

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

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

par

MOHCINE IDER

Géochronologie, géochimie et pétrographie des roches métamorphiques et
ignées autour du gisement de wollastonite du Canton Saint-Onge, Québec,
Canada

JUIN 1997



Mise en garde/Advice

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

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

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

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

Résumé

Le gisement de wollastonite du Canton Saint-Onge est un important dépôt de wollastonite récemment découvert dans le complexe anorthositique du lac Saint-Jean (**CALSJ**). Ce gisement est interprété comme un skarn, mais les plutons possibles pour sa formation restent encore inconnus. Le gisement s'est développé dans les paragneiss situés dans le couloir de la zone de cisaillement du Lac Saint-Jean-Pipmuacan (**ZCLSJP**) qui coupe le **CALSJ**. Cette zone contient plusieurs plutons déformés ou non qui peuvent être associés au **CALSJ** (et sa fameuse suite **AMCG**). Les zircons trouvés dans les poches pegmatitiques dans les anorthosites indiquent un âge de cristallisation de 1137 ± 3 Ma, mais toutes les fractions de zircons sont discordantes. Si on suppose qu'une perte de plomb s'est produite à cause de la mise en place des plutons tardifs, alors l'âge des roches serait de 1159 ± 3 Ma, cet âge est semblable à celui des anorthosites de la partie sud (1157 Ma, 1142 Ma). Le Granite de Du Bras possède une forme lenticulaire, il est parallèle à la **ZCLSJP**, il est toujours en contact avec les anorthosites et il est considéré comme un granophyre qui est généré par la fusion des roches paragneissiques hôtes suite à la mise en place des anorthosites. L'âge U/Pb des zircons du Granite de Du Bras de 1148 ± 5 Ma est cohérent avec cette idée. La phase grossière de ce granite montre une forte foliation parallèle à la **ZCLSJP** tandis que sa phase fine est légèrement déformée. Ceci suggère que l'âge de ce pluton serait aussi l'âge d'une phase du mouvement de la **ZCLSJP**. Les paragneiss qui contiennent la wollastonite ne possèdent pas de zircon, mais la titanite donne un âge de 1160 ± 20 Ma, cet âge est identique à celui du Granite de Du Bras, ceci indique que ce pluton pourrait être la source des fluides siliceux qui sont responsables de la genèse du gisement de wollastonite. L'événement magmatique tardif est matérialisé par la mise en place du Granite d'Astra et le dyke pegmatitique à amazonite (1028 Ma). L'absence d'une déformation à l'état

solide dans cette unité indique que le mouvement de la **ZCLSJP** a dû cesser quand le pluton s'est refroidi.

L'étude géochimique réalisée a démontré que le Granite de Du Bras est un granite appartenant à la série sub-alkaline. Ce granite est fractionné (diagrammes de Harker). L'étude des diagrammes de Maniar et Picolli (1989) et de Pearce (1984) a montré que ce granite s'est mis en place dans un environnement géotectonique de type intra-plaque. Cette même étude a démontré que le Granite d'Astra appartient à la série sub-alkaline. Sur les diagrammes de Harker, le granite d'Astra se positionne dans le domaine des granites fractionnés. L'étude des diagrammes de Maniar et Picolli (1989) et de Pearce (1984) pour le granite d'Astra montre que ce granite s'est mis en place dans un environnement géotectonique intra-plaque.

L'étude des lames minces des différentes intrusions situées dans la région nous a permis de conclure que les anorthosites du Canton Saint-Onge et le granite de Du Bras sont déformés à l'état magmatique et solide, le granite d'Astra est déformé à l'état magmatique seulement et les roches calcosilicatées sont déformées à l'état solide.

L'étude géochronologique, géochimique et pétrographique, nous a permis de conclure que le granite de Du Bras est responsable de la formation du gisement de wollastonite dans la région. Ces mêmes études nous ont permis de connaître une période de l'activité de la zone de cisaillement du Lac Saint-Jean Pimpuacan.

Dédicace

Ce travail est dédié à ma famille, particulièrement à mes parents, mes frères et sœurs, leurs conjoints (e), ainsi qu'à leurs progénitures pour leurs sacrifices, conseils et aides fournies avant et pendant la réalisation de ce travail.

Aucun remerciements ne vaut ce qu'ils ont fait pour moi, qu'ils trouvent dans ce modeste travail le fruit de leurs patiences et sacrifices.

L'auteur.

Remerciements

Cet ouvrage porte l'empreinte de nombreuse personnes, ma famille, mes maîtres et mes amis, qui ont tout apportés une importante contribution.

Je dois exprimer toute ma gratitude à l'égard de mon directeur de mémoire Dr Michael, D. Higgins, pour son support financier (FUQAC), scientifique, ses conseils, sa sympathie, son soutien moral, et pour le temps qu'il a consacré à la réalisation de ce travail. C'est à lui que je dois l'essentiel de ma formation dans le domaine de la géochimie des roches plutoniques. Je le remercie d'avoir dirigé, critiqué et jugé ce travail.

Je remercie mon comité de mémoire Dr Réal Daigneault et Dr Edward, H. Chown pour les conseils qu'ils m'ont prodigués et leur disponibilité durant ce projet.

Je tiens aussi à exprimer ma gratitude à l'équipe du laboratoire de géochronologie de la Commission Géologique du Canada à Ottawa, particulièrement au Dr Otto Van Breemen qui m'a initié à la reconnaissance et à la séparation des zircons.

J'exprime également ma reconnaissance au module des Sciences de la terre, pour la bourse qu'il m'ont accordée dans le cadre du programme de la Fondation de l'U. Q. A. C. pour l'année académique 95-96.

Je remercie également le ministère des affaires étrangères marocain pour la bourse d'exemption qui m'a été accordée durant tout le programme.

Je remercie tous ceux qui de loin ou de près ont aidé à l'élaboration de ce mémoire, particulièrement Mr. Yazid El Kadiri consul général du royaume du Maroc à Montréal pour ses conseils précieux et son soutien moral, Mrs. Denis Côté, Claude Dallaire et Yvon Boudrault qui ont participé d'une manière indirecte à la réalisation de ce travail.

Je ne saurai enfin clore cette liste de remerciements sans avoir une pensée à tous mes amis que ce soit au Maroc ou au Canada.

Table des matières

Résumé	i
Dédicaces	iii
Remerciements.....	iv
Table des matières	v
Liste des planches.....	viii
Liste des tableaux	x
Liste des figures	xii
Liste des abréviations	xv
CHAPITRE I Cadre général de l'étude	1
1. 1 Introduction.....	1
1. 2 Emploi de la wollastonite dans l'industrie	1
1. 3 Caractéristiques de la wollastonite.....	2
1. 4 Les gisements de wollastonite dans la Province de Grenville	3
1. 5 Gisement de wollastonite du Canton Saint-Onge.....	6
1. 6 Problématique et objectifs	8
CHAPITRE II Cadre géologique.....	11
2. 1 Introduction.....	11
2. 2 La Province de Grenville.....	12
2. 3 Nomenclature de la Province de Grenville	12
2. 3. 1. Le parautochtone	12
2. 3. 2. La ceinture allochtone polycyclique.....	14
2. 3. 3 L'allochtone monocyclique	16
2. 4 Les différentes structures de la Province Grenville	16
2. 5 Géologie régionale du Saguenay - Lac Saint-Jean.....	18
2. 6 Accès à la région du Canton Saint-Onge.....	19
2. 7 Géologie locale.....	22
CHAPITRE III Pétrologie et Structure	25
3. 1 Introduction.....	25
3. 2 Les différents types de textures	25
3. 3 Description pétrographique des unités du Canton Saint-Onge.....	27

3. 3. 1 Les calcosilicates renfermant la wollastonite.....	27
3. 3. 2 Anorthosite massive du Canton Saint-Onge.....	27
3. 3. 3 Granite de Du Bras	37
3. 3. 4 Mangérite du Canton Saint-Onge.....	43
3. 3. 5 Charnockite du Canton Saint-Onge.....	47
3. 3. 6 Granite d'Astra.....	49
3. 3. 7 Dyke pegmatitique à amazonite	55
3. 4 Structure.....	58
CHAPITRE IV Géochimie.....	63
4. 1 Introduction.....	63
4. 2 Résultats.....	63
4. 2. 1 Anorthosites.....	64
4. 2. 2 Granite de Du Bras	71
4. 2. 3 Charnockite	86
4. 2. 4 Mangérite.....	89
4. 2. 5 Granite d'Astra.....	93
CHAPITRE V Géochronologie.....	104
5. 1 Introduction.....	104
5. 2 Principe et Techniques analytiques.....	105
5. 3 Résultat et interprétation.....	105
5. 3. 1 Roches plutoniques.....	105
5. 3. 1. 1 Les anorthosites du Canton Saint-Onge.....	105
5. 3. 1. 2 Granite de Du Bras	111
5. 3. 1. 3 Granite d'Astra.....	116
5. 3. 1. 4 Dyke pegmatitique d'amazonite	120
5. 3. 2 Skarn de wollastonite.....	127
CHAPITRE VI Discussion et conclusions	133
6. 1 Introduction.....	133
6. 2 les roches calcosilicates contenant de la wollastonite	133
6. 3 Anorthosite du Canton Saint-Onge	135
6. 4 Le Granite de Du Bras	139
6. 5 Granite d'Astra.....	141
6. 6 Dyke pegmatitique d'amazonite	143

6. 6 Synthèse des résultats	144
-----------------------------------	-----

RÉFÉRENCES	147
Annexe	153
GÉOCHIMIE	154
1 Méthodes d'analyse des échantillons de géochimie	154
2 Analyses par activation neutronique (INAA)	154
2. 1 La contamination	155
2. 2 Interférences des pics.....	156
GÉOCHRONOLOGIE	157
1 Principe de base de la datation.....	157
2 Techniques analytiques pour la radiodatation.....	162

Liste des planches

Planche 3. 1	29
Photomicrographie sous nicols et sous lumière polarisée d'une anorthosite (MI 95 18 et MI 95 04)	
Planche 3. 2	31
Photomicrographie sous nicols et sous lumière polarisée d'une anorthosite (MI 95 15b)	
Planche 3. 3	34
Photomicrographie sous nicols et sous lumière polarisée d'une anorthosite (MI 95 17a/24)	
Planche 3. 4	36
Photomicrographie sous lumière naturelle d'une anorthosite (MI 95 15)	
Planche 3. 5	38
Granite de Du Bras fortement déformé	
Planche 3. 6	39
Granite de Du Bras à faciès grossier	
Planche 3. 7	41
Photomicrographie sous nicols et sous lumière polarisée du Granite de Du Bras à faciès grossier (MI 95 29G et MI 95-21 G)	
Planche 3. 7	44
Photomicrographie sous nicols et sous lumière polarisée du Granite de Du Bras à faciès fin	
Planche 3. 8	47
Photomicrographie sous nicols et sous lumière polarisée de l'intrusion mangéritique (MI 9511a)	
Planche 3. 9	48
Photomicrographie sous nicols et sous lumière polarisée de l'intrusion charnockitique (MI 95 03)	
Planche 3. 10	50
Photographie d'un affleurement typique du Granite d'Astra	
Planche 3. 10	51
Échantillon du Granite d'Astra qui a subi la coloration	

Planche 3. 11	54
Photomicrographie sous nicols et sous lumière polarisée du Granite d'Astra (MI 95 01b)	
Planche 3. 12	56
Photographie de l'affleurement du dyke pegmatitique à amazonite (Az)	
Planche 3. 13	57
Photographie de l'affleurement du dyke pegmatitique à amazonite	
Planche 3. 14	59
Microphotographie sous nicols et sous lumière polarisée du dyke pegmatitique à amazonite (Azo)	
Planche 3. 15	61
Photographie d'un affleurement des roches métasédimentaires du CSO	
Planche 5. 1	108
Photographie de l'anorthosite dans le complexe anorthositique du lac- Saint-Jean	
Planche 5. 2	109
Photomicrographie de la fraction des fragments de zircons de l'anorthosite	
Planche 5. 3	114
Photomicrographie des fractions non abrasées des fragments des zircons du Granite d'Astra	
Planche 5. 4	119
Photomicrographie des fractions des fragments des zircons du Granite de Du Bras	
Planche 5. 5	123
Photomicrographie des fractions de monazite du dyke pegmatitique à amazonite	
Planche 5. 6	129
Photomicrographie des fractions des fragments de titanite de la wollastonite	

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. 1 3
Principale utilisation de la wollastonite

Tableau 1. 2 7
Principaux gisements mondiaux de wollastonite (Hamel 1991)

Tableau 1. 3 10
Sommaire des travaux de radiodatation effectués dans la région du Saguenay Lac
Saint-Jean

Tableau 3. 1 30
Assemblage minéralogique des roches anorthositiques

Tableau 3. 2 40
Assemblage minéralogique trouvé dans le Granite de Du Bras. F:Faciès à grains fins

Tableau 3. 3 45
Assemblage minéralogique des intrusions charnockitiques et mangéritiques

Tableau 3. 4 53
Assemblage minéralogique du Granite d'Astra

Tableau 3. 5 60
Assemblage minéralogique du dyke pegmatitique à amazonite

Tableau 4. 1 65
Analyse de l'intrusion anorthositique du CSO

Tableau 4. 2 66
Valeurs normatives de l'intrusion anorthositique du CSO

Tableau 4. 3 72
Analyse du Granite de Du Bras

Tableau 4. 4 73
Valeurs normatives du Granite de Du Bras

Tableau 4. 5 87
Analyses des échantillons des intrusions charnockitiques et mangéritiques

Tableau 4. 6 88
Valeurs normatives des intrusions charnockitiques et mangéritiques

Tableau 4. 7 94
Analyses des échantillons de l'intrusion granitique d'Astra

Tableau 4. 8 95

Valeurs normatives de l'intrusion granitique d'Astra

xi

Tableau 5. 1	110
Données géochronologiques par la méthode U/Pb	
Tableau 5. 2	126
Liste des données pour les corrections des rapports isotopiques pour le dyke pegmatitique à amazonite	

Liste des figures

Figure 1. 1	5
Carte de localisation des principaux gisements de wollastonite dans la Province de Grenville (Québec)	
Figure 2. 1	13
Subdivision tectonique de la Province de Grenville	
Figure 2. 2	15
Localisation du complexe anorthositique du lac Saint-Jean	
Figure 2. 3	20
Différentes lithologies et structures existantes dans le complexe anorthositique du lac Saint-Jean	
Figure 2. 4	21
Différentes lithologies et structures existantes dans le complexe anorthositique du lac Saint-Jean	
Figure 2. 5	23
Carte géologique de la région du Lac aux Grandes Pointes	
Figure 2. 6	24
Carte géologique de la région du Lac de Du Bras	
Figure 4. 1	67
Projections des phases minéralogiques normatives des différentes intrusions situées dans le Canton Saint-Onge sur le diagramme Q-F-P de Streckeisen	
Figure 4. 2	68
Spectres des terres-rares normalisés aux chondrites pour les anorthosites du Canton Saint-Onge	
Figure 4. 3	70
Diagrammes binaires Zr versus SiO ₂ , K ₂ O et La et Sr et (Sm) _n versus Eu/Eu*	
Figure. 4. 4	74
Diagrammes des alcalins versus SiO ₂ des intrusions granitiques d'Astra et de Du Bras	
Figure. 4. 5	76
Diagrammes binaires des alcalins versus la silice des intrusions granitiques d'Astra et de Du Bras	

Figure 4. 6	77
Diagrammes binaires $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$ des intrusions granitiques d'Astra et de Du Bras	
Figure 4. 7	79
Diagrammes binaires des différents éléments majeurs de l'intrusion granitique de Du Bras	
Figure 4. 8	81
Spectres des terres-rares normalisés aux chondrites pour l'intrusion de Du Bras.	
Figure 4. 9	83
Diagrammes binaires $\text{FeO} + \text{MgO}$ versus $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ des intrusions granitiques d'Astra et de Du Bras	
Figure 4. 10	84
Diagrammes binaires SiO_2 versus K_2O	
Figure 4. 11	85
Diagrammes de discrimination tectonique de Pearce et al. (1984)	
Figure 4. 12.	90
Spectres des terres-rares normalisés aux chondrites pour les charnockites	
Figure 4. 13	92
Spectres des terres-rares normalisés aux chondrites pour la mangérite quartzifère.	
Figure. 4. 14	96
Diagrammes binaires des différents éléments majeurs de l'intrusion granitique d'Astra	
Figure 4. 15	98
Diagrammes binaires Zr versus SiO_2 , K_2O et La et Sr et $(\text{Sm})_n$ versus Eu/Eu^* de l'intrusion granitique d'Astra et du dyke pegmatitique	
Figure 4. 16	99
Spectres des terres-rares normalisés aux chondrites pour l'intrusion Astra	
Figure 4. 17	102
Diagrammes binaires SiO_2 versus K_2O	
Figure 4. 18	103
Diagrammes de discrimination tectonique de Pearce et al. (1984)	
Figure 5. 1.	106
Carte de la région du lac aux Grandes Pointes montrant la localisation des échantillons	
Figure 5. 2	112
Diagramme concordia de l'anorthosite du Canton Saint-Onge	
Figure 5. 3.	117
Diagramme concordia du Granite de Du Bras	

Figure 5. 4.	121	xiv
Diagramme concordia du Granite d'Astra		
Figure 5. 5	124	
Diagramme concordia du dyke pegmatitique à amazonite		
Figure 5. 6.	131	
Diagramme concordia de la wollastonite		
Figure 6.1.	146	
Diagramme de synthèse des différents événements qui se sont déroulés dans le Complexe anorthositique du lac Saint-Jean		
Figure 1A	161	
Diagramme Concordia typique		
Figure 2A	165	
Schéma de l'appareillage utilisé par la méthode Krogh		

LISTE DES ABRÉVIATIONS

- A:** Amphibole
- ACSO:** Anorthosite du Canton Saint-Onge
- a_r:** Anti-rapakivi
- A_{zo}:** Amazonite
- B:** Biotite
- CALSJ:** Complexe Anorthositique du Lac Saint-Jean
- CSO:** Canton Saint-Onge
- E:** Épidote
- ETR:** Élément de terres-rare
- ETR_{Ld}:** Élément de terres-rares lourdes
- ETR_{Le}:** Élément de terres-rares légères
- F_K:** Feldspath potassique
- Ga:** Giga années
- K_d:** Coefficient de partage
- M:** Myrmèkite
- m:** Microcline
- Ma:** Million d'années
- Mu:** Muscovite
- M_z:** Monazite
- O:** Oxydes
- P:** Plagioclases
- p:** Pyroxènes
- Q:** Quartz
- r:** Rapakivi

RBT: Terrane du réservoir Bastkatong

RDT: Terrane du réservoir Dozois

W: Wollastonite

ZCAH: Zone de cisaillement d'Abbé Huard

ZCL: Zone de cisaillement de Labelle-Kinonge

ZCR: Zone de cisaillement de Renzy

ZCB: Zone de cisaillement de Baskatong-Désert

ZCLSJP: Zone de cisaillement du Lac Saint-Jean Pipmuacan

ZCRP: Zone de cisaillement de la rivière de Pentecôte

ZEC: Zone d'exploitation contrôlée

Zr: Zircon

CHAPITRE I

Cadre général de l'étude

1. 1 Introduction

Les minéraux industriels sont une des composantes économiques importantes et croissantes dans la Province de Grenville, mais jusqu'à date, les travaux géologiques réalisés sur ces gisements sont peu significatifs si on les compare aux travaux réalisés pour les gisements métallifères. Ce mémoire porte sur un gisement de wollastonite et de ses roches voisines situés dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Il a pour objectif principal d'approfondir nos connaissances sur ce gisement, et de bien situer le contexte géologique de mise en place ce gisement. L'importance de la wollastonite dans le monde et dans la Province de Grenville sera d'abord discutée.

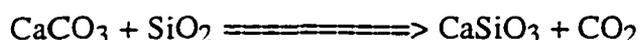
1. 2 Emploi de la wollastonite dans l'industrie

L'utilisation industrielle de la wollastonite, (nommée en l'honneur du géologue britannique William Hyde Wollaston) ne remonte qu'à 1933. Bien que l'emploi de la wollastonite dans l'industrie est venu tardivement, elle est déjà reconnue comme une matière de charge de grande qualité parmi les minéraux industriels. La fabrication des céramiques demeure le principal marché pour la wollastonite alors que son utilisation dans la métallurgie et comme matière de charge reste aussi importante. Cependant, c'est comme agent de renforcement dans les plastiques et de remplacement de l'amiante que l'avenir de la wollastonite paraît le plus prometteur.

1. 3 Caractéristiques de la wollastonite

La wollastonite est un silicate de calcium (CaSiO_3), qui possède une composition théorique de 48.3% CaO et 51% SiO_2 , mais elle peut contenir également des quantités appréciables de titane et de fer, qui remplaceront le calcium (Deer *et al.* 1966). La wollastonite possède une composition similaire à celle des pyroxènes mais, la seule différence avec les pyroxènes est la morphologie de sa structure.

La wollastonite est une composante commune dans la majorité des calcaires impures fortement métamorphisés. Elle est parfois reconnue aux contacts des sédiments calcaires où la silice peut être introduite sous l'effet du métasomatisme (Deer *et al.* 1966). La wollastonite est formée par la réaction de la calcite avec la silice, cette réaction libère du CO_2 . La chaleur est un facteur important pour initier la réaction. La réaction qui produit la wollastonite dans le protolite (marbre) est la suivante:



La formation de wollastonite peut être attribuée soit:

- i) à la diffusion bimétasomatique entre la roche quartzo-feldspathique et la calcite;
- ii) à l'échange en haute température entre les marbres et le magma;
- iii) à l'interaction entre les carbonates et les fluides métasomatiques.

Les principales caractéristiques recherchées par les utilisateurs de wollastonite sont sa structure (aciculaire ou poudreuse), sa pureté et ses caractéristiques physico-chimiques qui permettent son utilisation dans plusieurs domaines (Hamel 1991; tableau 1. 1).

Les réserves trouvées de wollastonite dans le monde dépassent 90 millions de tonnes. Les principaux producteurs de wollastonite sont énumérés au tableau 1. 2.

Utilisation	Aciculaire	Poudreuse
Remplacement de l'amiante	●	
Matière de charge de haute performance	●	
Matière de charge		●
Peinture		●
Céramique		●
Métallurgie		●

● Utilisation principale

Tableau 1. 1 Principale utilisation de la wollastonite selon sa nature

1. 4 Les gisements de wollastonite dans la Province de Grenville

Plusieurs indices de wollastonite se situent dans la Province de Grenville, principalement dans les terrains granulitiques centrales qui correspondent au domaine de Morin de la ceinture allochtone monocyclique et dans le complexe anorthositique du Lac Saint-Jean. Parmi les gîtes de wollastonite découverts dans cette province, on cite pour information (Fig. 1. 1):

- les gîtes situés dans la région de Gatineau (région de Wakefield) (LaSalle 1988);

- le gîte situé dans la région du Lac Saint-Jean (Canton de Saint-Onge). Même s'il est seulement au stade de l'exploration ce gisement apparaît comme un des plus importants sinon le principal dépôt de wollastonite au monde. Le gisement renferme un volume

important de minerai dont la teneur varie entre 45 à 55% (LaSalle 1988). Ce gisement est de type skarn au sein de roches calcosilicatées d'âge protérozoïque qui est en contact avec les intrusions du complexe anorthositique du lac Saint-Jean (CALSJ):

- les gîtes dans la région de Labelle (terrain de Morin) (LaSalle 1988);

- les gîtes dans la région de Duplessis (région de Port Cartier) (LaSalle 1988);

- les gisements de wollastonite dans le complexe anorthositique des Adirondacks dans l'état de New York (USA) ont une réserve de 8 millions et une teneur de 60%. Ils sont sous forme de ceinture de calcaire riche en wollastonite d'âge Protérozoïque. Ces gisements produisent plus de 100 000 tonnes de minerai annuellement. D'autres gîtes sont cités dans LaSalle (1988).

On remarque que toutes les régions citées ci-dessus possèdent quelques caractéristiques communes entre elles. Ainsi, toutes ces régions sont traversées par une zone de cisaillement dont la direction est presque semblable à celle du Front de Grenville. La majorité de ces localités ont des plutons dont la nature est anorthositique, mangéritique, charnockitique et/ou granitique. Ces plutons sont toujours en contact avec des roches encaissantes d'âge précambrien et dont la nature est calcosilicatée. Les zones de cisaillement constituent les conduits principaux des fluides hydrothermaux chauds d'un pluton enfoui, ce qui provoquera un métasomatisme progressif des roches carbonatées. La wollastonite fait partie des assemblages minéralogiques qui se développent dans les roches métamorphiques.

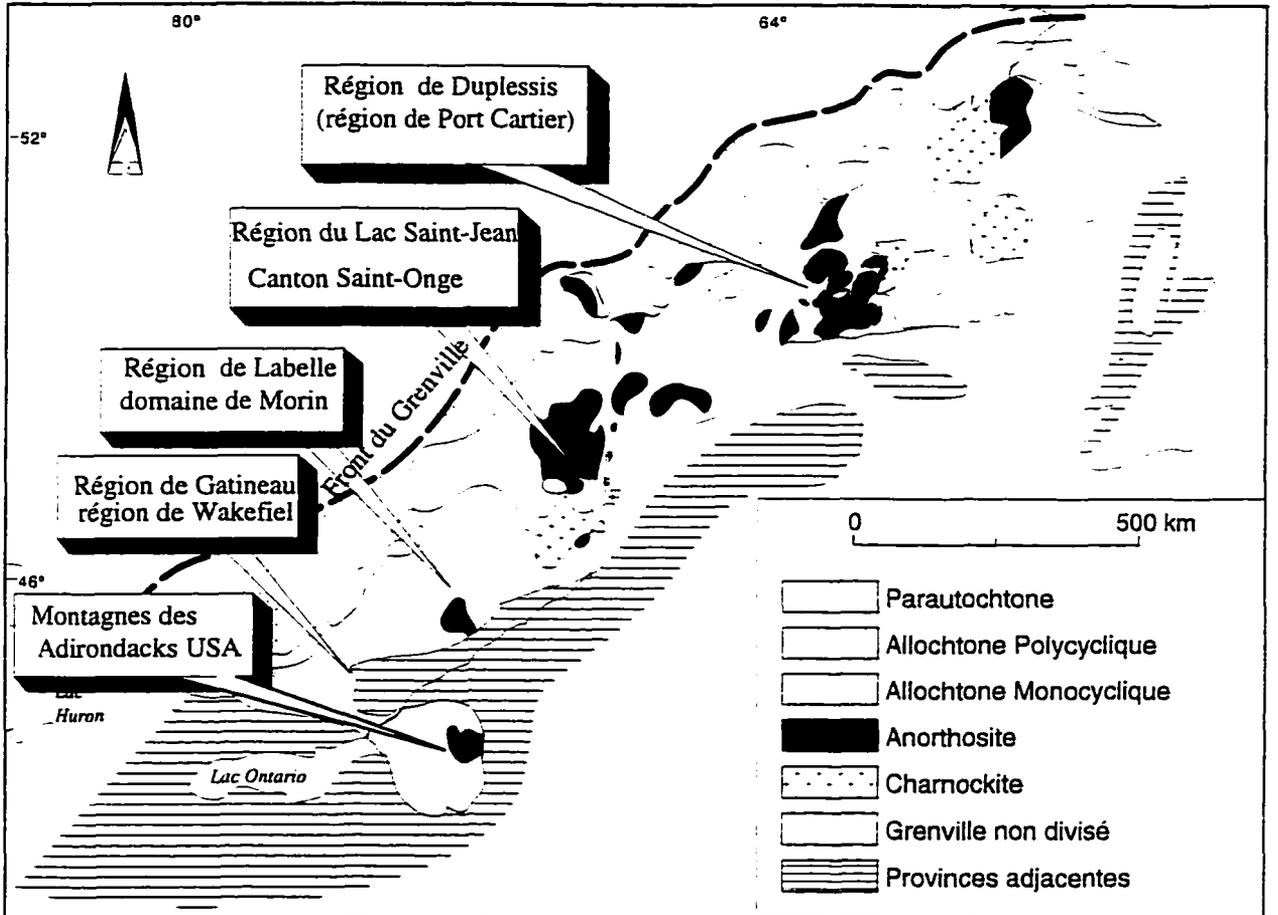


Fig. 1. 1 Carte de localisation des principaux gisement de la wollastonite dans la Province de Grenville (Québec) (Rivers *et al.* 1989).

1. 5 Gisement de wollastonite du Canton Saint-Onge

Les réserves de wollastonite dans le gisement du Canton Saint-Onge atteignent 100 millions de tonnes, et une capacité de traitement annuelle de 50 000 tonnes. Ces valeurs montrent bien l'ampleur du gisement qui est considéré comme un gisement de classe mondiale (Tableau 1. 2).

Les premières études dans cette région ont été effectuées par Hébert (1989 à 1991). Ensuite Gervais (1990; 1993) a effectué une étude cartographique très détaillée de la région (au 1/ 20 000 et au 1/ 50 000) depuis 1990 jusqu'à 1993. La seule étude structurale sur le gisement a été effectuée par Daigneault (1994). La plus récente étude est celle de Beisswenger (1996). Cette étude se concentrait spécialement sur le gisement de wollastonite et se basait sur la géochimie et sur les isotopes d'oxygène. L'étude de Beisswenger a révélé que la source de la silice qui est la composante essentielle à la formation de wollastonite provenait des fluides associés à une des intrusions localisées dans la région (**AMCG**).

En plus de ces travaux, d'autres travaux ont été réalisés en parallèle dans le complexe anorthositique du lac Saint-Jean et des roches avoisinantes. Les études de radiodatation par la méthode U/Pb entamées par Higgins et van Breemen (1992, 1996) sur les zircons et sur d'autres minéraux datables ont permis d'établir plusieurs périodes ou d'événements géologiques qui ont touché cette région.

L'étape intrusive la plus ancienne déjà identifiée dans cette région s'étale sur une période de 15 Ma depuis 1157 Ma jusqu'à 1142. La première phase intrusive des anorthosites du lac Saint-Jean montre un âge de 1157 ± 3 Ma (Higgins et van Breemen 1992; 1996), cette phase s'est prolongée jusqu'à 1142 Ma où on enregistre une seconde mise en place de magma anorthositique. La seconde période est caractérisée par la mise en place de quelques intrusions datées entre 1082 Ma et 1067 Ma aux alentours de la ville de

Pays	État/Province	Gisement	État	Réserves en (Mt)	Teneur (%)	capacité de traitement en Kt/a
Afrique du sud	Namaqualand	Garie	Xpl	0.07	63	
Canada	Ontario	Deloro	MV	0.45-0.65	47-39	55
	Québec	St-Onge	Xpl	100	45	
Chine	Jilin		Pro	20		70
	Anhui		Pro	1		40
	Yunnan		Xpl	50		
	Jiangxi		Xpl			
États-Unis	New-York	Lewis	Pro	8	60	100
		Oak Hill	Xpl	6	60	
		Harrisville	Pro	1	80	40
	Nevada	Gilbert	Xpl	20	50	
Finlande		Lappeenranta	Pro	10.5	23	40
		Savitaipale	Xpl	20.5	27	
Grèce	Thrace	Kimmeria	MV	0.54	50	20
Inde	Rajasthan	Khera Tarla	Xpl	3		
		Belkaphar	Pro	50	96	50
Kenya	Kajiado	Lolkidongai	Pro	0.2-0.34	27-18	1.5
Mexique	Chiapas	Santa Fe	Pro	1	90	2
	Zacatecas	La Blanca	Pro	30		17
	Sonora	San Martin	Xpl	0.8	65	
Namibie		Usaskos	Pro	0.04		3
Nouvelle-Zélande	Nelson	Takaka Hill	Pro	0.05	80	0.5
Soudan		Dirbat	Xpl	0.5	71	
Turquie	Baiiskesir	Kepsut	Xpl	0.1		
	Bursa	Tahtakopru	Pro	1		20

Xpl: Exploration

MV: Mise en valeur

Pro: Production

Tableau 1. 2 Principaux gisements mondiaux de wollastonite (Hamel 1991).

Chicoutimi. La troisième période est de courte durée, elle est comprise entre 1020 Ma et 1010 Ma. Higgins et van Breemen (1996) considèrent cette période comme le stade final de l'événement précédant et ceci est dû probablement à la réactivation de certain mouvement tectonique dans la région. Le tableau 1. 3 résume quelques travaux de radiodation qui ont été réalisées dans la région.

1. 6 Problématique et objectifs

Le problème majeur de cette étude est de déterminer d'une manière précise le pluton responsable de la genèse du gisement de wollastonite de la région du Canton Saint-Onge.

Quelques problèmes d'ordre secondaire seront également abordés lors de cette étude. Parmi ces problèmes secondaires, on cite:

- le problème de la **ZCLSJP**; cette zone ne possède pas de date et par conséquent la période de son mouvement et de son inactivité reste inconnue. La datation des intrusions déformées et non déformées situées dans la zone de cisaillement, permettra d'établir un intervalle de temps;

- le problème de parenté entre les anorthosites situées au sud déjà étudiée par Higgins et van Breemen (1992) et les anorthosites du Canton Saint-Onge.

Les études de radiodation et de géochimie seront un très bon outil pour résoudre les problèmes cités ci-dessus.

- le problème des environnements géotectoniques où les intrusions du complexe anorthositique du lac Saint-Jean ont pris naissance, ce problème sera résolu par les études géochimiques.

En définitive les objectifs de la présente étude seront essentiellement les suivants:

i- déterminer quelle est la phase intrusive associée aux fluides siliceux responsable de la formation du gisement de wollastonite;

ii- déterminer les moments de l'activité de la **ZCLSJP**;

iii- faire ressortir le lien de parenté entre les anorthosites de la région située au sud et celles de la région étudiée;

iv- déterminer l'environnement géotectonique de mise en place des plutons granitiques de la région.

Unité datée	méthode	minérale daté	Âge en Ma	Événement daté	Référence
Leucogabbro de Labrieville	U/Pb	Zircon	1008 ± 10	Âge de cristallisation	5
Jotunite de Labrieville	U/Pb	Zircon	1010 ± 10	Âge de cristallisation	5
Amphibolite de Labrieville	U/Pb	Zircon	1015 ± 10	Âge de métamorphisme de contact (local)	5
Pluton de St-Ambroise	U/Pb	Zircon	1020 ± 4	Âge de cristallisation	1
Dyke de metabasite	U/Pb	Zircon	1050 ± 10	Âge de cristallisation	2
Granite de la Baie	U/Pb	Zircon	1068 ± 4	Âge de cristallisation	1
Méga-dyke leucogabbroïque de canton Taché	U/Pb	Baddeleyite	1076 ± 3	Âge de cristallisation	3
Syénite de Chicoutimi	U/Pb	Zircon	1082 ± 4	Âge de cristallisation	1
Mangérite de Chicoutimi	U/Pb	Zircon	1082 ± 4	Âge de cristallisation	2
Intrusion CALSJ sud est	U/Pb	Zircon	1142 ± 3	Âge de cristallisation	3
Granite Labrecque	U/Pb	Zircon	1146 ± 3	Âge de cristallisation	1
Monzonite à pyroxène du lac Saint-Jean	U/Pb	Zircon	1148 ±	Âge de cristallisation	4
Ferrodiorite du lac Saint-Jean	U/Pb	Zircon	1153 ± 7	comagmatisme entre anorthosite et ferrodiorite	2
Pegmatite leucotroctolitique d'Alma	U/Pb	Baddeleyite	1157 ± 3	Âge de la déformation et de la cristallisation	3
Mégadyke dioritique de lac Chabot	U/Pb	Zircon	1157 ± 3	Âge de la déformation et de la cristallisation	3
Mégadyke leucotroctolitique de Bégin	U/Pb	Baddeleyite	1157 ± 2	Âge de la déformation et de la cristallisation	3
Farsundite du lac Saint-Jean	U/Pb	Zircon	1160	Comagmatisme entre anorthosite et farsundite	2
Intrusion mafique du ruisseau à Jean Guy	U/Pb	Zircon	1393 +22/-10	Âge de la déformation et du métamorphisme	2
Tonalite et granodiorite du lac Saint-Jean	Sm/Nd	Roche totale	1530 ± 70	Âge modél de formation de la croûte	6

(1): Higgins et van Breemen (1996)

(2): Hervet et al. (1994)

(3): Higgins et van Breemen (1992)

(4): Emslie et Hunt (1990)

(5) Owens et al. (1994)

(6) Dickin et Higgins (1992)

Tableau 1. 3 Tableau sommaire des travaux de radiodatation U/Pb et Sm/Nd effectués dans la région du Saguenay lac Saint-Jean.

CHAPITRE II

Cadre géologique

2.1 Introduction

La région du lac aux Grandes Pointes fait partie de la Province structurale de Grenville. Elle appartient à l'allochtone polycyclique suivant la subdivision de Rivers *et al.* (1989) pour la Province de Grenville, et au terrain central granulitique (C.G.T.) selon Wynne-Edwards (1972).

La région étudiée est constituée essentiellement par des intrusions appartenantes à la série Anorthosite-Mangérite-Charnockite-Granite (AMCG, Emslie 1978). Cette région a été uniquement cartographiée par Gervais en 1993, et n'a pas été sujette d'aucune étude de radiodatation à ce jour.

2.2 La Province de Grenville

La Province de Grenville est une des provinces qui constituent le bouclier canadien, elle s'étend sur une longueur de 2 000 km et sur une largeur de 600 km. La Province de Grenville est limitée au nord et au nord-est par le Front de Grenville, ce dernier marque la limite entre l'Archéen et le Protérozoïque au nord-ouest et son équivalent recyclé au sud-est. Le Front de Grenville est une structure continue à l'échelle de l'orogène qui a été le siège de mouvement essentiellement chevauchant vers le nord-ouest, bien que localement les mouvements identifiés soient décrochants (Martignole 1994). Au sud, cette province est

limitée par les Appalaches. La Province de Grenville est recouverte en discordance d'érosion par les roches cambro-ordovicien de la plate-forme du Saint-Laurent (Hocq 1995).

La Province de Grenville est formée par de nombreux faciès lithologiques. Parmi ces faciès, on distingue les roches intrusives, les roches métasédimentaires et les roches métamorphiques. On y reconnaît un métamorphisme de haut grade, et des roches de haute température tel les anorthosites et la mangérite qui constituent presque 25% de la superficie de la Province de Grenville.

2. 3 Nomenclature de la Province de Grenville

Wynne-Edwards (1972) a subdivisé la Province de Grenville en plusieurs domaines (Fig. 2. 1) en se basant uniquement sur les contrastes métamorphiques et pétrologiques des différents terrains. Wynne-Edwards a considéré que la majorité des roches ont séjourné pendant plusieurs centaines de millions d'années dans des conditions catazonales.

D'après Wynne-Edwards (1972, 1976), l'orogénèse grenvillienne est entièrement ensialique, il a basé son argumentation sur l'absence des zones de sutures, des prismes d'accrétion, d'ophiolites, et des intrusions granodioritiques d'arcs insulaires.

La subdivision la plus récente est celle de Rivers *et al.* (1989). Selon ces auteurs la Province de Grenville est formée par trois ceintures longitudinales (Fig. 2. 2). Ces ceintures sont séparées entre elles par des zones tectoniques majeures soit: le Front de Grenville, la zone de faille de l'allochtone monocyclique (**MBBZ**) à l'ouest de la province et la zone de charriage de l'allochtone (**ABT**).

2. 3. 1 Le parautochtone

Cette ceinture est bien individualisée dans la partie nord-est de l'orogène (Fig. 2. 2), la ceinture parautochtone est formée par des roches recyclées de l'avant-pays, c'est-à-dire

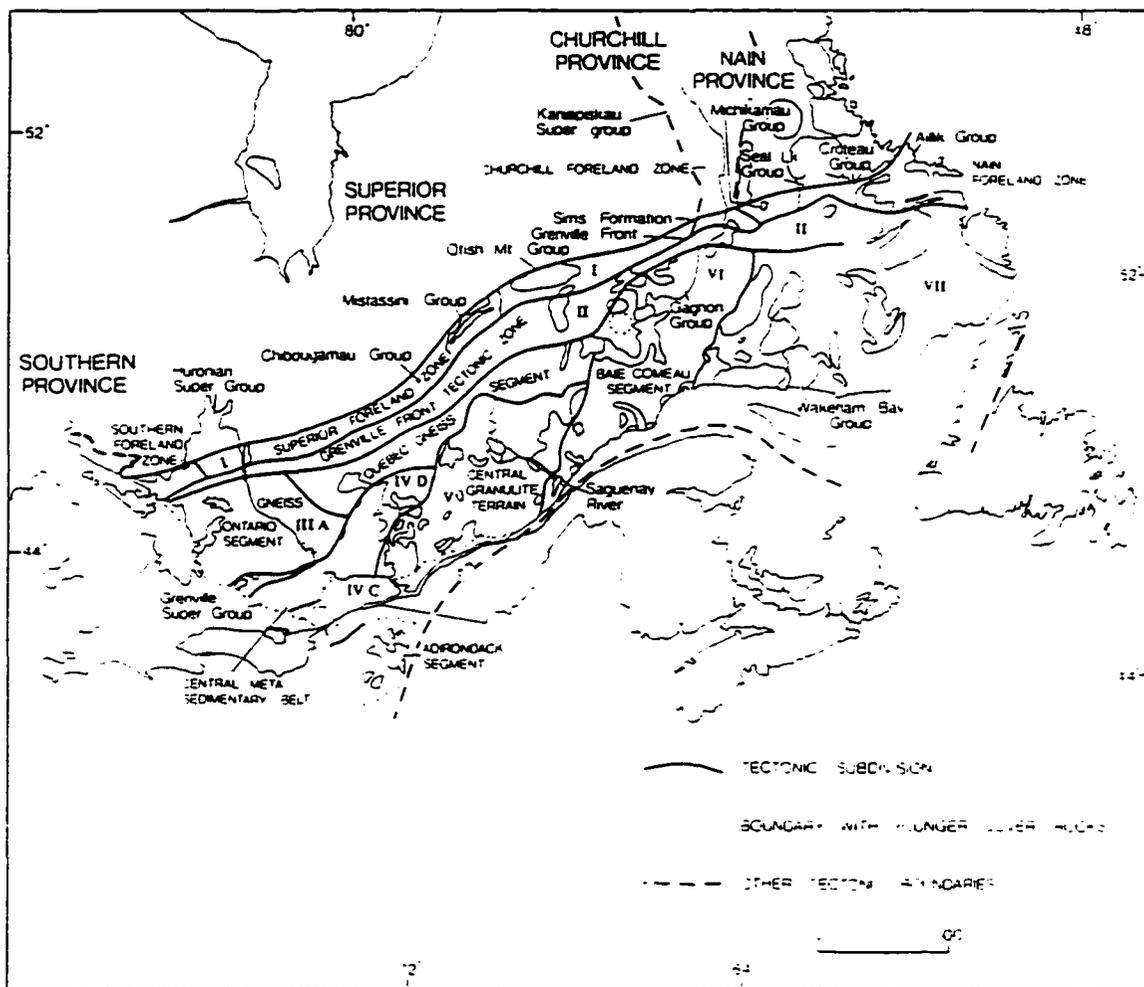


Figure 2. 1 Subdivision tectonique de la Province du Grenville (Wynne-Edwards 1972)

présentant des nouvelles déformations et un degré de métamorphisme plus élevé. Cette ceinture est limitée au nord et au nord-est par le Front de Grenville et au sud-ouest par l'ABT.

2. 3. 2 La ceinture allochtone polycyclique

Les terrains de l'allochtone polycyclique sont situés à l'ouest et au nord de la MBBZ. L'allochtone polycyclique comprend du matériel qui a été affecté par un métamorphisme au cours d'un cycle orogénique qui a précédé l'orogénèse grenvillienne, et sera métamorphisé lors de l'orogénèse grenvillienne. Cette ceinture, selon Martignole (1994) correspondrait à une zone de délimitation intracrûstale le long de laquelle les terrains polycycliques très métamorphiques du protérozoïque inférieur et moyen ont été transportés vers le nord-ouest sur la ceinture parautochtone, le long d'un grand accident chevauchant. La partie occidentale de cette ceinture n'a pas été subdivisée par Rivers *et al.* (1989), tandis que son équivalent oriental a été subdivisé selon Wynne-Edwards (1972) en:

- une partie méridionale (**BCS: Baie Comeau Segment**) localisée entre le Saguenay et l'océan atlantique; cette partie est caractérisée par des migmatites et des gneiss affectés par plusieurs phases de migmatisation et de déformation,

- une partie septentrionale (**C.G.T.: Central Granulite Terrane**) caractérisée par une abondance de gneiss charnockitique et d'amphibolite au faciès amphibolite supérieur ou faciès granulite; elle se caractérise aussi par la présence de paragneiss et de roches calcosilicatées.

Dans l'allochtone polycyclique, les roches intrusives sont abondantes, surtout les massifs anorthositiques, qui sont associées aux intrusions charnockitiques, mangéritiques et granitiques (AMCG).

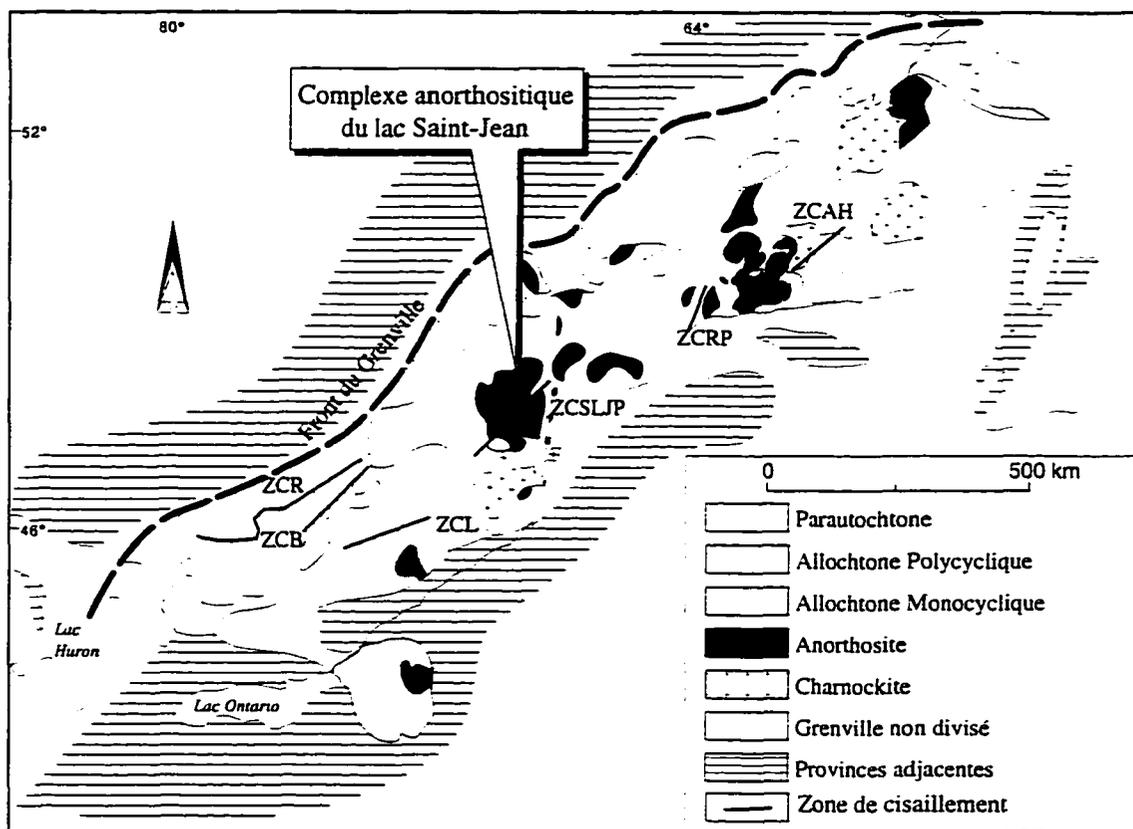


Fig. 2. 2 Localisation du complexe anorthositique du lac Saint-Jean par rapport à la subdivision de Rivers *et al.* (1989).

ZCAH: zone de cisaillement d'Abbé Huard.

ZCR: zone de cisaillement de Renzy.

ZCB: zone de cisaillement de Baskatong-Désert.

ZCLSJP: zone de cisaillement du lac Saint-Jean Pipmuacan.

ZCL: zone de cisaillement de Labelle-Kinonge.

ZCRP: zone de cisaillement de la rivière de Pentecôte.

2. 3. 3 L'allochtone monocyclique

L'allochtone monocyclique est formé par des roches supracrustales, sédimentaires, volcaniques et intrusives générées lors du cycle grenvillien. L'allochtone monocyclique est séparé de l'allochtone polycyclique par la limite tectonique **MBBZ** à l'ouest de la province et par le Groupe de Wakeham à l'est. Cette limite est considérée par Carlson *et al.* (1990) comme une zone de failles de compression et de failles d'extension tardives.

2. 4 Les différentes structures de la Province du Grenville

La Province de Grenville est caractérisée par de nombreuses zones de cisaillement qui sont plus ou moins parallèles à la zone tectonique du Front de Grenville. Dans la partie est de la Province de Grenville, plusieurs zones de cisaillement de type décrochante ont été reconnues et étudiées. Parmi celles-ci : il y a la zone de cisaillement de Abbé Huard (Fig.2. 2) qui se localise dans le complexe anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Cette zone possède une direction semblable sinon parallèle à celle du Front du Grenville et sépare les roches métavolcaniques et les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham et le complexe charnockitique de la rivière de Romain (Loveridge 1986). Elle possède un pendage abrupt vers le sud-est et un mouvement de nature senestre (Indares et Martignole 1993). La zone de cisaillement de Abbé Huard fût active au voisinage de 1062 Ma. Ceci est attesté par les anorthosites du Havre Saint-Pierre qui fournissent le même âge et montrent des déformations à l'état magmatique qui sont dues à l'activité de cette faille (van Breemen et Higgins 1993).

D'autres zones ont été trouvées à l'est de la Province de Grenville, ainsi, on trouve la zone de cisaillement de la rivière de Pentecôte (Martignole *et al.* 1993) qui se trouve à 300 km au sud-ouest du Groupe de Wakeham (Fig. 2 .2). C'est un ensemble de cisaillement senestre, à pendage vers le nord-ouest et à direction vers le nord-est, ceci est semblable aux

caractéristiques du Front de Grenville. Un âge présumé de l'activité de cette zone de cisaillement est de 1008 Ma.

Les zones de cisaillement de Renzy (elle sépare le parautochtone (**RDT**) de l'allochtone (**RBT**)) et de Baskatong se trouvent dans le sud-est du Québec, elles possèdent une direction vers le nord-est, leur mouvement principal est senestre tandis que leur pendage est vers le sud-est pour la zone de cisaillement de Renzy alors qu'il est vers le nord-ouest pour la zone de cisaillement de Baskatong (Childe *et al.* 1993, Fig. 2. 2).

L'avant dernière zone de cisaillement qui sera citée dans cette section est la zone de cisaillement de Labelle. Elle est localisée le long du complexe anorthositique de Morin. Mais, à la différence des autres zones, elle possède une direction vers le nord-est et un mouvement tectonique dextre, cette zone était active à 1020 Ma (Martignole et Friedman 1993).

Quelques zones de cisaillement ont été bien étudiées dans la partie Ontarienne de l'orogène grenvillienne. Les principales zones de cisaillement se trouvent dans la ceinture métasédimentaire centrale (**CMB**) et la ceinture gneissique centrale (**CGB**). Elles étaient actives entre 1150 Ma et 1160 Ma (Pehrson *et al.* 1996; Corfu et Easton 1995; Hildebrand et Easton 1995). Notons que tous les âges cités ci-dessus ne représentent ni des âges minimum ni maximum de la faille, mais, ils représentent des âges précis de l'activité de la faille.

La zone de cisaillement du lac Saint-Jean-Pipmuacan (**ZCLSJP**, Fig. 2. 2) est la dernière zone de cisaillement qui sera citée dans cette section. Elle traverse le complexe anorthositique du lac Saint-Jean (**CALSJ**), cette **ZCLSJP** possède une direction NE-SO et une étendue de 200 km (Hébert 1989).

Le plutonisme dans la **ZCLSJP** est bien déterminé; il s'agit d'intrusions appartenants à la suite Anorthosite-Mangérite-Charnockite-Granite (**AMCG**, Emslie 1978). Enfin, les roches encaissantes sont également présentes et elles sont de nature calcosilicatée (gneiss, marbre etc.).

Le gisement de wollastonite du Canton Saint-Onge, qui fait l'objet de cette étude, se trouve dans cette zone de cisaillement. La présence des roches paragneissiques et calcosilicatées complète les deux caractéristiques indispensables à la formation du gisement de wollastonite (plutonisme et zone de cisaillement) en plus de la zone de cisaillement.

2. 5 Géologie régionale du Saguenay - Lac Saint-Jean

Le complexe anorthositique du lac-Saint-Jean qui appartient à l'allochtone polycyclique (Rivers *et al.* 1989) possède une superficie de plus de 20 000 km² (Woussen *et al.* 1981) et constitue l'un des complexes les plus grands au monde.

Plusieurs auteurs (Dimroth *et al.* 1981; Roy *et al.* 1986; Higgins et van Breemen 1992, 1996) ont suggéré que le complexe anorthositique du lac-Saint-Jean est formé par un ensemble d'intrusions, mais dont les limites sont difficiles à déterminer.

L'ensemble de roches qui constitue ce complexe varie entre les anorthosites et les leucogabbros, cela a été vérifiée par des études géophysiques au Lac-Saint-Jean. Ces études ont identifié des anomalies gravimétriques négatives importantes associées avec quelques petites anomalies positives, ceci a été interprétés comme des masses anorthositiques d'épaisseur 4 à 19 km qui sont associées à des masses gabbroïques et troctolitiques (Ashwal 1993). La majorité des constituants qui forment ce complexe sont des plagioclases en phase cumulat, et les ferromagnésiens en phase inter-cumulat.

Du point de vue du métamorphisme, Corriveau (1982) a observé dans cette région un grade de métamorphisme rétrograde aux alentours des anorthosites, et elle l'a associé à la mise en place du complexe anorthositique. Les travaux d'Arpin (1984) sur les assemblages minéralogiques préexistants dans la région renforcent l'hypothèse de la présence d'un faciès métamorphique granulitique ayant des températures au-dessus de 700 °C.

Le complexe anorthositique du lac-Saint-Jean est coupé par plusieurs dykes et zones de déformation (Figs 2. 3 et 2. 4). Ces dykes se sont mis en place suite à plusieurs injections magmatiques dans une zone de cisaillement de direction nord-est (Higgins et van Breemen 1992). Les zones de cisaillement situées dans la région du Saguenay Lac-Saint-Jean affectent surtout la partie sud-ouest du complexe anorthositique du lac-Saint-Jean, elles montrent une déformation ductile. À cause de ces zones dont la direction est nord-est: sud-ouest, la région est coupée en quatre blocs tectoniques (bloc de Saint Henri-de-Taillon; Saint-Nazaire; Saint-Gédéon et Saint-Bruno) (Woussen *et al.* 1981). Gervais (1993) a remarqué la présence d'un réseau de failles conjuguées de direction nord-est à nord-nord-est associé avec des plans de foliations sub-verticaux (Figs. 2. 3, 2. 4 et 2. 5). Hervet *et al.* (1994) ont remarqué au niveau du lac Kénogami la présence de plusieurs intrusions dans des zones de cisaillement de direction nord-est.

2. 6 Accès à la région du Canton Saint-Onge

Pour se rendre à la région du Canton Saint-Onge, on prend la route n° 127 en direction ouest jusqu'à la municipalité de Saint-Monique où on change de route et on prend la route n° 169, en se dirigeant toujours vers l'ouest, après une dizaine de kilomètres, on se dirige vers le nord en direction de la municipalité de Saint-Ludger-de-Milot.

La région étudiée se trouve dans le complexe anorthositique du lac-Saint-Jean à 60 km au nord du Lac Saint-Jean et à 20 km de la municipalité de Saint-Ludger-de-Milot (Fig. 2.

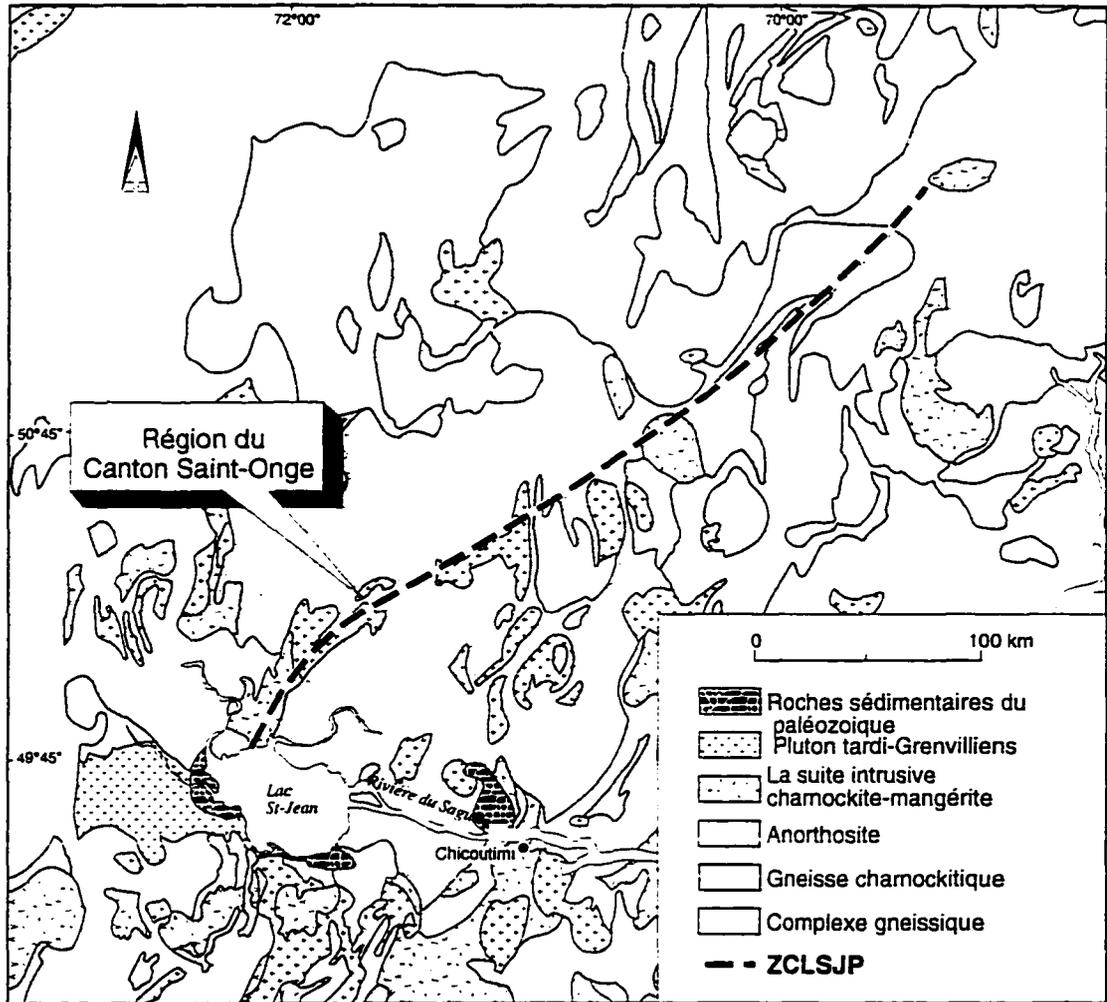


Fig. 2. 3 Différentes lithologies et structures qui existent dans le complexe anorthositique du lac Saint-Jean (Hèbert 1991).

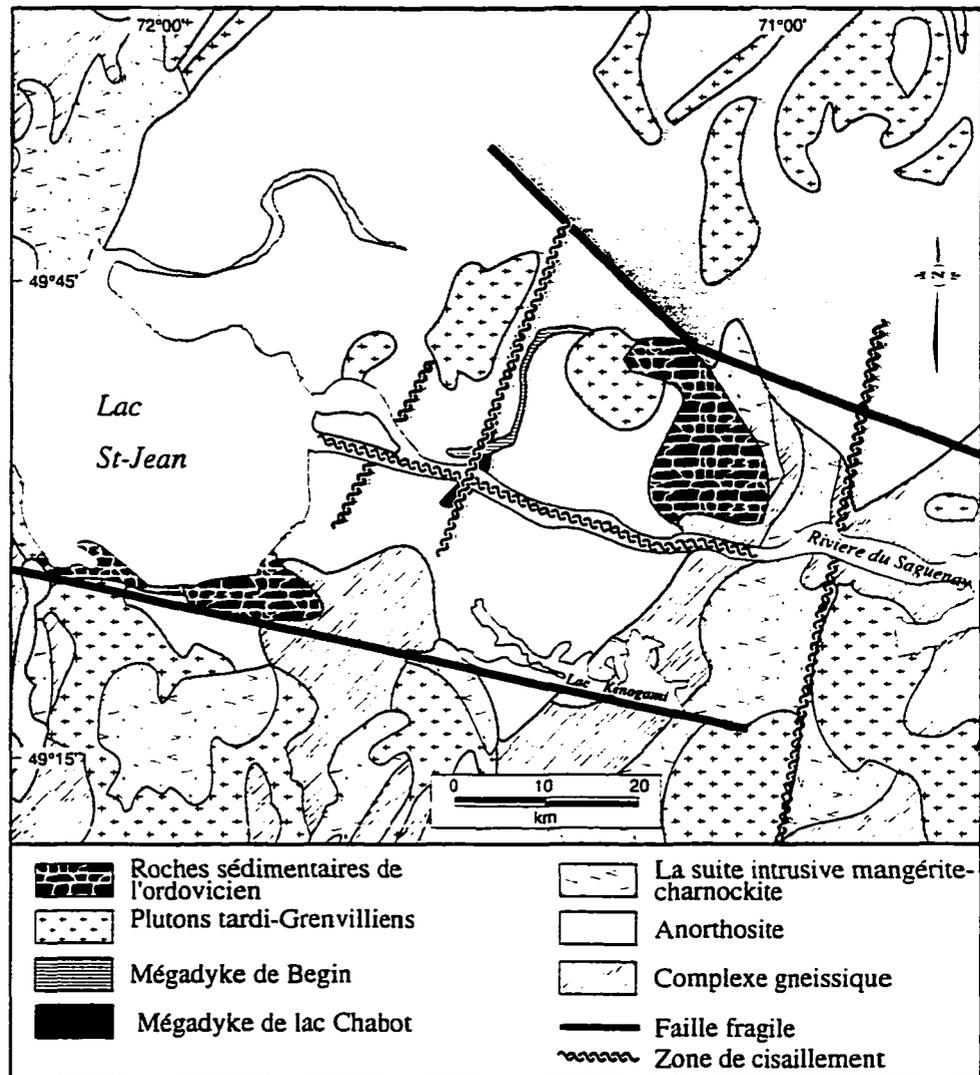


Fig. 2. 4 Différentes lithologies et structures existantes dans le complexe anorthositique du lac-Saint-Jean (Woussen *et al.* 1988).

4). Les affleurements sont localisés dans le Canton de Saint-Onge dans la **ZEC** des Chutes des Passes au nord de Saint-Ludger-de-Milot, ces affleurements sont limités par les longitudes 72° et 71°30' ouest et par les latitudes 49°15' et 49°00' nord. L'accès aux affleurements se fait grâce à un ancien réseau de routes forestières bien entretenues. cependant certains affleurements ont un accès difficile.

2. 7 Géologie locale

La région du Lac aux Grandes Pointes est localisée entièrement dans le complexe anorthositique du lac-Saint-Jean, le long d'une zone de cisaillement de direction nord-est sud-ouest (Hébert 1991). Hébert (1991) a suggéré que le complexe anorthositique est traversé par des cisaillements de direction nord-est sud-ouest, ces cisaillements pourraient être suivi de Dolbeau situé au Lac-Saint-Jean jusqu'à l'extrémité nord-est du réservoir Pimpuacan sur une longueur de 200 km (Fig. 2. 3). Cette zone porte le nom de la zone du cisaillement du Lac Saint-Jean Pimpuacan (**ZCLSJP**). Les roches de la région sont caractérisées par des roches métasédimentaire, par une déformation à l'état solide et magmatique des intrusions, par plusieurs zones de cisaillement, par des structures mylonitiques dont la direction est principalement vers le nord-est (Gervais 1993) et par de nombreuses intrusions de composition diverse tel que les intrusions de gabbro, charnockite, granite, anorthosite, mangérite et syénite (Gervais 1993; Figs.2. 4; 2. 5 et 2. 6).

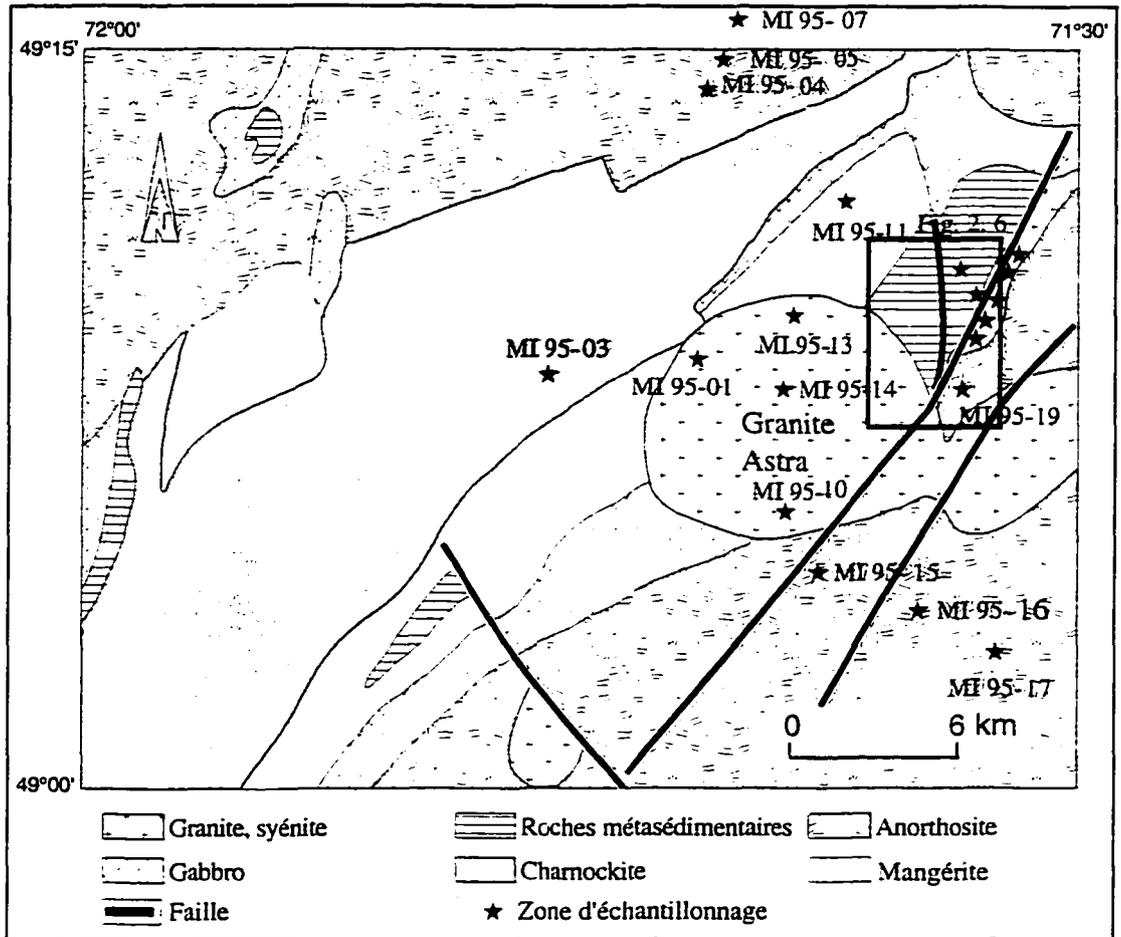


Fig. 2. 5 Carte géologique de la région du lac aux Grandes Pointes (d'après Gervais 1993).

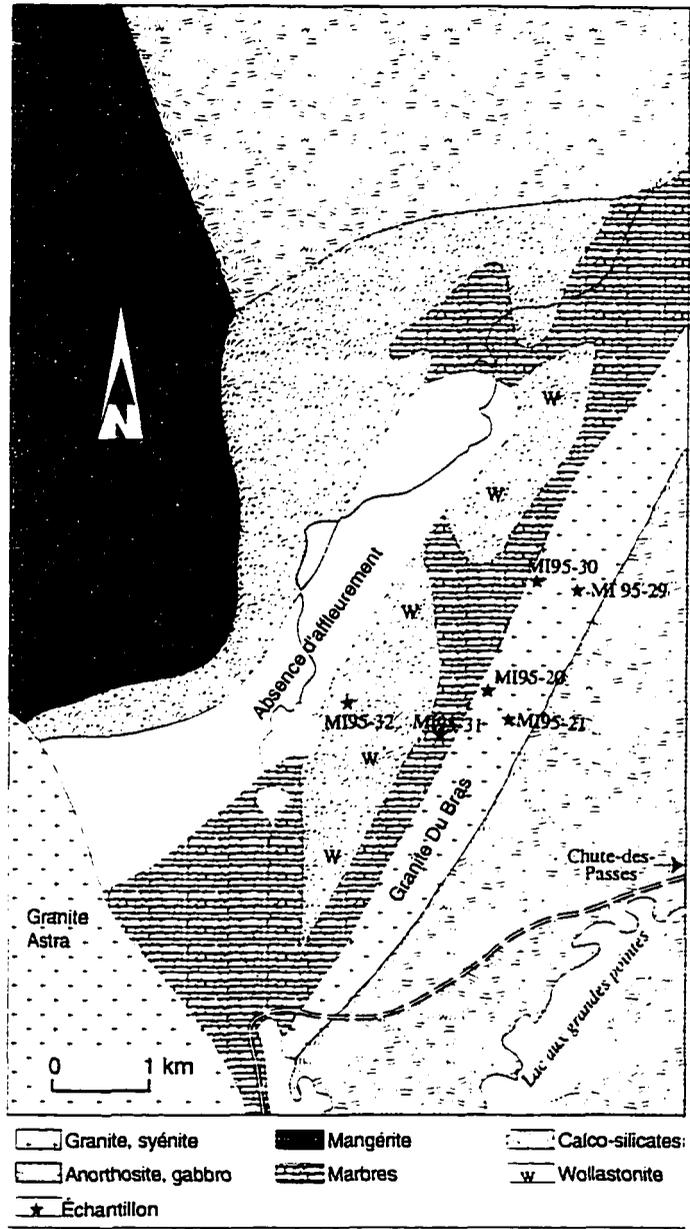


Fig. 2. 6 Carte géologique de la région du lac de Du Bras (d'après Gervais 1993)

CHAPITRE III

Pétrologie et Structure

3. 1 Introduction

La pétrographie permettra de clarifier quelques liens génétiques entre les différentes unités préexistantes dans le Canton Saint-Onge. Aussi à l'échelle de la lame mince, il est possible de voir des figures de déformation dans quelques unités. ceci va permettre ensuite la distinction des conditions sous lesquelles une roche donnée s'est formée et donc la disposition dans le temps de la déformation vis-à-vis de la mise en place des intrusions et de la formation des calcosilicates. De plus, à cette même échelle, on peut donner une description plus ou moins détaillée de l'agencement des cristaux des phases minéralogiques de la roche.

3. 2 Les différents types de textures

Les roches calcosilicatées et quelques roches intrusives (mangérite, charnockite, granite, anorthosite) du Canton Saint-Onge a été affectée par un degré de métamorphisme élevé (faciès amphibolite-granulite) et par une déformation. Ceci a provoqué dans la plupart des cas la formation de quelques textures telles que:

i) La texture de déformation à l'état magmatique

Il s'agit d'une texture qui se développe quand la déformation et la cristallisation se réalisent au même temps (cette texture peut être reliée à la mise en place de l'intrusion et/ou à l'activité d'une faille). Cette texture est matérialisée par un allongement préférentiel des

cristaux de plagioclase non déformé, ceci va favoriser la formation d'une foliation magmatique.

ii) La texture de déformation à l'état solide

La texture de déformation à l'état solide se développe après la cristallisation magmatique, suite à l'intervention d'une phase tectonique après la mise en place de l'intrusion. Les structures de déformation à l'état solide peuvent se produire lors de la cristallisation finale de la roche, pendant que la roche est chaude et/ou lors des événements tectoniques tardifs. Les critères de reconnaissance de cette texture au niveau des roches intrusives sont les suivants:

- la texture protoclastique en terme descriptif caractérise un stade de déformation très faible. Cette texture est matérialisée par un début de granulation des gros cristaux de plagioclase (généralement la granulation débute sur la bordure des cristaux) ou par un remplissage des fractures des cristaux par un matériel quartzo-feldspathique très fin;

- la texture porphyroclastique (généralement trouvée dans les mylonites) se manifeste par des plagioclases qui baignent dans une matrice à grains très fins;

- la texture granoblastique, cette dernière est formée par une mosaïque de plagioclases isogranulaires et secondaires. Les minéraux mafiques montrent un certain étirement.

iii) Texture coronitique

Cette texture est matérialisée par des bandes d'hornblendes et/ou de biotites qui se développent autour des cristaux de pyroxène et des minéraux opaques. Les phénomènes métamorphiques qui produisent un changement des conditions de stabilité des phases minérales sont à l'origine des couronnes.

3. 3 Description pétrographique des unités du Canton Saint-Onge

3. 3. 1 Les calcosilicates hôtes la wollastonite

Les skarns de wollastonite sont des roches calcosilicatées composées principalement de wollastonite (50%) et de diopside de forme et de couleur variable. La wollastonite est généralement associée avec le diopside; cette association est bien remarquée près des marbres. Le litage est facilement reconnaissable grâce à la différence de couleur qui existe entre les lits centimétriques de wollastonite (couleur blanche) et les lits centimétriques de diopside, de quartz et de feldspath potassique (couleur beige à verdâtre). La wollastonite paraît dans la plupart des cas associée aux diopsides verts, elle est sous forme de fibre lamellaire, et les lames ont une taille assez grossière et une orientation aléatoire.

Les études de Gervais (1993) et de Beisswenger (1996) réalisées dans les skarns de wollastonite montraient un cortège minéralogique constitué essentiellement par des cristaux de wollastonite (~ 50%), de diopside (~ 50% à 95%), du quartz (~ 2% à 10%), de titanite (~ 30%), de calcite (~ 5%), de plagioclase, et de microcline. La phase accessoire est formée par la fluorine. La phase sulfurée est constituée par des cristaux de pyrite, chalcopyrite et pyrrhotite.

3. 3. 2 Anorthosite massive du Canton Saint-Onge (ACSO)

Les observations de terrain montrent que l'ACSO est séparée en deux par des roches charnockitiques (granite à hypersthène; Le Maître 1989) et gabbroïques. Ces deux intrusions se trouvent dans un couloir de déformation orienté nord-est / sud-ouest (Fig. 2. 5).

Les anorthosites montrent une granulométrie fine (de l'ordre centimétrique) et deux sous-faciès, les anorthosites (s.s.) et les anorthosites gabbroïques. Le passage graduel ou net entre ces deux sous-faciès est visible sur certains affleurements. Ces anorthosites ne sont pas

bien foliées, sauf dans la zone de cisaillement où la foliation est bien exprimée. Sur certains affleurements, on remarque la présence de poche pegmatitique riche en mégacristaux de plagioclase, pyroxène et de zircon.

En lame mince les échantillons montrent un cortège minéralogique composé par des cristaux de plagioclase caractérisés par la présence locale de macles de péricline, des cristaux de perthite, de pyroxène (hypersthène et augite), de biotite, d'amphibole, de zircon (surtout dans les poches pegmatitiques) et de l'apatite (Pl. 3. 1 a, b). Comme produits d'altération des cristaux de plagioclase, nous avons remarqué la présence de l'épidote et de la chlorite. Les ferromagnésiens s'altèrent en oxyde (magnétite?). Les carbonates sont en traces. Tous les assemblages minéralogiques de cette unité sont résumés au tableau 3.1.

La texture dominante dans les anorthosites massives du Canton Saint-Onge est la texture granoblastique. Au niveau de la majorité des cristaux de plagioclase, on remarque une texture granoblastique qui est matérialisée par un agrégat de grains de plagioclase de taille très petite. Ces grains de plagioclase se localisent essentiellement dans les interstices ou entre les mégacristaux de plagioclase. La texture en mortier est visible seulement au niveau des échantillons pris près de la zone de cisaillement (Pl. 3. 2 a, b), la même texture a été identifiée dans les anorthosites situées au sud (Woussen *et al.* 1981).

Les plagioclases au niveau de ces échantillons montrent deux générations bien distinctes, les mégacristaux et les microcristaux. Les seconds sont les produits de la déformation (texture en mortier). Ces cristaux de plagioclases tordus sont en phase cumulat et ils montrent des macles bien développées et déformées, cette forme de plagioclase est due essentiellement à une déformation peu prononcée.

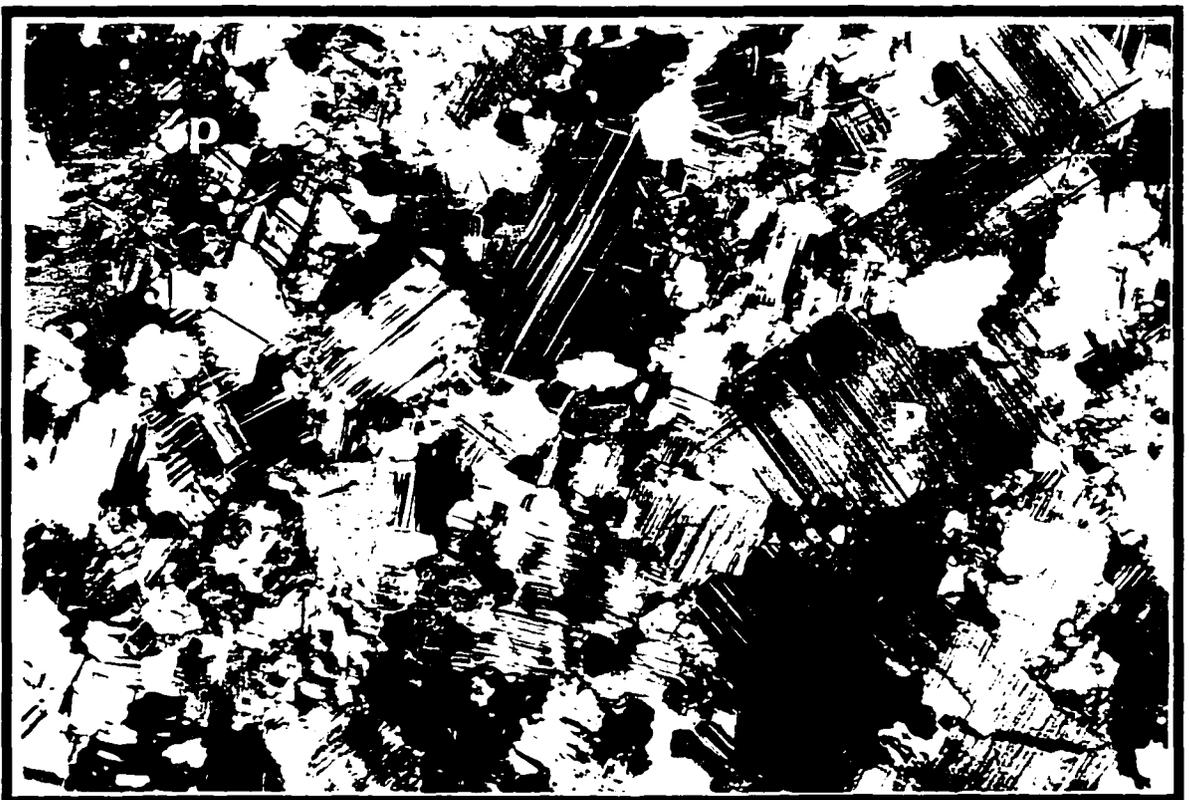
Planche 3. 1

a) Photomicrographie sous lumière polarisée d'une anorthosite (MI 95 18) montrant des cristaux de plagioclase (**P**) séricitisés à macles déformées et des cristaux d'épidote (**E**).

b) Photomicrographie sous lumière polarisée d'une anorthosite (MI 95 04) montrant une texture protoclastique et quelques cristaux de plagioclase avec macles de péricline (**P**): pyroxène (**p**) et d'oxyde.



1mm



5mm

# Échantillon	MI95-17a	MI95-17a	MI95-17a	MI95-17a	MI95-17a	MI95-17	MI95-17
	27	24	26	25	22	b	c
Quartz (%)	0	0	5	5	0	3	5
Plagioclase	80	60	30	70	80	70	65
Microcline	10	10	10	10	0	10	0
Orthopyroxène	0	20	20	3	10	10	10
Clinopyroxène	3	0	0	3	0	0	0
Amphibole	0	Trace	10	4	0	0	7
Biotite	2	5	7	2	4	2	5
Apatite	Trace	0	0	Trace	Trace	0	0
Muscovite	0	0	0	0	0	0	0
Chlorite	Trace	5	10	0	0	5	0
Épidote	0	0	Trace	0	1	0	7
Fluorine	0	0	0	1	0	0	0
Oxydes	0	0	3	1	5	0	trace
Séricite	5	0	5	1	Trace	0	0
Zircon	0	0	0	0	2	0	0

Tableau 3. 1 Assemblage minéralogique trouvé dans les roches anorthositiques.
L'estimation est visuelle.

# Échantillon	MI95-15	MI95-15	MI95-18	MI95-16	MI95-04	MI95-05	MI95-05	MI95-05
	a	b				a	b	c
Quartz (%)	0	0	0	0	0	0	0	0
Plagioclase	50	35	45	92	85	85	90	80
Microcline	0	0	30	0	0	0	0	3
Orthopyroxène	30	40	5	0	15	10	0	10
Clinopyroxène	10	10	1	0	0	4	0	0
Amphibole	0	0	2	0	0	0	0	0
Biotite	5	10	1	2	0	0	0	0
Apatite	0	0	0	0	0	0	0	0
Muscovite	0	0	5	0	0	0	0	0
Chlorite	2	5	Trace	0	0	0	0	0
Épidote	0	0	10	6	0	1	10	7
Fluorine	0	0	0	0	0	0	0	0
Oxydes	3	0	Trace	0	0	0	0	0
Séricite	0	0	Trace	0	0	Trace	0	Trace
Zircon	0	0	0	0	0	0	0	2

Tableau 3. 1 Assemblage minéralogique trouvé dans les roches anorthositiques.
L'estimation est visuelle.

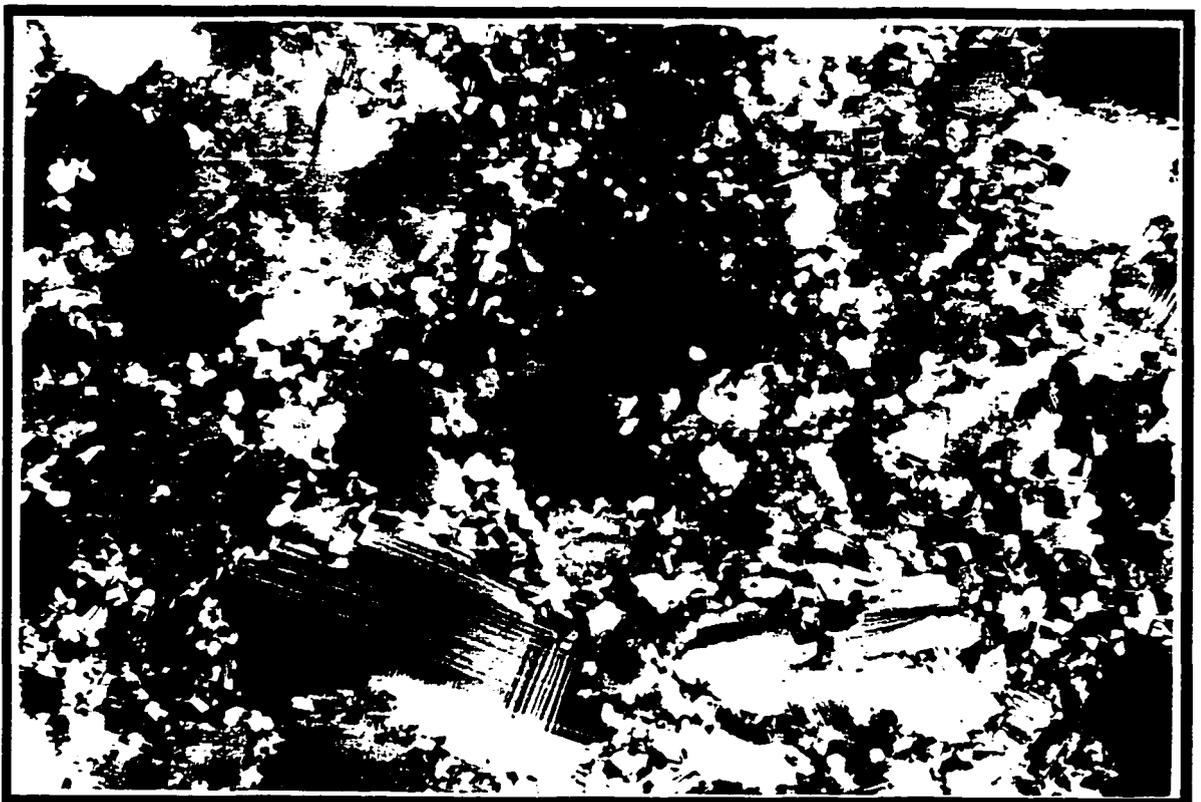
Planche 3. 2

a) Photomicrographie sous lumière polarisée d'une anorthosite (MI 95 15b) montrant des mégacristaux de pyroxène (**p**) et des cristaux de plagioclase (**P**), tous deux possèdent des macles déformées, la texture en mortier est bien visible sur cet échantillon.

b) Photomicrographie sous lumière polarisée d'une anorthosite (MI 95 16) montrant des mégacristaux de plagioclase (**P**) qui possèdent des macles de péricline, et des cristaux d'épidote (**E**). La texture en mortier est bien visible sur cet échantillon.



4.5 mm



4.5mm

En plus de ces deux textures, on a une troisième texture localisée uniquement au niveau des gros cristaux de plagioclase, il s'agit de la texture myrmékitique (Pl. 3. 3). L'explication de la formation de cette texture suit trois écoles différentes:

- Collins (communication personnelle) émet l'hypothèse que la texture myrmékitique est due à un remplacement de potassium des feldspaths potassiques par du sodium et par du calcium provenant d'un fluide riche en ces éléments. Selon le même auteur cette hypothèse paraît logique que lorsque la taille des feldspaths potassiques est centimétrique (>1 cm), et quand la myrmékite est très petite, ce qui n'est pas le cas dans cette étude;

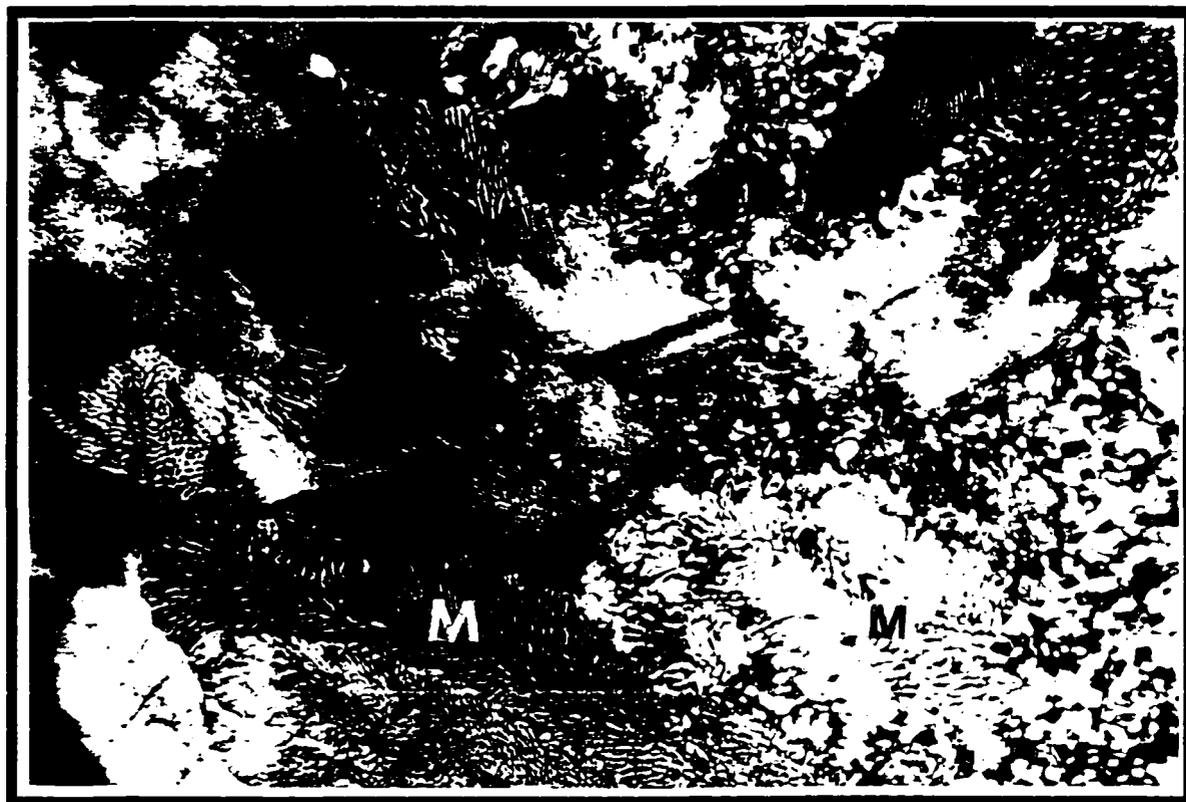
- l'origine de la myrmékite est expliquée par Vernon (1992) comme un produit d'une déformation active.

- Dymek et Schiffries (1987) pensent que les myrmékites sont les produits de remplacement des plagioclases, suite aux réactions corrosives entre les plagioclases primaires et les fluides magmatiques.

La seconde hypothèse sur la formation de la myrmékite serait la plus favorisée dans cette étude, car elle est la plus adéquate pour la formation des myrmékites dans notre cas.

Les orthoses montrent une texture microperthitique dans les anorthosites de deux manières différentes. La première texture est une intercroissance entre les feldspaths potassiques et les feldspaths sodiques qui sont sous forme de lames déformées (figures de flammes). La seconde texture est formée par des feldspaths riches en sodium sous forme de mosaïque qui sont en intercroissance avec les feldspaths potassiques (texture en mosaïque).

Au niveau de certaines lames minces, on remarque un certain nombre de figures intéressantes telles que les couronnes de réaction des amphiboles qui entourent les pyroxènes. Ces mêmes pyroxènes sont affectés par une chloritisation suite à la présence des



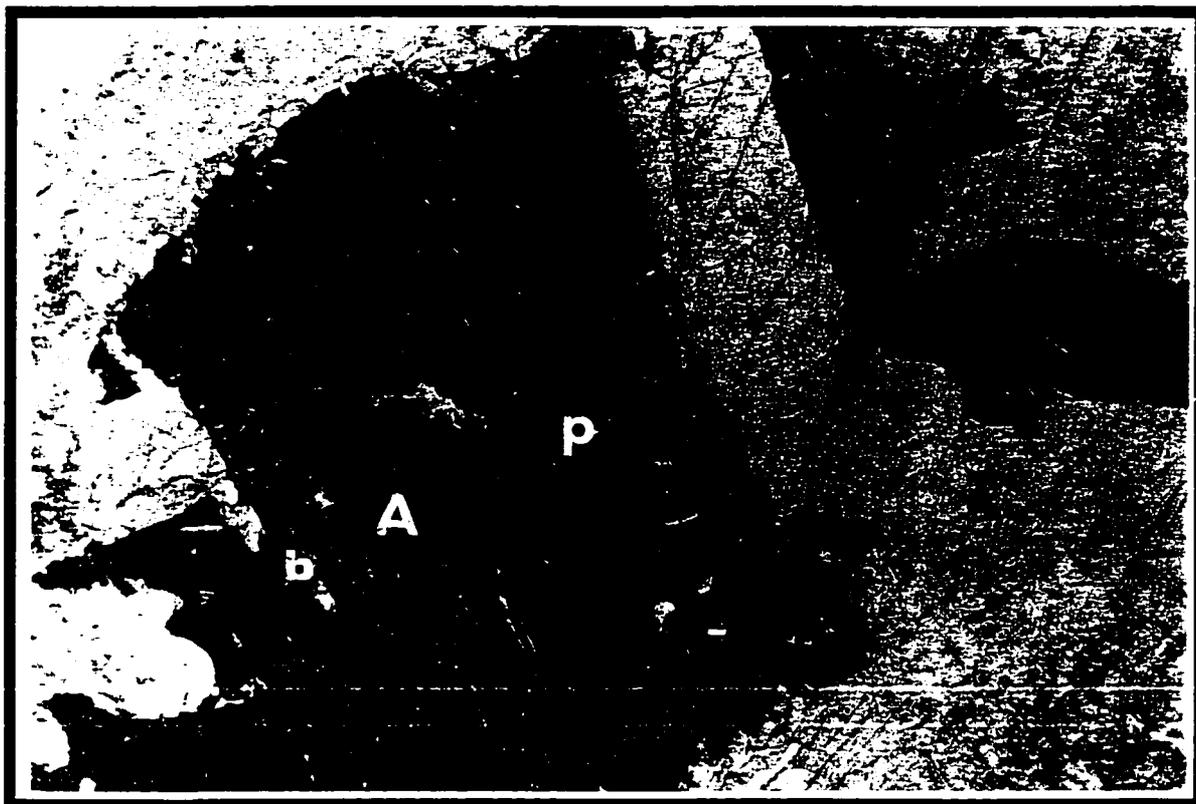
0.6 mm

Planche 3. 3 Photomicrographie sous lumière naturelle d'une anorthosite (MI 95 17/24 a) qui montre des mégacristsaux de plagioclases ayant une texture myrmékitique (M) bien développée.

couronnes d'altération de chlorite autour d'eux et également par une épidotisation assez tardive. Ces couronnes pourraient être expliquées par un remplacement des cristaux de pyroxène (hypersthène) par les cristaux d'amphibole (hornblende) (Pl. 3. 4), suite à un changement des conditions de température et de pression (activation de la zone de cisaillement, métamorphisme rétrograde) qui contrôlent la cristallisation. Des couronnes semblables ont été rencontrées dans les anorthosites situées près d'Alma, ces couronnes sont considérées comme des produits d'un métamorphisme (Woussen *et al.* 1981).

Dans les poches pegmatitiques, les minéraux accessoires observés sont l'apatite et les zircons surtout au niveau des cristaux de biotite. Dans les lames d'anorthosite qui restent, la phase accessoire se compose d'oxyde et de titanite. Enfin l'altération de ces anorthosites se manifeste par la présence des cristaux de chlorite, d'épidote et d'oxyde.

En résumé, l'étude pétrographique des anorthosites, nous renseigne sur l'ordre de cristallisation des minéraux existants dans cette roche et sur la position de la déformation vis-à-vis de la cristallisation et la mise en place de l'intrusion. Ainsi, la première étape est caractérisée par la formation des mégacristaux de plagioclase et des pyroxènes en l'occurrence de l'hypersthène, ensuite il y a eu la déformation qui va causer la fracturation des plagioclases, la formation des macles de péricline (Tullis 1983) au niveau des cristaux de feldspaths et des microcristaux de plagioclase dans les interstices et les myrmékites (Vernon 1992). Au fur et à mesure que les conditions de cristallisation changent, les couronnes de réaction entre les amphiboles et les pyroxènes commencent à se développer suite aux échanges cationiques (Fe^{++} , Mg^{++} , Ca^{++} , Al^{+++} , Na^+) entre les pyroxènes et les plagioclases. L'hypersthène s'altère et se transforme en biotite, cette dernière sera plus tard chloritisée. Enfin comme altération très tardive, on enregistre la séricitisation et l'épidotisation des plagioclases, surtout au niveau des plans de macle.



3.3 mm

Planche 3. 4 Photomicrographie sous lumière naturelle d'une anorthosite (MI 95 15) qui montre des figures de remplacement des cristaux de pyroxènes (**p**) par ceux de biotite (**b**) et d'hornblende (**A**).

3. 3. 3 Granite de Du Bras

La seconde intrusion citée dans cette section sera l'intrusion de Du Bras. Le Granite de Du Bras est situé dans le couloir de la déformation et il est très déformé (Pl. 3. 5). C'est un granite de couleur rosâtre, de structure massive à foliée, de grains fins à grains grossiers. La particularité de ce granite est sa richesse en quartz bleu et sa texture rapakivi (cf. 3. 3. 6) (Pl. 3. 6 a, b).

L'intrusion de Du Bras montre deux phases assez différentes de point de vue taille des grains. La phase grossière montre une texture rapakivi développée et une texture oeillée. Les mesures de direction et de pendage de la foliation sur le terrain ont donné une direction moyenne respective de 220° jusqu'à 230° et un pendage sub-vertical (Tableau 1A). La mesure de la foliation a été réalisée à partir de la direction de l'orientation des cristaux de plagioclase et des enclaves cogénitiques (forme arrondie, granulométrie hétérogène) dont le granite en possède une quantité raisonnable. Les enclaves sont constituées par des composantes peu quartzifères, ceci laisse à penser que ces enclaves proviennent d'un magma parent mafique à intermédiaire. La phase ferromagnésienne est la biotite.

L'étude pétrographique du faciès grossier a montré un cortège minéralogique composé en moyenne par des cristaux de plagioclase; de feldspath potassique perthitique; du quartz, de zircon, de la biotite, d'oxyde, d'apatite; de la séricite et de la chlorite. Le tableau 3. 2 reprend toutes les observations minéralogiques de cette unité.

Le faciès grossier montre en général des cristaux de plagioclase déformés, dans certains cas séricitisés, des cristaux d'orthose qui sont assez représentés et montrent une texture perthitique en flamme (Pl. 3. 7 a), des cristaux de quartz xénomorphes et des microcristaux de quartz recristallisés et déformés qui sont situés dans les espaces libres créés par la déformation. Donc, ces cristaux forment une texture en mortier (Pl. 3. 7 b). De plus,

Planche 3. 5 Granite de Du Bras fortement déformé, les cristaux du quartz (**Q**) sont bien étirés.

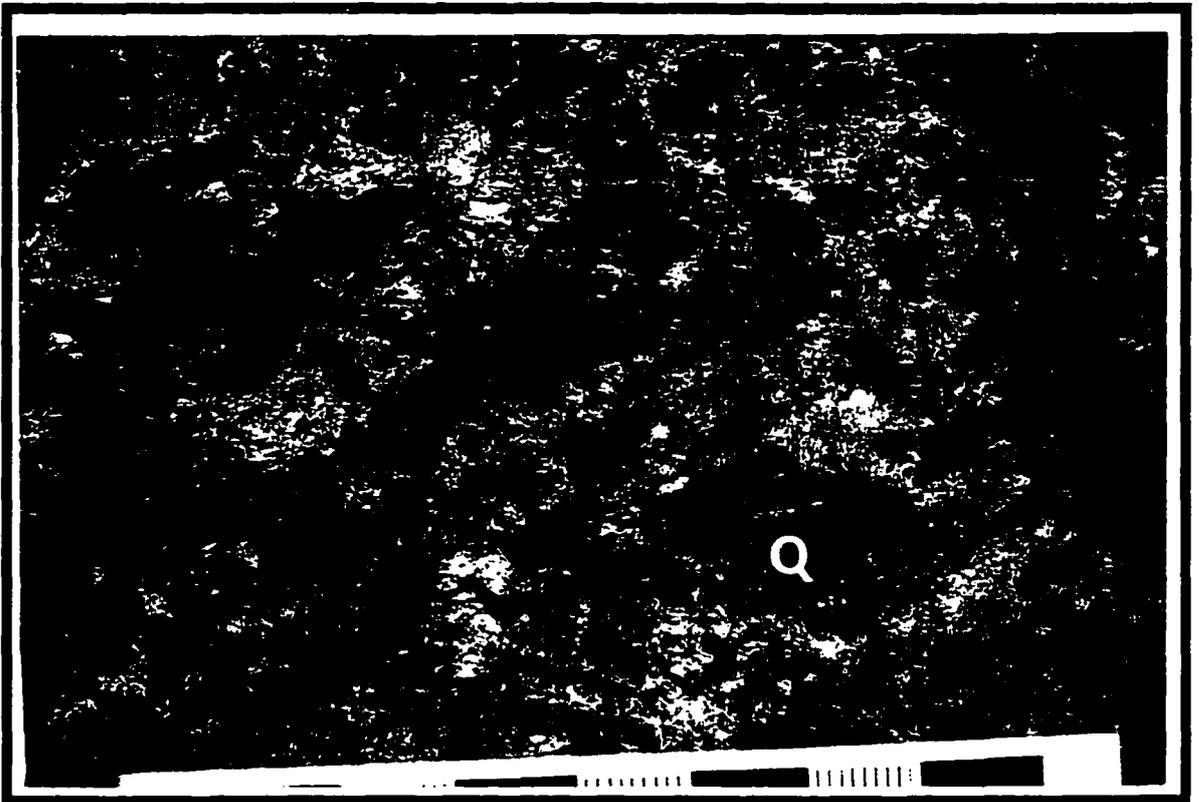
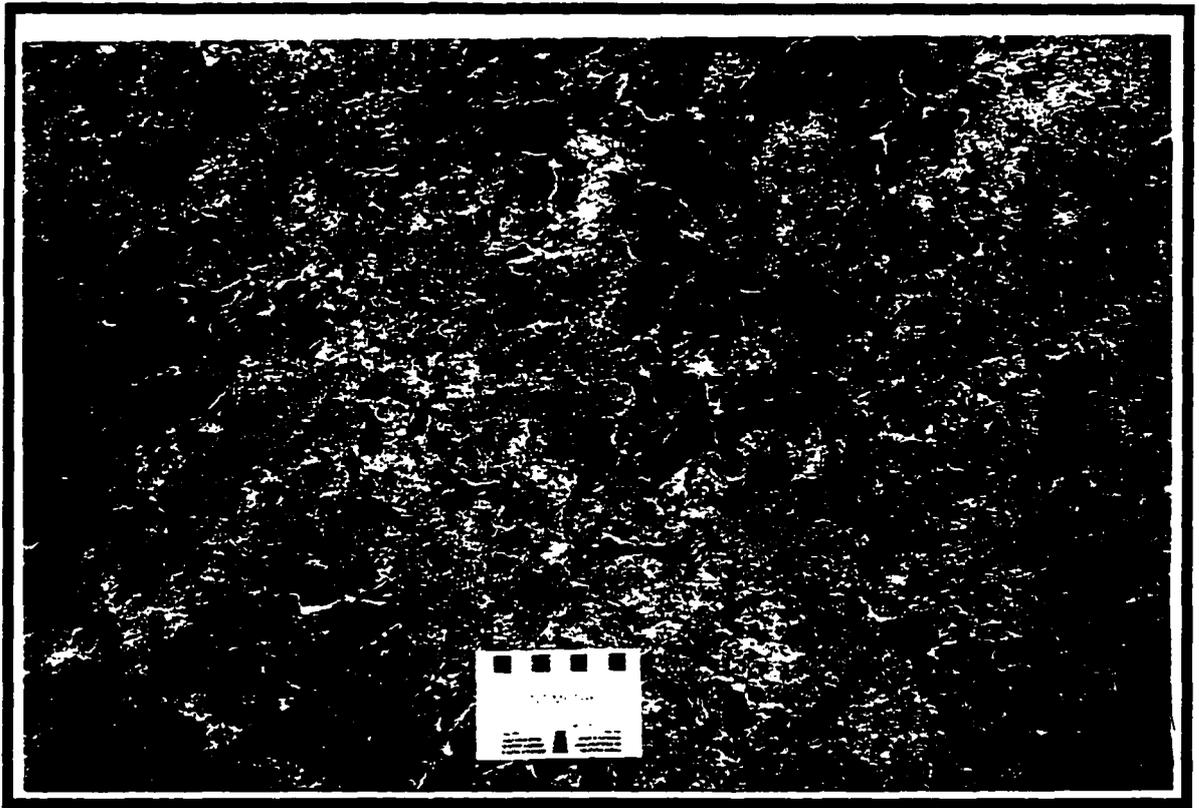
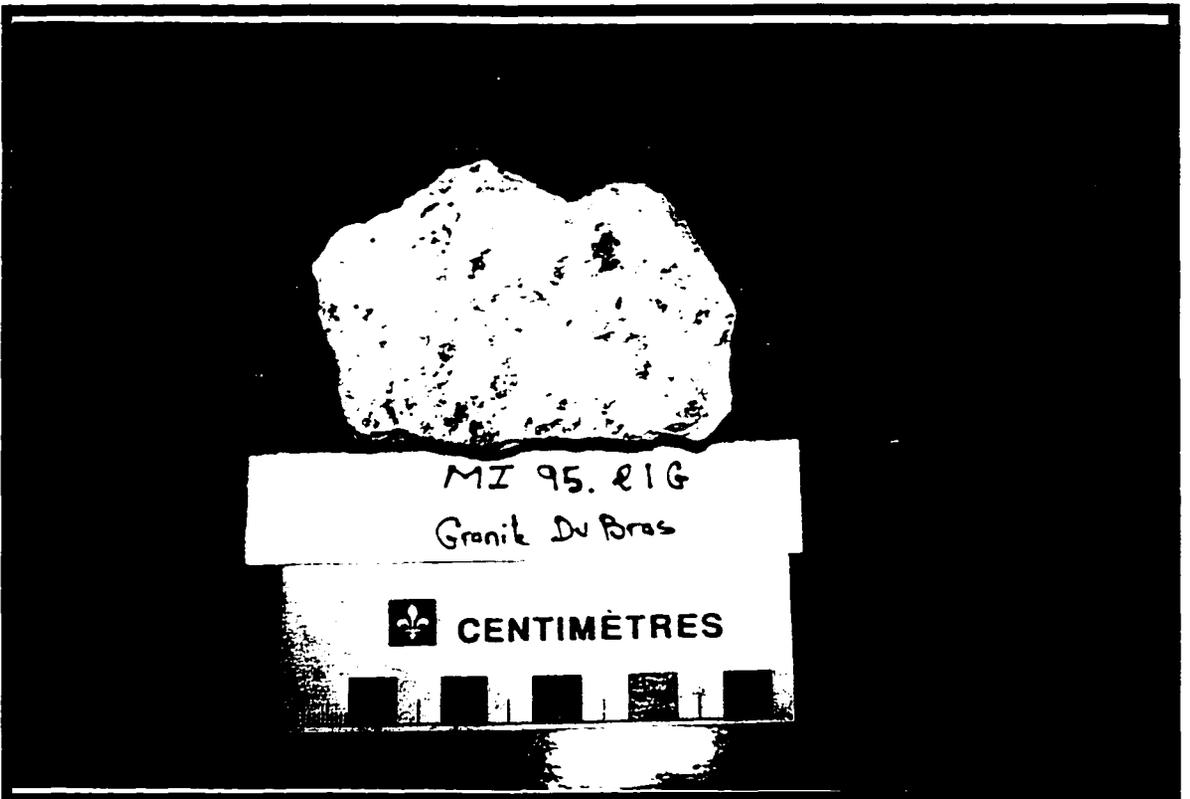
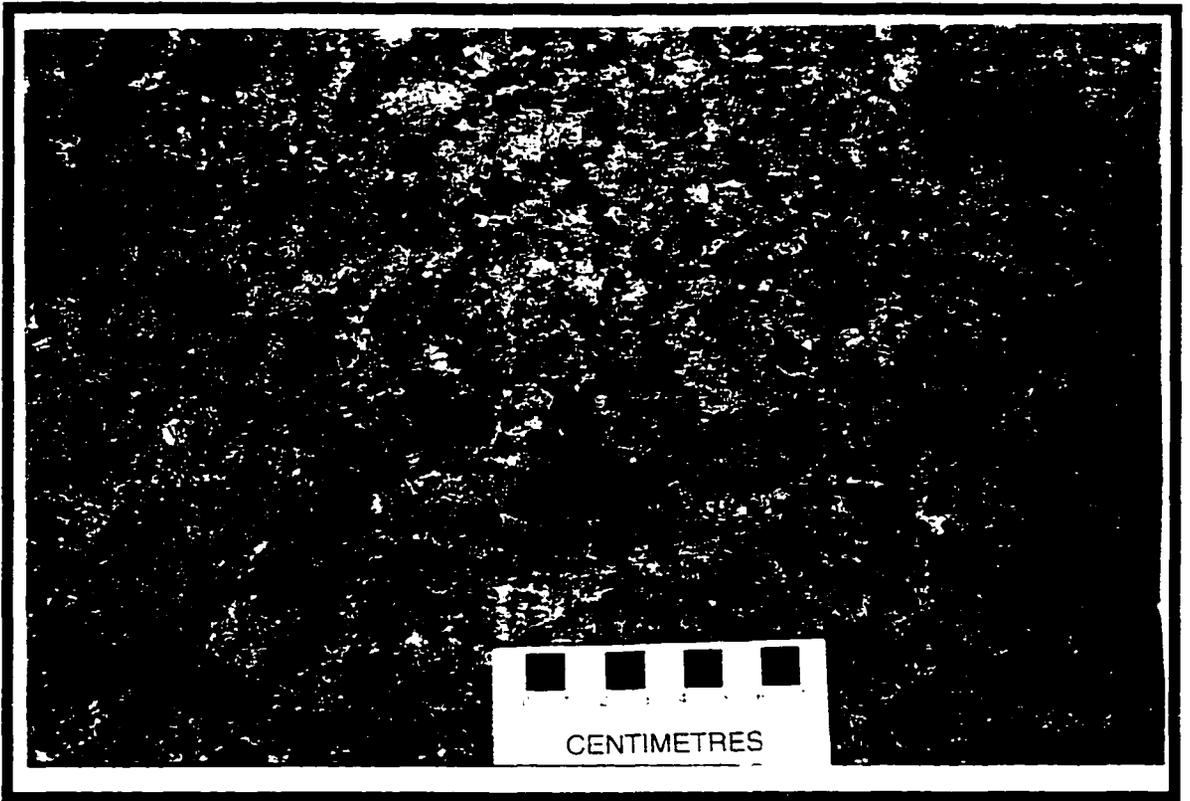


Planche 3. 6

a) Granite de Du Bras à faciès grossier, on remarque très bien la présence des grains de quartz bleu.

b) Granite de Du Bras à faciès grossier coloré, la texture rapakivi est moins exprimée que sur le Granite d'Astra.



# Échantillon	MI 95-21F	MI 95-21G	MI 95-29F	MI 95-29G	MI 95-30
Quartz (%)	67	65	50	42	35
Plagioclase	20	15	16	30	37
Feldspath K	10	10	20	20	15
Biotite	3	6	5	5	5
Apatite	Trace	Trace	2	0	1
Chlorite	0	0	0	2	0
Épidote	0	0	2	0	2
Oxydes	0	2	5	0	2
Séricite	0	2	0	1	3
Zircon	Trace	0	0	0	0

Tableau 3. 2 Assemblage minéralogique trouvé dans le Granite de Du Bras.
L'estimation est visuelle.

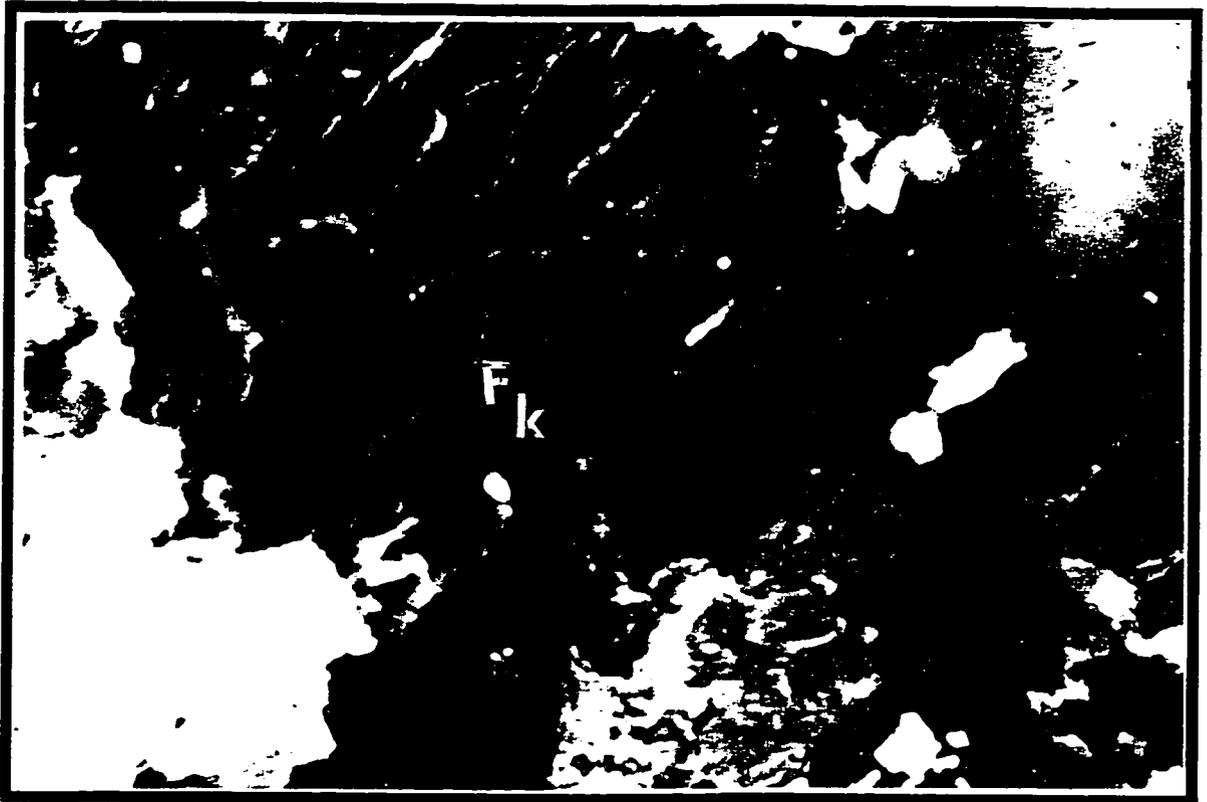
G: Faciès grossier

F: Faciès Fin

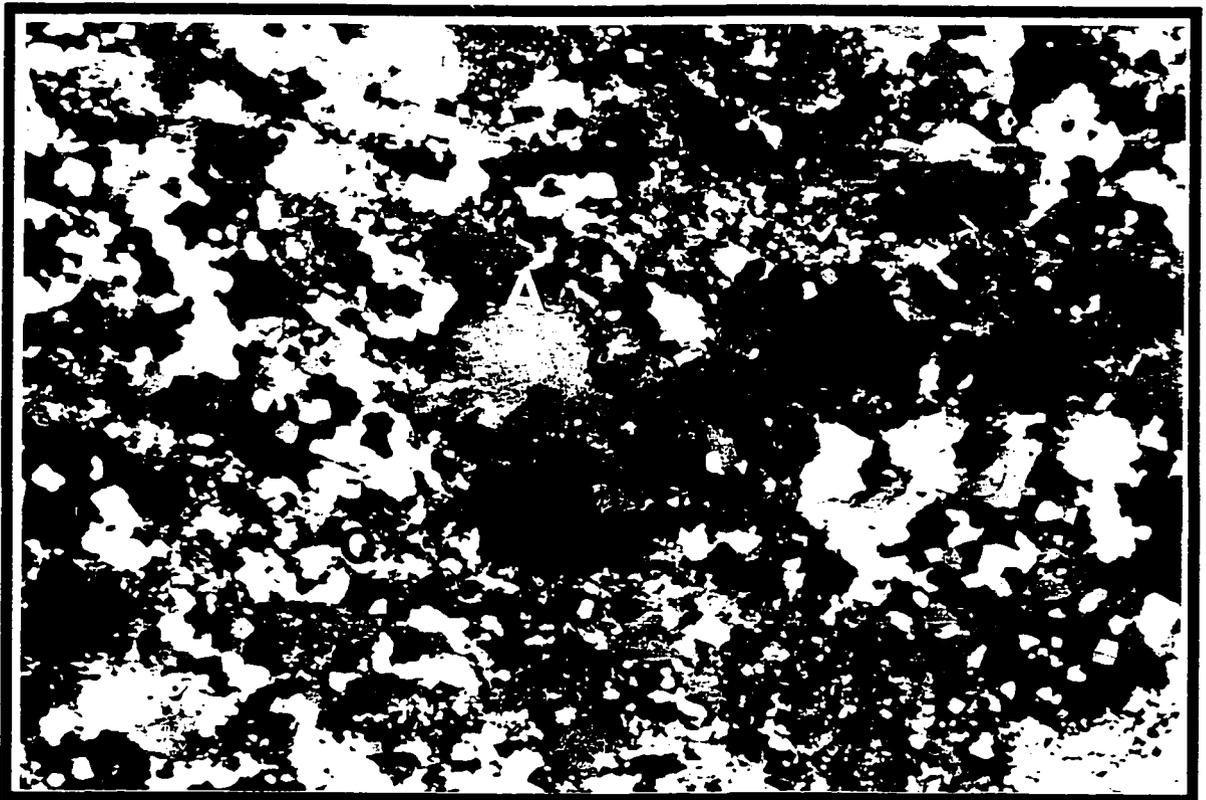
Planche 3. 7

a) Photomicrographie sous lumière polarisée du Granite de Du Bras à faciès grossier (MI 95 29G). On remarque très bien la texture perthitique d'un grain d'orthose (**F_K**).

b) Photomicrographie sous lumière polarisée du Granite de Du Bras à faciès grossier (MI 95 21G). On remarque très bien la texture mortier, ainsi que quelques grains d'amphibole (**A**) qui se baignent dans une matrice quartzo-feldspathique (**Q**).



4.5 mm



4.5 mm

on remarque des cristaux lamellaires de biotite qui se situent également dans les interstices entre les cristaux de quartz et de plagioclase.

Le contact entre la phase grossière et la phase fine est parfois difficile à remarquer, mais dans certains cas il est sous forme sinueuse. Au niveau du contact, les gros grains du faciès grossier baignent dans la phase fine (c'était notre seul repère pour identifier le contact). De plus cette phase fine recoupe d'une façon très remarquable la foliation de la phase grossière ce qui suggère que la phase grossière a cristallisé en premier, le magma restant a cristallisé et a donné la phase granitique fine.

La phase granitique fine montre une texture rapakivi, cette phase fine est très peu déformée, la foliation est presque absente ou peu remarquée. Quelques mesures de cette foliation ont été réalisées et celle-ci possède une direction presque parallèle à celle de la phase grossière avec un pendage sub-vertical à vertical (cf. Annexe Tableau 1A).

Le faciès fin montre le même cortège minéralogique que le faciès grossier, seulement il diffère de point de vue abondance des phases minéralogiques. Les cristaux de plagioclase montrent beaucoup de fracture. Les plagioclases sont dans certains cas altérés. en séricite. les cristaux de feldspath potassique sont peu nombreux par rapport à ceux du faciès grossier. Ces feldspaths potassiques montrent une parfaite texture en flamme (perthite) et en mosaïque. Les cristaux de quartz montrent deux types de générations, la génération formée par les mégacristaux xénomorphes et celle formée par les microcristaux déformés et étirés. L'hornblende représente le seul minéral ferromagnésien détecté sur ces lames, elle est sous forme lamellaire ou globulaire. Elle est localisée au niveau des interstices. Les phases accessoires sont représentées par les cristaux de fluorine, d'apatite et de zircon, ces deux derniers sont localisés près des phases ferromagnésiennes. Le tableau 3. 2 résume toutes les observations minéralogiques de cette unité.

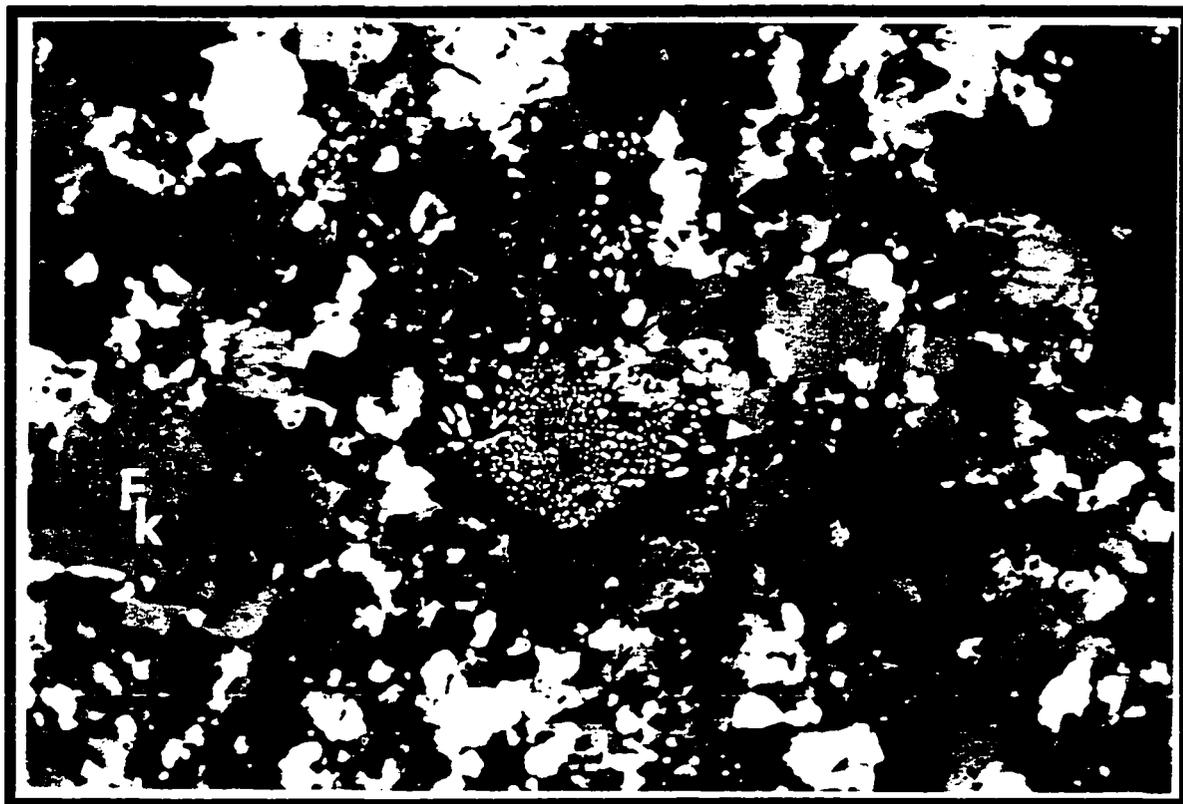
Malgré leurs origines différentes, la texture en mortier (due à la déformation) au niveau des cristaux de quartz (Pl. 3. 7 c) et la texture perthitique en flamme et en mosaïque (due au métasomatisme) au niveau des feldspaths sont toutes deux très bien représentées au niveau de ce faciès.

3. 3. 4 Mangérite du Canton Saint-Onge

La mangérite se trouve aux bordures de l'intrusion charnockitique (Fig. 2. 5). Au niveau des affleurements, la mangérite (monzonite à hypersthène; Le Maître 1989) porte une couleur brunâtre quand elle est altérée, mais quand elle est fraîche, elle possède une couleur verdâtre. La mangérite est peu ou pas foliée. Lorsque la foliation existe, elle a une direction de 030° et un pendage sub-vertical. La texture est dans tous les cas porphyrique, les gros phénocristaux de feldspaths forment jusqu'à 10% de la roche, tandis que le quartz interstitiel montre un pourcentage de 15%. La matrice de la mangérite montre une granulométrie très fine.

Les échantillons étudiés sous microscope montrent un cortège minéralogique formé par des plagioclases (30%). Les plagioclases ne présentent pas beaucoup de macles. Ces plagioclases sont dans certains cas épidotisés et montrent une texture myrmékitique (Pl. 3. 8 a). Les orthoses perthitiques sont assez nombreux (~20%) et ils présentent des macles bien visibles et bien fracturées (Pl. 3. 8 b). Le tableau 3. 3 résume toutes les observations minéralogiques de cette unité.

Les cristaux de quartz montrent deux générations, les cristaux de quartz qui sont fortement polygonisés et les cristaux de quartz qui sont le résultat d'une recristallisation. Les microcristaux de quartz sont entremêlés avec les mégacristaux de plagioclases et de quartz ou situés dans les espaces produits par la déformation, ce qui donne une tendance à former une texture en mortier.



3.3 mm

Planche 3. 7 c Photomicrographie sous lumière polarisée du Granite de Du Bras à faciès fin. On remarque très bien la texture perthitique du grain d'orthose (FK) et la texture protoclastique.

# Échantillon	MI95-03	MI95-11	MI95-11
Type de roche	Mangérite	Charnockite	Charnockite
Quartz (%)	10	30	25
Plagioclase	30	10	12
Microcline	20	20	15
Orthopyroxène	10	15	8
Amphibole	25	10	20
Biotite	5	13	15
Apatite	Trace	0	Trace
Épidote	Trace	0	Trace
Oxydes	5	2	3
Séricite	0	0	2
Titanite	Trace	0	0

Tableau 3. 3. Assemblages minéralogiques trouvés sur les intrusions charnockitiques et mangéritiques. L'estimation est visuelle.

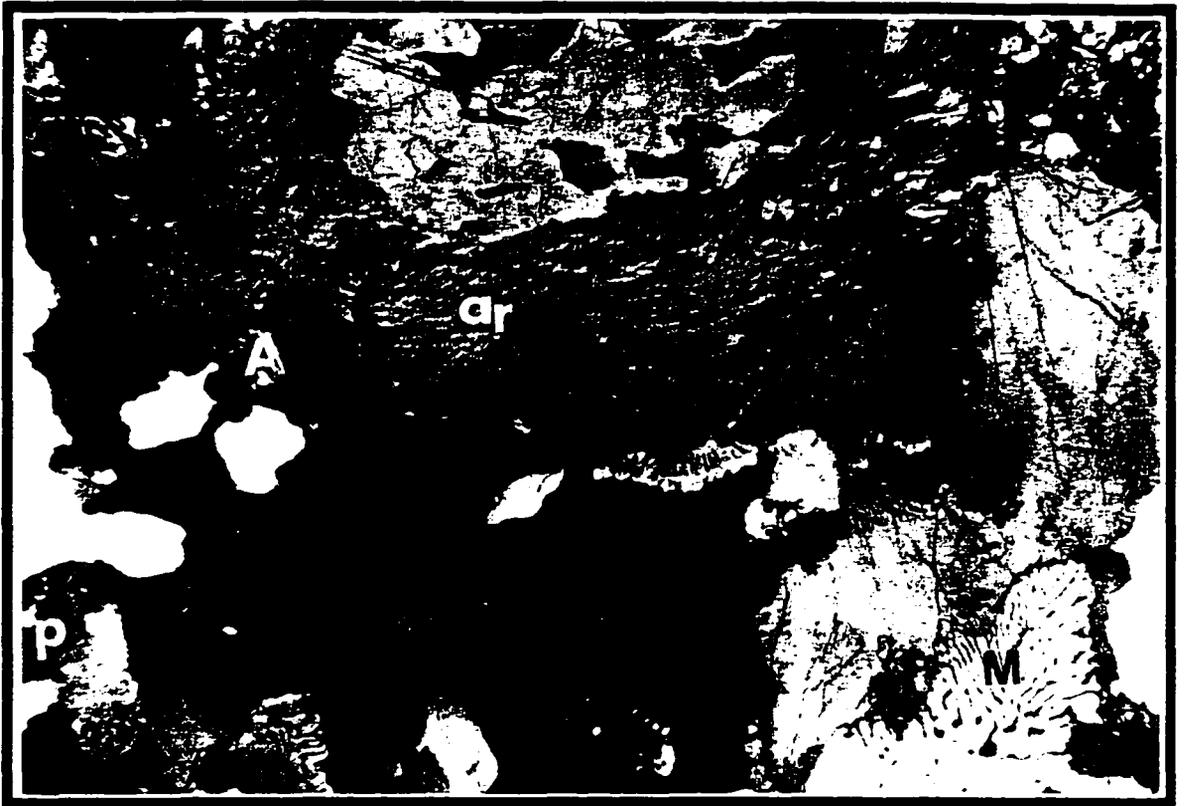
Planche 3. 8

a) Photomicrographie sous lumière polarisée de l'intrusion mangéritique (MI 95 11a).

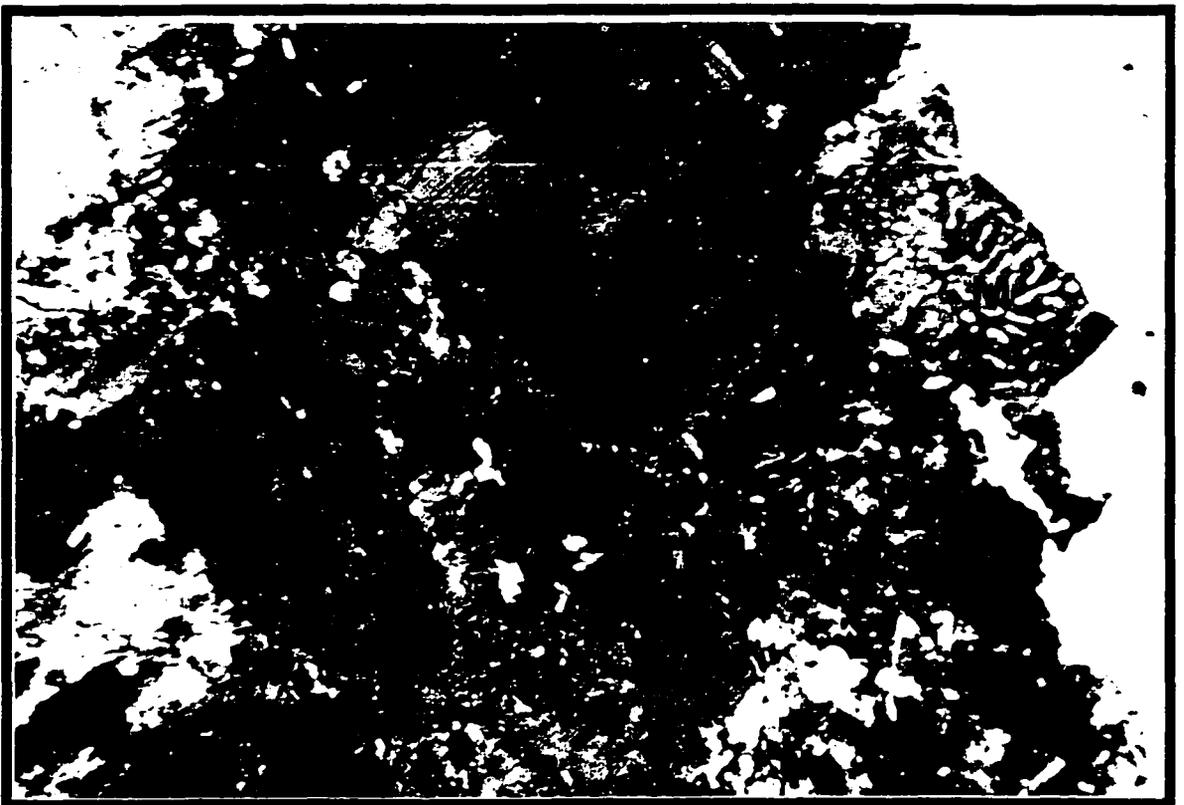
On remarque très bien la texture myrmékitique d'un grain de plagioclase (**M**), la texture en mortier et la texture anti-rapakivi (**ar**). Les cristaux d'amphibole (**A**) et de pyroxène (**p**) paraissent xénomorphes.

b) Photomicrographie sous lumière polarisée de l'intrusion mangéritique (MI 95 11b).

On remarque très bien la texture perthitique d'un grain d'orthose, les cristaux de pyroxène (**p**) et la texture myrmékitique (**M**).



0.6 mm



0.6mm

Les minéraux ferromagnésiens sont bien représentés dans ces lames, le minéral le plus commun est l'amphibole qui provient probablement de l'altération des pyroxènes lors du métamorphisme rétrograde et du mouvement de la **ZCLSJP** (amphibole et biotite orientés). L'hypersthène est peu présent dans les lames (~ 10%), il est très peu fracturé. La biotite est peu représentée et montre une proportion de 5%. La phase accessoire est composée par les oxydes, la titanite et l'apatite. Les mêmes remarques ont été constatées sur la mangérite de Chicoutimi par Woussen *et al.* (1981).

3. 3. 5 Charnockite du Canton Saint-Onge

La charnockite forme une vaste zone de roches granitiques qui traversent diagonalement le secteur étudié (Fig. 2. 5). Le seul échantillon pris sur l'affleurement montre une granulométrie grossière; les grains de plagioclase et d'orthose peuvent atteindre une taille de deux centimètres. Les grains d'orthose sont arrondis et forment une texture œillée de la charnockite. Cette texture est due à une déformation plastique à haute température (Gervais 1993). Sur le terrain la charnockite (granite à hypersthène; Le Maître 1989) est déformée, mais malheureusement la mesure de sa foliation est difficile à cause du manque de bons affleurements.

L'étude pétrographique dévoile un cortège minéralogique constitué par des cristaux de plagioclase qui montrent une texture myrmékitique, des cristaux d'orthose qui montrent deux textures perthitiques (la texture en flamme et la texture en mosaïque); des cristaux fracturés de quartz et des microcristaux de quartz recristallisés, de la de biotite sous forme lamellaire, d'amphibole (hornblende), d'hypersthène et des oxydes (Pl. 3. 9).

Les microcristaux de quartz se fauillent entre les mégacristaux de quartz et ceux de plagioclase. La biotite se trouve dans les espaces générés par la déformation ou en phase

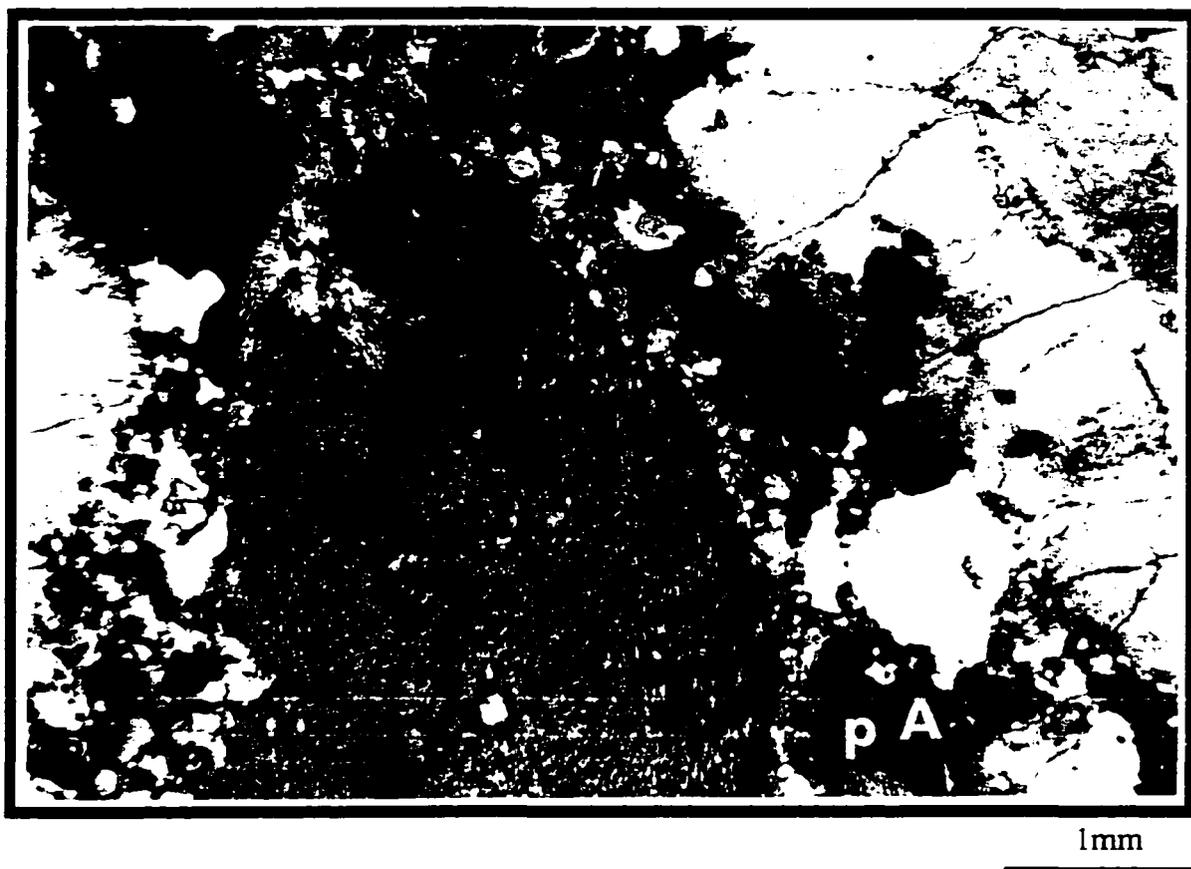


Planche 3. 9 Photomicrographie sous lumière polarisée de l'intrusion charnockitique (MI 95 03) montrant les assemblages minéralogiques qui existent dans cette unité tel que les cristaux de feldspaths (FK), les amphiboles (A) et les pyroxènes (p) et la texture en mortier.

interstitielle. Cette biotite possède une forme xénomorphe à lamellaire ce qui laisse à prévoir que cette charnockite a été affectée par les effets de la déformation. Les phases accessoires sont constituées par l'apatite, la titanite et le muscovite. Le tableau 3. 3 résume toutes les observations minéralogiques de cette unité.

3. 3. 6 Granite d'Astra

L'intrusion d'Astra est divisée en deux lobes plus ou moins identiques (Fig. 2. 5). Le Granite d'Astra est sous forme de roche presque massive, de couleur rosâtre, à grains fins et à cristaux de feldspaths arrondis et allotriomorphes. La particularité de ce granite est la présence des textures rapakivi et anti-rapakivi bien développées, et des schlieren à grains fins (lits mafiques centimétriques) généralement parallèles à la foliation (Pl. 3. 10 a; b; c; d). Les observations sur le terrain montrent que cette intrusion paraît probablement synchrone vis-à-vis de la déformation. Elle ne montre pas d'évidence d'une déformation majeure causée par l'orogénèse grenvillienne, malgré qu'elle se situe dans le couloir de déformation.

La texture rapakivi citée ci-dessus prend son origine en Finlande où Sederholm (1891) a introduit ce terme dans la littérature géologique depuis le 19^e siècle. Au sens large du terme la texture rapakivi est utilisée pour décrire un cristal d'orthose de forme arrondie ou non qui est entouré par une bande ou une lisière de plagioclase (généralement de l'albite). Il est également possible de retrouver l'inverse de cette texture, c'est-à-dire un cristal de plagioclase qui est entouré par l'orthose; dans ce cas on parle d'une texture anti-rapakivi.

L'origine de cette texture suit deux différentes écoles:

i) la première école croit à un processus magmatique qui fait appel à un dégazage d'un magma saturé en fluide, à une décompression de la chambre magmatique ou à un mélange de magma felsique et mafique (Wark et Stimac 1992, Stimac et Wark 1992);

Planche 3. 10

a) Photographie d'un affleurement typique du Granite d'Astra, la texture rapakivi est très bien visible sur l'affleurement.

b) Photographie d'un affleurement de Granite d'Astra, les schlieren sont plus ou moins parallèle à la foliation.

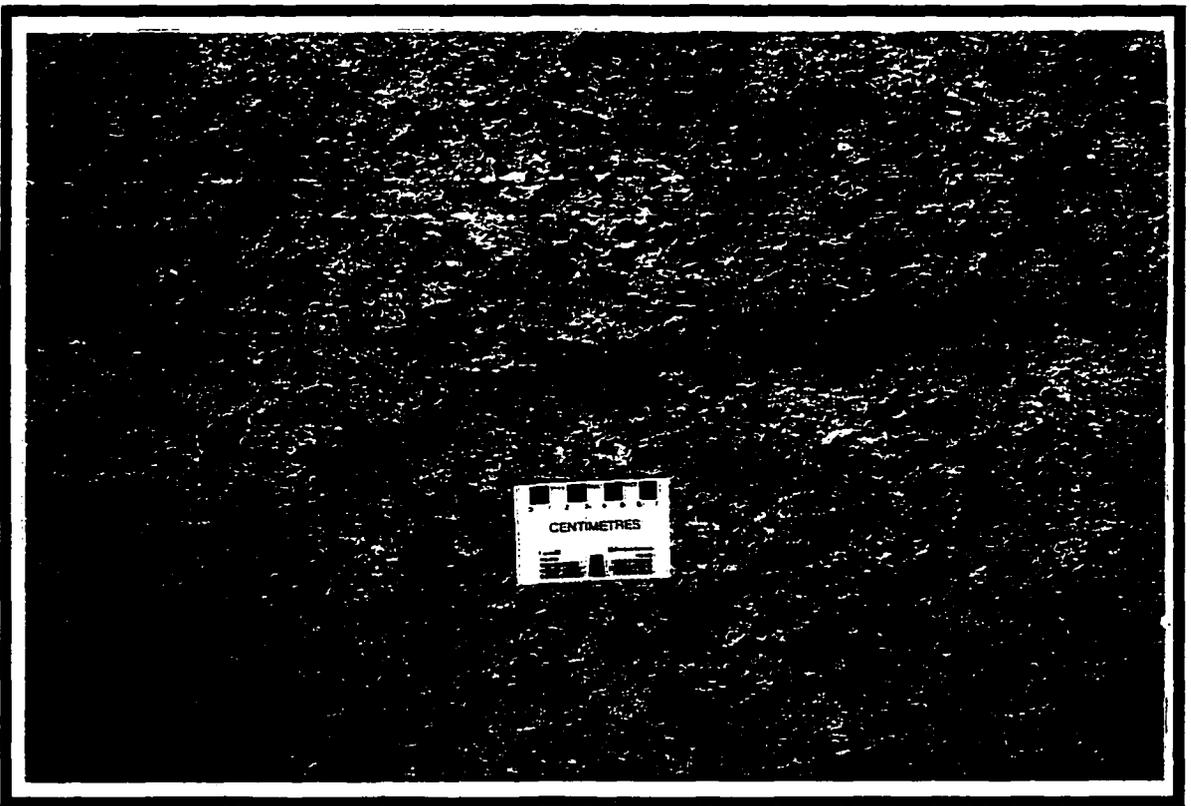
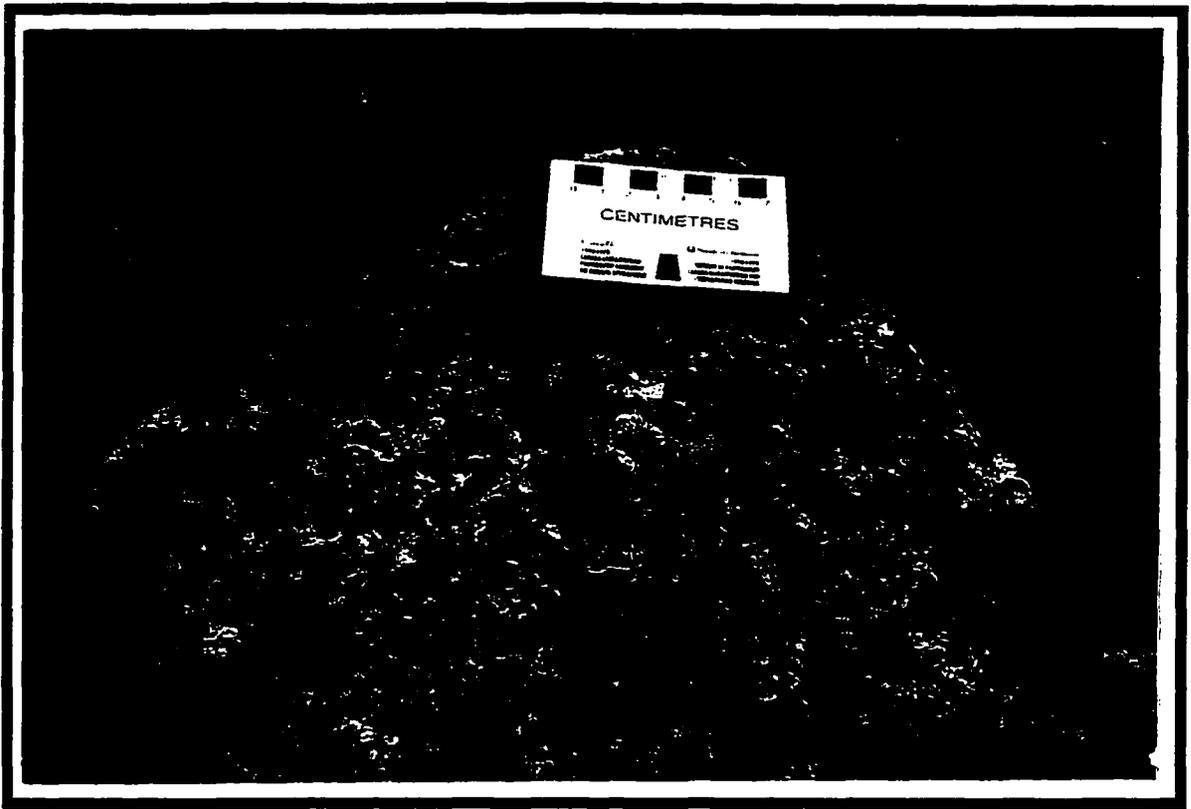
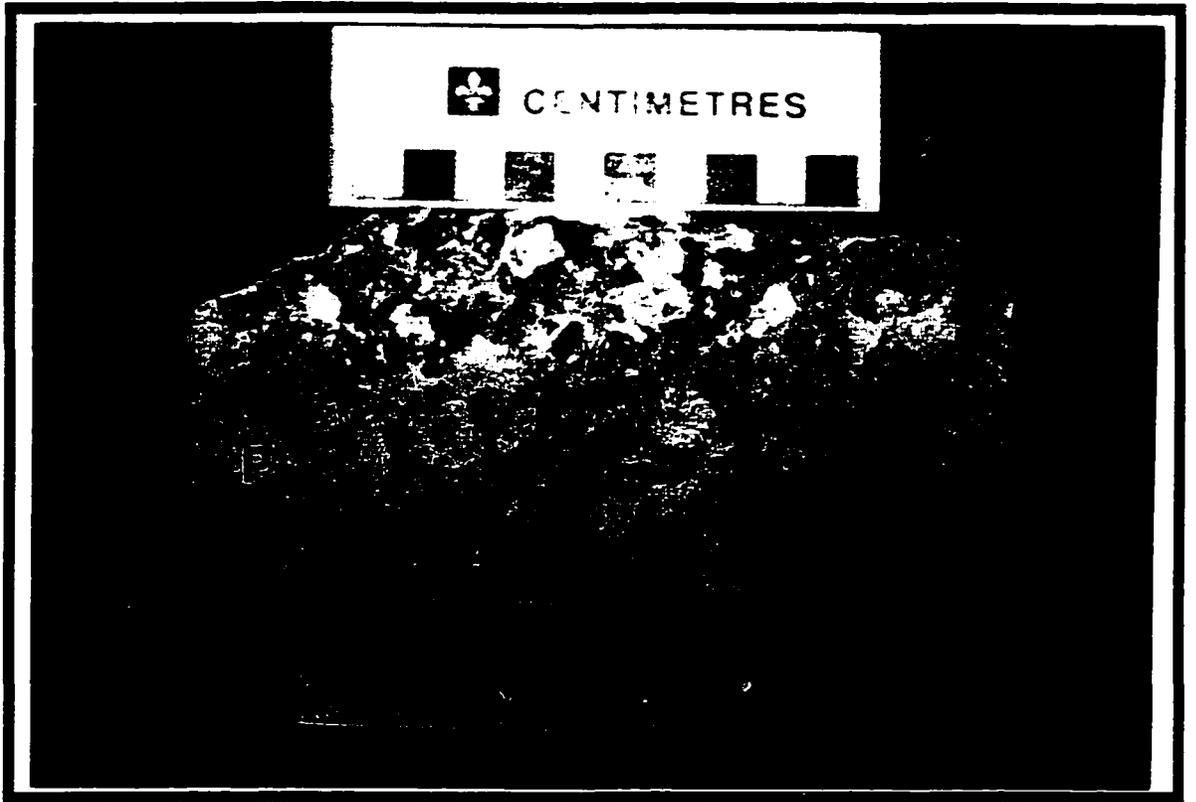


Planche 3. 10

c) Échantillon du Granite d'Astra qui a subi la coloration, on remarque la texture rapakivi (**r**) et anti-rapakivi (**ar**). Les cristaux de feldspath potassiques (**F_K**) sont colorés en jaune et les cristaux de plagioclase (**P**) ont une couleur blanche.

d) Échantillon du Granite d'Astra qui a subi la coloration, on remarque la texture rapakivi (**r**). Les cristaux de feldspath potassiques (**F_K**) sont colorés en jaune et les cristaux de plagioclase (**P**) ont une couleur blanche.



ii) la seconde école croit à une équilibrage du sub-solidus (Dempster *et al.* 1994).

Pour faire ressortir cette texture, on a procédé à la coloration des échantillons. Chaque échantillon a été attaqué à l'acide fluoridrique, puis il a été placé dans une solution de cobaltinitrite de sodium pendant quelques minutes. Ce traitement a pour effet de colorer les feldspaths potassiques en jaune et les plagioclases en blancs. Les grains de quartz et les minéraux mafiques ont une couleur grisâtre. Cette méthode a permis d'observer la texture coronitique de type rapakivi et anti-rapakivi dans les échantillons de l'intrusion d'Astra, et la texture rapakivi dans les échantillons de l'intrusion de Du Bras. Gervais (1993) a remarqué les mêmes textures dans les intrusions charnockitiques et mangéritiques du CSO.

L'étude pétrographique des échantillons du Granite d'Astra a démontré un cortège minéralogique composé par des grains de plagioclase, de microcline; de quartz; de biotite; d'oxyde de fer et de titane, de zircon; d'apatite; d'amphibole (amphiboles alcalins); de séricite; d'épidote; et de chlorite; (Pl. 3. 11 a, b). Les observations minéralogiques de cette intrusion sont résumées au tableau 3. 4.

La texture en mortier est bien visible sur certaines lames de ce granite, ainsi que la texture massive. Les cristaux de plagioclase, sont dans certains cas, séricitisés et épidotisés selon le plan de leurs macles polysynthétiques. Ces dernières ne sont pas déformées, et elles sont parallèles entre elles. Les cristaux de microcline montrent un seul type de texture, c'est la texture microperthitique en flammes. Les cristaux de microcline ne sont ni séricitisés ni déformés. Les cristaux de quartz sont isogranulaires, les grains formant une parfaite texture en mosaïque.

Les ferromagnésiens, en l'occurrence la biotite, possèdent une forme automorphe. Cette biotite se présente sous deux couleurs différentes en proportion inégale, une couleur verdâtre très claire et une couleur sombre, cette différence de couleur est due à une variation

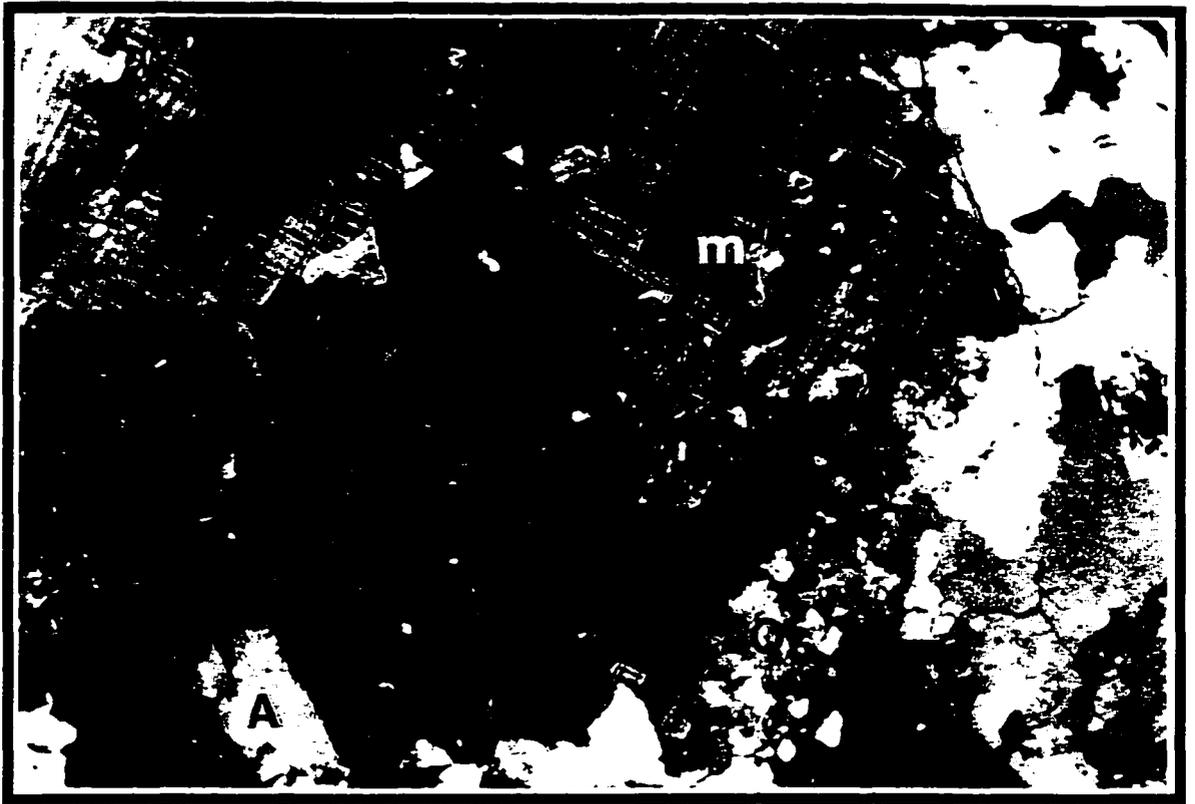
# Échantillon	MI 95-01	MI 95-01	MI95-10	MI95-13
Quartz (%)	35	32	25	30
Plagioclase	5	8	13	22
Microcline	35	40	40	20
Amphibole	5	8	7	10
Biotite	10	5	7	10
Apatite	3	2	3	5
Épidote	3	2	3	0
Oxydes	2	2	3	3
Séricite	cf Pg	trace	trace	0
Zircon	2	1	0	0

Tableau 3. 4 Assemblage minéralogique trouvé dans le Granite d'Astra.
L'estimation est visuelle.

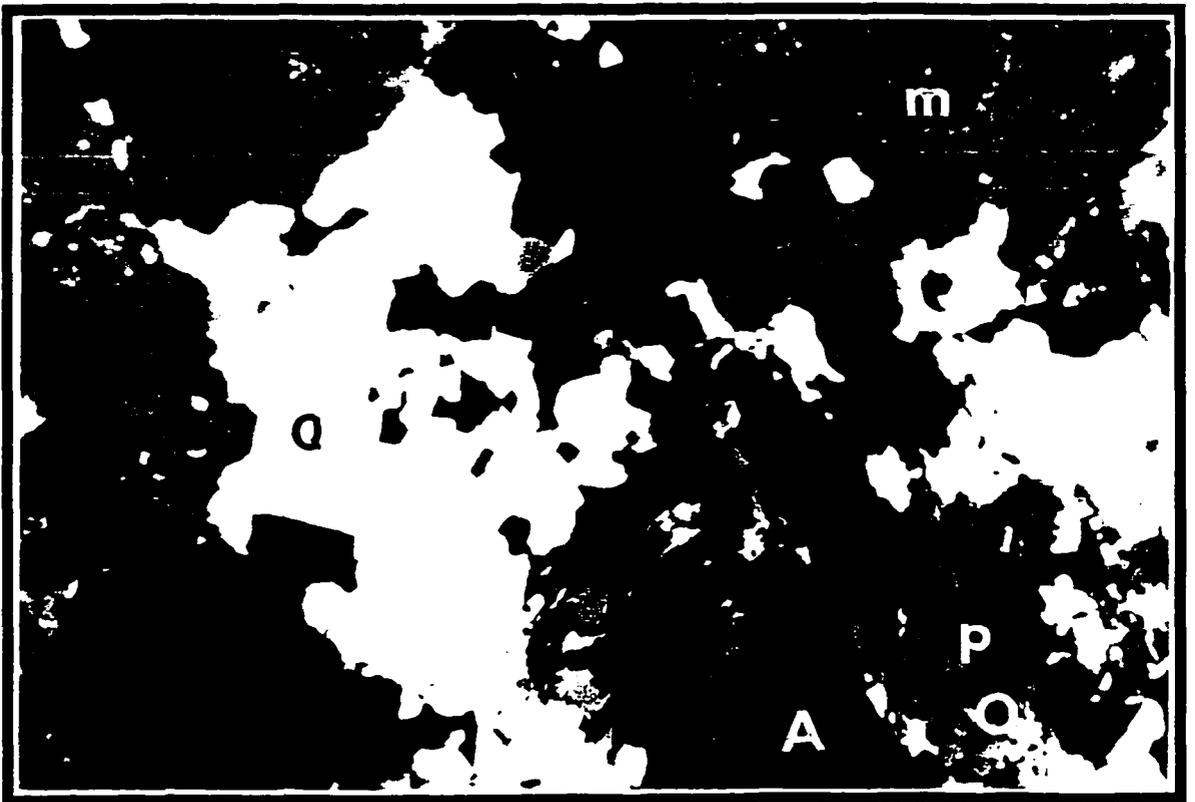
Planche 3. 11

a) Photomicrographie sous lumière polarisée du Granite d'Astra (MI 95 01b), les cristaux d'amphibole (**A**), du quartz (**Q**, en mosaïque) et de microcline (**m**) séricitisé sont bien visibles.

b) Photomicrographie sous lumière polarisée du Granite d'Astra (MI 95 01b), les cristaux d'amphibole alcalin (**A**), du quartz (**Q**), de pyroxène (**p**), de microcline (**m**) et d'oxyde (**O**), ces derniers remplacent les cristaux de pyroxène.



4.5 mm



3.3mm

de la teneur en fer dans la biotite. Généralement cette biotite est en contact irrégulier avec les amphiboles, ces derniers qui proviennent essentiellement de l'altération des pyroxènes. Dans certain cas, la biotite est chloritisée et/ou épidotisée. Les minéraux accessoires qui existent dans cette phase granitique sont les zircons qui sont localisés essentiellement dans le biotite et l'apatite qui se présente sous forme d'amas dans les amphiboles.

On déduit d'après cette étude pétrographique descriptive que le Granite d'Astra est partiellement touché par les effets de la **ZCLSJP**. Il a conservé sa texture magmatique, et dans certain cas, les textures syn-déformationelles sont présentes dans certain échantillons (communication personnelle Chown), ceci est dû vraisemblablement au mouvement de la **ZCLSJP** qui est probablement synchrone avec la phase de mise en place de l'intrusion.

3. 3. 7 Dyke pegmatitique à amazonite

Le dyke pegmatitique à amazonite qui est introduit dans les paragneiss possède deux faciès facilement identifiables par la dimension des cristaux qui le constituent. Sa superficie est égale à 75 m^2 , ce dyke possède une orientation de 010° et un pendage de 5° vers l'ouest (Higgins et Woussen 1994).

Le dyke s'est mis en place dans les roches calcosilicatées. Il est riche en microcline (amazonite) (Pl. 3. 12). La source du plomb dans les amazonites est supposée provenir des roches sédimentaires. En effet, on remarque quelques occurrences de zinc et de plomb dans les métasédiments situés non loin du dyke. Ce dyke est constitué essentiellement par des cristaux de microcline, de quartz, de biotite, de muscovite (Pl. 3. 13 a, b), de fluorine et de grenat (en trace).

L'étude pétrographique du faciès à grains grossiers montre un cortège minéralogique composé par des mégacristaux de microcline (amazonite); des cristaux d'albite et des cristaux



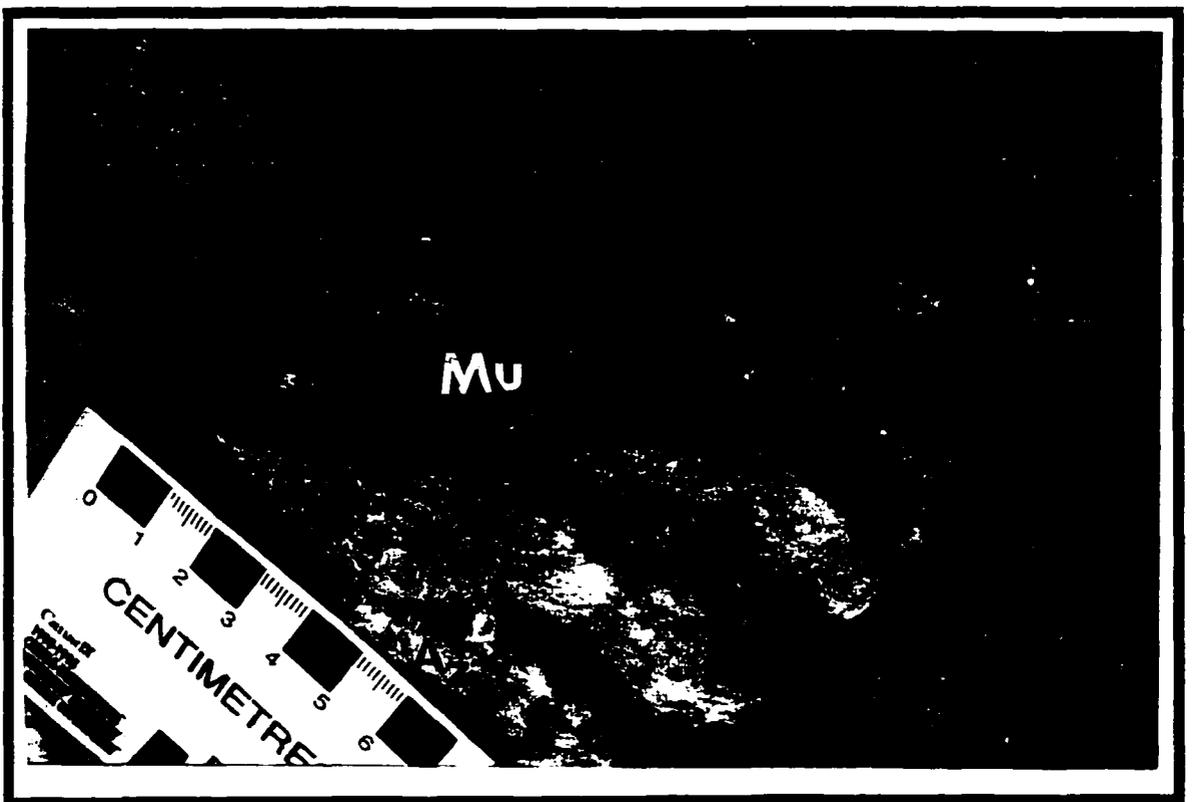
1m

.Planche 3. 12 Photographie de l'affleurement du dyke pegmatitique à amazonite (Azo).

Planche 3. 13

a) Photographie de l’affleurement du dyke pegmatitique à amazonite (**Azo**) montrant les lits de la muscovite (**Mu**).

b) Détail de la planche 3. 13. a



de quartz. La phase ferromagnésienne est composée essentiellement par la biotite. la phase accessoire est composée par la fluorine et le grenat. La chlorite et la muscovite représentent les produits d'altération des silicates. (Pl. 3. 14 a, b).

Le faciès à grains fins ressemble beaucoup au faciès à grains grossiers. Ainsi comme phase minéralogique qui le compose, on trouve de la microcline (amazonite) et de l'albite. La phase ferromagnésienne est formée uniquement par de la biotite. La fluorine et le grenat représentent les phases accessoires. Le tableau 3. 5 résume toutes les observations minéralogiques de cette unité.

La déformation est très prononcée dans cet échantillon, ce qui est attestée par la présence des mégacristaux d'albite plissés (Fig. 3. 14 b). La texture dominante dans ces échantillons est la texture protoclastique.

3. 4 Structure

La zone de cisaillement du Saguenay-Lac-Saint-Jean Pipmuacan (**ZCLSJP**) (Fig.2. 3) possède une direction NE. Elle représente une zone de faiblesse où le cisaillement s'est déroulé, ceci est indiqué par une texture de déformation de la majorité des unités du **CSO** .

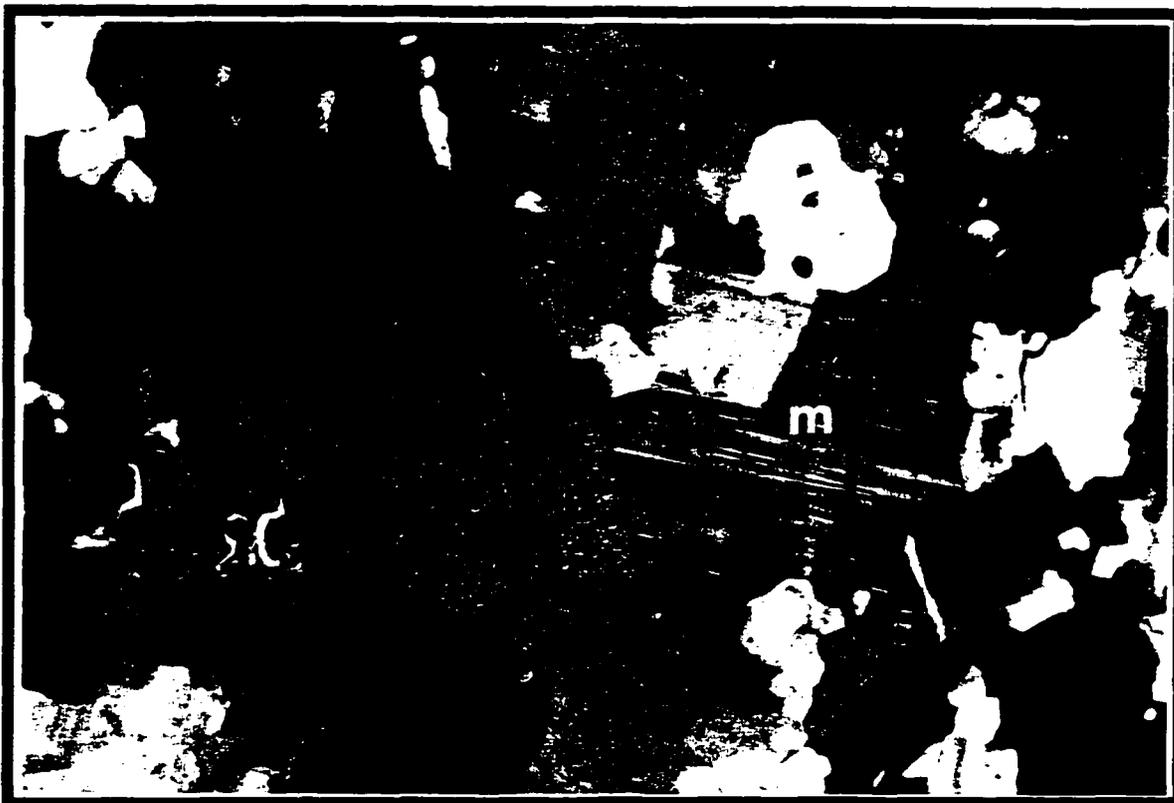
Les roches calcosilicatées sont litées et les lits sont généralement plissés (Pl. 3. 15). Ces plissement de lits est probablement dû à l'effet de l'activité de la **ZCLSJP**. Daigneault (1994) avait étudié les structures locales dans ce gisement, et il a constaté la présence de quatre événements structuraux:

- la première déformation précoce (D1) est caractérisée par une série de plis isoclinaux régionaux, ces plis ont un pendage vers le nord-est;

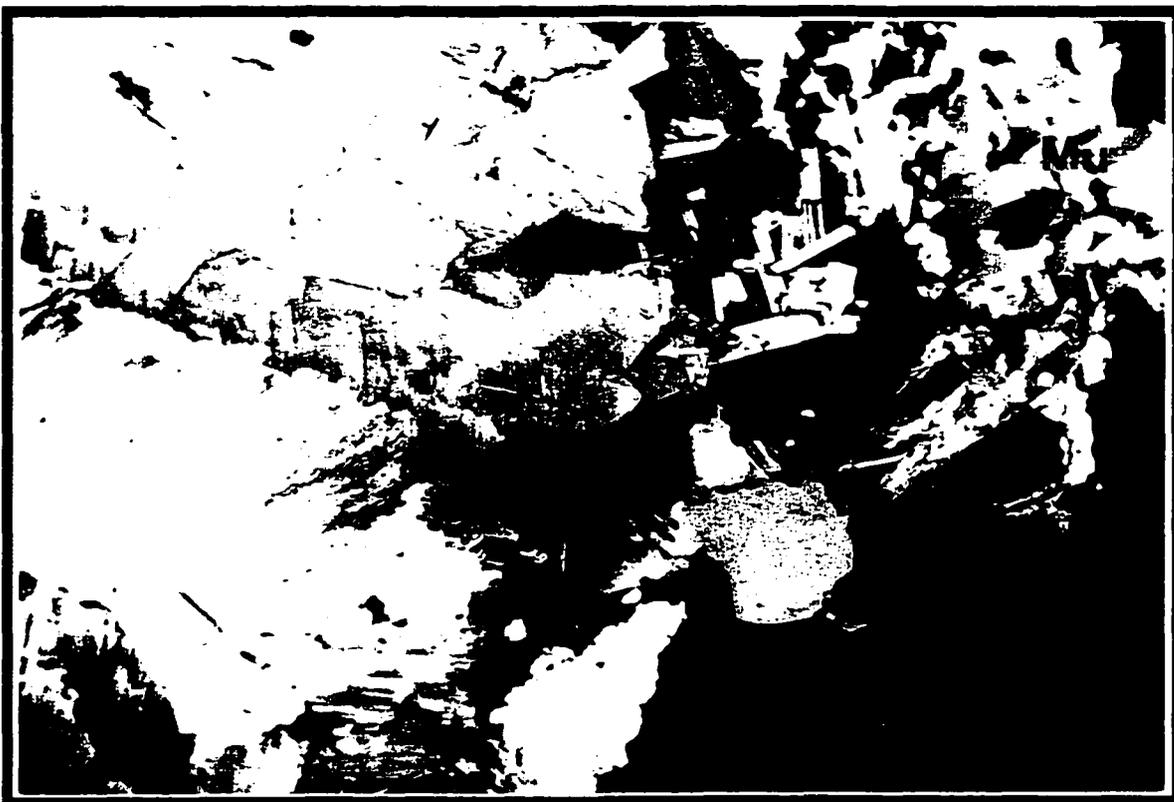
Planche 3. 14.

a) Microphotographie sous lumière polarisée du dyke pegmatitique à amazonite , on remarque très bien un grain de monazite **Mz** au centre de la photo à l'intérieur de la biotite (**B**) et une microcline (**m**).

b) Microphotographie sous lumière polarisée du dyke pegmatitique à amazonite, on remarque très bien les grains de muscovite (**Mu**) et des cristaux de feldspath à macles légèrement déformées.



0.6 mm



4.5mm

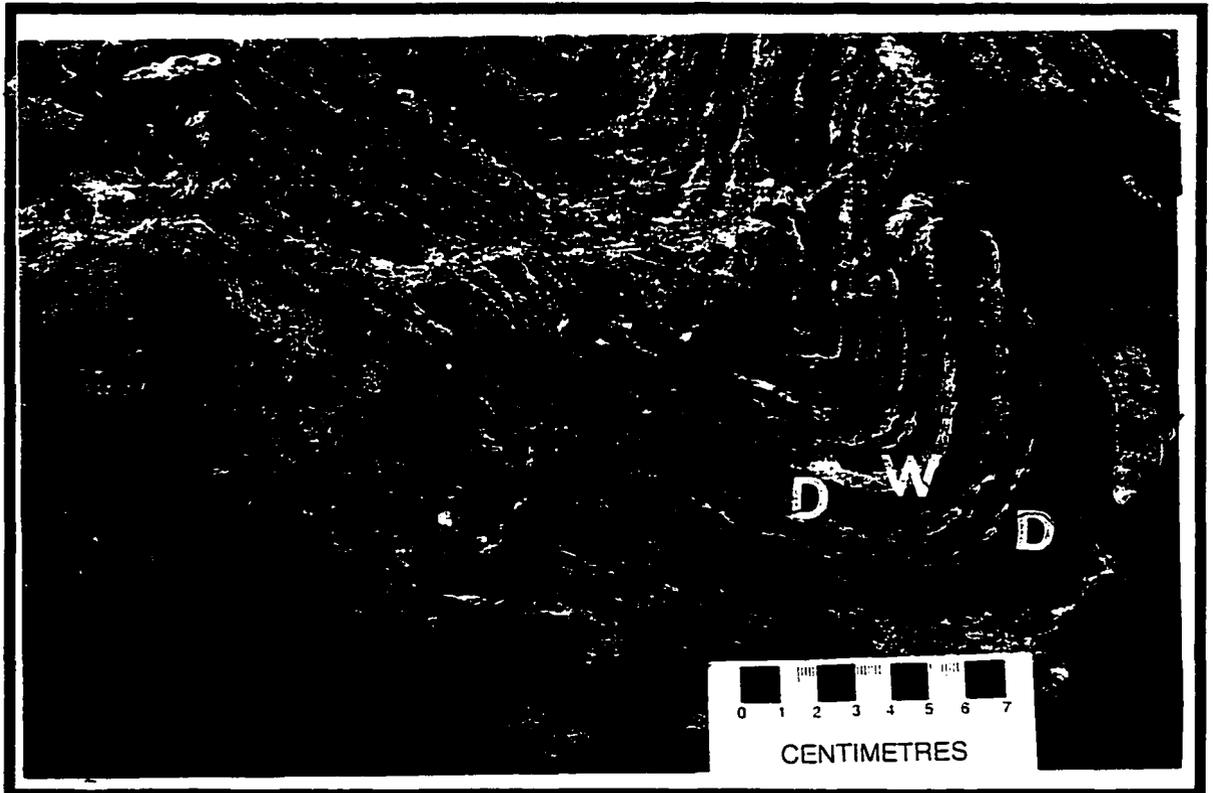
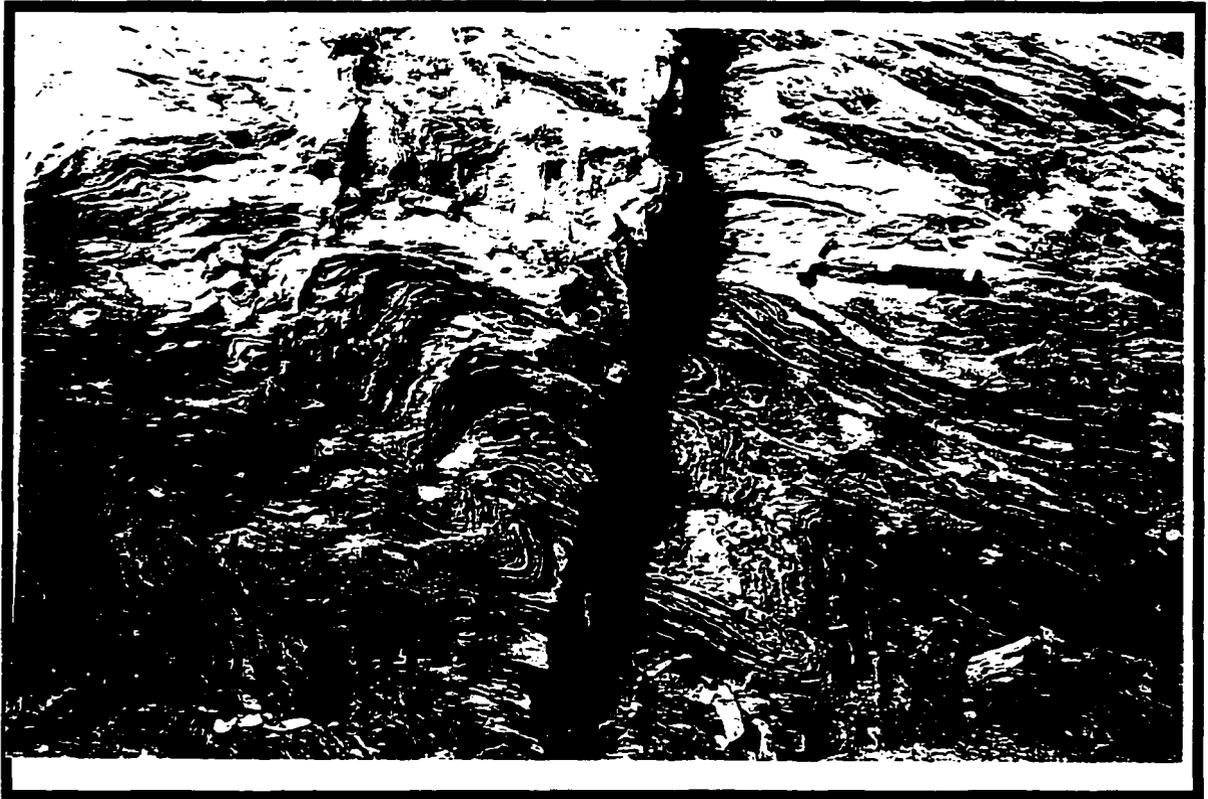
# Échantillon	MI95-31Fin	MI95-31Grossier
Quartz (%)	0	10
Plagioclase	25	25
Microcline	40	20
Biotite	32	30
Muscovite	0	10
Chlorite	0	3
Fluorine	2	2
Grenat	1	Trace

Tableau 3. 5. Assemblage minéralogique observé dans le dyke amazonitique. L'estimation est visuelle.

Planche 3. 15.

a) Photographie d'un affleurement des roches calcosilicatées du **CSO**. on remarque très bien les lits plissés de wollastonite (**W**) qui alternent avec ceux de diopside (**D**).

b) Détail de la planche 3. 15 a



- la seconde déformation (D2) a causé la formation des plis ouverts ou fermés en S (plis asymétriques); ces plis sont probablement le résultat d'un mouvement senestre le long de la zone de cisaillement;

- la troisième déformation (D3) a causé une série de fractures au niveau de la charnière des plis;

- la dernière déformation est responsable de la formation d'une zone de cisaillement orientée vert le sud-ouest et qui possède un pendage vers le nord-ouest.

L'anorthosite du Canton Saint-Onge (ACSO) est marquée par une déformation près de la zone de cisaillement, mais on remarque que lorsqu'on s'éloigne de la zone de cisaillement cette anorthosite devient non déformée. Le Granite de Du Bras qui s'est mis en place probablement le long de cette zone de cisaillement est fortement déformé (son aspect est lenticulaire). Ceci est matérialisé par une forte foliation, par une orientation des phénocristaux et par des bandes de cisaillement près des roches métasédimentaires (Beisswenger 1996, Gervais 1993, cette étude). Le Granite d'Astra (forme arrondie), se trouve dans le couloir de déformation. Il montre une déformation à l'état magmatique, car il s'est mis en place dans la zone de cisaillement, quand le mouvement de la zone de cisaillement était encore actif.

CHAPITRE IV

Géochimie

4.1 Introduction

La composition chimique de la région source exerce un contrôle fondamental sur la chimie des roches magmatiques. La composition des éléments majeurs et des éléments en traces dans le fondu est déterminée par les processus de fusion et le degré de la fusion partielle des différentes compositions du protolite.

Les roches magmatiques sont filtrées à travers la chambre magmatique avant leur emplacement près ou loin de la surface. Les processus au sein de la chambre magmatique (la cristallisation fractionnée, le mélange des magmas, la contamination) modifient généralement la composition chimique du magma primaire formé par la fusion partielle de la source. Pour résoudre les effets de ces processus, il nous faut un certain nombre d'outils géochimiques. Parmi ces outils utilisés dans cette étude, les éléments des terres-rares, les éléments majeurs et les éléments de trace (**ETR**, **EMJ**, **ETr**) seront employés.

4.2 Résultats

Les diagrammes de discrimination de Pearce *et al.* (1984), de Maniar et Picolli (1987), d'Irvine et Baragar (1971) et binaires de Harker vont nous servir à connaître l'histoire géologique locale de la région et l'évolution géochimique. L'étude des diagrammes des

ETR est réalisée pour comparer les **ETR** et leurs mobilités entre les différentes unités. Sur les diagrammes des **ETR**, les analyses sont normalisées par rapport aux valeurs de la chondrite qui sont tirées de Taylor et Mc Lennan (1985). D'autres échantillons provenant des études de Beisswenger (1996; débutant par abm) et de Gervais (1993; débutant par 90) seront additionnés à notre étude et seront interprétés conjointement avec nos analyses.

4. 2. 1 Anorthosites

La composition moyenne des anorthosites massives montre un enrichissement en oxydes d'aluminium, de calcium et de sodium, un appauvrissement dans les autres oxydes sauf l'oxyde de silice. La teneur en SiO₂ des échantillons analysés varie entre 52 et 54%, celle des oxydes d'aluminium est comprise entre 25% à 28%. Le tableau 4. 1 résume tous les résultats de cette unité. Dans la même région à 100 ou 200 m d'intervalle, la teneur en SiO₂ varie considérablement. Les résultats des analyses chimiques pour les éléments majeurs ont été portés sur le diagramme de Streckeisen **Q-F-P** tiré de Le Maître (1989) (Fig. 4. 1). La composition normative des échantillons tombe dans le domaine des anorthosites pures (tableau 4. 2).

Les spectres des **ETR** ont été réalisés sur sept échantillons dont quatre fait partie de cette étude. La totalité des échantillons provient des **ACSO**. On remarque que les échantillons qui proviennent de cette anorthosite (**ACSO**) montrent des spectres très caractéristiques des anorthosites revues par Ashwal (1993). L'allure des spectres de terres rares (**ETR**) (Fig. 4. 2; tableau 4. 1) est en accord avec les observations pétrographiques citées au chapitre précédant ex.: présence des plagioclases en phase cumulat s'exprime sur les spectres des **ETR** ayant une anomalie positive en Eu. Les échantillons montrent un enrichissement moyen en éléments des terres-rares légères (**ETRL_e**) de 4 à 28 fois la chondrite pour les **ETRL_e**, 8 fois la chondrite pour les éléments des terres-rares lourdes (**ETRL_d**) et par une pente $(La/Lu)_n \approx 2.5$.

# Échantillon	Limite de	MI 95-04	MI 95-05	MI 95-16	MI 95-19
Nom de roche	détection (ppm)	Anorthosite	Anorthosite	Anorthosite	Anorthosite
SiO2 (%Wt)	60.00	52.87	54.12	54.16	52.85
TiO2	35.00	0.66	0.17	0.16	0.13
Al2O3	120.00	25.49	25.99	28.02	28.94
Fe2O3	30.00	3.63	2.67	0.96	0.81
MnO	30.00	0.05	0.04	0.01	0.01
MgO	95.00	1.42	2.05	0.36	0.34
CaO	15.00	10.44	10.43	10.64	11.46
Na2O	75.00	4.35	4.23	4.68	4.39
K2O	25.00	0.79	0.70	0.78	0.52
P2O5	35.00	0.12	0.02	0.04	0.02
LOI		0.36	0.51	0.27	0.48
TOTAL		100.19	100.95	100.09	99.96
Co (ppm)	10.00	10.00	<d/l	<d/l	<d/l
Cu	2.00	38.00	18.00	15.00	22.00
Ni	3.00	23.00	5.00	<d/l	<d/l
V	10.00	51.00	28.00	11.00	<d/l
Zn	2.00	80.00	53.00	43.00	41.00
Ga	1.00	20.50	18.40	18.30	18.00
Nb	1.00	5.80	3.90	3.60	4.00
Pb	1.00	1.90	<d/l	<d/l	<d/l
Rb	1.00	3.70	2.20	3.00	1.30
Sr	1.00	487.00	490.70	538.20	526.90
Th	1.00	0.11	<d/l	<d/l	0.06
U	1.00	<d/l	0.13	<d/l	0.11
Y	1.00	7.80	1.30	<d/l	<d/l
Zr	1.00	30.00	3.80	2.40	4.20
La	X	5.89	1.85	2.12	1.82
Ce	X	11.08	3.35	3.16	3.26
Nd	X	9.56	3.97	2.62	2.60
Sm	X	1.47	0.32	0.26	0.30
Eu	X	1.17	0.76	0.78	0.78
Tb	X	0.18	0.17	0.73	0.40
Ta	X	0.27	0.12	0.15	0.25
Yb	X	0.68	0.20	0.14	0.10
Lu	X	0.12	0.25	0.11	0.19

Tableau 4. 1. Analyse des échantillons d'anorthosite.

d/l: sous les limites de détection.

X=Limite de détection variable selon la nature de l'échantillon

# Échantillon	MI 95-05	MI 95-16	MI 95-19	MI95-04
Nom de roche	Anorthosite	Anorthosite	Anorthosite	Anorthosite
SiO ₂ (%Wt)	54.12	54.16	52.85	52.87
TiO ₂	0.17	0.16	0.13	0.66
Al ₂ O ₃	25.99	28.02	28.94	25.49
Fe ₂ O ₃	2.67	0.96	0.81	3.63
MnO	0.04	0.01	0.01	0.05
MgO	2.05	0.36	0.34	1.42
CaO	10.43	10.64	11.46	10.44
Na ₂ O	4.23	4.68	4.39	4.35
K ₂ O	0.70	0.78	0.52	0.79
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.02	0.12
Total	100.44	99.82	99.48	99.81
Quartz (%)	0.83	0.73	0.33	1.10
Orthose	4.07	4.61	3.07	4.67
Albite	37.17	39.60	37.19	36.81
Anorthite	50.80	52.53	56.70	47.70
Hypersthène	0.65	0.90	0.85	3.09
Ilménite	0.08	0.03	0.03	0.10
Hématite	0.67	0.96	0.81	3.63
Titanite	0.00	0.00	0.00	1.48
Apatite	0.06	0.09	0.06	0.27
Rutile	0.18	0.15	0.12	0.00
Diopside	0.00	0.00	0.00	0.96

Tableau 4. 2. Valeurs normatives réalisées grâce aux analyses des échantillons de l'intrusion anorthositique du CSO.

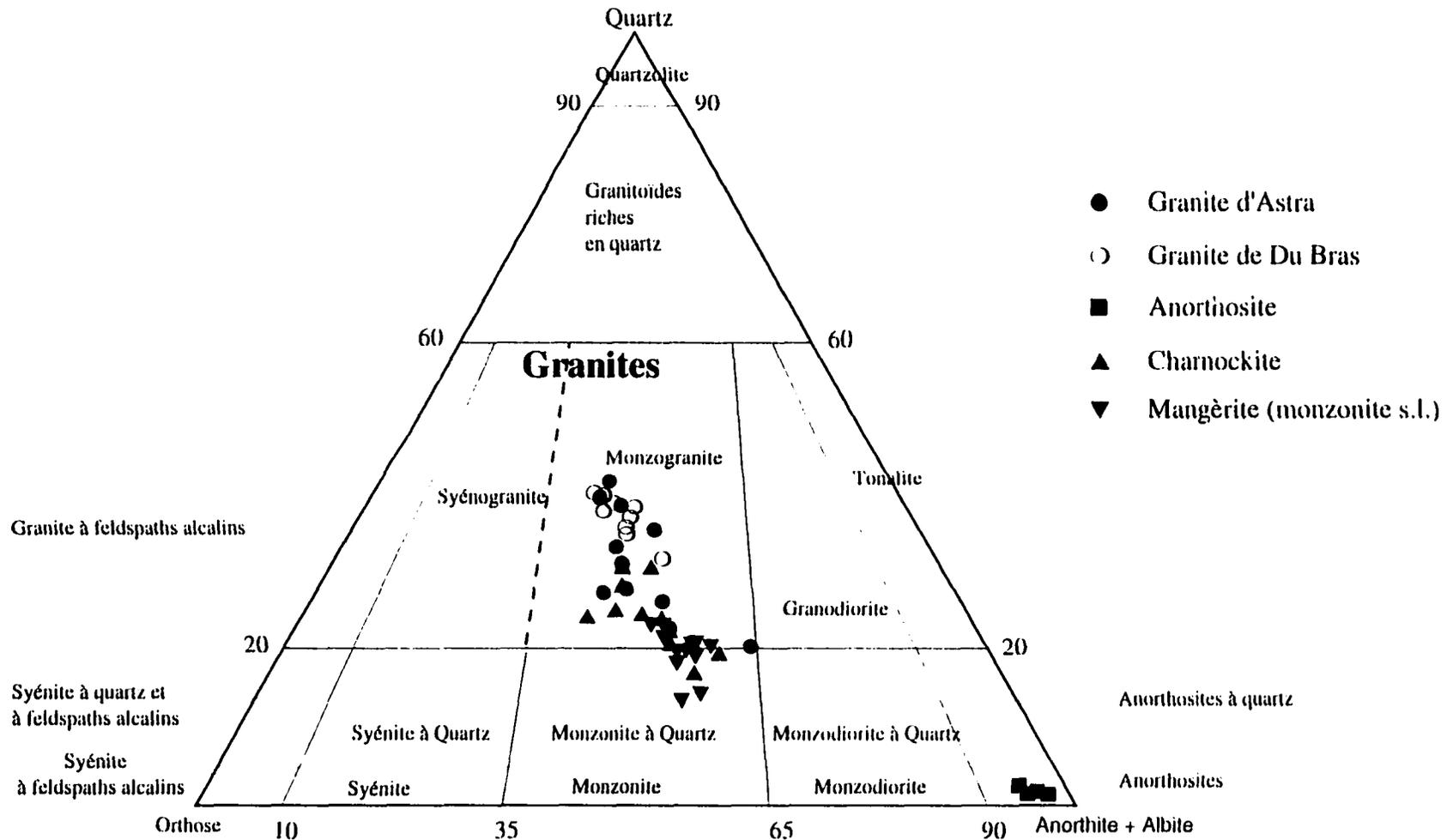


Fig. 4. 1 Projections des phases minéralogiques normatives des différentes intrusions situées dans le CSO sur le diagramme Q-F-P de Streckeisen (1976). Les noms des domaines sont pour une minéralogie normative selon Le Maître (1989).

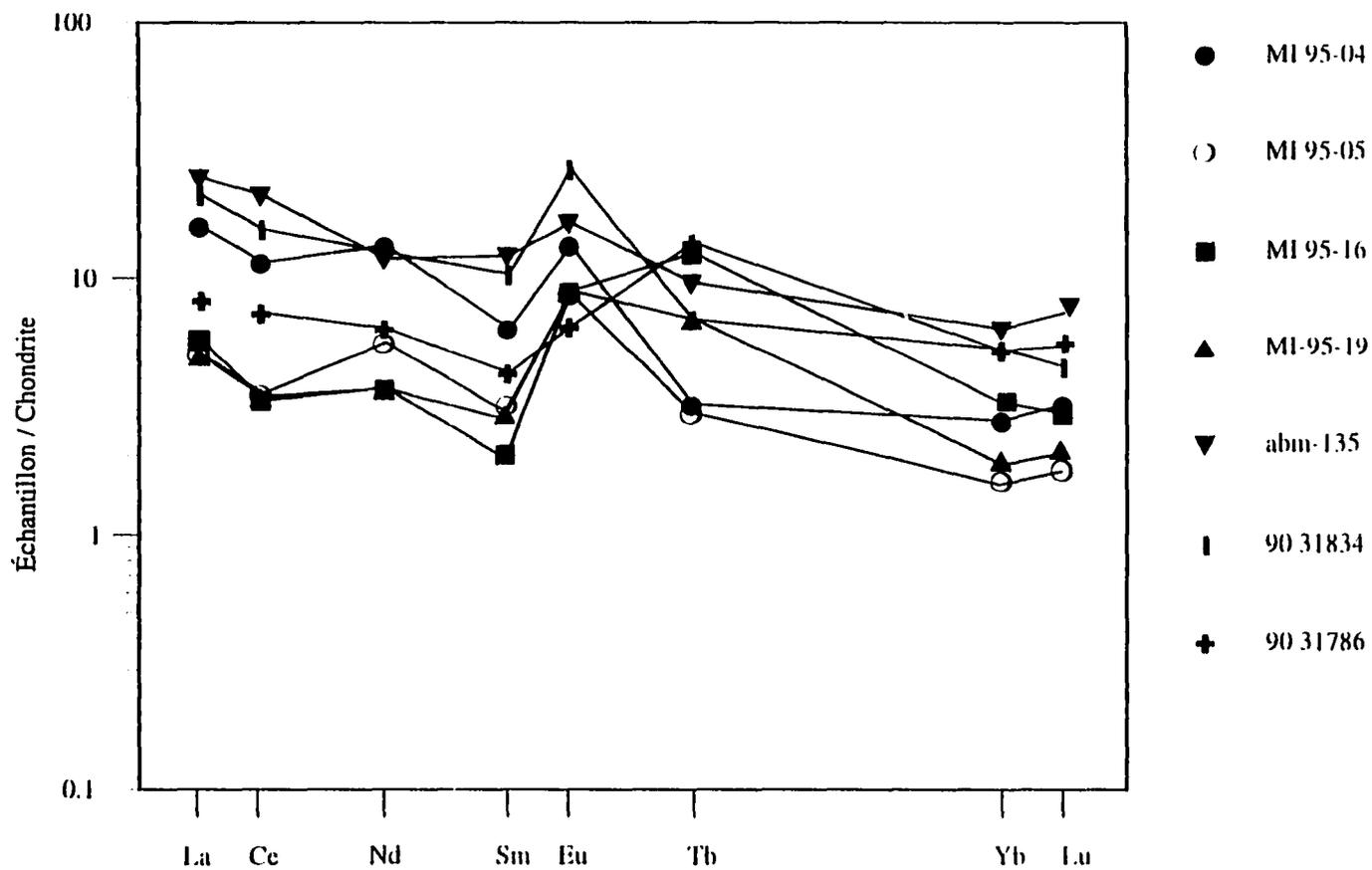


Fig. 4. 2 Spectres des terres-rares normalisés aux chondrites pour le complexe anorthositique du CSO. Tous les échantillons montrent une anomalie positive en Eu et un enrichissement moyen en terres-rares légères, relativement aux terres-rares lourdes.

La majorité des spectres présente une anomalie positive en europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* < 5.5$), ceci est en accord avec la pétrographie qui montre des cristaux de plagioclase en phase cumulat. Les cristaux de pyroxène (les hypersthènes), d'hornblende et de zircon contribuent d'une manière secondaire à cette anomalie, quand ils sont en phase cumulat (Hanson 1978), ce qui n'est pas le cas dans cette étude. L'enrichissement très moyen en ETRL_e est dû à la présence de plagioclase en phase cumulat. En effet le plagioclase sera riche en ETRL_e et présente une concentration en ETRL_e très élevée par rapport à celle des ETRL_d . Ceci explique la forte pente des profils.

On remarque que ces anorthosites sont très riches en strontium (tableau 4. 1), leurs teneurs sont comprises entre 487 ppm et 538 ppm du fait que ces échantillons présentent uniquement des cumulats de plagioclase. On sait déjà que le strontium est retenu par le plagioclase. La corrélation positive entre le strontium et Eu/Eu^* (Fig. 4. 3) confirme l'idée déjà citée ci-dessus.

Les anorthosites montrent une concentration en samarium comprise entre 0.2 et 1.5 ppm. Sur le diagramme $(\text{Sm})_n$ versus Eu/Eu^* (Fig. 4. 3), on remarque une corrélation négative entre le samarium et l'europium, ceci est en accord avec le fait que le samarium est un élément incompatible dans le plagioclase.

Ainsi, Ashwal (1993) a remarqué que toutes les anorthosites sont riches en éléments traces qui ont une affinité pour les plagioclases, c'est-à-dire ceux qui peuvent substituer le calcium (europium et strontium) et elles sont pauvres en éléments incompatibles (samarium entre autre).

La concentration en strontium dans les anorthosites est très importante, elle variait entre 600 ppm et 3000 ppm dans quelques massifs (2600 ppm dans le massif de Labrieville, 1400 ppm dans le massif de Saint-Urbain). Enfin, comme une dernière ressemblance avec les

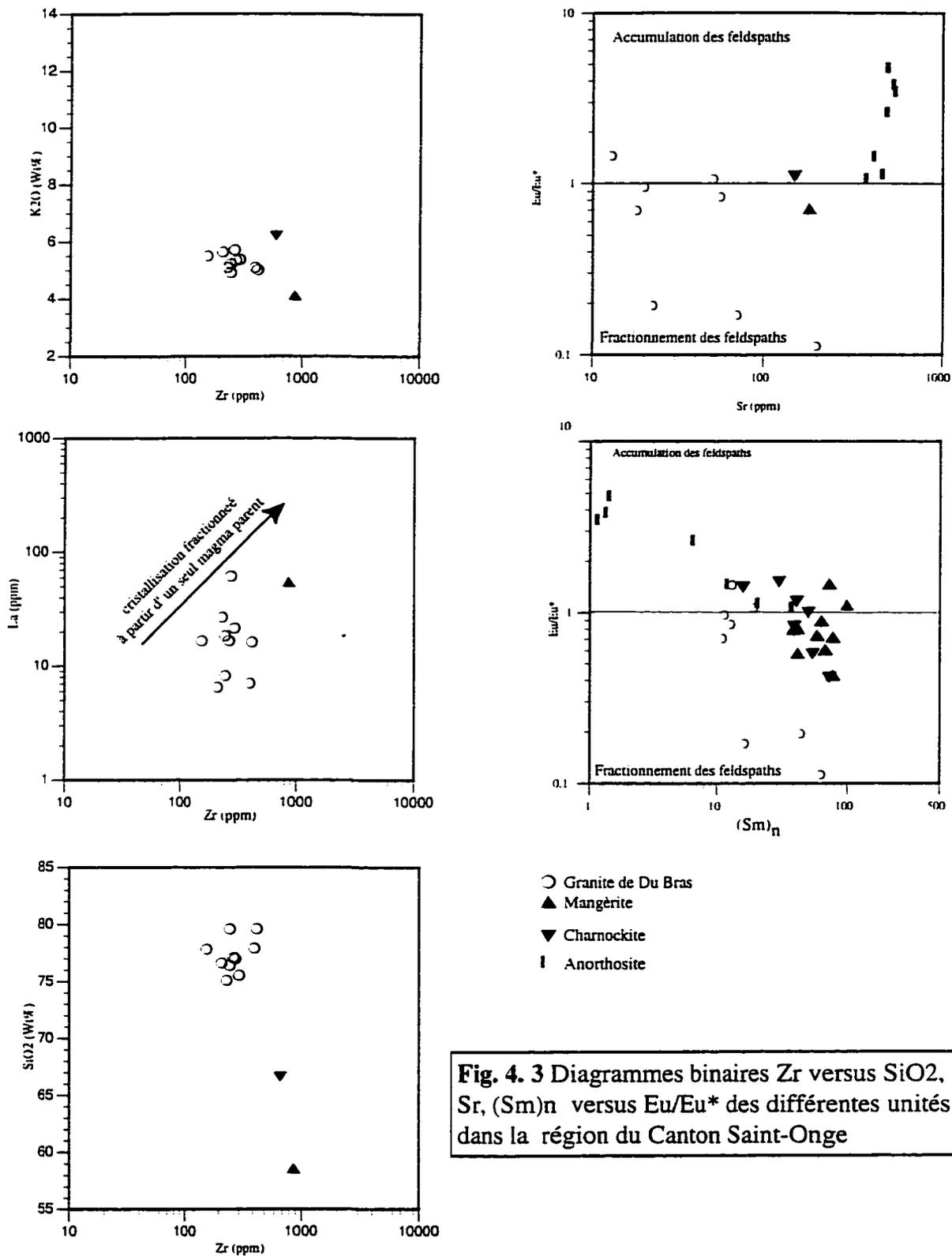


Fig. 4. 3 Diagrammes binaires Zr versus SiO₂, K₂O et La Sr, (Sm)_n versus Eu/Eu* des différentes unités localisées dans la région du Canton Saint-Onge

anorthosites du **CSO**, les anorthosites révisées par Ashwal (1993) possèdent un enrichissement en **ETRL_e** et une anomalie positive en europium.

En résumé, l'allure des spectres des **ETR** peut être expliquée par l'accumulation des plagioclases, ces derniers possèdent un coefficient de partage ($K_d = [\text{élément}]_{\text{minéral}} / [\text{élément}]_{\text{magma}}$) pour les **ETRL_e** assez élevé par rapport aux **ETRL_d**. Malgré que les deux coefficients de partage sont très faibles sauf pour l'euporium (Rollinson 1993), on remarque une rétention des **ETRL_d** par les plagioclases. Ceci conduit un appauvrissement du fondu en ces éléments et un enrichissement des **ETRL_e** puisque ces derniers ne sont pas retenus par aucun minéral présent dans la roche (Hanson 1978). Ceci explique aussi la pente $(\text{La/Lu})_n \approx 2.5$ légèrement forte des diagrammes. Enfin, on constate la présence d'une grande anomalie positive en europium qui est causée principalement par une accumulation des plagioclases (Hanson 1978).

4. 2. 2 Granite de Du Bras

Les analyses chimiques des roches de cette unité sont résumées au tableau 4. 3. La teneur en SiO_2 des échantillons analysés varie entre 75% et 78%. On remarque que la composition normative des échantillons tombe dans le champ des monzogranites dans le diagramme de Streckeisen (Fig. 4. 1, tableau 4. 4), mais pour enlever toute confusion, on le nommera Granite de Du Bras.

Plusieurs évidences discriminantes suggèrent que les échantillons du Granite de Du Bras se placent dans le domaine sub-alkalin. En effet, les échantillons appartenants à ce granite se localisent dans le domaine des intrusions sub-alkalines à tholéïtiques (Fig. 4. 4).

Quelques évidences géochimiques et minéralogiques suggèrent que ce granite est de type I. En effet, d'un point de vue géochimique, ce granite possède un rapport

# Échantillon	MI 95-21F	MI 95-21G	MI 95-29F	MI 95-29G	MI 95-30
SiO ₂ (%Wt)	75.11	76.63	76.97	77.83	75.53
TiO ₂	0.05	0.20	0.14	0.13	0.22
Al ₂ O ₃	13.38	12.33	11.89	11.79	12.92
Fe ₂ O ₃	1.85	1.75	1.58	1.43	2.00
MnO	0.04	0.02	0.01	0.01	0.02
MgO	<d/l	0.06	<d/l	<d/l	0.06
CaO	0.84	0.59	0.45	0.40	0.66
Na ₂ O	3.86	2.85	2.99	2.84	3.19
K ₂ O	5.11	5.65	5.36	5.51	5.38
P ₂ O ₅	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03
LOI	0.51	0.29	0.31	0.33	0.31
TOTAL	100.76	100.40	99.70	100.28	100.33
Co (ppm)	<d/l	<d/l	<d/l	<d/l	<d/l
Cu	10.00	24.00	24.00	24.00	23.00
Ni	<d/l	<d/l	<d/l	4.00	<d/l
V	<d/l	<d/l	<d/l	<d/l	<d/l
Zn	123.00	58.00	57.00	69.00	67.00
Ga	31.10	22.00	24.10	22.40	23.40
Nb	183.80	11.10	13.30	6.70	15.60
Pb	67.30	13.40	28.80	17.90	14.30
Rb	293.20	242.90	383.30	339.40	291.00
Sr	22.40	60.20	18.10	50.90	70.60
Th	30.80	2.08	8.83	4.17	<d/l
U	5.30	0.84	2.80	1.81	<d/l
Ta	3.04	0.38	0.75	0.43	2.40
Y	110.00	18.80	88.80	46.70	40.60
Zr	234.80	213.00	279.60	155.10	300.90
La	27.05	6.54	61.76	16.77	21.68
Ce	80.61	12.86	105.57	31.14	42.11
Nd	5.25	8.54	47.94	10.58	20.89
Sm	14.76	2.14	10.42	2.65	4.58
Eu	0.66	1.10	0.69	0.69	1.64
Tb	4.35	0.16	1.89	0.63	0.80
Yb	12.28	1.25	7.44	2.66	2.48
Lu	1.97	0.24	1.29	0.46	0.40

Tableau 4. 3. Analyses de certains échantillons du Granite de Du Bras.

d/l: Sous les limites de détection

G: Faciès grossier

F: Faciès fin

# Échantillon	MI 95-01	MI 95-10	MI 95-13	MI 95-14
SiO ₂ (%Wt)	68.39	67.63	68.76	67.63
TiO ₂	0.52	0.83	0.53	0.83
Al ₂ O ₃	15.11	14.03	14.80	14.03
Fe ₂ O ₃	4.22	5.97	4.42	5.97
MnO	0.08	0.15	0.08	0.39
MgO	0.29	0.39	0.35	1.84
CaO	2.34	1.84	2.07	3.48
Na ₂ O	3.55	3.48	3.32	5.57
K ₂ O	5.17	5.57	5.31	0.16
P ₂ O ₅	0.13	0.16	0.14	0.33
Total	99.82	100.07	99.80	100.23
Quartz (%)	23.19	22.40	24.56	25.85
Orthose	30.26	32.90	31.38	0.95
Albite	30.04	29.45	28.09	47.13
Anorthite	10.17	6.21	9.36	12.81
Hypersthène	0.72	0.97	0.87	4.03
Ilménite	0.18	0.32	0.18	1.15
Hématite	4.22	5.97	4.42	5.97
Titanite	0.42	1.32	0.00	0.54
Apatite	0.30	0.37	0.32	0.76
Rutile	0.25	0.12	0.43	0.00
Diopside	0.00	0.00	0.00	1.19

Tableau 4. 8. Valeurs normatives réalisées grâce aux analyses des échantillons de l'intrusion granitique d'Astra.

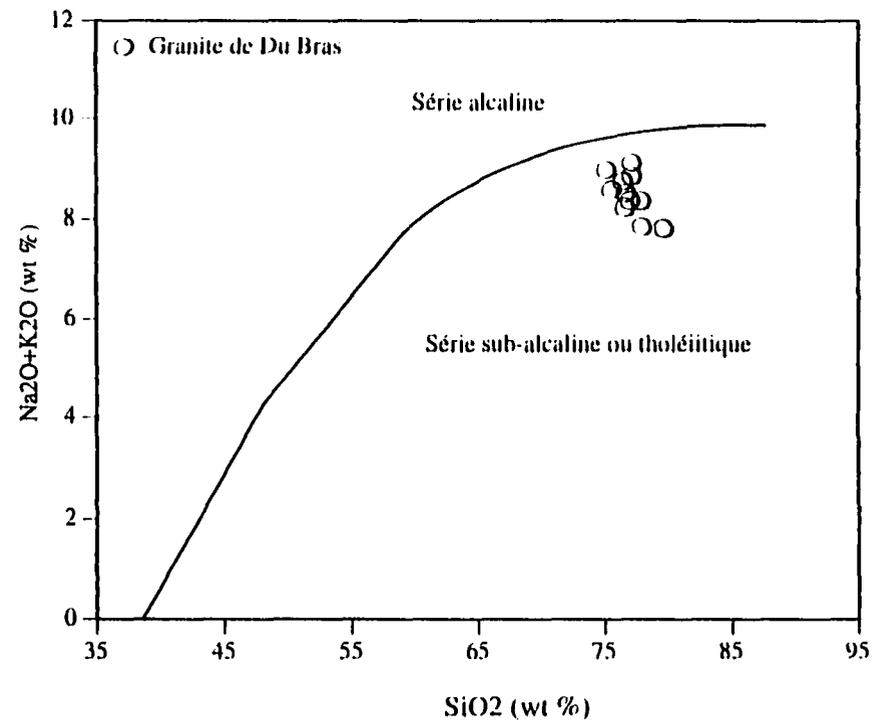
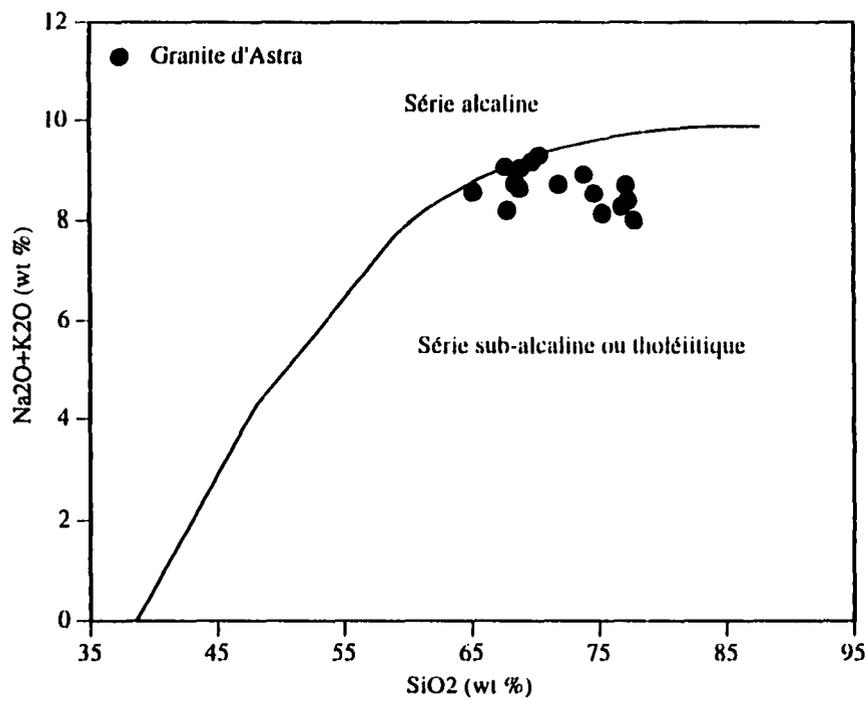


Fig. 4. 4 Diagrammes des alcalins versus SiO₂ des intrusions granitiques d'Astra et de Du Bras situées dans la région du lac aux Grandes Pointes (CALSJ) Irvine et Baragar (1971).

$Al_2O_3 / K_2O + CaO + Na_2O$ supérieur à 1 (Fig.4. 5) (Didier *et al.* 1982). D'un point de vue minéralogique, on remarque une absence de la muscovite dans les variétés felsiques et une présence de la biotite et de hornblende comme l'unique phase ferromagnésienne (Didier *et al.* 1982).

Le Granite de Du Bras présente un indice de Shand ($Al_2O_3 / (NaO + K_2O)$ moléculaire) compris entre 1.1 et 1.2, ce qui suggère que ce granite possède une nature transitoire entre métalumineux et péralumineux (Fig. 4. 6).

La majorité des échantillons du Granite de Du Bras se localise dans le domaine de la phase fractionnée des feldspaths (Fig. 4. 3), ce qui explique la péraliminosité de ce granite. Ce granite montre une corrélation négative entre l'anomalie en europium et le strontium. La majorité des échantillons qui montre une anomalie négative en europium possède une concentration en strontium très faible. On remarque qu'il n'y a pas de différence de concentration en strontium entre les échantillons fractionnés et non fractionnés. Tous les échantillons montrent une concentration assez faible ($20 \text{ ppm} < Sr < 70 \text{ ppm}$), probablement due soit à un effet de fractionnement des feldspaths ou soit à un protolite pauvre en strontium, la cristallisation fractionnée des feldspaths au sein du Granite de Du Bras a un effet mineur sur les échantillons, elle affecte surtout les échantillons appartenants au faciès fin, ce qui se corrèle très bien avec les relations de terrain. En effet, sur le terrain on a remarqué que le faciès à grains grossiers est une phase précoce de l'intrusion, cette dernière montre une seconde phase à faciès fin qui est considérée comme un magma tardif riche en silice. On remarque que les échantillons qui ont une anomalie positive en europium possèdent une concentration en strontium plus faible que ceux qui ont une anomalie négative (Fig. 4. 3). Le même effet se remarque sur le diagramme du samarium versus l'anomalie de l'euporium. On remarque que les deux tiers des échantillons se trouvent dans le domaine de fractionnement des feldspaths. Ces échantillons s'enrichissent de plus en plus en samarium

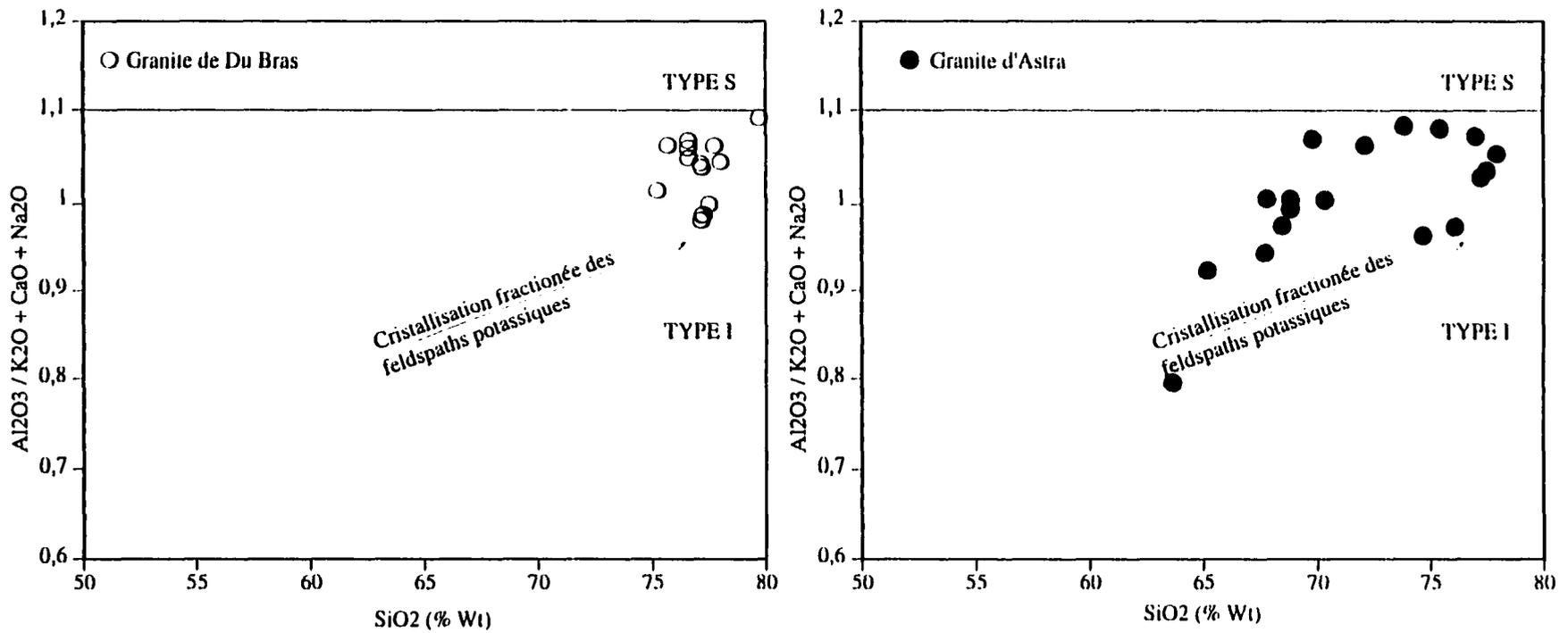


Fig. 4. 5 Diagrammes binaires des alcalins versus la silice (SiO₂) des intrusions granitiques d'Astra et de Du Bras. Les échantillons qui possèdent Al/KCN < 1 sont de type I alors que ceux qui possèdent un Al/KCN > 1 sont de type S. (Maniar et Picolli 1989).

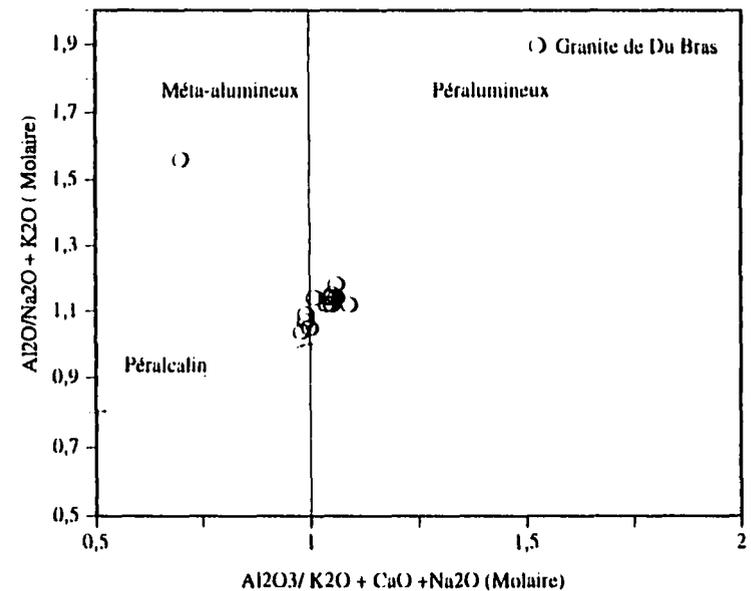
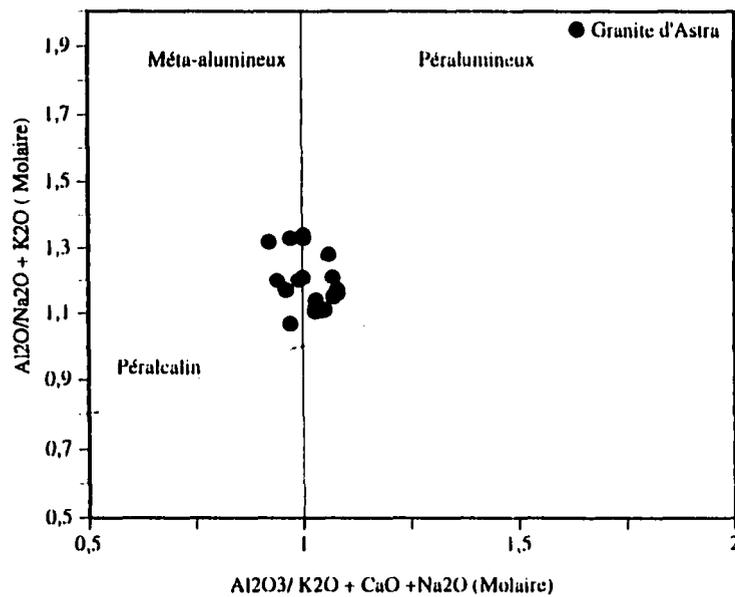


Fig. 4. 6 Diagrammes binaires $Al_2O_3/K_2O + Na_2O$ versus $Al_2O_3/K_2O + Na_2O + CaO$ des intrusions granitiques d'Astra et de Du Bras situées dans le CALSJ qui représentent le diagramme de Shand. Les échantillons qui possèdent $Al/KCN < 1$ sont méta-alumineux, alors que ceux qui possèdent un indice de Shand > 1 sont dits péralumineux.

quand leur anomalie en europium tourne autour de zéro, tandis que les échantillons les moins fractionnés ont une concentration en samarium qui ne dépasse pas 15 ppm (Fig. 4. 3).

L'étude des diagrammes de Harker (Fig. 4. 7) montre une corrélation négative entre SiO_2 et Al_2O_3 , et une corrélation positive entre Al_2O_3 et CaO . Ces deux corrélations démontrent et consolident l'idée d'un régime fractionné du Granite de Du Bras suite au fractionnement des feldspaths. L'étude des diagrammes SiO_2 versus les oxydes de fer et de magnésium révèle le caractère très évolué du Granite de Du Bras (richesse en silice), le caractère fractionné de la phase ferromagnésienne ainsi que les oxydes. Le reste des diagrammes ne montre aucune corrélation, mais simplement une population de granite sous forme de nuage de point.

Sur les diagrammes binaires Zr versus La, SiO_2 et K_2O (Fig. 4. 3), on ne remarque aucune variation significative sur les deux axes, mais seulement un enrichissement en zirconium, ce qui met en évidence le caractère fractionné du magma parent du Granite de Du Bras.

À partir de l'étude des **ETR** normalisés par rapport aux chondrites (Fig. 4. 8, tableau 4. 3), on note que le Granite de Du Bras possède en général une richesse en **ETRL_e**, en particulier il possède un rapport $(\text{La}/\text{Sm})_n \approx 4$ comparativement aux **ETRL_d** dont le rapport $(\text{La}/\text{Lu})_n$ est compris entre 5 et 6.. La majorité des échantillons analysés montre un enrichissement de 200 (échantillon plus évolué) à 20 fois (échantillon moins évolué) la chondrite pour les **ETRL_e**, et de 60 fois à 7 fois la chondrite pour les **ETRL_d** (tableau 4. 3).

L'anomalie en europium est très bien marquée chez la majorité des échantillons, elle varie entre 0.1 et 1.5. L'anomalie négative en europium est due essentiellement à un fractionnement du feldspath. D'ailleurs, les diagrammes binaires $(\text{Sr})_n$ et Sm versus

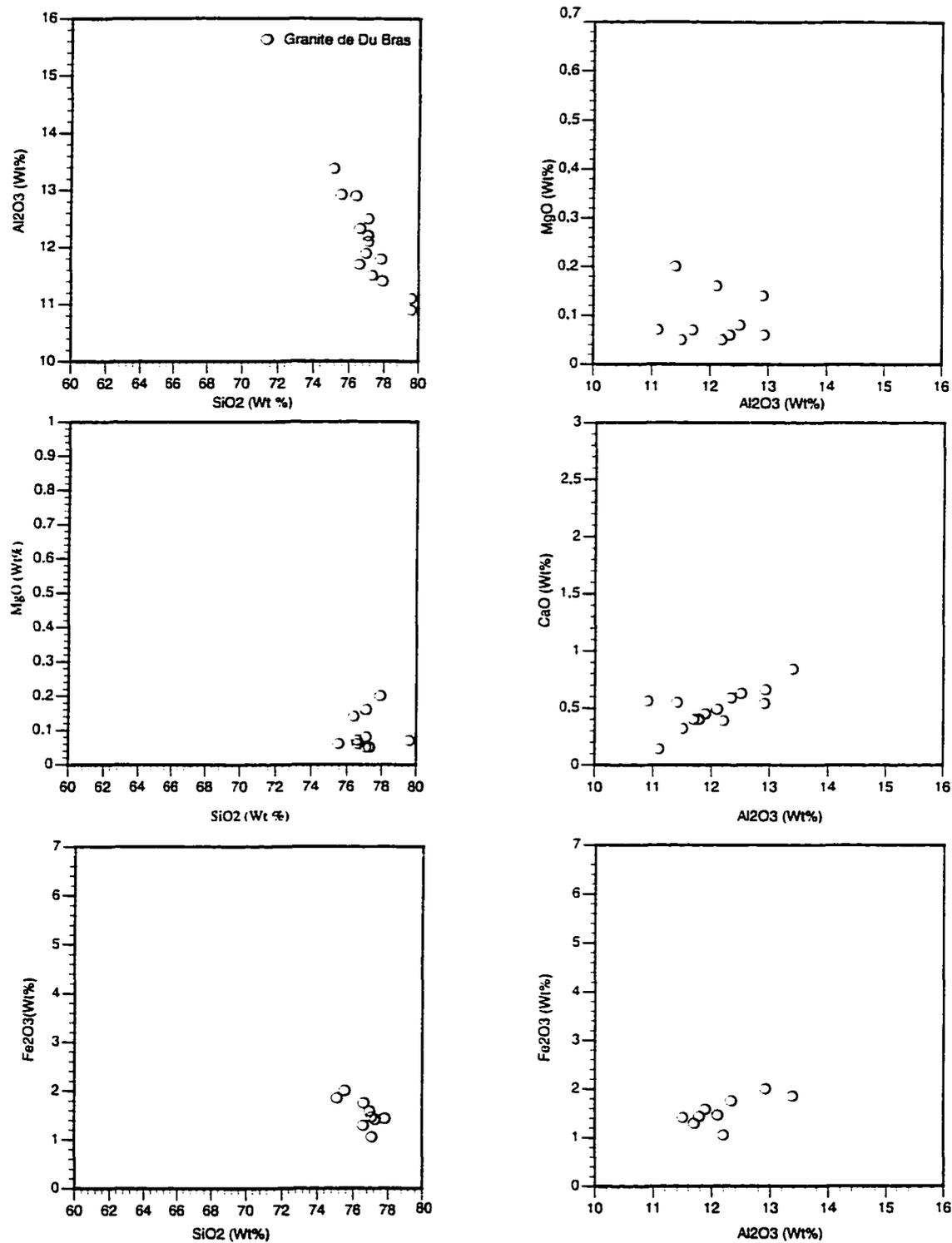


Fig. 4. 7 Diagrammes binaires des différents éléments majeurs de l'intrusion granitique de Du Bras située dans le complexe anorthositique du lac Saint-Jean (diagramme de Harker).

Eu/Eu* (Fig. 4. 3) montrent d'une manière remarquable le caractère fractionné du Granite de Du Bras.

Cette anomalie négative pourrait être engendrée par l'absence des minéraux tels le plagioclase, le grenat, les amphiboles (l'hornblende) et les pyroxènes (hypersthène) en phase cumulat dans cette intrusion.

L'enrichissement en **ETRL_e** est dû probablement à un effet de protolite. De plus, la faible quantité d'amphibole (l'hornblende ~ 10%), contribue aussi à l'enrichissement de la roche en **ETRL_e**. Quand ce minéral existe dans la roche sous forme de cumulat, il doit en principe causer une déficience en **ETRL_d**, car il utilise ces **ETRL_d** dans sa structure.

L'étude des spectres des terres-rares du Granite de Du Bras (Fig. 4. 8) montre une bonne corrélation entre la répartition des **ETR** et l'anomalie de l'euporium (Eu/Eu*) (Fig. 4. 3). Ainsi, les échantillons qui possèdent une anomalie positive en europium ont une concentration faible en **ETRL_e**. Ces échantillons sont les moins évolués et des feldspaths non fractionnés, ce sont des cumulats. Ces échantillons appartiennent exclusivement au faciès grossier (90 31722: abm-121). Par contre, ceux qui possèdent une anomalie négative, ont une concentration assez élevée en **ETRL_e**. Ce sont les échantillons les plus fractionnés et les plus évolués. La totalité de ces échantillons appartient au faciès fin. Un troisième groupe pourrait s'ajouter aux deux premiers, il s'agit d'un groupe d'échantillons qui n'a pas d'anomalie en europium (MI 95-30) (échantillon à granulométrie hétérogène), se traduisant par une concentration en **ETRL_e** intermédiaire entre les échantillons fractionnés et les échantillons non fractionnés.

En résumé, l'étude des spectres des éléments des terres-rares nous a montré une anomalie négative en europium et un enrichissement des éléments des terres-rares légères par rapport aux éléments des terres-rares lourdes suite à l'absence des minéraux qui retiennent les

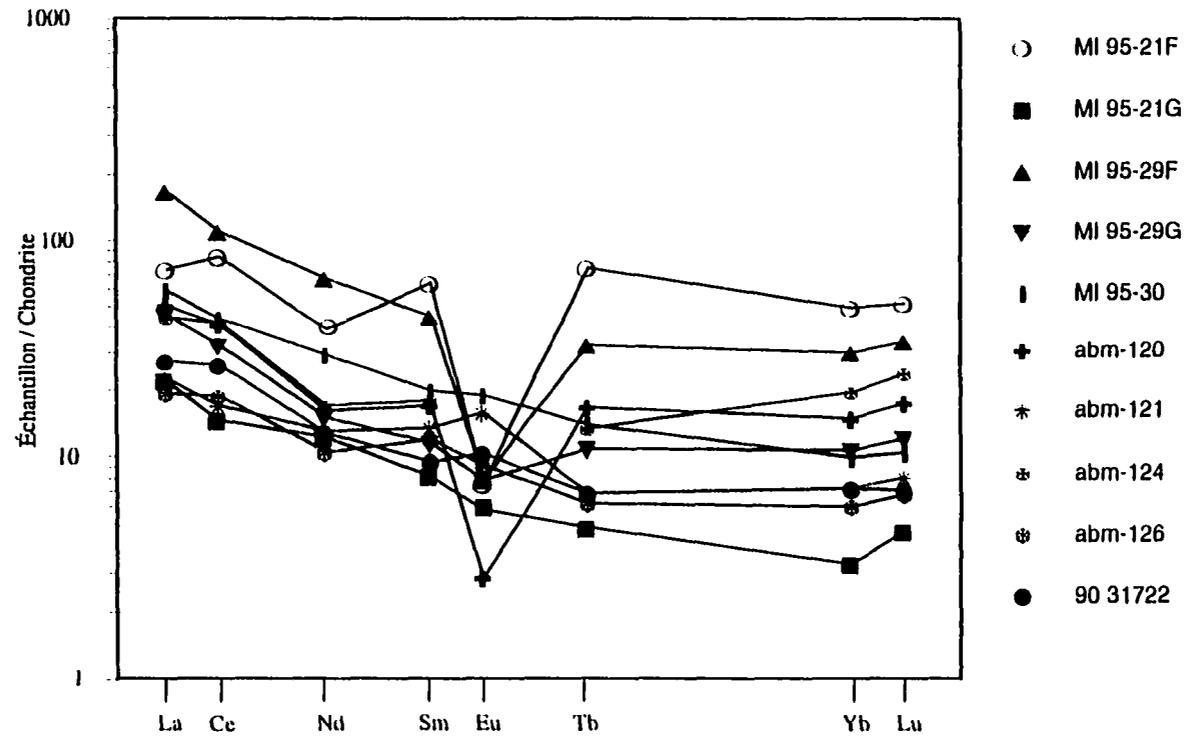


Fig. 4. 8 Spectres des terres-rares normalisés aux chondrites pour l'intrusion de Du Bras. Les deux tiers des échantillons montrent une anomalie négative en Eu (sauf MI 95-30, abm-121 et 90 31722). Tous les échantillons montrent un enrichissement en terres-rares légères, relativement aux terres-rares lourdes. F: faciès fin, G: faciès grossier.

éléments des terres-rares lourdes, ainsi que le comportement cumulatif et fractionné respective des faciès grossier et fin de cette intrusion. L'étude des éléments majeurs et traces, grâce aux diagrammes de Harker, et les diagrammes binaires du zirconium versus les oxydes de silice et de potassium, ainsi que le lanthane renforce l'idée que le faciès grossier n'a pas encore subi de fractionnement de ses feldspaths. Par contre le faciès fin montre une phase fractionnée très avancée.

Sur le diagramme de Whalen (Fig. 4. 9), ce granite se localise à la frontière des granites fractionnés et des granites de type A. Cette position des différents échantillons de cette intrusion cause un problème, car sur les différents diagrammes cités ci-dessus, on a pu déterminer le comportement fractionné et cumulatif respectif des faciès fins et grossiers de cette intrusion, mais sur le diagramme de Whalen *et al.* (1987), ceci n'est pas bien exprimée. La seule conclusion qu'on peut en tirer de ce diagramme, est que le Granite de Du Bras n'est pas un granite de type A, l'aspect fractionné de cette intrusion ne ressortant pas sur ce diagramme. Ceci est dû aux effets de la restite et de dilution qui seront discutés ultérieurement.

D'un point de vue environnement géodynamique, les diagrammes de Maniar et Picolli (1989) (Fig. 4. 10) montrent que ce granite se trouve dans le champ des granitoïdes associés à un rift (**RRG**), ceci est dû aux effets de la restite riche en quartz qui fait déplacer les points vers ce domaine, mais en réalité le granite de Du Bras s'est mis en place dans un environnement géotectonique de type **CEUG**. Ce type de granitoïde est considéré se mettre en place dans un environnement anorogénique.

Les diagrammes de Pearce *et al.* (1984) (Fig. 4. 11) montrent que le Granite de Du Bras se localise dans le domaine des granitoïdes syn-collisionnels (voir l'explication plus haut) mais en réalité, le granite de Du Bras s'est mis en place dans un environnement

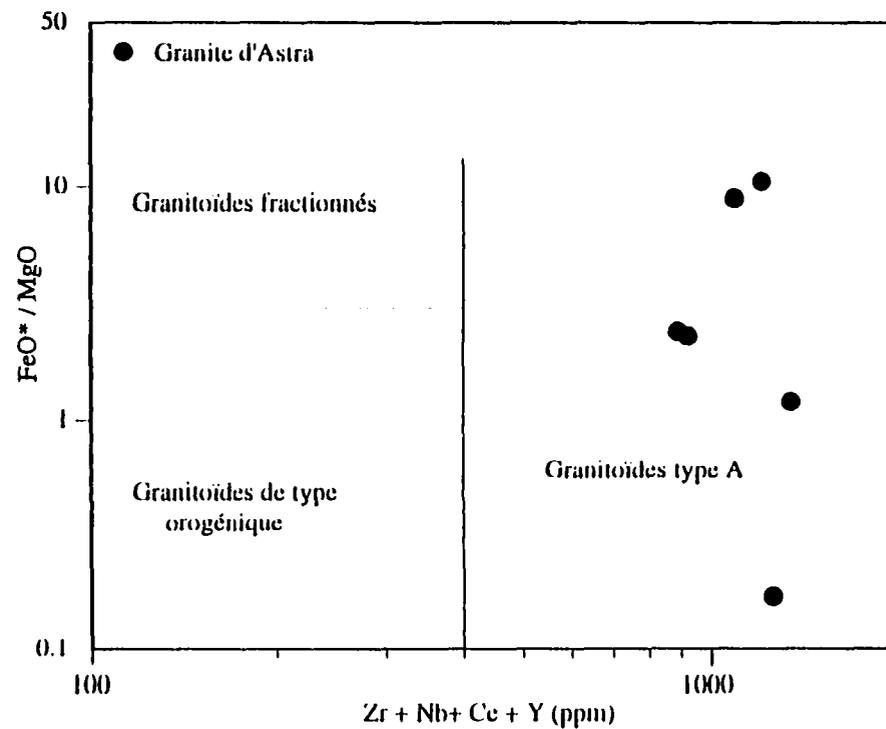
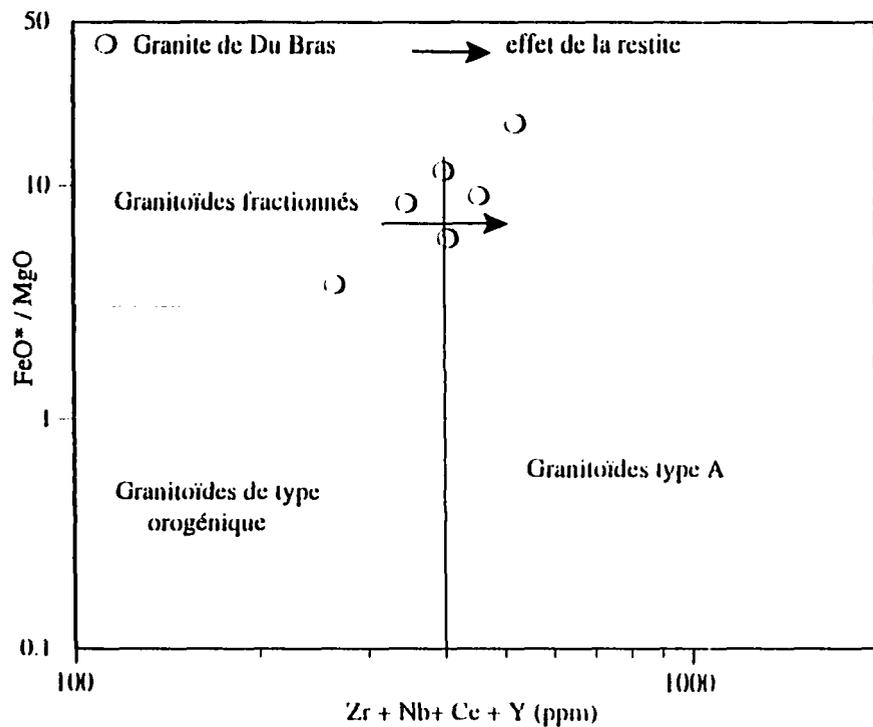


Fig. 4. 9 Diagrammes binaires FeO + MgO versus Zr + Nb+ Ce + Y des intrusions granitiques d'Astra et de Du Bras situées dans la région du lac aux Grandes Pointes (CALSJ) qui représentent un diagramme de discrimination de type A. (Whalen *et al.* 1987).

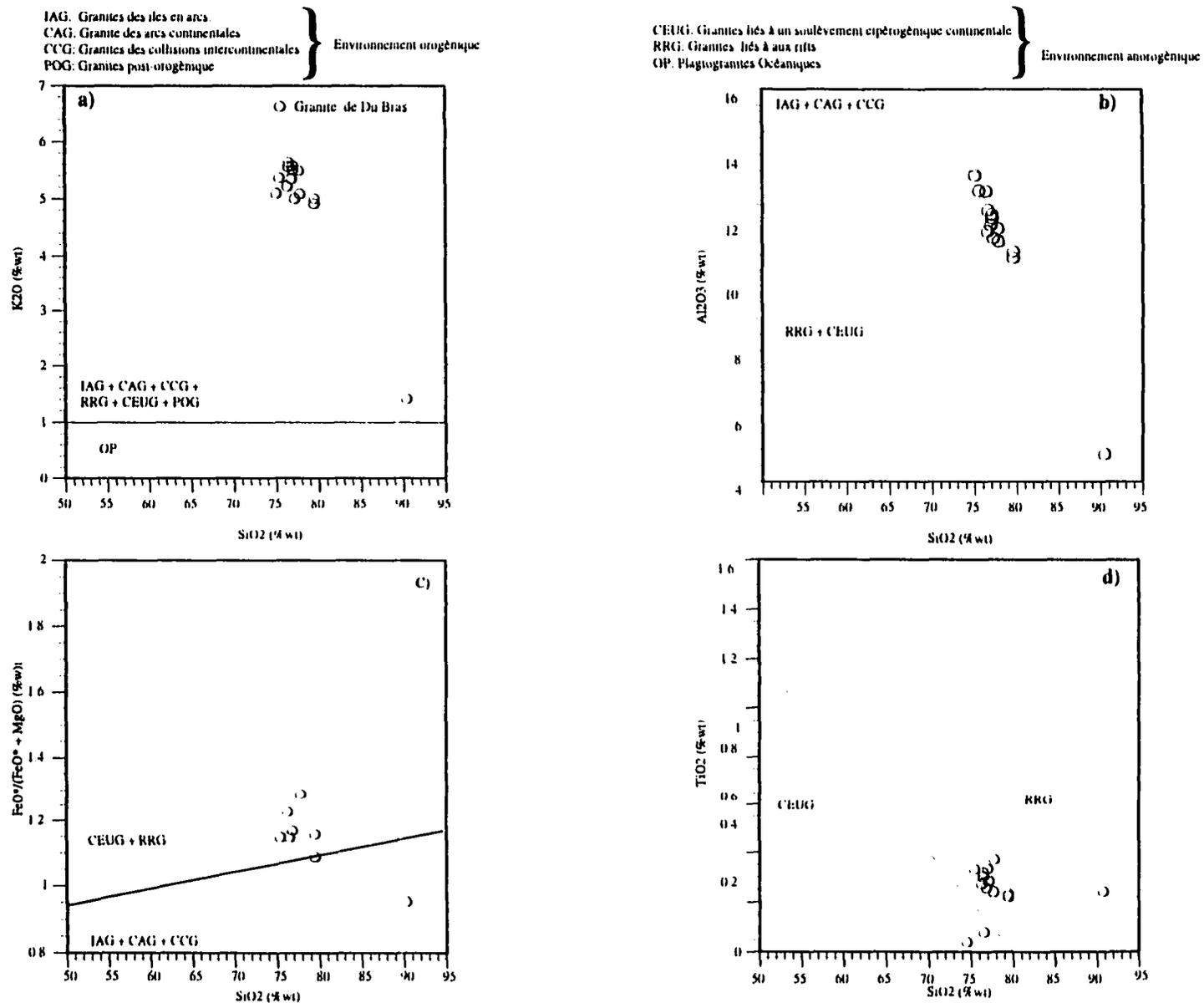


Fig. 4. 10 Diagrammes binaires SiO₂ versus K₂O; Al₂O₃; FeO/FeO + MgO et TiO₂ permettant la classification des environnements géotectoniques de Maniar et Picolli (1989).

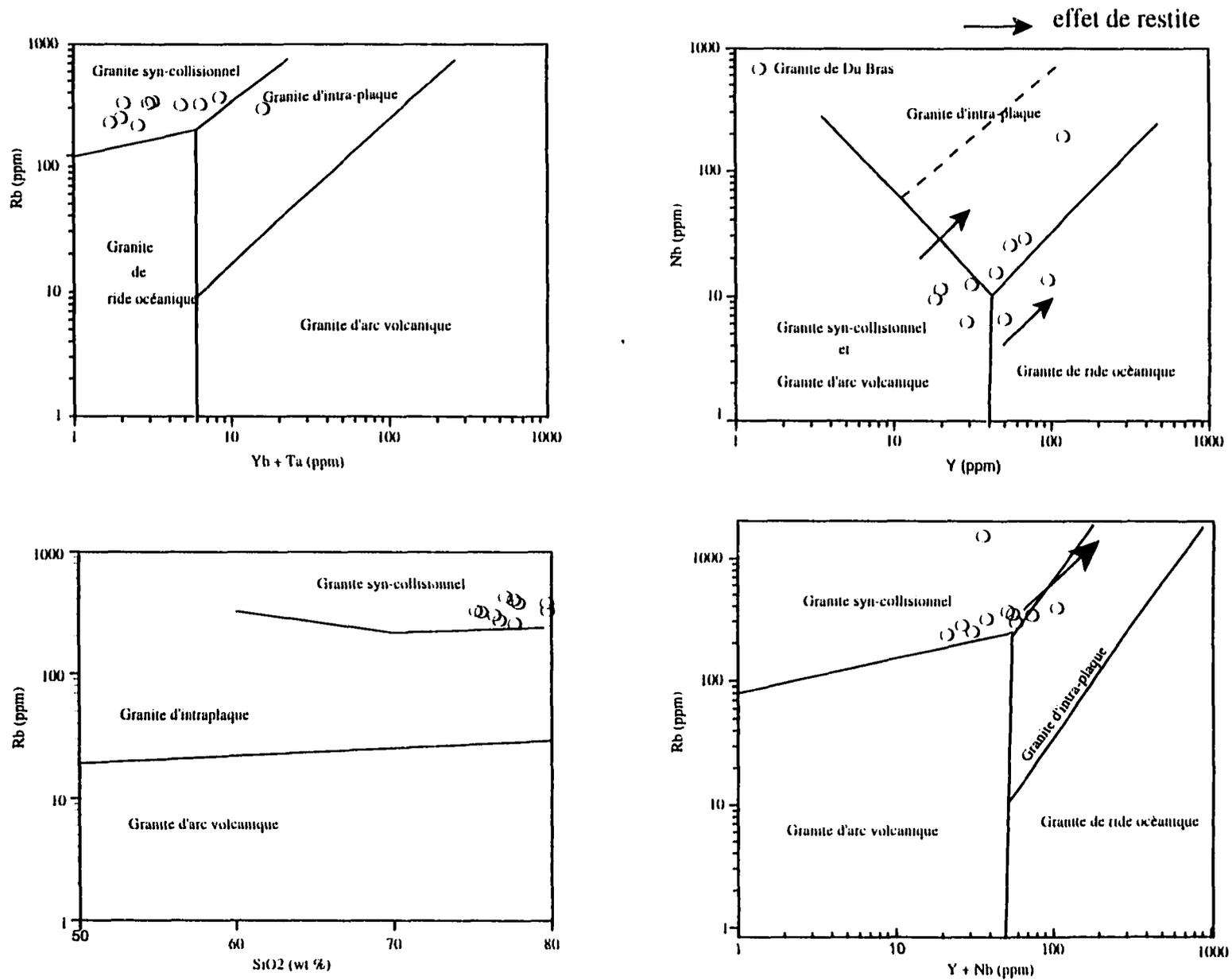


Fig. 4. 11 Abondances des éléments de Rb, SiO₂, Yb,Ta, Y et Nb de l'intrusion granitique de Du Bras projetées sur les diagrammes de discrimination tectonique de Pearce *et al.* (1984).

géotectonique de type intra-plaque.

En conclusion, le Granite de Du Bras reste une énigme, puisqu'on remarque quelques contradictions et divergences sur les diagrammes de discrimination. Le Granite de Du Bras montre une composition en silice qui peut atteindre des valeurs inhabituelles pour un granite (certains échantillons de Gervais ont 90% de SiO₂). Ceci est dû probablement à la proximité des niveaux de fusion et de l'emplacement du granite (la restite n'a pas eu le temps suffisant pour se séparer du magma parent de l'intrusion) ce qui va causer une séparation partielle de la restite dans le granite (une partie de la restite reste encore associée au granite). Ainsi, sur le diagramme de Whalen *et al.* (1987), l'effet de la restite est matérialisé par des échantillons qui amorcent une migration vers le domaine des granites du type A (surtout les échantillons à faciès grossier). Par contre, les échantillons à faciès fin (granite complètement séparé de la restite) restent toujours dans le domaine des granites fractionnés. Sur les diagrammes de Pearce *et al.* (1984) et de Maniar et Picolli (1989), l'effet de cette restite montre une probable migration des échantillons respectivement vers le domaine des granites de type intraplaque et vers le domaine des granites liés à un soulèvement continentale (CEUG). Sur le diagramme des ETR, l'effet de la restite est marqué par une réduction de la concentration de quelques éléments des terres-rares.

4. 2. 3 Charnockite

La compilation de notre analyse avec celle de Gervais (1993) montre une teneur en SiO₂ entre 62% et 72% (notre analyse possède 66.6%). On remarque que la composition normative des échantillons tombe dans le champ intermédiaire entre les monzogranites et les monzonites à quartz dans le diagramme de Streckeisen (Fig. 4. 1, tableau 4. 5). Seule une étude détaillée des éléments des terres-rares sera discutée dans cette section, dû à un manque de données pour cette unité (tableau 4. 6).

# Échantillon	MI 95-03	MI 95-11
Type de Roches	Charnockite	Mangérite
SiO ₂ (%Wt)	66.60	58.59
TiO ₂	0.59	1.56
Al ₂ O ₃	15.32	13.62
Fe ₂ O ₃	5.58	13.44
MnO	0.08	0.20
MgO	0.31	0.94
CaO	2.60	4.53
Na ₂ O	3.69	3.29
K ₂ O	5.50	4.12
P ₂ O ₅	0.14	0.57
LOI	0.15	<d/l
TOTAL	100.58	100.89
Co (ppm)	<d/l	12.00
Cu	37.00	18.00
Ni	<d/l	<d/l
V	12.00	37.00
Zn	126.00	206.00
Ga	24.70	27.50
Nb	21.80	32.00
Pb	15.60	19.50
Rb	110.20	104.60
Sr	151.30	182.50
Th	1.87	3.10
U	1.11	7.40
Y	50.70	95.70
Zr	670.40	864.30
La	34.53	54.84
Ce	79.25	132.17
Nd	44.08	74.09
Sm	10.65	18.19
Eu	3.99	4.37
Tb	1.90	3.22
Ta	1.18	0.98
Yb	4.96	9.22
Lu	0.89	1.66

Tableau 4. 5. Analyses chimiques des intrusions charnockitiques et mangéritiques.
d/l: sous les limites de détection

# Échantillon	MI95-11	MI95-03
Type de roche	Mangérite	Charnockite
SiO ₂ (% Wt)	58.59	66.6
TiO ₂	1.56	0.59
Al ₂ O ₃	13.62	15.32
Fe ₂ O ₃	13.44	5.58
MnO	0.2	0.08
MgO	0.94	0.31
CaO	4.53	2.6
Na ₂ O	3.29	3.69
K ₂ O	4.12	5.5
P ₂ O ₅	0.57	0.14
Total	100.41	100.41
Quartz (%)	16.03	19.1
Orthose	24.35	32.5
Albite	27.84	31.22
Anorthite	10.23	9
Hypersthène	0.95	0.33
Ilménite	0.43	0.17
Hématite	13.44	5.58
Titanite	3.28	1.23
Apatite	1.33	0.33
Diopside	3	0.94

Tableau 4. 6. Valeurs normatives des échantillons des intrusions charnockitiques et mangéritiques.

Les spectres des **ETR** normalisés aux chondrites (Fig. 4. 12, tableau 4. 6) montrent un léger enrichissement en **ETRL_e** ($(La/Sm)_n = 2.5$) comparativement aux éléments des terres-rares lourds (**ETRL_d**) ($(La/Lu)_n = 6$). Les échantillons montrent une composition égale à 200 fois la chondrite pour les **ETRL_e** et 10 à 30 fois la chondrite pour les **ETRL_d**.

Une anomalie négative en europium a été enregistrée pour les deux tiers des échantillons analysés, seuls MI95-03 et 90 31795 enregistrent une anomalie positive ($Eu/Eu^* = 1.1$). Cette anomalie positive est due essentiellement à une accumulation des feldspaths. Ce minéral qui contribue à un enrichissement en éléments des terres-rares légères, puisque ce minéral piège dans son réseau les éléments des terres-rares lourdes quand il cristallise (Hanson 1978; Fig. 5).

L'étude des diagrammes des éléments des terres-rares de la charnockite nous a révélé la même constatation déjà rencontrée dans les autres intrusions pour ce qui concerne la corrélation entre la répartition des **ETR** et l'anomalie en europium. Il s'agit d'une importante phase cumulative et fractionnelle qui s'est produite au niveau des feldspaths.

Les deux phases de fractionnement et d'accumulation des feldspaths sont bien représentées sur le diagramme $Eu \setminus Eu^*$ versus samarium (Fig. 4. 3) où on remarque que la majorité des échantillons de la charnockite se localise dans le domaine des feldspaths fractionnés, alors qu'une minorité se trouve dans le domaine cumulat des feldspaths. Ceci appuie l'idée que la charnockite est en train de subir un important fractionnement.

4. 2. 4 Mangérite quartzifère

Le seul échantillon choisi pour la géochimie possède une teneur en SiO_2 proche de 70% et son analyse est résumée au tableau 4. 6. Les autres analyses proviennent des échantillons de Gervais (1993). Ils ont une teneur en SiO_2 qui varie entre 55 et 65%.

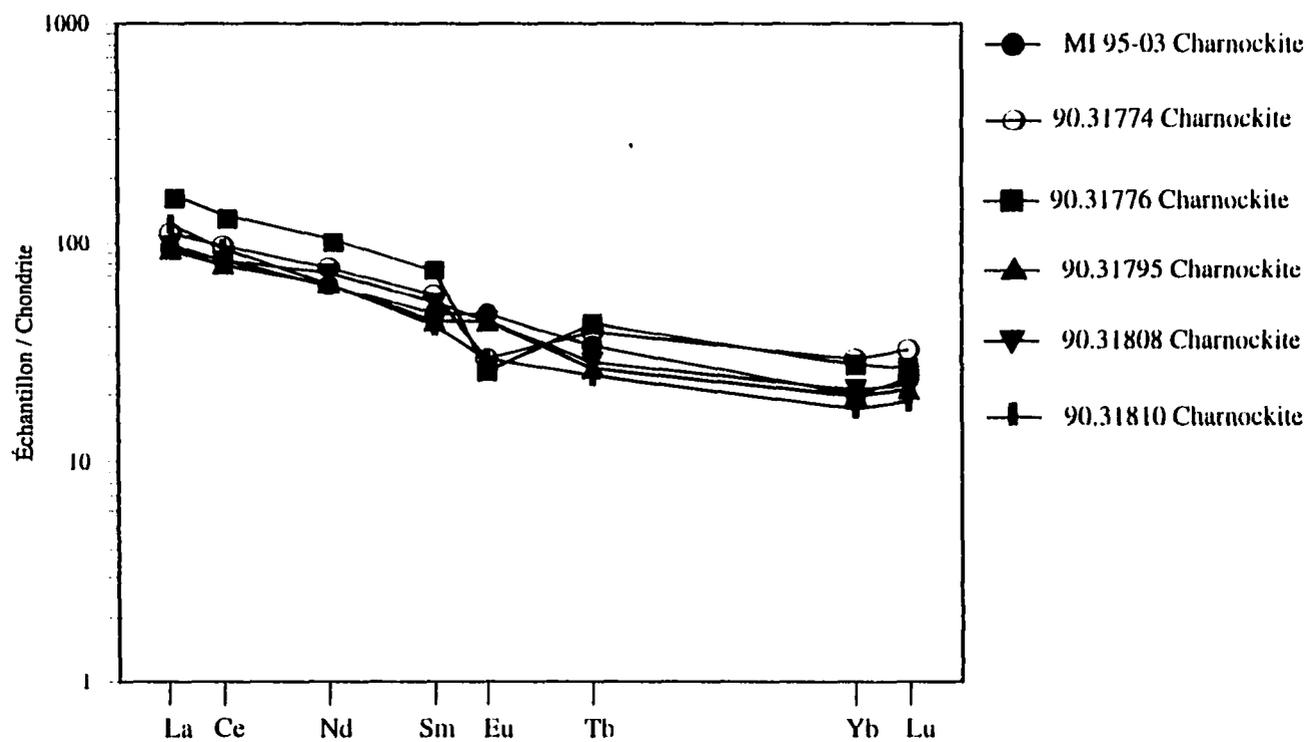


Figure 4. 12 Spectres des terres-rares normalisés aux chondrites pour les charnockites. Deux échantillons montrent une anomalie positive en Eu (90.31795 et MI95-03), les autres échantillons montrent une anomalie négative en Eu. Tous les échantillons marquent un enrichissement en terres-rares légères relativement aux terres-rares lourdes.

La compilation des différentes données pour cet échantillon nous a permis de construire le diagramme **Q-F-P**. On remarque que la composition normative des échantillons tombe dans le champ intermédiaire entre les monzogranites et les monzonites à quartz dans le diagramme de Streckeisen (Fig. 4. 1, tableau 4. 5).

Les spectres des **ETR** normalisés par rapport aux chondrites (Fig. 4. 13; tableau 4. 6) montrent un faible enrichissement en **ETRL_e**, en particulier un rapport $(La/Sm)_n = 2$ assez faible par rapport à celui des **ETRL_d** ($(La/Lu)_n = 3.2$). La majorité des échantillons montre une composition de 150 à 60 fois la chondrite en **ETRL_e** et 20 à 50 la chondrite en **ETRL_d**.

Une fois encore, on remarque une très bonne corrélation entre la concentration en **ETR** et l'anomalie en europium (Eu/Eu^*). Ainsi, on constate que les échantillons les plus fractionnés (riches en **ETRL_d** et **ETRL_e**) possèdent une anomalie négative en europium ($Eu/Eu^* = 0.7$). Cette anomalie négative en europium est due essentiellement au fractionnement de plagioclase, malgré la présence de pyroxène (hypersthène 10%) qui contribue d'une manière secondaire à une anomalie positive de l'europium quand il est en phase cumulat (Hanson 1978), et une concentration très élevée en **ETR**. Par contre les échantillons les moins fractionnés (90 31792 et 90 31747) possèdent une concentration assez faible en éléments des terres-rares (**ETRL_d** et **ETRL_e**) et une anomalie en europium positive (effet d'une accumulation de feldspath; Fig. 4. 13).

En résumé, cette corrélation entre les **ETR** et l'anomalie en europium est provoquée essentiellement par l'effet de fractionnement et d'accumulation des cristaux de feldspath de l'intrusion. L'effet de ces deux phases est bien matérialisé sur le diagramme $Eu \setminus Eu^*$ versus samarium (Fig. 4. 3) où on remarque que la majorité des échantillons de la mangérite se localise dans le domaine de fractionnement du feldspath, alors que seulement quelques échantillons n'ont pas encore subi un fractionnement de leurs feldspaths et montrent encore

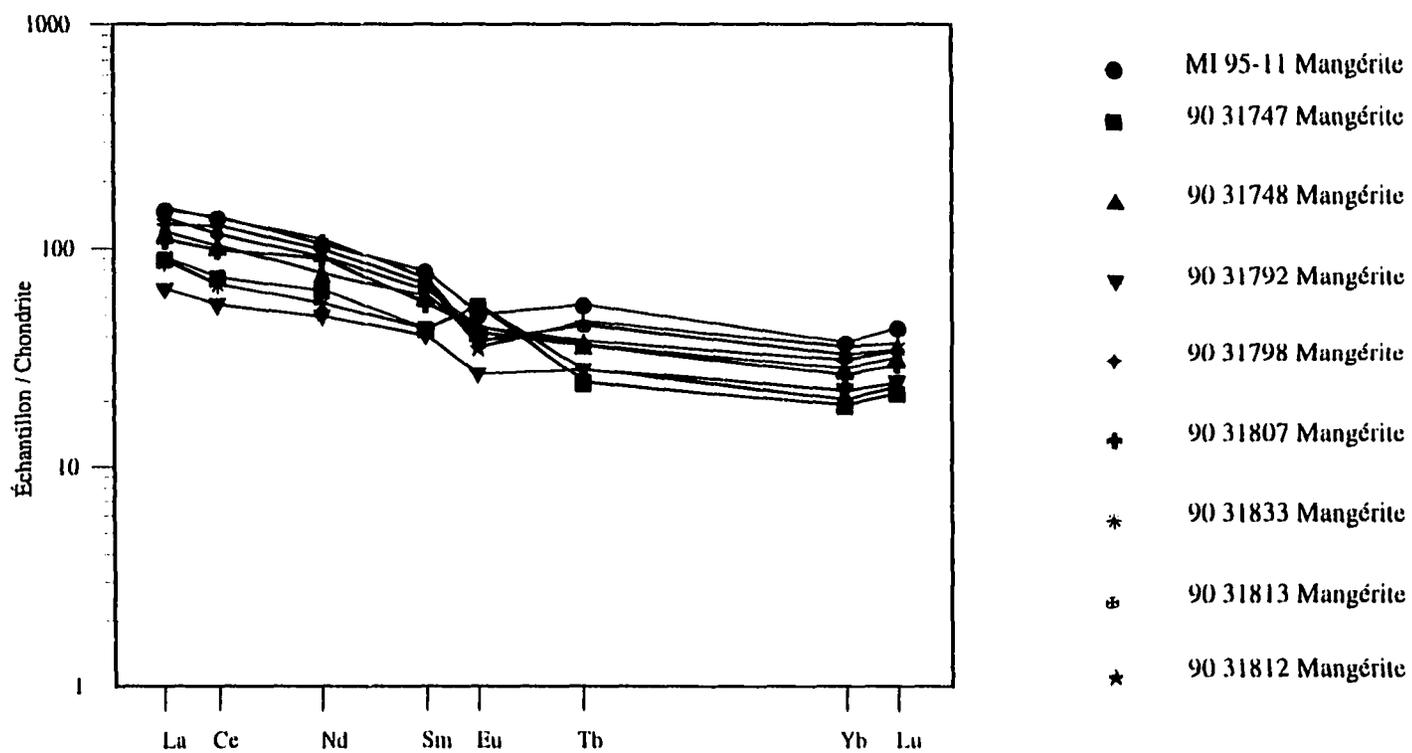


Fig. 4. 13 Spectres des terres-rarres normalisés aux chondrites pour la mangérite quartzifères du Canton Saint-Onge. Tous les échantillons montrent une anomalie négative en Eu (sauf le 90 31747; 90 31792) et un enrichissement moyen en terres-rarres légères, relativement aux terres-rarres lourdes.

l'aspect cumulatif de la mangérite. Donc, on pourrait avancer l'idée que la mangérite est en train de subir un important fractionnement.

4. 2. 5 Granite d'Astra

Les résultats de cette unité sont résumés sur le tableau 4. 7. La teneur en SiO₂ des échantillons varie entre 65% et 78%. Les résultats des analyses chimiques pour les éléments majeurs ont été portés sur le diagramme de Streckeisen **Q-F-P** tiré de Le Maître (1989) (Fig. 4. 1; tableau 4. 8). On remarque que la composition normative des échantillons tombe dans le champ des monzogranites, mais pour enlever toute confusion, cette intrusion sera désignée comme un granite dans ce chapitre.

Sur le diagramme des alcalins (Fig. 4. 4), le Granite d'Astra se positionne dans le champ sub-alcalin. La présence de quelques enclaves mafiques cogénitiques, suggère que ce granite est de type I (Didier *et al.* 1982). Par ailleurs, sur le diagramme des A/KCN versus SiO₂ les échantillons issus de ce granite se trouvent dans le domaine des granites de type I (Fig. 4. 5). L'indice de Shand qui est égale au rapport moléculaire $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ a des valeurs moyennes comprises entre 1.1 et 1.3 pour le Granite d'Astra, ce qui le place avec les granites méta à péralumineux (Fig. 4. 6) comme le Granite de Du Bras.

L'étude des diagrammes de Harker (Fig. 4. 14) montre une corrélation négative entre SiO₂ et MgO, Fe₂O₃ et Al₂O₃, et une corrélation positive entre Al₂O₃ et MgO, CaO et Fe₂O₃. L'explication de cette corrélation négative sur les diagrammes SiO₂ versus MgO et Fe₂O₃ pourrait être donnée par le fractionnement des phases ferromagnésiennes tels que les amphiboles, les clinopyroxènes, les oxydes de fer et la biotite. La corrélation négative entre SiO₂ et Al₂O₃ est due au fractionnement des feldspaths. Sur les diagrammes des oxydes d'aluminium versus les oxydes, la corrélation positive s'explique uniquement par un fractionnement des feldspaths. Ce fractionnement des feldspaths est bien visible sur le

# Échantillon	MI 95-01	MI 95-10	MI 95-13	MI 95-14
SiO ₂ (% Wt)	68.39	67.63	68.76	65.11
TiO ₂	0.52	0.83	0.53	0.84
Al ₂ O ₃	15.11	14.03	14.80	14.62
Fe ₂ O ₃	4.22	5.97	4.42	6.74
MnO	0.08	0.15	0.08	0.13
MgO	0.29	0.39	0.35	0.60
CaO	2.34	1.84	2.07	2.76
Na ₂ O	3.55	3.48	3.32	3.36
K ₂ O	5.17	5.57	5.31	5.19
P ₂ O ₅	0.13	0.16	0.14	0.27
LOI	0.39	0.33	0.36	0.44
TOTAL	100.21	100.40	100.16	100.09
Co (ppm)	<d/l	<d/l	<d/l	10.00
Cu	13.00	37.00	28.00	28.00
Ni	<d/l	<d/l	<d/l	<d/l
V	<d/l	<d/l	13.00	18.00
Zn	156.00	167.00	163.00	225.00
Ga	25.30	22.50	24.10	26.90
Nb	37.60	35.30	40.00	48.90
Pb	35.20	31.90	35.70	40.40
Rb	126.00	100.70	145.30	152.10
Sr	360.10	173.10	332.50	305.70
Th	9.02	<d/l	<d/l	9.50
U	1.56	1.30	<d/l	2.70
Ta	0.98	0.90	1.00	1.28
Y	64.30	60.40	69.30	101.10
Zr	559.60	1146.10	614.70	1111.50
La	104.14	52.56	87.25	217.65
Ce	229.54	117.48	201.74	482.68
Nd	96.94	65.34	97.77	188.18
Sm	18.95	11.51	20.75	28.87
Eu	5.49	3.68	4.75	5.87
Tb	2.45	1.39	2.71	4.03
Ta	0.99	0.90	2.40	2.35
Yb	4.56	2.84	5.41	8.28
Lu	0.77	0.52	0.89	1.37

Tableau 4. 7. Analyses de certains échantillons du Granite d'Astra
d/l: Sous les limites de détection.

# Échantillon	MI 95-01	MI 95-10	MI 95-13	MI 95-14
SiO ₂ (%Wt)	68.39	67.63	68.76	67.63
TiO ₂	0.52	0.83	0.53	0.83
Al ₂ O ₃	15.11	14.03	14.80	14.03
Fe ₂ O ₃	4.22	5.97	4.42	5.97
MnO	0.08	0.15	0.08	0.39
MgO	0.29	0.39	0.35	1.84
CaO	2.34	1.84	2.07	3.48
Na ₂ O	3.55	3.48	3.32	5.57
K ₂ O	5.17	5.57	5.31	0.16
P ₂ O ₅	0.13	0.16	0.14	0.33
Total	99.82	100.07	99.80	100.23
Quartz (%)	23.19	22.40	24.56	25.85
Orthose	30.26	32.90	31.38	0.95
Albite	30.04	29.45	28.09	47.13
Anorthite	10.17	6.21	9.36	12.81
Hypersthène	0.72	0.97	0.87	4.03
Ilménite	0.18	0.32	0.18	1.15
Hématite	4.22	5.97	4.42	5.97
Titanite	0.42	1.32	0.00	0.54
Apatite	0.30	0.37	0.32	0.76
Rutile	0.25	0.12	0.43	0.00
Diopside	0.00	0.00	0.00	1.19

Tableau 4. 8. Valeurs normatives réalisées grâce aux analyses des échantillons de l'intrusion granitique d'Astra.

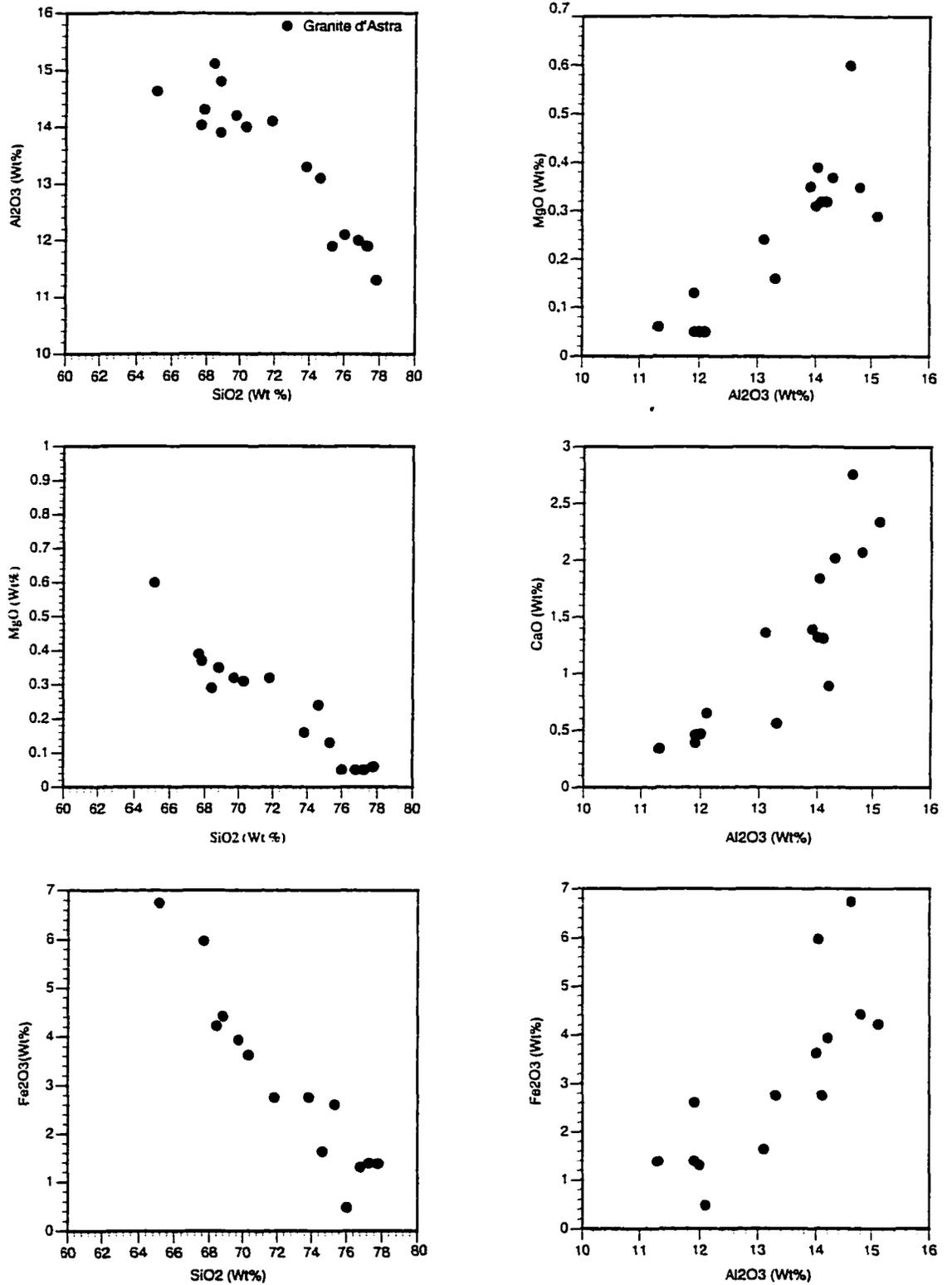


Fig. 4. 14 Diagrammes binaires des différents éléments majeurs de l'intrusion granitique d'Astra (diagramme de Harker).

diagramme binaire $(Sm)_n$ versus Eu/Eu^* (Fig. 4. 15) où on remarque que la majorité des échantillons du Granite d'Astra se trouve dans le domaine du fractionnement des feldspaths.

Sur les diagrammes binaires Zr versus La; SiO_2 et K_2O (Fig. 4. 15), on ne remarque aucune variation significative sur les deux axes, mais seulement un enrichissement en zirconium, ce qui met en évidence le caractère fractionné du magma parent du Granite d'Astra.

Le Granite d'Astra présente une teneur normale en strontium (tableau 4. 7. Fig. 4. 15) qui est comprise entre 300 et 400 ppm (sauf MI95-10, 173 ppm). Cette concentration en strontium est due à une absence d'une phase cumulative dominante des feldspaths, car si on avait de telle phase dans un système fermé, ceci se traduirait par une importante concentration et une anomalie positive en strontium. La cristallisation et le fractionnement des plagioclases appauvrissent le magma fractionné en strontium. Dans notre étude la concentration en strontium est normale, ceci pourrait être expliquée par une absence d'une cristallisation fractionnée des plagioclases. L'anomalie négative en europium remarquée sur le diagramme Eu/Eu^* versus samarium de la figure 4. 15 et sur le diagramme des **ETR** (Fig. 4. 16) est due probablement à un fractionnement des feldspaths potassiques.

En conclusion pour cette étude, les plagioclases du Granite d'Astra sont entrain de se fractionner, ce qui se traduit par une concentration normale en strontium. Une autre explication possible de cette concentration normale en strontium serait simplement une accumulation et un fractionnement simultanée des feldspaths, du fait que sur les diagrammes binaires $(Sm)_n$ et Sr versus Eu/Eu^* (Fig. 4. 15). On constate que les échantillons du Granite d'Astra se trouvent à la frontière des domaines de fractionnement et d'accumulation des feldspaths. Ainsi, les effets de fractionnement et d'accumulation des feldspaths s'annulent mutuellement.

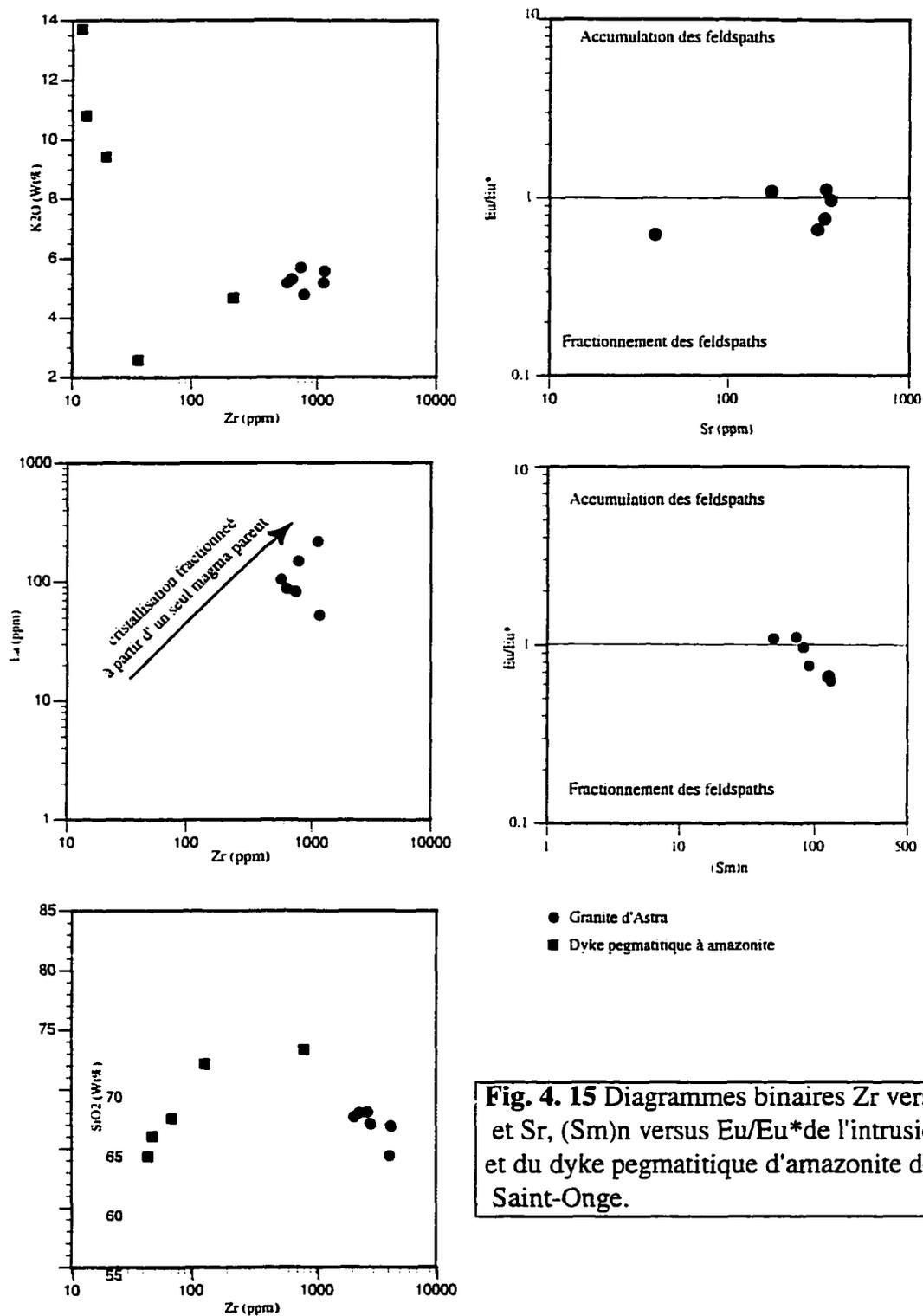


Fig. 4. 15 Diagrammes binaires Zr versus SiO₂, K₂O et La et Sr, (Sm)_n versus Eu/Eu* de l'intrusion granitique d'Astra et du dyke pegmatitique d'amazonite de la région du Canton Saint-Onge.

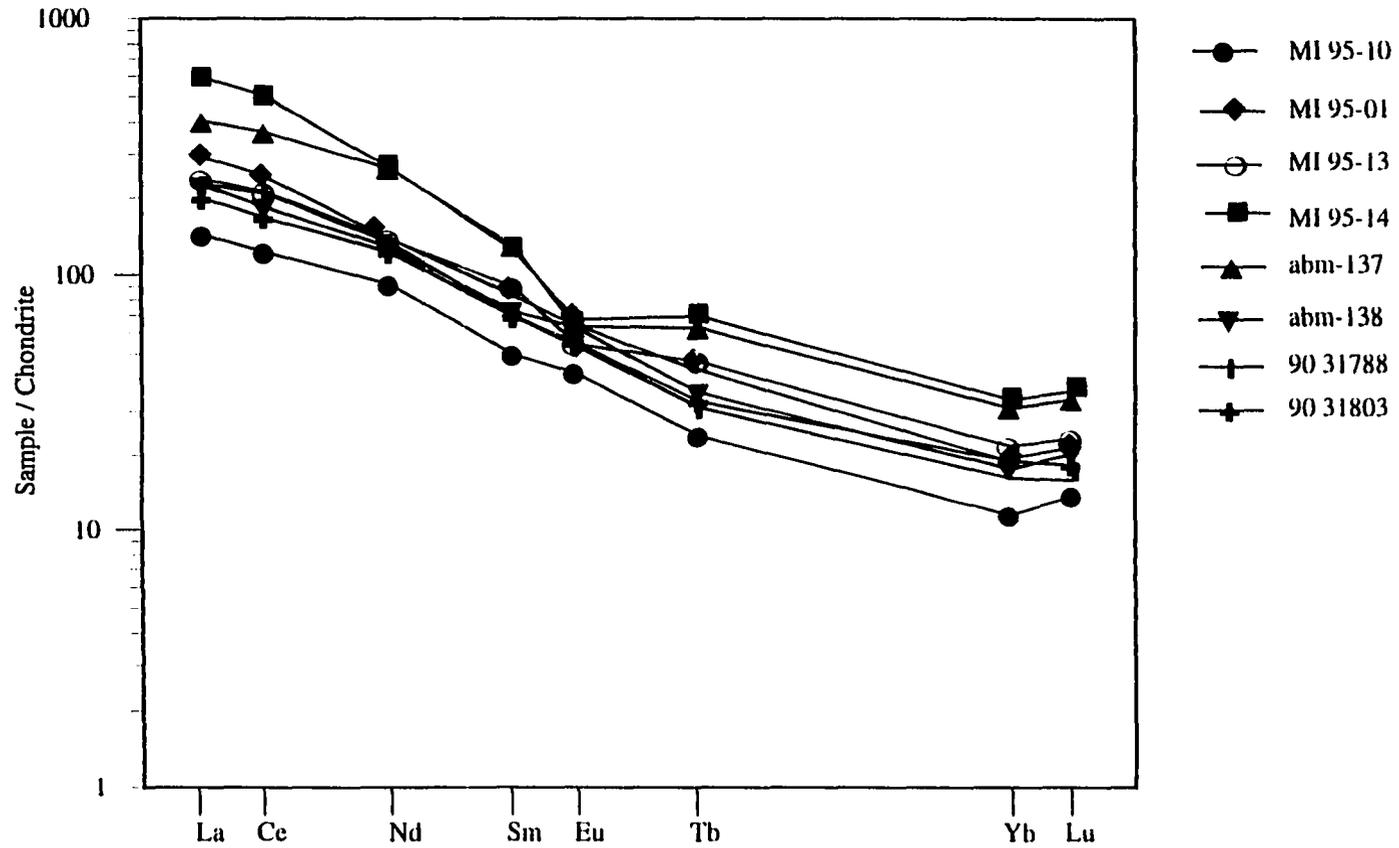


Fig. 4. 16 Spectres des terres-rares normalisés aux chondrites pour l'intrusion d'Astra. Quelques échantillons montrent une anomalie négative en Eu, d'autres une anomalie positive. Tous les échantillons montrent un enrichissement en terres-rares légères, relativement aux terres-rares lourdes.

L'allure des spectres des terres-rares (**ETR**) (Fig. 4. 16; tableau 4. 7) montre une pente $(La/Lu)_n$, comprise entre 3 et 12 et une composition de 600 (échantillon plus évolué) à 120 fois (échantillon moins évolué) la chondrite pour les **ETRL_e** et 50 fois (échantillon plus évolué) à 20 fois (échantillon moins évolué) la chondrite pour les **ETRL_d**.

L'étude des spectres des terres-rares du Granite d'Astra (Fig. 4. 16) montre une bonne corrélation entre la répartition des **ETRL_e** et l'anomalie de l'euporium (Eu/Eu^*). Ainsi les échantillons qui possèdent une anomalie positive en europium ont une concentration en **ETRL_e** faible. Les échantillons qui ont subi une accumulation de leurs feldspaths sont donc des cumulats (abm-138, MI 95-10 et 90 31706). Par contre ceux qui ont une anomalie négative (MI 95-01, MI 95-13, MI 95-14, abm-137), possèdent une concentration en **ETRL_e** assez élevée. Ce sont les échantillons les plus fractionnés et les plus évolués. Un troisième groupe pourrait s'ajouter aux deux premiers, il s'agit d'un groupe d'échantillons qui a une anomalie en europium presque nulle (90 31788), ce qui se traduit par une concentration en **ETRL_e** intermédiaire entre les échantillons fractionnés et les échantillons non fractionnés. Ce sont les échantillons qui appartiennent au magma original peu différencié.

La richesse du Granite d'Astra en rubidium et son appauvrissement en Ca (tableau 4. 7), additionné à son indice de Shand (métalumineux), et son emplacement dans le domaine des granitoïdes de type A, classifie ce granite comme un granite de type A (Whalen 1987) (Fig. 4. 9).

Cette classification de type A ne nous donne pas l'origine ou la source du granite comme c'est le cas de la classification des types S et I, mais on peut avoir une idée sur l'environnement tectonique (Loiselle *et al.* 1979).

D'un point de vue environnement géodynamique, la majorité des diagrammes de Pearce *et al.* (Fig. 4. 17; 1984) et ceux de Maniar et Picolli (Fig. 4. 18; 1989) montrent un environnement tectonique des granitoïdes intraplaques ou un environnement qui est relié aux rifts continentaux pour la majorité des échantillons. Ceci est en conformité avec les environnements anorogéniques où se mettent en place les granites rapakivi et les granites de type A.

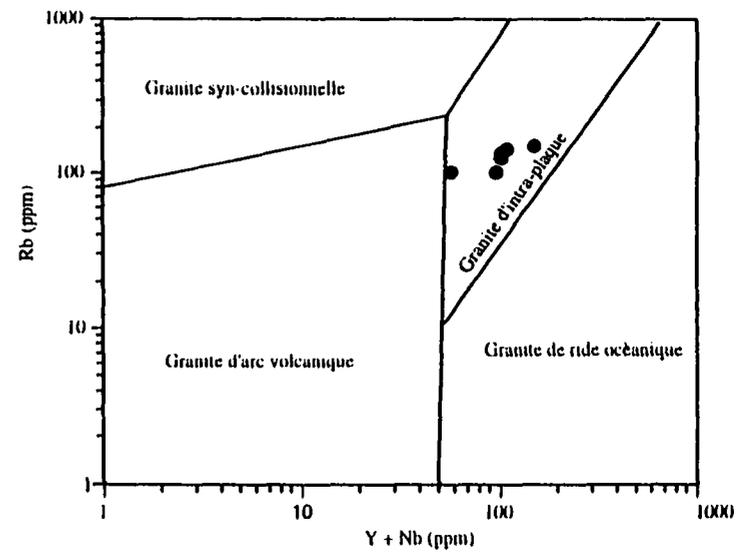
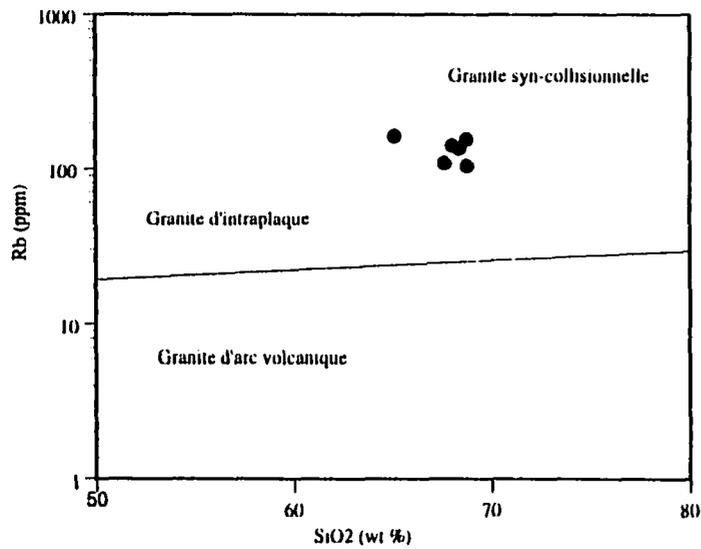
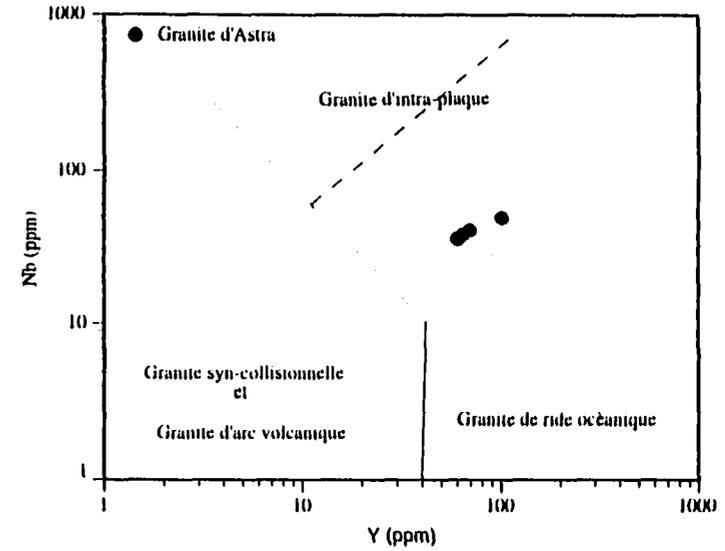
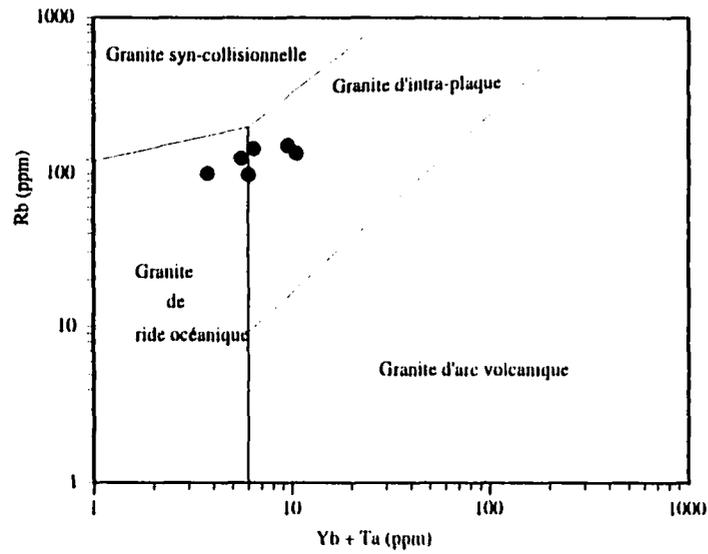


Fig. 4. 18 Abondances des éléments de Rb, SiO₂, Yb,Ta, Y et Nb de l'intrusion granitique d'Astra projetées sur les diagrammes de discrimination tectonique de Pearce *et al.* (1984).

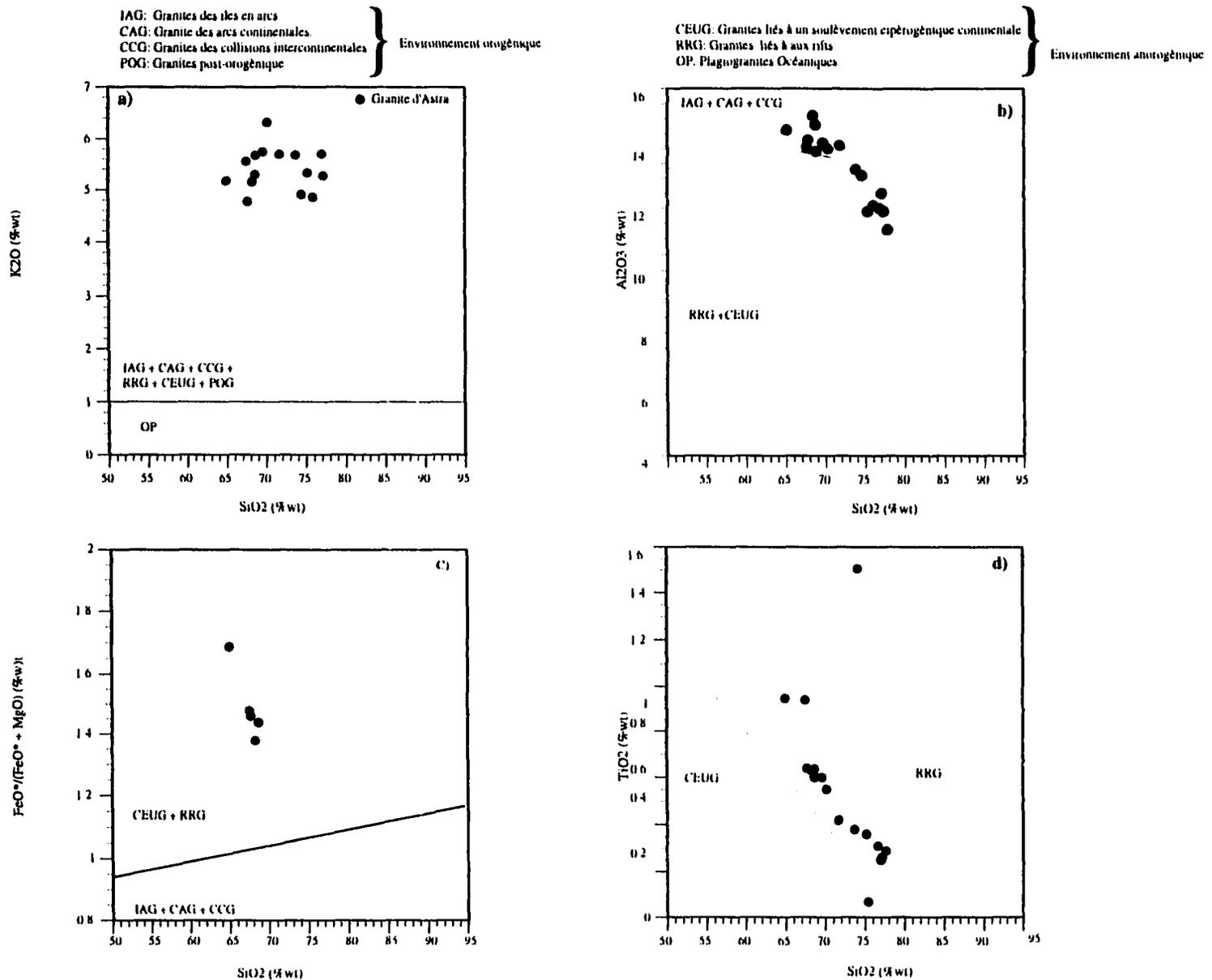


Fig. 4. 17 Diagrammes binaires SiO₂ versus K₂O; Al₂O₃; FeO/FeO + MgO et TiO₂ permettant la classification des environnements géotectoniques de Maniar et Piccolli (1989).

CHAPITRE V

Géochronologie

5. 1 Introduction

La géochronologie est un bon outil pour clarifier quelques événements géologiques tels que les événements tectoniques, les intrusions et les soulèvements de terrains. Les chronomètres U-Th-Pb sont probablement les plus précis que l'on puisse mettre en oeuvre sur des échantillons d'âge raisonnablement vieux (> 30 millions d'années). Pour tout échantillon dont on peut supposer que les descendants de l'uranium et du thorium sont en équilibre séculaire. C'est le cas pour des systèmes fermés depuis au moins un million d'années, on peut considérer la filiation U/Pb comme directe.

Les minéraux les plus utilisés dans ce système par ordre d'importance sont le zircon, la monazites, le rutile, la titanite, le xénotime etc. D'une manière générale, la précision des mesures sur la courbe de concordia exige quelques techniques analytiques sur les différents minéraux.

Le paramètre fondamental pour l'interprétation des âges radiométriques est la température à laquelle la diffusion à l'état solide des éléments père et fils dans un minéral donné est négligeable par rapport à la période de l'isotope radioactif. Au dessus de cette température, la diffusion est caractérisée par un intervalle partiel de rétention, au dessous de cette température tous les géochronomètres sont refroidis, et se comportent comme un

système fermé. Classiquement, cette température est définie comme la température de fermeture ou de blocage d'un système. Pour un minéral donné, cette température dépend de la taille et du taux de refroidissement du minéral. L'âge qui date ce blocage de diffusion entre les éléments père et fils est appelé âge de refroidissement.

5. 2 Principe et technique analytique

Le principe de la radiodation, ainsi que les méthodes analytiques utilisés lors de cette étude sont bien décrits en annexe de ce mémoire.

5. 3 Résultat et interprétation

Dans cette section l'ordre de discussion des unités intrusives ne suivra pas l'ordre chronologique déjà établi lors des deux précédents chapitres. Ce changement a pour but de faciliter au lecteur le cheminement des événements et leurs explications chronologiques.

5. 3. 1 Roches plutoniques

Les échantillons choisis pour la radiodation ont été collectés en quatre régions différentes dans le Canton de Saint-Onge (Fig. 5. 1).

5. 3. 1. 1 Les anorthosites du Canton Saint-Onge (ACSO)

Les ACSO montrent une couleur qui va du gris sombre à du gris très clair. Les déformations situées dans ces anorthosites sont parallèles à la direction de la ZCLSJP. Le mouvement de la zone de cisaillement localisée dans le Canton Saint-Onge serait probablement synchrone à la mise en place des ACSO (déformation à l'état magmatique). De plus ce mouvement de la zone de cisaillement aurait continué à jouer après la cristallisation des ACSO (déformation à l'état solide).

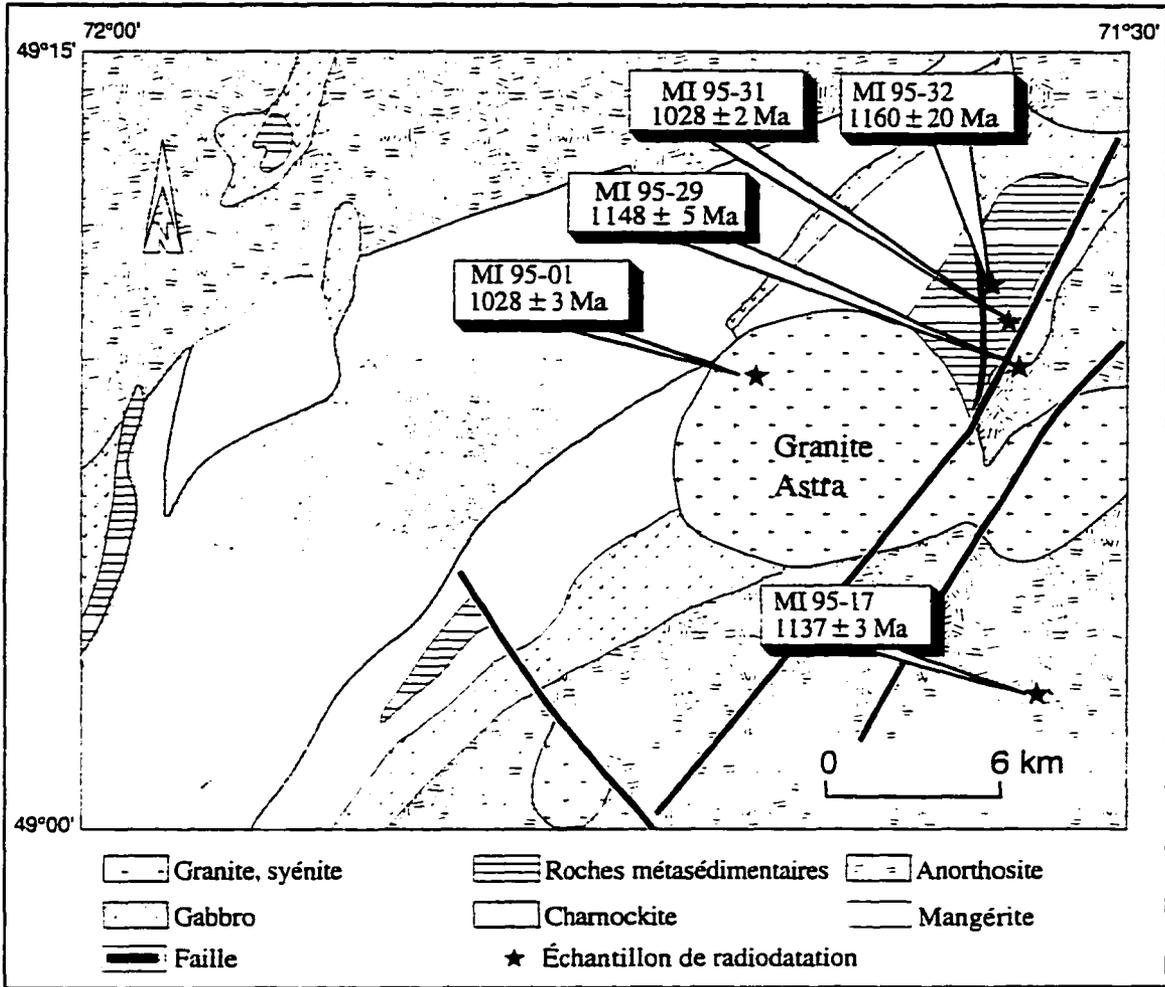


Fig. 5. 1 Carte de la région du lac aux Grandes Pointes montrant la localisation des échantillons d'analyse géochronologique.

L'échantillon choisi pour la radiodatation a été pris à partir d'un affleurement particulier. Il s'agit d'une anorthosite à grains fins qui montre une foliation magmatique de sa matrice. La direction de foliation moyenne est de 030° (parallèle à la **ZCLSJP**) et le pendage est vertical. L'affleurement possède également des poches pegmatitiques très riches en mégacristaux de plagioclase qui ont une taille moyenne de 40 cm (Pl. 5. 1 a). Ces plagioclases ne montrent pas des signes de déformation attribuable aux mouvements de la **ZCLSJP**.

La concentration en zirconium étant très faible dans les anorthosites (tableau 4. 1), cela suggère que l'échantillonnage devrait se faire dans les pegmatites anorthositiques. Ces poches pegmatitiques qui sont situées dans les intrusions mafiques forment le dernier magma résiduel qui a cristallisé. Ce magma est riche en plusieurs éléments, incluant le zirconium (Higgins et van Breemen 1992).

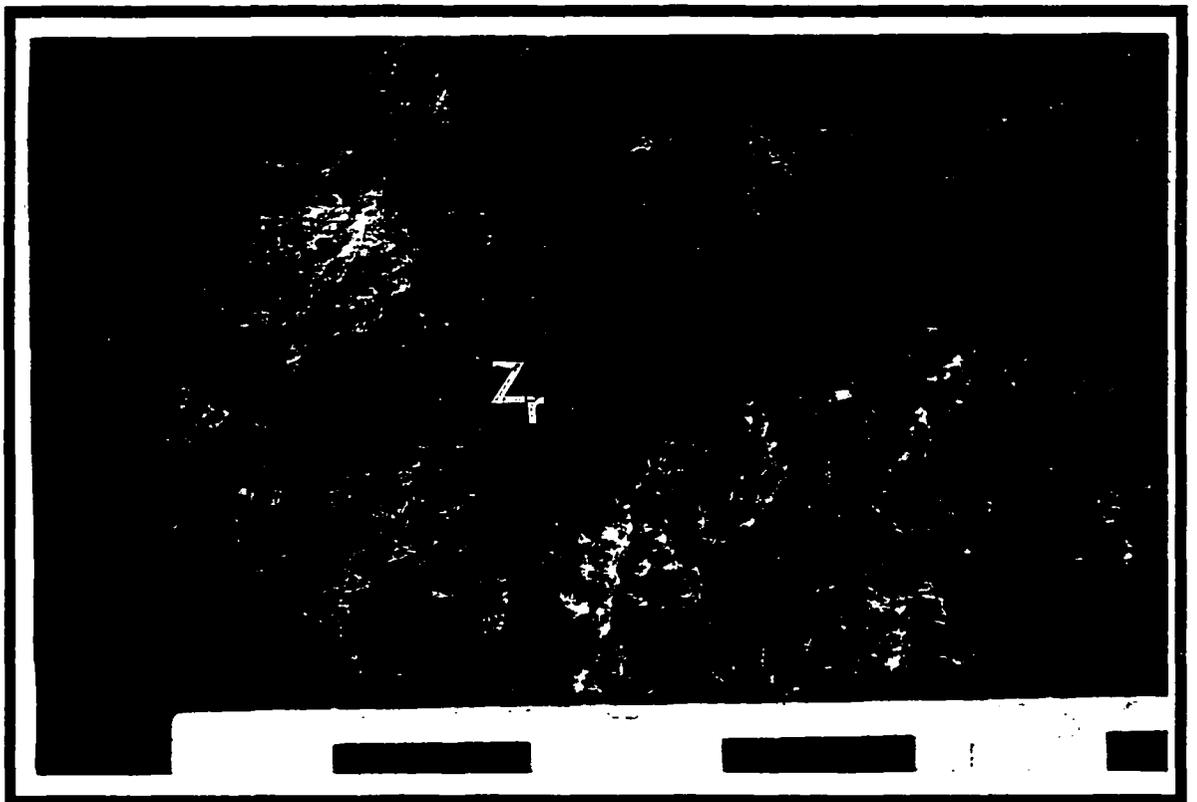
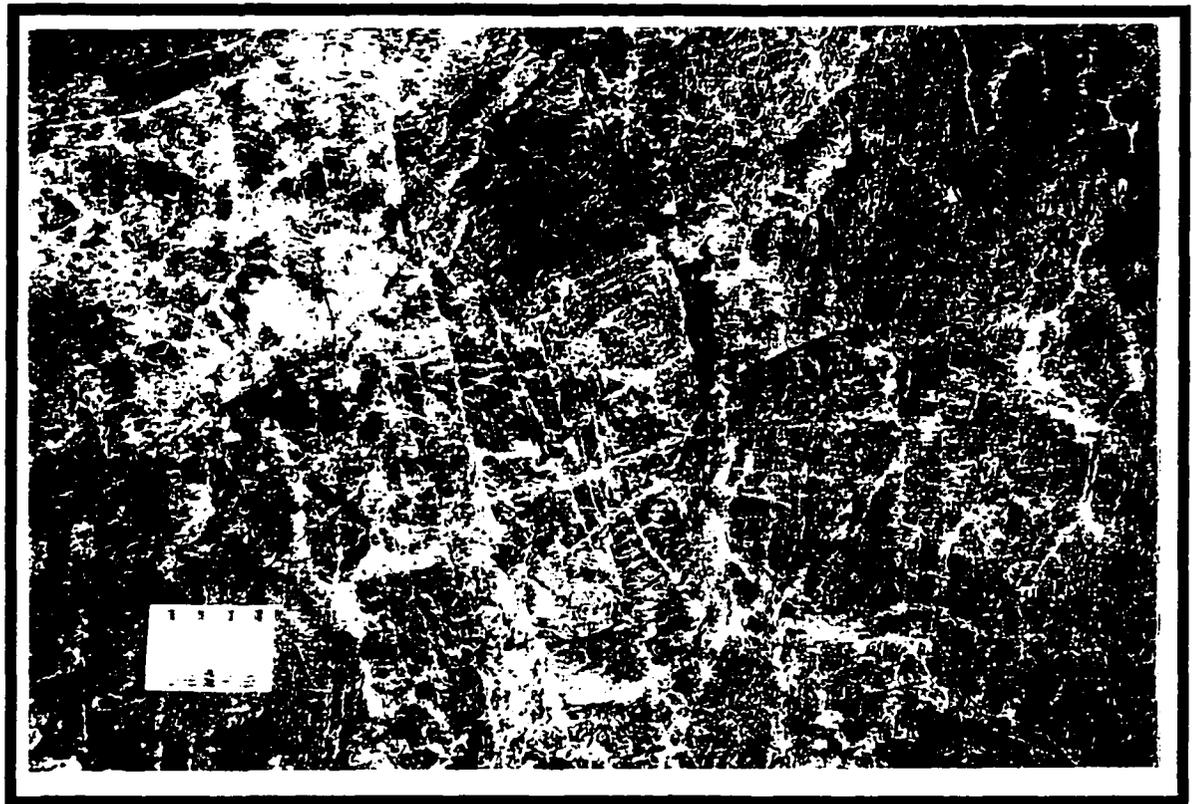
En effet, les cristaux de zircon ont été trouvés dans ces poches de plagioclase pegmatitiques non déformés. Les zircons sont visibles à l'oeil nu, leur taille peut atteindre facilement deux centimètres. Ils montrent des formes idiomorphes qui ont l'aspect de prisme (Pl. 5. 1 b).

Une fraction multigraine a été choisie pour la géochronologie. Les fragments des cristaux de zircon qui constituent la fraction ont une forme idiomorphe et leur couleur tourne vers un vert très clair. La taille de ces fragments de cristaux dépasse exceptionnellement 400 μm . Ce sont des zircons de bonne qualité, démunis de microfractures, de noyau hérité et/ou d'inclusions fluides (Pl. 5. 2). Leurs rapports L/l (L: Longueur; l: largeur) sont compris entre 3 et 5 et leurs concentrations en uranium sont très basses et ne dépassent pas 50 ppm. Le rapport isotopique $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ a une valeur élevée qui indique que la concentration en plomb commun est très faible (tableau 5. 1). De ce fait, les âges modèles de plomb trouvés

Planche 5. 1 Photographie de l'anorthosite dans le complexe anorthositique du lac- Saint-Jean.

a) Photographie d'un mégacristal de plagioclase (**P**) dans l'anorthosite.

b) Photographie d'un mégacristal de zircon (**Zr**) idiomorphe dans l'anorthosite.



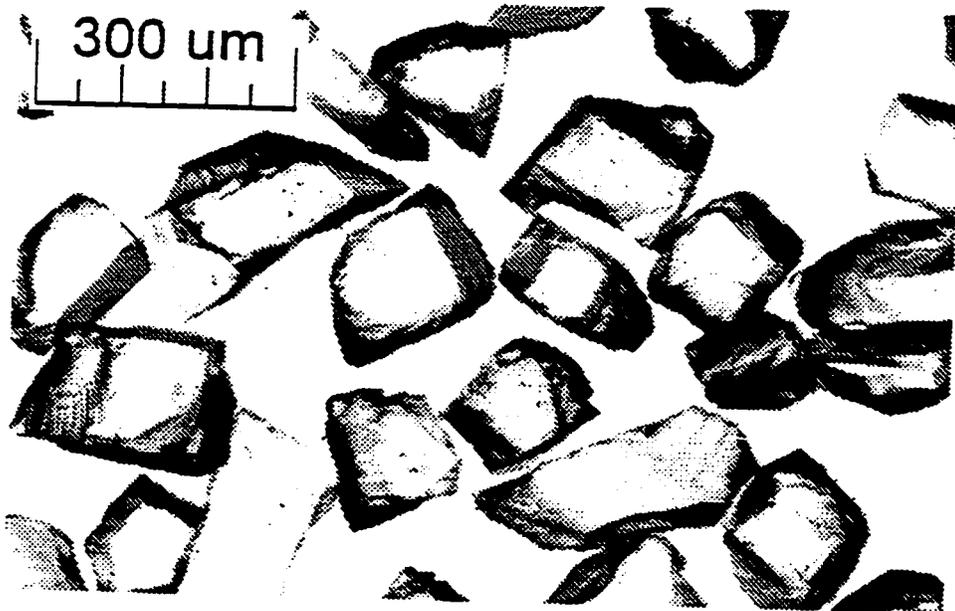


Planche 5. 2 Photomicrographie de la fraction des fragments de zircons sélectionnés et analysés à partir de l'échantillon de l'anorthosite.

Taille de la fraction (1)	Poids en ug	U ppm (2)	Pb ppm (2)	206Pb/204Pb 3	206Pb c 4	208Pb %	206Pb/238U 5	207Pb/Pb238 5	R	207Pb/206Pb 5	Age 207Pb/206Pb 6
Le complexe anorthositique du Lac Saint-Jean (Lac au Grandes Pointes) (MI 95-17; z3929)											
A1 Zircon	45	28	6	1,487	10	20.4	0.1907 ± .11	2.038 ± .16	0.67	0.07754 ± .12	1135.0 ± 4.8
A2 Zircon	46	50	11	5,025	5	22.6	0.1905 ± .10	2.038 ± .11	0.88	0.07760 ± .05	1136.7 ± 2.1
A3 Zircon	39	19	4	2,270	4	20.5	0.1900 ± .11	2.035 ± .14	0.76	0.07767 ± .09	1138.5 ± 3.6
Granite de Du Bras (MI95-29; z3928)											
A Zircon	24	703	119	2,834	60	8.3	0.1674 ± .09	1.776 ± .11	0.89	0.07692 ± .05	1119.2 ± 2.1
B Zircon	16	312	60	2,761	22	8.1	0.1894 ± .09	2.032 ± .11	0.89	0.07782 ± .05	1142.2 ± 2.1
C Zircon	10	41	8	302	16	8.9	0.1817 ± .24	1.958 ± .52	0.64	0.07815 ± .41	1150.6 ± 16.3
E Zircon	26	745	139	15,478	14	8.3	0.1851 ± .08	1.983 ± .10	0.96	0.0777 ± .03	1139.2 ± 1.2
Granite d'Astra (MI95-01; z3927)											
A Zircon	38	78	14	1,410	23	11.5	0.1720 ± .09	1.745 ± .14	0.79	0.07358 ± .09	1030.0 ± 3.6
B Zircon	29	83	15	1,678	15	13.4	0.1730 ± .09	1.752 ± .13	0.81	0.07344 ± .08	1026.1 ± 3.1
C Zircon	32	48	9	3,698	5	13.9	0.1729 ± .09	1.753 ± .11	0.86	0.07353 ± .06	1028.7 ± 2.4
Dyke pegmatitique d'Amazonite (MI 95-31; z3934)											
B Monazite	6	1445	2,220	2,165	45	89.5	0.1735 ± .09	1.754 ± .12	0.85	0.07332 ± .07	1022.8 ± 2.6
C Monazite	7	935	1,621	2,209	32	90.8	0.1721 ± .09	1.731 ± .12	0.84	0.07293 ± .07	1012 ± 2.7
D Monazite	5	1357	2,279	959	78	90.5	0.1715 ± .10	1.723 ± .19	0.71	0.07287 ± .14	1010.4 ± 5.7
Calco-silicates contenant la wollastonite (MI 95-32; z 3930)											
A Titanite	158	42	8	109	855	8.7	0.1895 ± .40	2.045 ± .90	0.69	0.07830 ± .69	1154.4 ± 27.3
B Titanite	199	39	8	94	1207	8.6	0.1892 ± .48	2.058 ± 1.1	0.7	0.077891 ± .81	1170.0 ± 32.1
C Titanite	412	32	6	85	2311	8.6	0.1888 ± .54	2.052 ± 1.2	0.69	0.07884 ± .92	1168.2 ± 36.3

1) Tailles en microns après abrasion comprise entre 100 et 50 um

2) Pb radiogénique

3) Ratio mesuré et corrigé pour le traceur et pour la fractionation

4) Plomb commun total dans les analyses corrigées pour la fractionation et le traceur

5) Uranium et plomb blancs , plomb commun, les erreurs sont de une sigma pour-cent

R: corrélation des erreurs dans les rapports isotopiques

Table 5. 1 Données analytiques U/Pb des cristaux de zircons, titanites et monazites extraits à partir des différentes intrusions et roches calcosilicatés du complexe anorthositique du Lac Saint-Jean.

pour cet échantillon sont fiable et très précis. Cette fraction multigraine a subi un temps d'abrasion de 180 minutes. Une fois la fraction est abrasée, elle a été subdivisée en trois sous fractions A_1 , A_2 et A_3 . Les fractions abrasées sont constituées par des fragments de zircons idiomorphes, de couleur sombre, et de tailles inférieures à 100 μm : leurs rapports L/I sont semblables à ceux de la fraction A non abrasée.

Les analyses montrent une discordance comprise entre 1.1% et 1.8% malgré la bonne qualité des zircons et de la valeur des rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Les fractions A_1 , A_2 et A_3 sont légèrement discordantes et montrent un nuage de point, ce qui rend impossible la construction de la discordia. Si on suppose que la discordance s'est produite suite à une perte de plomb récente, on peut conclure que l'âge de cristallisation est de 1137 ± 3 Ma (Fig. 5. 2). Mais, si on considère une perte de plomb plus ancienne, l'âge de cristallisation sera plus ancien. Par exemple, une perte de plomb ancien à 1028 Ma (âge du Granite d'Astra) engendrera un âge de cristallisation pour les anorthosites égale à 1159 Ma qui coïncide avec l'âge de cristallisation des anorthosites (1157 ± 3 Ma) décrites par Higgins et van Breemen (1992) au sud de cette région.

5. 3. 1. 2 Granite de Du Bras

La deuxième intrusion qui se trouve dans le Canton Saint-Onge est le Granite de Du Bras. C'est un granite très déformé qui se trouve dans la **ZCLSJP** (Fig. 5. 1).

Un seul échantillon a été collecté pour la radiodatation, cet échantillon se situe au contact du faciès grossier et fin de l'intrusion. Cet échantillon du Granite de Du Bras est une roche rosâtre, massive, de grains fins à grossiers. Ce granite possède une texture rapakivi et une foliation magmatique (Pl. 3. 6 et 3. 7). Le Granite de Du Bras est riche en cristaux de zircon.

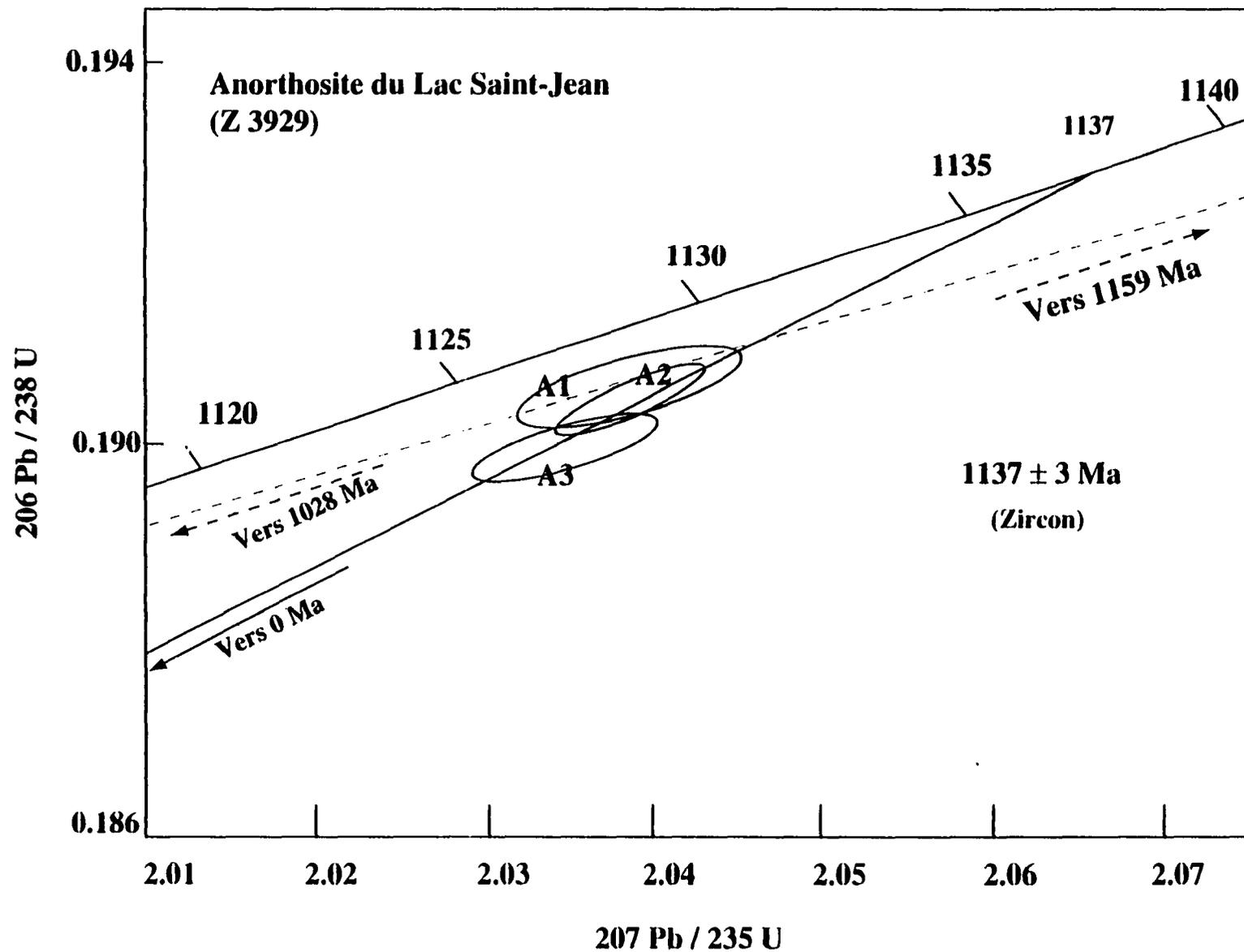


Fig. 5. 2 Diagramme Concordia construit à partir des données de la fraction analysée des zircons provenant de l'anorthosite du Canton Saint-Onge.

Cinq fractions multigraines A, B, C, D et E ont été triées. À cause de la mauvaise qualité et la faible abondance des zircons de la fraction D, celle-ci a été rajoutée à la fraction C après l'abrasion. De ce fait, quatre fractions ont été analysées pour la radiodation.

La fraction A est constituée par des cristaux de zircon automorphes (sous forme de prismes ou d'ovoïdes). La taille des zircons est hétérogène, elle est comprise entre 100 μm et 500 μm , ces zircons ont une couleur qui passe du vert clair à une couleur vert sombre, mais au niveau des bordures cette teinte devient brunâtre. Les cristaux de zircon de cette fraction montrent de nombreuses microfractures et quelques inclusions fluides. Le rapport L/l est compris entre 1 et 4 (Pl. 5. 3 a). Le temps d'abrasion de cette fraction a duré presque 260 minutes.

La fraction B montre des zircons qui possèdent une forme prismatique de taille comprise entre 150 μm et 300 μm . Ces zircons sont très fracturés et montrent quelques inclusions fluides, la couleur dominante dans cette fraction est une couleur qui tourne vers du vert sombre. Cette même couleur sombre paraît au niveau des bordures des cristaux, ces derniers ont un rapport L/l compris dans l'intervalle 2 et 3. Son temps d'abrasion a duré presque 320 minutes (Pl. 5. 3 b).

Les fractions C et D sont des fractions multigraines de zircons qui ont une teinte verte claire. Ces zircons montrent peu d'inclusions fluides, mais beaucoup de fractures. La forme dominante dans cette fraction est la forme prismatique dont la taille et le rapport L/l varie respectivement entre 100 μm et 200 μm , et entre 2 et 3. Son temps d'abrasion a duré presque 150 minutes (Pl. 5. 3 c).

La fraction E est la meilleure fraction sélectionnée dans cet échantillon. Cette fraction possède une couleur très claire qui tourne vers le jaune. La forme de la majorité des zircons constituant cette fraction est prismatique parfaite. La taille de des prismes est comprise

Planche 5. 3 Photomicrographie des fractions des fragments des zircons sélectionnés à partir de l'échantillon du faciès granitique de l'intrusion de Du Bras pour la radiodation.

a) La fraction non abrasée A.

b) La fraction non abrasée B.

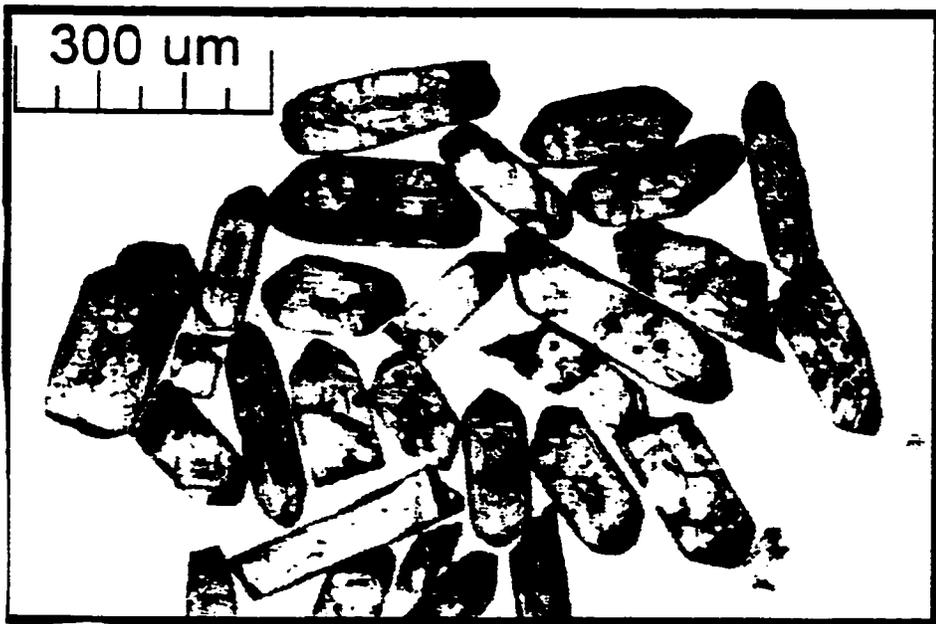
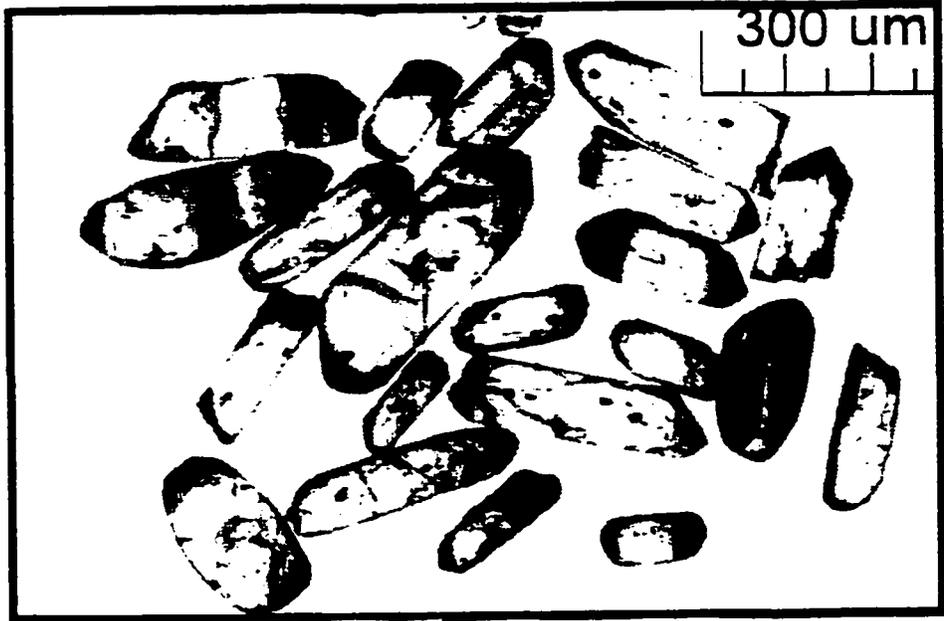
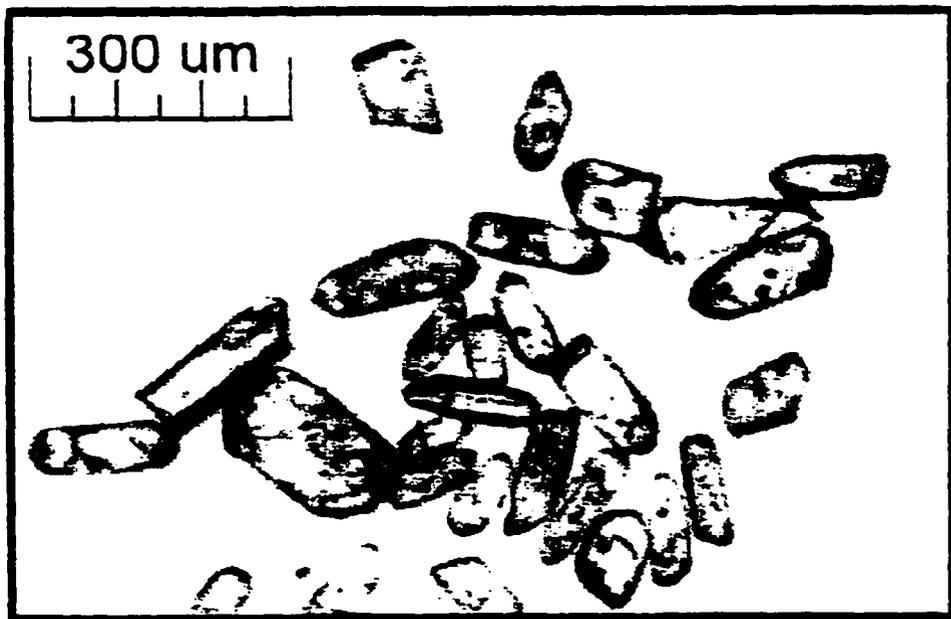


Planche 5. 3 Photomicrographie des fractions des fragments des zircons sélectionnés à partir de l'échantillon du faciès granitique de l'intrusion de Du Bras pour la radiodation.

c) La fraction non abrasée D.

d) La fraction non abrasée E.



entre 100 μm et 200 μm , tandis que leurs rapports L/l varie entre 3 et 0.5. La fraction E est la seule fraction qui ne possède presque pas de bordures brunâtres (Pl. 5. 3 d).

Les cinq fractions ont subi le même cheminement de séparation magnétique (même pente 0° et même ampère 1.8 Ampère). Les fractions abrasées sont constituées par des cristaux de zircons ovoïdes à sphériques, ces cristaux possèdent une teinte très sombre, la taille de ces zircons s'approche de 300 μm sans jamais la dépasser. Le rapport L/l est compris entre 1.5 et 3.

La concentration d'uranium dans ces fractions est très élevée (sauf pour la fraction C à 41 ppm) où elle varie entre 745 ppm et 300 ppm. Elle est de neuf fois la concentration moyenne de l'uranium du Granite d'Astra. Le rapport isotopique $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est très élevé sauf pour la fraction C ce qui explique bien pourquoi l'ellipse d'erreur de cette fraction est très étendue par rapport aux trois autres ellipses d'erreur (Tableau. 5. 1). Les quatre fractions analysées sont discordantes et montrent une discordance comprise entre 2 % et 15 %. La discordia à travers toutes les données montrent des interceptes supérieur et inférieur respectivement à 1148 ± 5 Ma et à 250 Ma. L'âge de l'intercepte supérieur est considéré comme l'âge de cristallisation ignée du pluton. Par contre, l'âge de l'intercepte inférieur est difficile à interpréter puisque la perte du plomb récente pourrait bien s'effectuer dans une période plus ancienne que 250 Ma suite aux intrusions qui se sont mis en place dans cette région (les anorthosites et le Granite d'Astra) (Fig. 5. 3).

5. 3. 1. 3 Granite d'Astra

Le Granite d'Astra est situé dans un couloir de déformation, mais, il ne montre pas de figures de déformation à l'état solide. De ce fait, sa mise en place est synchrone et/ou postérieur à la déformation c'est-à-dire que la déformation a dû cesser, avant que le Granite d'Astra ne se refroidisse (Fig. 5. 1).

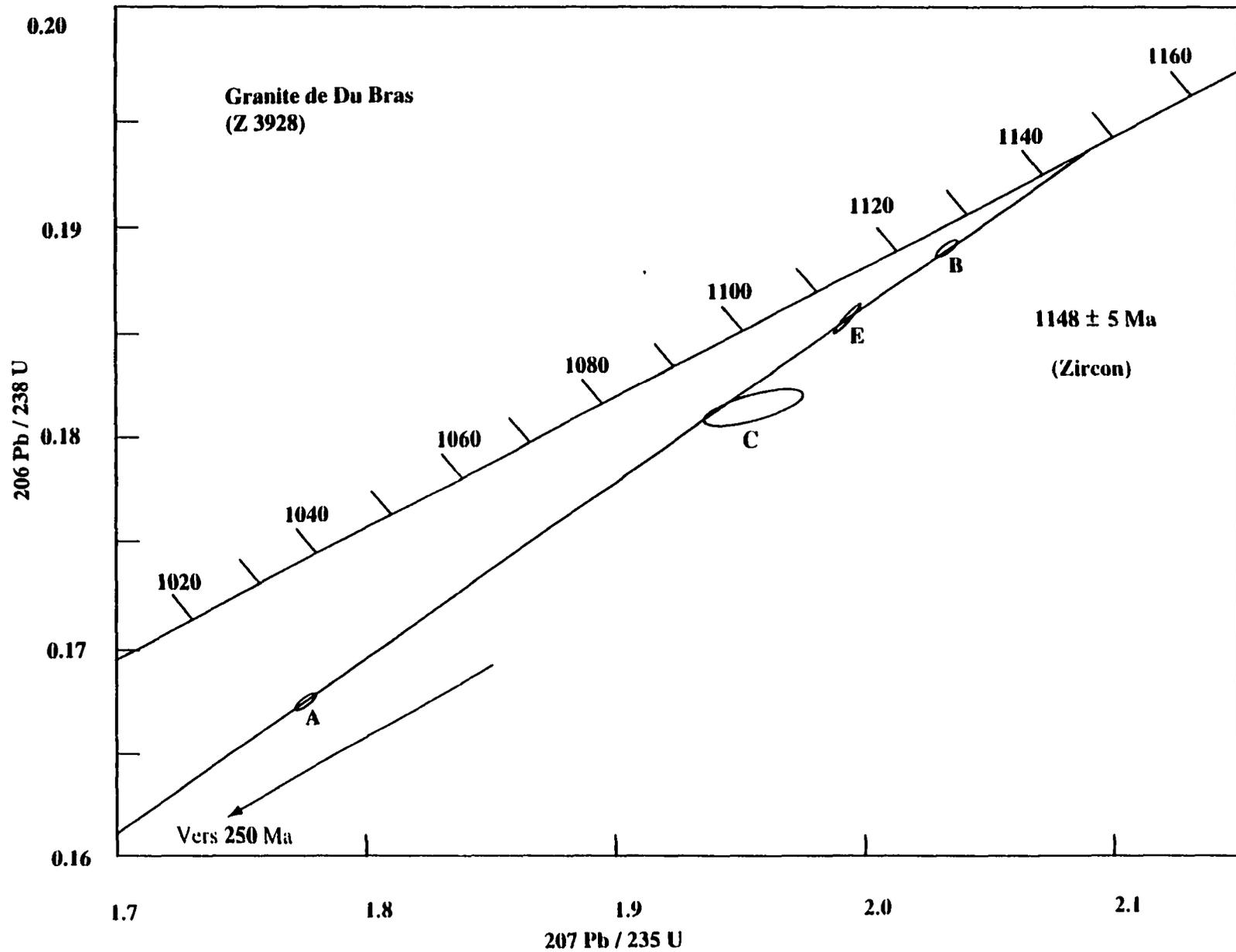


Fig. 5.3 Diagramme Concordia construit à partir des données isotopiques des fractions A, B, C et E issues du Granite de Du Bras.

Un seul échantillon a été bien étudié pour la géochronologie. Cet échantillon se situe dans la carrière d'Astra. Il représente l'échantillon typique de cette intrusion. Ce granite est de couleur rosâtre, massif, a grains moyens à grossiers et possède une texture rapakivi (Pl. 3 . 10 a; b; c; d).

Les zircons dans cet échantillon sont abondants. Trois fractions multigraines (A, B, C) ont été sélectionnées pour la radiodatation. Les zircons qui constituent la fraction A ont une forme prismatique, une taille comprise entre 200 μm et 600 μm . Ces zircons sont de couleur orange claire avec des extrémités charnues brunâtres, et possèdent quelques inclusions fluides et microfractures. La fraction A a subi un temps d'abrasion très long par rapport aux deux autres fractions décrites ci-dessous (600 minutes) (Pl. 5. 4 a). Le rapport L/I de cette fraction est compris entre 3 et 5.

La fraction B (Pl. 5. 4 b) est presque identique à la fraction A, la seule différence entre ces deux fractions est le temps d'abrasion qui est de 300 minutes.

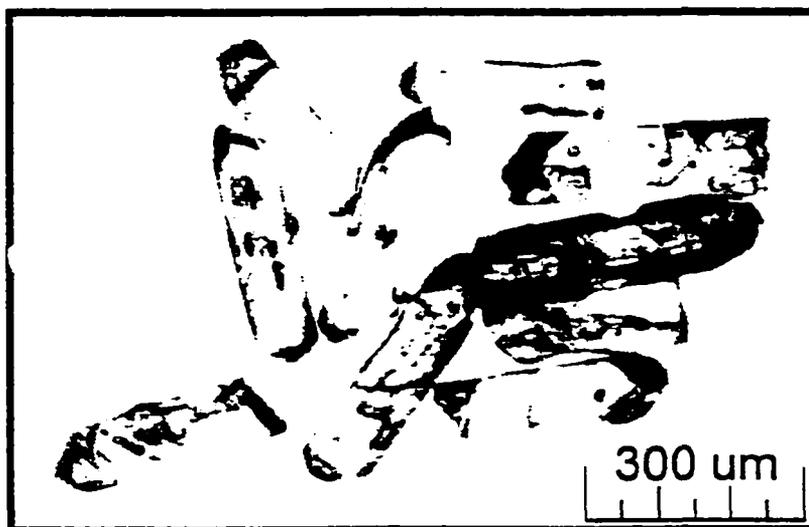
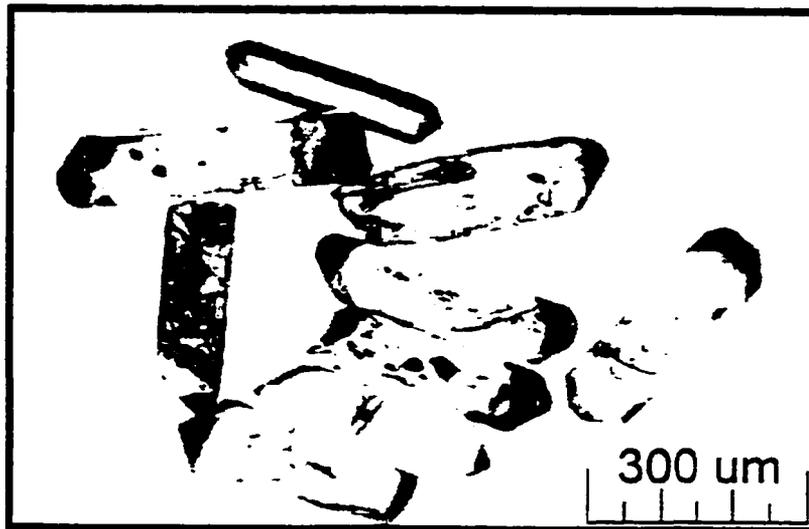
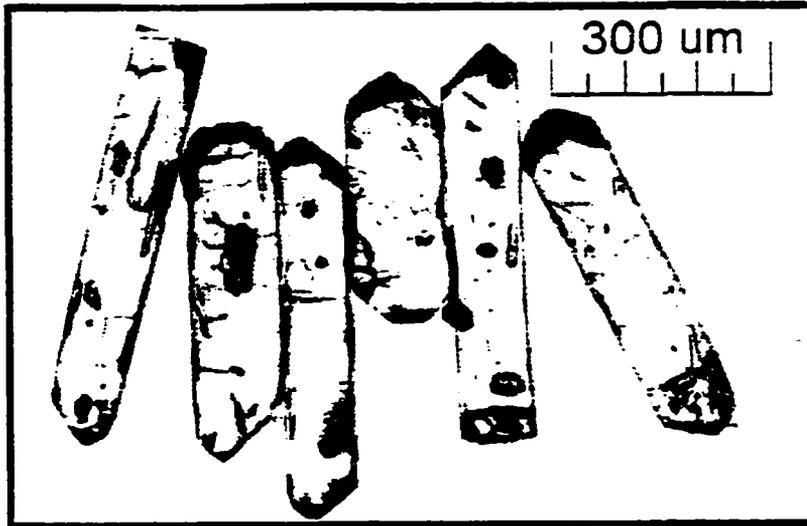
La fraction C est constituée par des fragments de cristaux de zircons qui ont une forme prismatique. Les zircons sont riches en inclusions fluides et en microfractures. On remarque que certains zircons sont dépourvus de bordures brunâtres, tandis que d'autres les montrent d'une façon remarquable. Le rapport L/I est identique à celui de la fraction A.. La fraction C est la seule fraction qui a subi un temps d'abrasion très court (250 minutes) (Pl. 5. 4 c). Les trois fractions ont subi le même cheminement de séparation magnétique (même pente 0° et même ampérage 1.8 Ampères). Après abrasion, les fractions sont constituées par quelques grains de zircon dont la taille varie entre 300 μm et 50 μm , ayant une forme arrondie à ellipsoïde. Ce sont des grains de teinte jaunâtre, et de bordures brunâtres. Dans ces zircons, on remarque l'absence des microfractures, de noyaux et/ou d'inclusions. Le rapport L/I est identique à celui de la fraction non abrasée.

Planche 5. 4 Photomicrographie des fractions non abrasées des fragments des zircons sélectionnés à partir de l'échantillon de Granite d'Astra pour la radiodation.

a) La fraction non abrasée A.

b) La fraction non abrasée B.

c) La fraction non abrasée C.



La concentration en uranium dans les fractions multigraines étudiées est très basse et ne dépasse pas 80 ppm, ce qui montre que les effets de métasomatisme sont presque nuls. Les rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ont des valeurs assez élevées, ce qui indique que l'abondance du plomb commun est très faible (tableau 5. 1). De ce fait, les âges modèles de plomb trouvés sont fiables.

Les analyses montrent une discordance qui se situe entre 0% et 0.5%, les fractions B et C sont concordantes et montrent un âge modèle de plomb respectivement de 1026 ± 3.1 Ma et 1028 ± 2.4 Ma (tableau 5. 1), tandis que la fraction A est légèrement discordante et montre un âge modèle de plomb de 1030 ± 3.6 Ma (Fig. 5. 4).

La ligne de référence utilisée sur le diagramme concordia est une ligne qui passe par le zéro et par les ellipses d'erreur (dû à la variation de l'erreur selon les deux axes) des fractions A, B et C. Par conséquent, l'hypothèse d'une perte de plomb récent est possible (dans les derniers 20 Ma). Donc, nous utilisons ce point avec les deux points concordants (B et C) pour donner l'âge de la cristallisation ignée du pluton qui serait de 1028 ± 2 Ma (Fig. 5. 4).

5. 3. 1. 4 Dyke pegmatitique d'amazonite

L'échantillon retenu pour la datation appartient au faciès du dyke à amazonite à grains grossiers. Malgré l'immensité de la masse collectée pour cet échantillon, ce dernier ne renferme ni zircons ni titanites (ou en très faible quantité). Ainsi, la datation a été réalisée sur des cristaux de monazite.

Une séparation magnétique a été effectuée sur cet échantillon et seule la fraction non magnétique a été retenue. Quatre fractions multigraines A, B, C et D ont été séparées sous la loupe binoculaire pour la radiodation. Ces fractions n'ont pas subi une abrasion à l'air car cela n'était pas nécessaire puisque les fractions étaient de bonne qualité.

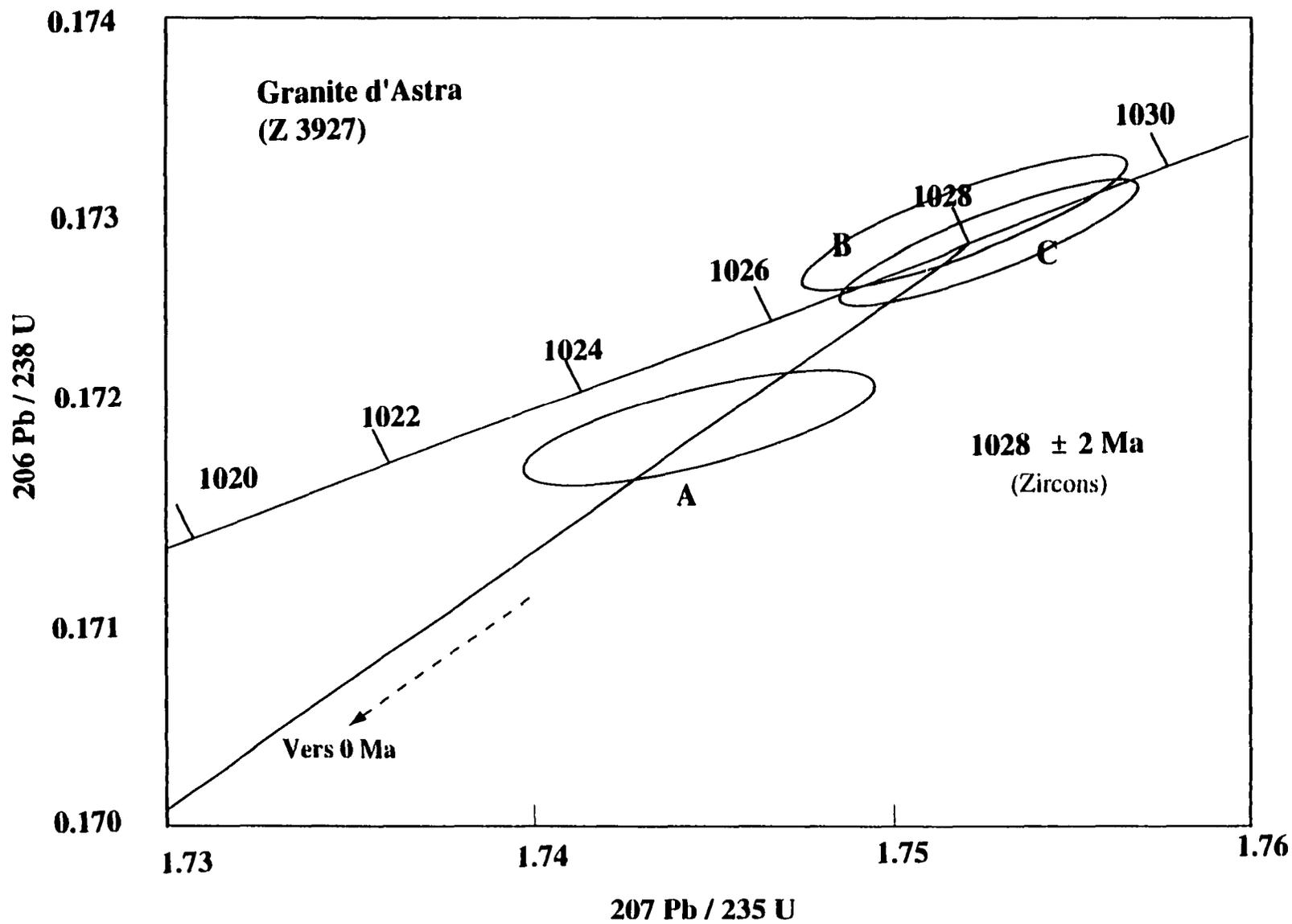


Fig. 5. 4 Diagramme Concordia construit à partir des données isotopiques des fractions analysées de l'échantillon du Granite d'Astra.

La fraction A possède quatre cristaux de monazite de couleur verdâtre, de forme allotriomorphe (xénomorphes), dont la taille moyenne ne dépasse pas 200 μm .

Ces monazites renferment peu d'inclusions fluides, mais elles montrent de nombreuses microfractures (Pl. 5. 5 a).

Les grains de monazite de la fraction A sont moyennement riches en uranium, leurs concentrations moyennes sont comprises entre 750 ppm et 1445 ppm (tableau 5. 1). La fraction B a également quatre cristaux de monazite de couleur verte, de forme allotriomorphe (xénomorphes) et des bordures plus ou moins pointues: la taille moyenne des cristaux varie entre 50 μm et 200 μm . Ces monazites renferment quelques microfractures et aussi montrent des inclusions fluides (Pl. 5. 5 b). Les grains de monazite de la fraction B sont également riches en uranium et leurs concentrations moyennes sont de 1140 ppm (tableau 5. 1).

Les fractions C et D ont des cristaux de monazite de couleur verte jaunâtre sombre, de formes polymorphes et la taille moyenne des cristaux est inférieure à 300 μm . Ces monazites sont très fracturées mais elles ne montrent pas d'inclusions fluides. Les grains de monazite de la fraction C sont moyennement riches en uranium et leurs concentrations atteignent 935 ppm (tableau 5. 1) tandis que celles de la fraction D, atteignent une valeur de 1357 ppm (tableau 5. 1).

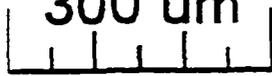
Les rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ des fractions A, B, C et D sont élevés. Ces fractions montrent une discordance inverse sur le diagramme concordia (Fig. 5. 5) qui est due à l'incorporation du Th relativement à l'uranium dans le système. Ceci cause un enrichissement en ^{206}Pb dérivé du ^{230}Th provenant des chaînes de désintégration de l' ^{238}U (Parrish 1990). Des corrections de cet effet peuvent être appliquées en utilisant le rapport Th/U de la roche-hôte, mais elles ne sont pas toujours valables (Parrish 1990)

Planche 5. 5 Photomicrographie des fractions des fragments de monazites sélectionnés à partir de l'échantillon du faciès grossier pour la radiodation.

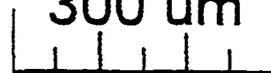
a) La fraction A.

b) La fraction B

300 um



300 um



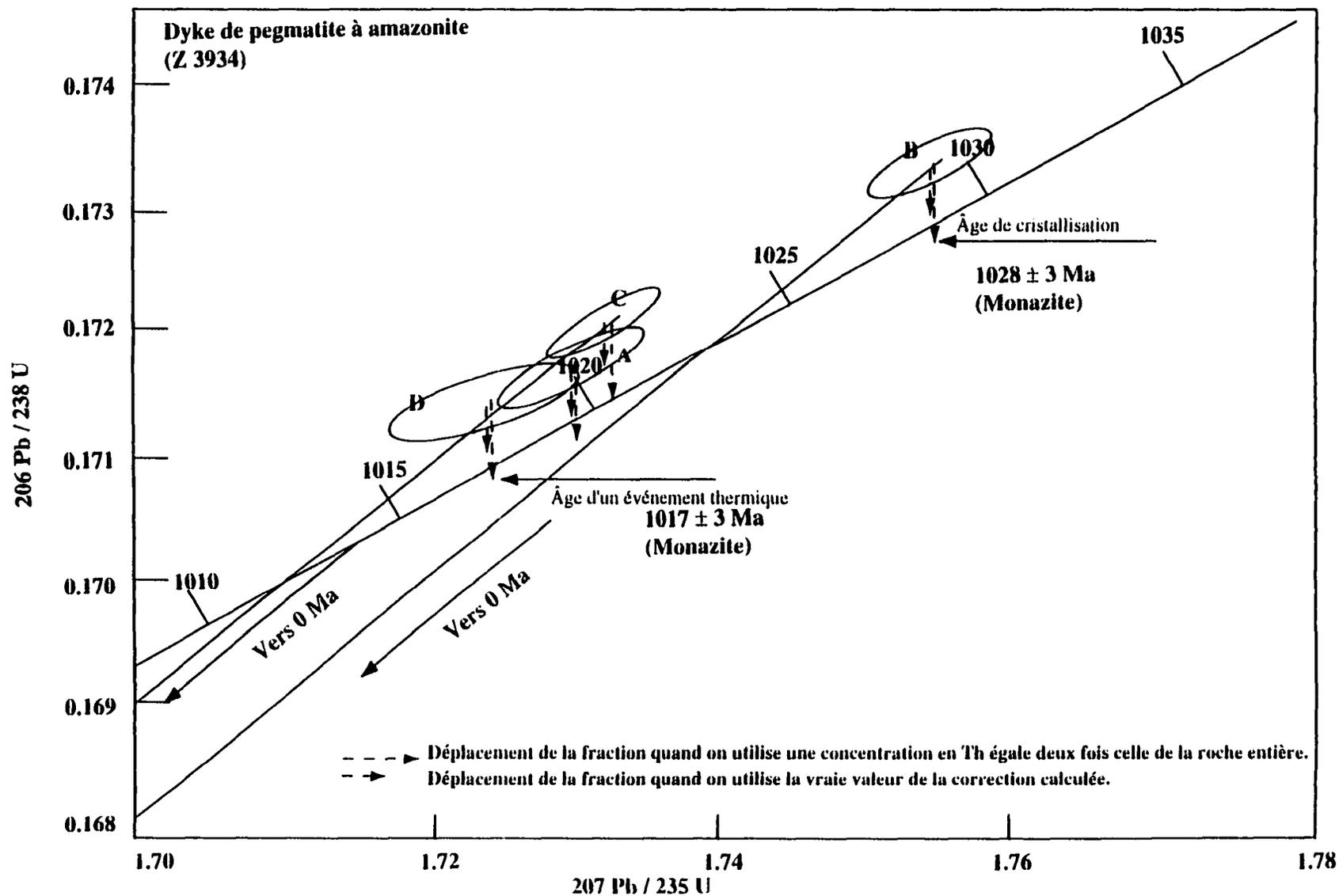


Fig. 5.5 Diagramme Concordia construit à partir des données isotopiques des fractions de monazite A, B, C et D.

Les corrections du rapport $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ peuvent se faire à partir de certaines opérations mathématiques. Les résultats de la correction de ce rapport pour le dyke pegmatitique à amazonite sont cités dans le tableau 5. 2 ci-dessous.

Pour cette correction, on a besoin de la concentration du ^{208}Pb en ppm, de la concentration du thorium et de l'uranium dans le minéral et dans la roche totale, et des constantes de désintégration de l'uranium 238, et du thorium 230 et 232.

$$(^{208}\text{Pb})_{\text{min}} = (^{208}\text{Pb} \% * \text{Pb (ppm)}) / 100$$

$$(^{232}\text{Th})_{\text{min}} = ^{208}\text{Pb} / (\exp(\lambda_{\text{Th } 232}t) - 1)$$

$$f = [((^{232}\text{Th})_{\text{min}} / (^{238}\text{U})_{\text{min}}) - ((^{232}\text{Th})_{\text{roche totale}} / (^{238}\text{U})_{\text{roche totale}})].$$

Ainsi le rapport $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ corrigé sera égale à :

$$(^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U})_{\text{corrigé}} = (^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U})_{\text{mesuré}} - (f-1) (\lambda_{^{238}\text{U}} / \lambda_{^{230}\text{Th}})$$

Les analyses sont presque parallèles à la concordia, et elles montrent des fractions inversement discordantes. De ce fait, il est indispensable d'effectuer une correction du Th, afin d'avoir un âge adéquat de mise en place du dyke pegmatitique. Après la réalisation d'une série de corrections, on remarque une légère amélioration des données, ainsi on constate que les fractions de monazite entament une migration en direction de la concordia, et s'approchent d'elle, sans jamais la couper. Il est possible que la migration des données corrigées s'arrêtent à mi-chemin à cause d'une sous et surestimation des concentrations respectives du thorium et de l'uranium dans la roche. Cette discordance constatée après la réalisation des corrections du thorium est due probablement à une perte de plomb ou un gain d'uranium. D'autres explications sur le comportement discordant de la monazite pour les roches ignées sont discutées en détail par Parrish (1990).

Dyke pegmatitique à amazonite				
Fraction	A Monazite	B Monazite	C Monazite	D Monazite
Pb en ppm (2)	1275	2220	1621	2279
208Pb (%)	90.60	89.50	90.80	90.50
T=Âge 207Pb/206Pb	1.01350E+09	1.02280E+09	1.01200E+09	1.01040E+09
206Pb/238U	0.1718	0.1735	0.1721	0.1715
Lamda de Th	4.95E-11	4.95E-11	4.95E-11	4.95E-11
208Pb (ppm)	1155.15	1986.90	1471.87	2062.50
Th min(1)	22464.41	38279.38	28667.18	40235.88
U en ppm (2)	751.00	1445.00	935.00	1357.00
Th (mag)(ppm)	8.27	8.27	8.27	8.27
U (mag)(ppm)	5.43	5.43	5.43	5.43
(Th/U)minéral	29.91	26.49	30.66	29.65
(Th/U)magna	1.52	1.52	1.52	1.52
f	19.63	17.38	20.12	19.46
Lambda 238U	1.55125E-10	1.55125E-10	1.55125E-10	1.55125E-10
Lambda U232/Lambda 230Th	1.68248E-05	1.68248E-05	1.68248E-05	1.68248E-05
f-1	18.63	16.38	19.12	18.46
(206Pb/238U) corrigé (3)	0.1715	0.1732	0.1718	0.1712

(1): $Th = 208Pb / \exp(\lambda_{Th} \cdot t) \cdot 1$ (ppm)

(2): $f = Th(U)_{min} / (Th/U)_{mag}$

(3): $(206Pb/238U)_{corrigé} = (206Pb/238U)_{mesuré} - (f-1)(\lambda_{238U} / \lambda_{230Th})$

4: $\lambda_{232U} / \lambda_{230Th}$

Tableau 5. 2 Données pour les corrections des rapports isotopiques pour le dyke pegmatitique à amazonite

Si on suppose qu'il y a une perte de plomb récente, les analyses devraient se situer sur la ligne de régression dont l'origine est $t = 0$, ce qui n'est pas le cas puisque toutes les analyses sont discordantes. De ce fait, on élimine l'hypothèse d'une perte de plomb récente, mais on conserve l'idée d'une perte de plomb ancienne.

Si on utilise maintenant, pour les corrections de thorium, une concentration de thorium égale au double de la concentration réelle qui se trouve dans la roche, on constate que toutes les fractions deviennent concordantes (Fig. 5. 5).

La cristallisation initiale de la monazite s'est effectuée à 1028 Ma (fraction B), l'âge de cette fraction est considéré comme l'âge de cristallisation et de mise en place du dyke pegmatitique à amazonite. Cette mise en place est synchrone avec la mise en place du Granite d'Astra (1028 Ma), ce qui renforce l'idée que le Granite d'Astra soit la source de la formation du dyke pegmatitique.

La concentration des trois analyses à 1017 Ma pourrait être expliquée par une perte de plomb ancienne à cette époque suite à un événement thermique dont la nature et le type ne sont pas évidents sur le terrain. Cet événement thermique aurait provoqué la déstabilisation et la cristallisation des inclusions fluides situées dans la fraction B et serait à l'origine de ce jeune groupe de monazite.

5. 3. 2. Skarn de wollastonite

L'échantillon montre des rubans de wollastonite, de couleur blanchâtre et d'épaisseur centimétrique alternant avec des rubans verdâtres riches en diopsides, lesquels renferment quelques cristaux de quartz et de plagioclase calcique. Il ne contient pas de zircon, et la datation s'est faite sur des cristaux de titanite.

Une séparation magnétique a été effectuée et seule la fraction la moins magnétique a été retenue. Trois fractions multigraines A, B et C ont été séparées sous la loupe binoculaire pour la géochronologie. Nous remarquons que ces fractions n'ont pas subi une abrasion à l'air car cela n'était pas nécessaire puisque les fractions étaient de bonne qualité.

La fraction A a des cristaux de titanite de couleur vert jaunâtre à rosâtre, de forme allotriomorphe (xénomorphes) et la taille moyenne des cristaux ne dépasse pas 100 μm . Ces titanites ne renferment pas d'inclusions fluides mais elles montrent de nombreuses microfractures (Pl. 5. 6 a). Les grains de titanite de la fraction A sont très pauvres en uranium et leurs concentrations moyennes sont de 42 ppm (tableau. 5. 1). Leurs rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ possèdent des valeurs très basses et de ce fait, l'abondance en plomb commun sera très élevée.

La fraction B possède des cristaux de titanite de couleur verte, de forme allotriomorphe (xénomorphes) et la taille moyenne des cristaux varie entre 50 μm et 200 μm . Ces titanites renferment quelques microfractures, mais aucun cristal de titanite ne montre d'inclusions fluides (Pl. 5. 6 b). Les grains de titanite de la fraction B sont également pauvres en uranium et leurs concentrations moyennes sont de 39 ppm (tableau 5. 1). Leurs rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont très peu élevés, ce qui engendre une concentration très élevée en plomb commun.

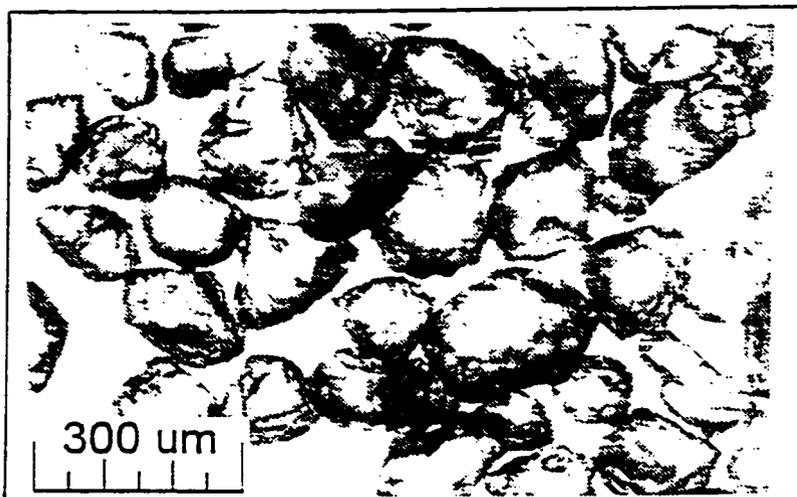
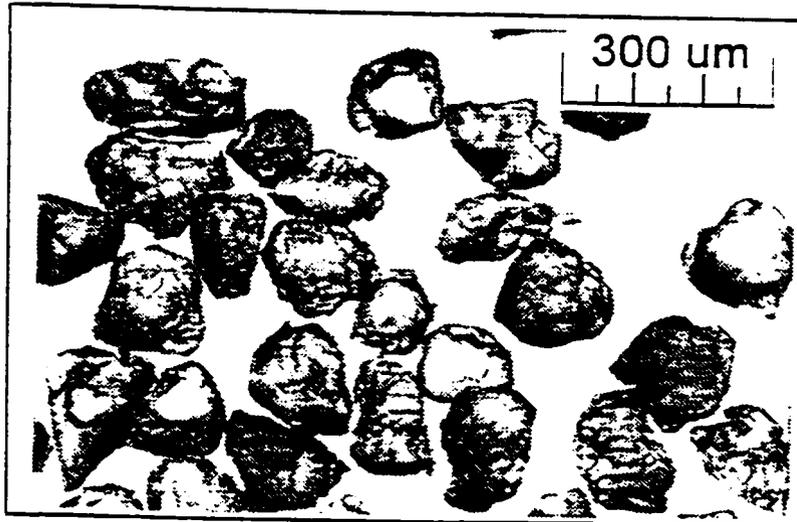
La fraction C renferme des cristaux de titanite de couleur vert jaunâtre sombre, ces monazites ont des formes polymorphes, la taille moyenne des cristaux varie entre 50 μm et 300 μm . Ces titanites sont très fracturées, mais elles ne montrent pas d'inclusions fluides (Pl. 5. 6 c). Les grains de monazite de la fraction C sont pauvres en uranium, leurs concentrations atteignent 32 ppm (tableau. 5. 1). Leur rapport isotopique $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est très bas, ces valeurs vont nous donner une idée sur la concentration en plomb commun qui sera donc très élevée et sur la fiabilité des âges modèles de plomb.

Planche 5. 6 Photomicrographie des fractions des fragments de titanite sélectionnés à partir de l'échantillon de la wollastonite pour la radiodation.

a) La fraction A.

b) La fraction B.

c) La fraction C.



Les analyses montrent un nuage de points, et il est difficile de construire une discordia à partir de ces données. La ligne de référence utilisée sur le diagramme concordia est une ligne qui passe par le zéro et par les ellipses d'erreur (dû à la variation de l'erreur selon les deux axes) des fractions A, B et C. Par conséquent, l'hypothèse d'une perte de plomb récent est possible. Donc, nous utilisons ce point avec les trois points discordants (A, B et C) pour donner l'âge hypothétique de la cristallisation de la wollastonite qui serait de 1160 ± 20 Ma (Fig. 5. 6). Mais, si on considère une perte de plomb plus ancienne, l'âge de cristallisation sera plus ancien. Par exemple, une de perte de plomb ancien à 1028 Ma (âge du Granite d'Astra) engendrera un âge de cristallisation pour la wollastonite supérieur à 1160 Ma, et sera égale à 1559 Ma, ce qui est peu probable mais pas impossible (Fig. 5. 6). Par contre, une perte de plomb récente va donner un âge de cristallisation pour la wollastonite de 1160 Ma. Ceci coïncide avec l'âge de cristallisation des anorthosites du Canton Saint-Onge (1137 et/ou 1159 ± 2 Ma) et des anorthosites qui se situent au sud de cette région (1157 ± 3 Ma) (Higgins et van Breemen 1992).

Pour une interprétation correcte de ces âges, une connaissance de la température de fermeture (de blocage) de la titanite pour la diffusion du plomb dans son réseau est souhaitable. Cette température varie en fonction de l'énergie d'activation de la diffusion du plomb, du rayon de diffusion, la forme du domaine de diffusion (cristal), et le taux de refroidissement. En plus de ces facteurs, d'autres facteurs difficiles à contrôler peuvent influencer cette température (composition du liquide, taux de contrainte durant le refroidissement, etc.) (Zhang et Schärer 1996).

La titanite est généralement utilisée dans les terrains métamorphiques, en contraste avec les cristaux de zircon et de monazite, la signification des âges U/Pb dans les titanites est assez discutée et elle reste toujours un sujet de débat entre chercheurs (Zhang et Schärer 1996). Cependant ces âges peuvent refléter:

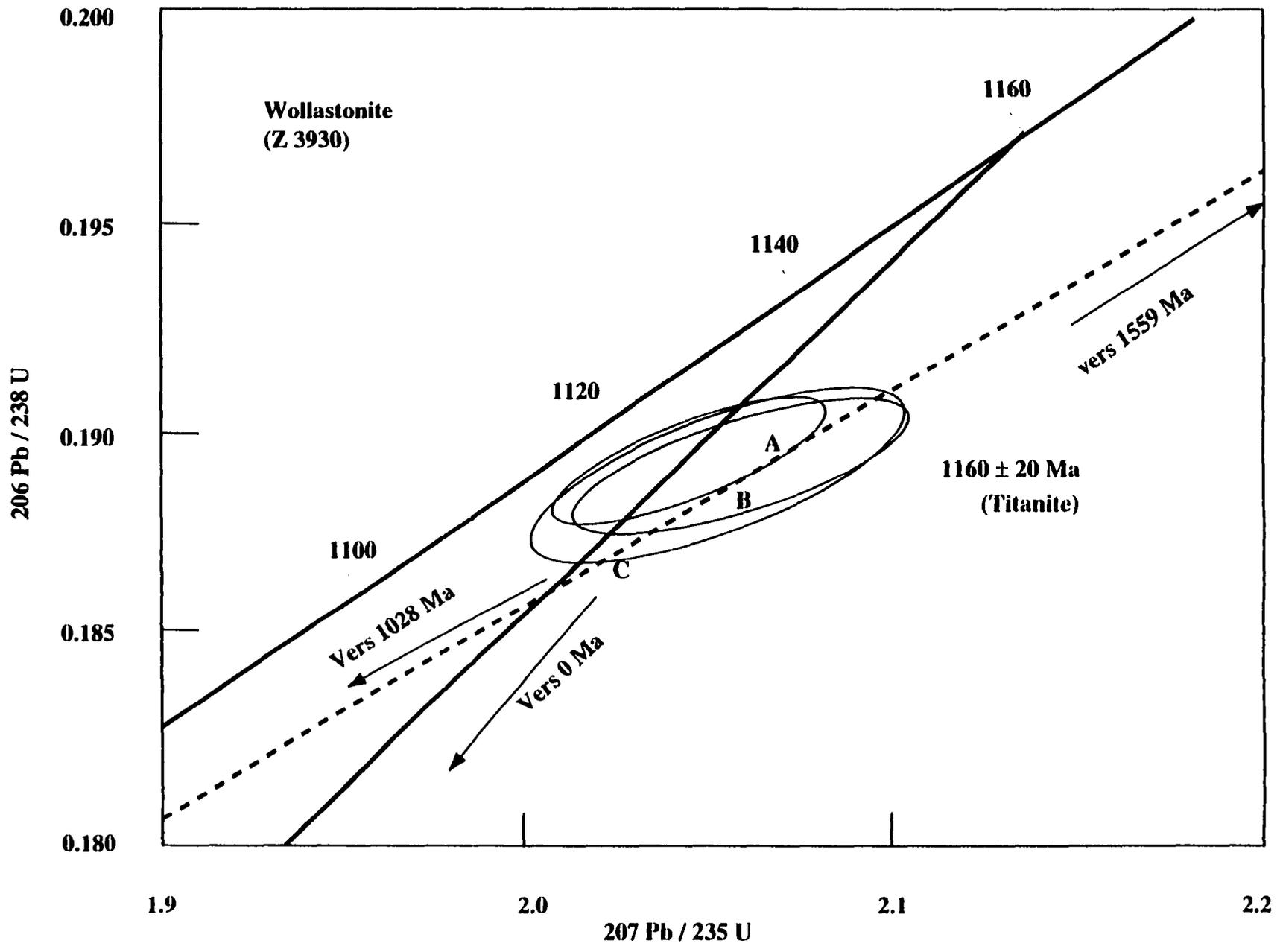


Fig. 5. 6 Diagramme Concordia construit à partir des données isotopiques des fractions A, B et C.

- i-** le temps de formation du minéral;
- ii-** la dernière température de fermeture durant le refroidissement de l'unité.
- iii-** une recristallisation du sub-solidus sous les conditions du faciès amphibolite.

La titanite est moins sensible à la réouverture de son système U/Pb que les zircons. Cette différence entre ces deux minéraux s'explique par l'existence de peu de facteurs qui empêchent sa recristallisation au-dessous de sa température de fermeture pour le système U/Pb. L'existence d'une composante de plomb héritée dans les titanites révèle que les géochronomètres U/Pb se comportent comme un système fermé à des températures semblables à celles des zircons et des monazites (Zhang et Schärer 1996). En conséquence, les âges U/Pb des titanites seront interprétés comme des âges de recristallisation ou de formation plutôt que des âges de refroidissement de la roche. Donc, l'âge 1160 ± 20 Ma trouvé dans la wollastonite est considéré comme l'âge de métamorphisme, ce dernier serait la cause de la cristallisation des cristaux de titanite.

CHAPITRE VI

Discussion et conclusions

6. 1 Introduction

L'objectif de ce mémoire est d'approfondir nos connaissances sur le gisement de wollastonite du CSO. Aussi, cela demande une connaissance des facteurs responsables de la formation du gisement, du contexte géotectonique de mise en place des intrusions avoisinantes du gisement, et de la période où les événements structuraux se sont déroulés.

La discussion sera subdivisée en cinq sous-section qui vont traiter par ordre chronologique le skarn de wollastonite, les anorthosites, l'intrusion granitique de Du Bras, l'intrusion granitique d'Astra, et le dyke pegmatitique.

6. 2 Les roches calcosilicates contenant la wollastonite.

D'un point de vue pétrographique, isotopique et géochimique, le gisement de wollastonite du CSO a été étudié par Beisswenger (1996). Les conclusions de cet auteur mentionnaient que la wollastonite est produite par un fluide siliceux provenant d'une des trois intrusions avoisinantes. Ces conclusions nous ont amené à dater la wollastonite et ses intrusions afin de connaître le pluton responsable. Le pluton le plus susceptible à donner le fluide siliceux devrait avoir un âge très proche de celui de la wollastonite.

Les analyses isotopiques d'oxygène du Granite d'Astra, du Granite de Du Bras et des anorthosites montraient des valeurs comprises entre 5.3‰ et 11‰ (Beisswenger 1996). Par contre la wollastonite possède deux signatures d'isotope d'oxygène. Une première

population de wollastonite possède des valeurs comprises 5.3‰ et 11‰ et une autre montre des valeurs comprises entre 21 ‰ et 23 ‰. Cette seconde population de wollastonite est considérée comme une population primitive provenant directement du protolite suite à la circulation des premiers fluides.

L'étude des isotopes d'oxygènes ne nous permet pas d'isoler d'une manière certain le pluton responsable de la genèse des roches calcosilicatées contenant la wollastonite, mais, elle nous renseigne sur le protolite de la wollastonite.

Les résultats de radiodatation donnent un âge pour le métamorphisme dans la région de 1160 ± 20 Ma (âge probable de la wollastonite; Fig. 5. 6). Cet âge est inclus dans l'intervalle de temps de mise en place des anorthosites et du Granite de Du Bras ($1148 \text{ Ma} \pm 5$). Ceci élimine donc l'hypothèse que le Granite d'Astra est responsable de la formation de la wollastonite (1028 Ma), puisqu' il s'est mis en place après sa formation.

Le Granite de Du Bras s'est formé à partir de la fusion des roches avoisinantes, suite à la mise en place des anorthosites (thermométamorphisme). Ces anorthosites sont des intrusions secs, cependant, elles ne contiennent pas assez de fluide pour former la wollastonite (Ashwal 1993). De ce fait, seule le Granite de Du Bras pourrait donc causer la formation de ce gisement à cause de la circulation d'un gros volume de fluide. Si on remarque la dimension du Granite de Du Bras en surface, on constate que ce granite serait incapable de produire un gisement de classe mondiale. Cette remarque nous laisse à prédire que le Granite de Du Bras occupe un volume beaucoup plus important en profondeur.

En plus du manque de fluide dans les anorthosites, il y a l'étude structurale qui vient renforcer l'hypothèse d'une implication probable du Granite de Du Bras dans la formation du gisement de wollastonite. En effet, les études entamées par Daigneault (1994) sur le gisement de wollastonite montraient une série de figures de déformation (microplis,

microfractures, litage). Le Granite de Du Bras qui est déformé aux états solide et magmatique possède des paramètres de déformation sub-parallèle à ceux de la déformation. De ce fait la compilation des études géochronologiques et structurales appuient l'hypothèse que les roches hôtes la wollastonite ont été générés par le Granite de Du Bras.

En conclusion, les études de radiodatation et de structures nous ont permis de ressortir les constatations suivantes:

- les roches calcosilicatées hôtes la wollastonite seraient formées suite à la circulation d'un fluide siliceux émis principalement par le Granite de Du Bras, car ce dernier montre un âge, des isotopes d'oxygènes et des paramètres de déformation semblables à ceux des roches calcosilicatées hôtes la wollastonite;

- les roches calcosilicatées hôtes la wollastonite enregistrent une déformation à l'état solide, ceci suppose que l'activation de la **ZCLSJP** est antérieure ou synchrone à la formation de ces roches ($> 1160 \pm 20$ Ma).

6.3 Anorthosite du Canton Saint-Onge (ACSO)

Le complexe anorthositique du lac Saint-Jean se présente sous forme d'une série d'intrusions multiples de composition anorthositique et leucogabbroïque. Une de ces intrusions est l'intrusion du Canton Saint-Onge.

L'étude détaillée des roches anorthositiques du Canton Saint-Onge (**ACSO**) dans les chapitres précédents nous a montré que ces anorthosites appartiennent au type d'anorthosite massive (Ashwal 1993). Les **ACSO** montrent d'une manière générale une pétrographie typique des anorthosites. Elles sont formées principalement par des cristaux de plagioclase dont la forme et la taille sont très variables. Généralement, les plagioclases se présentent sous une phase cumulat et leur taille est variable mais elle peut atteindre facilement cinq

centimètres. La présence de nombreuses poches pegmatitiques non déformées a été très utile dans cette étude. C'est grâce à ces poches riches en zirconium que les études géochronologiques U/Pb sur les grains de zircons ont été réalisées.

Les minéraux d'altération des **ACSO** sont considérés comme produit d'un rétro-métamorphisme des anorthosites. L'altération à basse température dans les **ACSO** s'exprime par la transformation de la biotite en chlorite, épidote, muscovite et séricite et par la formation de couronne d'hornblende entre les plagioclases et les clinopyroxènes. Le feldspath potassique est une phase non commune dans les anorthosites. Dans certains cas, le feldspath potassique survient comme une phase discrète, il serait formé suite à la recristallisation des lamelles antiperthitiques présentes dans les plagioclases. La présence d'une quantité minime de feldspath potassique pourrait être causée aussi par une contamination de ces anorthosites par une composante cristalline, par un magma granitique et/ou par une cristallisation fractionnée (Higgins communication personnelle).

L'étude des analyses chimiques des **ACSO** a démontré que ces anorthosites ont un rapport Fe/(Fe + Mg) supérieur à 0.4. Ce résultat impliquerait une cristallisation de ces anorthosites à partir d'un magma fractionné ou contaminé (Ashwal 1993). Tous les échantillons montrent des spectres de **ETR** typiques des anorthosites massives (Ashwal 1993). Les diagrammes montrent un enrichissement en **ETRL_e** et un appauvrissement en **ETRL_d**, avec une anomalie positive en europium qui indiquerait un régime de cumulat des plagioclases (Fig. 4. 2). Le régime de cumulat est aussi bien visible sur les diagrammes d'anomalie d'europium versus samarium et strontium (Fig. 4. 3). Les **ACSO** sont riches en strontium, ce qui suggère que les **ACSO** proviennent d'un magma enrichi en strontium suite à l'extraction des silicates mafiques (Emslie 1985).

Le modèle anorogénique classique des environnements tectoniques des anorthosites massives, est surtout le "**Rifting**" (Emslie 1978). Les **ACSO** paraissent se mettre en place

dans un environnement géotectonique semblable à celui de la partie sud-ouest et centrale du **CALSJ**. Higgins et van Breemen (1992) envisagent comme mécanisme de mise en place de la partie sud-ouest et centrale du **CALSJ**, une remontée rapide des magmas parents de l'anorthosite vers la surface suivant les zones de cisaillement.

Du point de vue radiodattation, les **ACSO** enregistrent un âge de cristallisation de 1137 ± 3 Ma dans le cas où ces anorthosites ont subi de perte de plomb récente (Fig. 5. 2) Cet âge est très proche de celui enregistré par les anorthosites du sud (1142 Ma, Higgins et van Breemen 1992). Dans le cas où ces anorthosites sont affectées par un métamorphisme de contact local dû à l'intrusion granitique d'Astra, ces anorthosites subiront une perte de plomb ancienne à 1028 Ma, de sorte que l'âge de cristallisation deviendra 1159 ± 3 Ma (Fig. 5. 2). Cet âge est semblable à celui des lobes du **CALSJ** à Mistassini et à Jonquière (1157 ± 3 Ma, Higgins et van Breemen 1992). On remarque que tous les secteurs adjacents des **ACSO** donnent un âge similaire ce qui impliquerait une certaine contemporanéité entre les différents plutons anorthositiques de la région sud-ouest, central et nord du lac Saint-Jean. Les données géochronologiques des **ACSO** nous a permis de déduire que les **ACSO** se sont mis en place à 1137 ± 3 Ma. Ces anorthosites montrent des figures de déformation à l'état magmatique et solide dont les attitudes sont parallèles à celle de la **ZCLSJP**. Du fait que les anorthosites sont déformées à l'état magmatique et solide, ceci supporte l'idée que la **ZCLSJP** aurait joué au moins à l'âge de 1137 Ma, ce qui vient appuyer la seconde conclusion ci-dessus (cf. 6. 2).

Les études récentes sur les anorthosites grenvilliennes et les plutons granitiques qui leur sont associés ont montré des âges assez proches de celui du **CALSJ**. Ainsi, on remarque que les anorthosites de Morin donnent un âge de 1155 ± 3 Ma (Doig 1991). Les travaux de Doig (1991) ont également fait ressortir un âge de 1146 ± 4 Ma pour les monzodiorites et 1135 ± 3 Ma pour les monzonites à quartz. Les travaux récents dans les massifs de Marcy

dans les montagnes des Adirondacks indiquent un âge de mise en place des intrusions anorthositiques entre 1138 et 1113 Ma (McLelland et Chiarenzilli 1990), d'autres unités de l'AMCG dans les Adirondacks enregistrent un âge entre 1160 Ma et 1145 Ma (Chiarenzilli et McLelland 1990). L'âge le plus récent des anorthosites grenvilliennes est enregistré par les anorthosites de Labrieville (1010 ± 5.6 Ma, Owens *et al.* 1994).

La variation de ces âges laisse à supposer que les conditions idéales à la formation des anorthosites se sont produites en plusieurs reprises sans qu'on sache si ce processus est continu ou non dans les terrains grenvilliens. Les âges réalisés sur les anorthosites (cette étude, Higgins et van Breemen 1992, 1996, Doig 1991, Owens *et al.* 1994, Machado et Martignole 1988, Chiarenzilli et McLelland 1990, etc.) suggèrent que cet événement magmatique à une étendue régionale. Le CALSJ fait partie d'une large zone de tectonisme et de magmatisme qui s'étend depuis la partie sud du Groenland jusqu'aux montagnes des Adirondacks de NY. Ces zones comprennent des anorthosites et la suite AMCG. Le pic de l'activité magmatique se trouve entre 1160 et 1155 Ma et il est associé aux mouvements de chevauchement, de "Rifting" et de décrochement des différentes parties du sud-est de la Laurentia (Corrigan et van Breemen 1997).

Les conclusions qu'on pourrait faire sortir à partir de l'étude des ACSO sont:

- l'âge le plus probable de mise en place des ACSO est de 1137 ± 3 Ma, mais il est possible d'avoir une mise en place précoce de quelques lambeaux de nature anorthositiques à 1159 Ma.
- la détermination de l'âge de cristallisation des ACSO a permis de dater une phase de mouvement de la ZCLSJP; ainsi on suppose que la zone de cisaillement a joué pendant l'âge de 1137 Ma (foliation magmatique) et a continué à jouer (figure de déformation à l'état solide) jusqu'à la mise en place du Granite d'Astra non déformé à l'état solide,

- la déformation est synchrone ou postérieure avec la mise en place et le refroidissement des **ACSO**;

- le magma parent des anorthosites pourrait remonter grâce à l'activation de la zone de cisaillement lacs Saint-Jean Pipmuacan;

- l'histoire courte de mise en place, de la cristallisation, du refroidissement et de la déformation exige un modèle de mise en place basé sur une remontée diapirique très rapide des magmas solides. Cependant, certains magmas anorthositiques seraient associés avec les mouvements décrochants le long de la zone de cisaillement.

6. 4 Le Granite de Du Bras

L'étude géochimique réalisée sur le Granite de Du Bras montre que ce granite est riche en silice. La richesse en silice est due probablement à une séparation incomplète de la restite à partir du magma parent. Les diagrammes de discrimination géotectoniques de Pearce montrent très bien un environnement géotectonique de type intra-plaque (environnement anorogénique) (Figs. 4. 11), ce qui est bien en accord avec les environnements de mise en place des anorthosites et de la suite **AMCG** (Emslie 1978). Les autres diagrammes (Fig. 4. 3 et 4. 9) révèlent la nature très fractionnée et très évoluée de ce granite. Cette évolution et ce fractionnement sont bien visibles sur les diagrammes des **ETR** où on enregistre une anomalie négative en europium et un enrichissement en **ETRL_e** (Fig. 4. 8), dû principalement au fractionnement des feldspaths. Les plagioclases montrent une déformation plus intense dans le faciès grossier que dans le faciès fin (présence de la texture en mortier très développée dans le faciès grossier). Ceci suggère que la déformation était très active lors de la mise en place du Granite de Du Bras (faciès grossier), mais elle a dû s'affaiblir en intensité lors de la mise en place du faciès fin. Cette constatation permet de positionner la déformation vis-à-vis de la mise en place du Granite de Du Bras. De plus, les observations

du terrain montrent d'une manière très visible la déformation de ce granite. Cette déformation est exprimée par le développement d'une forte foliation magmatique dont la direction est sub-parallèle à celle de la **ZCLSJP**. Le Granite de Du Bras est très riche en quartz bleu, cette coloration est due à l'effet de Tyndall des radiations bleu de la lumière visible sur les inclusions riches en titane (Bariand *et al.* 1977). Le Granite de Du Bras possède aussi des feldspaths rapakivi et anti-rapakivi. Le problème qui est difficile à résoudre est la présence de ces deux textures conjointement dans la même intrusion.

Les études de radiodatation réalisées par la méthode U/Pb sur les zircons donnent des résultats sur la période de mise en place de cette intrusion. Le Granite de Du Bras enregistre un âge de cristallisation de 1148 ± 5 Ma (Fig. 5. 3). Cet âge est proche à celui de la mise en place des anorthosites, ce qui nous amène à croire que: si la cristallisation du Granite de Du Bras est synchrone avec la mise en place des anorthosites, l'effet thermique de la mise en place des anorthosites va causer la fusion des sédiments avoisinants des anorthosites et donc il déclenche le processus de génération du Granite de Du Bras. La présence d'une restite riche en quartz dans le Granite Du Bras et des roches de nature quarzifère près de certains affleurements du même renforcent l'hypothèse de l'origine du Granite Du Bras. La connaissance de l'âge de cristallisation du Granite de Du Bras nous a permis aussi de dater une phase de l'activité de la zone de cisaillement. Ainsi, on présume que la **ZCLSJP** est toujours active depuis la mise en place des anorthosites et du Granite de Du Bras puisque ce dernier a enregistré les effets de cette activité sous forme de foliation magmatique (macroscopie) et de texture de déformation à l'état solide (microscopie).

Les conclusions qu'on pourrait faire ressortir de cette étude du Granite de Du Bras sont les suivantes:

- le Granite de Du Bras s'est mis dans un environnement géotectonique anorogénique de type intra-plaque;

- l'âge de cristallisation du Granite de Du Bras (1148 ± 5 Ma) est légèrement plus jeune que celui des anorthosites (les deux intrusions seraient synchrones si on prend en considération les erreurs). De ce fait, la mise en place des anorthosites a pu causer la fusion des roches avoisinantes de l'anorthosite, ces roches vont se transformer en granite. Ainsi, le Granite de Du Bras serait considéré comme un granophyre;

- le Granite de Du Bras montre des figures de déformation à l'état solide et magmatique, ceci présume que la **ZCLSJP** est active lors de la cristallisation et après le refroidissement du Granite de Du Bras.

6. 5 Granite d'Astra

Les études réalisées sur le Granite d'Astra sont très concluantes. Ainsi du point de vue géochimique, on a pu déterminer avec précision la nature chimique de ce granite grâce à un certain nombre de diagrammes discriminants. Les résultats ont montré que ce granite est de type A (Fig. 4. 9), ceci est en accord avec le type de granite appartenant à la suite **AMCG** (Emslie et Hegner 1993). Le Granite d'Astra est fractionné, ceci est bien exprimé sur le diagramme de Harker qui montre une séparation de la phase ferromagnésienne et des plagioclases de ce granite (Fig. 4. 3) .

Les diagrammes des **ETR** (Fig. 4. 16) appuient les précédentes remarques, puisqu'on constate la nature fractionnée du Granite d'Astra. La nature méta-alumineuse de ce granite, sa richesse en rubidium et sa pauvreté en calcium sont des critères supplémentaires qui appuient l'idée que ce granite est de type A.

Cette étude géochimique, nous a permis aussi d'avoir une idée sur l'environnement géotectonique de mise en place de ce granite. D'après notre étude, cet environnement est de type anorogénique, plus précisément, un environnement de type granite intra-plaque.

Sur le terrain, il a été remarqué une déformation à l'état magmatique de ce granite, mais aucune déformation à l'état solide n'a été enregistrée sur ce granite. À partir de cette remarque, on présume que la déformation dans cette région était active lors de la mise en place du Granite d'Astra mais qu'elle a dû cesser lors de la consolidation de ce granite. En lame mince, le Granite d'Astra ne montre pas des figures qui caractérisent une déformation à l'état solide, mais uniquement des figures syn-déformationnelles, qui sont dues probablement à l'activité de la **ZCLSJP** lors de la cristallisation de cette intrusion.

L'étude géochronologique pour le Granite d'Astra, nous a donné un âge de 1028 ± 3 Ma (Fig. 5. 4). Cet âge est plus jeune que celui des roches calcosilicatées hôtes la wollastonite (1160 Ma), ceci confirme l'hypothèse que ce granite n'intervient pas dans la formation du gisement de wollastonite. L'âge de 1028 Ma serait probablement considéré comme l'âge de la fin de l'activité de la **ZCLSJP**, puisque le Granite d'Astra ne montre pas de déformation à l'état solide.

En comparant le Granite d'Astra avec le Granite de Labrieville (Owens *et al.* 1994) et celui de Saint-Ambroise (Higgins et van Breemen 1996), on constate que ces granites montrent les mêmes affinités géochimiques, pétrographiques et des âges de cristallisation semblables. De ce fait, les conclusions tirées par Higgins et van Breemen (1996) sur les granites de Labrieville et du Saint-Ambroise pourront être appliquées sur le Granite d'Astra (stade final d'un magmatisme relié à un soulèvement mantellique réactivé par des mouvements tectoniques qui permettront l'accès du magma vers la surface.).

En conclusion, l'étude du Granite d'Astra a permis de faire ressortir les faits suivants:

- le Granite d'Astra est un granite de type A;
- le Granite d'Astra s'est mis en place dans un environnement géotectonique anorogénique de type intra-plaque à $1028 \text{ Ma} \pm 3 \text{ Ma}$;

- l'âge du Granite d'Astra montre que ce granite ne participe pas à la formation des roches hôtes la wollastonite;

- l'âge du Granite d'Astra sera considéré comme l'âge de la fin de l'activité majeur de la **ZCLSJP**.

6. 6 Dyke pegmatitique d'amazonite

L'étude pétrographique et géochronologique nous a permis de situer l'activité de la déformation vis-à-vis de la mise en place du dyke pegmatitique à amazonite.

Les observations des lames minces nous a montré des textures protoclastiques très avancées (déformation à l'état solide) surtout observées sur les grains de monazites (macles déformées et plissées), ce qui démontre que la déformation s'est déroulée après la mise en place et le refroidissement du dyke.

La datation par la méthode U/Pb sur les grains de monazite était nécessaire pour savoir l'âge de la phase magmatique responsable de formation de ce dyke dans cette région. Cette étude a révélé un âge U/Pb de 1028 ± 2 Ma. Cet âge est semblable à celui du Granite d'Astra. Le Granite d'Astra pourrait être responsable de la mise en place de ce dyke d'amazonite, suite à la circulation des fluides siliceux à travers les roches sédimentaires riches en plomb.

Le problème qui se pose c'est que le Granite d'Astra et le dyke pegmatitique à amazonite possèdent tous les deux le même âge, mais le granite est déformé à l'état magmatique, tandis que le dyke est déformé à l'état solide. Comment explique t-on cela tout en considérant l'âge des unités? L'explication la plus probable pour résoudre ce problème serait que le dyke n'est pas bien protégé si on le compare avec la masse du granite, ainsi, une légère déformation tardive peut affecter le dyke et probablement le granite aussi, mais

seulement aux contact (Chown communication personnelle). Cette explication justifie pourquoi le dyke est déformé à l'état solide et le granite à l'état magmatique, bien que tous les deux possèdent des âges de cristallisation semblables (1028 Ma).

Les conclusions qu'on pourrait tirer de cette étude du dyke pegmatitique à amazonite seront les suivantes:

- l'âge de cristallisation du dyke pegmatitique à amazonite est semblable à celui du Granite d'Astra ($1028 \pm 2\text{Ma}$);

- la genèse du dyke pegmatitique à amazonite est due à la circulation de fluides siliceux provenant du Granite d'Astra dans les roches avoisinantes riches en plomb;

- la déformation à l'état solide est très intense au niveau du dyke pegmatitique à amazonite, ce qui implique que la déformation était encore active lors de sa mise en place.

6. 6 Synthèse des résultats

L'étude géochronologique associée à l'étude pétrographique, a permis de connaître l'ordre chronologique des principaux événements géologiques qui se sont déroulés dans le complexe anorthositique du lac Saint-Jean. La figure 6. 1 résume les principaux événements.

Au début, il y a eu la mise en place des anorthosites du lac Saint-Jean (1157; 1142 Ma Higgins et van Breemen 1992 et $1137 \pm 3\text{Ma}$ cette étude), ainsi que quelques intrusions qui lui sont associées tel le Granite de Labrecque ($1146 \pm 3\text{ Ma}$; Higgins et van Breemen 1996), et la ferrodiorite du lac Kénogami ($1147 \pm 2\text{ Ma}$, Hervet *et al.* 1990). Cette mise en place du **CALSJ** a causé dans la région du Canton Saint-Onge la fusion des sédiments avoisinants ce qui a causé la formation du Granite de Du Bras ($1148 \pm 5\text{ Ma}$), ce dernier étant considéré comme un granophyre. Ce granophyre est responsable de la formation des roches hôtes la

wollastonite suite à une émission d'un fluide siliceux qui lui appartient. Au moment de la mise en place des anorthosites, il y aurait eu l'activation de la **ZCLSJP**, les foliations magmatiques et les textures de déformation des précédentes intrusions citées ci-dessus pourraient être des arguments qui appuient cette hypothèse. Cette zone de cisaillement restera active après la solidification des **ACSO** et de l'intrusion granitique de Du Bras, car il y a toujours des figures de déformation à l'état solide qui existent dans ces intrusions. Cet événement qui s'est déroulé dans la région du Canton Saint-Onge appartient à la première période magmatique de la région (1160 Ma - 1140 Ma; Higgins et van Breemen 1996).

Le second événement produit dans cette région est la mise en place du Granite d'Astra (1028 ± 3 Ma) qui est synchrone avec la cristallisation du dyke pegmatitique à amazonite (1028 ± 2 Ma). La présence d'une texture massive et des figures de déformation à l'état magmatique et une absence de texture de déformation à l'état solide suggère que la **ZCLSJP** était active lors de la mise en place de ces deux unités mais, elle a dû cesser avant que ces deux unités soient refroidis. Ce second événement est synchrone avec la mise en place d'autres intrusions ailleurs dans la région. Cet événement est associé à une seconde manifestation magmatique dans la région durant la période comprise entre 1020 Ma et 1010 Ma (Higgins et van Breemen 1996). Selon les mêmes auteurs cette période n'est autre qu'un prolongement de la période comprise entre 1082 Ma et 1050 Ma, suite à une réactivation d'un certain nombre de structures tectoniques. Ainsi, cette région a dû subir une intense activité tectonomagmatique qui a duré presque 200 Ma.

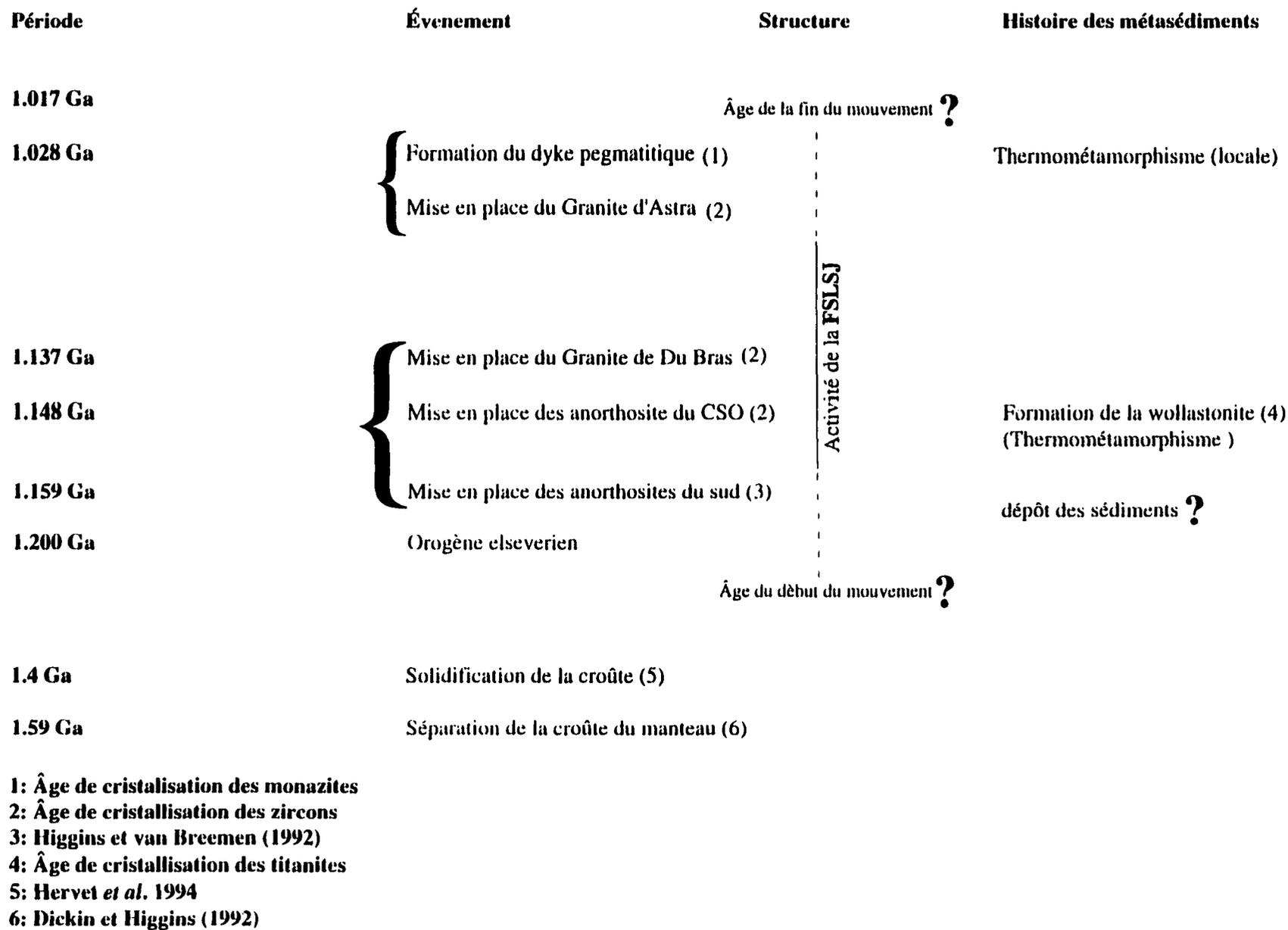


Figure 6. 1: Diagramme synthèse résumant tous les événements qui se sont déroulés dans la région du Canton Saint-Onge.

RÉFÉRENCES

- Arpin, M. 1984. Étude pétrographique et pétrologique du massif de Saint-Nazaire de Chicoutimi. Mémoire de maîtrise. Université de Montréal. 136 p.
- Ashwal, L. D. 1993. Anorthosite. Springer-Verlag edition. 422 p.
- Bariand, P. Cesbron, F., et Geffroy, J. 1977. Les minéraux, leurs gisements et leurs associations. Édition BRGM. 489 p.
- Beisswenger, A. C. 1996. The origin of the Canton Saint-Onge wollastonite deposit, lac-Saint-Jean, Quebec. Mémoire de maîtrise. Université du Québec à Chicoutimi. 150 p.
- Carlson, K. A., Van Der Pluijm B. A., et Hanmer, S. 1990. Marble mylonites of the Bancroft shear zone: Evidence for extension in the Canadian Grenville. Geological Society of America Bulletin, **102** : 174-181.
- Chiarenzelli, J., McLelland, J. M. 1991. Age and regional relationships of granitoid rocks of the Adirondack highlands. Journal of Geology, **99**: 571-590.
- Childe, F., Doig, R. et Gariépy, C. 1993. Monazite as a metamorphic chronometer, South of the Grenville Front, western Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, **30**: 1056-1065.
- Corfu, F., et Easton, R. M. 1995. U-Pb Geochronology of the Mazinaw terran, an imbricate segment of the central metasedimentary belt. Grenville Province Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, **32**: 959-976.
- Corrigan, D. et van Breemen, O. 1997. U/Pb age constraints for the lithotectonic evolution of the Grenville Province along the Mauricie transect, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences, **34**: 299-316.
- Corriveau, L. 1982. Physical conditions of the regional and the retrograde metamorphism in the pelitic gneiss of the Chicoutimi area. Mémoire de maîtrise. Université Queen's. Kingston, Canada.
- Daigneault, R. 1994. Rapport des travaux d'analyses structurales sur l'horizon de skarn à wollastonite de la propriété Saint-Onge. Cahier de CERM. 94-1.
- Deer, W. A., Howie, R. A., et Zussman, J. 1966. An introduction to the rock forming minerals. Longman scientific and technical, John Wiley and sons Inc., New York, USA. 528 p.

- Dempster, T. J., Jenkins, G. R. T., et Rogers, G. 1994. The origin of rapakivi texture. *Journal of Petrology*, **35** :963-981.
- Dickin, A. P. et Higgins, M. D. 1992. Sm-Nd evidence for major 1.5 Ga crust-forming event in the central Grenville Province. *Geology*, **20**: 137-140.
- Didier, J., Duthou, J. L., et Lameyre, J. 1982. Mantle and crustal granites: Genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**: 125-132.
- Dimroth, E., Woussen, G., et Roy, D. W. 1981. Geological history of the Saguenay region, Quebec (central granulite terrain of the Grenville Province): a working hypothesis. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **18**: 1508-1522.
- Dymek, R. et Schiffries, C. M. 1987. Calcic myrmekite; possible evidence for the involvement of water during the evolution of andesine anorthosite from Saint-Urbain, Quebec. *Canadian Mineralogist*, **25**: 291-319.
- Doig, R. 1991. U/Pb zircon dates of Morin anorthosite suite rocks, Grenville Province, Quebec. *Journal of Geology*, **99**: 729-738.
- Emslie, R. F. 1978. Anorthosite massifs, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America. *Precambrian research*, **7**: 61-98.
- Emslie, R. F. 1985 Proterozoic anorthosite massif, *in* Tobi, A., et Touret, J., eds., *The deep Proterozoic Crust of the North Atlantic Provinces: NATO Adv. Studies Inst.*, **158**: 139-160.
- Emslie, R. F. et Hunt, P. A. 1990. Age and petrogenetic signification of igneous mangerite-charnockite suite associated with massif anorthosites, Grenville Province. *Journal of Geology* **98**: 213-232.
- 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.
- Gervais, R. 1990. Géologie préliminaire du feuillet SNRC E/04 avec détail de la zone de wollastonite du lac aux Grandes Pointes. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec. **MB91-01**.
- Gervais, R. 1993. Rapport géologique du lac aux Grandes Pointes. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec. **MB93-14**.
- Hamel, D. 1991. Profil international du marché de la wollastonite. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec. 31 p.
- Hanson, G. N. 1978. The application of trace element to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, **38**: 26-43.

- Hébert, C. 1989. Potentiel économique des sédiments protérozoïque (région de lac Saint-Jean) et sites potentiels des pierres architecturales. Ministère de l'énergie et des ressources du Québec. Programme 89-03. 8 p.
- Hébert, C. 1991. Linéament lacs Saint-Jean-Pipmuacan. Dans le rapport d'activité 1991. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec. **DV91-25**.
- Hervet, M., Higgins M. D., van Breemen, O. et Dickin, A. 1990. U-Pb age, and Nd/Sm constraints on the Chicoutimi gneissic complex (CCG) at the southeast border of the Lac Saint-Jean anorthosite complex (LSJAC), Grenville Province, Québec, Canada. *EOS*, **71**: 661-662.
- Hervet, M., Higgins M. D., et van Breemen, O. 1994. U/Pb igneous crystallization age of intrusive rocks near the southeastern margin of the lac Saint-Jean Anorthosite Complex, Grenville Province, Quebec. Dans *Radiogenic Age and Isotopic studies: Report*; **8** Geological Survey Of Canada, Current Research 1994 F: 115-124.
- Higgins, M. D., et van Breemen, O. 1992. The age of the lac-Saint-Jean anorthosite complex and associated mafic rocks, Grenville Province Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**: 1412-1423.
- Higgins, M. D., et Woussen, G. 1994. Lac-Saint-Jean field trip guide. Science de la terre, Université du Québec à Chicoutimi, Canada.
- Higgins, M. D., et van Breemen, O. 1996. The three generations of AMCG magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay-lac-Saint-Jean region, Grenville Province, Canada. *Precambrian research*, **79**: 327-346.
- Hildebrand. R. S. et Easton. R. M. 1995. An 1161 Ma suture in the Frontenac terrane, Ontario segment of the Grenville orogen. *Geology*, **23**: 917-920.
- Hocq, M. 1995. La géologie du Québec. Édition press Québec. 154 p.
- Hunt, P. A. 1989. A manual for the preparation and selection of minerals for geochronology. Geology research laboratory, Geological Survey of Canada. 34 p.
- Indares, A. et Martignole, J. 1993. Étude régionale du Supergroupe de Wakeham, Province de Grenville. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, **MB 91-21**. 73 p.
- Irvine, T. N., et Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**: 523-548.
- Krogh, T. 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon âge by the creation of more concordant systems using air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**: 637-694.
- LaSalle, Y. 1988. La wollastonite: une substance minérale recherchée. Ministère de l'énergie et des ressources du Québec; **MB88-12**. 33p.

- Le Maître, R. W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 190 p.
- Liew, T. C., et McCulloch, M. T. 1985. Genesis of granitoid batholiths of Peninsular Malaysia and implication for model of crustal evolution: Evidence from a Nd-Sr isotopic and U/Pb lead study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**: 587-600.
- Loiselle, M. C., et Wones, D. R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstract with programs*, **14**: 545.
- Loveridge, W. D. 1986. U-Pb age on zircon from rocks of the Morhiban map area, Quebec. Dans: *Current Research, Part A. Geological Survey Canada. Paper*, 86-1A: 523-530.
- Machado, N et Martignole, J. 1988. First U-Pb age for magmatic zircon in anorthosites: the case of the Pentecote intrusion in Quebec. *Geological Association of Canada, Program with Abstract*, **13** : A76.
- Manhes, G. 1982. Développement de l'ensemble chronométrique U-Th-Pb contribution à la géochronologie initiale du système solaire. Thèse de l'université de Paris VII.
- Maniar, P. D., et Picolli, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; **101**: 635-643.
- Martignole, J., Machado, A., et Nantel, S. 1993. Timing of intrusion and deformation of the rivière- Pentecôte anorthosite. *Journal of Geology*, **101**: 652-658.
- Martignole, J et Friedman, R. M. 1993. Age constraints on the terrane assembly along the Montréal-Val d'Or transect, Grenville Province, Québec. *Lithoprobe, workshop*, (résumé).
- Martignole, J., Machado, N., et Indares, A. 1994. The Wakeham terrane: A Mesoproterzoic rift in the eastern part of the Grenville Province. *Precambrian Research*, **68**: 291-306.
- Martignole, J. 1994. La nouvelle subdivision tectonique de la Province de Grenville. **DV 90-40** Direction générale de la recherche géologique et minérale. 3-5.
- McLelland, J. M. et Chiarenzelli, J. 1990. Constraints on emplacement age of anorthositic rocks, Adirondack Mts., New York. *Journal of Geology*, **98**: 19-43.
- Owens, B. E., et Dymek, R. D. 1994. Fe-Ti-P-rich rocks and massif anorthosite: problems of interpretation illustrated from the Labrieville and Saint-Urbain plutons, Québec, Canada. *Canadian Mineralogist*, **30**: 163-190.
- Owens, B. E., Dymek, R. D., Tucker, J. C. et Podoseck, F. A. 1993. Age and radiogenic isotopic composition of late-to post-tectonic anorthosite in the Grenville Province : The Labrieville massif, Québec. *Lithos*, **31**: 189-206.
- Parrish, R. R., Roddick, J. C., Loveridge, W. D., et Sullivan, R. W. 1987. Uranium-lead analytical techniques at the geochronology laboratory. *Geological Survey of Canada*.

- Dans Radiogenic and isotope studies, report 1. Geological Survey of Canada, paper 87-2: 3-7.
- Parrish, R. 1990. U/ Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27**: 1431-1450.
- 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.
- Pehrson, S., Hanmer, S., et van Breemen. O. 1996. U/Pb geochronology of the Raglan gabbro belt, central metasedimentary belt, Ontario: Implication for an ensialic marginal basin in the Grenville orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **33**: 691-702.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C. F., et Davidson, A. 1989. New tectonic division of the Grenville Province, southeastern Canadian Shield. *Tectonics*, **8**: 63-84.
- Rollinson, H. 1993. Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical eds. p. 353.
- Roy, D. W., Woussen, G., Dimroth, E., et Chown, E. H. 1986. The central Grenville Province : a zone of protracted overlap between crustal and mantle processes. Dans the Grenville Province . J. M. Moore, A. Davidson, et A. J. Baer. Eds Geological Association of Canada, Special Paper, **31**: 51-60.
- Sederholm, J. J. 1891. Über die finnlaendischen rapakiwigesteine. *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.* **12**: 1-31.
- Steiger, R. H., et Jäger, E. 1977. Subcomission on geochronology: convention of the use of decay constant in geo-and cosmochronology. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **36**: 359-362
- Stimac, J. A., et Wark, D. A. 1992. Plagioclase mantles on sanidine in silicic lavs, Clear Lake, California: implications for the origin of rapakivi texture. *Geological Society of America Bulletin*; **104**: 728-744.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*. **12**: 1-33.
- Taylor, S. R., et McLennan, S. M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford.
- Tullis, J. 1983 Deformation of feldspars. Dans *Mineralogical Society of America, Reviews in mineralogy, Feldspar Mineralogy*, second edition, Chapter **13**: 297-324.
- 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.

- van Breemen, O. et Davidson, A. 1988. U/Pb zircon of granites and syenites in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Ontario. Dans: Radiogenic age and isotop studies: Report 2. Geological Survey Canada Paper 88-2, 45-50.
- Vernon, R. H. 1992. Question about myrmekite in deformed rocks. *Journal of Structural Geology*, **13**: 979-985.
- Wark, D. A. et Stimac, J. A. 1992. Origin of mantled (rapakivi) feldspars: experimental evidence of a dissolution and diffusion -controlled mechanism. *Contr. miner. Petrol.* **111**: 345-361.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., et Chappell, B. W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and petrology*, **95**: 407-419.
- Wetherill, G. W. 1956. Discordant uranium-lead age. *Transaction American Geophysical Union*, **37**: 320-326.
- Woussen, G., Dimroth, E., Corriveau, L., et Archer, P. 1981. Crystallization and emplacement of the Lac Saint-Jean anorthosite massif (Québec, Canada). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **76**: 343-350.
- Woussen, G., Martignole, J., Nantel, S. 1988. The Lac-Saint-Jean anorthosite in the Saint-Henri-De-Taillon area (Grenville Province, Canada): a relic of a layered complex. *Canadian Mineralogist*, **26**: 1013-1025.
- Wynne-Edwards, H. R. 1972. The Grenville Province, dans Price, R. A and Douglas, R. J. W., eds., *Variation in the tectonic styles in Canada: Geological Association of Canada. Special paper*, **11**: 263-334.
- Wynne-Edwards, H. R. 1976. Proterozoic ensialic orogenesis: The millipede model of ductile plate tectonics: *American Journal of Science*, **276**: 927-953.
- Zhang. S. L., et Schärer. U. 1996. Inherited Pb composants in magmatic titanite and their consequence for interpretation of U-Pb age. *Earth and Planetary Sciences Letters*. **138**: 57-65.

Annexes

GÉOCHIMIE

1 Méthodes d'analyse des échantillons de géochimie

La fluorescence par les rayons X est la technique la plus couramment utilisée pour la détermination des éléments majeurs et de trace d'une roche donnée. Elle est utilisée pour faire une analyse complète d'une roche. Son emploi est très facile, elle peut analyser jusqu'à une soixantaine d'éléments dans un intervalle de sensibilité assez étroit. La détection des concentrations des éléments peut atteindre facilement les parties par million. Cette méthode est rapide, elle permet de réaliser des analyses en un temps record, mais elle ne peut ni détecter ni mesurer les éléments plus légers que le sodium.

La fluorescence par les rayons X est basée sur l'excitation de l'échantillon par un premier rayon X ensuite ce rayon transmet et excite un second rayon X qui a une longueur d'onde semblable et caractéristique d'un élément présent dans la roche. L'intensité du second rayon X est utilisée pour déterminer la concentration des éléments présents dans la roche par rapport au standard.

Tous les échantillons qui seront étudiés en géochimie ont vu leurs analyses chimiques des éléments majeurs et de traces réalisées à l'université McGill à Montréal.

2 Analyses par activation neutronique (INAA)

L'analyse par activation neutronique est une méthode très utilisée et sensible pour les analyses d'une roche, elle est principalement applicable pour les éléments en trace, elle est

capable de déterminer un grand nombre d'éléments d'une manière qu'on peut conserver l'échantillon.

La méthode **INAA** utilise environ 1 à 2 g de poudre d'échantillon qui sera placé avec le standard dans un réacteur nucléaire. Le standard et les échantillons seront irradiés pour une durée qui peut atteindre une dizaine d'heures.

Le flux neutronique donne lieu à de nouveaux isotopes radioactifs des éléments présents. Quand ces isotopes vont subir une désintégration nucléaire, ils émettront des rayons gamma. Les isotopes particuliers peuvent être identifiés à partir de l'énergie des rayons gamma émis et de l'intensité de ces radiations. Cette dernière est proportionnelle à la quantité d'isotope présente. La spectrométrie des rayons gamma est dévoilée quelques jours après l'irradiation afin de pouvoir mesurer les isotopes et leurs périodes respectives. Les corrections sont faites sur des lignes de recouvrement dans le spectre, et ainsi donc les concentrations seront déterminées. Le standard a pour rôle de vérifier et de comparer la qualité des analyses, c'est à dire que la concentration d'un élément donné devra être incluse dans l'intervalle de confiance du même élément dans le standard. La méthode **INAA** est particulièrement sensible pour les éléments des terres rares (**ETR**), les éléments de groupe de platine (**EGP**) et quelques **HFSE** (**High Field Strength trace element**).

Les erreurs sur les résultats analytiques peuvent être dues à plusieurs causes, parmi celles-ci il y a:

2.1 La contamination

La contamination de l'échantillon durant sa préparation peut être une source sérieuse d'erreurs dans les analyses géochimiques, ceci se produit principalement lors de l'étape du broyage et du concassage. Cette contamination peut être facilement éliminée par un lessivage et par une pré-contamination des appareils utilisés par l'échantillon qui sera introduit plus tard

dans cet appareil, malgré cela sa contamination peut exister encore suite à la nature de la surface de l'appareil de concassage.

2. 2 Interférences des pics

Au niveaux des techniques analytiques utilisées en géochimie (surtout **INAA**), il y a peu d'éléments qui sont difficiles à être séparé et donc à être analysé à partir du reste de l'échantillon. Cependant il y a la possibilité de l'interférence des lignes spectrales (pics) entre les éléments difficiles à analyser. Quand les valeurs mesurées sont élevées, cette élévation est due à un recouvrement et à une interférence entre les pics de l'élément analysé et d'un autre élément présent dans la roche dont le pic est très voisin. Les effets de ces interférences peuvent être calculés et corrigés et donc évités.

L'irradiation de tous nos échantillons pour l'analyse des éléments des terres rares (**ETR**) s'est réalisée à l'école polytechnique de Montréal. La lecture des rayons gamma et la correction des piques des éléments s'est effectuée dans les laboratoires de l'Université du Québec à Chicoutimi.

GÉOCHRONOLOGIE

1 Principe de base de la datation

La datation par la méthode U/Pb des zircons consiste à mesurer la concentration en uranium d'un élément père radioactif et celle de son fils Pb, pour que ces mesures soient interprétées en terme de temps deux conditions doivent être respectées:

- la connaissance de la concentration de l'élément fils au moment de l'événement à dater;
- la possibilité d'avoir un système fermé aux migrations de l'élément père et de l'élément radiogénique fils entre l'événement à dater et l'époque actuelle, c'est-à-dire que les éléments père et fils ne doivent pas quitter le système après la formation de la roche ou du minéral.

Ces deux conditions sont nécessaires (surtout la première) pour utiliser un élément comme géochronomètre. Parfois, on utilise deux géochronomètres dépendants l'un de l'autre, c'est le cas de la méthode U/Pb.

Sur les quatre isotopes de plomb, seul le plomb 204 est non radiogénique, les autres sont le résultat des réactions de désintégration de l'uranium et du thorium suivantes:

$$- 1) \left({}^{206}\text{Pb} \right)_A = \left({}^{206}\text{Pb} \right)_I + {}^{238}\text{U} (e^{\lambda^{238}t} - 1)$$

$$- 2) \left({}^{207}\text{Pb} \right)_A = \left({}^{207}\text{Pb} \right)_I + {}^{235}\text{U} (e^{\lambda^{235}t} - 1)$$

$$- 3) ({}^{208}\text{Pb})_A = ({}^{208}\text{Pb})_I + {}^{232}\text{Th} (e^{\lambda^{232}t} - 1)$$

Pour avoir les rapports d'isotopes, il est nécessaire de diviser les précédentes équations par le plomb non radiogénique, ainsi les équations précédentes deviendront:

$$- 4) ({}^{206}\text{Pb})_A / ({}^{204}\text{Pb}) = [({}^{206}\text{Pb}) / ({}^{204}\text{Pb})]_I + {}^{238}\text{U} (e^{\lambda^{238}t} - 1) / ({}^{204}\text{Pb})$$

$$- 5) ({}^{207}\text{Pb})_A / ({}^{204}\text{Pb}) = [({}^{207}\text{Pb}) / ({}^{204}\text{Pb})]_I + {}^{235}\text{U} (e^{\lambda^{235}t} - 1) / ({}^{204}\text{Pb})$$

$$- 6) ({}^{208}\text{Pb})_A / ({}^{204}\text{Pb}) = [({}^{208}\text{Pb}) / ({}^{204}\text{Pb})]_I + {}^{232}\text{Th} (e^{\lambda^{232}t} - 1) / ({}^{204}\text{Pb})$$

Quand la concentration de ${}^{204}\text{Pb}$ est très basse dans un minéral par rapport à celle de l'uranium ou du thorium dans le même minéral, le terme $[({}^{20X}\text{Pb}) / ({}^{204}\text{Pb})]_I$ dans les équations ci-dessus peut être négligé, et les équations numérotées 4, 5 et 6 deviendront:

$$- 7) ({}^{206}\text{Pb})_A = {}^{238}\text{U} (e^{\lambda^{238}t} - 1)$$

$$- 8) ({}^{207}\text{Pb})_A = {}^{235}\text{U} (e^{\lambda^{235}t} - 1)$$

$$- 9) ({}^{208}\text{Pb})_A = {}^{232}\text{Th} (e^{\lambda^{232}t} - 1)$$

Ainsi, lorsque sa composition isotopique est insérée du côté gauche des équations ci-dessus, il donne des valeurs concordantes de temps, de ce fait on pourrait avoir une valeur concordante du temps qui sera:

$$T = \text{Ln} [(({}^{206}\text{Pb})_A / {}^{238}\text{U}) + 1] / \lambda_{238}$$

$$T = \text{Ln} [(({}^{207}\text{Pb})_A / {}^{235}\text{U}) + 1] / \lambda_{235}$$

$$T = \text{Ln} [(({}^{208}\text{Pb})_A / {}^{232}\text{Th}) + 1] / \lambda_{232}$$

La désintégration naturelle de l'uranium vers le plomb aboutit généralement à deux géochronomètres indépendants.

Quand un minéral datable se comporte comme un système fermé vis-à-vis de l'uranium et de sa descendance, et que toutes les corrections sont faites sur le plomb incorporé dans le minéral au moment de sa formation, alors les deux géochronomètres de l'uranium donnent des dates concordantes. Les transformations de l'uranium et du thorium en plomb sont décrites par les équations 7, 8 et 9.

Dans plusieurs cas, les âges calculés pour les minéraux contenant l'uranium et le thorium sont discordants. La raison de cette discordance est simple, il s'agit d'une perte ou d'un gain d'uranium, de plomb, de thorium ou des éléments fils intermédiaires, après cristallisation.

Les effets d'une perte de plomb sur les âges U/Pb peuvent être minimisés grâce à un calcul d'âge basé sur le rapport $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$. Ce rapport est sensible à la perte de plomb, essentiellement à la perte de plomb récente. La relation entre ce rapport et l'âge est décrite par l'équation ci-dessous, qui provient de la combinaison des équations 4 et 5:

$$- 10) \left[\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_I \right] / \left[\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_I \right] = \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}} \right) * \left[\frac{(e^{\lambda^{235}t} - 1)}{(e^{\lambda^{238}t} - 1)} \right] = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right).$$

Cette équation possède quelques propriétés intéressantes, elle implique le rapport $^{235}\text{U} / ^{238}\text{U}$ qui pour le présent est constant et il possède une valeur de 0.0725. Cependant l'âge modèle $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ peut être calculé sans connaître les concentrations de l'uranium dans le minéral. Aussi, ce rapport peut être également calculé suite à une sous-traitance des rapports isotopiques initiaux $\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_I$ et $\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_I$ déjà calculé. Ainsi nous calculons les âges $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ uniquement sur la base de la composition isotopique du plomb sans savoir sa concentration dans le minéral.

Les minéraux qui possèdent de l'uranium et qui répondent aux exigences des suppositions de datation produisent des âges concordants, quand ils sont solutions des

équations citées ci-dessus. Nous pouvons inverser les procédures et utiliser les équations pour calculer les rapports isotopiques pour un temps voulu. De ce fait, les équations sont les paramètres d'une courbe qui est le lieu de tous les points concordants dans le système U/Pb. Wetherill (1956) a nommé cette courbe: la courbe concordia.

Au moment de la cristallisation, on considère un déplacement des points concordants d'un système U/Pb sur la concordia. Les minéraux qui contiennent de l'uranium, mais, qui n'ont pas de plomb commun, se matérialisent par des points concordants qui se déplacent le long de la courbe concordia tout en supposant que le système reste fermé pour l'uranium et sa descendance ou a subi une perte de plomb égale à un gain d'uranium au même moment. L'âge du système à n'importe quel moment après la formation du minéral est localisé sur la courbe comme illustré par le point τ_1 de la figure 1A. Tant que le système reste fermé, le mouvement de déplacement reste sur la concordia et il sera de τ vers τ' . Les âges U/Pb seront concordants et indiqueront l'âge du système.

Maintenant, on considère un système U/Pb d'âge τ (Fig. 1A) sur la concordia qui a subi une perte de plomb ou un gain d'uranium suite à un métamorphisme ou une altération chimique. La perte de plomb radiogénique change les coordonnées du point qui représente le système.

Si une partie du plomb radiogénique qui a été accumulée dans le système est perdue récemment, le point représentant le système τ' se déplace vers l'origine, le point Q est un exemple.

Si le système a perdu une partie de son plomb radiogénique dans le passé, il peut être représenté par un point Q' situé quelque part sur la corde et le déplacement se fait de τ' vers τ_0 . On parle d'une perte de plomb ancienne. De tels systèmes situés sur la corde ont des âges discordants, et la corde est donc appelée la discordia (Fig. 1A). Les points qui ont subi

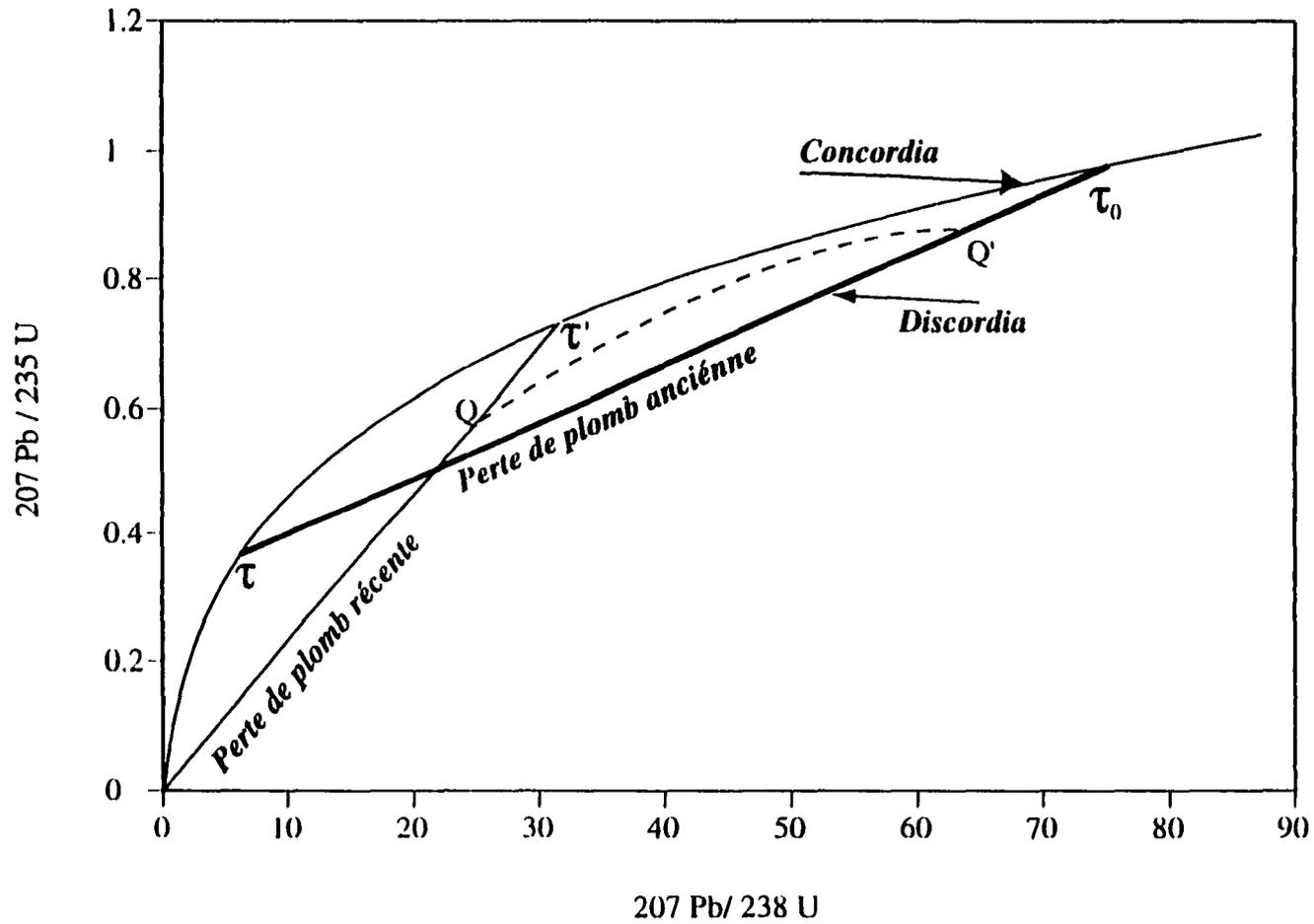


Fig. A1 Illustration du diagramme Concordia théorique.

une telle perte de plomb se situent le long de la discordia qui coupe la concordia à l'âge de cristallisation et aussi à l'âge $\tau=0$.

Si on extrapole la discordia nous obtenons deux points d'intersection avec la concordia, ces points sont τ et τ_0 , ou τ_0 représente le temps écoulé depuis la formation du minéral et τ représente le temps écoulé depuis la fermeture du système suite à une perte de plomb ou un gain d'uranium (Fig. 1A). Quand on a une perte de plomb épisodique, le temps τ est interprété comme le temps de fermeture après une perte de plomb ou un gain d'uranium. Mais nous pouvons avoir une perte de plomb continue suite à des processus de diffusion, ou des événements liés à des soulèvements, de ce fait l'âge τ n'aura pas de signification ni d'explications.

Les interceptes supérieur et inférieur de la discordia avec la concordia ont une importante signification géologique. Pour les roches contenant des zircons magmatiques, l'intercepte supérieur de la discordia détermine la phase de cristallisation (le premier âge de l'échantillon), mais il faut se méfier pour cette interprétation car pour les roches granitiques provenant du fondu d'une ancienne croûte, elles peuvent contenir des zircons hérités de cette croûte. Dans ce cas, l'intercepte inférieur peut donner l'âge de la formation des zircons ou de l'événement thermique qui a causé la perte de plomb, tandis que l'intercepte supérieur donnera l'âge des zircons hérités (Liew et Mc Culloch 1985). Les zircons des roches métamorphiques peuvent donner l'âge du métamorphisme ou l'âge du protolite.

La position exacte du système U/Pb sur la discordia dépend de la fraction du plomb radiogénique qui reste dans le système. Généralement les minéraux contenant l'uranium tel que les zircons, les titanites et les monazites perdent seulement une fraction de leur plomb radiogénique. La perte de plomb paraît cependant liée à la taille, la forme, la concentration en

uranium et au degré du métasomatisme du cristal et cause la discordance normale des minéraux datables.

La monazite montre une discordance inverse remarquable. Cette inversion de discordance est due à l'incorporation du thorium 230 naturel provenant de la chaîne de désintégration de l'uranium. Les deux types de thorium (230 et 232) aboutissent à un même résultat final qui sera le plomb 206 dont l'origine reste difficile à connaître (voir une discussion détaillée dans le chapitre V).

En résumé le diagramme concordia nous permet d'interpréter l'histoire géologique du système U/Pb, mais il nous fournit aussi des informations sur la manière dans laquelle le système a été perturbé.

La méthode U/Pb est aussi applicable pour les minéraux tel que la titanite, la monazite, etc. La précision des mesures sur le diagramme de concordia est en fonction du degré de l'étalement des données le long de la discordia et leur proximité par rapport à la concordia. Pour améliorer cette concordance sur une population de zircons, titanites et baddeleyites, on utilise les méthodes de Krogh (1982).

2. Techniques analytiques pour la radiodation

Les minéraux à dater par la méthode U/Pb incluent les zircons, les monazites et les titanites, ces minéraux proviennent d'une quantité importante d'échantillon (20 à 50 kg) qui ont été broyés par un broyeur à mâchoire en acier et par un moulin à disque de céramique. Ensuite, ils ont subi une séparation sur la table de Wilfley, afin de séparer les minéraux lourds et les minéraux légers.

Après cette première étape, le résidu récupéré va subir une première séparation magnétique grâce au séparateur magnétique isodynamique de Frantz pour éliminer la

magnétite. Une fois la séparation terminée, la fraction non magnétique subira une première séparation par le bromoforme (liqueur dense). Ensuite, les minéraux plus dense vis-à-vis du bromoforme vont subir une seconde séparation magnétique par le même procédé décrit ci-dessus. La fraction non magnétique provenant de cette seconde séparation magnétique sera séparée par le méthylène iodide (liqueur dense). Après cette phase, on aboutit avec un résidu de 100 à 200 mg essentiellement formé par les zircons, les monazites, les titanites et peu d'apatites.

Tout le matériel utilisé lors des différentes phases d'extraction des minéraux datables est nettoyé, afin d'éliminer toute possibilité de contamination. Toutes ces phases de broyage, et de séparations magnétiques et chimiques se sont déroulées dans les laboratoires de l'Université du Québec à Chicoutimi.

La seconde étape de séparation s'est effectuée dans les laboratoires de géochronologie de la commission géologique du Canada à Ottawa.

Le résidu provenant de la première étape est soumis à un tamisage afin de récupérer uniquement la fraction dont le diamètre est compris entre 105 μm et 74 μm . Cette fraction va subir un certain nombre de séparation magnétique afin d'aboutir à une fraction presque non-magnétique. Ensuite une sélection des grains dans une boîte à pétrie remplie d'alcool, sous une loupe binoculaire va s'en suivre. Les critères de sélection sont la taille, la couleur, la forme, l'absence ou la présence de fractures ou de noyau et les propriétés magnétiques. Les cristaux sélectionnés seront abrasés selon la méthode de Krogh (1982) pour éliminer toutes les parties externes des fragments des cristaux des zircons susceptibles de perdre facilement leur plomb.

Les cristaux de zircon subissent une abrasion par l'air dans une chambre à air avec une quantité de pyrite égale à vingt fois la leur (trop de pyrite endommage le filtre séparateur ce

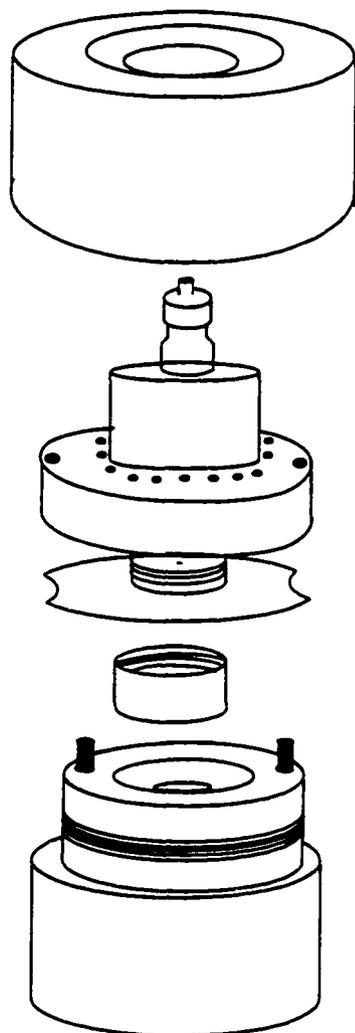
qui engendre une fuite de cristaux). Cette chambre est alimentée en air par trois minuscules ouvertures et elle est recouverte par un filtre séparateur (Fig. 2A).

L'abrasion par l'air va durer entre 30 et 500 minutes (entrecoupée par des intervalles de vérification de l'état des zircons) selon la taille et la résistance du zircon. Une fois l'abrasion est terminée, une phase de séparation des zircons et de la pyrite sous la loupe binoculaire s'ensuit, après, les zircons sont transférés dans une nouvelle boîte à pétri où ils seront lavés par l'acide HNO_3 , afin d'éliminer le reste des petits grains de pyrite accolés sur la surface des zircons. Ensuite, ils sont mis sous une lampe électrique pour sécher.

Une fois cette étape d'abrasion par l'air terminée, les zircons abrasés subissent les analyses isotopiques et chimiques (Parrish 1987). Cette méthode consiste à une mesure de la quantité du plomb et de l'uranium suite à une dilution isotopique d'uranium et de plomb. La préparation du réactif et le traitement chimique sont effectués dans une salle blanche. Un traceur isotopique ^{205}Pb - ^{233}U - ^{235}U est ajouté à un aliquote de l'échantillon dissous pour mesurer les concentrations en uranium et en plomb par dilution isotopique.

La séparation de l'uranium et du plomb s'effectue sur des micro-colonnes de résine échangeuses d'anions (Manhes 1982). L'uranium est déposé sur un filament de tungstène avec un activateur (TaCl_5), le plomb est déposé sur un filament de rhénium avec un gel de silice. Les rapports isotopiques sont mesurés sur un spectromètre de masse. Les constantes de désintégrations utilisées sont celles recommandés par Steiger et Jäger (1977) $1.551 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ pour l'uranium 238 et $9.884 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ pour l'uranium 235.

Appareil séparé



Collier

Tige pour l'entrée d'air

Filtre

Chambre à air

Base

Appareil assemblé

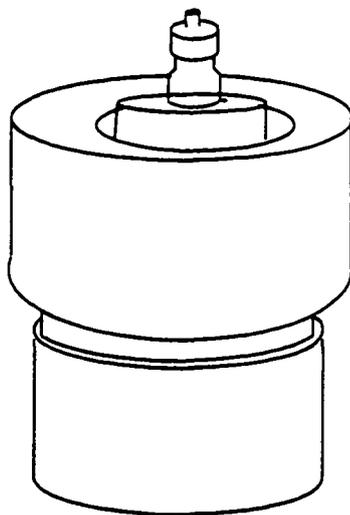


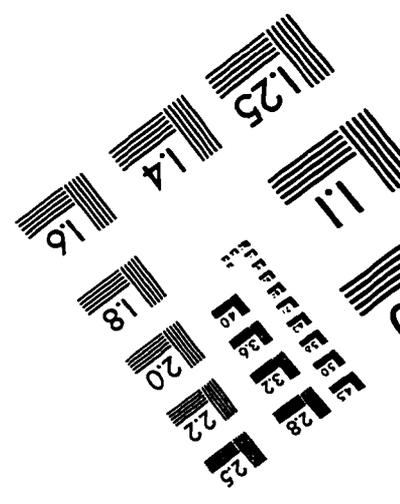
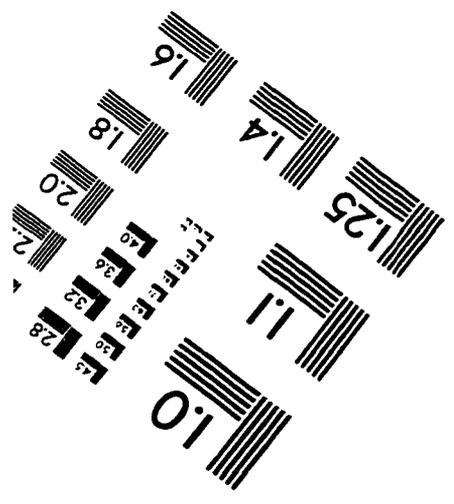
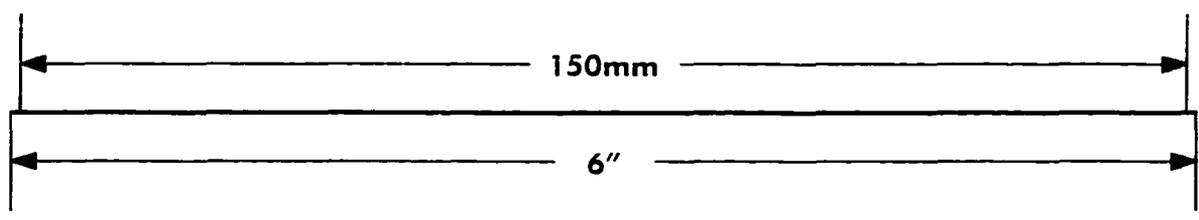
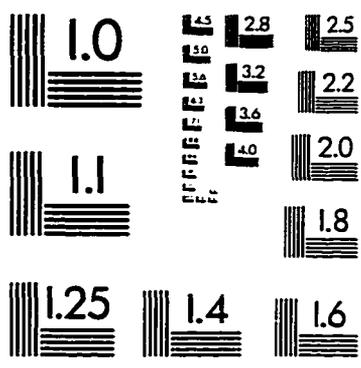
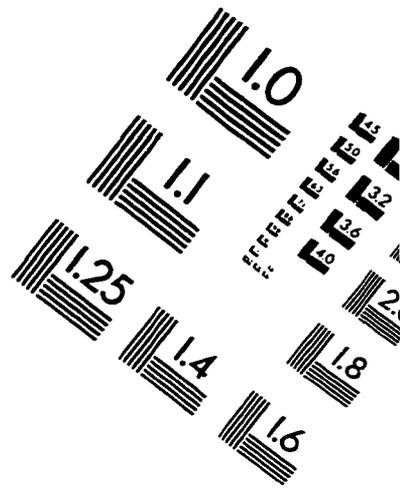
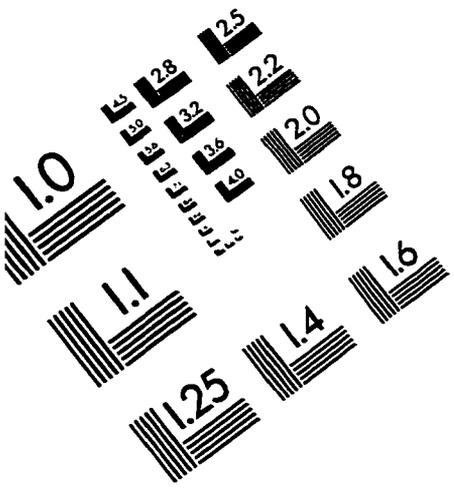
Fig. 2 A Schéma de l'appareillage utilisé pour la méthode Krogh (Hunt 1989)

# Échantillon	Lithologie	Nord	Est	Foliation	Pendage
MI 95-01	Granite d'Astra	5444700	304000	N20	N40
	Granite d'Astra	5444700	304000	N24	N40
	Granite d'Astra	5444700	304000	N18	N40
	Granite d'Astra	5444700	304000	N17	N40
	Granite d'Astra	5442700	303500	N19	E70
	Granite d'Astra	5493990	305350	Non folié	*
MI 95-10	Granite d'Astra	5449000	305200	N100	Subvertical
	Granite d'Astra	5450880	306150	N0	*
	Granite d'Astra	5449000	305210	N88	*
	Granite d'Astra	5449000	305220	N90	*
MI 95-13	Granite d'Astra	5448200	307450	N60, N70, N240	N90, N86
MI 95-14	Granite d'Astra	5445900	305500	N0	N40, N30
	Granite d'Astra	5445650	304050	N30, N36, N40	N60
MI 95-21F	Granite de Du Bras	5447680	314060	N230, N225	N70, N75, N78
MI 95-21G	Granite de Du Bras	5447680	314060	N230, N225	Subvertical
MI 95-21G	Granite de Du Bras	5447600	314700	N210, N220	N70, W75, W78
MI 95-21G	Granite de Du Bras	5447610	314710	N40, N220	*
MI 95-21G	Granite de Du Bras	5447620	314720	N90	Subver- N40
MI 95-21G	Granite de Du Bras	5445250	311600	N60	N52
MI 95-21G	Granite de Du Bras	5445250	311610	N10	*
MI 95-29G	Granite de Du Bras	5450440	315620	N320	N20
MI 95-29F	Granite de Du Bras	5450450	315620	*	*
MI 95-04	Anorthosite	5458700	305500	N350	E55, E50
MI 95-05	Anorthosite	5461000	301000	N60	E10
MI 95-07	Anorthosite	5458700	306750	Indistincte	*
	Anorthosite	5439150	305950	Non déformé	*
MI 95-15	Anorthosite	5437500	310450	N15, N18, N19	Subvertical
	Anorthosite	5436500	310350	N50	N30, N45
	Anorthosite	5435800	310700	N30, N40	N50, N52
MI 95-16	Anorthosite	5435650	311350	N60	N75, N80
MI 95-17	Anorthosite	5434750	312400	N30	*
	Anorthosite	5446950	313200	N40	N80
MI 95-19	Anorthosite	5460350	320450	*	*
MI 95-31G	Amazonite	5447680	313380	N25	N40
MI 95-03	Charnockite	5449250	302000	N40, N50, N60	*
MI 95-11	Mangérite	5441350	307500	N30	*

Tableau 1A: Mesures des foliations et des pendages des différentes intrusions et des roches calcosilicatées de la région du CSO.

*: Mesure difficile à déterminer

IMAGE EVALUATION TEST TARGET (QA-3)



APPLIED IMAGE, Inc
1653 East Main Street
Rochester, NY 14609 USA
Phone: 716/482-0300
Fax: 716/288-5989

© 1993, Applied Image, Inc., All Rights Reserved