58	1.42	1.43	1.53
FeO c	22.54	19.74	19.85	20.27	19.49	20.45	20.59	21.89
F	2.33	1.47	0.55	0.00	1.23	0.50	1.37	0.38
H ₂ O+	1.07	3.32	3.70	3.63	3.34	2.81	1.84	2.58
Si	6.38	5.54	5.57	5.53	5.57	5.63	5.66	5.56
Al (IV)	1.62	2.46	2.43	2.47	2.43	2.37	2.34	2.44
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al (VI)	0.52	0.50	0.52	0.47	0.55	0.49	0.55	0.49
Ti	0.08	0.28	0.31	0.32	0.27	0.29	0.30	0.33
Fe Tot	3.06	2.83	2.78	2.84	2.78	2.83	2.62	2.79
Mn	0.00	0.00	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.55	2.12	2.06	2.09	2.13	2.11	2.17	1.95
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al tot	2.14	2.96	2.95	2.94	2.98	2.86	2.89	2.93
Ca	1.90	0.04	0.00	0.04	0.05	0.07	0.00	0.08
Na	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.08
K	0.27	1.85	1.83	1.71	1.78	0.96	0.94	0.96
Fe#	0.65	0.55	0.55	0.55	0.54	0.55	0.51	0.59
Mg#	0.35	0.45	0.45	0.45	0.46	0.45	0.49	0.41
Fe ₃₊	0.22	0.25	0.21	0.24	0.25	0.22	0.36	0.21
Fe ₂₊	2.87	2.54	2.54	2.57	2.48	2.61	2.26	2.79
Al ₆ +Fe ₃ +Ti	0.82	1.03	1.04	1.03	1.07	1.00	1.21	1.03
FE2+Mn	2.87	2.54	2.59	2.64	2.48	2.61	2.26	2.79

Analyses représentatives de la composition des biotites des enclaves du pluton de Father.

0.00= < à la limite de détection (0.5%).

Échantillons	FRL-227							FRL-210									
	(C)	(B)	(C)	(B)	(C)	(C)	(B)	(B)	(B)	(B)	(B)	(B)	(B)	(B)	(B)	(B)	(B)
SiO ₂	44.31	44.76	42.86	44.75	42.93	43.49	43.97	44.67	45.55	45.66	44.64	45.51	45.30	44.67	45.48	45.73	46.41
TiO ₂	0.77	1.15	1.02	1.04	1.08	1.07	1.06	1.01	1.32	1.10	1.36	0.87	1.08	1.01	0.90	1.07	0.93
Al ₂ O ₃	9.80	8.18	10.80	9.84	10.60	10.05	9.91	8.34	8.12	8.37	8.71	8.21	8.21	8.34	7.87	7.91	7.54
FeO	22.24	21.65	22.13	20.50	22.10	22.04	21.27	16.79	16.45	17.00	16.78	16.63	16.76	16.79	16.29	16.46	16.46
MgO	8.13	8.47	7.67	8.35	7.59	8.01	8.01	11.47	11.76	11.86	11.64	11.74	11.77	11.47	11.66	11.90	12.02
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	11.93	11.83	11.82	11.98	12.00	11.75	11.70	12.25	12.03	12.43	12.39	12.20	12.26	12.25	12.03	12.19	12.30
Cr ₂ O ₃	0.00	0.19	0.00	1.23	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	1.29	1.37	0.64	1.30	1.40	1.29	1.69	1.67	1.64	1.65	1.61	1.56	1.69	1.58	1.64	1.28
K ₂ O	0.71	0.71	0.84	0.00	0.88	0.92	0.66	1.05	1.15	1.18	1.05	0.97	1.05	1.05	0.85	1.02	0.85
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	97.89	98.22	98.51	98.31	98.48	98.72	97.87	97.44	98.04	99.24	98.21	97.75	97.98	97.44	96.67	97.92	97.80
Al T	1.75	1.46	1.94	1.67	1.90	1.80	1.77	1.48	1.42	1.46	1.53	1.45	1.44	1.48	1.40	1.39	1.32
Si	6.75	6.81	6.54	6.45	6.55	6.61	6.69	6.74	6.80	6.76	6.68	6.81	6.78	6.74	6.87	6.83	6.92
Al (IV)	1.25	1.19	1.46	1.55	1.45	1.39	1.31	1.26	1.20	1.24	1.32	1.19	1.22	1.26	1.13	1.17	1.08
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AL(VI)	0.50	0.27	0.48	0.12	0.45	0.41	0.46	0.22	0.22	0.22	0.21	0.26	0.22	0.22	0.27	0.22	0.24
Ti	0.09	0.13	0.12	0.11	0.12	0.12	0.12	0.11	0.14	0.12	0.15	0.09	0.12	0.11	0.10	0.12	0.10
Fe	2.83	2.76	2.82	2.47	2.82	2.80	2.70	2.11	2.05	2.10	2.10	2.08	2.09	2.11	2.05	2.05	2.05
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.85	1.92	1.74	1.79	1.72	1.81	1.81	2.58	2.61	2.61	2.59	2.62	2.62	2.58	2.62	2.65	2.67
Cr	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	1.94	1.93	1.93	1.85	1.96	1.91	1.90	1.98	1.92	1.97	1.98	1.95	1.96	1.98	1.94	1.95	1.96
Na	0.00	0.38	0.40	0.34	0.38	0.41	0.38	0.49	0.48	0.46	0.47	0.46	0.45	0.49	0.46	0.47	0.37
K	1.14	0.14	0.16	0.12	0.17	0.17	0.12	0.20	0.21	0.22	0.20	0.18	0.20	0.20	0.16	0.19	0.16
Fe 3+	0.83	0.76	0.82	0.47	0.82	0.80	0.70	0.11	0.05	0.10	0.10	0.08	0.09	0.11	0.05	0.05	0.05
Fe2+	1.86	2.05	1.97	2.64	2.02	1.99	2.04	2.11	2.11	2.08	2.08	2.08	2.08	2.11	2.09	2.09	2.07
Fe/Mg+Fe	0.60	0.59	0.62	0.58	0.62	0.61	0.60	0.45	0.44	0.45	0.45	0.44	0.44	0.45	0.44	0.44	0.43
Mg/Mg+Fe	0.40	0.41	0.38	0.42	0.38	0.39	0.40	0.55	0.56	0.55	0.55	0.56	0.56	0.55	0.56	0.56	0.57
Ca+Na	1.94	2.31	2.33	2.19	2.34	2.32	2.28	2.47	2.40	2.43	2.45	2.41	2.41	2.47	2.40	2.42	2.33
Na+K	1.14	0.52	0.56	0.46	0.55	0.58	0.50	0.69	0.69	0.68	0.67	0.64	0.65	0.69	0.62	0.66	0.53

Résultats représentatifs de l'analyse de la composition chimique des hornblendes de la tonalite à biotite et à hornblende du pluton de Father. B et C = Bordure et coeur de l'hornblende respectivement. 0.00 = < à la limite de détection (0.5%).

Échantillons	FRL-34(B)	FRL-34(B)	FRL-34(B)	FRL-34(C)	FRL-34(C)	FRL-34(B)	FRL-34(B)	FRL-34(C)	FRL-34(C)
SiO ₂	45.10	44.75	44.18	44.23	43.10	43.80	44.59	44.66	44.33
TiO ₂	1.36	1.17	1.68	1.26	1.39	1.47	1.66	1.24	1.48
Al ₂ O ₃	8.13	9.40	9.20	9.59	10.20	10.72	9.83	10.36	9.57
FeO	15.96	16.59	16.36	16.05	16.72	15.62	15.08	17.25	16.58
MgO	11.90	11.32	11.46	11.38	12.43	10.70	11.19	10.73	11.38
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	12.40	12.41	12.36	11.99	10.93	11.37	11.68	12.05	12.07
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	1.48	1.35	1.58	1.33	1.38	1.56	1.47	0.00	1.37
K ₂ O	0.80	0.93	1.01	0.99	0.86	0.95	0.76	0.83	1.03
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	97.13	97.92	97.82	96.82	97.02	97.24	96.26	97.14	97.80
Al T	1.44	1.65	1.62	1.72	1.74	1.66	1.60	1.65	1.68
Si	6.78	6.69	6.63	6.60	6.50	6.49	6.72	6.63	6.64
Al (IV)	1.22	1.31	1.37	1.40	1.50	1.51	1.28	1.37	1.36
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AL(VI)	0.22	0.34	0.25	0.32	0.24	0.15	0.32	0.28	0.32
Ti	0.15	0.13	1.19	0.14	0.16	0.17	0.19	0.15	0.16
Fe	2.01	2.07	2.05	2.05	2.16	2.03	2.01	2.19	2.08
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.69	2.52	2.56	2.59	2.63	2.48	2.57	2.43	2.54
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.99	1.98	1.98	1.96	1.80	1.89	1.93	1.96	1.94
Na	0.43	0.39	0.46	0.39	0.41	0.47	0.44	0.00	0.39
K	0.15	0.17	0.19	0.19	0.16	1.18	0.15	0.16	0.19
Fe 3+	0.01	0.07	0.05	0.05	0.16	0.03	0.01	0.19	0.08
Fe2+	2.06	2.07	1.08	2.03	1.94	2.30	2.04	2.08	2.03
Fe/Mg+Fe	0.43	0.45	0.44	0.44	0.45	0.45	0.44	0.47	0.45
Mg/Mg+Fe	0.57	0.55	0.56	0.56	0.55	0.55	0.56	0.53	0.55
Ca+Na	2.42	2.37	2.44	2.35	2.21	2.36	2.37	1.96	2.33
Na+K	0.58	0.56	0.65	0.58	0.57	1.65	0.59	0.16	0.58

Suite des résultats représentatifs de l'analyse de la composition chimique des hornblendes de la tonalite à biotite et à hornblende du pluton de Father. B et C = Bordure et cœur de l'hornblende respectivement. 0.00 = < à la limite de détection (0.5%).

Échantillon	FRL-201			FRL-200			FRL-47		
	(B)	(C)	(B)	(C)	(B)	(B)	(C)	(B)	(B)
SiO ₂	45.06	42.09	45.44	43.33	46.43	46.55	44.33	45.55	44.67
TiO ₂	1.13	0.66	1.32	0.77	0.60	0.74	1.02	1.32	1.02
Al ₂ O ₃	7.93	10.11	8.12	10.09	6.86	7.34	9.98	8.11	8.34
FeO	17.18	20.02	16.45	20.29	15.50	15.78	19.45	16.43	16.78
MgO	11.71	8.73	11.76	8.92	13.09	12.56	10.23	11.76	11.46
MnO	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
CaO	11.73	11.53	12.02	11.87	11.77	12.10	12.07	12.02	12.25
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	< 0.5	< 0.5	0.00	0.00	0.16
Na ₂ O	1.45	1.58	1.68	1.44	1.50	1.40	1.40	1.66	1.69
K ₂ O	0.94	0.78	1.15	0.87	0.92	1.00	0.80	1.15	1.05
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	97.13	95.51	97.94	97.58	96.67	97.46	99.28	98.00	97.42
Al T	1.42	1.86	1.42	1.81	1.21	1.29	1.75	1.42	1.48
Si	6.79	6.57	6.81	6.62	6.97	6.94	6.61	6.80	6.73
Al (IV)	1.21	1.43	1.20	1.38	1.03	1.06	1.39	1.20	1.27
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AL(VI)	0.21	0.43	0.22	0.43	0.18	0.23	0.36	0.22	0.22
Ti	0.14	0.08	0.09	0.09	0.06	0.08	0.11	0.14	0.11
Fe	2.59	2.62	2.53	2.59	1.94	1.96	2.43	2.04	2.11
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.02	2.03	2.03	2.03	2.93	2.79	2.27	2.60	2.58
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	1.93	1.23	1.94	1.94	1.89	1.93	1.93	1.93	1.97
Na	0.45	0.48	0.50	0.43	0.43	0.40	0.41	0.47	0.49
K	0.17	0.16	0.19	0.17	0.17	0.18	0.15	0.22	0.20
Fe/Mg+Fe	0.56	0.56	0.55	0.56	0.00	0.00	0.52	0.50	0.45
Mg/Mg+Fe	0.44	0.44	0.45	0.44	1.97	2.03	0.48	0.50	0.55
(Fe ²⁺)+(Fe ³⁺)	2.56	2.59	2.56	2.58	0.40	0.41	2.39	2.16	2.22
Fe 3+	0.59	0.62	0.53	0.59	0.60	0.59	0.43	0.05	0.11
Fe ²⁺	1.97	1.97	2.03	1.99	2.32	2.33	1.96	2.11	2.11
Ca+Na	2.38	1.71	2.44	2.37	0.60	0.58	2.34	2.40	2.47

Résultats représentatifs de la composition chimique des hornblendes de la leucotonalite du pluton de Father.
 B et C = bordure et coeur de la hornblende respectivement. 0.00 même que précédemment.

Échantillon	FRL-44	FRL-44	FRL-44	FRL-44
SiO ₂	42.46	43.10	42.85	43.91
TiO ₂	1.01	1.04	1.58	0.83
Al ₂ O ₃	9.99	9.98	8.89	9.82
FeO	20.90	20.15	21.60	20.70
MgO	9.56	9.79	14.34	9.31
MnO	0.00	0.00	0.00	0.47
CaO	12.69	12.24	6.40	12.22
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	1.58	1.54	0.00	1.52
K ₂ O	0.95	1.12	0.79	1.02
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00
total	99.14	98.79	96.45	99.78
Al T	1.54	1.63	1.54	1.73
Si	6.57	6.59	6.58	6.59
Al (IV)	1.43	1.41	1.42	1.41
	8.00	8.00	8.00	8.00
AL(VI)	0.11	0.22	0.12	0.32
Ti	0.11	0.12	0.07	0.09
Fe t	2.58	2.52	2.71	2.60
Mn	0.00	0.00	0.00	0.06
Mg	2.11	2.17	3.36	2.08
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	2.00	1.96	1.08	1.97
Na	0.45	0.45	0.00	0.44
K	0.17	0.21	0.16	0.19
Fe/Mg+Fe	0.55	0.54	0.45	0.56
Mg/Mg+Fe	0.45	0.46	0.55	0.44
Si	6.94	6.94	6.94	6.94
(Fe ²⁺)+(Fe ³⁺)	2.80	2.62	1.58	2.58
Fe 3+	0.58	0.52	0.71	0.60
Fe ²⁺	2.22	2.10	0.87	1.98
Ca+Na	2.45	2.41	1.08	2.41
Na+K	0.62	0.66	0.16	0.63

Résultats représentatifs de la composition chimique des hornblendes de la tonalite à biotite du pluton de Father.0.00= même que précédemment.

Échantillon	FRL-85			FRL-95						
	(B)	(B)	(C)	(B)	(B)	(B)	(B)	(B)	(B)	(B)
SiO ₂	43.64	42.93	42.92	45.48	45.07	46.28	45.60	45.55	46.39	45.79
TiO ₂	0.88	0.97	0.98	0.90	1.14	0.76	1.08	1.32	1.00	1.45
Al ₂ O ₃	9.41	9.84	10.36	7.87	7.94	7.24	7.99	8.12	7.41	8.41
FeO	20.24	20.03	19.95	16.29	17.17	16.46	16.30	16.45	16.62	15.44
MgO	9.55	9.38	9.30	11.66	11.70	12.42	11.86	11.76	12.42	12.21
MnO	< 0.5	0.38	0.51	< 0.5	< 0.5	0.00	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
CaO	12.64	12.39	11.47	12.03	12.07	12.09	12.14	12.03	11.99	12.18
Cr ₂ O ₃	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	1.48	1.50	1.59	1.58	1.46	1.48	1.51	1.67	1.56	1.40
K ₂ O	1.09	0.61	0.99	0.85	0.94	1.01	1.08	1.15	0.90	0.80
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	98.93	98.99	98.07	96.67	97.50	97.73	97.55	98.04	98.30	97.65
Al T	1.55	1.63	1.81	1.40	1.41	1.27	1.41	1.42	1.29	1.47
Si	6.66	6.56	6.51	6.87	6.79	6.92	6.83	6.80	6.89	6.80
Al (IV)	1.34	1.44	1.49	1.13	1.21	1.08	0.12	1.20	1.11	1.20
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AL(VI)	0.21	0.19	0.32	0.27	0.20	0.19	1.29	0.22	0.18	0.27
Ti	0.10	0.11	0.11	0.10	0.12	0.08	0.12	0.14	0.11	0.16
Fe	2.52	2.63	2.60	2.05	2.16	2.05	2.04	2.05	2.06	2.04
Mn	0.00	0.05	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.13	2.10	2.06	2.62	2.62	2.76	2.65	2.61	2.75	2.70
Cr	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	2.02	1.98	1.98	1.94	1.94	1.93	1.94	1.92	1.90	1.94
Na	0.43	0.43	0.45	0.46	0.42	0.42	0.43	0.48	0.45	0.40
K	0.21	0.12	0.18	0.16	0.18	0.19	0.20	0.21	0.17	0.15
Fe 3+	0.52	0.63	0.60	0.05	0.16	0.05	0.04	0.05	0.06	0.04
Fe2+	2.17	2.05	1.98	2.09	2.03	2.05	1.03	2.11	2.03	1.96
Fe/Mg+Fe	0.54	0.56	0.56	0.44	0.45	0.43	0.43	0.44	0.43	0.43
Mg/Mg+Fe	0.46	0.44	0.44	0.56	0.55	0.57	0.57	0.56	0.57	0.57
Ca+Na	2.45	2.41	2.43	2.40	2.36	2.35	2.37	2.40	2.35	2.34
Na+K	0.64	0.55	0.63	0.56	0.56	0.61	0.63	0.69	0.62	0.55

Résultats représentatifs de la composition chimique des hornblendes de la tonalite rubanée du pluton de Father.
 B et C= bordure et cœur de la hornblende respectivement. 0.00= même que précédemment.

Échantillon	FRL-24											
	(B)	(B)	(B)	(C)	(B)	(B)	(C)	(B)	(B)	(B)	(C)	(C)
SiO ₂	46.06	45.70	46.84	44.89	46.00	46.83	44.64	46.43	46.43	46.79	44.05	45.39
TiO ₂	0.76	0.86	0.93	0.51	0.61	0.94	0.62	0.60	0.60	0.78	0.86	0.61
Al ₂ O ₃	6.63	6.78	6.42	7.73	6.48	6.42	8.21	6.39	6.86	6.41	8.06	7.76
FeO	18.28	17.87	17.90	20.03	19.37	17.90	19.19	17.97	15.50	19.13	19.47	18.85
MgO	11.72	11.54	11.90	10.53	10.69	11.91	10.48	11.57	13.09	11.04	10.13	10.66
MnO	0.00	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.48	0.00	0.00
CaO	11.81	11.88	11.90	12.07	11.65	11.90	11.52	11.98	11.77	12.08	11.87	11.76
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41	0.34
Na ₂ O	1.67	1.57	1.53	1.61	1.47	1.53	1.96	1.44	1.50	1.57	1.52	1.58
K ₂ O	0.97	0.99	0.90	1.08	0.89	0.89	1.24	1.03	0.92	0.94	1.27	1.05
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	97.9	97.61	98.40	98.44	97.15	98.32	98.57	97.41	96.67	99.23	97.63	98.00
Al T	1.18	1.21	1.13	1.38	1.16	1.13	1.46	1.13	1.21	1.12	1.45	1.38
Si	6.94	6.91	6.99	6.80	7.00	6.99	6.75	7.01	6.97	6.98	6.73	6.85
Al (IV)	1.06	1.09	1.01	1.20	1.00	1.01	1.25	0.99	1.03	1.02	1.27	1.15
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AL(VI)	0.12	0.12	0.12	0.18	0.16	0.12	0.21	0.14	0.18	0.10	0.18	0.23
Ti	0.09	0.10	0.10	0.06	0.07	0.10	0.07	0.06	0.06	0.09	0.10	0.06
Fe	2.30	2.26	2.24	2.54	2.47	2.24	2.51	2.27	1.94	2.39	2.49	2.38
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
Mg	2.63	2.60	2.65	2.38	2.43	2.65	2.36	2.60	2.93	2.46	2.31	2.40
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04
Ca	1.91	1.93	1.92	1.96	1.90	1.92	1.87	1.93	1.89	1.93	1.94	1.90
Na	0.49	0.46	0.44	0.47	0.43	0.44	0.57	0.42	0.43	0.45	0.45	0.46
K	0.19	0.19	0.17	0.21	0.17	0.17	0.24	0.19	0.17	0.18	0.25	0.20
Fe/Mg+Fe	0.47	0.47	0.46	0.52	0.50	0.46	0.52	0.47	0.00	0.49	0.52	0.50
Mg/Mg+Fe	0.53	0.53	0.54	0.48	0.50	0.54	0.48	0.53	1.97	0.51	0.48	0.50
Si	6.94	6.91	6.99	6.80	7.00	6.99	6.75	7.01	6.97	6.98	6.73	6.85
(Fe ²⁺)+(Fe ³⁺)	2.29	2.31	2.26	2.51	2.47	2.26	2.49	2.33	2.41	2.42	2.54	2.44
Fe 3+	0.30	0.26	0.24	0.54	0.47	0.24	0.51	0.27	0.44	0.39	0.49	0.38
Fe ²⁺	1.99	2.05	2.02	1.97	2.00	2.02	1.98	2.06	1.97	2.03	2.05	2.06
Ca+Na	2.40	2.39	2.36	2.43	2.33	2.36	2.44	2.35	2.32	2.38	2.39	2.36
Na+K	0.68	0.65	0.61	0.68	0.60	0.61	0.81	0.61	0.60	0.63	0.70	0.66

Résultats représentatifs de la composition chimique des hornblendes de la granodiorite porphyrique

du pluton de Father. B et C = bordure et coeur de la hornblende respectivement.

0.00 = < à la limite de détection (0.5%).

Échantillon	FRL-174												FRL-22		
	(C)	(B)	(C)	(C)	(B)	(B)	(C)	(B)	(C)	(C)	(C)	(B)	(C)	(B)	(C)
SiO ₂	43.41	46.79	42.74	42.58	46.79	46.78	43.37	46.00	44.18	44.25	43.42	46.54	43.97	46.43	43.80
TiO ₂	1.11	0.78	1.15	1.13	0.78	0.78	0.42	0.61	0.61	0.75	0.72	0.60	0.29	0.60	0.68
Al ₂ O ₃	10.16	6.41	10.09	10.92	6.41	6.42	8.97	6.48	8.65	7.62	9.23	7.16	8.77	6.39	8.61
FeO	21.54	19.13	22.42	22.52	19.13	18.13	21.86	19.37	17.48	19.63	20.45	15.96	20.61	17.97	20.08
MgO	8.03	11.04	7.73	7.63	11.04	12.04	8.97	10.69	9.99	9.77	8.81	12.56	9.82	11.57	10.08
MnO	0.00	0.48	0.00	0.00	0.00	0.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	11.88	12.08	11.82	11.87	12.08	13.00	12.09	11.65	11.25	1.66	11.73	12.50	12.01	11.98	11.98
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.14	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	1.30	1.57	1.45	1.32	1.57	1.56	1.53	1.47	0.76	1.69	1.61	1.42	1.70	1.44	1.81
K ₂ O	0.76	0.94	0.94	0.98	0.94	0.96	1.19	0.89	0.00	1.15	1.26	0.85	1.22	1.03	1.32
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	98.19	99.23	98.34	98.95	99.23	99.24	98.40	97.15	95.06	96.50	97.88	98.04	98.40	97.41	98.36
Al T	1.82	1.12	1.82	1.96	1.12	1.12	1.62	1.16	1.51	1.38	1.67	1.26	1.57	1.13	1.54
Si	6.61	6.98	6.55	6.49	6.98	6.97	6.65	7.00	6.53	6.83	6.65	6.94	6.69	7.01	6.66
Al (IV)	1.39	1.02	1.45	1.51	1.02	1.03	1.35	1.00	1.47	1.17	1.35	0.60	1.31	0.99	1.34
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AL(VI)	0.43	0.10	0.37	0.45	0.10	0.09	0.27	0.16	0.04	0.21	0.32	0.66	0.26	0.14	0.20
Ti	0.13	0.09	0.14	0.13	0.09	0.08	0.05	0.07	0.07	0.09	0.08	0.06	0.03	0.06	0.07
Fe	2.74	2.39	2.87	2.87	2.39	2.41	2.80	2.47	2.16	2.53	2.62	1.99	2.62	2.27	2.55
Mn	0.00	0.06	0.00	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.83	2.46	1.77	1.73	2.46	2.46	2.05	2.43	2.20	2.25	2.01	2.79	2.22	2.60	2.28
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.94	1.93	1.94	1.94	1.93	1.93	1.98	1.90	1.79	1.93	1.93	1.99	1.95	1.93	1.95
Na	0.38	0.45	0.43	0.39	0.45	0.45	0.45	0.43	0.61	0.50	0.48	0.41	0.50	0.42	0.53
K	0.15	0.18	0.18	0.19	0.18	0.18	0.23	0.17	0.14	0.22	0.24	0.16	0.23	0.19	0.25
Fe/Mg+Fe	0.60	0.49	0.62	0.62	0.49	0.49	0.58	0.50	0.50	0.53	0.57	0.42	0.54	0.47	0.53
Mg/Mg+Fe	0.40	0.51	0.38	0.38	0.51	0.51	0.42	0.50	0.50	0.47	0.43	0.58	0.46	0.53	0.47
Si	6.61	6.98	6.55	6.49	6.98	6.98	6.65	7.00	6.53	6.83	6.65	6.94	6.69	7.01	6.66
(Fe ²⁺)+(Fe ³⁺)	2.74	2.42	2.85	2.82	2.42	2.44	2.76	2.47	2.82	2.58	2.66	1.62	2.62	2.33	2.58
Fe 3+	0.74	0.39	0.87	0.87	0.39	0.41	0.80	0.47	0.16	0.53	0.62	0.05	0.62	0.27	0.55
Fe2+	2.00	2.03	1.98	1.95	2.03	2.03	1.96	2.00	2.66	2.05	2.04	1.57	2.00	2.06	2.03
Ca+Na	2.32	2.38	2.37	2.33	2.38	2.38	2.43	2.33	2.40	2.43	2.41	2.40	2.45	2.35	2.48
Na+K	0.53	0.63	0.61	0.58	0.63	0.63	0.68	0.60	0.75	0.72	0.72	0.57	0.73	0.61	0.78

Suite des résultats représentatifs de la composition chimique des hornblendes de la granodiorite porphyrique du pluton de Father. B et C = bordure et cœur de la hornblende respectivement.

0.00 = < à la limite de détection (0.5%).

Échantillon	FRL-210E					FRL-199E							
SiO ₂	44.53	45.25	44.67	45.66	44.64	42.15	43.30	41.25	40.25	41.33	42.00	42.78	
TiO ₂	1.36	1.11	1.01	1.10	1.36	0.68	0.77	0.73	0.73	0.94	1.07	1.05	
Al ₂ O ₃	9.02	8.74	8.34	8.37	8.71	10.99	10.50	12.05	11.86	11.39	11.43	10.08	
FeO	16.72	17.21	16.79	17.00	16.78	23.19	23.32	23.48	23.11	22.49	23.25	22.24	
MgO	11.12	11.48	11.47	11.86	11.64	6.89	7.45	7.08	6.58	6.97	7.14	8.08	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	0.50	0.00	0.47	
CaO	12.04	12.24	12.25	12.43	12.39	11.71	11.78	11.68	11.62	11.63	11.72	11.84	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na ₂ O	1.51	1.63	1.69	1.64	1.65	1.49	1.27	1.39	1.37	1.45	1.51	1.44	
K ₂ O	1.19	1.06	1.05	1.18	1.05	1.41	1.31	1.72	1.38	1.63	1.52	1.38	
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
total	97.48	98.73	97.44	99.24	98.21	98.50	99.68	99.38	97.31	98.33	99.64	98.37	
Al T	1.60	1.53	1.48	1.46	1.53	2.10	1.87	2.17	2.19	2.07	2.05	1.77	
Si	6.70	6.73	6.74	6.76	6.68	6.38	6.56	6.32	6.31	6.39	6.40	6.54	
Al (IV)	1.30	1.27	1.26	1.24	1.32	1.62	1.44	1.68	1.69	1.61	1.60	1.46	
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
AL(VI)	0.30	0.26	0.22	0.22	0.21	0.48	0.43	0.49	0.50	0.46	0.45	0.31	
Ti	0.15	0.12	0.11	0.12	0.15	0.07	0.09	0.08	0.08	0.11	0.12	0.12	
Fe	2.10	2.14	2.11	2.10	2.10	3.06	2.96	3.01	3.03	2.91	2.96	2.91	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.07	0.00	0.05	
Mg	2.49	2.54	2.58	2.61	2.59	1.55	1.69	1.61	1.53	1.61	1.62	1.80	
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	1.94	1.95	1.98	1.97	1.98	1.89	1.91	1.91	1.95	1.93	1.91	1.89	
Na	0.44	0.47	0.49	0.46	0.47	0.43	0.37	0.41	0.42	0.44	0.44	0.42	
K	0.22	0.20	0.20	0.22	0.20	0.27	0.25	0.34	0.28	0.32	0.29	0.26	
Fe/Mg+Fe	0.46	0.46	0.45	0.45	0.45	0.66	0.64	0.65	0.66	0.64	0.65	0.62	
Mg#	0.54	0.54	0.55	0.55	0.55	0.34	0.36	0.35	0.34	0.36	0.35	0.38	
Si	6.70	6.73	6.74	6.76	6.68	6.92	6.92	6.92	6.92	6.92	6.92	6.92	
(Fe ²⁺)+(Fe ³⁺)	2.19	2.21	2.22	2.18	2.18	3.03	2.92	2.95	2.97	2.88	2.94	2.85	
Fe 3+	0.10	0.14	0.11	0.10	0.10	1.06	0.96	1.01	1.03	0.91	0.96	0.91	
Fe ²⁺	2.09	2.07	2.11	2.08	2.08	1.97	1.96	1.94	1.94	1.97	1.98	1.94	
Ca+Na	2.38	2.42	2.47	2.43	2.45	2.32	2.28	2.32	2.37	2.37	2.35	2.31	
Na+K	0.66	0.67	0.69	0.68	0.67	0.70	0.62	0.75	0.70	0.76	0.73	0.68	

Résultats représentatifs de la composition chimique des hornblendes des enclaves.

0.00= même que précédemment.

Échantillon	FRL-135 E	FEL-135 E	FRL-135 E	FRL-135 E	FRL-135 E	FRL-135 E
SiO ₂	43.32	44.24	45.13	45.61	46.36	45.27
TiO ₂	0.82	0.60	0.92	0.73	0.73	0.84
Al ₂ O ₃	9.60	9.65	8.11	7.59	7.55	6.94
FeO	18.23	18.14	18.59	19.09	18.77	17.50
MgO	10.19	10.48	10.94	10.92	11.16	11.65
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	11.64	11.82	12.31	11.85	12.54	12.29
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19
Na ₂ O	1.38	1.40	1.50	1.65	1.66	1.42
K ₂ O	1.07	1.17	1.11	1.24	1.06	1.14
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	96.28	97.50	98.61	98.66	99.83	97.24
Al T	1.41	1.43	1.43	1.34	1.32	1.21
Si	6.81	6.85	6.77	6.85	6.86	6.85
Al (IV)	1.19	1.15	1.23	1.15	1.14	1.15
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AL(VI)	0.22	0.28	0.20	0.19	0.18	0.06
Ti	0.11	0.07	0.10	0.08	0.08	0.09
Fe	2.39	2.35	2.33	2.39	2.36	2.41
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.38	2.42	2.45	2.45	2.47	2.57
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Ca	1.96	1.96	1.98	1.90	1.99	1.95
Na	0.42	0.42	0.43	0.48	0.47	0.41
K	0.21	0.23	0.21	0.24	0.20	0.21
Fe/Mg+Fe	0.50	0.49	0.49	0.49	0.49	0.48
Mg#	0.50	0.51	0.51	0.51	0.51	0.52
Si	6.92	6.92	6.92	6.92	6.92	6.92
(Fe ²⁺)+(Fe ³⁺)	2.42	2.36	2.38	2.41	2.40	2.41
Fe 3+	0.39	0.35	0.33	0.39	0.36	0.41
Fe ²⁺	2.03	2.01	2.05	2.02	2.04	2.00
Ca+Na	2.38	2.38	2.41	2.38	2.46	2.36
Na+K	0.63	0.65	0.64	0.72	0.67	0.62

Résultats représentatifs de la composition chimique des hornblendes des enclaves (suite)

0.00= même que précédemment.

Échantillon	Tonalite à hornblende et à biotite								Leucotonalite			
	FRL-227				FRL-34			FRL-159		FRL-199		
	(PL)	(PL)	(PL)	(PL)	(PL)	(PL)	(PL)	(PL)	(PL)	(Pl)	(Pl)	
SiO ₂	58.57	59.88	59.64	60.89	61.41	61.24	61.43	61.79	59.56	60.71	61.01	
Al ₂ O ₃	25.11	25.02	25.33	24.62	23.59	23.09	24.51	23.99	26.24	24.94	24.84	
CaO	7.33	7.24	7.55	6.89	5.81	5.08	6.44	5.97	8.17	6.77	6.78	
Na ₂ O	7.56	7.49	7.06	7.48	7.86	7.75	7.96	8.16	7.00	7.77	7.78	
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	98.56	99.66	99.57	99.88	98.84	98.66	100.33	99.91	100.96	100.19	100.41	
Si	2.65	2.68	2.67	2.71	2.79	2.78	2.79	2.74	2.63	2.69	2.70	
Al	1.34	1.32	1.33	1.29	1.76	1.24	1.31	1.25	1.73	1.30	1.21	
Somme Z	3.99	4.00	4.00	4.00	4.55	4.02	4.10	3.99	4.36	3.99	3.91	
Ca	0.36	0.35	0.36	0.33	0.28	0.24	0.31	0.28	0.39	0.32	0.33	
Na	0.33	0.32	0.31	0.32	0.35	0.34	0.35	0.35	0.30	0.33	0.34	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Somme X	0.69	0.67	0.67	0.65	0.63	0.58	0.66	0.63	0.69	0.65	0.67	
Total	4.68	4.67	4.67	4.65	5.18	4.60	4.76	4.62	5.05	4.64	4.58	
mol% An	52.17	52.24	53.73	50.77	44.44	41.38	46.97	44.44	56.52	49.23	49.25	
mol% Ab	47.83	47.76	46.27	49.23	55.56	58.62	53.03	55.56	43.48	50.77	50.75	
mol% Or	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	

Résultats représentatifs de la composition du feldspath de la tonalite à hornblende et à biotite et de la leucotonalite du pluton de Father. FK, Pl et 0.00 même que précédemment.

Échantillon	Tonalite à biotite			Tonalite Litée							
	FRL-44			FRL-94		FRL-92		FRL-85			
	(Pl)	(Pl)	(Pl)	(FK)	(PL)	(PL)	(Pl)	(Pl)	(Pl)	(Pl)	
SiO ₂	63.78	61.82	61.23	63.94	61.26	61.11	61.33	61.08	61.54	61.24	
Al ₂ O ₃	24.27	24.58	24.54	17.86	24.52	23.62	24.75	25.09	24.46	25.12	
CaO	5.44	5.99	6.35	0.29	6.50	1.49	6.27	6.47	6.71	6.82	
Na ₂ O	8.42	8.48	7.88	0.00	7.65	9.56	8.47	7.84	7.73	7.56	
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	16.13	0.00	1.84	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	101.91	100.87	100.00	98.22	99.93	97.62	100.82	100.48	100.44	100.74	
Si	2.90	2.81	2.78	3.01	2.72	2.78	2.79	2.78	2.80	2.78	
Al	1.30	1.32	1.31	0.99	1.28	1.26	1.32	1.34	1.31	1.34	
Somme Z	4.20	4.13	4.09	4.00	4.00	4.04	4.11	4.12	4.11	4.12	
Ca	0.26	0.29	0.31	0.01	0.31	0.07	0.31	0.31	0.33	0.33	
Na	0.37	0.37	0.35	0.00	0.33	0.42	0.37	0.35	0.34	0.33	
K	0.00	0.00	0.00	0.48	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	
Somme X	0.63	0.66	0.66	0.49	0.64	0.54	0.68	0.66	0.67	0.66	
Total	4.83	4.79	4.75	4.49	4.64	4.58	4.79	4.78	4.78	4.78	
mol% An	41.27	43.94	46.97	2.04	48.44	12.96	45.59	46.97	49.25	50.00	
mol% Ab	58.73	56.06	53.03	0.00	51.56	77.78	54.41	53.03	50.75	50.00	
mol% Or	0.00	0.00	0.00	97.96	0.00	9.26	0.00	0.00	0.00	0.00	

Résultats représentatifs de la composition du feldspath de la tonalite à biotite et de la tonalite rubanée du pluton de Father. FK, Pl et 0.00 même que précédemment.

Échantillon	FRL-22					FRL-100		FRL-16		FRL-24		FRL-17		FRL-174		
	(Pl)	(Pl)	(Pl)	(Pl)	(Pl)	(Pl)	(FK)	(FK)	(FK)	(FK)	(FK)	(FK)	(FK)	(FK)	(FK)	(PL)
SiO ₂	62.53	61.21	64.35	62.21	64.04	63.48	64.53	65.87	63.59	63.58	64.46	63.37	63.70			
Al ₂ O ₃	22.61	23.63	22.63	22.85	22.94	21.44	17.69	17.15	17.93	17.56	17.57	17.93	22.53			
Cao	4.65	5.51	4.05	3.96	4.37	3.56	0.31	0.31	0.37	0.41	0.27	0.64	3.92			
Na ₂ O	9.34	8.62	9.05	7.46	8.79	9.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	9.20			
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	16.28	17.22	15.91	16.06	15.68	16.07	0.00			
Total	99.13	98.97	100.09	96.48	100.15	97.97	98.81	100.54	97.79	97.61	97.98	98.02	99.34			
Si	2.79	2.75	2.83	2.82	2.82	2.86	3.02	3.04	3.00	3.02	3.03	2.99	2.83			
Al	1.19	1.25	1.17	1.22	1.19	1.14	0.97	0.93	1.00	0.98	0.97	1.00	1.18			
Somme Z	3.98	4.00	4.00	4.04	4.01	4.00	3.99	3.97	4.00	4.00	4.00	3.99	4.01			
Ca	0.22	0.26	0.19	0.19	0.21	0.17	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.19			
Na	0.40	0.37	0.39	0.33	0.37	0.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40			
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.49	0.51	0.48	0.49	0.47	0.48	0.00			
Somme X	0.62	0.63	0.58	0.52	0.58	0.58	0.51	0.53	0.50	0.51	0.48	0.51	0.59			
Total	4.60	4.63	4.58	4.56	4.59	4.58	4.50	4.50	4.50	4.51	4.48	4.50	4.60			
mol% An	35.48	41.27	32.76	36.54	36.21	29.31	3.92	3.77	4.00	3.92	2.08	5.88	32.20			
mol% Ab	64.52	58.73	67.24	63.46	63.79	70.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	67.80			
mol% Or	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	96.08	96.23	96.00	96.08	97.92	94.12	0.00			

Résultats représentatifs de la composition du feldspath de la granodiorite porphyrique du pluton de Father.

FK= feldspath potassique et Pl= plagioclase. 0.00= < à la limite de détection.

Échantillon	Enclave						Granodiorite non porphyrique									
	FRL-199			FRL-92B			FRL-38		FRL-19				FRL-27			
	(PL)	(PL)	(PL)	(Pl)	(PL)	(PL)	(Pl)	(Pl)	(Pl)	(Pl)	(Pl)	(Pl)	(Pl)	(Pl)	(Pl)	(Pl)
SiO ₂	61.74	61.47	60.26		61.26	61.53	61.40	65.79	65.24	65.40	65.17	66.00	65.97	65.52	65.19	
Al ₂ O ₃	24.44	24.53	25.79		24.52	23.89	23.81	21.14	21.58	21.62	21.44	21.76	21.87	21.56	21.66	
CaO	6.40	6.50	7.50		6.50	3.79	4.79	2.98	3.29	3.33	3.36	3.28	3.41	3.17	3.14	
Na ₂ O	8.00	7.94	7.04		7.65	8.14	8.14	10.27	9.90	10.04	10.00	10.10	9.90	10.49	10.18	
K ₂ O	0.00	0.00	0.00		0.00	1.50	1.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	100.58	100.44	100.58		99.94	98.84	99.19	100.17	100.01	100.38	99.98	101.14	101.15	100.74	100.17	
Si	2.73	2.72	2.66		2.79	2.76	2.75	2.99	2.97	2.97	2.96	3.00	3.00	2.98	2.96	
Al	1.27	1.28	1.34		1.31	1.26	1.26	1.13	1.16	1.16	1.15	1.16	1.16	1.15	1.16	
Somme Z	4.00	4.00	4.00		4.10	4.02	4.01	4.12	4.13	4.13	4.11	4.16	4.16	4.13	4.12	
Ca	0.30	0.31	0.35		0.32	0.18	0.23	0.14	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15	
Na	0.34	0.34	0.30		0.34	0.35	0.35	0.45	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.46	0.45	
K	0.00	0.00	0.00		0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Somme X	0.64	0.65	0.65		0.66	0.57	0.61	0.59	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.61	0.60	
Total	4.64	4.65	4.65		4.76	4.59	4.62	4.71	4.73	4.73	4.71	4.76	4.76	4.74	4.72	
mol% An	46.88	47.69	53.85		48.48	31.58	37.70	23.73	26.67	26.67	26.67	26.67	26.67	24.59	25.00	
mol% Ab	53.13	52.31	46.15		51.52	61.40	57.38	76.27	73.33	73.33	73.33	73.33	73.33	75.41	75.00	
mol% Or	0.00	0.00	0.00		0.00	7.02	4.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	

Résultats représentatifs de la composition du feldspath des enclaves et de la granodiorite non porphyrique.
FK, Pl et 0.00 même que précédemment.

Échantillon	FRL-24 (allanite)	FRL-17	FRL-22	FRL-22	FRL-100	FRL-16	FRL-16	FRL-16
SiO ₂	29.46	37.22	37.87	37.48	37.67	38.45	37.97	37.99
Al ₂ O ₃	1.31	22.27	22.55	22.62	22.51	24.26	22.56	22.44
TiO ₂	32.65	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	2.11	14.29	14.36	14.32	14.32	12.01	14.43	14.87
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	28.64	23.34	23.68	23.48	23.67	23.77	23.64	23.55
Total	94.16	97.27	98.46	97.88	98.17	98.64	98.60	98.85
Si	2.58	3.08	3.10	3.08	3.09	3.10	3.10	3.10
Al (VI)	2.15	2.17	2.17	2.19	2.17	2.30	2.17	2.16
Ti	2.15	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.85	0.83	0.83	0.81	0.83	0.70	0.83	0.84
Somme Y	5.15	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Fe ²⁺	0.00	0.16	0.15	0.17	0.15	0.11	0.15	0.17
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	2.68	2.07	2.07	2.07	2.08	2.05	2.06	2.06
Somme X	2.68	2.23	2.22	2.24	2.23	2.16	2.21	2.23
total	10.41	8.32	8.32	8.32	8.32	8.26	8.31	8.33
mol% pistacite	28	28	28	27	28	23	28	28
Fe	0.15	0.99	0.98	0.98	0.98	0.81	0.98	1.01

Résultats représentatifs de la composition de l'épidote et de l'allanite de la granodiorite porphyrique du pluton de Father. 0.00= < à la limite de détection.

	FRL-199	FRL-199	FRL-159	FRL-159
SiO ₂	38.00	38.13	29.86	30.48
Al ₂ O ₃	22.19	24.49	1.06	1.14
TiO ₂	0.10	0.26	33.89	35.74
FeO	11.48	11.77	1.08	0.98
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	22.80	23.88	28.50	28.72
Total	94.58	98.53	94.39	97.07
Si	3.18	3.67	2.59	2.57
Al (VI)	2.19	2.28	0.11	0.11
Ti	0.00	0.02	2.21	2.26
Fe ³⁺	0.81	0.72	2.89	2.89
Somme Y	3.00	3.02	5.21	5.26
Fe ²⁺	0.00	0.23	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	2.04	2.46	2.65	2.59
Somme X	2.04	2.69	2.65	2.59
total	8.22	9.38	10.45	10.42
mol% pistacite	27	24	96	96
Fe	0.80	0.95	0.08	0.07

Résultats représentatifs de la composition de l'épidote de la leucotonalite du pluton de Father.
0.00= < à la limite de détection.

Annexe 4

FRL-174-1 (XY)				FRL-174-1 (XZ)				FRL-174-2 (XY)			
Point	Longeur	Largueur	Orientation	Point	Longeur	Largueur	Orientation	Point	Longueur	Largeur	Orientation
1	7.05	5.99	13	1	12.8	6.14	149	1	57.73	14.44	54
2	6.45	3.64	12	2	5.19	5.32	136	2	17.89	8.7	67
3	3.37	3.49	159	3	4.62	4.38	25	3	9.45	6.38	55
4	4.78	3.08	176	4	5.83	4.84	23	4	13.17	5.51	54
5	2.59	2.17	160	5	5.72	3.23	152	5	12.58	10.26	39
6	5.33	4.81	10	6	4.82	2.98	140	6	14.84	6.41	55
7	6.1	5.83	171	7	4.62	2.92	119	7	15.56	7.32	66
8	4.25	4.05	124	8	3.33	2.48	18	8	7.23	7.01	33
9	4.62	4.34	144	9	4.26	3.89	76	9	8.7	9.99	20
10	5.13	3.61	142	10	3.72	3.79	39	10	13.54	7.72	84
11	4.06	3.8	28	11	3.68	2.73	157	11	13.27	9.69	66
12	3.85	2.41	177	12	9.29	5.51	140	12	16.11	7.15	61
13	4.08	2.94	160	13	3.75	3.34	144	13	11.17	7.99	82
14	3.89	4.22	120	14	3.18	3.1	145	14	9.33	6.48	89
15	3.53	2.14	174	15	2.9	2.95	128	15	14.59	6.76	49
16	2.63	2.72	37	16	3.73	3.08	173	16	9.87	5.33	24
17	2.96	2.38	51	17	2.82	2.53	35	17	16.42	9.32	32
18	4.97	2.13	48	18	2.14	2.86	39	18	14.5	6.42	44
19	2.16	2.46	147	19	4.12	2.69	4	19	14.02	7	44
20	1.88	2.07	47	20	2.02	2.17	23	20	12.83	5.31	68
21	2.8	2.21	157	21	3.28	3.1	170	21	14.17	6.27	66
22	2.09	2.4	171	22	3.09	3.15	54	22	19.7	8.72	65
				23	3.02	2.3	51	23	10.2	6.48	74
				24	1.64	1.54	43				
				25	3.86	3.06	166				
				26	2.06	1.93	166				
				27	3.11	1.91	169				
				28	2.54	2.2	104				
				29	4.83	3.27	0				

Résultats d'analyses des différentes sections par la méthode 1.

FRL-174-2 (XZ)				FRL-17 (XZ)				FRL-17 (XY)			
Point	Longueur	Largeur	Orientation	Point	Longueur	Largeur	Orientation	Point	Longueur	Largeur	Orientation
1	29.31	9.98	89	1	4.02	2.81	70	1	6.13	6.08	45
2	12.86	6.28	72	2	2.76	1.96	36	2	2.79	2.76	25
3	16.9	7.16	82	3	1.8	1.73	125	3	4.37	3.88	168
4	12.27	11.84	171	4	1.06	0.98	80	4	1.67	1.7	105
5	4.82	3.95	144	5	2	1.49	120	5	1.88	1.8	69
6	9	5.37	133	6	2.79	2.33	49	6	2.03	2.01	49
7	3.98	3.73	129	7	2.06	1.56	75	7	2.14	2.11	25
8	6.99	3.77	129	8	4.12	2.15	70	8	4.55	4.36	110
9	9.52	5.66	104	9	4.79	2.01	80	9	5.88	5.78	115
10	8.97	9.46	1	10	2.77	2.64	43	10	2.33	2.34	80
11	6.49	2.63	85	11	2.47	1.18	75	11	7.3	7.29	75
12	8.51	7.17	78	12	2.33	1.42	70	12	4.71	3.66	70
13	8.4	6.37	55	13	2.03	1.7	55				
14	5.89	4.16	49	14	2.11	1.35	50				
15	6.11	3.73	120	15	1.53	1.04	100				
16	4.95	4.42	142	16	1.81	1.74	100				
17	4.65	2.84	47	17	1.52	1.2	44				
18	3.26	2.57	4	18	1.31	0.62	55				
19	10.22	5.91	1	19	0.93	1.11	54				
20	9.05	6.42	164	20	1.02	1.13	120				
21	11.25	6.6	89	21	1.98	1.07	64				
22	8.04	5.75	75	22	2.22	1.03	110				
23	9.16	4.94	95	23	2.7	1.04	125				
24	5.55	2.58	72	24	2.07	1.48	61				
25	3.74	3.09	33	25	1.25	0.88	76				
				26	1.08	0.98	45				
				27	2.39	1.58	40				
				28	2.7	1.72	65				

Résultats d'analyses des différentes sections par la méthode 1 (suite).

FRL-124 (XZ)				FRL-124 (YZ)				FRL-174 B (XZ)			
Point	Longueur	Largeur	Orientation	Point	Longueur	Largeur	Orientation	Point	Longueur	Largeur	Orientation
1	24.09	9.54	81	1	6.64	6.15	60	1	24.77	10.1	70
2	25.33	15.86	60	2	8.2	6.53	81	2	15.68	5.43	79
3	9.9	4.81	107	3	8.44	8.24	95	3	25.6	10.27	108
4	15.28	6.72	82	4	7.3	4.4	68	4	10.8	6.05	56
5	9.99	3.14	102	5	4.71	3.49	9	5	13.54	10.02	76
6	12.2	4.39	98	6	5.74	3.88	100	6	10.67	6.08	98
7	8.33	5.51	63	7	4.75	3.62	120	7	10.91	5.04	94
8	10.83	5.21	87	8	4.38	3.57	70	8	9.53	3.67	85
9	6.58	4.88	76	9	4.97	4.02	40	9	6.76	4.4	56
10	15.37	11.98	88	10	4.38	5.85	28	10	6.59	3.74	62
11	14.03	8.45	68	11	4.37	3.85	120	11	12.13	4.94	101
12	12.4	4.62	105	12	4.16	3.11	130	12	8.94	4.9	68
13	12.8	4.55	80	13	3.19	3.06	90	13	6.32	4.6	33
14	11.38	6.24	90	14	4.16	4.15	125	14	6.96	5.3	63
15	12.15	6.31	81	15	4.55	6.38	165	15	4.79	4.04	54
16	8.84	5.01	86					16	5.74	3.43	98
17	5.72	5.76	72					17	7.43	3.41	67
18	8.66	5.68	65					18	6.9	4.67	55
19	10.23	7.67	128					19	7.42	4.87	79
20	7.77	5.36	72					20	9.57	6.22	71
21	4.38	1.92	120					21	4.64	2.95	79
22	6.54	3.7	75								
23	7.2	4.74	119								
24	10.48	6.95	80								
25	6.35	3.17	106								
26	6.61	2.92	121								
27	6.26	2.97	113								

Résultats d'analyses des différentes sections par la méthode 1 (suite).

FRL-174-B (YZ)				FRL-174 BA (XZ)				FRL-22 (XY)			
Point	Longueur	Largeur	Orientation	Point	Longueur	Largeur	Orientation	Point	Longueur	Largeur	Orientation
1	22.45	13.07	169	1	15.11	8.99	109	1	4.45	2.2	2
2	14.96	8.42	171	2	11.69	8.54	66	2	2.67	2.05	180
3	10.06	7.28	4	3	9.83	5.87	79	3	4.82	3.3	154
4	7.77	6.57	11	4	15.22	8.83	114	4	2.66	2.01	144
5	9.54	5.17	4	5	16.31	9.23	104	5	5.29	3.61	138
6	8.21	8.24	6	6	13.5	9.07	93	6	6.44	4.32	175
7	9.67	6.78	8	7	12.65	7.75	69	7	5.59	3.98	84
8	8.59	6.35	55	8	14.39	7.86	173	8	3.95	2.85	106
9	12.27	5.5	70	9	7.9	6	100	9	1.86	2.05	142
10	9.6	5.91	150	10	7.07	5.27	163	10	3.4	2.22	49
11	9.52	7.41	45	11	9.6	4.53	132	11	2.92	2.49	40
12	12.09	9.24	50	12	8.04	6.16	177	12	4.61	4.15	144
13	7.92	3.5	51	13	10.61	5.36	168	13	3.24	2.71	101
14	13.38	6.82	158	14	9.09	6.32	168	14	4.76	2.68	95
15	9.48	6.93	39	15	6.53	5.73	17	15	3.78	3.23	119
16	7.59	6.17	19	16	8.18	5.96	59	16	2.44	2.83	157
17	5.04	4.32	9	17	9.7	7.18	151	17	4.47	3.39	120
18	5.5	3.36	0	18	8.16	7.42	136	18	3.91	2.91	27
19	6.43	6.37	19	19	9.45	5.45	155	19	5.26	3.83	5
20	6.87	5.96	43	20	6.93	4.06	27	20	3.3	3.81	18
21	8.43	4.75	52	21	7.79	6.17	106	21	3.62	2.79	159
22	4.01	3.9	178	22	7.21	5.58	62	22	2.6	2.33	166
23	6.08	3.51	91	23	6.6	6.48	163	23	3.27	2.46	29
24	6.72	4.89	11	24	9.43	6.63	47	24	2.88	2.5	132
				25	7.66	5.12	86	25	2.97	1.54	115
				26	4.92	4.18	169	26	1.3	1.44	169
				27	7.71	5.4	76	27	2.67	1.85	0
				28	9.51	5.32	22	28	1.87	1.71	99
				29	8.15	6.94	26				

Résultats d'analyses des différentes sections par la méthode 1 (suite).

FRL-22 (XZ)				FRL-174-B (XY)			
Point	Longueur	Largeur	Orientation	Point	Longueur	Largeur	Orientation
1	14.68	8.5	165	1	45.48	16.29	59
2	9.87	6.21	127	2	12.15	9.3	53
3	11.42	7.6	136	3	23.98	14.11	98
4	7.25	6.48	123	4	17.6	7.92	123
5	7.89	6.94	43	5	7.59	5.47	104
6	6.42	4.99	73	6	10.41	7.99	173
7	4.7	4.74	122	7	10.51	9.57	23
8	5.17	5.17	149	8	9.4	8.64	19
9	10.59	6.61	150	9	9.57	5.78	111
10	5.93	4.76	133	10	17.88	8.89	109
11	5.86	6.79	101	11	8.48	7.12	139
12	9.36	8.99	135	12	13.02	6.42	130
13	10.78	7.01	154				
14	5.99	5.06	16				
15	10.21	7.08	133				
16	9.28	6.65	14				
17	6.54	5.88	26				
18	5.15	4.78	45				
19	9.66	5.35	109				
20	7.15	6.06	77				
21	7.06	6.45	93				
22	7.8	6.1	85				
23	6.46	5.52	171				
24	6.52	6.18	20				
25	7.16	6.06	57				
26	5.56	4.96	29				
27	5.53	4.86	2				
28	6.65	4.22	56				
29	5.15	5.48	11				
30	5.84	4.92	161				
31	4.48	3.25	165				
32	5.6	4.61	148				
33	5.94	4.64	76				

Résultats d'analyses des différentes sections par la méthode 1 (suite).

FRL-176 A (XZ)				FRL-176B (YZ)				FRL-235 (XZ)			
Point	Longueur	Largeur	Orientation	Point	Longueur	Largeur	Orientation	Point	Longueur	Largeur	Orientation
1	28	16.9	68	1	10.6	9.28	164	1	16.9	11.3	35
2	15.3	8.42	12	2	8.28	6.33	68	2	6.21	6.12	34
3	15.6	8.98	24	3	8.34	8.06	158	3	8.44	6.53	33
4	7.97	5.83	53	4	15.54	14.98	91	4	5.18	4.69	170
5	7.41	4.36	56	5	13.5	11.4	168	5	6.82	5.7	124
6	8.89	6.42	169	6	11.8	11.35	48	6	6.67	4.87	13
7	9.52	6.14	38	7	5.35	3.98	43	7	6.44	4.58	33
8	6.63	5.63	48	8	5.05	5.1	68	8	3.38	2.69	45
9	5.95	5.14	34	9	20.2	20.01	159	9	6.2	4.7	55
10	10.1	6.26	76	10	7.83	5.94	53	10	6.79	6.17	37
11	7.39	5.32	79					11	9.39	4.05	50
12	8.02	6.89	47					12	8.04	3.21	40
13	4.82	3.11	84					13	8.76	5.1	70
14	10.24	6.22	68					14	4.69	2.56	47
15	12.4	6.01	17					15	5.07	2.79	56
16	7.89	5.24	19					16	3.23	1.98	40
17	9.07	6.88	17								

Résultats d'analyses des différentes sections par la méthode 1 (suite).

FRL-235 (XY)				FRL-176(XZ)				FRL-176 (YZ)			
Point	Longueur	Largeur	Orientation	Point	Longueur	Largeur	Orientation	Point	Longueur	Largeur	Orientation
1	8.96	8.94	108	1	12.20	8.54	27	1	10.6	11.6	29
2	4.95	5.21	64	2	7.09	4.54	168	2	11.3	10.5	1
3	8.1	8.02	86	3	6.03	3.38	170	3	7.36	7.94	0
4	4.69	3.74	30	4	10.80	7.62	32	4	8.82	8.95	28
5	3.56	3.55	60	5	8.77	6.65	42	5	5.93	6.79	28
6	1.91	1.88	35	6	14.00	8.77	35	6	8.27	8.5	1
7	8.18	8.1	9	7	4.71	4.66	17	7	8.66	4.77	143
8	2.26	2.42	81	8	8.95	6.31	179	8	6.48	6.47	155
9	5.87	3.47	71	9	7.45	4.86	25	9	4.79	5.14	160
10	2.65	2.36	44	10	5.27	4.41	20	10	8.01	6.08	172
11	2.68	2.71	37	11	6.04	4.03	133	11	5.78	4.42	78
12	2.85	2.83	104	12	6.28	7.06	178	12	5.79	5.96	137
13	1.66	1.59	23	13	9.10	5.51	173	13	7.67	6.61	16
				14	7.54	6.50	67	14	4.21	4.55	13
				15	12.70	9.69	175	15	3.7	3.69	118
				16	7.04	4.37	177	16	10.9	10.1	130
				17	9.83	7.16	175	17	7.21	5.73	65
				18	6.11	5.44	0	18	3.71	3.63	166
				19	7.91	5.56	170	19	4.1	4.38	177
				20	6.45	5.41	1	20	4.93	5.18	79
				21	15.50	6.48	56	21	3.52	4.83	0
				22	11.70	6.56	177	22	4.62	5.76	167
				23	6.98	7.27	6	23	4.36	4.87	157
				24	5.48	5.32	164	24	7.09	5.48	104
				25	3.65	4.23	143	25	3.85	3.97	142
				26	6.04	4.30	59	26	4.17	4.06	116
				27	12.40	7.29	46	27	5.63	6.66	54
				28	6.04	2.86	37	28	4.57	5.56	153
				29	6.04	3.51	22	29	2.64	2.78	16
				30	9.17	5.39	56	30	3.92	2.94	64
				31	6.78	3.43	39	31	2.31	3.43	172
				32	7.87	2.68	33	32	10.6	8.34	178
				33	9.48	4.88	171	33	5.49	5	177
				34	11.70	10.80	4	34	3.72	3.76	172
				35	8.67	8.54	170	35	6.47	4.78	171
				36	15.60	8.49	56	36	5.63	5.23	54
				37	10.00	5.82	38	37	4.23	5.01	43
				38	8.90	5.42	31	38	4.58	4.33	156
				39	7.11	4.15	37				
				40	6.10	5.99	33				
				41	8.40	8.62	35				
				42	8.98	5.08	56				
				43	5.86	5.33	22				

Résultats d'analyses des différentes sections par la méthode 1 (suite).

FRL-24(XZ)				FRL-24 (YZ)			
Point	Longueur	Largeur	Orientation	Point	Longueur	Largeur	Orientation
1	17.46	10.00	106	1	17.95	11.00	132
2	11.06	8.33	61	2	10.21	7.41	158
3	9.45	6.07	80	3	8.56	10.50	84
4	6.56	5.26	60	4	10.67	7.38	177
5	13.30	6.59	70	5	7.32	6.86	47
6	7.27	2.68	82	6	5.63	4.97	112
7	5.89	3.94	68	7	9.21	7.32	50
8	12.29	6.87	64	8	5.12	4.12	72
9	4.46	4.01	64	9	4.45	3.93	158
10	4.44	2.41	68	10	3.44	3.46	96
11	5.76	3.93	65	11	4.48	4.68	31
12	7.18	5.29	105	12	3.71	4.45	11
13	4.42	2.38	120	13	3.96	3.94	39
14	5.45	2.23	130	14	5.39	5.55	83
15	3.34	2.92	135	15	3.64	3.11	56
16	7.14	5.86	65	16	5.01	4.49	160
17	2.34	1.04	60	17	3.82	2.96	136
18	3.95	3.03	55				
19	2.99	2.86	130				
20	4.99	3.26	76				

Résultats d'analyses des différentes sections par la méthode 1 (suite).