

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

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

par

GABRIEL MACHADO

Étude géochimique et pétrologique de quatre intrusions granitiques dans le Terrain de  
Wakeham, Province de Grenville, Québec.

JUIN 1999



### Mise en garde/Advice

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

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

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

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

## RÉSUMÉ

La présente étude traite de quatre intrusions granitiques, regroupées en deux suites felsiques, du Terrain de Wakeham faisant lui-même partie de la Province de Grenville. La Suite felsique de Kataht se compose du porphyre à quartz et feldspaths, ainsi que du granite rapakivi. Elle a un âge de 1500 Ma. Le porphyre s'est mis en place à faible profondeur et à haute température, il porte les textures porphyriques et rapakivi. La pétrographie du granite rapakivi est très semblable à celle du porphyre, mais il a une granulométrie plus grossière. La Suite de Kataht est de type métalumineux, aurait comme source une croûte jeune de type-I et se serait mise en place dans un milieu d'arc volcanique.

La Suite felsique d'Olomane se compose du granite à fluorine et du granite à quartz bleu. Elle a un âge de 1240 Ma. Ces granites portent les textures équigranulaires hypidiomorphes et parfois rapakivi; la présence de fluorine et de quartz bleu est distinctive. La fluorine présente a une origine autre que magmatique, elle serait plutôt reliée à l'altération de la biotite. La Suite felsique d'Olomane vacille entre les types métalumineux et péralumineux et s'est différencié par le fractionnement des feldspaths. Elle proviendrait d'un magma de type-I contaminé par la Suite de Kataht et se serait mise en place dans un milieu intraplaque.

En joignant nos résultats à ceux obtenus par les géologues du Ministère des Ressources Naturelles du Québec; l'histoire géologique suivante est proposée pour le Terrain de Wakeham:

- Sédimentation de Groupe de Wakeham sur une marge continentale passive entre 1600 et 1500 Ma.
- Mise en place de la Suite felsique de Kataht entre 1530 et 1450 Ma dans un environnement de marge continentale active, durant l'orogénie pinwarienne.
- Mise en place de la Suite d'Olomane, vers 1240 Ma, dans un rift terrestre.
- Mise en place de la Suite felsique de La Galissonnière vers la fin de l'orogénie ottawaienne.

Cette histoire géologique est très semblable à celle du Terrain de Pinware, au Labrador. Le même type de roches y sont décrits et les mêmes événements géologiques semblent avoir affecté les deux terrains. La possibilité que les deux terrains ne fassent qu'un est par ailleurs avancée.

## **Remerciements**

Je voudrais remercier mon superviseur, Michael D. Higgins, pour ses conseils et son dévouement lors de la réalisation de ce projet, ainsi que pour m'avoir hébergé lors de la rédaction finale du mémoire.

Je tiens spécialement à remercier Pierre Verpaelst pour son aide sur le terrain et sa disponibilité à me procurer ce dont j'avais besoin; Bruce Taylor de m'avoir permis d'utiliser gratuitement son laboratoire d'isotopes stables; Ross Stevenson pour son aide lors des analyses des isotopes de néodyme.

Ce projet a été rendu financièrement possible grâce à la bourse que le CRSNG m'a octroyé. Le MNRQ a défrayé les coûts des analyses chimiques et des lames minces. Les autres frais ont été défrayés par Michael Higgins, à même son octroi de recherche du CRSNG.

Finalement j'aimerais remercier mes parents et amis pour leur support moral lors de mes nombreuses périodes d'inproductivités.

## TABLE DES MATIÈRES

Résumé	ii
Remerciements	iii
Table des matières	iv
Liste des Figures	vii
Liste des Tableaux	x
Liste des Planches	xi
CHAPITRE 1: INTRODUCTION	1
CHAPITRE 2: CADRE GÉOLOGIQUE	
2.1 Géologie régionale	5
2.2 La région d'étude	11
CHAPITRE 3: PÉTROGRAPHIE	
3.1 Le porphyre de la Suite felsique de Kataht	16
3.1.1 Situation géographique	16
3.1.2 Description générale	17
3.1.3 Minéralogie	17
3.1.4 Classification IUGS	23
3.2 Le granite rapakivi de la Suite felsique de Kataht	23
3.2.1 Situation géographique	23
3.2.2 Description générale	23
3.2.3 Minéralogie	25
3.2.4 Classification IUGS	28
3.3 Le granite à fluorine de la Suite felsique d'Olomane	30
3.3.1 Situation géographique	30
3.3.2 Description générale	30
3.3.3 Minéralogie	32
3.3.4 Classification IUGS	36
3.4 Le granite à quartz bleu de la Suite felsique d'Olomane	38
3.4.1 Situation géographique	38
3.4.2 Description générale	38

3.4.3 Minéralogie	38
3.4.4 Classification IUGS	43
3.5 Résumé de la pétrologie	43
<b>CHAPITRE 4: GÉOCHIMIE</b>	
4.1 Introduction	46
4.2 Les éléments majeurs	46
4.2.1 Calcul normatif CIPW	48
4.2.2 Alcalinité de Shand	48
4.2.3 Diagrammes binaires pour les oxydes	52
4.3 Les éléments traces	57
4.3.1 Diagrammes binaires	57
4.3.2 Les terres rares	60
4.3.3 Diagrammes de discrimination	62
4.4 Le fluor	69
4.5 Les isotopes de l'oxygène	73
4.5.1 Introduction	73
4.5.2 Taux de rendement des analyses sur les roches totales	75
4.5.3 Valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de différents minéraux	76
4.5.4 Distribution des résultats	80
4.6 Isotopes de néodyme	83
4.6.1 Introduction	83
4.6.2 Présentation des résultats	85
<b>CHAPITRE 5: DISCUSSION</b>	
5.1 Introduction	89
5.2 Points saillants des deux suites	89
5.3 Histoire évolutive de chacune des deux suites	91
5.3.1 Introduction	91
5.3.2 La Suite felsique de Kataht	91
5.3.3 La Suite felsique d'Olomane	97
5.4 Histoire géologique du Terrain de Wakeham	100

5.5 Résumé de la discussion	105
CHAPITRE 6: CONCLUSIONS	106
RÉFÉRENCES	110
ANNEXES	115
Annexe 1: Liste des échantillons utilisés durant l'étude	116
Annexe 2: Localisation géographique de tous les échantillons utilisés Pendant cette étude	121
Annexe 3: Résultats des analyses chimiques et de CIPW	122

## LISTE DES FIGURES

Figure 2.1: Subdivision tectonique de la Province de Grenville. (modifiée d'après Rivers et al. 1989 et Hocq 1994)	6
Figure 2.2: Carte de la Côte-Nord montrant le Terrain de Wakeham et la région d'étude. (modifiée d'après Verpaelst et al. 1997b)	8
Figure 2.3: Carte géologique de la région d'étude. (modifiée d'après Madore et al. 1997b)	12
Figure 3.2 Diagramme de Streckeisen (1975), pour les échantillons du granite rapakivi, basé sur l'estimation visuelle des minéraux.	29
Figure 3.3 Diagramme de Streckeisen (1975), pour les échantillons du granite à fluorine, basé sur l'estimation visuelle des minéraux.	37
Figure 3.4 Diagramme de Streckeisen (1975), pour les échantillons du granite à quartz bleu, basé sur l'estimation visuelle des minéraux.	37
Figure 4.2.1 Diagrammes normatif à partir de CIPW pour les composantes de la Suite felsique de Kataht.	49
Figure 4.2.2 Diagrammes normatif à partir de CIPW pour les composantes de la Suite felsique d'Olomane.	50
Figure 4.2.3 Diagrammes de l'alcalinité de Shand pour les deux suites felsiques.	51
Figure 4.2.4 Diagrammes binaires pour les oxydes de $Al_2O_3$ et $Fe_2O_3$ en fonction de $SiO_2$ , cela pour les deux suites felsiques.	54
Figure 4.2.5 Diagrammes binaires pour les oxydes de $CaO$ , $Na_2O$ et $K_2O$ en fonction de $SiO_2$ , cela pour les deux suites felsiques.	55
Figure 4.2.6 Diagrammes binaires pour les oxydes de $TiO_2$ et $P_2O_5$ en fonction de $SiO_2$ , cela pour les deux suites felsiques.	58



Figure 4.3.1 Diagramme de Zr en fonction de SiO <sub>2</sub> pour les deux suites felsiques.	59
Figure 4.3.2 Diagramme de Rb en fonction de Sr pour les deux suites felsiques.	59
Figure 4.3.3 Diagrammes des éléments terres rares, normalisés par rapport aux chondrites, pour les deux suites felsiques. Diagrammes du rapport Eu/Eu* en fonction de La pour les deux suites felsiques.	61 63
Figure 4.3.4 Diagrammes de discrimination de Pearce et al. (1984) pour les suites felsiques de Kataht et d'Olomane.	65
Figure 4.3.5 Diagrammes de discrimination de Harris et al. (1986) pour les suites felsiques de Kataht et d'Olomane.	66
Figure 4.3.6 Diagramme ternaire tiré de El Bouseily et al. (1975) pour les deux suites felsiques.	68
Figure 4.4.1 Histogramme pour la distribution du fluor.	71
Figure 4.4.2 Diagramme binaire de l'élément fluor en fonction de SiO <sub>2</sub> .	71
Figure 4.4.3 Distribution du fluor dans la région d'étude.	72
Figure 4.5.1 Résultats des valeurs de δ <sup>18</sup> O pour les différents minéraux analysés.	78
Figure 4.5.2 Histogramme des résultats de δ <sup>18</sup> O.	81
Figure 4.5.3 Valeurs de δ <sup>18</sup> O mesuré sur les roches entières de la région d'étude.	82
Figure 4.6.1 Graphique de εNd en fonction de T <sub>DM</sub> .	87
Figure 5.3.1 Schéma montrant la subduction de la croûte et de la lithosphère Océanique donnant naissance à un chapelet d'îles volcanique. (modifiée d'après Wilson 1989)	92
Figure 5.3.2 Coupe transversale schématique illustrant les processus géologiques se produisant à une marge continentale active. (modifiée d'après Wilson 1989)	92
Figure 5.3.3 Diagramme illustrant les composantes utilisées dans la pétrogénèse d'une marge continentale active. (modifiée d'après Wilson 1989)	94

Figure 5.3.4 Coupe transversale schématique de la marge continentale des Andes. (modifiée d'après Wilson 1989)	96
Figure 5.3.5 Schéma illustrant les modèles de rifting actif versus passif.	96
Figure 5.3.6 Epsilon Nd en fonction du temps.	99
Figure 5.4.1 Illustration montrant la déposition des sédiments du Groupe de Wakeham sur une marge continentale passive.	102
Figure 5.4.2 Chevauchement du GW sur le Complexe de Boulain et mise en place de la Suite de Kataht dans un environnement de marge continentale active.	102
Figure 5.4.3 Schéma de la mise en place de la Suite d'Olomane dans un environnement de rift terrestre.	104
Figure 5.4.4 Schéma de la mise en place de la Suite de La Galissonnière dans un environnement de collision entre deux continents.	104

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 Différents âges du Terrain de Wakeham.	9
Tableau 2.2 Nomenclature du Terrain de Wakeham.	11
Tableau 2.3 Colonne stratigraphique de la région d'étude d'après Madore et al. 1997b et Verpaelst et al. 1997b.	15
Tableau 3 Tableau récapitulatif des caractéristiques pétrographiques des différentes unités.	44
Tableau 4.2 Quelques résultats des analyses chimiques et de CIPW.	47
Tableau 4.4 Résultats des analyses de fluor sur différents échantillons.	70
Tableau 4.5 Résultats des analyses isotopiques d'oxygène pour différents échantillons.	74
Tableau 4.5.1 Taux de rendement des minéraux les plus communs.	75
Tableau 4.5.2 Valeurs des constantes A et B.	77
Tableau 4.6 Résultats des isotopes de Samarium et de Néodyme.	86
Tableau 5.4 Événements majeurs dans le Terrain de Wakeham, le Terrain de Pinware et dans la Province de Grenville. (modifié d'après Verpaelst et al. 1997b et Gower 1996)	101

## LISTE DES PLANCHES

- Planche 3.1** 18
- a) *Affleurement typique du porphyre à quartz et feldspaths. Il est possible de voir des phénocristaux de quartz et de feldspaths dans une mésostase.*
- b) *Vue rapprochée d'un échantillon de porphyre à quartz et feldspaths. Les phénocristaux sont facilement discernables, de la mésostase, par leur couleur rosé.*
- Planche 3.2** 20
- a) *Photomicrographie montrant des phénocristaux de feldspath potassique (fk) et de quartz (q). Les feldspaths sont perthitiques. Champ de vision = 2 cm.*
- b) *Phénocristal de quartz (q) ayant la forme bipyramidale, propre au quartz formé à haute température. Champ de vision = 2,2 cm.*
- Planche 3.3** 22
- a) *Phénocristal d'orthose (O) enveloppé par du microcline (m). L'orthose contient des inclusions de muscovite et de biotite, et est aussi perthitique. Le même phénomène se retrouve dans le granite rapakivi. Champ de vision = 2,5 cm.*
- b) *Grains de fluorine (f), reconnaissable à sa couleur violette, près de cristaux d'amphibole (Am) et de biotite (bt). L'amphibole est assez rare dans le porphyre. Champ de vision = 4 mm.*
- Planche 3.4** 24
- a) *Photo de terrain montrant les phénocristaux de feldspaths, ainsi que la texture rapakivi dans le granite du même nom. Il faut remarquer la grande quantité de biotite.*
- b) *Échantillon de granite rapakivi, teinté avec cobaltinitrate de sodium, montrant l'agencement des phénocristaux de feldspath potassique (en jaune) dans une mésostase de plagioclase (en blanc) et de quartz (en gris). Cette coloration permet de mieux distinguer la texture rapakivi (ra).*
- Planche 3.5** 27
- a) *Vue au microscope de la texture rapakivi; un phénocristal de microcline (M) enveloppé de plagioclase (p). Champ de vision = 6 mm.*
- b) *Lame mince de granite rapakivi montrant les contacts à 120° entre les grains de quartz (q), preuve d'une recristallisation de la roche. Orthose (O), microcline (M), plagioclase (p) Champ de vision = 2,5 cm.*

- Planche 3.6 31
- a) Photo de terrain d'un affleurement de granite à fluorine où il y a foliation de la biotite. La texture rapakivi (ra) est aussi présente.
  - b) Échantillon teinté de granite à fluorine où les cristaux feldspaths potassiques sont en jaunes, les cristaux de plagioclase en blanc, les cristaux de quartz en gris et la biotite en noire. Bien qu'il y ait quelques phénocristaux de feldspath potassique, les textures dominantes sont équigranulaire et homogène.
- Planche 3.7 33
- a) Photomicrographie montrant les textures équigranulaire et hypidiomorphe du granite à fluorine, ainsi que les minéraux les plus souvent rencontrés; biotite (bi), microcline (m), quartz (q) et plagioclase (p).  
Champ de vision = 2,2 cm.
  - b) Texture myrmékitique se trouvant dans le granite à fluorine.  
Champ de vision = 6 mm.
- Planche 3.8 35
- a) Cristaux de fluorine (f) dans le granite du même nom. Les minéraux entourant la fluorine sont majoritairement des feldspaths. Aucun autre minéral secondaire ne se trouve à proximité. Champ de vision = 4 mm.
  - b) Amas de titanite (ti) entre des grains de biotite (bi) et de chlorite (cl).  
Champ de vision = 4 mm.
- Planche 3.9 39
- a) Photographie d'un échantillon typique de granite à quartz bleu. La couleur bleu du quartz est très visible. La photo représente la grandeur réelle de l'échantillon.
  - b) Les textures équigranulaire et hypidiomorphe se voient très bien sur cet échantillon teinté de granite à quartz bleu. La photo représente la grandeur réelle de l'échantillon.  
(jaune= feldspath potassique, rouge=plagioclase, quartz=gris)
- Planche 3.10 41
- a) Photomicrographie en lumière polarisée montrant les amas de biotite (bi) et l'apparence typique du granite à quartz bleu. La turbidité des feldspaths est bien visible sur cette photo. Champ de vision= 2,5 cm.
  - b) La même vue qu'en a), mais sous nicols croisés cette fois. La texture perthitique est bien visible. (microcline (M), plagioclase (p), quartz (q) et biotite (bi))  
Champ de vision= 2,5 cm.

**Planche 3.11**

42

- a) Photomicrographie montrant l'extinction ondulatoire d'un cristal de quartz.  
Champ de vision= 1,5 cm.
- b) Cristal de fluorine (f) à côté d'un cristal de calcite (ca) dans un échantillon de granite à quartz bleu. Habituellement on ne retrouve pas de calcite en compagnie de la fluorine. La calcite est probablement un résultat d'altération, tout comme la fluorine. Champ de vision = 4 mm.

## CHAPITRE 1

### INTRODUCTION

La Côte-Nord du fleuve Saint-Laurent est connue pour ses petits villages de pêcheurs, tels Natashquan et Havre Saint-Pierre, mais elle est moins connue pour sa géologie diversifiée. Jusqu'à tout récemment, cette partie de la Province géologique de Grenville ne fut pas l'objet de travaux soutenus, mais la découverte de plusieurs indices minéralisés a ouvert la voie à de nombreuses études dans cette région. Le Terrain de Wakeham (WT), au nord du village de Natashquan, a par contre été longtemps délaissé. La présente étude apportera de nouvelles connaissances sur ce terrain.

*Le Terrain de Wakeham a fait l'objet dernièrement de nouveaux travaux géologiques. Les premières études importantes sur ce terrain ont été effectuées dans les années 1970 par la Commission Géologique du Canada (Bourne et al. 1977). L'accès difficile et un potentiel économique méconnu ont fait que le WT a été délaissé jusqu'à la fin des années 80. En 1987 le Ministère des Ressources Naturelles du Québec (MNRQ) a entrepris la cartographie du WT (Indarès et Martignole 1993; Martignole et al. 1994), qui s'est poursuivie jusqu'à tout récemment (Verpaelst et al. 1997a et 1997b; Madore et al. 1997a et 1997b).*

Ces études apportent plusieurs données nouvelles sur le WT. Il reste malgré tout très énigmatique; son histoire géologique et le contexte dans lequel il se serait formé sont encore débattus aujourd'hui. Le présent projet étudiera les grandes intrusions granitiques situées

dans la partie nord-est du WT et apportera des éléments nouveaux permettant de mieux comprendre ce terrain.

Le WT se compose majoritairement de roches métasédimentaires, d'intrusions granitiques et gabbroïques, ayant subi seulement le cycle orogénique grenvillien. Il est donc classé comme faisant partie de l'Allochtone monocyclique (Rivers et al. 1989), tout comme la Ceinture Centrale des Métasédiments (CCM) de l'ouest de la Province de Grenville. Le fait d'avoir subi un seul cycle orogénique semble le seul point commun entre ces deux terrains.

La CCM se compose majoritairement de roches métasédimentaires carbonatés, de bandes d'amphibolites, de gneiss granitiques et d'intrusions granitiques (Davidson 1998). Elle est métamorphisée au faciès des amphibolites jusqu'au faciès supérieur des granulites (Davidson 1998). Par contre, le WT se compose d'arénites matures intercalées avec des roches volcaniques (basalte et rhyolite), métamorphisées au faciès des schistes verts supérieur (Madore et al. 1997b).

Le milieu de formation des deux terrains est aussi très différent. La CCM se serait formée par la collision d'une marge continentale et d'un arc insulaire (Rivers et al. 1989), alors que le WT serait entièrement continental et mis en place dans un rift, pré- ou syn-orogénique, attribuable à l'événement grenvillien (Rivers et al. 1989).

Jusqu'à tout récemment, il était courant de croire que les deux terrains n'étaient pas plus vieux que 1300 Ma (Rivers et al. 1989), mais des études récentes donnent un âge de plus de 1500 Ma pour quelques composantes du WT (Verpaelst et al. 1997a et 1997b). Ces âges indiquent que le WT est plus vieux que ce que supposait les études antérieures; il aurait alors pu subir plus d'un cycle orogénique, car son âge précède celui des cycles orogéniques pinwarien et grenvillien. Si le WT a subi plus d'un cycle orogénique, il ne ferait plus parti de l'Allochtone monocyclique, mais bien de l'Allochtone polycyclique. Ceci rend la comparaison



entre le WT et la CCM plus difficile, car le seul élément servant à les regrouper ne serait plus. Il faut donc envisager une histoire plus complexe pour le WT.

La partie est de la Province de Grenville est dominée par les grandes suites intrusives Anorthosites-Mangerites-Charnockites-Granites (AMCG), formées dans un milieu anorogénique ou post-anorogénique, résultant d'une anomalie thermique dans le manteau (Emslie et Hegner 1993). Le WT est un îlot dans cette mer d'intrusions. La plupart des complexes AMCG se seraient mis en place durant quatre périodes: 1,64, 1,36, 1,15 et 1,06 Ga (Emslie et Hunt 1990; Higgins et van Breemen 1996). Les terrains entourant le WT ont tous des âges appartenant à l'une de ces quatre périodes. Aucun de ces événements anorogéniques ne semble avoir affecté le WT, il est important de se demander pourquoi.

L'hypothèse de la formation du WT la plus acceptée à ce jour est celle proposée par Martignole et al. (1994), disant que le WT représente une séquence de rift continental formée durant deux périodes, 1300 Ma et 1170 Ma, avant et pendant le cycle orogénique elzevirien. Cette hypothèse doit être maintenant révisée car la découverte dans le WT d'un granite rapakivi ayant un âge de 1497 Ma (Verpaelst et al. 1997b) repousse l'âge minimal du WT. Ce granite pourrait bien représenter la fin d'une suite AMCG, formée dans un milieu anorogénique, suite qui ne cadrerait pas avec le milieu de formation proposé par Martignole et al. (1994). Il faut donc revoir l'hypothèse de formation du WT.

Le présent travail portera sur le granite rapakivi ainsi que sur les trois autres corps granitiques environnants, pour définir combien de périodes de magmatisme eurent lieu dans cette partie du WT. L'étude permettra de dire si ces granitoïdes ont pu se mettre en place durant les périodes de rift proposées par Martignole et al. (1994), ou bien s'ils ne représenteraient pas plutôt la partie felsique d'une suite AMCG. Dans la deuxième hypothèse, la partie granitique aurait été conservée grâce à un rift qui l'aurait protégé de l'érosion, contrairement aux autres terrains environnants où les anorthosites sont dominantes. L'âge de

ce granite rapakivi se compare à l'âge des intrusions granitiques dans le Terrain de Pinware, au Labrador (Gower 1996). Une relation est peut-être à faire entre ce terrain et le WT, car il semble que les deux terrains existaient au même moment. De plus, ils ne sont pas très éloignés l'un de l'autre.

L'étude de ces masses granitiques se veut donc un apport de données nouvelles sur le WT. Une bonne connaissance de ces granitoïdes permettra de confirmer les hypothèses reconnues ou de formuler de nouvelles hypothèses. Cette étude a été entreprise dans le cadre d'un projet de cartographie dans le Programme d'exploration du Moyen-Nord du MNRQ. Les échantillons utilisés ont été prélevés durant les campagnes de terrain 95 et 96 par les équipes du MNRQ. Le MNRQ a aussi fourni toutes les lames minces et les analyses chimiques retrouvées en annexe.

Les prochains chapitres traiteront du cadre géologique, de la pétrographie et de la géochimie des granites. Le chapitre sur la géologie régionale situera le WT dans la Province de Grenville et présentera les différentes lithologies de la région d'étude. Le chapitre suivant décrira en détail la pétrographie, la minéralogie et les textures observées dans les quatre masses granitiques. Le chapitre sur la géochimie comparera les quatre granites au point de vue des éléments majeurs et traces, des isotopes de néodyme (Nd), ainsi que des isotopes d'oxygène. Le chapitre de discussion examinera les hypothèses du mode de mise en place, de l'environnement géologique et du protolite de ces granites. Il y aura aussi une comparaison avec le Terrain de Pinware au Labrador.

## CHAPITRE 2

### CADRE GÉOLOGIQUE

#### 2.1 Géologie régionale

La Province géologique de Grenville (PG) est la dernière province d'âge Précambrien à s'être ajoutée au noyau du bouclier canadien (Fig.2.1). Le terme Grenville a trouvé son appellation dans la vallée de la rivière des Outaouais (localité de Grenville, au Québec), il a été utilisé pour désigner des roches métasédimentaires (Hocq 1994). Ce nom a fait son bout de chemin, prenant de plus en plus de place, passant de "Grenville Series" à Supergroupe, et de sous-province à province géologique. La PG s'étend sur une bande de 300 à 600 km de large sur près de 2000 km de long entre le Labrador et les grands lacs. Elle est limitée au nord et au nord-ouest par le Front de Grenville qui la sépare des provinces géologiques plus anciennes. Au sud-est, elle est recouverte en discordance d'érosion par les roches sédimentaires de la plate-forme du Saint-Laurent.

La Province de Grenville est subdivisée en trois zones par Rivers et al. (1989): le Parautochtone, l'Allochtone polycyclique et l'Allochtone monocyclique (Fig.2.1).

La ceinture Parautochtone (CP) est localisée entre le front de Grenville (FG) et le front de chevauchement de l'Allochtone. La CP est large de 500 km et se caractérise à plusieurs endroits par une continuité lithologique avec les provinces avoisinantes au nord du FG

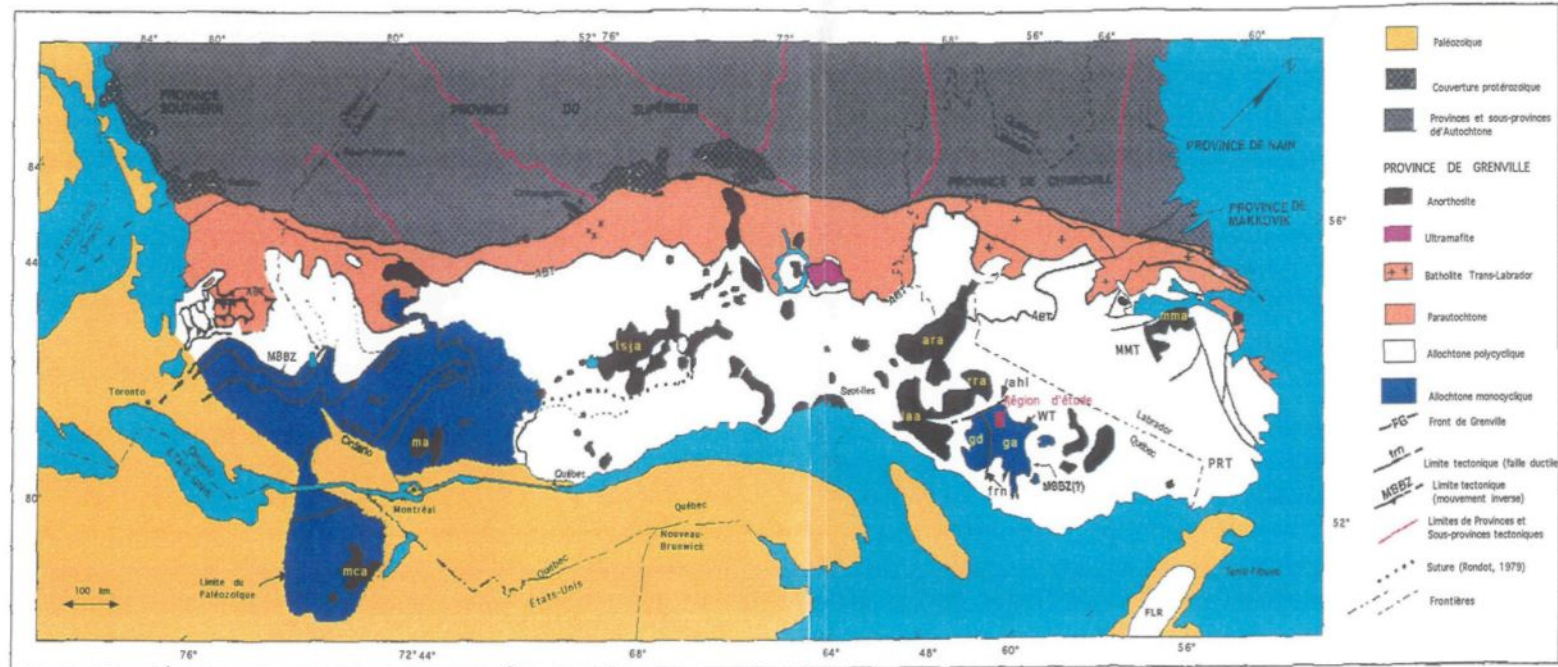


FIGURE 2.1: Subdivision tectonique de la Province de Grenville (modifiée d'après Rivers et al. 1989 et Hocq 1994)

Limites principales: ABT: zone de charriage de l'Allochtone; FG: front de Grenville; MBBZ: limite de la ceinture monocyclique; aht: linéament d'Abbé Huard; frn: faille de la rivière Nabisipi; ktz: zone tectonique de Labelle-Kinonge  
 Anorthosites: ara: de la rivière Atikonak; laa: du lac Allard; lsja: du lac Saint-Jean; ma: de morin; mca: de Marcy; mmt: de Mealy Mountains; ma: de la rivière Romaine;  
 Terrains: MLT: Terrain de Mont-Laurier; MT: Terrain de Morin; MMT: Terrain de Mealy Mountains; PRT: Terrain de Pinware; WT: Terrain de Wakeham.

(Rivers et al. 1989). Le grade métamorphique augmente vers le sud-est du FG (Rivers et al. 1989).

La ceinture Allochtone polycyclique (CAP) se compose de terrains transportés tectoniquement par dessus la CP. Cette ceinture est dite polycyclique, car les roches supracrustales la composant montrent des évidences d'orogènes antérieures à l'orogène de Grenville. De façon générale, cette ceinture est formée d'orthoigneiss et de paragneiss contenant localement des intrusions de granite, gabbro et d'anorthosite (Rivers et al. 1989).

La ceinture Allochtone monocyclique (CAM) n'aurait subi que les effets de l'orogène de Grenville. Elle se compose: dans la partie est du Québec, du Supergroupe de Wakeham développé dans un environnement de rift terrestre continental (Davidson 1998); et du Supergroupe de Grenville, qui définit toutes les roches sédimentaires et volcaniques caractérisant la CCM de l'Ontario, du nord de l'état de New-York et de l'ouest du Québec (Davidson 1998). Les roches de la CCM se sont formées et mises en place dans des milieux de plates-formes marines ou de marge continentale ou les deux (Davidson 1998). Les deux supergroupes sont représentés par des faciès sédimentaires et des roches volcaniques totalement différentes, mais auraient un âge de moins de 1300 Ma et auraient subi un seul cycle orogénique, le cycle grenvillien (Davidson 1998).

Le terme Wakeham a premièrement été utilisé par Claveau (1949) pour désigner une séquence de roches détritiques se trouvant près du lac Wakeham, au nord de Havre St-Pierre. Le terme de Terrain de Wakeham a ensuite été introduit par Martignole et al. (1988) pour désigner les roches du Supergroupe de Wakeham, ainsi que les roches ignées se trouvant en contact avec le Supergroupe.

Le Terrain de Wakeham (Fig.2.2) (Tableau 2.1 et 2.2) est composé principalement d'un empilement de roches sédimentaires et volcaniques, ayant les caractéristiques principales d'une séquence de rift terrestre. Ces roches forment le Supergroupe de Wakeham, qui est lui-



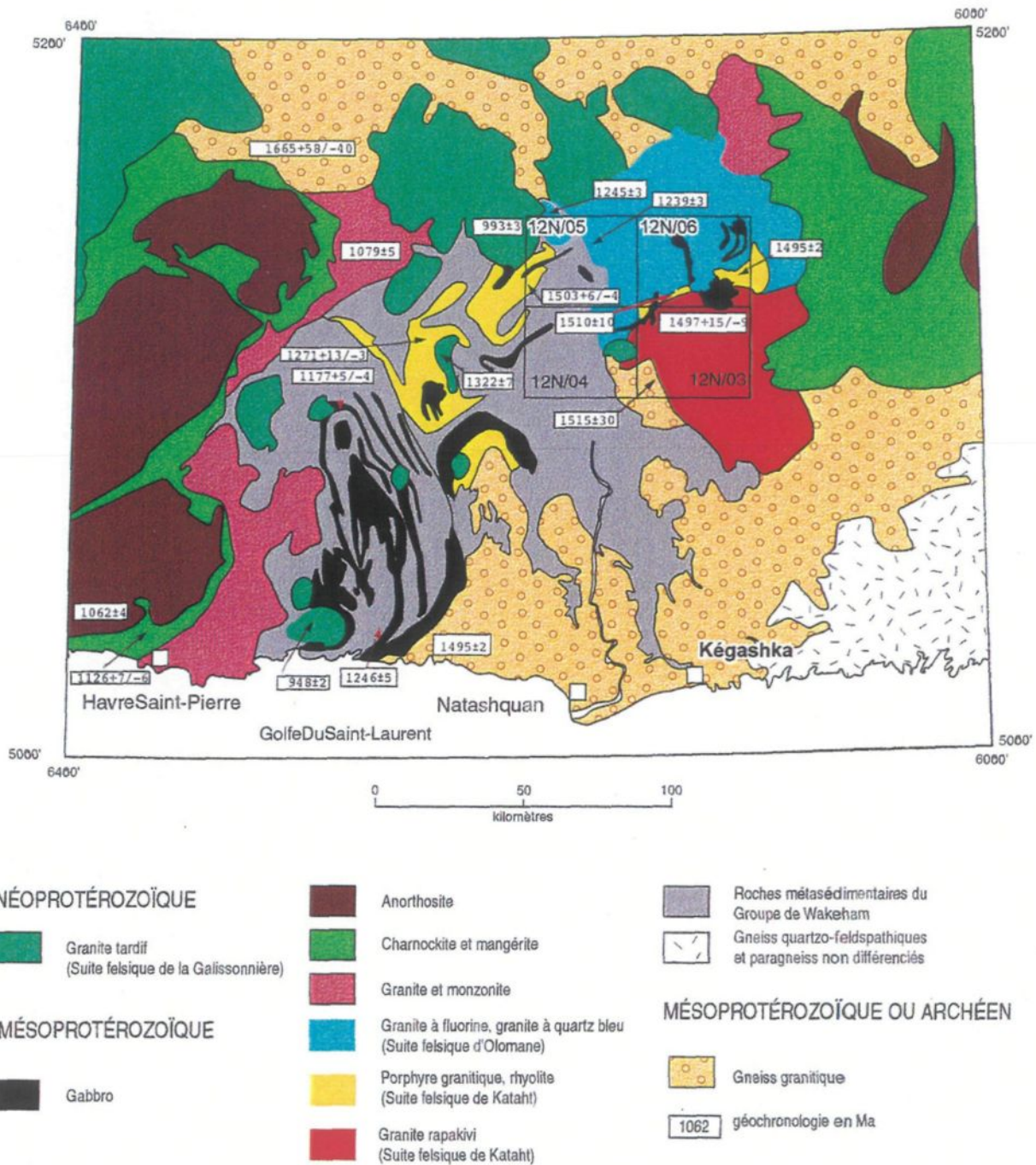


Figure 2.2 : Carte de la Côte-Nord montrant le Terrain de Wakeham et la région d'étude (modifiée d'après Verpaelst et al. 1997b)  
Voir le Tableau 2.1 pour les références concernant les datations

Tableau 2.1: Âges des unités de la Fig. 2.2

type de roche	nom de l'unité ou regroupement	âge (Ma)	erreur	méthode utilisée	minéraux analysés	références
granite	pluton du lac Turgeon	948	±2	Rb-Sr	roche totale	Fowler et Doig 1983
granite	Suite felsique de La Galissonnière	993	±3	U-Pb	zircon	Loveridge 1986
anorthosite	Suite AMCG de Havre-St-Pierre	1062	±4	U-Pb	zircon	Van Breeman et Higgins 1993
monzonite foliée	Suite AMCG de Havre-St-Pierre	1079	±5	U-Pb	zircon	Loveridge 1986
mangérite	Suite AMCG de Havre-St-Pierre	1126	7 / -6	U-Pb	zircon	Emslie et Hunt 1990
gabbro	Suite mafique de la Robe-Noire	1177	5 / -4	U-Pb	baddeleyite et zircon	Martignole et al. 1994
granite folié	Suite felsique d'Olomane	1239	±3	U-Pb	zircon	Indarès et Martignole 1993
granite folié	Suite felsique d'Olomane	1245	±3	U-Pb	zircon	Indarès et Martignole 1993
porphyre felsique	?	1246	±5	U-Pb	zircon	Clark et Machado 1995
rhyolite	Groupe de Wakeham ?	1271	13 / -3	U-Pb	zircon	Loveridge 1986
monzonite porphyrique	?	1322	±7	U-Pb	zircon	Martignole et al. 1992
gneiss granitique	?	1495	±2	U-Pb	zircon	Clark et Machado 1995
porphyre felsique	Suite felsique de Kataht	1495	±2	U-Pb	zircon	Verpaelst et al. 1997a
granite rapakivi	Suite felsique de Kataht	1497	15 / -9	U-Pb	zircon	Verpaelst et al. 1997b
porphyre felsique	Suite felsique de Kataht	1503	6 / -4	U-Pb	zircon	Madore et al. 1997a
porphyre felsique	Suite felsique de Kataht	1510	±10	U-Pb	zircon	Verpaelst et al. 1997a
gneiss granitique	Complexe de Boulain	1515	±30	U-Pb	zircon	Verpaelst et al. 1997b
gneiss	?	1665	58 / -40	U-Pb	zircon	Loveridge 1986

même divisé en deux groupes: celui d'Aguanus et celui de Davy (Indarès et Martignole 1993). La majeure partie du Terrain de Wakeham est métamorphisé au faciès schiste vert (Indarès et Martignole 1993).

Le Groupe d'Aguanus se compose d'arénites matures et de grès intercalés avec une suite bimodale de roches volcaniques: des coulées de rhyolite et de basalte (Martignole et al. 1994). Selon Martignole et al. (1994), ces roches se seraient mises en place dans une séquence de rift il y a environ 1280 Ma. Selon les études récentes dans cette région, les roches sédimentaires se sont plutôt mises en place avant 1500 Ma au lieu de 1280 Ma, car une roche felsique intrusive dans les roches sédimentaires vient d'être datée à  $1503 \pm 4$  Ma (Madore et al. 1997a).

Martignole et al. (1994) ont proposé que le Groupe de Davy chevauchait le Groupe d'Aguanus et serait composé à la base de conglomérat contenant des clastes provenant du Groupe d'Aguanus. Le groupe de Davy inclut des arénites matures et des arénites feldspathiques intercalées avec des filons-couches de gabbro (Martignole et al. 1994).

La partie est du Terrain de Wakeham est composée de grandes intrusions granitiques contrastant avec les roches sédimentaires des Groupes de Davy et d'Aguanus. Ces intrusions sont composées principalement de granite à hornblende ou biotite ainsi que de monzonite quartzifère (Bourne et al. 1977). Ces intrusions sont parfois légèrement foliées (Bourne et al. 1977). Les intrusions à l'est de la rivière Natashquan ont été nommées pluton d'Olomane (Bourne et al. 1978). Un des granites a été daté à  $1239 \pm 3$  Ma (Martignole et al. 1994). Bourne (1991) a aussi reconnu une intrusion granitique tardive, nommée pluton de La Galissonnière, près du lac du même nom.

Les études récentes de Verpaalst et al. (1997a et 1997b) et Madore et al. (1997a et 1997b) ramènent le Supergroupe de Wakeham au rang de groupe, car il leur est impossible de séparer sur une base lithostratigraphique les roches des groupes de Davy et d'Aguanus. En plus, ces



auteurs élèvent les termes Olomane et La Galissonnière au rang de Suite felsique. Il leur a été possible de séparer le pluton d'Olomane en différents plutons et ont reconnus d'autres intrusions ayant les mêmes caractéristiques que le pluton de La Galissonnière. Ils ont aussi introduit le terme de Suite felsique de Kataht. La présente étude utilisera désormais la nomenclature (Tableau 2.2) proposée par Verpaelst et al. (1997a et 1997b) et Madore et al. (1997a et 1997b)

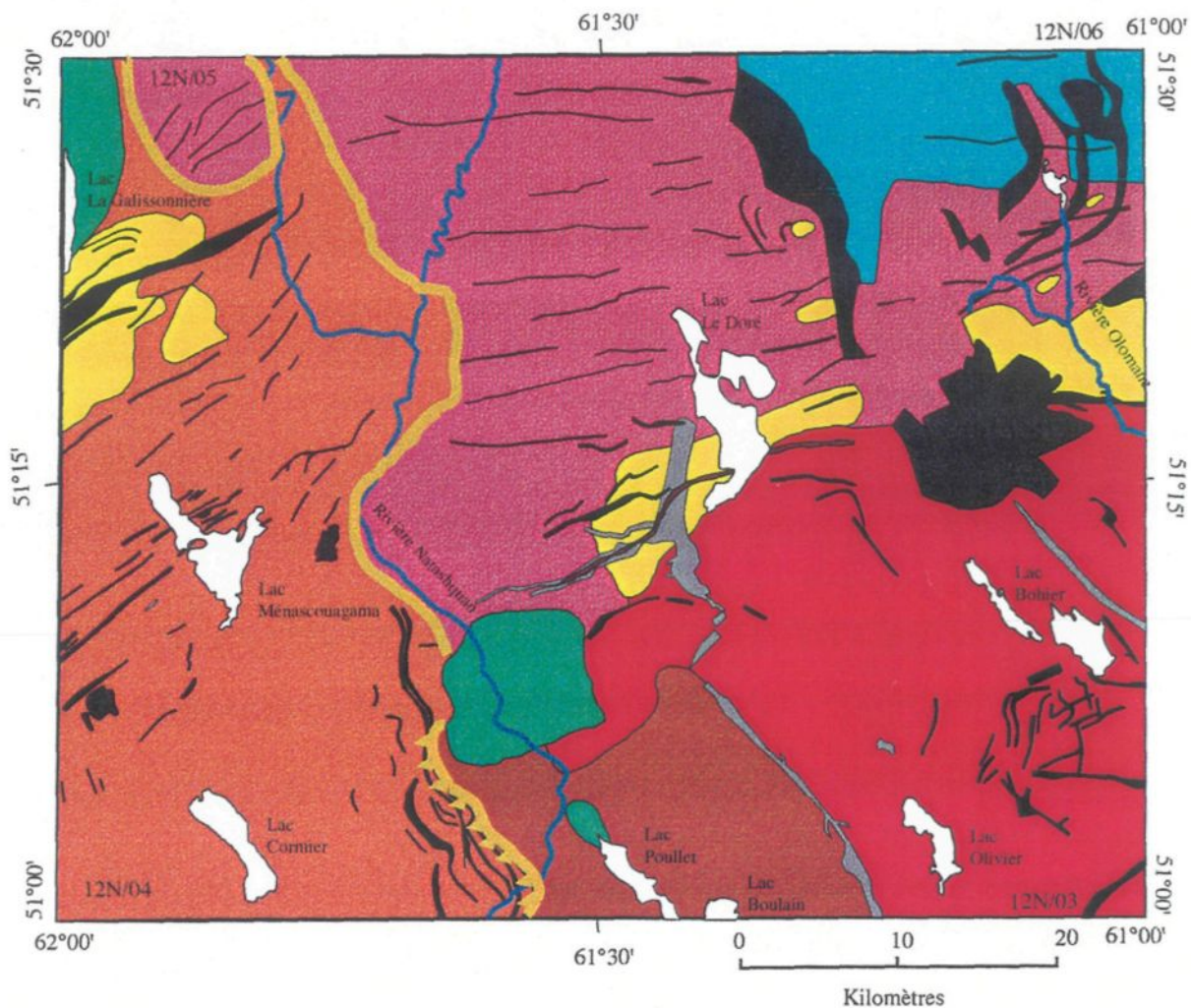
Tableau 2.2  
Nomenclature du Terrain de Wakeham

<u>Ancienne nomenclature</u> (Bourne et al. 1977, Bourne 1991 et Martignole et al. 1994)	<u>Nouvelle nomenclature</u> (Madore et al. 1997b, Verpaelst et al. 1997b)
Supergroupe de Wakeham Groupe d'Aguanus Groupe de Davy	Groupe de Wakeham
Pluton d'Olomane	Suite felsique de Kataht Suite felsique d'Olomane
Pluton de La Galissonnière	Suite felsique de La Galissonnière

## 2.2 La région d'étude

La région d'intérêt, comprenant les feuillets 12N/03 à 12N/06 (Fig. 2.2 et 2.3), a été cartographiée au 1:50 000 en 1995 et en 1996 par le Ministère des Ressources Naturelles du Québec (MRNQ) (Verpaelst et al. 1997a, 1997b; Madore et al. 1997a, 1997b).

La région se compose de roches sédimentaires (Groupe de Wakeham) et de granitoïdes (Suite felsique d'Olomane et Suite felsique de Kataht), tous recoupés par des gabbros (Suite mafique de Lilian) et des granites tardifs (Suite felsique de La Galissonnière) (Tableau 2.3).



### Néoprotérozoïque

■ Gabbro de Le Doré

### Suite felsique de La Galissonnière

■ Granite, pegmatite

### Mésoprotérozoïque

■ Gabbro de Kapanien

■ Gabbro à clinopyroxène coronitique

■ Suite mafique de Lillian

■ Gabbro à actinote et hornblende

— Zone de cisaillement

— Zone de chevauchement

### Suite felsique d'Olomane

■ Granite à fluorine

■ Granite à quartz bleu

### Suite felsique de Kataht

■ Porphyre à quartz et feldspaths

■ Granite rapakivi

### Groupe de Wakeham

■ Grès, mudrock, conglomérat, basalte

### Complexe de Boulain

■ Gneiss granitique, granite folié

Figure 2.3 : Carte géologique de la région d'étude (modifiée d'après Madore et al. 1997b)

La zone de cisaillement de Natashquan (ZCN) sépare les roches sédimentaires des granitoïdes (Fig.2.3).

Le Groupe de Wakeham se serait formé dans une mer épicontinentale ou sur une plateforme continentale. Il aurait été déformé et a ensuite chevauché les roches du Complexe de Boulain durant l'orogénie Pinwarienne (Verpaelst et al. 1997b). Ce complexe est composé principalement de gneiss et de granite folié. Les unités formant le Groupe de Wakeham sont de l'arénite quartzitique, de l'arénite à ciment de carbonate, de l'arkose, des wackes, du conglomérat à galets et du basalte. Les roches sont faiblement métamorphosées (faciès schistes verts supérieurs) et montrent généralement des textures et des structures sédimentaires (litage, laminations entrecroisées et granoclassement) très bien préservées (Madore et al.1997a, 1997b).

La Suite felsique de Kataht se compose d'un porphyre et d'un granite à texture rapakivi. Le porphyre à quartz et feldspath se retrouve sous la forme de plutons kilométriques (Verpaelst et al. 1997a). Il est intrusif dans le Groupe de Wakeham et se retrouve aussi comme enclave dans le granite à fluorine. Le porphyre a été daté à trois endroits différents et les âges obtenus sont:  $1495 \pm 2$  Ma,  $1503 +6/-4$  et  $1510 \pm 10$  Ma (Madore et al. 1997a; Verpaelst et al. 1997a). Il est interprété comme étant une intrusion felsique de faible profondeur (Verpaelst et al. 1997a).

Le granite rapakivi se retrouve dans la partie sud du feuillet 12N/06 ainsi que dans le feuillet 12N/03. Il est séparé du granite à fluorine par le porphyre, une intrusion gabbroïque et plusieurs dykes de gabbro. L'âge de ce granite est de  $1497 +15/-9$  Ma (Verpaelst et al. 1997b), lui donnant sensiblement le même âge que le porphyre. La texture rapakivi démarque ce granite des autres, bien qu'il contienne aussi localement de la fluorine. Des cristaux de feldspath potassique, plus ou moins arrondis, entourés de plagioclase donnent la texture

rapakivi. La texture anti-rapakivi est aussi fréquente; elle se manifeste par des cristaux de feldspath dont le noyau de plagioclase est entouré de feldspath potassique.

Les autres granitoïdes d'importance de la région ont été regroupés sous le terme de Suite felsique d'Olomane par Verpaelst et al. (1997a) et Madore et al. (1997b); cette suite comprend un granite à fluorine et un granite à quartz bleu.

Le granite à fluorine se caractérise par la présence de fluorine interstitielle, il peut être porphyrique et contient parfois du quartz bleu. Le granite est massif ou faiblement folié près de la zone de cisaillement de Natashquan (ZCN). Le granite à fluorine a été daté à deux endroits par Martignole et al. (1994). Les analyses U-Pb donnent des âges de  $1245 \pm 3$  Ma et  $1239 \pm 3$  Ma. Le passage du granite à fluorine au granite à quartz bleu se fait graduellement dans la partie nord du feuillet 12N/06. Le granite à quartz bleu est très semblable au granite à fluorine, mais il contient une plus grande quantité de quartz bleu et il contient aussi localement des traces de fluorine.

Les roches sédimentaires et les granites sont recoupés par une série de dykes et de plutons gabbroïques que Verpaelst et al. (1997a, 1997b) et Madore et al. (1997a, 1997b) ont regroupés dans la série des gabbros de Kapanien et dans la Suite mafique de Lillian. Des plutons de granite tardif se retrouvent dans la partie nord-est du feuillet 12N/05 ainsi qu'à l'est du feuillet 12N/03. Ces granites font parti de la Suite felsique de la Galissonnière. Ils sont caractérisés par des anomalies magnétiques positives quasi-circulaires. Ils ont été datés par Loveridge (1986) à  $993 \pm 3$  Ma en utilisant la méthode U-Pb. Finalement, au sud du feuillet 12N/06 se trouve le Gabbro de Le Doré, un gabbro à olivine non métamorphisé induisant une très forte anomalie magnétique.

Tableau 2.3: Colonne stratigraphique de la région d'étude  
d'après Madore et al. 1997b et Verpaelst et al. 1997b

<u>Néoprotérozoïque ou Paléozoïque</u>	
Gabbro de Le Doré -gabbro à olivine	
<u>Néoprotérozoïque</u>	
Suite felsique de la Galissonnière -granite -pegmatite	993±3Ma
<u>Mésoprotérozoïque</u>	
Suite mafique de Lilian -gabbro Gabbro de Kapanien	
Suite felsique d'Olomane -granite à fluorine -granite à quartz bleu	1240±3 Ma
Suite felsique de Kataht -porphyre à quartz et feldspath -granite rapakivi	1510±10 Ma 1497±15/-9 Ma
Complexe de Boulain -granite folié -gabbro folié -gneiss granitique, gneiss tonalitique -paragneiss, quartzite	1515±30 Ma
Groupe de Wakeham -basalte -arkose, subarkose, wacke arkosique -arénite à carbonate -arénite quartzitique, wacke quartzitique -conglomérat	>1550 Ma

## **CHAPITRE 3**

### **PÉTROGRAPHIE**

Ce chapitre décrira en détail la minéralogie et les textures propres à chacune des roches ignées felsiques de la partie nord-est du Terrain de Wakeham, c'est à dire le porphyre et le granite rapakivi composant la Suite felsique de Kataht, le granite à fluorine et le granite à quartz bleu de la Suite felsique d'Olomane. Les techniques utilisées sont l'étude détaillée de lames minces, ainsi que de plaquettes teintes pour différencier les grains de feldspath potassique des grains de plagioclase. La classification des granitoïdes, basée sur celle de l'IUGS, se fera par l'estimation visuelle du pourcentage des différents minéraux, tant sur les lames minces que sur les plaquettes colorées, et le tout sera reporté sur le diagramme de Streckeisen (1975).

#### **3.1. Le porphyre à quartz et feldspath de la Suite felsique de Kataht**

##### **3.1.1 Situation géographique**

Le porphyre de la Suite felsique de Kataht a été observé à plusieurs endroits dans la région d'étude. Il est présent sur les feuillets 12N/03, 12N/05 et 12N/06. (Fig. 2.3) Il se trouve coincé entre la granite à fluorine et le granite rapakivi et sous la forme d'enclaves, parfois kilométriques, dans le granite à fluorine. Le porphyre est aussi intrusif dans les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham (Madore et al. 1997a).

### 3.1.2 Description générale du porphyre

Le porphyre est une roche felsique à texture porphyrique. Les phénocristaux ont une grosseur moyenne de quatre millimètres et une grosseur maximale de sept millimètres, et ont une forme arrondie à sub-arrondie (Planche 3.1 a et b). Les phénocristaux se composent principalement de quartz et de feldspath potassique, rarement de plagioclase (Planche 3.2.a). Les phénocristaux peuvent former jusqu'à 40% de la roche. La mésostase est aphanitique, donc il est difficile d'y différencier les minéraux, même avec la coloration. La mésostase peut contenir jusqu'à 10% de minéraux mafiques, surtout de la biotite. Le porphyre contient localement des grains de fluorine de couleur mauve. Une foliation marquée par l'alignement de la biotite est observée dans les échantillons provenant de zones de failles et de zones de contact; les phénocristaux ont une forme plus allongée dans ces échantillons.

Le porphyre montre la texture propre aux roches formées lors d'un refroidissement rapide, mais ne contient pas de verre. Il est alors difficile d'imaginer que le porphyre puisse former un si grand volume de la région d'étude car, une roche felsique n'a pas les propriétés effusives d'une roche mafique. La qualité des affleurements sur le terrain n'a pas permis de voir si les masses de porphyre possédaient des contacts internes, mais il est sage de croire que le porphyre est le résultat de la mise en place de différentes pulsations de magma. Si cela n'est pas le cas, le porphyre ne doit pas être épais de plus de quelques mètres. Une combinaison de ces deux hypothèses est aussi plausible.

### 3.1.3 Minéralogie

#### 3.1.3.1 Le quartz

Le quartz est un des minéraux les plus abondants composant le porphyre. Il se trouve tant dans les phénocristaux que dans la mésostase. Les cristaux de quartz ont généralement une forme hypidiomorphe et s'assemblent pour former des phénocristaux. Par contre, dans

**Planche 3.1**

a) **Affleurement typique du porphyre à quartz et feldspaths. Il est possible de voir des phénocristaux de quartz et de feldspaths dans une mésostase.**

b) **Vue rapprochée d'un échantillon de porphyre à quartz et feldspaths. Les phénocristaux sont facilement discernables, de la mésostase, par leur couleur rosé.**





Planche 3.2

- a) Photomicrographie montrant des phénocristaux de feldspath potassique (fk) et de quartz (q). Les feldspaths sont perthitiques. Champ de vision= 2 cm.
- b) Phénocristal de quartz (q) ayant la forme bipyramidale, propre au quartz formé à haute température. Champ de vision = 2,2 cm.

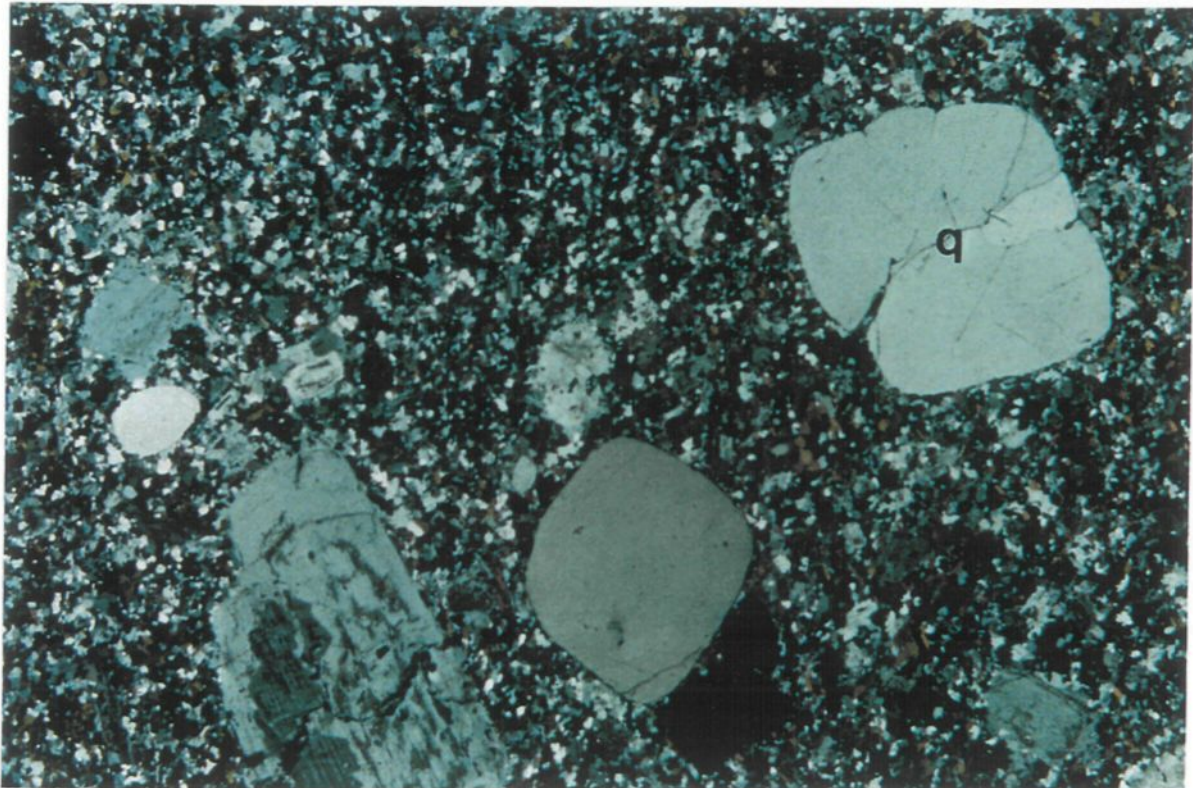
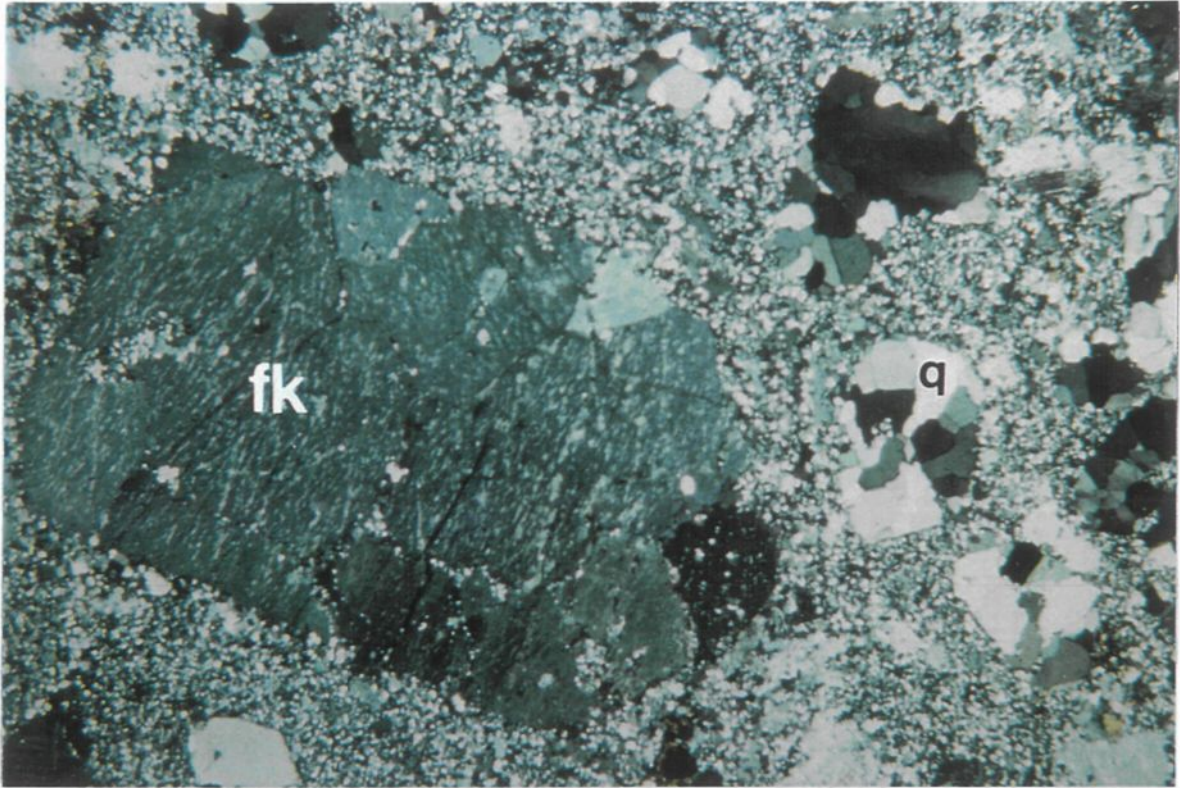
certains échantillons, les phénocristaux ne sont constitués que d'un monocristal de quartz, ayant encore la forme bipyramidale propre au quartz cristallisé à haute température (Planche 3.2.b). Le quartz forme 40% des phénocristaux et environ 35% de la mésostase. Le quartz montre une extinction ondulante propre aux roches déformées; les grains de quartz dans la mésostase ont des contacts faisant un angle de  $120^\circ$ , résultant d'une recristallisation de la mésostase.

### 3.1.3.2 Les feldspaths

Les cristaux de feldspaths s'observent tant dans les phénocristaux que dans la mésostase, ils sont composés majoritairement de microcline, mais environ 20% des cristaux de feldspath sont de l'orthose (Planche 3.3.a), il y a aussi du plagioclase reconnaissable aux mâcles polysynthétiques. Comme plusieurs cristaux de feldspaths ne sont pas maclés, il a fallu recourir aux figures d'interférences pour les désigner comme étant soit du microcline, de l'orthose ou de l'albite. Cette façon de faire n'est pas parfaite, mais elle a permis de constater qu'une portion de ces cristaux, ceux contenant le plus d'inclusions, possédaient le  $2V_z$  (entre  $40^\circ$  et  $60^\circ$ ) de l'orthose de basse température. Les autres feldspaths non-maclés sont un mélange d'albite et de microcline. Cette règle a ensuite été appliquée au granite rapakivi, mais il faut être prudent avec cette généralisation, car la marge d'erreur est très grande. Il est très courant de retrouver deux types de feldspaths potassiques dans des roches refroidies rapidement, car les feldspaths potassiques n'ont pas le temps d'effectuer une ré-équilibration complète; ainsi les cristaux d'orthose n'ont pas le temps de tous devenir de la microcline. Le même phénomène a été rapporté dans le complexe syénitique de la Baie-des-Moutons, aussi sur la Côte-Nord (Lalonde et Martin 1983).

Les cristaux de feldspaths sont de forme hypidiomorphe, mais quelques uns forment des phénocristaux idiomorphes. Les grains de feldspaths montrent un début de séricitisation et contiennent le plus souvent des inclusions d'argile ou plus rarement d'hématite.





Les phénocristaux sont composés le plus souvent d'un cristal mais aussi parfois d'amas de feldspaths. La texture perthitique est commune, ainsi que la texture myrmékitique aux contacts du plagioclase et du feldspath potassique lorsqu'ils sont ensemble dans un phénocristal. Les phénocristaux exhibent aussi les textures rapakivi et anti-rapakivi. La texture granophyrique est plus rare, mais des gouttelettes de quartz sont parfois visibles aux contacts des feldspaths.

### 3.1.3.3 Les minéraux accessoires

Le minéral accessoire le plus important, formant en moyenne 5% de la roche, est la biotite. Elle se trouve dans la mésostase sous forme de cristaux idiomorphes à hypidiomorphes, mesurant moins de un millimètre et formant des amas. La biotite, si elle n'est pas en amas, définit la foliation imposée par des événements ultérieurs à la cristallisation. La biotite montre un début d'altération en chlorite. Des halos pléochroïques indiquent que des minéraux radioactifs sont inclus dans des grains de biotite.

La titanite peut former jusqu'à 1% de la roche et se trouve toujours associée à la biotite. Ses cristaux sont de forme hypidiomorphe à idiomorphe et d'une grandeur moyenne de 0,1 mm. Des cristaux allomorphes de hornblende sont aussi présents mais ils montrent un début d'altération en biotite. Il y a ainsi des cristaux de muscovite ayant une forme idiomorphe à hypidiomorphe et associés à la biotite. La muscovite apparaît sous forme de séricite, comme minéral d'altération des feldspaths.

Quelques autres minéraux se retrouvent en trace dans certains échantillons; leur taille est généralement de moins de 0,1 mm. L'apatite est idiomorphe et se retrouve en association avec la biotite. La fluorine est allomorphe et interstitielle aux grains de feldspaths et de quartz de la mésostase (Planche 3.3.b). Elle a probablement une origine secondaire. Les minéraux radioactifs présents sont le zircon et l'allanite. Le zircon se trouve en inclusion dans la biotite

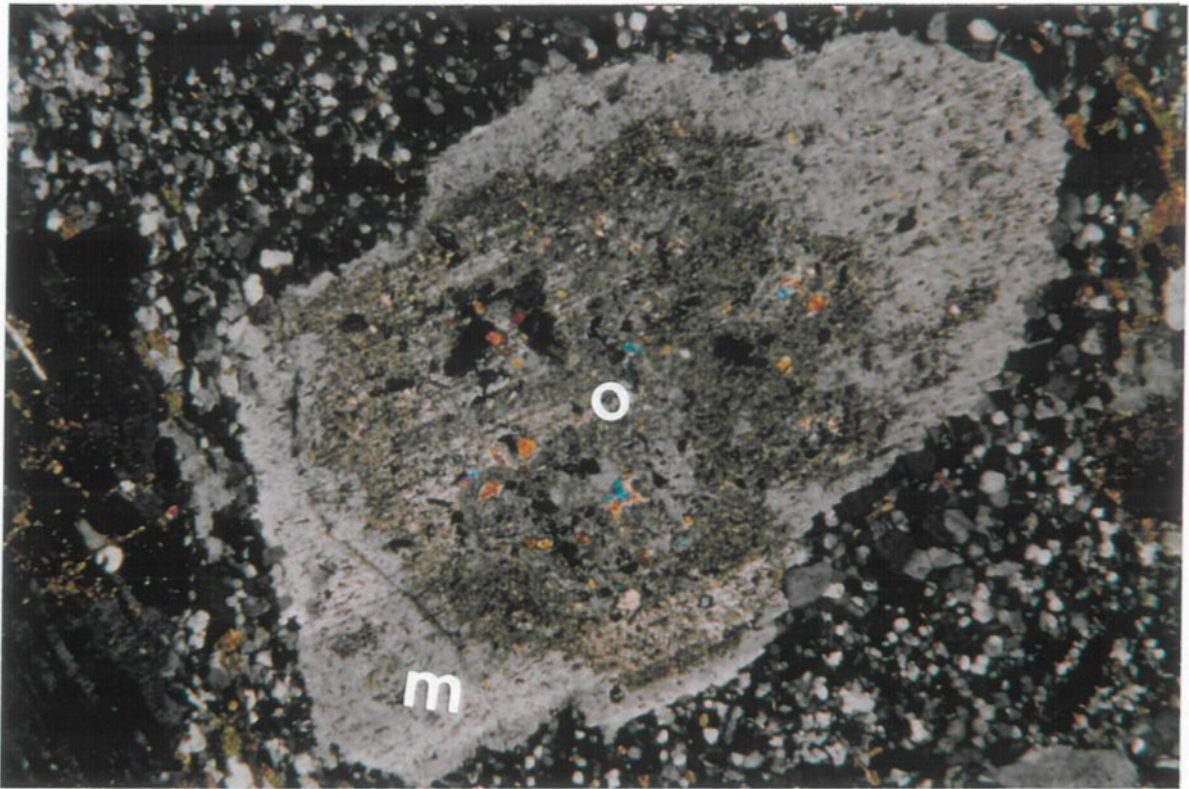
### Planche 3.3

a) Phénocrystal d'orthose (O) enveloppé par du microcline (m). L'orthose contient des inclusions de muscovite et de biotite, et est aussi perthitique. Le même phénomène se retrouve dans le granite rapakivi. Champ de vision = 2,5 cm.

b) Grains de fluorine (f), reconnaissable à sa couleur violette, près de cristaux d'amphibole (Am) et de biotite (bt). L'amphibole est assez rare dans le porphyre.

Champ de vision = 4 mm.





tandis que l'allanite est associé aux amas de biotite. Les minéraux opaques présents sont la magnétite et l'ilménite. La chlorite, l'épidote et la calcite sont des minéraux secondaires ou le résultat de l'altération des minéraux primaires. Il y a aussi du leucoxène présent, résultat de l'altération de la titanite.

#### 3.1.4 Classification IUGS

La classification IUGS du porphyre est impossible à partir de lames minces et de plaquettes colorées parce que la texture aphanitique de la mésostase ne permet pas une bonne estimation visuelle du pourcentage de plagioclase et de feldspath alcalin. Toutefois le type de phénocristaux observé suggère une composition rhyolitique-granitique pour le porphyre.

### 3.2. Le granite rapakivi de la Suite felsique de Kataht

#### 3.2.1 Situation géographique

Le pluton de granite rapakivi a été observé sur la carte 12N/03, ainsi que dans la partie sud de la carte 12N/06 où il est en contact avec le porphyre à quartz et feldspaths (Fig. 2.3). Les limites est et sud du granite rapakivi ne sont pas connues, car à l'extérieur de la zone d'étude; par contre, à l'ouest, il est en contact avec les roches du Complexe de Boulain. La nature des contacts n'est pas connue, car ils ne sont pas observés sur le terrain.

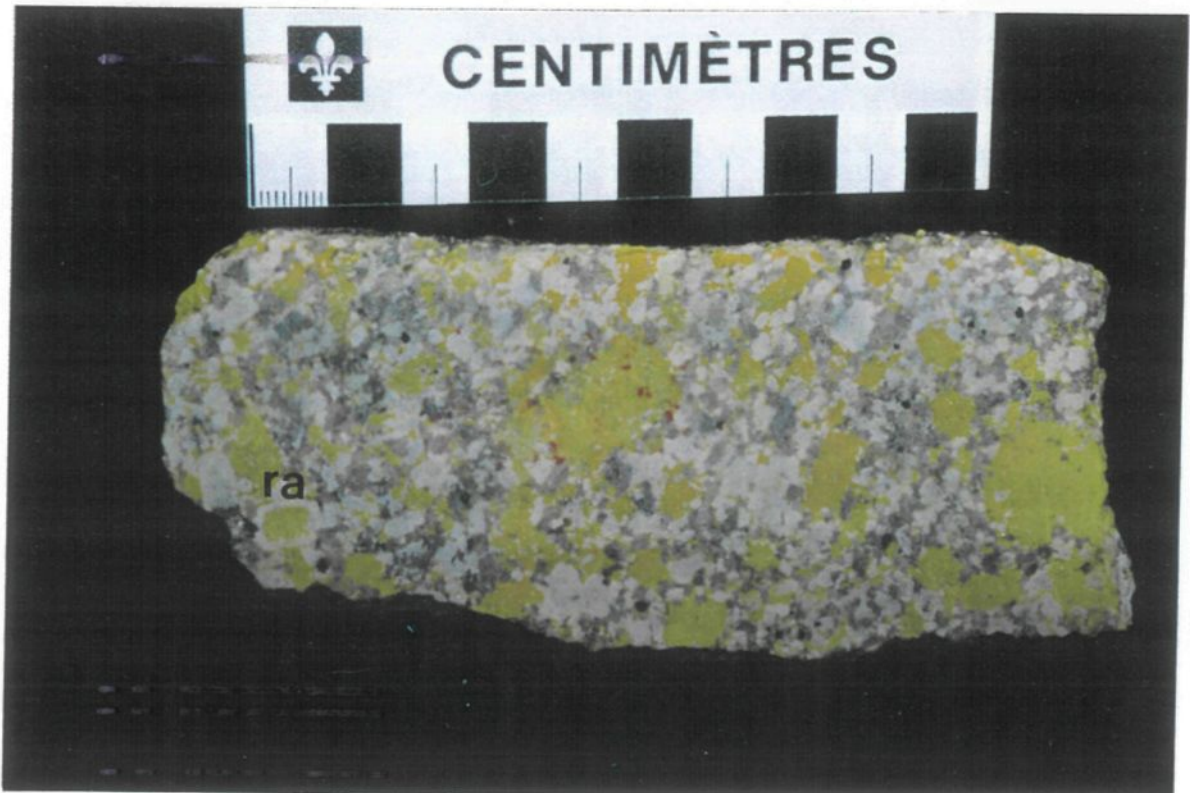
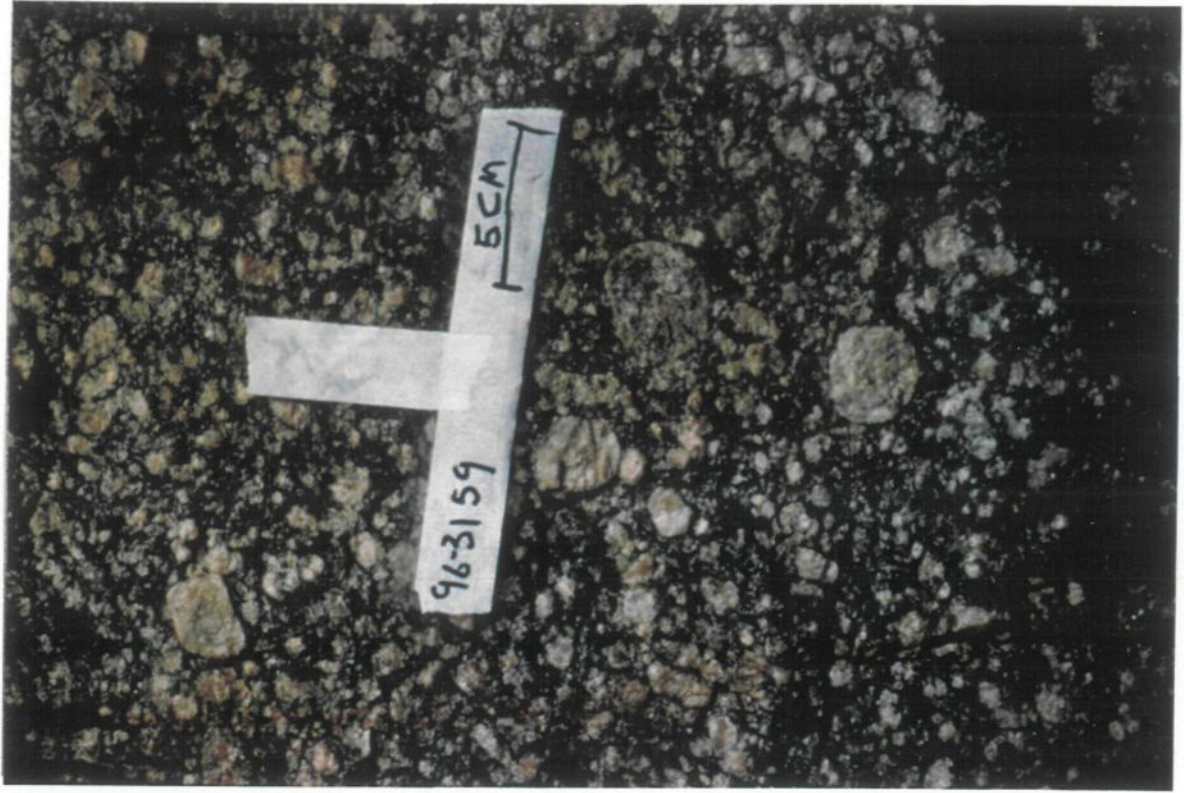
#### 3.2.2 Description générale du granite rapakivi

Le granite rapakivi est une roche ignée plutonique de couleur rose, se composant principalement de feldspath potassique, de quartz, de plagioclase, de biotite, et assez fréquemment de magnétite. La texture porphyrique est celle qui décrit le mieux cette roche; mais contrairement à la granulométrie du porphyre, celle du granite rapakivi est beaucoup plus grossière et la texture rapakivi y est omni-présente (Planche 3.4.a et b). La granulométrie va de grossière (5 mm à 1 cm) à très grossière (>1 cm) pour les phénocristaux, tandis que la



Planche 3.4

- a) Photo de terrain montrant les phénocristaux de feldspaths, ainsi que la texture rapakivi dans le granite du même nom. Il faut remarquer la grande quantité de biotite.
- b) Échantillon de granite rapakivi, teinté avec cobaltinitrate de sodium, montrant l'agencement des phénocristaux de feldspath potassique (en jaune) dans une mésostase de plagioclase (en blanc ) et de quartz (en gris). Cette coloration permet de mieux distinguer la texture rapakivi (ra).



granulométrie de la mésostase varie de moyenne (1 à 5 mm) à grossière. Le granite arbore une texture foliée dans les zones de contact avec les autres lithologies, ainsi que dans les zones de failles. Cette foliation pourrait être magmatique au contact avec les autres lithologies, mais elle est un ré-arrangement des minéraux, à l'état solide, dans les zones de failles.

### 3.2.3 Minéralogie

#### 3.2.3.1 Les feldspaths

Les feldspaths sont les minéraux les plus présents dans le granite rapakivi; ils constituent jusqu'à 80% de certains échantillons et montrent un début de séricitisation. Les grains de feldspaths potassiques forment entre 30 et 50% de la roche, le plus fréquent étant le microcline. Plusieurs lames minces contiennent deux sortes de feldspath potassique, de l'orthose et du microcline. L'orthose est reconnaissable par ses nombreuses inclusions d'argile ou d'hématite et par sa figure d'interférence biaxiale. Le microcline ne contient pas autant d'inclusions. Les grains d'orthose sont plus grossiers que les grains de microcline. Il n'est pas rare de voir une zonation entre les deux types de feldspath potassique, un coeur d'orthose avec une enveloppe de microcline (Planche 3.3.a), ceci montre la transformation de l'orthose instable au microcline plus stable (Lalonde et Martin 1983). Les feldspaths potassiques forment le plus souvent des phénocristaux arrondis d'un diamètre allant jusqu'à 1,5 cm; autrement, la taille des grains varie entre un et sept millimètres.

Les grains de plagioclase, reconnaissables aux macles polysynthétiques, forment entre 20 et 30% des minéraux; la taille des grains varie de 0,5 à 2 mm. Il y a une relation intrinsèque entre le plagioclase et le feldspath potassique, car la texture perthitique est omniprésente, montrant l'exsolution du plagioclase. Les textures rapakivi et anti-rapakivi, qui caractérisent ce granite, démontrent que le régime de cristallisation de ce granite a varié. Les grains formant la texture rapakivi ont le plus souvent une forme arrondie, mais sont aussi parfois idiomorphes (Planche 3.5.a).

### 3.2.3.2 Le quartz

Le quartz forme entre 20 et 40% de la roche. Il est habituellement hypidiomorphe et la taille des grains varie entre un demi et trois millimètres. Il a souvent une extinction ondulante, car soumis à une déformation. Le quartz s'associe aux feldspaths pour donner les textures graphique et myrmékitique.

### 3.2.3.3 La biotite

La biotite, qui compose jusqu'à 10% des minéraux, est sans contredit le minéral mafique le plus abondant. Les cristaux de biotite sont idiomorphes et mesurent entre un demi et un millimètre; ils sont le plus souvent en amas, sauf dans les échantillons où il y a une foliation mise en évidence par la biotite. Entre 10 à 15% des grains de biotite montrent un début de chloritisation.

### 3.2.3.4 Les minéraux accessoires

Les minéraux accessoires retrouvés le plus fréquemment sont la titanite, le leucoxène, la fluorine, l'apatite et les minéraux opaques.

La titanite peut former jusqu'à 1% de la roche; les cristaux ne dépassent jamais un millimètre et varient de hypidiomorphes à idiomorphes. Plusieurs grains montrent un début d'altération en leucoxène.

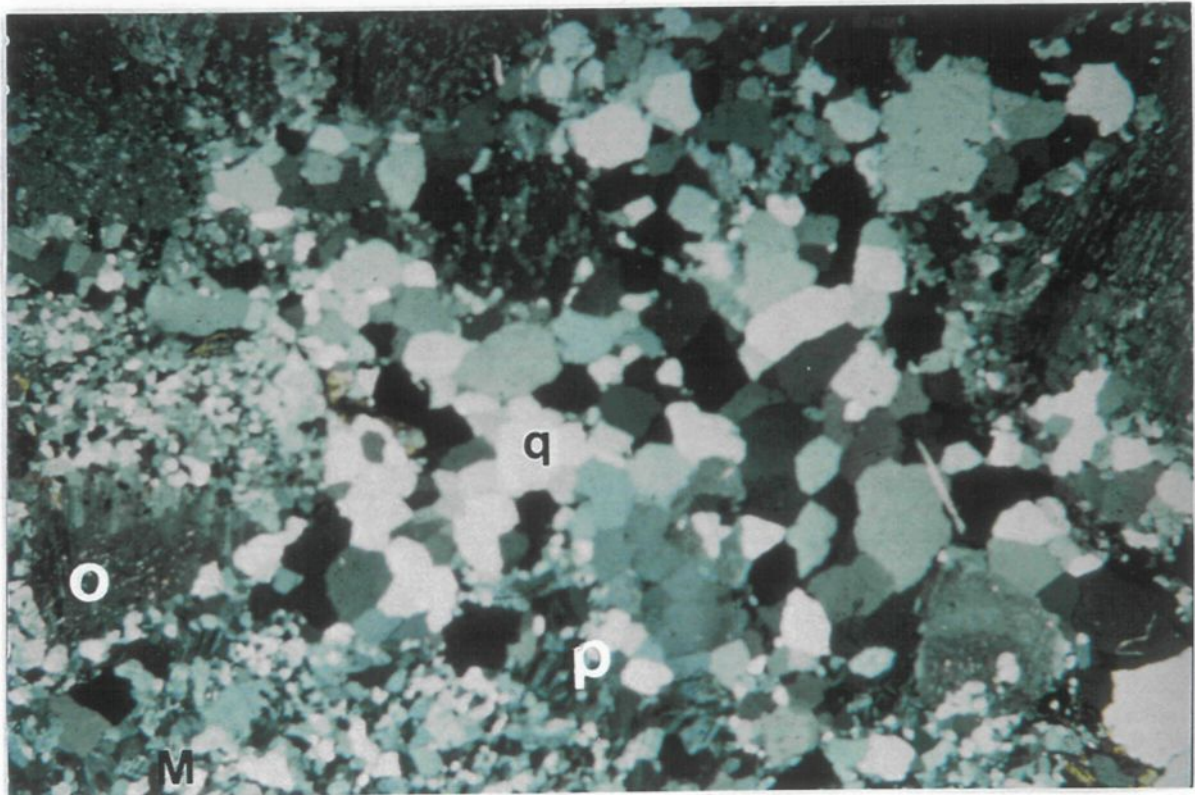
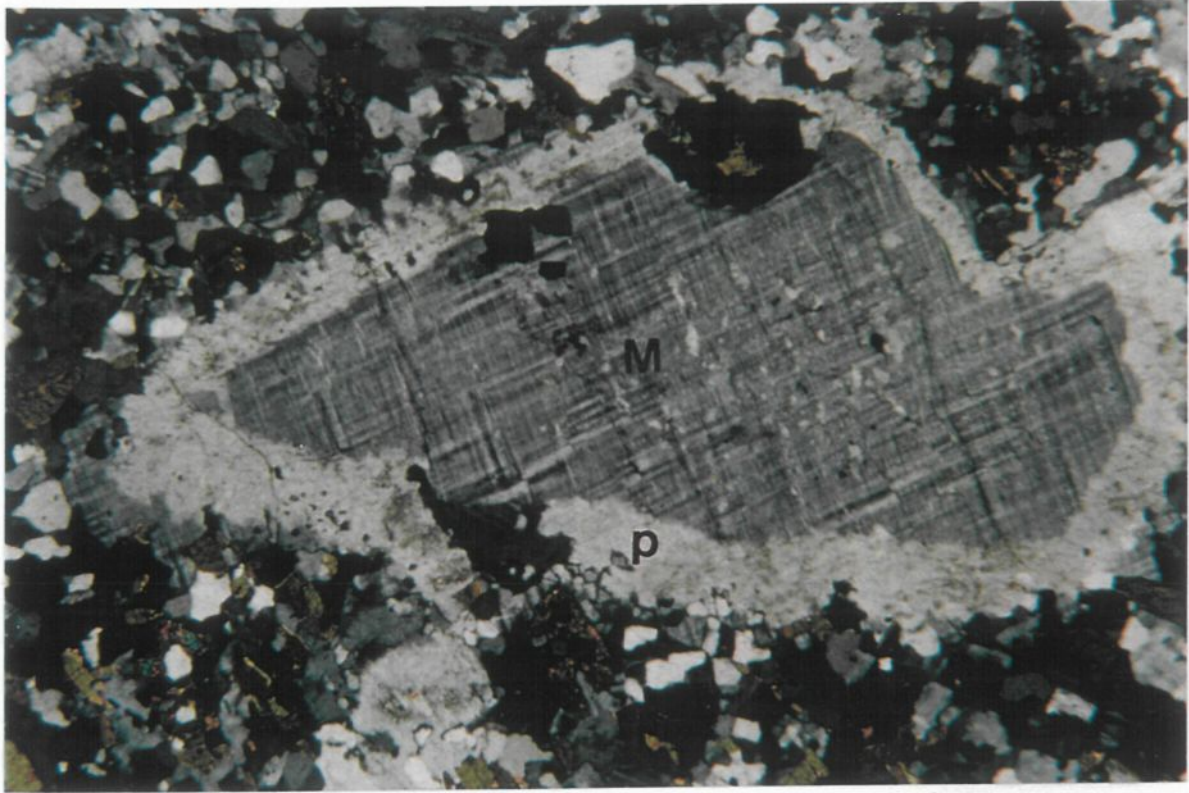
La fluorine est aussi présente en petite quantité (<0,05 %), mais elle n'a pas la couleur mauve de la fluorine du granite à fluorine. Les cristaux de fluorine du granite rapakivi sont hypidiomorphes, ils mesurent en moyenne 0,05 mm et ils sont transparents. La fluorine se trouve le plus souvent dans les amas de biotite, mais elle est quelquefois incluse dans des cristaux de feldspath potassique.

L'apatite est observée dans les amas de biotite; elle est idiomorphe ou hypidiomorphe et elle mesure  $\approx 0,1$  mm de diamètre. Les minéraux opaques sont assez rares et ils se présentent

Planche 3.5

- a) Vue au microscope de la texture rapakivi; un phénocrystal de microcline (M) enveloppé de plagioclase (p). Champ de vision = 6 mm.
- b) Lame mince de granite rapakivi montrant les contacts à  $120^\circ$  entre les grains de quartz (q), preuve d'une recristallisation de la roche. Orthose (O), microcline (M), plagioclase (p)  
Champ de vision = 2,5 cm.





sous la forme de magnétite ou d'ilménite. Leur taille est d'environ un millimètre et sont hypidiomorphes.

Les minéraux suivants ne se retrouvent que dans quelques échantillons. La muscovite est idiomorphe; elle mesure environ un millimètre de diamètre et cohabite avec la biotite. Des grains de zircon plus petits que 0,5 mm sont inclus dans la biotite; ils sont discernables grâce au halo radioactif qu'ils produisent. Des grains de calcite allomorphe sont interstitiels entre des grains de quartz; cette calcite est d'origine secondaire. Un cristal de grenat almandin est présent dans un des échantillons; ce cristal est idiomorphe et mesure 0,5 mm. Il ne semble pas provenir d'un processus métamorphique, mais aurait plutôt une origine ignée.

Le granite rapakivi montre des signes évidents de recristallisation, il y a beaucoup de contacts à 120° entre les grains de la mésostase (Planche 3.5.b). L'extinction onduleuse des grains de quartz indiquerait que la roche a été soumise à une déformation; par contre les autres minéraux ne montrent pas d'évidences de déformation.

#### 3.2.4 Classification IUGS

Les lames minces et les plaquettes colorées permettent la classification modale du granite rapakivi. Il se retrouve dans trois catégories (Fig.3.2): la majorité des échantillons ainsi que la moyenne de tous les échantillons se trouvent dans le champ du granite; une grande quantité d'échantillons se trouvent dans le champ de la monzonite quartzifère; finalement quelques échantillons se trouvent dans le champ de la syénite riche en quartz. Cette classification indiquerait qu'il y a évolution ou fractionnement dans la composition de ce pluton, évolution par laquelle il passerait d'une monzonite à un granite.

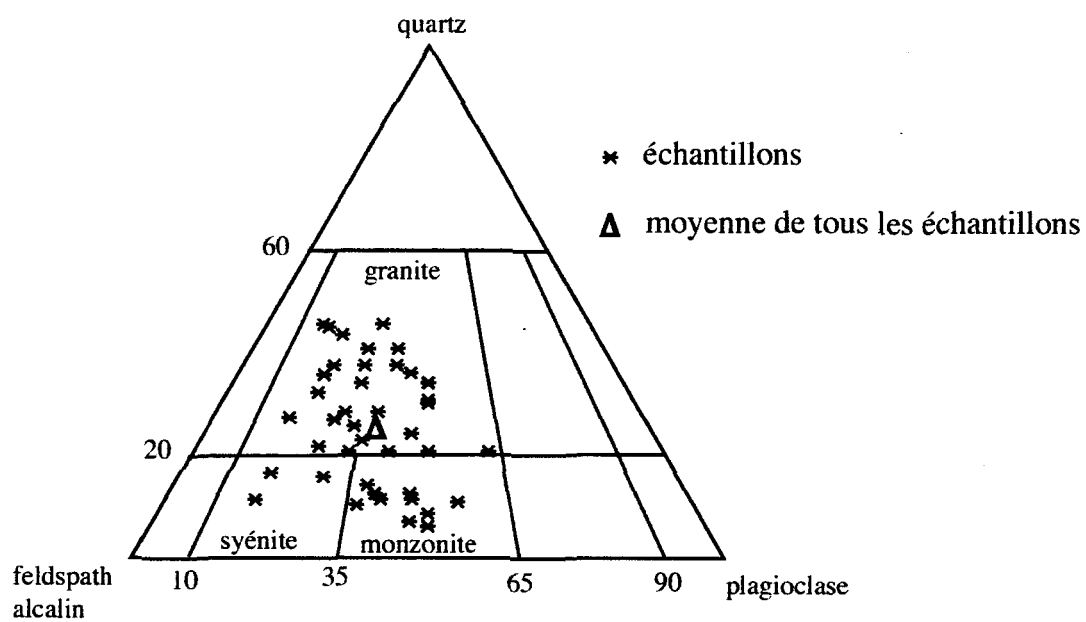


Fig. 3.2 Diagramme de Streckeisen (1975), pour les échantillons du granite rapakivi, basé sur l'estimation visuelle des minéraux en lames minces et sur des échantillons teintés.



### 3.3. Le granite à fluorine de la Suite felsique d'Olomane

#### 3.3.1 Situation géographique

Le granite à fluorine est le pluton couvrant la plus grande superficie de la région étudiée. Il se trouve sur les feuillets 12N/04, 05 et 06 (Fig. 2.3). Il est en contact avec toutes les autres roches ignées felsiques, bien que la nature de ces contacts est inconnue, ainsi qu'avec les roches du Groupe de Wakeham. Le contact entre les roches sédimentaires et le granite à fluorine est obscurci par la zone de cisaillement de Natashquan.

#### 3.3.2 Description générale de la roche

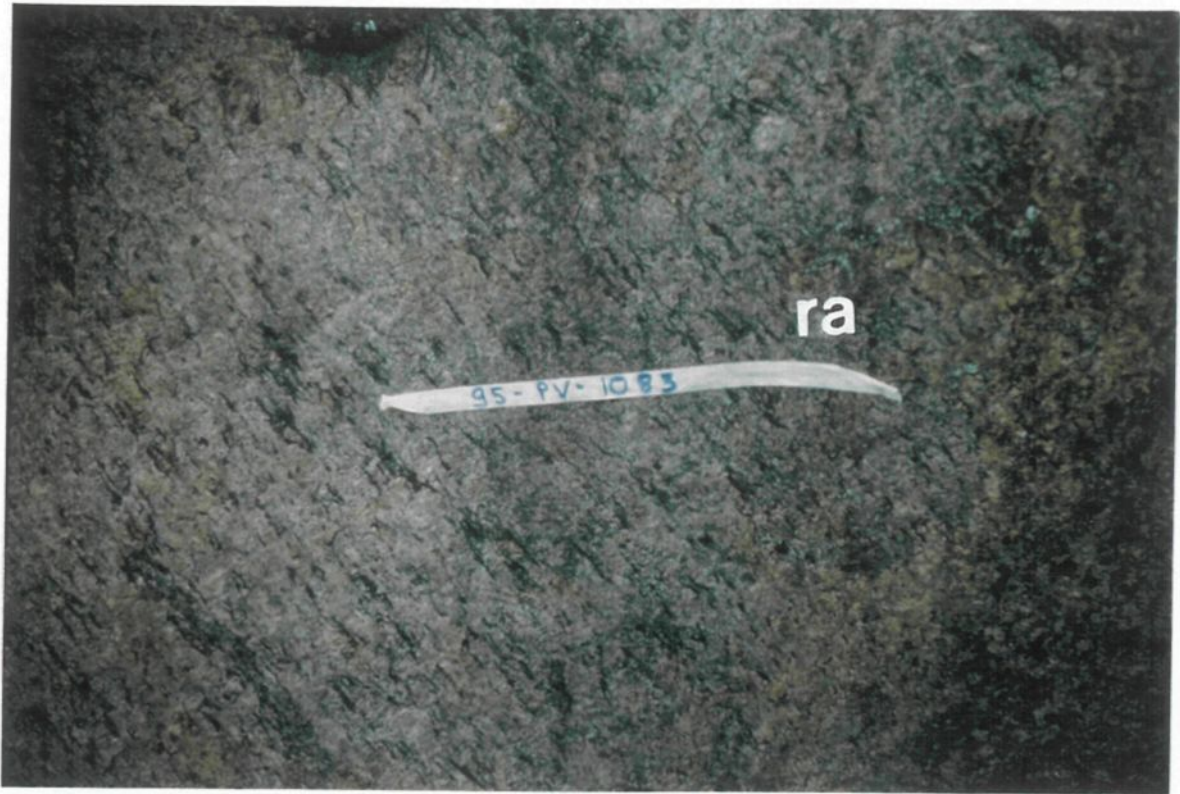
Le granite à fluorine est une roche plutonique felsique, généralement de couleur rose, montrant le plus souvent une texture équigranulaire et homogène (Planche 3.6.a et b). Par contre les échantillons provenant de la zone de cisaillement de Natashquan possèdent une foliation très bien définie.

La granulométrie varie de moyenne à grossière, sauf pour les échantillons foliés où la taille des grains est fine. Le granite se compose principalement de feldspath potassique, de quartz et de plagioclase. La biotite est le minéral mafique le plus abondant (Planche 3.7.a). Localement, les feldspaths forment les textures rapakivi et anti-rapakivi, mais elles sont beaucoup moins présentes et moins évidentes que dans le granite rapakivi. Le quartz se retrouve parfois sous forme de gouttelettes enchassées entre les cristaux de feldspaths.

La caractéristique principale de ce granite est l'abondance de cristaux de fluorine mauve mesurant en moyenne trois millimètres. La plupart du temps, les grains sont dispersés aléatoirement dans la roche. Cette fluorine ne se retrouve pas dans tous les affleurements, mais elle est assez fréquente pour appeler cette roche granite à fluorine.

**Planche 3.6**

- a) Photo de terrain d'un affleurement de granite à fluorine où il y a foliation de la biotite. La texture rapakivi (ra) est aussi présente.
- b) Échantillon teinté de granite à fluorine où les cristaux feldspaths potassiques sont en jaunes, les cristaux de plagioclase en blanc, les cristaux de quartz en gris et la biotite en noire. Bien qu'il y ait quelques phénocristaux de feldspath potassique, les textures dominantes sont équi-granulaire et homogène.



### 3.3.3 Minéralogie

#### 3.3.3.1 Les feldspaths

Le feldspath potassique et le plagioclase sont les minéraux les plus abondants. Les cristaux de feldspath potassique forment entre 40 et 45% des minéraux présents; les cristaux sont hypidiomorphes et mesurent entre trois et dix millimètres. Le microcline est le seul feldspath potassique présent; il n'y a pas d'orthose dans les granites de la Suite d'Olomane, contrairement aux roches de la Suite de Kataht. Les cristaux de microcline arborent les macles caractéristiques; ils sont régulièrement perthitiques ou myrmékittiques (Planche 3.7.b) et ils contiennent des inclusions d'argile ou d'hématite.

Le plagioclase forme entre 25 et 40% des minéraux, ses cristaux sont hypidiomorphes, avec un diamètre variant entre deux et sept millimètres. Les macles polysynthétiques sont distinctives pour ce feldspath. Il y a aussi parfois zonation des grains de plagioclase, montrant une variation dans la composition chimique du minéral lors de sa cristallisation. Très localement, les feldspaths s'assemblent pour former une texture rapakivi ou anti-rapakivi. Tous les grains de feldspath montrent une légère séricitisation.

#### 3.3.3.2 Le quartz

Le quartz forme entre 10 et 25% des minéraux; les cristaux sont hypidiomorphes et mesurent entre trois et sept millimètres. Le quartz montre les effets d'une recristallisation car les contacts entre les grains forment des angles de 120°.

#### 3.3.3.3 La biotite

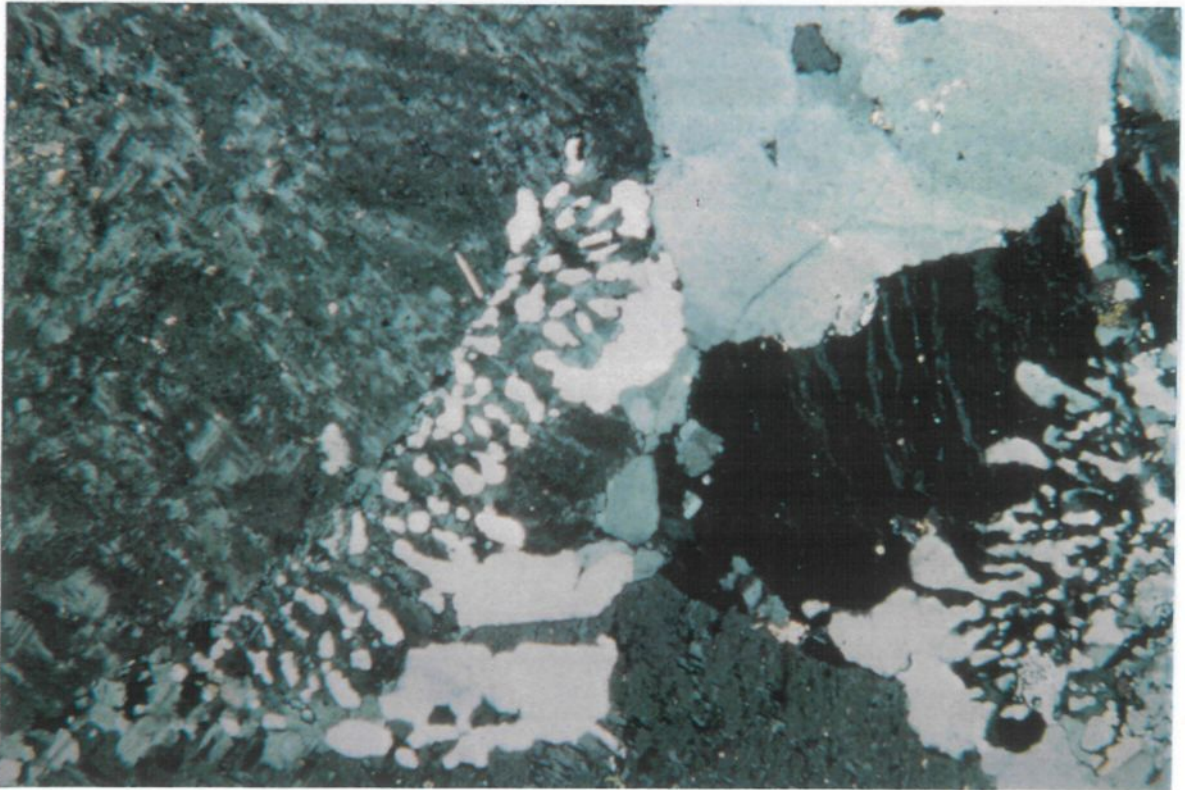
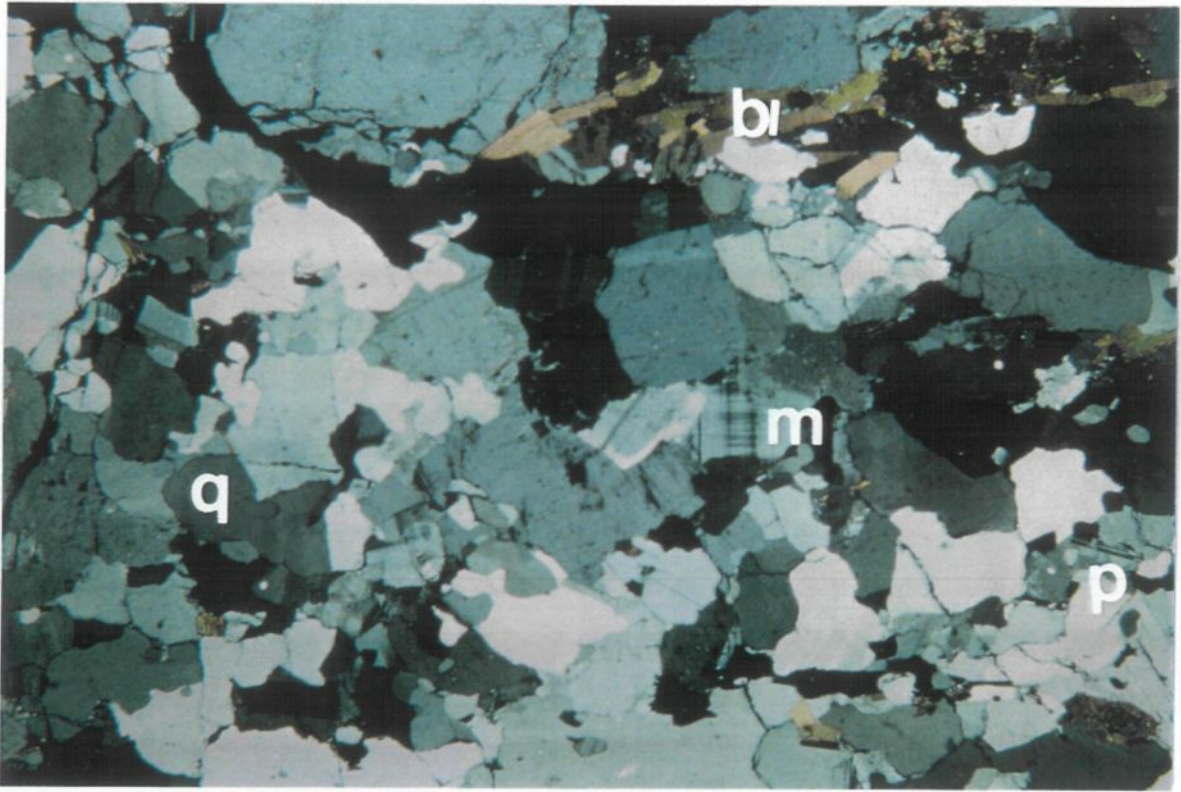
La biotite est le minéral mafique le plus couramment observée; elle forme en moyenne 5% de la roche, avec un pourcentage maximal de 10% dans certains échantillons. Les grains sont généralement idiomorphes. La biotite mesure en moyenne 0,8 mm et forme des amas. La foliation est rendue évidente par l'orientation de la biotite dans les échantillons. La biotite est légèrement altérée en chlorite dans plusieurs échantillons.

Planche 3.7

a) Photomicrographie montrant les textures équi-granulaire et hypidiomorphe du granite à fluorine, ainsi que les principaux minéraux rencontrés; biotite (bi), microcline (m), quartz (q) et plagioclase (p). Champ de vision = 2,2 cm.

b) Texture myrmékitique se trouvant dans le granite à fluorine. Champ de vision = 6 mm.





#### 3.3.3.4 Les minéraux accessoires

Les minéraux accessoires sont la fluorine, la titanite, l'apatite, le zircon et les minéraux opaques. La fluorine est omni-présente; elle peut former jusqu'à 1% de la minéralogie dans certains échantillons. Les cristaux varient de hypidiomorphes à allomorphes et mesurent en moyenne 0,1 mm (Planche 3.8.a). Les cristaux de fluorine sont interstitiels aux grains de quartz et de feldspaths.

La titanite est elle aussi très présente; elle se retrouve en trace dans presque tous les échantillons. Elle forme souvent une relation intrinsèque avec le leucoxène et un minéral opaque, probablement de l'ilménite. Les cristaux de titanite sont hypidiomorphes et mesurent en moyenne 0,5 mm (Planche 3.8.b).

L'apatite est aussi fréquemment retrouvée, formant des cristaux idiomorphes mesurant en moyenne 0,1 mm.

Le zircon se retrouve sous deux formes, soit en inclusions dans la biotite ou en cristaux idiomorphes, mesurant  $\approx 0,01$  mm, associés à la biotite. Les grains inclus dans la biotite sont tellement petits qu'ils ne sont discernables que grâce à leur halo radioactif.

Les minéraux opaques du granite à fluorine sont l'ilménite, la magnétite et plus rarement la pyrite.

#### 3.3.3.5 Les minéraux traces

Les minéraux suivants ne se retrouvent que dans quelques échantillons en quantité minime: la muscovite, l'allanite, la hornblende, l'orthopyroxène, le rutile et la calcite.

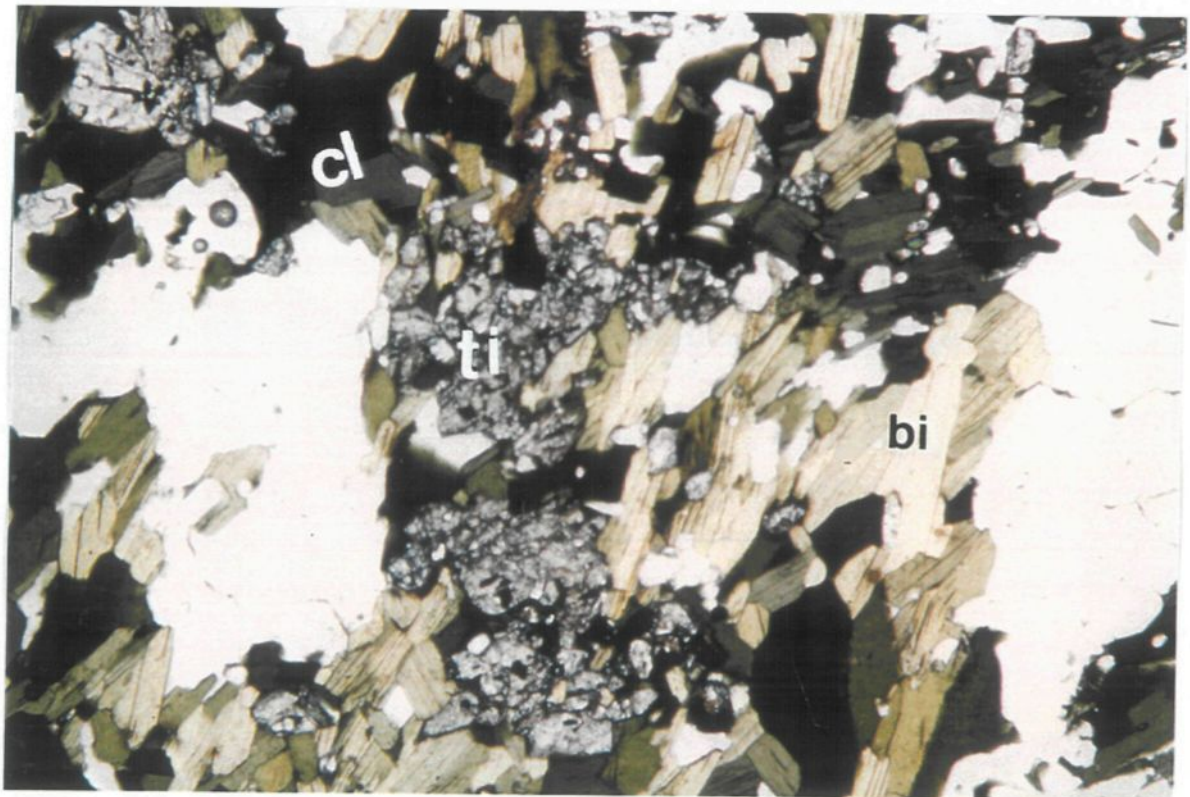
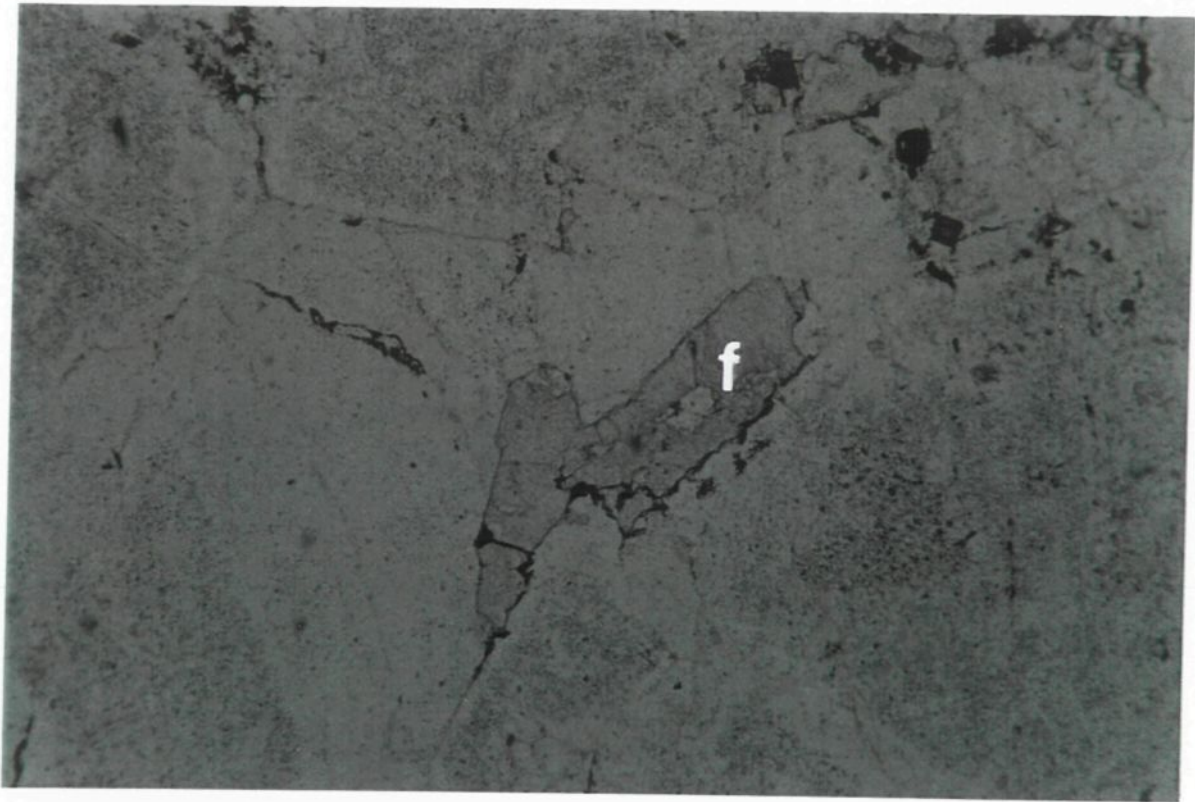
La muscovite se retrouve sous forme de cristaux idiomorphes mesurant en moyenne 0,5 mm; elle cohabite toujours avec la biotite. L'allanite forme des cristaux hypidiomorphes de 0,05 mm dans les échantillons où il n'y a pas de zircon. La hornblende est allomorphe et est très altérée en biotite; la relation entre la hornblende et la biotite est évidente.

**Planche 3.8**

a) Cristaux de fluorine (f) dans le granite du même nom. Les minéraux entourant la fluorine sont majoritairement des feldspaths. Aucun autre minéral secondaire ne se trouve à proximité. Champ de vision = 4 mm.

b) Amas de titanite (ti) entre des grains de biotite (bi) et de chlorite (cl).  
Champ de vision = 4 mm.





Quelques échantillons contiennent jusqu'à 15% d'orthopyroxène; les cristaux sont idiomorphes à hypidiomorphes; ils mesurent entre 0,5 et 1 mm et montrent un début d'altération en amphibole. Ces échantillons seraient plutôt des charnockites que des granites, mais ils ne sont pas assez nombreux pour les séparer du granite à fluorine. Il y a localement des grains de rutile associés à la titanite et au leucoxène, ces grains sont hypidiomorphes et mesurent environ 0,05 mm. Les grains de calcite sont assez rares, se sont développés dans les interstices entre les feldspaths et le quartz. La calcite, d'origine secondaire, est allomorphe et sa taille ne dépasse pas 0,2 mm.

Le granite à fluorine montre généralement une texture équigranulaire hypidiomorphe, avec quelques grains ayant une texture rapakivi ou anti-rapakivi. Le granite a subi une recristallisation, mais cette recristallisation est moins importante que celle subie par le granite rapakivi. Le granite à fluorine contient une quantité appréciable ( $\approx 1\%$ ) de fluorine et un peu de calcite. Le fait que la fluorine ne peut cristalliser à partir d'un magma (Bailey 1977), suggère une autre origine pour ce minéral, ce qui nous obligerait à changer le nom du granite. Mais comme ce terme de terrain décrit très bien ce granite, ainsi que pour des raisons de compréhension et de compatibilité avec d'autres études, nous continuerons à appeler ce membre de la Suite felsique d'Olomane "granite à fluorine".

#### 3.3.4 Classification IUGS

L'analyse modale des plaquettes et des lames minces place le granite à fluorine dans le champ du granite ainsi que dans celui de la monzonite riche en quartz (Fig.3.3). Ici encore, il semble y avoir évolution dans la composition du pluton: il y a enrichissement du quartz au détriment des feldspaths. Quelques échantillons sont dans le champ de la syénite, ainsi que dans celui de la granodiorite. La moyenne de tous les échantillons se trouvent dans le champ du granite, d'où le nom granite à fluorine.

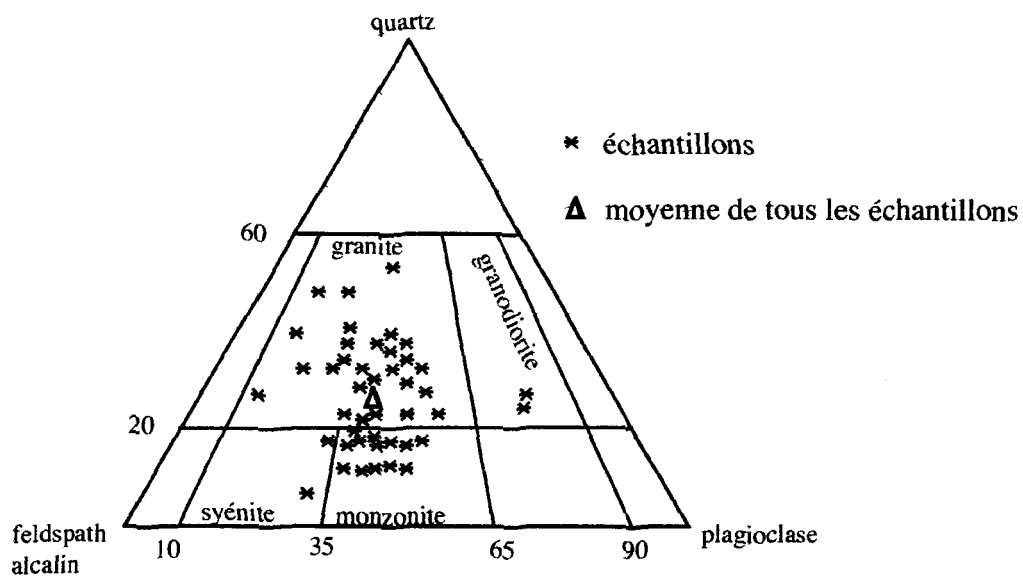


Fig. 3.3 Diagramme de Streckeisen (1975), pour les échantillons du granite à fluorine, basé sur l'estimation visuelle des minéraux en lames minces et sur des échantillons teintés.

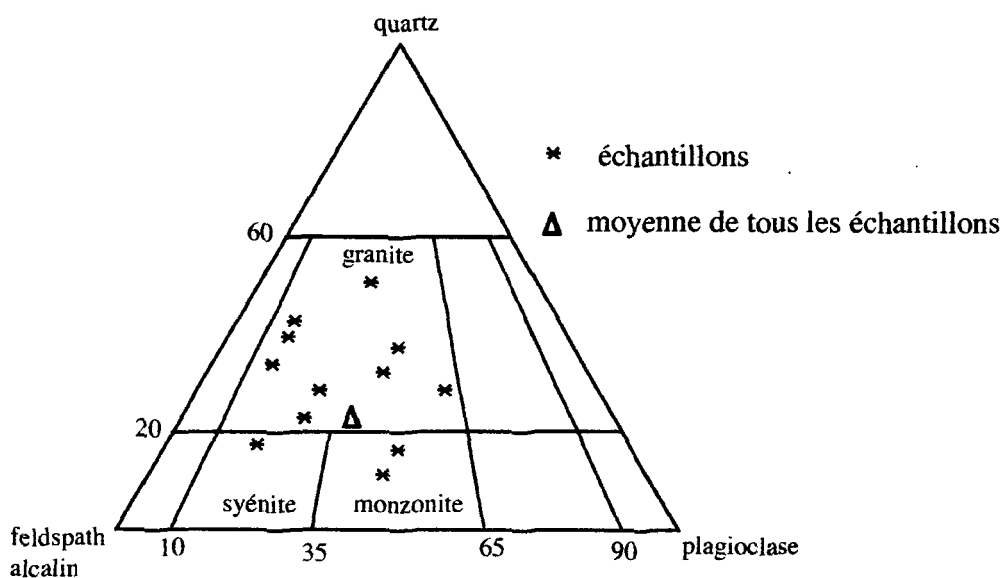


Fig. 3.4 Diagramme de Streckeisen (1975), pour les échantillons du granite à quartz bleu, basé sur l'estimation visuelle des minéraux en lames minces et sur des échantillons teintés.

### 3.4. Le granite à quartz bleu de la Suite felsique d'Olomane

#### 3.4.1 Situation géographique

Le granite à quartz bleu se trouve exclusivement dans la partie nord-est du feuillet 12N/06 (Fig. 2.3). Il est en contact avec le granite à fluorine ainsi qu'avec plusieurs masses gabbroïques importantes. La nature du contact avec le granite à fluorine est inconnue, mais il semble y avoir une gradation entre les deux. Les masses gabbroïques sont intrusives dans le granite à quartz bleu.

#### 3.4.2 Description générale du granite à quartz bleu

Le granite à quartz bleu est une roche plutonique felsique, de couleur généralement rose, montrant le plus souvent une texture équi-granulaire homogène. La taille des grains varie de moyenne à grossière. La minéralogie se compose principalement de feldspath potassique, de quartz et de plagioclase (Planche 3.9.a et b). La biotite est le minéral mafique le plus abondant. Localement les feldspaths forment des textures rapakivi et anti-rapakivi, mais elles sont beaucoup moins présentes et évidentes que dans le granite rapakivi. Le quartz forme parfois des gouttelettes enchassées entre les cristaux de feldspaths.

La caractéristique principale de ce granite est la couleur bleutée qu'ont les cristaux de quartz. Une des hypothèses expliquant cette particularité serait que: des inclusions microscopiques d'ilménite se retrouvent dans le quartz et lui donne cette couleur (Zolensky et al. 1988). Des cristaux de fluorine mauve, semblables à ceux retrouvés dans le granite à fluorine, se retrouvent dans quelques échantillons.

#### 3.4.3 Minéralogie

##### 3.4.3.1 Les feldspaths

Les cristaux de feldspath forment la majorité des minéraux du granite à quartz bleu. Le microcline forme entre 35 et 45% des minéraux présents; ces cristaux sont hypidiomorphes et ils mesurent entre un et dix millimètres (moyenne de trois millimètres), ils sont turbides

**Planche 3.9**

- a) Photographie d'un échantillon typique de granite à quartz bleu. La couleur bleu du quartz est très visible. La photo représente la grandeur réelle de l'échantillon.
- b) Les textures équigranulaire et hypidiomorphe se voient très bien sur cet échantillon teinté de granite à quartz bleu. La photo représente la grandeur réelle de l'échantillon. (jaune=feldspath potassique, rouge=plagioclase, quartz=gris)





et très souvent perthitiques (Planche 3.10.a et b). Ils montrent une très légère séricitisation.

Les cristaux de plagioclase sont facilement reconnaissables à leurs mâcles polysynthétiques. Ils forment entre 30 et 40% des minéraux, mesurent entre un demi millimètre et sept millimètre, sont hypidiomorphes et très légèrement séricitisés.

Les feldspaths se regroupent parfois pour former des textures rapakivi ou anti-rapakivi. Ces textures sont plus présentes dans ce granite que dans le granite à fluorine, mais beaucoup moins que dans le granite rapakivi.

#### 3.4.3.3 Le quartz

Le quartz forme entre 10 et 30% de la minéralogie. Les cristaux de quartz mesurent en moyenne un millimètre. Ils sont hypidiomorphes, mais ils ont quelquefois une forme arrondie. Le quartz a une extinction ondulante (Planche 3.11.a) et forme souvent des contacts à 120°, mais beaucoup moins souvent que le quartz retrouvé dans le granite à fluorine.

#### 3.4.3.4 La biotite

La biotite est encore une fois le minéral mafique le plus abondant. Elle forme en moyenne 5% des minéraux, mais peut composer jusqu'à 10% de ceux-ci. Les cristaux de biotite sont idiomorphes, mesurent en moyenne 0,8 mm et montrent un début d'altération en chlorite. La biotite forme le plus souvent des amas ayant une grosseur d'un centimètre.

#### 3.4.3.5 Les minéraux accessoires

Les minéraux accessoires les plus souvent observés sont: la titanite, la fluorine, le zircon et les minéraux opaques. La titanite, parfois altérée en leucoxène, se trouve près des amas de biotite. Elle forme des cristaux hypidiomorphes allant jusqu'à idiomorphes et mesurent en moyenne 0,5 mm. La fluorine est hypidiomorphe, mesure 0,1 mm, et a la plupart du temps une couleur mauve (Planche 3.11.b); mais quelques cristaux sont incolores en lame mince. Les cristaux de zircon se retrouvent exclusivement en inclusions dans la biotite; ils sont

Planche 3.10

a) Photomicrographie en lumière polarisée montrant les amas de biotite (bi) et l'apparence typique du granite à quartz bleu. La turbidité des feldspaths est bien visible sur cette photo. Champ de vision= 2,5 cm.

b) La même vue qu'en a), mais sous nicols croisés cette fois. La texture perthitique est bien visible. (microcline (M), plagioclase (p), quartz (q) et biotite (bi))  
Champ de vision= 2,5 cm.



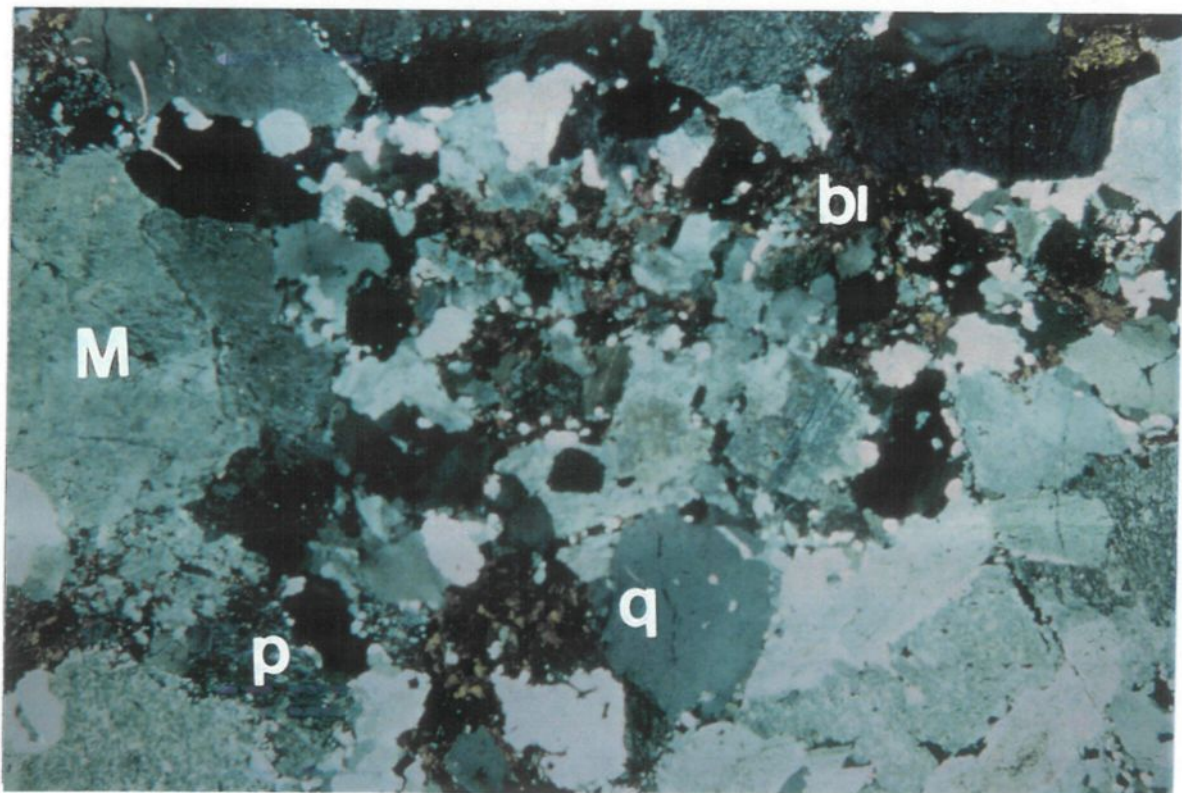
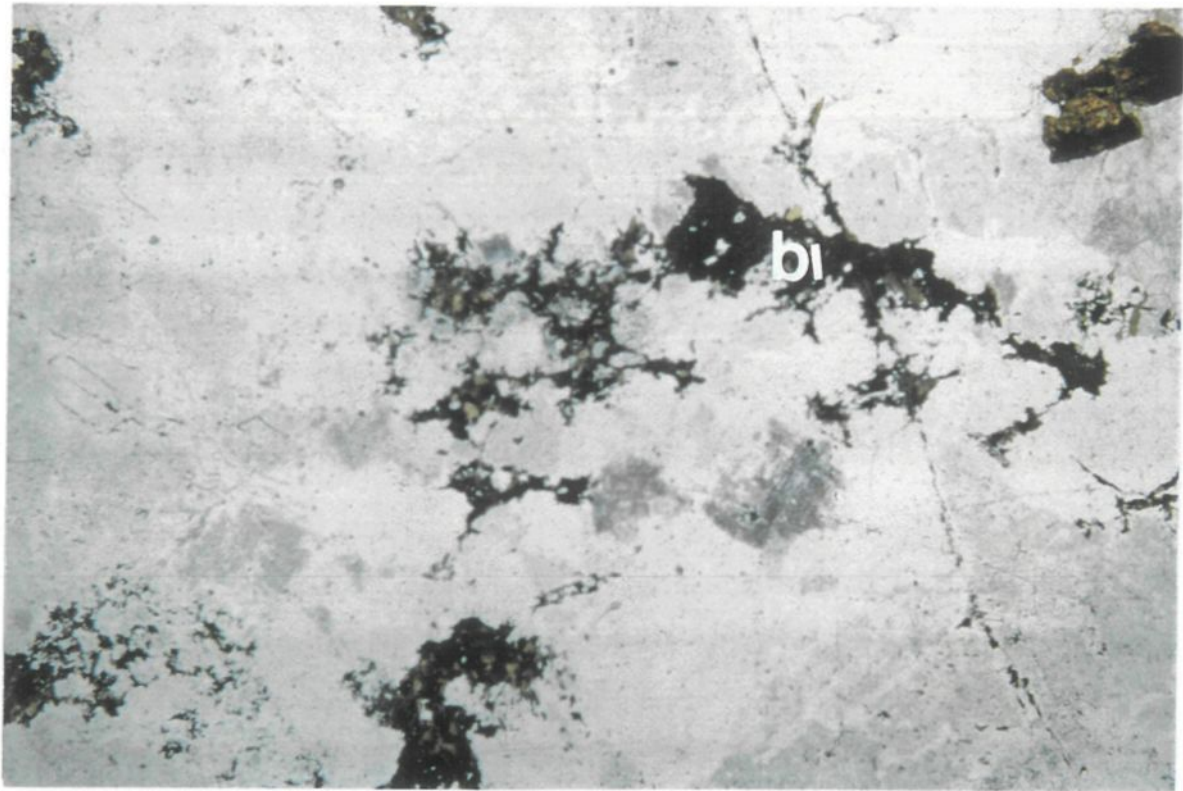


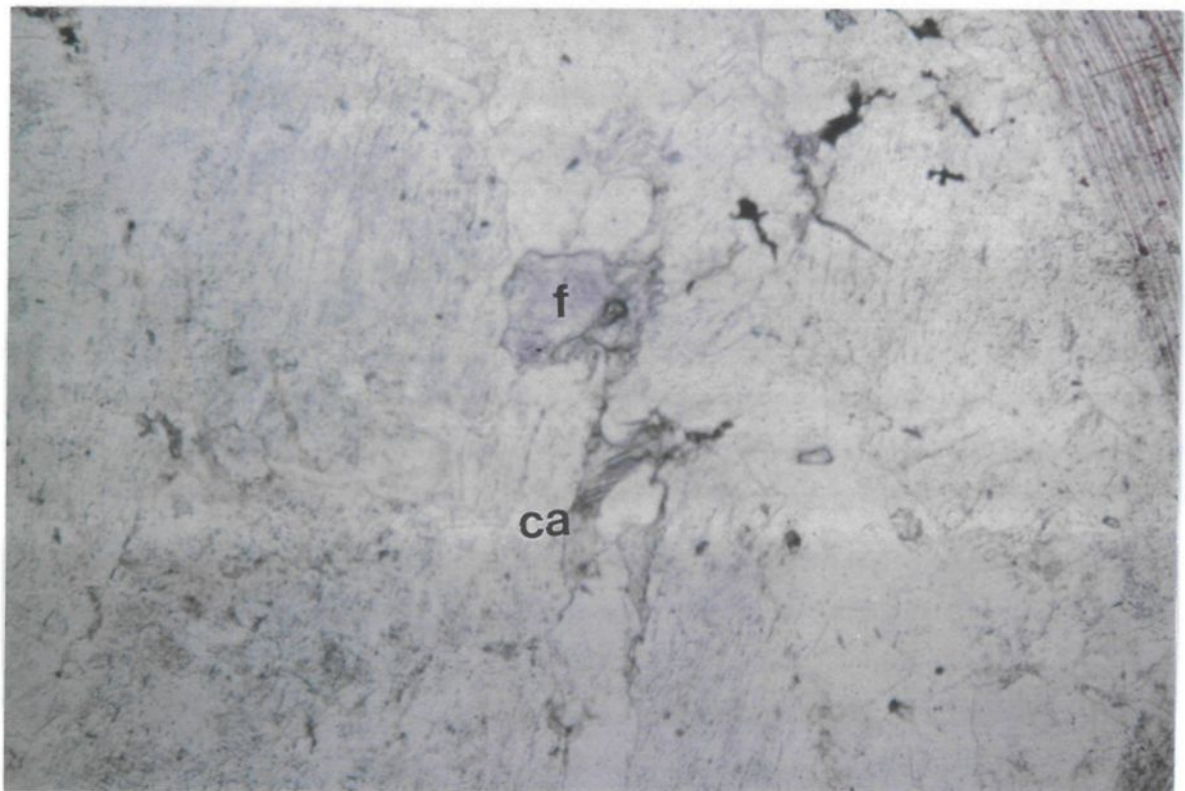
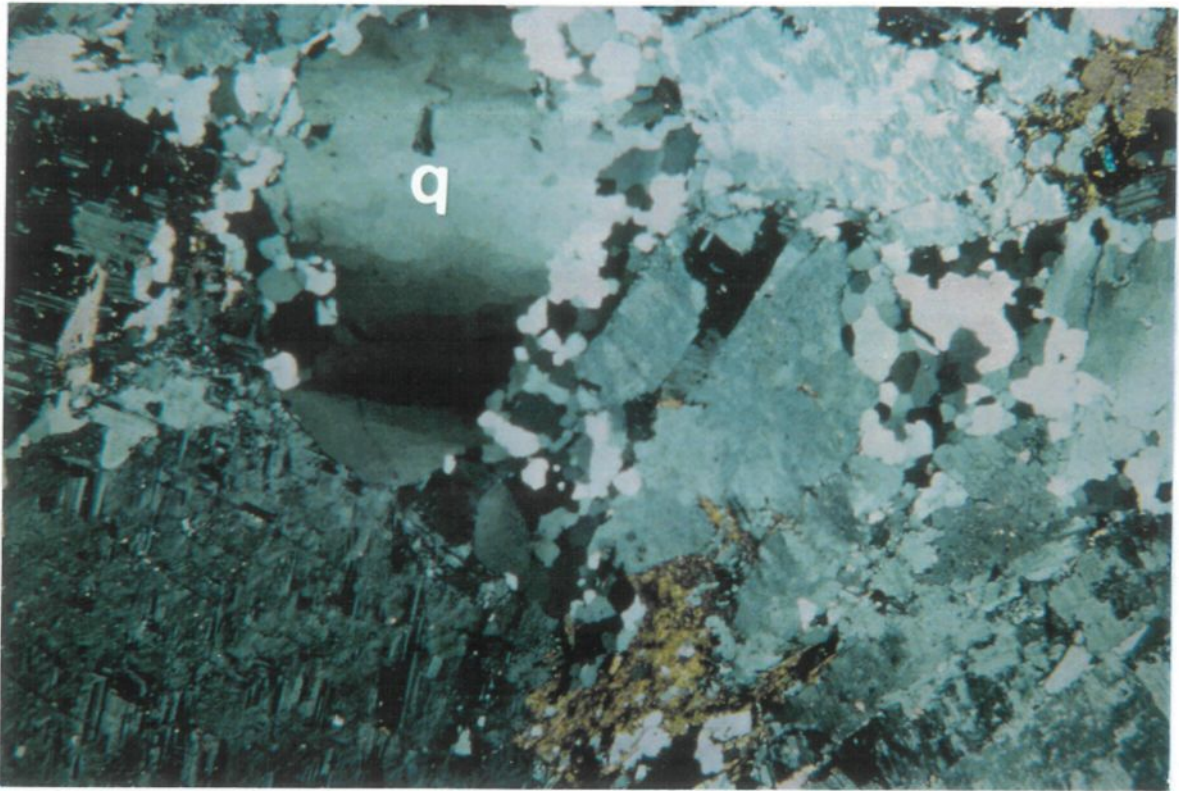
Planche 3.11

a) Photomicrographie montrant l'extinction ondulante d'un cristal de quartz. Champ de vision= 1,5 cm.

b) Cristal de fluorine (f) à côté d'un cristal de calcite (ca) dans un échantillon de granite à quartz bleu. Habituellement on ne retrouve pas de calcite en compagnie de la fluorine. La calcite est probablement un résultat d'altération, tout comme la fluorine.

Champ de vision = 4 mm.





reconnaissables par leur halo radioactif. Leur taille ne dépasse pas 0,01 mm. Les minéraux opaques sont de l'ilménite et un peu de magnétite.

#### 3.4.3.6 Les minéraux traces

La muscovite et la calcite ne se retrouvent que dans quelques échantillons et forment moins de 1% des minéraux. La muscovite cohabite avec la biotite en cristaux idiomorphes de 0,5 mm de longueur. Quant à elle, la calcite emplit les interstices et les fractures des roches où elle se retrouve. Les cristaux sont hypidiomorphes et mesurent en moyenne 0,3 mm. Elle est sûrement d'origine secondaire, mais elle n'est pas assez abondante et les échantillons ne sont pas assez altérés pour suggérer le passage d'un important volume de fluide hydrothermal.

La texture générale du granite à quartz bleu est équigranulaire hypidiomorphe, montrant par endroit la texture rapakivi. Ce granite ressemble beaucoup au granite à fluorine, mais ne montre pas un aussi haut degré de recristallisation. La quantité de fluorine est aussi beaucoup moindre. Par contre, le quartz dans ce granite possède une couleur bleutée.

#### 3.4.4 Classification IUGS

La classification modale des lames minces et des plaquettes colorées (Fig. 3.4) montre que la majorité des échantillons, ainsi que leur moyenne, se trouvent dans le champ du granite. Le fait d'avoir peu d'échantillons de cette roche ne permet pas de voir s'il y a eu évolution dans la cristallisation comme c'est le cas pour les autres granites.

### 3.5 Résumé de la pétrographie

Les principales caractéristiques pétrographiques des suites felsiques de Kataht et d'Olomane sont consignées dans le Tableau 3. Les plus grandes différences entre les deux suites sont: la présence d'orthose et de quartz bi-pyramidal dans la Suite de Kataht suggérant une cristallisation du magma à plus haute température ou un refroidissement rapide.

		Unités de roche			
		Porphyre	Gr. Rapakivi	Gr. À fluorine	Gr. À quartz bleu
Minéralogie (avec les % si possible)	quartz	35 à 40%	20 à 40%	10 à 25 %	10 à 30 %
	plagioclase	10%	20 à 30%	25 à 40%	30 à 40%
	orthose	20%	10 à 15%	0	0
	microcline	30%	20 à 35%	40 à 45%	35 à 45%
	biotite	1 à 5%	10%	5%	5%
	titanite	<1%	<1%	trace	trace
	fluorine	trace	trace	1%	trace
	apatite	trace	trace	trace	
	zircon	trace	trace	trace	trace
	muscovite			trace	trace
	hornblende			trace	
Granulométrie	moyenne			X	X
	porphyrique	X	X		
Textures	rapakivi	X	X	trace	trace
	anti-rapakivi	X	X	trace	trace
	perthite	X	X	X	X
	myrmékitique	X	X	X	
	équigranulaire			X	X
	homogène			X	X
Classification IUGS		?	granite	granite	granite

Les textures rapakivi et anti-rapakivi de la Suite de Kataht contrairement aux textures équi-granulaire et homogène de la Suite d'Olomane, ainsi que la granulométrie porphyrique pour l'une et moyenne pour l'autre. Au niveau de la classification IUGS toutes les unités sont de composition granitique.

## CHAPITRE 4

### GÉOCHIMIE

#### 4.1 Introduction

Le présent chapitre traite de la chimie des roches étudiées, incluant les éléments majeurs, les éléments traces, les terres rares et finalement les isotopes d'oxygène et de néodyme (Nd).

Les analyses des éléments majeurs, en traces et des terres rares ont été faites au Centre de Recherche minérale du MRNQ, exception faite de l'élément fluor qui a été analysé par la compagnie CHEMEX de Toronto. Les analyses de  $^{18}\text{O}$  ont été effectuées à la Commission Géologique du Canada (C.G.C.) à Ottawa, tandis que celles de Nd ont été réalisées au GEOTOP de l'Université du Québec à Montréal (UQAM).

Les granites ont été regroupés en deux suites felsiques sur la base de leur caractéristiques pétrographiques, géochimiques et géochronologiques, tout comme l'on fait Verpaelst et al. (1997b) et Madore et al. (1997b).

#### 4.2 Les éléments majeurs

Plusieurs échantillons ont été analysés pour chaque type de roche étudié et les résultats sont compilés en annexe à ce mémoire; deux analyses de chaque type de roche ont été placées comme exemple au Tableau 4.2. Tous les résultats ont été obtenus par la méthode de fluorescence aux rayons-x (XRF). La mention  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  dans les tableaux et les figures définit le fer total ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ).



Tableau 4.2: Quelques résultats des analyses chimiques et de CIPW (voir Annexe pour les autres)

Échantillon	95-1179-a	95-3006	95-3224-a	96-5018	95-1019	95-5231	95-3113-a	95-3128-a
Roche	Porphyre	Porphyre	Gr. Rapakivi	Gr. Rapakivi	Gr. à fluorine	Gr. à fluorine	gr. à qz. bleu	gr. à qz. bleu
SiO <sub>2</sub>	71,20	79,60	72,50	76,00	72,50	77,00	70,30	75,80
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,09	0,41	0,20	0,41	0,15	0,37	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,40	10,90	13,50	12,30	13,30	12,10	13,40	12,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,62	0,92	2,42	1,58	3,55	0,92	4,11	2,53
MnO	0,05	0,03	0,05	0,03	0,05	0,02	0,07	0,03
MgO	0,67	0,05	0,53	0,30	0,18	0,10	0,20	0,17
CaO	1,73	0,60	1,46	0,67	0,94	0,55	0,62	0,30
Na <sub>2</sub> O	3,53	3,13	3,22	3,20	3,79	3,13	3,58	3,00
K <sub>2</sub> O	4,94	4,57	5,40	5,14	4,84	5,70	5,72	5,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,01	0,09	0,02	0,06	0,01	0,04	0,02
PAF	0,87	0,30	0,65	0,52	0,69	0,84	0,96	0,85
TOTAL	100,46	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	1100,0	190,0	840,0	770,0	510,0	100,0	370,0	340,0
Rb	170,0	190,0	200,0	170,0	220,0	415,0	330,0	260,0
Sr	200,0	24,0	150,0	86,0	90,0	30,0	44,0	42,0
Cs	3,4	5,4	6,1	5,0	3,1	5,0	6,7	2,2
Ga	19,0	14,0	17,0	11,0	18,0	15,0	27,0	23,0
Ta	0,9	1,4	1,0	1,7	2,8	1,8	4,9	5,0
Nb	15,0	14,0	13,0	17,0	33,0	22,0	95,0	50,0
Hf	6,5	5,2	7,7	5,5	11,0	5,8	20,0	12,0
Zr	210,0	160,0	270,0	180,0	320,0	140,0	700,0	400,0
Y	36,0	47,0	42,0	16,0	48,0	43,0	110,0	130,0
Th	15,0	16,0	20,0	14,0	20,0	48,0	24,0	40,0
U	3,2	3,8	5,4	2,1	3,6	9,0	5,3	4,3
Sc	50,0	2,5	7,4	4,2			4,3	3,1
La	95,0	61,0	54,0	7,0	56,0	60,0	120,0	230,0
Ce	43,0	120,0	100,0	34,0	120,0	120,0	260,0	420,0
Nd	7,2	55,0	44,0	5,0	45,0	40,0	120,0	160,0
Sm	1,30	9,4	7,0	1,3	11,0	5,0	25,0	27,0
Eu	0,90	0,50	1,10	0,30	1,30	0,20	1,40	1,20
Tb	1,5	1,30	1,00	0,20	1,30	0,90	3,60	3,70
Dy				1,0				
Ho	0,0	2,2	1,1	0,8	2,0	3,4	5,1	5,0
Yb	4,2	5,4	4,6	2,8	6,6	5,8	12,0	14,0
Lu	0,60	0,70	0,60	0,40	0,90	0,80	1,70	1,80
quartz	40,25	34,7	21,96	22,27	28,73	26,93	24,73	36,76
orthose	26,83	0,53	29,96	27,48	28,6	29,67	33,8	30,79
albite	27,67	38,42	31,82	32,15	32,07	33,09	30,29	25,39
anorthite	1,54	12,72	7,99	7,96	4,27	4,45	2,81	1,36
corindon	0,64	1,87	0	0	0,26	0,1	0,29	1,03
diopside			0,91	0,65				0
hypersthène	0,99	8,24	3,44	4	2,83	3,05	3,43	2,2
wollastonite			0	0			0	0
magnétite	1,62	3,84	5,45	5,7	5,15	5,03	5,96	3,67
ilménite	0,34	0,74	0,93	1,06	0,78	0,76	0,7	0,46
apatite	0,07	1,37	0,3	0,37	0,14	0,16	0,09	0,05

#### 4.2.1 Calcul normatif CIPW

Les éléments majeurs permettent le calcul des minéraux normatifs selon la méthode CIPW. Ce calcul ne tient pas compte de tous les paramètres présents, comme la présence de volatils dans le magma lors de la cristallisation d'une roche granitique, mais donne une approximation raisonnable des quantités de feldspath et de quartz qui cristalliseront. Ce calcul ne donne pas une composition minéralogique réaliste pour les roches granitiques, mais produit un bon moyen de comparer différentes compositions. Les résultats de ce calcul se retrouvent en annexe ainsi qu'au Tableau 4.2. Les composantes quartz, plagioclase (anorthite) et feldspath alcalin (orthose et albite) ont été recalculées sur 100% et ensuite placées sur le diagramme ternaire de Streckeisien (Fig. 4.2.1 et 4.2.2).

La Fig.4.2.1 montre que les échantillons du porphyre à quartz et feldspath et du granite rapakivi (Suite felsique de Kataht) se trouvent majoritairement sur la frontière séparant le champ des granites de celui des granites riche en feldspath alcalin. Par contre, sur la Fig. 4.2.2, le granite à fluorine et le granite à quartz bleu (Suite felsique d'Olomane) se retrouvent presque exclusivement dans le champ des granites riche en feldspath alcalin. Il y a donc une légère différence dans la quantité de feldspath alcalin normatif, entre la Suite d'Olomane et celle de Kataht.

#### 4.2.2 Alcalinité de Shand

Le rapport entre  $Al_2O_3$  et les alcalins est présenté à la Fig.4.2.3, sous la forme du diagramme de Shand (Maniar et Piccoli 1989). Les échantillons de la Suite felsique de Kataht se retrouvent majoritairement dans le champ métalumineux, tandis que ceux de la Suite felsique d'Olomane sont distribués presque également entre les champs métalumineux et peralumineux.

Figure 4.2.1 Classification des composantes de la Suite felsique de Kataht utilisant les minéraux normatifs calculés à partir de CIPW

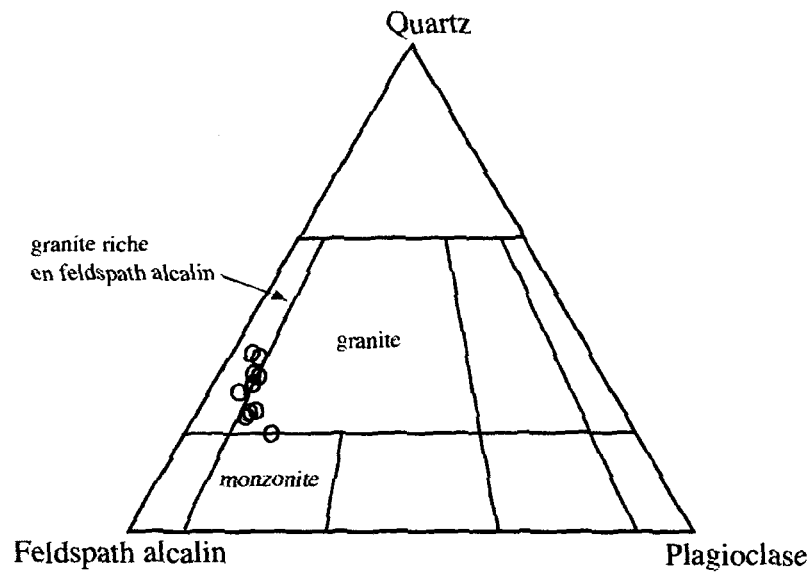


Fig. 4.2.1 (a) Granite Rapakivi

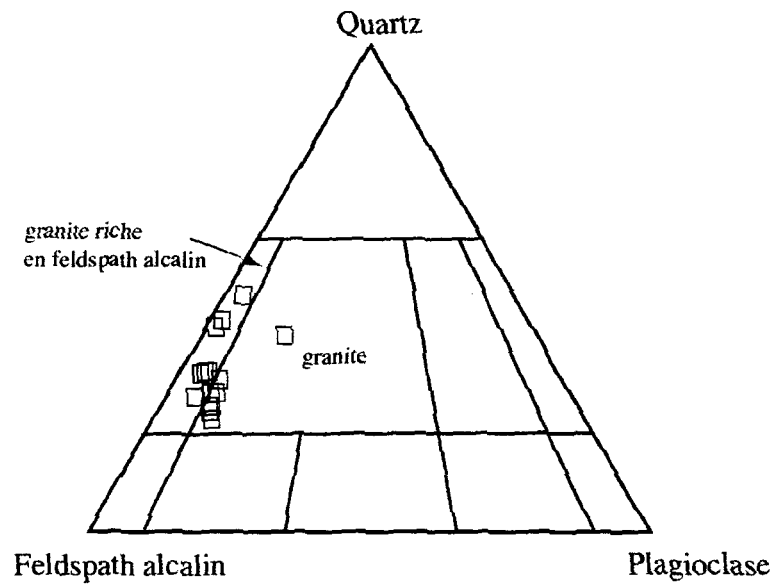


Fig. 4.2.1 (b) Porphyre à quartz et feldspaths

Figure 4.2.2 Classification des composantes de la Suite felsique d'Olomane, utilisant les minéraux normatifs calculés à partir de CIPW

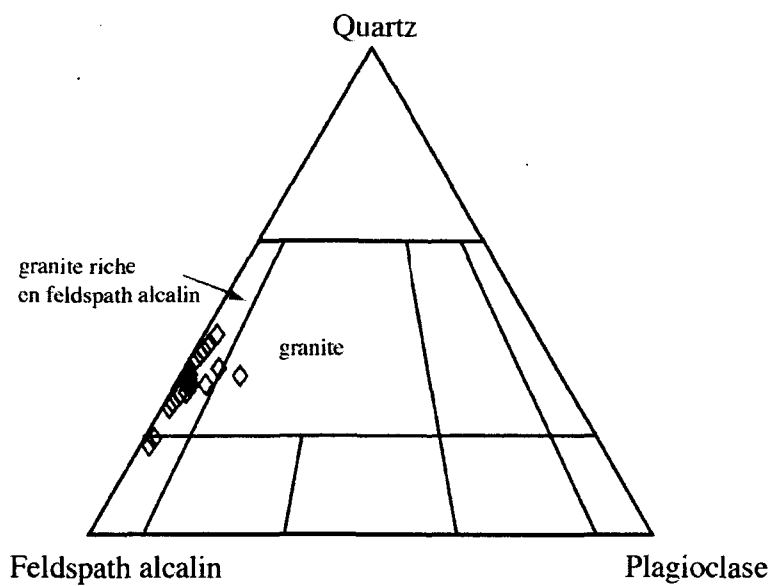


Fig. 4.2.2 (a) Granite à fluorine

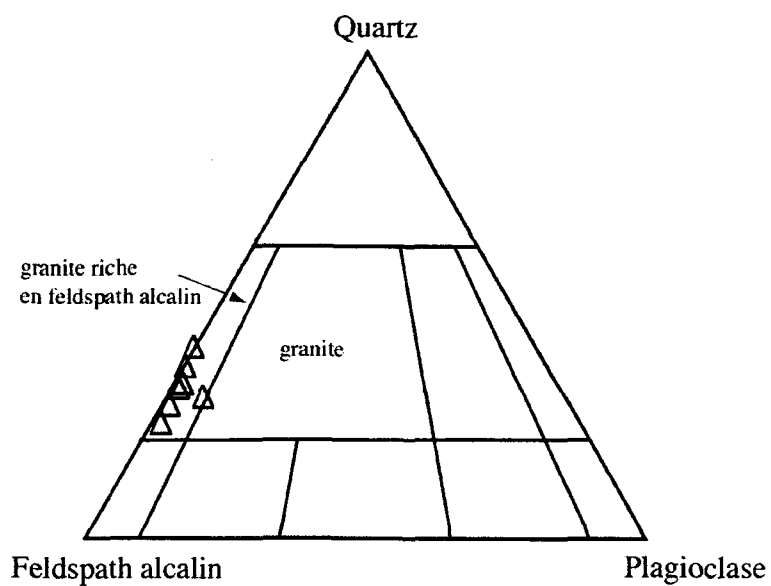
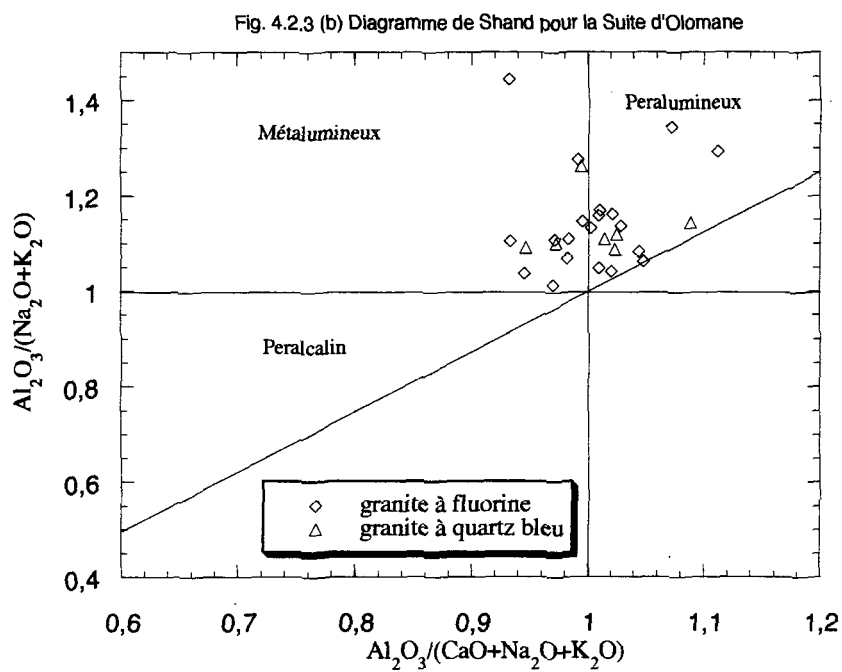
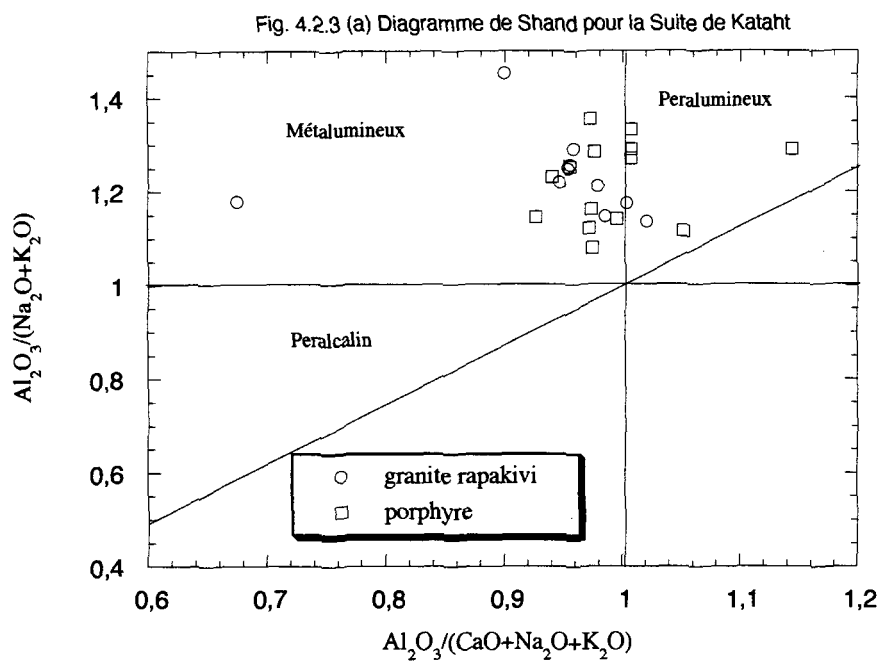


Fig. 4.2.2 (b) Granite à quartz bleu

Figure 4.2.3 Diagrammes de l'alcalinité de Shand (Maniar et Piccoli 1989), pour les deux suites felsiques.



La quantité de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  est donc légèrement inférieure, sur une base moléculaire, à la quantité des alcalins pour les échantillons de la Suite de Kataht. Cette remarque est aussi bonne pour la Suite d'Olomane, bien qu'une grande quantité d'échantillons contiennent plus d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  que d'alcalins. Ce surplus d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  se retrouve sous la forme de corindon normatif CIPW dans bon nombre d'échantillons de granite à fluorine et de granite à quartz bleu (Annexe), ceci se traduisant par la présence de muscovite dans certains échantillons.

#### 4.2.3 Diagrammes binaires pour les oxydes

Les figures suivantes présenteront les relations entre les éléments majeurs. En plus, des vecteurs de fractionnement pour certains minéraux seront ajoutés aux graphiques. Ces vecteurs représentent la direction que prendra le magma si un pourcentage d'un certain minéral est cristallisé et qu'il est ensuite retiré de la chambre magmatique. Cette particularité est appelée le fractionnement d'un minéral et cause la différenciation d'un liquide magmatique. Pour le calcul de ces vecteurs, il faut utiliser des analyses chimiques typiques de chaque minéral telles que données par Deer, Howie et Zussman (1970). En soustrayant un pourcentage de ce minéral de la composition chimique d'un de nos échantillons, on obtient un vecteur indiquant l'endroit où se trouverait le liquide magmatique après la cristallisation et la soustraction de ce minéral. La longueur et le sens du vecteur dépendent de l'échantillon qui a été choisi pour faire les calculs. C'est pourquoi les vecteurs sont tous rattachés à un seul et même échantillon, un pour chaque suite. Ces échantillons ont été choisis car faisant parti des échantillons les moins évolués. Pour bien faire il aurait fallu calculer les vecteurs pour chacun des échantillons, ce qui aurait rendu les figures incompréhensibles, sans apporter d'éléments nouveaux. Un seul vecteur montre assez bien la direction que prendrait la composition du liquide granitique. Les fractionnements utilisés sont de 5% pour la biotite et de 10% pour les

autres minéraux. Les vecteurs représentent donc la direction que prendra le magma après la cristallisation de certains minéraux.

Les Figures 4.2.4 (a) et (b) montrent la relation entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{SiO}_2$  pour les deux suites felsiques. Il faut remarquer que la teneur en  $\text{SiO}_2$  varie beaucoup plus pour la Suite de Kataht (entre 64% et 80%) que de celle de la Suite d'Olomane (entre 69% et 78%). Par contre les quantités de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  sont très semblables pour les deux suites. Il y a une corrélation directe entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{SiO}_2$ , et cela pour les deux suites. Lorsque  $\text{Al}_2\text{O}_3$  diminue,  $\text{SiO}_2$  augmente, comme le démontre les vecteurs des feldspaths, ceci indiquerait que les minéraux accaparant le plus de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  cristalliseraient assez tôt, c'est-à-dire les feldspaths ou autres minéraux contenant de l'aluminium avant le quartz.

Les Figures 4.2.4 (c) et (d) indiquent que la teneur en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  diminue avec l'augmentation de  $\text{SiO}_2$ , et ce dans les deux suites felsiques. Pour les mêmes valeurs de  $\text{SiO}_2$ , la quantité de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  est similaire dans les deux suites. Les deux suites se comportent de la même façon: plus il y a de  $\text{SiO}_2$  présent moins, il y a de place pour le  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et les minéraux ferro-magnésiens qu'il forme. La biotite étant le minéral ferro-magnésien dominant des deux suites, les oxydes de fer (magnétite et hématite) étant en quantité traces, ces phases seront considérées comme n'affectant pas l'évolution du  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Des vecteurs de fractionnement de la biotite ont été ajoutés aux Fig. 4.2.4 (c) et (d). La formule chimique utilisée pour la biotite se sert seulement de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et pas de  $\text{FeO}$ . Les échantillons de la Suite d'Olomane suivent assez bien le vecteur de fractionnement, tandis que ceux de la Suite de Kataht se dispersent avec l'augmentation de  $\text{SiO}_2$ . Il est possible de dire que la biotite est bien fractionnée dans la Suite d'Olomane et légèrement fractionnée dans la Suite de Kataht.

La comparaison entre les quantités de  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  dans les deux suites se trouve à la Fig.4.2.5.



Fig. 4.2.4 (a) Suite felsique de Kataht  
Vecteurs de fractionnement  
pour 10% d'albite, de microcline ou d'anorthite

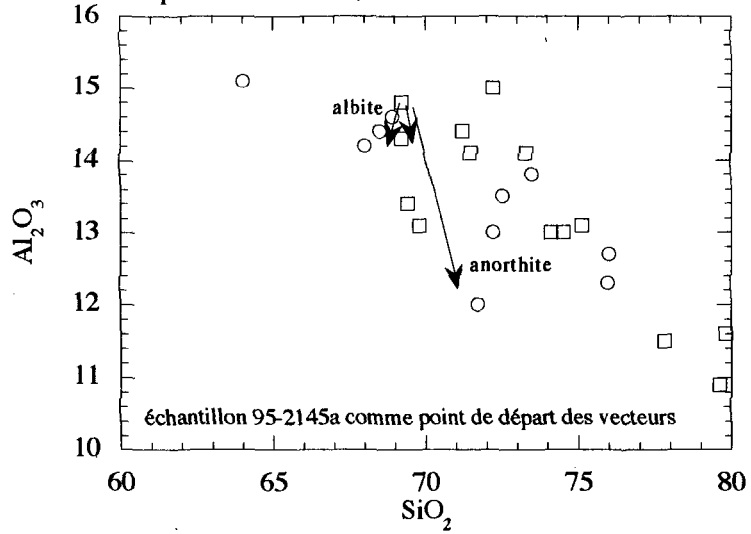


Fig. 4.2.4 (b) Suite felsique d'Olomane  
Vecteurs de fractionnement pour  
10% d'albite, de microcline ou d'anorthite

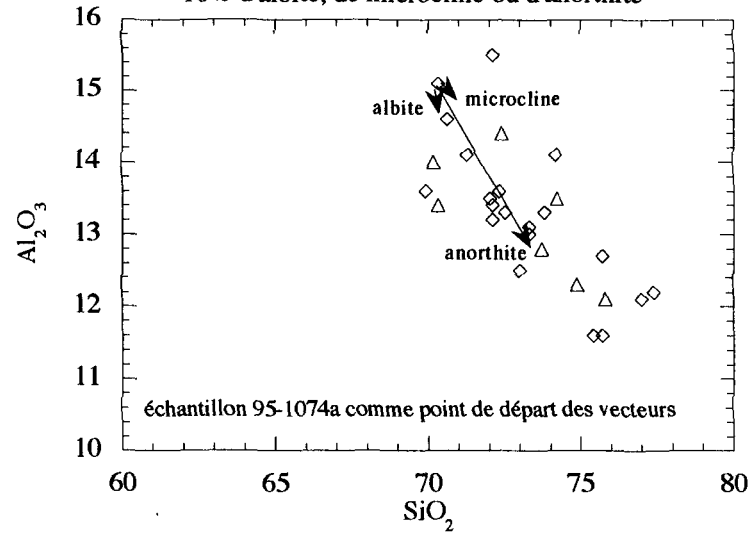


Fig. 4.2.4 (c) Suite felsique de Kataht  
Vecteur pour 5% de biotite fractionnée

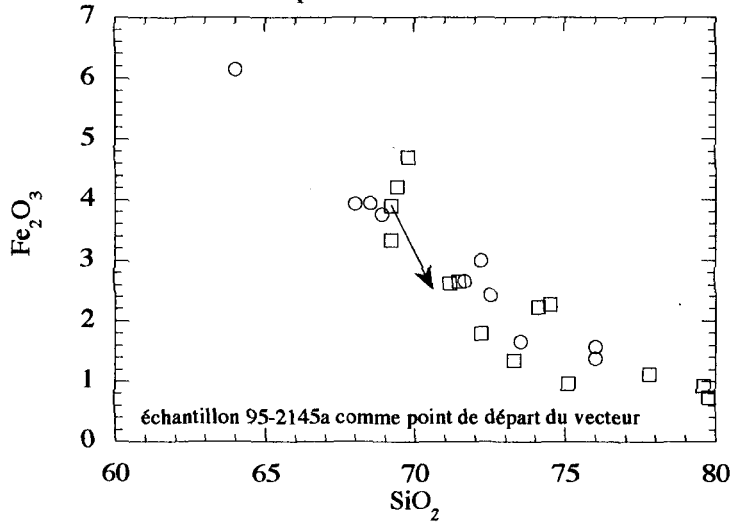
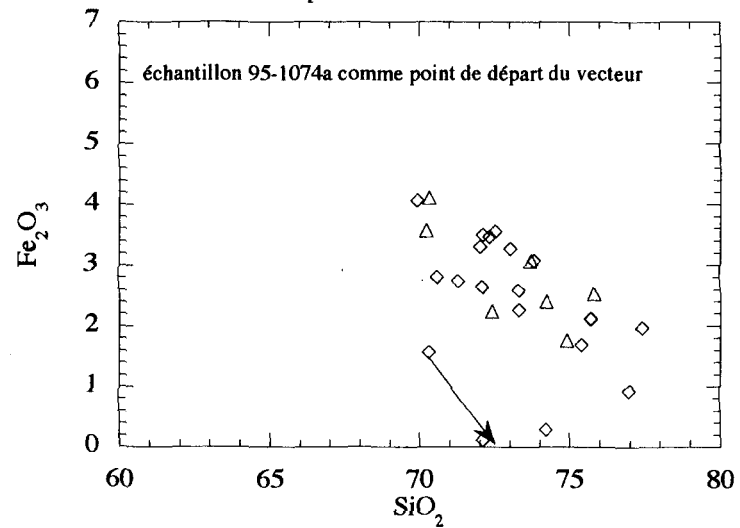
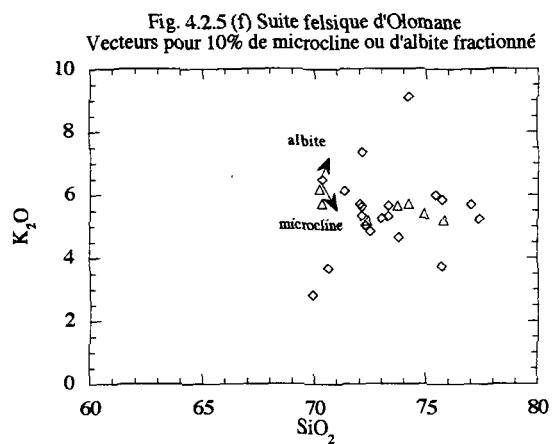
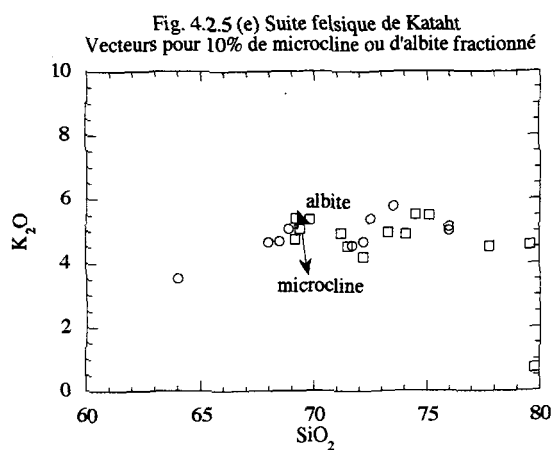
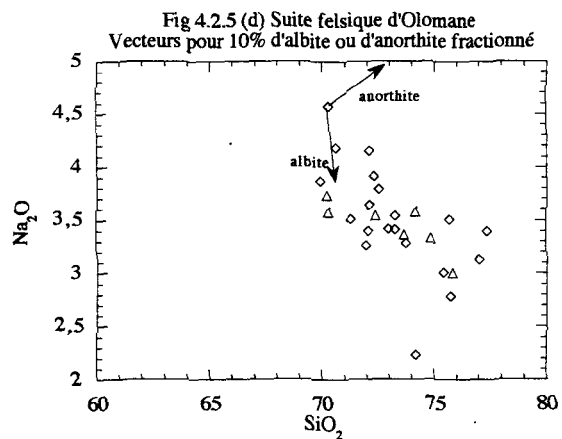
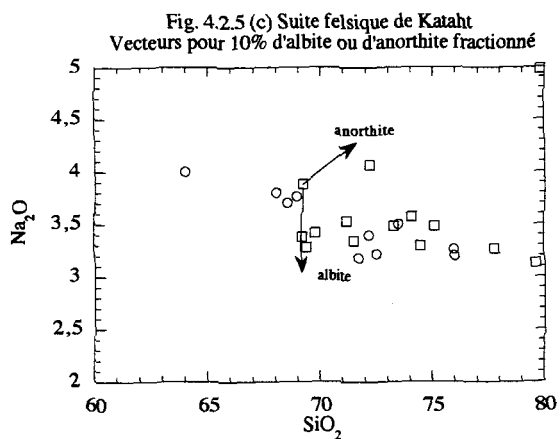
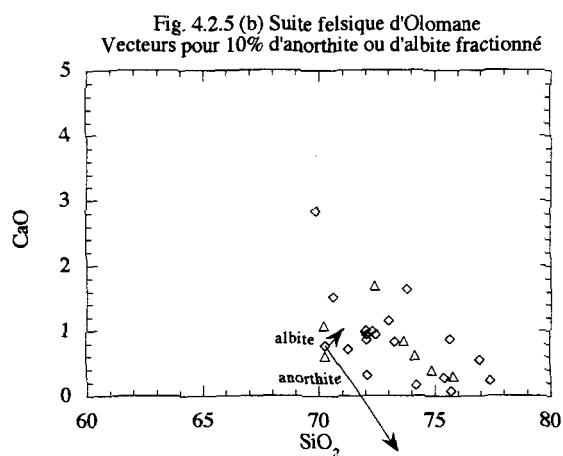
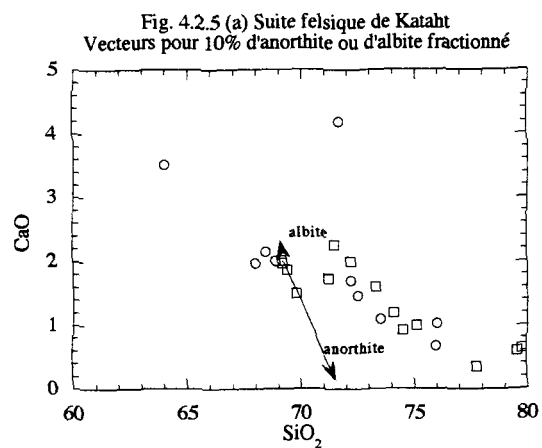


Fig. 4.2.4 (d) Suite felsique d'Olomane  
Vecteur pour 5% de biotite fractionnée



## Figure 4.2.5 Diagrammes binaires pour CaO, Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O en fonction de SiO<sub>2</sub>



Les diagrammes 4.2.5 (a) et (b) montrent que la quantité de CaO diminue avec l'augmentation de SiO<sub>2</sub>. Par contre, la Suite d'Olomane contient moins de CaO que la Suite de Kataht. La plupart des échantillons de la Suite d'Olomane contiennent moins de 1% de CaO, contrairement à la Suite de Kataht où la majorité des échantillons ont plus de 1% de CaO. Comme le CaO se retrouve presque exclusivement dans les plagioclases et que les autres minéraux contenant du CaO ne sont pas en assez grandes quantités, les plagioclases contrôleront l'évolution du CaO. Il appert que les plagioclases de la Suite de Kataht tendent plus vers la partie anorthite que ceux de la Suite d'Olomane. La Suite d'Olomane suit le vecteur de fractionnement de l'anorthite (CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>) par contre la Suite de Kataht s'en éloigne légèrement. Le fractionnement de l'anorthite est plus présent dans la Suite d'Olomane que dans celle de Kataht.

Les Figures 4.2.5 (c) et (d) comparent la quantité de Na<sub>2</sub>O des deux suites. Il appert que la Suite d'Olomane contient moins de Na<sub>2</sub>O avec l'augmentation de SiO<sub>2</sub>; par contre, dans la Suite de Kataht, la quantité de Na<sub>2</sub>O reste constante. La Suite d'Olomane suit assez bien le vecteur de fractionnement de l'albite (NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>), contrairement à la Suite de Kataht qui ne montre pas un fractionnement aussi marqué. En réalité les processus formant de l'albite et de l'anorthite ne sont pas dissociables, il est alors préférable de dire qu'il y a eu fractionnement de l'albite+anorthite dans les deux suites felsiques.

La différence entre les deux suites est encore plus évidentes aux Figures 4.2.5 (e) et (f). La quantité de K<sub>2</sub>O, pour la Suite de Kataht, ne varie presque pas. Par contre dans la Suite d'Olomane K<sub>2</sub>O est très variable, entre 2% et 9%. Aucune des deux suites ne suit les vecteurs de fractionnement du microcline (KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>). Il semble donc que les feldspaths potassiques ne fractionnent pas comme le font l'albite et surtout l'anorthite.

Les Figures 4.2.5 montrent donc que les feldspaths de la Suite d'Olomane ont plus fractionnés que ceux retrouvés dans la Suite de Kataht.

En examinant les Fig. 4.2.6 (a) et (b) et les Fig. 4.2.6 (c) et (d), il appert que la Suite de Kataht est plus riche en  $\text{TiO}_2$  et en  $\text{P}_2\text{O}_5$  que la Suite d'Olomane. Pour les deux suites les quantités de  $\text{TiO}_2$  et de  $\text{P}_2\text{O}_5$  diminuent avec l'augmentation de  $\text{SiO}_2$ . Ces graphiques expliquent pourquoi il y a plus de cristaux de titanite ( $\text{CaTiSiO}_4(\text{O},\text{OH}, \text{F})$ ) et d'apatite ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{Cl},\text{OH})$ ) dans le granite rapakivi que dans les autres granites. La titanite des deux suites suit les vecteurs de fractionnement, si on tient compte de l'effet de fractionnement des autres minéraux. Il n'y a pas de vecteur de fractionnement pour l'apatite, car celui-ci est impossible à calculer.

### 4.3 Les éléments traces

Les diagrammes suivants utiliseront les éléments traces. Les analyses de ces éléments ont été obtenues par la méthode de l'activation neutronique au Centre de Recherche minérale du MRNQ, les résultats sont reportés au Tableau 4.2 et en annexe.

#### 4.3.1 Diagrammes binaires

Pour la Suite de Kataht, Zr diminue avec l'augmentation de  $\text{SiO}_2$  (Fig 4.3.1 (a)); par contre, dans la Suite d'Olomane, cette relation ne s'applique pas. Ce qui est marquant dans cette suite est que certains échantillons sont très riches en Zr, tandis que d'autres n'en contiennent presque pas. Le zirconium se retrouvant presque exclusivement dans le zircon, la quantité se retrouvant dans les autres minéraux est négligeable, cela veut dire que si la quantité de Zr diminue ou bien que la quantité de  $\text{SiO}_2$  augmente, il y a donc cristallisation de zircon. Les deux suites ont cristallisé du zircon par fractionnement, mais comme la quantité de Zr dans le magma est faible, les points ne suivent pas les vecteurs de fractionnement. Le taux de

Fig. 4.2.6 (a) Suite felsique de Kataht  
Vecteur pour 10% de titanite fractionnée

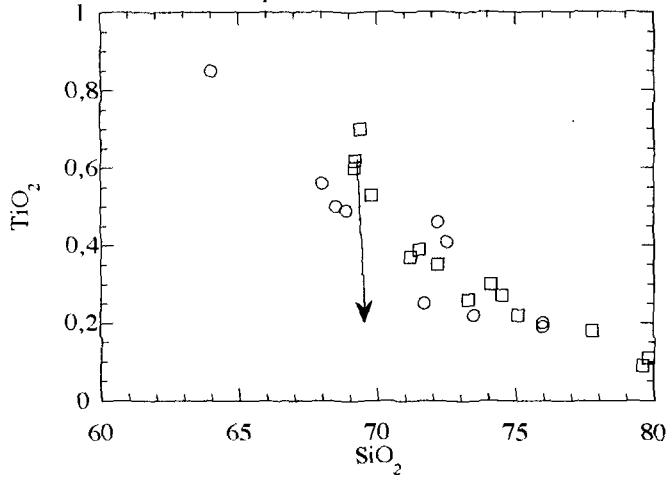


Fig. 4.2.6 (b) Suite felsique d'Olomane  
Vecteur pour 10% de titanite fractionnée

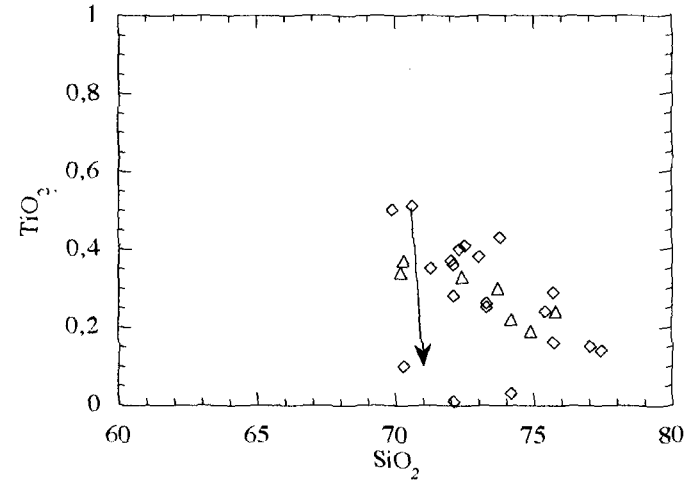


Fig. 4.2.6 (c) Diagramme binaire pour la Suite felsique de Kataht

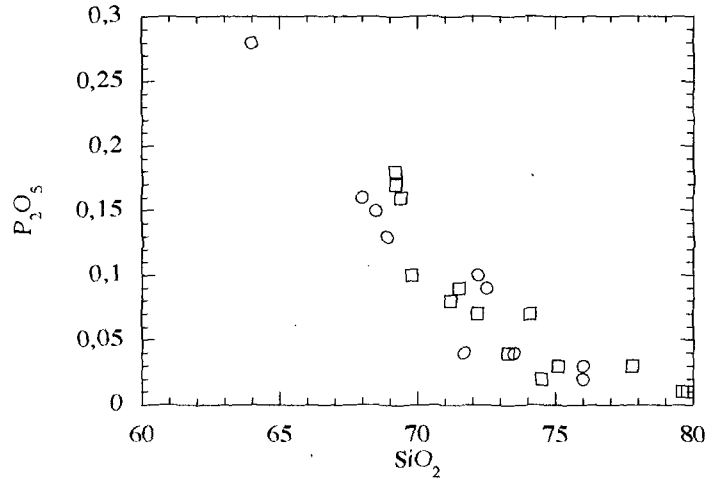


Fig. 4.2.6 (d) Diagramme binaire pour la Suite felsique d'Olomane

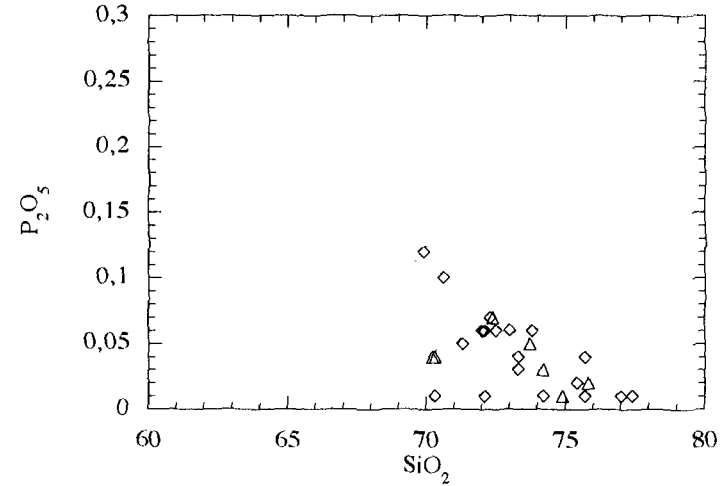


Fig. 4.3.1 (a) Diagramme binaire pour la Suite felsique de Kataht

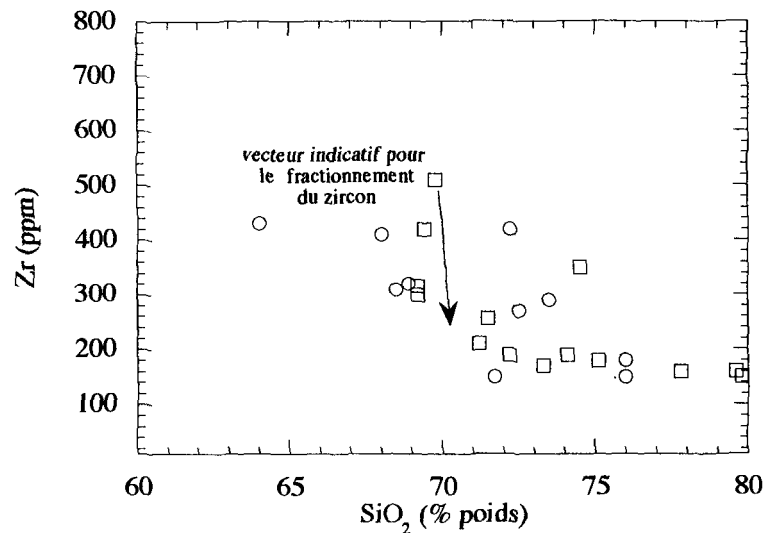


Fig. 4.3.1 (b) Diagramme binaire pour la Suite felsique d'Olomane

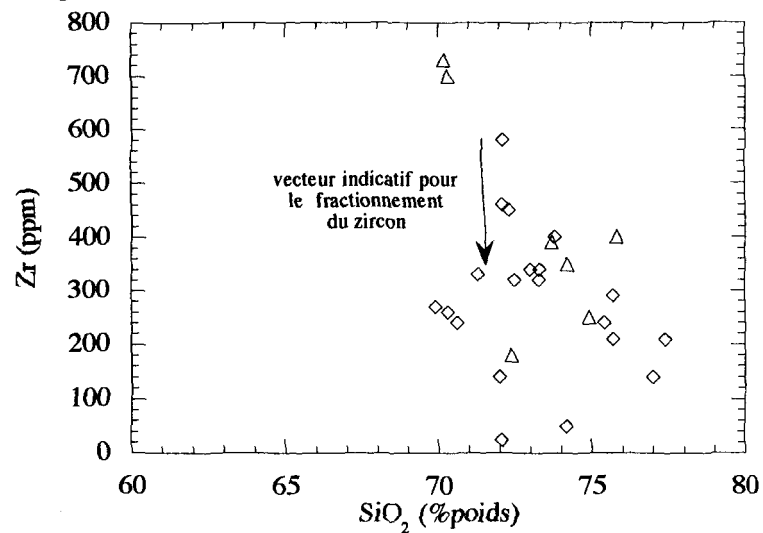


Fig. 4.3.2 (a) Diagramme binaire pour la Suite felsique de Kataht

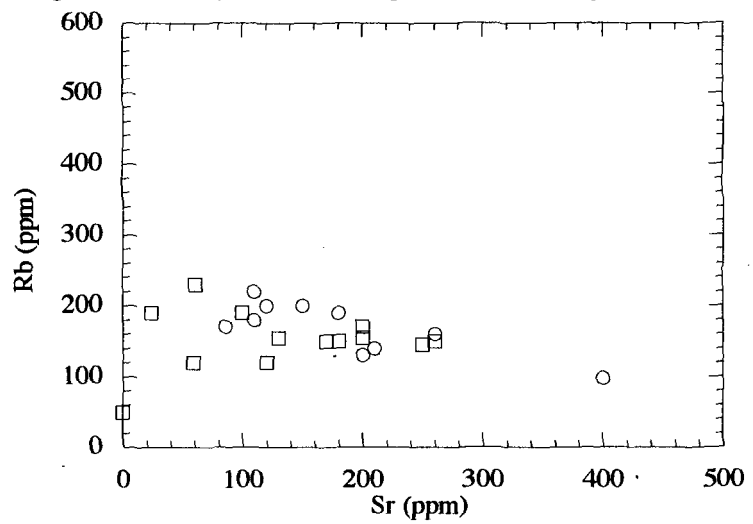
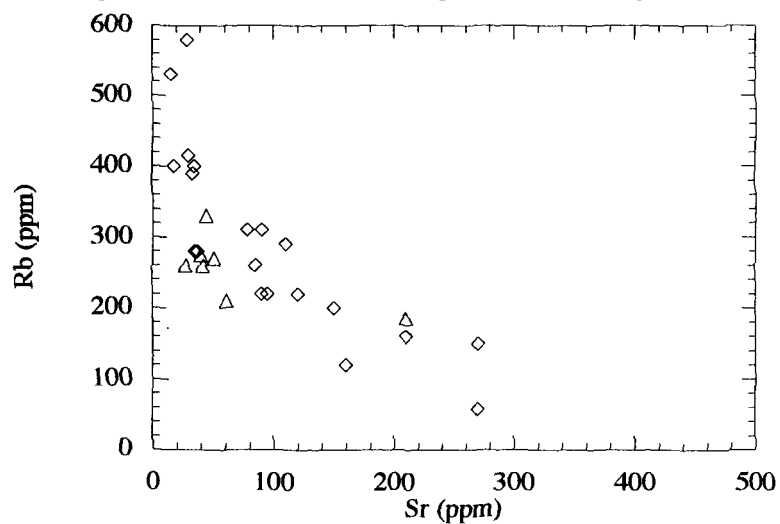


Fig. 4.3.2 (b) Diagramme binaire pour la Suite felsique d'Olomane



fractionnement du zircon n'est pas aussi grand que le taux de fractionnement des autres minéraux.

Les Figures 4.3.2 (a) et (b) montrent que la quantité moyenne de rubidium (Rb), dans la Suite de Kataht, se situe aux environs de 160 ppm, tandis que dans la Suite d'Olomane la quantité de Rb va jusqu'à 600 ppm, avec une moyenne aux alentours de 300 ppm. Il y a de très grands écarts entre les échantillons de la Suite d'Olomane. Cette suite montre une tendance exponentielle, c'est à dire de très grandes valeurs de Rb lorsque Sr est bas, et vice-versa. La quantité de Sr est semblable pour les deux suites. Les échantillons possédant le plus de SiO<sub>2</sub> ont généralement les teneurs les plus hautes en Rb.

Le strontium se substitue au Ca dans les plagioclases et peut se substituer au K dans les feldspaths potassiques, tandis que le Rb se substitue au K dans les feldspaths potassiques seulement. Les feldspaths potassiques de la Suite d'Olomane ont donc cristallisés après que les plagioclases aient été fractionnés, permettant ainsi l'enrichissement en Rb; celui-ci est alors entré dans la structure atomique des feldspaths potassiques qui ont cristallisé lorsqu'il n'y avait presque plus de Sr. Ce phénomène ne se retrouve pas dans la Suite de Kataht, où il n'y a pas d'enrichissement en Rb. Les feldspaths potassiques de cette suite ont cristallisé assez rapidement, probablement avant le fractionnement des plagioclases, ce qui est consistant avec la présence de la texture rapakivi. Cette particularité cadre bien avec le fait que la Suite d'Olomane présente de plus grandes évidences de fractionnement des feldspaths que la Suite de Kataht.

#### 4.3.2 Les terres rares

Tous les échantillons des terres rares ne sont pas représentés sur les Figure 4.3.3 (a) à (d). Pour permettre une meilleure visibilité et compréhension, quelques échantillons représentatifs de chaque type de roche ont été choisis.



Fig. 4.3.3 (a) Terres rares pour le granite rapakivi de la Suite felsique de Kataht

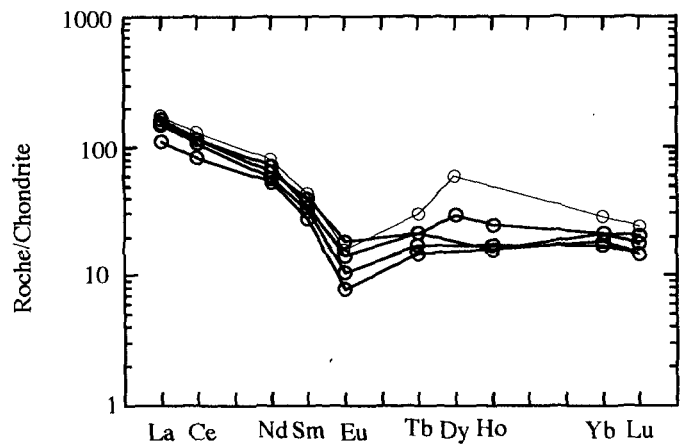


Fig. 4.3.3 (b) Terres rares pour le porphyre de la Suite felsique de Kataht

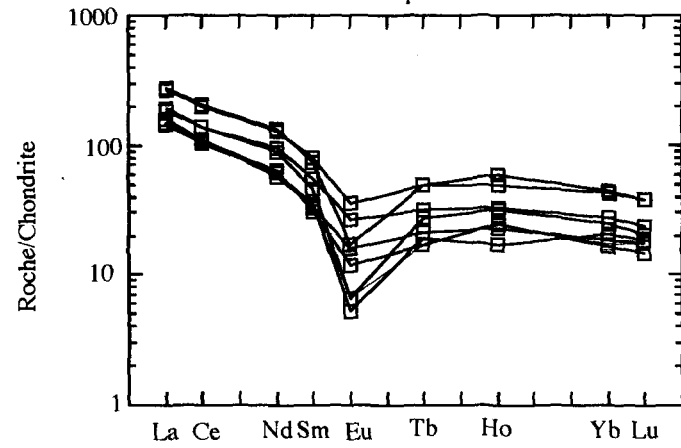


Fig. 4.3.3 (c) Terres rares pour le granite à fluorine de la Suite felsique d'Olomane

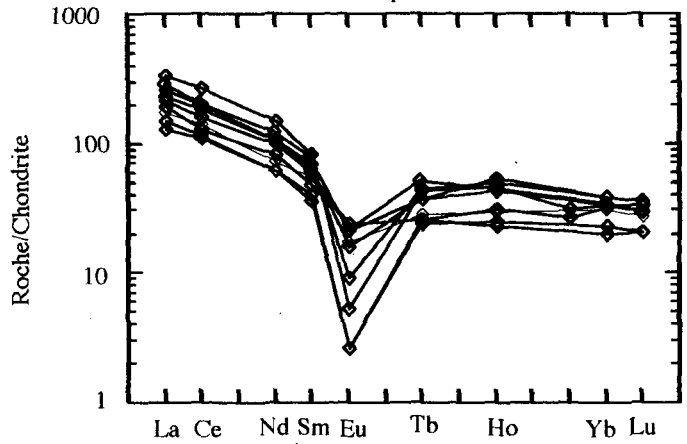
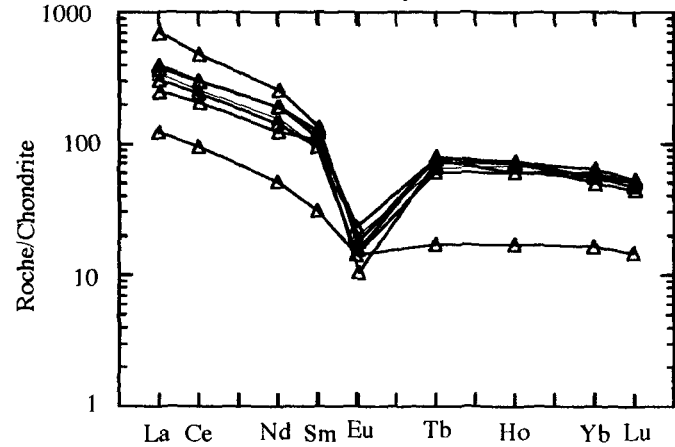


Fig. 4.3.3 (d) Terres rares pour le granite à quartz bleu de la Suite felsique d'Olomane



Les quatre types de roche sont enrichies en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Ils possèdent presque tous une anomalie négative en europium (Eu). Il faut noter que l'enrichissement en terres rares légères ainsi que l'anomalie en Eu sont plus grands du côté du granite à fluorine et du granite à quartz bleu, que du granite rapakivi et du porphyre à quartz et feldspath. Ceci indique une cristallisation fractionnée plus poussée lors de la formation de la Suite d'Olomane. Ceci est confirmée par la Fig.4.3.3 (e) et (f), où les rapports  $Eu/Eu^*$  suggèrent le fractionnement des feldspaths pour les deux suites. Le terme  $Eu^*$  provient du calcul suivant:  $\ln(Eu^*) = \ln(Sm) - ((\ln(Sm) - \ln(Tb))/3)$ , permettant ainsi de mieux comparer les anomalies en Eu par rapport aux autres éléments. Les valeurs de  $Eu/Eu^*$  de la Suite d'Olomane sont beaucoup plus basses que celles de la Suite de Kataht, et elles suivent les vecteur de cristallisation fractionnée pour les feldspaths. Ces vecteurs sont calculés en utilisant les coefficients de partition de chacun des minéraux et en considérant le fractionnement de 10% des minéraux. Il est donc juste de dire que la Suite d'Olomane s'est formée, en partie, par un processus continu de fractionnement des feldspaths. Ceci confirme les résultats obtenus avec les éléments majeurs et traces.

L'utilisation de "spidergram" (Rollinson 1993) ne semble pas approprié car plusieurs des éléments sont mobiles, et ils n'apporteraient rien de nouveau à ce qui a déjà été dit.

#### 4.3.3 Diagrammes de discrimination

Les diagrammes de discrimination de Pearce et al. (1984) servent à placer les granites dans un milieu tectonique propice à leur formation. À l'origine, Pearce et al. (1984) pensaient que ces diagrammes n'étaient pas applicables aux roches fractionnées, comme celles des suites de Kataht et d'Olomane. Mais Förster et al. (1997) ont démontré que la composition en éléments

Figure 4.3.3 (e) Graphique de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  en fonction de La pour la Suite felsique de Kataht

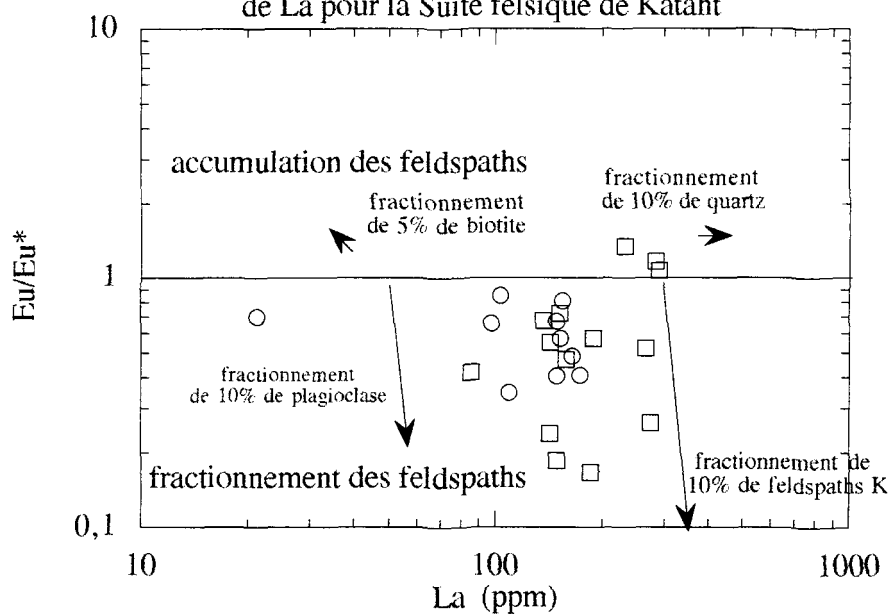
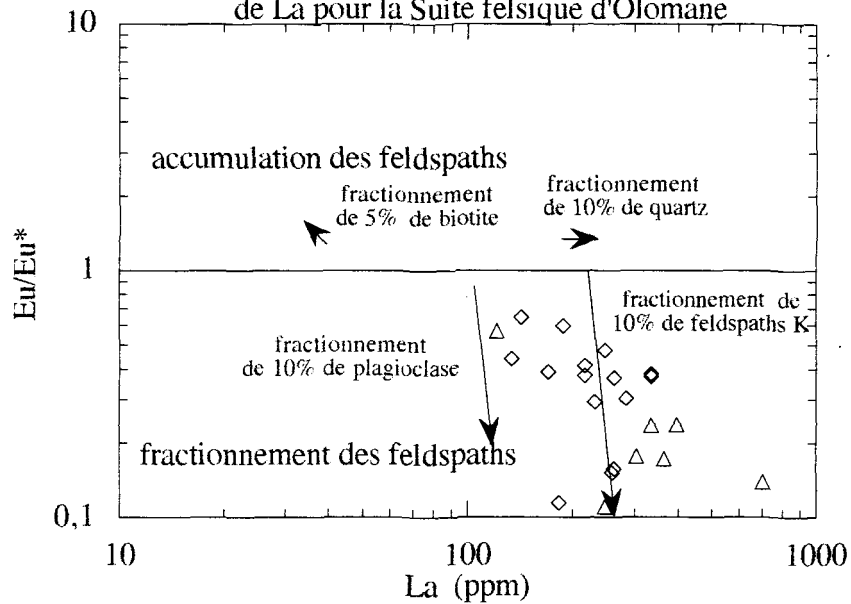


Figure 4.3.3 (f) Graphique de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  en fonction de La pour la Suite felsique d'Olomane



traces des roches granitiques peut servir à déterminer l'environnement tectonique et cela même pour les roches formées par fractionnement. Ils suggèrent de continuer à utiliser les diagrammes de Pearce et al. (1984) et ce, même s'ils ne sont pas une méthode à toute épreuve pour la détermination du milieu de formation des roches granitiques.

La Suite de Kataht se retrouve à cheval sur la frontière des granites d'arc volcanique (VAG) et des granites intraplaques (WPG (Fig.4.3.4 (a) et (c)). Le fait que les échantillons se retrouvent à cheval sur la frontière de deux ensembles peut porter à confusion sur le milieu tectonique de la Suite de Kataht. Mais il est bon d'assumer que la suite se trouvait originellement dans le milieu d'arc volcanique et que la différenciation l'a fait passer à un milieu intraplaque. Le fractionnement ignée permet de passer des champs VAG à WPG, comme l'a démontrée Förster et al. (1997). La Suite d'Olomane se retrouve dans le champ WPG (Fig. 4.3.4 (b) et (d)), la différenciation fait que certains échantillons se trouvent dans les champs adjacents au champ WPG (Förster et al. 1997). Elle n'est pas assez près du champ VAG pour provenir de ce milieu comme la Suite de Kataht. La différenciation ne pourrait pas amener les échantillons si loin dans le champ WPG à partir du champ VAG.

Bien que les deux suites soient fortement différenciées, les diagrammes de Pearce et al. (1984) donnent un indice du milieu tectonique de formation des deux suites.

Le diagramme de Harris et al. (1986) est une autre méthode de discrimination pour les granites (Fig. 4.3.5 (a) et (b)). Ce diagramme montre la Suite de Kataht dans le champ des granites d'arc volcanique tout près des granites de type intraplaque, semblable à la Fig.4.3.4, cette dispersion pourrait-être attribuable au fractionnement. Par contre pour la Suite d'Olomane, ce diagramme apporte un élément nouveau; en effet, en plus d'indiquer que ce sont des granites intraplaque, il montre que la suite s'est formée après une collision (Fig.4.3.5 (b)). Le fractionnement de la Suite d'Olomane fait que les échantillons sont très

Fig. 4.3.4 (a) Diagramme de Pearce et al (1984)  
pour la Suite felsique de Kataht

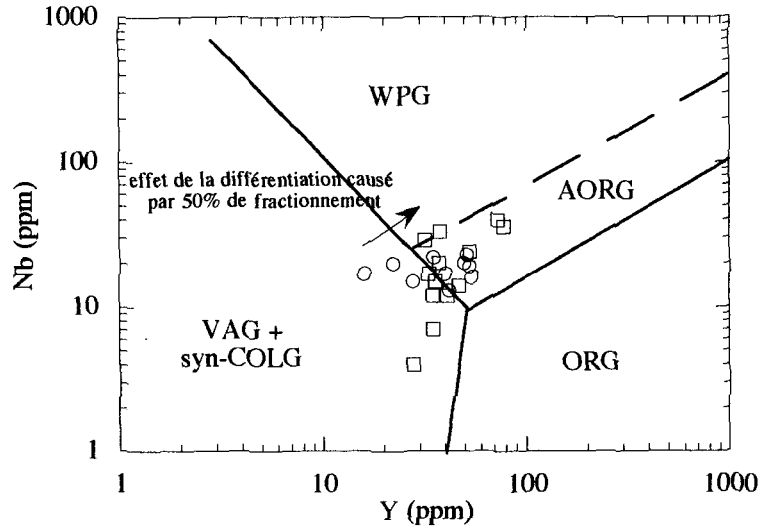


Fig. 4.3.4 (b) Diagramme de Pearce et al. (1984)  
pour la Suite felsique d'Olomane

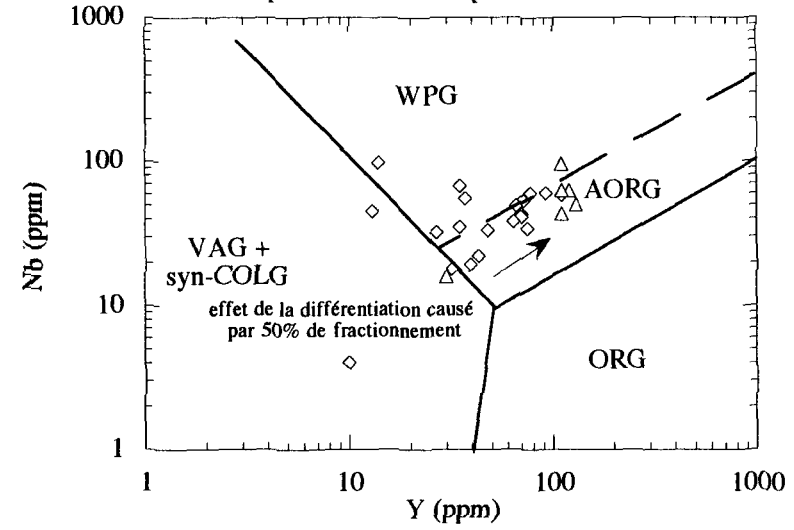


Fig. 4.3.4 (c) Diagramme de Pearce et al. (1984)  
pour la Suite felsique de Kataht

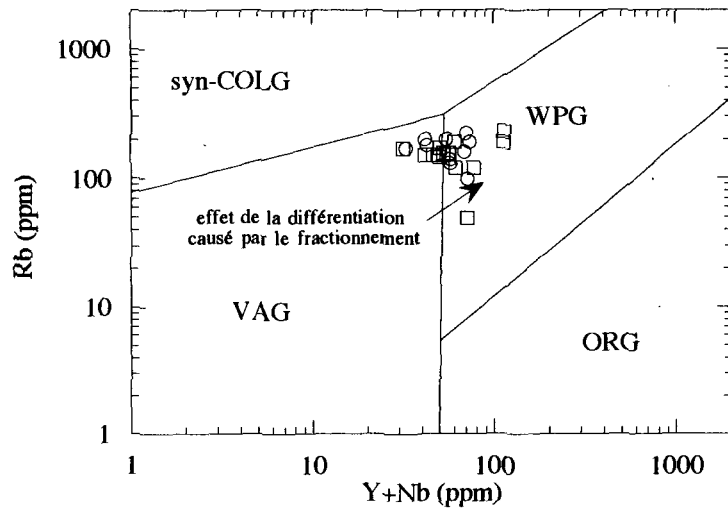


Fig 4.3.4 (d) Diagramme de Pearce et al. (1984)  
pour la Suite felsique d'Olomane

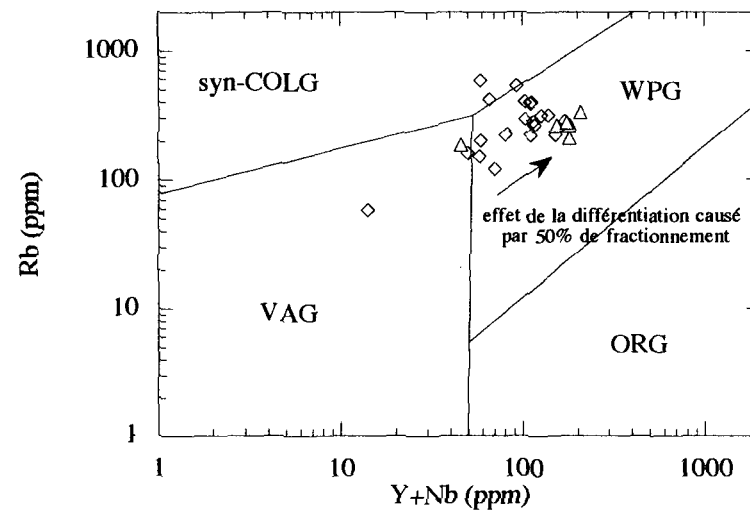


Figure 4.3.5 Diagramme de discrimination des milieux tectoniques des granitoïdes, développé par Harris et al. (1986)

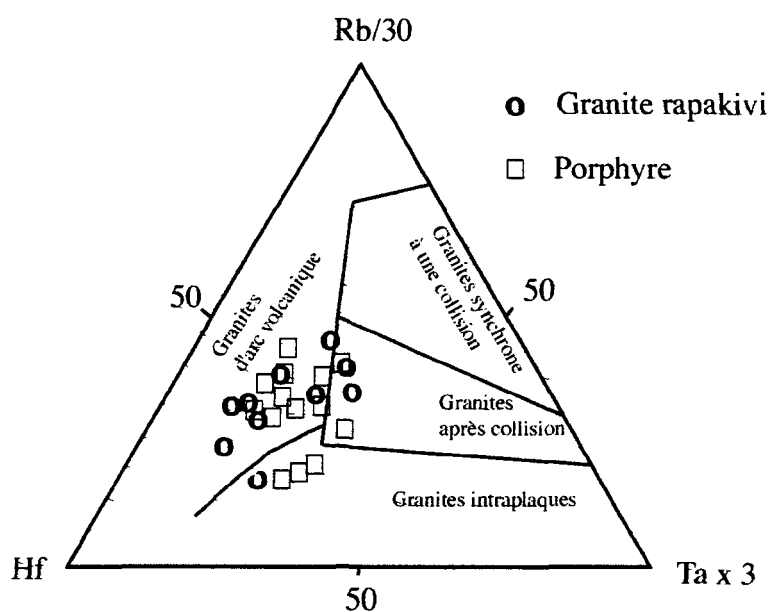


Fig. 4.3.5 (a) Suite felsique de Kataht

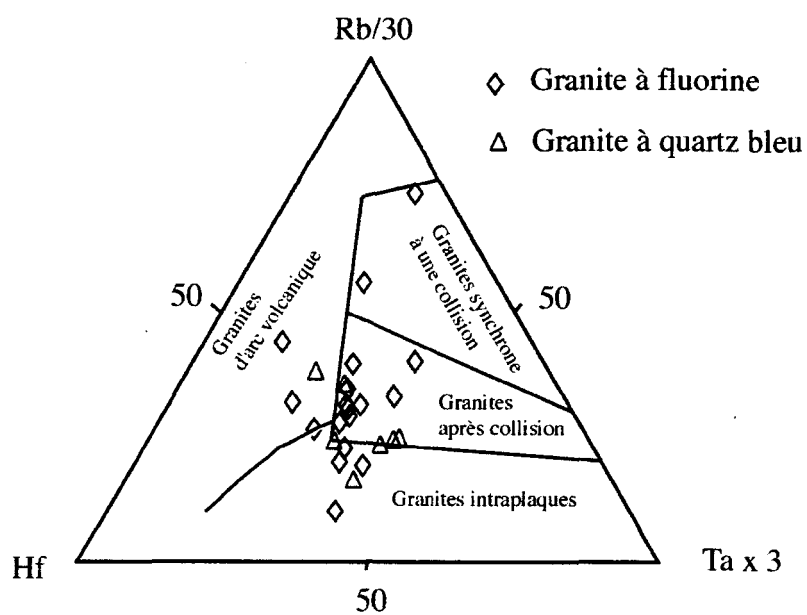


Fig. 4.3.5 (b) Suite felsique d'Olomane

dispersés, il faut donc être prudent avec son interprétation. Les diagrammes de Harris et al. (1986) soutiennent les milieux tectoniques obtenus avec les diagrammes de Pearce et al. (1984), tout en utilisant différents éléments.

Les figures 4.3.6 (a) et (b) présentent un diagramme ternaire de Ba-Rb-Sr tiré de El Bouseily et al. (1975). Les échantillons de la Suite de Kataht (Fig. 4.3.6 (a)) se concentrent dans la partie des granites normaux et des granites anormaux. La zone des granites normaux indiquent que les valeurs de Ba-Rb-Sr se retrouvent près des valeurs de références, il y a une haute concentration de Ba typiquement associée avec les feldspaths potassiques de haute température, consistant avec les cristaux d'orthose retrouvés dans la Suite de Kataht. La zone des granites anormaux est plus ambiguë. Les auteurs se servent de cette zone pour inclure plusieurs différents types de granites; les granites rapakivi, les granites formés par plus d'un processus, les granites métasomatisés et les granites ayant subi un léger métamorphisme causant le fractionnement de Rb, et concentrant ce Rb dans la biotite. La zone des granites anormaux est peut-être plus normales que ce que les auteurs la perçoivent, les granites rapakivi et ceux formés par plus d'un processus devraient être considérés normaux. La zone des granites anormaux ne devraient contenir que les granites ayant subi un métasomatisme ou un métamorphisme. Il faut donc faire attention en utilisant cette classification. La Suite de Kataht est enrichie en Ba, ce qui est normal à cause de tous les cristaux de feldspath potassique qui la forment (granites normaux), et aurait peut-être subit l'effet d'un métamorphisme ou métasomatisme fractionnant le Rb, mais cette valeur de Rb peut aussi provenir de la présence de la texture rapakivi .

Les échantillons de la Suite d'Olomane (Fig.4.3.6 (b)) se retrouvent principalement dans la zone des granites normaux, ainsi que dans celle des granites fortement différenciés. Cette suite présente donc une différenciation causant l'enrichissement en Rb. En effet lors de la cristallisation, les feldspaths potassique ont accaparé en premier lieu le Ba amenant un



Figure 4.3.6 Diagramme ternaire de classification des granites,  
tiré de El Bouseily et al. (1975)

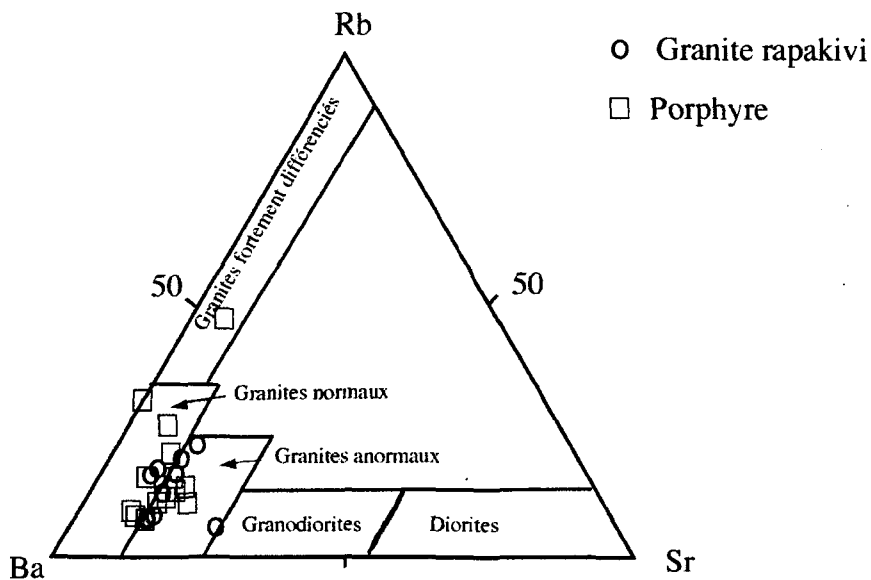


Fig. 4.3.6 (a) Suite felsique de Kataht

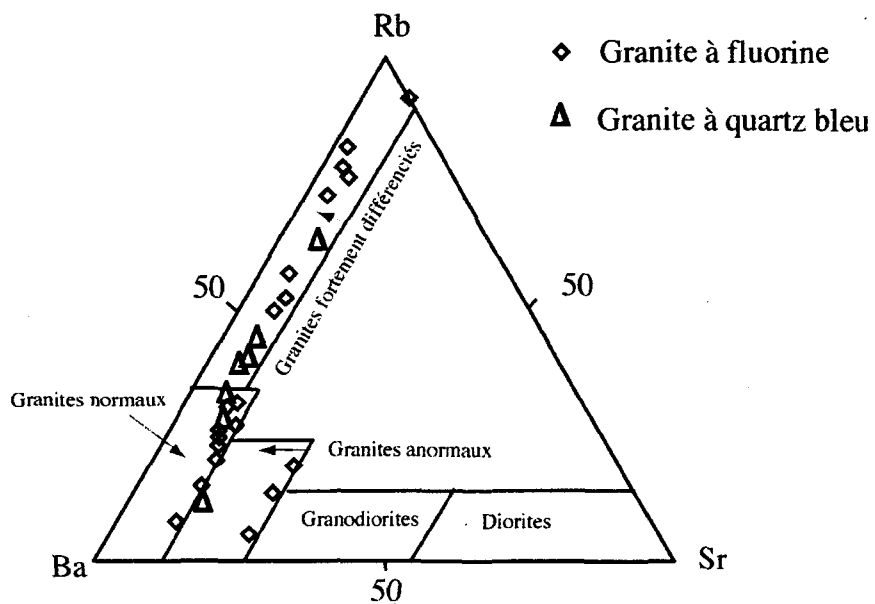


Fig. 4.3.6 (b) Suite felsique d'Olomane

enrichissement relatif en Rb dans le magma. La Suite d'Olomane serait donc le produit d'une cristallisation fractionnée des feldspaths alcalins; ceci confirme les résultats obtenus dans les sections précédentes. Le diagramme de El Bouseily et al. (1975) nous apprend que les roches des suites de Kataht et d'Olomane sont tous des granites, que la Suite d'Olomane est plus différenciée que la Suite de Kataht et que la Suite de Kataht a peut-être été métamorphisée ou métagénétisée.

#### 4.4 Le fluor

Le fluor (F) est un élément méconnu dans les granites, car il n'est pas abondant et il peut-être analysé seulement par les méthodes d'électrodes sélectives. La limite de détection pour ce genre d'analyses est de 20 ppm avec une erreur de  $\pm 15\%$  à des concentrations de 1000 ppm. Près de la limite de détection, l'erreur est de  $\pm 100\%$ . En général les granites montrent des valeurs de F variant entre 20 et 3600 ppm, avec une moyenne de 600-900 ppm (Bailey 1977).

Le fait de retrouver des cristaux de fluorine dans plusieurs échantillons a suscité notre intérêt. Plusieurs analyses ont donc été faites pour connaître la teneur de F dans les roches étudiées. Les résultats sont affichés au Tableau 4.4.

La Fig.4.4.1 représente un histogramme de toutes les valeurs de fluor. Il appert que seulement neuf échantillons possèdent plus de 1000 ppm de fluor; ce sont les seuls qui en contiennent plus que la teneur moyenne d'un granite.

Le fluor, dans nos échantillons, n'est pas assez abondant pour cristalliser de la fluorine ou du topaze à partir du magma. Le fluor remplacera plutôt les ions  $\text{OH}^-$  et  $\text{O}^{2-}$  dans la biotite, la hornblende ou la titanite. Une petite quantité se retrouvera aussi dans l'apatite. La fluorine de nos échantillons doit donc avoir une origine autre que magmatique, car la biotite présente dans les roches étudiées est assez abondante pour accaparer presque tout le fluor, la présence

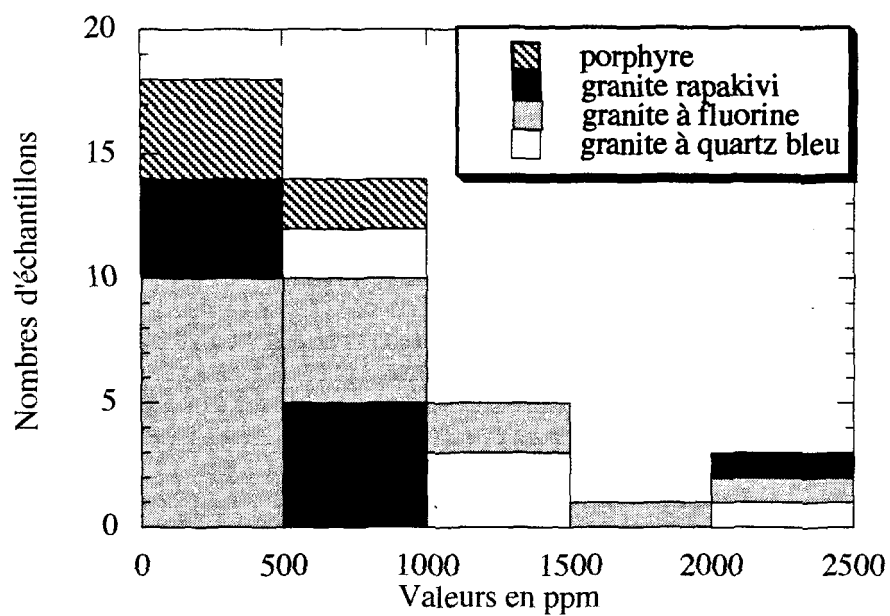
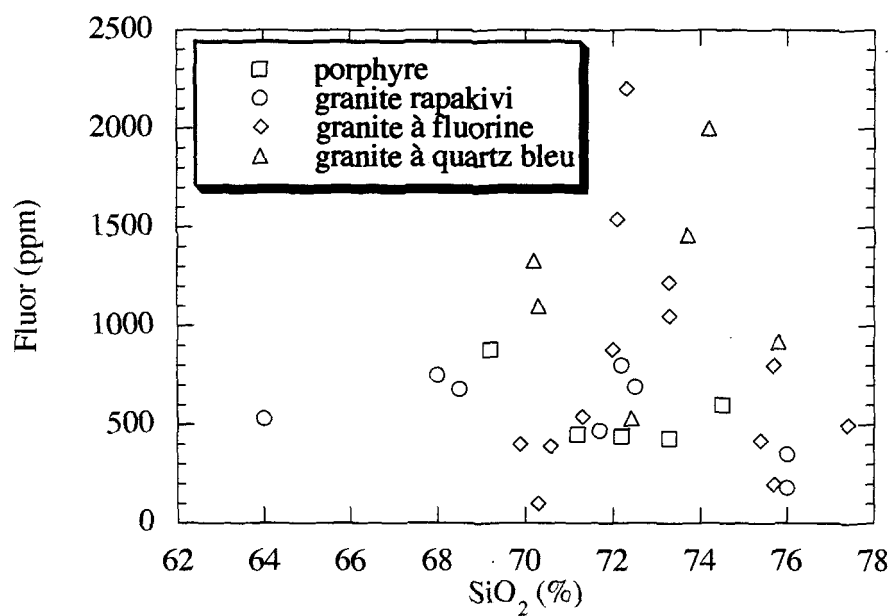
Tableau 4.4 Résultat des analyses du fluor sur différents échantillons

numéro d'échantillon	type de roche	fluor (ppm) +/- 15%	SiO <sub>2</sub> %
95-1179-a	1	450	71,20
95-2208	1	440	72,20
95-2254	1	600	74,50
95-4174-a	1	880	69,20
95-5087	1	280	
95-5194	1	430	73,30
95-3224-a	2	690	72,50
95-3228-a	2	210	
96-1187-b	2	2320	
96-2066	2	800	72,20
96-3025-a	2	350	76,00
96-5018	2	180	76,00
96-5075	2	750	68,00
96-6065-a	2	680	68,50
96-6078-a	2	530	64,00
96-6219	2	470	71,70
95-1030-a	3	800	75,70
95-1030-d	3	250	
95-1060-a	3	540	71,30
95-1074-a	3	100	70,30
95-1075-a	3	560	
95-1110-b	3	160	
95-1121	3	1050	73,30
95-2058-a	3	420	75,40
95-2071-a	3	390	70,60
95-2142-a	3	2200	72,30
95-3049	3	200	75,70
95-3169	3	420	
95-4042	3	380	
95-4076-a	3	120	
95-5009-a	3	400	69,90
95-5039-a	3	500	77,40
95-5045-a	3	1220	73,30
95-5095-a	3	880	72,00
95-5165-a	3	1540	72,10
95-1097	4	1460	73,70
95-1158	4	1330	70,20
95-3113-4	4	1100	70,30
95-3128-a	4	920	75,80
95-5138-a	4	2000	74,20
95-5151-a	4	530	72,40

Légende des types de roches

- 1 Porphyre à quartz et feldspaths
- 2 Granite rapakivi
- 3 Granite à fluorine
- 4 Granite à quartz bleu

Fig. 4.4.1 Histogramme pour la distribution du fluor

Fig. 4.4.2 Relation entre le fluor et  $\text{SiO}_2$ 

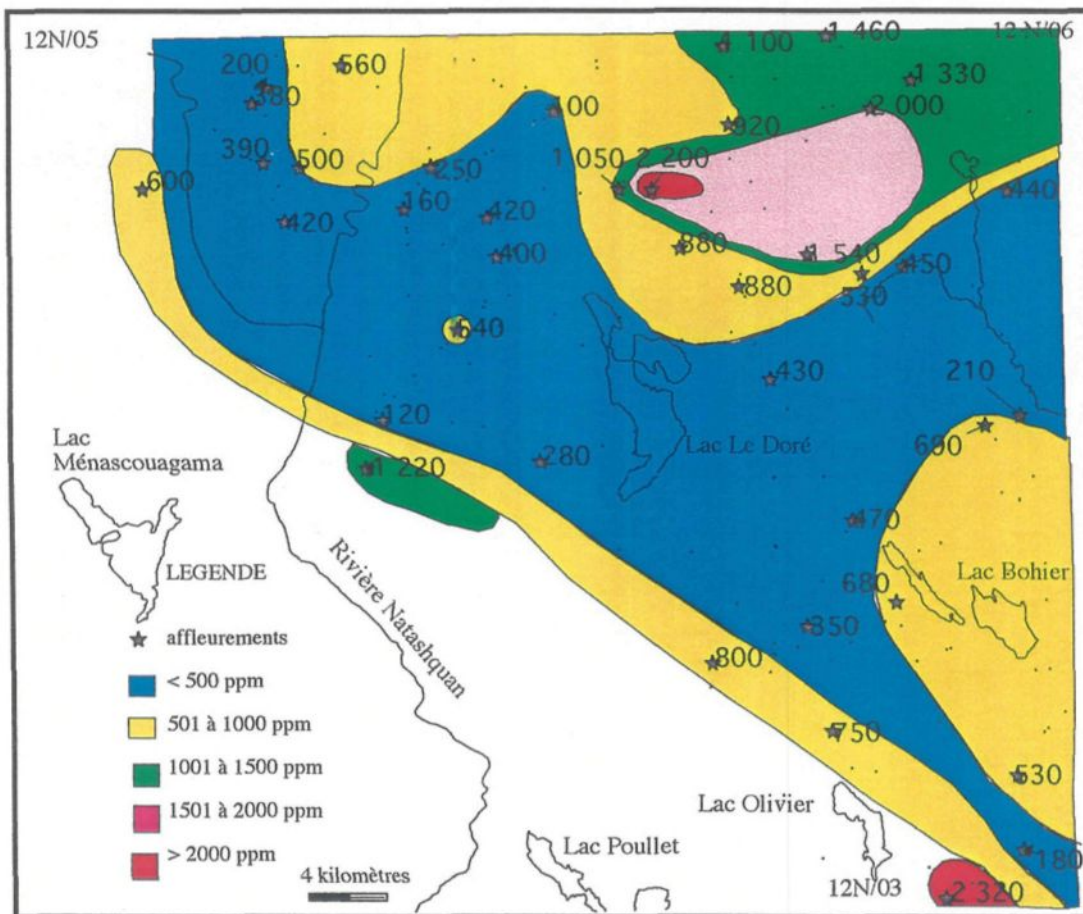


Fig. 4.4.3 Distribution du fluor dans la région d'étude

d'apatite et de titanite accapareraient le reste. Il n'est pas possible de mesurer le F à l'aide de la microsonde et de confirmer cette hypothèse.

La Fig.4.4.2 montre qu'il n'y a aucune relation entre la quantité de F et de SiO<sub>2</sub>. De ce fait le fluor n'est pas relié à aucun des autres éléments et son comportement semble totalement aléatoire.

Les valeurs de fluor ont été placées sur une carte (Fig.4.4.3), permettant de bien voir la distribution géographique des résultats. Les résultats ne suivent pas les contacts lithologiques ou les structures de la Fig.2.3. Il y a un haut assez marqué sur le feuillet 12N/06, près du contact entre le granite à fluorine et le granite à quartz bleu. La cause de cette anomalie à cet endroit est difficile à expliquer.

## 4.5 Les isotopes de l'oxygène

### 4.5.1 Introduction

L'oxygène est un important constituant de la plupart des minéraux, surtout des silicates. La composition isotopique de l'oxygène de ces minéraux contient des informations importantes sur leurs origines et conditions de formation. La composition isotopique de l'oxygène dans les silicates et les oxydes est exprimée en terme de la notation delta, par rapport à la valeur de référence SMOW (valeur moyenne standard de l'eau de mer).

Pour libérer l'oxygène des minéraux silicatés, il faut les faire réagir avec du pentafluorure de brome (BrF<sub>5</sub>) dans des tubes de nickel, et cela à une température de 500 °C pendant une douzaine d'heures (Clayton et Mayeda 1963). L'oxygène ainsi libéré est ensuite réduit en CO<sub>2</sub> pour être mesuré dans un spectromètre de masse. Les valeurs pour les roches totales ont des erreurs typiques de ± 0,05 ‰, tandis que les résultats obtenus sur les minéraux ont des erreurs de ± 0,1 ‰. Les résultats présentés ici ont été obtenus au laboratoire d'isotopes stables de la C.G.C. à Ottawa (Tableau 4.5).

échantillon	type de roche	rendement $\mu\text{mole/mg}$	$\delta\text{O}^{18}$ (SMOW)			
			roche totale	quartz	biotite	feldspath
95-1179-a	1	15,13	8,66			
95-2208	1	14,84	9,53			
95-5194	1	12,36	8,24	9,2	7,9	8,5
95-1190-a	2	14,95	8,28			
95-3224-a	2	15,08	7,96	8,0	8,3	8,7
95-3228-a	2	15,43	8,04			
96-1187-b	2	12,93	5,94			
96-2066	2	15,13	7,86			
96-2079	2	14,81	7,89	9,2	5,4	8,6
96-3025-a	2	15,26	8,10			
96-5018	2	14,95	8,47			
96-5075	2	14,75	7,92			
96-6065-a	2	13,63	8,40			
96-6078-a	2	14,18	7,80	7,9	3,1	8,3
96-6219	2	15,04	7,91			
95-1030-a	3	16,01	1,29			
95-1060-a	3	14,90	9,88			
95-1074-a	3	14,54	9,76	10,4	14,2	8,1
95-1075-a	3	15,07	9,07			
95-1110-b	3	16,19	6,25			
95-1121	3	14,77	9,17			
95-2058-a	3	15,27	10,45			
95-2142-a	3	14,49	9,55			
95-3169	3	15,47	10,23			
95-4076-a	3	16,05	10,02			
95-5009-a	3	15,06	9,14			
95-5015-a	3	15,03	9,70	11,0	7,3	9,7
95-5045-a	3	14,68	8,35			
95-5095-a	3	14,68	8,04			
95-5165-a	3	14,36	9,21			
95-1097	4	15,00	9,19			
95-1158	4	14,67	9,64			
95-3113-a	4	14,81	9,02			
95-3128-a	4	14,83	9,33			
95-5138-a	4	14,67	8,76			
95-5145-a	4	15,02	8,70	9,8	10,0	8,6
95-5151-a	4	14,74	8,79			

Légende pour type de roche

- 1 Porphyre à quartz et feldspaths
- 2 Granite rapakivi
- 3 granite à fluorine
- 4 granite à quartz bleu



#### 4.5.2 Taux de rendement des analyses sur les roches totales

La quantité d'oxygène, en  $\mu\text{mole/mg}$ , contenu dans un minéral peut être calculée selon la formule suivante:

$$\text{oxygène (sous la forme de CO}_2) = 1000(0,5A) / T$$

où A= nombre d'atomes d'oxygène dans le minéral

T= masse moléculaire du minéral

Cette quantité d'oxygène représente le taux de rendement théorique d'un minéral et s'exprime en  $\mu\text{mole/mg}$ . Voici un exemple de calcul pour le quartz ( $\text{SiO}_2$ ) où A=2 et T=60,09 alors le taux de rendement égale 16,64  $\mu\text{mole/mg}$ .

Tableau 4.5.1: Taux de rendement des minéraux les plus communs

Minéral	Taux de rendement ( $\mu\text{mole/mg}$ )
albite	15,25
anorthite	14,38
feldspath-K	14,37
quartz	16,64
biotite riche en fluor	11,87
biotite	14,38

Le taux de rendement pour une roche entière, comme un granite composée de: 8% de biotite, 22% de quartz, 10% d'anorthite, 40% de feldspath-K et 20% d'albite, est de 15,05  $\mu\text{mole/mg}$ . Si la biotite est riche en fluor, le taux de rendement diminue à 14,85  $\mu\text{mole/mg}$ .

Le taux de rendement est une mesure permettant de vérifier la justesse de l'extraction de l'oxygène dans les roches. Bien que les compositions minéralogiques des échantillons analysés soient très variables, un taux de rendement plus grand que 14  $\mu\text{mole/mg}$  sera

considéré comme une analyse réussie. La plupart des résultats du Tableau 4.5 satisfont à ce critère.

#### 4.5.3 Valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de différents minéraux

Chacun des minéraux formant une roche ont des valeurs différentes de  $\delta^{18}\text{O}$ , car ils n'ont pas tous la même capacité à incorporer  $^{18}\text{O}$ . Le quartz est le minéral pouvant incorporer le plus de  $^{18}\text{O}$ , suivi par les feldspaths, la biotite,... La magnétite est le minéral possédant le plus bas rapport  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ .

L'étude isotopique des différents minéraux permet de savoir si ces minéraux sont à l'équilibre isotopique ou non. Le déséquilibre indique le fractionnement ou bien la réouverture du système après la cristallisation. La réouverture du système peut survenir lors d'un métamorphisme, d'une déformation ou de l'altération d'une roche par un liquide météorique.

Les trois minéraux les plus abondants retrouvés dans les suites de Kataht et d'Olomane ont été analysés et ce, pour sept échantillons (Tableau 4.5). Les minéraux (la biotite, le quartz et les feldspaths) ont été séparés les uns des autres grâce à leurs susceptibilités magnétiques différentes. Tous les grains à analyser ont ensuite été choisis manuellement à l'aide d'un microscope.

Pour savoir si les minéraux ont équilibré leur oxygène avec un réservoir commun, on utilise les formules suivantes (Faure 1986):

$$(1) \quad 1000 \ln \alpha_{1-2} = A(10^6 T^{-2}) + B$$

$$\text{où } \alpha_{1-2} = (1000 + \delta_1) / (1000 + \delta_2)$$

$\alpha_{1-2}$  est la variation entre les phases 1 et 2

$\delta_1$  et  $\delta_2$  sont les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  mesurées pour deux phases 1 et 2

A et B sont des constantes déterminées expérimentalement

T est la température d'équilibre exprimée en Kelvin

Il est possible d'utiliser l'approximation suivante:  $1000 \ln \alpha_{1,2} \approx \delta_1 - \delta_2$  si aucune des valeurs de  $\delta$  ne dépasse pas 10‰. La formule à utiliser devient donc:

$$(2) \quad \delta_1 - \delta_2 \approx A(10^6 T^{-2}) + B$$

Les valeurs des constantes A et B proviennent de Friedman et O'Neil (1977) et sont:

Tableau 4.5.2: Valeurs des constantes A et B

	A	B
quartz-feldspath*	-0,62	2,24
quartz-biotite	1,65	1,64
feldspath-biotite	2,27	-0,60

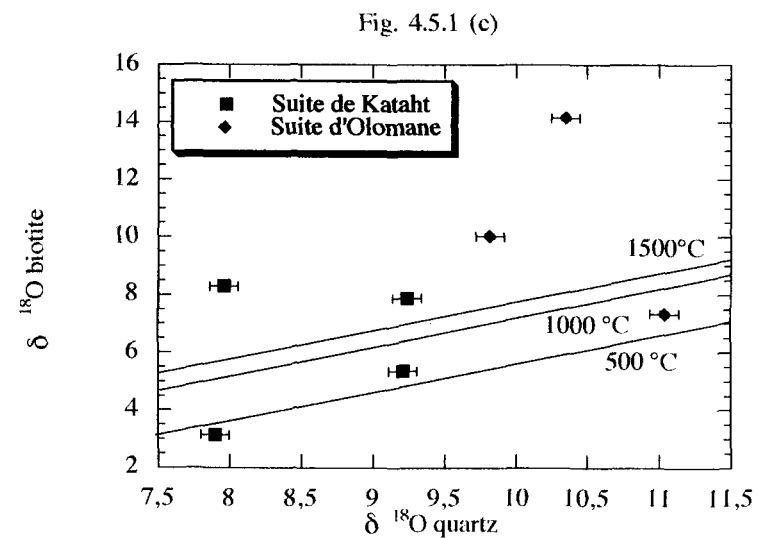
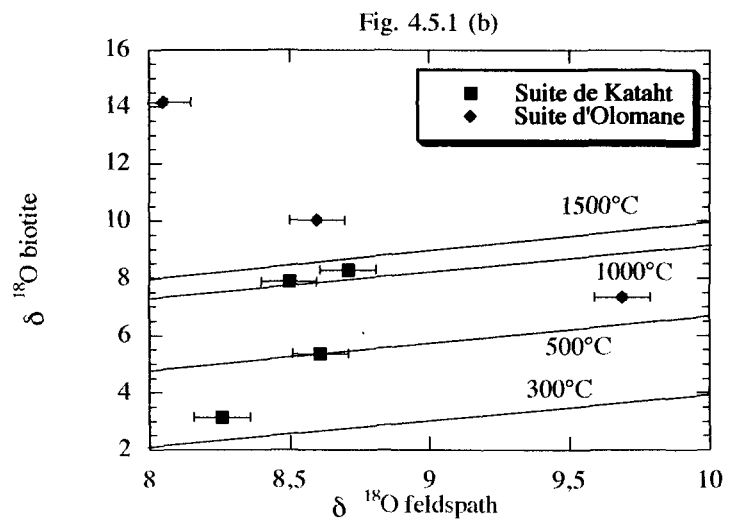
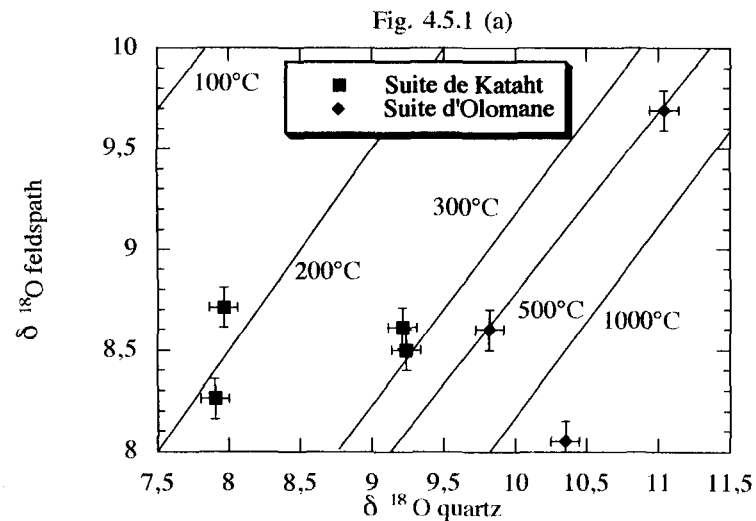
\*Feldspath veut dire un mélange de feldspath alcalin et de plagioclase

Les résultats sont présentés à la Figure 4.5.1. Les droites retrouvées aux Fig. 4.5.1 (a), (b) et (c) représentent les températures d'équilibre où chaque paire de minéraux sont à l'équilibre isotopique. Les minéraux peuvent continuer d'équilibrer  $^{18}\text{O}$  entre eux bien après que la température de cristallisation du minéral soit atteint (Faure 1986).

La Fig. 4.5.1 (a) montre la relation isotopique entre le quartz et le feldspath. Certaines des analyses de feldspaths sont plus élevées que celles de quartz, ce qui est contraire à ce qui a été dit jusqu'ici; par contre, Taylor (1968) a démontré que les feldspaths turbides ou contenant des inclusions d'hématite ont souvent des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  supérieures à celles du quartz. Plusieurs feldspaths des deux suites ont cette particularité.

Les échantillons de la Suite de Kataht semblent avoir équilibré  $^{18}\text{O}$  entre 200°C et 300°C, car deux points se retrouvent sur la droite de 300°C et deux autres près de la droite de 200°C. Ces différences pourraient provenir d'une légère réouverture des systèmes à basses températures. La Suite d'Olomane semble avoir généralement équilibré  $^{18}\text{O}$  vers 500°C; par

Figure 4.5.1 Résultats des différents minéraux analysés.  
(certaines des barres d'erreurs sont trop petites pour être placées sur la figure.)



contre, un des feldspath analysé a dû avoir un échange isotopique avec une eau météorique, car il se trouve au dessus de 1000°C. Cette eau a dû abaisser le  $\delta^{18}\text{O}$  du feldspath de sa place sur la droite de 500°C jusqu'à celle analysée. L'eau n'a probablement pas affectée le quartz, car celui-ci est plus résistant à ce genre d'échange. Le système quartz-feldspaths des deux suites est généralement à l'équilibre isotopique, la Suite de Kataht à 300°C et celle d'Olomane à 500°C.

La Fig. 4.5.1 (b) démontre les isotopes de la biotite et des feldspaths. Les deux suites ne sont pas à l'équilibre au niveau du système biotite-feldspath. La Suite de Kataht passe de  $\approx 700^\circ\text{C}$  à plus de 1500°C, démontrant un très grand déséquilibre. La Suite d'Olomane passe de 300°C à 1000°C, montrant elle aussi un déséquilibre isotopique entre la biotite et les feldspaths.

La Fig 4.5.1 (c) fait le lien entre la biotite et le quartz. Encore là, les deux suites sont en déséquilibre isotopique. La Suite de Kataht passe de 500°C à plus de 1500°C, tandis que la Suite d'Olomane se déplace de  $\approx 700^\circ\text{C}$  à plus de 1500°C.

Les Fig.4.5.1 (b) et (c) montrent que la biotite n'est pas en équilibre isotopique avec les autres minéraux. Par contre, il semble que le quartz et les feldspaths soient à l'équilibre isotopique entre eux. Un évènement a donc eu lieu, après la cristallisation, changeant les valeurs isotopiques de la biotite et de quelques feldspaths. Un métamorphisme ou une altération par un liquide météorique, ou les deux, peuvent changer les valeurs isotopiques. Les valeurs isotopiques des roches totales semblent être (Tableau 4.5) dans la moyenne pour les granites; on doit donc exclure l'altération par un fluide météorique qui aurait diminué considérablement le  $\delta^{18}\text{O}$  des roches. Même en tenant compte du déséquilibre isotopique de la biotite, les valeurs des roches totales mesurées doivent être assez près des valeurs primaires lors de la cristallisation. Les roches contiennent entre 5 et 10% de biotite et en supposant que

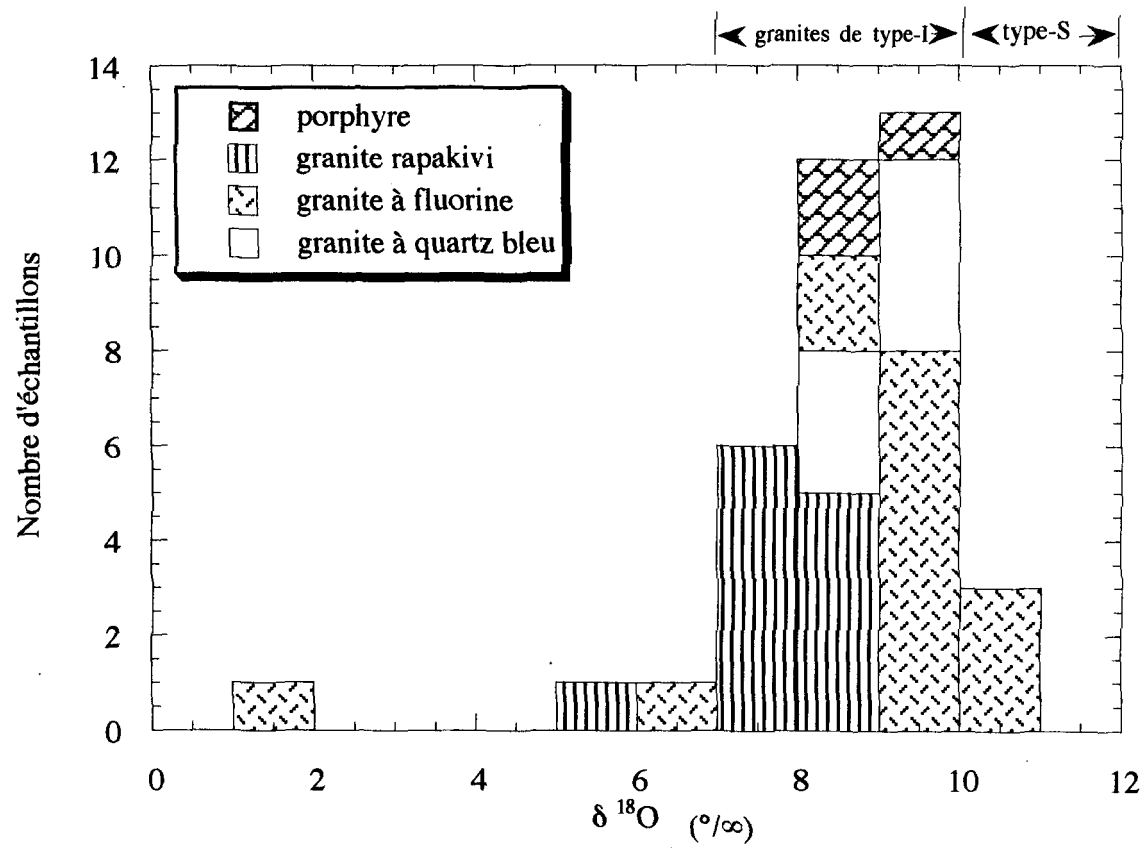
dans le pire des cas  $\delta^{18}\text{O}$  de la biotite a augmenté ou diminué de 10‰, la valeur de la roche totale varierait au maximum de 1,0‰. L'effet d'un fluide météorique n'est alors pas envisageable. La pétrographie n'en montre pas non plus l'effet même si, à de très rares endroits, quelques grains microscopiques de calcite sont visibles. Un métamorphisme de basse température (300°C) est suffisant pour ouvrir le système isotopique de la biotite. Les minéraux des deux suites, particulièrement la biotite, ont probablement été réouverts aux échanges de  $^{18}\text{O}$  lors d'un métamorphisme causé par une des nombreuses orogénies qui a affecté la Province de Grenville.

#### 4.5.4 Distribution des résultats

Les valeurs isotopiques des roches totales sont présentées (Tableau 4.5) sous la forme d'un histogramme (Fig.4.5.2), et elles sont localisées sur une carte (Fig. 4.5.3) montrant la distribution géographique des résultats. Les limites de distinction entre les granites de type-I (protolithe ignée) et de type-S (protolithe sédimentaire) proviennent de O'Neil et al. 1977.

Les valeurs mesurées pour les roches totales sont considérées comme étant primaires, bien que la biotite soit en déséquilibre. Les feldspaths et le quartz composent plus de 90% des minéraux et sont à l'équilibre isotopique dans plusieurs des échantillons, la valeur de la roche totale mesurée doit être très près de la valeur réelle primaire. La majorité des échantillons ont une valeur de  $\delta^{18}\text{O}$  variant entre 7 et 10‰, tombant ainsi dans la catégorie des granites de type-I. Trois des échantillons de granite à fluorine ont une valeur de  $\delta^{18}\text{O}$  supérieure à 10‰, ce qui les placeraient donc parmi les granites de type-S. Par contre, étant donné que les valeurs de ces roches sont très près de 10‰, et en tenant compte du fait que la biotite est en déséquilibre, ces échantillons sont probablement de type-I.

Fig. 4.5.2 Histogramme des résultats pour les roches entières



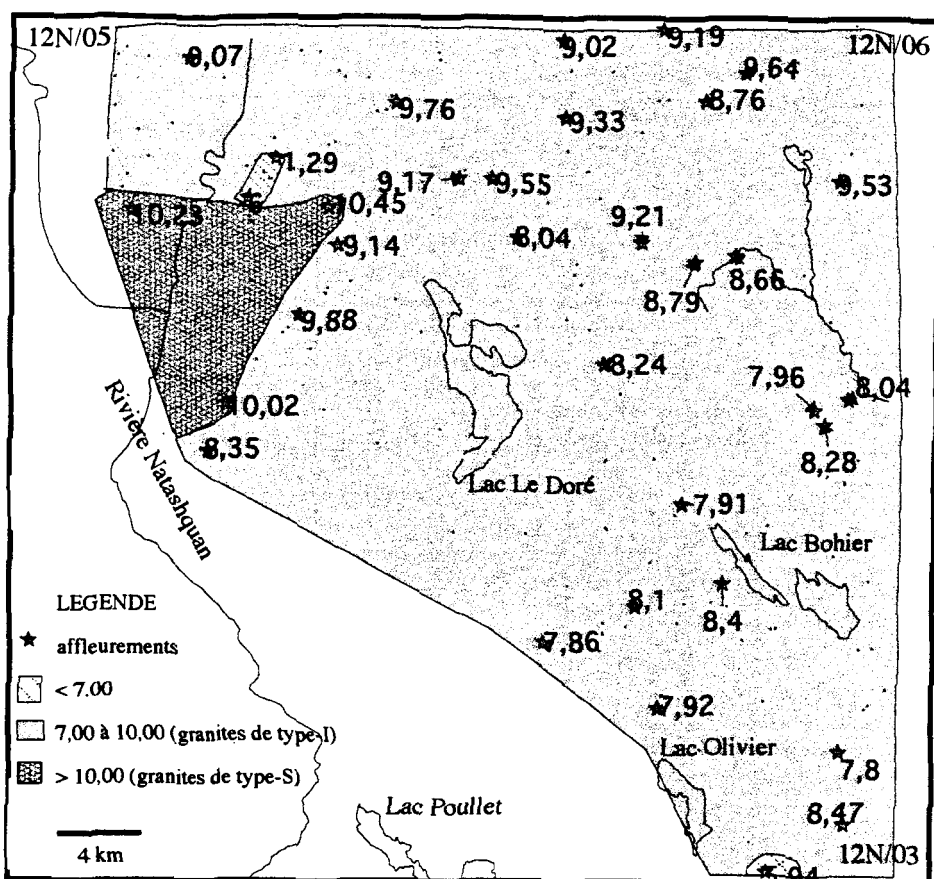


Fig 4.5.3 Valeurs de l'isotope 18 de l'oxygène, mesurées sur des roches entières, dans la région d'étude



Des trois échantillons qui ont des valeurs moindres que 7‰, deux sont regroupés à la Fig. 4.5.3. Ces échantillons de granite à fluorine et de granite rapakivi ont vu leurs valeurs initiales de  $\delta^{18}\text{O}$  diminuées sous l'effet d'une interaction avec un fluide météorique. Une faille ou une zone de cisaillement à ces endroits permettrait la circulation d'un tel fluide, ce qui pourrait expliquer ces valeurs.

Les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  du porphyre sont généralement plus élevées que les valeurs du granite rapakivi. Ceci s'expliquerait par un fractionnement isotopique lors de la cristallisation de la Suite de Kataht.

Les échantillons de la Suite felsique d'Olomane ont généralement des valeurs plus élevées que ceux de la Suite de Kataht, montrant un plus grand apport crustal (de type-S) à la chambre magmatique.

Les valeurs isotopiques des roches totales peuvent paraître suspectes, car la biotite est en déséquilibre isotopique avec les autres minéraux, mais comme ce minéral compose moins de 10% des roches, les valeurs des roches totales sont probablement très près de la réalité. Même en tenant compte de ce fait, il est très probable que les deux suites proviennent d'une source de type-I.

## 4.6 Isotopes de samarium (Sm) et néodyme (Nd)

### 4.6.1 Introduction

Le Sm et le Nd sont des éléments terres rares se retrouvant dans la plupart des silicates, carbonates et phosphates. Un des isotopes de samarium ( $^{147}\text{Sm}$ ) est radioactif et se décompose, après une émission alpha, en isotope de néodyme 143. Cette particularité permet de dater les roches et d'apporter de nouvelles données sur la genèse des roches ignées.

L'évolution isotopique du Nd terrestre est décrite en fonction d'un modèle appelé CHUR (réservoir chondritique uniforme), développé par DePaolo et Wasserburg en 1976. Ce modèle

suppose que le Nd terrestre ait évolué à partir d'un réservoir uniforme contenant le même rapport Sm/Nd que les météorites chondritiques.

Les différences entre les rapports isotopiques sont tellement petites que De Paolo et Wassenburg (1976) ont introduit le paramètre epsilon ( $\epsilon$ ). Ce paramètre compare la différence entre le rapport initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  d'une suite de roches et la valeur correspondante de CHUR au temps de cristallisation de la roche. Une valeur positive de  $\epsilon$  indique que les roches proviennent de solides résiduels dans le réservoir, après que du magma ait été enlevé, autrement dit que le magma provient d'une source appauvrie. Une valeur négative de  $\epsilon$  indique que les roches proviennent, ou ont assimilé, des roches crustales plus anciennes.

Un âge modèle est la mesure du temps écoulé depuis qu'un échantillon a été séparé du manteau, manteau qui originellement est à la source de toutes les roches. Pour les isotopes de Nd, il y a deux modèles fréquemment utilisés comme réservoir mantellique: le modèle CHUR et celui du manteau appauvri (DM).

L'âge modèle CHUR ( $T_{\text{CHUR}}$ ) suppose que le manteau primitif terrestre avait la même composition isotopique que les chondrites au temps de la formation de la terre, qui pour ce cas est de 4,6 Ga. Un âge modèle calculé par rapport au CHUR représente l'âge où un échantillon s'est séparé du réservoir mantellique et a acquis un rapport Sm/Nd différent. C'est aussi l'âge où un échantillon a le même rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  que le CHUR.

L'âge modèle calculé suivant le modèle de manteau appauvri ( $T_{\text{DM}}$ ) reprend les mêmes bases et théories que celles utilisées pour  $T_{\text{CHUR}}$ . La seule différence est que le modèle de référence est changé. Comme la valeur de Sm/Nd du manteau, qui a composé la croûte continentale au tout début, est plus grande que celle du CHUR, alors les âges modèles  $T_{\text{DM}}$  seront plus grands que ceux de  $T_{\text{CHUR}}$ .

#### 4.6.2 Présentation des résultats

Les analyses isotopiques de Sm et Nd ont été effectuées au laboratoire isotopique (GEOTOP) de l'UQAM, sous la supervision du professeur Ross Stevenson. Le Tableau 4.6 présente les résultats obtenus.

Les résultats placés à la Fig.4.6.1 ne montrent pas de corrélation évidente. Les résultats pour la Suite de Kataht sont tous regroupés avec des valeurs de  $\epsilon$  variant entre 0,11 et 0,52, et de  $T_{DM}$  variant entre 1789 Ma et 1863 Ma. Les échantillons de la Suite d'Olomane sont éparpillés avec des écarts plutôt grands entre les différents échantillons, la valeur de  $\epsilon$  varie entre -0,2 et 1,08, tandis que  $T_{DM}$  se situe entre 1606 Ma et 1867 Ma.

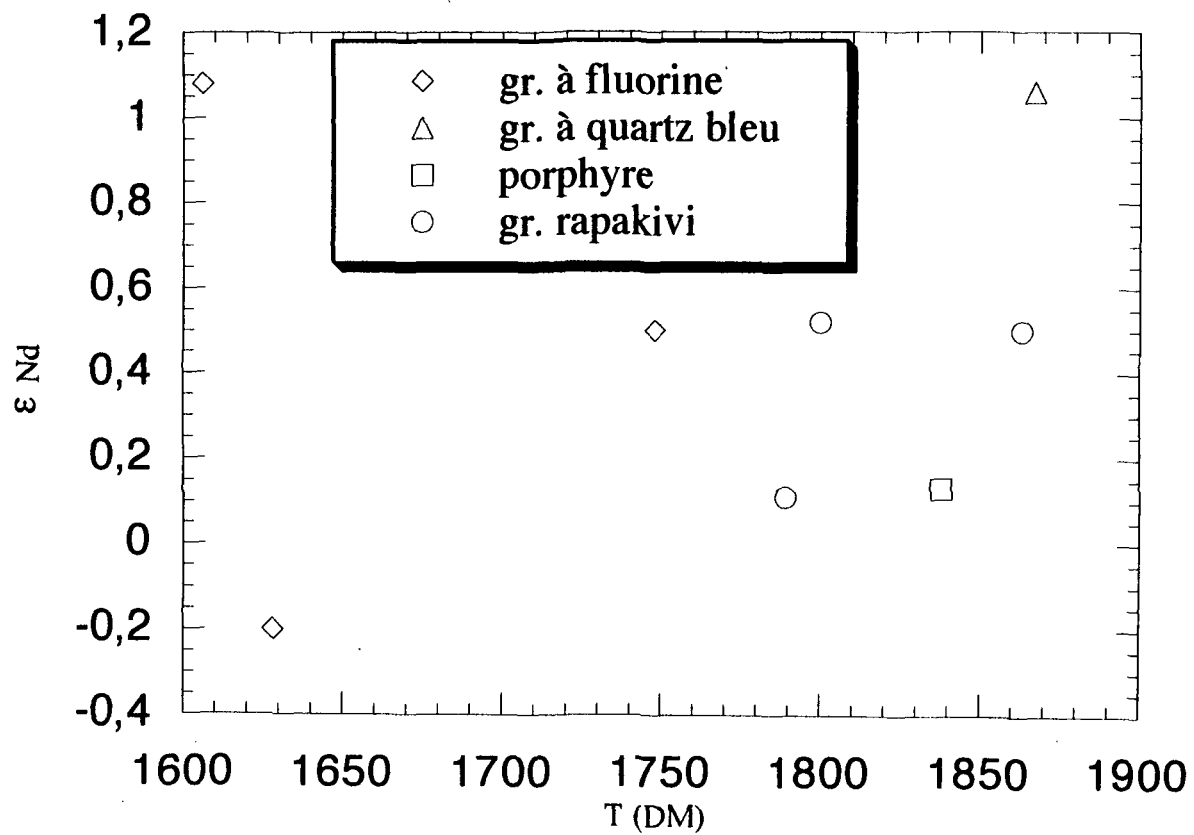
Les valeurs de  $\epsilon$ , généralement positives ou près de zéro, indiquent que les granites et le porphyre proviennent d'une source mantellique appauvrie, plus précisément d'une source mafique. Ils sont probablement le produit d'une fusion partielle de la croûte inférieure, cette croûte étant assez jeune.

L'âge modèle ( $T_{DM}$ ) représente l'âge de la séparation des matériaux, contribuant à la formation des suites, du manteau. Les résultats obtenus présentent deux groupes d'âges différents, le groupe de la Suite de Kataht aux alentours de 1800 Ma et celui du granite à fluorine aux alentours de 1660 Ma. La valeur  $T_{DM}$  du granite à quartz bleu (échantillon 95-5145-a) est ambiguë, car elle est très près des valeurs obtenues pour la Suite de Kataht. Il se pourrait alors que ce granite ne soit pas relié au granite à fluorine et que son inclusion dans une même suite soit une erreur. Malheureusement, comme une seule analyse isotopique de granite à quartz bleu a été faite et que le granite à fluorine et celui à quartz bleu sont très semblables au point de vue pétrographique et géochimique, enlever le granite à quartz bleu de la Suite d'Olomane serait un peu prématuré.

Tableau 4.6 Résultats des isotopes de Samarium (Sm)- Néodyme (Nd)

échantillon	type de roche	Sm (ppm)	Nd (ppm)	147 Sm /144 Nd	143 Nd /144 Nd	ENd	age (Ga)	T(DM) (Ma)	T (CHUR) (Ma)
95-1030-a	gr. à fluorine	8	38	0,134541	0,512133	0,50	1,3	1748	1236
95-1074	gr. à fluorine	14	74	0,111554	0,511966	1,08	1,3	1606	1202
95-5015-a	gr. à fluorine	10	57	0,088052	0,511700	-0,20	1,3	1628	1313
95-5145-a	gr. a quartz bleu	11	42	0,158944	0,512370	0,16	1,3	1867	1080
95-5194	porphyre	5	30	0,109464	0,511786	0,13	1,5	1838	1486
95-3224	gr. rapakivi	8	43	0,106343	0,511775	0,52	1,5	1800	1453
96-2079	gr. rapakivi	6	28	0,124382	0,511950	0,50	1,5	1863	1447
96-6078-a	gr. rapakivi	8	39	0,120410	0,511892	0,11	1,5	1789	1487

Figure 4.6.1 Graphique de  $\epsilon_{Nd}$  en fonction de  $T_{DM}$



L'âge modèle  $T_{\text{CHUR}}$  sépare aussi les échantillons en deux groupes distincts, le groupe de la Suite de Kataht et celui du granite à fluorine. Le granite à quartz bleu faisant encore bande à part à ce niveau. L'âge modèle CHUR se rapproche beaucoup des âges de mises en place donnés par U-Pb. Ceci est vrai pour le porphyre, le granite rapakivi et le granite à fluorine. Par contre, il n'existe pas d'âge U-Pb du granite à quartz bleu pour comparer nos résultats.

Les analyses isotopiques ont permis de confirmer la présence de deux suites felsiques s'étant mis en place avec 250 Ma de différence. Les deux suites proviennent d'une source appauvrie, probablement de la fusion d'une croûte jeune à la base de la lithosphère.

## CHAPITRE 5

### DISCUSSION

#### 5.1 Introduction

Les précédents chapitres ont décrit en détail la géologie, la pétrographie et la géochimie de quatre intrusions granitiques dans la partie est du Terrain de Wakeham. Ces intrusions, le porphyre à quartz et feldspath et le granite rapakivi forment la Suite felsique de Kataht, ainsi que le granite à fluorine et le granite à quartz bleu formant la Suite felsique d'Olomane, diffèrent et se ressemblent à plusieurs niveaux.

*Le présent chapitre récapitule les caractéristiques de chacune des deux suites felsiques, et mettra ainsi en évidence les différences entre elles. Par la suite, l'histoire géologique des deux suites sera définie, et celle-ci incorporée à l'histoire du Terrain de Wakeham. On comparera enfin le Terrain de Wakeham avec le Terrain de Pinware au Labrador.*

#### 5.2 Points saillants des deux suites

Les intrusions granitiques ont été placées dans deux suites felsiques par Verpaelst et al. (1997b), ainsi que par Madore et al. (1997b). Ces auteurs se sont servis de la pétrographie, de la géochimie et de la géochronologie lors de différents travaux de cartographie pour en arriver à cette subdivision des intrusions granitiques. Le présent travail, n'ayant pu définir aucun critère concluant contre ces regroupements, continuera à utiliser la nomenclature de Verpaelst et al. (1997b) et de Madore et al. (1997b).

Le porphyre à quartz et feldspath ainsi que le granite rapakivi composent la Suite de Kataht. Ce regroupement repose premièrement sur le fait qu'ils possèdent le même âge U-Pb et, deuxièmement, parce que leur pétrographie est très semblable. L'âge du granite rapakivi est de  $1497 \pm 15/-9$  Ma (Verpaelst et al. 1997b), tandis que le porphyre, daté à trois endroits, donne des âges de:  $1503 \pm 6/-4$  Ma (Madore et al. 1997a),  $1510 \pm 10$  Ma (Verpaelst et al. 1997a) et  $1495 \pm 2$  Ma (Verpaelst et al. 1997a). Au niveau de la pétrographie, la seule différence entre les deux lithofaciès est la granulométrie, celle du granite rapakivi étant plus grossière que celle du porphyre. Les deux types de roche ont la même minéralogie, arborent la texture rapakivi et ont subi une recristallisation. La Suite de Kataht est de type métalumineuse et proviendrait d'un environnement d'arc volcanique, si on assume que les diagrammes de discrimination sont justes. Elle aurait été formée par la fusion partielle de la d'une croûte continentale jeune de type-I, à la base de la lithosphère. Le système isotopique de l'oxygène de la biotite dans la Suite de Kataht a été réouvert par un événement thermique postérieur à la cristallisation primaire.

La Suite felsique d'Olomane est composée du granite à fluorine et du granite à quartz bleu. Ces deux granites ont été regroupés sur la base de leur pétrographie quasiment identique, la seule différence étant la présence de quartz bleuté dans le granite du même nom. La cartographie a aussi démontré qu'il ne semble pas y avoir de contacts nets entre les deux granites, mais plutôt une gradation de l'un vers l'autre (Verpaelst et al. 1997a). Le granite à fluorine a été daté à  $1239 \pm 3$  et  $1245 \pm 3$  (Indarès et Martignole 1993). Par contre, l'âge du granite à quartz bleu n'a pas encore été déterminé. Nos résultats isotopiques de Sm-Nd, par contre, laissent supposer que les deux granites n'ont pas le même âge. Les granites sont équi-granulaires, homogènes, montrant parfois la texture rapakivi et sont légèrement recristallisées. La Suite felsique d'Olomane est sur la frontière péralumineux-métalumineux et se serait mise en place dans un milieu intraplaque, toujours en considérant que les



diagrammes de discrimination sont justes. Elle proviendrait de la fusion partielle d'une croûte continentale jeune de type-I, à la base de la lithosphère. La biotite se trouvant dans la Suite d'Olomane n'est pas en équilibre isotopique avec les autres minéraux; son système isotopique a donc été réouvert lors d'un événement thermique postérieur à sa cristallisation.

Les deux suites sont très semblables entre elles pétrographiquement, mais les datations U-Pb et le milieu de leur mises en place les différencient l'une de l'autre. Elles se distinguent aussi par une plus grande anomalie en Eu et une différenciation plus poussée de la Suite d'Olomane. Par contre, la Suite de Kataht a une plus grande variation de sa quantité de SiO<sub>2</sub>.

### 5.3 Histoire évolutive de chacune des deux suites

#### 5.3.1 Introduction

Les deux suites felsiques ont chacune une histoire géologique unique. La partie qui suit essaiera de décrire une histoire géologique probable, avec les données connues, pour les deux suites. Tout en supposant que ces histoires sont justes, elles seront placées dans le contexte global du Terrain de Wakeham et de la Province de Grenville.

#### 5.3.2 La Suite felsique de Kataht

La géochimie de la Suite felsique de Kataht indiquerait qu'elle s'est mise en place dans un environnement d'arc volcanique. Deux genres d'environnement de ce type sont plausibles: celui de chapelets d'îles volcaniques et celui d'une marge continentale active.

Les îles volcaniques impliquent la subduction d'une plaque océanique sous une autre (Fig. 5.3.1). La fusion partielle de la lithosphère, de la croûte océanique et des sédiments subductés génère le magma qui forme les îles. Cet environnement d'arc insulaire ne se prête pas vraiment à la mise en place de la Suite de Kataht, car le continent et l'archipel sont séparés par

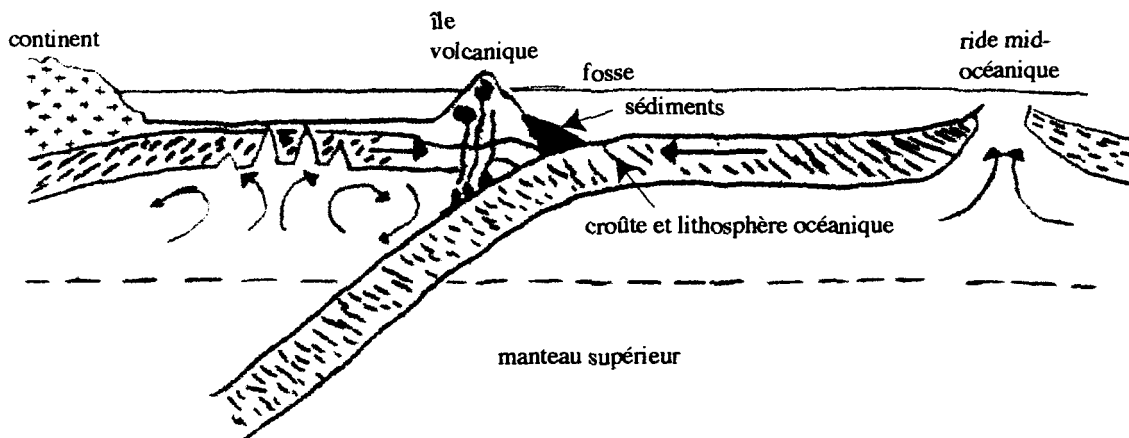


Fig. 5.3.1: Schéma montrant (pas à l'échelle) la subduction de la croûte océanique et de la lithosphère océanique donnant naissance à un chapelets d'îles volcanique. (modifié d'après Wilson 1989)

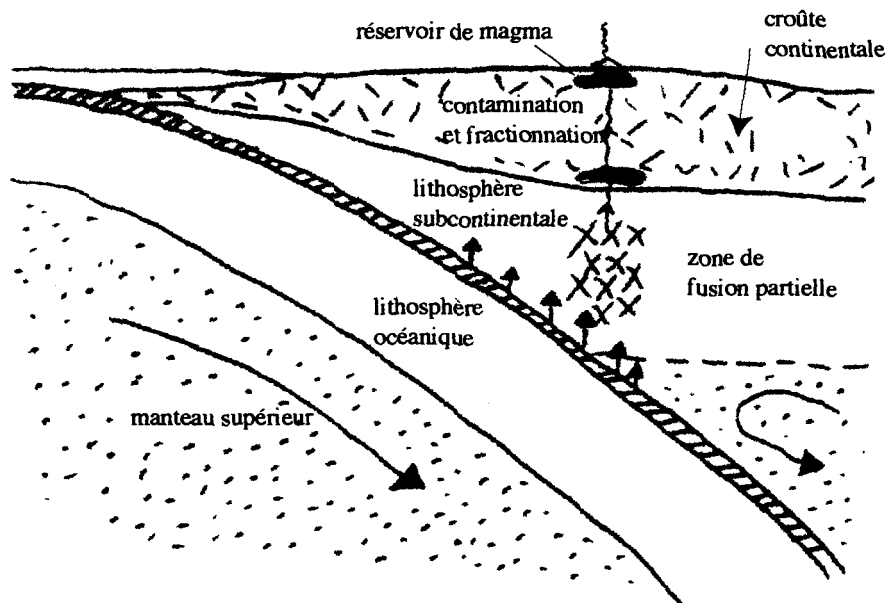


Fig. 5.3.2: Coupe transversale schématique (pas à l'échelle) illustrant les processus géologiques se produisant à une marge continentale active (modifiée d'après Wilson 1989)

un milieu marin. Cette séparation empêcherait alors le porphyre d'être intrusif dans les sédiments du Wakeham. Ces sédiments sont trop matures pour s'être déposés dans un environnement d'arc insulaire (Madore et al.1997b). Il n'existe pas d'évidence de collision entre les roches du Groupe de Wakeham et celles de la Suite de Kataht, excluant la collision de l'arc avec le continent. Au niveau isotopique la source du magma dans un arc insulaire ne colle pas avec la signature retrouvée dans la Suite de Kataht. Dans ce genre d'environnement, il y a trop de contamination par les sédiments pour donner la signature de type-I exprimée par les isotopes d'oxygène. L'environnement de chapelets d'îles volcaniques ne se prêtent donc pas à la formation de la Suite de Kataht.

L'environnement de marge continentale active, comme retrouvé présentement dans les Andes en Amérique du Sud, se prête mieux à la formation et la mise en place de la Suite de Kataht. Cet environnement se définit par une plaque océanique s'enfonçant sous un continent (Fig. 5.3.2); cet action occasionne la fusion partielle de la lithosphère et de la croûte océanique s'enfonçant. Le magma ainsi généré commence son ascension à travers la croûte continentale. Ce faisant, il assimile de la croûte, jeune ou vieille, et se différencie par cristallisation fractionnée (Fig 5.3.3). La Suite de Kataht proviendrait du mélange entre le magma et la croûte fusionnée lors de la remontée du magma. Comme l'indiquent les isotopes de Nd et d'oxygène qui nous révèlent que cette croûte doit-être jeune et de type-I. La fusion des roches sédimentaires du Wakeham ou d'un socle gneissique sont donc à exclure. La Fig. 5.3.4 représente une coupe typique au travers la marge continentale des Andes; cette coupe peut très bien s'appliquer au Terrain de Wakeham; il suffit de renommer les intrusifs Suite de Kataht et les sédiments Groupe de Wakeham. Cette coupe peut expliquer pourquoi le porphyre est intrusif dans le Groupe de Wakeham.

Le porphyre a cristallisé rapidement, car il possède une mésostase aphanitique, et doit s'être mis en place à faible profondeur (Verpaelst et al. 1997a). Le porphyre représenterait

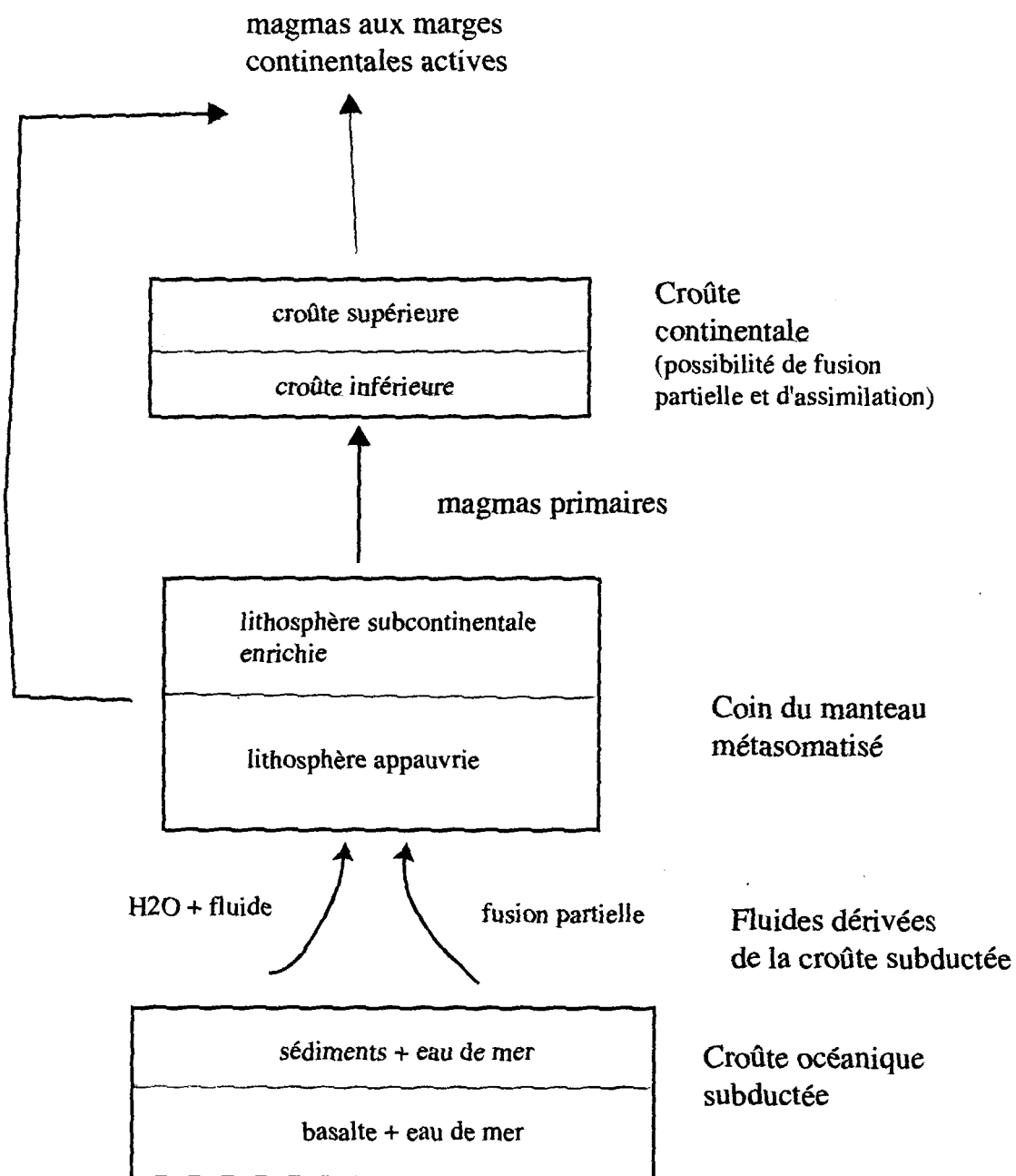


Fig. 5.3.3 Diagramme illustrant les composantes utilisées dans la pétrogénèse d'une marge continentale active. (modifié d'après Wilson 1989)

alors la première phase de cristallisation de la Suite de Kataht; le granite rapakivi aurait cristallisé plus profondément, juste sous le porphyre. Cette première phase de cristallisation explique le fractionnement isotopique de l'oxygène, les plus grandes valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  se trouvant dans le porphyre.

À la suite de sa mise en place, la Suite de Kataht a probablement subi les effets des orogénies elzévirienne et ottawaienne, ainsi que les effets des mises en place des suites d'Olomane, de La Galissonnière et des suites mafiques. Un ou plusieurs de ces événements seraient responsables de la recristallisation des roches de la Suite de Kataht, ainsi que de l'ouverture du système isotopique d'oxygène de la biotite. La formation de la fluorine, retrouvée dans la Suite de Kataht, provient soit de l'apport d'un fluide, soit de la remobilisation de la biotite sans aucun apport externe, dans un système fermé. À partir des évidences isotopiques (valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  normales pour les roches totales), il faut écarter l'hypothèse de la venue d'un fluide externe. La remobilisation de la biotite permet au F de s'échapper et de se retrouver dans la fluorine qui cristallise. Mais pour ce faire il faut avoir un système fermé où il n'y a pas d'apports externes; car sinon, dans le cas d'un système ouvert, le F pourrait quitter le système complètement et il n'y aurait pas de fluorine. La biotite,  $\text{K}_2(\text{Mg,Fe,Al,Ti})_6(\text{Si,Al})_8(\text{OH,F})_4$ , en s'altérant en partie en chlorite,  $(\text{Mg,Al,Fe})_{12}[(\text{Si,Al})_8\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$ , fournit le fluor nécessaire à la formation de la fluorine ( $\text{CaF}_2$ ). Cette hypothèse permet d'expliquer la présence de fluorine, car elle ne peut avoir une origine magmatique, la quantité de F dans les roches n'étant pas assez grande pour permettre une saturation en F et cristallisation de la fluorine. La supposition faite que le F trouvera une niche dans la structure atomique de la biotite est plus que probable (Lalonde, communication personnelle 1998) et cela sans faire d'analyse de la biotite. Cet événement affectera aussi la Suite d'Olomane et surtout le granite à fluorine.

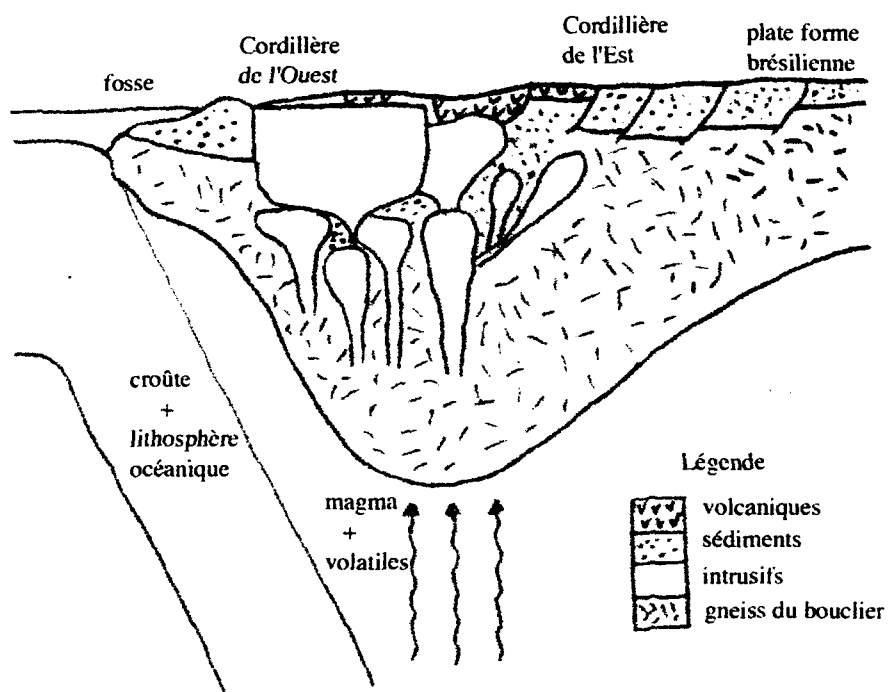


Fig. 5.3.4: Coupe transversale schématique (pas à l'échelle) de la marge continentale des Andes.(modifié d'après Wilson 1989)

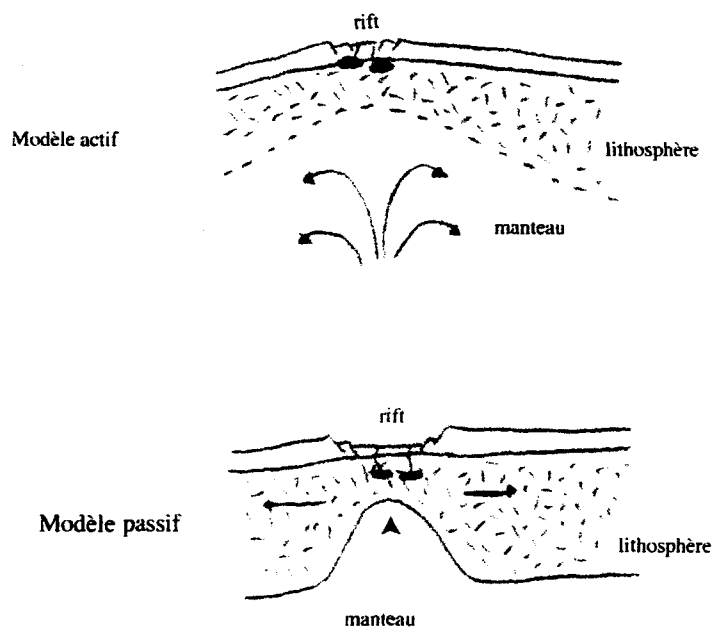


Fig.5.3.5: Schéma (pas à l'échelle) illustrant les modèles de rifting actif versus passif (modifiés d'après Wilson 1989)

### 5.3.3 La Suite felsique d'Olomane

Les diagrammes de discrimination supposent que la Suite d'Olomane s'est mise en place dans un milieu tectonique de type intraplaque. Le seul modèle de ce type s'appliquant à la Suite d'Olomane est le magmatisme dans une zone de rift terrestre. Il y a deux modèles de rift: actif ou passif (Fig.5.3.5). Le modèle actif suppose qu'une plume mantellique ou une remontée du manteau serait la cause de la formation d'un rift. Quant au modèle passif, il implique une remontée du manteau parce qu'un rift a débuté. Hoffman (1989) a suggéré la présence de plusieurs enflements mantelliques ("mantle superswell"), entre 1,0 et 2,0 Ga sous la croûte laurentienne, qui ont fourni la chaleur nécessaire à la formation de plutons intraplaques, et par le fait même, ont causé des rifts. Le temps où s'est formée la Suite d'Olomane était très propice à ce phénomène. L'apport de chaleur engendré par l'enflement mantellique permet la fusion partielle des roches de la croûte. Un autre point en faveur d'un rift terrestre est la présence de roches volcaniques dans le Groupe de Wakeham ayant un âge semblable à celui de la Suite d'Olomane (Fig. 2.2). Il y a un porphyre felsique de  $1246 \pm 5$  à  $1253 \pm 6$  Ma (Clark et Machado 1995), une monzonite porphyrique de  $1322 \pm 7$  Ma (Martignole et al. 1992), ainsi que d'une rhyolite à  $1271 + 13 / - 3$  Ma (Loveridge 1986). Ces roches ayant été formées dans un environnement de rift terrestre, comme le démontre leur géochimie et leur mode d'emplacement typiques d'un magmatisme de régime extensionnel intraplaque (Martignole et al. 1994).

Maintenant qu'il est entendu que la Suite d'Olomane s'est mise en place dans un environnement de rift terrestre, il faut déterminer sa source. La fusion partielle de la Suite de Kataht serait une candidate logique; cela expliquerait toutes les similitudes observées entre les deux suites. La fusion partielle expliquerait la plus grande anomalie en Eu de la Suite d'Olomane comparée à celle de Kataht, car la majorité de l'Eu resterait dans les feldspaths de

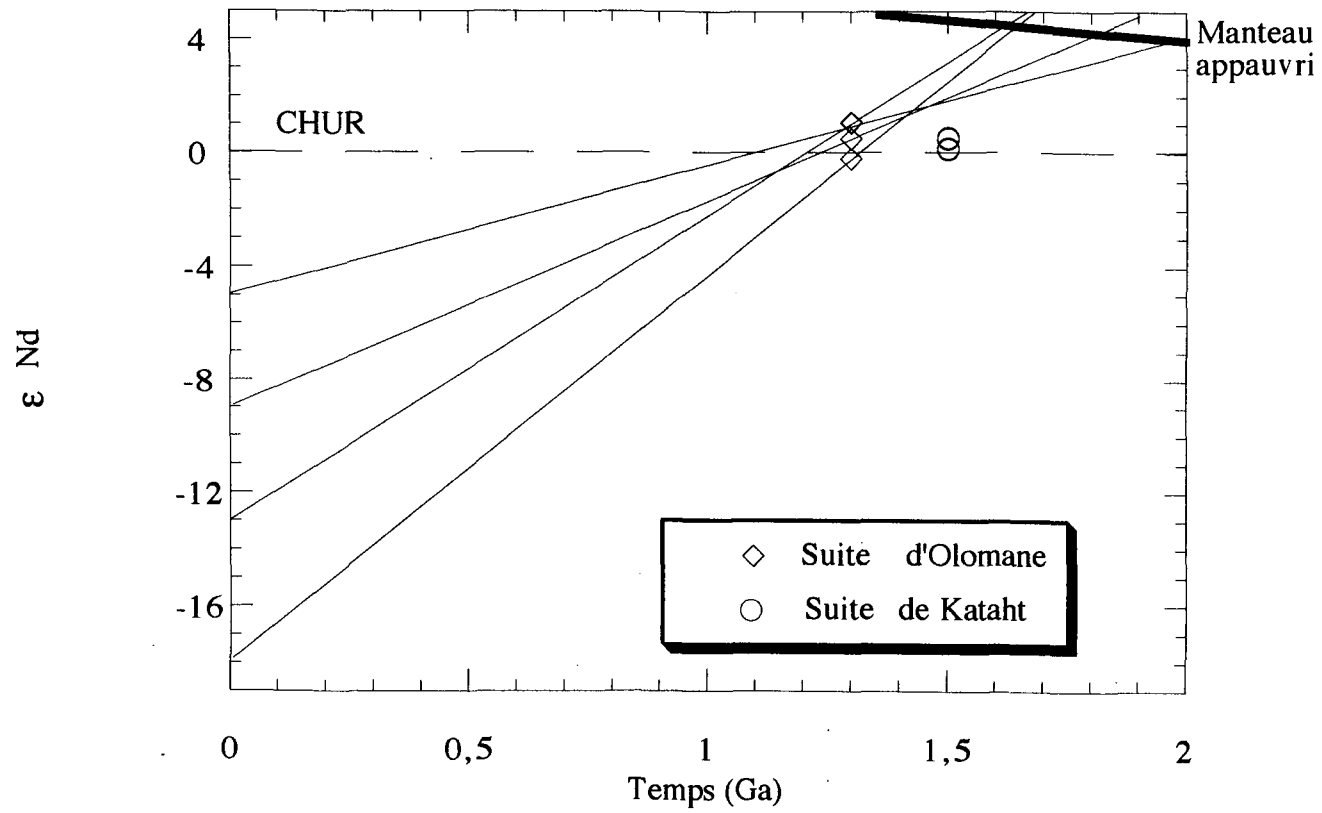
la Suite de Kataht et ne serait donc pas disponible pour la Suite d'Olomane. La présence de xénolithes de porphyre à quartz et feldspath dans le granite à fluorine appuie l'hypothèse d'une interaction entre les deux suites. Par contre, au niveau des isotopes de Nd cette hypothèse ne semble pas plausible. En effet, si on projette les valeurs de  $\epsilon\text{Nd}$  à 1,3 Ga retrouvées dans la Suite d'Olomane vers 1,5 Ga, âge de la Suite de Kataht, les valeurs de  $\epsilon\text{Nd}$  de la Suite d'Olomane ne sont pas les mêmes que celles de la suite de Kataht pour un âge identique de 1,5 Ga (Fig. 5.3.6). Si l'on suppose que le magma primaire provenant de la fusion de la croûte inférieure avait une valeur de  $\epsilon\text{Nd}$  très haute (entre 3 et 4), près des valeurs du manteau appauvri, cela correspondrait à la fusion de roches mafiques se trouvant à la base de la croûte. L'assimilation par ce magma d'une partie de la Suite de Kataht amènerait les valeurs de  $\epsilon\text{Nd}$  à celles retrouvées dans la Suite d'Olomane. Un tel processus pourrait ainsi expliquer les similitudes entre les deux suites. La différenciation, observée dans la Suite d'Olomane, causée par la cristallisation fractionnée peut aussi s'expliquer par la fusion de la Suite de Kataht.

En résumé l'hypothèse est que la Suite d'Olomane se serait formée dans une zone de rift terrestre, par les processus d'assimilation et de cristallisation fractionnée, tout cela à partir d'un magma Mésoprotérozoïque ayant une valeur de  $\epsilon\text{Nd}$  assez élevée.

Après sa mise en place, il est supposé que la Suite felsique d'Olomane, tout comme la Suite de Kataht, a subi une remobilisation de sa biotite pour former de la fluorine. L'hypothèse de cette remobilisation est appuyée par la géochimie, ainsi que par la pétrographie. En effet, aucun des granites ne montre beaucoup d'altération ou le passage d'un fluide causant une fluorinisation. La fluorine se retrouve en cristaux individuels, enchassée ça



Fig. 5.3.6 Epsilon Nd en fonction du temps



et là dans les granites. Seule une remobilisation des minéraux présents peut expliquer la présence de fluorine si celle-ci n'a pas une origine magmatique. Cette remobilisation a eu lieu durant l'orogénie ottawaienne (Tableau 5.4), durant la mise en place de la suite de La Galissonnière ou des suites mafiques. L'orogénie elzévirienne ne peut être la cause de la remobilisation car elle ne semble pas avoir affecté le Terrain de Wakeham, elle serait restreinte à la partie sud-ouest de la PG (Davidson 1998). Les effets de l'orogénie ottawaienne, suivie de près par la mise en place de la suite de La Galissonnière, sont des causes plausibles de la remobilisation. Ils ont pu ensemble apporter assez d'énergie thermique aux plutons et causer ainsi la recristallisation et altérer la biotite en chlorite, entraînant la cristallisation de la fluorine.

#### 5.4 Histoire géologique du Terrain de Wakeham

Le Terrain de Wakeham est une entité complexe dont l'histoire géologique est encore mal connue. La présente étude apporte des éléments nouveaux sur deux des suites felsiques formant la partie est du WT. En joignant nos résultats à ceux de Madore et al. (1997b) et de Verpaelst et al. (1997b), la genèse du WT sera ainsi mieux comprise. Il y a aussi un lien à faire avec le Terrain de Pinware (PRT) au Labrador (Tableau 5.4).

Le premier événement d'importance reconnue dans le WT est la sédimentation du Groupe de Wakeham entre 1500 et 1600 Ma, sur une marge continentale passive (Madore et al. 1997b) (Fig. 5.4.1). Cette marge continentale passive est aussi proposée par Gower (1996) au Labrador. Il a décrit des roches felsiques supracrustales d'origine volcaniques associées à des quartzites et des schistes pélitiques. Ces roches sont toutes pre-1500 Ma (Gower 1996).

La période entre 1530 et 1450 Ma est marquée par l'orogénie pinwarienne, causée par la subduction d'une plaque océanique sous le continent, cet événement s'étant déroulé dans le PRT (Gower 1996). Dans le WT, cet événement a deux conséquences, car ici aussi il y a

Âge (Ma)	Événements dans le WT	Événements dans le PRT	Événements dans la Province de Grenville
900	Gabbro de Le Doré ?		
1000	Suite felsique de La Galissonnière	RGCA	↑ Orogénie ottawaienne
1100		Événement thermique	
1200	Suite mafique de Lilian ? Gabbro de Kapanien ?	RGCA	↑ Suites AMCG majeures
1300	Suite felsique d'Olomane	Événement probable mais pas reconnu	Orogénie elzévirienne Extension, rifting avorté
1400			
1500	Suite felsique de Kataht	↑ RGCA	↑ Orogénie pinwarienne
1600	Chevauchement du GW sur le CB? Sédimentation du Groupe de Wakeham		
1700		RGCA Intrusions mafiques Roches volcaniques	Arcs labradorien et leurs accrétions
1800			

Tableau 5.4: Événements majeurs dans le WT, le PRT et dans la Province de Grenville (modifié d'après Verpaelst et al. 1997b, ainsi que d'après Gower 1996).

Abbreviations: GW(Groupe de Wakeham), CB(Complexe de Boulain), WT(Terrain de Wakeham) PRT (Terrain de Pinware), RGCA(roches granitiques de fin de collision et/ou anorogéniques) AMCG(anorthosite-mangerite-charnockite-granite).

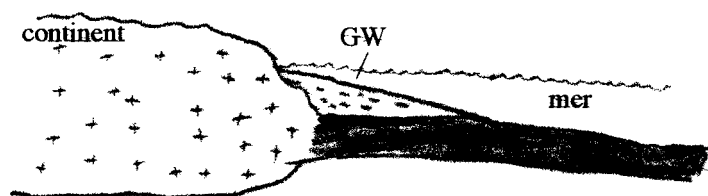


Fig 5.4.1 Illustration (pas à l'échelle) montrant la déposition des sédiments du Groupe de Wakeham (GW) dans un environnement de marge continentale passive. La croûte continentale est amincie dans ce genre d'environnement. Cette particularité n'est pas démontrée ici.

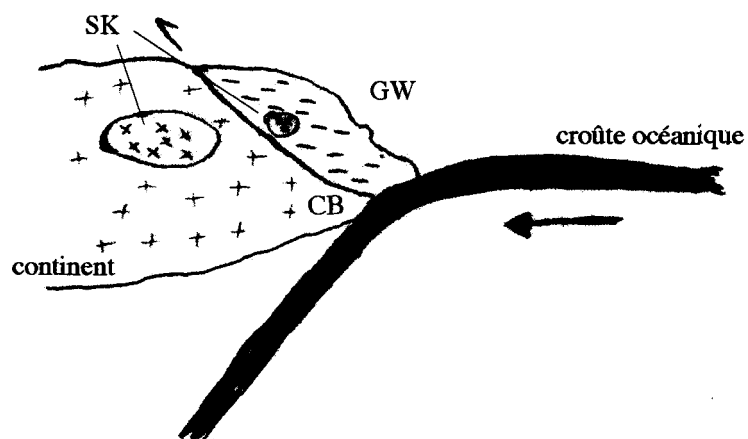


Fig. 5.4.2 Chevauchement du GW sur le Complexe de Boulain (CB) et mise en place de la Suite felsique de Kataht (SK) dans un environnement de marge continentale active. La source du magma responsable de la SK se trouve à la frontière de la lithosphère et du manteau (pas illustré sur ce schéma). Le schéma n'est pas à l'échelle.

présence d'une marge continentale active. Premièrement, vers 1515 Ma, cela amènerait peut-être le Groupe de Wakeham à chevaucher le Complexe de Boulain (Verpaelst et al 1997b), de nouvelles études reporteraient possiblement ce chevauchement aux alentours de 1100 Ma (Verpaelst, communication personnelle 1999). Deuxièmement, il induit la mise en place de la Suite felsique de Kataht aux alentours de 1500 Ma (Fig. 5.4.2). Gower (1996) rapporte de nombreuses intrusions granitiques dans le PRT pour la même période. Ces intrusions sont des granitoïdes riches en alcalins; des granites, des granites riches en feldspath alcalin, des syénites et des monzonites (Gower 1996).

La période entre 1450 et 1230 est caractérisée au Labrador par le rifting intermittent d'une marge continentale passive (Gower 1996). Il en serait de même dans le WT, où le début d'un rift terrestre aux alentours de 1240 Ma, permet la mise en place de la Suite felsique d'Olomane (Fig. 5.4.3). Il n'y a pas d'évènement de cet âge rapporté dans le PRT, mais Gower (1996) suspecte qu'un évènement thermique a eu lieu durant cette période et que des roches de cette âge pourrait se trouver dans la partie est du PRT, qui est encore méconnue.

Immédiatement après la mise en place de la Suite felsique d'Olomane, commence l'orogénie elzévirienne (1250-1110 Ma) dans la Province de Grenville. Cet évènement a peut-être permis la mise en place de la Suite mafique de Lilian et du Gabbro de Kapanien qui pourraient avoir un âge de 1150 Ma (Martignole et al. 1994); mais aucune étude de radiodatation n'a été faite et ceci n'est que pure spéculation. Si cette orogénie a affecté le WT ses effets ne sont pas encore reconnus. Dans le PRT, il y a mise en place de granitoïdes vers la fin de l'orogénie (1145 Ma); des granites, des syénites et des monzonites associées à des dykes mafiques (Gower 1996).

Le dernier évènement d'importance est l'orogénie ottawaienne, entre 1080 et 970 Ma, représentant la collision entre deux continents. Vers la fin de l'évènement (Fig.5.4.4) il y a mise en place de la Suite felsique de La Galissonnière (Bourne 1991) et du Gabbro de Le

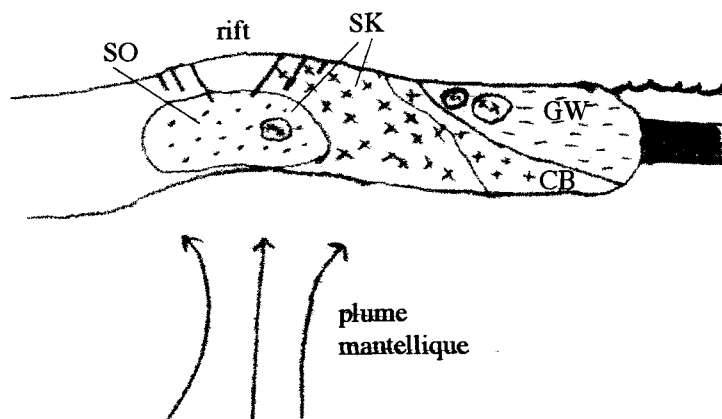


Fig. 5.4.3 Mise en place de la Suite felsique d'Olomane (SO) dans un environnement de rift terrestre. Le magma responsable de la SO provient de la fusion de la croûte inférieure contaminé par la SK. Des inclusions de SK se retrouvent dans la SO. Ce genre d'environnement tectonique implique l'amincissement de la croûte continentale (pas illustré sur le schéma). Le schéma n'est pas à l'échelle.

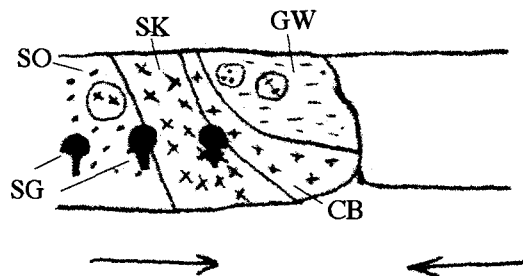


Fig. 5.4.4 Mise en place de la Suite de La Galissonnière (SG) dans un environnement de collision entre deux continents, résultat de l'orogénie ottawaienne. La collision implique l'épaississement de la croûte (pas montré sur le schéma). Le schéma n'est pas à l'échelle.

Doré dans le WT. Cet événement cause probablement l'altération de la biotite dans les suites de Kataht et d'Olomane. Des plutons, généralement circulaires, de monzonites, de granites et de syénites, similaires à la Suite de La Galissonnière, se sont mis en place entre 966 et 956 Ma dans le PRT (Gower 1996).

### 5.5 Résumé de la discussion

L'histoire géologique des deux suites est une hypothèse de ce qui a pu se dérouler, car on ne possède pas toutes les données permettant de définir les milieux tectoniques. Par contre, si on accepte que le WT a subi les effets de l'orogénie pinwarienne, en plus de l'orogénie grenvillienne, il faudrait alors changer la classification du WT: l'enlever de l'Allochtone monocyclique et le placer dans l'Allochtone polycyclique.

En général, les types de roches retrouvées dans le WT et le PRT ont les mêmes caractéristiques et les mêmes âges. La seule différence semble être la présence du Groupe de Wakeham qui ne semble pas avoir d'équivalent dans le PRT.

## CHAPITRE 6

### CONCLUSIONS

Le Terrain de Wakeham est une entité géologique faisant partie de la Province géologique du Grenville, dans la région de la Côte-Nord, au Québec. L'étude pétrographique et géochimique de quatre intrusions granitiques localisées dans la partie est du terrain, apporte de nouvelles données et permet de mieux comprendre l'histoire géologique de cette région.

Les intrusions granitiques étudiées sont: le porphyre à quartz et feldspaths et le granite rapakivi de la Suite felsique de Kataht, ainsi que le granite à fluorine et le granite à quartz bleu de la Suite felsique d'Olomane.

L'étude pétrographique de lames minces et d'échantillons, traités pour en faire ressortir les feldspaths, a permis de conclure que les roches de la Suite de Kataht portent les textures porphyrique et rapakivi. La seule différence entre le porphyre et le granite rapakivi est la granulométrie plus grossière pour le granite. Les roches de la Suite d'Olomane exhibent les textures équigranulaires hypidiomorphes et parfois rapakivi; la présence accentuée de fluorine et de quartz bleu est distinctive.

Au niveau de la géochimie plusieurs approches ont été utilisées pour caractériser et différencier les deux suites. Les éléments majeurs ont révélé que les feldspaths ont contrôlé le fractionnement de la Suite d'Olomane et ont fait de même, à un degré moindre, dans la Suite de Kataht. Les autres minéraux comme la biotite, la titanite et le zircon se sont aussi formés par cristallisation fractionnée dans les deux suites. La Suite de Kataht est de type métalumineux, tandis que la Suite d'Olomane vacille entre le type métalumineux et



péralumineux. Les éléments des terres rares ont confirmé le fractionnement par les feldspaths de la Suite d'Olomane.

L'étude de certains éléments traces a permis de définir que la Suite de Kataht se serait formée dans un milieu d'arc volcanique, tandis que la Suite d'Olomane se serait mise en place dans un milieu de type intraplaque. Il faut être prudent avec ces résultats parce que le fractionnement des roches peut fausser les résultats et nous ne possédons pas d'autres sources pour les confirmer.

Les analyses du fluor ont indiqué que la teneur en F des échantillons était normale pour des granites, mais pas en assez grande quantité pour permettre la cristallisation de fluorine à partir d'un magma. Le fluor se retrouverait plutôt dans la biotite. Un événement ultérieur a du permettre de développer la fluorine qui est retrouvée à plusieurs endroits.

L'analyse isotopique de l'oxygène et du néodyme ont révélé plusieurs choses de la source des deux suites. Les isotopes d'oxygène nous apprennent que les deux suites proviennent d'une source de type-I et qu'un événement thermique a réouvert le système de la biotite après sa cristallisation. Les isotopes de Nd suggèrent que les deux suites proviennent de la fusion d'une croûte jeune, appauvrie par rapport au manteau. Les âges modèles DM indiquent une différence de 250 Ma entre les deux suites. La Suite d'Olomane proviendrait d'un magma primaire appauvri contaminé par la Suite de Kataht.

Suite à l'étude pétrographique et géochimique, nous proposons l'histoire géologique suivante pour le Terrain de Wakeham:

-Sédimentation de Groupe de Wakeham sur une marge continentale passive entre 1600 et 1500 Ma.

- Davidson, A. 1998. An overview of Grenville Province geology, Canadian Shield; Chapter 3. *Dans* Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America. *Editeurs*: S. B. Lucas and M. R. St-Onge. Geological Survey of Canada, p. 205-270.
- Deer, W. A., Howie, R.A. et Zussman, J. 1970. An introduction to the rock forming minerals. *Édité par* Longman scientific and technical, John Wiley and sons Inc., New York. 528 p.
- DePaolo, D. J. et Wasserburg, G.J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical research letters*, **3**: 249-252.
- El Bouseily, A. M. et El Sokkary, A. A. 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, **16**: 207-219.
- Emslie, R. F. et Hunt, P. A. 1990. Ages and petrogenic significance of igneous mangerite-charnockite suites associated with massif anorthosites, Grenville Province. *Journal of Geology*, **98**: 213-231.
- Emslie, R. F. et Hegner, E. 1993. Reconnaissance isotopic geochemistry of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complexes, Grenville Province, Canada. *Chemical Geology*, **106**: 279-298.
- Faure, G. 1986. Principles of isotope geology. 2nd. Edition. *Édité par* Wiley, New York. 589 p.
- Fowler, A. D. et Doig, R. 1983. The age and origin of Grenville Province uraniferous granites and pegmatites. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **20**: 92-104.
- Förster, H.-J., Tischendorf, G. et Trumbull, R.B. 1997. An evaluation of the Rb vs (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, **40**: 261-293.
- Friedman, I. et O'Neil, J.R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. *Dans* Data of Geochemistry. *Editeurs*: M.Fleischer. U.S. Geological Survey Professional Paper 440-KK, p. 1-12.
- Gower, C. F. 1996. The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada. *Dans* Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. *Editeurs*: T. S. Brewer. Geological Society Special Publication, p. 197-218.

- Harris, N. B. W., Pearce, J.A. et Tindle, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Dans* Collision Tectonics. *Editeurs*: Coward, M. P. and Ries, A.C. p. 67-81.
- Higgins, M. D. et Van Breemen, O. 1996. Three generations of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region of the Grenville Province, Canada. *Precambrian Research*, **79**: 327-346.
- Hocq, M. 1994. La Province de Grenville. *Dans* Géologie du Québec. *Editeurs*: C. Dubé. Les Publications du Québec, Québec, p. 75-94.
- Hoffman, P. F. 1989. Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga). *Geology*, **17**: 135-138.
- Indares, A. et Martignole, J. 1993. Étude régionale du Supergroupe de Wakeham, Moyenne Côte-Nord. Ministère de l'Énergie et des ressources, Québec. MB 91-21, 73 p.
- Lalonde, A. E. et Martin, R.F. 1983. The Baie-des-Moutons syenitic complex, La Tabatière, Québec I. Petrography and feldspar mineralogy. *Canadian Mineralogist*, **21**: 65-79.
- Loveridge, W. D. 1986. U-Pb ages on zircon from rocks of the lac Morhiban map area, Québec. *Dans* Current research, part A. Commission Géologique du Canada; paper 86-1A. p. 523-530.
- Madore, L., Verpaelst, P., Choinière, J., Hocq, M., Dion, D.J., Lefebvre, D., David, J. et Marquis, R. 1997a. Géologie du Lac Briend (feuille 12N05). Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 96-05, 30 pages.
- Madore, L., Verpaelst, P., Brisebois, D., Choinière, J., Dion, D.J. et David, J. 1997b. Géologie de la région du lac Cormier (12N/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 97-08, 32 pages.
- Maniar, P. D. et Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**: 635-643.
- Martignole, J., Indares, I. et Kish, L. 1987. Le Supergroupe de Wakeham dans la partie nord-est de la province de Grenville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DV 87-25: p.91-94.

- Martignole, J. et Indares, A. 1988. Étude régionale du secteur nord-est du Supergroupe de Wakeham. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. MB 91-20, 74 p.
- Martignole, J., Indares, A. et Desjardins, D. 1992. Géologie de la région des lacs Arthur et Ruffin, Moyenne Côte-Nord. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. MB 91-20, 74 pages.
- Martignole, J., Machado, N. et Indares, A. 1994. The Wakeham Terrane: a Mesoproterozoic terrestrial rift in the eastern part of the Grenville Province. *Precambrian Research*, **68**: 291-306.
- O'Neil, J. R., Shaw, S.E. et Flood, R.H. 1977. Oxygen and hydrogen isotope compositions as indicators of granite gneiss in the New England Batholith, Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **62**: 313-328.
- Pearce, J. A., Harris, N.B.W. et Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C.F. et Davidson, A. 1989. New tectonic divisions of the Grenville province, southeast Canadian shield. *Tectonics*, **8**: 63-84.
- Rollinson, H. R. 1994. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Geochemistry Series. *Edité par* Longman Scientific and Technical, John Wiley & Sons, Inc., New York. 352 p.
- Streckeisen, A. 1975. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sciences Reviews*, **12**: 1-33.
- Taylor, H. P. 1968. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **19**: 1-71.
- Van Breemen, O. et Higgins, M.D. 1993. U-Pb zircon age of the southwest lobe of the Havre-Saint-Pierre Anorthosite Complex, Grenville Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**: 1453-1457.
- Verpaelst, P., Madore, L., Choinière, J., Dion, D.J., David, J., Lépine, I., Perrault, S., Lefebvre, D. et Hocq, M. 1997a. Géologie de la région du lac Le Doré, feuillet 12N06. Ministère des Ressources Naturelles, Québec. RG 96-02, 30 pages.
- Verpaelst, P., Madore, L., Brisebois, D., Choinière, J., Dion, D.J. et David, J. 1997b. Géologie de la région du lac Bohier (12N/03). Ministère des Ressources Naturelles, Québec. RG 97-07, 29 pages.

Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. *Edité par* Chapman & Hall, London. 466 p.

Zolensky, M. E., Sylvester, P.J. et Paces, J.B. 1988. Origin and significance of blue coloration in quartz from Llano rhyolite (llanite), north-central Llano County, Texas. *American Mineralogist*, **73**: 313-323.

## **ANNEXES**

**Annexe 1: Liste de tous les échantillons utilisés**

**Annexe 2: Carte de localisation des échantillons**

**Annexe 3: Résultats des analyses chimiques et des calculs de CIPW**

Annexe 1: Liste de tous les échantillons utilisés durant l'étude

numéro d'affleurement	type de roche	carte de localisation	plaquette colorée	lame mince	analyse chimique	analyse de l'élément fluor	isotopes de Sm-Nd	isotopes d'oxygène
95-1003-a	2	12N/03		x				
95-1005-a	3	12N/05	x					
95-1019	3	12N/06	x		x			
95-1023-b	3	12N/06	x	x				
95-1027-a	3	12N/06	x					
95-1030-a	3	12N/05		x	x	x	x	x
95-1030-d	3	12N/05		x		x		
95-1033-a	3	12N/05	x					
95-1033-c	3	12N/05	x					
95-1034-a	3	12N/05	x					
95-1040	3	12N/05	x					
95-1046-a	3	12N/05	x					
95-1052-a	3	12N/06	x					
95-1057-c	3	12N/05	x	x				
95-1058	3	12N/05	x					
95-1060-a	3	12N/05	x		x	x		x
95-1067	3	12N/05	x					
95-1069	3	12N/05	x					
95-1073-b	3	12N/06	x					
95-1074-a	3	12N/06	x		x	x	x	x
95-1075-a	3	12N/05				x		x
95-1083-a	3	12N/05			x			
95-1085	1	12N/06	x					
95-1096	4	12N/06	x					
95-1097	4	12N/06		x	x	x		x
95-1101-a	3	12N/05	x					
95-1103-a	3	12N/05	x					
95-1109-b	3	12N/05	x					
95-1110-b	3	12N/05				x		x
95-1115	1	12N/05	x	x				
95-1116	3	12N/05	x					
95-1120-a	3	12N/06	x					
95-1121	3	12N/06			x	x		x
95-1122	3	12N/06	x					
95-1132	3	12N/05	x					
95-1142	3	12N/05	x					
95-1145	3	12N/06	x					
95-1153	3	12N/06	x					
95-1158	4	12N/06	x	x	x	x		x
95-1173	3	12N/06	x					
95-1179-a	1	12N/06		x	x	x		x
95-1190-a	2	12N/06	x	x	x			x
95-1205	4	12N/06	x					
95-1242	1	12N/05		x				
95-2013-a	1	12N/06		x	x			
95-2016	3	12N/06	x					
95-2039	3	12N/06	x					

Annexe 1: Liste de tous les échantillons utilisés durant l'étude

numéro d'affleurement	type de roche	carte de localisation	plaquette colorée	lame mince	analyse chimique	analyse de l'élément fluor	isotopes de Sm-Nd	isotopes d'oxygène
95-2042	3	12N/06	x					
95-2047	3	12N/05		x				
95-2058-a	3	12N/05		x	x	x		x
95-2071-a	3	12N/05			x	x		
95-2095	3	12N/05	x					
95-2129-a	3	12N/05	x					
95-2131-a	3	12N/05	x					
95-2142-a	3	12N/06	x		x	x		x
95-2145-a	1	12N/06		x	x			
95-2169	3	12N/05	x					
95-2178	4	12N/06	x					
95-2208	1	12N/06		x	x	x		x
95-2254	1	12N/05	x	x	x	x		
95-2263	1	12N/05	x		x			
95-2275	1	12N/05	x	x				
95-2276-a	1	12N/05			x			
95-3001	3	12N/06	x					
95-3006	1	12N/06		x	x			
95-3009	1	12N/06		x	x			
95-3011	3	12N/06	x					
95-3039	3	12N/06	x	x				
95-3049	3	12N/05		x	x	x		
95-3058-a	3	12N/05	x					
95-3088-a	3	12N/05	x					
95-3113-a	4	12N/06		x	x	x		x
95-3119	3	12N/05	x					
95-3128-a	4	12N/06		x	x	x		x
95-3133-a	3	12N/05			x			
95-3136-a	3	12N/05			x			
95-3169	3	12N/05	x			x		x
95-3192	4	12N/06	x					
95-3224-a	2	12N/06	x	x	x	x	x	x
95-3228-a	2	12N/06				x		x
95-3255-a	1	12N/05	x	x				
95-3347	1	12N/05		x	x			
95-3353-a	1	12N/05		x				
95-4002-c	3	12N/06	x					
95-4008	3	12N/05	x					
95-4011-a	3	12N/05	x					
95-4012-a	3	12N/05	x					
95-4014-a	3	12N/05	x					
95-4024	3	12N/05	x					
95-4036-a	3	12N/05	x					
95-4038-a	3	12N/05	x					
95-4042	3	12N/05	x	x		x		
95-4074	3	12N/05	x					
95-4076-a	3	12N/05				x		x



Annexe 1: Liste de tous les échantillons utilisés durant l'étude

numéro d'affleurement	type de roche	carte de localisation	plaquette colorée	lame mince	analyse chimique	analyse de l'élément fluor	isotopes de Sm-Nd	isotopes d'oxygène
95-4086-a	3	12N/05			x			
95-4087-a	3	12N/05	x					
95-4103	3	12N/06	x					
95-4116	4	12N/06	x					
95-4122	3	12N/05	x					
95-4131	4	12N/06	x					
95-4172-a	1	12N/06	x	x	x			
95-4174-a	1	12N/06	x	x	x	x		
95-4225	1	12N/06		x				
95-5008-a	3	12N/06	x					
95-5008-b	3	12N/06	x					
95-5009-a	3	12N/05		x	x	x		x
95-5015-a	3	12N/05	x				x	x
95-5017-a	3	12N/05	x					
95-5020-a	3	12N/05	x					
95-5031	3	12N/05	x					
95-5039-a	3	12N/05			x	x		
95-5041	3	12N/05	x					
95-5043-a	3	12N/05			x			
95-5045-a	3	12N/05		x	x	x		x
95-5053	3	12N/05	x					
95-5063	3	12N/05	x					
95-5065-a	4	12N/06			x			
95-5083	4	12N/06	x	x				
95-5087	1	12N/06	x			x		
95-5095-a	3	12N/06		x	x	x		x
95-5119-a	3	12N/05	x					
95-5132-a	4	12N/06	x					
95-5138-a	4	12N/06			x	x		x
95-5145-a	4	12N/06	x				x	x
95-5150	3	12N/06	x					
95-5151-a	4	12N/06			x	x		x
95-5152-c	1	12N/06	x	x				
95-5165-a	3	12N/06		x	x	x		x
95-5176	1	12N/06		x	x			
95-5177	2	12N/03	x	x				
95-5194	1	12N/06	x	x	x	x	x	x
95-5231	3	12N/06	x	x	x			
95-6007-a	3	12N/05	x					
95-7069	1	12N/05		x				
96-1104	2	12N/03		x				
96-1113-a	2	12N/03		x				
96-1115	2	12N/03		x				
96-1179	2	12N/03	x					
96-1185	2	12N/03	x					
96-1187-b	2	12N/03				x		x
96-1189	2	12N/03	x					

Annexe 1: Liste de tous les échantillons utilisés durant l'étude

numéro d'affleurement	type de roche	carte de localisation	plaquette colorée	lame mince	analyse chimique	analyse de l'élément fluor	isotopes de Sm-Nd	isotopes d'oxygène
96-1195-a	2	12N/03		x	x			
96-1231	2	12N/03		x				
96-2066	2	12N/03			x	x		x
96-2072	2	12N/03	x					
96-2079	2	12N/03	x				x	x
96-2085-a	2	12N/03		x				
96-2096-a	2	12N/03		x				
96-3025-a	2	12N/03		x	x	x		x
96-3091	2	12N/03		x				
96-3119	2	12N/03	x					
96-3127	2	12N/03	x					
96-3163	2	12N/03	x					
96-3339	2	12N/03		x				
96-4040	2	12N/03		x				
96-4061	2	12N/03	x					
96-4070-b	2	12N/03	x					
96-4245	2	12N/03	x					
96-4254	2	12N/03		x				
96-4256	2	12N/03	x					
96-4263	2	12N/03	x					
96-4264	2	12N/03	x					
96-4283	2	12N/03		x				
96-4288	2	12N/03		x				
96-5018	2	12N/03		x	x	x		x
96-5075	2	12N/03		x	x	x		x
96-5087	2	12N/03	x					
96-5194	2	12N/03		x				
96-6065-a	2	12N/03		x	x	x		x
96-6078-a	2	12N/03		x	x	x	x	x
96-6083	2	12N/03	x					
96-6109	2	12N/03	x					
96-6129	2	12N/03		x				
96-6130-b	2	12N/03		x				
96-6175-a	2	12N/03		x				
96-6208	2	12N/03	x					
96-6219	2	12N/03		x	x	x		x
96-6230	2	12N/03	x					
96-6233-a	2	12N/03	x					
96-6248-b	2	12N/03		x				
96-6269-c	2	12N/03	x					
96-6269-d	2	12N/03		x				
96-7017	2	12N/03		x				
96-7069	2	12N/03	x					
96-7071-b	2	12N/03		x				
96-7080	2	12N/03	x					
96-7101	2	12N/03		x				
96-7218	2	12N/03	x					

## Annexe 1: Liste de tous les échantillons utilisés durant l'étude

numéro d'affleurement	type de roche	carte de localisation	plaquette colorée	lame mince	analyse chimique	analyse de l'élément fluor	isotopes de Sm-Nd	isotopes d'oxygène
96-7271-b	2	12N/03		x				
96-8048	2	12N/03		x				
96-8050	2	12N/03		x				
96-8051	2	12N/03	x					
96-8057	2	12N/03	x					
96-8071	2	12N/03	x					

Légende pour les types de roches

- 1 Porphyre à quartz et feldspaths
- 2 Granite rapakivi
- 3 Granite à fluorine
- 4 Granite à quartz bleu



## Annexe 3: Résultats des analyses chimiques et de CIPW

Echantillon	95-1179-a	95-2013-a	95-2145-a	95-2208	95-2254	95-2263	95-2276-a
Roche	1	1	1	1	1	1	1
SiO <sub>2</sub>	71,20	77,80	69,20	72,20	74,50	69,40	69,80
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,18	0,62	0,35	0,27	0,70	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,40	11,50	14,80	15,00	13,00	13,40	13,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,62	1,12	3,90	1,79	2,27	4,21	4,70
MnO	0,05	0,02	0,09	0,05	0,05	0,06	0,08
MgO	0,67	0,12	0,70	0,50	0,06	0,71	0,41
CaO	1,73	0,35	2,01	2,00	0,92	1,86	1,49
Na <sub>2</sub> O	3,53	3,27	3,88	4,07	3,29	3,28	3,42
K <sub>2</sub> O	4,94	4,54	4,74	4,21	5,52	5,06	5,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,03	0,18	0,07	0,02	0,16	0,10
PAF	0,87	0,69	0,50	0,53	0,60	0,96	0,66
TOTAL	100,46	99,62	100,62	100,77	100,50	99,80	99,65
Ba	1100,0	410,0	1600,0	1000,0	600,0	1100,0	930,0
Rb	170,0	120,0	155,0	145,0	230,0	120,0	190,0
Sr	200,0	59,0	200,0	250,0	61,0	120,0	100,0
Cs	3,4	1,5	4,2	2,0	4,6	0,9	1,7
Ga	19,0	13,0	17,0	15,0	19,0	16,0	19,0
Ta	0,9	1,0	1,2	0,7	3,2	2,2	3,4
Nb	15,0	29,0	12,0	17,0	40,0	24,0	36,0
Hf	6,5	5,8	8,8	6,4	11,0	11,0	15,0
Zr	210,0	160,0	317,0	190,0	350,0	420,0	510,0
Y	36,0	32,0	41,0	33,0	73,0	53,0	78,0
Th	15,0	16,0	11,0	15,0	27,0	16,0	24,0
U	3,2	2,6	2,6	3,7	6,4	4,2	6,9
Sc	50,0	3,2	12,0	49,0	3,1	10,0	9,1
La	95,0	47,0	50,0	93,0	90,0	62,0	87,0
Ce	43,0	96,0	96,0	39,0	180,0	120,0	170,0
Nd	7,2	39,0	43,0	6,9	83,0	59,0	82,0
Sm	1,30	7,1	8,4	1,40	15,0	11,0	16,0
Eu	0,90	0,50	1,90	0,80	1,30	2,00	2,70
Tb	1,5	0,78	1,10	0,7	2,30	1,50	2,30
Dy							
Ho	0,0	1,7	1,5	0,0	3,4	2,3	4,1
Yb	4,2	3,7	4,9	3,7	9,3	6,0	9,6
Lu	0,60	0,58	0,70	0,50	1,30	0,80	1,30
quartz	40,25	22,56	31,53	25,52	24,89	42,41	46,37
orthose	26,83	28,01	32,62	29,9	31,68	27,01	4,31
albite	27,67	32,83	27,84	27,75	28,94	26,49	42,14
anorthite	1,54	8,8	4,4	6,9	4,56	2,2	3,11
corindon	0,64	0,06					1,48
diopside			0,03	1,08	1,87	0,62	
hypersthène	0,99	4,13	1,69	3,68	3,24	0,49	0,66
wollastonite							
magnétite	1,62	5,65	3,29	6,1	6,81	1,33	1,06
ilménite	0,34	1,18	0,51	1,33	1,01	0,17	0,21
apatite	0,07	0,42	0,05	0,37	0,23	0,02	0,02

Légende des types de roches

- 1 Porphyre à quartz et feldspaths
- 2 Granite rapakivi
- 3 Granite à fluorine
- 4 Granite à quartz bleu

## Annexe 3: Résultats des analyses chimiques et de CIPW

Échantillon	95-3006	95-3009	95-3347	95-4172-a	95-4174-a	95-5176	95-5194
Roche	1	1	1	1	1	1	1
SiO <sub>2</sub>	79,60	79,80	71,50	74,10	69,20	75,10	73,30
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,11	0,39	0,30	0,60	0,22	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,90	11,60	14,10	13,00	14,30	13,10	14,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,92	0,73	2,65	2,23	3,33	0,97	1,35
MnO	0,03	0,02	0,05	0,03	0,07	0,02	0,03
MgO	0,05	0,07	0,57	0,36	0,66	0,25	0,33
CaO	0,60	0,64	2,25	1,19	1,97	0,99	1,60
Na <sub>2</sub> O	3,13	4,98	3,34	3,57	3,38	3,48	3,48
K <sub>2</sub> O	4,57	0,73	4,54	4,91	5,39	5,50	4,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01	0,09	0,07	0,17	0,03	0,04
PAF	0,30	0,84	0,59	0,54	0,42	0,54	0,58
TOTAL	100,20	99,53	100,07	100,30	99,49	100,20	100,03
Ba	190,0	110,0	1100,0	720,0	1700,0	840,0	880,0
Rb	190,0	49,0	150,0	155,0	150,0	150,0	170,0
Sr	24,0	0,0	180,0	130,0	260,0	170,0	200,0
Cs	5,4	2,2	2,5	3,1	1,7	0,6	5,6
Ga	14,0	13,0	16,0	15,0	13,0	13,0	8,0
Ta	1,4	0,9	1,0	1,5	0,9	1,1	0,7
Nb	14,0	33,0	12,0	20,0	7,0	12,0	4,0
Hf	5,2	5,2	6,9	6,6	8,5	5,0	5,3
Zr	160,0	150,0	255,0	190,0	300,0	179,0	170,0
Y	47,0	38,0	41,0	37,0	35,0	35,0	28,0
Th	16,0	14,0	14,0	16,0	12,0	14,0	15,0
U	3,8	2,4	3,8	3,9	2,5	3,9	3,3
Sc	2,5	2,3	7,6	5,5	11,0	4,6	40,0
La	61,0	49,0	47,0	28,0	45,0	52,0	76,0
Ce	120,0	94,0	89,0	56,0	91,0	92,0	33,0
Nd	55,0	36,0	38,0	23,0	41,0	40,0	5,7
Sm	9,4	6,9	6,6	4,2	7,5	6,1	1,00
Eu	0,50	0,40	1,20	0,60	1,60	0,90	0,80
Tb	1,30	0,89	1,00	0,70	1,00	0,80	0,9
Dy							
Ho	2,2	1,2	1,6	0,5	1,1	1,7	0,0
Yb	5,4	4,5	4,0	4,7	4,6	3,6	3,8
Lu	0,70	0,61	0,60	0,60	0,70	0,50	0,50
quartz	34,7	31,11	23,47	31,35	29,92	20,41	26,52
orthose	0,53	29,02	31,85	32,5	29,31	24,88	29,19
albite	38,42	30,21	28,6	29,45	29,45	34,44	29,87
anorthite	12,72	4,95	7,93	3,88	7,68	9,46	8,06
corindon	1,87				0,19	0,28	0,29
diopside		0,42	0,61	0,69			
hypersthène	8,24	2,11	3,26	0,79	1,59	13,46	3,34
wollastonite							
magnétite	3,84	3,23	4,83	1,41	1,96	2,6	3,8
ilménite	0,74	0,57	1,14	0,42	0,49	0,66	0,7
apatite	1,37	0,16	0,39	0,07	0,09	0,16	0,19

Légende des types de roches

1 Porphyre à quartz et feldspaths

2 Granite rapakivi

3 Granite à fluorine

4 Granite à quartz bleu

## Annexe 3: Résultats des analyses chimiques et de CIPW

Échantillon	95-1190-a	95-3224-a	96-1195-a	96-2066	96-3025-a	96-5018	96-5075
Roche	2	2	2	2	2	2	2
SiO <sub>2</sub>	73,50	72,50	68,90	72,20	76,00	76,00	68,00
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,41	0,49	0,46	0,19	0,20	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,80	13,50	14,60	13,00	12,70	12,30	14,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,66	2,42	3,76	3,00	1,38	1,58	3,93
MnO	0,03	0,05	0,07	0,06	0,03	0,03	0,10
MgO	0,28	0,53	0,58	0,58	0,22	0,30	0,72
CaO	1,09	1,46	2,00	1,70	1,02	0,67	1,97
Na <sub>2</sub> O	3,50	3,22	3,76	3,40	3,26	3,20	3,80
K <sub>2</sub> O	5,79	5,40	5,07	4,67	5,02	5,14	4,65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,09	0,13	0,10	0,03	0,02	0,16
PAF	0,59	0,65	0,63	0,52	0,41	0,52	0,88
TOTAL	100,50	100,23	99,99	99,69	100,26	99,96	98,97
Ba	900,0	840,0	1200,0	1100,0	620,0	770,0	1700,0
Rb	220,0	200,0	130,0	190,0	180,0	170,0	160,0
Sr	110,0	150,0	200,0	180,0	110,0	86,0	260,0
Cs	6,2	6,1	2,8	5,0	5,9	5,0	8,1
Ga	19,0	17,0	11,0	11,0	12,0	11,0	12,0
Ta	1,8	1,0	0,9	0,8	1,4	1,7	1,1
Nb	16,0	13,0	22,0	23,0	15,0	17,0	20,0
Hf	8,6	7,7	11,0	11,0	4,9	5,5	9,6
Zr	290,0	270,0	320,0	420,0	150,0	180,0	410,0
Y	54,0	42,0	35,0	51,0	28,0	16,0	49,0
Th	19,0	20,0	10,0	14,0	16,0	14,0	11,0
U	5,3	5,4	2,6	2,3	2,1	2,1	2,5
Sc		7,4	12,0	10,0	4,5	4,2	12,0
La	57,0	54,0	32,0	50,0	36,0	7,0	49,0
Ce	110,0	100,0	75,0	100,0	72,0	34,0	95,0
Nd	50,0	44,0	29,0	40,0	33,0	5,0	40,0
Sm	8,8	7,0	7,5	7,9	5,6	1,3	8,3
Eu	1,20	1,10	1,70	1,40	0,60	0,30	1,80
Tb	1,40	1,00	1,30	1,00	0,70	0,20	1,20
Dy	2,0		4,0	1,0	4,0	1,0	1,0
Ho	0,0	1,1	0,5	1,7	1,1	0,8	1,5
Yb	6,2	4,6	4,8	4,7	4,0	2,8	4,7
Lu	0,80	0,60	0,70	0,70	0,50	0,40	0,70
quartz	28,83	21,96	29,78	34,98	35,4	22,27	22,71
orthose	31,91	29,96	27,6	29,67	30,38	27,48	27,6
albite	27,25	31,82	28,77	27,59	27,08	32,15	31,31
anorthite	6,44	7,99	6,42	4,86	3,19	7,96	8,89
corindon	0	0	0	0,12	0,3	0	0
diopside	0,18	0,91	1,14	0	0	0,65	0,62
hypersthène	2,67	3,44	2,73	1,46	1,81	4	4,31
wollastonite	0	0	0	0	0	0	0
magnétite	3,51	5,45	4,35	2	2,29	5,7	5,71
ilménite	0,78	0,93	0,87	0,36	0,38	1,06	0,95
apatite	0,21	0,3	0,23	0,07	0,05	0,37	0,35

## Légende des types de roches

- 1 Porphyre à quartz et feldspaths
- 2 Granite rapakivi
- 3 Granite à fluorine
- 4 Granite à quartz bleu

## Annexe 3: Résultats des analyses chimiques et de CIPW

Echantillon	96-6065-a	96-6078-a	96-6219	95-1019	95-1030-a	95-1060-a	95-1074-a
Roche	2	2	2	3	3	3	3
SiO <sub>2</sub>	68,50	64,00	71,70	72,50	75,70	71,30	70,30
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,85	0,25	0,41	0,16	0,35	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,40	15,10	12,00	13,30	11,60	14,10	15,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,94	6,14	2,66	3,55	2,12	2,74	1,57
MnO	0,09	0,14	0,04	0,05	0,01	0,03	0,03
MgO	0,80	1,40	0,62	0,18	0,16	0,23	0,05
CaO	2,14	3,51	4,19	0,94	0,08	0,72	0,78
Na <sub>2</sub> O	3,70	4,00	3,18	3,79	2,79	3,51	4,57
K <sub>2</sub> O	4,67	3,53	4,56	4,84	5,85	6,12	6,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,28	0,04	0,06	0,01	0,05	0,01
PAF	1,14	0,77	0,70	0,69	0,64	0,70	0,94
TOTAL	100,03	99,72	99,94	100,31	99,12	99,85	99,95
Ba	1400,0	1100,0	570,0	510,0	94,0	790,0	260,0
Rb	140,0	98,0	200,0	220,0	400,0	290,0	390,0
Sr	210,0	400,0	120,0	90,0	18,0	110,0	34,0
Cs	5,2	3,5	5,1	3,1	3,6	4,1	1,9
Ga	15,0	11,0	11,0	18,0	15,0	24,0	29,0
Ta	0,7	1,5	1,1	2,8	5,2	3,2	3,1
Nb	17,0	19,0	20,0	33,0	67,0	38,0	34,0
Hf	7,5	11,0	4,8	11,0	12,0	12,0	11,0
Zr	310,0	430,0	150,0	320,0	290,0	330,0	260,0
Y	40,0	52,0	22,0	48,0	35,0	64,0	75,0
Th	11,0	4,7	18,0	20,0	40,0	22,0	29,0
U	2,4	2,3	3,2	3,6	4,1	4,3	3,8
Sc	11,0	18,0	5,4				
La	51,0	34,0	49,0	56,0	42,0	71,0	85,0
Ce	98,0	76,0	92,0	120,0	94,0	140,0	170,0
Nd	48,0	38,0	36,0	45,0	38,0	63,0	68,0
Sm	8,4	8,6	6,4	11,0	8,1	12,0	14,0
Eu	2,20	2,20	0,80	1,30	0,20	1,60	0,70
Tb	1,20	1,00	0,80	1,30	1,20	1,70	2,10
Dy	2,0	1,0	6,0				
Ho	1,3	1,5	1,2	2,0	2,1	3,0	3,5
Yb	4,4	4,3	3,7	6,6	6,9	7,3	8,3
Lu	0,60	0,70	0,50	0,90	1,10	1,00	1,20
quartz	17,2	28,45	27,91	28,73	36	24,91	17,06
orthose	20,86	26,95	34,22	28,6	34,57	36,17	38,41
albite	33,85	26,91	29,62	32,07	23,61	29,7	38,67
anorthite	12,82	5	4,84	4,27	0,33	3,25	1,49
corindon	0	0		0,26	0,56	0,51	
diopside	2,29	6,88	0,25				2,03
hypersthène	6,3	0	1,66	2,83	1,93	2,34	0,28
wollastonite	0	3,03					
magnétite	8,9	3,86	2,41	5,15	3,07	3,97	2,28
ilménite	1,61	0,47	0,42	0,78	0,3	0,66	0,19
apatite	0,65	0,09	0,09	0,14	0,02	0,12	

## Légende des types de roches

1 Porphyre à quartz et feldspaths

2 Granite rapakivi

3 Granite à fluorine

4 Granite à quartz bleu



## Annexe 3: Résultats des analyses chimiques et de CIPW

Échantillon	95-1083-a	95-1121	95-2058-a	95-2071-a	95-2142-a	95-3049	95-3133-a
Roche	3	3	3	3	3	3	3
SiO <sub>2</sub>	72,10	73,30	75,40	70,60	72,30	75,70	74,20
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,26	0,24	0,51	0,40	0,29	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,20	13,00	11,60	14,60	13,60	12,70	14,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,50	2,58	1,68	2,80	3,47	2,11	0,29
MnO	0,06	0,04	0,03	0,07	0,06	0,04	0,01
MgO	0,31	0,16	0,13	0,44	0,28	0,30	0,05
CaO	0,86	0,83	0,28	1,52	0,99	0,88	0,16
Na <sub>2</sub> O	3,40	3,41	3,01	4,18	3,91	3,51	2,23
K <sub>2</sub> O	5,33	5,64	6,00	3,68	5,02	3,74	9,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,03	0,02	0,10	0,07	0,04	0,01
PAF	0,90	0,67	0,60	0,53	0,69	0,80	0,35
TOTAL	100,08	99,92	98,99	99,03	100,79	100,11	100,54
Ba	650,0	630,0	220,0	1700,0	590,0	1000,0	190,0
Rb	220,0	310,0	280,0	160,0	310,0	200,0	580,0
Sr	95,0	78,0	37,0	210,0	90,0	150,0	29,0
Cs	0,9	7,2	2,0	5,2	7,2	6,7	9,9
Ga	23,0	29,0	17,0	16,0	26,0	8,0	23,0
Ta	3,8	3,7	2,7	1,2	3,9	0,7	1,9
Nb	60,0	53,0	43,0	18,0	60,0	32,0	45,0
Hf	14,0	12,0	10,0	8,0	14,0	6,6	1,5
Zr	460,0	340,0	240,0	240,0	450,0	210,0	49,0
Y	92,0	72,0	70,0	32,0	77,0	27,0	13,0
Th	26,0	25,0	33,0	15,0	21,0	12,0	9,9
U	4,5	4,2	5,9	3,6	5,1	3,0	8,0
Sc							
La	110,0	76,0	110,0	47,0	86,0	44,0	0,8
Ce	220,0	160,0	230,0	96,0	170,0	83,0	3,0
Nd	83,0	67,0	92,0	33,0	80,0	35,0	2,0
Sm	17,0	13,0	17,0	8,1	16,0	7,2	0,5
Eu	2,00	1,20	0,40	1,50	1,90	0,90	0,20
Tb	2,10	1,70	2,00	0,80	2,30	0,70	0,30
Dy							
Ho	3,2	3,7	3,2	1,5	2,6	1,5	1,3
Yb	9,0	8,5	7,1	4,0	9,9	3,9	0,0
Lu	1,30	1,20	1,10	0,60	1,40	0,57	0,47
quartz	28,68	29,21	33,88	27,83	38,13	25,87	31,91
orthose	31,5	33,33	35,46	21,75	22,1	53,84	27,48
albite	28,77	28,85	25,47	35,37	29,7	18,87	27,75
anorthite	3,87	3,51	0,42	6,89	4,1	0,73	7,74
corindon	0,42			1,22	1,37	0,3	0,03
diopside		0,36	0,72		0	0	0
hypersthène	3,2	2,02	1,03	2,72	2,11	0,35	3,25
wollastonite					0	0	0
magnétite	5,07	3,74	2,44	4,06	3,06	0,42	4,45
ilménite	0,68	0,49	0,46	0,97	0,55	0,06	0,82
apatite	0,14	0,07	0,05	0,23	0,09	0,02	0,14

## Légende des types de roches

1 Porphyre à quartz et feldspaths

2 Granite rapakivi

3 Granite à fluorine

4 Granite à quartz bleu

## Annexe 3: Résultats des analyses chimiques et de CIPW

Échantillon	95-3136-a	95-4086-a	95-5009-a	95-5039-a	95-5043-a	95-5045-a	95-5095-a
Roche	3	3	3	3	3	3	3
SiO <sub>2</sub>	73,80	72,10	69,90	77,40	73,00	73,30	72,00
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,01	0,50	0,14	0,38	0,25	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,30	15,50	13,60	12,20	12,50	13,10	13,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,07	0,11	4,06	1,97	3,27	2,26	3,30
MnO	0,05	0,01	0,07	0,02	0,06	0,04	0,06
MgO	0,52	0,05	0,91	0,05	0,09	0,14	0,28
CaO	1,64	0,31	2,84	0,23	1,15	0,83	1,00
Na <sub>2</sub> O	3,28	4,15	3,87	3,40	3,42	3,54	3,26
K <sub>2</sub> O	4,65	7,35	2,82	5,24	5,25	5,30	5,71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,01	0,12	0,01	0,06	0,04	0,06
PAF	0,66	0,49	0,72	0,55	0,61	0,58	0,71
TOTAL	101,46	100,09	99,41	101,21	99,79	99,38	100,25
Ba	760,0	0,0	360,0	100,0	660,0	700,0	790,0
Rb	220,0	400,0	120,0	530,0	260,0	150,0	58,0
Sr	120,0	35,0	160,0	15,0	85,0	270,0	270,0
Cs	6,5	0,0	8,8	6,8	6,2	6,4	5,8
Ga	20,0	3,0	13,0	23,0	30,0	16,0	24,0
Ta	2,6	0,0	2,4	5,7	3,0	3,5	2,6
Nb	41,0	97,0	35,0	55,0	49,0	19,0	4,0
Hf	13,0	1,7	9,2	9,9	11,0	11,0	10,0
Zr	400,0	24,0	270,0	210,0	340,0	320,0	140,0
Y	70,0	14,0	35,0	37,0	66,0	39,0	10,0
Th	31,0	12,0	15,0	39,0	20,0	21,0	23,0
U	6,2	15,0	3,7	5,9	3,0	3,4	2,8
Sc							
La	110,0	1,3	62,0	49,0	93,0	71,0	81,0
Ce	200,0	0,0	110,0	98,0	180,0	140,0	160,0
Nd	83,0	2,0	52,0	39,0	79,0	64,0	69,0
Sm	15,0	1,3	9,8	7,1	16,0	13,0	13,0
Eu	1,70	0,00	1,80	0,20	1,60	1,60	1,90
Tb	1,80	0,70	1,20	1,10	2,40	1,90	1,60
Dy							
Ho	2,6	2,7	1,6	1,7	3,1	2,6	2,3
Yb	7,8	5,9	4,4	5,0	7,5	7,6	6,8
Lu	1,10	0,87	0,70	0,70	1,00	1,00	0,90
quartz	19,07	28,68	36,36	30,02	29,84	27,77	26,7
orthose	43,44	16,67	30,97	31,03	31,32	33,74	33,27
albite	35,12	32,75	28,77	28,94	29,95	27,59	30,8
anorthite	1,47	11,41	1,08	3,25	3,86	4,57	3,6
corindon	0,18		0,54		0,13	0,28	
diopside		1,58		1,81			0,88
hypersthène	0,24	4,17	1,59	1,49	1,91	2,94	1,5
wollastonite							
magnétite	0,16	5,89	2,86	4,74	3,28	4,78	3,83
ilménite	0,02	0,95	0,27	0,72	0,47	0,7	0,53
apatite	0,02	0,28	0,02	0,14	0,09	0,14	0,02

Légende des types de roches

- 1 Porphyre à quartz et feldspaths
- 2 Granite rapakivi
- 3 Granite à fluorine
- 4 Granite à quartz bleu

## Annexe 3: Résultats des analyses chimiques et de CIPW

Echantillon	95-5165-a	95-5231	95-1097	95-1158	95-3113-a	95-3128-a	95-5065-a
Roche	3	3	4	4	4	4	4
SiO <sub>2</sub>	72,10	77,00	73,70	70,20	70,30	75,80	74,90
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,15	0,30	0,34	0,37	0,24	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,40	12,10	12,80	14,00	13,40	12,10	12,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,64	0,92	3,07	3,57	4,11	2,53	1,76
MnO	0,05	0,02	0,06	0,07	0,07	0,03	0,03
MgO	0,05	0,10	0,22	0,19	0,20	0,17	0,05
CaO	0,94	0,55	0,84	1,08	0,62	0,30	0,39
Na <sub>2</sub> O	3,64	3,13	3,36	3,73	3,58	3,00	3,33
K <sub>2</sub> O	5,63	5,70	5,64	6,18	5,72	5,21	5,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01	0,05	0,04	0,04	0,02	0,01
PAF	0,91	0,84	0,77	0,67	0,96	0,85	0,76
TOTAL	99,65	100,52	100,81	100,07	99,37	100,25	99,11
Ba	250,0	100,0	490,0	470,0	370,0	340,0	120,0
Rb	280,0	415,0	270,0	210,0	330,0	260,0	260,0
Sr	35,0	30,0	51,0	61,0	44,0	42,0	28,0
Cs	6,6	5,0	5,9	2,3	6,7	2,2	3,5
Ga	29,0	15,0	30,0	30,0	27,0	23,0	22,0
Ta	0,0	1,8	5,2	5,6	4,9	5,0	2,3
Nb	58,0	22,0	62,0	62,0	95,0	50,0	43,0
Hf	17,0	5,8	14,0	19,0	20,0	12,0	8,9
Zr	580,0	140,0	390,0	730,0	700,0	400,0	250,0
Y	110,0	43,0	110,0	120,0	110,0	130,0	110,0
Th	21,0	48,0	24,0	26,0	24,0	40,0	23,0
U	5,4	9,0	5,2	4,2	5,3	4,3	4,4
Sc			4,4	4,9	4,3	3,1	1,2
La	86,0	60,0	110,0	130,0	120,0	230,0	81,0
Ce	180,0	120,0	220,0	260,0	260,0	420,0	180,0
Nd	88,0	40,0	97,0	120,0	120,0	160,0	78,0
Sm	19,0	5,0	19,0	23,0	25,0	27,0	22,0
Eu	1,00	0,20	1,50	1,80	1,40	1,20	0,80
Tb	3,00	0,90	3,00	3,50	3,60	3,70	3,30
Dy							
Ho	4,1	3,4	4,7	4,2	5,1	5,0	5,0
Yb	12,0	5,8	12,0	13,0	12,0	14,0	11,0
Lu	1,50	0,80	1,60	1,70	1,70	1,80	1,50
quartz	35,53	26,93	29,73	21,61	24,73	36,76	33,46
orthose	33,69	29,67	33,33	36,52	33,8	30,79	31,85
albite	26,49	33,09	28,43	31,56	30,29	25,39	28,18
anorthite	2,13	4,45	3,19	3,21	2,81	1,36	1,87
corindon		0,1			0,29	1,03	0,3
diopside	0,45		0,56	1,64		0	0
hypersthène	0,59	3,05	2,44	2,17	3,43	2,2	1,35
wollastonite					0	0	
magnétite	1,33	5,03	4,45	5,18	5,96	3,67	2,55
ilménite	0,28	0,76	0,57	0,65	0,7	0,46	0,36
apatite	0,02	0,16	0,12	0,09	0,09	0,05	0,02

Légende des types de roches

1 Porphyre à quartz et feldspaths

2 Granite rapakivi

3 Granite à fluorine

4 Granite à quartz bleu

## Annexe 3: Résultats des analyses chimiques et de CIPW

Echantillon	95-5138-a	95-5151-a
Roche	4	4
SiO <sub>2</sub>	74,20	72,40
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,50	14,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,40	2,24
MnO	0,05	0,05
MgO	0,10	0,40
CaO	0,61	1,69
Na <sub>2</sub> O	3,58	3,54
K <sub>2</sub> O	5,70	5,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,07
PAF	0,55	0,40
TOTAL	100,94	100,68
Ba	390,0	1200,0
Rb	275,0	185,0
Sr	40,0	210,0
Cs	4,2	1,9
Ga	35,0	16,0
Ta	5,3	1,2
Nb	62,0	16,0
Hf	12,0	6,5
Zr	350,0	180,0
Y	110,0	30,0
Th	22,0	14,0
U	5,2	
Sc	2,7	3,5
La	100,0	40,0
Ce	210,0	82,0
Nd	90,0	32,0
Sm	19,0	6,2
Eu	1,10	1,10
Tb	2,80	0,80
Dy		
Ho	4,2	1,2
Yb	12,0	3,6
Lu	1,60	0,50
quartz	29,4	27,39
orthose	33,69	30,49
albite	30,29	29,95
anorthite	2,83	7,93
corindon	0,4	0,09
diopside		
hypersthène	1,98	2,42
wollastonite		
magnétite	3,48	3,25
ilménite	0,42	0,63
apatite	0,07	0,16

Légende des types de roches

- 1 Porphyre à quartz et feldspaths
- 2 Granite rapakivi
- 3 Granite à fluorine
- 4 Granite à quartz bleu