

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

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

**PAR
JULIE ROBERGE**

**DISTRIBUTION DE LA TAILLE DES CRISTAUX (DTC)
DANS LES LAVES BASALTIQUES
D'ISLANDE**



Mise en garde/Advice

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

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

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

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

RÉSUMÉ

Les processus à l'intérieur des chambres magmatiques sont complexes et difficiles à étudier. Les textures des roches volcaniques sont le résultat de tous les processus qui se sont produits à partir du stade magmatique initial jusqu'à la solidification de la roche. Étudier la taille des cristaux est la façon la plus connue de quantifier les textures. Cette quantification se fait à l'aide de la théorie de la distribution de la taille des cristaux (DTC) qui décrit les changements de taille et de nombre de cristaux en fonction du temps.

L'étude a été faite sur des cristaux de plagioclase d'échantillons de basaltes alcalins provenant de volcans Eldfell, Surtsey et Helgafell qui font partie du système magmatique de Vestmannaeyjar dans le Sud Ouest de l'Islande.

La partie scoriacée des échantillons de laves a été utilisée puisqu'elle représente le matériel refroidi le plus rapidement, ce qui permet d'éviter les effets de la cristallisation pendant l'écoulement de la lave. Les lames minces ont été faites à partir de ces échantillons et photographiées à l'aide d'un microscope optique. Des mosaïques de ces photographies ont été faites afin de digitaliser environ 400 cristaux par échantillon. Les données ainsi recueillies sont traitées à l'aide du logiciel CSD CORRECTION.

En général, pour les roches volcaniques, la partie gauche des graphiques de DTC est linéaire et devient légèrement courbée vers la droite du graphique. La pente et l'ordonnée à l'origine des graphiques de DTC sont déterminées à partir

d'une régression linéaire. Une variation significative de la forme des DTC, de la densité de cristaux et de la densité de population de petits cristaux est observée avec le temps et ce pour une même éruption (volcan Eldfell).

Ces variations peuvent être expliquées par le mûrissement textural. En effet plus un magma est mûr texturalement plus sa pente de DTC sera faible. Ce qui explique que les échantillons de la première phase de l'éruption du volcan Eldfell ont une pente plus faible que les échantillons de la dernière phase de l'éruption qui montrent une pente de DTC élevée.

La théorie du mûrissement textural est appuyée par la géochimie, puisque c'est le fractionnement de clinopyroxène qui serait la phase principale de l'évolution des magmas du système de Vestmannaeyjar. L'accumulation et/ou le fractionnement des plagioclases ne peut donc pas expliquer les variations des DTC.

À partir de ces variations de DTC, un modèle de chambre magmatique sub-volcanique est proposé. Ce modèle, présente les échantillons de la fissure du volcan Eldfell comme les restes d'un vieux magma alors que les échantillons des dernières coulées représenteraient le nouveau magma.

Remerciements

D'abord j'exprime une très profonde gratitude envers le Dr. Michael D. Higgins, mon directeur de mémoire pour son dévouement, ses conseils et son soutien tout au long de ce projet. Je voudrais aussi le remercier pour m'avoir donné l'incroyable opportunité de faire mes premiers pas en volcanologie, et ce, à nul autre endroit qu'en Islande.

Je tiens aussi à remercier les membres de mon comité : Dre. Sarah J. Barnes et Dr. Pierre Cousineau pour leurs commentaires judicieux lors de la correction du mémoire.

Je suis aussi très reconnaissante à Armann Hoskuldsson pour son accueil lors de notre arrivée sur l'île de Heimaey et pour son aide sur le terrain. Il en va de même pour le Dr. Thor Thordarson qui a bien voulu me faire parvenir les échantillons du volcan Surtsey ainsi que les données géochimiques de ces échantillons. Les conseils et discussions avec ces deux collègues Islandais ont beaucoup contribué à l'avancement de ce projet.

Merci à Christine Champagne et Laurence Huss pour les discussions enrichissantes ainsi que pour leurs encouragements dans les moments difficiles.

Ce projet a été rendu financièrement possible grâce à l'octroi de recherche du CRSNG de mon directeur, le Dr. Michael D. Higgins.

Merci du fond du cœur à Steeve Tremblay pour son support moral lors des périodes difficiles et son encouragement tout au long du projet.

Finalement, j'aimerais dédier ce travail à mes parents qui ont fait tant de sacrifices pour me permettre d'atteindre mes objectifs. Encore aujourd'hui ce sont mes plus fervents supporteurs et je leur en suis très reconnaissante.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	I
LISTE DES TABLEAUX	IV
<u>CHAPITRE 1: INTRODUCTION</u>	1
PROBLEMATIQUE	2
THEORIE DE LA DISTRIBUTION DE LA TAILLE DES CRISTAUX (DTC) SELON RANDOLF, LARSON ET MARSH	3
TRAVAUX ANTERIEURS	8
<i>Lac de lave Makaopuhi, volcan Kilauea, Hawaii :</i>	8
<i>Éruption de 1959 du volcan Kilauea, Hawaii :</i>	11
<u>CHAPITRE 2: CADRE GEOLOGIQUE</u>	13
INTRODUCTION ET TECTONIQUE	13
HISTOIRE GEOLOGIQUE	16
LE VOLCANISME RECENT	20
SYSTEME ETUDIE	20
<u>CHAPITRE 3: PETROGRAPHIE</u>	25
DEFINITION DES TEXTURES	25
<i>Texture d'inter-croissance :</i>	25
<i>Texture gloméroporphyrique</i>	27
<i>Mégaphénocristaux</i>	27
SYSTEME VOLCANIQUE DE VESTMANNAEYJAR	29
<i>Volcan Helgafell</i>	29
<i>Volcan Surtsey</i>	31
<i>Volcan Eldfell</i>	36
<u>CHAPITRE 4: DISTRIBUTION DE LA TAILLE DES CRISTAUX</u>	47
MÉTHODOLOGIE	47
<i>Conversion des données de 2 à 3 dimensions</i>	48
DESCRIPTION DES DTC OBTENUES	53
<i>Volcan Eldfell</i>	53
<i>Volcans Helgafell et Surtsey</i>	64

CHAPITRE 5: GÉOCHIMIE.....	68
TECHNIQUE D'ANALYSE.....	68
<i>Technique d'analyse</i>	68
OXYDES MAJEURS	73
<i>Norme CIPW et (nombre) Mg#</i>	73
<i>Classification et diagrammes de variation</i>	76
ELEMENTS DES TERRES RARES ET ELEMENTS TRACES	88
<i>Diagrammes des terres rares</i>	89
<i>Graphiques Th versus Sm et Sc</i>	92
CHAPITRE 6: DISCUSSION ET CONCLUSION	95
LIEN ENTRE PETROGRAPHIE, DTC ET GEOCHIMIE	95
<i>Volcan Eldfell</i>	95
<i>Volcan Surtsey</i>	98
<i>Volcan Helgafell</i>	99
EXPLICATION DES VARIATIONS	100
<i>Temps de résidence</i>	100
<i>Fractionnement et accumulation</i>	102
<i>Mélange de magmas</i>	105
<i>Mûrissement textural</i>	107
<i>Modèle</i>	109
CONCLUSION	113
RÉFÉRENCES.....	116

LISTE DES FIGURES

- 1-1 : Diagramme d'un système ouvert à l'équilibre.
- 1-2 : Graphiques de DTC A) modèle d'un état stable et B) modèle où il y a variation de la surfusion.
- 1-3 : Graphique de DTC des cristaux de plagioclases du lac de lave de Makaopuhi, Hawaïi.
- 1-4 : Graphiques illustrant les différences de courbes de DTC pour les deux méthodes de transfert d'unités de taille de 2 dimensions à unité de volume.
- 2-1 : Carte de la situation géologique et tectonique de l'Islande.
- 2-2 : Carte des fissures éruptives majeures de l'Islande.
- 2-3 : Carte géologique de l'Islande.
- 2-4 : Carte des zones volcaniques de l'Islande.
- 2-5 : Carte du système volcanique de Vestmannaeyjar.
- 2-6 : Carte géologique de l'île de Heimaey dans l'archipel de Vestmannaeyjar, Islande.
- 3-1 : Photographies d'inter-croissance de cristaux de plagioclase à partir d'un noyau d'olivine.
- 3-2 : Photographies d'une texture glomératoire et de mégaphénocristaux de plagioclase.
- 3-3 : Falaise d'empilement de coulées de laves échantillonnées du volcan Helgafell.
- 3-4 : Photographie d'un mégaphénocristal zoné et d'une texture d'inter-croissance.
- 3-5 : Différence de vésicularité et de densité de cristaux entre deux échantillons du volcan Helgafell.
- 3-6 : Carte des différents cratères du volcan Surtsey.
- 3-7 : Différence de vésicularité et de densité de cristaux entre deux échantillons du volcan Surtsey.
- 3-8 : Texture d'inter-croissance et mégaphénocristaux d'olivine squelettique.

- 3-9 : Localisation des échantillons étudiés sur la carte géologique de l'île de Heimaey.
- 3-10 : Mégaphénocristaux de plagioclase a) zoné et b) non zoné.
- 3-11 : Texture d'inter-croissance en lumière polarisée et en lumière naturelle.
- 3-12 : Photographie en lumière polarisée d'un échantillon de la fissure du volcan Eldfell.
- 3-13 : Photographie en lumière polarisée d'un échantillon des premières coulées du volcan Eldfell.
- 3-14 : Photographie en lumière polarisée d'un échantillon des dernières coulées du volcan Eldfell.

- 4-1 : Effet de probabilité d'intersection des cristaux et effet de la section coupée.
- 4-2 : Graphique du pourcentage volumique de plagioclase trouver avec le logiciel de correction de DTC de Higgins, (2000) en fonction du pourcentage volumique de plagioclase trouvé par digitalisation.
- 4-3 : Graphiques des DTC du volcan Eldfell.
- 4-4 : Graphique des DTC des échantillons de coulées du volcan Eldfell.
- 4-5 : Graphiques de la distribution du rapport largeur/longueur des intersections en fonction de la fréquence des échantillons du volcan Eldfell.
- 4-6 : Différence de densité entre les différents échantillons du volcan Eldfell.
- 4-7 : Graphique de la longueur caractéristique en fonction du pourcentage volumique de plagioclase digitalisé.
- 4-8 : Graphiques des DTC des volcans Surtsey et Helgafell.
- 4-9 : Graphiques de la distribution du rapport largeur/longueur des intersections en fonction de la fréquence des échantillons des volcans Surtsey et Helgafell.
- 4-10 : Différence de densité entre les différents échantillons du volcan Surtsey.

- 5-1 : Diagramme de classification des roches ignées de Cox et al., 1979.
- 5-2 : Diagrammes de variation des oxydes majeurs en fonction du MgO.
- 5-3 : Diagrammes de variation du K_2O en fonction du P_2O_5 et du P_2O_5 en fonction du thorium.

5-4 : Diagrammes de variation du P_2O_5 en fonction du CaO et du Na_2O .

5-5 : Diagrammes de variation du P_2O_5 en fonction du MgO et du FeO.

5-6 : Diagrammes de variation du P_2O_5 en fonction du SiO_2 et du TiO_2 .

5-7 : Diagrammes de variation du P_2O_5 en fonction du Al_2O_3 .

5-8 : Diagramme multi-éléments des terres rares des échantillons étudiés.

5-9 : Graphiques de l'anomalie d'euprium en fonction du Samarium.

5-10 : Graphique du thorium en fonction du samarium et du scandium.

6-1 : Variation des courbes de DTC en fonction de l'accumulation et du fractionnement.

6-2 : Modélisation de la distribution de la densité de population de cristaux dans un mélange de magmas.

6-3 : Exemple de DTC d'un échantillon qui aurait subi un mûrissement textural.

6-4 : Modèle d'éruption du système volcanique de Vestmannaeyjar.

LISTE DES TABLEAUX

- 1-1 : Taux de croissance et de nucléation des plagioclases, de l'ilménite et de la magnétite du lac de lave de Makaopuhi, Hawaïi.
- 1-2 : Temps de résidence et taux de croissance et de nucléation des cristaux d'olivines dans les ponces de l'éruption de 1059 du volcan Kilauea, Hawaïi.

- 3-1 : Sommaire des observations pétrographiques.

- 4-1 : Nombre de cristaux par intervalles de longueur d'intersection pour chaque échantillon.
- 4-2 : Données utilisées pour déterminer la forme des cristaux des échantillons étudiés.
- 4-3 : Résultats des régressions des DTC.

- 5-1 : Composition en éléments majeurs (oxydes) de tous les échantillons étudiés.
- 5-2 : Calculs normatifs CIPW des échantillons étudiés.
- 5-3 : Teneur en éléments des terres rares et en éléments traces du standard interne de l'UQAC, Sh_40.
- 5-4 : Teneur des oxydes majeurs du standard interne de l'UQAC, Sh_40.
- 5-5 : Composition en éléments des terres rares et en éléments traces des échantillons étudiés.
- 5-6 : Données utilisées pour la modélisation et le calcul des cumulats.

- 6-1 : Temps de résidence des échantillons étudiés.

CHAPITRE 1: INTRODUCTION

En pétrologie ignée, l'importance des textures des roches volcaniques a toujours été reconnue. Si beaucoup d'observations et d'études qualitatives ont été faites, jusqu'à très récemment, peu d'importance a été accordée au côté quantitatif de ces textures. Le facteur textural le plus couramment quantifié est probablement la taille des cristaux. D'abord, la taille d'un cristal est fonction du taux de nucléation, d'un taux de croissance et d'un temps de résidence dans la chambre magmatique.

Cette étude vise à approfondir les connaissances générales des processus se produisant dans les chambres magmatiques. La quantification des textures naturelles des roches peut amener la modélisation des propriétés physiques des laves et des magmas, et par conséquent, peut aider à prédire différentes caractéristiques des éruptions. Étant donné que les laves sont généralement refroidies rapidement, le nombre de cristaux, classés selon leur taille, peut donner d'importantes informations sur la cinétique de la cristallisation. La théorie de la taille des cristaux sera utilisée afin de démontrer cette affirmation.

La taille des cristaux sera mesurée sur des échantillons de lave recueillis sur les volcans Eldfell, Helgafell et Surtsey du système volcanique de Vestmannaeyjar en Islande. L'Islande a été choisie à cause de sa grande variété de roches volcaniques récentes ainsi que pour la qualité des descriptions des éruptions qui y ont eu lieu depuis plus de 1000 ans.

1.1. PROBLÉMATIQUE

Les chambres magmatiques sont d'une importance capitale en pétrologie ignée, puisque la plupart des roches plutoniques cristallisent à l'intérieur de celles-ci et que les magmas, dont certains deviendront plus tard des roches volcaniques, se différencient et commencent à cristalliser dans ces chambres magmatiques. Cependant, la température et la pression élevées ainsi que leur grande profondeur font que la structure interne des chambres magmatiques ne sera probablement jamais étudiée directement. Il faut donc travailler avec des observations indirectes, par exemple en étudiant les roches volcaniques émises pendant la solidification du magma. Même si beaucoup de travaux ont été faits sur la chimie des roches totales et la chimie des minéraux des magmas anciens (présentement des roches solidifiées), peu de travaux ont été menés sur la croissance des cristaux dans les chambres magmatiques, (par exemple Cashman 1990; Cashman 1993; Cashman and Marsh 1988; Higgins 1996; Higgins 1999; Naslund and McBirney 1996). Ceci est en quelque sorte surprenant puisque la formation des cristaux fait partie du mécanisme dominant de séparation liquide-solide, lors de la différenciation et la solidification des magmas (Cashman 1988).

Les éruptions pyroclastiques majeures vident rapidement une bonne partie de la chambre magmatique et par conséquent préservent l'aspect de la structure originale à des échelles mégascopiques et microscopiques. La croissance des cristaux pendant l'éruption et la déposition (pour les éruptions pyroclastiques) est préservée par le refroidissement rapide, donc les ponces ne préserveront pas

seulement la taille d'origine magmatique des cristaux mais aussi certains aspects de leur fabrique magmatique. Par conséquent, le degré de regroupement des cristaux peut indiquer la nature du processus de nucléation (Jerram et al. 1996).

Le but fondamental de ce projet de recherche est de mieux comprendre la structure, la dynamique et la composition des chambres magmatiques en analysant la distribution et la taille des cristaux. Les temps de résidences obtenus en utilisant la théorie de la distribution de la taille des cristaux (DTC) peuvent être utilisés pour mettre des contraintes sur les chronologies volcaniques et ainsi prédire des éruptions de systèmes volcaniques actifs. Une étude géochimique sera aussi faite afin d'appuyer et compléter les résultats obtenus avec les DTC.

1.2. THÉORIE DE LA DISTRIBUTION DE LA TAILLE DES CRISTAUX (DTC) SELON RANDOLF, LARSON ET MARSH

La théorie de la distribution de la taille des cristaux (DTC) a d'abord été développée en génie chimique par Randolph and Larson (1971). Elle a ensuite été appliquée aux systèmes géologiques pour la première fois par Marsh (1988). Le modèle de Marsh est basé sur un système ouvert à l'équilibre. C'est-à-dire que dans le cas d'un système volcanique actif, pendant une éruption, la quantité de magma qui entre dans la chambre magmatique égale la quantité de magma qui sort (Figure 1-1). De plus, il est important de noter que ce modèle ne s'applique pas aux roches plutoniques qui se solidifient dans un système fermé.

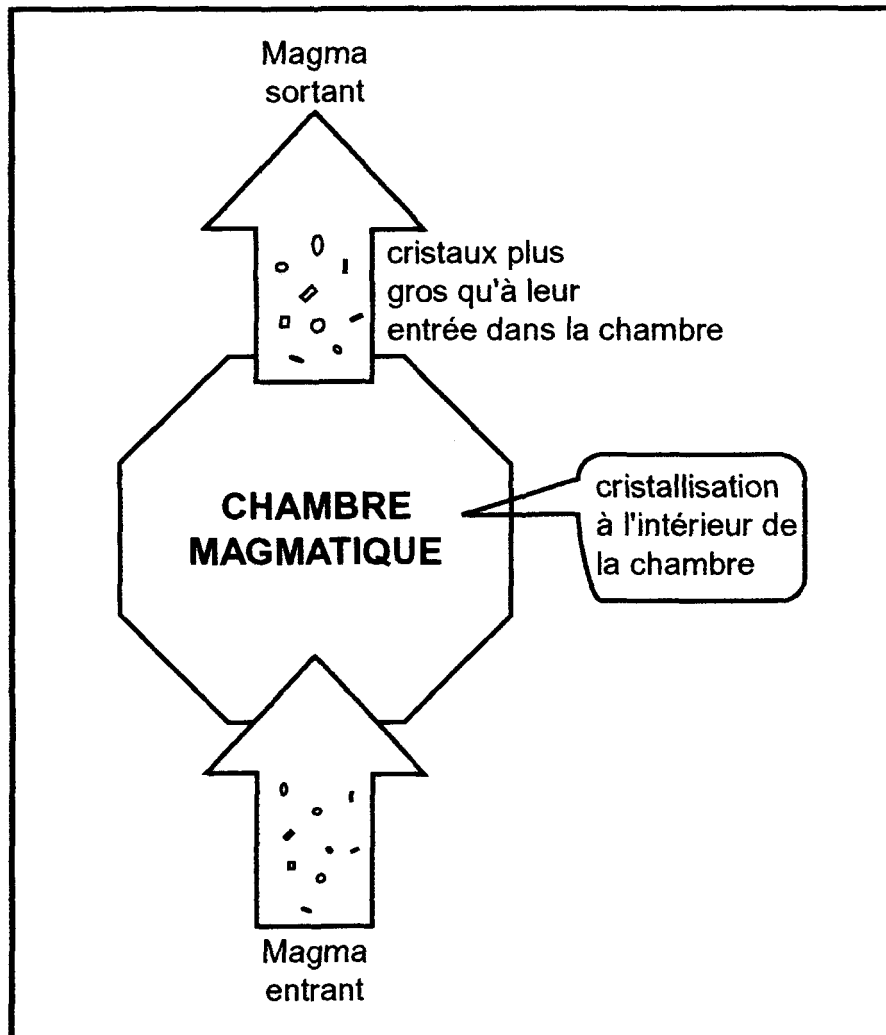


Figure 1-1: Diagramme montrant un système ouvert à l'équilibre selon le modèle de Marsh (1988) i.e. la quantité de magma qui entre est égale à la quantité de magma qui sort de la chambre magmatique.

Le cœur de la théorie de la distribution de la taille des cristaux est le développement d'une équation qui gouverne le nombre de cristaux au fur et à mesure qu'ils débutent leur nucléation et croissent, dans un milieu liquide. Cette équation décrit un équilibre de populations de cristaux qui tient compte des changements de nombre et de taille des cristaux en fonction de leur temps de résidence dans le système et aussi en fonction de l'entrée de nouveaux cristaux dans le système et de la perte en cristaux du système.

La densité de population de cristaux $n_v(L)$ (nombre de cristaux d'une taille spécifique par unité de volume) est définie par

$$(1) \quad n_v(L) = n_v^0(L \rightarrow 0) e^{(-L/G\tau)}$$

n_v^0 = Constante d'intégration qui représente la
densité de population des cristaux ayant
leur taille de nucleus (i.e. n quand $L \rightarrow 0$).

L = Taille des cristaux (mm).

G = Taux de croissance (mm/s).

τ = Temps de résidence (s).

On réécrit cette équation afin d'obtenir

$$(2) \quad \ln(n_v(L)) = \ln(n_v^0) - L/G\tau$$

Cette équation, une fois tracée sur un graphique (Figure 1-2), donnera une ligne droite à pente négative (pente = $-1/G\tau$) où l'ordonnée à l'origine est donnée par $\ln(n_v^0(L))$.

Finalement, Marsh (1988) a aussi remarqué que le taux de nucléation (J) sur le taux de croissance (G) pouvaient s'exprimer de la façon suivante :

$$(3) \quad n_v^0(L) = J/G$$

Ceci est un modèle idéal d'un état stable qui ne donnera qu'une droite sur le graphique de DTC (Figure 1-2A). Cependant, en géologie on a jamais un système idéal. Il y a toujours un ou plusieurs paramètres qui varient. Si par exemple on a une augmentation de la surfusion, sur le graphique de DTC on obtient une famille de droites (Figure 1-2B).

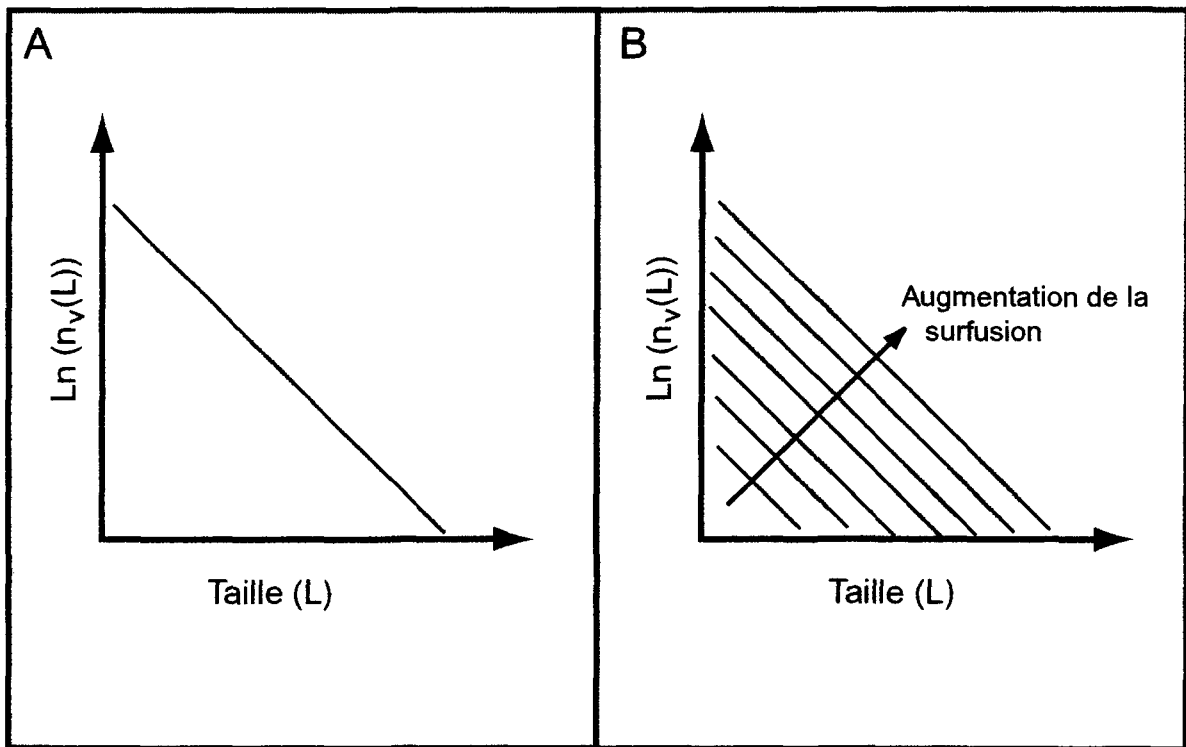


Figure 1-2: Graphiques de DTC, A) modèle d'un état stable ne possédant qu'une seule droite. B) modèle où il y a variation de la surfusion, ce qui donne une famille de droites qui évolue avec l'augmentation de la surfusion (modifiés de Higgins, 1999; Marsh, 1988; Marsh, 1998).

1.3. TRAVAUX ANTÉRIEURS

Même si les plus importantes études quantitatives des roches ignées portent sur la géochimie, il n'y a pas vraiment de travaux qui fassent le lien entre la géochimie et les DTC. Donc, cette section présentera un résumé des principales études de DTC faites jusqu'à maintenant

1.3.1. Lac de lave Makaopuhi, volcan Kilauea, Hawaii :

Cashman et Marsh (1988) ont appliqué la théorie de la distribution de la taille des cristaux sur des échantillons de carottes de forages du lac de lave de Makaopuhi, volcan Kilauea, Hawaii. La distribution de la taille des cristaux de plagioclase, d'ilménite et de magnétite a été mesurée. Le gradient géothermique du lac de lave étant connu, le temps de croissance τ a pu être déterminé, ce qui a permis de calculer les taux de croissance et de nucléation pour les cristaux de ces trois minéraux (Tableau 1-1). Il est ressorti que le taux de croissance et de nucléation de plagioclase, de l'ilménite et de la magnétite diminue au fur et à mesure que la population de cristaux augmente.

Ce qui est important à retenir dans cet exemple c'est que les auteurs ont réussi à montrer que le modèle de distribution de la taille des cristaux qu'ils ont élaboré précédemment fonctionne assez bien puisque dans le graphique de DTC, ils ont obtenu est une droite (Figure 1-3). Cependant, comme le montre la figure 1-4, les méthodes de rédaction des données utilisées par Cashman et Marsh (1988) diffèrent de celles utilisées dans la présente étude et de ce fait on ne peut

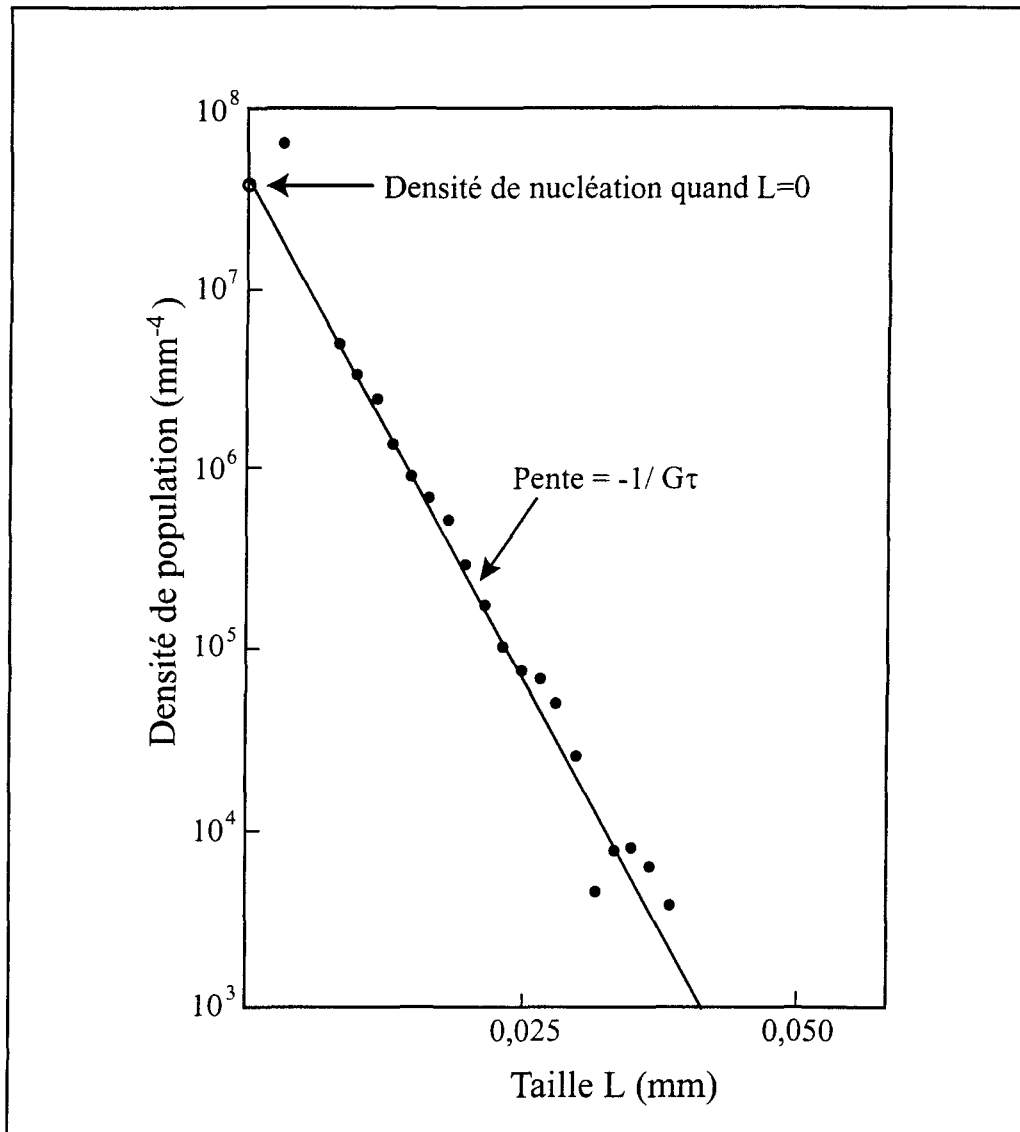


Figure 1-3: Graphique de DTC des cristaux de plagioclase du lac de lave de Makaopuhi, Hawaii (Cashman and Marsh, 1988).

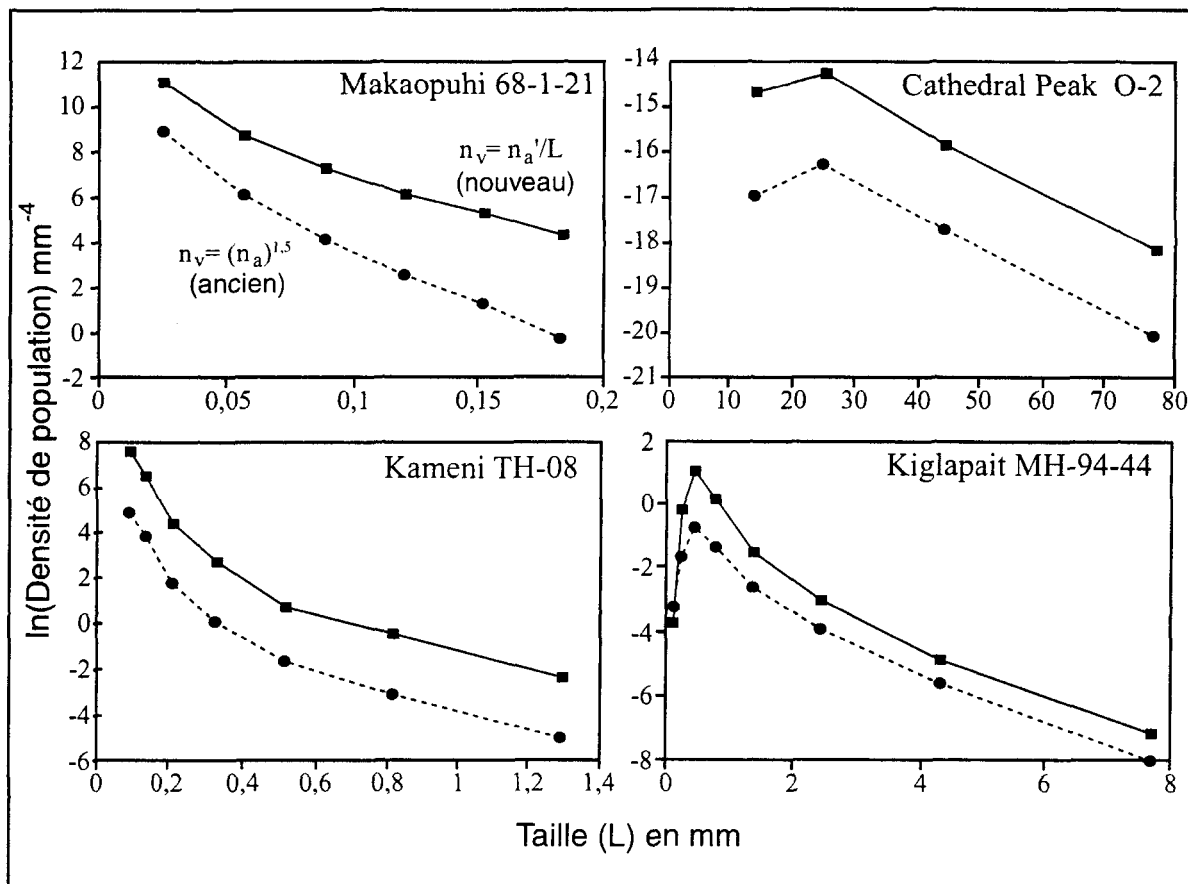


Figure 1-4: Graphiques illustrant les différences des courbes de DTC pour les deux méthodes de transfert d'unités de taille de 2 dimensions à unités de volume (tirés de Higgins, 2000).

comparer les données directement (Higgins, 2000). Ceci sera discuté plus en détail dans la section 4.1.1 traitant de la conversion des données en 2 dimensions à des données en 3 dimensions.

Tableau 1-1 : Taux de croissance et de nucléation des plagioclases, de l'ilménite et de la magnétite, lac de lave de Makaopuhi, volcan Kilauea, Hawaii.

	Taux de croissance (G) (selon l'axe long)	Taux de nucléation (J)
Plagioclase	$5.4-9.9 \times 10^{-11} \text{ cm/s}$	$1.6-33.9 \times 10^{-3} / \text{cm}^3/\text{s}^1$
Ilménite	$4.9-3.4 \times 10^{-10} \text{ cm/s}$	$15-2.2 \times 10^{-3} / \text{cm}^3/\text{s}^1$
Magnétite	$2.9 \times 10^{-10} \text{ cm/s}$	$7.6 \times 10^{-3} / \text{cm}^3/\text{s}^1$

1.3.2. Éruption de 1959 du volcan Kilauea, Hawaii :

Mangan (1990) a employé les données de distribution de la taille des cristaux d'olivine pour calculer leur taux de croissance et de nucléation. Elle a ensuite utilisé ces données pour trouver le temps de résidence des cristaux dans le système indiquant le temps de résidence du magma avant l'éruption. Les analyses ont été faites sur 12 lames minces de ponces constituées de verre vésiculaire et riche en cristaux d'olivine orientés aléatoirement et mesurant de 0.02 mm à 6 mm. Les cristaux d'olivine étudiés sont euhédraux et ne contiennent pas de structures de déformation ou d'inclusions de sulfures. La taille minimale des

cristaux mesurés a été fixée à 0.05mm, la technique utilisée ne permettant pas de mesurer avec précision tous les cristaux de taille inférieure.

Ce qui est intéressant dans les travaux de Mangan (1990) c'est qu'ils ont été faits sur des ponce plutôt que sur des laves basaltiques et qu'elle a traité l'olivine et non le plagioclase.

La présence de ponce implique que l'éruption était violente et que ce n'était donc pas une coulée de lave. Cependant, comme Cashman et Marsh (1988), elle a obtenu une droite dans le graphique de la distribution de la taille des cristaux.

Tableau 1-2 : Temps de résidence et taux de croissance et de nucléation des cristaux d'olivine dans les ponce de l'éruption de 1959 du volcan Kilauea, Hawaii.

	Taux de croissance (G)	Taux de nucléation (J)	Temps de résidence
Olivine	10^{-10} cm/s	$2.8 \times 10^{-6} \text{ cm}^{-3}\text{s}^{-1}$	10.9 ans \pm 3.6 ans

CHAPITRE 2: CADRE GÉOLOGIQUE

2.1. INTRODUCTION ET TECTONIQUE

L'histoire tectonique de l'Islande est gouvernée par sa position sur deux dorsales; la dorsale médio-atlantique et la dorsale Groenland-Jan Mayen et par la présence d'une faille transformante séparant la dorsale médio-atlantique à la limite sud (et nord) de l'Île (Figure 2-1).

De plus, en raison de sa topographie élevée, d'un flux de chaleur et d'un taux d'effusion élevés, l'Islande a aussi été définie comme étant un panache mantellique ("hot spot" ou "mantle plume") sur la dorsale médio-atlantique (Jakobsson 1979b). La présence de ce panache expliquerait que la production de magma ait été plus importante en Islande que le long du reste de la dorsale médio-atlantique, ce qui a permis son émergence.

Les zones volcaniques actives de l'Islande sont composées de plusieurs essaims de fissures allongées (Figure 2-2), chacune de plusieurs dizaines de kilomètres de longueur et d'une série de complexes volcaniques centraux (Kraft and Larouzière 1991). Ces complexes volcaniques centraux sont la canalisation principale de la migration des magmas vers la surface.

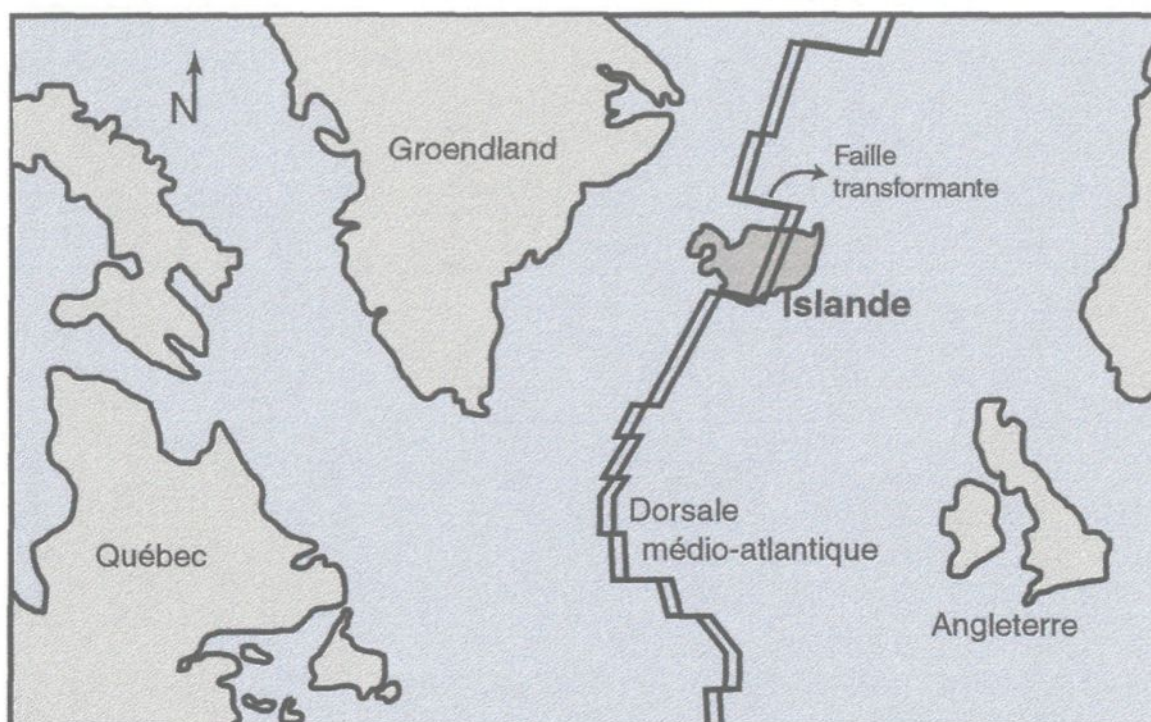


Figure 2-1: Carte montrant la situation géologique et tectonique de l'Islande sur la dorsale médio-atlantique (modifiée de Williams et McBirney, 1979).

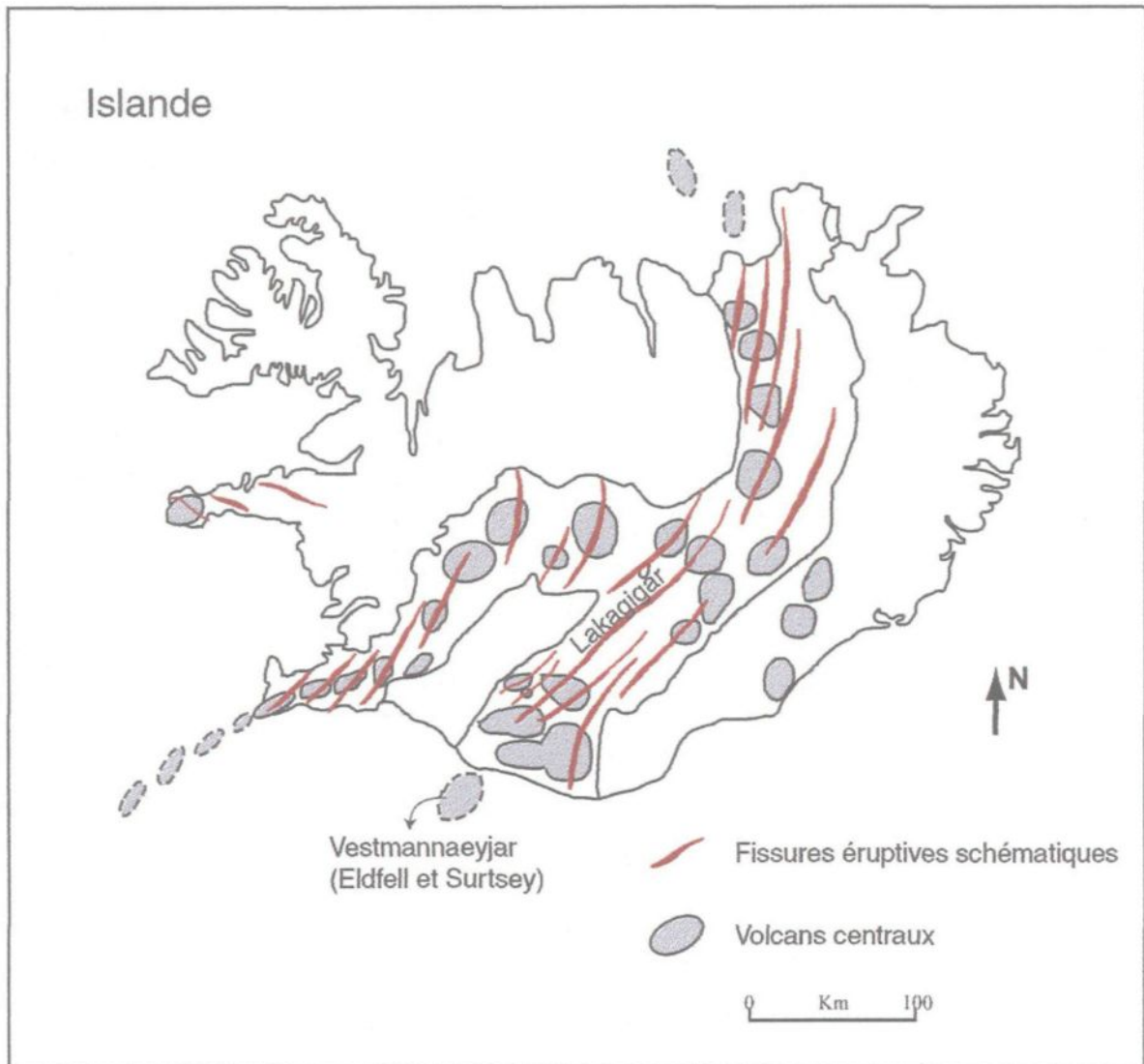


Figure 2-2: Fissures éruptives majeures (modifiée de Kraft et de Larouzière, 1991).

2.2. HISTOIRE GÉOLOGIQUE

La géologie de l'Islande se divise en quatre assemblages volcaniques principaux : 1) le groupe d'âge Tertiaire, 2) le groupe d'âge Plio-pléistocène, 3) le groupe d'âge Pléistocène supérieur et 4) le groupe d'âge Post-glacière (Figure 2-3). Il est facile de repérer ces groupes à partir de la dorsale médio-atlantique. Plus on va vers l'est et vers l'ouest plus le volcanisme est ancien, allant du quaternaire supérieur au centre au Tertiaire moyen le plus à l'est ou le plus à l'ouest (Saemundsson 1979).

D'abord, le groupe d'âge Tertiaire est constitué de basaltes de plateau situés à l'Est, au Nord-Ouest et à l'Ouest de l'Île (Figure 2-3). Ce groupe occupe 50% de la superficie de l'Islande et est le plus ancien de l'Île. Cet empilement de lave montre peu de variations lithologiques et la stratigraphie est généralement très régulière : des coulées de lave, épaisses de 5 à 15m, sont séparées par de minces interlits à débris d'origine volcanique (Saemundsson 1979).

Ensuite, le groupe d'âge plio-pléistocène comprenant les basaltes de 0.7 à 3.1 Ma. Ce groupe se situe entre le groupe d'âge tertiaire et la zone volcanique active. Le volcanisme de cette époque est caractérisé par des systèmes volcaniques allongés comme au Tertiaire. Cependant, on ne retrouve plus la topographie plate des plaines de basalte du Tertiaire, à la place, le volcanisme sous-glaciaire a créé une topographie inégale de collines d'hyaloclastites et de laves coussinées. Aussi, pendant cette période, le volcanisme n'était pas restreint seulement à la zone axiale de la dorsale.

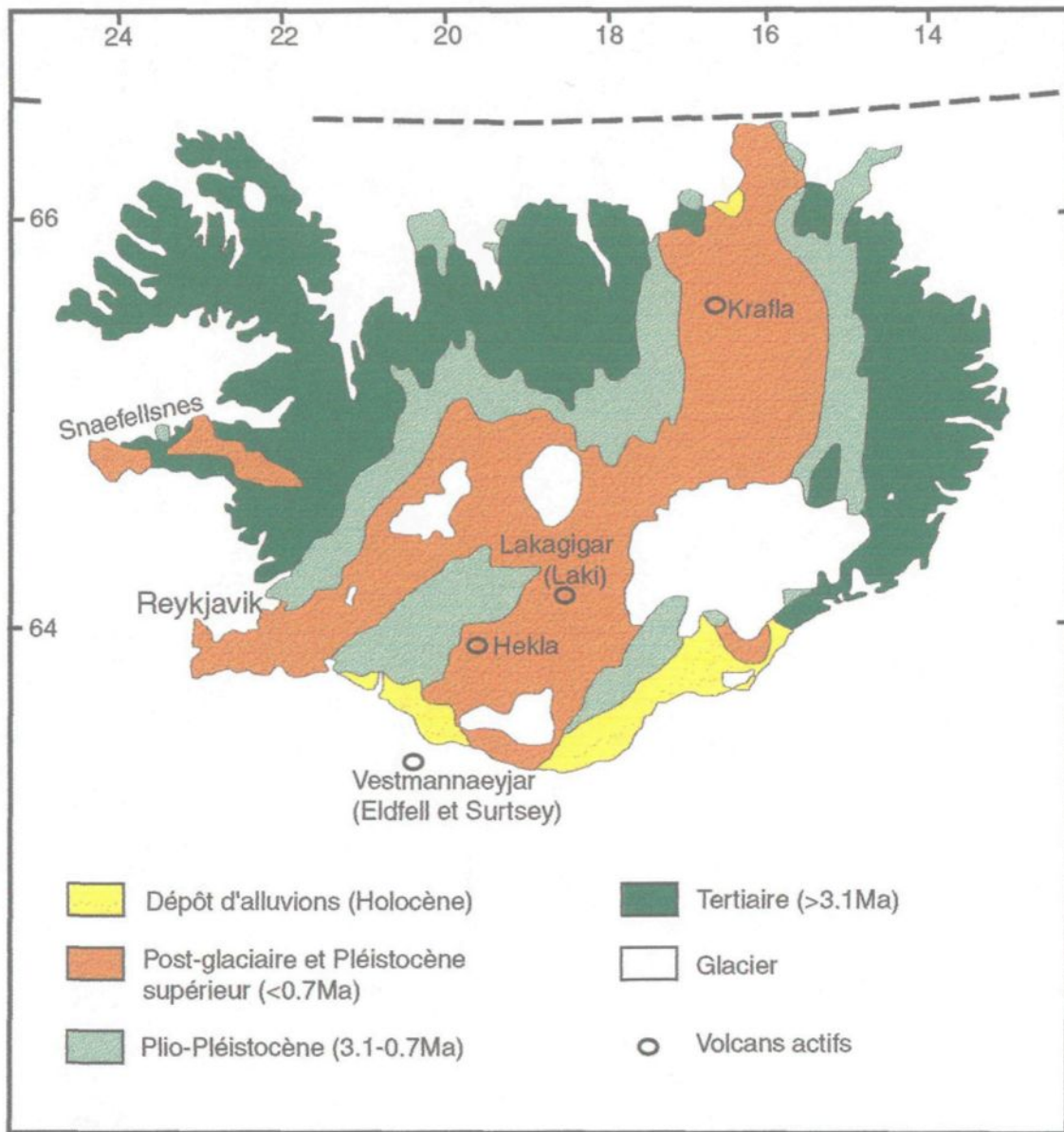


Figure 2-3: Carte géologique de l'Islande (modifiée de Bordin et al., 1997).

Il a débuté au Pléistocène dans la péninsule de Snaefellsnes dans l'Ouest de l'Islande (Figure 2-3) (Saemundsson 1979).

Les roches du groupe d'âge pléistocène supérieur sont plus jeunes que 0.7 Ma (excluant la période du groupe Post-glaciaire). Sa limite avec le groupe d'âge Plio-pléistocène est marquée par une discordance et un hiatus stratigraphique dont on ne connaît pas encore l'étendu. Dans le groupe d'âge pléistocène, on divise les roches volcaniques en deux types selon leur morphologie et leur structure (Saemundsson 1979). Le premier type comprend les coulées de laves sub-aériennes des périodes interglaciaires. L'érosion fait que seulement l'intérieur de ces coulées (à grain grossier) est exposé. Le deuxième type comprend des laves coussinées sous-glaciaires et les roches hyaloclastiques. Les roches appartenant au groupe de Pléistocène supérieur peuvent être reliées aux systèmes volcaniques qui sont toujours actifs ou dormants aujourd'hui.

Finalement, le groupe d'âge Post-glaciaire comprend des coulées de laves et des coulées pyroclastiques, des argiles marines non-consolidées et des tabliers de sédiments fluvio-glaciaires formés dans les terres après la déglaciation (Saemundsson 1979). C'est dans ce groupe que se trouvent les zones volcaniques actives de l'Islande.

2.3. LE VOLCANISME RÉCENT

L'Islande se divise en quatre zones volcaniques actives : la zone Nord (NVZ) et la zone Sud (SVZ) situées toutes deux sur la ride médio-atlantique, la zone Est (EVZ) située au sud de la ride et finalement la région de Snæfellsnes située au nord-est de l'Islande (figure 2-4) (Jakobsson 1979a). Les zones NVZ et SVZ situées sur la ride médio-atlantique sont caractérisées par des éruptions tholéïtiques. La zone EVZ contient d'abord des basaltes alcalins à olivine (au sud), des basaltes alcalins de transition (au centre de la zone) et finalement des tholéïites au Nord.

2.4. SYSTÈME ÉTUDIÉ

Le système volcanique étudié est le système de Vestmannaeyjar situé au sud-est de l'Islande dans la zone EVZ. On y trouve entre autres, les volcans Surtsey, Eldfell et Helgafell (figure 2-3). Ce système volcanique a été choisi parce qu'il possède des phases de phénocristaux ou de microphénocristaux connues (Furman et al. 1991; Jakobsson 1979a; Jakobsson 1979b; Kokelaar and Durant 1983), en plus d'être un des systèmes le plus documenté de la région du point de vue de la géochimie et de la pétrologie.

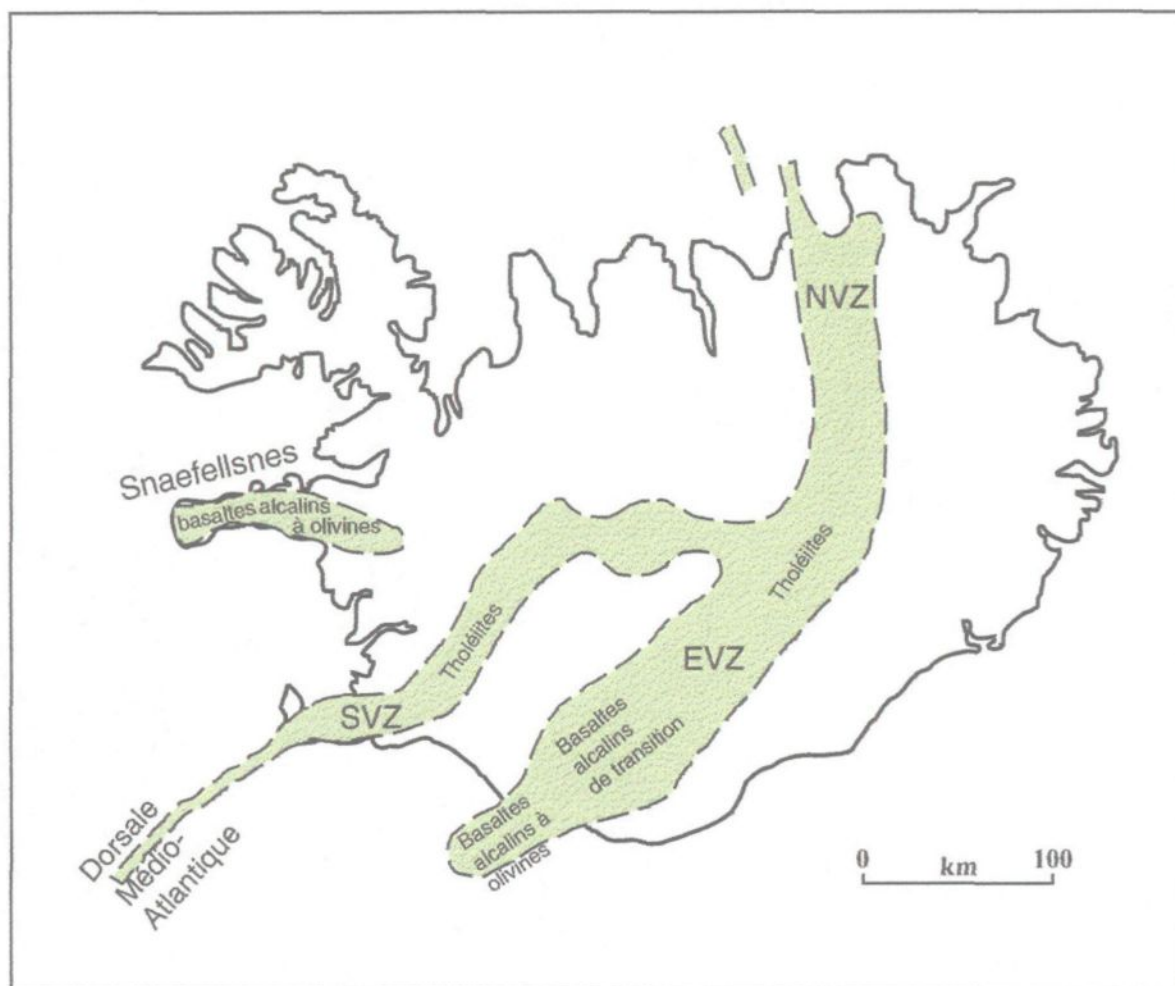


Figure 2-4: Carte illustrant les zones volcaniques de l'Islande. NVZ = zone Nord (North Volcanic Zone), SVZ = zone Sud (South Volcanic Zone), EVZ = zone Est (East Volcanic Zone) et la zone de Snæfellsnes, (modifié de Jakobsson, 1979a).

L'archipel de Vestmannaeyjar (figure 2-5) est constitué d'environ 80 volcans connus situés le long de fissures volcaniques sous-marines orientées SSO-NNE. De ces 80 volcans, seulement 17 ou 18 se trouvent au-dessus du niveau de la mer dont les trois volcans étudiés; Helgafell, Eldfell et Surtsey.

Toutes les petites îles formant l'archipel ont été créées en une seule éruption sauf l'île de Heimaey qui est le produit d'éruptions successives sur une longue période de temps. Premièrement, les formations géologiques les plus anciennes de l'île de Heimaey (Heimaklettur, Yztiklettur et Dalfjall) se trouvent au nord de l'île (figure 2-6). On y trouve des couches de tuf recouvertes de coulées éparses de laves (Einarsson 1974). Ces formations ont environ 10 000 ans et ont été érodées par la mer. En conséquence, il est difficile de localiser la position originale des centres d'effusion. Puis, l'étape suivante est la formation du volcan Stórhöfði (Figure 2-6). L'activité volcanique à cet endroit a débuté sous la mer, les premières strates étant des tufs, pour se terminer par des coulées de laves.

Puis vient le volcan Saefjall (Figure 2-6) qui est entièrement constitué de tufs. Entre les coulées de laves de Stórhöfði et les tufs de Saefjall, on trouve une mince couche de vieux sol contenant des traces de plantes datées au carbone 14 à 5400 ans. Les travaux datent le volcanisme de Helgafell un peu plus jeune que Saefjall. Helgafell daterait donc d'environ 5000 ans.

Helgafell (Figure 2-6) est un volcan bouclier formé de minces coulées de laves en blocs et caractérisé par un cône de téphras de 227m de haut.

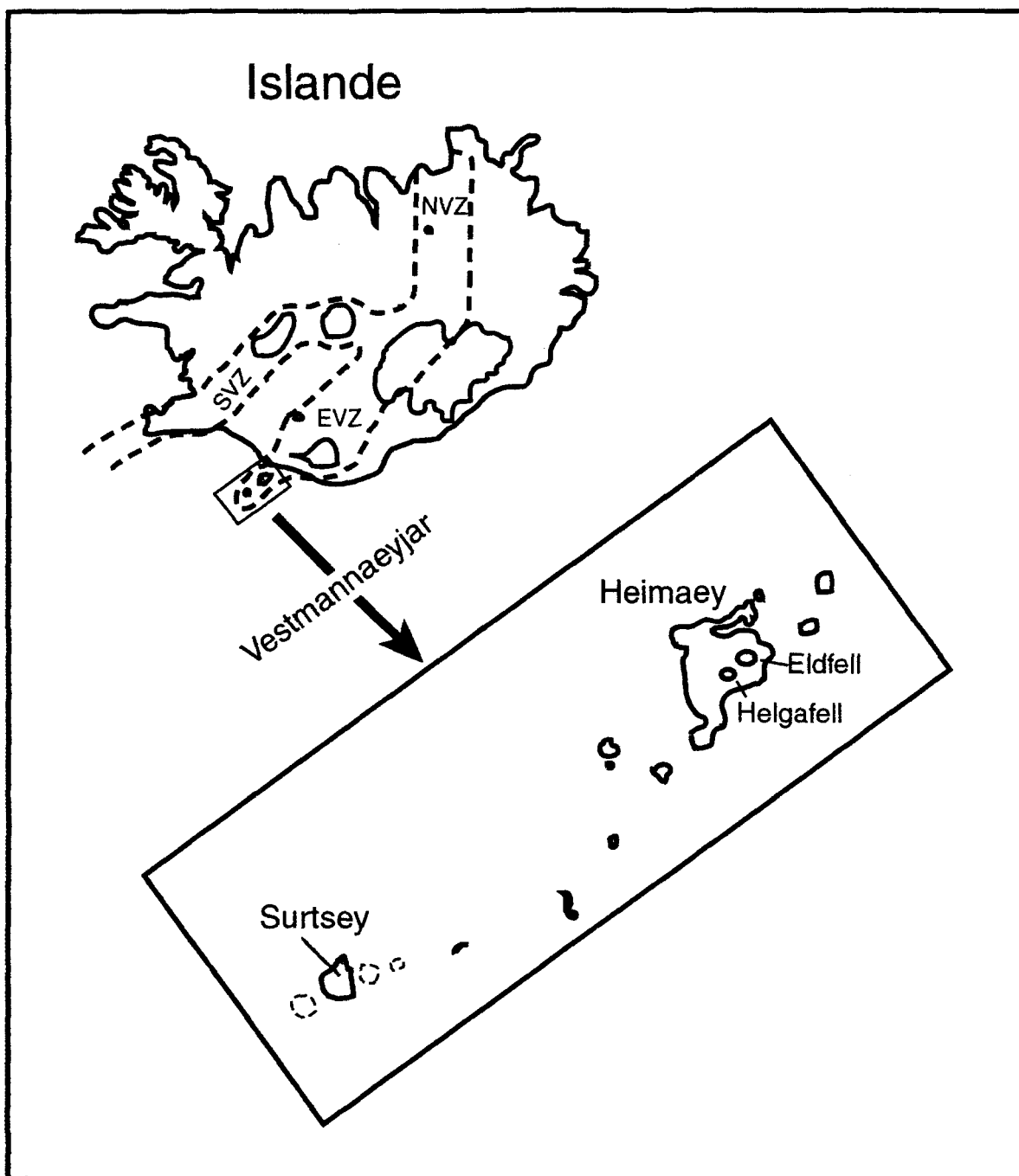


Figure 2-5: Carte du système volcanique de Vestmannaeyjar (modifié de Furman et al., 1991).

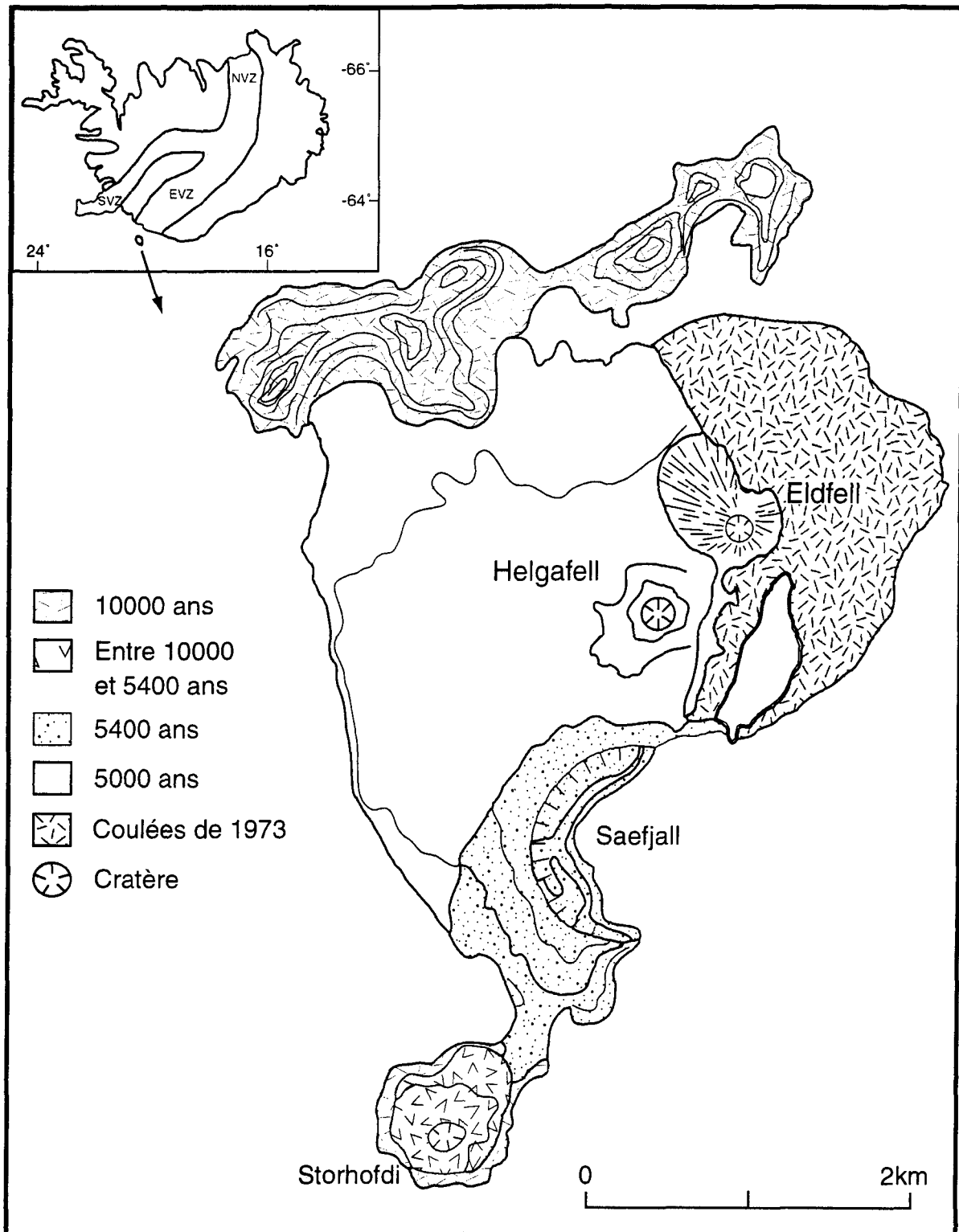


Figure 2-6: Carte de l'île de Heimaey dans l'archipel de Vestmannaeyjar (modifiée de Jakobsson et al., 1973).

Ce sont les coulées de laves de Helgafell qui ont formé l'île de Heimaey en réunissant les formations géologiques précédentes.

Depuis l'éruption de Helgafell, aucune activité volcanique n'a été relevée sur l'île jusqu'à l'apparition du volcan Eldfell dans la nuit du 23 janvier 1973. L'éruption a débuté par l'ouverture d'une fissure orientée SSO-NNE et 1,9 km de long dans la partie Est de l'île. L'éruption s'est terminée le 25 juin, a produit 250 millions de mètres cubes de matériel (principalement de la lave) et a agrandi la partie NE de l'île d'environ 2,2 km² (Jakobsson et al. 1973).

L'éruption de Surtsey de 1963 à 1967 a montré le style de formation des îles de Vestmannaeyjar. Les éruptions débutent par une période d'hydromagmatique suivie par une activité volcanique de type Hawaïenne, aussitôt que le cratère est isolé de l'eau. Surtsey est situé à 20km au SW de Heimaey (Figure 2-5). Il a émergé des eaux dans la nuit du 14 au 15 novembre 1963 après une semaine d'activités volcaniques sous-marines (Kokelaar and Durant 1983). Il possède plusieurs ouvertures, mais la cheminée principale est Surtsey. Surtsey est lui aussi formé d'un cône de cendres et de coulées de laves. L'île volcanique de Surtsey, formée par cette éruption qui a duré 4 ans, fait 1,5 km de diamètre.

CHAPITRE 3: PÉTROGRAPHIE

Ce chapitre présente les textures caractéristiques ainsi que les descriptions pétrographiques des coulées de laves échantillonnées sur les trois volcans suivants : 1) Eldfell, 2) Surtsey et 3) Helgafell. Tous font partie du système volcanique de Vestmannaeyjarr.

L'analyse pétrographique a été faite à partir de lames minces à l'aide d'un microscope optique. Les pourcentages de plagioclases ainsi que les tailles moyennes des cristaux ont été obtenues à partir des données de DTC. Les pourcentages d'olivine et de mégaphénocristaux (définis plus loin) ainsi que de vésicules ont été obtenues par la méthode de comptage de points.

3.1 DÉFINITION DES TEXTURES

Trois textures principales seront décrites : 1) texture d'inter-croissance, 2) texture glomérophyrique, et 3) mégaphénocristaux.

3.1.1 Texture d'inter-croissance :

Il y a plusieurs type d'inter-croissance de cristaux (Shelley, 1994). Celles dont il sera question dans cette étude consistent en un arrangement de cristaux de plagioclases radiants à partir d'un nucléus de d'olivine ou de pyroxène (Figure 3-1). La taille de ces inter-croissances varie de quelques millimètres à quelques centimètres. Ces textures d'inter-croissance sont généralement dues à la croissance simultanée de deux minéraux.

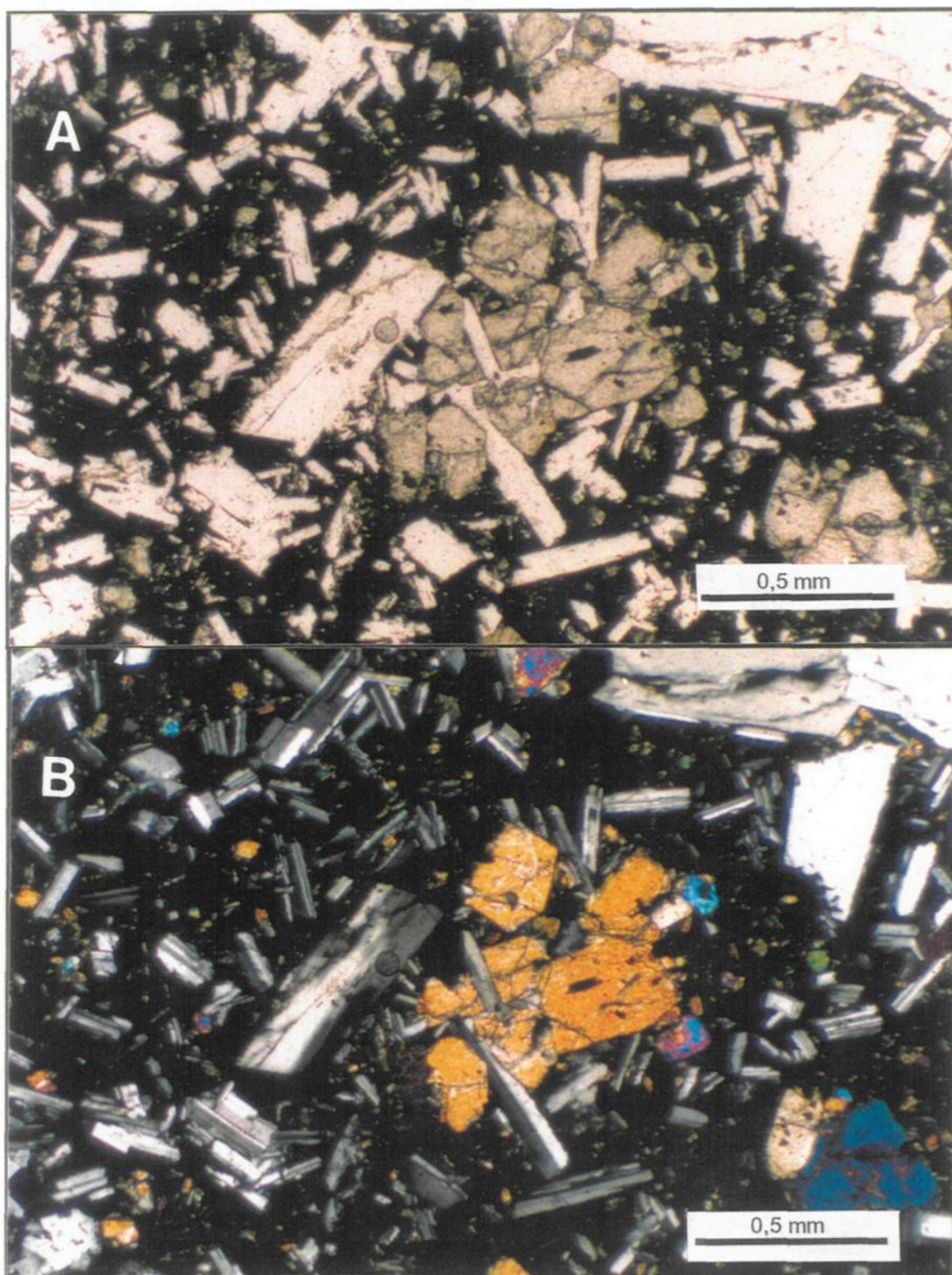


Figure 3-1: Photographies d'inter-croissance de cristaux de plagioclase à partir d'un nucléus d'olivine A) lumière naturelle, B) lumière polarisée. Échantillon JR-99-19-1, volcan Helgafell.

3.1.2 Texture gloméroporphyrique

La texture gloméroporphyrique définit un amas de cristaux de même nature, par exemple de plagioclase (Figure 3-2A) ou de nature différente (olivine, plagioclase, pyroxène). Deux explications sont possibles : 1) Ce sont des matériaux qui se sont agrégés alors qu'ils étaient encore à l'état semi consolidés (*mush*); 2) Kirkpatrick (1977) a attribué cette texture à une nucléation hétérogène qui impliquerait, par exemple, des plagioclases débutant leur nucléation à partir d'un cristal de plagioclase (ou pyroxène ou olivine) déjà existant.

3.1.3 Mégaphénocristaux

Ce terme est utilisé pour les cristaux de grande taille dans les roches ignées et métamorphiques (Shelley, 1994). Dans le présent chapitre, le terme mégaphénocristaux sera utilisé pour les cristaux ayant une taille supérieure à 3 millimètres allant jusqu'à 40 mm (Figure 3-2B).

Plusieurs hypothèses ont été émises concernant l'origine de ces énormes cristaux. Helz (1987) croit qu'ils ont été arrachés des murs du conduit magmatique, à grande profondeur. Aspen et al. (1990) les décrits plutôt comme étant des débris de feldspath-K de haute pression dont la source serait le manteau supérieur. Dans les deux cas, on s'accorde sur le fait qu'ils sont reliés au système de tuyauterie des magmas à grande profondeur et qu'ils sont reliés au même cycle de genèse de magma que le magma expulsé.



Figure 3-2: Photographies A) d'une texture gloméroporphyrique de plagioclase, échantillon 140792-2, volcan Lakagigar et B) mégaphénocristaux de plagioclases dans l'échantillon JR-99-19-2, volcan Helgafell.

3.2 SYSTÈME VOLCANIQUE DE VESTMANNAEYJAR

Le système volcanique de Vestmannaeyjarr est caractérisé par des basaltes alcalins dont la composition varie de basaltes à hawaiiite en passant par mugearites (Jakobsson et al., 1973). Selon Jakobsson (1979b), les laves du système de Vestmannaeyjar sont classées en deux groupes selon leur morphologie et leur pétrologie : Le groupe VE I qui est le plus primitif (Surtsey) et le groupe VE II qui est le plus évolué (Eldfell). Au point de vue morphologique, les laves du groupe VE II semblent être plus épaisses que celles du groupe VE I. À la surface, les laves des deux groupes sont classées comme étant du type pahoéhoé.

Jakobsson (1979) a aussi montré que les laves du groupe VE II contiennent quelques mégaphénocristaux d'olivine et de plagioclase de même composition que ceux du groupe VE I. Ceci suggère fortement que le groupe VE II soit un dérivé du groupe VE I.

Dans les sections suivantes, des descriptions pétrographiques et texturales ont été faites pour tous les échantillons du système volcanique de Vestmannaeyjar afin de vérifier les affirmations de Jakobsson (1979).

3.2.1 Volcan Helgafell

Les échantillons du volcan Helgafell proviennent de deux falaises exposant un empilement de coulées dont l'épaisseur général est de deux mètres ou moins (Figure 3-3).

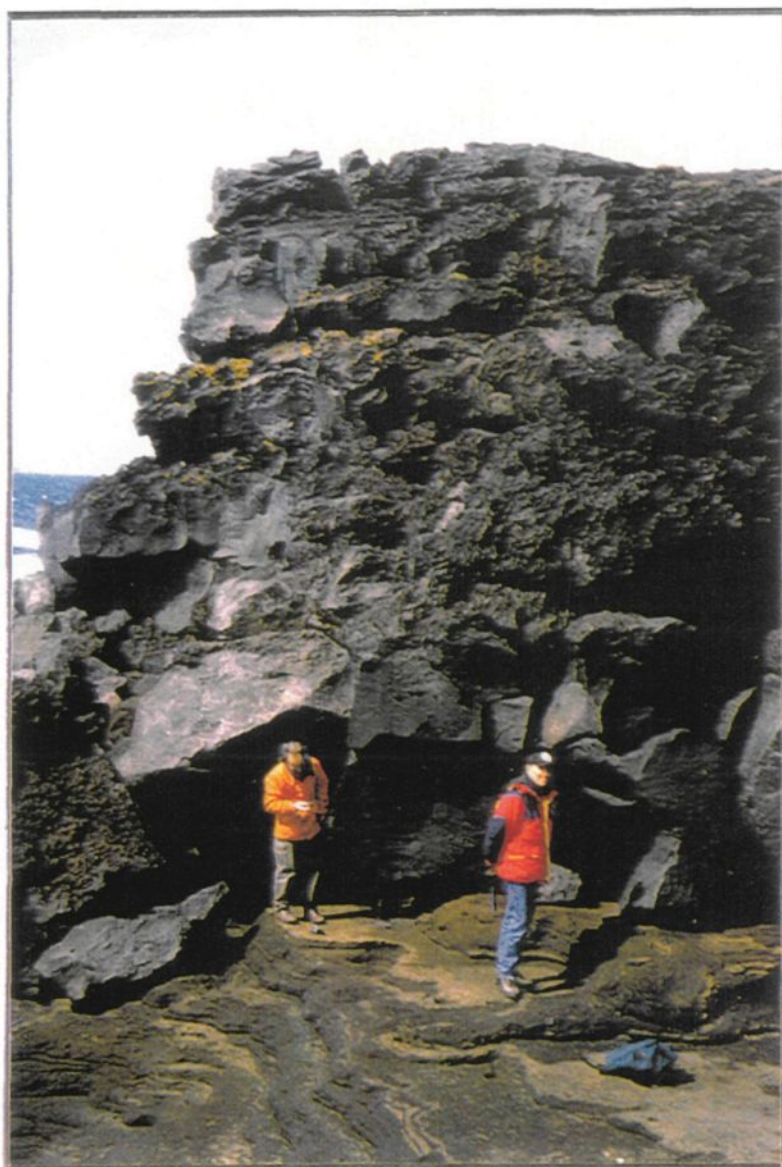


Figure 3-3: Une des falaises d'empilement de coulées de laves échantillonnées du volcan Helgafell (série JR-99-19).

Ces échantillons possèdent entre 5% et 8% de mégaphénocristaux, en majorité de plagioclase, et moins de 1% d'olivine. Ces mégaphénocritaux d'olivine et de plagioclase sont idiomorphes et leur taille varie de 3 à 5 mm. Quelques mégaphénocristaux de plagioclase montrent une zonation oscillatoire (Figure 3-4A).

Des textures d'inter-croissance et d'agglomération sont présentes dans tous les échantillons (figure 3-4B). La vésicularité varie de 12% (échantillon JR-99-19-4) à 26% dans l'échantillon JR-99-19-3 (Figure 3-5). Aucun clinopyroxène n'a été observé.

3.2.2 Volcan Surtsey

Trois échantillons provenant du volcan Surtsey ont été étudiés. Ces échantillons ont été fournis par le Dr. Thor Thordarsson du "CSIRO Magmatic Ore Deposit" en Australie. L'échantillon 100891-11 est un fragment vitreux d'un cône de cendres de Surtur (figure 3-6). Les échantillons 110891-15 et 110891-17 proviennent du champ de lave de Surtur I, faisant partie de la deuxième phase effusive de l'éruption de Surtsey. L'échantillon 110891-15 appartient à la partie basale de la coulée alors que l'échantillon 110891-17 appartient à la surface de la coulée.

La densité de cristaux est faible et varie de 5% (échantillons 110891-17) à 11 % dans l'échantillon 100891-11 (Figure 3-7). De plus, c'est dans l'échantillon 100891-15 que la vésicularité est la plus élevée (54%) alors qu'elle est de 31% pour 110891-11 et de 39% pour 110891-17.



Figure 3-4: A) Mégaphénocristaux de plagioclase montrant une zonation oscillatoire, volcan Helgafell (lumière polarisée). B) Texture d'inter-croissance de plagioclase, d'olivine et de pyroxène, échantillon JR-99-19-1, volcan Helgafell (lumière polarisée).



Figure 3-5: Différence de la vésicularité et de densité de cristaux, volcan Helgafell A) échantillon JR-99-19-4 (11% de vésicule) B) échantillon JR-99-19-3 le plus vésiculaire (25% de vésicules) (lumière naturelle).

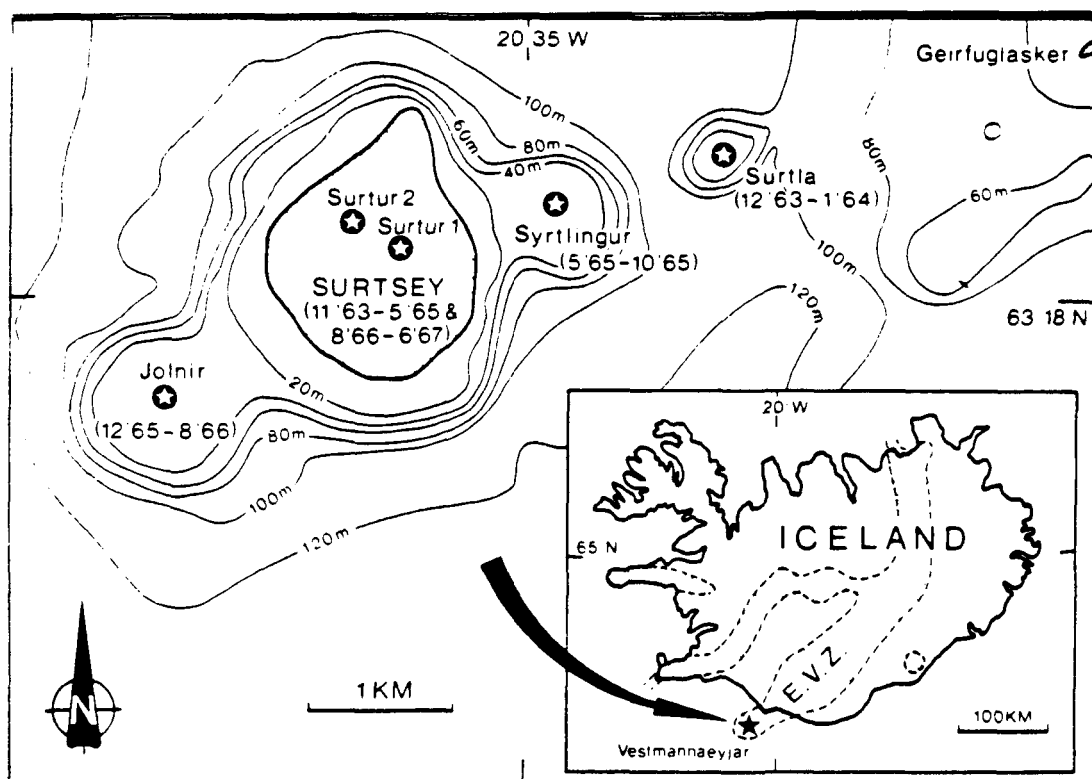


Figure 3-6: Carte montrant les différents cratères du volcan Surtsey (modifiée de Kokelaar et Durant, 1983).

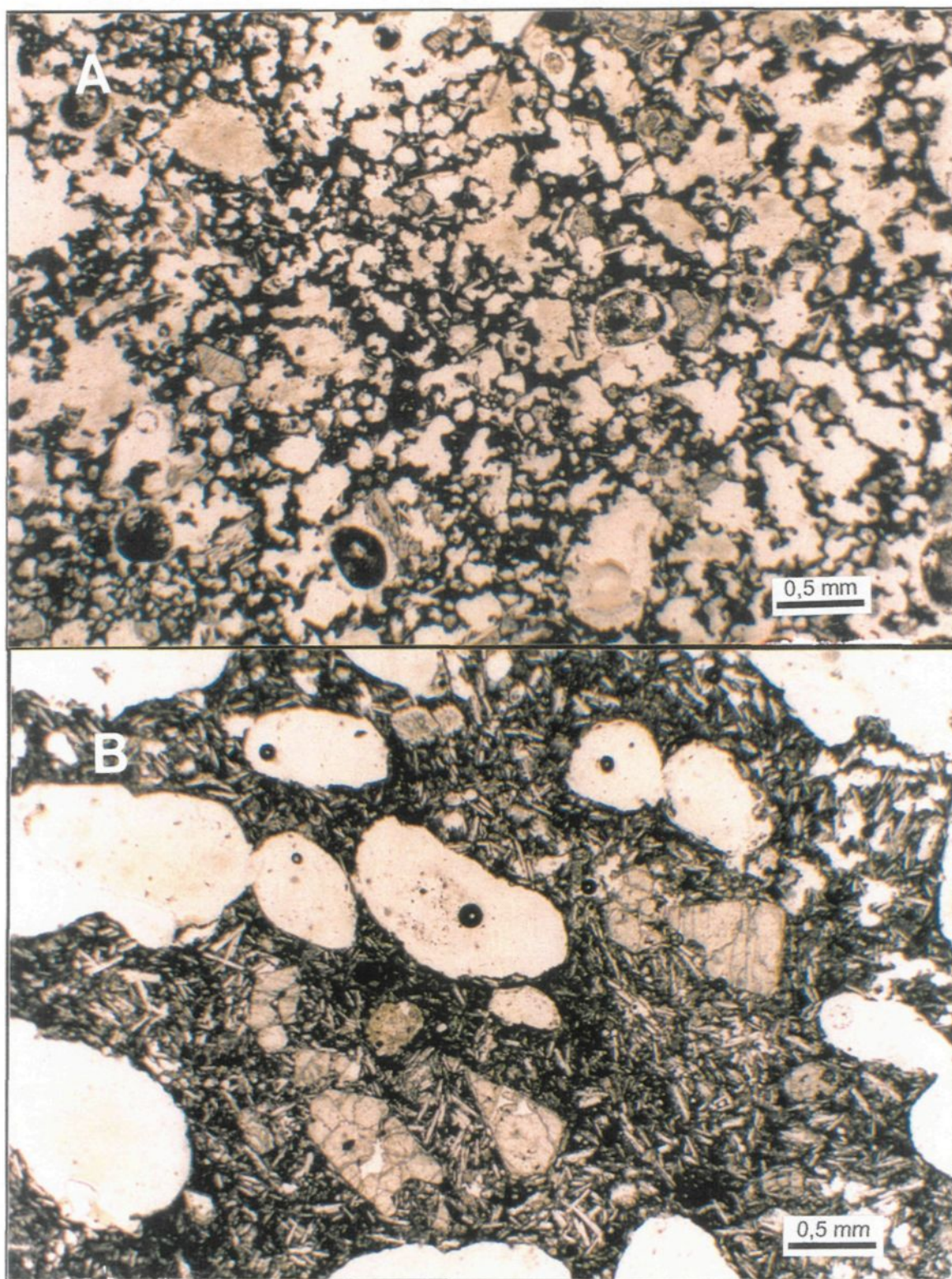


Figure 3-7: Différence de densité de cristaux et de vésicularité du volcan Surtsey
A) Échantillon S110891-17 et B) S100891-11 (lumière naturelle).

On observe quelques textures d'inter-croissance (Figure 3-8A) dans les trois échantillons. En ce qui concerne la texture gloméroporphyrique, on la retrouve sous deux formes : 1) composée de mégaphénocristaux et 2) composée de microlites dans la matrice. Celles composées de mégaphénocristaux sont beaucoup moins abondantes que celles avec des agglomérations de microlites dans la matrice.

Les mégaphénocristaux des trois échantillons sont essentiellement de l'olivine et quelques clinopyroxènes et leur abondance varie de 3 à 7% (<1% de pyroxènes). Les mégaphénocristaux d'olivines ont une forme euhédrale, mais certaines olivines sont squelettiques (Figure 3-8B). Les mégaphénocristaux des échantillons 110891-15 et 110891-17 sont plus gros (taille moyenne de 8 mm) comparativement à ceux de l'échantillon 100891-11 qui ont une taille moyenne de 4 mm. Aucune zonation des mégaphénocristaux n'a été observée dans ces trois échantillons.

3.2.3 Volcan Eldfell

Treize échantillons du volcan Eldfell ont été recueillis (figure 3-9). Ces échantillons se divisent en deux grandes catégories soit les échantillons de la fissure (échantillons JR-99-04-1 à 3 et JR-99-05-1) représentant la première phase de l'éruption, soit les échantillons de coulées de lave représentant la deuxième phase de l'éruption.

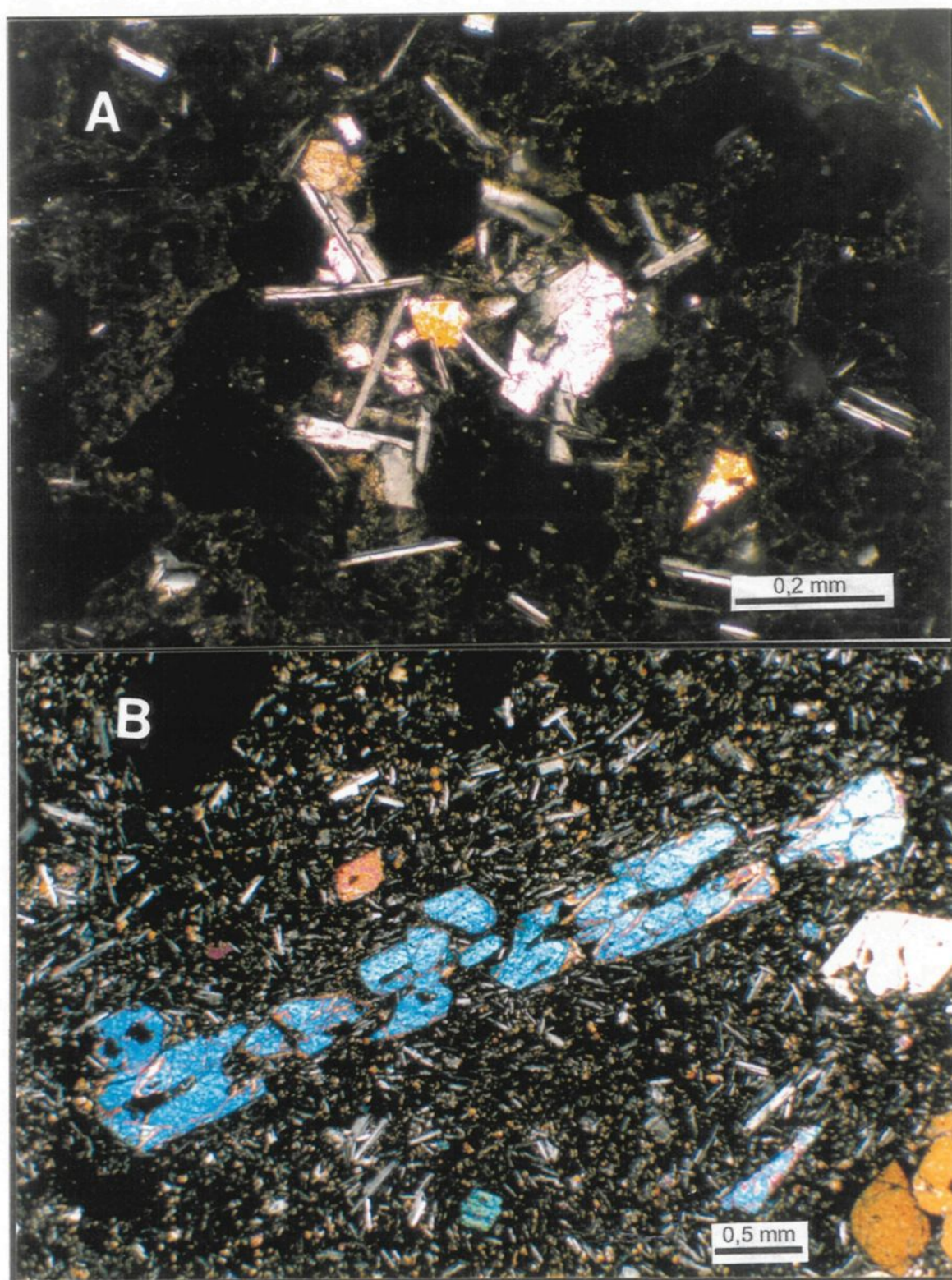


Figure 3-8: A) Texture d'inter-croissance de plagioclase et d'olivine, échantillon S100891-11, volcan Surtsey (lumière polarisée). B) Mégaphénocristaux d'olivine squelettique, échantillon S110891-15, volcan Surtsey (lumière polarisée).

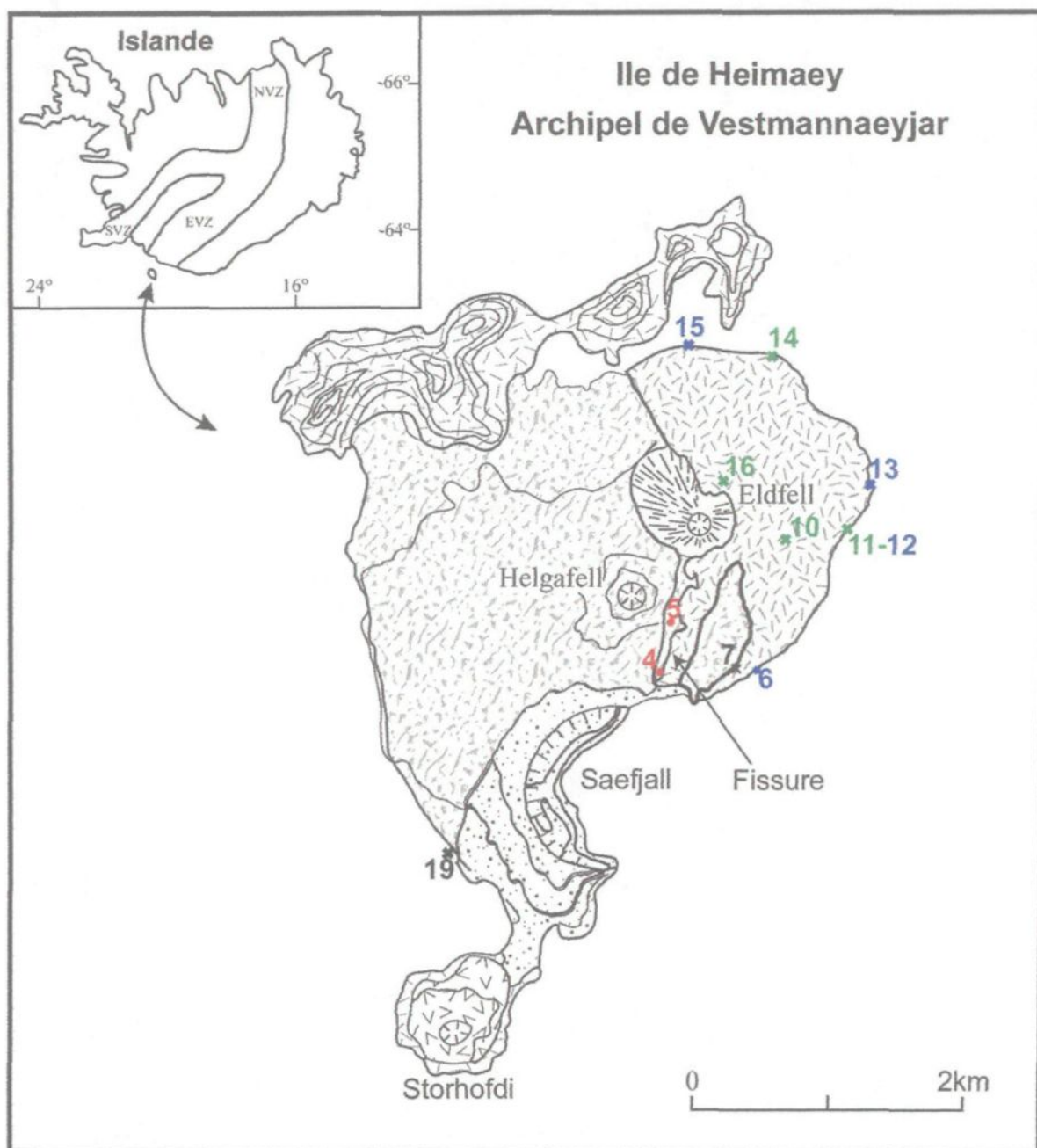


Figure 3-9: Carte de l'île de Heimaey dans l'Archipel de Vestmannaeyjar. Les points bleus indiquent les affleurements des échantillons des premières coulées du volcan Eldfell, les points verts, les dernières coulées de Eldfell et les points rouges les échantillons de la fissure. Les points noirs marquent les affleurements du volcan Helgafell (modifiée de Jakobsson et al., 1973)

Les échantillons de cette dernière catégorie se partagent comme suit : les échantillons des premières coulées (JR-99-06-1, 12-1, 13-1 et 15-1) et les échantillons des dernières coulées de lave (JR-99-10-2, 11-1, 14-1 et 16-1). L'alignement des cristaux et parfois même des vésicules est faiblement observable que dans les échantillons de la fissure.

Les échantillons du volcan Eldfell se distinguent par la presque absence de mégaphénocristaux. En effet, seulement 2 mégaphénocristaux ont été observés : soit un dans l'échantillon JR-99-06-1 montrant un zonation oscillatoire (Figure 3-10A) et un dans l'échantillon JR-99-10-2 ne montrant pas de zonation (Figure 3-10B). On retrouve par contre quelques inter-croissances et agglomérations de très petite taille (entre 0,3 et 0,7 mm) dans les échantillons de coulées (Figure 3-11).

La vésicularité des échantillons de la fissure varie de 4 à 28% (Figure 3-12), alors qu'elle se situe entre 35 et 56% pour les échantillons des premières coulées (Figure 3-13) et entre 16% et 35% pour les échantillons des dernières coulées (Figure 3-14).

Un sommaire détaillé des descriptions de tous les échantillons du système de Vestmannaeyjar est présenté dans le tableau 3-1.

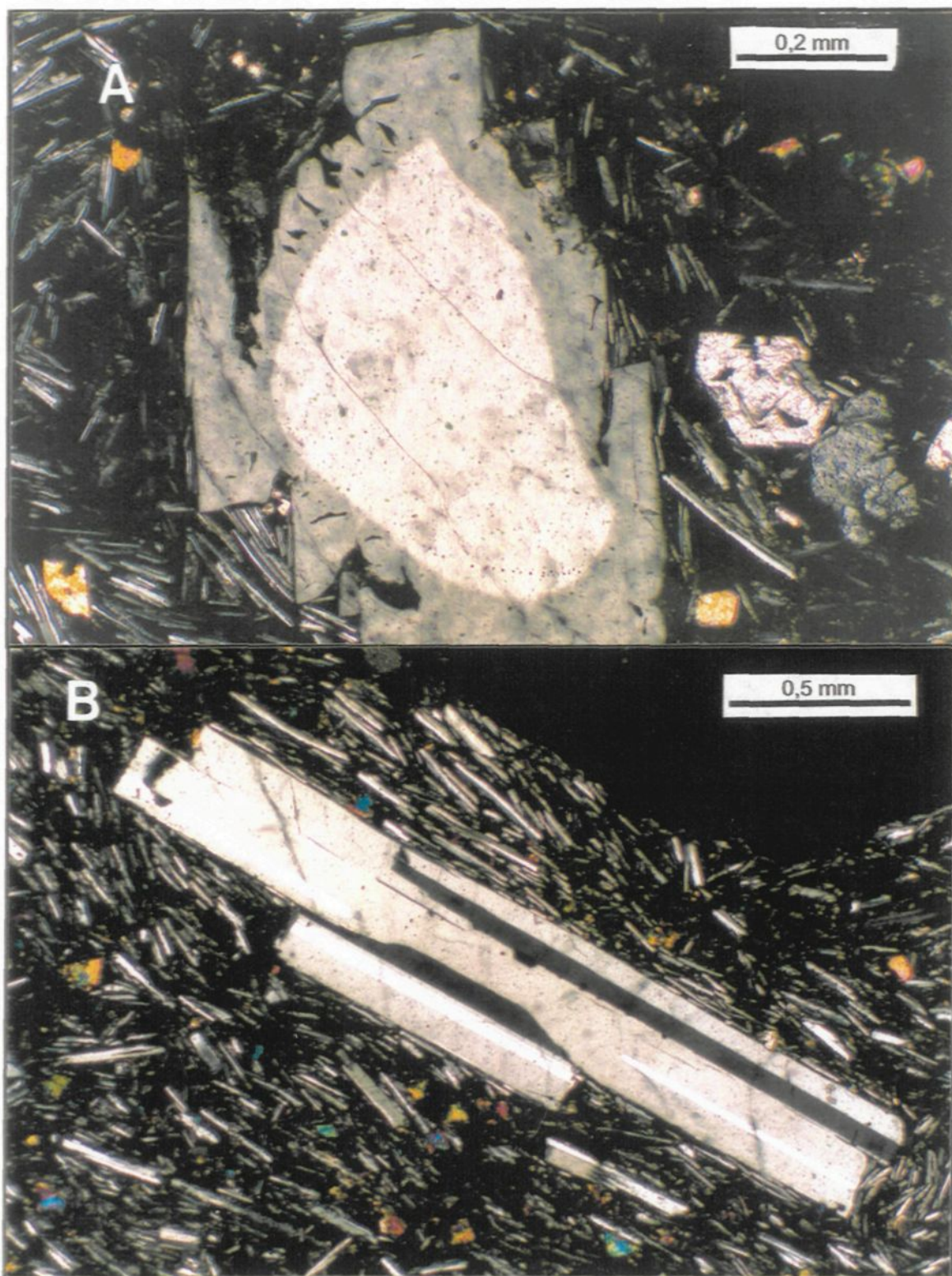


Figure 3-10: A) Mégaphénocristaux de plagioclase montrant une zonation oscillatoire, échantillon JR-99-06-1, Eldfell (lumière polarisée). B) Mégaphénocristaux de plagioclase non zoné, échantillon JR-99-10-2, volcan Eldfell (lumière polarisée).

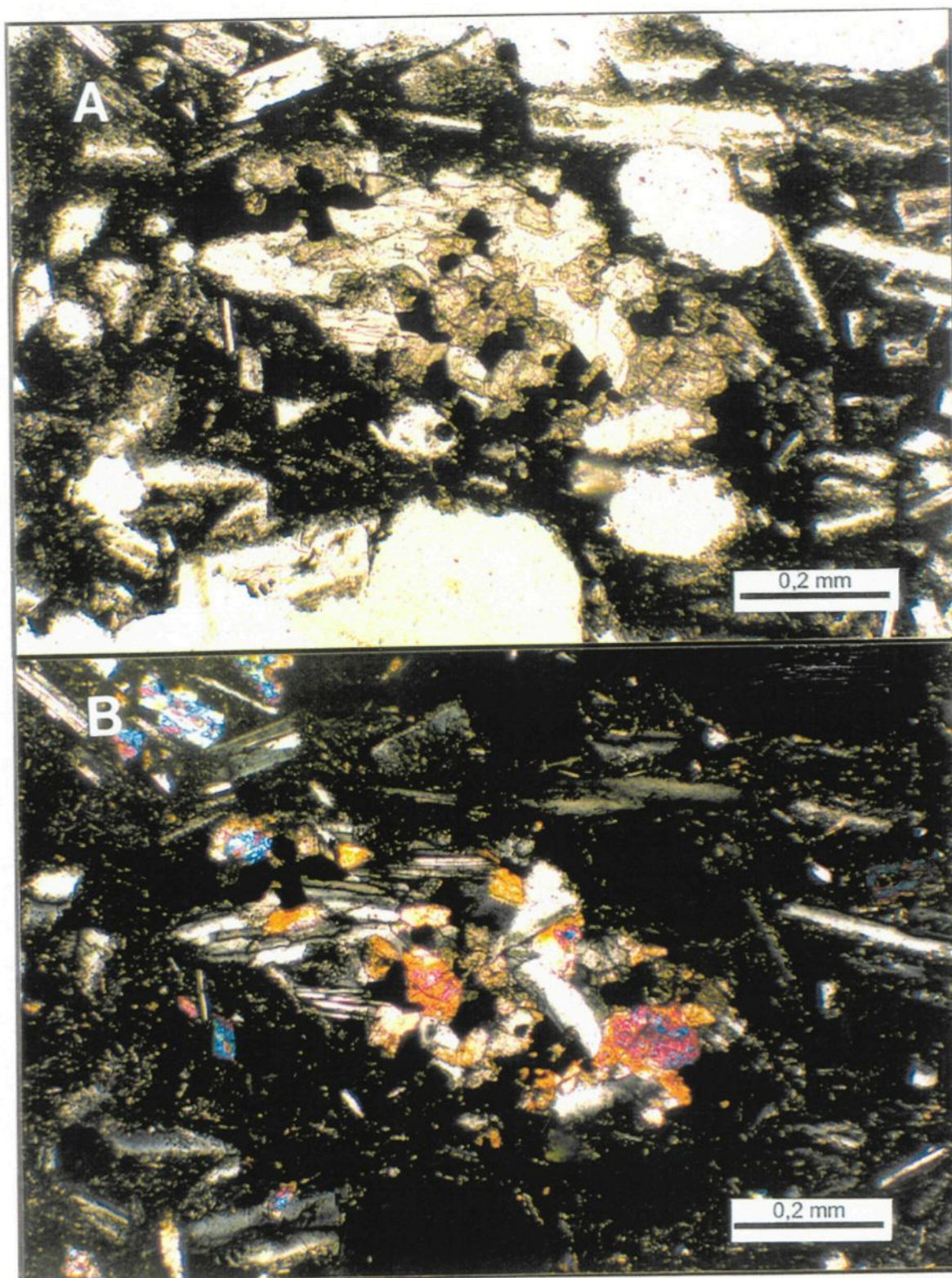


Figure 3-11: Texture d'inter-croissance de plagioclase et d'olivine, échantillon JR-99-04-1, Fissure volcan Eldfell. A) Lumière naturelle et B) Lumière polarisée.

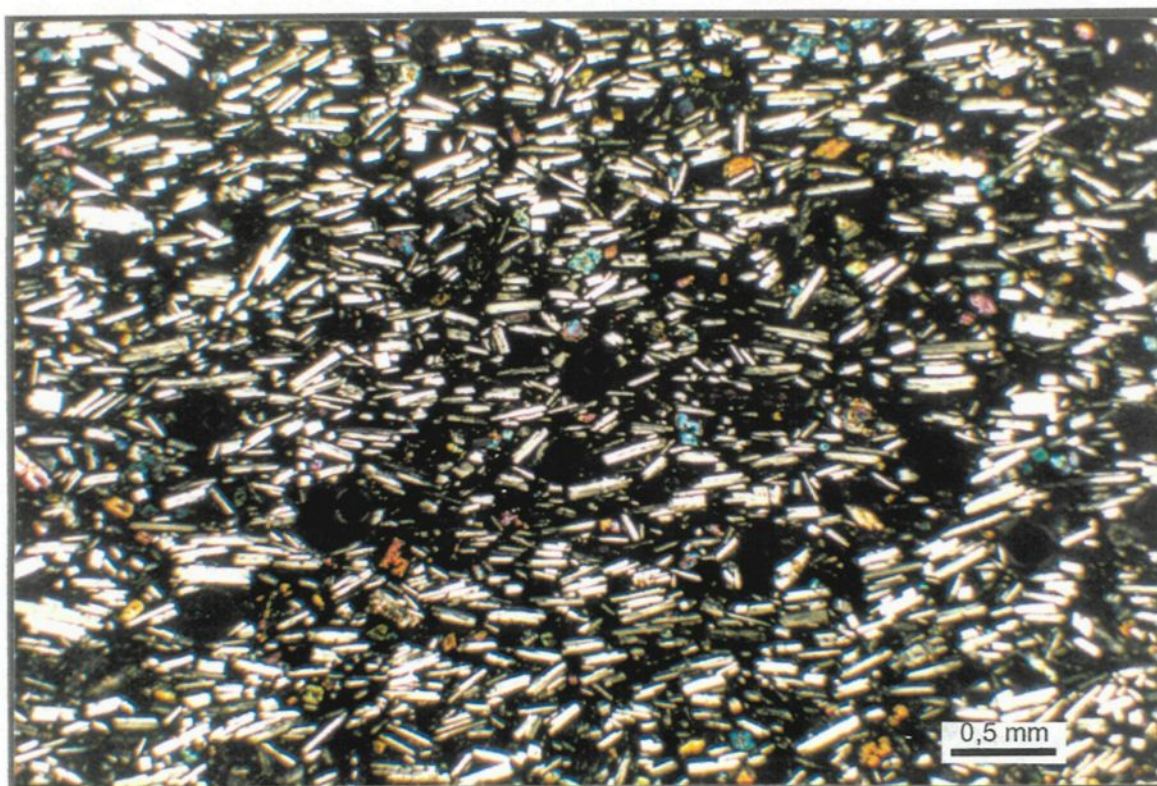


Figure 3-12: Exemple d'échantillon (JR-99-04-1) de la fissure du volcan Eldfell. (lumière polarisée).

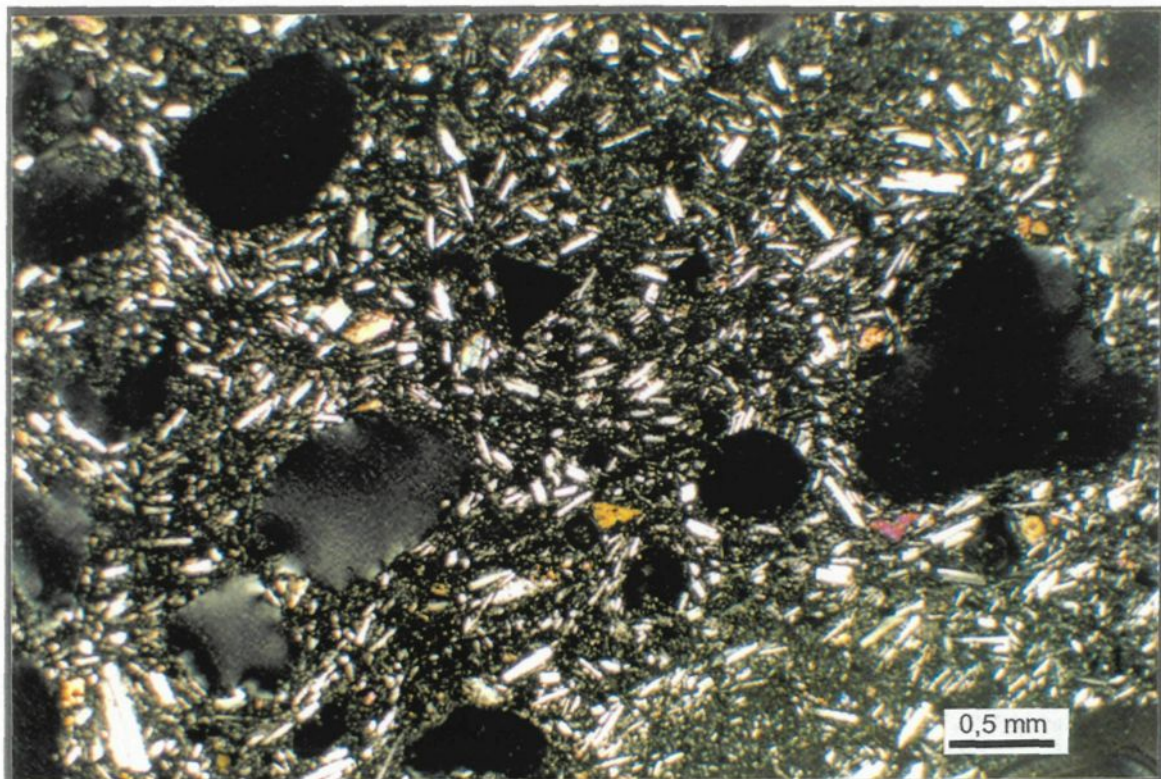


Figure 3-13: Exemple d'échantillon (JR-99-13-1) des premières coulées du volcan Eldfell (lumière polarisée).

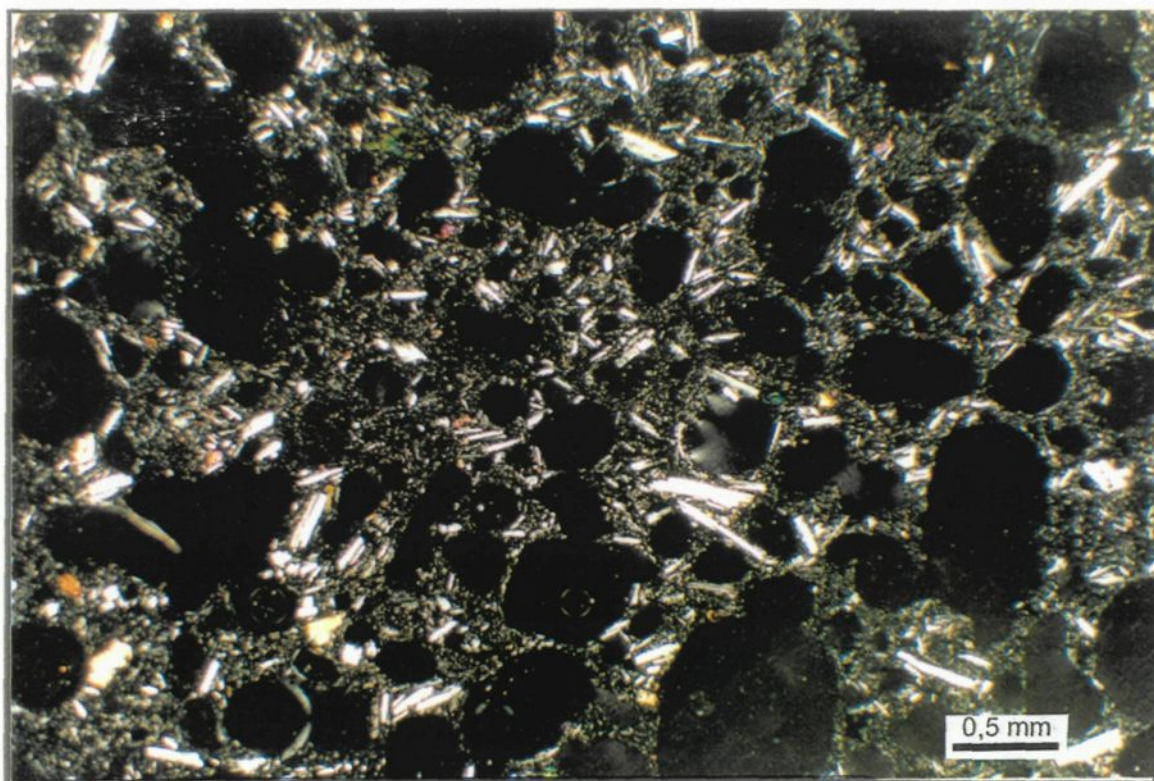


Figure 3-14: Exemple d'échantillon (JR-99-15-1) des dernières coulées du volcan Eldfell (lumière polarisée).

Tableau 3-1 : Sommaire des observations pétrographiques des échantillons du volcan Eldfell. La densité de cristaux dans la matrice ne tient pas compte de la vésicularité.

Échantillon	Volcan et Type d'échantillon	Taille moyenne des cristaux (DTC)	Densité de cristaux dans la matrice (comptage de point + DTC)	Méga- phénocristaux (comptage de points)	Vésicularité (comptage de points)	Textures
JR-99-04-1	ELDFELL Échantillons provenant de la fissure (première phase de l'éruption)	0,1 mm	PI = 23% OI = 7%		26%	<ul style="list-style-type: none"> Un ou deux mégaphénocristaux de plagioclase Quelques inter-croissances Quelques gros cristaux de plagioclases sont zonés
JR-99-04-2			PI = 21% OI = 4%		28%	
JR-99-04-3			PI = 15% OI = 6%		9%	
JR-99-05-1			PI = 18% OI = 7%		4%	
JR-99-06-1	ELDFELL Échantillons Premières coulées (deuxième phase de l'éruption)	0,09 mm	PI = 25% OI = 6%	1% Plagioclases	37%	<ul style="list-style-type: none"> Quelques inter-croissances Densité faible de cristaux Un mégaphénocristal de plagioclase
JR-99-12-1			PI = 11% OI = 3%	1% Plagioclases	16%	
JR-99-13-1			PI = 13% OI = 2%		16%	<ul style="list-style-type: none"> Densité faible de cristaux
JR-99-15-1			PI = 10% OI = 2%		44%	
JR-99-10-2	ELDFELL Échantillons Dernières coulées (deuxième phase de l'éruption)	0,06 mm	PI = 19% OI = 5%	PI = 1% OI = 1%	35%	<ul style="list-style-type: none"> Densité élevée de cristaux Un mégaphénocristal de plagioclase
JR-99-11-1			PI = 21% OI = 6%		34%	<ul style="list-style-type: none"> Densité élevée de cristaux
JR-99-14-1			PI = 12% OI = 3%		56%	
JR-99-16-1			PI = 22% OI = 5%		36%	<ul style="list-style-type: none"> Densité élevée de cristaux

PI = Plagioclase OI = Olivine Cpx = Pyroxène

Tableau 3-1 (suite)

Échantillon	Volcan et Type d'échantillon	Taille moyenne des cristaux (DTC)	Densité de cristaux dans la matrice (comptage de point + DTC)	Méga- phénocristaux (comptage de points)	Vésicularité (comptage de points)	Textures
JR-99-19-1	HELGAPELL (coulées)	0,1 mm	PI = 32% OI = 7%	5% (plagioclase)	17%	<ul style="list-style-type: none"> • Mégaphénocristaux de plagioclase • Inter-croissance • Agglomérations
JR-99-19-2			PI = 23% OI = 4%	9% (plagio <1% olivine)	15%	
JR-99-19-3			PI = 34% OI = 8%	8% (plagioclase)	26%	
JR-99-19-4			PI = 25% OI = 5%	7% (plagioclases)	12%	
S110891-17	SURTSEY	0,06 mm	PI = 11% OI = 5% Cpx < 1%	5% (Olivine)	39%	<ul style="list-style-type: none"> • Mégaphénocristaux d'olivine • Inter-croissance • Agglomérations
S110891-15			PI = 7% OI = 2% Cpx < 1%	3% (Olivine)	54%	
S100891-11			PI = 5% OI = 3% Cpx < 1%	6% (Olivine)	31%	

PI = Plagioclase OI = Olivine Cpx = Pyroxène

CHAPITRE 4: DISTRIBUTION DE LA TAILLE DES CRISTAUX

4.1 MÉTHODOLOGIE

Il y a différentes façons d'acquérir les données de DTC. Quand les cristaux peuvent être extraits de la roche, les mesures se font directement en trois dimensions. Mais la majorité des données de DTC, comme c'est le cas dans la présente étude, sont déterminées à partir d'une section (lame mince, échantillon ou affleurements) en deux dimensions. Ces données sont ensuite converties en trois dimensions, processus qui sera expliqué dans les paragraphes suivants.

Les lames minces, des échantillons décrits dans le chapitre précédent, ont été photographiées en utilisant un microscope optique. Une mosaïque de ces photographies (30 par 45 cm) a été digitalisée manuellement sur une tablette digitalisante, en se référant à la lame mince initiale en cas de besoin. Environ 400 cristaux sont analysés dans chaque section. Les coordonnées X, Y (deux dimensions) sont enregistrées dans un fichier, et la longueur, la largeur, l'aire, le périmètre, l'orientation et la localisation du centre des cristaux sont enregistrés dans un autre fichier.

Pour chaque mosaïque, on doit compter et mesurer la longueur (L) d'environ 400 cristaux. La longueur (L), associée à la taille du cristal mesurée, est toujours celle de l'axe le plus long ou du diamètre dans le cas de cristaux approximativement circulaires. Une fois cette liste établie, on la divise en

différentes classes et on établit le nombre de cristaux pour chaque classe (par exemple : il y a 12 cristaux de taille (L) entre 0.1 et 0.2 mm). Les données ainsi obtenues sont présentées dans le tableau 4-1.

4.1.1 Conversion des données de 2 à 3 dimensions

Les DTC sont une mesure volumétrique, cependant le nombre et la taille des cristaux sont saisis en deux dimensions (par exemple : dans le cas précédent, à partir d'une lame mince), donc les données brutes doivent être converties. Ce problème n'est pas simple sauf pour les sphères (Royet 1991). Jusqu'à maintenant, la conversion de ces données en 3 dimensions ne consistait qu'à élever à la puissance $3/2$ la donnée en unités de surface pour la transformer en unités de volume (Cashman 1990). Higgins, (2000) a montré que cette correction n'était pas adéquate.

En effet, on doit tenir compte de 2 effets expliqués par Higgins (2000). Le premier est l'effet de probabilité d'intersection des cristaux (Figure 4-1a) qui dit que lorsqu'on coupe un échantillon pour en faire une lame mince, dans la ligne de coupe, la probabilité d'intercepter un gros cristal est deux fois plus grande que celle d'intercepter les petits cristaux. Le deuxième effet est celui de la section coupée (« cut section effect ») qui montre que lorsqu'on coupe un cristal les probabilités sont plus grandes de le faire selon son axe intermédiaire que selon l'axe qui passe par le centre du cristal (Figure 4-1b).

Tableau 4-1 : Nombre de cristaux par intervalle de longueur d'intersection pour chaque échantillon.

	NOMBRE DE CRISTAUX PAR INTERVALLE DE LONGUEUR D'INTERSECTION						
	$0,01 \leq n \leq 0,0178$	$0,0178 < n \leq 0,0316$	$0,0316 < n \leq 0,0562$	$0,0562 < n \leq 0,1$	$0,1 < n \leq 0,178$	$0,178 < n \leq 0,316$	$0,316 < n \leq 0,562$
JR-99-04-1	0	16	72	112	120	76	5
JR-99-04-3	0	15	47	103	125	87	23
JR-99-05-1	4	31	96	111	100	54	4
JR-99-06-1	8	33	96	145	82	30	5
JR-99-12-1	4	35	109	133	81	31	6
JR-99-13-1	7	32	100	137	88	27	8
JR-99-15-1	0	29	117	127	89	26	8
JR-99-10-2	21	83	121	110	46	15	0
JR-99-11-1	41	92	118	81	41	11	0
JR-99-14-1	41	112	114	91	26	13	0
JR-99-16-1	23	60	135	97	67	14	0
JR-99-19-1	12	44	82	123	94	36	5
JR-99-19-2	0	16	73	148	114	37	10
JR-99-19-3	4	31	78	119	96	52	15
JR-99-19-4	0	23	72	144	108	43	8
JR-99-07-1	19	60	92	111	79	32	0
S100891-11	10	46	105	80	33	9	0
S110891-15	39	121	128	69	26	9	0
S110891-17	0	59	135	154	41	9	0

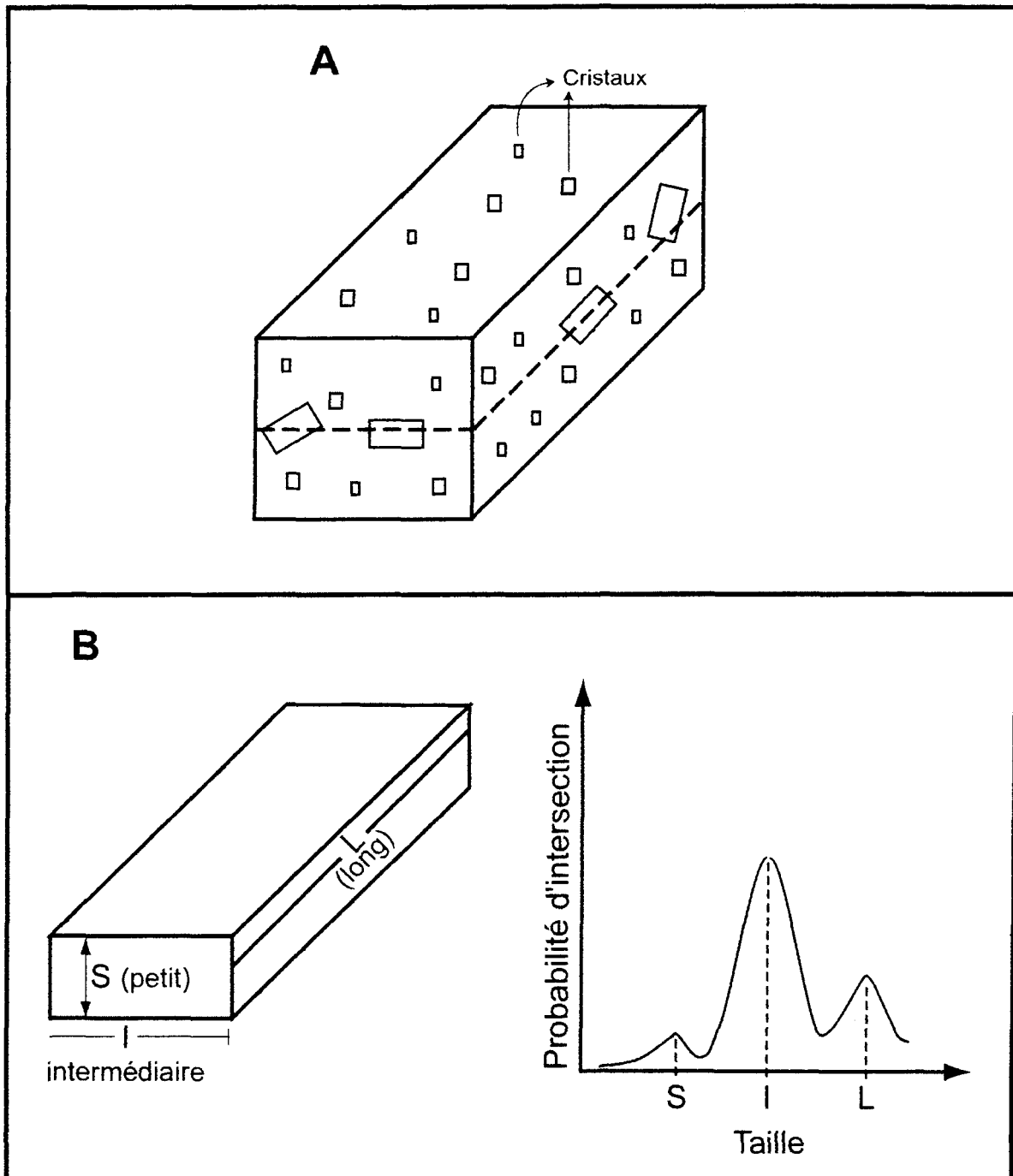


Figure 4-1: A) L'effet de probabilité d'intersection des cristaux: la probabilité d'intercepter un gros cristal est plus grande que celle d'intercepter les petits cristaux; B) l'effet de la section coupée (cut section effect) qui montre que lorsque l'on coupe un cristal, les probabilités sont plus grandes de le faire selon son axe intermédiaire (selon Higgins, 2000).

Donc, selon Higgins (2000) la densité de cristaux par unité de volume doit être calculée de la façon suivante :

$$n_v = n_a' / L_{\text{moy}} \quad \text{où}$$

n_a' = le nombre de cristaux par unité d'aire corrigée pour l'effet de section coupée
 L_{moy} = la taille moyenne de l'intervalle choisi
 n_v = nombre de cristaux par unité de volume

La différence entre les deux méthodes n'affecte pas vraiment la pente du graphique de DTC mais plutôt la relation entre petits et gros cristaux (Figure 1-4).

Le programme de correction des DTC de Higgins (2000) sera donc utilisé pour calculer les vrais DTC mais pour ce faire on a besoin de la forme des cristaux. La forme des cristaux présentée dans le tableau 4-2 a été obtenue à partir du mode du rapport largeur/longueur de chaque échantillon. En effet, Higgins (1994) a montré que la forme des cristaux peut être estimée par la distribution du rapport largeur/longueur des cristaux mesurés. Le mode de la distribution du rapport largeur/longueur est égal au rapport du côté court/côté intermédiaire (S/l). En fixant le côté court égal à 1, à l'aide du mode du rapport largeur/longueur (côté court/côté intermédiaire (S/l)), on trouve le côté intermédiaire. Ensuite à l'aide du programme de correction des DTC de Higgins (2000), on trouve la valeur du côté long par essai erreur, c'est-à-dire, on entre dans le programme les valeurs du côté court et du côté intermédiaire puis on fait varier la valeur du côté long jusqu'à ce que le programme obtienne un pourcentage de volume de phase de plagioclase

Tableau 4-2: Données utilisées pour déterminer la forme des cristaux des échantillons étudiés.

Échantillons	Volcans	*Moyenne	**Mode (S/l)	Écart Type	***Forme des cristaux	Densité de cristaux (moyenne)
JR-99-04-1	Eldfell (Fissure)	0.54	0.32	0.35	1:4:4	18%
JR-99-04-3		0.29	0.21	0.24	1:4:4	
JR-99-05-1		0.44	0.25	0.34	1:4:4	
JR-99-06-1	Eldfell (première coulées)	0.36	0.28	0.25	1:4:4	13%
JR-99-12-1		0.35	0.29	0.27	1:4:4	
JR-99-13-1		0.48	0.29	0.45	1:4:4	
JR-99-15-1		0.50	0.31	0.43	1:4:4	
JR-99-10-2	Eldfell (Dernières coulées)	0.28	0.22	0.18	1:4:4	24%
JR-99-11-1		0.36	0.27	0.33	1:4:4	
JR-99-14-1		0.33	0.21	0.25	1:4:4	
JR-99-16-1		0.29	0.25	0.20	1:4:4	
JR-99-19-1	Helgafell	0.74	0.41	0.52	1:2:2	29%
JR-99-19-2		0.49	0.4	0.27	1:2:2	
JR-99-19-3		0.64	0.45	0.44	1:2:2	
JR-99-19-4		0.51	0.4	0.34	1:2:2	
JR-99-07-1		0.52	0.41	0.27	1:2:2	
S100891-11	Surtsey	0.30	0.22	0.22	1:4:4	8%
S110891-15		0.34	0.3	0.18	1:4:4	
S110891-17		0.29	0.3	0.14	1:4:4	

*Moyenne: moyenne des rapports largeur/longueur de chaque cristal de l'échantillon.

**Mode: fréquence principale sur les graphiques des figures 4-4 et 4-7.

***Forme des cristaux = S:l:L où S est le côté court, l est le côté intermédiaire et L est le côté long.

égale au pourcentage de plagioclase trouvé à partir de la surface totale des cristaux digitalisés (Figure 4-2). Étant donné la faible précision des données de forme des cristaux (la précision du mode est de $\pm 0,05$), une moyenne a été faite et la même valeur de forme de cristaux a été fixée pour tous les échantillons d'un même volcan.

Finalement, il est important d'apporter une correction tenant compte de la vésicularité des échantillons. L'aire totale des vésicules est donc soustraite de l'aire totale digitalisée.

Une fois les données de la taille en unités de volume acquises, on trace le graphique semi-logarithmique de la distribution de la taille des cristaux $\ln(n)$ en fonction de la taille L . La pente de ce graphique détermine le paramètre $G\tau$ (pente = $-1/G\tau$) de l'équation (1), et l'ordonnée à l'origine représente le taux de nucléation. Le résultat obtenu sur ce graphique peut être une droite ou une courbe. Une régression sera calculée pour chaque graphique de DTC.

4.2 DESCRIPTION DES DTC OBTENUES

4.2.1 Volcan Eldfell

Le volcan Eldfell, du système de Vestmannaeyjar, est le volcan de base de l'étude. Les échantillons ont d'abord été divisés en 2 catégories : 1) les échantillons provenant de la fissure et représentant la première phase de

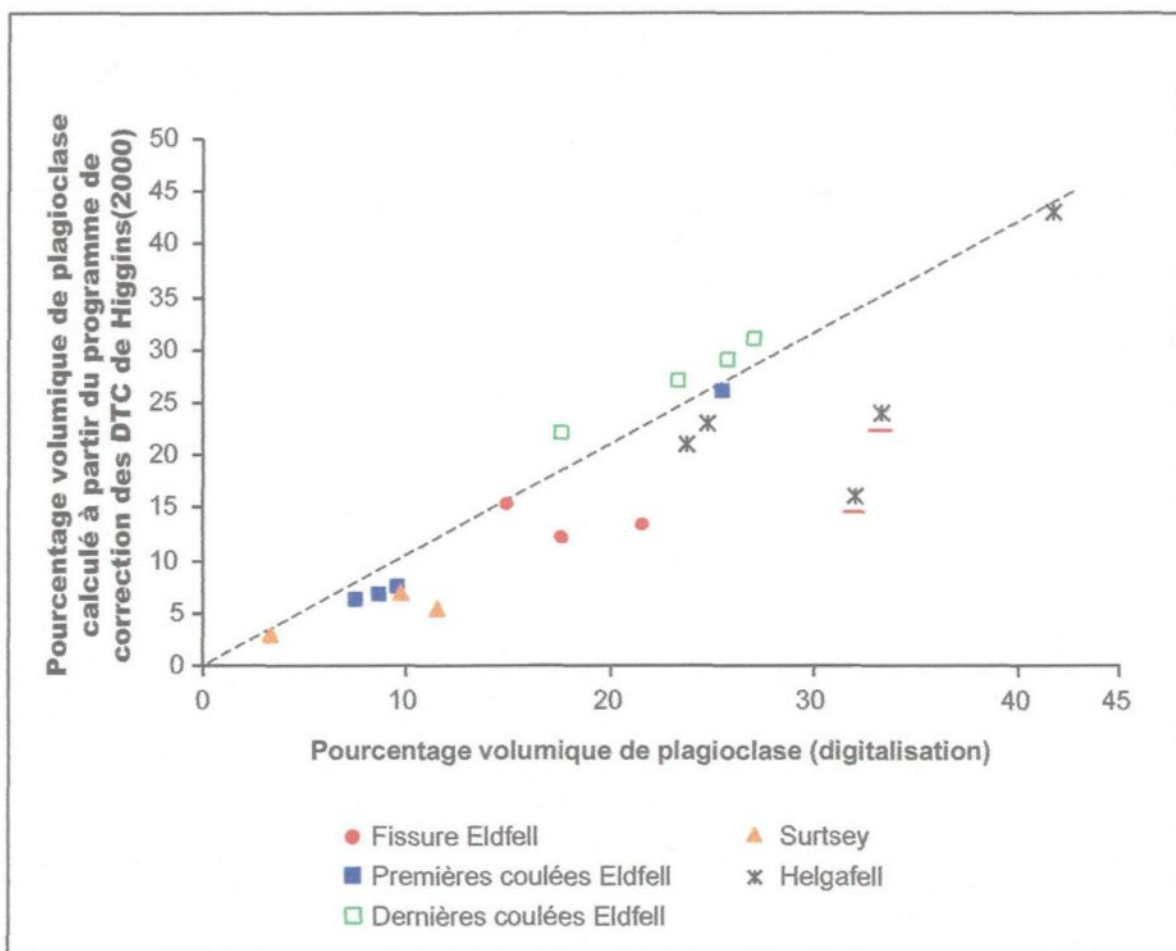


Figure 4-2: Graphique illustrant le pourcentage du volumique de plagioclase calculé à partir du programme de correction des DTC de Higgins(2000) en fonction du pourcentage volumique de plagioclase obtenue lors de la digitalisation. Les échantillons 19-1 et 19-3 du volcan Helgafell (soulignés en rouge sur le graphique) ne suivent pas la tendance générale car ils contiennent quelques gros cristaux qui affectent le calcul du volume de phase.

l'éruption, et 2) les échantillons des coulées de laves. Dans cette dernière catégorie, les échantillons JR-99-06-1, 12-1, 13-1 et 15-1 représentent les premières coulées alors que les échantillons JR-99-10-2, 11-1, 14-1 et 16-1 proviennent des dernières coulées de lave de l'éruption (Figure 4-3).

La première caractéristique importante est la forme des courbes de DTC (Figure 4-3). En effet, les échantillons de la fissure JR-99-04-1 et JR-99-04-3 ont une courbe convexe vers le bas et l'échantillon JR-99-05-1 a presque une droite alors que tous les échantillons de coulées ont une courbe fortement concave vers le bas. Le fait que la courbe de DTC soit convexe implique que le nombre de cristaux de taille moyenne dans ces échantillons est plus élevé que dans les échantillons de coulées. Ce sont donc les échantillons de la fissure qui possèdent le plus de cristaux de grande taille.

En ce qui concerne les échantillons de coulées, on observe qu'il y a deux types de DTC : 1) les DTC ayant une forte densité de population de petits cristaux, associés aux échantillons des dernières coulées et 2) les DTC ayant une plus faible densité de population de petits cristaux, associés aux échantillons des premières coulées (Figure 4-4). Autrement dit, ce sont les échantillons des dernières coulées qui possèdent le plus de petits cristaux (cristaux plus petits que 0,1mm). De plus, dans les échantillons des dernières coulées, on note l'absence de cristaux plus grand que 0,21 mm.

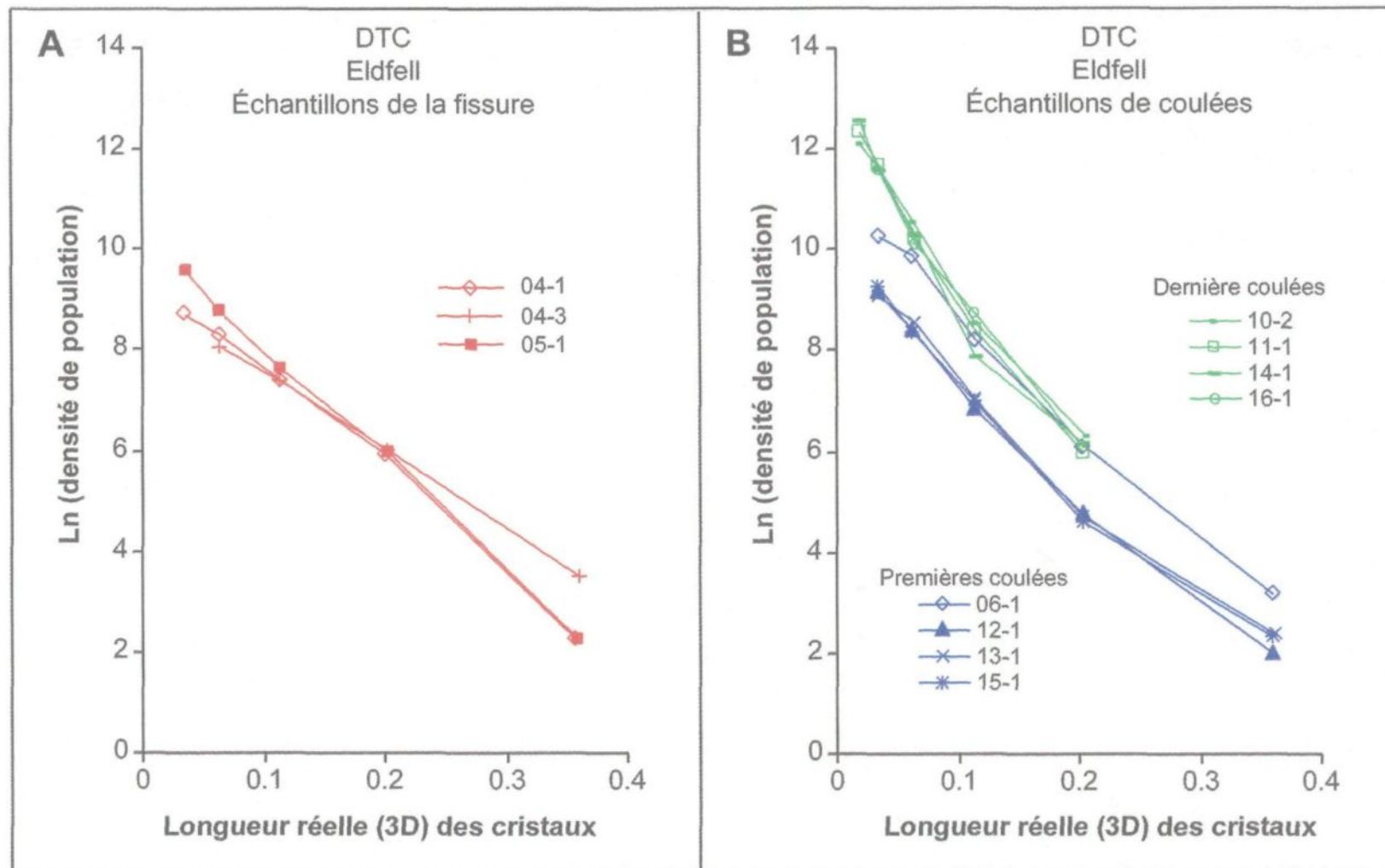


Figure 4-3: Graphiques de DTC du volcan Eldfell A) pour les échantillons de la fissure et B) pour les échantillons des coulées.

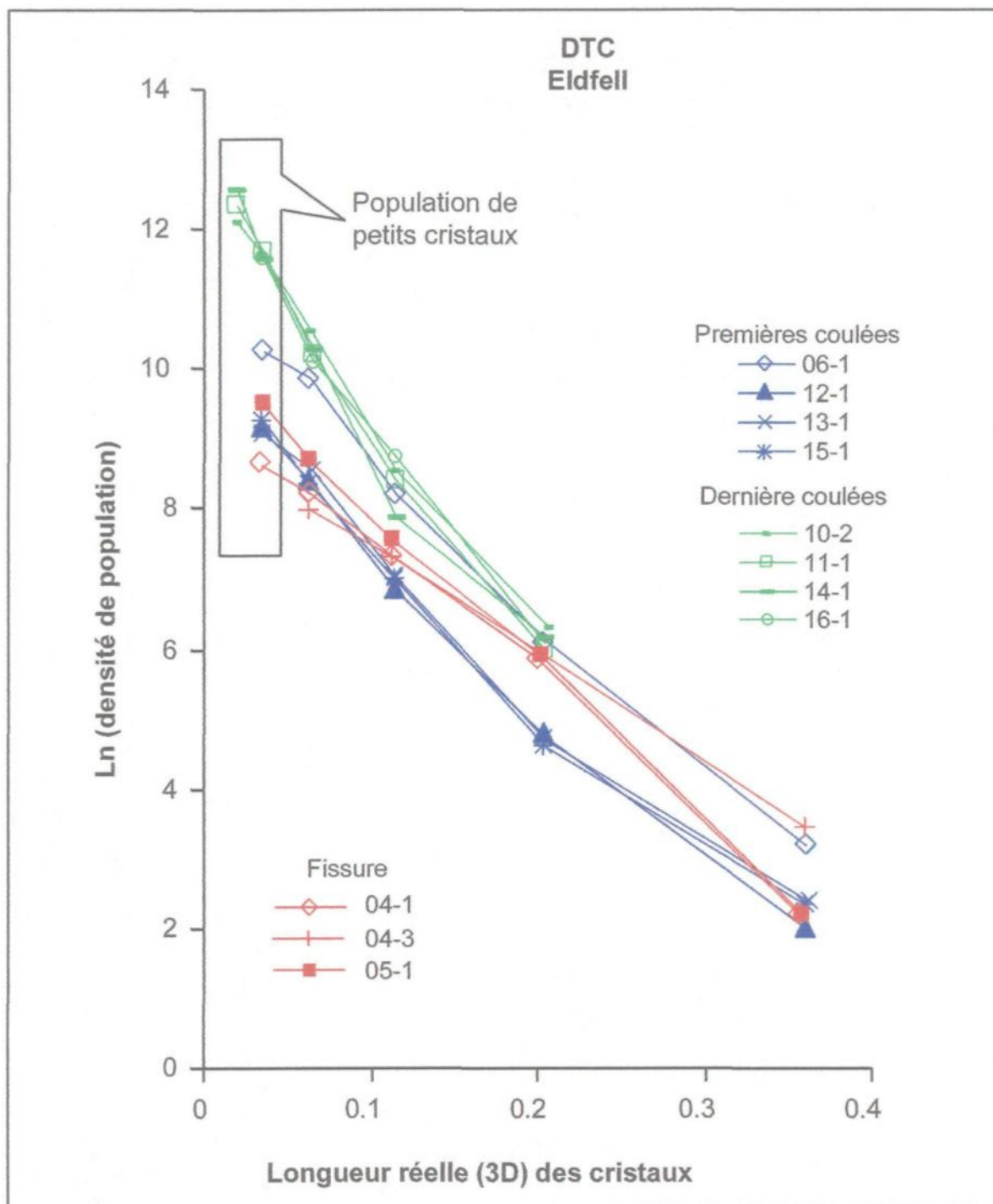


Figure 4-4: DTC des échantillons de coulées du volcan Eldfell. En bleu, les échantillons des premières coulées ayant une faible population de petits cristaux (faible valeur d'ordonnée à l'origine), en vert, les échantillons des dernières coulées ayant une forte population de petits cristaux (ordonnée à l'origine élevée) et en rouge les échantillons de la fissure.

Cette différence entre les deux types de coulées est aussi exprimée dans la figure 4-5 et le tableau 4-2. La figure 4-5, montre le graphique du rapport largeur/longueur en fonction de la fréquence. On remarque que les échantillons des dernières coulées ont un mode plus petit (0,2 et 0,25) alors que les échantillons des premières coulées ont un mode plus élevé se situant autour de 0,3. Ceci implique que les cristaux des premières coulées sont légèrement plus trapus que les cristaux des dernières coulées.

Aussi, un autre trait important caractérise les différents échantillons du volcan Eldfell. Il s'agit de la densité totale de cristaux (Figure 4-6 et tableau 4-2). En effet, se sont les échantillons des dernières coulées qui ont la plus forte densité de cristaux (toutes tailles considérées) alors que se sont les échantillons des premières coulées qui ont la plus faible.

La figure 4-7 (tableau 4-3) illustre la longueur caractéristique ($-1/\text{pente}$) en fonction du pourcentage de plagioclases digitalisé est en fait un résumé de toutes les observations précédentes. Les échantillons de la fissure ont une longueur caractéristique élevée (entre 0,045 et 0,064) et un pourcentage de plagioclase moyen (entre 15% et 22%). Les échantillons des premières coulées possèdent un pourcentage de plagioclase plus faible (autour de 7%) pour une longueur caractéristique semblable aux échantillons de la fissure. Finalement, les échantillons des dernières coulées ont une longueur caractéristique faible (entre 0,29 et 0,4) et un fort pourcentage de plagioclase (entre 17% et 27%).

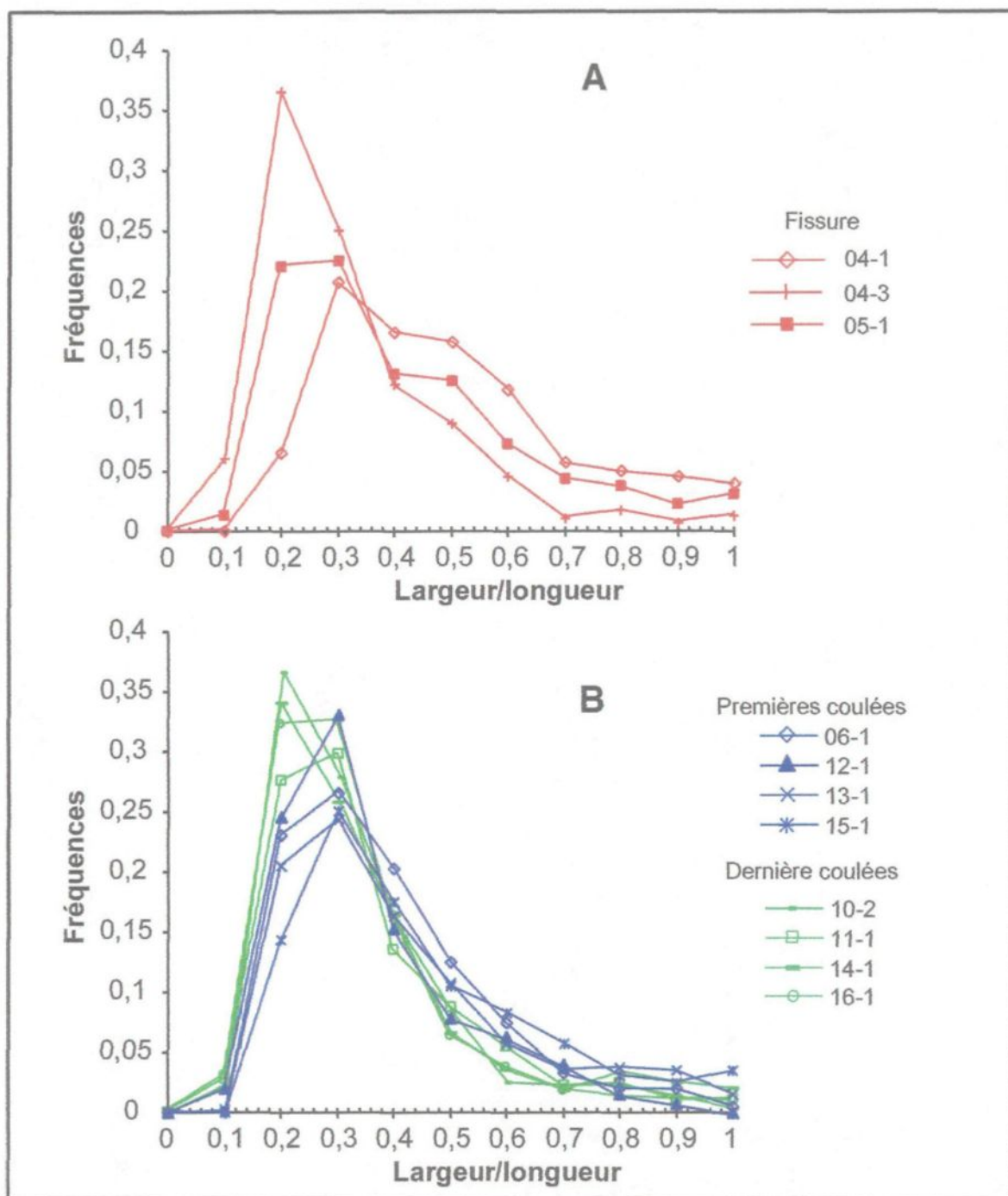


Figure 4-5: Graphiques illustrant la distribution du rapport largeur/longueur des intersections en fonction de la fréquence A) pour les échantillons de la fissure et B) pour les échantillons de coulées du volcan Eldfell. En bleu les échantillons des premières coulées, en vert les échantillons des dernières coulées. Les échantillons de la fissure sont illustrés sur un graphique différent afin d'alléger la présentation.

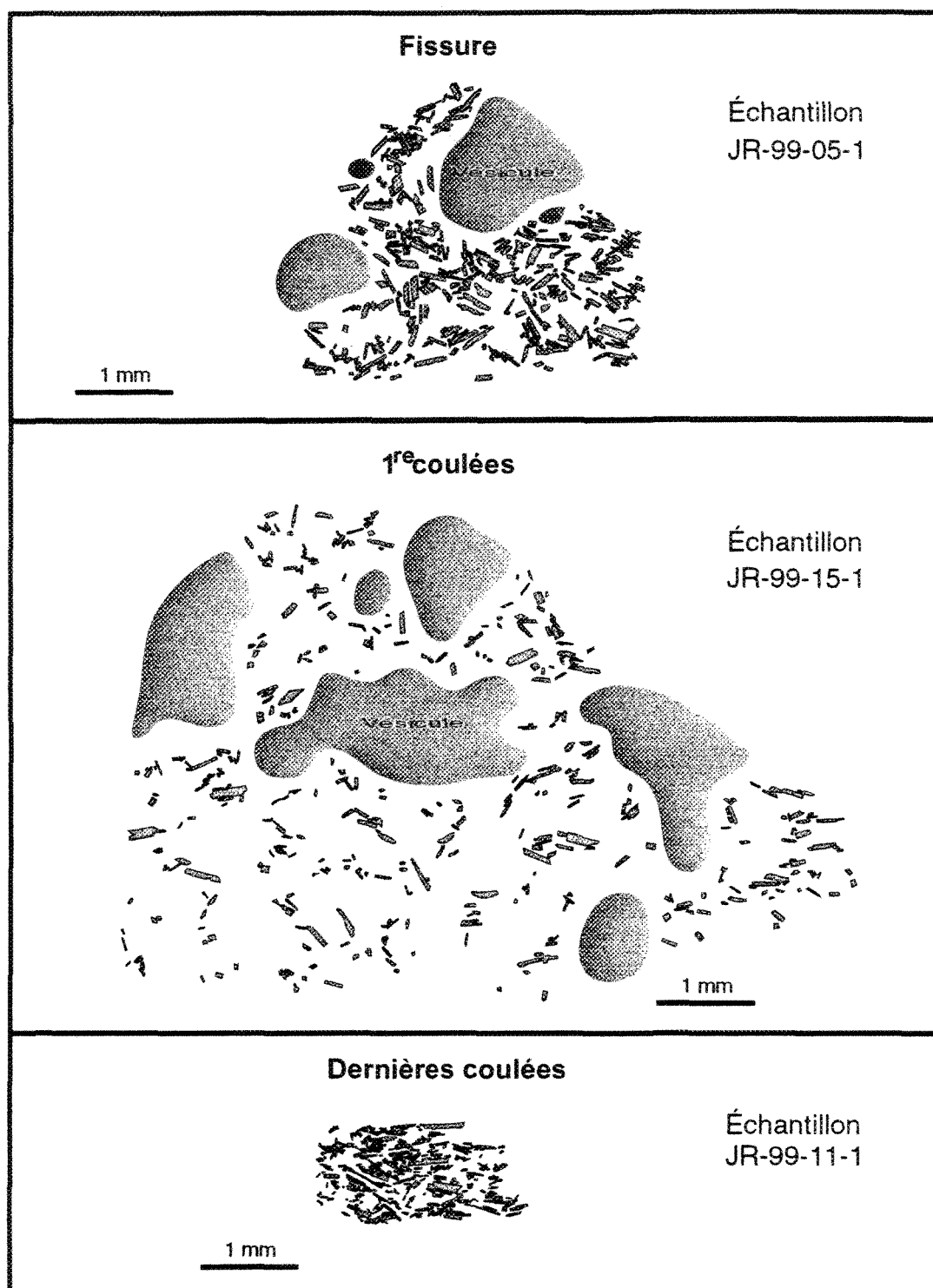


Figure 4-6: Différence de densité entre les échantillons de la fissure, les échantillons des dernières coulées et les échantillons des premières coulées du volcan Eldfell.

Tableau 4-3: Résultats des régressions des DTC.

		Équation	Ordonnée à l'origine	Pente	r ²	Longueur Caractéristique (-1/pente)
JR-99-04-1	Eldfell Fissure	$y = -20.005x + 9.5864$	9.5864	20.005	0.992	0.0500
JR-99-04-3		$y = -15.448x + 9.0946$	9.0946	15.448	1.000	0.0647
JR-99-05-1		$y = -22.142x + 10.269$	10.269	22.142	0.9975	0.0452
JR-99-06-1	Eldfell Premieres coulées	$y = -22.143x + 10.963$	10.963	22.143	0.9896	0.0452
JR-99-12-1		$y = -21.89x + 9.6319$	9.6319	21.890	0.9858	0.0457
JR-99-13-1		$y = -20.881x + 9.6076$	9.6076	20.881	0.9767	0.0479
JR-99-15-1		$y = -21.3x + 9.6091$	9.6091	21.300	0.9730	0.0469
JR-99-10-2	Eldfell Dernieres coulées	$y = -31.955x + 12.641$	12.641	31.955	0.9872	0.0313
JR-99-11-1		$y = -25.553x + 12.111$	12.111	25.553	0.9517	0.0391
JR-99-14-1		$y = -34.828x + 12.762$	12.762	34.828	0.9530	0.0287
JR-99-16-1		$y = -31.746x + 12.455$	12.455	31.746	0.9904	0.0315
JR-99-19-1	Helgafell	$y = -20.391x + 9.4699$	9.4699	20.391	0.9973	0.0490
JR-99-19-2		$y = -18.22x + 9.2566$	9.2566	18.220	0.9824	0.0549
JR-99-19-3		$y = -16.307x + 9.0342$	9.0342	16.307	0.9853	0.0613
JR-99-19-4		$y = -19.268x + 9.6194$	9.6194	19.268	0.9924	0.0519
JR-99-07-1		$y = -24.16x + 11.361$	11.361	24.160	0.9932	0.0414
S100891-11	Surtsey	$y = -24.171x + 11.174$	11.174	24.171	0.984	0.0414
S110891-15		$y = -37.373x + 11.917$	11.917	37.373	0.9589	0.0268
S110891-17		$y = -35.857x + 12.156$	12.156	35.857	0.9876	0.0279

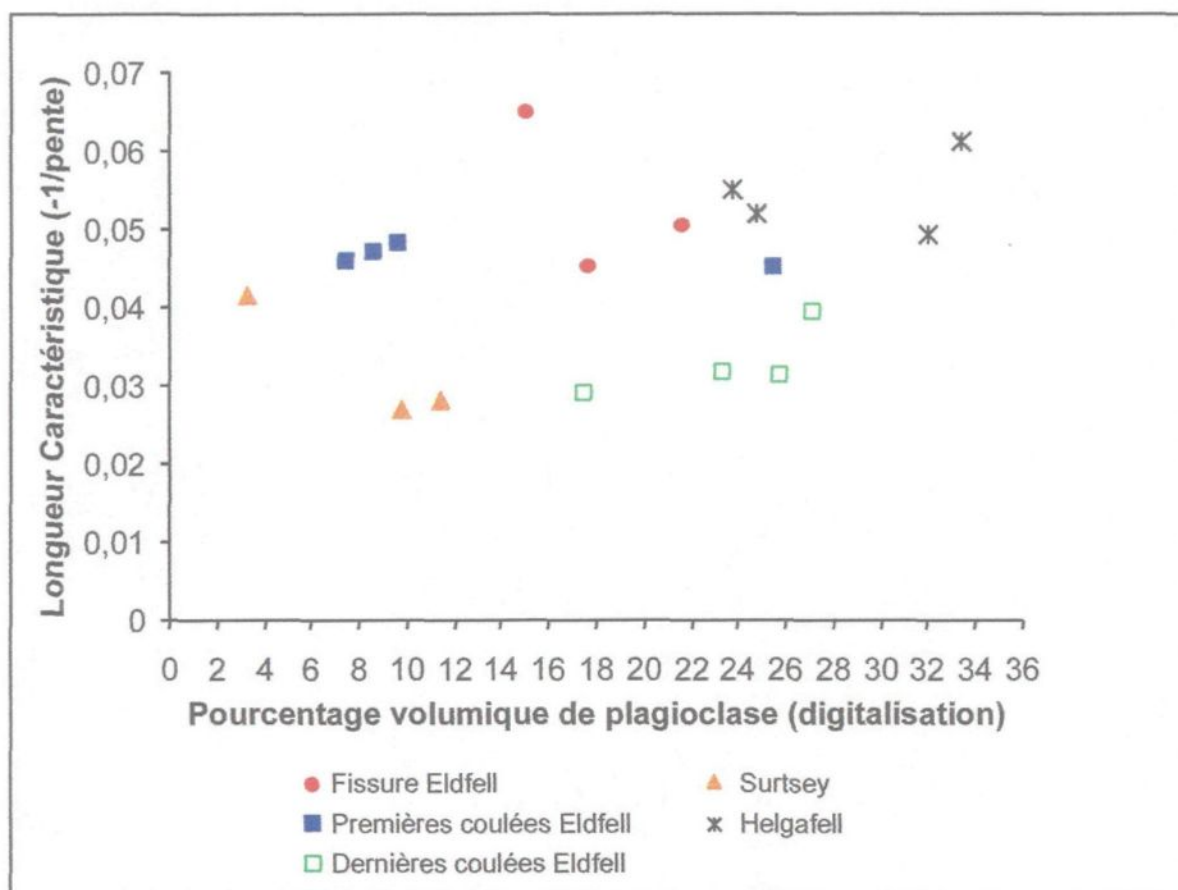


Figure 4-7: Graphique de la longueur caractéristique des échantillons étudiés en fonction du pourcentage volumique de plagioclase digitalisé.

4.2.2 Volcans Helgafell et Surtsey

Tous les échantillons du volcan Helgafell proviennent de coulées de lave. L'affleurement 19 est situé à l'ouest de l'Île de Heimaey et l'affleurement 7 est situé au sud. Les DTC des échantillons de Helgafell ont la même forme que les DTC des échantillons de coulées du volcan Eldfell soit concave vers le haut (Figure 4-8). Comme les échantillons de coulées du volcan Eldfell, les échantillons d'Helgafell ont les deux types de DTC (Figure 4-8A) soit ceux ayant une forte population de petits cristaux (échantillon JR-99-07-1) et ceux ayant une plus faible population de petits cristaux (échantillon JR-99-19-1, 2, 3 et 4). Cependant, étant donné que la dernière éruption de Helgafell remonte à 5000 ans, on ne connaît pas la chronologie des échantillons ce qui aurait permis de comparer ces échantillons à ceux du volcan Eldfell. Aussi, les échantillons du volcan Helgafell ont une densité de cristaux semblable sauf l'échantillon JR-99-07-1 qui a une densité plus forte. Le mode du rapport largeur/longueur (rapport du côté court/côté intermédiaire (S/l), figure 4-9 et tableau 4-2) des échantillons de Helgafell varie entre 0,41 et 0,45. L'échantillon JR-99-19-1 a un mode de 0,25.

Les échantillons digitalisés du volcan Surtsey proviennent tous de la phase II de l'éruption. Ils ont une courbe de DTC concave vers le haut et les trois échantillons possèdent une forte population de petits cristaux (ordonnée à l'origine) et un mode qui se situe entre 0,2 et 0,3 (Figure 4-9 et Tableau 4-2). Les échantillons S110891-15 et S110891-17 ont une densité de cristaux moyenne alors que l'échantillon S100891-11 a une densité plus faible (Figure 4-10).

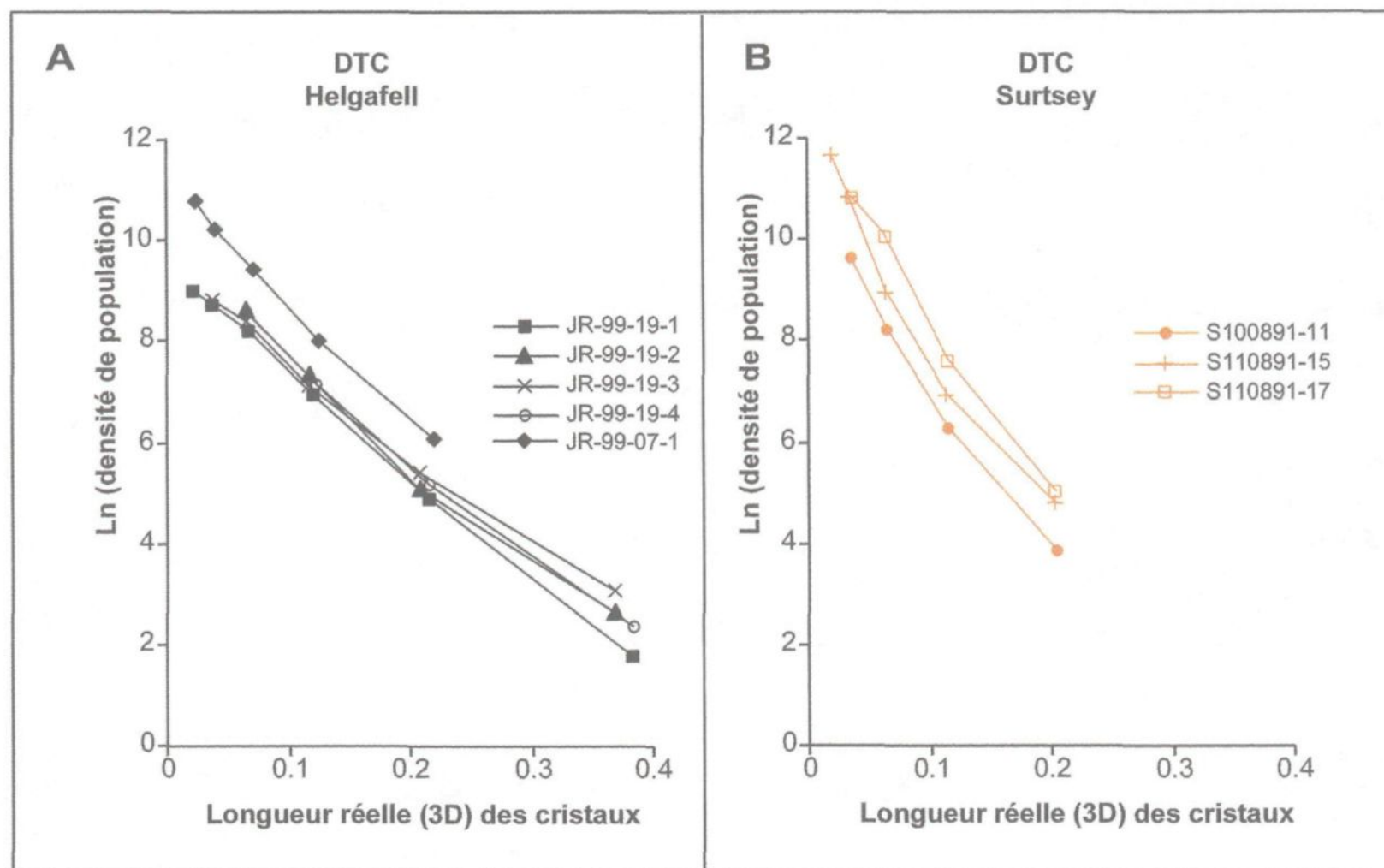


Figure 4-8: A) DTC du volcan Helgafell et B) DTC du volcan Surtsey.

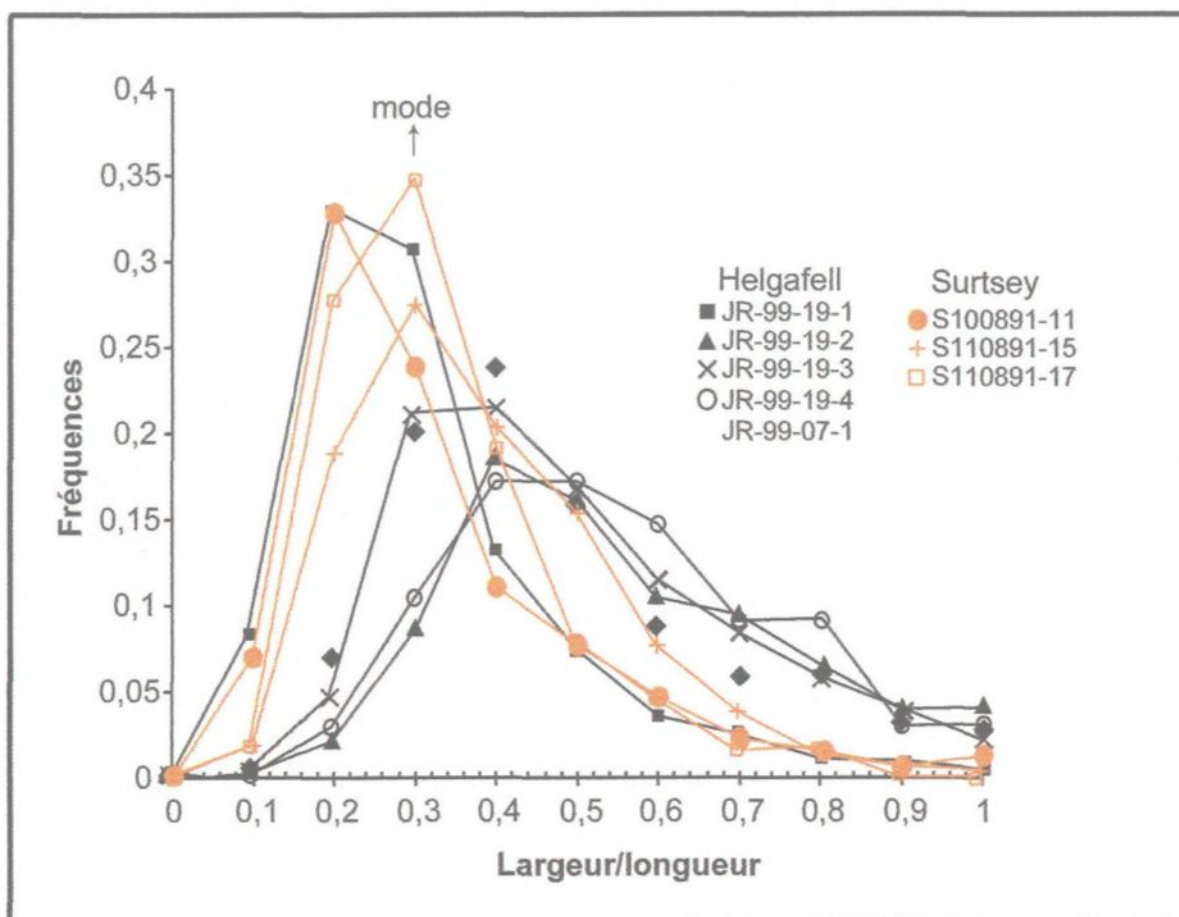


Figure 4-9: Graphique illustrant la distribution du rapport largeur/longueur des intersections en fonction de la fréquence pour les échantillons des volcans Helgafell (en noir) et Surtsey (en orange). Le mode est la fréquence principale du rapport largeur/longueur.

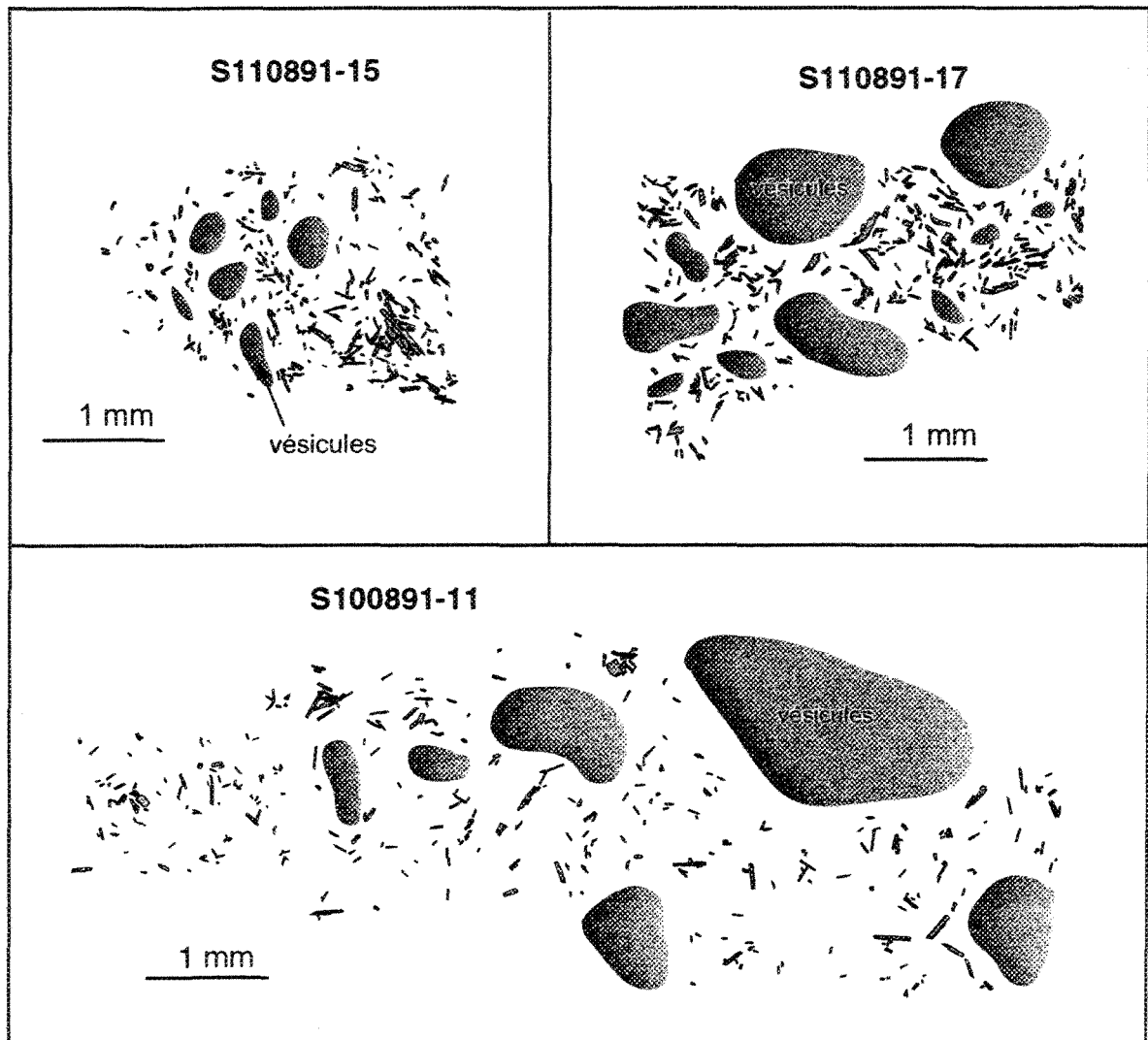


Figure 4-10: Différence de densité de cristaux entre les échantillons du volcan Surtsey.

Chapitre 5: GÉOCHIMIE

Des analyses géochimiques incluant les oxydes majeurs, les éléments des terres rares et les éléments traces ont été faites sur les échantillons étudiés. Cette étude a pour but de déterminer si les différences texturales observées (DTC et pétrographie) entre les échantillons sont chimiques ou seulement granulométriques.

5.1 TECHNIQUE D'ANALYSE

5.1.1 Technique d'analyse

Cinquante grammes de poudre de chaque échantillon du volcan Eldfell ont été utilisés pour déterminer les oxydes majeurs. Ces poudres ont été envoyées au "Geoscience Laboratory" de Sudbury afin de déterminer les concentrations des oxydes par fluorescence-X (XRF). Les données des oxydes majeurs des échantillons du volcan Surtsey ont été fournies par le Dr. Thor Thordarson du CSIRO Magmatic Ore Deposit Group, Australie. Les tableaux 5-1 et 5-2 présentent la composition en oxydes majeurs, la norme CIPW et le (nombre) Mg# de tous les échantillons étudiés. Le laboratoire de géochimie de l'UQAC fait partie du *proficiency test of IAG (International Association of geoanalyst)*. Le standard interne Sh_40 a été utilisé pour contrôler la qualité des analyses (Tableau 5-3 et 5-4).

Tableau 5-1: Composition (%pd) en éléments majeurs (oxydes) de tous les échantillons étudiés.

Échantillons	Volcan	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	FeO*	H ₂ O	TOTAL	Mg#
JR-99-04-1	Eldfell	49.42	16.88	0.26	3.28	6.90	5.34	1.45	0.67	2.44	12.48	N.D.	99.62	0.32
JR-99-04-3	(Fissure)	49.35	16.94	0.26	3.26	6.91	5.21	1.45	0.66	2.43	12.35	N.D.	99.81	0.32
JR-99-05-1		49.02	16.87	0.26	3.29	6.90	5.36	1.44	0.66	2.43	12.50	N.D.	99.27	0.32
JR-99-06-1	Eldfell	46.62	16.61	0.24	4.60	8.41	4.37	0.99	0.48	3.17	13.62	N.D.	99.77	0.38
JR-99-12-1	(Premières coulées)	46.60	16.46	0.24	4.38	8.20	4.59	1.03	0.50	3.16	13.62	N.D.	99.50	0.36
JR-99-13-1		47.11	16.49	0.24	4.08	7.76	4.68	1.15	0.54	3.03	13.08	N.D.	99.85	0.36
JR-99-15-1		45.48	16.09	0.24	4.04	7.69	4.58	1.13	0.51	3.01	12.92	N.D.	99.31	0.36
JR-99-10-2	Eldfell	46.86	16.63	0.24	4.66	8.48	4.34	0.96	0.48	3.21	13.75	N.D.	100.34	0.38
JR-99-11-1	(Dernières coulées)	46.91	16.47	0.24	4.23	8.01	4.51	1.11	0.52	3.13	13.43	N.D.	99.26	0.36
JR-99-14-1		46.86	16.51	0.24	4.37	8.23	4.57	1.03	0.50	3.17	13.57	N.D.	99.93	0.36
JR-99-16-1		46.48	16.47	0.24	4.55	8.34	4.42	1.00	0.47	3.16	13.59	N.D.	99.39	0.37
S100891-11**	Surtsey	46.79	15.99	0.21	8.49	9.99	3.25	0.55	0.28	2.15	11.83	N.D.	100.82	0.56
S110891-15**		46.52	13.54	0.20	11.63	10.56	2.43	0.33	0.17	2.04	11.89	N.D.	100.62	0.64
S110891-17**		46.49	13.63	0.20	11.62	10.54	2.43	0.34	0.18	2.02	11.86	N.D.	100.61	0.64
VE158▯	Eldfell	47.70	16.30	0.23	4.50	8.30	4.50	1.00	0.53	3.20	13.72	0.33	99.98	0.37
VE121▯		47.73	16.12	0.26	3.93	7.94	4.93	1.11	0.61	3.08	13.25	0.00	98.96	0.35
VE114▯		48.80	16.30	0.24	3.90	7.50	4.90	1.20	0.70	3.10	12.99	0.40	99.63	0.35
VE110▯		50.19	17.45	0.34	3.08	7.08	4.84	1.29	0.62	2.32	12.46	0.00	99.67	0.31
VE111▯		50.70	16.80	0.25	3.20	6.40	5.40	1.30	0.64	2.50	12.37	0.44	99.56	0.32
SAL55▯	Surtsey	46.65	16.25	0.21	8.56	10.28	3.38	0.48	0.24	2.00	11.14	0.30	99.19	0.58
SU24▯		46.90	14.80	0.18	10.10	9.80	2.90	0.39	0.25	2.20	12.12	0.30	99.64	0.60
SU11▯		46.40	15.30	0.17	11.70	9.70	2.70	0.32	0.21	1.60	11.62	0.34	99.72	0.64
SU42▯		46.70	15.50	0.18	9.20	10.50	3.10	0.47	0.32	2.10	12.00	0.35	100.07	0.58

* FeO = FeO total

** Les données des échantillons S110891-17, S110891-15 et S100891-11 ont été fournies par le Dr. Thor Thordarsson du C Magmatic Ore Deposit Groupe en Australie.

▯ Les données des échantillons SAL55 et VE110 proviennent de Steinthorson et al., 1985. Les analyses des échantillons SU42, SU11, SU24, VE158, VE114 et VE111 ont été pris dans Jakobsson, 1979.

Tableau 5-2: Calculs normatifs CIPW en pourcentage (%pd) fait à partir du logiciel Pele version 1.6, version PC de Java MELTS (Boudreault, 1998).

Échantillons	Volcan	Orthoclase	Albite	Anorthite	Nepheline	Diopside	Olivine	Magnetite	Ilmenite	Apatite	Plag#an
JR-99-04-1	Eldfell (Fissure)	8.67	36.23	18.02	5.14	10.26	12.46	3.19	4.69	1.57	33.21
JR-99-04-2		8.72	36.40	17.96	5.16	10.16	12.40	3.18	4.67	1.58	33.04
JR-99-04-3		2.43	9.32	47.97	12.91	2.67	14.43	3.84	5.02	1.66	21.2
JR-99-05-1		8.64	35.41	18.00	5.77	10.43	12.53	3.19	4.69	1.55	33.70
JR-99-06-1	Eldfell (Premières coulées)	5.91	28.74	23.01	4.66	12.26	14.96	3.03	6.08	1.57	44.46
JR-99-12-1		6.18	28.31	21.59	6.02	13.69	14.02	3.14	6.09	1.18	43.27
JR-99-13-1		6.94	30.97	21.03	5.13	12.28	13.61	3.10	5.88	1.28	40.45
JR-99-15-1		7.00	29.10	20.97	6.24	12.97	13.58	3.14	5.99	1.24	41.88
JR-99-10-2	Eldfell (Dernières coulées)	5.71	28.20	23.21	4.75	13.33	14.71	3.05	6.14	1.12	45.15
JR-99-11-1		6.67	29.82	21.79	4.88	12.69	13.99	3.11	6.05	1.23	42.22
JR-99-14-1		6.16	28.78	21.76	5.61	13.59	13.94	3.11	6.09	1.17	43.05
JR-99-16-1		6.00	27.87	22.49	5.48	13.69	14.40	3.07	6.09	1.11	44.66
S110891-17	Surtsey	2.03	20.13	25.51	0.34	21.12	24.63	2.10	3.87	0.42	55.89
S110891-15		1.97	20.20	25.34	0.29	21.38	24.52	2.13	3.91	0.40	55.64
S100891-11		3.27	22.77	27.61	2.67	16.71	20.13	2.22	4.11	0.65	54.81

Tableau 5-3: Teneur en éléments traces et en éléments des terres rares de Sh_40, standard interne de l'UQAC. Les valeurs sont en ppm.

	Moyenne ** Sh_40-Std	Écart type Sh_40-Std	Sh_40-1*
La	30,90	1,73	31,26
Ce	63,23	6,76	63,87
Nd	28,76	1,77	28,43
Sm	5,64	0,34	5,69
Eu	1,26	0,11	1,06
Ho	3,04	1,35	1,82
Tb	0,77	0,04	0,39
Yb	2,68	0,28	2,61
Lu	0,43	0,04	0,34
Ba	645,00	49,78	674,90
Co	25,50	1,49	27,04
Cr	116,00	4,94	117,38
Cs	2,77	0,14	2,71
Hf	3,85	0,43	3,37
Ni	41,27	14,07	25,77
Rb	138,00	7,44	133,91
Sc	19,24	0,73	19,16
Se	2,12	0,79	1,52
Ta	1,31	0,14	1,44
Th	9,30	0,70	9,77
U	4,74	0,41	4,86
Zn	10,00	10,00	n.d
Zr	138,38	66,19	n.d.

*: Analyse du standard de ce mémoire.

** : Moyenne de tous les analyses du standard faites à l'UQAC.

n.d.: non déterminé

Tableau 5-4: Teneur des oxydes majeurs de Sh_40, standard interne de l'UQAC. Les analyses ont été faites au "Geoscience Laboratory" du CGO (commission géologique de l'Ontario) et les valeurs sont en ppm.

	Valeur accepté Sh_40-Std	Écart type Sh_40-Std	Sh_40-2*
SiO ₂	57,56	0,88	57,43
Al ₂ O ₃	13,04	0,20	13,03
MnO	0,04	0,01	0,03
MgO	2,74	0,09	2,89
CaO	1,65	0,07	1,70
Na ₂ O	0,91	0,07	0,88
K ₂ O	6,46	0,28	6,77
P ₂ O ₅	0,08	0,00	0,07
TiO ₂	0,91	0,03	0,87
Fe ₂ O ₃	3,66	0,16	3,44
LOI	13,25	0,44	12,89

*: Analyse du standard de ce mémoire.

Des analyses d'activation neutronique ont été faites sur 21 échantillons des volcans Eldfell et Helgafell de l'île de Heimaey en Islande. Tous les échantillons ont été broyés à l'aide d'un pulvérisateur de porcelaine afin d'obtenir une poudre de granulométrie d'environ 200 mesh. Ces poudres, ainsi obtenues, ont été pesées et scellées dans des capsules de polyéthylène pour ensuite être envoyées à l'École Polytechnique (Montréal) afin d'y être irradiées pendant 120 minutes dans un réacteur SLOWPOKE II à un flux d'environ $5 \times 10^{11} \text{ n cm}^2/\text{s}$. Le standard interne Sh_40 a été inclus avec les échantillons.

Une fois les échantillons irradiés, ils ont tous été lus par un détecteur de rayons gamma semi-planaire. Les résultats obtenus ont été traités à l'aide du logiciel EPAA. Chaque élément présent est représenté par un pic d'énergie qui lui est propre. La quantité de l'élément présent est donnée par l'aire sous le pic. Les résultats de tous les échantillons sont présentés dans le tableau 5-5.

Ces données ont été transférées dans le chiffrier Excel. Toutes les données ont été normalisées selon les chondrites de McDonough and Sun, 1995. Les analyses du standard interne Sh_0040 sont présentées dans les tableaux 5-3 et 5-4, qui montrent que pour la majorité des éléments la valeur obtenue se trouve dans l'écart type.

5.2 OXYDES MAJEURS

5.2.1 Norme CIPW et (nombre) Mg#

Le calcul de la norme est un moyen d'estimer les compositions minéralogiques des roches, à partir de leurs analyses chimiques. En calculant la norme CIPW pour les échantillons du volcan Eldfell, on constate une différence entre les échantillons de la fissure et les échantillons des coulées, sans noter de différences entre les coulées elles-mêmes. En effet, des échantillons de la fissure aux échantillons des coulées, les quantités d'orthoclase et d'albite diminuent (elles passent de 8,6 à 6 %pd et de 36 à 29 %pd respectivement) alors que l'anorthite, la diopside, et l'ilménite augmentent (elles passent de 18 à 23 %pd pour l'anorthite,

Tableau 5-5: Composition en éléments des terres rares et éléments traces des échantillons étudiés (en ppm).

Échantillons	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Ho	Tb	Yb	Lu	Ba	Co	Cr
JR-99-04-1	34.83	80.1	49.7	10.23	3.33	n.d.	1.53	4.99	0.78	309	19.8	n.d.
JR-99-04-2	34.94	80.1	46.4	9.99	3.30	n.d.	1.48	5.03	0.78	298	20.1	n.d.
JR-99-04-3	34.48	79.2	47.4	9.44	3.26	n.d.	1.37	5.06	0.76	296	19.4	n.d.
JR-99-05-1	37.41	87.6	48.6	10.56	3.46	n.d.	1.53	5.41	0.81	305	21.2	3.27
JR-99-06-1	25.64	53.4	35.3	7.93	2.65	n.d.	1.23	3.64	0.57	204	30.5	4.24
JR-99-12-1	24.06	59.2	37.6	8.22	2.84	n.d.	1.21	4.01	0.63	200	31.8	2.81
JR-99-13-1	29.10	70.6	36.1	9.22	2.88	1.66	1.42	4.68	0.69	270	29.3	2.35
JR-99-15-1	27.91	69.9	35.7	9.03	2.81	1.92	1.33	4.57	0.66	282	38.4	6.98
JR-99-10-2	20.75	55.6	36.2	8.11	2.68	n.d.	1.27	3.68	0.61	173	31.4	6.86
JR-99-11-1	22.92	61.8	39.2	8.60	2.87	n.d.	1.36	3.97	0.64	220	28.5	n.d.
JR-99-14-1	26.33	66.0	36.1	8.46	2.87	1.85	1.30	4.33	0.63	215	31.1	n.d.
JR-99-16-1	25.64	62.6	31.8	8.73	2.58	1.71	1.26	4.27	0.55	272	36.9	62
JR-99-19-1	17.70	42.2	25.7	5.76	2.08	1.20	0.83	2.96	0.45	125	36.2	75
JR-99-19-2	16.78	40.4	25.7	5.30	2.02	1.16	0.85	2.84	0.42	147	35.4	79
JR-99-19-3	18.02	42.6	27.0	5.98	2.07	1.41	0.92	3.04	0.45	174	36.6	78
JR-99-19-4	16.73	38.7	24.3	5.66	1.98	1.20	0.94	2.85	0.41	162	38.2	82
JR-99-07-1	15.83	39.2	22.7	5.11	1.93	1.13	0.79	2.80	0.41	144	36.1	81
S100891-11	12.49	28.8	17.7	4.30	1.48	0.96	0.70	2.31	0.33	109	43.2	238
S110891-15	8.22	20.2	13.6	3.61	1.28	0.85	0.69	1.72	0.25	43	53.8	612
S110891-17	8.46	21.2	15.7	3.70	1.33	0.85	0.67	1.82	0.26	41	54.9	606

|n.d.:non déterminé

Tableau 5-5: Suite

Echantillons	Hf	Ni	Rb	Sc	Se	Ta	Th	U	Zn	Zr	Eu/Eu*
JR-99-04-1	8.35	n.d.	12.1	16.9	3.69	2.67	3.46	1.05	196	224	0.99
JR-99-04-2	8.18	n.d.	15.7	16.6	3.93	2.58	3.36	1.09	169	362	1.01
JR-99-04-3	8.05	n.d.	16.6	16.4	3.55	2.36	3.16	0.77	182	331	1.06
JR-99-05-1	8.78	n.d.	16.3	17.5	3.08	2.65	3.52	0.90	179	108	1.01
JR-99-06-1	5.98	n.d.	n.d.	23.6	2.24	1.84	2.18	n.d.	124	205	1.01
JR-99-12-1	6.47	n.d.	n.d.	23.7	2.42	1.98	2.32	n.d.	150	n.d.	1.06
JR-99-13-1	7.42	n.d.	n.d.	23.3	2.77	2.01	2.74	0.85	24.2	134	0.94
JR-99-15-1	7.09	n.d.	n.d.	24.1	2.86	1.97	2.63	0.73	37.1	n.d.	0.95
JR-99-10-2	5.87	n.d.	n.d.	24.2	2.28	1.94	2.10	n.d.	151	176	0.99
JR-99-11-1	6.59	n.d.	n.d.	22.9	2.17	2.09	2.53	n.d.	138	n.d.	1.00
JR-99-14-1	6.46	n.d.	n.d.	24.9	3.14	1.95	2.40	0.69	139	n.d.	1.02
JR-99-16-1	6.73	n.d.	n.d.	27.1	2.32	1.61	2.39	0.67	79.2	n.d.	0.91
JR-99-19-1	4.45	n.d.	n.d.	26.9	1.85	1.33	1.61	0.55	99.3	n.d.	1.11
JR-99-19-2	4.44	n.d.	n.d.	26.1	1.80	1.21	1.39	0.36	78.0	n.d.	1.14
JR-99-19-3	4.63	n.d.	n.d.	27.7	1.55	1.39	1.81	0.57	91.2	n.d.	1.05
JR-99-19-4	4.26	n.d.	n.d.	27.9	1.99	1.25	1.48	0.44	71.8	n.d.	1.03
JR-99-07-1	4.09	n.d.	n.d.	26.6	1.90	1.11	1.36	0.32	39.3	n.d.	1.14
S100891-11	3.30	n.d.	n.d.	25.3	1.44	0.92	1.18	0.35	73.7	n.d.	1.02
S110891-15	2.67	n.d.	n.d.	30.1	0.41	0.63	0.79	0.26	37.3	n.d.	1.00
S110891-17	2.76	n.d.	n.d.	30.9	0.24	0.66	0.73	0.22	23.1	n.d.	1.03

de 10 à 12,8 %pd pour la diopside et de 4,6 à 6 %pd pour l'ilménite). De plus, tous les échantillons du volcan Eldfell ont autour de 5 %pd de néphéline normative et une variation de 12,4 à 15 %pd en olivine. Dans les échantillons du volcan Surtsey les quantités d'orthoclase, d'albite et d'apatite sont beaucoup plus faibles alors que l'anorthite, diopside et olivine sont beaucoup plus élevées.

Le (nombre) Mg# ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$) est utilisé comme indice de différenciation dans les processus ignés puisqu'il varie peu en fonction du degré de fusion partielle alors qu'il est hautement sensible au degré de cristallisation fractionné. Le (nombre) Mg# des basaltes, en équilibre avec une composition du manteau, devrait se situer entre 0,68 et 0,75 (Wilson, 1989). En ce qui concerne le volcan Eldfell, cette valeur est de 0,32 pour les échantillons de la fissure et de 0,36-0,38 pour les échantillons des deux types de coulées alors qu'elle varie de 0,56 à 0,64 pour les échantillons du volcan Surtsey. Cette valeur démontre donc le caractère peu évolué de Surtsey qui a un (nombre) Mg# comparable au MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt). Comparativement à Surtsey, le volcan Eldfell est plus évolué ayant un (nombre) Mg# beaucoup plus faible.

5.2.2 Classification et diagrammes de variation

D'abord le diagramme de Cox et al., 1979 (Figure 5-1) est utilisé pour classer les roches volcaniques. On remarque sur ce diagramme que les échantillons de la fissure du volcan Eldfell ont une concentration plus élevée en

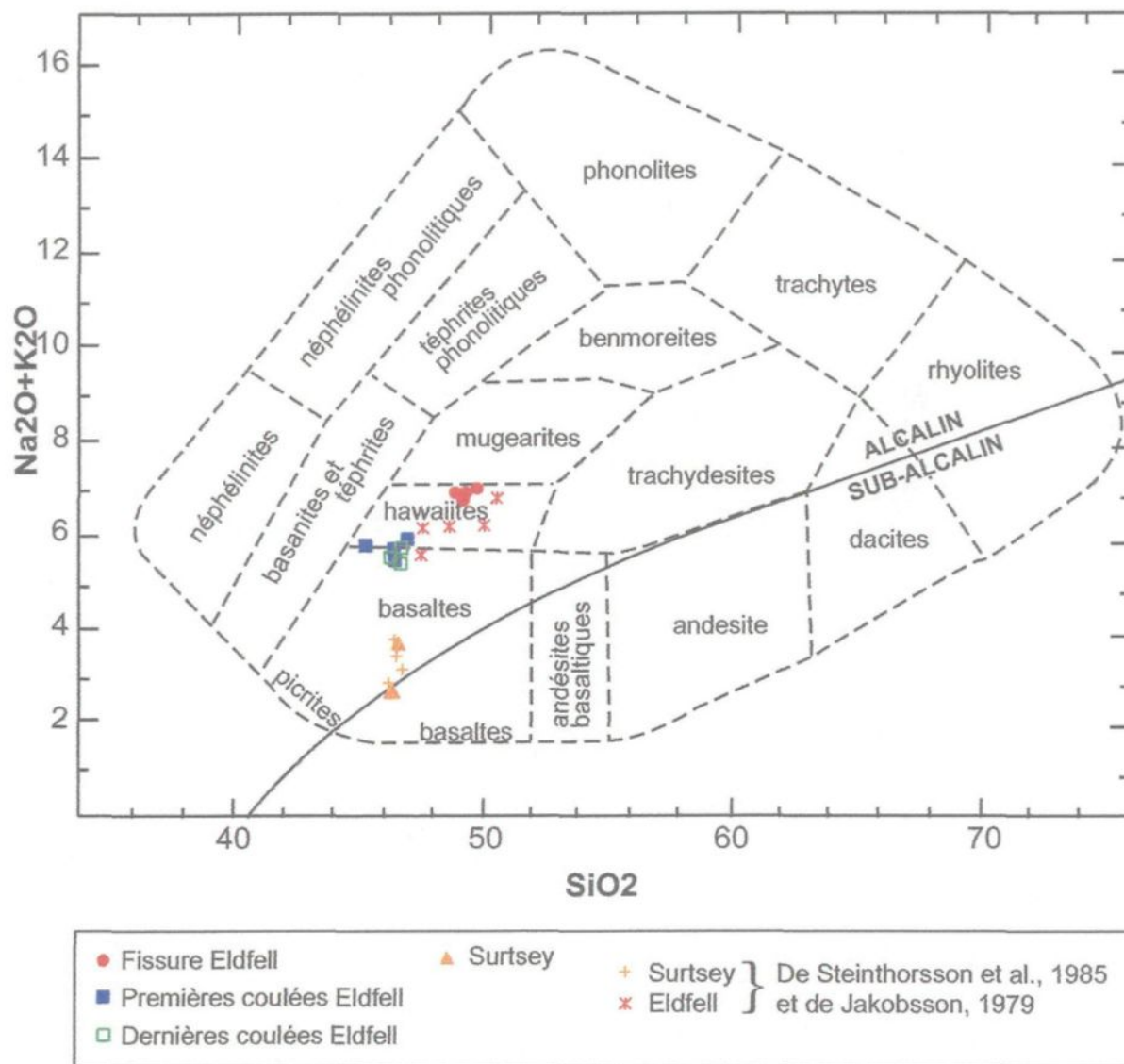


Figure 5-1: Classification des roches ignées selon Cox et al., 1979. La ligne divisant les basaltes alcalins des basaltes sub-alcalin selon Miyashiro (1974).

alcalins et en SiO_2 que les échantillons des coulées. En effet, les échantillons des coulées se trouvent à la limite des champs des Basaltes et des Hawaiites alors que les échantillons de la fissure se trouvent dans la partie centrale supérieure du champ de Hawaiite. Les échantillons du volcan Surtsey se trouvent dans le champ des basaltes presque à la limite entre alcalin et sub-alcalin.

Les diagrammes binaires de variation d'éléments présentés dans la figure 5-2 discriminent bien les échantillons de coulées des échantillons de la fissure du volcan Eldfell, et ce pour tous les oxydes. Le MgO a été choisi comme abscisse car il montre une bonne variation entre les différents échantillons et qu'il possède un coefficient de corrélation élevé avec les autres éléments (Ernst, 1988). Comme il a été dit précédemment, les échantillons de la fissure ont une concentration plus élevée en SiO_2 que les échantillons des coulées.

Toujours en ce qui concerne les échantillons du volcan Eldfell, on remarque les corrélations négatives du P_2O_5 , K_2O et Na_2O et positives du CaO , TiO_2 et FeO (total).

Les échantillons du volcan Surtsey montrent une grande variation au niveau du MgO (entre 8,5% et 11,7%). De plus, ce sont les échantillons du volcan Surtsey qui ont la concentration la plus élevée en MgO du système volcanique de Vestmannaeyjar (le volcan Eldfell a une concentration en MgO entre 3% et 4,7%). Donc, au point de vue de la teneur en MgO , le magma du volcan Surtsey pourrait être le protolite du magma du volcan Eldfell.

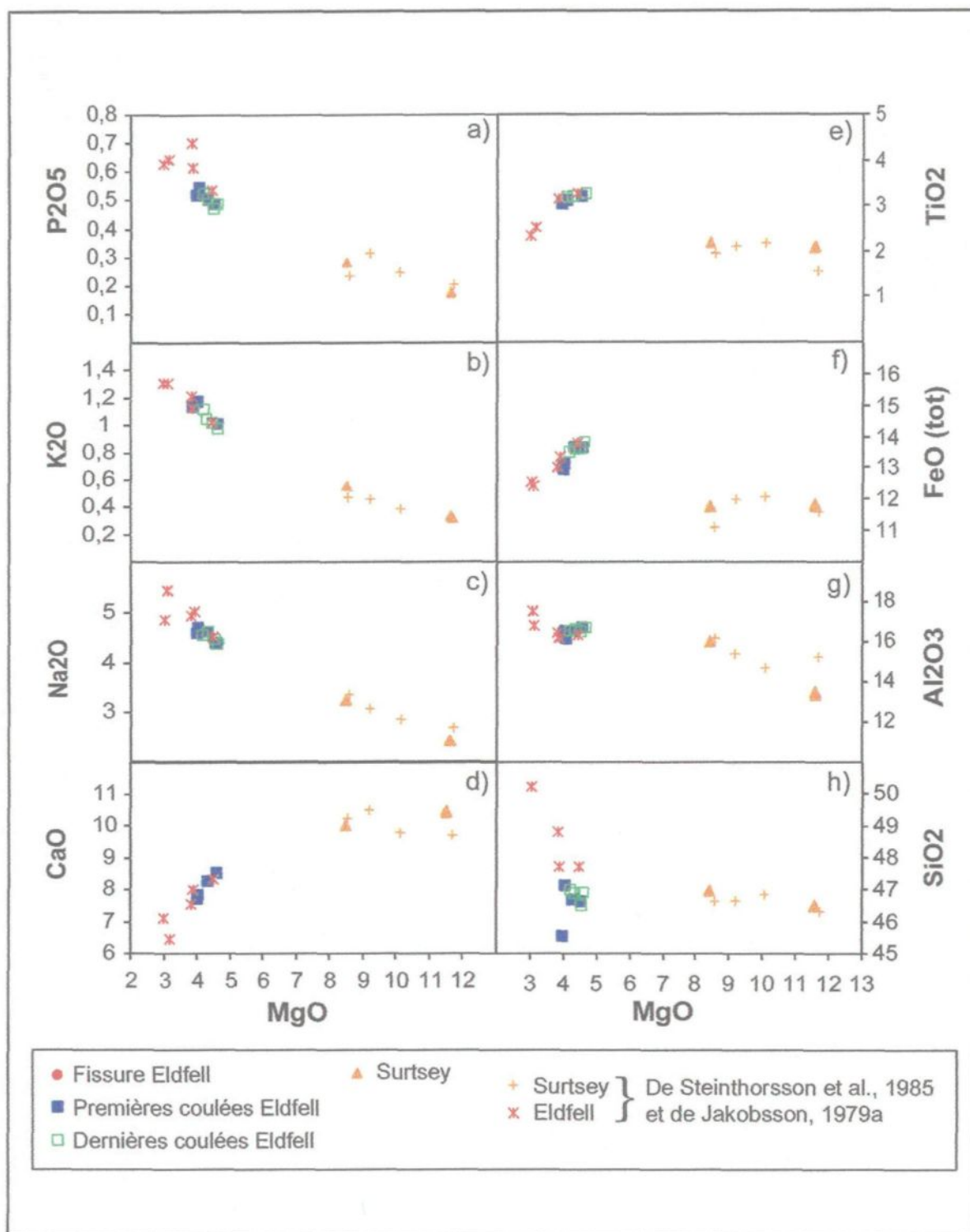


Figure 5-2: Diagrammes de variations des oxides majeurs en fonction du MgO.

La figure 5-3 montre que le thorium, le phosphore et le potassium augment d'un facteur de quatre entre les échantillons des premières coulées du volcan Eldfell et les échantillons du volcan Surtsey. Dans le cas où les magmas de ces deux volcans seraient co-magmatique, cette corrélation positive indique que ces échantillons peuvent être reliés par une cristallisation fractionnée si environ 75% de fractionnement a eu lieu. Si les deux magmas (magma de Eldfell et magma de Surtsey) ne sont pas reliés, alors de 28% à 36% de fractionnement serait nécessaire pour expliquer les variations des échantillons du volcan Eldfell seulement.

Les diagrammes binaires de variations d'éléments présentés dans les figures 5-4 à 5-7 sont utilisés pour distinguer les hypothèses pétrologiques concernant les processus ignés de différenciation. Dans la présente étude, le P_2O_5 a été choisi comme dénominateur commun étant donné son caractère incompatible. Pour le CaO et le Na_2O (Figure 5-4), les échantillons des deux volcans, Surtsey et Eldfell, peuvent être reliés par une seule droite alors que les autres oxydes (Figures 5-5 à 5-7) possèdent deux orientations distinctes : une pour le volcan Surtsey et une pour le volcan Eldfell. L'abscisse à l'origine de ces droites indique le pourcentage d'éléments dans le total des phases qui se séparent. Toutes les données utilisées pour la modélisation et les calculs des cumulats se trouvent dans le tableau 5-6.

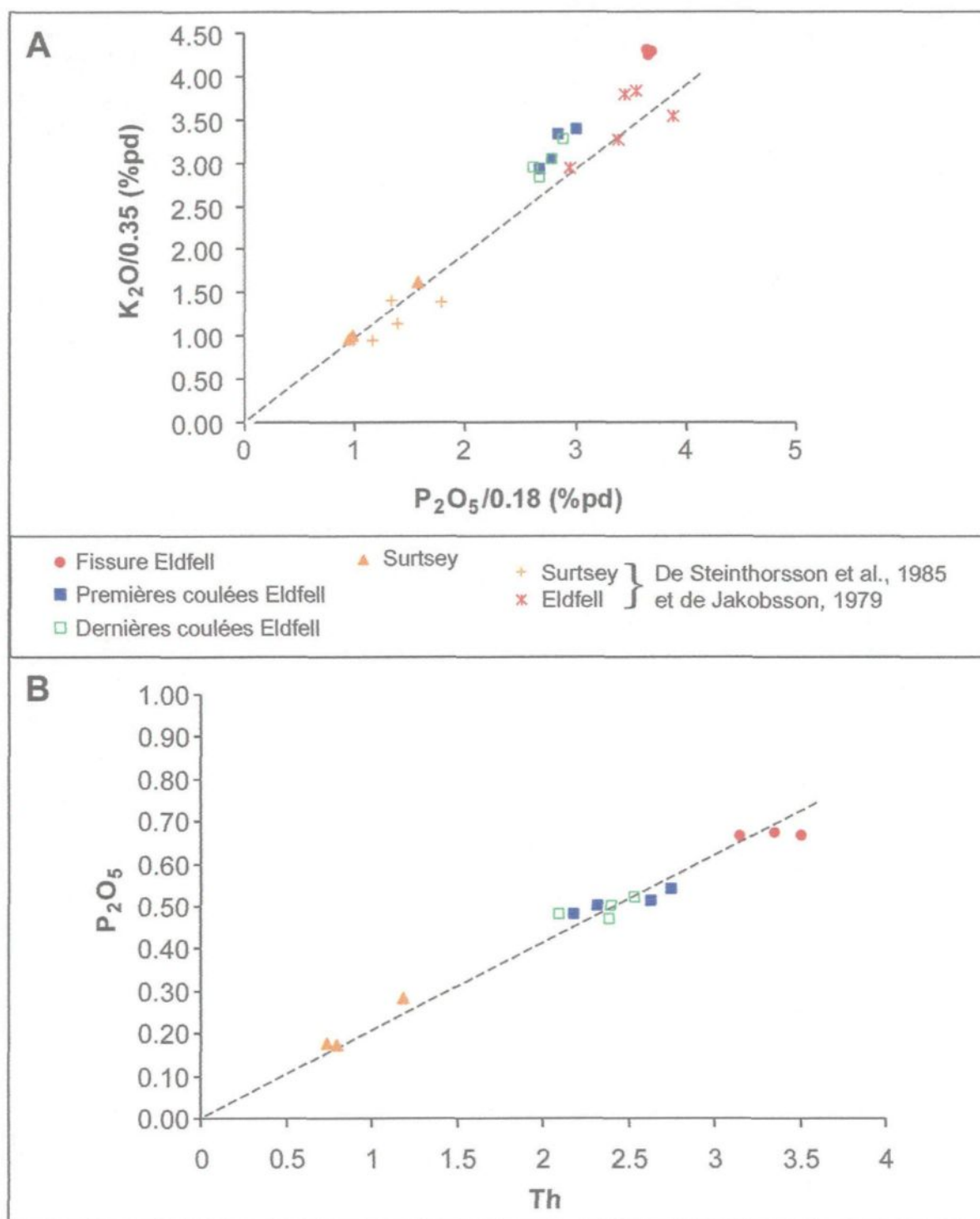


Figure 5-3: Diagrammes de variation du A) K_2O en fonction du P_2O_5 , les deux ayant été divisés par les valeurs de l'échantillon le plus primitif de Surtsey et B) P_2O_5 en fonction du thorium (Th).

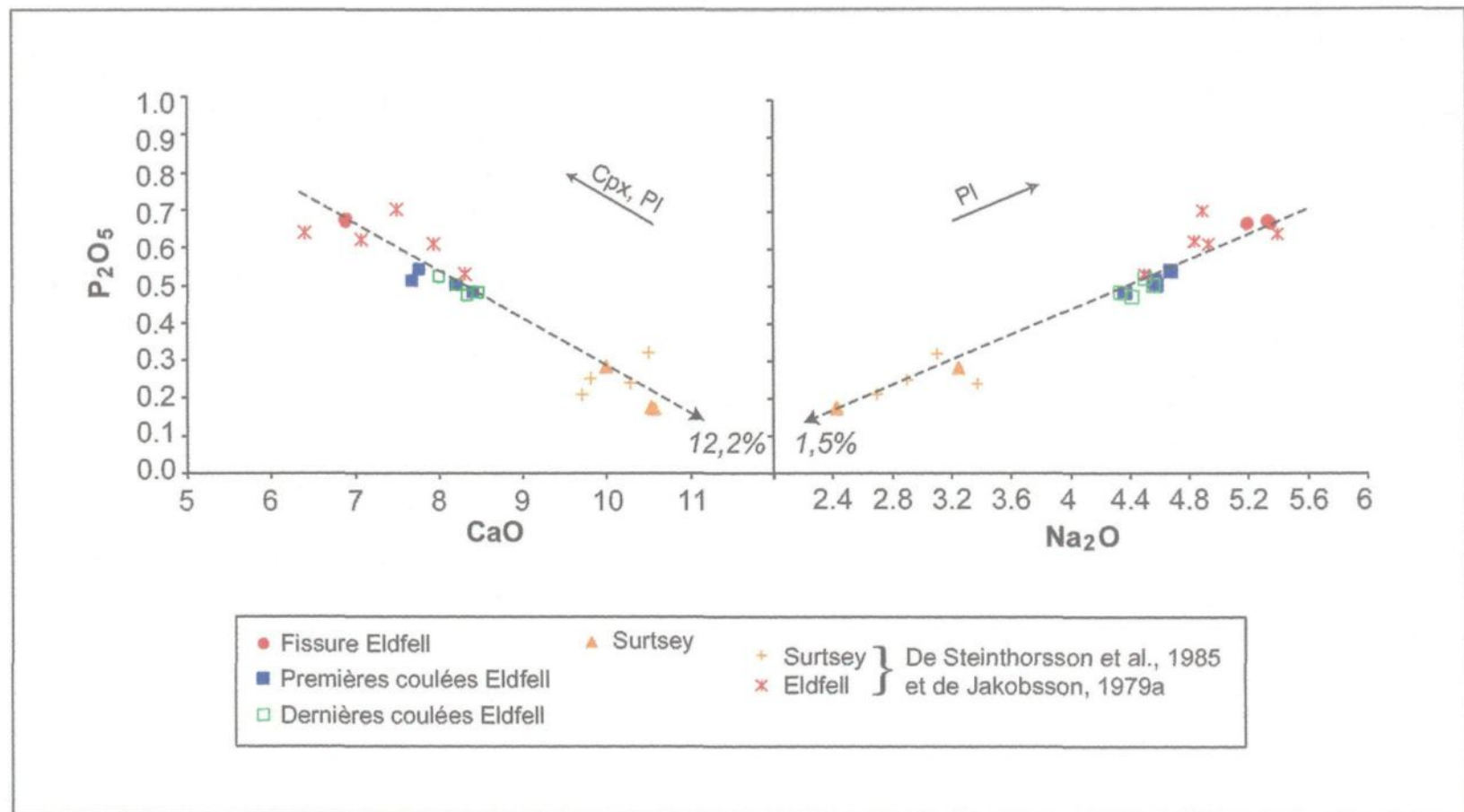


Figure 5-4: Diagrammes de variation du P_2O_5 en fonction du CaO et du Na_2O . Les vecteurs pointent vers l'abscisse à l'origine ($P_2O_5 = 0$) qui est le nombre en italique. Les flèches pleines indiquent les phases qui fractionnent. Cpx = Clinopyroxènes, Pl = Plagioclase.

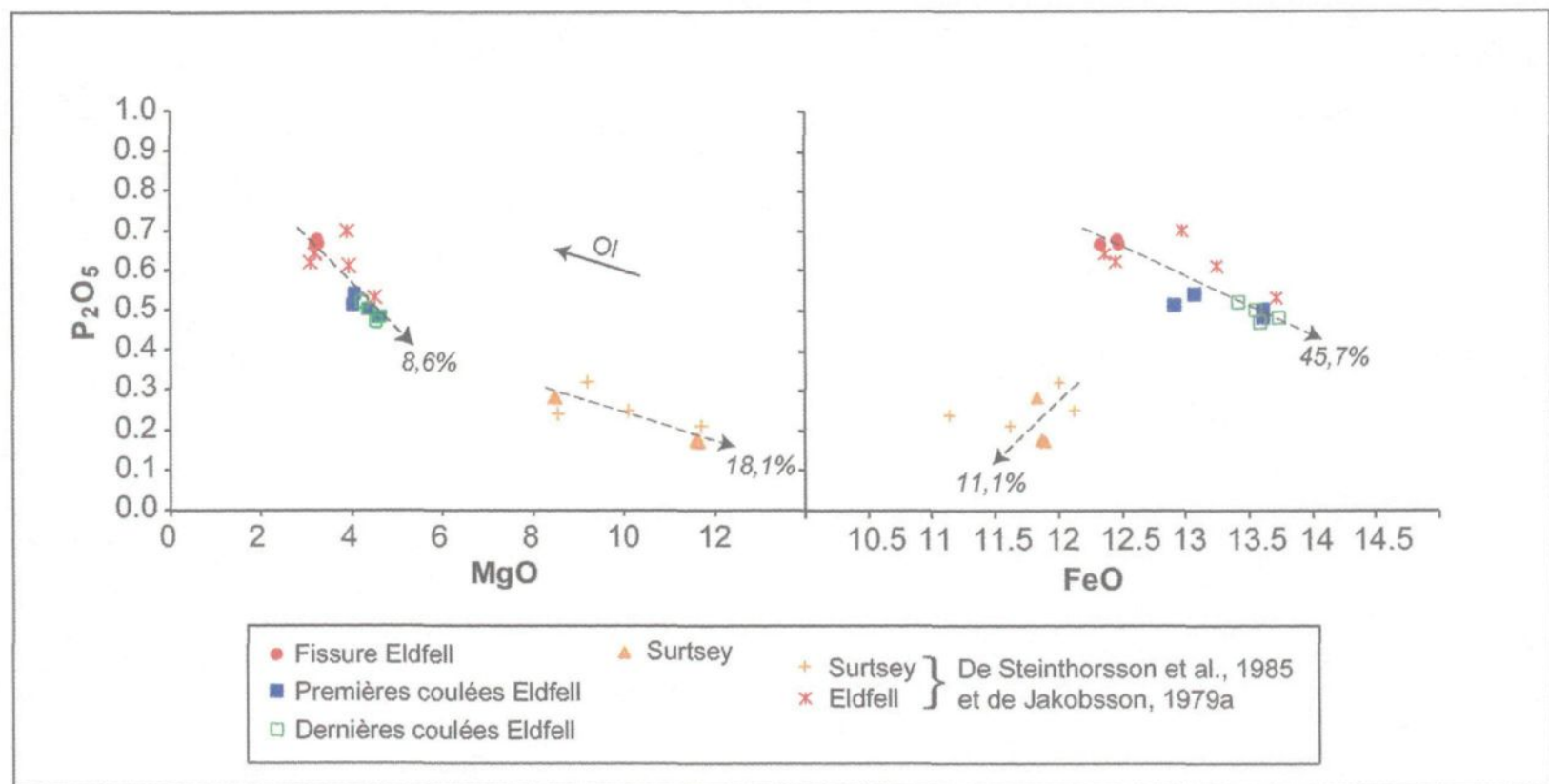


Figure 5-5: Diagrammes de variation du P_2O_5 en fonction du MgO et du FeO . Les vecteurs pointent vers l'abscisse à l'origine ($P_2O_5 = 0$) qui est le nombre en italique.

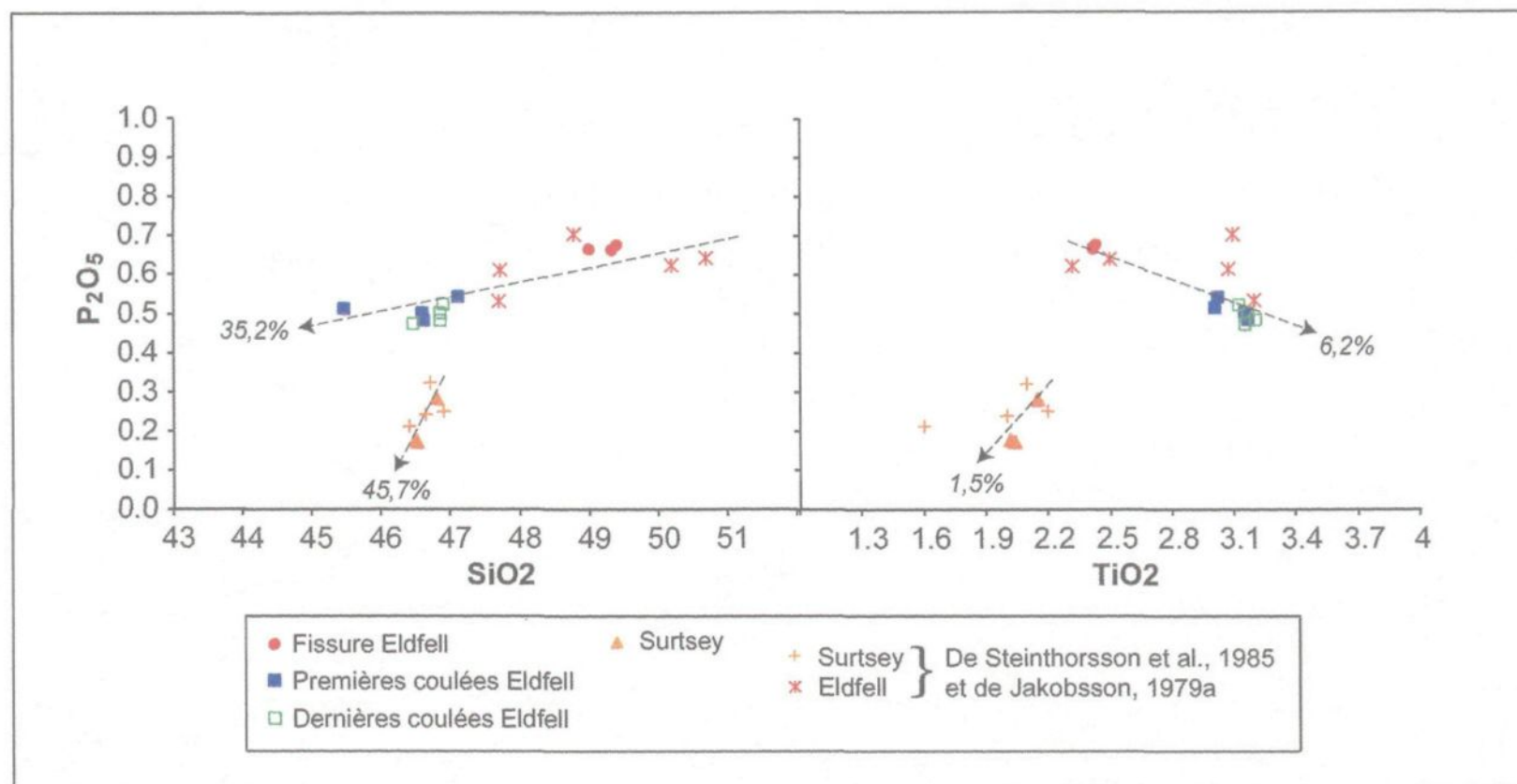


Figure 5-6: Diagrammes de variation du P_2O_5 en fonction du SiO_2 et du TiO_2 . Les vecteurs pointent vers l'abscisse à l'origine ($P_2O_5 = 0$) qui est le nombre en italique.

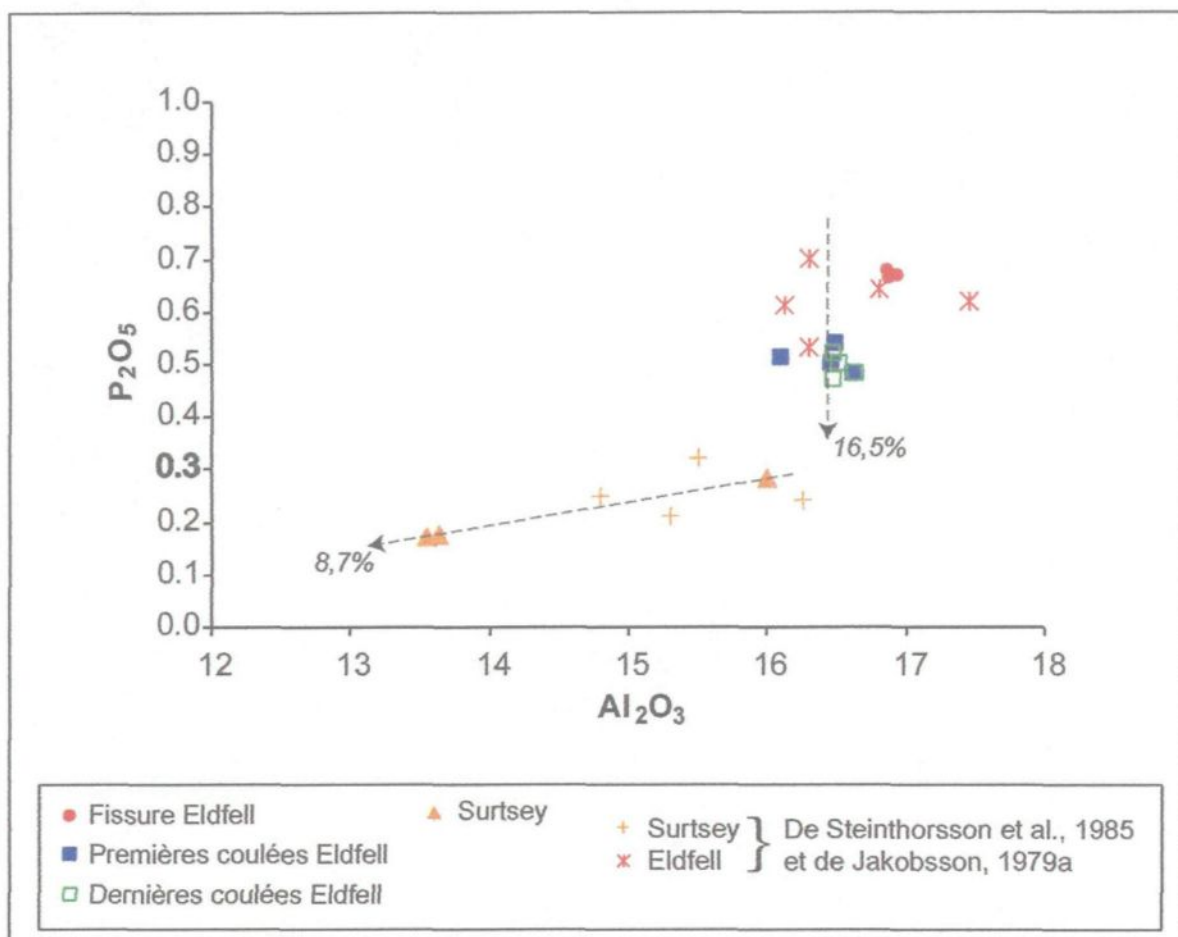


Figure 5-7: Diagrammes de variation du P_2O_5 en fonction du Al_2O_3 . Les vecteurs pointent vers l'abscisse à l'origine ($P_2O_5 = 0$) qui est le nombre en italique.

La figure 5-4, montre que la somme des minéraux qui se séparent contient 12,2% de CaO et 1,5% de Na₂O (tableau 5-6). Ceci implique que le plagioclase serait la phase cristallisante principale mais que les clinopyroxènes ont pu aussi jouer un rôle important.

Ensuite, si on compare le magma initial du volcan Surtsey (échantillon le moins évolué) avec son magma final (échantillon le plus évolué), les éléments incompatibles (K₂O et P₂O₅) suggèrent qu'entre 36% et 38% de fractionnement se serait produit (tableau 5-6). Les figures 5-5 à 5-7 montrent que le cumulat du volcan Surtsey, calculé à partir de l'abscisse à l'origine, possédait 45,7% de SiO₂, 1,5% de TiO₂, 16,2% d'Al₂O₃, 11,1% de FeO, 18,1% de MgO en plus du CaO et du Na₂O calculés précédemment (tableau 5-6). Ces chiffres indiquent que le plagioclase, l'olivine et les clinopyroxènes doivent avoir cristallisés. Cependant, l'étude pétrographique ne montre pas de pyroxènes dans les échantillons du volcan Eldfell et moins de 1% de pyroxènes ont été observés dans les échantillons du volcan Surtsey.

De la même façon, on trouve qu'entre 28% et 34% de cristallisation aurait eu lieu entre le magma initial de Eldfell et son magma final (tableau 5-6). La composition du cumulat de Eldfell serait 35,2% de SiO₂, 6,2% de TiO₂, 16,5% d'Al₂O₃, 45,7% de FeO, 8,6% de MgO, 12,2% de CaO et 1,5% de Na₂O (tableau 5-6).

Tableau 5-6: Données utilisées pour la modélisation et le calcul des cumulats. Les données sont en %pd.

	Surtsey Initial Éch. S110891-17	Surtsey final Éch. S100891-11	*Cristallisation nécessaire (%)	**Abscisse à l'origine	OI $\alpha = 0,15$	PI $\alpha = 0,33$	Cpx $\alpha = 0,42$	Oxydes $\alpha = 0,02$	Σ Total
SiO ₂	46.49	46.79		45.7	40	53	50		44.49
TiO ₂	2.02	2.15		1.5			2	50	1.84
Al ₂ O ₃	13.63	15.99		8.7		30			9.9
FeO	11.86	11.83		11.1	15		7	50	6.19
MnO	0.2	0.21			0.2		0.2		0.11
MgO	11.62	8.49		18.1	45		22		15.99
CaO	10.54	9.99		12.2		12.5	20		12.53
Na ₂ O	2.43	3.25		1.5		4.5			1.49
K ₂ O	0.34	0.55	38						0
P ₂ O ₅	0.18	0.28	36						0
Total		99.53			100.2	100	101.2	100	92.54
Eu	1.33	1.48				0.2	1	0.5	1.53
Sm	3.7	4.3				0.2	1	0.486	4.74
Th	0.73	1.18				0	0	0	1.24
	Eldfell Initial Éch. JR-99-10-2	Eldfell Final Éch. JR-99-04-1	*Cristallisation nécessaire (%)	**Abscisse à l'origine	OI $\alpha = 0,03$	PI $\alpha = 0,5$	Cpx $\alpha = 0,29$	Oxydes $\alpha = 0,17$	Σ Total
SiO ₂	46.86	49.42		35.2	40	53	50		42.2
TiO ₂	3.21	2.44		6.2			2	20	4.18
Al ₂ O ₃	16.63	16.88		16.5		30			15
FeO	13.75	12.48		45.7	15		10	80	17.75
MnO	0.24	0.26			0.2		0.2		0.064
MgO	4.66	3.28		8.6	45		20		7.15
CaO	8.48	6.9		12.2		12.5	20		12.05
Na ₂ O	4.34	5.34		1.5		4.5			1.61
K ₂ O	0.96	1.45	34						0
P ₂ O ₅	0.48	0.67	28						0
Total		99.12			100.2	100	102.2	100	100
Eu	2.68	3.33				1	0	0.5	3.31
Sm	8.11	10.23				0.2	1	0.4	10.54
Th	2.1	3.46				0	0	0	3.42

α = proportion par masse

PI=Plagioclase

Cpx=Clinopyroxène

OI=Olivine

* : Pour calculer la cristallisation nécessaire, on applique la formule suivante: $(1 - (\text{composition initiale} / \text{composition finale})) \times 100$ sur un élément incompatible comme K₂O ou P₂O₅.

** : L'abscisse à l'origine est trouvée à partir des graphiques des figures 5-4 à 5-7.

Σ : On obtient le total en multipliant le %pd choisi, par la proportion par masse (α) et ce pour chaque élément. Exemple pour le SiO₂ du volcan Eldfell: par essai et erreur on fixe 40% d'olivine puis, on multiplie par le coefficient de partage de l'olivine ($40 \times 0,03 = 1,2$) on fait de même pour le plagioclase ($53 \times 0,5 = 26,5$) et pour le Cpx ($50 \times 0,29 = 14,5$), le total est donc de 42,2 ($1,2 + 26,5 + 14,5$).

Ceci suggère que, comparativement au volcan Surtsey, moins d'olivine mais plus de plagioclase et d'oxydes auraient cristallisé et encore une fois la cristallisation de clinopyroxènes est nécessaire pour expliquer la composition en CaO.

De façon générale, les figures 5-2 à 5-7 révèlent que le clinopyroxène ainsi que le plagioclase et l'olivine ont joué un rôle important dans le fractionnement du magma du système de Vestmannaeyjar (volcan Eldfell et Surtsey). D'ailleurs, Furman (1991), a estimé que le magma parental de Surtsey a cristallisé l'olivine pendant son ascension à de grandes profondeurs jusqu'à ce qu'il stagne dans la partie supérieure du manteau supérieur (30-35 km) sous Vestmannaeyjar. S'est ensuite à cette profondeur que le fractionnement clinopyroxènes + olivine + plagioclase aurait eu lieu.

5.3 ÉLÉMENTS DES TERRES RARES ET ÉLÉMENTS TRACES

Les éléments des terres rares (ÉTR) sont les plus utiles des éléments traces car ils sont géochimiquement similaires (Rollinson, 1993). Aussi, étant donné leur caractère compatible et incompatible ils jouent un grand rôle dans l'identification des processus ignés (Rollinson, 1993). Un graphique multi-éléments des ÉTR ainsi que le graphique de Th versus Eu/Eu* ont été fait.

5.3.1 Diagrammes des terres rares

Le diagramme multi-éléments de la figure 5-8 montre les patrons des terres rares pour les volcans Eldfell, Helgafell et Surtsey. D'abord, tous les échantillons des volcans du système volcanique de Vestmannaeyjar montrent des profils parallèles à faibles pentes négatives, typiques d'un enrichissement en terres rares légères.

Selon la figure 5-8, le magma le plus primitif du système volcanique de Vestmannaeyjar serait le magma de Surtsey avec une abondance en terres rares légères (par exemple, lanthane autour d'environ 50 fois chondrite). Le magma le plus évolué serait celui de Eldfell ayant une abondance en terres rares légères (lanthane) variant entre 100 et 130 fois chondrite. Le magma de Helgafell se situerait à mi-chemin entre les deux. Il faut aussi noter le caractère plus évolué des échantillons de la fissure du volcan Eldfell par rapport aux échantillons des coulées qui ont une concentration plus faible d'ÉTR.

Finalement, il faut aussi noter que l'anomalie d'euprium est très faible ou même complètement absente et ce, pour tous les échantillons du système volcanique de Vestmannaeyjar. Une quantification de l'anomalie d'euprium est présentée dans le tableau 5-5 ainsi qu'à la figure 5-9 montrant un graphique de l'anomalie d'euprium en fonction du samarium. Sur ce graphique, des vecteurs de fractionnement et d'accumulation ont été dessinés à partir de l'échantillon le moins évolué des coulées du volcan Eldfell. On note que pour passer des

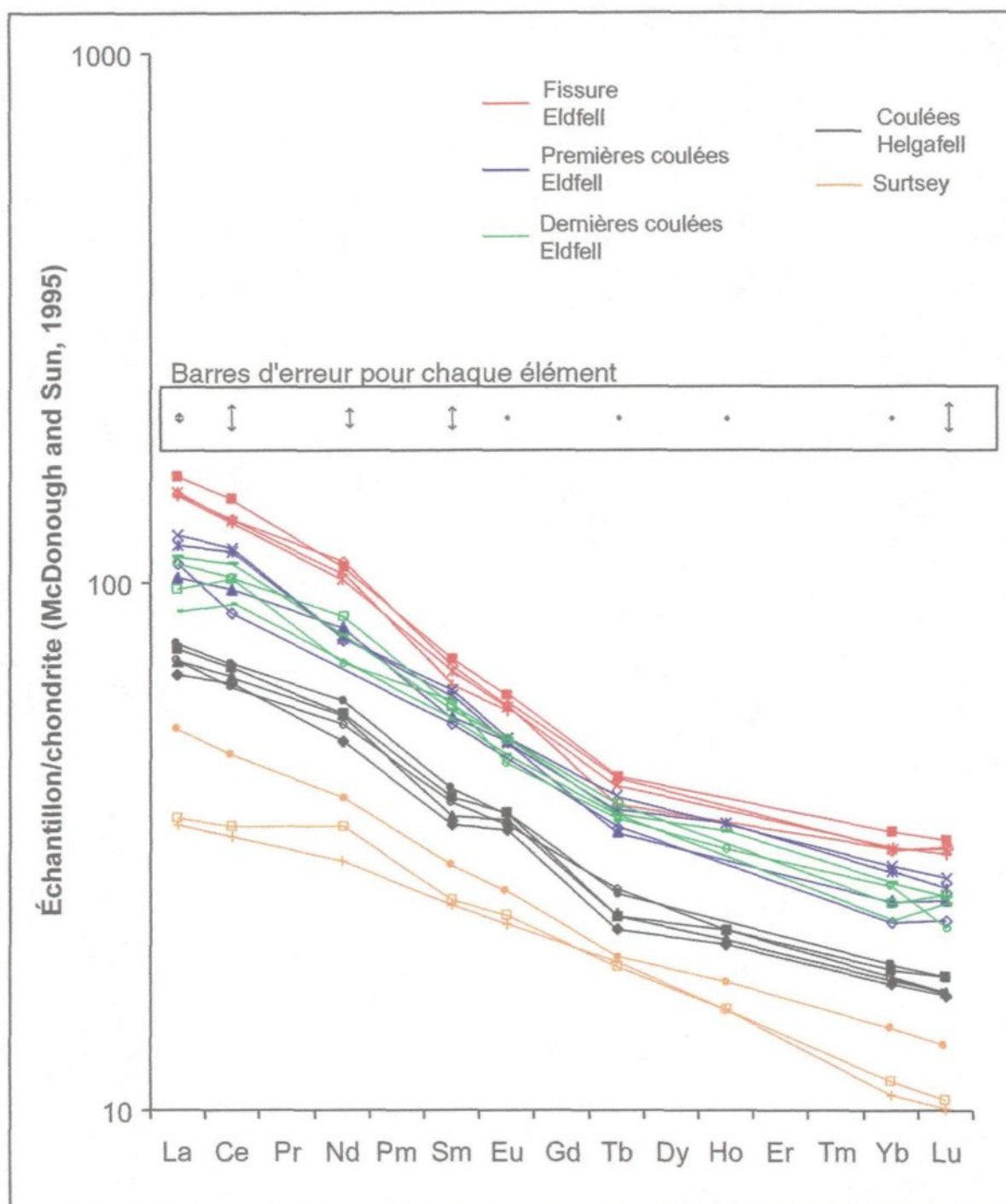


Figure 5-8: Diagramme multi-éléments des terres rares pour les échantillons des volcans Helgafell, Surtsey, Eldfell.

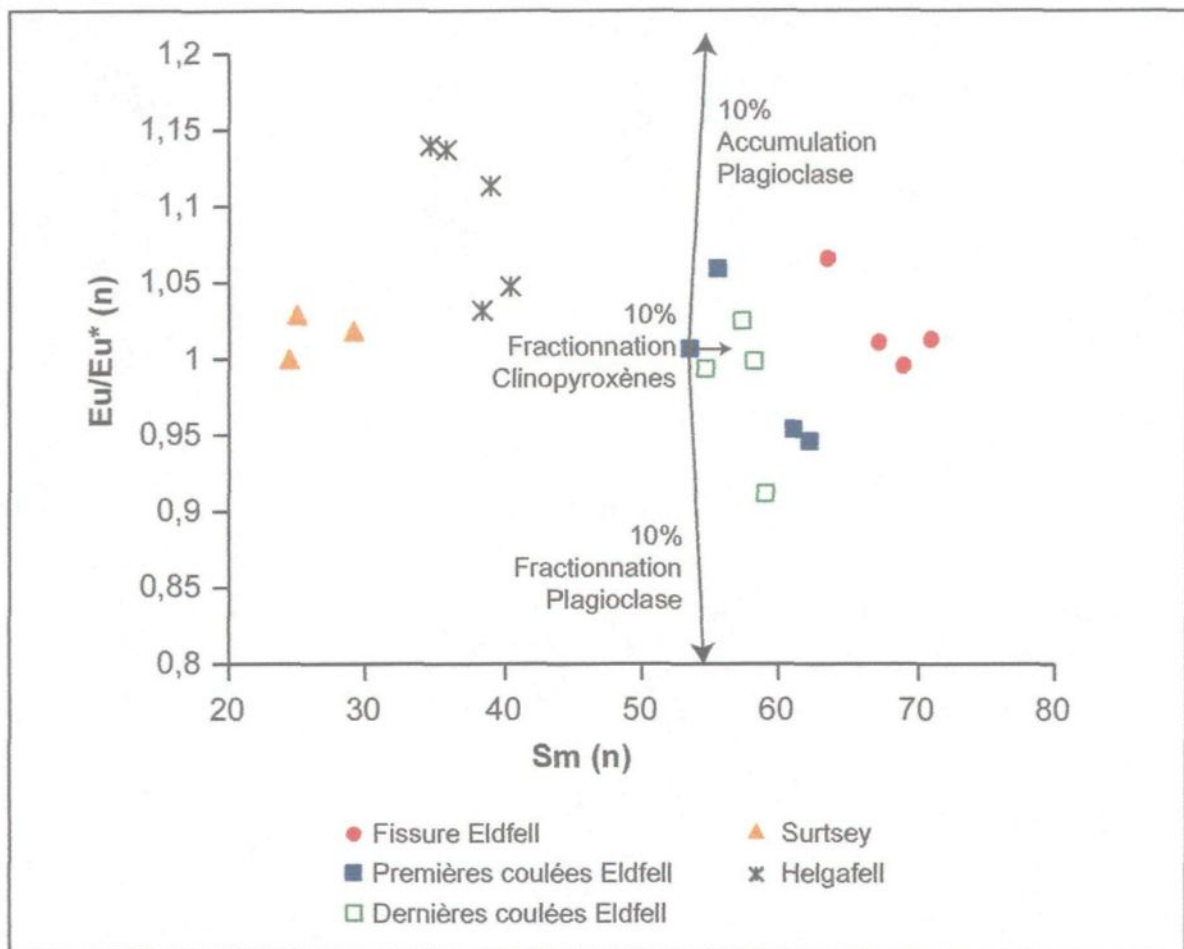


Figure 5-9: Graphique de l'anomalie d'euprimum en fonction du Sm (éléments incompatible). Les vecteurs d'accumulation et de fractionnement ont été calculés à partir du point ayant la plus faible concentration en Sm du volcan Eldfell. La formule $C_L/C_0 = F^{(D-1)}$ (C_L =concentration du liquide, C_0 =concentration initiale, D =coefficient de partage) a été utilisée avec $F=0,9$ qui équivaut à 10% de fractionnement. Les données sont normalisées avec la chondrite de McDonough and Sun, (1995).

échantillons de la fissure aux échantillons des coulées, il y a probablement eu fractionnement et/ou accumulation de plagioclase mais le fractionnement de clinopyroxène serait de loin la phase principale. Les mêmes vecteurs peuvent être dessinés à partir des échantillons du volcan Surtsey, et c'est encore le fractionnement du clinopyroxène qui permet de passer des échantillons du volcan Surtsey aux échantillons du volcan Eldfell.

Il faut noter qu'avec la méthode de modélisation par balance de masse on obtient un fractionnement de plagioclases entre 14% et 17% alors qu'on trouve moins de 10% sur le graphique de l'anomalie d'euprium de la figure 5-9. Cette différence peut s'expliquer soit par un mauvais point de départ lors du calcul du vecteur de fractionnement de la figure 5-9, soit par un mauvais choix de la courbe de régression faite sur les échantillons du volcan Eldfell du graphique du P_2O_5 en fonction du Al_2O_3 (Figure 5-7). Une légère déviation de cette régression va énormément changer le pourcentage d'aluminium dans le cumulat; donnée utilisée pour lors du calcul de balance de masse (Tableau 5-6).

5.3.2 Graphiques Th versus Sm et Sc

Des graphiques du thorium, élément incompatible, en fonction de Sm et Sc sont présentés à la figure 5-10 afin de vérifier la possibilité de fractionnement des clinopyroxènes.

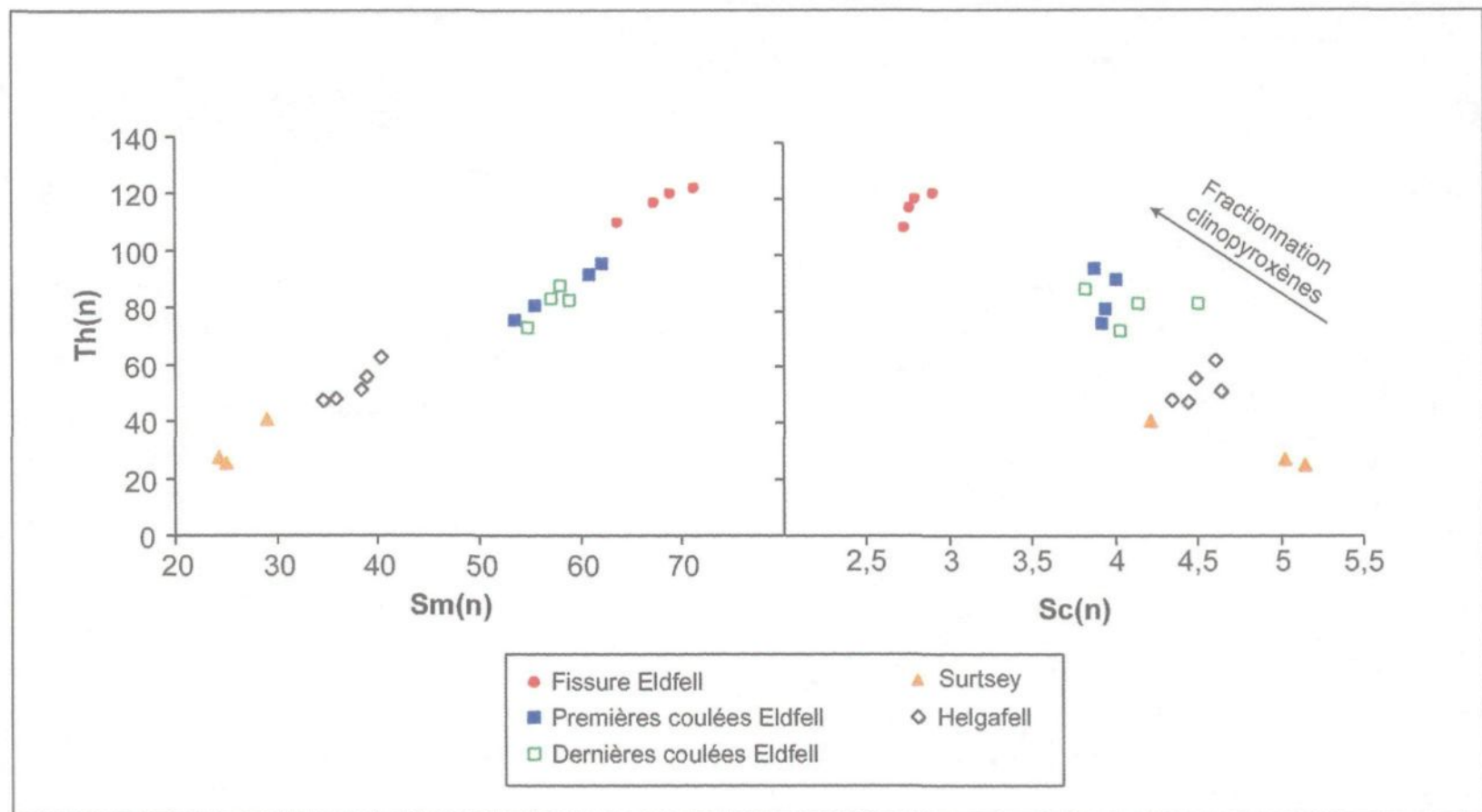


Figure 5-10: Graphiques montrant les variations du thorium en fonction du samarium et du scandium. Les données sont normalisées avec la chondrite de McDonough and Sun, (1995).

D'abord le Scandium (Sc) a été choisi parce qu'il possède un coefficient de partage dans les clinopyroxènes, pour un liquide andésitique, assez élevé de 1,7 (Rollinson, 1993). Le Sc a donc tendance à fractionner avec les clinopyroxènes plutôt qu'à rester dans le liquide. Le graphique du Th en fonction du Sc de la figure 5-9 montre une forte corrélation négative entre les échantillons de la fissure du volcan Eldfell et les échantillons du volcan Surtsey. En effet, les échantillons de la fissure du volcan Eldfell ont de loin la plus forte concentration en Th et la plus faible concentration en Sc, comparativement aux échantillons du volcan Surtsey qui eux sont les plus pauvres en Th mais les plus riches en Sc. Les échantillons des coulées du volcan Eldfell se trouvent au centre, ayant des concentrations moyennes en Th et en Sc. Ceci suggère donc le fractionnement des clinopyroxènes si on veut relier les échantillons du volcan Surtsey aux échantillons du volcan Eldfell.

Étant donné le coefficient de partage beaucoup plus faible (0,5) du Sm dans les clinopyroxènes, pour un liquide andésitique (Rollinson, 1993), le graphique du Th en fonction du Sm montre une forte corrélation positive entre les échantillons de la fissure du volcan Eldfell et les échantillons du volcan Surtsey. En effet, ce sont les échantillons de la fissure du volcan Eldfell qui ont la plus forte concentration en Sm alors que les échantillons du volcan Surtsey ont la concentration la plus faible. Ceci peut en partie être attribué au fractionnement des clinopyroxènes.

CHAPITRE 6: DISCUSSION ET CONCLUSION

L'étude de la distribution de la taille des cristaux, additionnée à l'étude pétrographique et géochimique des échantillons du système de Vestmannaeyjar, plus particulièrement du volcan Eldfell, permet de mettre en évidence certains aspects particuliers de l'éruption.

6.1. LIEN ENTRE PÉTROGRAPHIE, DTC ET GÉOCHIMIE

6.1.1. Volcan Eldfell

L'éruption du volcan Eldfell a duré environ 6 mois. Elle a débuté le 23 janvier 1973 par l'ouverture d'une fissure de 1,9 km de laquelle jaillirent des centaines de fontaines de laves. Cette première phase, purement explosive, de l'éruption dura environ deux jours et créa le cône actuel du volcan Eldfell, à l'extrémité Est de la fissure. L'étude (pétrographie, DTC et géochimie combinées) des échantillons de cette phase les identifie comme échantillons les plus évolués du système volcanique de Vestmannaeyjar. En effet, au point de vue géochimique, ce sont les échantillons les plus riches en éléments incompatibles (le lanthane se trouve autour de 100 fois chondrites) avec une concentration en thorium entre 3,15 et 3,46 ppm et les plus pauvres en FeO (total) et MgO (12,5%pd et 3,3%pd respectivement) avec un nombre Mg# de 0,32. Les cristaux de plagioclase dans les échantillons de la fissure possèdent une forme trapue, ont une taille moyenne

de 0,1 mm et la densité de cristaux dans les échantillons est moyenne (18%, tableau 4-2). On observe très peu de texture d'inter-croissance, aucune texture d'agglomération et seulement un ou deux mégaphénocristaux de plagioclase ont été observés. Finalement ce sont les seuls échantillons du système à posséder une courbe de DTC convexe vers le haut ou presque droite. Leur ordonnée à l'origine varie entre 9 et 10 (Tableau 4-3).

La deuxième phase de l'éruption est une phase simplement effusive et les échantillons ont été divisés en deux groupes : les échantillons des premières coulées et les échantillons des dernières coulées. De façon générale, les échantillons des coulées sont moins évolués que les échantillons de la fissure, possédant une concentration en éléments incompatibles (lanthane) autour de 100 fois chondrites, une concentration en thorium restreinte entre 2,15 et 2,74 ppm et un nombre Mg# de 0,36-0,38.

La composition ne différencie pas clairement les deux types de coulées du volcan Eldfell mais l'étude des courbes de DTC les distingue très bien. Les premières coulées sont caractérisées par une forme de cristaux plutôt allongés avec une taille moyenne des cristaux de 0,09 mm. Leur densité de cristaux est la plus faible, soit de 13%. Quelques textures d'inter-croissance et mégaphénocristaux de plagioclase ont été observées mais aucune texture d'agglomération. Les DTC des échantillons des premières coulées sont caractérisées par une faible courbe concave vers le bas, une ordonnée à l'origine

entre 9,6 et 11 et une longueur réelle de cristaux (3D) allant au-dessus de 0,36 mm (Figure 4-3 B).

De leur côté, les cristaux des échantillons des dernières coulées ont une forme variable mais sont beaucoup plus petits puisque leur taille moyenne est de 0,06 mm. La densité de cristaux est beaucoup plus élevée (24%). Quelques mégaphénocristaux de plagioclase et de texture d'inter-croissance ont été observés mais aucune texture d'agglomération. Les courbes de DTC des échantillons des dernières coulées se distinguent par une ordonnée à l'origine élevée (entre 12,1 et 112,8) et l'absence de cristaux ayant une longueur réelle de plus de 0,21 mm (Tableau 4-3). Mais comme les échantillons des premières coulées, leurs DTC sont légèrement concaves vers le bas.

Donc, avec la progression de l'éruption du volcan Eldfell, la concentration en éléments incompatibles ainsi que la taille moyenne des cristaux diminue alors que la concentration en fer et magnésium et la densité de cristaux augmentent. De plus au niveau des graphiques des DTC, on remarque un changement de forme passant de convexe pour les échantillons de fissure à concave pour les échantillons de coulées. Finalement toujours au niveau des DTC, la population de petits cristaux (ordonnée à l'origine) augmente au détriment de la population de gros cristaux qui disparaît dans les échantillons des dernières coulées.

6.1.2. Volcan Surtsey

Le volcan Surtsey situé au sud-ouest de l'Île de Heimaey dans l'archipel de Vestmannaeyjar, a fait éruption en 1963, soit 10 ans avant l'éruption du volcan Eldfell. L'éruption a duré 4 ans et s'est divisée en deux phases majeures. Une première phase hydromagmatique qui n'a pas été échantillonnée et une deuxième phase de type effusive hawaïenne.

La géochimie des échantillons du volcan Surtsey montre un caractère très primitif. En effet, leur concentration en éléments incompatibles (lanthane) se situe autour de 50 fois chondrite avec une concentration en thorium variant entre 0,73 et 1,18 ppm. Ils possèdent également la plus forte concentration de magnésium (entre 8,5 et 11,7 %pd) et leur nombre Mg# (entre 0,58 et 0,64) ainsi que leur concentration en TiO_2 , MnO et P_2O_5 sont équivalentes aux valeurs typiques des MORB (Mullen, 1983). La forme des cristaux varie de trapue à allongé et leur taille moyenne est d'environ 0,06 mm. Étant donné que les échantillons sont très vésiculaires, la densité de cristaux est passablement difficile à évaluer, on peut quand même la caractériser de faible (8%). Beaucoup de textures d'agglomération et d'inter-croissance ont été observées en plus de la présence de mégaphénocristaux d'olivine (pas de mégaphénocristaux de plagioclase). Les courbes DTC des échantillons du volcan Surtsey sont légèrement concaves. Ils sont caractérisés par une ordonnée à l'origine assez élevée (entre 11,1 et 12,2) et l'absence de cristaux ayant une longueur réelle (3D) plus grande que 0,21 mm (Figure 4-8 B).

Ainsi, du point de vue textural et au niveau des DTC, les échantillons du volcan Surtsey sont très semblables aux échantillons des dernières coulées du volcan Eldfell.

6.1.3. Volcan Helgafell

La dernière éruption du volcan Helgafell date de 5000 ans. Les échantillons proviennent tous d'empilements de coulées de laves. Du point de vue géochimique, ils ont une concentration en éléments incompatibles (exemple le lanthane) juste en dessous de 100 fois chondrite ce qui les situe entre les échantillons primitifs du volcan Surtsey et les échantillons plus évolués du volcan Eldfell. Leur concentration en thorium varie entre 1,36 et 1,81 ppm. La forme des cristaux est variable et la taille moyenne est de 0,1mm. Comme le volcan Surtsey, les échantillons montrent beaucoup de texture d'agglomération et d'intercroissance. On observe des mégaphénocristaux de plagioclase et quelques rares mégaphénocristaux d'olivine. Les DTC des échantillons du volcan Helgafell se comparent aux DTC des premières coulées du volcan Eldfell, c'est à dire, qu'ils ont une forme légèrement courbée, concave vers le bas, une ordonnée à l'origine entre 9 et 11 et ils possèdent une population de cristaux ayant une taille réelle (3D) de 0,36 mm.

6.2. EXPLICATION DES VARIATIONS

6.2.1. Temps de résidence

Les taux de croissance et de nucléation sont indispensables afin de déterminer le temps de résidence des cristaux. Le choix du bon taux de croissance est très important pour le calcul du temps de résidence puisqu'un taux de croissance élevé va réduire considérablement et proportionnellement le temps de résidence (Higgins 1996a). Cashman, (1993) a démontré que le taux de croissance à l'intérieur d'une coulée de lave est de 10^{-9} mm/s alors qu'il est de 10^{-10} mm/s dans une chambre magmatique sub-volcanique. De plus, dans leur étude sur la cristallisation faite sur le lac de lave de Makaopuhi, Hawaii, Cashman et Marsh, (1988) ont montré que le taux de croissance des plagioclases à 13,6 m de profondeur était de 5×10^{-9} mm/s et, à 16,6m le taux de croissance des plagioclases était de 1×10^{-9} mm/s. Le modèle de Marsh (1988) est basé sur un système ouvert à l'équilibre. Même si le système de Vestmannaeyjar n'est pas un système de ce type, on peut quand même se baser sur ces informations et sur le fait que les lames minces utilisées pour cette étude proviennent de la partie scoriacée des échantillons, donc une partie refroidie très rapidement et représentant la cristallisation dans la chambre magmatique et non dans la coulée, pour choisir un taux de croissance de 10^{-10} mm/s.

Le temps de résidence (τ) est égal à $-1/(\text{pente} \times \text{Taux de croissance } G)$. Le tableau 6-1 montre les temps de résidences pour tous les échantillons étudiés.

Tableau 6-1: Temps de résidence des échantillons étudiés calculés avec un taux de croissance de 10^{-10} mm/s.

Échantillons	Volcan	Pente	Temps de résidence (en années)	Moyenne (en années)
JR-99-04-1	Eldfell (Fissure)	-20,01	16	17
JR-99-04-3		-15,45	21	
JR-99-05-1		-22,14	14	
JR-99-06-1	Eldfell (Premières coulées)	-22,14	14	15
JR-99-12-1		-21,89	14	
JR-99-13-1		-20,88	15	
JR-99-15-1		-21,30	15	
JR-99-10-2	Eldfell (Dernières coulées)	-31,96	10	10
JR-99-11-1		-25,55	12	
JR-99-14-1		-34,83	9	
JR-99-16-1		-31,75	10	
JR-99-19-1	Helgafell	-20,39	16	16
JR-99-19-2		-18,22	17	
JR-99-19-3		-16,31	19	
JR-99-19-4		-19,27	16	
JR-99-07-1		-24,16	13	
S100891-11	Surtsey	-24,17	13	10
S110891-15		-37,37	8	
S110891-17		-35,86	9	

On note que pour le volcan Eldfell, les cristaux de plagioclase des échantillons de la fissure possèdent le plus grand taux de résidence (moyenne d'environ 17 ans) alors que ce sont les cristaux de plagioclase des échantillons des dernières coulées qui possèdent les temps de résidence les plus courts (moyenne d'environ 10 ans). Les échantillons des dernières coulées pourraient donc représenter un nouveau magma alors que les échantillons de la fissure représenteraient les restes d'un magma précédent.

Les cristaux de plagioclase du volcan Surtsey ont pour leur part un temps de résidence moyen d'environ 10 ans alors que ceux du volcan Helgafell aurait un temps de résidence d'environ 16 ans.

6.2.2. Fractionnement et accumulation

Dans une chambre magmatique, une coulée ou un lac de lave, les cristaux ont tendance à s'accumuler à la base s'ils sont plus denses que le magma.

Si le magma avait un comportement newtonien, on pourrait appliquer la loi de Stokes qui dit que l'accumulation dépend de la différence de densité entre les cristaux et le magma ($\Delta\rho$), de la viscosité du magma (η) et de la taille des cristaux (on présumerait que les cristaux sont sphériques de rayon r).

$$(2) \quad v = \frac{2r^2 g \Delta\rho}{9\eta} \quad \begin{array}{l} g = \text{constante gravitationnelle} \\ v = \text{vitesse du mouvement} \end{array}$$

Les évidences montrent que la majorité des magmas n'ont pas un comportement complètement newtonien. Cependant, le fait que l'on retrouve parfois un enrichissement en cristaux d'olivine à la base et un enrichissement en cristaux de plagioclase dans la partie supérieure des lits dans les chambres magmatiques et des coulées de laves suggère un processus de séparation par gravité. En ce qui concerne les cristaux d'olivine, la loi de Stokes serait donc un bon point de départ.

Ce processus de fractionnement et d'accumulation change l'allure de la courbe de DTC. L'accumulation aura une pente de DTC faible puisqu'elle favorise l'accumulation de gros cristaux alors que le fractionnement donnera une pente de DTC plus forte car il y a moins de gros cristaux (Figure 6-1). Quand on a un système fermé, il y a complémentarité entre l'accumulation et le fractionnement. Parmi les échantillons étudiés du volcan Eldfell, ce sont les échantillons de la fissure qui ont une pente de DTC la plus faible et ce sont les échantillons des dernières coulées qui possèdent la pente de DTC la plus forte. Selon cette théorie, un fractionnement de plagioclase se serait donc produit cependant la géochimie montre clairement qu'il n'y a pas eu de phase majeure d'accumulation et/ou de fractionnement de plagioclase. En effet, au point de vue géochimique, une anomalie d'euprium positive est un bon indicateur d'accumulation de plagioclase. Or, on n'observe pas d'anomalie d'euprium majeur dans le diagramme multi-éléments de la figure 5-8 et le tableau 5-5. Les diagrammes de variations faits au chapitre 5 (Figures 5-3 à 5-7) ainsi que la figure 5-10 (graphique

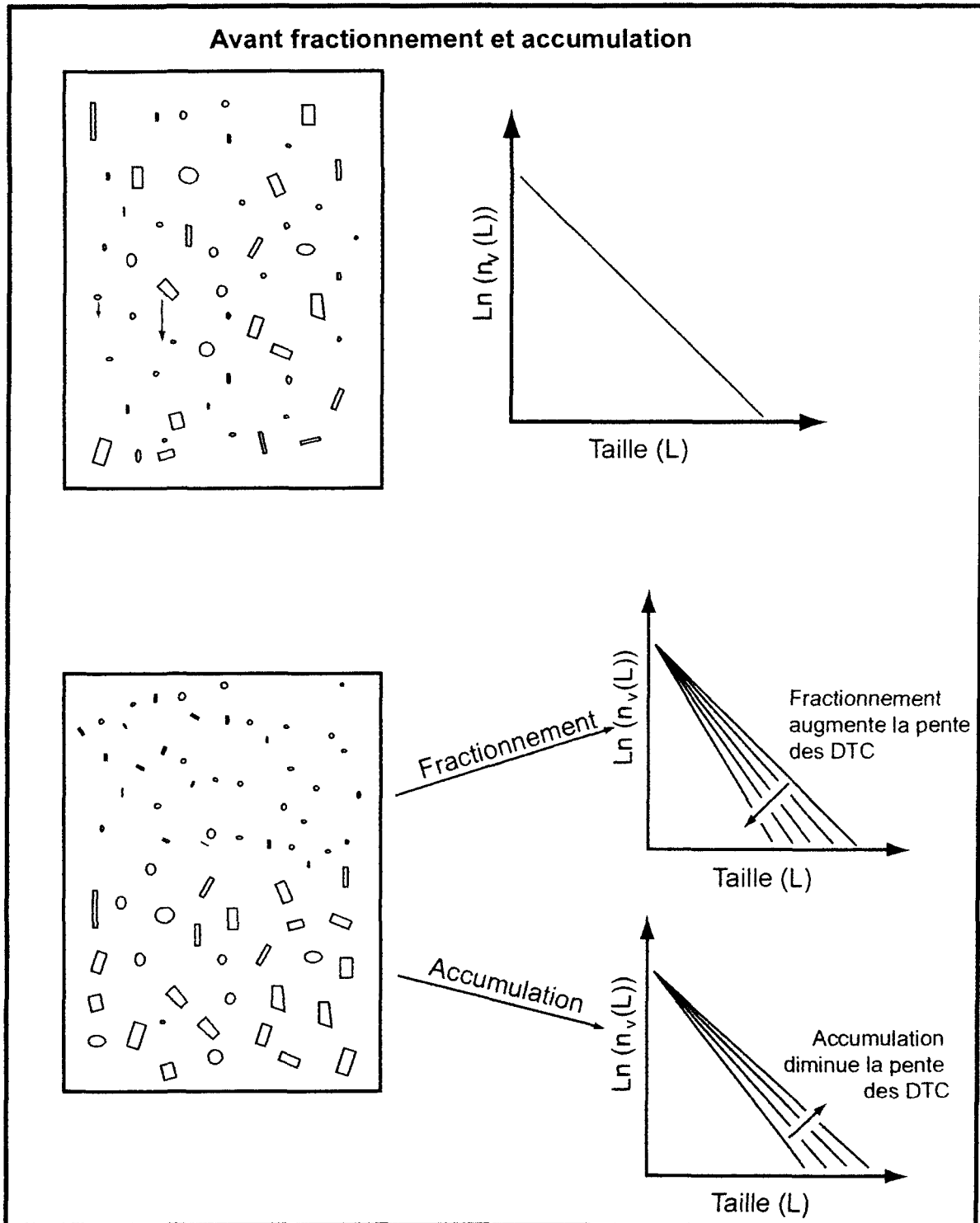


Figure 6-1: Variation de la courbe de DTC en fonction de l'accumulation et du fractionnement selon le modèle de Marsh(1988).

du thorium en fonction du samarium et du scandium) montrent que le fractionnement du clinopyroxène est probablement le processus principale qui permet au magma de Surtsey d'atteindre les compositions des échantillons de coulées du volcan Eldfell et non le fractionnement et/l'accumulation de plagioclase. L'accumulation et le fractionnement ne peuvent donc pas expliquer l'allure des graphiques de DTC de cette étude.

6.2.3. Mélange de magmas

D'abord au point de vue des DTC, le mélange de deux magmas ayant chacun une pente de DTC différente, donnera un DTC à pente raide pour les petits cristaux qui s'adoucira vers les plus gros cristaux (Higgins 1996b). La figure 6-2 illustre cette affirmation. Les DTC d'un magma mélangé seront donc fortement concaves ce qui n'est pas le cas des échantillons du système volcanique de Vestmannaeyjar.

La zonation des cristaux est aussi un bon indice de mélange de magmas (Higgins, 1996b). Encore une fois, mis à part les mégaphénocristaux, aucun des échantillons étudiés du système de Vestmannaeyjar ne possèdent des cristaux de plagioclase zonés.

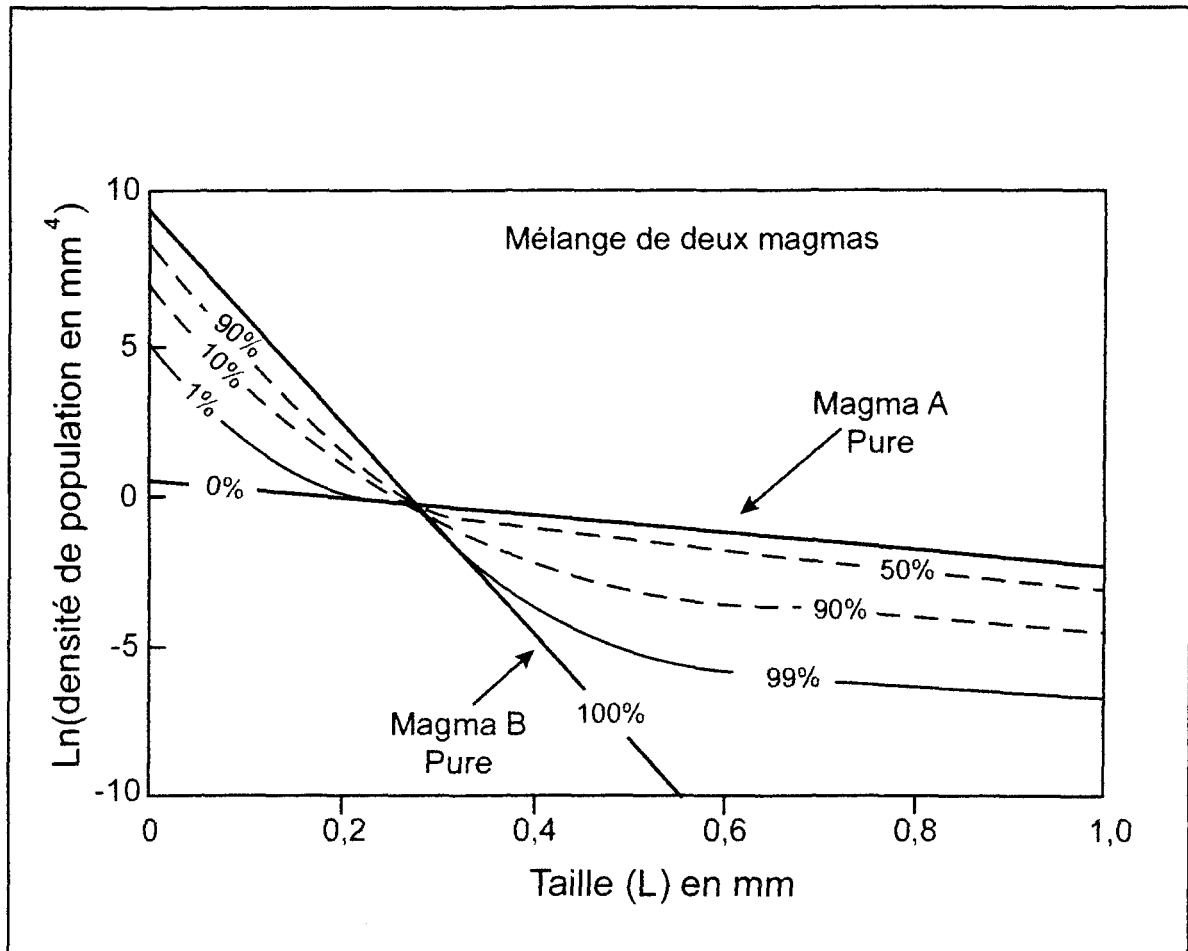


Figure 6-2: Modélisation de la distribution de la densité de population des cristaux dans un mélange de deux magmas (tirée de Higgins, 1996).

Finale­ment, géochimiquement, il a été démontré dans la section précédente avec les diagrammes de variations (Figure 5-3 à 5-7) et la figure 5-10 que le fractionnement de clinopyroxènes serait le processus majeur. Ces diagrammes ne montrent aucune évidence géochimique de mélange de magmas. Donc, la pétrographie, les DTC et la géochimie concordent et appuient l'absence de mélange de magmas.

6.2.4. Mûrissement textural

Une autre façon d'interpréter les variations de DTC est par mûrissement textural (Higgins, 1998). Ce processus implique que les petits cristaux se résorbent pendant que les gros cristaux croissent impliquant la minimisation de l'énergie de surface totale. Le mûrissement textural se produit lorsque le refroidissement du magma se fait lentement pendant une longue période de temps. Le mûrissement textural se traduit donc par une faible concentration de petits cristaux (Figure 6-3), et donc d'une diminution de la pente des DTC, ce qui est le cas des échantillons du volcan Eldfell. En effet, comme on le remarque dans les graphiques des DTC du volcan Eldfell, ce sont les échantillons de la fissure qui ont la pente de DTC la plus faible. Ces échantillons représenteraient donc un magma mûr texturalement. Les échantillons des premières coulées ont pour leur part une pente de DTC semblable mais légèrement plus élevée que les échantillons de la fissure. Ceci représente aussi un magma mûr texturalement,

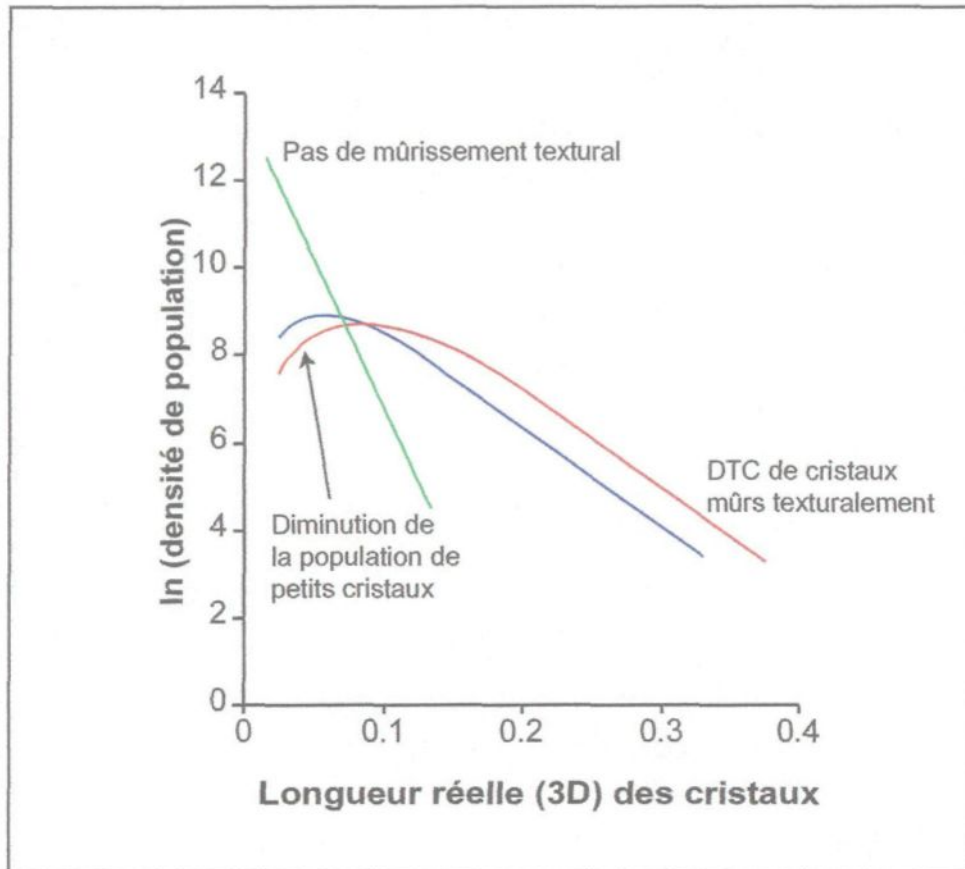


Figure 6-3: Exemple de courbes de DTC d'échantillons qui auraient subi un grossissement textural (ligne rouge). À noter la diminution rapide des petits cristaux, dans la partie la plus à gauche du graphique. Si on applique cette théorie à l'éruption du volcan Eldfell, la ligne rouge représenterait les échantillons de la fissure, la ligne bleu les échantillons des premières coulées et la lignes verte les échantillons des dernières coulées.

mais laisse présager l'arrivée d'un nouveau magma. Puis les échantillons des dernières coulées, qui possèdent la pente de DTC la plus élevée. Ces échantillons représentent un magma juvénile, qui n'a pas mûri texturalement et qui possède donc beaucoup de petits cristaux et très peu de gros cristaux. Donc selon la théorie de Higgins, (1998), le mûrissement textural permet de développer une pente moins raide de DTC sans pour autant avoir une accumulation de cristaux. Ce qui serait le cas du système de Vestmannaeyjar puis que la géochimie montre bien qu'il n'y a pas eu d'accumulation.

6.2.5. Modèle

À la lumière des observations pétrologiques, géochimiques et des courbes de DTC, il serait possible que les volcans Surtsey et Eldfell aient une même source magmatique. Dans les paragraphes qui suivent, un modèle qui pouvant représenter cette hypothèse est décrit.

Le système de Vestmannaeyjar, situé sur la dorsale médio-atlantique, serait pourvu d'une énorme chambre magmatique co-axiale (Figure 6-4), à grande profondeur, au-dessus de laquelle un réseau de tuyauterie dans l'écorce terrestre serait le moyen de canalisation du magma. Certaines de ces canalisations possèderaient des renflements assez gros pour être considérés comme des chambres magmatiques sub-volcaniques (Figure 6-4). D'ailleurs, Furman et al.,

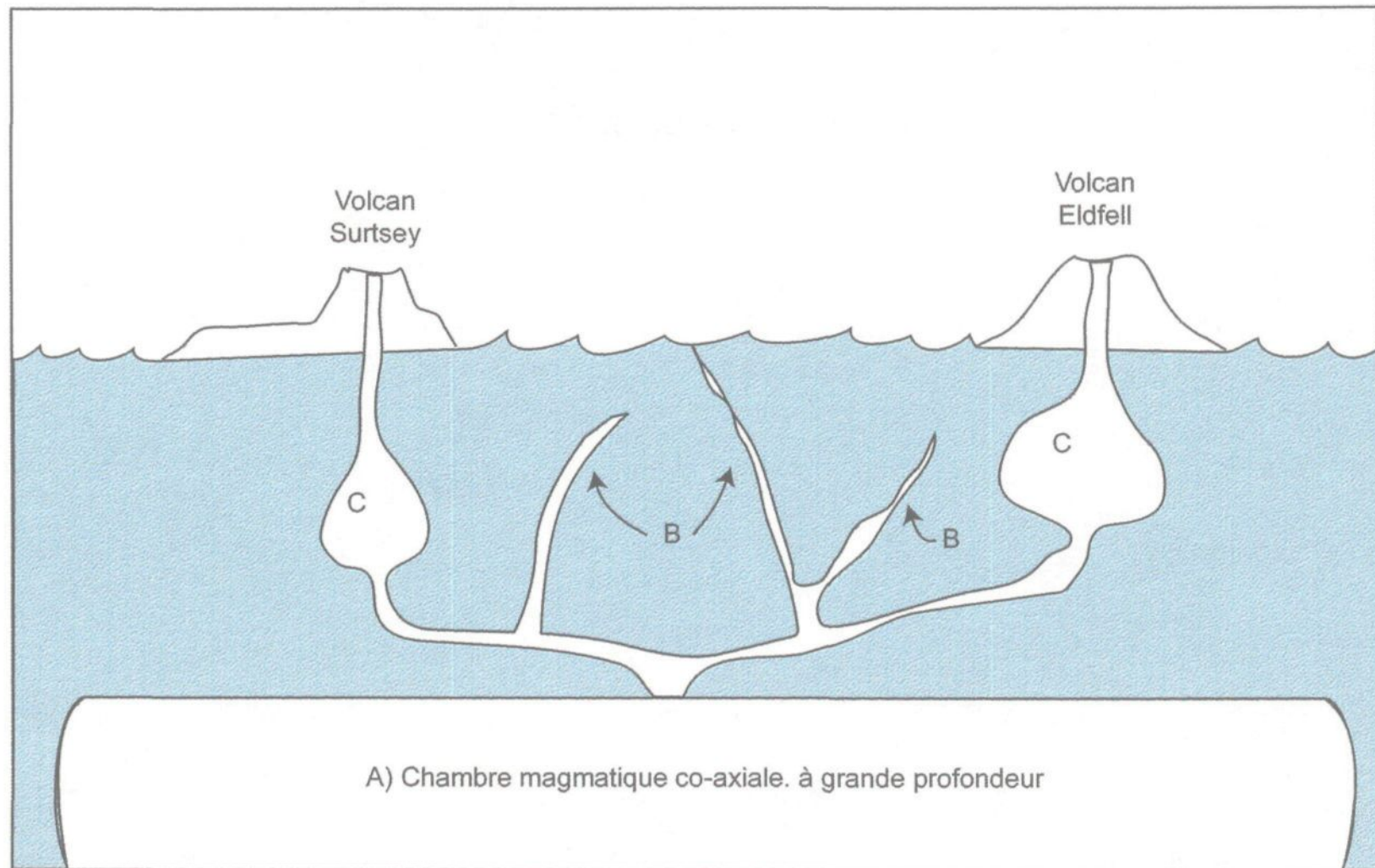


Figure 6-4: Modèle d'éruption du système volcanique de Vestmannaeyjar (volcan Surtsey et Eldfell). A) Chambre magmatique co-axiale, se trouve à grande profondeur, B) canalisation du magma et C) chambre magmatique sub-volcanique qui est en fait un renflement des conduits de la chambre magmatique co-axiale. La taille et la forme des volcans dessinés sur ce modèle n'est pas représentative.

(1991) a suggéré que le magma primaire sous l'archipel de Vestmannaeyjar soit le résultat d'une faible fusion partielle d'une source à lhertzolite à des pressions plus élevées que 15 kbar (~50 km). Il est possible qu'ensuite, ce magma primaire ait fractionné l'olivine en route vers la chambre magmatique sub-volcanique. Le reste de l'évolution compositionnelle se serait produit à cet endroit, à la base de la lithosphère.

Étant donné que l'éruption de Surtsey a duré 44 mois, il y aurait eu des pulsions répétées de nouveau magma de façon plus ou moins constante sur 4 ans (Furman et al., 1991). L'arrivée du nouveau magma a provoqué la vidange de la chambre magmatique sub-volcanique. Cette étape, dans le cas de Surtsey s'est produite sous l'eau et n'a pu être échantillonnée. Le nouveau magma continuant d'affluer, l'île de Surtsey a émergé, et l'éruption a continué encore 36 mois. Plus le temps passa, plus le magma vint d'une grande profondeur. Les premières phases de l'éruption représenteraient la vidange de la chambre magmatique sub-volcanique et de la tuyauterie sous le volcan alors que les derniers stages de l'éruption représenteraient le nouveau magma en provenance de la chambre magmatique co-axiale qui a peu stagné en cours de route. Comme les échantillons utilisés dans cette étude proviennent des derniers stages de l'éruption, ils proviendraient donc de la partie supérieure de la chambre magmatique co-axiale, ce qui expliquerait leur caractère primitif.

Dans le cas du volcan Eldfell, étant donné la courte durée de l'éruption, l'arrivée du nouveau magma a permis de vider la chambre magmatique sub-volcanique. L'éruption s'étant arrêtée après cette première pulsion, les laves n'ont pas le caractère primitif des laves de Surtsey.

Si l'éruption de Eldfell avait, elle aussi, durée quelques années, les laves auraient probablement eu le même caractère primitif observé dans les échantillons du volcan Surtsey. Dans le même ordre d'idées, si les premières laves du volcan Surtsey avaient pu être échantillonnées, on aurait probablement retrouvé les mêmes signatures texturales et géochimiques que celles des échantillons du volcan Eldfell. D'ailleurs, au point de vue des DTC, les échantillons des dernières coulées du volcan Eldfell sont très semblables aux échantillons du volcan Surtsey. De plus, du côté de la géochimie, le fractionnement des clinopyroxènes relie bien les échantillons de la fissure aux échantillons des coulées du volcan Eldfell et les échantillons des coulées du volcan Eldfell aux échantillons du volcan Surtsey.

Furman et al., (1991), basé sur des études isotopiques et géochimiques, a démontré que dans les deux cas (Surtsey et Eldfell), l'évolution magmatique s'est produite à des conditions de pression modérée, soit ~6 kbar (18-20 km) sous Eldfell et ~10 kbar (30-35 km) sous Surtsey.

6.3. CONCLUSION

Voici les conclusions atteintes par cette étude :

- 1- Les DTC montrent une variation majeure avec l'évolution de l'éruption du volcan Eldfell. Les échantillons de la fissure du volcan Eldfell, représenteraient un vieux magma qui a stagné dans une chambre magmatique sub-volcanique avant la nouvelle éruption. Ils ont une forme de DTC convexe qui implique qu'il y a beaucoup de cristaux de taille moyenne. Les échantillons des premières coulées, représenteraient un mélange entre le vieux et le nouveau magma. Ils ont une forme de DTC concave et la densité de cristaux est moyenne. Les dernières coulées qui représentent le nouveau magma ont aussi une forme de DTC concave. Elles possèdent la plus forte densité de cristaux et la plus forte population de petits cristaux.
- 2- La théorie du mûrissement textural de Higgins, (1998), explique bien les variations de pentes des DTC du volcan Eldfell. Les échantillons de la fissure qui ont une faible pente de DTC représentent un magma mûr texturalement alors que les échantillons des dernières coulées, qui ont la pente de DTC la plus élevée représentent un magma juvénile, qui n'a pas eu le temps de mûrir texturalement.
- 3- Le calcul du temps de résidence vient appuyer l'hypothèse d'un magma ancien puisque les échantillons de la fissure du volcan Eldfell possèdent le temps de résidence dans la chambre magmatique sub-volcanique le plus long (17 ans). Les échantillons des premières coulées possèdent un temps

de résidence moyen (13 ans) alors que les échantillons des dernières coulées, représentant le nouveau magma, possèdent le temps de résidence le plus court (10 ans).

- 4- Les échantillons du volcan Surtsey proviennent de la dernière phase de l'éruption. Ils concordent bien avec la séquence établie pour le volcan Eldfell puisqu'ils sont très semblables aux échantillons des dernières coulées. Ils ont une forme de DTC concave, une forte population de petits cristaux et un court temps de résidence dans la chambre magmatique sub-volcanique (10 ans). Se sont les échantillons du volcan Eldfell qui ont la plus faible densité de cristaux, ce qui concorde aussi avec le modèle établi puisque ces échantillons proviendraient de très grande profondeur.
- 5- Du point de vue géochimique, les volcans Surtsey et Eldfell seraient liés par une même source magmatique et la différenciation se ferait à très grande profondeur. En effet, le fractionnement des clinopyroxènes à grande profondeur expliquerait le fait que les cristaux de clinopyroxènes soient absents dans les échantillons étudiés (à l'exception de moins de 1% dans les échantillons du volcan Surtsey) mais que leur signature soit évidente sur les graphiques de variations géochimiques (chapitre 5).

Finalement, le fait que la géochimie ne distingue pas aussi clairement que l'étude des DTC les échantillons des premières coulées et ceux des dernières coulées du volcan Eldfell accentue l'importance de l'utilisation de la distribution de la taille des cristaux pour mieux comprendre les processus qui se produisent dans les chambres magmatiques.

RÉFÉRENCES

- Aspen, P., B. G. J. Upton, et al. (1990). "Anorthoclase, sanidine and associated megacryst in scottish alkali basalts: high-pressure syenitic debris from upper mantle sources?" *European Journal of Mineralogy* **2**: 503-517.
- Bordin, G., M. Breuil, et al. (1997). *L'Islande: Guide de l'île aux volcans*. Paris, Marcus.
- Cashman, K. V. (1988). "Crystallisation of Mount St. Helens dacite; a quantitative textural approach." *Bulletin of Volcanology* **50**: 194-209.
- Cashman, K. V. (1990). "Textural constraints on the kinetics of crystallization of igneous rocks." *Reviews in Mineralogy* **24**: 259-314.
- Cashman, K. V. (1993). " Relationship between plagioclase crystallisation and cooling rate in basaltic melts." *Contrib Mineral Petrol* **113**: 126-142.
- Cashman, K. V. and B. D. Marsh (1988). "Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallisation II. Makaopuhi lava lake." *Contributions to Mineralogy and Petrology* **99**: 292-305.
- Cox, K. G., J. D. Bell, et al. (1987). *The interpretation of igneous rocks*. London, Allen & Unwin.
- Einarsson, P. (1974). "Seismic activity recorded in Surtsey during the summer of 1966." *Surtsey Research Progress Report VII*: 83-90.

Ernst, R. E., A. D. Fowler, et al. (1988). "Modelling of Igneous Fractionation and other Processes Using Pearce Diagrams." *Contribution to Mineralogy and Petrology* **100**: 12-18.

Furman, T., F. A. Frey, et al. (1991). "Chemical constraints on the petrogenesis of mildly alkaline lavas from Vesmannaeyjar, Iceland: the Eldfell (1973) and Surtsey (1963-1967) eruptions." *Contribution to Mineralogy and Petrology* **109**: 19-37.

Helz, R. T. (1987). Differentiation behavior of Kilauea Iki lava lake, Kilauea Volcano, Hawaii; an overview of past and current work. *Magmatic processes; physicochemical principles*; University Park, PA, United States, Geochemical Society. **1**: 241-258.

Higgins, M. D. (1994). "Numerical model of crystal shapes in thin sections: estimation of crystal habit and true size." *American Mineralogist* **79**: 113-119.

Higgins, M. D. (1996). "Crystal size distributions and other quantitative textural measurements in lavas and tuff from Mt Taranaki (Egmont volcano), New Zealand." *Bulletin of Volcanology* **58**: 194-204.

Higgins, M. D. (1996). "Magma dynamics beneath Kameni volcano, Greece, as revealed by crystal size and shape measurements." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **70**: 37-48.

Higgins, M. D. (1998). "Origin of Anorthosite by Textural Coarsening: Quantitative Measurements of a Natural Sequence of Textural Development." *Journal of Petrology* **39**(7): 1307-1323.

Higgins, M. D. (1999). Origin of megacrysts in granitoids coarsening: a crystal size distribution (CSD) study of microcline in the Cathedral Peak Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Understanding granites: integrating new and classical techniques*. London, The Geological Society of London. **168**: 207-219.

Higgins, M. D. (2000). "Measurement of crystal size distribution." *American Mineralogist* **85**: 1105-1116.

Jakobsson, S. P. (1979). "Outline of the petrology of Iceland." *Jökull* **29**: 57-73.

Jakobsson, S. P. (1979). "Petrology of recent basalts of the Eastern Volcanic Zone, Iceland." *Acta Naturalis Island* **26**: 1-103.

Jakobsson, S. P., A. K. Pedersen, et al. (1973). "Petrology of mugearite-hawaiite: early extrusives in the 1973 Heimaey eruption, Iceland." *Lithos* **6**: 203-214.

Jerram, D. A., M. J. Cheadle, et al. (1996). "The spatial distribution of grains and crystals in rocks." *Contribution to Mineralogy and Petrology* **125**(1): 60-74.

Kirkpatrick, R. J. (1977). "Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea Volcano, Hawaii." *Geological Society of America Bulletin* **88**(1): 78-84.

Kokelaar, B. P. and G. P. Durant (1983). "The petrology of basalts from Surtla (Surtsey), Iceland." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **19**: 247-253.

Kraft, M. and F. D. d. Larouzière (1991). *Volcans d'Islande. Guide des volcans d'Europe et des Canaries*. D. Perret. Neuchâtel-Paris, Delachaux et Niestlé S.A.: 133-218.

Mangan, M. T. (1990). "Crystal size distribution and the determination of magma storage times: The 1959 eruption of Kiluea volcano, Hawaii." *J. Volc. Geotherm. Research* **44**: 295-302.

Marsh, B. D. (1988). "Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization I. Theory." *Contributions to Mineralogy and Petrology* **99**: 277-291.

Marsh, B. D. (1998). "On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems." *Journal of Petrology* **39**: 553-600.

McDonough, W. F. and S. S. Sun (1995). "The composition of the earth." *Chemical Geology* **120**(3-4): 223-253.

Miyashiro, A. (1974). "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins." *American Journal of Science* **274**: 321-355.

Mullen, E. D. (1983). "MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis." *Earth and Planetary Science Letters* **62**: 53-62.

Naslund, H. R. and A. R. McBirney (1996). *Mechanisms of formation of igneous layering. Layered Intrusion*. R. G. Cawthorn. Amsterdam, Elsevier Science B.V.: 1-43.

Randolf, A. D. and M. A. Larson, Eds. (1971). Theory of particulate processes. New York, Academic Press.

Rollinson, H. R. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Harlow, Angleterre, Longman.

Royet, J.-P. (1991). "Stereology: A method for analysing images." Progress in Neurobiology **37**: 433-474.

Saemundsson, K. (1979). "Outline of the geology of Iceland." Jökull **29**: 7-28.

Shelley, D. (1994). Igneous and metamorphic rocks under the microscope. London, Chapman & Hall.

Steinthorsson, S., N. Oskarsson, et al. (1985). "Origin of Alkali Basalts in Iceland: A Plate Tectonic Model." Journal of Geophysical Research **90**(B12): 10027-10042.

Williams, H. and A. R. McBirney (1979). Volcanology. San Francisco.

Wilson, M. (1989). Igneous petrology, a global tectonic approach. London, Chapman & Hall.