

# NOTE TO USERS

This reproduction is the best copy available.

**UMI**<sup>®</sup>





Université d'Ottawa · University of Ottawa



# Université d'Ottawa • University of Ottawa

FACULTÉ DES ÉTUDES SUPÉRIEURES  
ET POSTDOCTORALES

FACULTY OF GRADUATE AND  
POSTDOCTORAL STUDIES

Françoise Labonté

AUTEUR DE LA THÈSE - AUTHOR OF THESIS

M. Sc. (Science de la terre)

GRADE - DEGREE

Sciences de la terre

FACULTÉ, ÉCOLE, DÉPARTEMENT - FACULTY, SCHOOL, DEPARTMENT

TITRE DE LA THÈSE - TITLE OF THE THESIS

Rayons radiés de plagioclase et olivine aligné à l'intérieur de péridotite  
feldspathique, Série Centrale, Île de Rum, Écosse : Évidence d'écoulement  
magmatique

A. Fowler

DIRECTEUR DE LA THÈSE - THESIS SUPERVISOR

CO-DIRECTEUR DE LA THÈSE - THESIS CO-SUPERVISOR

EXAMINATEURS DE LA THÈSE - THESIS EXAMINERS

M. Cheadle

M. Hannington

A. Lalonde

J-M. De Koninck, Ph D

LE DOYEN DE LA FACULTÉ DES ÉTUDES  
SUPÉRIEURES ET POSTDOCTORALES

DEAN OF THE FACULTY OF GRADUATE  
AND POSTODORAL STUDIES

**Rayons radiés de plagioclase et olivine aligné à l'intérieur de péridotite  
feldspathique, Série Centrale, Île de Rum, Écosse:  
Évidence d'écoulement magmatique**



*Thèse soumise selon les exigences requises de l'Université d'Ottawa  
pour la Maîtrise en Sciences, par Françoise Labonté*

*Octobre 2004*

*Thèse examinée par Professeur Anthony Fowler*



Library and  
Archives Canada

Bibliothèque et  
Archives Canada

Published Heritage  
Branch

Direction du  
Patrimoine de l'édition

395 Wellington Street  
Ottawa ON K1A 0N4  
Canada

395, rue Wellington  
Ottawa ON K1A 0N4  
Canada

*Your file* *Votre référence*  
*ISBN: 0-494-01518-7*  
*Our file* *Notre référence*  
*ISBN: 0-494-01518-7*

#### NOTICE:

The author has granted a non-exclusive license allowing Library and Archives Canada to reproduce, publish, archive, preserve, conserve, communicate to the public by telecommunication or on the Internet, loan, distribute and sell theses worldwide, for commercial or non-commercial purposes, in microform, paper, electronic and/or any other formats.

The author retains copyright ownership and moral rights in this thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

#### AVIS:

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque et Archives Canada de reproduire, publier, archiver, sauvegarder, conserver, transmettre au public par télécommunication ou par l'Internet, prêter, distribuer et vendre des thèses partout dans le monde, à des fins commerciales ou autres, sur support microforme, papier, électronique et/ou autres formats.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur et des droits moraux qui protègent cette thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

---

In compliance with the Canadian Privacy Act some supporting forms may have been removed from this thesis.

Conformément à la loi canadienne sur la protection de la vie privée, quelques formulaires secondaires ont été enlevés de cette thèse.

While these forms may be included in the document page count, their removal does not represent any loss of content from the thesis.

Bien que ces formulaires aient inclus dans la pagination, il n'y aura aucun contenu manquant.

  
**Canada**



**Rayons radiés de plagioclase et olivine aligné à l'intérieur de péridotite feldspathique,  
Série Centrale, Île de Rum, Écosse:  
Évidence d'écoulement magmatique**

Nous avons documenter la présence de rayons radiés de plagioclase et olivine aligné à l'intérieur de péridotite feldspathique, Série Centrale, Île de Rum, Écosse, les caractérisant par microscopie optique, analyse d'image, Microsonde électronique (ME), Distribution de la Taille des Cristaux (DTC) et Diffusion d'Électrons Rétrodiffusés (DERD). Les analyses d'images et d'orientations préférentielles cristallographiques (OPCs) démontrent un aspect quasi-tabulaire pour l'olivine (~a:c:b::4:3:1). La DTC montre une modification possible d'une DTC originale linéaire par le mûrissement textural ou par le compactage pression-solution. Les résultats des analyses DERD montre une coïncidence de l'OPC et de l'orientation préférentielle de la forme des cristaux d'olivine. La minéralogie optique montre que les rayons de plagioclase sont composés de plusieurs cristaux individuels de plagioclase. Nous suggérons que la formation de la texture soit liée au processus de *viscous fingering* possiblement durant un écoulement magmatique associé au réapprovisionnement de magma à l'intérieur de la chambre magmatique de Rum.

## **Stellate Plagioclase and Aligned Olivine of the Central Serie Peridotite, Isle of Rum, Scotland: Evidence of Magma Flow**

We document the occurrence of the metre-scale stellate plagioclase and aligned olivine of the Central Serie Peridotite, Isle of Rum, Scotland, characterize them by optical mineralogy, Image analysis, Electron Microprobe (EMP), Crystal Size Distribution (CSD) and Electron Backscatter Diffraction (EBSD). Image analyses combined with crystallographic-preferred orientation (CPO) analyses demonstrate a quasi-tabular habit for olivine, characterised by a short crystallographic b-axis ( $\sim a:c:b::4:3:1$ ). CSD shows that an initial original linear CSD was perhaps modified by ripening, or compaction-pressure-solution. Results of EBSD analysis shows the overall shape-preferred orientation of the crystals corresponds with their CPO. Optical mineralogy shows that rays of plagioclase are composed of numerous discrete plagioclase crystals. We suggest the stellate plagioclase texture represents the action of a self-organizing system and that the dynamics were likely those of a viscous fingering type phenomenon possibly during flow associated with magma-replenishment within the Rum magma chamber.

## Table des matières

Résumé.....	i
Abstract.....	ii
Table des matières.....	iii
Liste des tableaux.....	vii
Liste des figures.....	vii
Remerciements.....	x
1. Introduction.....	1
1.1 Étude antérieure de la texture et but.....	2
1.2 Processus à l'origine du développement d'une texture.....	2
1.2.1 Processus primaires.....	2
1.2.1.1 Croissance in-situ.....	2
1.2.1.2 Sédimentation.....	2
1.2.2 Processus secondaires.....	3
1.2.2.1 Croissance des cristaux.....	3
1.2.2.2 Réaction et remplacement.....	4
1.2.2.3 Recristallisation.....	4
1.2.2.4 Compactage.....	5
1.3 Hypothèses.....	5
1.4 Terminologie.....	6
1.5 Contexte géologique.....	8
1.5.1 Géologie du Complexe Centrale de Rum.....	8
1.5.1.1 Série Stratifiée Ouest.....	11
1.5.1.2 Série Stratifiée Est .....	11
1.5.1.3 Série Centrale .....	11
1.5.2 Contexte géologique de l'affleurement étudié.....	12
1.6 Profil de la thèse.....	16
2. Description macroscopique de la texture.....	19
2.1 Introduction.....	19
2.2 Affleurement étudié.....	20

2.3 Minéraux.....	22
2.3.1 Olivine.....	22
2.3.2 Plagioclase.....	22
2.3.3 Pyroxènes.....	22
2.3.4 Chrome-spinelle.....	23
2.3.5 Mica et minéraux accidentels.....	23
2.4 Coupe de l'échantillon.....	23
2.5 Coupe des lames minces – orientations et directions.....	23
3. Analyses quantitatives de la texture avec méthodes optiques.....	26
3.1 Introduction.....	26
3.2 Méthodes.....	26
3.2.1 Analyses modales.....	26
3.2.2 Analyses d'images.....	26
3.3 Résultats.....	28
3.3.1 Description pétrographique de la texture de la roche.....	29
3.3.1.1 Olivine.....	29
3.3.1.2 Plagioclase.....	32
3.3.1.3 Pyroxènes.....	32
3.3.1.4 Chrome-spinelle.....	32
3.3.1.4 Mica et minéraux accidentels.....	33
3.3.2 Classification de la texture.....	33
3.4 Analyses des données.....	34
3.4.1 Distribution de la Taille des cristaux (DTC).....	34
3.4.1.1 Méthode.....	34
3.4.1.2 Résultats – DTC.....	36
3.4.1.3 Interprétation des DTC pour la roche étudiée.....	44
3.5 Discussion.....	48
3.6 Conclusion.....	48
4. Analyse quantitative de la texture par diffraction d'électrons rétrodiffusés (DERD).	49
4.1 Introduction.....	49
4.2 Méthode.....	50

4.2.1	Théorie.....	50
4.2.2	Méthode d'acquisition des données.....	51
4.2.2.1	Préparation de l'échantillon.....	51
4.2.2.2	Montage expérimental.....	52
4.2.2.3	Répertoire DERD.....	52
4.2.2.4	Acquisition des données : DERD.....	53
4.3	Résultats.....	54
4.3.1	Distributions des orientations préférentielles cristallographiques sur les figures de pôle.....	54
4.3.2	Orientation préférentielle cristallographique de l'olivine en relation avec l'orientation préférentielle de la forme du cristal.....	60
4.4	Discussion.....	61
4.5	Conclusion.....	61
5.	Analyses géochimiques.....	62
5.1	Introduction.....	62
5.2	Microsonde Électronique .....	62
5.2.1	Théorie.....	62
5.2.2	Méthode.....	63
5.3	Chimie des minéraux.....	64
5.3.1	Olivine.....	64
5.3.2	Plagioclase.....	67
5.3.3	Pyroxènes.....	68
5.3.4	Chrome-spinelle.....	68
5.3.5	Mica et minéraux accidentels.....	70
5.4	Discussion.....	70
5.5	Conclusion.....	71
6	Discussion.....	72
6.1	Magma Parent à Rum.....	72
6.2	Intrusion de péridotite et de brèches ultrabasiques.....	73
6.3	Conditions de croissance de l'olivine.....	73
6.4	Hypothèses.....	76

6.4.1	Mécanismes primaires de développement de cumulats.....	77
6.4.2	Mécanismes secondaires de développement de cumulats.....	77
6.4.3	Écoulement magmatique.....	79
6.4.4	Autres hypothèses.....	79
6.5	Interprétation de la texture.....	80
6.5.1	Texture et minéralogie des cristaux.....	80
6.5.2	Mise en place du filon-couche et histoire de l'évolution du refroidissement du magma.....	81
6.5.3	Formation de la texture.....	82
6.5.3.1	Conditions de croissance de l'olivine.....	82
6.5.3.2	Processus post-cumulus à l'origine de la texture.....	83
6.6	Conclusion.....	85
6.7	Travail futur.....	86
7	Références.....	87
8	Annexes	
	Annexe A: Mode des minéraux.....	92
	Annexe B: Résumé des analyses d'images.....	93
	Annexe C: Données brutes pour les DTC (sur Disque Compact).....	DC
	Annexe D: Exemple de calcul pour une DTC.....	94
	Annexe E: Analyses-Microsonde Électronique.....	97

## Liste des tableaux

Tableau 1.4.1. Terminologie moderne des roches stratifiées à Rum.....	7
Tableau 1.4.2. Terminologie des roches cumulées à Rum.....	7
Tableau 1.5.1. Séquence géologique de Rum et des îles adjacentes.....	10

## Liste des figures

Figure 1.5.1. A. Contexte géologique de l'île de Rum à l'intérieur de la Province Volcanique tertiaire Britannique.....	9
Figure 1.5.1. B. Carte géologique simplifiée de l'île de Rum montrant les principales divisions géologiques et principales failles.....	9
Figure 1.5.2. Carte topographique et cartographique de l'île de Rum.....	13
Figure 1.5.3. Carte détaillée de l'endroit échantillonné.....	14
Figure 1.5.4. Photo montrant la texture mise en relief par le plagioclase interstitiel et par les cristaux d'olivine alignés.....	15
Figure 1.5.5. Photo montrant la texture mise en relief par le plagioclase interstitiel et par les cristaux d'olivine alignés - les patrons de plagioclase radié désorganisés.....	15
Figure 1.5.6. Dyke de gabbro.....	16
Figure 2.1.1. A. Affleurement étudié montrant les patrons radiés de plagioclase.....	19
Figure 2.1.1. B. Rayons ~30-40 cm de plagioclase radié organisé.....	19
Figure 2.1.1. C. Réseaux de plagioclase radié désorganisé.....	19
Figure 2.2.1. Affleurement montrant la texture organisée en strates - échelle décimétrique.....	20
Figure 2.3.1. Alignement des cristaux d'olivine dans le plagioclase interstitiel et dans les oïcocristes de pyroxène.....	21
Figure 2.3.2. Échantillon de roche montrant une veine de serpentine observée à l'échelle macroscopique.....	22
Figure 2.4.1. Coupe de la roche.....	24
Figure 2.4.2. Échantillon de roche RUM-5.....	25
Figure 3.2.1. A. Image binaire tracée à partir de la lame mince 15B.....	27
Figure 3.2.1. B. Schéma représentant un cristal d'olivine analysé par <i>ImageJ 1.30v</i> ....	27

Figure 3.3.1. Classification IUGS pour la roche étudiée.....	28
Figure 3.3.2. Morphologies des cristaux d'olivine.....	30
Figure 3.3.3. Photomicrographies des lames minces 15A et 15 Top en nicols croisés...	30
Figure 3.3.4. Photomicrographie de la lame mince 1D en nicols croisés- signes d'imbrication.....	31
Figure 3.3.5. Photomicrographies montrant des cristaux de plagioclase dans la lame 15A.....	32
Figure 3.4.1. <i>Asymétrie</i> vs I/L pour les lames minces analysées.....	36
Figure 3.4.2. Graphiques des fréquences des intersections de longueurs - lames minces 1D, 2A, 9D, 12D, 13A, 14D, 17A, 19A.....	38
Figure 3.4.3. Graphiques des fréquences des intersections de longueurs – lames minces 15A, 15B, 15 Top.....	39
Figure 3.4.4. DTC - lames minces 1D, 2A, 9D, 12D, 13A, 14D, 17A, 19A.....	41
Figure 3.4.5. DTC - lames minces 15A, 15B, 15 Top.....	42
Figure 3.4.6. Compilation des DTC pour les cristaux d'olivine des lames minces analysées et graphique des longueurs caractéristiques vs l'ordonnée à l'origine.....	43
Figure 3.4.7. DTC théorique pour la déposition des cristaux.....	45
Figure 3.4.8. DTC théoriques pour une phase cumulus lors de la croissance adcumulus et pour le mûrissement textural.....	47
Figure 3.4.9. DTC théorique pour le compactage des cristaux.....	47
Figure 4.2.1. Schéma d'un segment des cônes de diffraction – DERD.....	50
Figure 4.3.1. A. Représentation 3D du prisme de roche montrant l'orientation de la lame 15A.....	56
Figure 4.3.1. B. Tracé des cristaux d'olivine – lame 15A .....	56
Figure 4.3.1. C. Figures de pôles montrant les OPCs de l'olivine – lame 15A.....	56
Figure 4.3.2. A. Représentation 3D du prisme de roche montrant l'orientation de la lame 15B.....	57
Figure 4.3.2. B. Tracé des cristaux d'olivine – lame 15B .....	57
Figure 4.3.2. C. Figures de pôles montrant les OPCs de l'olivine – lame 15B.....	57
Figure 4.3.3. A. Représentation 3D du prisme de roche montrant l'orientation de la lame 15Top.....	58

Figure 4.3.3. B. Tracé des cristaux d'olivine – lame 15Top .....	58
Figure 4.3.3. C. Figures de pôles montrant les OPCs de l'olivine – lame 15Top.....	58
Figure 4.3.4. Figures de pôles montrant les OPCs-olivine, plagioclase, clinopyroxène, spinelles – lame 15A.....	59
Figure 4.3.5. Coïncidence des orientations préférentielles cristallographiques (OPCs) et des orientations préférentielles des formes (OPFs) des cristaux d'olivine.....	60
Figure 5.3.1. Variations chimiques dans les cristaux d'olivine.....	65
Figure 5.3.2. Diagrammes ternaires pour l'olivine, le plagioclase et le pyroxène.....	66
Figure 5.3.3. Variations chimiques dans les cristaux de plagioclase.....	67
Figure 5.3.4. Variations chimiques des minéraux du groupe chrome-spinelle.....	69
Figure 6.2.1. Bloc de péridotite inclus dans la péridotite feldspathique à réseaux de rayons bifurquants de plagioclase.....	74
Figure 6.4.2.1 Exemples schématiques représentant les facteurs d'alignement correspondants aux diagrammes circulaires et aux textures.....	78
Figure 6.4.4.1. Comparaison d'un patron de <i>viscous fingering</i> avec l'échantillon RUM-5.....	80
Figure 6.5.3.1. Schéma des processus primaires pouvant se produire lors la formation de roches ignées stratifiées.....	83

## **Remerciements**

La supervision de ce projet a été faite par Anthony Fowler, qui a rendu ce projet une expérience très enrichissante. Je tiens à remercier Henry Emeleus (University of Durham, Angleterre) pour son expertise lors de l'excursion à Rum. Un merci spécial pour Peter Jones, qui a consacré beaucoup de son temps pour les analyses à la microsonde électronique (Carleton University, Ottawa) ainsi qu'à Mike Cheadle pour les analyses de diffraction d'électrons rétrodiffusés (University of Wyoming, Laramie). Je tiens aussi à remercier George Mrazec pour la préparation des lames minces, André Lalonde pour sa contribution au niveau de la minéralogie optique, Gabriel Machado pour son expertise en Distribution de la Taille des Cristaux ainsi que Mark Hannington.

## 1. INTRODUCTION

Rum est un complexe de roches plutoniques tertiaires lié à la présence d'un ancien volcan central (Judd, 1874) et, est un exemple classique de stratification ignée. Les roches stratifiées gabbroïques et péridotitiques sont les roches ignées les plus remarquées à Rum. Harker (1908) a suggéré que le développement des stratifications alternées est lié aux multiples injections successives de magma riche en feldspath et riche en olivine; la séquence stratifiée s'étant construite de bas en haut. Le développement des stratifications est principalement lié aux faibles viscosités du magma mafique/ultramafique et à la grande différence de densité entre les minéraux mafiques et le magma hôte (Worrell, 2002). La séparation des cristaux est donc facilitée, et il y a accumulation de cristaux à partir du magma.

Beaucoup d'accumulations de cristaux dans les intrusions stratifiées se produisent sur le plancher de la chambre magmatique, où les cristaux se développent soit par cristallisation *in-situ* ou par sédimentation des cristaux (Hunter, 1996). Il est possible de distinguer la cristallisation *in-situ* de la sédimentation des cristaux dans une accumulation de cristaux si par exemple, l'orientation préférentielle des cristaux est connue. Les caractéristiques primaires d'une texture influencent le développement secondaire d'une texture dans une pile d'accumulation de cristaux. La structure de la porosité et de la perméabilité de la pile d'accumulation de cristaux sont d'importants paramètres initiaux déterminés selon les caractéristiques initiales d'empilement, qui influencent la réorganisation mécanique subséquente. La croissance des cristaux, le remplacement/réaction, le compactage et la recristallisation sont des processus secondaires importants dans le développement des accumulations de cristaux (Hunter, 1996; Marsh, 1988a, 1988b, 1998; Boudreau et McBirney, 1997; Meurer et Boudreau, 1998; Higgins, 1998; 2002).

L'étude des textures procure donc de l'information au niveau des processus physiques et de ré-équilibration lors de la formation d'une accumulation. Une description complète d'une texture implique une analyse modale, une quantification de la taille et de la distribution des cristaux, une caractérisation de la forme des cristaux, une caractérisation de la fabrique (orientation préférentielle de la forme des cristaux et orientation préférentielle

cristallographique des cristaux), et une détermination des caractéristiques d'empilement des cristaux cumulés. L'analyse des compositions minéralogiques est aussi nécessaire pour une description complète d'une texture. Il n'existe aucun critère unique pour distinguer un mode de formation d'un autre. Seulement une caractérisation complète d'une texture en tenant compte du contexte de formation permet d'interpréter la dynamique d'un système magmatique.

### **1.1 Étude antérieure de la texture et but**

La texture étudiée a été décrite par Donaldson *et al.* (1973) comme étant du plagioclase *poécilo-macro-sphérolitique* composé de rayons radiés de plagioclase à l'intérieur de péridotite feldspathique. Ils ont conclu que les rayons de plagioclase étaient continus et représentaient une croissance *in-situ* des cristaux. Par contre, dans les échantillons étudiés, les rayons de plagioclase apparents en relief altéré, sont composés de plusieurs cristaux individuels de plagioclase, variant de ~2-25 mm. Le plagioclase apparaît interstitiel aux cristaux d'olivine alignés.

Afin de mieux comprendre la formation de cette texture, une étude détaillée de la texture de la roche à l'échelle microscopique a été faite en utilisant la microscopie optique en lumière polarisante, la Microsonde Électronique (ME), la Distribution de la taille des Cristaux (DTC) et la Diffraction d'Électrons Rétrodiffusés (DERD).

### **1.2 Processus à l'origine du développement d'une texture**

Plusieurs processus chimiques et physiques se produisent lors du développement d'une roche cumulée. Les processus primaires influencent les processus secondaires de formation de cumulats, qui par conséquent, contribuent à la texture et à la chimie de la roche.

#### **1.2.1 Processus primaires**

##### **1.2.1.1 Croissance *in-situ***

La structure de la porosité et de la perméabilité sont d'importants paramètres initiaux déterminés par la façon dont les cristaux s'accumulent et par la nature et la réorganisation mécanique au début de la formation. Les cristaux peuvent s'accumuler par sédimentation

ou croître *in-situ* (*harrisite*; Harker, 1908). Les cristaux peuvent se former et grandir sur un substrat existant ou se former de façon homogène pour créer un réseau. Ils peuvent se former de façon isolée, en chaînes ou en amas (Hunter, 1996). En général, les caractéristiques d'empilement et le développement de l'aspect dépendent de la densité de nucléation et du taux de croissance (degré de refroidissement). Il ne convient pas de définir la porosité initiale lors de la croissance *in-situ*. La croissance *in-situ* produit généralement une orientation préférentielle cristallographique et une orientation préférentielle de la forme des cristaux (Hunter, 1996).

#### **1.2.1.2 Sédimentation.**

Les cristaux peuvent aussi s'accumuler selon différents régimes de transport (empilement, courant de densité magmatique, plume chargée de cristaux). Les cristaux peuvent être maintenus en suspension par une variété de mécanismes et d'interactions entre les cristaux, et être déposés individuellement, en chaînes ou en amas (Marsh, 1988b; Hunter, 1996). Par exemple, la déposition d'un courant magmatique à haute concentration de cristaux implique un alluvionnement progressif, c'est-à-dire que la déposition *en masse* est empêchée par l'infiltration vers le haut du matériel interstitiel déplacé (Hunter, 1996). Plusieurs fabriques de déposition peuvent se produire lors des mécanismes de transport/déposition des cristaux. La présence d'orientation préférentielle de la forme des cristaux permet de distinguer le simple empilement des cristaux d'une déposition à partir d'un courant de densité magmatique. En effet, une linéation faible peut être produite lors d'un faible transport (faible courant) des cristaux, c'est-à-dire que les axes cristallographiques longs des cristaux auront tendance à être perpendiculaires à la direction de l'écoulement. Par contre, une linéation forte peut être produite lors de forts écoulements magmatiques et les axes cristallographiques longs des cristaux auront tendance à être parallèles à la direction de l'écoulement (Marsh, 1988b).

### **1.2.2 Processus secondaires**

#### **1.2.2.1 Croissance des cristaux.**

La croissance des cristaux dans un espace poreux, implique le remplacement des espaces remplis de magma par les cristaux en croissance. La cristallisation excessive en système-

fermé à partir d'un magma poreux produit normalement des cristaux cumulés zonés qui reflètent l'évolution de la composition du magma. Dans un système-ouvert, la croissance peut produire une plus grande quantité d'un certain minéral grâce à la convection du fluide dans le média poreux. La croissance continue jusqu'à ce que les espaces poreux soient complètement remplis (Hunter, 1996).

La nucléation et la croissance d'une ou plusieurs nouvelles phases impliquent aussi le remplacement des espaces remplis de magma par les cristaux en croissance. Ce type de remplacement produit un différent patron de texture et peut se produire dans un système-ouvert ou -fermé. Si les nouveaux cristaux grandissent sous forme de oïcristes, tôt dans l'évolution post-cumulus du magma, alors la croissance excessive est limitée autour des cristaux déjà formés. La distribution spatiale des oïcristes est contrôlée par les facteurs de densité de nucléation, de vitesse de croissance et d'approvisionnement en matériel pour la croissance (Hunter, 1996).

#### **1.2.2.2 Réaction et remplacement.**

La réaction et/ou la résorption de cristaux cumulés avec la magma peut se produire en système-ouvert ou -fermé. La réaction implique un équilibre chimique des phases cumulées avec le magma dans les espaces poreux. Par exemple, une réaction peut être produite par l'infiltration du magma (dissolution des primocristes) ou par l'enrichissement en volatiles dans le magma (réaction/remplacement) (Hunter, 1996).

#### **1.2.2.3 Recristallisation**

La recristallisation (*Ostwald ripening*) (Marsh, 1998; Hunter, 1996; Higgins, 1998, 2002) se produit puisque les petits cristaux ont une surface d'énergie par unité de volume plus grande que les plus gros cristaux. La recristallisation est due à la relation inverse du degré de *supersaturation*, c'est-à-dire que la migration se fait graduellement (à  $\sim t^{1/3}$ ) vers les plus gros cristaux (Marsh, 1998; Cashman et Ferry, 1988). Ainsi, pour minimiser l'énergie dans le système, les plus petits cristaux vont se dissoudre et vont contribuer à la croissance des gros cristaux. Ceci peut se produire seulement si un cristal refroidit relativement lentement. Dans ces conditions, le taux de nucléation est de zéro, mais le taux de croissance est élevée

pour les plus gros cristaux. La texture peut donc continuer à évoluer, le matériel est transmis d'un cristal à un autre par diffusion et les plus grands cristaux peuvent grandir (Higgins, 2002).

#### 1.2.2.4 Compactage

Ce processus débute sous forme de compactage mécanique dans lequel la réorganisation des cristaux permet aux fluides interstitiels d'être expulsés. Le compactage est limité au système-ouvert, puisque les fluides interstitiels expulsés doivent être capable de s'échapper (Hunter, 1996). Le compactage est mené par la différence dans les gradients de pression entre les solides et le liquide. La résistance à la déformation est définie selon la viscosité de l'assemblage solide (Marsh, 1988). Un degré élevé de compactage implique des changements dans la forme des cristaux. Les mécanismes de fluage diffus (*diffusive creep*) et de fluage disloqué (*dislocation creep*) sont sujets à se produire. Les déformations à l'intérieur d'un régime de diffusion se produit lors du transfert de matériel de haute à basse énergie. Ceci est l'effet pression-solution (Boudreau et McBirney, 1997; Meurer et Boudreau, 1998). Ce processus peut mener au développement d'une importante foliation. Les déformations à l'intérieur d'un régime de fluage disloqué implique des glissements et des dislocations à l'intérieur des cristaux, menant à la réorientation de leurs plans de treillis. Ce processus produit aussi un changement au niveau de l'orientation et de la forme des cristaux.

### 1.3 Hypothèses

L'alignement des cristaux dans la texture étudiée semble correspondre à plus d'un type de modèle de processus à l'origine de la texture. La distribution de la taille des cristaux dans la roche ressemble au modèle de compactage-pression-solution (Higgins, 2002). Cependant, un alignement aussi important des cristaux pourrait être le résultat d'un processus d'écoulement de magma. Le plagioclase radié et l'olivine aligné sont interprétés comme étant des patrons figés dans la roche lors d'un écoulement magmatique. Les patrons de plagioclase rappellent ceux formés lors du processus de *viscous fingering*. Cette idée ainsi qu'un mécanisme conducteur pour l'écoulement du magma seront examinés.

#### 1.4 Terminologie

La terminologie détaillée des roches stratifiées basiques et gabbroïques de Rum est traitée de différentes façons. Par exemple, les péridotites et les péridotites feldspathiques à Rum ne sont pas toujours conformes aux définitions modernes, les roches sont souvent des méla-troctolites ou méla-olivine-gabbros (LeMaitre, 1989). La terminologie moderne pour la classification modale des roches à Rum est proposée par McClurg (1982) et est présentée dans le tableau 1.4.1, et la terminologie des roches cumulées à Rum (Wager *et al.*, 1960) est présentée dans le tableau 1.4.2.

*Harrisite* (Harker, 1908) est le terme utilisé pour les roches basiques et ultrabasiques à granulométrie grossière et à texture inhabituelle, retrouvées à Harris dans le sud-ouest de l'île de Rum. Ces roches sont caractérisées comme étant une variété de troctolite dont les larges cristaux noirs lustrés d'olivine ont une forme d'embranchement et sont orientés de façon perpendiculaire à la stratification (Le Maitre, 1989). Ce type de texture est retrouvé dans une variété de roches dont les péridotites feldspathiques, les bytownites-troctolites, les bytownites-gabbros et les troctolites. Les roches avec les textures *harrisitiques* ont des textures et des structures comparables à la texture de spinifex des komatiites ultramafiques de l'Archéen (Donaldson, 1974).

Le terme *poécilo-macro-sphérulitique* établi par Donaldson *et al.* (1973) pour la description de la texture étudiée fait référence aux nombreux petits cristaux d'olivine renfermés *poécilitiquement* dans les rayons radiés de plagioclase continus (*sphérulitique*); les rayons de plagioclase atteignant des longueurs près de 40 cm (*macro*).

Nom utilisé à Rum (terminologie proposée par McClurg (1982))	Nom standard (IUGS)	Caractéristiques minéralogiques (modes approximatifs en vol.%)
Anorthosite	Anorthosite	>95% plagioclase total
Bytownite-troctolite (Allivalite)	Bytownite-troctolite, Gabbro	Cumulats de plagioclase-olivine avec 95%-50% de plagioclase total, cumulus de clinopyroxène <5% à 35% (rare)
Péridotite feldspathique	Troctolite et gabbro Mélatroctolite	Cumulats d'olivine avec 50%-30% de plagioclase post-cumulus
Péridotite	Péridotite feldspathique mélatroctolite	Cumulats d'olivine avec 30%-5% de plagioclase post-cumulus
Dunite	Dunite	>95% de cumulats d'olivine, <5% de plagioclase et clinopyroxène post-cumulus

**Tableau 1.4.1.** Terminologie moderne des roches stratifiées à Rum selon McClurg (1982). Tableau traduit à partir de Emeleus (1997).

Type de cumulat	Caractéristiques du type de cumulat
Orthocumulat	Un ou plusieurs minéraux de cumulat, plus les produits de cristallisation du liquide d'intercumulus (=matériel poreux)
Mésocumulat	Un ou plusieurs minéraux de cumulat, plus une petite quantité de matériel poreux
Adcumulat	Un ou plusieurs minéraux de cumulat, avec moins de 5% de matériel poreux

**Tableau 1.4.2.** Terminologie des roches cumulées à Rum (Wager et al., 1960). Tableau traduit à partir de Emeleus (1997).

## 1.5 Contexte géologique

### 1.5.1 Géologie du Complexe Central de Rum

L'île de Rum se situe sur une crête nord-nord-est de roches précambriennes qui couvrent la partie centrale de Skye jusqu'à Coll, Tiree et Skerryvore Light (figure 1.5.1.A), et qui séparent deux bassins Mésozoïques à l'ouest et à l'est. Le Complexe Central de Rum se situe dans la Province Volcanique tertiaire Britannique. Cette région était un endroit d'activité ignée intense lors du Paléocène dans le nord-ouest de l'Écosse, le nord-est de l'Irlande et les mers adjacentes. La Province Volcanique s'est formée lors de l'ouverture de l'Atlantique Nord (Upton, 1988), et coïncide avec une zone dans laquelle la lithosphère a été amincie localement lors du Paléozoïque et du Mésozoïque (Meisner et al., 1986). Le volcanisme s'est produit 63-51 Ma passées, mais était probablement restreint à 61-58 Ma passées pour Rum (Hamilton et al., 1998). La succession géologique de Rum est résumée dans le tableau 1.5.1 (Emeleus, 1997).

Les roches Pré-Tertiaires de Rum incluent des petites régions de gneiss Lewisian de l'Archéen, une séquence étendue et épaisse de sandstones torridoniens du Protérozoïque, des conglomérats du Triassique et des vestiges de sandstone, limestone et siltstone du Jurassique inférieur. Les deux principales masses de roches sont le Granite Ouest et les intrusions de péridotites, troctolites et gabbros de la Série Stratifiée. Les trois composantes de la Série Stratifiée sont, la Série Stratifiée Ouest (SSO), la Série Centrale (SC), et la Série Stratifiée Est (SSE) (figure 1.5.1.B). Ces séries représentent un réapprovisionnement continu de magma picritique (15-20 % pds MgO) et basaltique (Emeleus, 1997). La géologie de la suite stratifiée du Complexe de Rum est composée principalement de ~70% péridotite, ~10% bytownite-troctolite et 20% gabbro (Emeleus *et al.*, 1996).

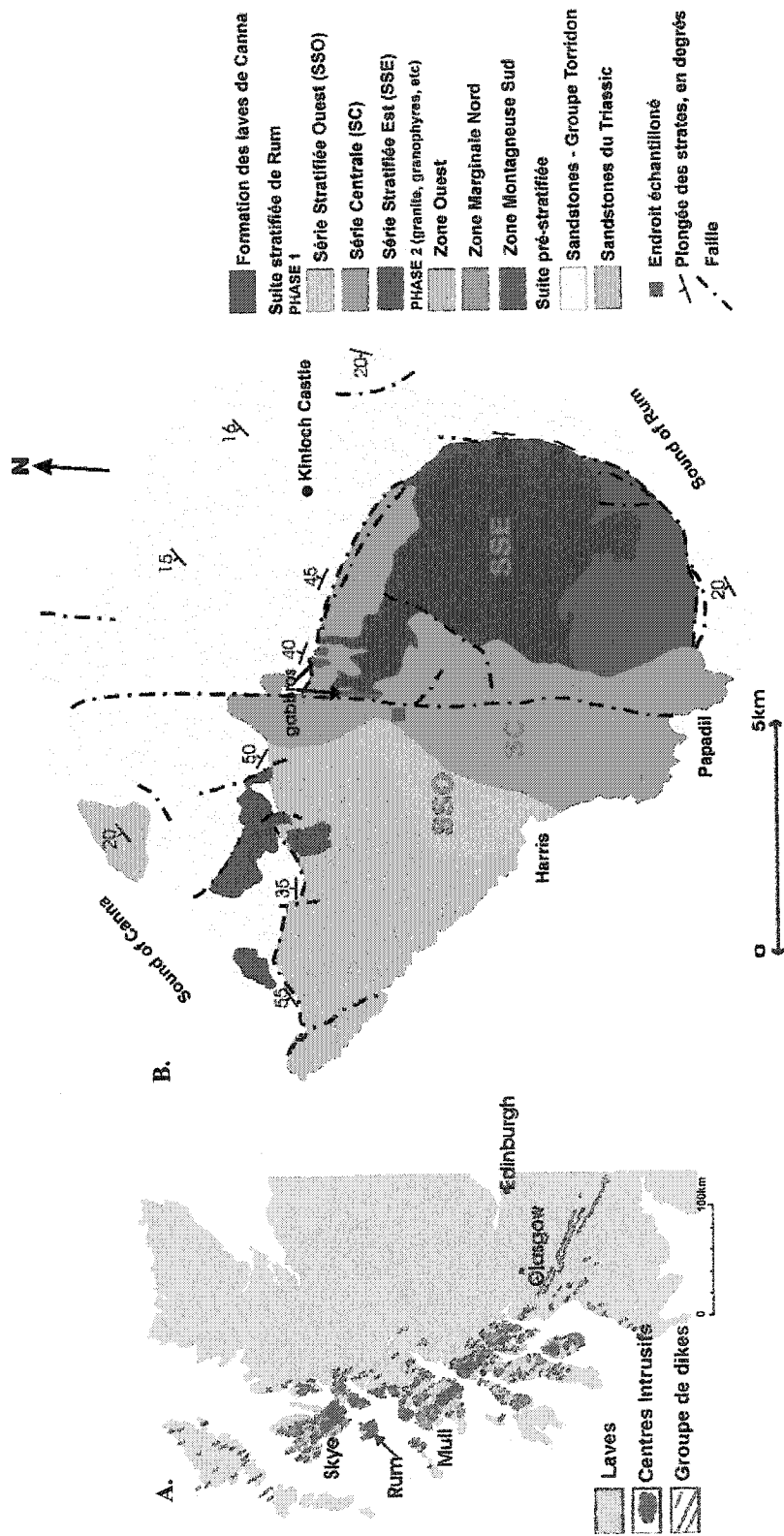
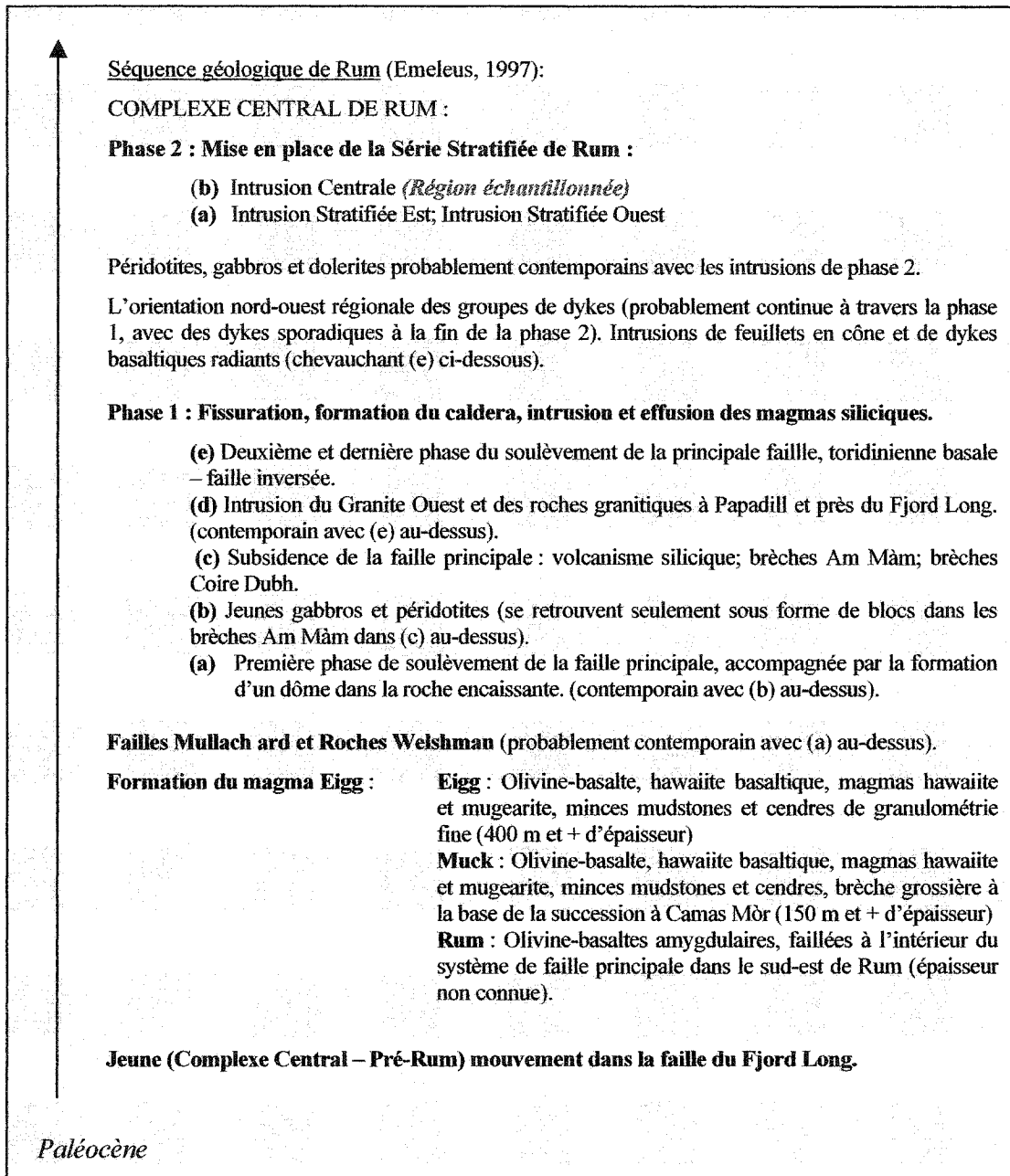


Figure 1.5.1.-A. Contexte géologique de l'île de Rum à l'intérieur de la Province Volcanique tertiaire Britannique. La carte montre les laves, les centres intrusifs et les dikes du Paléocène et le nord de l'Écosse et le nord de l'Irlande. Modifié selon Bell et Emeleus (1988) et traduit à partir de Worrell (2002). La flèche noire montre la localisation de l'île de Rum. B. Carte géologique simplifiée de l'île de Rum montrant les principales divisions géologiques et principales failles. Modifié selon Emeleus (1997).



**Tableau 1.5.1.** Séquence géologique de Rum et des îles adjacentes. Traduit/modifié à partir de Emeleus (1997).

#### 1.5.1.1 Série Stratifiée Ouest

La Série Stratifiée Ouest (SSO) est composée des membres Harris Bay, Ard Mheall et Transitionnel de Wadsworth (1961). La succession stratifiée est d'environ 500 m d'épaisseur et le pendage des stratifications est faible (5-15°) à travers Glen Harris. À la base de cette succession, se trouve le membre Harris Bay, composé de gabbros en couche (~130 m d'épaisseur). La transition entre les membres Harris Bay et Ard Mheall se produit sur 50m. La stratification tend à démontrer la texture plutôt que la variation modale de la minéralisation. Les principales divisions sont basées sur les changements de composition à partir des membres bytownites-gabbros de Harris Bay vers les péridotites feldspathiques et les péridotites de Ard Mheall et Transitionnel. Les structures stratifiées sont communes et définies par une granulométrie grossière *harrisitique*, avec une alternance entre des roches équigranulaires gabbroïques et péridotitiques, et des roches à granulométrie plus fine et à texture variée (Emeleus et al., 1996).

#### 1.5.1.2 Série Stratifiée Est

La Série Stratifiée Est (SSE) représente une succession de 750 m d'épaisseur composée de seize unités macro-rhythmiques ~10-100 m. Chaque unité est composée de péridotites feldspathiques à bas niveau et de bytownites-grabbros ou gabbros à plus haut niveau. La proportion de péridotites à bytownites-troctolites varie de ~95:5 à ~15:85, de ouest en est. Le pendage des stratifications est généralement ~10-15° vers le centre de l'intrusion Glen Harris. Par contre, près de la marge est, le pendage des stratifications est souvent de 20° et même parfois de 40° (Emeleus et al., 1996).

#### 1.5.1.3 Série Centrale

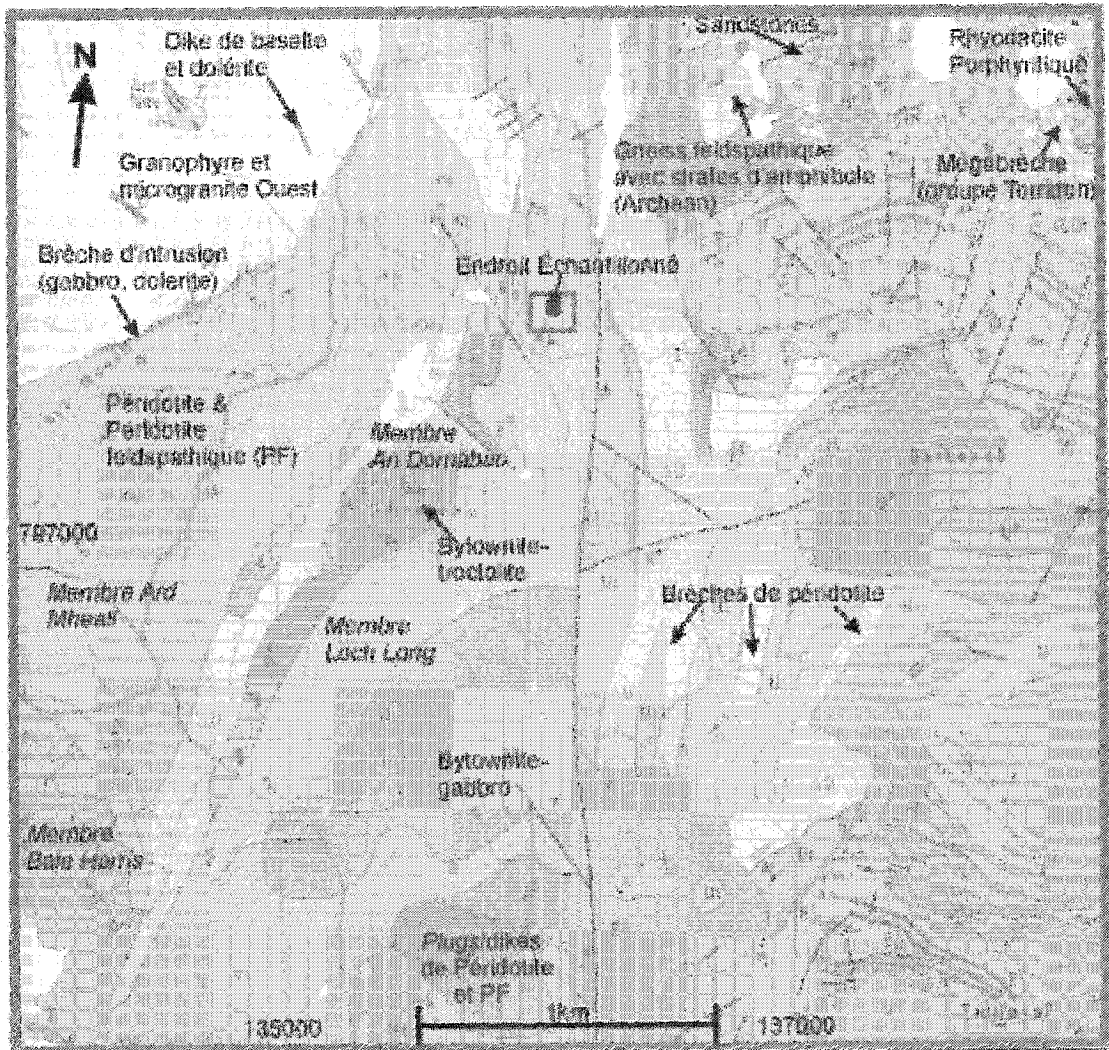
La Série Centrale (SC) est composée des membres Ruinsival, Loch Long et An Dornabac. La SC est composée d'un mélange de méga-blocs de bytownites-troctolites ainsi que d'unités stratifiées épaisses de péridotites et de bytownites-troctolites. L'intrusion centrale s'étend du centre de l'île jusqu'à la côte entre Papadil et la côte Est de la Baie d'Harris, et coupe SSO, SSE et la principale faille (McClurg, 1982; Volker, 1983). Ces unités contiennent des petites stratifications et des zones linéaires étendues de brèches ultrabasiques. Ces brèches d'intrusion se retrouvent à plusieurs endroits au contact entre les

roches torridoniennes et les Granites de l'ouest. Le pendage des stratifications dans les membres de la SC varie ~20-60°. La variation du pendage dans la stratification indique que les blocs ont subi de la rotation. Les relations entre la partie nord et la SC suggèrent que les blocs sont des fragments déplacés de couches continues de bytownites-troctolites (Emeleus et al., 1996). Des structures de déformations de *sédiments-mous* sont parfois observées lorsque le pendage des stratifications est plus grand que 20°. D'après Emeleus *et al.* (1996), le complexe de la SC aurait servi de zone d'alimentation pour la formation de la suite stratifiée. Les conduits par lesquels le magma entraînait continuellement dans la croûte en brisant les stratifications formées antérieurement, sont maintenant occupés par des zones de brèches intrusives ultrabasiqes.

### 1.5.2 Contexte géologique de l'affleurement étudié

La texture étudiée se trouve dans le membre Loch Long de l'intrusion centrale. Le membre du Loch Long est composé de trois unités cycliques, principalement de péridotites et de bytownites-troctolites (<10 m) au bout de chaque unité; 600 m d'épaisseur (nord-ouest de Ruinsival) et 450 m d'épaisseur dans la partie inférieure de Glen Harris. L'échantillon étudié a été recueilli à proximité du membre An Dornabac [3580 9770] (figure 1.5.2). Une étude préliminaire de la texture à partir d'échantillons provenant de cet affleurement a été faite au cours d'un projet d'études sous graduées (Labonté, 2002), par contre l'étude détaillée du terrain ainsi que des analyses quantitatives n'avaient pas été faites. La cartographie détaillée d'une partie de la région de plagioclase radié (PR) montre l'endroit échantillonné (pendage de 8° vers l'est; direction nord) (figure 1.5.3). L'affleurement cartographié couvre une région de 45 m<sup>2</sup>, cependant la texture de plagioclase radié et olivine aligné s'étend sur une centaine de mètres. La cartographie s'est effectuée selon la division de l'affleurement en grille de 5x5 m.

L'altération de l'affleurement rend difficile l'observation de la stratification, mais rend les variations dans la texture plus apparentes. La texture est trouvée dans une structure altérée organisée en strates d'échelle décimétrique. Les stratifications exposées sont ~5-6 m d'épaisseur. L'affleurement est principalement composé de plagioclase radié et olivine aligné à l'intérieur de péridotite feldspathique (figure 1.5.4).



**Figure 1.5.2.** Carte topographique et cartographique de l'île de Rum. Cette carte montre principalement les unités de roches de la suite stratifiée. La localisation de l'endroit échantillonné (carré rouge) est approximative et, se trouve dans le membre Long Lac des Séries Centrales, à proximité de membre An Dornabac (Carte produite par le Département de Géographie et de Science Topographique, Université de Glasgow & Héritage Naturel Écossais – 1994).

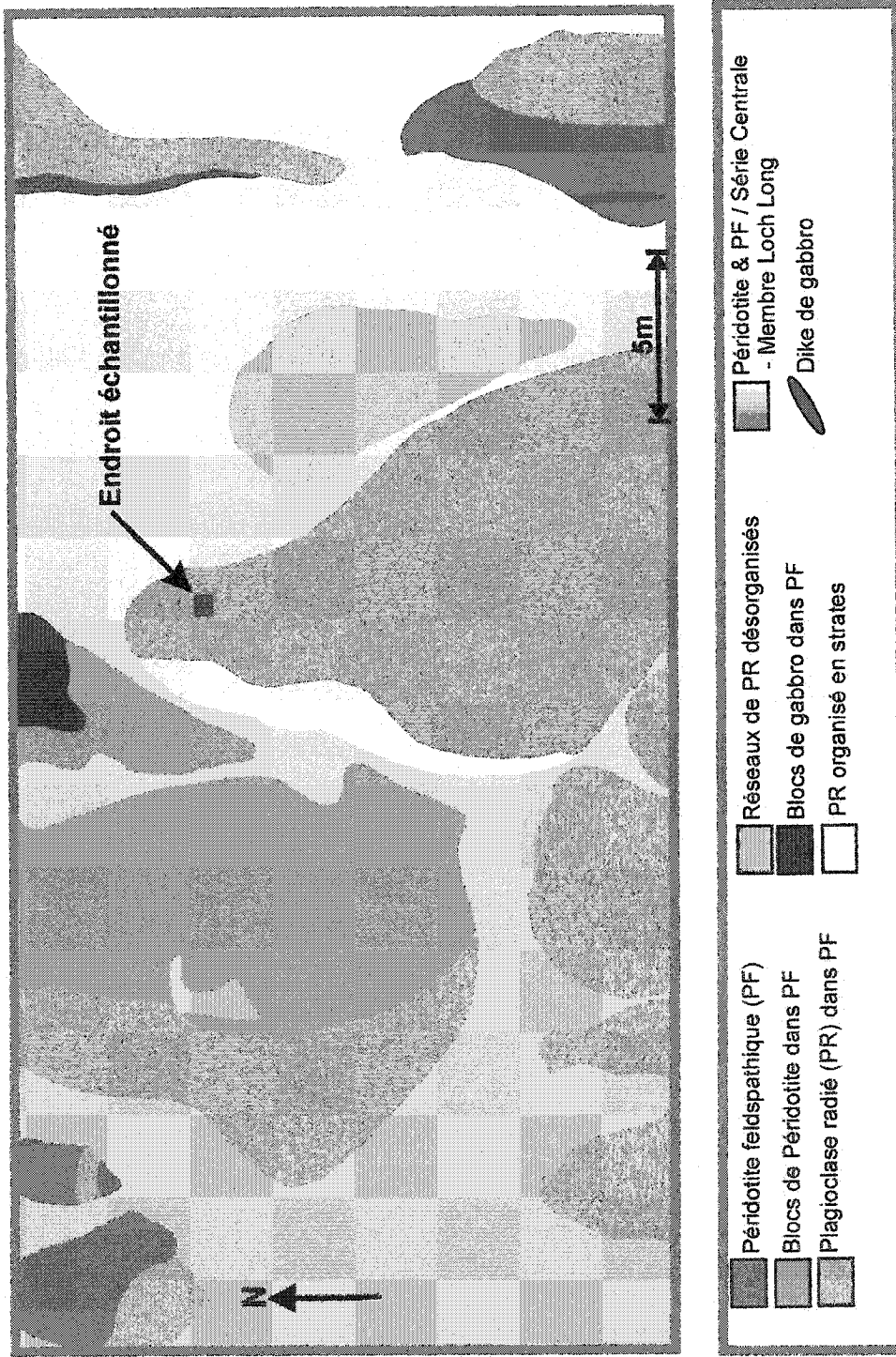
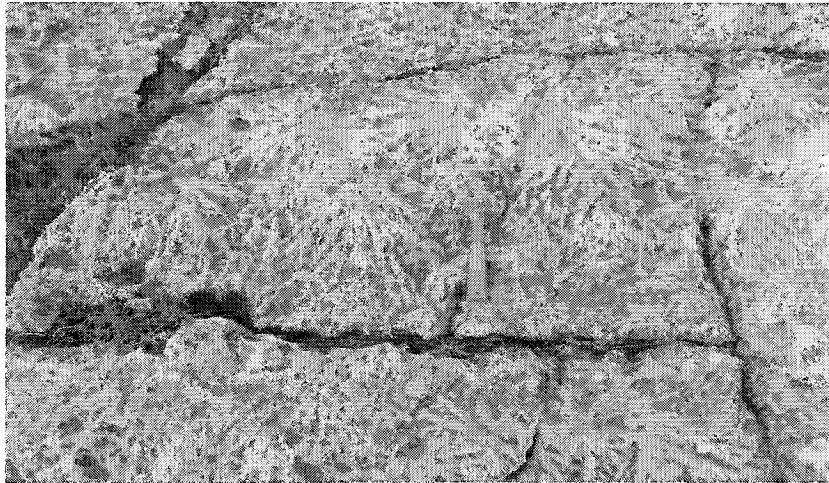


Figure 1.5.3. Carte détaillée de l'endroit échantillonné dans le membre du Lac Long principalement composé de péridotites et péridotites feldspathiques. Le carré rouge représente l'endroit échantillonné pour les analyses qualitative et quantitative de la texture.



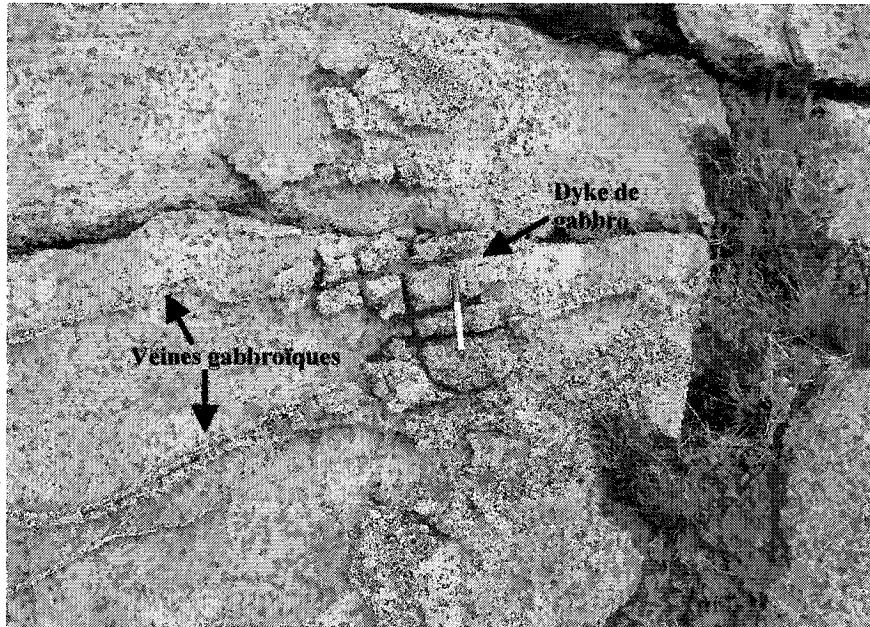
**Figure 1.5.4.** Photo montrant la texture mise en relief principalement par le plagioclase interstitiel et par les cristaux d'olivine alignés. La grandeur du système de bifurcation varie entre 30 à 40 cm de diamètre et la distribution des rayons est généralement symétrique. Le marteau mesure 32.5 cm de long.

Les rayons de plagioclase, apparents sur les surfaces altérées, sont composés de plusieurs cristaux de plagioclase, variant entre ~2-25 mm. La texture est mise en relief par le plagioclase interstitiel, le clinopyroxène et par les cristaux d'olivine (~1-15 mm) quasi-tabulaire. Des réseaux de plagioclase radié désorganisés sont aussi observés (figure 1.5.5).



**Figure 1.5.5.** Photo montrant la texture mise en relief principalement par le plagioclase interstitiel et par les cristaux d'olivine alignés. Les patrons de plagioclase radié sont désorganisés contrairement à ceux observés à la figure 1.5.4. Le crayon mesure 18.5 cm.

Ce sont des rayons indépendants de plagioclase qui ne montrent aucun patron particulier de bifurcation, et des cristaux d'olivine avec un aspect plus équidimensionnel (~1 mm). La carte détaillée de l'affleurement montre aussi l'endroit où la texture est observée sous forme de strates (plagioclase radié en strates). Des dykes de gabbros (~20 cm de large) ainsi que des veines gabbroïques (~0.01-2 cm de large) se trouvent aussi dans l'affleurement (figure 1.5.6).



**Figure 1.5.6.** Dyke de gabbro d'environ 2 cm de large, trouvé à l'intérieur d'une unité de péridotite feldspathique. Adjacent à ce dyke, on observe des veines gabbroïques. Le crayon mesure 14.5 cm de long.

## 1.6 Profil de la thèse

### Chapitre 1.

Le *Chapitre 1* établit les concepts clés pour l'explication de la texture étudiée, c'est-à-dire les différents processus de formation de la texture, les travaux antérieurs, la terminologie utilisée à Rum, l'approche multi-disciplinaire ainsi que les hypothèses considérées pour cette étude. Le contexte géologique de Rum et de l'affleurement étudié est aussi présenté.

## **Chapitre 2.**

Le *Chapitre 2* présente la texture à l'échelle macroscopique et la préparation de l'échantillon étudié pour les analyses quantitatives.

## **Chapitre 3.**

Le *Chapitre 3* présente les résultats d'une analyse quantitative détaillée de la texture selon des méthodes modales, d'images et optique. La discussion de différents modèles de processus de formation de texture sont discutés selon des évidences au niveau de la distribution de la taille des cristaux (DTC).

## **Chapitre 4.**

Le *Chapitre 4* présente les résultats d'une analyse quantitative détaillée de la texture selon la méthode de diffraction d'électrons rétrodiffusés (DERD). La correspondance entre l'orientation préférentielle de la forme (OPF) et l'orientation préférentielle cristallographique (OPC) des cristaux est discutée afin de déterminer l'importance des modifications post-cumulus de la roche étudiée.

## **Chapitre 5.**

Le *Chapitre 5* présente les résultats des analyses géochimiques des minéraux composant la roche selon l'utilisation de la microsonde électronique. La chimie des minéraux, les relations de co-existence entre les minéraux et l'histoire de la formation des minéraux dans la roche sont discutés.

## **Chapitre 6.**

Le *Chapitre 6* est une synthèse et une discussion des résultats de l'étude détaillée de la texture, et tente d'identifier l'importance des différents mécanismes d'accumulation pour la texture. Un mécanisme de formation de la texture est suggéré en tenant compte du contexte géologique à Rum. Le travail nécessaire futur est aussi mentionné.

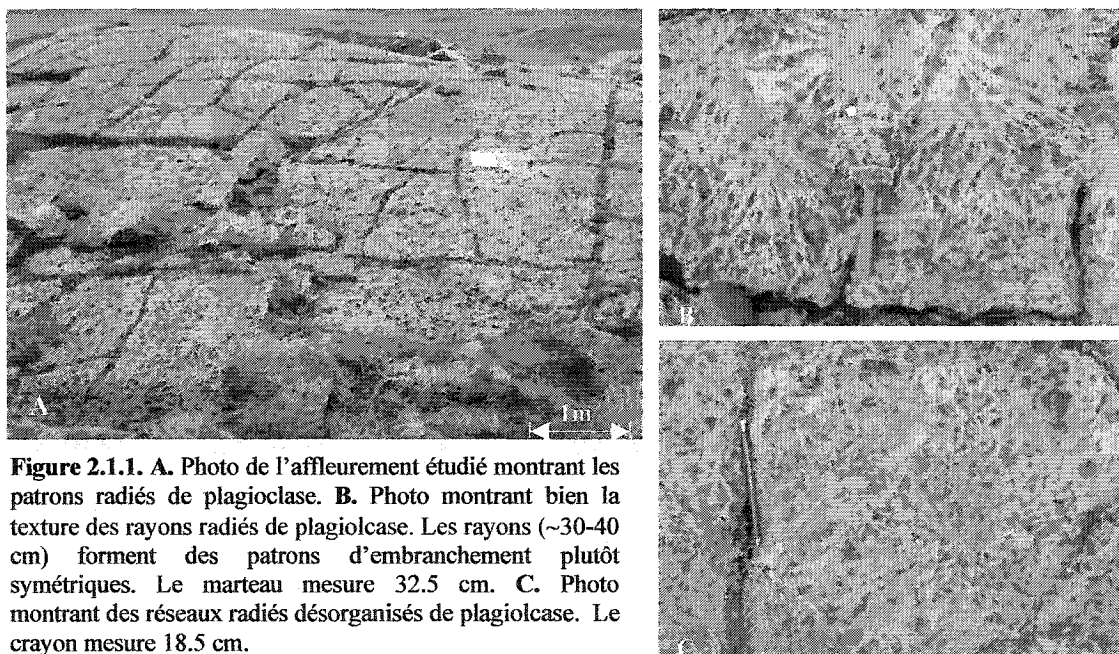
**Annexes.**

Les données brutes des analyses géochimiques à la microsonde électronique, les données brutes pour les distributions de la taille des cristaux (DTC) ainsi qu'un exemple de calcul d'une DTC, les analyses modales et d'image sont présentés en annexe.

## 2. DESCRIPTION MACROSCOPIQUE DE LA TEXTURE

### 2.1 Introduction

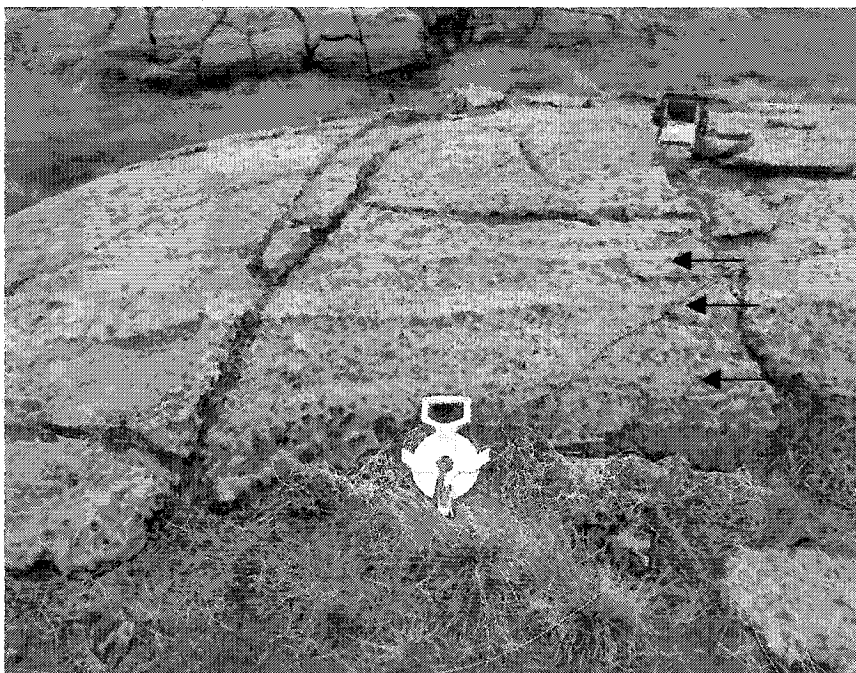
La plupart des roches stratifiées et péridotites à Rum montrent des textures d'accumulation (Wager *et al.*, 1960). Les fabriques linéaires ou laminaires sont communes. La majorité des roches sont décrites comme étant des *adcumulats* ou *hétéradcumulats*, et sont granulaires à poécilitiques. Les péridotites de Rum ont généralement des cristaux d'olivine idiomorphes à hypidiomorphes, cimentés par le plagioclase et par le clinopyroxène. Les cristaux de chrome-spinelle peuvent se trouver dans les stratifications isomodales, ou à la base des péridotites, ou encore, dispersés à travers la roche. En général à Rum, les péridotites riches en olivine (dunité) montrent une texture équi-granulaire équilibrée et au fur et à mesure que la proportion modale d'olivine diminue, le plagioclase commence à devenir sub-poécilitique à équi-granulaire (Emeleus *et al.*, 1996). La texture étudiée dans le membre Loch Long montre une organisation particulière de l'agencement des cristaux (figure 2.1.1), différente des accumulations typiques observées dans les péridotites à Rum.



**Figure 2.1.1.** A. Photo de l'affleurement étudié montrant les patrons radiés de plagioclase. B. Photo montrant bien la texture des rayons radiés de plagioclase. Les rayons (~30-40 cm) forment des patrons d'embranchement plutôt symétriques. Le marteau mesure 32.5 cm. C. Photo montrant des réseaux radiés désorganisés de plagioclase. Le crayon mesure 18.5 cm.

## 2.2 Affleurement étudié

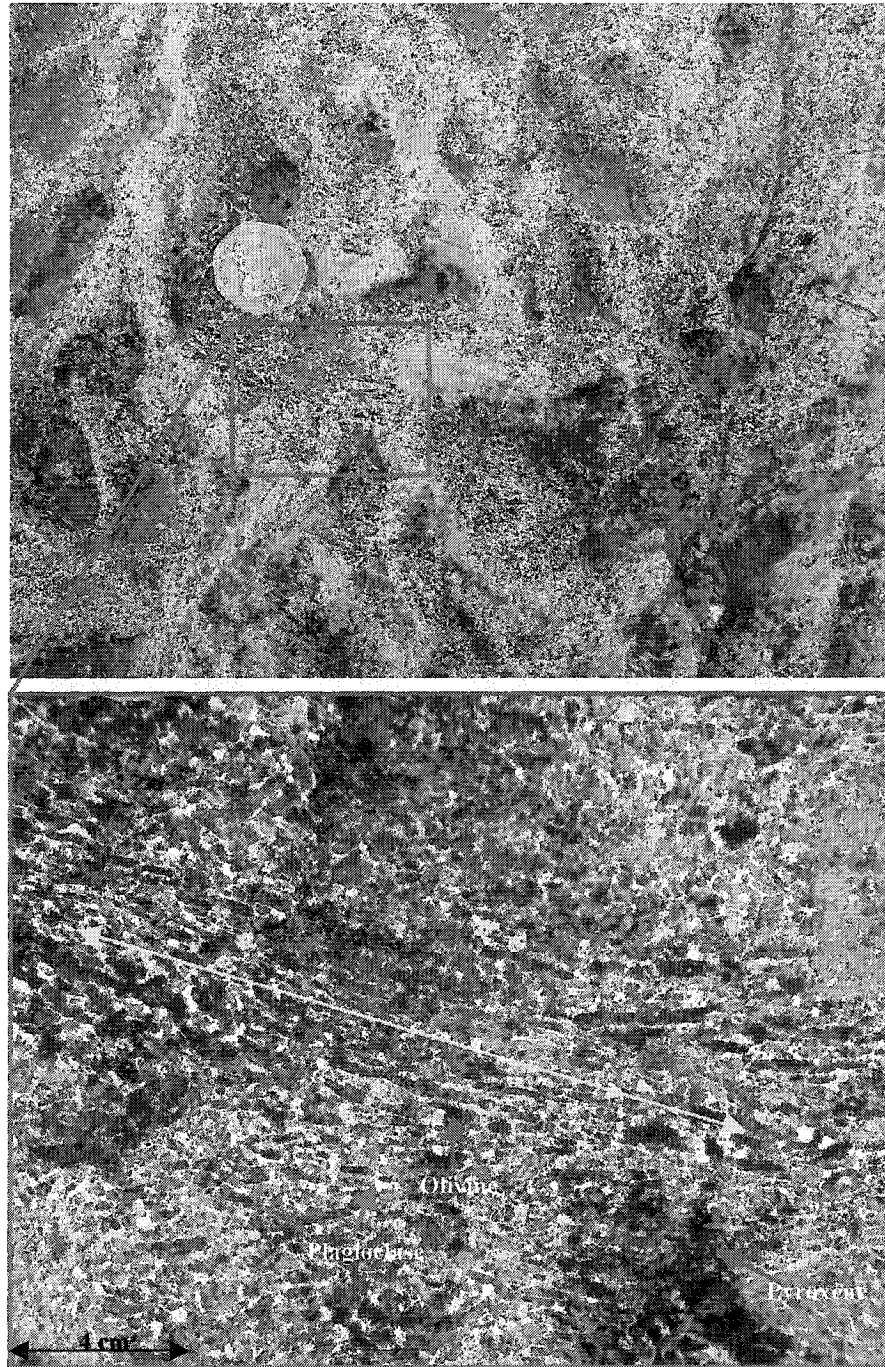
Cette texture microcristalline radiée se retrouve dans une intrusion majeure stratifiée, à ~500 m du Loch An Dornabac. La texture est trouvée dans une structure altérée organisée en strates d'échelle décimétrique (figure 2.2.1).



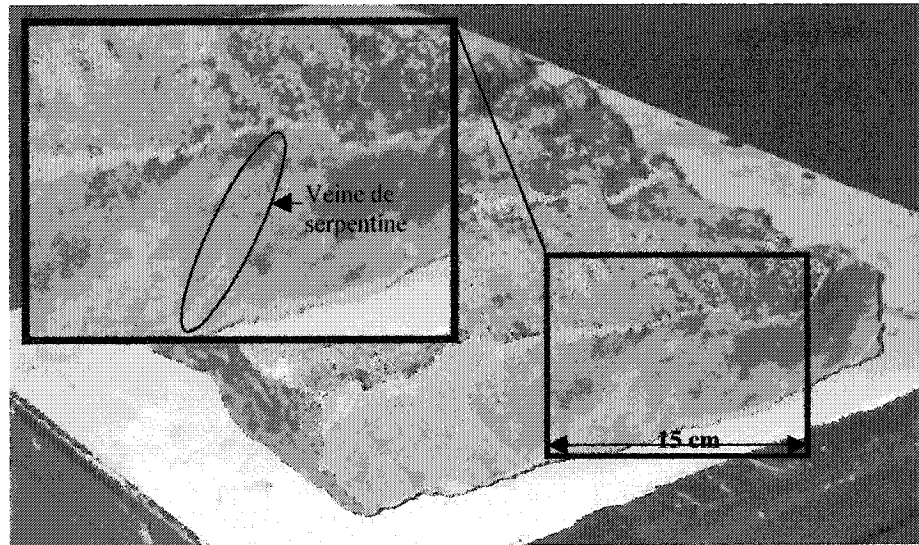
**Figure 2.2.1.** Vue de côté de l'affleurement montrant la texture organisée en strates d'échelle décimétrique. Les flèches noires montrent les stratifications. La texture est observée en 2D. La roulette à mesurer jaune a une hauteur de 40 cm.

La péridotite étudiée montre une variation dans la texture nul part d'autre observée à Rum. Cette texture a été décrite par Donaldson *et al.* (1973) comme étant du plagioclase *poécilo-macro-sphérulitique*, composé de rayons radiés de plagioclase à l'intérieur de péridotite feldspathique. Dans l'affleurement étudié, les rayons de plagioclase, apparents sur les surfaces altérées, sont composés de plusieurs cristaux de plagioclase, variant entre ~2-25 mm (figure 2.3.1). La texture est mise en relief par le plagioclase interstitiel et par les cristaux d'olivine alignés. La grandeur du système de bifurcation varie entre ~30 à 40 cm de diamètre et la distribution des rayons est généralement asymétrique (figure 2.1.1.C). La texture est composée ~15% de plagioclase et ~85% de minéraux foncés (principalement olivine et pyroxène). L'altération est importante sur l'affleurement et les minéraux

d'altération y sont aussi observés (principalement serpentine mais aussi chlorite). La serpentine est observée macroscopiquement sur la coupe de la roche (figure 2.3.2).



**Figure 2.3.1.** Photo de la texture montrant l'alignement (flèche jaune) des cristaux d'olivine (noir) dans le plagioclase interstitiel (blanc), et dans les oïcristes de pyroxène (vert/noir foncé). Les cristaux de plagioclase sont non-continus dans la texture et varient ~2-25 mm.



**Figure 2.3.2.** Photo de l'échantillon de roche montrant une veine de serpentine observée à l'échelle macroscopique.

## **2.3 Minéraux**

### **2.3.1 Olivine**

En général dans l'affleurement, les cristaux d'olivine sont idiomorphes à hypidiomorphes et varient en longueur ~1-15 mm. Les cristaux observés dans les unités de plagioclase radié à l'intérieur de péridotite feldspathique ont généralement un aspect quasi-tabulaire (voir chapitre 3), et sont alignés dans le plagioclase (figure 2.3.1).

### **2.3.2 Plagioclase**

Le plagioclase est interstiel dans la texture. Les cristaux allomorphes non-continus de plagioclase forment des rayons radiés dans l'affleurement et varient en longueur ~2-25 mm (figure 2.3.1).

### **2.3.3 Pyroxènes**

Le pyroxène est interstiel dans la texture et se retrouve sous forme d'oïkocristes. Les oïkocristes de clinopyroxène varient de ~10-30 mm. La distribution du pyroxène à travers la roche est hétérogène (figure 2.3.1).

#### **2.3.4 Chrome-spinelle**

La distribution des cristaux de chrome-spinelle à travers la roche est difficile à observer à l'échelle macroscopique mais semble être homogène.

#### **2.3.5 Mica et minéraux accidentels**

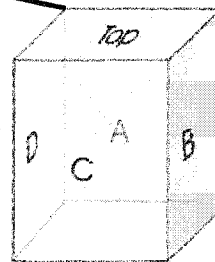
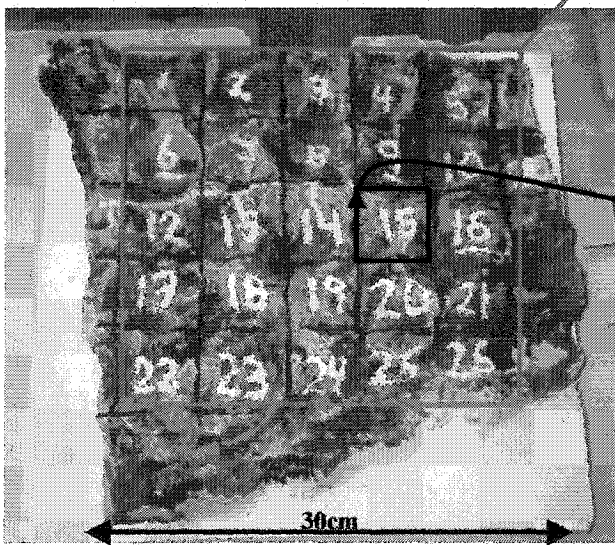
La phlogopite est observé dans la roche. L'altération est importante dans la roche, et les minéraux d'altération les plus souvent observés sont la serpentine et la chlorite, en plus du minéral brun d'altération (iddingsite). La serpentine et la chlorite sont allomorphes et se retrouvent entre les cristaux d'olivine. Des veines de serpentine sont aussi observées ~50 mm de long (figure 2.3.2).

#### **2.4 Coupe de l'échantillon**

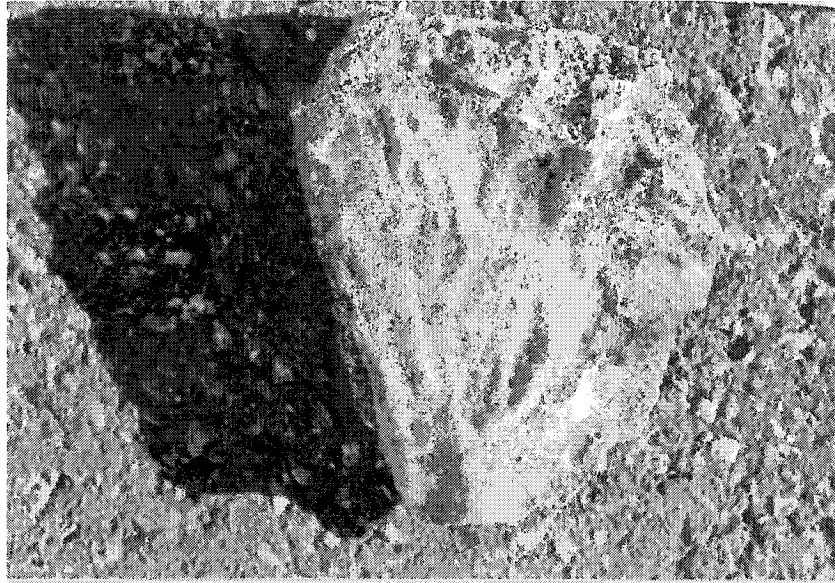
La figure 2.4.1 montre l'endroit de l'échantillonnage de la texture (pendage de 8° vers l'est, direction nord) sur l'affleurement étudié. L'échantillon recueilli est un large prisme (~30x60 cm; 32.5 kg) plat contenant la texture radiante. L'échantillon a été coupé en deux (~30x30 cm) pour ensuite poursuivre à la coupe des lames minces. L'échantillon de roche RUM-5 (figure 2.4.2) provenant du même affleurement a auparavant été étudié par Labonté (2002), et a servi de référence pour l'étude présente.

#### **2.5 Coupe des lames minces – orientations et directions**

La figure 2.4.1 montre la coupe du spécimen en 25 prismes de ~5x5x8 cm. Ces prismes ont permis d'obtenir des lames minces (5x7 cm) pour toutes les orientations de la texture. Les lames minces pour cette étude ont été coupées selon : 1D, 2A, 3D, 6A, 7D, 8A, 9D, 12D, 13A, 14D, 17A, 19A, 15A, 15B et 15 Top.



**Figure 2.4.1.** Haut : Échantillon de roche. Bas/gauche : Roche coupée en 25 prismes (~5x5x8 cm) pour la préparation des lames minces. Les lames minces ont été faites de façon à représenter les trois dimensions de la roche. Bas/droite : Prisme montrant les faces A, B, C, D et Top pour la coupe des lames minces. Les lames minces pour cette étude ont été coupées selon : 1D, 2A, 3D, 6A, 7D, 8A, 9D, 12D, 13A, 14D, 17A, 19A, 15A, 15B et 15 Top.



**Figure 2.4.2.** Échantillon de roche RUM-5 provenant de l’affleurement étudié. Cet échantillon a auparavant été étudié par Labonté (2002) et a servi de référence pour l’étude présente. Le contraste entre les minéraux foncés (olivine et pyroxène) et le plagioclase (blanc) met en évidence le relief de la roche (aspect radiant). La roche mesure 21 cm de large.

### 3. ANALYSES QUANTITATIVES DE LA TEXTURE AVEC MÉTHODES OPTIQUES

#### 3.1 Introduction

L'étude des textures en pétrologie ignée est importante puisque les textures contiennent l'information nécessaire au niveau des processus physiques primaires (sédimentation, croissance *in-situ*, etc.) et secondaires (remplacement/réaction, compactage, recristallisation, etc.) qui se produisent lors de la formation d'une roche. Plusieurs éléments peuvent être quantifiés pour une texture de roche ignée, tels que l'aspect, les orientations cristallographiques, la distribution spatiale et la taille des cristaux. La distribution de la taille en trois dimensions, c'est-à-dire, la distribution de la taille des cristaux (DTC), peut procurer de l'information importante sur la solidification des roches et les conditions de formation. Des données en deux dimensions provenant de plusieurs lames minces peuvent être utilisées pour définir la texture en trois dimensions.

#### 3.2 Méthodes

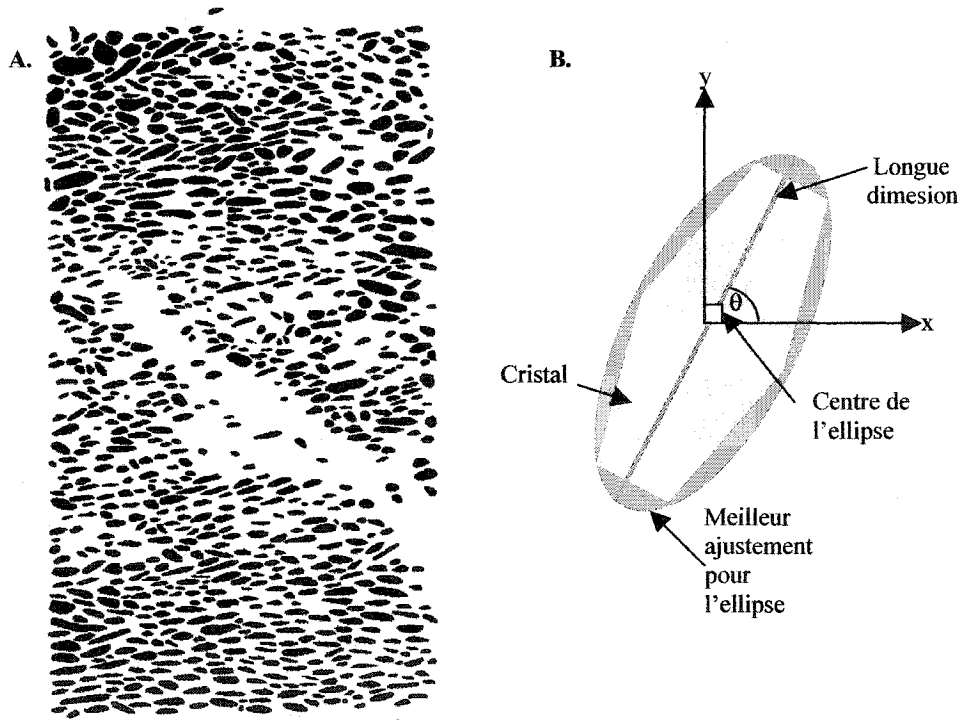
##### 3.2.1 Analyses modales

Une analyse modale produit une représentation précise de la distribution et du pourcentage volumétrique d'un minéral à l'intérieur d'une lame mince. Une analyse modale précise est effectuée par l'estimation de l'aire occupée par chaque minéral pour une petite région mesurée de la lame mince. Chaque lame mince (5x7 cm) a été divisée en région égale (1 cm x 1 cm), formant ainsi une grille. Cette méthode implique l'identification du minéral sous les nicols croisés du microscope chaque fois que la lame mince est déplacée dans une autre région sur la grille. La moyenne de chaque région est compilée pour chacune des lames minces. Les analyses modales des lames minces étudiées proviennent de sections orientées perpendiculaires au plan de stratification, à l'exception de la lame 15 Top, orientée parallèle au plan de stratification.

##### 3.2.2 Analyses d'images

Il est possible de déterminer les dimensions, les orientations et la distribution spatiale des cristaux à l'aide d'analyses d'images. Ces images sont créées à partir de tracés de chacun des cristaux pour un minéral dans une lame mince. La précision des analyses d'images

dépend de l'identification correcte de chacun des cristaux. Il est possible de créer ces images automatiquement en utilisant la couleur pour la classification des cristaux, cependant chacun des cristaux doivent être définis comme un seul objet, c'est-à-dire qu'ils ne doivent pas se toucher. Puisque les roches analysées sont principalement composées d'olivine, les cristaux se touchent presque toujours et sont difficiles à délimiter automatiquement. Donc, chaque image a été tracée manuellement pour définir chaque cristal d'olivine dans chacune des lames minces analysées. Chaque image a été tracée à l'aide d'une table lumineuse, la lame mince étant placée au-dessus de la source lumineuse, et un papier calque placé sur la lame mince pour tracer chaque cristal. L'image binaire pour l'analyse est telle que chacun des cristaux est délimité par un mince contour (figure 3.2.1.A).

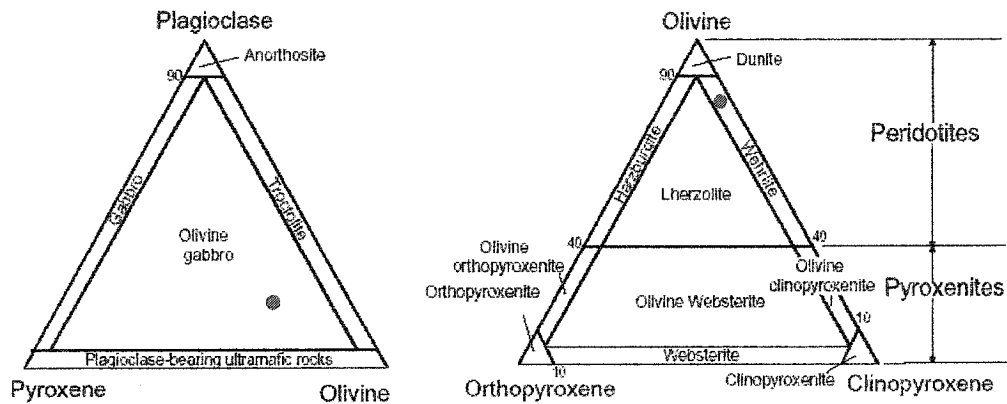


**Figure 3.2.1.** A. Image binaire tracée à partir de la lame mince 15B, prête pour l'analyse des particules (cristaux). B. Schéma représentant un cristal d'olivine analysé par *ImageJ* 1.30v (schéma modifié à partir de Worrell, 2002). Le programme recueille les longues et les courtes dimensions des cristaux et leurs orientations en faisant le meilleur ajustement d'ellipse pour chaque cristal dans l'image. Le centre de l'ellipse est référencé par les coordonnées  $x$  et  $y$ , et la longue dimension de l'ellipse représente la longueur du cristal. L'angle mesuré (sens anti-horaire) entre  $x$  et la longue dimension du cristal est utilisé pour mesurer l'orientation de la longue dimension du cristal. L'image est positionnée selon l'orientation de la lame mince, parallèle à  $x$  du cadre référencé de l'analyse d'image.

L'analyse des images pour les lames minces étudiées s'est faite à partir du programme d'images *ImageJ 1.30v* (<http://rsb.info.nih.gov/ij/>), une version créée pour Windows basée sur le programme *NIH Image* pour Macintosh. Ce programme donne les longues et les courtes dimensions des cristaux et leurs orientations, référencé selon x et y (figure 3.2.1.B), en faisant le meilleur ajustement d'ellipse pour chaque cristal dans l'image.

### 3.3 Résultats

La roche ultramafique déterminée selon IUGS est un gabbro-olivine, plus spécifiquement une wehrlite, (figure 3.3.1) trouvée à l'intérieur de l'intrusion centrale du membre Loch Long.



**Figure 3.3.1.** Diagrammes de Streckeisen (1973, 1976) selon IUGS, pour la classification des roches plutoniques. Le point rouge sur le diagramme de gauche indique les proportions (vol.%) d'olivine, de plagioclase et de pyroxène composant la roche étudiée. Le point rouge sur le diagramme de droite permet d'identifier la roche plus précisément en fonction des proportions (vol.%) d'olivine et de pyroxène. La roche étudiée est donc un gabbro-olivine, plus précisément une wehrlite.

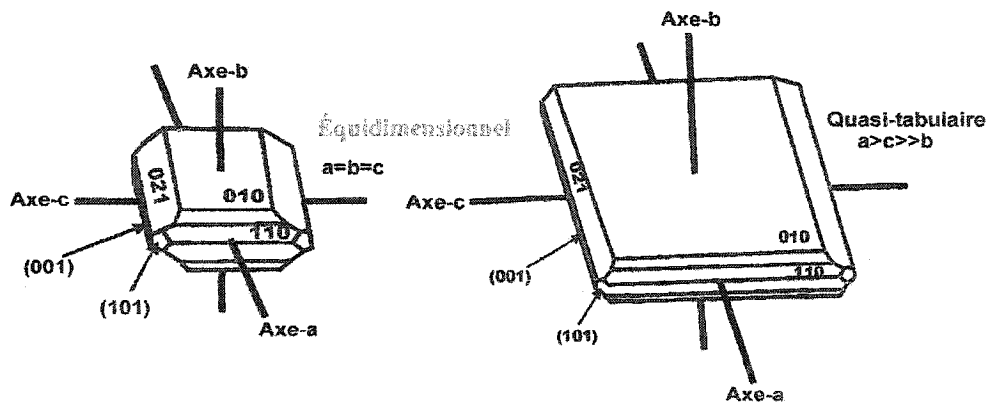
Selon la nomenclature utilisée à Rum (Emeleus, 1996), la roche est nommée une péridotite feldspathique, et ce nom de roche est utilisé pour la roche étudiée. L'olivine constitue la majeure partie de la roche, suivi du plagioclase et du pyroxène en proportions relativement semblables. Les minéraux secondaires observés sont : minéraux du groupe chrome-spinelle, phlogopite titanifère, serpentine et chlorite. Une certaine quantité d'altération autour des bordures des cristaux d'olivine est aussi présente. Le mode des minéraux de l'échantillon de roche est présenté en annexe A. Les résultats des analyses d'images des lames minces

1D, 2A, 9D, 12D, 13A, 14D, 17A, 19A, 15A, 15B et 15 Top, pour les cristaux d'olivine, c'est-à-dire l'aspect, l'aire de la lame mince, la longue et courte dimension, et le ratio axial des cristaux, sont présentés en annexe B. Les lames minces 3D, 6A, 7D et 8A ont été ignorées pour les analyses d'images car des erreurs au niveau des mesures des dimensions des cristaux se sont produites. Ces erreurs sont le résultat d'un tracé plus ou moins précis des cristaux d'olivine. Les lames minces exclues étaient plus altérées que les autres, rendant le tracé des cristaux individuels difficile. Les tracés des cristaux d'olivine des lames minces 3D, 6A, 7D et 8A ne représentaient donc pas des dimensions correctes des cristaux, et par conséquent la distribution des cristaux était aussi inexacte.

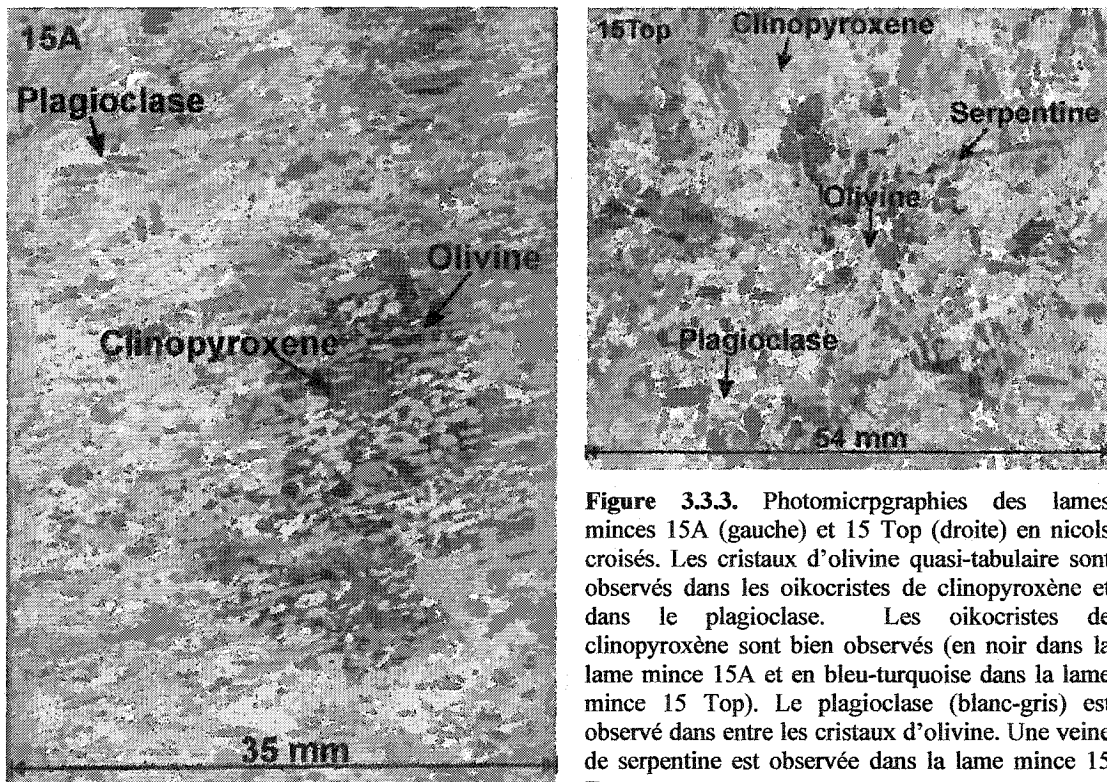
### **3.3.1 Description pétrographique de la texture de la roche**

#### **3.3.1.1 Olivine**

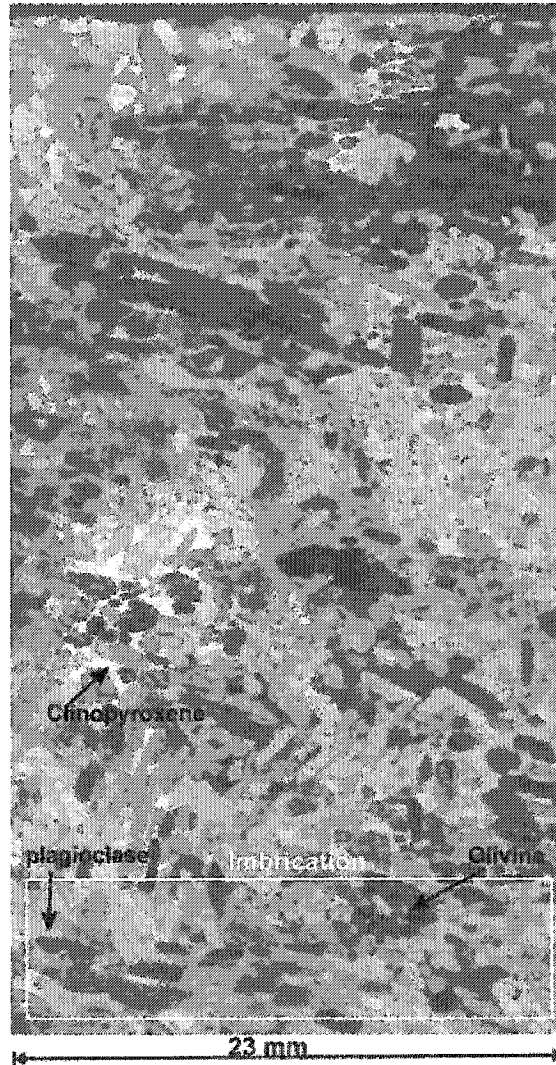
L'olivine représente ~66 vol.% de la composition de la roche. Les cristaux d'olivine sont idiomorphes à hypidiomorphes. Les longues dimensions des cristaux varie entre 0.1 et 5.4 mm. Occasionnellement, des larges cristaux sont observés (15 Top) avec une longueur ~ 15 mm. Les plus petits cristaux d'une longueur ~ 0.1-0.2 mm, parfois équidimensionnels et répartis aléatoirement, sont observés dans le plagioclase ou dans les oïcristes de clinopyroxène. Généralement, les cristaux ont un aspect quasi-tabulaire (figure 3.3.2), et la longue dimension des cristaux est parallèle à l'axe cristallographique-a, et correspond à l'orientation préférentielle des cristaux (voir chapitre 4). La plus courte dimension des cristaux correspond à l'axe cristallographique b. La figure 3.3.3 montre l'aspect des cristaux d'olivine. Les cristaux d'olivine définissent une foliation importante dans la roche. Des signes d'imbrication sont aussi observés (figure 3.3.4).



**Figure 3.3.2.** Croquis des aspects observés dans la texture. Les cristaux (~1-15 mm) d'olivine sont généralement quasi-tabulaire avec l'axe cristallographique  $a>b>>c$ , par contre, des petits (~0.01-2 mm) cristaux équidimensionnels avec l'axe cristallographique  $a=b=c$  sont aussi observés. Croquis modifié à partir de Worrell (2002).



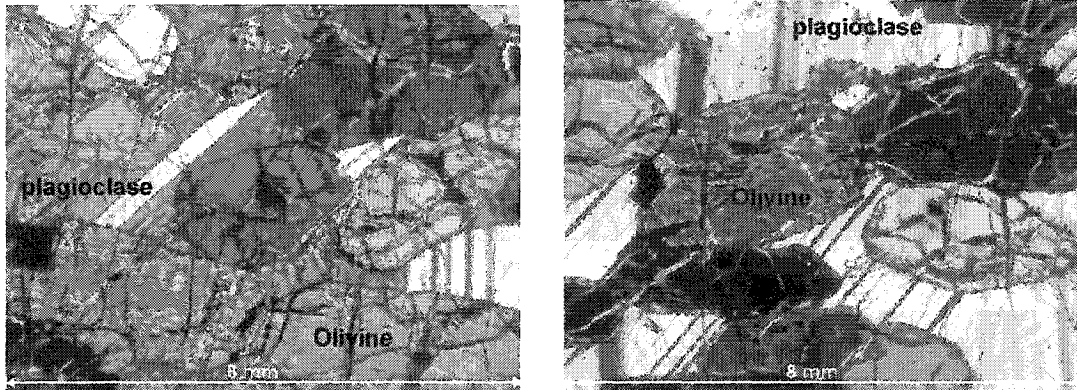
**Figure 3.3.3.** Photomicrographies des lames minces 15A (gauche) et 15 Top (droite) en nicols croisés. Les cristaux d'olivine quasi-tabulaire sont observés dans les oïcristes de clinopyroxène et dans le plagioclase. Les oïcristes de clinopyroxène sont bien observés (en noir dans la lame mince 15A et en bleu-turquoise dans la lame mince 15 Top). Le plagioclase (blanc-gris) est observé dans entre les cristaux d'olivine. Une veine de serpentine est observée dans la lame mince 15 Top.



**Figure 3.3.4.** Photomicrographie de la lame mince 1D en nicols croisés montrant des faibles signes d'imbrication. Les cristaux d'olivine sont légèrement imbriqués dans le plagioclase. En diminuant les proportions du liquide, les cristaux tendent à s'empiler sous forme de structures imbriquées et l'écoulement magmatique tend à se concentrer dans les zones de cisaillement.

### 3.3.1.2 Plagioclase

Le plagioclase représente ~ 15vol.% de la roche. Les cristaux de plagioclase sont allomorphes et se retrouvent entre les cristaux d'olivine. Les cristaux de plagioclase montrent de l'altération chimique (figure 5.3.3). Les cristaux de plagioclase varient de ~ 2-25 mm (figure 3.3.5). La distribution du plagioclase à travers la roche est hétérogène (figure 3.3.3).



**Figure 3.3.5.** Photomicrographies en nicols croisés montrant des cristaux de plagioclase dans la lame 15A. Les cristaux d'olivine sont renfermés dans le plagioclase. Les cristaux de plagioclase varient généralement entre ~2-25mm.

### 3.3.1.3 Pyroxènes

Les pyroxènes représentent ~ 15vol.% de la roche, dont ~13.5vol.% est du clinopyroxène, et ~1.5vol.% est de l'orthopyroxène. Les cristaux des pyroxènes sont allomorphes et se présentent sous forme d'oïcristes. Les oïcristes de clinopyroxène varient de ~10–30 mm. La distribution du clinopyroxène à travers la roche est hétérogène (figure 3.3.3).

### 3.3.1.4 Chrome-spinelle

Les minéraux du groupe chrome-spinelle représente ~ 1vol.% de la roche. Les cristaux de chrome-spinelle sont idiomorphes à hypidiomorphes et sont très petits ~ 0.01-0.1 mm. La distribution des cristaux de chrome-spinelle à travers la roche est ~homogène (figure 4.3.4), et se retrouvent à proximité des cristaux d'olivine ou dans les fractures d'altération des cristaux d'olivine.

#### 3.3.1.4 Mica et minéraux accidentels

Les minéraux accidentels représentent au total ~ 4vol.% de la roche et leur distribution dans la roche est hétérogène. La serpentine et la chlorite représentent ~ 1vol.% de la roche, et se présente dans le matériel interstitiel sous forme de cristaux allomorphes ~ 0.1 mm, mais des veines de serpentine (figure 3.3.3b) sont aussi observées ~ 50 mm de long (15B et 15Top). La phlogopite titanifère représente ~0.5vol.% de la roche, et se présente aussi dans le matériel interstitiel, généralement à proximité de la serpentine et de la chlorite, sous forme allomorphe ~ 0.1 mm. Le minéral brunâtre d'altération (iddingsite) se trouvant dans les fractures des cristaux d'olivine représente un peu plus de ~2vol.% de la roche.

#### 3.3.2 Classification de la texture

La texture observée dans la péridotite semble correspondre à la description d'un *mésocumulat* (Hunter, 1996). *Mésocumulat* est le terme utilisé pour une texture intermédiaire se situant entre un *adcumulat* et un *orthocumulat* (tableau 1.4.2). Le processus d'*adcumulation* réduit graduellement le volume du liquide interstitiel en l'expulsant mécaniquement de la pile de cristaux. Tout liquide d'intercumulus restant est le résultat d'une accumulation continue de cristaux et par la suite, cristallise dans les espaces poreux. Les roches avec une petite quantité de matériel interstitiel sont des *adcumulats*. L'*orthocumulat* est caractérisé par des minéraux de cumulus zonés et une variété de matériel post-cumulus, représentant la cristallisation lors du refroidissement à partir du liquide initial d'intercumulus coincé dans le matériel poreux. À titre de comparaison, un *adcumulat* ne montre aucun cristal zoné, avec peu ou pas de matériel interstitiel.

La texture de la péridotite serait un *mésocumulat*, due à la présence importante de matériel interstitiel ~ 30vol.%, c'est-à-dire la présence d'oïcristes de clinopyroxène et de cristaux de plagioclase avec altération chimique, et puisque les cristaux de la phase cumulus (olivine) ne montrent aucune zonation. Donaldson *et al.* (1973) avaient décrit la texture comme du plagioclase *poécilo-macro-sphérulitique*. Puisque les cristaux de plagioclase sont non-continus dans la roche, le terme *macro-sphérulitique* est inapproprié. Le terme *rayons radiés de plagioclase* est donc choisi pour la description de la texture trouvée à l'intérieur de péridotite feldspathique.

Cette texture témoigne de l'histoire de la cristallisation de la roche. La cristallisation de l'olivine sous forme d'accumulation s'est produite en premier, suivie des minéraux du groupe chrome-spinelle. La cristallisation du matériel post-cumulus s'est ensuite produite, c'est-à-dire le plagioclase. Lors de la période de cristallisation du plagioclase, les minéraux du groupe spinelle aurait dû réagir (Osborn and Tait, 1952). Ensuite, les oïcocristes de clinopyroxène (et orthopyroxène) ont dû grandir à l'intérieur du matériel poreux, mais se sont agrandis à partir du matériel du corps principal de magma par le processus d'*adcumulation*. La phlogopite titanifère a ensuite cristallisé. La serpentine, la chlorite et l'iddingsite sont le résultat des processus secondaires d'altération.

### **3.4 Analyses des données**

#### **3.4.1 Distribution de la taille des cristaux (DTC)**

La base de la théorie des DTC en pétrologie ignée a été établit par Marsh (1988a) et Cashman & Marsh (1988), basée sur l'application des modèles industriels de Randolph & Larson (1971). La DTC procure de l'information importante au niveau des variations de la nucléation et de la croissance, ainsi que sur la dynamique des systèmes magmatiques. Selon des études menées par Marsh (1988a), trois importantes caractéristiques au niveau de la cristallisation sont à considérer, soient le *nombre*, la *grandeur* et le *temps*. Plus la rapidité de croissance des cristaux est élevée, moins grand est le nombre de cristaux nécessaire pour solidifier le magma. Les dimensions typiques des cristaux sont directement proportionnelles au taux de croissance et inversement proportionnelles au taux de nucléation. Même si la dimension d'un cristal peut seulement être dépendante du taux de croissance et du temps total de croissance, la nucléation affecte le temps total de croissance en utilisant le magma disponible. Le temps de cristallisation diminue avec l'augmentation de la croissance ou du taux de nucléation, et augmente avec la diminution de la croissance ou du taux de nucléation. La DTC est représentée par le log naturel de la densité de population en fonction de la grosseur des cristaux.

##### **3.4.1.1 Méthode**

Les données de DTC ont été déterminées à partir de sections dimensionnelles, c'est-à-dire des lames minces (5x7 cm). Ces sections sont les images qui ont été analysées par

*ImageJ1.30v* (figure 3.2.1) pour ensuite obtenir plusieurs paramètres décrivant les intersections, tels que la longue et la courte dimension des cristaux, et l'aire de la surface mesurée. Afin d'obtenir ces paramètres, le programme CSDCorrections 1.3 (Higgins, 2000) a été utilisé. Ce programme transforme les données d'intersections dimensionnelles en DTC tridimensionnelles. Tout d'abord, le programme calcule le nombre de cristaux dans chaque intervalle qui est ensuite divisé par l'aire totale mesurée. Ceci donne la densité de chacune des intervalles. La distribution des fréquences de ces intervalles est ainsi calculée. La transformation de données d'intersections dimensionnelles en DTC tridimensionnelles n'est pas toujours simple pour des objets géométriquement plus compliqués qu'une sphère et il n'existe aucune solution unique pour traiter de telles données. Ce sujet est traité dans une discipline mathématique appelée la *stéréologie*. Des corrections sont faites pour ces effets stéréologiques (Higgins, 2000), et sont basées sur la forme parallélépipédique des cristaux. La forme approximative et la fabrique de la roche doivent être connues pour faire ces corrections. Le programme construit un parallélépipède indiqué par les dimensions *Court (C)*, *Intermédiaire(I)* et *Long(L)*. L'orientation du parallélépipède est contrainte par la nature de la fabrique, la qualité de la foliation et l'orientation de la section dimensionnelle, c'est-à-dire parallèle ou normale à la fabrique. Ce parallélépipède est coupé par un plan situé à une distance aléatoire du centre de la forme. Le profil de l'intersection de la forme avec le plan est déterminé et la longueur et la largeur sont calculées. La distribution de ces longueurs et largeurs permet de corriger la dimension pour la section coupée selon la méthode de Higgins (2000).

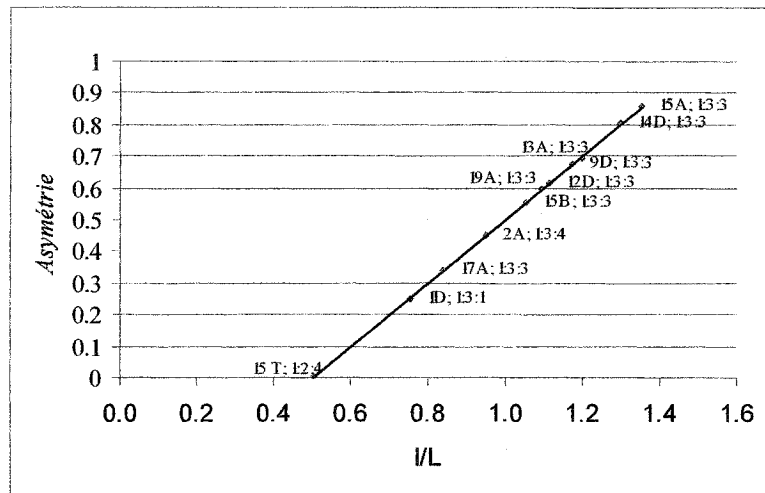
Les longues et courtes dimensions de l'ajustement du meilleur ellipse pour chaque cristal obtenus par l'analyse des images binaires (voir section 3.2.2) sont calculées et présentées en Annexe C (Disque Compact). Les longues dimensions sont les mesures utilisées pour le calcul des DTC. L'aire des lames minces est aussi déterminée et importante pour les calculs des DTC. L'aspect du cristal est requis et peut être estimé à partir du mode de distribution des fréquences des ratios d'intersections largeur/longueur ( $la/lo$ ) des cristaux, et les ratios de C, I et L peuvent être déterminés. Higgins (1994) a montré que le mode de  $la/lo$  est égal à  $C/I$ . Le ratio  $I/L$  peut être déterminé de la façon suivante :

$$I/L = \text{Skewness} + 0.5,$$

avec

$$\text{Asymétrie} = (\text{moyenne } la/lo - \text{mode } la/lo) / \text{écart type } la/lo.$$

Higgins (1994) a montré que ces équations ne sont pas très précises pour des cristaux avec un aspect équidimensionnel. Si les roches ont une foliation ou une linéation, le mode de  $la/lo$  des sections dimensionnelles parallèles ou normales à la fabrique donne des valeurs beaucoup plus précises pour  $CI$  et  $IL$ . Le paramètre  $L$  peut être estimé à partir de l'*asymétrie* et  $I/L$  (Higgins, 1994), même si la précision est plus ou moins bonne (figure 3.4.1). Il est préférable de confirmer la valeur de  $L$  par l'examen des cristaux orientés dans les lames minces. Un exemple de calcul pour obtenir une DTC est présentée en Annexe D pour la lame mince 1D.



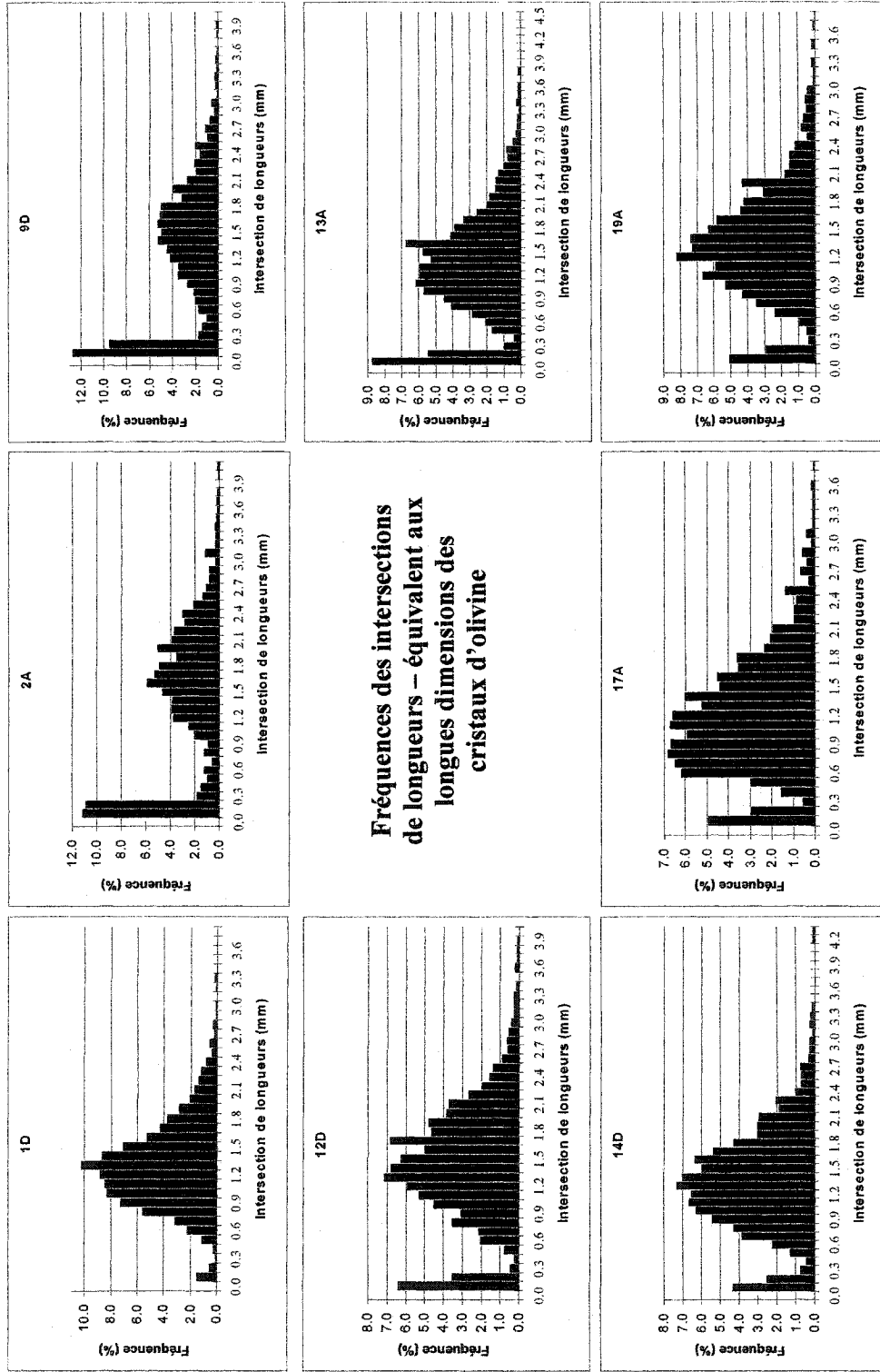
**Figure 3.4.1.** *Asymétrie* vs  $I/L$  pour les lames minces analysées. Chaque lame mince est indiquée sur le graphique ainsi que son ratio  $C:I:L$ . Il y a une forte corrélation pour les cristaux quasi-tabulaires dans la roche. Cette corrélation indique que l'aspect quasi-tabulaire des cristaux d'olivine est dominante partout dans la roche. La ligne solide est une régression des données égale à 1.

### 3.4.1.2 Résultats – DTC

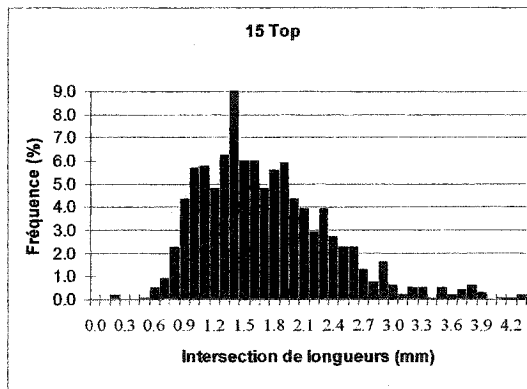
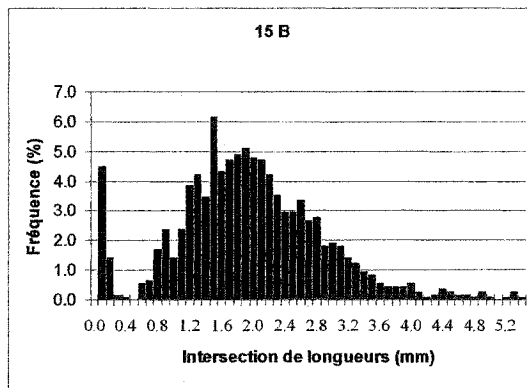
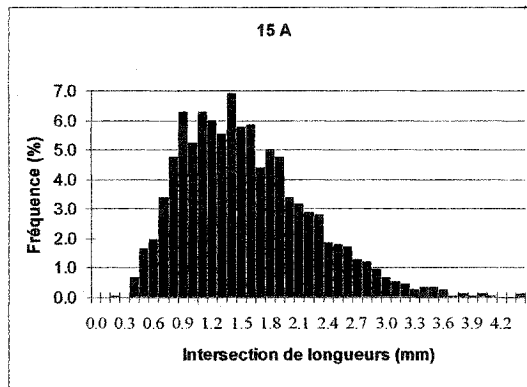
Les DTC des lames minces 1D, 2A, 9D, 12D, 13A, 14D, 17A, 19A, 15A, 15B et 15 Top provenant toutes du même échantillon de roche, ont été construites avec CSDCorrections 1.3 (Higgins, 2000) afin de tenter d'interpréter les conditions physicochimiques de cristallisation. Les lames minces 3D, 6A, 7D et 8A ont été ignorées pour les analyses car

des erreurs au niveau des mesures des dimensions des cristaux se sont produites. Les longues dimensions des cristaux d'olivine ont été utilisées pour les calculs des DTC au lieu des courtes dimensions, réduisant ainsi les erreurs sur le compte des petits cristaux. Plus de 18,000 cristaux ont été analysés pour les DTC, une moyenne de 1640 cristaux par lame mince. L'aspect des cristaux, la fabrique de la roche et l'orientation ont été pris en considération. L'aspect des cristaux est ellipsoïdal  $\sim 0.6$  (0 étant rectangulaire, et 1.0 ellipsoïdal parfait), la fabrique de la roche est généralement foliacée et l'orientation de toutes les lames minces est perpendiculaire au plan de stratification, à l'exception de 15 Top, étant parallèle au plan de stratification. La figure 3.4.1 montre une forte corrélation pour l'alignement des cristaux dans la roche. L'aspect des cristaux d'olivine est généralement quasi-tabulaire avec un ratio des axes cristallographiques  $\sim a:c:b::4:3:1$  et leur longue dimension correspond généralement à l'axe cristallographique a (démonstré dans le chapitre 4). L'aire des lames minces varie  $\sim 20,000-30,000 \text{ mm}^2$ . Les figures 3.4.2 et 3.4.3 montrent la distribution des fréquences pour les longues dimensions des cristaux d'olivine des lames minces analysées. Les petits cristaux d'olivine ont une grandeur variant de 0.1-0.2 mm, tandis que la grandeur moyenne des autres cristaux est  $\sim 1.2 \text{ mm}$ . Observé occasionnellement, certains cristaux avec une longue dimension près de 15 mm (lame mince 15 Top).

La figure 3.3.3 montre les lames minces 15A et 15Top. À première vue, la distribution et la taille des cristaux semblent complètement différente, par contre, la distribution des fréquences des intervalles des cristaux (figure 3.4.3) pour ces deux lames minces indiquent la même distribution. Ceci est dû au fait que le programme CSDCorrections 1.3 fait une analyse tridimensionnelle des lames minces.



**Figure 3.4.2.** Graphiques des fréquences des intersections de longueurs - équivalent aux longues dimensions des cristaux d'olivine. Les dimensions approximatives des cristaux d'olivine pour les lames minces 1D, 2A, 9D, 12D, 13A, 14D, 17A et 19A, toutes orientées perpendiculaires au plan de stratification, sont montrées par ces graphiques. Le mode (excluant les cristaux <0.2mm) varie entre 0.8 et 1.7 mm, la moyenne étant d'environ 1.1 mm. Les cristaux <0.2 mm sont les cristaux poéclitiquement enveloppés dans les oïkocristes de clinopyroxène et dans le plagioclase.



**Figure 3.4.3.** Graphiques des fréquences des intersections de longueurs - équivalent aux longues dimensions des cristaux d'olivine. Les dimensions approximatives des cristaux d'olivine pour les lames minces 15A, 15B (orientées perpendiculaires au plan de stratification) et 15 Top (orientée parallèle au plan de stratification), sont montrées par ces graphiques. Le mode (excluant les cristaux <0.2 mm) est d'environ 1.4 mm. Les cristaux <0.2 mm sont les cristaux poécilitiquement enveloppés dans les oïcristes de clinopyroxène et dans le plagioclase.

Les lames minces analysées montrent des DTC pour le log naturel de la densité de la population des cristaux en fonction de leur taille (figures 3.4.4 et 3.4.5). Le log naturel de la densité de la population varie entre  $\sim 3$  et 13. Les graphiques des DTC sont représentés en log-linéaire puisque le taux de nucléation et le taux de croissance avec le temps sont assumés être exponentielles (Marsh,1998). Le log naturel de la densité de population pour une grandeur  $L$  d'un cristal est linéairement lié à la grandeur, nommée *longueur caractéristique* de la DTC et représente la dimension moyenne des cristaux où,

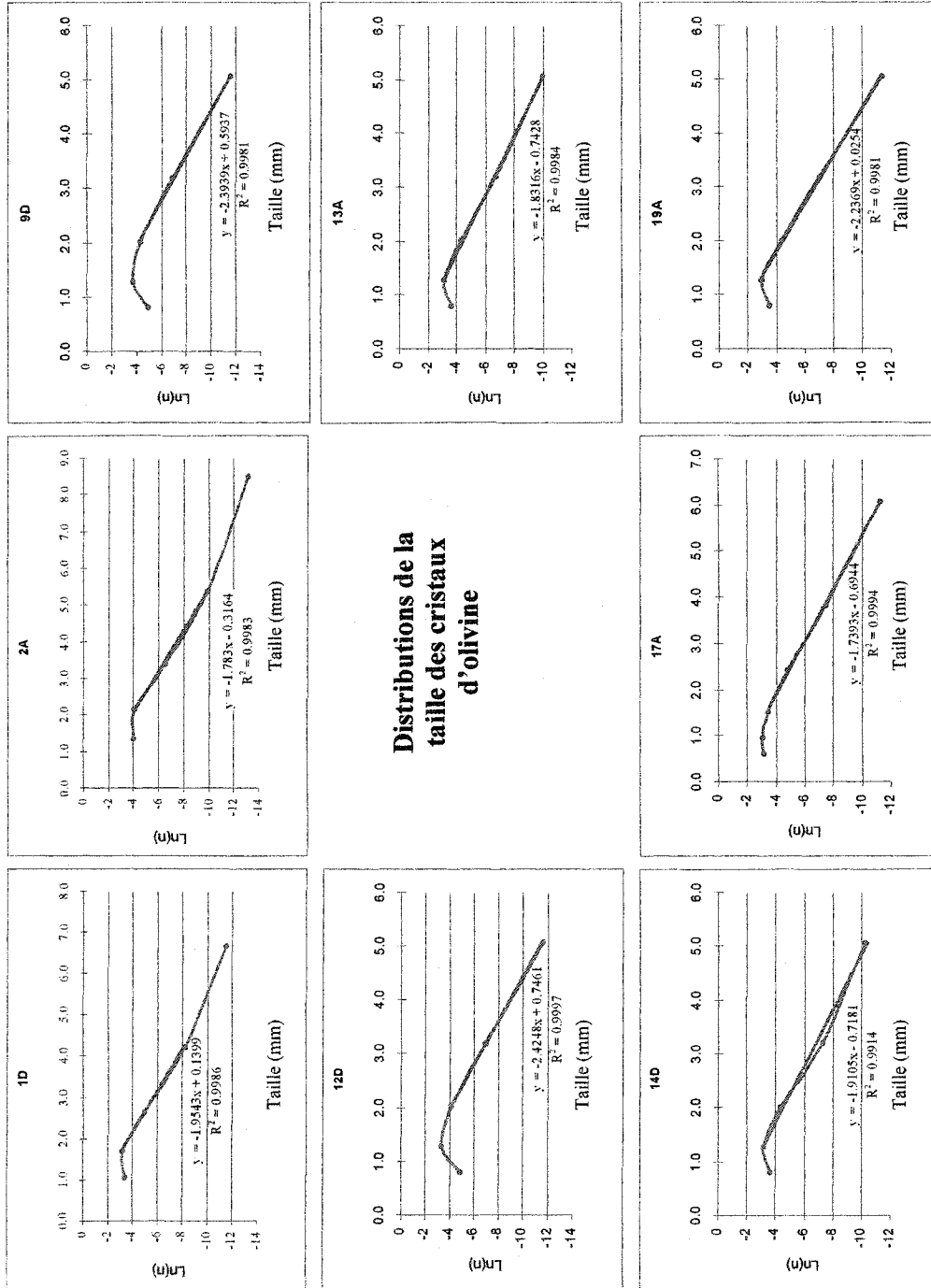
$$L = G_0 \tau$$

$G$  = taux de croissance

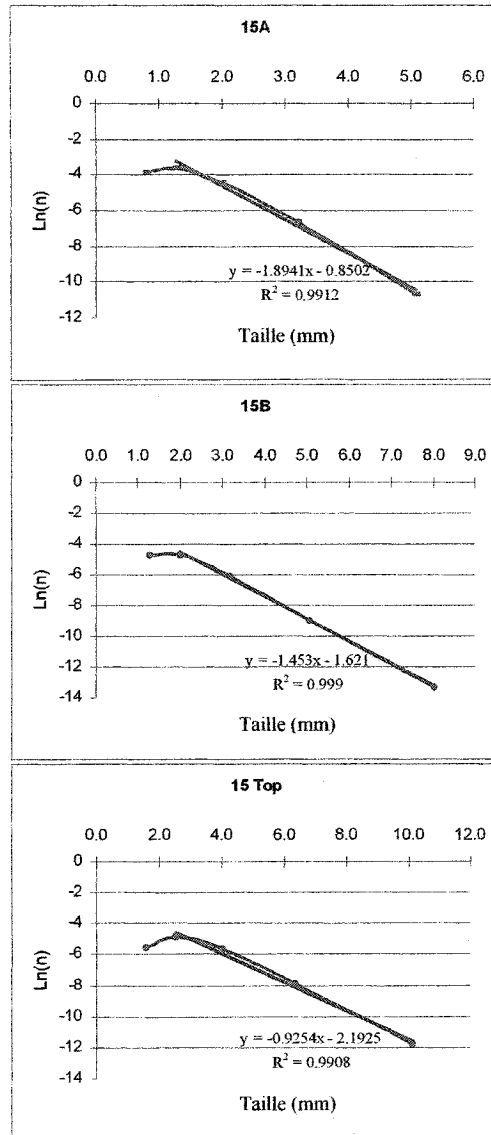
$\tau$  = temps de résidence d'un cristal dans le système avant d'être expulsé.

Le paramètre  $-1/G_0 \tau$  représente la pente d'une DTC. Si  $G_0 \tau$  augmente, la pente diminue, et vice versa. Les DTC des lames minces analysées montrent une tendance linéaire avec des pentes variant entre -0.9 et -2.4, et des longueurs caractéristiques variant entre 0.4 et 1.1 (figure 3.4.6). Les pentes des DTC pour les parties linéaires sont négatives, donc la nucléation augmente avec le temps. Si le taux de nucléation change drastiquement à une nouvelle vitesse exponentielle, les DTC changeraient mais resteraient quand même linéaires. Les DTC courbées enregistrent les changements drastiques dans le taux de nucléation. Donc, toutes variations dans le taux de croissance avec le temps ou dans la dimension des cristaux invoquent les lignes des DTC à courber. Les DTC de toutes les lames minces analysées ont une forme semblable, c'est-à-dire une partie  $\sim$ linéaire combinée à une partie courbée pour les plus petits cristaux (figure 3.4.4 et 3.4.5);

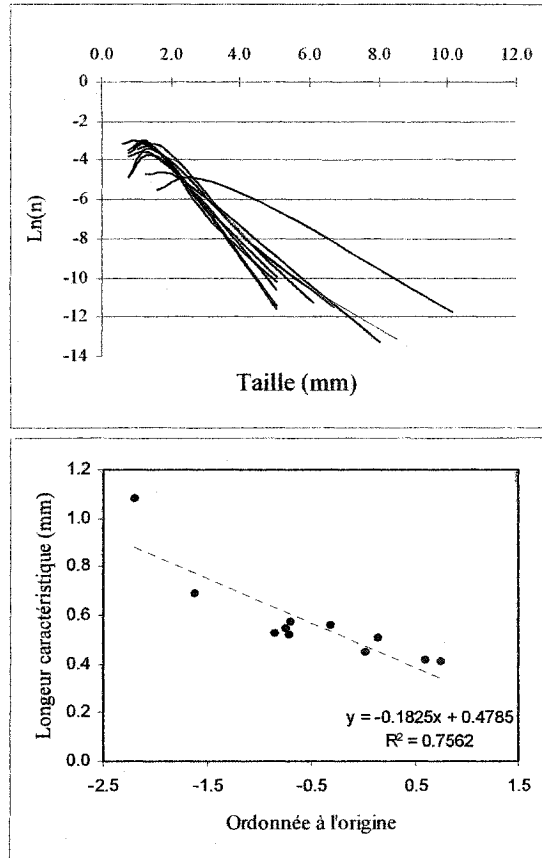
*DTC-lames minces 2A, 13A, 14D, 17A, 15A, 15B et 15Top* : Les parties  $\sim$ linéaires des lignes sont légèrement courbées vers le haut. Les pentes varient entre -0.9254 et -1.9105 et les ordonnées à l'origine varient entre -0.3164 et -2.1925,  $R^2 \sim 0.9908$  à 0.9994. Le log naturel de la population varie entre 3 et 13.31. Marsh (1988a) attribue le courbement vers le haut des parties  $\sim$ linéaires au fractionnement des cristaux. Par contre, le courbement est si faible, que ce modèle n'est pas considéré pour les DTC de ces lames minces.



**Figure 3.4.4.** DTC pour les lames minces 1D, 2A, 9D, 12D, 13A, 14D, 17A et 19A, toutes orientées perpendiculaires au plan de stratification. DTC calculées à partir des longues dimensions des cristaux d'olivine. Une ligne (rouge) du meilleur ajustement a été ajoutée aux parties ~linéaires des DTC, et l'équation de ces lignes ainsi que la valeur de leur régression sont inscrites sur les graphiques.



**Figure 3.4.5.** DTC pour les lames minces 15A, 15B et 15 Top. 15A et 15B sont orientées perpendiculaires au plan de stratification, et 15 Top parallèle au plan de stratification. DTC calculées à partir des longues dimensions des cristaux d'olivine. Une ligne (rouge) du meilleur ajustement a été ajoutée aux parties ~linéaires des DTC, et l'équation de ces lignes ainsi que la valeur de leur régression sont inscrites sur les graphiques.



**Figure 3.4.6. Haut :** Compilation des DTC pour les cristaux d'olivine des lames minces analysées. **Bas:** Longeurs caractéristique vs l'ordonnée à l'origine. La ligne pointillée indique la linéarité générale des DTC; l'équation de la ligne est indiquée ainsi que la valeur de la régression.

*DTC-lames minces 1D, 9D, 12D et 19A* : Les parties ~linéaires des lignes sont légèrement courbées vers le bas. Les pentes varient entre  $-1.9543$  et  $-2.4248$  et les ordonnées à l'origine varient entre  $0.0254$  et  $0.7461$ ,  $R^2 \sim 0.9981$  et  $0.9997$ . Le log naturel de la population varie entre  $2.99$  et  $11.59$ . Marsh (1988a) attribue le courbement vers le bas des parties ~linéaires à l'accumulation des cristaux. Tout comme le courbement vers le haut, le courbement vers le bas est très faible, donc ce modèle est insuffisant pour interpréter les DTC de ces lames minces.

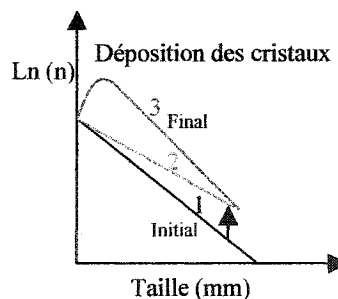
Marsh (1988a) interprète la partie courbée des lignes aux erreurs lors du compte des petits cristaux ou à la recristallisation (*Ostwald ripening*). Higgins (2002) propose d'autres modèles pour l'interprétation des DTC linéaires/courbées, celles-ci sont discutés ci-dessous.

### **3.4.1.3 Interprétation des DTC pour la roche étudiée**

Les DTC des lames minces analysées montrent une partie ~linéaire avec une pente négative pour les cristaux d'olivine  $>2$  mm. Cette partie ~linéaire est interprétée comme étant une augmentation exponentielle du taux de nucléation associée à un taux de croissance ~constant (Marsh, 1998). Par contre pour les cristaux d'olivine  $<2$  mm, les DTC sont généralement courbées avec une pente positive. Cette portion courbée correspond à une vitesse de croissance négative, impliquant la destruction de petits cristaux (Marsh, 1998).

Les DTC courbées peuvent être le résultat d'une erreur du compte des petits ( $<2$  mm) cristaux, par contre les cristaux d'olivine sont très bien observés dans les lames minces analysées, et sont généralement poécilitiquement enveloppés dans les oïcristes de clinopyroxène et/ou dans les cristaux de plagioclase. Donc, les DTC courbées peuvent avoir été modifiées par des processus tels que la déposition des cristaux, la recristallisation (*Ostwald ripening*, *mûrissement textural*), la croissance (*adcumulus*) des cristaux ou la compactage/écoulement magmatique (Higgins, 2002).

*Déposition des cristaux.* Higgins (2002) propose un modèle simplifié pour la déposition des cristaux, soit la séparation des cristaux et du liquide selon les différences de densité. Aucune considération est prise pour l'interaction entre les cristaux. Le modèle proposé par Higgins (2002) utilise la loi de Stokes ( $v_t = 2g\Delta\rho r^2 / 9\eta$  où  $v_t$  = vitesse terminale,  $g$  = accélération gravitationnelle,  $\Delta\rho$  = différence de densité entre le magma et les cristaux,  $r$  = rayon du cristal et  $\eta$  = viscosité) pour calculer les DTC dans une zone d'accumulation de cristaux. Puisque que la loi de Stokes n'est pas tout à fait applicable dans une chambre magmatique, Higgins (2002) présente le modèle comme un point de départ, ce qui est plus vraisemblable pour les étapes initiales du processus lorsque les concentrations de cristaux sont faibles. Ce modèle montre que la déposition des cristaux, induite par gravité, d'une phase dense (olivine) a un seul effet sur la DTC d'une accumulation de cristaux, soit d'adoucir la pente et d'augmenter l'ordonnée à l'origine (figure 3.4.7). En phase finale, la DTC montre un courbement prononcé pour les plus petits cristaux, mais à long terme cette courbe redevient parallèle à la DTC originale. À la fin du processus, ce modèle est l'équivalent au processus de compactage. Afin de considérer l'hypothèse de déposition des cristaux d'olivine, il faudrait observer une définition évidente d'une couche riche d'olivine à la base de la roche comparativement à la surface. La texture étudiée dans les lames minces analysées démontrent clairement la répartition plus ou moins égale des cristaux d'olivine à travers le liquide interstitiel.

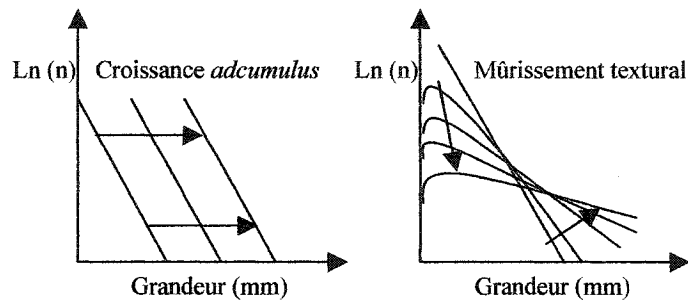


**Figure 3.4.7.** Dispersion schématique de la DTC pour la déposition des cristaux dans des systèmes fermés selon Higgins (2002). (1) Initialement, la ligne est droite. (2) L'ordonnée à l'origine augmente et l'ordonnée à l'origine diminue au fur et à mesure que l'accumulation dans la roche augmente. (3) À l'étape finale, la ligne courbe pour les petits cristaux. Traduit à partir de Higgins (2002).

La recristallisation (*Ostwald ripening*) (Marsh, 1998; Hunter, 1996), aussi nommée *mûrissement textural* (Higgins, 2002), se produit à cause que les petits cristaux ont une surface d'énergie par unité de volume plus grande que les plus gros cristaux. La recristallisation est due à la relation inverse du degré de *supersaturation*, c'est-à-dire que la migration se fait graduellement (à  $\sim t^{1/3}$ ) vers les plus gros cristaux (Marsh, 1998; Cashman et Ferry, 1988). Ainsi, pour minimiser l'énergie dans le système, les plus petits cristaux vont se dissoudre et vont contribuer à la croissance des gros cristaux. Ceci peut se produire seulement si un cristal refroidit relativement lentement. Dans ces conditions, le taux de nucléation est de zéro, mais le taux de croissance est élevé pour les plus gros cristaux. La texture peut donc continuer à évoluer, le matériel est transmis d'un cristal à un autre par diffusion et permet aux plus grand cristaux de croître (Higgins, 2002).

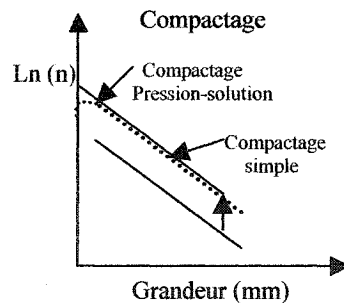
*Mûrissement textural et croissance *adcumulus** (Morse, 1986, Higgins, 2002). La croissance *adcumulus* est un processus important lors de la solidification du magma. Selon Wager (1963), la solidification se produit selon trois étapes : (1) nucléation initiale et croissance; (2) croissance des cristaux accumulés par échange diffusif avec le principal corps magmatique. Si le processus s'arrête à ce moment, la roche devient un *adcumulat*; (3) isolement et cristallisation du *liquide restant* coincé entre les cristaux.

Higgins (2002) montre les DTC théoriques pour le mûrissement textural et de croissance *adcumulus* (figure 3.4.8). Tout comme la croissance *adcumulus*, le mûrissement textural commence avec la nucléation et la croissance, par contre, lors de la deuxième étape, les plus gros cristaux grandissent, tandis que les plus petits se dissolvent. Cette étape est représentée par le courbement de la DTC pour les petits cristaux. Le mûrissement textural a pour effet d'abaisser la partie courbée de la DTC et rend la pente moins abrupte, tandis que les différents degrés de croissance *adcumulus* produisent une série de DTC parallèles. La croissance *adcumulus* tend à bloquer la circulation des fluides magmatiques, tandis que le mûrissement textural conserve les canaux de circulation des fluides ouverts (Higgins, 1999). Les DTC des lames minces analysées ressemblent au modèle décrit par Higgins (2002) pour le mûrissement textural.



**Figure 3.4.8.** *Gauche* : DTC théoriques pour une phase cumulus lors de la croissance adcumulus selon Higgins (2002). La croissance initiale produit une ligne droite de DTC. La DTC se déplace de plus en plus vers la droite lorsque la croissance de la phase cumulus augmente pendant la solidification du liquide d'intercumulus. *Droite* : Le mûrissement textural à partir d'une ligne droite de DTC abaisse la partie courbée et rend la pente moins abrupte.

*Compaction et écoulement magmatique* (Higgins, 2002). Ce processus débute sous forme de compactage mécanique dans lequel la réorganisation des cristaux permet aux fluides interstitiels d'être expulsés. Ceci change la densité de population de chaque point sur la DTC, faisant monter également la ligne vers le haut. L'ordonnée à l'origine augmente, mais pas la pente. La ligne courbe lors de l'effet compactage-pression-solution (figure 3.4.9).



**Figure 3.4.9.** Dispersion théorique de la DTC pour le compactage des cristaux selon Higgins (2002). Initialement, la ligne est droite. La réorganisation mécanique des cristaux permet l'expulsion du fluide interstitiel; ceci change la densité de la population de chaque point sur la DTC, faisant monter également la ligne vers le haut. L'ordonnée à l'origine augmente, mais pas la pente. La ligne courbe lors de l'effet compactage-pression-solution. Traduit à partir de Higgins (2002).

À partir du modèle de compactage de Meurer et Boudreau (1998), Higgins (2002) propose que les DTC produites par le compactage-pression-solution sont similaires aux DTC produites par le mûrissement textural. Par contre, le processus de mûrissement textural n'est pas suffisant pour expliquer l'importante foliation dans la texture étudiée. Ce processus pourrait seulement expliquer la partie courbée des DTC pour les plus petits cristaux (<2 mm). Le modèle de compactage-pression-solution implique que le matériel se dissout à partir des surfaces de hautes énergies lors du contact avec les autres cristaux. Ce processus pourrait mener à des degrés de compactage très élevés et au développement d'une foliation importante (Higgins, 2002). Il est aussi important de considérer l'effet d'un écoulement magmatique. L'écoulement magmatique est capable de produire une foliation importante, et Higgins (2002) suggère que les DTC de compactage-pression-solution sont similaires à celles produites par un écoulement magmatique.

### **3.5 Discussion**

Le modèle de compactage-pression-solution ressemble aux DTC obtenues. La foliation produite dans la roche est importante, et un processus d'écoulement magmatique semble fort plus plausible qu'un processus de compactage-pression-solution pour l'interprétation de la texture. Puisque le processus d'écoulement magmatique ne modifie pas les patrons des DTC, le processus de compactage-pression-solution peut être différencié de ce dernier par l'étude de l'orientation préférentielle de la forme des cristaux et de l'orientation cristallographique des cristaux. Puisque l'orientation préférentielle des longues dimensions des cristaux d'olivine coïncide avec l'axe cristallographique a (voir chapitre 4), le compactage-pression-solution ne peut à lui seul être responsable de la foliation (Belkin, 1983, Higgins, 2002).

### **3.6 Conclusion**

La correspondance entre les orientations préférentielles des formes et les orientations cristallographiques préférentielles (voir chapitre 4) des cristaux, montre un alignement et une croissance des cristaux dans un champ d'écoulement de magma plutôt qu'une croissance des cristaux selon le processus de compactage-pression-solution.

## 4. ANALYSE QUANTITATIVE DE LA TEXTURE PAR DIFFRACTION D'ÉLECTRONS RÉTRODIFFUSÉS (DERD)

### 4.1 Introduction

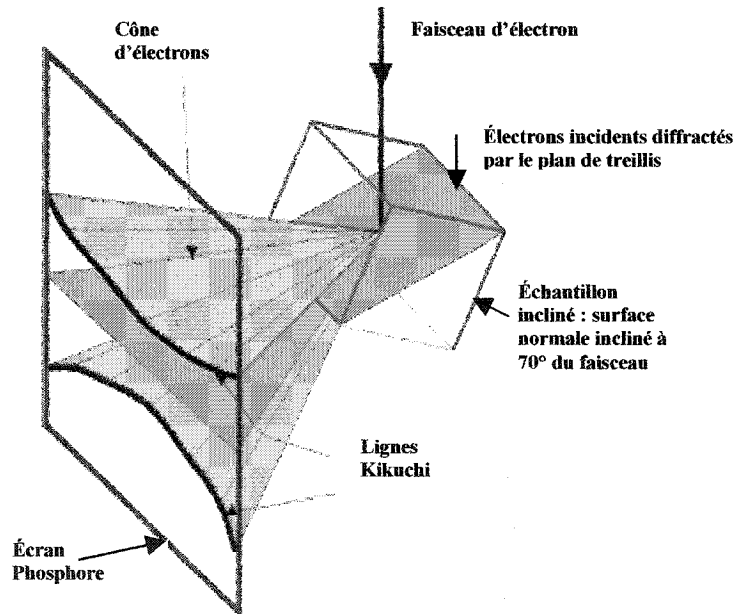
L'utilisation de DERD permet l'étude de la microstructure et de la cristallographie des matériaux, deux éléments importants qui contrôlent les propriétés physiques et qui reflètent l'histoire de la cristallisation et de la déformation des matériaux. Il est important d'acquérir de telles informations pour des roches ou autres matériaux afin de bien comprendre la façon dont les roches cristallisent et se déforment. Cet équipement permet de déterminer la présence ou l'absence d'orientation préférentielle cristallographique (OPC) à l'intérieur d'un matériel, ainsi que de déterminer le réseau cristallographique tridimensionnel, la dimension des cristaux ou la cartographie de la texture, l'identification de la phase ainsi que l'indication des facettes ou des plans de clivage de chacun des cristaux (Prior *et al.*, 1999). Les textures nous renseignent sur la physique des chambres magmatiques, tandis que les enregistrements chimiques nous renseignent sur l'évolution du magma. Par contre, les processus post-cumulus peuvent modifier la forme et la taille des cristaux. Des analyses au niveau des OPC à l'aide de DERD, combinées à des analyses au niveau de la texture et de l'orientation préférentielle de la forme (OPF) des cristaux, peuvent permettre de comprendre l'étendue de la modification post-cumulus. Les formes des OPCs sont utilisées pour déterminer les contraintes dans les processus de déformation. Par exemple, dans des roches déformées à l'état solide, l'absence d'OPCs indique une déformation par un mécanisme non-contrôlé par la cristallographie minéralogique (ex., glissement des cristaux accomodé par la diffusion ou la friction). Tandis que la présence d'OPCs est souvent associée aux mécanismes de déformation contrôlés par la cristallographie (fluage disloqué ou formation de macles) (Wenk et Christie, 1991; Prior *et al.*, 1999). Les OPFs sont causées par l'alignement de cristaux allongés. Les processus tels que la déposition des cristaux et l'écoulement magmatique peuvent aligner les cristaux allongés, produisant une fabrique linéaire ou planaire. Des processus secondaires, comme le compactage, l'accroissement secondaire d'un cristal ou l'étirement de la pile de cristaux, peuvent aussi modifier l'alignement des cristaux (Meurer et Boudreau, 1998). Ces processus secondaires peuvent modifier l'OPF des cristaux, et rendre impossible l'identification de l'orientation

initiale des cristaux. L'analyse des OPCs et des OPFs est donc essentielle pour déterminer la nature et l'étendue d'un processus à l'origine de la formation d'une texture.

## 4.2 Méthode

### 4.2.1 Théorie

Dans un microscope électronique à balayage, un rayon d'électrons donne lieu à une source omni-directionnelle d'électrons dispersés à l'intérieur d'un échantillon. Ces électrons sont diffractés par les champs de Coulomb des noyaux à l'intérieur de l'échantillon. Lorsque l'électron incident rencontre le noyau de l'atome, une interaction élastique prend place, ainsi l'électron peut voyager en sens inverse à travers le détecteur. La diffraction de ces électrons se produit simultanément sur tous les plans de treillis dans l'échantillon et les électrons rétrodiffusés qui s'échappent du spécimen forment un patron de diffraction imagé sur un écran de phosphore (figure 4.2.1).



**Figure 4.2.1.** Schéma montrant un segment des cônes de diffraction d'un seul ordre, en trois dimensions pour un plan de treillis à l'intérieur d'un échantillon (schéma modifié à partir de Prior *et al.*, 1999; Worrell, 2002). Le spécimen est incliné à 70° du faisceau incident d'électrons. Les cônes de diffraction peuvent être détectés en plaçant un écran de phosphore dans le chemin. L'intensité du signal de toutes les trajectoires diffractées est une fonction de l'intensité de l'électron rétrodiffusé avant la diffraction. Une section cônica imagée sur l'écran de phosphore est plus brillante que l'autre. La brillance varie le long des sections cônes. Les électrons diffractés sont détectés, et imagés sous forme de bandes (lignes Kikuchi) sur l'écran de phosphore. La bissectrice de chaque bande est une projection directe du plan de treillis du cristal.

La bissectrice de chacune des bandes (lignes Kikuchi) est une projection directe du plan de treillis. Ces bandes s'interposent de façon positive au niveau de l'intersection, produisant des points brillants sur l'image (Prior *et al.*, 1999). L'orientation de ces bandes et la position de ces points brillants sont utilisés pour identifier la symétrie et l'orientation de chacun des cristaux.

Des effets de diffractions similaires causent des cristaux individuels d'orientations différentes à former un patron d'électrons rétrodiffusés. Au niveau du microscope à balayage électronique, le spécimen est habituellement positionné à angle droit par rapport au faisceau incident. Plus le nombre atomique ( $Z$ ) du spécimen est élevé, plus il y aura d'électrons incidents rétrodiffusés. Des images sont alors créées selon les variations dans le nombre atomique, et sont représentées selon différents niveaux de gris. Les images du microscope électronique à balayage qui exploitent cet effet montrent des images de contraste d'orientation.

DERD et les images de contraste d'orientation sont les outils cristallographiques de base pour le microscope électronique à balayage. Le système DERD jumelé au microscope électronique à balayage avec une plate-forme automatisée, peut mesurer les directions de l'orientation cristallographique des minéraux formant une roche, à une échelle aussi petite que  $1\ \mu\text{m}$  et à des vitesses telles que 0.2 s par point d'analyse (Prior *et al.*, 1999).

## **4.2.2 Méthode d'acquisition des données**

### **4.2.2.1 Préparation de l'échantillon**

Les techniques d'images de contraste d'orientation et DERD ont été effectuées afin d'étudier l'orientation cristallographique des cristaux d'olivine. Trois lames minces coupées de façon à représenter les trois dimensions de la roche ont été mécaniquement polies, et ont ensuite été polies avec un matériel de silice colloïdale en suspension (Fynn et Powell, 1979) afin de réduire l'endommagement superficiel des matériaux. Une mince couche de carbone a été déposée sur ces lames minces afin de réduire l'influence du chargement superficiel (Prior *et al.*, 1999). Toutes poussières ont été enlevées avant les

analyses. La préparation du spécimen a été faite par Mike Cheadle, University of Wyoming, Laramie.

#### 4.2.2.2 Montage expérimental

Le JEOL 5800 ME avec le programme Canal 5 - Diffraction d'électrons Rétrodiffusés de *HKL Technology* (University of Wyoming, Laramie) a été opéré de façon à ce que la surface du spécimen soit à un angle d'inclinaison de 70° du faisceau d'électron incident. La distance entre le spécimen et l'écran de phosphore est une considération importante en DERD. L'écran de phosphore est positionné le plus près possible du spécimen, procurant ainsi une grande étendue de bandes de diffraction à être imagées (répertorier est donc plus facile et le signal est mieux détecté sur l'écran de phosphore). Les interactions élastiques entre le bombardement d'électrons et les noyaux des atomes de la cible impliquent une grande déflexion avec une faible perte d'énergie. Les électrons rétrodiffusés, pouvant être distingués des électrons secondaires par leur haute énergie, sont détectés avec un détecteur d'électrons rétrodiffusés. Le signal d'électrons rétrodiffusés est particulièrement sensible aux différences chimiques puisque la déflexion angulaire est en fonction du nombre atomique. Une caméra située juste à l'arrière de l'écran de phosphore recueille les patrons de diffractions de chaque analyse, et en principe, ce patron représente le minéral et l'orientation tridimensionnelle dans la lame mince (Prior *et al.*, 1999).

#### 4.2.2.3 Répertoire DERD

Répertoire est le processus par lequel les patrons d'électrons rétrodiffusés d'un matériel connu est utilisé pour calculer l'orientation cristallographique à une source ponctuelle (Prior *et al.*, 1999). Les positions et les orientations des bandes sont mesurées relativement au centre du patron, de façon manuelle ou en utilisant une transformante Hough (Wright et Adam, 1992). Afin d'appliquer les algorithmes pour répertoire, il est nécessaire de connaître les paramètres des plans de treillis de l'unité de cellule, la symétrie du crystal et d'avoir une filière de réflecteurs contenant une liste des plans de treillis donnant lieu à des bandes visibles sur les patrons d'électrons rétrodiffusés. Il existe un grand nombre de réflecteurs dans une structure cristalline, par contre l'utilisation de trop de réflecteurs ralentit le processus et génère davantage de solutions incorrectes, tandis que l'utilisation de

trop peu de réflecteurs empêche l'ordinateur de trouver des solutions. Une liste de tous les réflecteurs en ordre d'intensité permet d'expérimenter avec différentes intensités supprimées, afin d'optimiser la vitesse et la précision du répertoire. Le nombre de réflecteurs utilisés pour les analyses de Rum est de 4 à 7 réflecteurs. Afin de déterminer si l'ordinateur a répertorié un patron correctement, il est nécessaire d'effectuer la comparaison du patron d'électrons rétrodiffusés avec une simulation. Un bon ajustement requiert que toutes les bandes visibles soient simulées. Chaque minéral requiert de l'expérimentation afin de trouver une filière de réflecteurs qui simule les patrons d'électrons rétrodiffusés correctement (Prior *et al.*, 1999).

#### **4.2.2.4 Acquisition des données : DERD**

La méthode pour recueillir les données est similaire à celle de la microsonde électronique. Un très petit point sur la lame mince est analysé pour des électrons diffractés, et à partir de l'information recueillie, le minéral et son orientation sont déterminés (patron de diffraction). Les données peuvent être recueillies de deux façons, manuellement ou automatiquement. L'opération manuelle, telle qu'au microscope à balayage électronique, implique de bouger le faisceau du microscope à balayage électronique sur un cristal à analyser, recueillir le patron de diffraction, le répertorier, et bouger le faisceau du microscope à balayage électronique à un autre point. Cette méthode permet au plus, une analyse d'environ 60 points par heure, impliquant une consommation de temps extrême dans le laboratoire de microscope à balayage électronique. Cette méthode mène à une précision près de 100%. L'opération automatique est beaucoup plus rapide (environ 9s par analyse, due à la contrainte liée à la vitesse de la plate-forme du microscope à balayage électronique; bouger le faisceau d'électrons d'une position à une autre), par contre la précision est moindre. Cette méthode recueille les patrons de diffraction de la même façon que la méthode manuelle, sauf que l'ordinateur fait le répertoire des patrons automatiquement, mais ils sont imparfaits. L'ordinateur choisit les bandes brillantes comprenant le patron de diffraction, mais ne choisit pas aussi bien qu'un humain. Ainsi, la précision est moindre. Les analyses faites pour les lames minces de Rum ont été effectuées selon la méthode automatique par Mike Cheadle (University of Wyoming, Laramie). Le répertoire est de 55-65% pour ces lames minces, ce qui implique que 45-35% des points ne

sont pas répertoriés. Environ 20% de ces points sont probablement impossibles à répertorier, c'est-à-dire, même manuellement ce serait impossible, puisque qu'ils représentent des endroits où les points se situent sur une bordure d'un cristal ou sur un cristal altéré. Environ 20% des points sont des vrais cristaux pouvant être répertoriés manuellement, mais qui ont trompé l'ordinateur. Environ 5% des points répertoriés peuvent être incorrects, occasionnellement l'ordinateur ne peut pas répertorier correctement. La méthode automatique a un avantage de plus que la méthode manuelle, soit de recueillir les données dans une grille, ce qui est la façon de recueillir les données de fabrication d'une roche pour reconstruire la microstructure de l'échantillon. La reconstruction peut être faite par la coloration des pixels selon une table indicatrice (basée sur les angles Euler, les figures de pôle ou les figures de pôle inversé). La fabrication produite par le répertoire automatique est la même que celle produite manuellement, c'est-à-dire que les patrons non répertoriés ne biaisent pas systématiquement les mesures, généralement ces patrons sont seulement moins clairs plutôt que d'être un ensemble systématique (probablement dû aux imperfections locales dans le polissage) (Cheadle, 2004; *communications personnelles*).

### **4.3 Résultats**

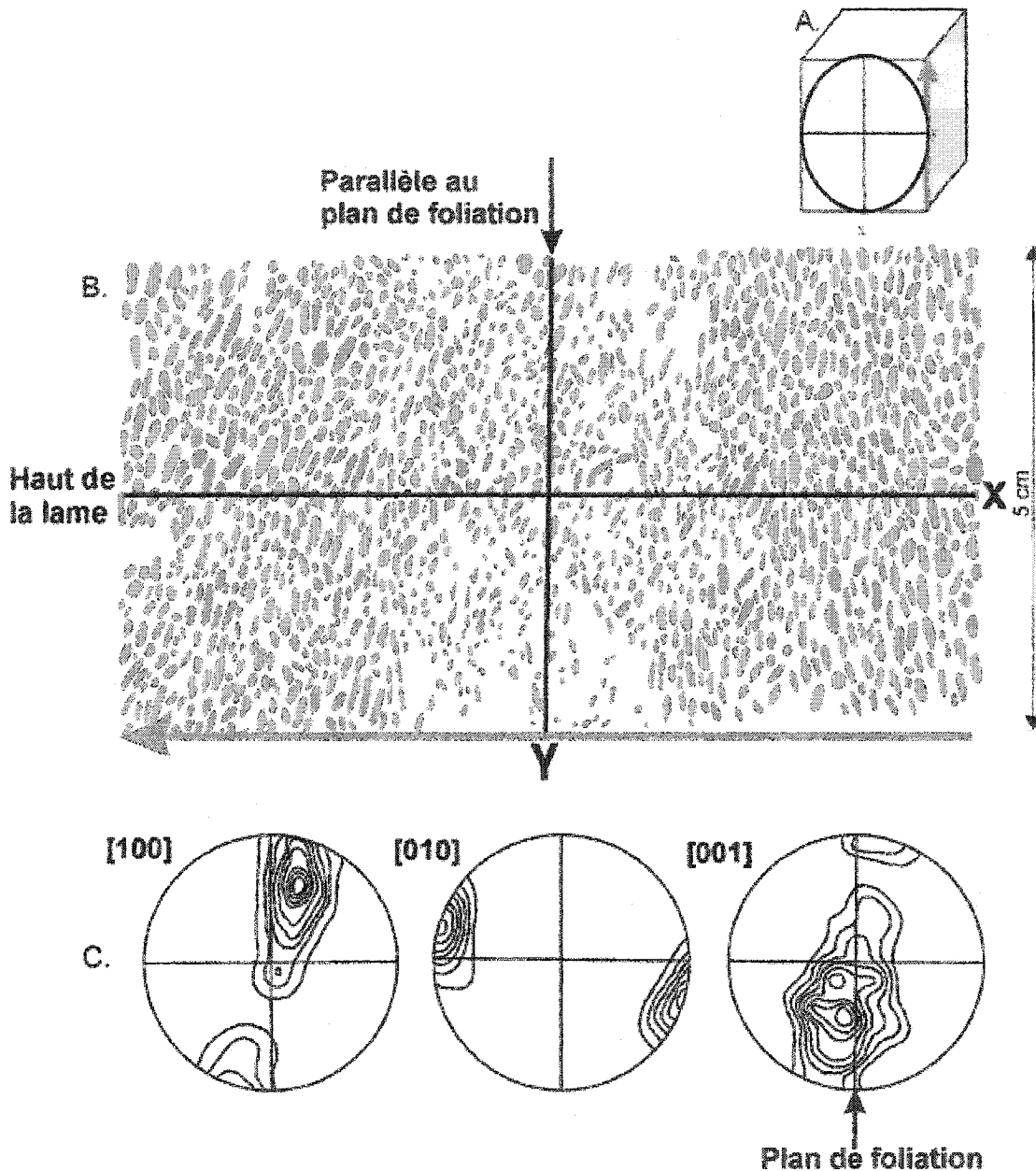
#### **4.3.1 Distributions des orientations préférentielles cristallographiques sur les figures de pôle**

Les orientations préférentielles cristallographiques sont généralement montrées sous forme de figures de pôle, de pôles de plans de treillis, ou d'axes de zone qui sont rapportés sur un stéréonet par rapport aux orientations référencées de l'échantillon. Une représentation alternative est une figure de pôle inversé, les orientations référencées de l'échantillon (linéation ou foliation) sont rapportées par rapport aux axes cristallographiques référencés, dans l'unité primaire symétrique pour le minéral en question (Prior *et al.*, 1999). Trois figures de pôle sont produites pour les pôles des plans (100); les axes-a, des plans (010); les axes-b, et des plans (001); les axes-c. Plus de 9000 orientations cristallographiques ont été identifiées pour les lames minces 15A, 15B et 15Top. Les lames minces 15A, 15B et 15Top sont des sections mutuellement perpendiculaires du même prisme (~5x5x8 cm) de roche. La méthode DERD est tridimensionnelle, donc des sections perpendiculaires donnent approximativement des résultats similaires. L'analyse des trois lames minces permet donc

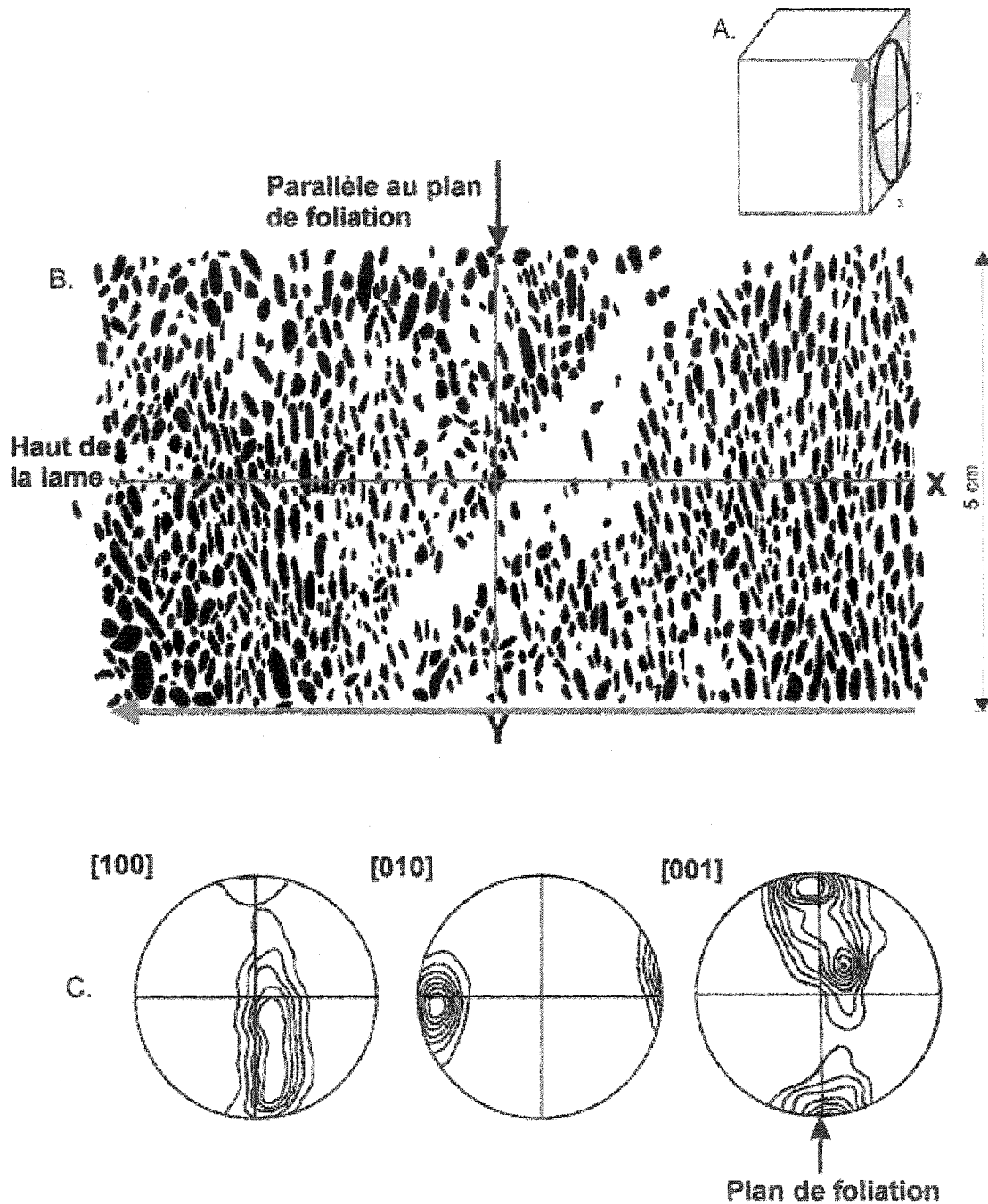
de confirmer la précision de la représentation tridimensionnelle à partir d'une seule lame mince. Toutes les figures sont orientées de façon à ce que le haut de la lame correspond à la gauche de la figure de pôle. Les figures de pôle pour les lames minces 15A, 15B et 15Top (figures 4.3.1, 4.3.2 et 4.3.3) montrent les orientations cristallographiques de 3360, 2692 et 3117 (respectivement) cristaux d'olivine qui sont principalement tous orientés parallèles au plan de foliation (N-S).

Tel qu'observé dans les figures de pôle des lames minces 15A et 15B, les cristaux ont une forte orientation préférentielle cristallographique (OPC) parallèle à la foliation et montrent que l'axe cristallographique b est court (pôle du plan (010)) orienté perpendiculaire au plan de foliation. L'OPC est forte principalement pour l'axe cristallographique a et moins forte, mais présente pour l'axe cristallographique c, c'est-à-dire parallèle au plan de foliation. Les cristaux d'olivine ont donc un aspect quasi-tabulaire (voir section 4.2.3). Une composante plus faible est observée dans la lame mince 15Top, soit l'axe cristallographique c perpendiculaire à la foliation et l'axe cristallographique b dans le plan de foliation (figure 4.3.3). Par contre, dans tous les cas, les axes cristallographiques a sont alignés dans la même direction.

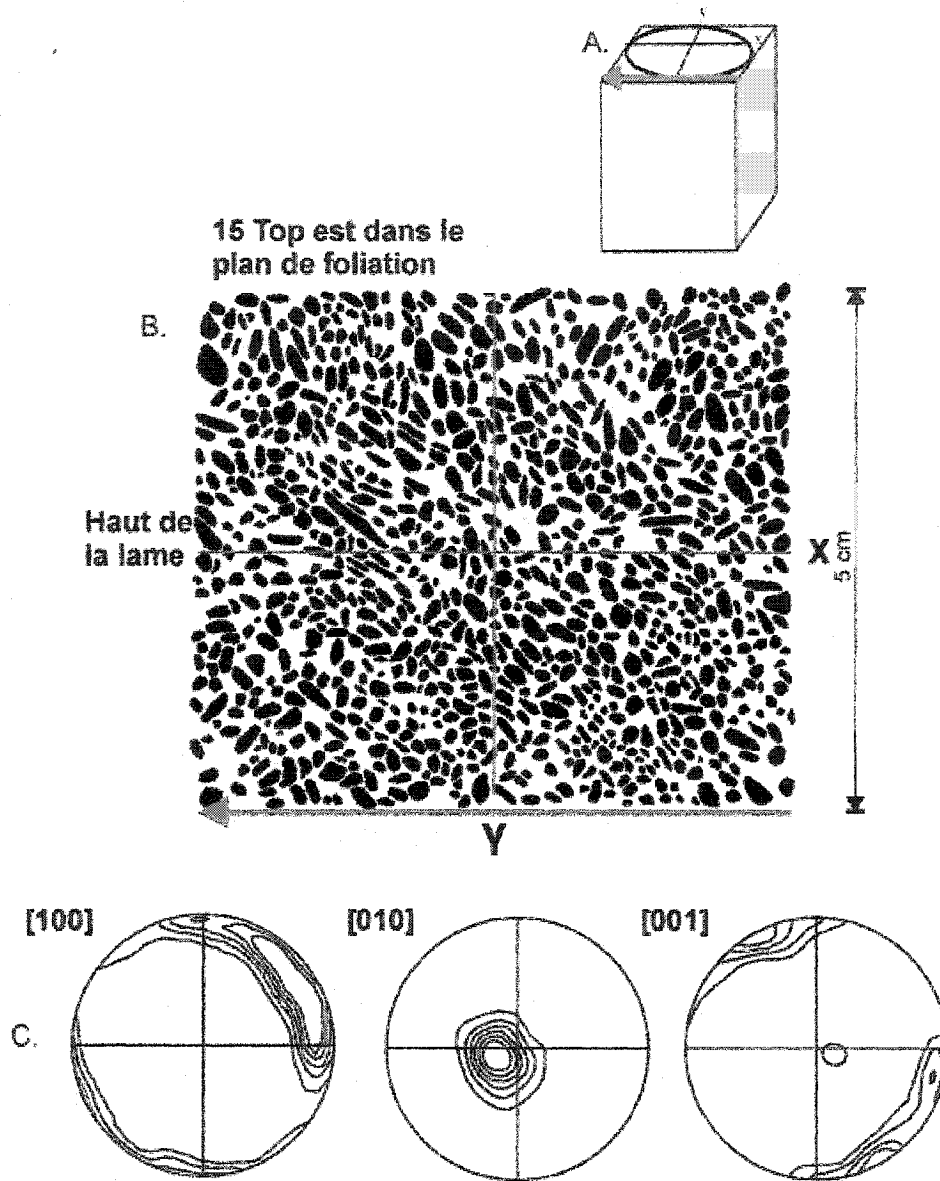
La figure 4.3.4 montre les orientations cristallographiques de l'olivine, le plagioclase, le clinopyroxène et le groupe spinelle dans la lame mince 15A. Ce sont les cristaux d'olivine qui définissent la foliation dans la roche. Les autres minéraux sont dispersés à travers la roche et ne montrent aucune orientation cristallographique préférentielle.



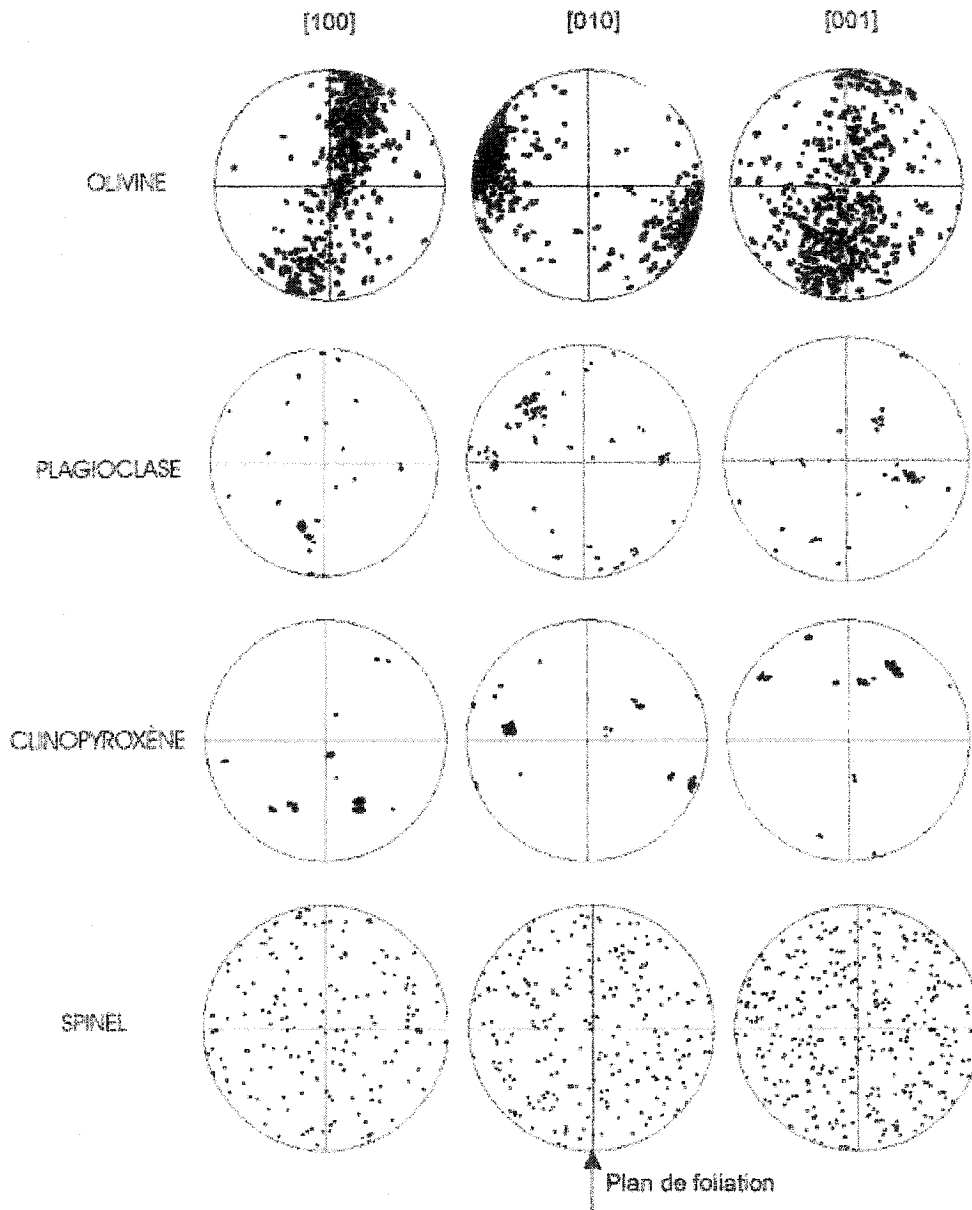
**Figure 4.3.1.** A. Représentation tridimensionnelle du prisme de roche montrant l'orientation de la lame 15A. B. Tracé des cristaux d'olivine montrant l'orientation préférentielle de la forme, c'est-à-dire, l'orientation des longues dimensions des cristaux. L'alignement des cristaux coïncide avec l'orientation préférentielle cristallographique (OPC) montré en C. C. Contour des données des figures de pôles montrant les OPCs des cristaux d'olivine. [100] est l'axe de zone pour l'axe cristallographique a; [010] est l'axe de zone pour l'axe cristallographique b, et [001] est l'axe de zone pour l'axe cristallographique c. L'OPC est forte pour [100]. [010] est perpendiculaire au plan de foliation.



**Figure 4.3.2.** A. Représentation tridimensionnelle du prisme de roche montrant l'orientation de la lame 15B. B. Tracé des cristaux d'olivine montrant l'orientation préférentielle de la forme, c'est-à-dire, l'orientation des longues dimensions des cristaux. L'alignement des cristaux coïncide avec l'orientation préférentielle cristallographique (OPC) montré en C. C. Contour des données des figures de pôles montrant les OPCs des cristaux d'olivine. [100] est l'axe de zone pour l'axe cristallographique a; [010] est l'axe de zone pour l'axe cristallographique b, et [001] est l'axe de zone pour l'axe cristallographique c. L'OPC est forte pour [100]. [010] est perpendiculaire au plan de foliation.



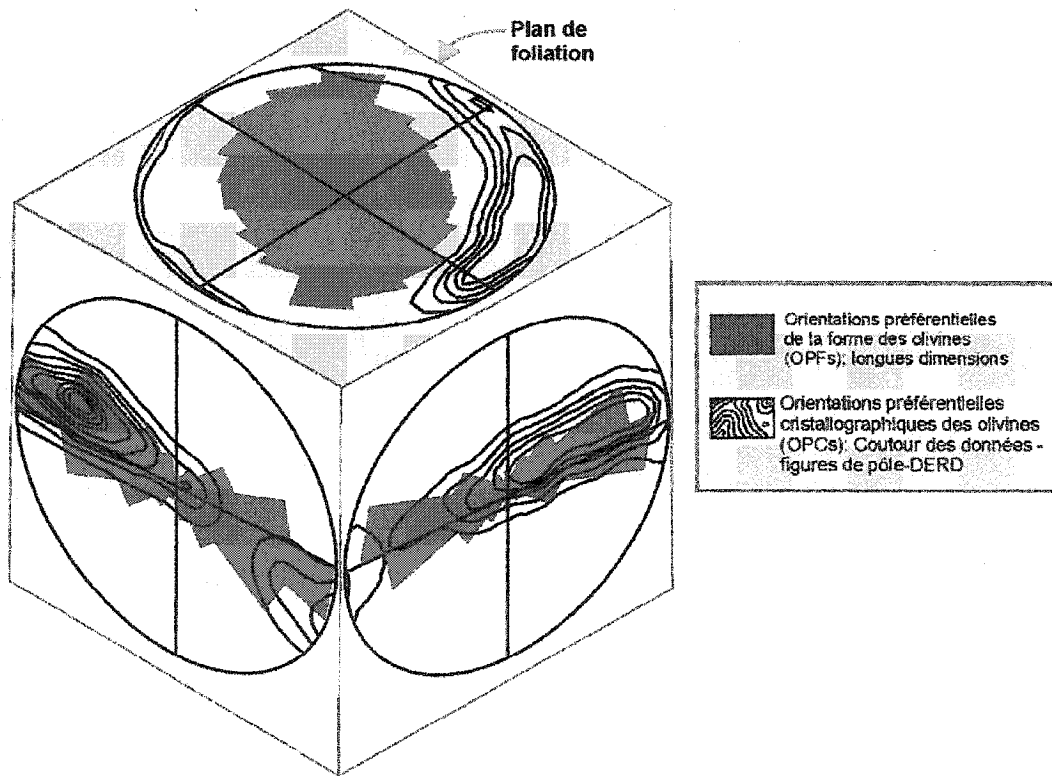
**Figure 4.3.3.** A. Représentation tridimensionnelle du prisme de roche montrant l'orientation de la lame 15Top. B. Tracé des cristaux d'olivine montrant l'orientation préférentielle de la forme, c'est-à-dire, l'orientation des longues dimensions des cristaux. C. Contour des données des figures de pôles montrant les orientations préférentielles cristallographiques des cristaux d'olivine. [100] est l'axe de zone pour l'axe cristallographique a; [010] est l'axe de zone pour l'axe cristallographique b, et [001] est l'axe de zone pour l'axe cristallographique c. [010] est dans le plan de foliation et [100] tend à être perpendiculaire au plan de foliation. À noter que la lame 15Top est dans le plan de foliation, c'est pour cette raison qu'on observe un amas à [010] contrairement aux lames 15A et 15B orientées perpendiculaires au plan de foliation.



**Figure 4.3.4.** Figures de pôles montrant les orientations préférentielles cristallographiques des cristaux d'olivine, de plagioclase, de clinopyroxène et du groupe spinelle pour la lame 15A. [100] est l'axe de zone pour l'axe cristallographique a; [010] est l'axe de zone pour l'axe cristallographique b, et [001] est l'axe de zone pour l'axe cristallographique c. Les cristaux d'olivine qui définissent la foliation dans la roche. Les autres minéraux sont dispersés à travers la roche et ne montrent aucune orientation cristallographique préférentielle.

### 4.3.2 Orientation préférentielle cristallographique de l'olivine en relation avec l'orientation préférentielle de la forme du cristal

Des mesures directes des longues dimensions des cristaux d'olivine (section 3.4.1.2) à partir de trois plans orthogonaux de données dimensionnelles permettent de représenter la fabrique des formes des cristaux d'olivine (Prior *et al.*, 1999). Cette fabrique montre une foliation importante définie par les orientations préférentielles des formes des cristaux. L'orientation cristallographique des cristaux semblent s'agencer avec leur forme, c'est-à-dire que les axes cristallographiques  $a$  correspondent aux longues dimensions des cristaux d'olivine (figure 4.3.5). Cette correspondance suggère l'alignement et la croissance des cristaux dans un champ d'écoulement magmatique.



**Figure 4.3.5.** Cube représentant les trois dimensions de la roche à partir des lames 15A, 15B et 15Top. Les orientations préférentielles cristallographiques des olivines (OPCs) (contour des données des figures de pôle - DERD) pour les axes cristallographiques  $a$  sont superposées aux orientations préférentielles des formes (OPFs) des olivines (longues dimensions) sur des diagrammes circulaires. Le plan sur le dessus du cube représente le plan de foliation de la roche. Notez bien la correspondance entre les OPCs et les OPFs des olivines; les longues dimensions des cristaux d'olivine correspondent bien aux axes cristallographiques  $a$ , à l'exception des OPCs et OPFs dans le plan de foliation. Dans le plan de foliation les longues dimensions des cristaux d'olivine ne correspondent pas aux axes cristallographiques  $a$ .

#### 4.4 Discussion

D'après des expériences sur les changements dans l'aspect des cristaux d'olivine menées par Donaldson (1976), un aspect tabulaire est généralement définie par l'axe cristallographique  $c \gg a \gg b$ , c'est-à-dire que l'axe cristallographique  $c$  devrait être l'axe long puisque les cristaux d'olivine grandissent plus vite parallèle à cet axe cristallographique, par contre celles des lames minces analysées semblent avoir l'axe cristallographique  $a \gg c \gg b$ . Puisque l'orientation préférentielle cristallographique est en désaccord avec le développement normal des cristaux d'olivine (c'est-à-dire l'axe cristallographique  $c \gg a \gg b$ ), ceci peut donc impliquer que les cristaux ont subi des changements au niveau de leur aspect lors du développement post-cumulus de la roche. Une autre possibilité est que la cristallisation de l'olivine aie été contrainte thermiquement à l'intérieur du champ d'écoulement du magma. La croissance des cristaux d'olivine selon l'axe cristallographique  $a \gg c \gg b$  est typique de la texture de spinifex dans les komatiites (Shore et Fowler, 1999). Des températures élevées, des grands gradients thermaux orientés constants et des différences dans les propriétés du transport thermique pour l'olivine sont des conditions favorables au développement cristallographique préférentielle des cristaux. D'autres processus se produisant à l'intérieur d'une coulée magmatique peuvent avoir influencé le développement de la texture, tels que la convection du magma induite thermiquement ou compositionnellement (Shore et Fowler, 1999).

#### 4.5 Conclusion

La foliation produite dans la roche est importante, et un processus d'écoulement magmatique semble fort possible pour l'interprétation de la texture. La correspondance entre l'OPF et l'OPC (figure 4.3.5) des cristaux d'olivine suggère un alignement et une croissance à l'intérieur d'un champ d'écoulement de magma. Le fait que les cristaux d'olivine ont grandi selon l'axe cristallographique  $a \gg c \gg b$  font que les conditions initiales de formation pourraient être semblables à celles du développement de la texture de spinifex dans les komatiites en ce qui à trait aux conditions de températures, de gradients et de transport thermique. Les processus de convection induite thermiquement ou compositionnellement sont aussi des processus importants à l'intérieur d'une coulée magmatique à considérer pour le développement d'OPC pour l'olivine.

## 5. ANALYSES GÉOCHIMIQUES

### 5.1 Introduction

La chimie des minéraux permet de déterminer la composition d'un liquide à partir duquel ils cristallisent. De telles informations sont importantes en ce qui à trait aux conditions physiques qui caractérisent la chambre magmatique lors de la cristallisation. Les relations de coexistence entre les différents minéraux permettent de déterminer les différents processus d'équilibration lors de la formation des roches. Les données géochimiques recueillies permettent de déterminer les processus à petite échelle, et aussi à plus grande échelle en ce qui à trait à l'évolution du magma dans le Complexe Central de Rum.

### 5.2 Microsonde Électronique

#### 5.2.1 Théorie

L'analyse à la microsonde électronique (ME) est une méthode non-destructive pour déterminer la composition chimique de très petits matériaux solides. La ME est une méthode d'analyse élémentaire inventée en 1951 par Raymond Castaing (Newbury, 2001). Un faisceau d'électrons fortement accélérés irradie une faible surface (1x1 micron) de l'échantillon prélevé. Le rayonnement émergent est analysé dans un spectromètre afin d'identifier les différentes radiations caractéristiques qui le composent et de connaître ainsi les éléments présents dans le faible volume concerné. Il est possible de quantifier ces informations en comparant les intensités des rayons-X caractéristiques de chaque élément présent dans l'échantillon, à l'intensité des mêmes radiations émises par un témoin de référence (Reed, 1993). La ME couplée à un microscope à balayage électronique (MBE) permet l'analyse du spectre-X par dispersion de longueur d'onde (ou WDS pour *wavelength dispersive spectroscopy*) ou bien par dispersion de l'énergie (EDS pour *energy dispersive spectroscopy*) (Goldstein *et al.*, 1992). L'imagerie en électrons rétrodiffusés, en électrons secondaires et les détecteurs cathodo-luminescence, sont les techniques utilisées pour obtenir de l'information au niveau des enchevêtrements et des variations dans la composition des minéraux. Le processus d'analyse et son exploitation sont conduits par un ordinateur. Les résultats de l'investigation sont visualisés, mémorisés et conditionnés sur écrans vidéo, photomicrographies et imprimantes.

### 5.2.2 Méthode

La microsonde électronique (ME) utilisée pour les échantillons étudiés est une Camebax MBX automatique (Laboratoire ME, Carleton University, Ottawa) équipée de quatre spectromètres à rayons-X à dispersion de longueur d'onde (WDS). Les conditions d'opération de la ME étaient de 15 kv de potentiel d'altération et un courant pour le faisceau de 20 nA pour les silicates et les oxydes. Le temps nécessaire pour compter chaque analyse était de 15-40 s. Les données brutes de rayon-X ont été converties en données % pds par le programme de matrice de correction Cameca PAP (Annexe E). Une suite bien définie de minéraux et de composés synthétique et naturel ont été utilisé pour les standards de calibration. Les analyses ont une erreur relative de ~1-2% pour les principaux éléments, et de ~3-5% pour les éléments mineurs (~<1 %pds). Les images numériques du microscope à balayage électronique (MBE) ont été recueillies à une résolution de 512x512 avec un détecteur MBE d'état solide à 4 éléments *Lamont* et un amplifieur MBE *Quad Summing Amplifier interfaced, 4Pi Analysis Inc.*; un système digital imagé pour Macintosh (Jones, 2004; *communications personnelles*).

L'analyse à la microsonde électronique a été effectuée afin de documenter la chimie de l'olivine, du plagioclase, des pyroxènes, des minéraux du groupe chrome-spinelle ainsi que de la phlogopite. Plus d'une centaine de points ont été analysées pour ensuite déterminer la chimie de ces minéraux. Deux lames minces (1D et 3D) coupées à partir de la roche initiale ont été mécaniquement polies. Une mince couche de carbone a ensuite été déposée sur ces lames minces afin de réduire l'influence du chargement superficiel. Toutes poussières ont été enlevées avant les analyses.

Les analyses rapportées par la microsonde électronique pour l'olivine, le plagioclase, le pyroxène, les minéraux du groupe chrome-spinelle et la phlogopite, ont ensuite été recalculées à l'aide du programme *MELTS supplemental calculator* (<http://melts.geology.washington.edu/MeltsCALC/index.html>) (Ghiorso, 2002). Ce programme permet de déterminer la formule chimique d'un minéral à partir des % poids d'oxydes analysés avec la microsonde électronique. Le programme *FORMULA Version 96.9* (Musée Canadien de la Nature, Ottawa) a été utilisé pour les analyses des minéraux du groupe chrome-spinelle.

Ce programme est aussi conçu pour calculer la formule chimique d'un minéral selon sa composition (% poids d'oxyde). Le calcul de la formule est basée sur la somme des anions (ex.,  $24[\text{O}+\text{F}]$ ) ou selon la somme des cations (ex.,  $4[\text{Si}+\text{Al}]$ ). Dans le cas des cations, la normalisation peut être basée sur tous ou sur quelques-uns des ions. Les calculs de valence peuvent être faits par la normalisation des sommes des anions et des cations, et s'appliquent à toutes paires d'état de valence pour n'importe quel élément (ex.,  $\text{Fe}[\text{II}, \text{III}]$ ,  $\text{Sn}[\text{II}, \text{IV}]$ ,  $\text{Sb}[\text{III}, \text{V}]$ ). *FORMULA Version 96.9* a donc été utilisé pour déterminer le %poids des oxydes  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{FeO}$  avant d'être calculés par *MELTS supplemental calculator*.

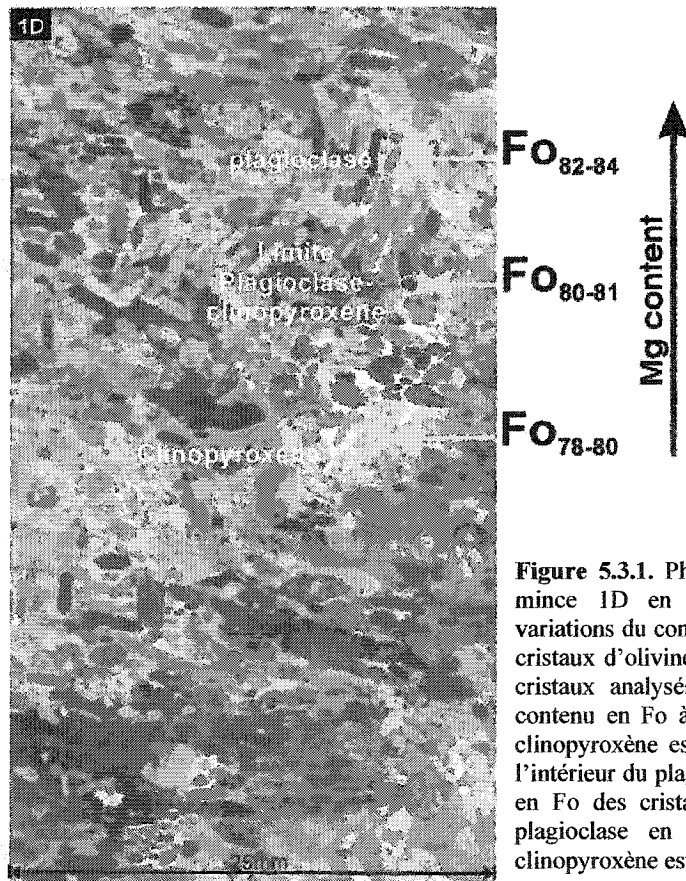
### 5.3 Chimie des minéraux

Tout le Fe des minéraux silicatés est rapporté sous forme de  $\text{FeO}$  puisque les analyses de la microsonde électronique ne reconnaît pas l'état de valence pour le  $\text{Fe}^{3+}$ . Le programme *FORMULA Version 96.9* permet de normaliser la somme des anions et des cations pour le Fe, cependant pour l'olivine, le plagioclase, les pyroxènes et la phlogopite, le Fe se trouve surtout sous forme de  $\text{Fe}^{2+}$ , par contre la normalisation du Fe a été effectuée pour les minéraux du groupe chrome-spinelle. Pour l'olivine, le contenu en forsterite (Fo) est calculé en assumant que tout le Fe est du  $\text{Fe}^{2+}$   $[\text{Fo}=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})]$ . Pour le plagioclase, le contenu en anorthite (An) a été calculé ainsi  $[\text{Ca}]/[\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}]$ . Les bordures et les centres des cristaux de plagioclase ont été analysés afin de démontrer les variations sodique et calcique à l'intérieur des cristaux individuels. Pour les pyroxènes, les contenus en wollastonite (Wo), enstatite (En) et ferrosilite (Fs) ont été calculés. Pour le groupe chrome-spinelle, les contenus en Al (série-spinelle),  $\text{Fe}^{3+}$  (série-magnétite) et Cr (série-chromite) ont été calculés. Pour la phlogopite, les contenus en annite et phlogopite ont été calculés selon  $[\text{Fe}]/[\text{Fe}+\text{Mg}]$ . La chimie des minéraux à partir de la microsonde électronique et recalculée avec *MELTS supplemental calculator* et/ou *FORMULA Version 96.9* est présentée en Annexe C.

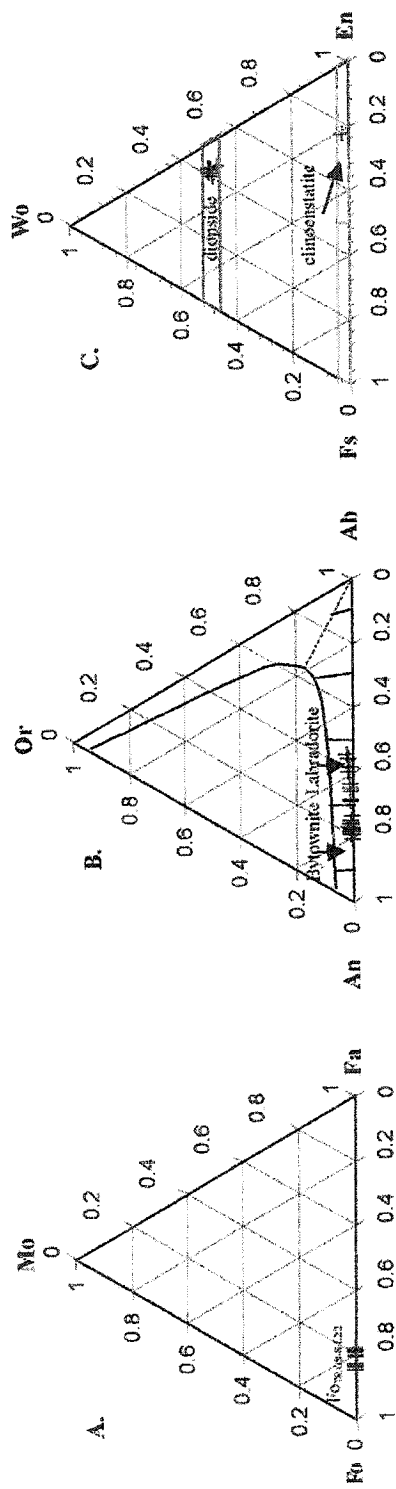
#### 5.3.1 Olivine

L'olivine forstéritique ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ) est le principal minéral d'accumulation trouvé dans la texture étudiée. La différence de composition entre les bordures et les coeurs des cristaux d'olivine est très faible <0.4% et les changements sont plutôt aléatoires. Par contre, aucune

zonation est observée. Les contenus en forsterite pour les cristaux analysés varient de Fo<sub>78</sub> à Fo<sub>84</sub>. Les différences dans le contenu varie ~6% selon les cristaux trouvés à l'intérieur des oïcristes de clinopyroxène (Fo varie ~2% pour Fo<sub>78-80</sub>) ou à l'intérieur du plagioclase (Fo varie ~2% pour Fo<sub>82-84</sub>). Les cristaux d'olivine trouvés dans le plagioclase en bordure des oïcristes de clinopyroxène ont un contenu en forsterite intermédiaire (Fo varie ~1% pour Fo<sub>80-81</sub>). La figure 5.3.1 montre ces variations chimiques dans les cristaux d'olivine pour la lame mince 1D. MnO varie de 0.19 %pds à 0.37 %pds, CaO varie de 0.09 %pds à 0.13 %pds et NiO varie de 0.21 %pds à 0.34 %pds. La figure 5.3.2A montre la composition chimique de l'olivine selon le contenu en Fo.



**Figure 5.3.1.** Photomicrographie de la lame mince 1D en nicols croisés montrant les variations du contenu en forsterite (Fo) pour les cristaux d'olivine. Les contenus en Fo pour les cristaux analysés varient de Fo<sub>78</sub> à Fo<sub>84</sub>. Le contenu en Fo à l'intérieur des oïcristes de clinopyroxène est Fo<sub>78-80</sub>. Le contenu en Fo à l'intérieur du plagioclase est : Fo<sub>82-84</sub>. Le contenu en Fo des cristaux d'olivine trouvés dans le plagioclase en bordure des oïcristes de clinopyroxène est : Fo<sub>80-81</sub>.



**Figure 5.3.2.** Diagrammes ternaires (proportions molaires) pour l'olivine (Fo=Forsterite; Fa=Fayalite; Mo=Monticellite), le plagioclase (An=Anorthite; Ab=Albite; Or=Orthoclase) et les pyroxènes (Fs=Ferrosilite; En=Enstatite; Wo=Wollastonite). **A.** L'olivine a un contenu en forsterite variant entre 78,08% et 84,22%. **B.** Le plagioclase a un contenu en anorthite variant entre 53,05% et 80,33%. **C.** Le pyroxène a un contenu en wollastonite variant entre 47,58% et 50,64% pour le clinopyroxène (diopside), et un contenu en enstatite de 76,59% pour l'orthopyroxène (clinoenstatite). L'erreur relative du montant présent dans le % de poids des oxydes (calculée lors des analyses à la microsonde électronique) pour l'olivine, le plagioclase et les pyroxènes est de 1 à 2%. Les barres d'erreur sont plus petites que les symboles et ne sont donc pas observées sur les graphiques ternaires.

### 5.3.2 Plagioclase

Le plagioclase ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) est un minéral interstitiel dans la texture étudiée. La différence dans la composition du plagioclase est relativement importante, le contenu en anorthite varie de  $\text{An}_{53}$  à  $\text{An}_{80}$ , cependant,  $\text{An} < 68.33\%$  a seulement été observé dans quelques cristaux de plagioclase, ceux avec l'altération chimique. En général, la composition du plagioclase est bytownite (figure 5.3.2B), et le contenu en anorthite varie de  $\text{An}_{73}$  à  $\text{An}_{80}$ . La variation chimique se produit au niveau de l'altération chimique et non au niveau du coeur à la bordure du cristal ou vice versa. La figure 5.3.3 montre les grandes variations chimiques dans un cristal de plagioclase de la lame mince 1D. Le plagioclase contient aussi une quantité considérable de FeO variant de 0.23-1.20 %pds.

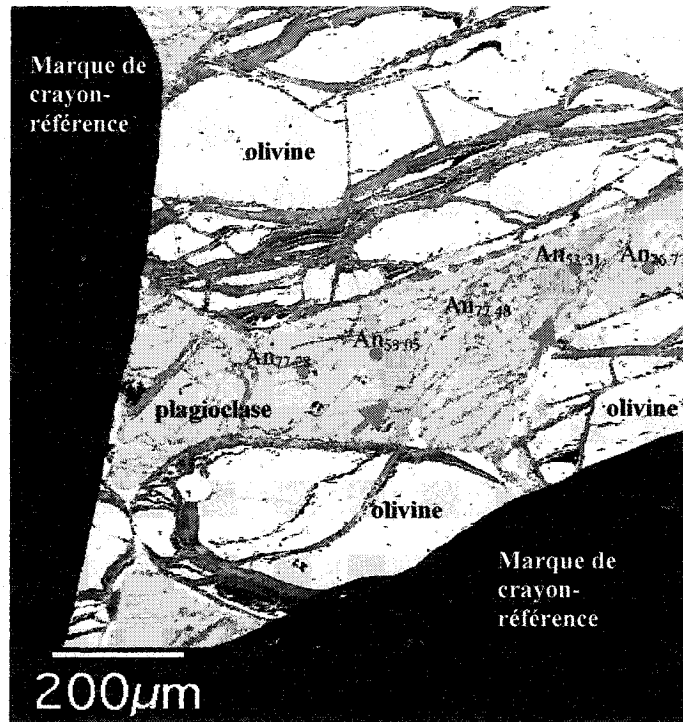


Figure 5.3.3. Photo d'une région analysée par la microsonde électronique de la lame mince 1D montrant les variations chimiques du plagioclase. Le contenu en anorthite dans ce cristal de plagioclase varie de  $\text{An}_{53.05}$  à  $\text{An}_{77.28}$ . Les points rouges indiquent les points analysés par la microsonde électronique. Les flèches bleues indiquent les régions (gris foncé) les plus sodiques  $\text{An}_{53.31}$  et  $\text{An}_{53.05}$ ; ce sont de l'altération chimique.

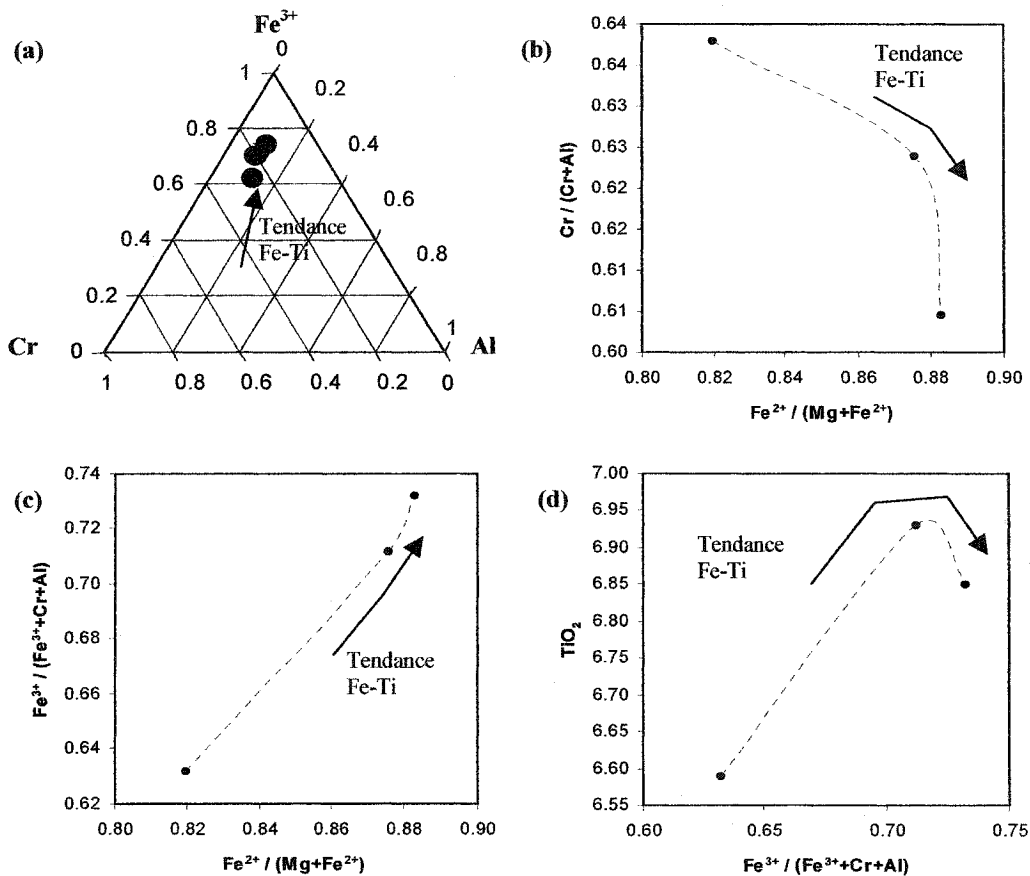
### 5.3.3 Pyroxènes

Les pyroxènes sont interstitiels dans la texture étudiée et se trouve sous forme de oïcristes (~10-30 mm), principalement sous la forme de clinopyroxène, et parfois (<1.5%) sous forme d'orthopyroxène. Le clinopyroxène varie dans son contenu en wollastonite (Ca) ~ 47.58-50.64%, et se situe dans le champ du diopside ( $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ ) sur le diagramme ternaire de classification des pyroxènes (figure 5.3.2C). Un cristal d'orthopyroxène a été analysé, et son contenu en enstatite (Mg) est de 76.59%, et se situe dans le champ du clinoenstatite ( $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ) sur le diagramme ternaire de classification des pyroxènes (figure 5.3.2C). Le clinopyroxène contient aussi une quantité considérable de  $\text{TiO}_2$  variant ~0.24-1.49 %pds, et en moindre quantité, du  $\text{Na}_2\text{O}$  variant ~0.03-0.45 %pds, ainsi que du MnO variant ~0.1-0.35 %pds.

### 5.3.4 Chrome-spinelle

Les minéraux du groupe chrome-spinelle sont des oxydes simples classifiés selon le contenu en Al (série-spinelle),  $\text{Fe}^{3+}$  (série-magnétite) et Cr (série-chromite). La majorité des cristaux chrome-spinelle se trouve dans le matériel interstitiel, c'est-à-dire dans le plagioclase et dans le clinopyroxène, à proximité des cristaux d'olivine. Les cristaux se trouvent aussi en amas dans les fractures d'altération des cristaux d'olivine. La plus importante série observée dans la texture est celle de la magnétite ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) suivie de spinelle/ulvospinelle ( $\text{MgAl}_2\text{O}_4$  /  $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ), et de chromite ( $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ ).  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  varie de ~42.71 %pds, FeO varie de ~32.06-34.2 %pds, MgO varie de ~2.55-3.95 %pds,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varie de ~4.06-5.24 %pds,  $\text{TiO}_2$  varie de ~6.59-6.85 %pds,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  varie de ~9.24-13.76 %pds. NiO est aussi présent mais en moindre quantité, ~0.26-0.45 %pds. La chimie des minéraux du groupe chrome-spinelle suit une tendance d'augmentation de  $\text{Fe}^{3+}$  et  $\text{Fe}^{2+}$  / ( $\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ ) courbant vers le haut vers la magnétite (figure 5.3.4a et 5.3.4c), et généralement associée avec une augmentation de  $\text{TiO}_2$  (figure 5.3.4d). Cette tendance peut être attribuée à l'évolution des compositions de spinelle lors de la cristallisation fractionnée de l'olivine ou du pyroxène (avec ou sans plagioclase) du magma hôte, qui augmente le ratio Fe/Mg et le contenu en Ti du magma. La variation dans  $\text{Fe}^{2+}$  / ( $\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ ) a deux sources, soit l'évolution des compositions du magma lors de la cristallisation, et l'échange de  $\text{Fe}^{2+}$  et Mg entre les minéraux du groupe spinelle et les minéraux silicatés, habituellement l'olivine

(Barnes et Roeder, 2001). Cette variation favorise l'augmentation de  $Fe^{2+} / (Mg+Fe^{2+})$  dans le spinelle avec une diminution de température, cet effet est prononcé dans les roches refroidies lentement (Irvine, 1965). Par contre, le nombre insuffisant d'analyses d'oxydes pour cette étude ne permet pas de confirmer cette tendance.



**Figure 5.3.4.** Variations chimiques des minéraux du groupe chrome-spinelle analysées par la microsonde électronique pour la lame mince 1D. Les flèches noires montrent la tendance Fe-Ti. En (a), la composition chimique des points analysés selon Fe<sup>3+</sup>, Cr et Al, montrant que la principale série du groupe chrome-spinelle est la série de la magnétite. En (b), (c) et (d), les tendances Fe-Ti montrées selon les ratios Cr/(Cr+Al) et Fe<sup>2+</sup>/(Mg+Fe<sup>2+</sup>), Fe<sup>3+</sup>/(Fe<sup>3+</sup>+Cr+Al) et Fe<sup>2+</sup>/(Mg+Fe<sup>2+</sup>), TiO<sub>2</sub> et Fe<sup>3+</sup>/(Fe<sup>3+</sup>+Cr+Al), respectivement. Notez bien que le nombre insuffisant d'analyses d'oxydes pour cette étude ne permet pas de confirmer cette tendance. (Modèles basés à partir de Barnes et Roeder, 2001)

### 5.3.5 Mica et minéraux accidentels

Le mica brun trouvé dans la texture étudiée a été analysé selon le contenu en annite et en phlogopite. Le contenu en annite varie ~21.31-22.65% et le contenu en phlogopite varie ~77.35-78.69%. La phlogopite ( $\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ ) est trouvée dans le matériel interstitiel en bordure des cristaux d'olivine et des minéraux d'altération (serpentine, chlorite et iddingsite). La phlogopite contient une grande quantité de  $\text{TiO}_2$  ~6.86-6.92 %pds, c'est pourquoi la phlogopite est titanifère. La phlogopite contient aussi  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ~0.65 %pds,  $\text{Na}_2\text{O}$ ~0.7-0.93 %pds,  $\text{NiO}$ ~0.1-0.3 %pds,  $\text{MnO}$ ~0.03-0.09 %pds,  $\text{CaO}$ ~0.01 %pds et  $\text{BaO}$ ~0.08 %pds.

### 5.4 Discussion

Le magmatisme à Rum a impliqué des magmas picritiques de haute température avec des contenus en  $\text{MgO}$  ~18-20 %pds (Upton et al., 2002). Les contenus élevés en forsterite (allant jusqu'à  $\text{Fo}_{93}$ ) ont pu être encouragés par l'oxydation et/ou par l'interaction olivine-spinelle. Les magmas de Rum représentent des magmas fractionnés de 5 à 10%, dérivés principalement d'un faciès de source mantellique appauvrie (Upton et al., 2002). Selon la nature du magma parent à Rum, l'olivine et le groupe chrome-spinelle ont cristallisés en premier, suivi du plagioclase et finalement du clinopyroxène. Le groupe chrome-spinelle aurait dû se dissoudre/réagir pendant cette période (Osborn et Tait, 1952).

La variation chimique importante et les nombreux cristaux individuels de plagioclase indiquent une croissance de cristaux non-continus de plagioclase, contrairement à ceux observés dans la texture *poécilo-macro-sphérolitique* (Donaldson et al., 1973). Le terme *poécilo* décrit en partie la texture. *Poécilo* provient du terme *poécilitique*, et signifie que les cristaux d'olivine sont renfermés par le clinopyroxène et le plagioclase. Par contre, le terme *macro-sphérolitique* ne s'applique pas à la définition de la texture. Une texture sphérolitique se développe lorsqu'un magma refroidit extrêmement rapide. Ceci peut être le résultat d'une croissance directement à partir d'un magma (croissance *in-situ*) ou à la dévitrification. Les cristaux formés grandissent du centre vers l'extérieur, chaque cristal ayant sa propre direction cristallographique, et forment un patron radié. Des rayons sphérolitiques peuvent être observés au microscope (en nicols croisés), lors de la rotation de

la platine (alternance noir-blanc). Donaldson *et al.*(1973) ont observé des grands (*macro*) rayons de plagioclase montrant cette extinction typique pour la texture sphérulitique, tandis que dans les roches étudiées, le plagioclase ne montre pas cette extinction typique.

La petite variation chimique des cristaux d'olivine dans le clinopyroxène et dans le plagioclase confirme que le plagioclase s'est formé avant les oïcristes de clinopyroxène. Tout d'abord, le plagioclase a cristallisé avec les cristaux d'olivine avec un contenu en forsterite plus élevé. Le contenu en forsterite a diminué avec l'évolution du magma, et le clinopyroxène a ensuite cristallisé avec les cristaux d'olivine avec un contenu en forsterite plus bas. Les minéraux du groupe chrome-spinelle semblent suivre une tendance Fe-Ti. Cette tendance peut être attribuée à l'évolution des compositions de spinelle lors de la cristallisation fractionnée de l'olivine ou du pyroxène (avec ou sans plagioclase) du magma hôte, qui augmente le ratio Fe/Mg et le contenu en Ti du magma. On retrouve une quantité relativement élevée de Ti dans le clinopyroxène, ainsi que dans la phlogopite. Par contre, le nombre insuffisant d'analyses d'oxydes ne peut confirmer pas cette tendance.

### 5.5 Conclusion

Les nombreux cristaux individuels et l'altération chimique du plagioclase contredisent l'hypothèse des rayons de plagioclase continus dans le système de bifurcation observé par Donaldson *et al.* (1973). Le processus de croissance *in-situ* pour la texture étudiée est donc rejeté. L'évolution de l'histoire de refroidissement du magma pour la péridotite feldspathique est la suivante: Olivine (+/- spinelle) → Plagioclase → Pyroxènes → Phlogopite → Minéraux accidentels.

## 6. DISCUSSION

Ce chapitre est une synthèse et une discussion des résultats de l'étude détaillée de la texture, et rejète certaines hypothèses pour expliquer le processus post-cumulus à l'origine de la formation de la texture. Un processus possible de formation de la texture est discuté en tenant compte du contexte géologique à Rum. La nature du magma parent à Rum, la mise en place du filon-couche dans lequel on retrouve la texture, la chimie des minéraux, l'histoire de l'évolution du refroidissement du magma ainsi que les conditions de croissance des cristaux d'olivine sont discutées. Le travail nécessaire futur est aussi mentionné.

### 6.1 Magma Parent à Rum

La nature du magma parent à Rum est crue être de composition picritique avec 18-20 %pds MgO (McClurg, 1982; Upton *et al.*, 2002). La présence de dykes picritiques refroidis et la minéralogie et la composition initiale de plusieurs roches de la suite stratifiée procurent des évidences de magmas riches en Mg (13-20 %pds MgO) tout au long de la formation de la suite. La composition des magmas a varié de picritique à basaltique (Emeleus, 1996). Le magma a aussi pu être hydraté, avec des magmas résidents dans la chambre magmatique contenant jusqu'à 1% d'eau (Donaldson, 1975; Tait, 1985), par contre l'eau dans le magma primaire aurait été plus faible (~0.1 %pds). Une composition parentale de 18-20 %pds MgO procure trois contraintes importantes au niveau de l'origine de la pétrogénèse pour la suite stratifiée (Emeleus, 1996).

1. *La température de la région source du manteau* : la région source, anhydre ou hydraté, a dû être extrêmement chaude. Si la source était principalement anhydre, la température du manteau aurait pu atteindre ~1600°C. Si la source était hydraté, la température aurait été un peu plus faible;
2. *Le volume total de magma impliqué dans l'évolution de la suite stratifiée*, basé sur un modèle gravitationnel (Emeleus, 1996), suggère que l'intrusion représente environ une demie du volume total de magma d'approvisionnement ayant pu faire éruption sous forme de magma basaltique. Le volume de l'intrusion serait de l'ordre de 700 km<sup>3</sup> de basaltes.
3. *L'épaisseur du niveau superficiel de la chambre magmatique* : les réapprovisionnements de la chambre magmatique de Rum auraient produit une épaisse couche de

magma style *filon-couche* ~100-200 m recouvrant une importante couche de *bouillie* de cristaux (Dunham, 1970). La couche de magma aurait diminué progressivement en épaisseur due à la cristallisation et à la remontée, seulement pour être ré-infiltrée par le prochain événement de réapprovisionnement. Ceci est basé sur chacune des unités de la Série Stratifiée Est qui représentent un événement de réapprovisionnement de la chambre magmatique (couches de péridotite avec ~60-80% d'olivine formées à partir d'un corps magmatique de 18 %pds MgO).

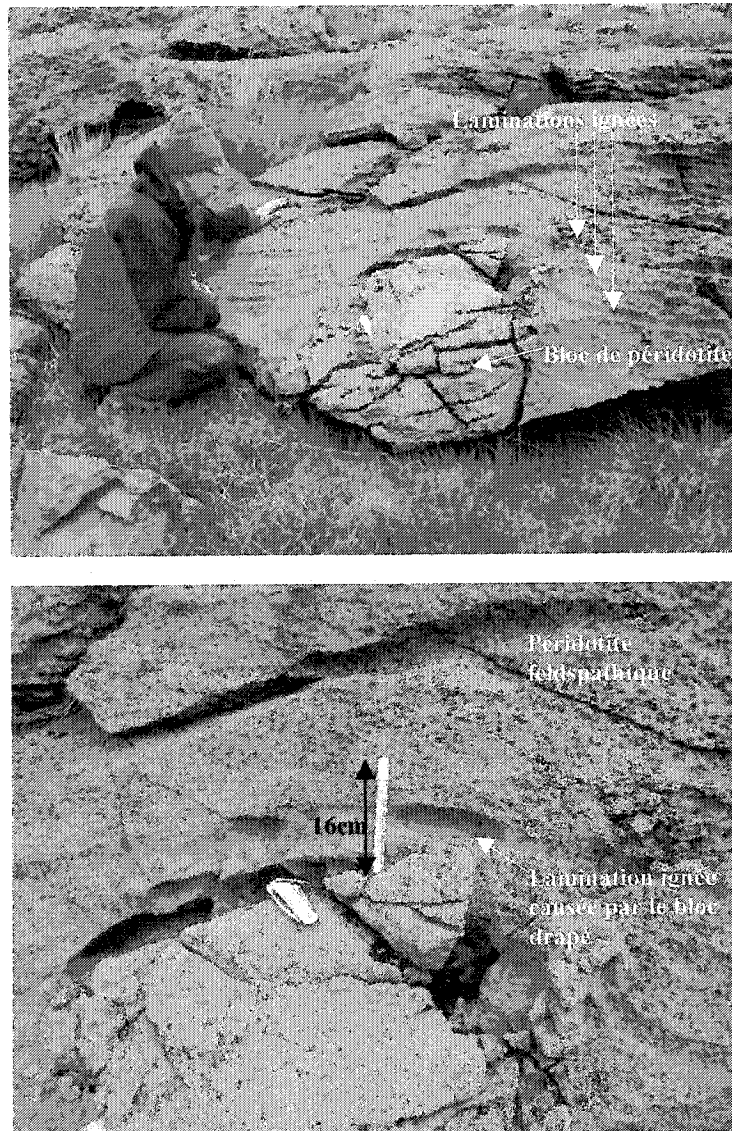
## 6.2 Intrusion de péridotite et de brèches ultrabasiques

Les couches intrusives de péridotite observées sous forme de languettes ou de *plugs* (Wadsworth, 1994) et les brèches ultrabasiques sont importantes dans la suite stratifiée de Rum. Ces unités de roches sont observées dans l'affleurement cartographié (figure 1.5.3). Les roches ultrabasiques de Rum contiennent des affleurements de blocs brèchiques ultrabasiques dérivés de la suite stratifiée (Harker, 1908). Ces blocs sont inclus dans les matrices de péridotites feldspathiques (Wadsworth, 1961). La figure 6.2.1 montre un bloc de péridotite observé à quelques mètres de l'affleurement de péridotites feldspathiques à rayons radiés de plagioclase. Les contacts des brèches avec la série stratifiée sont très peu exposés à Rum. Harker (1908) a suggéré que se sont des contacts intrusifs, tandis que Wadsworth (1961) a suggéré que ce sont des contacts de faille. Donaldson (1974) suggère que les brèches ultrabasiques se sont formées par l'intrusion ascendante de magmas péridotitiques feldspathiques plutôt que par la mise en place de cristaux cumulés et de blocs d'*éboulis de faille* (fault-scrée) à l'intérieur d'une zone faillée dans les stratifications. Des veines gabbroïques sont aussi observées dans l'affleurement (figure 1.5.2). Les veines gabbroïques seraient le résultat d'éjection de liquide résiduel à partir des brèches ultrabasiques (Donaldson, 1974).

## 6.3 Conditions de croissance de l'olivine

Les changements dans l'aspect des cristaux d'olivine dépendent du degré de *super-refroidissement* ( $\Delta T$ ) et du taux de refroidissement du magma. Donaldson (1976) a établi un patron consistant pour la variation de l'aspect de l'olivine selon ces paramètres. Les cristaux sont équidimensionnels (axe cristallographique  $a \approx b \approx c$ ) à des taux de

refroidissement lent et à un petit  $\Delta T$ . Au fur et à mesure que ces paramètres augmentent, les cristaux deviennent allongés, tout d'abord aciculaire ou lamellaire (axe cristallographique  $c \gg a > b$ , ou  $c > a \gg b$ ), et finalement tabulaire (axe cristallographique  $a \approx c \gg b$ ). La taille du cristal le long de l'axe cristallographique  $b$  diminue avec l'augmentation de la vitesse de refroidissement et du  $\Delta T$ .



**Figure 6.2.1.** Bloc de péridotite inclus dans une péridotite feldspathique, observé à quelques mètres de l'affleurement de péridotite feldspathique à rayons radiés de plagioclase. Les laminations ignées sont évidentes autour du bloc et montrent le plissement associé au bloc drapé dans la roche. Henry Emeleus pose sur la photo du haut.

La cristallisation dans des conditions près de l'équilibre tend à produire des cristaux équidimensionnels. La croissance des cristaux dans une direction particulière est favorisée par l'augmentation progressive du taux de refroidissement. Les variations dans le taux de croissance (G) et les coefficients de diffusivité des composants chimiques (D), avec le degré de  $\Delta T$ , ont aussi des effets sur le développement de l'aspect des cristaux d'olivine. Les patrons des aspects des cristaux d'olivine établis par Donaldson (1974), allant de cristaux polyhédriques à dendritiques, impliquent une augmentation de G avec D constant, si  $\Delta T$  a augmenté. Une diminution de D avec G constant aurait le même effet (Donaldson, 1976).

Lofgren (1983) a montré que des variations dans la densité de nucléation initiale peut produire les mêmes types de changements dans la texture de l'olivine que des variations causées par le taux de refroidissement et du  $\Delta T$ . Une haute densité de nucléation tend à former des cristaux équidimensionnels, tandis qu'une basse densité de nucléation tend à former des cristaux tabulaires à dendritiques.

Grove (1996) a montré que la croissance d'olivine allongé peut être associée au contenu élevé en  $H_2O$  dans la magma. L'augmentation du contenu en  $H_2O$  cause une réduction du taux de nucléation dans les magmas polymérisés. Cette diminution du taux de nucléation produit une faible densité de nucléation, favorisant ainsi la croissance d'olivine allongé.

Les études menées par Grove (1996) montre que l'aspect des cristaux d'olivine est contrôlée par le taux de nucléation et le taux de croissance. L'olivine tabulaire peut se former seulement dans des conditions de déséquilibre, c'est-à-dire, lorsque le taux de croissance est rapide par rapport au taux de nucléation.

Donaldson (1976) a établi qu'une forme tabulaire est généralement définie par l'axe cristallographique  $c \gg a \gg b$ , c'est-à-dire que l'axe cristallographique c devrait être l'axe long puisque les cristaux d'olivine grandissent plus vite parallèle à cet axe, par contre l'aspect quasi-tabulaire dans la texture étudiée est définie par l'axe cristallographique  $a \gg c \gg b$ . D'après des études sur la texture de spinifex dans les komatiites, Shore et Fowler (1999)

ont montré que la conductivité thermique de l'olivine à hautes températures est espérée de varier avec l'axe cristallographique  $a > c >> b$ , avec la conductivité parallèle à l'axe cristallographique  $a$  étant 10-20% plus importante que celle parallèle à l'axe cristallographique  $c$ . La croissance parallèle le long de l'axe cristallographique  $a$  est prédite si le transfert de chaleur des extrémités des cristaux est le facteur dominant de vitesse de croissance.

La croissance des cristaux d'olivine à partir d'un magma feldspathique hydraté est une possibilité à considérer. La présence de  $H_2O$  dans le magma aurait pu réduire le taux de nucléation de l'olivine, produisant une faible densité de nucléation et favorisant ainsi la croissance d'olivine allongé (quasi-tabulaire). La croissance préférentielle le long de l'axe cristallographique  $a$  pourrait avoir été favorisée par la conductivité thermique de l'olivine à hautes températures. À noter que l'écoulement magmatique qui alignent les cristaux peut aussi promouvoir la croissance des cristaux tabulaires (Higgins, 1991).

#### 6.4 Hypothèses

La texture étudiée a été décrite par Donaldson *et al.*, (1973) comme étant du plagioclase *poécilo-macro-sphérolitique*, composé de rayons radiés de plagioclase à l'intérieur de péridotite feldspathique. Rappelons que le terme *macro-sphérolitique* ne s'applique pas à la définition de la texture. Une texture sphérolitique se développe lorsqu'un magma refroidit extrêmement rapide. Ceci peut être le résultat d'une croissance directement à partir d'un magma (croissance *in-situ*) ou à la dévitrification. Les cristaux formés grandissent du coeur vers les bordures, chaque cristal ayant sa propre direction cristallographique, et forment un patron radié. Des rayons sphérolitiques peuvent être observés au microscope (en nicols croisés) lors de la rotation de la platine (alternance noir-blanc). Donaldson *et al.* (1973) ont observé des grands (*macro*) rayons de plagioclase montrant cette extinction typique pour la texture sphérolitique. Ils ont conclu que les rayons (échelle-dm) de plagioclase étaient continus et représentaient une croissance *in-situ* des cristaux. Par contre, dans les échantillons étudiés, les rayons de plagioclase apparents en relief altéré, sont composés de plusieurs cristaux individuels de plagioclase, variant de ~2-25 mm. L'hypothèse de croissance *in-situ* de plagioclase continu (échelle-dm) est donc rejetée.

L'alignement des cristaux dans la texture étudiée semble correspondre à plus d'un type de modèle de processus à l'origine de la texture. La distribution de la taille des cristaux dans la roche ressemble au modèle de compactage-pression-solution (Higgins, 2002). Cependant, un alignement aussi important des cristaux ne peut pas être produit par un processus de compactage (Higgins, 1991; Meurer et Boudreau, 1998). Donc l'hypothèse de compactage-pression-solution est rejetée. Le plagioclase radié et les cristaux alignés d'olivine sont donc interprétés comme des patrons figés dans la roche lors de l'écoulement du magma. Les patrons de plagioclase rappellent ceux formés lors du processus de *viscous fingering* (figure 6.4.4.1).

#### **6.4.1 Mécanismes primaires de développement de cumulats**

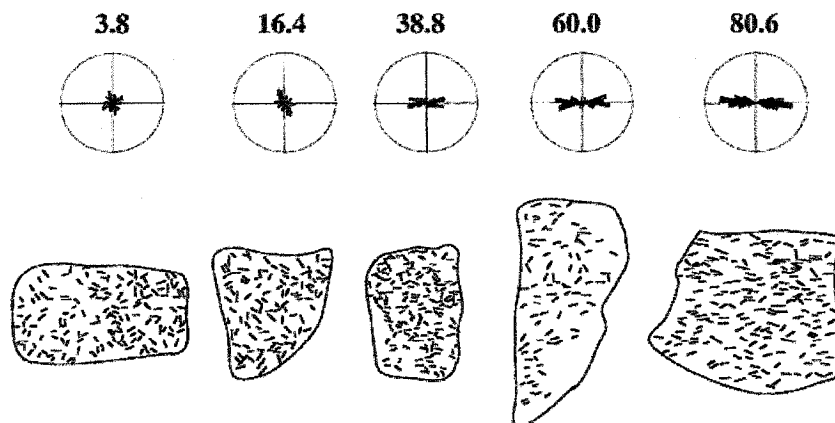
Beaucoup d'accumulations de cristaux des intrusions moyennes stratifiées se produisent au niveau du plancher de la chambre magmatique, où le développement des cristaux se fait soit par cristallisation *in-situ* ou par sédimentation. À Rum, les taux de solidification auraient été comparables aux vitesses de migration du magma (1-0.1 m/an) (Sparks *et al.*, 1985) et le refroidissement (1-10 °C/an) aurait été plus long que ce que requiert la ré-équilibration minéralogique. Les cristaux déposés sur le plancher de la chambre magmatique auraient formé des charpentes de 40-60% de cristaux. Le magma ayant rempli les espaces poreux pourrait avoir cristallisé *in-situ*, par contre, il est plus probable que le magma aurait été déplacé dû à la compaction de la pile d'accumulation ou à l'injection de nouveau magma dans le système ou encore, à la convection du liquide résiduel moins dense, résultant de la cristallisation *in-situ* (Irvine, 1987). Le mouvement du liquide aurait mené à la ré-équilibration de la texture, incluant le développement d'adumulats. Les textures de ré-équilibration sont communes à Rum, et sont des évidences de ré-équilibration post-cumulus à l'intérieur de piles d'accumulation (Emeleus, 1996).

#### **6.4.2 Mécanismes secondaires de développement de cumulats**

Les caractéristiques primaires d'une texture influencent le développement secondaire d'une texture dans une pile d'accumulation de cristaux. La structure de la porosité et de la perméabilité de la pile d'accumulation de cristaux sont d'importants paramètres initiaux déterminés selon les caractéristiques initiales d'empilement, qui influencent la

réorganisation mécanique subséquente. La croissance des cristaux, le remplacement/réaction, le compactage et la recristallisation sont des processus secondaires importants dans le développement des accumulations de cristaux (Hunter, 1996).

D'après les modèles de distribution de la taille des cristaux (DTC) de Higgins (2002), le modèle de compactage-pressure-solution ressemble aux DTC de la texture. Le modèle de compactage proposé par Meurer et Boudreau (1998) suggère une rotation mécanique des cristaux associée à une pression-solution des extrémités des cristaux dans la direction de la contrainte maximale, menant au développement d'une importante foliation. Higgins (1991) a calculé l'alignement des cristaux en modélisant la rotation libre de chaque cristal et a conclu que la rotation mécanique des cristaux lors du compactage n'est pas suffisante pour générer de fortes orientations préférentielles, même pour un compactage de 50% (c'est-à-dire 50% de réduction du volume).



**Figure 6.4.2.1** Exemples schématiques de Meurer et Boudreau (1998) représentant les facteurs d'alignement correspondants aux diagrammes circulaires et aux textures. Des roches montrant une bonne foliation et des cristaux tabulaires auraient en théorie un facteur d'alignement entre 60 et 80, et une foliation extrêmement importante donnerait un facteur d'alignement plus élevé que 80. Le facteur d'alignement des cristaux dans la roche étudié est définitivement plus élevé que 25 et se situe probablement autour de ~80 ou plus (Meurer et Boudreau, 1998) (voir figure 4.3.5 – les diagrammes circulaires des OPFs).

Par exemple, Meurer et Boudreau (1998) ont montré que 50% de compactage donnait un facteur d'alignement des cristaux de 26, en tenant compte qu'un facteur d'alignement plus élevé que 25 ne peut être produit par le compactage. Des roches montrant une bonne foliation et des cristaux tabulaires auraient en théorie un facteur d'alignement entre 60 et 80, et une foliation extrêmement importante donnerait un facteur d'alignement plus élevé

que 80 (Meurer et Boudreau, 1998). Selon les modèles de Meurer et Boudreau (1998) (figure 6.4.2.1), le facteur d'alignement est définitivement plus élevé que 25, et par conséquent, l'hypothèse de compactage-pression-solution est rejetée.

### 6.4.3 Écoulement magmatique

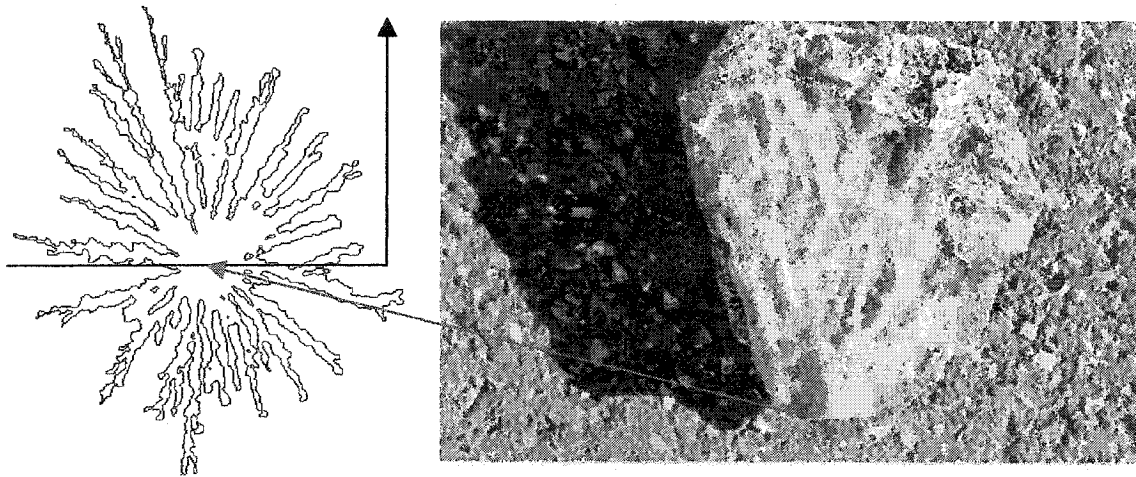
Plusieurs facteurs sont à considérer lors du développement d'une foliation lié à un écoulement magmatique. Par exemple, le type de régime (cisaillement pur ou normal), et la concentration/forme des particules solides influencent le développement d'une foliation magmatique (Nicolas, 1992). Dependant de la fraction du magma, différentes structures produites par déformation peuvent servir d'indicateurs cinétiques (McBirney, 1997). En diminuant les proportions du liquide, les cristaux tendent à s'empiler sous forme de structures imbriquées (figure 3.3.4) créant un petit angle par rapport à la direction de cisaillement (Den Tex, 1969; McBirney, 1997), et l'écoulement magmatique tend à se concentrer dans les zones de cisaillement (zones de concentration de liquide résiduel).

L'écoulement magmatique juste au-dessus du niveau où les cristaux grandissent *in-situ*, peut produire une importante foliation dans les roches due à la rotation facile des cristaux lors du processus (Higgins, 1991). Ce processus peut aussi produire une linéation importante puisque la contrainte de cisaillement est orientée (Meurer et Boudreau, 1998). Higgins (1991) suggère que l'écoulement magmatique qui alignent les cristaux peut aussi influencer les cinétiques de cristallisation et promouvoir la croissance des cristaux tabulaires. La forme préférentielle des cristaux d'olivine correspond à l'orientation cristallographique dans la texture. La forte foliation observée dans la texture pourrait donc indiquer une période d'écoulement magmatique.

### 6.4.4 Autres hypothèses

Le plagioclase radié et les cristaux alignés d'olivine sont interprétés comme des patrons figés dans la roche lors de l'écoulement du magma. Les patrons de plagioclase rappellent ceux formés lors de *viscous fingering* (figure 6.4.4.1). Le processus de *viscous fingering* se produit lorsque qu'un fluide moins visqueux est injecté dans un fluide plus visqueux dans des conditions menant à une interface doigtée. Les petites particules dans les fluides mènent

aux instabilités dans la coulée. La migration du fluide envahissant génère des structures spatiales ayant des patrons réguliers dans les milieux poreux ordonnés et des structures fractionnaires dans les milieux poreux désordonnés. À de hautes vitesses de déplacement, la structure de front est caractérisée par une structure doigtée fractionnaire (Chen et Wilkinson, 1985; Maloy *et al.*, 1985). La modélisation du comportement des fluides impliqués dans la cristallisation de la texture est nécessaire afin de ne pas rejeter l'hypothèse de *viscous fingering*, et fera l'objet d'un projet futur.



**Figure 6.4.4.1.** Comparaison d'un patron de *viscous fingering* avec l'échantillon RUM-5 (Labonté, 2002). À gauche, on retrouve un patron d'embranchement semblable à RUM-5. À droite, la texture vue sur RUM-5 montre seulement une partie du réseau d'embranchement, soit l'équivalent de la moitié supérieure du modèle à droite. La roche mesure 21 cm de large.

## 6.5 Interprétation de la texture

### 6.5.1 Texture et minéralogie des cristaux

Les cristaux d'olivine ( $F_{078-84}$ ) se présentent sous deux aspects, équidimensionnel et généralement quasi-tabulaire dans la texture. L'alignement des cristaux d'olivine dans le matériel interstitiel (plagioclase et clinopyroxène) montre une importante foliation suggérant un écoulement magmatique. L'hypothèse d'écoulement magmatique est supportée par la correspondance des orientations préférentielles des formes et des orientations cristallographiques des cristaux d'olivine. Les faibles signes d'imbrications (figure 3.3.4) des cristaux d'olivine semblent aussi supporter l'existence d'un processus d'écoulement de magma. Le plagioclase ( $An_{53-80}$ ) est interstitiel dans la texture étudiée. Les

cristaux de plagioclase sont non-continus et leur chimie est variable, contrairement à ceux observés par Donaldson *et al.* (1973). Les cristaux allomorphes de plagioclase sont individuels, variant de ~2-25 mm.

#### 6.5.2 Mise en place du filon-couche et histoire de l'évolution du refroidissement du magma

La composition des magmas (riche en Mg) à Rum a varié de picritique à basaltique. Le magma s'est introduit dans la croûte à travers la zone centrale d'alimentation, parallèle à la faille Long Loch, et a probablement été contrôlée par cette fracture de longue-vie. Les conduits par lesquels le magma s'est introduit dans la croûte sont maintenant occupés par des zones de brèches intrusives ultrabasiques. Les lots répétitifs de magma ont été introduit à des niveaux superficiels dans la croûte, formant de minces couches de genre filons-couches, limités localement par la principale faille (Main Ring Fault) pré-existante (Emeleus, 1996).

Brown (1956) et Wadsworth (1961) ont conclu que les intrusions ultrabasiques de Rum représentent des accumulations basaltiques. Si le liquide était basaltique, alors la composition du plagioclase (coeurs aux bordures) précipité après l'intrusion devrait être An<sub>70</sub> (Donaldson, 1975). Dans la matrice de la roche, il y a une quantité de plagioclase insuffisante de composition An<sub>70</sub> pour satisfaire ce critère. En plus, si la *bouillie* intrusive composé de cristaux d'olivine et de bytownite était dans un liquide basaltique, alors une zonation étendue dans le plagioclase devrait être trouvée. Le fait que la zonation soit limitée, ou pratiquement absente dans le plagioclase, indique que le liquide interstitiel était davantage calcique que basaltique. Des magmas de péridotite feldspathique avec des cristaux d'olivine en suspension dans un liquide calcique semblent donc représenter les phases d'intrusion.

Selon la nature du magma parent à Rum (MgO ~18-20 % pds), l'olivine (+/- minéraux du groupe chrome-spinelle) ont cristallisés en premier, suivi du plagioclase, des pyroxènes, de la phlogopite et finalement des minéraux accidentels. La petite variation chimique des cristaux d'olivine dans le clinopyroxène et dans le plagioclase confirme que le plagioclase

s'est formé avant les oïcristes de clinopyroxène, le contenu en forsterite étant plus élevé dans les cristaux renfermés par le plagioclase. La présence de minéraux hydratés suggère un magma hydraté. L'eau a dû être un facteur critique en ce qui a trait à la suppression de la température du liquidus du magma dans la *bouillie*, et par conséquent a dû réduire la viscosité du *bouillie* (Donaldson, 1974).

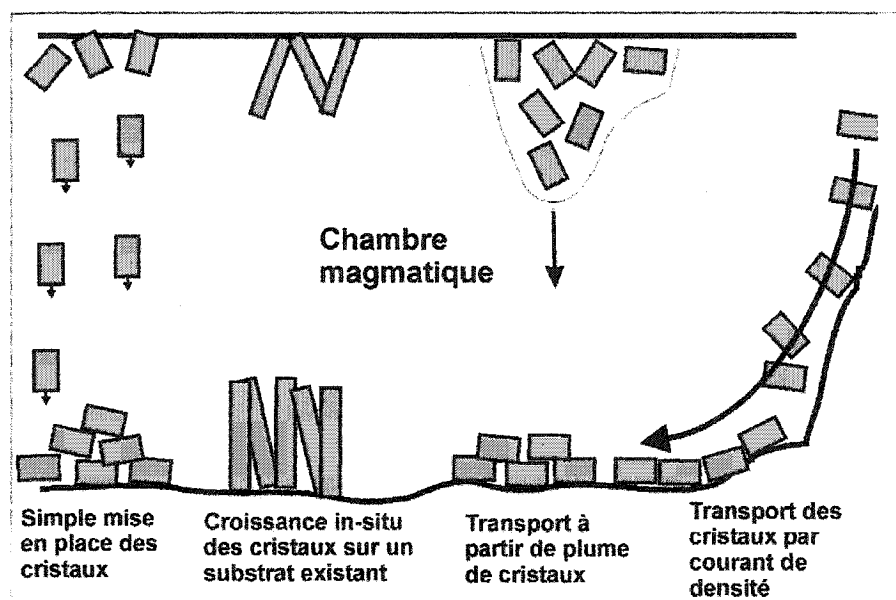
### 6.5.3 Formation de la texture

#### 6.5.3.1 Conditions de croissance de l'olivine

Les conditions de croissance de l'olivine pour la texture de la roche sont à discuter. Par exemple, les cristaux d'olivine dans l'harrisite sont interprétés comme ayant cristallisés à partir du plancher de la chambre magmatique. Des cristaux quasi-tabulaires pourraient aussi s'être formés à ce niveau. Par contre, le processus de cristallisation ne peut pas être le même que celui de l'harrisite. En comparant les différents aspects des cristaux d'olivine, Donaldson (1976) a établi qu'il était possible de déterminer le taux de refroidissement à travers les intervalles de cristallisation de l'olivine et d'évaluer approximativement le degré de *super-refroidissement*. Les formes squelettiques et dentritiques des cristaux d'olivine dans l'harrisite sont caractéristiques d'une croissance rapide, tandis que les cristaux d'olivine dans la texture étudiée sont quasi-tabulaires reflétant des conditions de cristallisation différentes de celles de l'harrisite, dont un refroidissement légèrement plus lent. Il est donc impossible que les cristaux d'olivine trouvés dans la roche soient le résultat d'un bris des cristaux d'harrisite subséquentement transportés par un écoulement magmatique. Tel que mentionné auparavant, l'hypothèse de Donaldson *et al.* (1973) en ce qui a trait à la cristallisation *in-situ* est aussi rejetée puisque les cristaux de plagioclase sont non-continus dans la texture de la roche.

Les cristaux d'olivine ont pu grandir à partir du plancher, du toit ou des murs de la chambre magmatique et simplement mis en place, transportés à partir de courants de densité dans le magma ou transportés à partir de plume de cristaux. La cristallisation *in-situ* des cristaux d'olivine sur un substrat existant est aussi possible. Les différents processus de formation primaires des cristaux sont schématisés par Worrell (2002) et sont présentés à la figure 6.5.3.1.

La présence de H<sub>2</sub>O dans le magma aurait pu réduire le taux de nucléation de l'olivine, produisant une faible densité de nucléation et favorisant ainsi la croissance d'olivine quasi-tabulaire (axe cristallographique  $a > c \gg b$ ). Le degré de *super-refroidissement* a dû être relativement lent comparativement aux cristaux d'olivine formés dans l'harrisite. La croissance préférentielle le long de l'axe cristallographique a pourrait avoir été favorisée par la conductivité thermique de l'olivine à hautes températures. L'écoulement magmatique qui alignent les cristaux a aussi pu promouvoir la croissance des cristaux tabulaires (Higgins, 1991).



**Figure 6.5.3.1.** Schéma représentant d'importants processus primaires pouvant se produire lors la formation de roches ignées stratifiées. Schéma modifié à partir de Worell (2002).

### 6.5.3.2 Processus post-cumulus à l'origine de la texture

À Rum, le refroidissement lent de la suite stratifiée a favorisé la formation d'épaisses piles de cumulats poreux partiellement cristallisés. La migration du magma semble avoir joué un rôle important dans la formation de ces roches. Les processus de compactage ont dû se produire lors de l'ascension de magmas résiduels d'intercumulus de faible densité. Par contre, les magmas très magnésiens de haute densité ont dû s'infiltrer vers le bas. Les magmas de migration ont réagi avec les matrices cumulées, et des évidences de ces

migrations sont observées dans les structures de remplacement (à Rum) dans les péridotites, les troctolites-bytownites et possiblement les gabbros (Emeleus, 1996).

La première étape dans la formation des péridotites est l'accumulation de cristaux d'olivine (et minéraux du groupe chrome-spinelle) dans un réseau de haute porosité. Les cristaux commencent à se former à l'intérieur de la chambre magmatique et refroidissent graduellement, avec des pertes de chaleur se produisant probablement au toit de la chambre magmatique (Worrell, 2002). Les différents aspects d'olivine représentent des conditions de cristallisation différentes. Puisqu'on retrouve deux types d'aspect (équidimensionnel et quasi-tabulaire) dans la texture, cela implique que le transport des cristaux a dû se produire au cours du processus de formation primaire des cristaux (Worrell, 2002).

La deuxième étape implique la réduction de la porosité dans le matériel interstitiel. Deux mécanismes importants se produisent généralement à cette étape, soit l'accroissement secondaire ou le compactage des cristaux (Worrell, 2002). La croissance prolongée implique que les cristaux continuent de croître à partir des cristaux cumulés déjà existants, tandis que le compactage implique la réorganisation mécanique des cristaux de façon plus compactée. Une réduction de la porosité par l'accroissement secondaire des cristaux empêche la réorganisation mécanique tandis que le compactage qui réduit l'espace poreux empêche l'accroissement secondaire des cristaux. L'alignement des cristaux dans la roche pourrait être le résultat de la réorganisation mécanique des cristaux quasi-tabulaires à l'intérieur d'une charpente espacée, causant le développement des faces allongées selon l'axe cristallographique *a*. Cependant, selon les distributions de la taille des cristaux (DTC) obtenues, d'autres possibilités sont considérées.

Selon les différents modèles établis par Marsh (1998) et Higgins (2002), les DTC dans la roche supporte l'idée du processus d'écoulement magmatique. En effet, les parties courbées des DTC correspondent probablement aux plus petits cristaux d'olivine (<2 mm) ayant subi de la recristallisation (*Ostwald ripening*, *mûrissement textural*) ou au mélange de deux populations de cristaux (olivine équidimensionnel et quasi-tabulaire) (Worrell, 2002). Par contre, l'allure générale des courbes obtenues des DTC ressemblent au modèle de

compactage-pression-solution de Higgins (2002). Le compactage mécanique initial pour la formation de la texture supporte l'idée de compactage-pression-solution (figure 3.4.10). Par contre, Meurer et Boudreau (1998) ont montré que 50% de compactage donnait un facteur d'alignement des cristaux de 26, en tenant compte qu'un facteur d'alignement plus élevé que 25 ne peut pas être produit par le compactage. Selon les modèles de Meurer et Boudreau (1998), le facteur d'alignement des cristaux dans la roche étudiée est définitivement plus élevé que 25, et par conséquent, l'hypothèse de compactage-pression-solution est rejetée.

En diminuant les proportions du liquide, les cristaux tendent à s'empiler sous forme de structures imbriquées (figure 3.3.4) créant un petit angle par rapport à la direction de cisaillement (Den Tex, 1969; McBirney, 1997), et l'écoulement magmatique tend à se concentrer dans les zones de cisaillement (zones de concentration de liquide résiduel). Par contre, une question se pose. Serait-il possible que l'écoulement d'un fluide puisse créer ces structures d'imbrication?

L'écoulement magmatique est un processus important pour produire une foliation. Cette idée est supportée par le fait que les orientations préférentielles des formes (quasi-tabulaire avec les axes cristallographiques  $a:c:b \cong 4:3:1$ ) correspondent aux orientations cristallographiques de l'olivine; l'axe cristallographique  $a$  correspondant à l'allongement des cristaux d'olivine.

## 6.6 Conclusion

À Rum, le magma s'est introduit dans la croûte à travers la zone centrale d'alimentation, parallèle à la faille Loch Long, et a probablement été contrôlée par cette fracture de longévité. Les lots répétitifs de magma ont été introduit à des niveaux superficiels dans la croûte, formant des minces corps style filons-couches. L'intrusion du filon-couche dans laquelle on retrouve la texture serait associée à la cristallisation d'un magma de péridotite feldspathique hydraté avec des cristaux d'olivine en suspension dans un liquide calcique.

La texture de rayons radiés de plagioclase et olivine aligné à l'intérieur de périclase feldspathique, observée à cause de l'importante altération de l'affleurement, est interprétée comme étant le résultat d'un alignement de cristaux et d'une croissance à l'intérieur d'un champ d'écoulement magmatique plutôt que la croissance-compactage-pression-solution. Cette hypothèse est supportée par les distributions de la taille des cristaux à l'intérieur de la roche, les signes d'imbrications et par la correspondance des orientations préférentielles des formes et des orientations cristallographiques des cristaux d'olivine. La croissance préférentielle de l'olivine selon l'axe cristallographique a pourrait être attribuée à la présence de H<sub>2</sub>O dans le magma qui aurait réduit le taux de nucléation de l'olivine, produisant une faible densité de nucléation et favorisant ainsi la croissance d'olivine quasi-tabulaire. L'alignement des cristaux peut aussi avoir été encouragé par l'écoulement magmatique capable de promouvoir la croissance des cristaux tabulaires. Le plagioclase radié et les cristaux alignés d'olivine sont donc interprétés comme des patrons figés dans la roche lors de l'écoulement du magma.

#### 6.7 Travail futur

Bref, le plagioclase radié et les cristaux alignés d'olivine semble représenter des patrons figés dans la roche lors d'un écoulement magmatique. Les patrons de plagioclase rappellent ceux formés lors de *viscous fingering*. La modélisation du comportement des fluides lors d'un écoulement magmatique en tenant compte de la porosité et de la perméabilité du réseau cristallin sera nécessaire afin d'expliquer la dynamique complète du processus de formation de la texture. Les conditions de croissance des cristaux d'olivine selon les axes cristallographiques  $a > c >> b$  sont mal connues et davantage d'expérimentation sera nécessaire. Davantage de cartographie au niveau des régions adjacentes de la texture devra être faite afin de comprendre la pétrogénèse complète de la texture.

## 7. Références

- Barnes, S.J., Roeder, P.L., 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, Vol.42, pp.2279-2302.
- Belkin, H.E., 1983. Petrofabric analysis of selected rocks from the Kiglapait layered intrusion, Labrador. *Geological Society of America Annual Meeting. Abstract* 525.
- Boudreau, A.E., McBirney, A.R., 1997. The Skaergaard layered series. Part III. Non-dynamic layering. *Journal of Petrology*, Vol.38, No.8, pp.1003-1020.
- Brown, G.M., 1956. The layered ultrabasic rocks of Rhum, Inner Hebrides. *Royal Society of London. Philosophical Transactions. ser.B*, Vol.240, pp.1-53.
- Butcher, A.R. 1985. Channelled metasomatism in Rhum layered cumulates – evidence from late-stage veins. *Geological Magazine*, Vol. 122, pp.503-518.
- Cashman, K.V., Ferry, J.M., 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization III. Metamorphic crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol.99, pp.401-415.
- Cashman, K.V., Marsh, B.D., 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallisation II. Makaopuhi lava lake. *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, Vol.99, pp.292-305.
- Chen, J.D., Wilkinson D., 1985. Pore-scale viscous fingering in porous media. *Physical Review Letters*, pp.1892-1895.
- Den Tex, E., 1969. Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: a contribution to the discussion paper 'the origin of ultramafic and ultrabasic rocks' by P.J. Wyllie. *Tectonophysics*, Vol.7, pp.457-488.
- Donadson, C.H., Drever, H.I., Johnston, R., 1973. Crystallization of poikilo-macro-spherulitic feldspar in a Rhum peridotite. *Nature*, Vol.243, pp.69-70.
- Donaldson, C.H. 1974. Olivine crystal types in harrisitic rocks of the Rhum pluton and in Archean spinifex rocks. *Geological Society of American Bulletin*, Vol.85, pp.1721-1726.
- Donaldson, C.H., 1975. Ultrabasic breccias in layered intrusions – the Rhum complex. *Journal of Geology*, Vol. 83, pp.33-45.
- Donaldson, C.H., 1976. An experimental investigation of olivine morphology. *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, Vol.57, pp.187-213.

- Dunham, A.C., 1970. The emplacement of the Tertiary igneous complex of Rhum. In: Newall, G., & Rast, N. (eds.). Mechanisms of igneous intrusion. *Special Issue Geological Journal*, Vol.2, pp.23-32.
- Emeleus, C.H., Cheadle, M.J., Hunter, R.H., Upton, B.G.J., Wadsworth, W.J., 1996. The Rum layered intrusion. pp.403-439 in Cawthorn, RG (editor). *Layered Intrusions*. Development in Petrology, No.15. Elsevier: Amsterdam.
- Emeleus, C.H., Wadsworth, W.J., Smith, N.J., 1985. The early igneous and tectonic history of the Rhum Tertiary volcanic centre. *Geological Magazine*, Vol.122, pp.451-457.
- Emeleus, C.H. , 1997. Geology of Rum and the adjacent islands. *Memoir of the British Geological Survey*, Sheet 60 (Scotland).
- Fynn, G.W., Powell, W.J.A., 1979. The cutting and polishing of electro-optic materials, 216 p. Adams Hilger, London.
- Ghiorso, Mark S., Hirschmann, Marc M., Reiners, Peter W., and Kress, Victor C. III., 2002. The pMELTS: An revision of MELTS aimed at improving calculation of phase relations and major element partitioning involved in partial melting of the mantle at pressures up to 3 GPa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Vol.3, No.5. 10.1029/2001GC000217
- Goldstein, J.I., et al. 1992. Scanning electron microscopy and X-Ray microanalysis (second edition), 830 p. Plenum Press, New York.
- Grove, T.L., 1996. Origin of spinifex textures in 3.49 Ga komatiite magmas from the Barberton Mountainland, South Africa. *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, Vol.77, p.S281.
- Hamilton, M.A., Pearson, D.G., Thompson, R.N., Kelley, S.P., Emeleus, C.H. 1998. Rapid eruption of Skye lavas inferred from precise U-Pb and Ar-Ar dating of the Rum and Cuillin plutonic complexes. *Nature*, Vol.394, pp.260-262.
- Harker, A. 1908. The geology of the small Isles of Inverness-shire. *Memoirs of the Geological Society of London*, Vol.62, pp.40-67.
- Higgins, M.D., 1991. The origin of laminated and massive anorthosite. Sept Iles intrusion, Quebec, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol.106, pp.340-354.
- Higgins, M.D., 1994. Numerical modeling of crystal shapes in thin sections: Estimation of crystal habit. *American Mineralogist*, Vol.79, pp.113-119.

- Higgins, M.D., 1998. Origin of anorthosite by textural coarsening: quantitative measurements of natural sequence of textural development. *Journal of Petrology*, Vol.39, No.7, pp.1307-1323.
- Higgins, M.D., 2000. Measurements of crystal size distribution. *American Mineralogist*, Vol.85, pp.1105-1116.
- Higgins, M.D., 2002. A crystal size-distribution study of the Kiglapait layered mafic intrusion, Labrador, Canada: evidence for textural coarsening. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol.144, pp.314-330.
- Hunter, R.H., 1996. Texture development in cumulate rocks. pp.77-101 in Cawthorn, R.G. (editor). *Layered Intrusions*. Development in Petrology, No.15. Elsevier: Amsterdam.
- Irvine, T.N., 1965. Cromian spinel as a petrogenetic indicator, part 2. Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol.2, pp.648-672.
- Irvine, T.N., 1987. Appendix 2. Processes involved in the formation and development of layered igneous rocks. In: Parsons, I. (ed.). *Origins of Igneous Layering*. Dordrecht:Reidel, pp.649-656.
- Judd, J.W. 1874. The secondary rocks of Scotland. Second paper. On the ancient volcanoes of the Highlands and the relations of their products to the Mesozoic strata. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, Vol.34, pp.660-743.
- Labonté, F., 2002. Texture *poikilo-macro-sphérolitique* observée dans une troctolite de l'île de Rum, Écosse : Quel est le processus de cristallisation responsable de cette texture? Thèse de baccalauréat, Université d'Ottawa.
- LeMaitre, R.W., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwells Scientific Publications.
- Lofgren, G.E., 1983. Effect of heterogeneous nucleation on basaltic textures: A dynamic crystallisation study. *Journal of Petrology*, Vol.24, pp.229-255.
- Måløy, K.J., Feder, J., Jøssang, T., 1985. Viscous fingering fractals in porous media. *Physical Review Letters*, Vol.55, pp. 2688-2691.
- Marsh, B.D., 1988a. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol.99, pp.277-291.

- Marsh, B.D., 1988b. Crystal capture, sorting, sorting, and retention in convecting magma. *Geological Society of American Bulletin*, Vol.100, pp.1720-1737.
- Marsh, B.D., 1998. On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems. *Journal of Petrology*, Vol.39, No.4, pp.553-599.
- McBirney, A.R., 1997. The Skaergaard layered series. Part II. Magmatic flow and dynamic layering. *Journal of Petrology*, Vol.38, No.5, pp.569-580.
- McClurg, J.E. 1982. Petrology and evolution of the northern part of the Rhum ultrabasic complex. PhD thesis, University of Edinburgh.
- Meisner, R., Matthews, D., Weaver, T. 1986. The 'Moho' in and around Great Britain. *Annales Geophysicae.*, Vol.332, pp.659-664.
- Meurer, W.P., Boudreau, A.E., 1998. Compaction of igneous cumulates Part II: Compaction and the development of igneous foliations. *Journal of Geology*, Vol.106, pp.293-304.
- Nembury, D.E., 2001. Castaing's electron microprobe and its impact on materials science. *Microscopy and Microanalysis*, Vol.7, pp.178-192.
- Nicolas, A. 1992. Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbros. *Journal of Petrology*, Vol.33, pp.891-915.
- Osborn, E.F., Tait, D.B. 1952. The system diopside-forsterite-anorthite. *American Journal of Science*. 250A. pp. 413-433.
- Prior, D.J. et al., 1999. The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist*, Vol.84, pp.1741-1759.
- Reed, S.J.B., 1993. Electron Microprobe Analysis, 2nd edition, Cambridge University Press, 326 pp.
- Shore, M., Fowler, A.D., 1999. The origin of spinifex texture in komatiites. *Nature*, Vol.397, pp.691-694.
- Sparks, R.S.J., Huppert, H.E., Kerr, R.C., McKenzie, D.P., Tait, S.R., 1985. Postcumulus processes in layered intrusions. *Geological Magazine*, Vol.122 (5), pp.555-568.
- Streckeisen, A.L., 1973. Plutonic rocks - classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, Vol.. 18, no. 10, pp.26-30.

- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic Rock its proper name. *Earth Science Rev.*; Amsterdam, London, New York, Bd. 12: pp.1-33.
- Tait, S.R., 1985. Fluid dynamic and geochemical evolution of cyclic unit 10, Rhum, Eastern Layered Series. *Geological Magazine*, Vol.122, pp.469-484.
- Upton, B.G.J., 1988. History of Tertiary igneous activity in the N Atlantic borderlands. In: Morton, A.C., Parson, L.M. (eds). Early Tertiary volcanism and the opening of the NE Atlantic. *Special publication of the Geological Society, London*, Vol.39, pp.429-454.
- Upton, B., Skovgard, A., McClurg, J., Kirstein, M., Cheadle, M., Emeleus, C.H., Wadsworth, W.J., Fallick, A.E., 2002. Picritic magmas and the Rum ultramafic complex, Scotland. *Geological Magazine*, Vol.139, pp.437-452.
- Wadsworth, W.J., 1961. The layered ultrabasic rocks of south-west Rhum. Inner Hebrides. *Royal Society of London. Philosophical Transactions*, Vol.244B, pp.21-64.
- Wadsworth, W.J., 1994. The peridotite plugs of northern Rum. *Scottish Journal of Geology*, Vol.30, pp.167-174.
- Wager, L.R., Brown, G.M., Wadsworth, W.J., 1960. Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology*, Vol.1, Part 1, pp.73-85.
- Wager, L.R., 1963. The mechanism of adcumulus growth in the layered series of the Skaergaard intrusion. Symposium on layered intrusions. *International Mineralogical Association 3<sup>rd</sup> General Meeting, Washington, DC*, 1962, pp.1-9.
- Wenk, H.R., Christie, J.M., 1991. Comments on the interpretation of deformation textures in rocks. *Journal of Structural Geology*, Vol.13, pp.1091-1110.
- Worrell, L.M., 2002. The origin of Igneous cumulates: Integrated studies of peridotites from the Western layered series of the Rum layered intrusion. Unpublished PhD Thesis, The University of Liverpool.
- Wright, S.I., Adams, B.L.A., 1992. Automatic analysis of electron backscatter diffraction patterns. *Metallurgical Transactions*, 23A, pp.759-767.

**ANNEXE A : MODE DES MINÉRAUX**

No.	1D	2A	3D	6A	7D	8A	9D	12D	13A	14D	17A	19A	15A	15B	15 Top	Moy.
Lame mince																
Aire (mm <sup>2</sup> )	21025	22560	34957	18597	26603	21868	25918	25410	20724	23569	19471	21961	25886	29835	21513	23933
Olivine	65.4%	65.8%	64.2%	65.0%	63.8%	67.1%	66.0%	67.0%	65.8%	65.3%	66.4%	64.1%	63.7%	60.5%	74.0%	65.6%
Plagioclase	13.9%	14.0%	15.2%	15.1%	15.6%	15.9%	14.9%	16.2%	13.9%	14.2%	16.9%	14.1%	15.0%	10.7%	13.5%	14.6%
Pyroxene	15.2%	16.0%	15.8%	15.0%	15.2%	14.7%	15.1%	13.2%	16.2%	16.2%	11.2%	18.2%	15.8%	19.1%	5.8%	14.8%
Chrome-spinel	1.1%	1.2%	1.1%	1.1%	1.0%	1.0%	1.1%	1.2%	1.0%	1.1%	1.4%	1.2%	1.1%	1.3%	1.0%	1.1%
Serpentine et/ou chlorite	1.0%	0.2%	1.0%	0.9%	1.0%	0.1%	0.1%	0.3%	0.2%	0.1%	0.4%	0.2%	0.9%	5.1%	3.7%	1.0%
Phlogopite	0.4%	0.9%	0.8%	0.9%	0.4%	0.1%	0.4%	0.1%	0.9%	0.1%	0.8%	0.1%	0.5%	0.9%	0.1%	0.5%
Iddingsite	3.0%	1.9%	1.9%	2.0%	3.0%	1.0%	2.4%	2.0%	2.0%	3.0%	2.9%	2.1%	3.0%	2.4%	1.9%	2.3%

## ANNEXE B : RÉSUMÉ DES ANALYSES D'IMAGES POUR L'OLIVINE

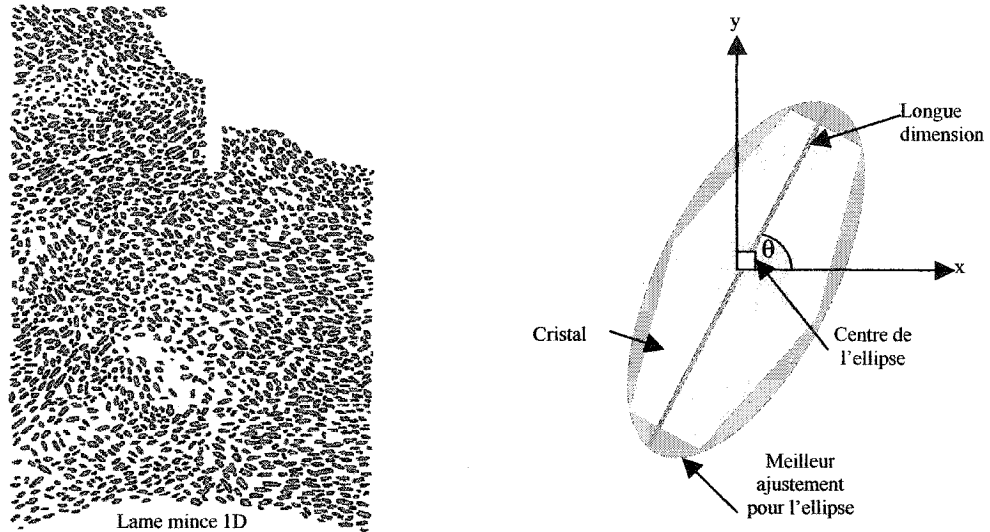
No. lame mince	Orientation de la lame mince	Aspect de l'olivine	Aire de la lame mince (mm <sup>2</sup> )	Moy. Longue dimension (mm)	Moy. Courte dimension (mm)	Ratio Axial
1D	perpendiculaire au plan de stratification	allongée	21025	1.27	0.50	0.44
2A	perpendiculaire au plan de stratification	allongée	22560	1.36	0.39	0.41
9D	perpendiculaire au plan de stratification	allongée	25918	1.21	0.41	0.47
12D	perpendiculaire au plan de stratification	allongée	25410	1.37	0.48	0.43
13A	perpendiculaire au plan de stratification	allongée	20724	1.24	0.45	0.46
14D	perpendiculaire au plan de stratification	allongée	23569	1.30	0.51	0.45
17A	perpendiculaire au plan de stratification	allongée	19471	1.15	0.45	0.47
19A	perpendiculaire au plan de stratification	allongée	21961	1.28	0.45	0.42
15A	perpendiculaire au plan de stratification	allongée	25886	1.52	0.59	0.44
15B	perpendiculaire au plan de stratification	allongée	29835	1.94	0.66	0.4
15Top	parallèle au plan de stratification	allongée	21513	1.69	0.90	0.58

\* Voir figure 4.2.1 pour l'orientation des lames minces et celle des longues et courtes dimensions des ellipses.

## ANNEXE D : EXEMPLE DE CALCUL POUR UNE DTC

### Exemple de calcul-DTC pour la lame mince 1D

1. Premièrement, il faut faire le tracé à la main des cristaux d'olivine de la lame mince (section orthogonale dimensionnelle) (figure à gauche) :



2. L'image binaire est ensuite analysée par le programme *ImageJ 1.30v* (<http://rsb.info.nih.gov/ij/>), une version créée pour Windows basée sur le programme *NIH Image* pour Macintosh. Ce programme donne les longues et courtes dimensions (Annexe C) des cristaux et leurs orientations, référencé selon x et y (voir ci-haut; image modifiée/traduite à partir de Worrell, 2002), en faisant le meilleur ajustement d'ellipse pour chaque cristal dans l'image.

3. L'aire de la lame mince est aussi déterminée par *ImageJ 1.30v* et est importante pour le calcul de DTC. Résumé des analyses d'images pour les cristaux d'olivine en Annexe B.

4. Les mesures obtenues par *ImageJ 1.30v* à partir de l'image binaire sont ensuite utilisées dans le programme *CSDCorrections 1.3* (Higgins, 2000) afin de déterminer les modes et les distributions des fréquences des intersections des longueurs. Le programme transforme les données d'intersections dimensionnelles en DTC tridimensionnelles selon la construction d'un parallélépipède indiqué par les dimensions *Court (C)*, *Intermédiaire(I)* et *Long(L)*.

- La forme cristalline (0=rectangulaire et 1.0= ellipsoïdale parfaite) est requise et peut être estimée à partir de l'observation des tracés des cristaux ou à partir du mode de distribution des fréquences des rapports

## ANNEXE D : EXEMPLE DE CALCUL POUR UNE DTC

d'intersections largeur/longueur (*la/lo*) des cristaux, et les ratios de C, I et L peuvent être déterminés. Higgins (1994) a montré que le mode de *la/lo* est égal à C/I. Le ratio I/L peut être déterminé de la façon suivante :

$$I/L = \text{Asymétrie} + 0.5, \text{ avec Asymétrie} = (\text{moyenne } la/lo - \text{mode } la/lo) / \text{écart type } la/lo.$$

Exemple à partir des données trouvées en Annexe C -- lame mince 1D:

1. La forme de cristaux est ~0.6 (selon les observations des cristaux des tracés)
2. Le mode d'un cristal = axe mineur/axe majeur, c.-à-d, *la/lo*
3. Le mode (M) de tous les cristaux est ensuite déterminé (calculé dans Excel)
4. C, I et L doivent être déterminés:

$$M = C/I; C=1 \rightarrow I = 1/M$$

$$I/L = \text{Asymétrie} + 0.5 \rightarrow L = I / (\text{Asymétrie} + 0.5)$$

Donc, pour la lame mince 1D:

$$\text{Mode} = 0.4$$

$$C = 1$$

$$I = 1/0.4 = 2.5$$

$$L = I / (\text{Asymétrie} + 0.5) = I / ((\text{moyenne } la/lo - \text{mode } la/lo) / \text{écart type } la/lo + 0.5); \text{écart type calculé dans Excel.}$$

$$L = I / ((0.438226 - 0.4) / 0.15117 + 0.5) = 2.5 / (0.252869 + 0.5) = 3.32$$

Donc, **C=1; I=2.5; L=3.32.**

5. La fabrique et la force de la fabrique (0=faible et 1.0=fort) de la roche doivent aussi être déterminées. Lame mince 1D : **foliacée, force=0.6.**
6. L'**orientation** de la lame mince est aussi requise : la lame mince 1D est orientée **perpendiculaire** au plan de stratification.
7. La DTC de la lame mince 1D a été calculée avec les longues dimensions des cristaux.
8. La DTC de la lame mince 1D est obtenue à partir des données calculées par le programme CSDCorrections 1.3 (Higgins, 2000) :

Mid-Int	Ln(nV)	C-F	Min	Max	Cry num	Vol %
6.67	-11.46	0	-12.33	-11.01	3.23E-05	0.157
4.21	-8.13	0.01	-8.32	-7.97	0.000571	0.699
2.66	-4.95	0.02	-5.01	-4.9	0.00863	2.653
1.68	-3.21	0.07	-3.25	-3.17	0.0312	2.406
1.058	-3.41	0.37	-3.5	-3.33	0.0161	0.312
0.667	Over	1.37				

## ANNEXE D : EXEMPLE DE CALCUL POUR UNE DTC

L'explication de chacune des colonnes est traduite à partir des documents d'aide du programme CSDCorrections 1.3 (Higgins, 2000) :

**Colonne 1 (Mid-Int):** La grandeur correcte du milieu de l'intervalle. La grandeur est la longue dimension des ellipsoïdes.

**Colonne 2 (Ln (nV)):** Le log naturel de la densité de population des cristaux.

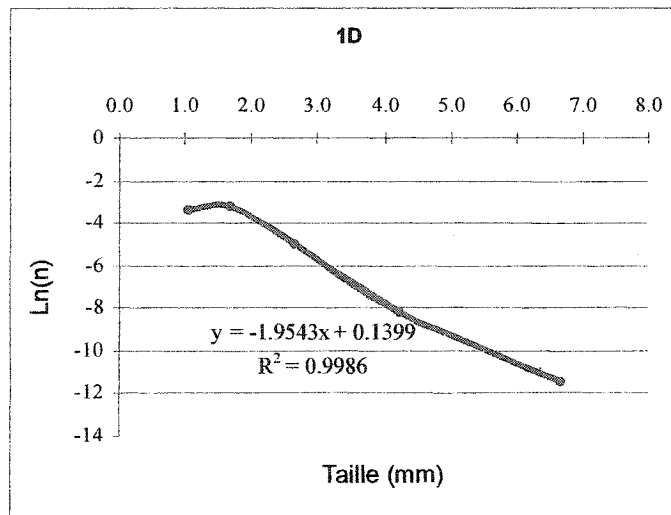
**Colonne 3 (C-F):** Le facteur de correction. Ce facteur est le ratio des corrections faites pour les cristaux incomplets (ex. petits cristaux incomplets mal analysés par ImageJ 1.30v) du nombre de la densité de l'aire originale. Si le facteur de correction est plus grand que 1, alors la densité de la population calculée pour l'intervalle est négative et donc invalide.

**Colonnes 4, 5 (Min, Max):** Les erreurs limites de la densité de population. Elles sont calculées à partir de la racine carrée du nombre d'intersections de chacune des intervalles. Les calculs d'erreur ne prennent pas en considération les erreurs des facteurs de correction, ces erreurs sont donc minimales.

**Colonne 6 (cry num):** Nombre de cristaux par unité de volume dans l'intervalle. Ceci peut être utilisé pour faire d'autres sortes de graphiques de DTC.

**Colonne 7 (Vol%):** Le pourcentage de volume des cristaux dans chaque intervalle. L'erreur dans les plus grandes intervalles peut être importante.

Le graphique de DTC est ensuite construit pour la grandeur correcte du milieu de l'intervalle (la grandeur est la longue dimension des ellipsoïdes) et le log naturel de la densité de population des cristaux. Une ligne du meilleur ajustement a été ajoutée à la partie ~linéaire (ligne rouge) de la DTC, et l'équation de cette ligne est inscrite sur le graphique.



ANNEXE E- ANALYSES MICROSONDE ÉLECTRONIQUE - OLIVINE

OLIVINE	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	TOTAL	Si	Fe <sup>2+</sup>	Mg	Mn	Ca	Ni	Al	Fa (%)	Fo (%)	Mo (%)
3DOL-1	39.90	0.00	15.66	0.30	44.57	0.09	0.26	100.52	1.000	0.328	1.664	0.006	0.002	0.005	0.000	16.45	83.31	0.24
3DOL-2	39.83	0.01	14.79	0.20	44.69	0.06	0.31	99.58	1.003	0.311	1.677	0.004	0.002	0.006	0.000	16.65	84.19	0.16
3DOL-3	40.11	0.02	14.99	0.27	44.91	0.06	0.28	100.36	1.003	0.313	1.673	0.006	0.002	0.006	0.001	15.76	84.08	0.16
3DOL-4	40.01	0.01	14.77	0.24	44.71	0.06	0.26	99.80	1.005	0.310	1.674	0.005	0.002	0.005	0.000	15.62	84.22	0.16
3DOL-5	39.88	0.02	15.28	0.25	44.96	0.04	0.23	100.43	0.998	0.320	1.677	0.005	0.001	0.005	0.001	16.00	83.89	0.11
3DOL-6	40.07	0.03	15.34	0.34	44.80	0.07	0.32	100.65	1.001	0.320	1.668	0.007	0.002	0.006	0.001	16.10	83.71	0.19
3D-53	40.27	0.00	16.86	0.26	44.30	0.06	0.31	102.06	0.999	0.350	1.639	0.005	0.002	0.006	0.000	17.58	82.26	0.16
3D-54	39.88	0.00	16.59	0.27	44.48	0.05	0.26	101.53	0.994	0.346	1.653	0.006	0.001	0.005	0.000	17.29	82.58	0.13
3D-55	39.52	0.00	16.31	0.19	44.19	0.05	0.32	100.58	0.994	0.343	1.657	0.004	0.001	0.006	0.000	17.14	82.72	0.13
3D-56	40.27	0.00	15.59	0.20	44.94	0.05	0.30	101.35	1.000	0.324	1.664	0.004	0.001	0.006	0.000	16.28	83.59	0.13
3D-57	40.19	0.00	16.16	0.24	44.77	0.07	0.34	101.77	0.997	0.335	1.656	0.005	0.002	0.007	0.000	16.82	82.99	0.19
3D-58	40.38	0.00	16.27	0.28	44.82	0.09	0.29	102.13	0.999	0.336	1.652	0.006	0.002	0.006	0.000	16.90	82.86	0.24
3D-59	40.51	0.00	15.97	0.27	44.89	0.04	0.34	102.02	1.001	0.330	1.654	0.006	0.001	0.007	0.000	16.63	83.27	0.11
1D-OC-1	39.10	0.02	20.22	0.29	40.63	0.04	0.34	100.64	1.001	0.433	1.550	0.006	0.001	0.007	0.001	21.81	78.08	0.11
1D-OC-2	38.94	0.02	19.83	0.31	40.96	0.04	0.30	100.40	0.998	0.425	1.565	0.007	0.001	0.006	0.001	21.35	78.54	0.11
1D-OC-3	38.82	0.03	19.78	0.31	40.51	0.06	0.29	99.80	1.001	0.426	1.557	0.007	0.002	0.006	0.001	21.48	78.35	0.17
1D-OC-4	39.13	0.02	19.83	0.30	40.94	0.04	0.27	100.53	1.001	0.424	1.561	0.006	0.001	0.006	0.001	21.35	78.54	0.11
1D-OC-5	38.82	0.03	19.40	0.32	41.35	0.04	0.31	100.27	0.995	0.416	1.579	0.007	0.001	0.006	0.001	20.82	79.07	0.11
1D-OC-6	39.37	0.03	19.59	0.37	41.77	0.13	0.26	101.52	0.996	0.414	1.575	0.008	0.004	0.005	0.001	20.79	78.85	0.35
1D-OC-7	39.10	0.01	19.24	0.27	41.39	0.02	0.25	100.28	1.000	0.411	1.577	0.006	0.001	0.005	0.000	20.68	79.27	0.06
1D-OC-8	38.86	0.00	19.42	0.23	40.62	0.02	0.23	99.38	1.003	0.419	1.564	0.005	0.001	0.005	0.000	21.14	78.80	0.06
1D-OC-9	38.69	0.00	19.55	0.35	41.20	0.02	0.24	100.05	0.994	0.420	1.578	0.008	0.001	0.005	0.000	21.02	78.93	0.06
1D-OC-10	38.68	0.01	18.95	0.24	41.73	0.02	0.26	99.89	0.993	0.407	1.596	0.005	0.001	0.005	0.000	20.30	79.65	0.05
1D-OC-11	38.94	0.02	19.36	0.29	41.64	0.03	0.24	100.52	0.994	0.413	1.585	0.006	0.001	0.005	0.001	20.68	79.24	0.08
1D-OC-12	39.16	0.00	19.29	0.26	41.53	0.06	0.23	100.53	0.999	0.411	1.579	0.006	0.002	0.005	0.000	20.65	79.18	0.16
1D-OP-13	38.87	0.00	18.33	0.30	41.97	0.06	0.21	99.74	0.996	0.393	1.603	0.007	0.002	0.004	0.000	19.66	80.17	0.16
1D-OP-14	39.43	0.00	17.87	0.35	42.36	0.09	0.26	100.36	1.001	0.379	1.603	0.008	0.002	0.005	0.000	19.11	80.64	0.25
1D-OP-15	39.29	0.01	18.26	0.31	42.22	0.06	0.30	100.45	0.999	0.388	1.600	0.007	0.002	0.006	0.000	19.51	80.33	0.16

ANNEXE E- ANALYSES MICROSONDE ÉLECTRONIQUE - PLAGIOCLASE

PLAG	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	K <sub>2</sub> O	CaO	Na <sub>2</sub> O	TOTAL	Si	Al	Fe <sup>2+</sup>	K	Ca	Na	Ab (%)	An (%)	Or (%)
3DPL-1	48.71	32.72	0.38	0.08	16.25	2.44	100.58	2.222	1.759	0.014	0.005	0.794	0.216	21.27	78.27	0.46
3DPL-2	49.57	32.59	0.40	0.09	15.93	2.51	101.09	2.245	1.739	0.015	0.005	0.773	0.220	22.07	77.41	0.52
3DPL-3	49.25	32.59	0.54	0.09	16.02	2.47	100.96	2.236	1.744	0.021	0.005	0.779	0.217	21.70	77.78	0.52
3DPL-4	48.63	32.30	0.44	0.08	15.96	2.38	99.79	2.233	1.748	0.017	0.005	0.785	0.212	21.15	78.38	0.47
3DPL-5	48.91	32.15	0.35	0.18	15.94	2.37	99.90	2.243	1.738	0.013	0.011	0.783	0.211	20.98	77.97	1.05
3DPL-6	54.08	29.49	0.30	0.33	12.05	4.48	100.73	2.430	1.562	0.011	0.019	0.580	0.390	39.45	58.64	1.91
3DPL-7	49.42	32.35	0.38	0.09	15.86	2.63	100.73	2.247	1.734	0.014	0.005	0.773	0.232	22.96	76.52	0.52
3DPL-8	52.90	30.51	0.38	0.21	13.37	3.91	101.28	2.373	1.613	0.014	0.012	0.643	0.340	34.19	64.60	1.21
3DPL-9	52.21	30.71	0.41	0.16	14.17	3.64	101.30	2.348	1.628	0.015	0.009	0.683	0.317	31.45	67.65	0.91
3DPL-10	51.88	31.18	0.49	0.13	14.04	3.55	101.27	2.334	1.653	0.018	0.007	0.677	0.310	31.16	68.09	0.75
3DPL-11	38.17	30.11	0.81	0.02	13.70	2.73	85.54	2.069	1.924	0.037	0.001	0.796	0.287	26.47	73.40	0.13
3DPL-12	50.54	30.94	0.42	0.17	14.22	3.53	99.82	2.312	1.668	0.016	0.010	0.697	0.313	30.70	68.33	0.97
1DPL-1	55.48	28.93	0.30	0.31	11.40	5.00	101.42	2.471	1.519	0.011	0.018	0.544	0.432	43.46	54.76	1.77
1DPL-3	53.51	30.32	0.39	0.20	12.97	4.09	101.48	3.557	0.046	0.731	0.000	0.083	0.004	35.91	62.93	1.16
1DPL-4	52.86	30.27	0.36	0.21	13.33	3.95	100.98	2.392	1.598	0.015	0.011	0.621	0.355	34.50	64.35	1.15
1DPL-5	54.68	29.72	0.25	0.23	11.98	4.69	101.55	2.379	1.605	0.014	0.012	0.643	0.345	40.92	57.76	1.32
3D-1	49.57	32.69	0.36	0.10	15.77	2.77	101.26	2.435	1.560	0.009	0.013	0.572	0.405	23.98	75.45	0.57
3D-2	49.25	32.47	0.37	0.10	15.69	2.80	100.68	2.240	1.740	0.013	0.006	0.765	0.247	24.27	75.16	0.57
3D-3	49.61	32.94	0.30	0.10	15.86	2.73	101.54	2.236	1.750	0.010	0.006	0.766	0.239	23.62	75.82	0.57
3D-4	49.35	33.26	0.33	0.09	15.79	2.76	101.58	2.224	1.767	0.011	0.005	0.762	0.241	23.91	75.58	0.51
3D-5	49.54	32.84	0.37	0.08	15.85	2.78	101.46	2.236	1.747	0.013	0.005	0.766	0.243	23.98	75.56	0.45
3D-6	49.83	32.99	0.36	0.08	15.83	2.58	101.67	2.241	1.748	0.012	0.005	0.763	0.225	22.67	76.87	0.46
3D-7	49.33	32.92	0.39	0.11	15.61	2.66	101.02	2.234	1.757	0.013	0.006	0.757	0.234	23.42	75.94	0.64
3D-8	49.35	32.87	0.39	0.09	15.61	2.72	101.03	2.235	1.754	0.013	0.005	0.757	0.239	23.85	75.63	0.52
3D-9	49.93	32.83	0.37	0.11	15.78	2.72	101.74	2.245	1.740	0.013	0.006	0.760	0.237	23.63	75.74	0.63
3D-10	49.14	32.90	0.38	0.07	16.06	2.56	101.11	2.226	1.756	0.013	0.004	0.779	0.225	22.30	77.30	0.40
3D-11	48.88	33.70	0.23	0.09	16.03	2.37	101.30	2.208	1.794	0.008	0.005	0.776	0.208	21.00	78.48	0.52

ANNEXE E- ANALYSES MICROSONDE ÉLECTRONIQUE - PLAGIOLCASE

FLAG	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	K <sub>2</sub> O	CaO	Na <sub>2</sub> O	TOTAL	Si	Al	Fe <sup>2+</sup>	K	Ca	Na	Ab (%)	An (%)	Or (%)
3D-12	48.67	33.72	0.40	0.09	16.40	2.33	101.61	2.196	1.793	0.014	0.005	0.793	0.204	20.35	79.14	0.52
3D-13	48.73	33.34	0.42	0.05	16.65	2.22	101.41	2.204	1.777	0.014	0.003	0.807	0.195	19.38	80.33	0.29
3D-14	49.64	33.11	0.30	0.12	15.77	2.85	101.79	2.232	1.755	0.010	0.007	0.760	0.249	24.48	74.84	0.68
3D-15	50.16	32.97	0.32	0.10	15.77	2.78	102.10	2.247	1.740	0.011	0.006	0.757	0.241	24.05	75.38	0.57
3D-16	49.43	32.81	0.33	0.09	15.85	2.77	101.28	2.235	1.748	0.011	0.005	0.768	0.243	23.90	75.58	0.51
3D-17	48.61	32.39	1.20	0.30	15.46	2.56	100.52	2.221	1.744	0.041	0.017	0.757	0.227	22.65	75.60	1.75
3D-18	49.90	32.65	0.38	0.10	15.60	2.80	101.43	2.250	1.735	0.013	0.006	0.754	0.245	24.38	75.05	0.57
3D-19	49.84	33.18	0.41	0.15	15.93	2.68	102.19	2.233	1.752	0.014	0.009	0.765	0.233	23.14	76.01	0.85
3D-20	49.16	32.90	0.40	0.11	15.78	2.70	101.05	2.228	1.757	0.014	0.006	0.766	0.237	23.49	75.88	0.63
3D-21	49.44	32.97	0.47	0.16	15.61	2.65	101.30	2.233	1.755	0.016	0.009	0.756	0.232	23.28	75.79	0.92
3D-22	49.80	33.15	0.41	0.09	15.92	2.63	102.00	2.234	1.753	0.014	0.005	0.765	0.229	22.90	76.59	0.52
3D-23	49.95	33.11	0.42	0.09	16.29	2.73	102.59	2.232	1.743	0.014	0.005	0.780	0.236	23.15	76.34	0.50
3D-24	49.69	33.04	0.48	0.09	16.25	2.77	102.32	2.227	1.745	0.016	0.005	0.780	0.241	23.46	76.04	0.50
3D-25	49.14	32.89	0.49	0.11	15.54	2.85	101.02	2.228	1.757	0.017	0.006	0.755	0.251	24.76	74.61	0.63
3D-26	49.22	33.29	0.36	0.10	16.24	2.54	101.75	2.217	1.767	0.012	0.006	0.784	0.222	21.93	77.50	0.57
3D-27	49.28	33.68	0.35	0.13	16.05	2.50	101.99	2.212	1.782	0.012	0.007	0.772	0.218	21.83	77.43	0.75
3D-28	49.22	33.40	0.37	0.08	16.07	2.46	101.60	2.218	1.774	0.013	0.005	0.776	0.215	21.59	77.95	0.46
3D-29	49.13	33.57	0.57	0.07	16.25	2.37	101.96	2.208	1.778	0.019	0.004	0.782	0.207	20.80	78.80	0.40
3D-30	49.00	33.66	0.37	0.08	16.52	2.51	102.14	0.048	3.914	0.027	0.010	1.746	0.480	21.47	78.08	0.45
3D-31	48.73	33.25	0.39	0.08	16.26	2.55	101.26	2.207	1.775	0.013	0.005	0.789	0.224	22.01	77.54	0.45
3D-32	49.49	33.28	0.38	0.09	15.78	2.65	101.67	2.227	1.765	0.013	0.005	0.761	0.231	23.19	76.30	0.52
3D-33	50.01	33.20	0.45	0.10	15.88	2.65	102.29	2.237	1.750	0.015	0.006	0.761	0.230	23.06	76.37	0.57
3D-34	49.38	32.30	0.93	0.14	15.34	2.86	100.95	2.242	1.728	0.032	0.008	0.746	0.252	25.02	74.17	0.81
3D-35	49.87	32.98	0.46	0.09	15.97	2.73	102.10	2.237	1.743	0.016	0.005	0.767	0.237	23.51	75.98	0.51
3D-36	49.77	33.17	0.38	0.09	15.76	2.62	101.79	2.236	1.756	0.013	0.005	0.759	0.228	23.01	76.47	0.52
3D-37	49.63	33.36	0.54	0.09	15.99	2.63	102.24	2.223	1.761	0.018	0.005	0.767	0.228	22.82	76.67	0.51
3D-38	49.29	33.23	0.48	0.11	15.92	2.59	101.62	2.221	1.765	0.016	0.006	0.769	0.226	22.60	76.77	0.63

**ANNEXE E- ANALYSES MICROSONDE ÉLECTRONIQUE - PLAGIOLCASE**

PLAG	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	K <sub>2</sub> O	CaO	Na <sub>2</sub> O	TOTAL	Si	Al	Fe <sup>2</sup>	K	Ca	Na	Ab (%)	An (%)	Or (%)
3D-39	55.04	28.69	0.31	0.37	11.37	5.26	101.04	2.464	1.514	0.010	0.021	0.545	0.457	44.63	53.31	2.07
3D-40	48.95	33.12	0.44	0.15	16.24	2.51	101.41	2.214	1.765	0.015	0.009	0.787	0.220	21.67	77.48	0.85
3D-41	55.56	28.89	0.29	0.39	11.24	5.24	101.61	2.471	1.514	0.010	0.022	0.536	0.452	44.76	53.05	2.19
3D-42	48.81	32.90	0.61	0.12	16.18	2.55	101.17	2.214	1.759	0.021	0.007	0.786	0.224	22.04	77.28	0.68
3D-43	49.34	32.79	0.33	0.10	16.19	2.58	101.33	2.231	1.747	0.011	0.006	0.784	0.226	22.26	77.18	0.57
3D-44	49.06	33.33	0.38	0.10	16.16	2.47	101.50	2.214	1.733	0.013	0.006	0.781	0.216	21.54	77.88	0.57
3D-45	48.73	32.89	0.45	0.12	15.67	2.70	101.56	2.240	1.746	0.015	0.007	0.756	0.236	23.61	75.70	0.69
3D-46	50.20	33.11	0.45	0.10	15.85	2.81	102.52	2.241	1.742	0.015	0.006	0.758	0.243	24.15	75.28	0.57
3D-47	49.64	32.96	0.42	0.12	15.86	2.58	101.58	2.236	1.750	0.014	0.007	0.765	0.225	22.59	76.72	0.69
3D-48	50.27	32.61	0.41	0.13	15.40	2.87	101.69	2.259	1.727	0.014	0.007	0.741	0.250	25.03	74.22	0.75
3D-49	50.70	32.94	0.47	0.12	15.45	2.89	102.57	2.258	1.729	0.016	0.007	0.737	0.250	25.12	74.20	0.69
3D-50	50.05	32.70	0.46	0.11	15.60	2.87	101.79	2.250	1.732	0.016	0.006	0.751	0.250	24.82	74.55	0.63
3D-51	49.65	32.70	0.41	0.13	15.63	2.84	101.36	2.242	1.740	0.014	0.007	0.756	0.249	24.56	74.70	0.74
3D-52	49.69	32.46	0.53	0.10	15.71	2.78	101.27	2.246	1.730	0.018	0.006	0.761	0.244	24.12	75.31	0.57

**ANNEXE E- ANALYSES MICROSONDE ÉLECTRONIQUE - PYROXÈNE, GROUPE CR-SPINELLE ET MICA**

**PYROXÈNE**

PX	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	TOTAL	Si	Al	Ti	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	En (%)	Fs (%)	Wo (%)
3DP-1	51.49	3.73	0.89	4.74	0.18	15.35	22.55	0.36	99.29	1.902	0.162	0.025	0.146	0.006	0.845	0.893	0.026	41.42	7.94	50.64
3DP-2	51.92	3.58	0.78	4.56	0.10	15.42	22.45	0.32	99.13	1.916	1.156	0.022	0.141	0.003	0.848	0.888	0.023	41.74	7.70	50.57
3DP-3	51.37	4.05	0.72	4.96	0.16	16.27	21.11	0.26	98.90	1.898	0.176	0.020	0.153	0.005	0.896	0.836	0.019	44.07	8.35	47.58
3DP-4	51.38	3.95	0.77	4.83	0.17	15.64	22.21	0.37	99.32	1.896	0.172	0.021	0.149	0.005	0.861	0.878	0.026	42.16	8.09	49.74
3DP-5	52.47	3.34	0.72	4.83	0.15	15.57	22.46	0.35	99.89	1.923	0.144	0.020	0.148	0.005	0.851	0.862	0.025	41.81	8.06	50.13
3DP-6	51.71	3.58	0.84	5.36	0.10	15.17	22.59	0.37	99.72	1.906	0.156	0.023	0.165	0.003	0.834	0.892	0.026	40.70	8.93	50.37
1DP-1	51.10	3.62	1.32	6.32	0.15	15.12	21.76	0.45	99.84	1.889	0.158	0.037	0.195	0.005	0.833	0.862	0.032	40.70	10.57	48.73
1DP-2	51.56	3.16	1.49	6.86	0.19	15.08	21.90	0.44	100.7	1.895	0.137	0.041	0.211	0.006	0.826	0.863	0.031	40.13	11.37	48.50
1DP-3	56.46	0.70	0.24	13.22	0.35	29.97	1.13	0.03	102.1	1.972	0.029	0.006	0.386	0.010	1.560	0.042	0.002	76.59	21.02	2.39

**GROUPE CR-SPINELLE**

Cr-spinelle	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	NiO	TOTAL	Si	Al	Ti	Cr	Fe <sub>2</sub>	Mn	Mg	Ni	
1D-OX1	0.06	5.24	6.59	13.76	32.06	39.00	0.37	3.95	0.27	101.30	0.002	0.219	0.176	0.386	1.040	0.950	0.011	0.209	0.008
1D-OX-2	0.02	4.15	6.93	10.25	34.09	42.71	0.28	2.73	0.26	101.42	0.001	0.176	0.187	0.292	1.156	1.026	0.009	0.146	0.008
1D-OX-3	0.06	4.06	6.85	9.24	34.20	43.84	0.22	2.55	0.46	101.48	0.002	0.172	0.186	0.263	1.189	1.031	0.007	0.137	0.013
%	Cr	Mag	Sp	Ulvsp															
1D-OX1	19.41	51.88	21.02	17.69															
1D-OX-2	14.66	57.64	14.72	18.85															
1D-OX-3	13.26	59.35	13.80	18.70															

**MICA**

MICA	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	K <sub>2</sub> O	CaO	Na <sub>2</sub> O	BaO	TOTAL	Annite (%)	Phlogo (%)
1DB-1	37.69	14.19	6.92	0.65	8.49	0.09	17.59	0.10	7.78	0.01	0.93	0.00	94.44	21.31	78.69
1DB-2	38.15	14.18	6.85	0.65	9.14	0.03	17.51	0.13	8.04	0.00	0.70	0.08	95.46	22.65	77.35