



**HAL**  
open science

# Pétrologie des laves d'un volcan intraplaque océanique : le Karthala, île de la Grande-Comore (R.F.I. des Comores)

Franck Desgrolard

► **To cite this version:**

Franck Desgrolard. Pétrologie des laves d'un volcan intraplaque océanique : le Karthala, île de la Grande-Comore (R.F.I. des Comores). Volcanologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1996. Français. NNT: . tel-00756691

**HAL Id: tel-00756691**

**<https://theses.hal.science/tel-00756691>**

Submitted on 23 Nov 2012

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

TS 96/GRE1/0109/D  
(double)

TS 96/GRE1/0109  
DOUBLE *sp*

THESE

Présentée par



Franck DESGROLARD  
Diplômé d'Etudes Approfondies

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE 1

Spécialité: GÉOPHYSIQUE - GÉOCHIMIE - GÉOMÉCANIQUE

**Pétrologie des laves d'un volcan intraplaque océanique :  
le Karthala  
Ile de la Grande-Comore - (R.F.I. des Comores)**

Soutenue publiquement le 4 Juillet 1996 devant la commission d'examen composée de :

Président :

Rapporteur :

Rapporteur :

Examineur et Directeur de thèse :

Examineur et Co-directeur de thèse :



Guy Perrier

Jacques Kornprobst

Jean Hernandez

Pierre Boivin

Patrick Bachèlery

Thèse préparée au sein du laboratoire de Géologie de l'Université Blaise Pascal  
Clermont-Ferrand



THESE

Présentée par

Franck DESGROLARD  
Diplômé d'Etudes Approfondies

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE 1

Spécialité: GÉOPHYSIQUE - GÉOCHIMIE - GÉOMÉCANIQUE

**Pétrologie des laves d'un volcan intraplaque océanique :  
le Karthala  
Ile de la Grande-Comore - (R.F.I. des Comores)**

Soutenue publiquement le 4 Juillet 1996 devant la commission d'examen composée de :

Président :

Guy Perrier

Rapporteur :

Jacques Kornprobst

Rapporteur :

Jean Hernandez

Examineur et Directeur de thèse :

Pierre Boivin

Examineur et Co-directeur de thèse :

Patrick Bachèlery



Thèse préparée au sein du laboratoire de Géologie de l'Université Blaise Pascal -  
Clermont-Ferrand

10151594

A ma mère et Régine,

sans oublier mes deux petits monstres de tendresse : Thomas et Théo.



## Remerciements

Au terme de ce travail, je tiens d'abord à remercier tout particulièrement Pierre Boivin et Patrick Bachèlery qui m'ont proposé ce sujet et donné l'occasion de vivre une grande aventure. Ce travail n'aurait également pas eu lieu sans la confiance de Guy Perrier en la ténacité des bougnats.

C'est avec honneur que je remercie Messieurs Jacques Kornprobst et Jean Hernandez d'avoir accepté de juger mon travail.

Je remercie sincèrement Messieurs Philippe Vidal, ainsi que Michel Condomines dont un coup de téléphone en Isère, démasqué tardivement, m'a permis d'obtenir le financement indispensable pour faire ce travail.

Ce travail a bénéficié d'un soutien logistique très appréciable de la part de la Mission de Coopération Française de Moroni, ainsi que d'un accueil très chaleureux des membres du Centre National de Documentation et Recherche Scientifique des Comores.

Je remercie chaleureusement Jean-Louis Géraud pour nos discussions autour d'un petit feu de camp perdu dans la caldeira, ainsi que pour m'avoir fait découvrir les merveilleux habitants des récifs de la Grande-Comore.

Les nombreux prélèvements, ainsi que les mesures géophysiques faites avec Patrick dans et autour de la caldeira, n'auraient pas pu avoir lieu sans l'aide et le professionnalisme des guides comoriens : Djembai, Moussa et Saïd.

Je ne peux oublier de remercier Mr Taki de n'avoir fait, pour une fois, qu'un tout petit coup d'état aux Comores pendant mon séjour. Maintenant qu'il a été élu par le peuple, il sait qu'il existe des manières douces, foi de "tête de granite".

C'est avec satisfaction que je remercie Mr Macintosh de m'avoir rendue plus conviviale la rédaction de ce mémoire.

Yallé, Jean-Marc, Christian, Samir, Daniel, Rhaba, Françoise, Catherine, Hassan, Mark et Sophie, Marie, Fred, Claire, Saïd, Danielle, Michelle, Liliane, Catherine, Suzanne, Christian, Danièle, Eric, Nathalie, Yves, Didier, Pierre, Christian, Philippe, Ariel, Latifa, Momo, Mr Jeff, Francis, Franck, Jules, ..... font partie des gens que l'on apprécie de rencontrer au cours de sa vie.

Jean-Luc Froger est un de ces compères dont la rencontre vous marque définitivement (aie!). Notre passion commune pour la géologie nous a conduit jusqu'au dôme salifère de Vauvert ou à la recherche de ces introuvables trilobites de la Montagne Noire, mais hélas jamais sur un volcan actif. J'en profite d'ailleurs pour m'associer à lui, en remerciant Mme Taupinard pour sa gestion rigoureuse et parfaite de la bibliothèque du département, tout en essayant d'oublier le reste.

J'ai une pensée toute particulière pour Mme Yvette Balard professeur de Sciences Naturelles au collège de Riom-ès-Montagnes, sans qui je n'aurais pas aussi fortement attrapé le virus de la géologie.

Enfin, le sentiment le plus fort est pour ma petite maman, qui ne m'a jamais empêché de vivre jusqu'au bout mon rêve de gosse: "devenir docteur des volcans".

## RÉSUMÉ

La Grande-Comore est la plus grande île d'un archipel localisé dans le canal de Mozambique sur une croûte dont la littérature permet de suggérer une nature océanique. Le Karthala est le principal volcan bouclier de l'île, il est le seul dont on connaisse l'activité historique, qui se localise essentiellement le long de deux rifts zones et à leur intersection dans la caldeira sommitale. Un volcanisme ancien forme le massif du Badjini situé à son extrémité sud.

Le faible degré de sous-saturation en silice et les compositions de ses laves nous indiquent qu'elles sont essentiellement le produit d'un degré de fusion partielle identique affectant une source unique où le phlogopite et le grenat sont plus ou moins résiduels. Un modèle géophysique basé sur les taux de production magmatique des panaches mantelliques, ainsi que l'utilisation de résultats expérimentaux à hautes pressions, confirment une pression de fusion partielle élevée comprise entre 24 et 33 kbar.

Les laves faiblement alcalines à transitionnelles des différents stades d'édification du Karthala ont des paragenèses variées : basaltes à olivine, océanites, ankaramites et basaltes à phénocristaux de plagioclase, qui témoignent de la diversité des processus de différenciation en jeu. L'évolution des compositions de ces laves nous a permis de mettre en évidence l'existence de deux chambres magmatiques distinctes. L'une profonde localisée à une profondeur d'environ 30 km (10 kbar), où les liquides basaltiques subissent un fractionnement wehrlitique plus ou moins important à l'origine d'un enrichissement précoce en incompatibles. L'autre plus superficielle, localisée à la base de l'édifice volcanique, où des fractionnements principalement océanitique et clinopyroxénitique, ainsi que gabbroïque à moindre échelle, ne leur font atteindre qu'un faible stade de différenciation (hawaïites et trachy-basaltes).

## SUMMARY

Grande-Comore is the largest island of an archipelago in the Mozambique channel. It lies on crust which appears to be of oceanic nature, according to previous studies. Karthala is the main shield volcano of this island, and the only one with historical activity. This has occurred along two rift zones and at their intersection in the summit caldeira. The product of older volcanism form the Badjini at the south end of Grande-Comore.

The low undersaturation and the compositions of the lavas can be explained as resulting essentially from a same degree of partial melting of a single source where phlogopite and garnet are more or less residual. A geophysical model based on the melt production rate of plumes, as well as the comparison with high-pressure experimental data, confirm a high pressure of partial melting between 24 and 33 kbar.

Subalkaline and transitional lavas of different building stages of Karthala have various parageneses : olivine basalts, oceanites, ankaramites and plagioclase phyric basalts, which shows that various differentiation processes exist. The evolution of lavas compositions allow us to show clearly the existence of two distinct magmatic chambers. One lies at about 30 km depth (10 kbar), where a more or less wehrlitic fractionating assemblage early enriched basaltic liquids in incompatible elements. The other is more superficial, and lies near the base of the volcano basis, there occurs principally oceanitic and clinopyroxenitic fractionating, and gabbroic at less scale, leading to liquids of hawaiitic and trachy-basaltic composition.



# Sommaire

<b>•1 CADRE GÉOLOGIQUE</b>	<b>1</b>
•1.1 <i>Contexte géodynamique et nature du substratum de l'archipel</i> .....	2
•1.1.1 L'archipel des Comores dans son contexte géodynamique .....	2
•1.1.2 Apport des enclaves énallogènes échantillonnées par les volcans comoriens .....	6
•1.1.3 Quelle est la nature de la croûte à l'aplomb de l'archipel ? .....	7
•1.1.4 Conclusion .....	10
•1.2 <i>Chronologie du volcanisme de l'archipel</i> .....	11
•1.3 <i>Géomorphologie et aspects structuraux des différents massifs de la Grande Comore</i> .....	13
•1.3.1 Le Karthala.....	14
•1.3.2 Le massif de La Grille.....	17
•1.3.3 Le massif du Badjini .....	18
•1.3.4 Le banc Vailheu .....	19
•1.4 <i>L'activité volcanique de la Grande Comore</i> .....	19
•1.4.1 Le Karthala.....	19
•1.4.2 Le massif de La Grille.....	22
•1.4.3 L'éruption phréatique de Juillet 1991 au Karthala (Grande Comore). C. R. Acad. Sci. Paris, 320-8 (série IIa), pp 691-698. ....	23
<b>•2 DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE ET MINÉRALOGIQUE DES LAVES ET DES ENCLAVES DES MASSIFS DU KARTHALA ET DU BADJINI</b>	<b>33</b>
•2.1 <i>Echantillonnage et méthodes d'analyse</i> .....	33
•2.2 <i>Description pétrographique</i> .....	35
•2.2.1 Basaltes porphyriques .....	35
•2.2.2 Basaltes subaphyriques .....	35
•2.2.3 Enclaves .....	36
•2.2.3.1 Enclaves cogénétiques .....	36
•2.2.3.2 Enclaves énallogènes .....	37
•2.3 <i>Description minéralogique</i> .....	38
•2.3.1 Les clinopyroxènes .....	38
•2.3.2 Les olivines .....	42
•2.3.3 Les plagioclases .....	44
•2.3.4 Les minéraux opaques.....	46
•2.3.5 Autres phases .....	46
<b>•3 COMPOSITION ET ÉVOLUTION CHIMIQUE DES LAVES</b>	<b>47</b>
•3.1 <i>Caractérisation de la série magmatique</i> .....	47
•3.1.1 Nomenclature .....	47
•3.1.2 Diagramme T.A.S. ....	48
•3.1.3 Diagramme AFM .....	50
•3.1.4 Concordance avec le stade d'évolution des 2 massifs .....	51
•3.2 <i>Evolution des éléments majeurs</i> .....	52
•3.3 <i>Comportement des éléments traces</i> .....	61
•3.3.1 Eléments compatibles .....	61
•3.3.2 Eléments incompatibles .....	64



<b>•4 COMPOSITION CHIMIQUE DES MINÉRAUX</b>	<b>69</b>
•4.1 Introduction .....	69
•4.2 Approche expérimentale du rôle de la fugacité d'oxygène sur les compositions des phases basaltiques .....	70
•4.2.1 Dispositif expérimental.....	71
•4.2.2 Influences de la $fO_2$ sur les liquides et implications sur les phases coexistantes .....	72
•4.2.2.1 Influence de la $fO_2$ sur la composition des liquides .....	72
•4.2.2.2 Influence de la $fO_2$ sur la structure des liquides .....	75
•4.2.2.3 Influence de la $fO_2$ sur le taux de cristallisation.....	78
•4.3 Les clinopyroxènes.....	79
•4.3.1 Influence des facteurs physico-chimiques sur la composition des clinopyroxènes....	79
•4.3.1.1 Comportement de l'Al.....	80
•4.3.1.2 Comportement du Ti .....	81
•4.3.1.3 Comportement de Ca, Mg et $Fe^{2+}$ .....	82
•4.3.1.4 Approche expérimentale du rôle de la $fO_2$ .....	82
•4.3.2 Composition et terminologie des clinopyroxènes du Karthala et du Badjini .....	87
•4.3.3 Apport des clinopyroxènes naturels à la détermination des conditions physico-chimiques d'évolution de leurs laves .....	89
•4.3.3.1 Le rapport Al/Ti.....	89
•4.3.3.2 Le rapport Al <sup>IV</sup> /Al <sup>VI</sup> .....	91
•4.3.3.3 Le triangle Ti-Al <sup>IV</sup> -Al <sup>VI</sup> .....	92
•4.3.4 Conclusion à l'étude des clinopyroxènes du Karthala et du Badjini.....	93
•4.4 Les olivines .....	95
•4.4.1 Evolution de la composition des olivines en fonction des conditions pétrologiques.....	95
•4.4.1.1 Comportement de Fe et Mg .....	95
•4.4.1.2 Comportement du Ca .....	97
•4.4.1.3 Comportement du Ni.....	98
•4.4.1.4 Approche du rééquilibrage d'olivines xénolitiques.....	98
•4.4.1.5 Influence de la fugacité d'oxygène .....	99
•4.4.1.6 Conclusion .....	102
•4.4.2 Etude des olivines du Karthala et du Badjini.....	102
•4.4.2.1 Compositions .....	102
•4.4.2.2 Thermométrie inter-cristalline (olivines-spinelles) .....	104
•4.4.2.3 Thermométrie olivines-basaltes.....	105
•4.4.3 Conclusion à l'étude des olivines du Karthala et du Badjini .....	107
•4.5 Les plagioclases .....	109
•4.5.1 Approche expérimentale de l'évolution de la composition des plagioclases en fonction des conditions physico-chimiques .....	109
•4.5.1.1 Evolution des teneurs en anorthite.....	110
•4.5.1.2 Concentrations en Mg et Fe .....	114
•4.5.1.3 Concentrations en K et Ti .....	124
•4.5.1.4 Thermométrie .....	125
•4.5.1.5 Conclusion .....	125
•4.5.2 Etude des différents plagioclases des laves du Karthala et du Badjini .....	126
•4.5.2.1 Composition et terminologie.....	126
•4.5.2.2 Apport des plagioclases naturels sur les conditions physico-chimiques d'évolution de leurs laves .....	127
•4.5.2.3 Estimation de la $fO_2$ de cristallisation des plagioclases .....	131



• 4.6 Les oxydes .....	135
• 4.7 Apport de la minéralogie a l'étude de la pétrogénèse des laves du Karthala et du Badjini .....	137
<b>• 5 PÉTROGÉNÈSE DES MAGMAS DU KARTHALA ET DU BADJINI</b>	<b>139</b>
• 5.1 Pétrogénèse expérimentale et Contexte géodynamique.....	139
• 5.2 Caractérisation de la source mantellique.....	143
• 5.2.1 Une ou plusieurs sources.....	143
• 5.2.2 Nature de la phase alumineuse mantellique .....	144
• 5.2.3 Apport des spiderdiagrams.....	145
• 5.2.4 Nature de la source mantellique .....	149
• 5.3 Conditions de fusion partielle .....	151
• 5.3.1 Influence de la paragenèse mantellique .....	151
• 5.3.2 Fusion anhydre ou en présence de fluides .....	152
• 5.4 Différenciation polybarique des laves du Karthala et du Badjini .....	157
• 5.4.1 Fractionnement wehrlitique .....	157
• 5.4.2 Cristallisation et fractionnement superficiel .....	162
• 5.5 Discussion.....	165
<b>• 6 SYNTHÈSE DES DONNÉES ISOTOPIQUES EXISTANTES</b>	<b>169</b>
• 6.1 Quel type de source ? .....	169
• 6.2 Contamination crustale ?.....	173
<b>• 7 CONCLUSION GÉNÉRALE</b>	<b>175</b>
<b>• ANNEXES</b>	
• <i>Analyses (roches totales, phases naturelles et expérimentales)</i>	
• <i>Index (des figures, des tableaux, des documents photographiques)</i>	
• <i>Références bibliographiques</i>	

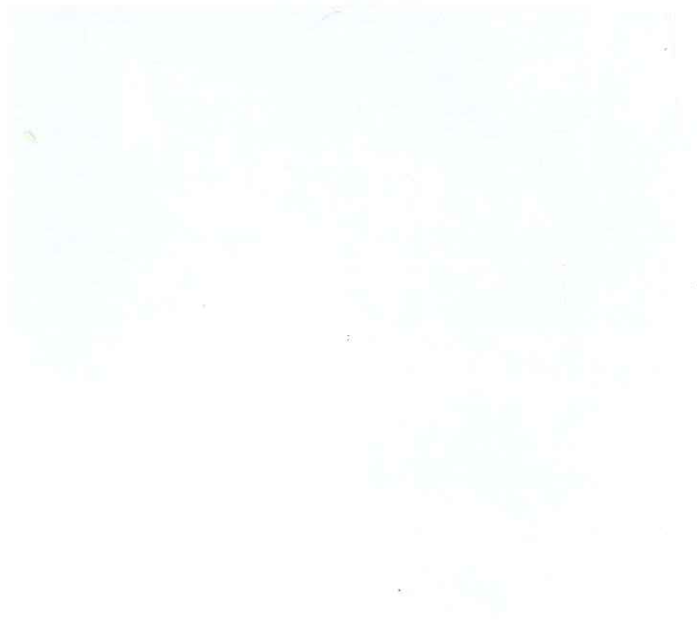
•1

## **Cadre géologique**



•1

## Cadre géologique



L'île de la Grande Comore se situe dans l'Océan Indien occidental, à l'extrémité septentrionale du canal de Mozambique entre les 11°22' et 11°56' de latitude Sud, et les 43°13' et 43°31' de longitude Est. Cette localisation entre l'équateur et le tropique du capricorne la soumet à un climat tropical favorable au développement d'une forêt exubérante ne facilitant pas l'échantillonnage, mis à part dans la zone sommitale.

L'île de la Grande Comore repose par 3300 m de fond et culmine à 2361 m d'altitude. Elle est constituée par deux grands ensembles volcaniques essentiellement basaltiques : le massif de la Grille occupant le tiers Nord, et le Karthala qui est, historiquement, le seul actif.

Par sa superficie (1 024 km<sup>2</sup>), la Grande Comore est le plus grand vaisseau de la flotte que constitue l'archipel volcanique des Comores. La formation de cet archipel volcanique est liée à la migration de la plaque africaine au-dessus du point chaud des Comores. Il comprend quatre îles quasiment alignées du NO au SE : la Grande Comore (*Ngazidja*), Mohéli (*Mwali*), Anjouan (*Ndzuani*) et Mayotte (*Maore*). Le développement récifal, allant des rares récifs frangeants de la Grande Comore au superbe lagon de Mayotte souligne l'âge croissant des îles du NO au SE.

A cet alignement d'îles vient s'ajouter un haut fond situé à moins de 20 km de l'extrémité SO de la Grande Comore, il s'agit du banc Vailheu dont la faible profondeur (<30 m) permet son observation sur l'image SPOT (Photo 1).



Photo 1 : Grande Comore et banc Vailheu (image SPOT, canal3 étalé).



## •1.1 CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET NATURE DU SUBSTRATUM DE L'ARCHIPEL

Devant le nombre d'enclaves énallogènes rencontrées sur le terrain et citées dans la littérature, ainsi que le manque de consensus sur la nature de la croûte sous-jacente de l'archipel, il semble intéressant de reposer le problème de la nature du substratum de la chaîne volcanique des Comores. Une synthèse des données de la littérature et l'apport de nouvelles informations permettent de préciser et de compléter les hypothèses sur le contexte géodynamique de l'archipel des Comores.

### •1.1.1 L'archipel des Comores dans son contexte géodynamique

L'histoire du canal de Mozambique débute lors de la dislocation du Gondwana et se poursuit jusqu'à nos jours.

Malod et al. (1991) ont relié les différents bassins sédimentaires continentaux Karoo de la côte est-africaine et de l'ouest de Madagascar (Fig. 1.1.1.a). Ils ont interprété l'agencement des bassins Karoo africains et malgaches par un système de rifts ouverts selon deux directions principales N-S et NE-SO, suggérant un rifting avec extension intra-continentale NO-SE précédant l'accrétion océanique N-S du bassin de Somalie.

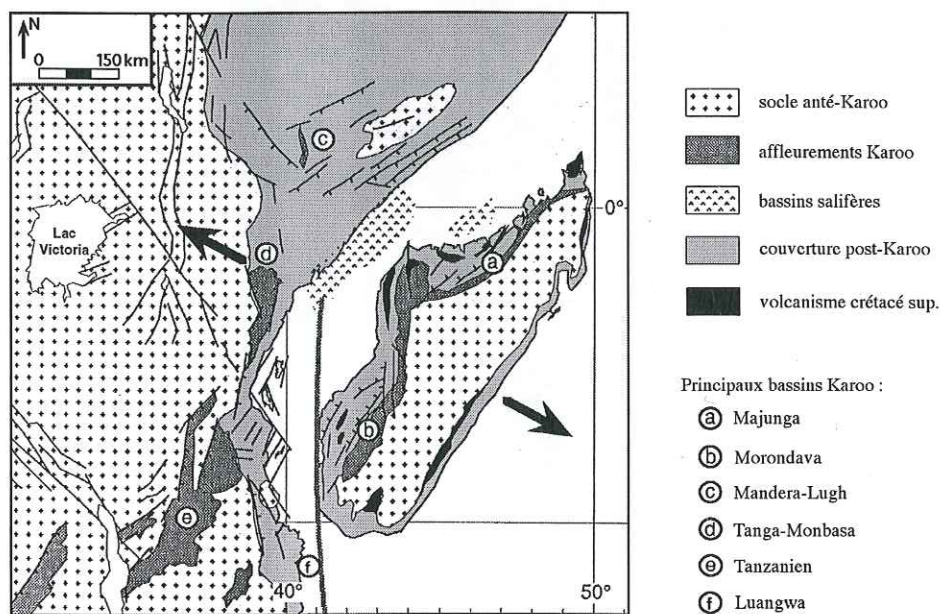


Fig. 1.1.1.a : Carte de la paléoposition de Madagascar selon Malod et al., 1991.

Le système principal de rifts, d'orientation NE-SO, serait l'extrémité SO d'une fissure crustale majeure à l'origine des premiers mouvements intra-Gondwana, préparant la séparation entre l'Afrique et l'ensemble Madagascar + Inde + Australie + Antarctique.

Sur la côte ouest-malgache, les premiers sédiments marins associés aux sédiments continentaux de type Karoo permettent de suivre l'avancée de la mer lors du rifting (Coffin et Rabinowitz, 1988). Au Nord de Madagascar, dans le bassin de Diégo, ils sont datés du Permien supérieur (250 Ma). Dans le bassin de Majunga (Fig.1.1.1.a), la sédimentation marine est franche à partir du Lias (195 Ma). A l'Ouest, dans le bassin de Morondava, la sédimentation marine commence vers 195 Ma (au Sud du cap St-André), mais ne devient continue qu'à partir de 180 Ma. Ainsi la sédimentation marine existe depuis longtemps au Nord de l'île, puis s'étend à la côte ouest en 15 Ma.



Le rifting Karoo, à l'origine de la dislocation du Gondwana, a donc débuté au Jurassique inférieur (vers 195 Ma).

Leclair et al. (1989) décrivent des faciès de type Karoo formant le socle de part et d'autre de la fosse Lacerda sur la ride de Davie à 15°S de latitude. Ces faciès ont été déformés et tectonisés par le glissement vers le Sud de Madagascar le long de la ride. La présence de faciès Karoo traduirait la position anté-rifting de ce point de la ride. La portion de croûte située entre Madagascar et la ride de Davie au Sud de 15°S serait alors de nature intermédiaire.

Par la suite, un épisode régional, peu étudié, semble avoir occasionné un formidable étirement entre l'Afrique et l'ensemble Madagascar + Inde + Australie + Antarctique. Cette première phase d'expansion océanique aurait créé le bassin des Comores ainsi que les bordures Nord et Ouest de celui de Somalie, et serait à l'origine de la ride de Davie.

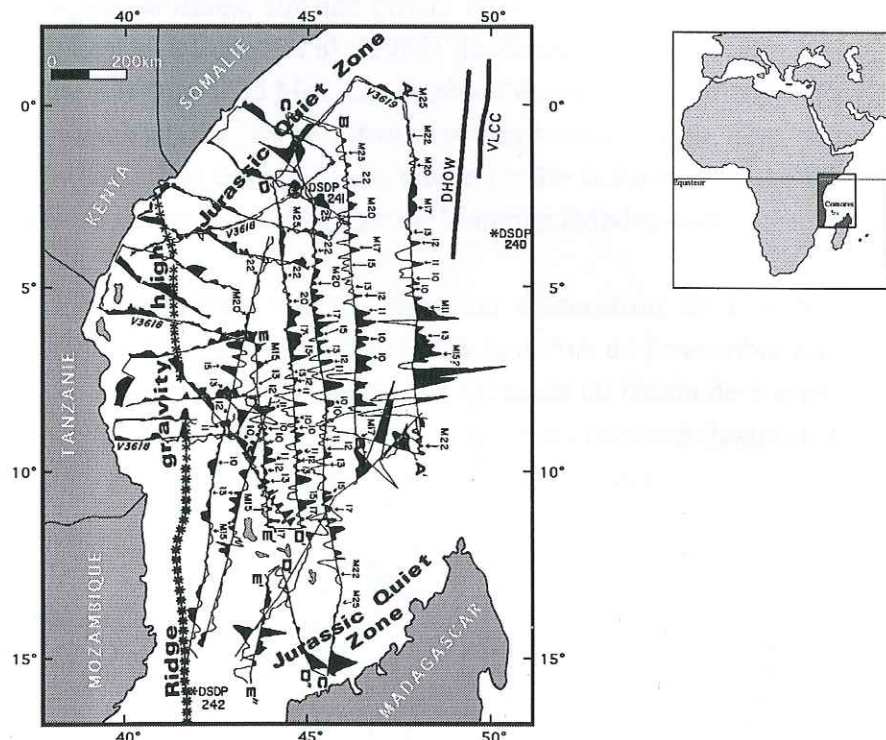


Fig. 1.1.1.b : Anomalies magnétiques du bassin de Somalie selon Coffin et Rabinowitz, 1987.

A partir des anomalies magnétiques (Fig. 1.1.1.b), Rabinowitz et al. (1983) identifient, dans ces trois zones, une vieille croûte océanique d'âge antérieur à l'anomalie *M25* (157 Ma), correspondant à la "Jurassic Magnetic Quiet Zone" qu'ils situent vers 180 Ma. Cette période où les linéations magnétiques ont de faibles amplitudes, a une origine et une datation très controversées. Pour beaucoup, il s'agit d'une période de polarité normale constante, que Cande et al. (1978) situent avant l'anomalie *M29* (157 Ma). Handschumacher et al. (1988) préfèrent l'hypothèse d'inversions rapides du champ magnétique, et déterminent les anomalies *M30* (159 Ma) à *M38* (165 Ma) dans les derniers épisodes de la "Jurassic Magnetic Quiet Zone". La surface du bassin des Comores étant à une profondeur d'environ 3500 m en son centre, ceci accentue l'idée d'une croûte de type océanique et d'âge ancien.

Les données géophysiques, autres que magnétiques, sur le bassin des Comores sont quasiment inexistantes, de plus l'activité tectonique cénozoïque a effacé toutes les structures initiales de l'ouest du bassin de Somalie. Mais d'après Coffin et Rabinowitz (1987), les



anomalies magnétiques indiquent une croûte océanique assez épaisse. De plus, des sondages pétroliers entre la ride de Davie et les côtes kenyanes ou tanzaniennes indiquent une subsidence post-Eocène (38 Ma) de l'ordre de 4km. Ces mêmes auteurs concluent que le bassin des Comores et le bassin ouest-somalien étaient contigus avant le Miocène inférieur (25 Ma).

Les dragages effectués sur la Ride de Davie (Malod et al., 1991) indiquent la disparition des hauts reliefs vers 12°S, avec une pente continentale devenant continue jusqu'à la plaine abyssale des Comores. Cette portion de la ride est peut être à relier avec l'apparition de la croûte océanique du bassin des Comores et de l'ouest du bassin somalien.

Associés au rifting Karoo et au début de la dérive continentale, des dépôts d'évaporites se retrouvent de part et d'autre du bassin de Somalie, sur la côte nord-malgache et sud-somalienne (Fig. 1.1.1.a). Ces dépôts salifères, sur une croûte continentale étirée et sur une croûte océanique naissante, sont datés par Coffin et al. (1987) du début du Jurassique moyen (180 Ma) ou de la fin du Jurassique inférieur (185 Ma). Les dépôts d'évaporites cessent dès que des conditions océaniques sont bien établies. Ils se retrouvent en bordure de la côte sud-somalienne sur la marge continentale et les abords d'une vieille croûte océanique, ainsi que dans un graben sur la côte tanzanienne et au large de la baie de Majunga (Madagascar).

Il se produit ensuite un changement dans la direction d'accrétion de la croûte somalienne, en liaison avec des modifications de directions dans la dérive de l'ensemble Sud-gondwanien (Madagascar + Inde + Australie + Antarctique). L'expansion du bassin de Somalie se fait alors selon une direction N-S, et devient synchrone de l'activité décrochante dextre de la ride de Davie et de la formation du bassin de Mozambique (SO de Madagascar).

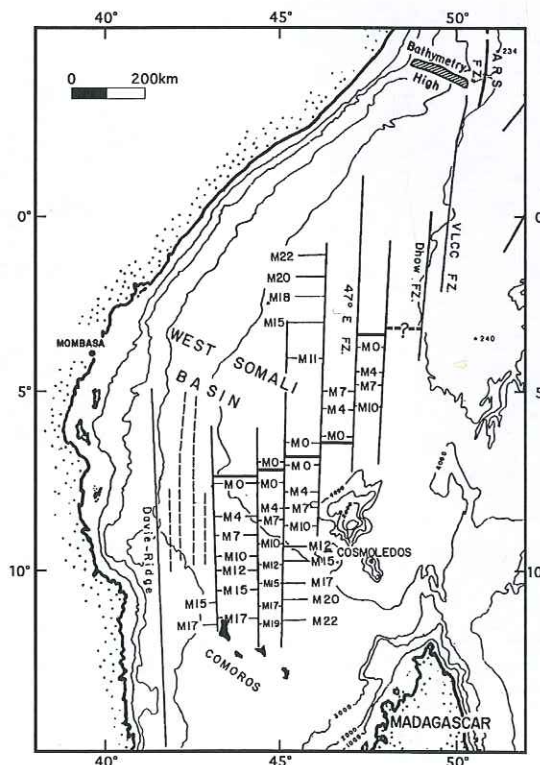


Fig. 1.1.1.c : Anomalies magnétiques dans le bassin de Somalie. Extrait d'une carte de Cochran (1988).

La chronologie de l'accrétion N-S du bassin de Somalie a été beaucoup discutée. Mais les

derniers auteurs ayant abordé le problème du canal de Mozambique à partir des anomalies magnétiques et de la localisation de l'axe de la ride (Fig. 1.1.1.c) situent l'accrétion du bassin de Somalie entre les anomalies M22=Kimméridgien ( $\approx 156$  Ma) et M0= Aptien ( $\approx 115$  Ma) (Ségoufin et Patriat, 1980 - Cochran, 1988).

Ce mouvement est bloqué vers 110 Ma par la séparation des ensembles Antarctique + Australie et Madagascar + Inde, liée au fonctionnement d'une ride située au Sud du bassin de Mozambique, et dont la direction d'accrétion est globalement N-S (Besse et Courtillot, 1988).

Les phénomènes régionaux commencent vers 84 Ma (Leclaire et al., 1989) par la séparation de l'Inde de Madagascar, précédée ou accompagnée d'une extension locale, à l'origine d'une activité volcanique sur la ride de Davie et du magmatisme crétacé supérieur de Madagascar.

# L'extension de la ride centrale indienne perpendiculairement à Madagascar entre 50 et 43 Ma (Patriat et Ségoufin, 1988) induit une compression dans le canal de Mozambique. Elle a pour conséquences une forte fracturation et une surrection de l'ensemble de la ride de Davie, portant à la surface la base de la ride formée de socle africain surmonté de sa couverture de type Karoo entre 15 et 16°S de latitude (Leclaire et al., 1989). Tout au long de la ride, les points hauts ainsi formés seront fortement érodés de l'Eocène Moyen (50 Ma) au Miocène (5-25 Ma).

# Depuis le Pliocène (5 Ma), une phase d'extension engendre des effondrements au niveau de la ride de Davie, qui se transforme alors en une succession de horsts et de grabens. Cette extension est liée à un changement de la direction d'expansion de la ride centrale indienne (Mougenot et al., 1986).

Avant d'entamer la discussion sur la nature du soubassement des Comores, il est nécessaire de résumer le scénario complexe de la formation du canal de Mozambique. Les échelles stratigraphiques et magnétiques utilisées par les différents auteurs étant variées et différentes, les âges suivants seront recalés sur l'échelle de Harland et al. (1982) :

\* Rifting Karoo avec extension intra-continentale NO-SE initiant la dislocation du Gondwana au Jurassique Inférieur (vers 195 Ma). Amincissement crustal et début de l'expansion océanique entraînant la dérive de Madagascar. Cette étape est marquée par le dépôt d'évaporites jusqu'à 185-180 Ma, avant l'affirmation des conditions océaniques.

\* Expansion océanique NO-SE engendrant une croûte océanique bordant les côtes de Somalie, du Kenya et du Nord-Ouest de Madagascar (bassin des Comores) et datée entre le Bajocien ( $\approx 180$  Ma) et le Kimméridgien ( $\approx 156$  Ma). Cette expansion serait également à l'origine de la Ride de Davie.

\* Naissance et expansion N-S du bassin de Somalie (entre M22=156 Ma et M0=115 Ma), synchrone avec l'activité décrochante dextre de la ride de Davie .

Ainsi, l'évolution géodynamique depuis la paléoposition fournie par Malod et al. (1991) appuie l'idée d'une nature océanique pour la croûte à l'aplomb de l'archipel des Comores. L'âge de celle-ci, ainsi que la diminution du flux thermique liée à son éloignement de la ride et à l'arrêt de cette dernière il y a 115 Ma, font qu'elle doit être épaisse et stable.



### •1.1.2 Apport des enclaves énallogènes échantillonnées par les volcans comoriens

La nature de la croûte sous-jacente à l'archipel des Comores est l'objet de controverses. La présence d'enclaves de grès dans les laves des différentes îles amène Flower et Strong (1969) à affirmer sa nature non-océanique. Wright et McCurry (1970) interprètent ces enclaves comme des sédiments déposés sur une croûte océanique. Anjouan est l'île fournissant le plus grand nombre de ces enclaves (Flower et Strong, 1969 - Montaggioni et Nougier, 1981) avec dans le cirque de Bambao, un affleurement de 50 sur 200 m où des blocs décimétriques à métriques de grès siliceux ressortent d'un mélange turbulent et intrudés de filonnets basiques (B. Robineau, comm. pers.). L'épaisseur des sédiments aux abords de l'archipel a été estimée entre 2,5 et 3,5 km par Coffin et Rabinowitz (1988). Leurs données, et celles de Schlich (1975), permettent d'évaluer le taux de sédimentation depuis l'initiation de la chaîne des Comores à la fin du Miocène. Il ne semble pas pouvoir dépasser 300m d'épaisseur pendant ces 8 Ma, dans ce secteur de l'archipel. Ce qui permet de suspecter la présence d'au moins 2 km de sédiments anté-Miocène à la base des édifices volcaniques de l'archipel.

En Mer Rouge, il existe une croûte "intermédiaire" en nature et épaisseur depuis l'axe océanique naissant, jusqu'aux bordures entièrement continentale. Elle serait composée d'injections de laves et péridotites dans une croûte gneissique amincie, marquant la transition entre les domaines continentaux et océaniques sur une largeur inférieure à 100 km. La localisation de Mayotte à 300 km des côtes malgaches, et de la Grande Comore à 200 km de la ride de Davie où a été mise en évidence l'existence de socle gneissique (Leclaire et al., 1989 ; Malod et al., 1991), ne permettent pas de négliger l'éventualité d'une telle croûte composite sous l'archipel. Ceci d'autant plus que le mode de distension du rifting Karoo n'est pas élucidé et que les marges continentales ne sont qu'approximativement localisées.

Toutefois, des mesures des rapports isotopiques du Sr, Nd et Pb, sur des basaltes de trois des quatre îles des Comores (Reisberg et al., 1993) n'indiquent pas de contamination crustale.

Notre échantillonnage pétrographique de la Grande Comore révèle l'omniprésence de xénocristaux de quartz dans les laves du Karthala et de La Grille qui sont les deux grands volcans-boucliers de l'île. Nous avons également pu étudier une enclave de 2cm contenant essentiellement du quartz, mais également du feldspath potassique, des plagioclases et de nombreux zircons libres ou en inclusion dans des quartz. L'aspect brisé et éparpillé de zircons libres (Photo 2) suggère que cette enclave soit un fragment d'arkose.

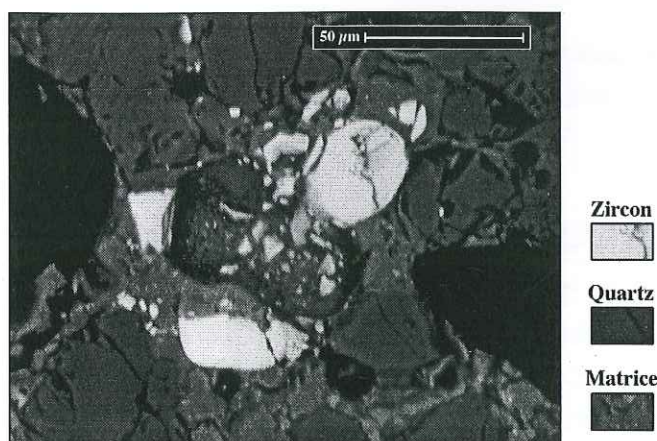


Photo 2 : Zircon brisé d'une enclave quartzo-feldspathique, image MEB (électrons rétrodiffusés).



Un cristal de monazite, en inclusion dans un quartz, a été daté à partir de sa composition en Th, U et Pb selon la méthode de Montel et al. (1994). Les concentrations suivantes :

Th	93915 ± 801 ppm
U	4188 ± 327 ppm
Pb	4815 ± 326 ppm

relient cette monazite à des métasédiments de haut degré (faciès amphibolite, voire granulite) et ont permis d'estimer l'âge à  $960 \pm 40$  Ma (J-M Montel, com. pers.).

Cet âge protérozoïque supérieur et la nature sédimentaire sont donc certainement liés à une orogénèse affectant un socle continental précambrien formé de roches de haut degré métamorphique. Dans cette éventualité, il existe trois origines possibles pour ces sédiments : l'une précoce à rechercher dans les premiers sédiments Karoo, l'autre plus tardive que Leclaire et al. (1989) permettent d'envisager, et enfin une troisième à rechercher dans une hypothétique croûte continentale.

- Sur la marge est-africaine et sur le craton malgache, on retrouve des formations du socle africain composées en partie de gneiss et d'arkoses, ainsi que des grès noirs de type Karoo qui seraient des éléments de ce socle ou auraient été déposés lors du début de la phase de rifting. Ces grès Karoo et ces formations précambriennes ont pu contribuer à la formation précoce de sédiments gréseux dans le bassin des Comores.
- Dans l'histoire de la ride de Davie étudiée par Leclaire et al. (1989), une phase compressive s'est produite à l'Eocène et a engendré la formation de points hauts du Nord au Sud de la ride. Ces points hauts parfois émergés, qui sont en partie formés de portions surélevées et tectonisées du socle africain ou de formations calcaro-gréseuses, ont été ensuite affectés par une forte érosion entre l'Eocène moyen (50 Ma) et le Miocène (5-25 Ma). Cet épisode récent de l'histoire de la ride de Davie qui n'est qu'à 150 km à l'Ouest de la Grande Comore, peut donc être également à l'origine de sédiments gréseux ayant recouvert le bassin des Comores.
- Les modifications causées aux enclaves, par les magmas basaltiques, rendent très difficile l'interprétation de leur composition minéralogique et chimique. Aussi, la corrélation avec une portion de croûte continentale sous-jacente n'est pas possible à partir des échantillons à notre disposition.

Si la présence de sédiments sous l'archipel des Comores reste donc indiscutable, leur nature ne permet pas d'élucider leur appartenance ou non à une croûte continentale située sous l'archipel.

### **•1.1.3 Quelle est la nature de la croûte à l'aplomb de l'archipel ?**

De nouvelles données sismiques et magnétiques appuient l'hypothèse d'une nature océanique de cette croûte. Recq (1982) traduit l'avance des ondes P observée à l'Est de la ride de Davie par une transition rapide entre les structures continentale et océanique de la croûte du bassin des Comores. Rabinowitz et al. (1983), Coffin et Rabinowitz (1983, 1987, 1988), à partir des anomalies magnétiques rencontrées, concluent à la présence d'une croûte océanique



créée pendant la "Jurassique Magnetic Quiet Zone" dans l'Est du bassin des Comores. De même, malgré le manque de données, ils attribuent une nature océanique à la partie Ouest du bassin.

Ainsi, la portion de bassin océanique située entre les anomalies M22 et les isobathes 1000 m ou 2000 m au large de Madagascar et de l'Afrique (marquant la limite des plateformes continentales) peut être considérée comme la croûte océanique issue du rifting syn ou post-Karoo.

Même si elles ne sont pas aussi nombreuses que dans d'autres fonds océaniques du globe, les données magnétiques fournies par Rabinowitz et Coffin semblent déjà suffisantes pour conclure à une nature en majorité océanique du bassin des Comores dans le secteur de l'archipel.

L'anomalie M17 est reconnue à l'Ouest et au Nord de la Grande-Comore, M17 et M19 le sont au NE de l'archipel. De plus, des anomalies magnétiques attribuables à une croûte océanique anté M22 (157 Ma) ont été mesurées dans le bassin au Sud de l'archipel. Ceci suggère que l'archipel des Comores se situe à la jonction de deux croûtes océaniques : l'une au Nord créée par l'expansion N-S du bassin de Somalie (157 à 112 Ma) ; l'autre au Sud, antérieure à la précédente, pouvant être issue du rifting Karoo NO-SE (180 à 160 Ma).

L'archipel des Comores (Fig. 1.1.3.a), par l'agencement de ses îles et ses éléments tectoniques, confirme cette hypothèse.

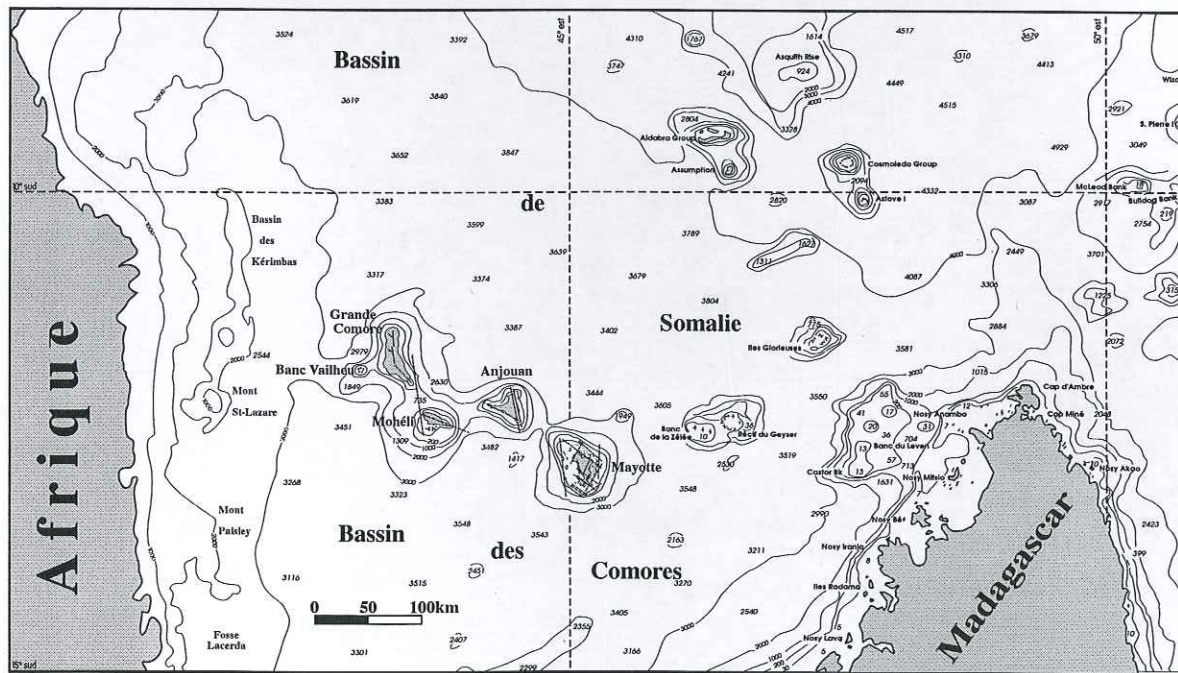


Fig. 1.1.3.a : Carte bathymétrique, localisation et alignement de l'archipel des Comores.

Des travaux antérieurs ont proposé de relier la tectonique affectant les volcans de l'archipel à des contraintes régionales. Strong et Jacquot (1971) ont remarqué, dans la zone sommitale du Karthala, que les fissures, failles et remparts du système de caldeiras, sont fortement influencés par deux contraintes régionales, également visibles sur toutes les îles de l'archipel (Fig. 1.1.3.b). Flower (1973) souligne que l'alignement des îles de l'archipel et l'ensemble de la fracturation affectant chaque île peuvent avoir pour origine des failles transformantes locales. Upton (1982) décrit la ride comorienne comme un axe d'accrétion lent,



recoupé par de nombreuses failles transformantes. Pour Nougier et al. (1986), le volcanisme des Comores serait contrôlé par d'anciennes et profondes fractures lithosphériques réactivées à différents moments, les magmas ayant pour source des points chauds "passifs" situés aux extrémités des failles transformantes nées du rifting entre Madagascar et Afrique.

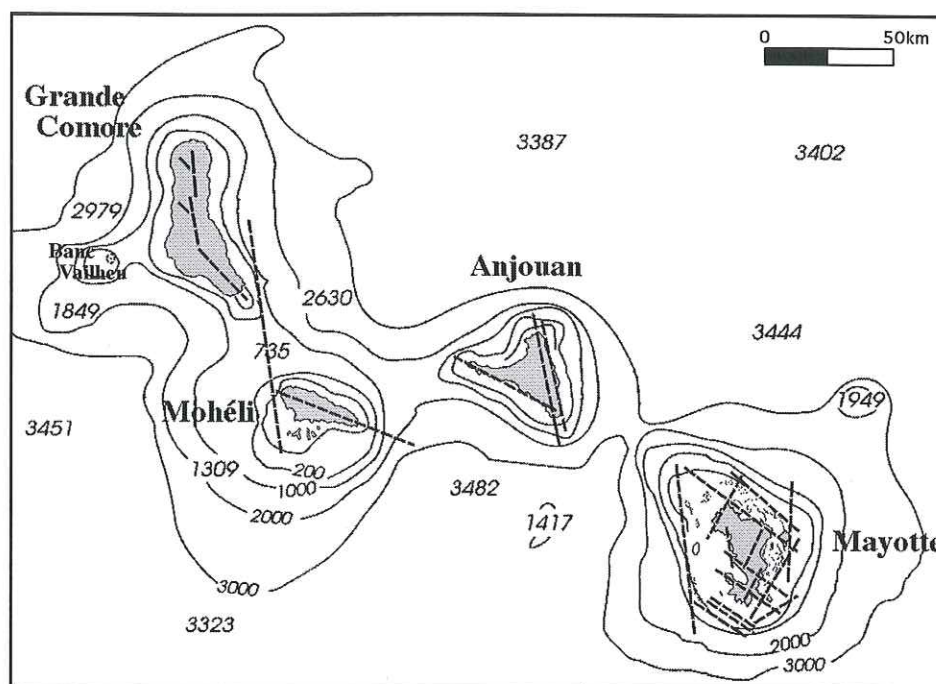


Fig. 1.1.3.b : Carte des principaux alignements structuraux selon Esson et al. (1970), Bachèlery et Coudray (1993).

Une étude volcano-structurale plus précise de la Grande Comore, ainsi que la surveillance de l'activité sismique entreprise depuis 1985, font ressortir deux directions tectoniques majeures. Le Karthala présente deux rifts zones actives : l'une au SE orientée N145 et l'autre rejoignant le massif de La Grille plus au Nord, orientée N170 (Bachèlery et Coudray, 1993). Cette dernière se divise à mi parcours pour donner une seconde branche parallèle à la rift zone SE (cf Fig. 1.3.a). Lors de l'éruption phréatique de 1991, une forte activité sismique fut enregistrée (Bachèlery et al., 1995) selon un axe N170, sur 1,5km de large et 10km de long, jusqu'à 10km sous le sommet. Cet axe privilégié de la sismicité c'est confirmé jusqu'en 1994, en se concentrant sous la caldeira sommitale entre 2 et -2 km d'altitude (Savin, 1995).

Si l'on admet que l'alignement de l'archipel des Comores est lié au fonctionnement d'un point chaud sous la plaque africaine, celui-ci ne suffit pas pour expliquer la morphologie, les axes d'étirement et la fracturation des îles. En effet, les deux principales directions N170 et N145 rappellent les deux directions d'accrétion mise en jeu lors de la création du canal de Mozambique. La première (N170) concorde avec la direction d'accrétion du bassin de Somalie, plus précisément avec ses failles transformantes, et avec la direction de la ride de Davie synchrone de l'ouverture (les deux étant parallèles). La seconde (N145) est compatible avec la direction du rifting Karoo (NO-SE). Il est donc concevable que le volcanisme de l'archipel reprenne les zones de faiblesse (failles transformantes) des deux types de croûtes océaniques. De plus, comme nous l'avons vu précédemment, les anomalies magnétiques propres à l'accrétion du bassin de Somalie sont seulement identifiables au Nord et à l'Ouest de l'archipel. Une telle influence d'anciennes failles transformantes et rides océaniques a été mise en évidence, pour expliquer les orientations privilégiées des rifts zones formant les édifices volcaniques aériens et sous-marins des îles Australes et de la Société (Binard et al., 1991).



La figure 1.1.3.c récapitule les résultats des travaux cités précédemment. Elle fait ressortir en particulier les contours probables de la croûte océanique de l'expansion NS selon les anomalies magnétiques de Cochran et leurs extrapolations.

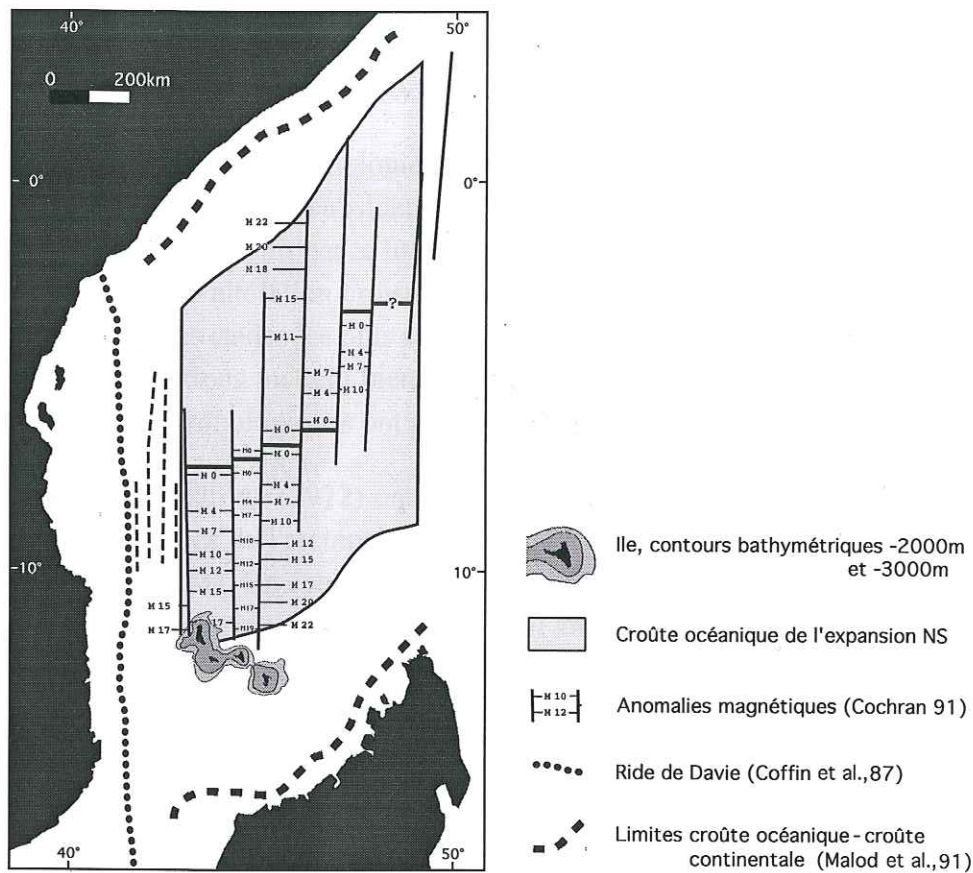


Fig. 1.1.3.c : Carte schématique des principales données existantes, et de leurs extrapolations.

La Grande Comore, du fait de sa forme allongée NS puis NO-SE dans sa partie méridionale, est vraisemblablement située à la jonction des deux croûtes océaniques.

#### **1.1.4 Conclusion**

La reconstitution du cheminement de Madagascar permet de suspecter la nature océanique de la croûte à l'aplomb de l'archipel des Comores.

Les enclaves de sédiments échantillonnées par les volcans comoriens ne seraient alors que des témoignages de la sédimentation précoce ayant recouvert cette croûte océanique. Cette dernière ayant été engendrée par deux phases d'accrétion de direction NO-SE (180 à 157 Ma) puis N-S (157 à 112 Ma), les directions des failles transformantes peuvent être rattachées à celles des structures tectoniques se manifestant sur les volcans de l'archipel.

Les données géophysiques existantes ont identifié la dernière direction d'accrétion ayant principalement donné le bassin de Somalie au Nord de l'archipel et aux abords de la Grande Comore. Mais le manque de données géophysiques au Sud de l'archipel ne permet que de suspecter la direction et les conséquences du premier mouvement ayant initié la séparation de Madagascar du Gondwana. Enfin, si la nature océanique de la croûte située à l'aplomb de la Grande Comore est probable, mais le manque de données ne nous permet que de l'envisager pour le reste de l'archipel.

## •1.2 CHRONOLOGIE DU VOLCANISME DE L'ARCHIPEL

L'archipel est formé par l'alignement NO-SE des quatre îles jointes par des hauts fonds de plus en plus profonds en allant vers Mayotte (Fig. 1.1.3.a et 1.1.3.b):

Grande Comore - Mohéli :	735 m
Mohéli-Anjouan :	<2000 m
Anjouan-Mayotte :	>2000 m

Dans la même direction, la morphologie des côtes devient de plus en plus découpée et les récifs se développent, traduisant une subsidence des îles de plus en plus sensible en allant vers l'Est, jusqu'à un stade avancé traduit par le littoral compliqué et le lagon de Mayotte. Cette subsidence est accompagnée d'une altération croissante et de l'émission de laves différenciées (phonolites) qui caractérisent un des stades les plus avancés dans le volcanisme des îles océaniques.

Ces quelques observations mettent bien en évidence l'âge croissant des îles en direction du SE, que des travaux géochronologiques ont permis de préciser.

Hajash et Armstrong (1972) ont réalisé quelques datations par la méthode K/Ar sur des laves des différentes îles de l'archipel. Trois échantillons de Mayotte donnent une fourchette de  $1,42 \pm 0,15$  à  $3,65 \pm 0,1$  Ma. Un échantillon d'un faciès ancien d'Anjouan ( $1,52 \pm 0,1$  Ma) ainsi qu'un échantillon du Karthala récent ( $0,01 \pm 0,01$  Ma) ont été également datés. De ces quelques analyses, ils ont estimé le déplacement de la source vers le NO à une vitesse de 7 cm/an.

Emerick et Duncan (1982) ont daté (K/Ar) des échantillons des différents stades d'évolution des quatre îles :

Grande Comore (shield building??) :	$0,13 \pm 0,02$ Ma
Mohéli :	$0,63 \pm 0,02$ à $2,86 \pm 0,06$ Ma
Anjouan (post érosionnel?) :	$1,20 \pm 0,03$ Ma
Mayotte :	$1,53 \pm 0,10$ à $5,41 \pm 0,26$ Ma

Nougier et al. (1986) donnent des datations (K/Ar) sur des échantillons concernant les plus anciens signes du volcanisme sur chacune des trois îles les plus au SE :

Mohéli :	$0,48 \pm 0,15$ à $5,0 \pm 0,4$ Ma
Anjouan :	$0,36 \pm 0,09$ à $3,9 \pm 0,3$ Ma
Mayotte :	$1,49 \pm 0,04$ à $7,7 \pm 1$ Ma

A ces âges, viennent s'ajouter ceux mesurés par Emerick et Duncan (1982) sur les manifestations antérieures du point chaud des Comores. Il s'agit de différentes laves d'îles ou de la côte NO de Madagascar (Nosy Bé, Nosy Mitsou, ..Diego Suarez), qui donnent une fourchette d'âges plus anciens entre  $10,38 \pm 0,73$  à  $4,77 \pm 0,12$  Ma. Ils ont complété ces âges par ceux obtenus par Baker et Miller (1963) sur des dykes doléritiques et syénitiques de deux îles des Seychelles :

Ile Praslin :	$52 \pm 10$ et $48 \pm 9$ Ma
Ile Silhouette :	$43 \pm 8$ et $34 \pm 7$ Ma

Ces âges des différentes manifestations du point chaud des Comores, ont permis à Emerick et Duncan (1982) d'estimer sa vitesse de migration à 5 cm/an. Ils ont également déterminé le cheminement des points chauds des Comores et de la Réunion à partir du



mouvement de la plaque africaine depuis 60 Ma. Ils constatent qu'il existe un décalage entre ces estimations et les alignements dessinés par le volcanisme récent et l'isobathe 2000 m (Fig. 1.2.a):

Comores - Nord Madagascar - Iles Farqhar - Iles amirantes - Seychelles  
 Réunion - Maurice - Plateau des Mascareignes

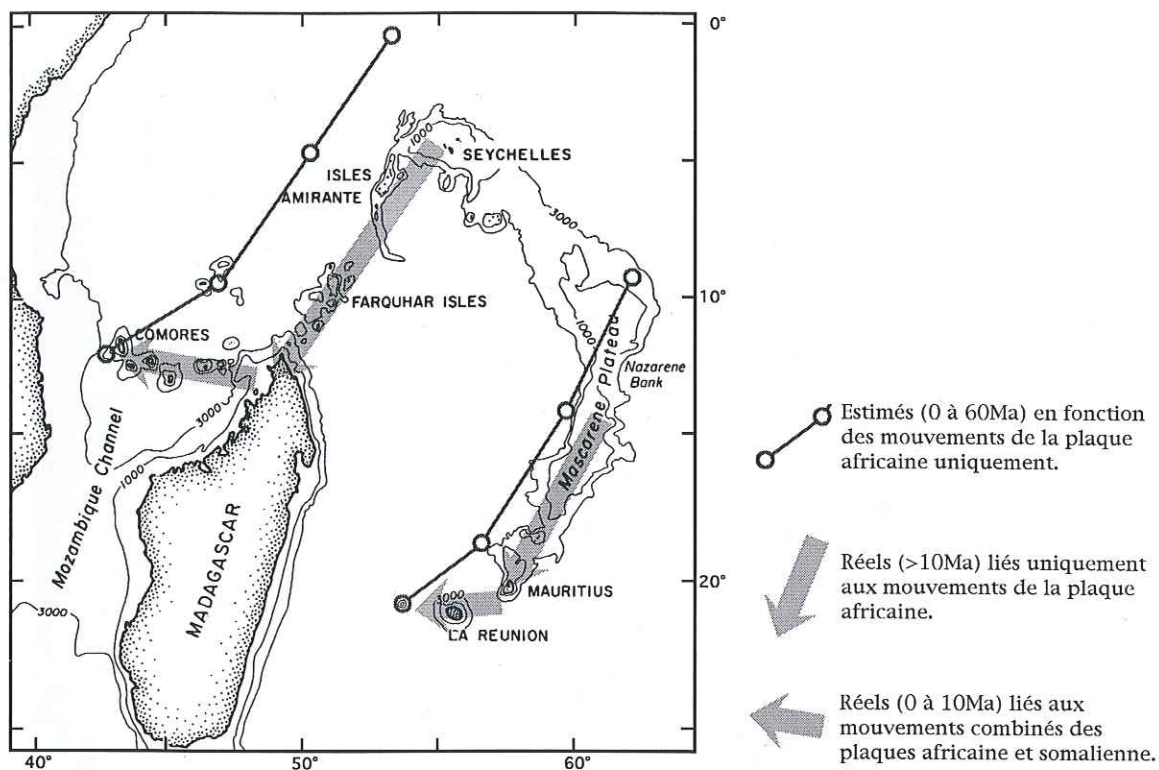


Fig. 1.2.a : Cheminements des points chauds des Comores et de la Réunion (Emerick et Duncan, 1982 - modifiée).

Duncan (1981), Emerick et Duncan (1982) expliquent ce décalage par des mouvements relatifs entre les plaques somalienne et africaine, qui existeraient depuis 10 Ma. Entre 10 et 60 Ma, le cheminement des deux points chauds s'explique entièrement par le mouvement de la plaque africaine.

La trace anté-32 Ma du point chaud de la Réunion est localisée sur la plaque indienne (Fig. 1.2.b) où elle se termine par l'archipel des Chagos-Laccadive (Patriat and Ségoufin 1988). L'activité du point chaud produisit ensuite le banc de Nazarene sur la plaque africaine, et se manifeste aujourd'hui par l'île de la Réunion.

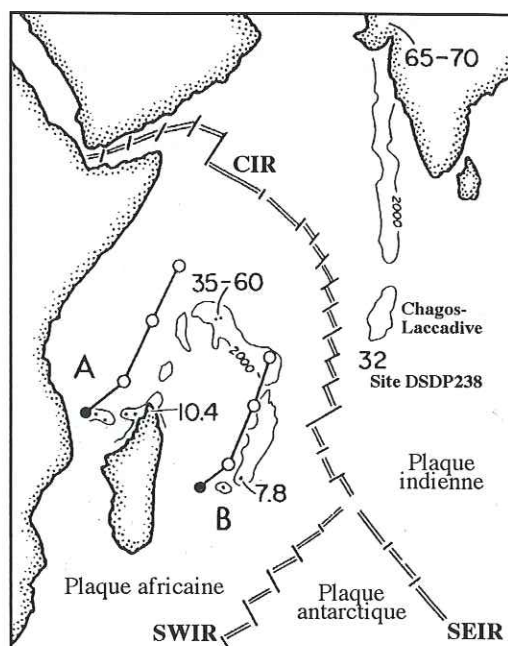


Fig. 1.2.b : Points chauds des Comores et de la Réunion, cheminements et datations publiées par Emerick et Duncan (1982).



### •1.3 GÉOMORPHOLOGIE ET ASPECTS STRUCTURAUX DES DIFFÉRENTS MASSIFS DE LA GRANDE COMORE



Photo 3 : Grande Comore (image SPOT modifiée sur ses 3 canaux).



Cette île partage beaucoup de points communs avec d'autres "vaisseaux amiraux", tels que Hawaii ou la Réunion. Elle est principalement constituée de deux grands volcans boucliers : le massif de La Grille au Nord, et le Karthala au Sud. Il existe également un volcanisme plus ancien au SE de l'île, constitué par les restes du Badjini. Ce dernier fut décrit comme un centre éruptif indépendant et plus ancien par De Saint Ours (1960). Bachèlery (1987) confirma cette théorie en y décrivant des rifts zones indépendantes de celles du Karthala.

L'image SPOT précédente (Photo 3) a été modifiée sur ses trois canaux, afin de faire ressortir l'activité historique le long des différentes rifts zones. Les coulées noires sont celles résultant de l'activité historique, entre 600 et 1500 m d'altitude leur teinte devient moins sombre suite à la reconquête rapide de la végétation tropicale. L'activité récente se caractérise par des surfaces de teinte homogène gris moyen. Les dépôts associés à ces deux activités restent dépourvus de végétation dans la zone sommitale trop élevée.

Le schéma structural ci-contre permet de cerner l'extension de ces rifts zones, ainsi que les domaines propres du Karthala, de La Grille et du Badjini.

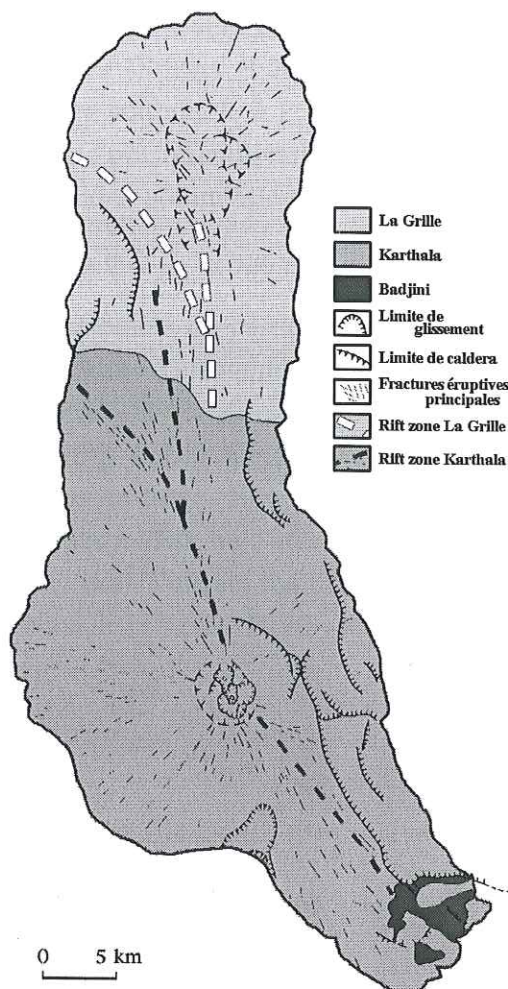


Fig. 1.3 : Carte volcano-structurale de la Grande-Comore selon Bachèlery et Coudray (1993).

### •1.3.1 Le Karthala

Ce volcan bouclier basaltique (Photo 4), qui a un diamètre de 27 km au niveau de la mer, culmine à 2361 m et occupe les deux tiers de la Grande Comore.



Photo 4 : Le volcan bouclier du Karthala, vue depuis La Grille à 23km.



Deux rifts zones actives et quasiment opposées convergent vers la caldeira sommitale formée par la coalescence de plusieurs unités d'effondrement (Strong et Jacquot, 1971). Une rupture de pente à 2200 m d'altitude entourant cette caldeira sommitale à l'Ouest, au Sud et à l'Est pourrait être interprétée comme une ancienne caldeira de plus grande taille ( $\varnothing=4$  km), tout comme celle située à 1800 m d'altitude, 3 km au NE de la zone sommitale et bordée de faciès anciens.

La zone sommitale du Karthala, par ses caldeiras totalement ou partiellement comblées, témoigne d'une subsidence active. Les remparts de ces structures d'effondrement indiquent, par des coulées parfois épaisses et emboîtées, que ce phénomène fut certainement plus important que ne le laisse imaginer la caldeira polylobée actuelle (Fig 1.3.1). Celle-ci, grossièrement allongée N-S, mesure globalement 4 km de long sur 3 km de large. Elle est principalement constituée de trois anciennes caldeiras partiellement comblées à l'Est, au Sud et au Nord ; cette dernière a été le siège d'une activité historique importante dont l'ultime manifestation (1972) produisit une coulée qui s'échappa par une brèche dans le rempart Nord, appelée "*Porte d'Itsandra*".

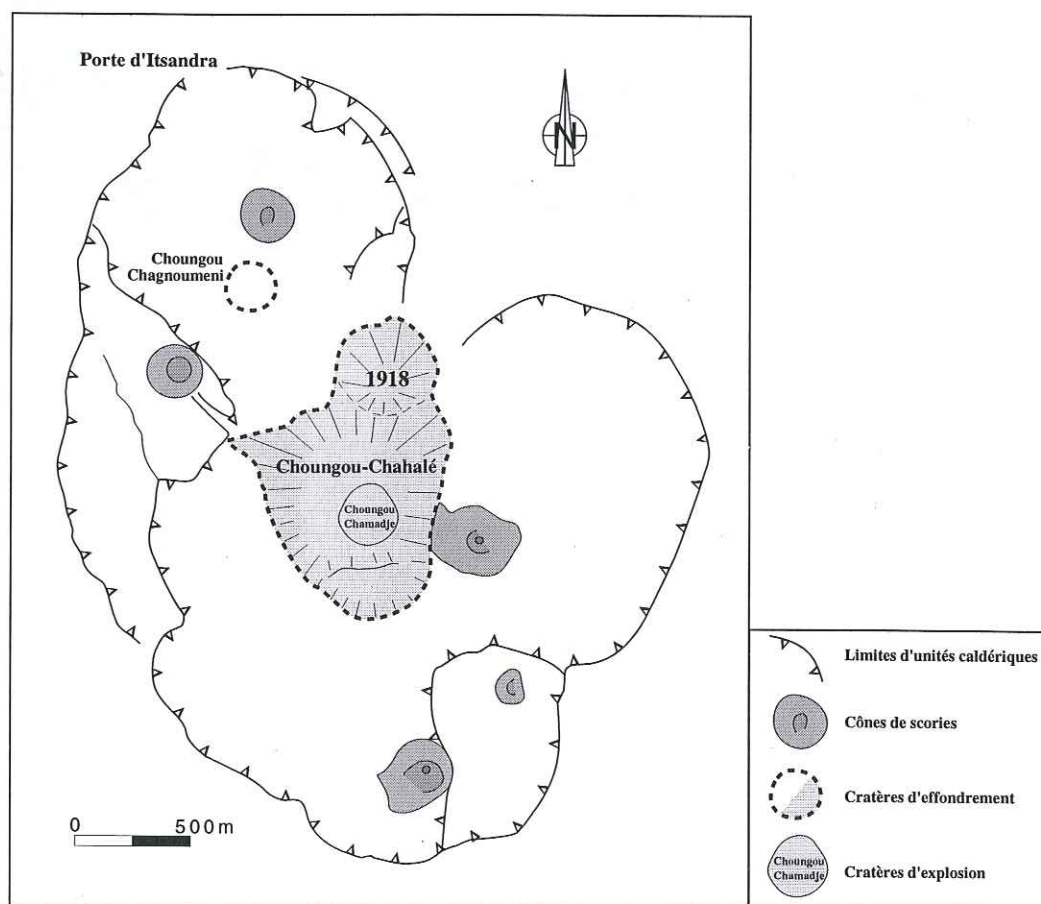


Fig. 1.3.1 : Carte schématique de la zone sommitale du Karthala.

Deux structures plus petites sont les manifestations les plus récentes de ces effondrements. Situé au centre des trois grandes caldeiras, le "*Choungou Chahalé*" (Photo 5) profond de 290 m fut la conséquence de l'importante éruption magmatique et phréatique de 1918 (Lacroix, 1920) ayant également produit le cratère d'explosion le bordant au Nord. Au NO de celui-ci, le "*Choungou Chagnoumeni*" est un pit-crater, dont la formation est également associée à l'éruption de 1918. Il fut pratiquement comblé par les coulées des éruptions suivantes.



Enfin, en juillet 1991, une importante explosion phréatique (Bachelery et al., 1995) a engendré au cœur du "Choungou Chahalé" un cratère d'explosion de 280 m de diamètre, le "Choungou Chamadje", qui est occupé depuis lors par un superbe lac aux couleurs et au niveau changeants.

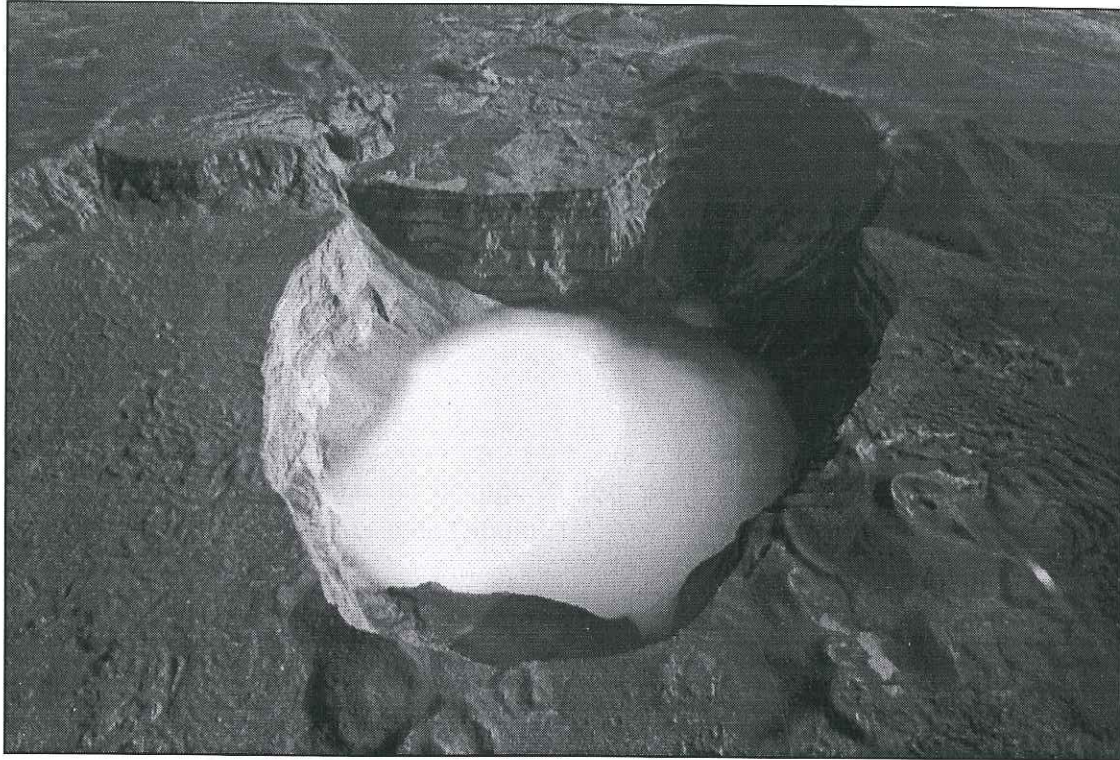


Photo 5 : Caldeira sommitale du Karthala, le "Choungou Chahalé" est occupé par le nuage de gaz dense ayant persisté pendant un mois après l'explosion phréatique de 1991.

*Deux légendes locales peuvent apporter des renseignements supplémentaires sur l'origine de la caldeira sommitale. L'une prétend qu'à la mort du prophète Salomon, un "djinn" (petit être mystérieux vivant avec les hommes) aurait volé sa bague et se serait enfui jusqu'à Ngazidja, avant d'y être rattrapé, il se serait débarrassé de la bague, et là où elle tomba, prit naissance la caldeira du Karthala. Une seconde légende prétend, que des djinns auraient jeté le trône de la Reine de Saba dans la caldeira du Karthala en éruption.*

La zone sommitale est le point de jonction de deux rifts zones actives, l'une orientée N145 formant la ride SE du Karthala, l'autre N350 rejoignant le massif de La Grille au Nord (Fig 1.3). Cette dernière, la plus active, débute dans la caldeira Nord de la zone sommitale, comme en témoignent les fissures des éruptions de 1965 et 1972 (Upton et al., 1974). Ces rifts zones sont les drains principaux de l'activité historique, permettant l'ouverture de fissures éruptives jusqu'à 26 km de la zone sommitale (1859), ou sur une longueur de 6 km (1904). La rift zone Nord s'étend sur 26 km, et se divise à mi parcours, pour donner une seconde branche de même direction que le rift SE. Ce dernier s'étend sur 17 km de longueur, contribuant au recouvrement du Badjini à son extrémité.

Le tiers SO du Karthala est également le lieu de quelques éruptions fissurales, mais celles-ci sont nettement plus rares et dispersées, et ne se produisent donc pas selon un axe privilégié qui pourrait être assimilé à une rift zone. Parmi celles-ci, deux ont donné d'importants



cônes de hyaloclastites (N'Gouni et Moindzaza) encore peu érodés par l'action de la mer. La dernière de ces éruptions est aussi la dernière activité magmatique de l'île et a donné la coulée de Singani du 5 Avril 1977 sur le flanc Sud. Le banc Vailheu, situé au SO de la zone sommitale du Karthala, pourrait être également une manifestation de ce type d'activité hors rift zones.

Une structure de glissement de 30 km de long affecte le flanc Est du Karthala dont les pentes sont les plus fortes de l'édifice. Elle correspond à une déstabilisation de ce flanc libre, en réponse à l'alimentation fréquente des deux rifts zones actives. L'intérieur de cette structure curvilinéaire est composé essentiellement de produits du Karthala ancien (Bachèlery et al., 1990b, 1993), et les quelques coulées récentes qui y ont pénétré, n'étant pas affectées par ce glissement de flanc, permettent de conclure à son inactivité actuelle. Une autre zone de glissement plus récente affecte le coude de la côte Sud du Karthala.

### •1.3.2 Le massif de La Grille

Cet autre volcan bouclier occupe le tiers nord de l'île (Fig 1.3), la transition avec le Karthala se faisant par le plateau de Diboini.

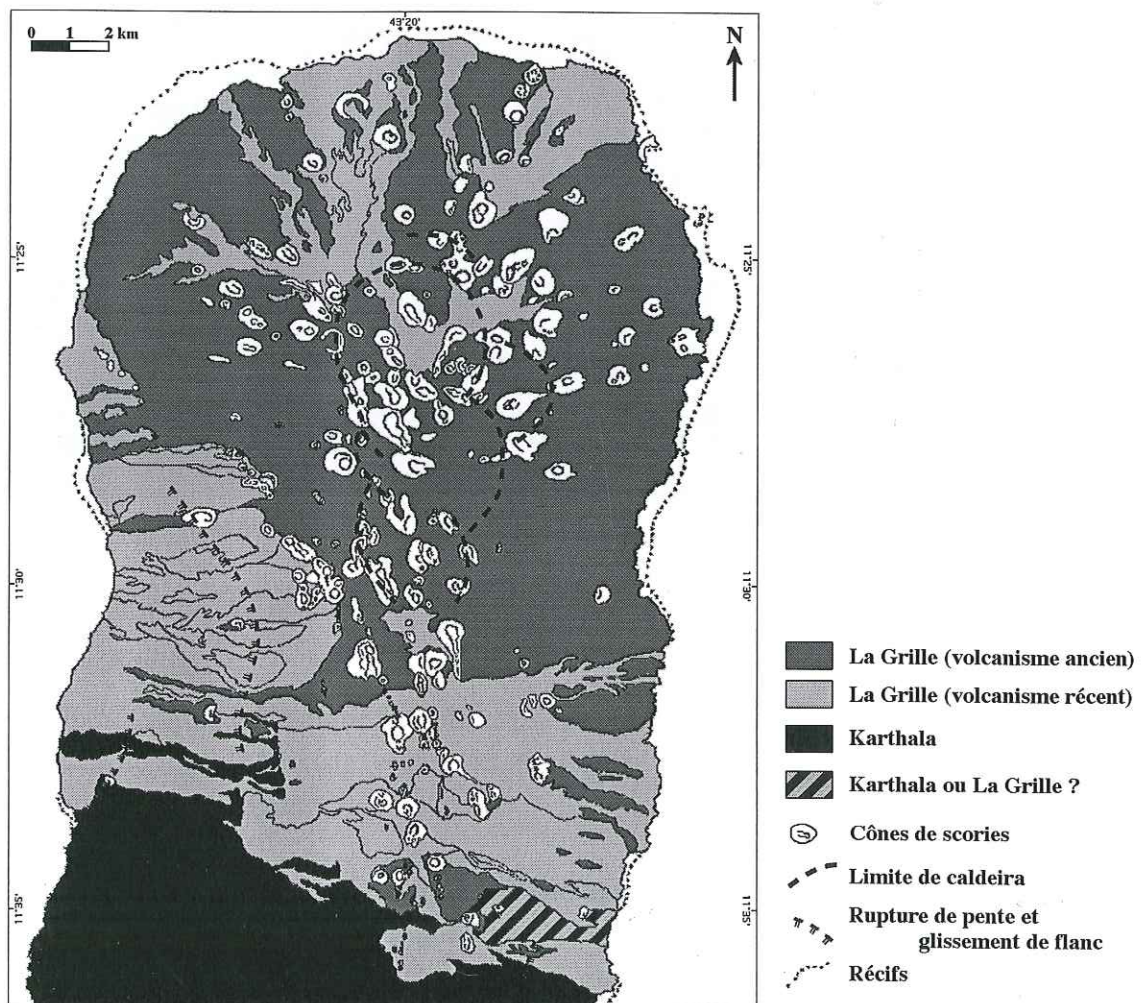


Fig. 1.3.2 : Carte géologique du massif de la Grille (modifiée d'après Bachèlery et Coudray, 1993).

Le centre du massif de La Grille est occupé par une succession grossièrement NS de



cônes de scories rappelant la Chaîne des Puys en Auvergne. Un de ces cônes, le Saondzou, en est le point culminant (1087 m).

Son stade d'évolution volcanologique est nettement plus avancé que celui du Karthala. L'absence de limites de caldeiras visibles, et cette couverture de cônes de scories, le rapproche du Mauna Kea (Hawaii). Toutefois, un large plateau sommital suggère l'existence d'une ou plusieurs anciennes structures caldériques (Fig 1.3.2), actuellement comblée par des émissions récentes (Bachèlery et Coudray, 1993). La répartition des cônes de scories, mais surtout l'orientation de leurs bouches éruptives, traduisent des zones de faiblesses, voire des failles. Ces cônes définissent deux axes principaux suggérant deux zones d'alimentation privilégiées assimilables à des rifts zones : l'un grossièrement NS traverse le massif; l'autre est parallèle aux deux axes N145 du Karthala. La présence d'un large plateau sommital suggère l'existence passée d'une structure caldérique actuellement comblée par des émissions plus récentes (Bachèlery et Coudray, 1993). Cette hypothèse est confirmée par des forages révélant la présence de coulées épaisses dans ce secteur. Au cœur du massif, la répartition des cônes (Fig. 1.3.2) pourrait alors traduire les limites d'une ou plusieurs caldeiras fossiles (Bachèlery et Coudray, 1993).



Photo 6 : Massif de La Grille, vue depuis le plateau de Diboini.

### **1.3.3 Le massif du Badjini**

Ce troisième centre volcanique de l'île est nettement plus ancien que les deux autres. Aucun signe d'activité récente n'existe, seules des coulées du Karthala, datées du siècle dernier, viennent le recouvrir partiellement.

Le sol rouge du Badjini, est formée d'une épaisse couche d'altérites ferralitiques. Il est recoupé de nombreuses zones intrusives qui feraient partie de ses paléo-structures d'alimentation (Bachèlery et Coudray, 1993). Ces axes intrusifs ainsi que la fracturation ancienne convergent vers le village de Simboussa (extrémité NO des affleurements du Badjini sur la figure 1.3.3), indiquant certainement la localisation de l'ancien centre éruptif du Badjini (Bachèlery et Coudray, 1993). Ce massif, qui se trouve dans le prolongement de la rift zone SE du Karthala, est affecté d'une tectonique récente propre au fonctionnement de celle-ci.



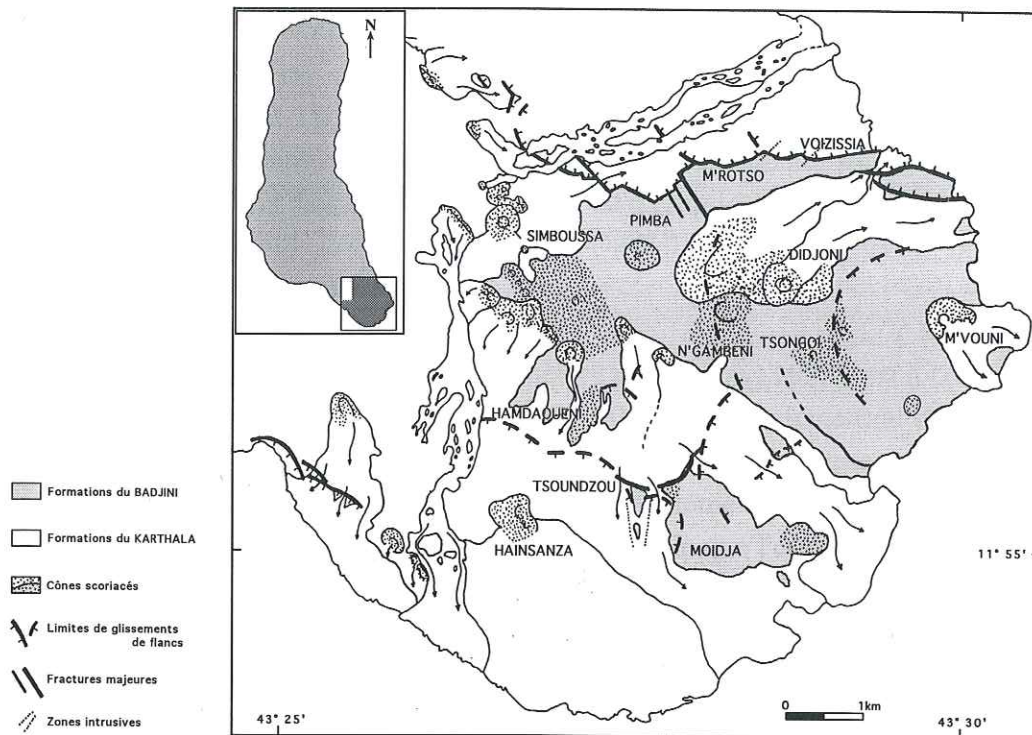


Fig. 1.3.3 : Carte géologique de la pointe SE de la Grande Comore (modifiée d'après Bachèlery, com. pers.).

Les formations à l'affleurement du Badjini seraient donc le témoignage d'un paléocentre d'activité, comme il peut en exister d'autres sous le Karthala.

#### •1.3.4 Le banc Vailheu

Aucun géologue n'a encore accédé à ce haut fond recouvert par moins de 5 mètres d'eau à marée basse (Mioulane et Sahuquet, 1995). Seul le canal 3 étalé de l'image SPOT (Photo 1) permet d'estimer sa taille à au moins 5 km de long.

Nous ne disposons que de la description sommaire d'un plongeur local, Jean Louis Géraud : "il s'agit d'une montagne de coraux et de roches noires, peuplée de requins marteaux".

### •1.4 L'ACTIVITÉ VOLCANIQUE DE LA GRANDE COMORE

#### •1.4.1 Le Karthala

L'activité historique du Karthala, depuis 1848, est essentiellement concentrée sur les deux rifts zones et sur la zone sommitale où elles convergent :

	% du volume émis	Nbre d'éruptions
Rift Nord	48	8
Zone sommitale	5	7
Rift Sud	43	6
Hors (1977)	4	1

Volumes estimés après éruption en fonction de la surface couverte et du type de coulée (Aa ou Pahoehoe).

Ces éruptions sont essentiellement fissurales, parfois uniquement effusives (1918). Elles sont souvent accompagnées de rideaux ou de fontaines de laves (... , 1972, 1977) qui bordent les



fissures de "spatter-remparts" (1876) ou de "spatter-cones". En fin d'activité, certaines bouches ont une petite activité strombolienne à l'origine de cônes de scories (1972).

L'éruption de 1918 s'est accompagnée d'importants effondrements dans la zone sommitale ayant approfondi de 150 m du "*Choungou Chahalé*" et la naissance du "*Choungou Chagnoumeni*". Ces effondrements certainement fréquents dans la caldeira sommitale polylobée, sont la conséquence d'éruptions magmatiques majeures ou d'éruptions paroxysmales (phréatique en 1918). Celles-ci vidangent rapidement et/ou déstabilisent un réservoir magmatique superficiel, qui s'effondre alors localement.

Une importante éruption datée à 4000 ans BP (Bachèlery et Coudray, 1993), est à l'origine d'une importante retombée de scories et de cendres ( $40$  à  $90.10^6$  m<sup>3</sup>), permettant de l'interpréter comme une puissante éruption phréatomagmatique, s'achevant par une phase purement phréatique. L'éruption phréatique de 1991 avec  $1,5.10^6$  m<sup>3</sup> seulement, est à l'origine d'un cratère d'explosion de 280 m de diamètre. Il est, dès lors, vraisemblable que l'éruption datée à 4000 ans, a pu notablement modifier la caldeira sommitale dans son agencement et son fonctionnement. Dans un passé lointain, celle-ci était certainement localisée 3 km au NE, indiquant une migration du réservoir magmatique superficiel vers le SO. En effet, on observe sur le flanc Est du Karthala des faciès majoritairement anciens, alors que le flanc Ouest est constitué de faciès récents. Ce dernier a une pente progressive qui traduit son développement en cours, auquel il faut peut être rattacher la présence du banc Vailheu plus au large?

Le suivi de l'éruption de 1991 a mis en évidence une séismicité localisée au Sud de la zone sommitale selon un axe N-S long de 7 km.

La taille de l'île de la Grande-Comore se rapproche de celle de la Réunion et de Fuerteventura (Canaries). Celles-ci pourraient alors servir de comparaison pour déterminer le stade de développement du Karthala. Cependant comme dans de nombreuses études de volcanisme d'îles océaniques, le développement des volcans boucliers de ces deux îles ont été étudiés par rapport à ceux définis sur les volcans hawaïens.

La structure actuelle du Karthala, avec ses deux rifts zones actives et bien définies, sa caldeira très active et les glissements de flancs à l'Est du sommet, est celle d'un volcan bouclier en phase d'édification (shield-building stage).

Son volcanisme actuel à la fois effusif et explosif, le rapproche de la fin du stade d'édification du bouclier, voire du stade de recouvrement (capping stage), dans le modèle défini par MacDonald et Katsura (1964).

Frey et al. (1990) se sont particulièrement intéressés à la transition entre le stade bouclier tardif et le stade post-bouclier, marquée par une chute de l'activité volcanique et par l'apparition d'éruptions hors du système des rifts zones. Ce modèle prend en compte la production annuelle de magma, avec comme exemple, deux volcans encore actifs, le Kilauea et le Mauna Loa. La production magmatique est de  $30$  à  $100.10^6$  m<sup>3</sup>/an durant le stade bouclier, puis devient plus faible et variable lors du stade post-bouclier, avec de  $2$  à  $10.10^6$  m<sup>3</sup>/an lors de la période basaltique et  $0,4.10^6$  m<sup>3</sup>/an lors de la période hawaïitique.

Les volumes émis par le Karthala lors des éruptions des 147 dernières années donne une production moyenne de  $1,87.10^6$  m<sup>3</sup>/an (Fig. 14.1, droites pleines). Mais celles antérieures à 1870 ne sont que mal datées et localisées, et ceci selon des témoignages souvent rapportés.

Aussi il est préférable de ne tenir compte que de celles postérieures à 1870 qui définissent alors un taux de production inférieur de  $1,15 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$  (Fig. 1.4.1, droites discontinues). De plus, la dernière éruption du Karthala (1977) se déroula hors du système des rifts zones.

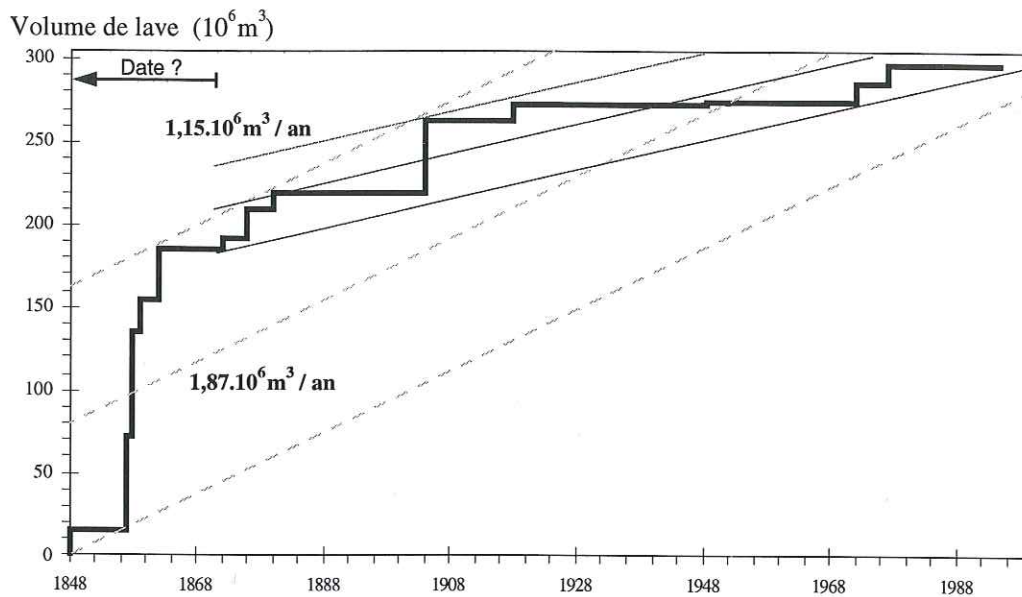


Fig. 1.4.1 : Courbe cumulative des volumes de laves émises depuis 1848 par la Karthala.

Ce modèle situe donc le stade actuel du développement du Karthala proche de la période basaltique du stade post-bouclier des volcans hawaïens.

Si ce dernier modèle a pour exemple un volcanisme hawaïen plus productif et moins alcalin que le Karthala, la présence sur les côtes du bouclier de ce dernier de rares récifs, indique qu'il a une vitesse de croissance encore assez importante pour contrebalancer la subsidence. Aussi, dans son stade actuel proche à la fois de celui de post-bouclier ou d'édification selon les modèles, le Karthala semble plutôt être à la fin du stade d'édification. D'autres modèles, tenant compte des données géochimiques, permettront plus loin de rediscuter cette classification.

En l'absence de toute datation absolue, Bachèlery et Coudray (1993) ont proposé de subdiviser les formations du Karthala en trois époques essentiellement en fonction de la persistance ou non des structures de surface et/ou de l'existence d'une couverture végétale. Ces subdivisions, qui seront utilisées lors de ce travail, sont les suivantes :

- ◆ coulées anciennes largement altérées ayant une couverture végétale et/ou d'altérites ferrallitiques. Elles se localisent surtout sur le flanc Est, ainsi que dans le massif du Badjini.
- ◆ coulées récentes ayant conservé leurs caractéristiques de surface et sont peu altérées. Elles constituent la majorité de l'édifice.
- ◆ coulées actuelles dépourvues de végétation et dont les structures de surface ne sont pas modifiées. Elles englobent les coulées historiques du XIX<sup>e</sup> et XX<sup>e</sup> siècle.



#### •1.4.2 *Le massif de La Grille*

L'activité de La Grille est beaucoup plus explosive que celle du Karthala, comme l'indiquent la densité et la taille des cônes de scories le recouvrant, ainsi que la présence, sur une grande partie de l'édifice de nappes de lapillis scoriacés.

Cette activité est ancienne comme en témoigne l'importance de la couverture d'altérites ferralitiques, ou les faciès altérés de la majorité de ses coulées à l'affleurement. Cependant, quelques coulées au Nord et à l'Est du massif (voir photo 3 et carte d'échantillonnage) s'individualisent par leur remarquable fraîcheur. Un recouvrement de retombées scoriacées sur une grande partie du massif est également une manifestation récente de La Grille. Sous celui-ci, deux bois carbonisés ont été récoltés au pied du grand cône de Sangani. Leur datation par la méthode du  $^{14}\text{C}$  a révélé des âges de  $1300 \pm 65$  et  $740 \pm 130$  ans BP (Bachelery et Coudray 1986, Bachelery et al. 1988).

Pour les coulées plus anciennes, l'homogénéité de leur faciès pétrographiques ne permet pas d'établir une chronologie relative. Bachelery et Coudray (1993) ont, en fonction de critères géomorphologiques, proposé de les subdiviser en deux époques qui seront utilisées lors de ce travail :

- ◆ coulées anciennes altérées ayant au moins une couverture de 10 cm d'altérites ferralitiques.
- ◆ coulées récentes ayant conservé leurs caractéristiques de surface.

L'absence de structures érosives importantes ne permet pas de relier le massif de La Grille au stade érosif des volcans-boucliers, bien qu'il existe tout un récif frangeant au Nord, qui est à l'origine du petit lagon de Mitsamiouli. La répartition des fissures éruptives sur l'ensemble de l'édifice, ainsi que la présence fréquente d'enclaves de péridotites dans les laves, indiquent l'approfondissement de sa zone de stockage. Ceci, ainsi que son magmatisme récent très alcalin et très explosif, le fait plutôt correspondre au stade post bouclier.

# L'éruption phréatique du Karthala (Grande Comore) en juillet 1991

Patrick Bachelery, Damir Ben Ali, Franck Desgrolard, Jean-Paul Toutain, Jean Coudray,  
Jean-Louis Cheminée, Jean-Claude Delmond et Jean-Louis Klein

C.R. Acad. Sci. Paris,  
t. 320, série II a,  
p. 691 à 698,  
1995

P. B. et J.-C. : CRV, Laboratoire  
de Sciences de la Terre,  
Université de La Réunion,  
15, avenue R.-Cassin, BP n° 7151,  
97715 Saint-Denis, La Réunion ;

F. D. : CRV, Laboratoire de Géologie,  
Université Blaise-Pascal, 5, rue Kessler,  
63038 Clermont-Ferrand Cedex,  
France ;

J.-P. T., J.-L. C. et J.-C. D. : Institut de  
Physique du Globe de Paris,  
4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05,  
France ;

D.-B. A. et J.-L. K. : CNDRS, BP n° 169,  
Moroni, Rep. Fed. Isl. des Comores,  
Comores.

**Résumé** L'éruption phréatique du Karthala survenue le 11 juillet 1991 a donné lieu à la première crise sismo-volcanique suivie sur ce volcan depuis l'implantation d'un réseau de surveillance. Cette éruption phréatique fut précédée d'une augmentation de la sismicité d'avril à juin, puis d'une forte crise sismique associée à une inflation du 30 juin jusqu'à l'explosion. Les produits de celle-ci ont recouvert une grande partie de la caldeira. Le cratère d'explosion formé est désormais occupé par un lac. Les données obtenues lors de cette éruption permettent de mieux cerner les causes des divers types d'éruptions phréatiques sur les volcans boucliers basaltiques.

**Mots-clés** : Volcanologie, Grande Comore, Karthala, Éruption phréatique, Sismicité, Cratère, Lac.

## Abstract Phreatic eruption at Karthala volcano (Grand Comoro) in July 1991

The July 11th 1991 phreatic eruption of Karthala volcano was the first seismo-volcanic event since the establishment of a survey network. This purely phreatic eruptive phase was heralded by an increase in seismicity from April to June 1991, followed by a sharp seismic crisis associated with inflation of the caldera between June 30th and the day of the explosion. Tephra from the explosion covered a large part of the caldera floor; the resultant explosion crater was filled by a lake. Data collected during this eruption lead to a better understanding of phreatic activity on basaltic shield volcanoes.

**Keywords**: Volcanology, Grand Comoro, Karthala, Phreatic eruption, Seismicity, Crater, Lake.

### Abridged English Version

KARTHALA volcano forms the southern two-thirds of the Grande Comore island. This basaltic shield volcano (2,631 m a.s.l.) displays a typical hawaiian structure, with two opposing rift zones diverging from a summit caldera, and a 290-m-deep pit-crater named "Choungou Chagnoumeni" lying in the center of the caldera (figure 1). During the last century, at least eight eruptions occurred, at least one being of phreatic character (1918). This eruption was preceded by flank magmatic activity that reduced the magma level beneath the summit caldera and allowed groundwater to flow into the conduit region, producing phreatic activity. After the explosions, collapse of the floor of the "Choungou Chahalé" crater, and of a new pit-crater, were recorded.

Since the establishment of seismic and deformation networks in 1986-88 (and until the beginning of April 1991) seismic activity had remained low with only four to five seismic events per month, and only weak changes in deformation. In the beginning of April the seismicity progressively increased. In May, an average of 5 events per day was reached, most of them located below the summit caldera of the volcano at depth between +1 to -2 km a.s.l. Some appeared to be deeper, between -4 and -10 km below sea level. On 4 May a summit seismic crisis occurred; in less than 1 hr. 161 seismic events (magnitude between 0.5 and 2) were recorded.

In June, the increase of seismicity became obvious, starting from an average of 5 to

### Note

présentée par  
Jean-Louis Le Mouél.

remise le 30 novembre 1994,  
acceptée le 7 février 1995.



10 vents per day in early June, reaching about 30 events per day at the end of the month (figure 2). Most of them were located at shallow depths below the summit caldera. At the same time, deformation measurements indicated a general deflation of about 25  $\mu$ rd (figure 4 a).

A drastic change in the seismicity took place on June the 30th at 16 : 40. More than 1,500 events per day were recorded during the first days of July, both short-period and long-period (about 80% of the seismicity). Short-period events, with magnitudes sometimes higher than 4 (max : 4.3), were located along a 5-km-long, roughly north-south axis below the southern part of the summit caldera and the volcano's south flank (figures 2 and 3). Many were felt by people living on the lower south flank, and part of the population moved toward Moroni, the capital of the country.

Between the 4th and the 10th of July, the seismicity reached the very high level of 4,000 earthquakes per day with mainly short-period events. But some long-period events with characteristic "cigar" chapes on seismographs were still recorded (15 to 30% of the seismicity). On the morning of July 10th, deformation measurements at six "dry-tilt" stations indicated a clear pattern defining a N 170°E inflation line through the middle of the caldera (figure 4 b).

The maximum intensity of the seismic crisis occurred during the night of July 10/11 with a continuous seismic disturbance of 11 hrs. At 03 : 35 on 11 July, this disturbance suddenly ceased. From 05 : 00, a strong smell of sulfurous gases was detected in the area of Moroni over a period of 2 hrs., causing a great confusion in the population. An aerial survey of the caldera in the morning revealed

that a phreatic explosion had occurred in the "Chougou-Chahalé" crater. A large part of the caldera floor was covered by blocks and ash (figure 5); the ground cover was blown by the explosion and thrown outside the caldera. A white cloud of gas and vapour lay in the "Chougou-Chahalé" crater obscuring the bottom. About a month later, the bottom of "Chougou-Chahalé" crater became visible and the new explosion crater (280 m in diameter, 43 m deep), partly filled by a lake of hot, green water, could be observed. Many occurrences of vigorous degassing were noticed both through the lake and along the wall of the new crater.

The 1991 phreatic eruption appears to be slightly different from one of 1918. The lack of both earlier magmatic activity and associated collapse implies that different causes should be considered for these two explosive events. The 1918 eruption may be related to rapid withdrawal of the magmatic column below the caldera a few days before the explosion, but the 1991 explosion seems to be associated only with strong seismic activity and slight inflation. Shallow earthquakes and inflation may have been generated by disturbance of shallow aquifers. The deeper southern seismicity may have been associated either with an increase of local tensile stress (maybe following regional or local seismic activity), leading to the opening of fractures, or with movement of magma. Deep intrusion or the southward migration of a magma batch within the volcano may have induced a temperature rise capable of generating a marked increase in pore-fluid pressure, leading to rock fracturing. In both cases, deep fracturing would favour fluid circulation and heat transfer from deep to shallow aquifers.

## INTRODUCTION

Le volcan actif Karthala occupe les deux tiers méridionaux de l'île de Grande Comore. Les principaux traits structuraux de ce volcan-bouclier basaltique (2 361 m) sont liés à l'existence des deux « rift zones » diamétralement opposées de part et d'autre d'une caldeira sommitale. Le centre de cette

caldeira est occupé par un cratère (« Chougou Chahalé ») d'environ 1,4 x 0,8 km de diamètre pour 290 m de profondeur. Un « pit-crater » (« Chougou Chagnoumeni ») existe également dans le lobe nord de la caldeira (Bachelery et Coudray, 1993). Les laves du Karthala sont des basaltes alcalins et basaltes picritiques, saturés ou faiblement sous-saturés (Strong, 1972).

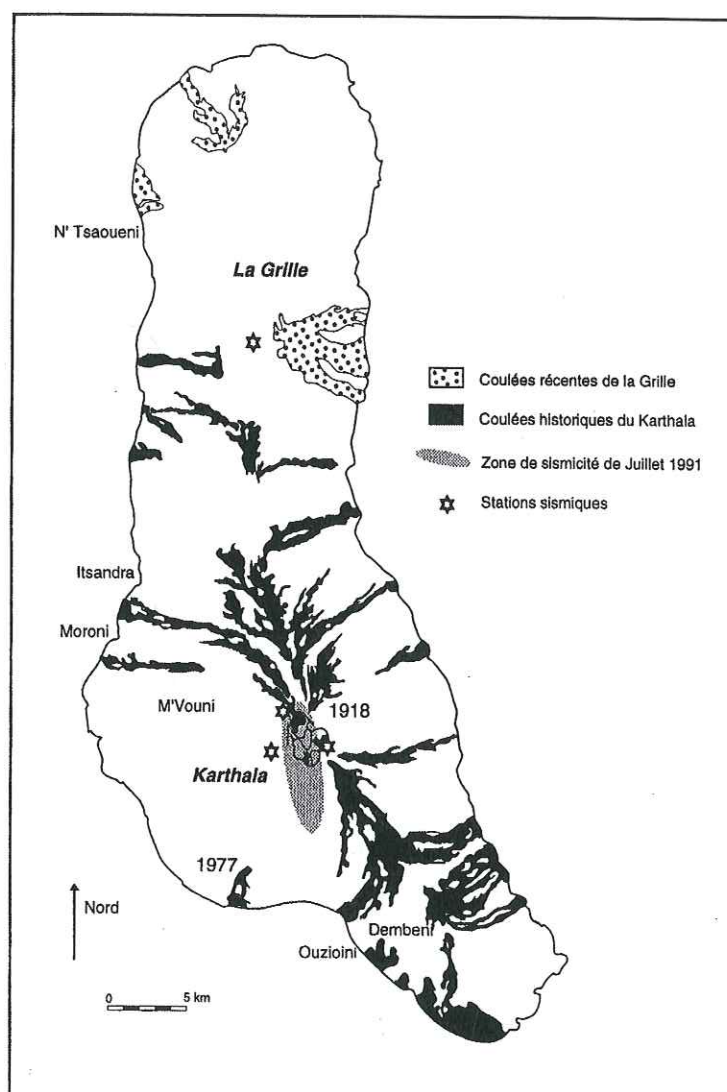


Au cours de ce siècle, avant l'éruption de 1991, le Karthala fut le siège de plusieurs phases éruptives dont huit sont bien répertoriées. Au cours de l'une d'entre elles (1918), un épisode phréatique fut décrit (Lacroix, 1920).

## I. ACTIVITÉ HISTORIQUE

L'activité éruptive du Karthala est essentiellement magmatique et fissurale. Durant la période historique, la plupart des éruptions eurent lieu le long des rift zones SE et nord du volcan (figure 1) ou dans la caldeira sommitale. Seule l'éruption d'avril 1977, dernière éruption magmatique du Karthala (Krafft, 1982), s'est produite à basse altitude (400 m) sur le flanc S-SW du volcan, hors des axes principaux de fracturation.

Des éruptions phréatiques et phréato-magmatiques ont été rapportées à diverses reprises ou reconnues par leurs dépôts. Au cours de ce siècle, les phases d'activité de juin 1948 et février 1952 ont été accompagnées de panaches chargés de cendres, laissant supposer l'existence de « complications phréatiques » des éruptions magmatiques en cours dans le fond des cratères « Chahalé » et « Chagnoumeni ». L'éruption phréatique d'août 1918 fut d'une toute autre importance (Lacroix, 1920). Elle fut précédée, 14 jours auparavant, d'une éruption magmatique fissurale le long de la rift zone nord. A la suite de cette éruption, les magnitudes des séismes demeurèrent suffisamment élevées pour rester perceptibles par la population. Les secousses les plus fortes furent ressenties au cours des deux jours précédant l'éruption phréatique. Deux explosions majeures eurent lieu les 25 et 26 août, avec expulsion de panaches de cendres à plus de 4 000 m d'altitude et émission de gaz soufrés. Le cratère d'explosion se situe dans la paroi nord du « Choungou Chahalé ». D'importants changements à l'intérieur de la caldeira du Karthala furent associés à cette éruption. Outre la formation du cratère d'explosion, le « Choungou Chahalé » s'effondra de 150 m, laissant une petite terrasse intermédiaire dans sa partie sud, seul témoin de son niveau antérieur. Le « Choungou-Chagnou-



meni » semble également s'être formé lors de cette phase ; sa profondeur atteignait 150 m. Les projections de cette explosion phréatique représentent un volume estimé à  $2.10^6 \text{ m}^3$ , comparable à celui du cratère d'explosion. La dispersion des particules fines fut à l'origine de pluies cendreuses dans un secteur allant de Moroni à N'Tsaouéni et plus au large.

## II. RÉSEAU D'OBSERVATION

Le suivi de l'activité du Karthala est effectué, depuis 1986, à l'aide d'un réseau de mesure des déformations de surface, et, depuis 1988, d'un réseau sismique.

**Figure 1** Carte de la Grande Comore. La zone ombrée correspond à la région dans laquelle ont été localisés les épicentres des séismes courte période durant la crise de juillet 1991.

Map of Grande Comore island. Shaded zone shows the location area of July 1991 short-period earthquake epicenters.



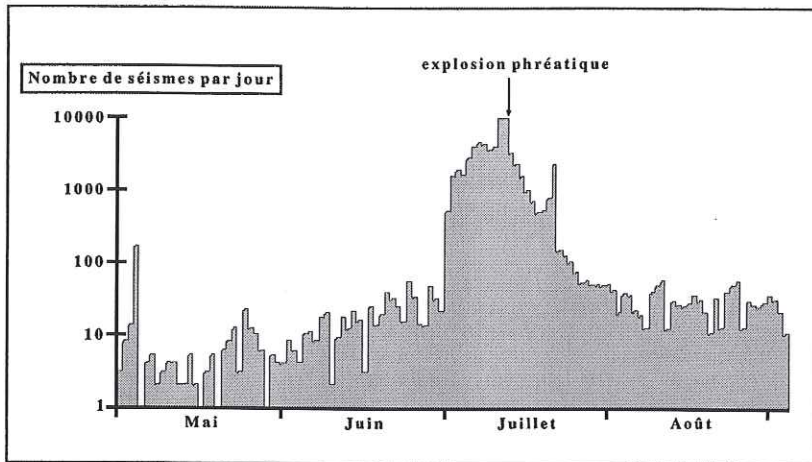


Figure 2

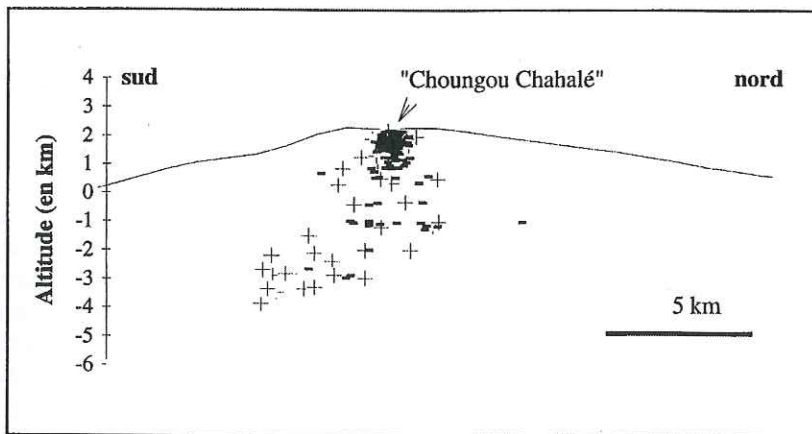


Figure 3

**Figure 2** Nombre de séismes enregistrés par jour pour les stations sismiques sommitales du Karthala de mai à août 1991.

Daily number of earthquakes recorded by summit seismic stations from May to August 1991.

**Figure 3** Localisation des hypocentres des séismes courte période de la crise de juillet 1991. Coupe N-S du Karthala (+ : séismes du 1<sup>er</sup> au 3 juillet ; - : séismes du 4 au 10 juillet).

Location of short-period earthquake hypocenters during July 1991 crisis. N-S section across Karthala volcano (+: earthquakes from July the 1st to the 3rd; -: earthquakes from July the 4th to the 10th).

Le réseau de suivi des déformations se compose de dix croix de nivellement réparties sur l'ensemble de la caldeira et de six profils de nivellement (environ 3 000 m) implantés dans les lobes nord et ouest de celle-ci.

Le réseau sismique se composait, en 1991, de quatre stations à composante verticale (1 Hz), trois d'entre elles implantées en zone sommitale du Karthala sur le pourtour de la caldeira, la quatrième, à 25 km au Nord du réseau précédent, sur le massif de La Grille. Les signaux sont transmis par radio à l'Observatoire du CNDRS à Moroni. Leur acquisition est faite sur enregistreur graphique.

### III. ACTIVITÉ ANTE-CRISE

Depuis l'installation de ces réseaux et jusqu'au début avril 1991, l'activité était très faible. La sismicité du Karthala fut en moyenne de quatre à cinq événements par mois, alors que les mesures de déformation ne montraient pas de variations significatives. Les foyers des séismes ont été localisés (calculs d'hypocentres réalisés à l'aide de trois stations seulement) à des profondeurs allant de 1 à plus de 10 km sous le sommet du volcan, les événements les plus profonds ayant des hypocentres sous le flanc ouest ou NW du volcan, alors que les événements les plus superficiels étaient localisés sous la caldeira sommitale.

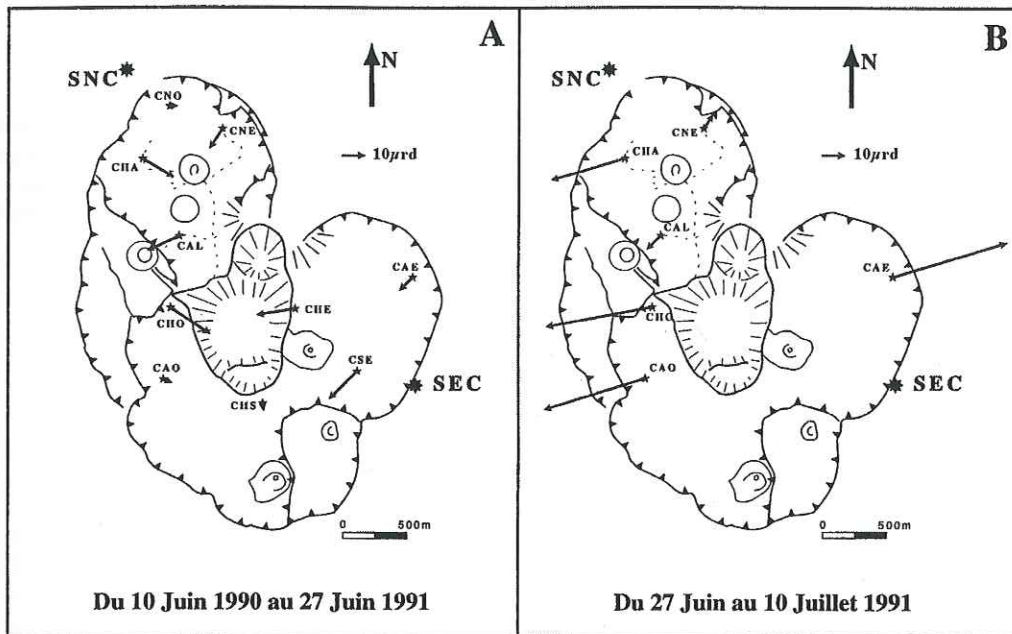
### IV. CRISE PRÉ-ÉRUPTIVE

La sismicité augmente sensiblement début avril, puis plus franchement au cours du mois de mai, avec en moyenne cinq événements par jour. Ces séismes se situent, pour la plupart, à faible profondeur (S-P généralement inférieur à 1 s) à l'aplomb de la caldeira (+1 à -2 km d'altitude) ; des événements plus rares provenant de foyers plus profonds (S-P variant de 2 à 6 s) ont été situés entre -4 et -10 km. Le 4 mai, durant moins de 1 h, un essaim de séismes superficiels (161) fut enregistré ; leurs magnitudes, estimées en fonction de la durée, ne dépassaient pas 2.

Durant le mois de juin (figure 2), l'augmentation de la sismicité fut nettement plus perceptible (de 5 à 10 séismes par jour en moyenne début juin, 10 à 20 à la mi-juin, puis 30 événements par jour en moyenne à la fin du mois). La grande majorité d'entre eux était localisée à faible profondeur sous la caldeira.

Les mesures de déformations réalisées le 27 juin ont montré l'existence d'un mouvement de plongement, focalisé selon un axe nord 170° à travers la caldeira. Les mouvements mesurés sont restés faibles, inférieurs à 25 µrd pour la période juin 1990-juin 1991 (figure 4 a).

Le 30 juin à partir de 16 h 40, l'activité sismique augmente considérablement. 1 500



**Figure 4** Déformation de surface mesurée sur les stations inclinométriques dans la caldeira sommitale : A = période ante-crise sismique. B = durant la crise sismique, avant l'explosion phréatique.

Surface deformation measured at the summit tilt stations: A = period before the seismic crisis. B = during the seismic crisis, before the phreatic explosion.

à 2 000 séismes sont enregistrés les 2 et 3 juillet. Deux types d'événements, rappelant singulièrement les signaux longue période et courte période décrits pour le Kilauea à Hawaii (Koyanagi *et al.*, 1982), sont identifiables : des signaux (type LP) basse fréquence (1 à 4 Hz) représentant environ 80 à 90 % de la sismicité, avec débuts émergents et sans modification sensible de leur fréquence entre le début et la fin du signal, et des signaux (type SP) à débuts très francs et de fréquence élevée (5 à 20 Hz), avec une atténuation progressive de celle-ci vers la coda. Seuls ces derniers ont été localisés selon un axe globalement N-S dirigé depuis la caldeira jusqu'à 5 km vers le Sud (figures 2 et 3). Certains d'entre eux ont des magnitudes supérieures à 4 (max : 4,3). Ces événements ont été très fortement ressentis par les populations du Sud de l'île, notamment dans la région de Dembeni, provoquant la migration d'une partie de la population en direction de Moroni.

A partir du 4 juillet, le nombre d'événements sismiques augmente encore, en même temps que leur localisation devient plus centrée et superficielle et que la proportion de séismes « type LP » diminue très nettement

pour ne représenter que 15 à 30 % de la sismicité totale. Ce type d'activité a prévalu jusqu'au 10 juillet, avec une moyenne de 4 000 séismes par jour.

Les mesures de déformation (figure 4 b) réalisées dans la matinée du 10 juillet sur six stations d'inclinaison de la caldeira permettent de mettre en évidence une très nette inflation atteignant 50 µrd axée sur une ligne médiane à la caldeira, d'orientation N 170°, dont la direction concorde avec celle définie par la sismicité.

## V. EXPLOSION PHRÉATIQUE

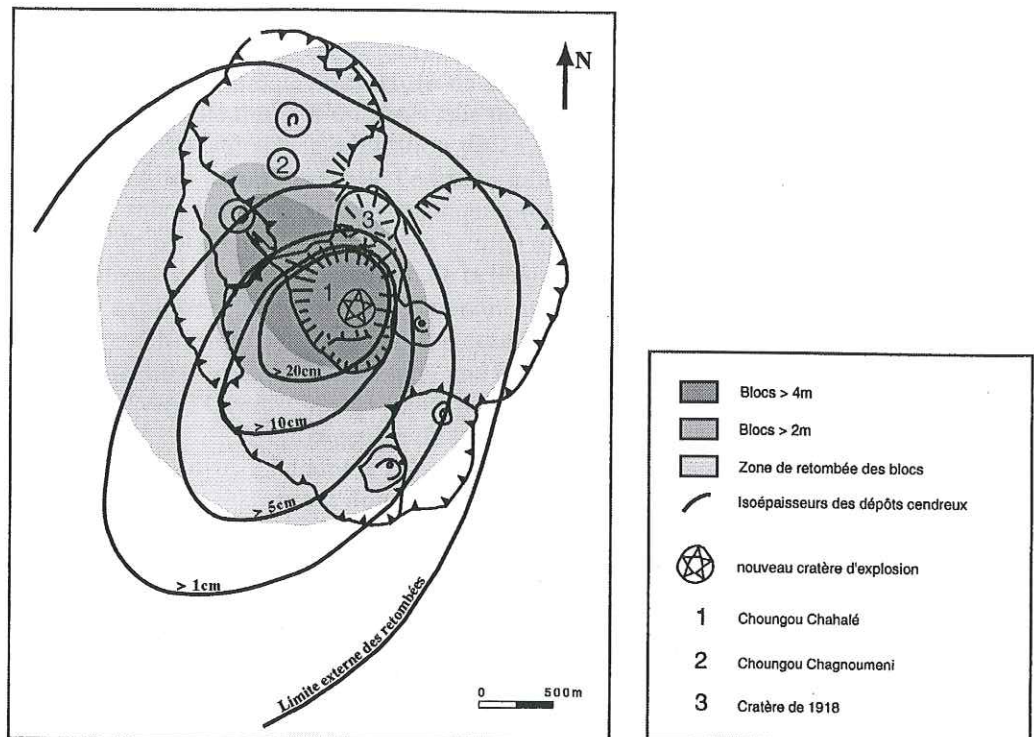
Le 10 juillet à partir de 16 h 38, les stations sismiques sommitales enregistrent une agitation continue à haute fréquence saturant les enregistreurs. Une reconnaissance effectuée sur tout le massif volcanique, y compris en zone sommitale, n'a montré aucune modification. Vers 03 h 35, le jeudi 11 juillet, le trémor qui durait depuis 11 h, diminue brutalement d'intensité, laissant à nouveau apparaître des événements sismiques distincts.

Peu avant 05 h 00, une forte odeur de gaz sulfurés est ressentie à M'Vouni, Moroni,



Figure 5 Carte de la zone sommitale du Karthala et de la répartition des dépôts de l'explosion phréatique du 11 juillet 1991.

Map showing Karthala summit area and deposits of the 11 July 1991 phreatic explosion.



Itsandra et dans les villages alentour, créant un vif émoi dans la population. Cette odeur se dissipe en l'espace de 2 h.

Une investigation menée dans la caldeira sommitale dans la matinée de cette même journée, nous a permis de constater qu'une explosion d'origine phréatique avait eu lieu, recouvrant une large partie du plancher de blocs, et de cendres fortement imbibées d'eau. Le cratère de cette explosion se situe dans le fond du cratère principal « Chougou Chahalé », au pied de sa paroi est ; son diamètre est d'environ 280 m, sa profondeur de 43 m (figure 5). Masqué par un nuage dense de gaz et vapeurs, ce cratère n'était pas visible après l'explosion. Un grondement continu provenait du fond. Après 1 mois environ, lorsque les émanations furent moins denses et les observations possibles, ce bruit fut associé à l'expulsion d'eau sous pression dans un lac teinté de rouge-brun, occupant le nouveau cratère. Peu de temps après, les suspensions oxydées ocre précipitèrent et la teinte de l'eau vira au bleu-vert, traduisant son caractère acide.

## VI. EFFET ET PRODUITS DE L'EXPLOSION PHRÉATIQUE

Les retombées de cette explosion sont constituées de matériel ancien pulvérisé, sans trace de magma juvénile. L'étude des dépôts permet de mettre en évidence un mode de mise en place mixte, avec à la fois des retombées aériennes directes (granoclasement normal, impacts à composante essentiellement verticale, diminution globale de l'épaisseur des produits en s'éloignant du cratère) et un effet de souffle latéral. Celui-ci est révélé par l'existence de variations locales et rapides de l'épaisseur du dépôt (comblement des petites dépressions), par leur accumulation contre les obstacles et parois faisant face au cratère d'explosion et par la disparition d'une partie de la forêt arbustive du fond de la caldeira (arbres arrachés et cassés, projetés au pied du rempart ou à l'extérieur).

Le volume des éjecta est estimé à  $1,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ , recouvrant une surface de  $12 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ . Si pratiquement toute la caldeira



fut affectée par les retombées (figure 5), les épaisseurs, à l'extérieur du « Choungou Chahalé », sont maximales (de l'ordre de 25 cm) dans le secteur ouest, zone dans laquelle des indications de l'existence d'un souffle latéral ont été recueillies. En particulier, les parois subverticales, à regard est, du rebord de la caldeira sont ici recouvertes d'un placage de cendres de 2 à 3 cm d'épaisseur.

La position du cratère d'explosion, au pied de la paroi est du « Choungou Chahalé », a contribué à concentrer cette « déferlante » latérale en déviant vers l'Ouest le souffle de l'explosion.

## VII. DISCUSSION

Même si certaines similitudes peuvent être notées (forte sismicité, existence de retombées aériennes directes et de déferlantes, odeur de gaz soufrés, persistance de l'activité sismique après l'éruption), l'éruption phréatique de juillet 1991 est sensiblement différente de celle qui a affecté le Karthala en 1918. L'absence de phase magmatique associée et l'absence de phase majeure d'effondrement ou même de subsidence impliquent qu'il faille rechercher des causes différentes pour ces deux manifestations explosives.

Une éruption phréatique est le résultat d'une perturbation d'un système géothermal superficiel. Des mécanismes tels que : (i) la chute soudaine du niveau magmatique à la suite de la vidange d'un important volume de magma lors d'une éruption (cas de l'éruption de 1918) ou d'une intrusion latérale (Dvorak, 1992), (ii) la baisse de pression de confinement d'un aquifère surchauffé à la suite d'un fort séisme, d'une activité sismique soutenue ou d'une réduction de la charge lithostatique, (iii) ou bien la remontée des isothermes par accroissement du flux de chaleur résultant d'un apport de magma ou de fluides chauds à travers un encaissant fracturé, sont susceptibles de conduire à une éruption phréatique (Barberi *et al.*, 1992).

Dans le cas de l'éruption de 1991 au Karthala, la première de ces possibilités ne semble pas pouvoir être invoquée. L'activité sismique profonde peut traduire une aug-

mentation du champ distensif local (due à la sismicité régionale ou locale) conduisant à l'ouverture de fractures, ou bien résulter d'un processus magmatique induisant une modification du champ de température au sein de l'édifice : mise en place d'une injection magmatique profonde ou migration du magma vers la zone sud du volcan. Une augmentation de la température dans un milieu poreux contenant un fluide conduit à une forte augmentation de la pression de fluide. Il en résulte une baisse de la pression effective aux joints pore-solide pouvant engendrer la genèse de fractures. La sismicité caractérisant le début de la crise (30 juin au 4 juillet) est dominée par les séismes de type LP. Ce type d'événement peut caractériser aussi bien un transfert magmatique qu'une fracturation faisant suite à une augmentation de la pression de fluide.

Dans un cas comme dans l'autre, l'ouverture de fractures va favoriser les circulations de fluides et donc les transferts de chaleur depuis les aquifères profonds vers les aquifères plus superficiels, conduisant ainsi à une déstabilisation « en chaîne ».

L'importante sismicité superficielle accompagnant cette éruption peut être expliquée par un effet de dilatation et de vaporisation de nappes d'eau souterraine. Le fait qu'après l'explosion, un lac se forme dans le cratère nouvellement ouvert et que de l'eau en soit violemment expulsée, nous paraît indiquer une nette remontée du niveau piézométrique pouvant résulter d'un effet de dilatation du milieu aqueux, ou d'une remontée de celui-ci à la suite de la mise en place ou du déplacement d'un corps chaud en profondeur.

## VIII. CONCLUSION

Les éruptions phréatiques constituent une composante importante de l'activité des volcans-boucliers basaltiques. Leur violence, inhabituelle pour ce type d'édifice, et leur soudaineté en font des événements parmi les plus dangereux. Les principaux risques associés à ces manifestations résultent de la chute des blocs rocheux mais également de l'existence possible de « base surge », voire,



dans certaines conditions, de la formation de lahars ainsi que de l'émission de gaz toxiques.

Ce type d'éruption est donc l'un des plus redoutables et il est essentiel en termes de prévision de pouvoir en déterminer les signes

précurseurs. Peu d'éruptions phréatiques ont pu être suivies par un réseau de surveillance volcanologique, notamment sur les volcans-boucliers basaltiques. Les résultats acquis sur le Karthala lors de l'éruption de 1991 n'en présentent donc que plus d'intérêt.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BACHELERY, P. et COUDRAY, J., 1993. *Carte volcanotectonique de la Grande Comore (Ngazidja) au 1/50 000 avec notice explicative*, Ed. Mission Franç. de Coopération aux Comores.
- BARBERI, F., BERTAGNINI, A., LANDI, P. et PRINCIPE, C., 1992. A review on phreatic eruptions and their precursors, *Journ. Volc. Geoth. Res.*, 52, p. 231-246.
- DVORAK, J. J., 1992. Mechanism of explosive eruptions of Kilauea volcano, Hawaii, *Bull. Volcanol.*, 54, p. 638-645.
- KOYANAGI, R. Y., CHOUET, B. et AKI, K., 1987. Origin of volcanic tremor in Hawaii, Part I, Data from the Hawaiian Volcano Observatory 1969-1985, *US Geol. Survey Prof. Paper* 1350, p. 1221-1257.
- KRAFFT, M., 1982. L'éruption volcanique du Karthala en avril 1977 (Grande Comore, Océan Indien), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, série II, p. 753-758.
- LACROIX, A., 1920. Une éruption du volcan Karthala à la Grande Comore en août 1918, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 171, p. 5-10.
- STRONG, D. F., 1972. The petrology of the lavas of Grande Comore, *Journ. Petrol.*, 13, p. 181-217.



Photos complémentaires à l'article.



Photo 7 : Cratère de l'explosion phréatique et son lac ( $\varnothing=280$  m), août 1991.



Photo 8 : Bloc projeté lors de l'explosion phréatique du 11 juillet 1991, brisé en deux à l'impact.

En référence aux nombreuses études existantes sur les volcans hawaiiens, les stades d'évolution différents des massifs de La Grille et du Karthala, ainsi que leur activité, permettent



d'attendre des laves de chimisme, de minéralogie et d'origine assez différents.

L'existence d'un lien entre les produits du Badjini et du Karthala ancien, correspondant apparemment à une même période d'activité, sera également un point de comparaison intéressant de l'étude pétrologique.

•2

**Description pétrographique et minéralogique  
des laves et des enclaves des massifs du  
Karthala et du Badjini**



•2

**Description pétrographique et minéralogique  
des laves et des enclaves des massifs du  
Karthala et du Badjini**

## •2.1 ECHANTILLONNAGE ET MÉTHODES D'ANALYSE

L'échantillonnage utilisé ici a diverses origines : celui effectué par Patrick Bachèlery depuis 1984 concernant essentiellement le Karthala (échantillons nommés 85Ka75, 89Ka6, ...), et celui effectué lors de deux missions à des fins complémentaires (noms K33, B58, ...) et dont la localisation est reportée sur la carte suivante (Fig. 2.1).

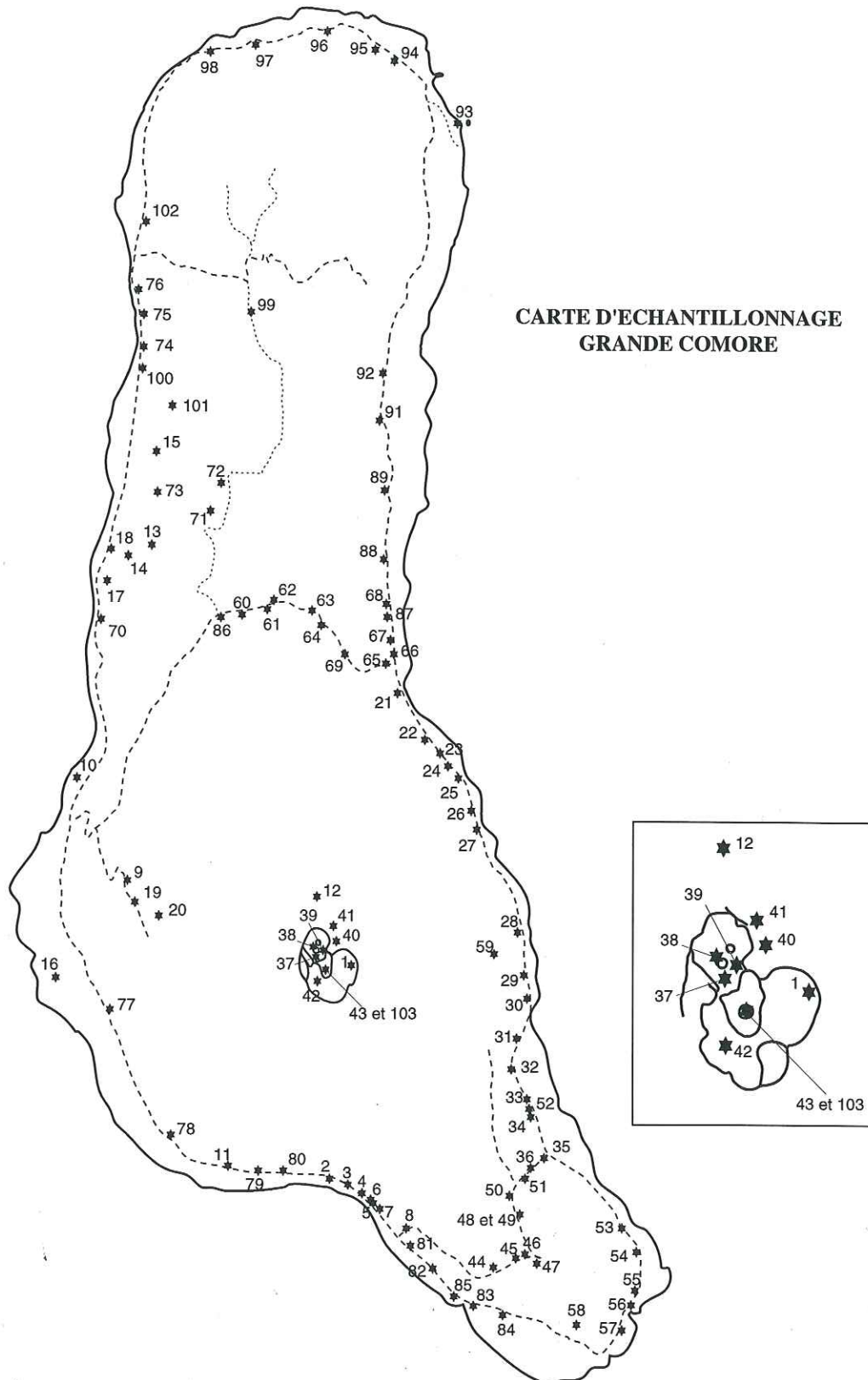


Fig. 2.1 : Carte d'échantillonnage des campagnes de 1991 et 1992.



Ces derniers ont été prélevés dans les zones les plus saines de chaque coulée, afin de s'affranchir au maximum des conséquences importantes de l'altération sous ce climat tropical. La figure 2.1 permet de localiser les différents échantillons prélevés sur la Grande Comore.

Les analyses des éléments majeurs et traces ont été effectuées par ICP au laboratoire de Clermont-Ferrand. Un tableau de toutes ces analyses et de leur norme CIPW se trouve également en annexe.

Nous citerons à l'occasion d'autres analyses de laves du Karthala et du Badjini, déjà publiées et qui seront regroupées sous le pseudonyme "SUFK" :

- 54 analyses par fluorescence X, en partie publiées dans Strong (1972) et également fournies par l'auteur (St24Kar, St65Gril, ...). Celles-ci sont assez nombreuses et permettent en particulier de mieux contraindre les évolutions pour les roches les plus magnésiennes.
- 4 analyses (Up65a) publiées par Upton (1974), concernant des produits des éruptions du Karthala de 1965 et 1972.
- 2 analyses de Flower (1971) : une coulée récente du Karthala et une de La Grille.
- Et 2 analyses de Krafft (1982) concernant la dernière éruption magmatique de 1977 à Singani.

Cette diversité d'origines fait que les éléments traces analysés ne sont pas toujours les mêmes, ce qui ne simplifiera pas les comparaisons entre éléments, mais aussi entre phénomènes observés ou démontrés par la suite.

## •2.2 DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

Les coulées récentes et actuelles du Karthala, à cause de leur altération minimale, ont été la cible privilégiée de notre échantillonnage. Elles sont essentiellement de type "aa", plus rarement "pahoe hoe", et se composent essentiellement de basaltes subaphyriques, de basaltes à olivine et/ou clinopyroxène, d'océanites, ainsi que de quelques ankaramites.

Les coulées du Karthala ancien et du Badjini, qui sont considérées comme synchrones, ont été moins échantillonnées du fait de leur plus grande rareté et de leur altération parfois très importante. Un faciès de basalte porphyrique à plagioclases centimétriques les caractérise tout particulièrement.

### •2.2.1 *Basaltes porphyriques*

Les phénocristaux de ces laves mélanocrates sont principalement de l'olivine, du clinopyroxène et plus rarement du plagioclase. La matrice contient essentiellement des microcristaux d'olivine, de clinopyroxène, de plagioclase et d'oxydes ferro-titanés. On distingue les types suivants :

**Océanites** : basaltes mélanocrates très riches (>15%) en phénocristaux de ferromagnésiens, composés en majorité d'olivine, et contenant fréquemment quelques phénocristaux de clinopyroxène, .

**Ankaramites** : prises au sens strict, elles sont nettement moins fréquentes que les précédentes. Elles sont mélanocrates et se caractérisent par une proportion plus importante de phénocristaux de clinopyroxène (parfois centimétrique) que d'olivine.

Océanites et ankaramites seront à l'occasion rassemblées sous le terme générique de "picrites" ou "basaltes picritiques", au sens de basaltes magnésiens particulièrement riches en phénocristaux d'olivine et/ou de clinopyroxène.

**Basaltes à olivines** : ils se caractérisent par des proportions de phénocristaux inférieures à celles des océanites (5 à 15%).

**Basaltes à plagioclases** : basaltes clairs, appartenant exclusivement aux produits du Karthala ancien et du Badjini. Ils se caractérisent essentiellement par la présence de très nombreuses lattes centimétriques de plagioclases, leur donnant une texture doléritique. Celles-ci sont regroupées en agrégats plagioclasiques ou associées à quelques phénocristaux de clinopyroxène et/ou d'olivine souvent iddingsitisée.

Toutes ces laves porphyriques sont émises principalement à faibles altitudes, le long des rifts zones. Elles représentent également la majorité des produits des éruptions ayant eu lieu hors de ces rifts zones.

### •2.2.2 *Basaltes subaphyriques*

Ils sont assez fréquents dans les deux massifs et sont généralement sombres, sauf quand le plagioclase devient important dans la matrice. Dans ces laves, les phénocristaux sont rares



(<5%) et sont principalement des olivines et des clinopyroxènes. Toutefois, le plagioclase y est souvent présent sous forme de quelques cristaux parfois plurimillimétriques. Ces phénocristaux sont fréquemment associés en agrégats isolés dans la matrice avec des microphénocristaux de même nature.

Ces basaltes représentent la majorité des laves des éruptions sommitales récentes du Karthala.

Ils rassemblent également la majorité des hawaiiites, toutes échantillonnées dans le Karthala. Il est à noter, parmi celles-ci, l'hawaiiite de l'éruption de 1965 qui contient quelques phénocristaux de plagioclase.

### •2.2.3 *Enclaves*

#### •2.2.3.1 *Enclaves cogénétiques*

Bachèlery et Coudray (1990) remarquent que les enclaves ultrabasiques jouent un rôle variable tout au long de l'histoire du Karthala :

- Les produits du Karthala ancien renferment des dunites, wehrlites, gabbros.
- Alors que ceux du Karthala récent sont le plus souvent dépourvus d'enclaves ultrabasiques et basiques.

Nous n'avons observé que très rarement leur présence dans les coulées échantillonnées et uniquement dans les laves du Karthala ancien. En effet, on note l'existence, dans certaines laves du Karthala ancien et du Badjini, de nombreuses microenclaves de natures gabbroïque et clinopyroxénitique. Mais elles se manifestent avant tout sous forme de blocs épars dans et autour de la caldeira sommitale. Ceux-ci sont généralement des blocs projetés lors d'éruptions récentes de nature phréatique ou phréatomagmatique. Il s'agit essentiellement de blocs de gabbros, clinopyroxénites ou dunites.

**Dunites** : elle sont très rares dans les laves du Karthala et du Badjini, où elles se manifestent essentiellement sous forme de microenclaves de phénocristaux et microphénocristaux associés en agrégats, traduisant leur origine cumulative. Ces olivines renferment quelques chromites magnésiennes.

**Clinopyroxénites à olivine** : elles font partie des blocs récupérés dans la caldeira sommitale. Elles sont essentiellement constituées de gros cristaux (0,5cm) de clinopyroxène et de quelques olivines ( $\approx 5\%$ ) équigranulaires, de rares plagioclases et de quelques chromites magnésiennes en inclusion dans l'olivine. Dans une de nos enclaves, on note l'absence de phases intercumulus, mais de nombreuses vacuoles indiquent qu'elle a partiellement fondu ou réagi avec d'autres liquides.

**Gabbros** : une enclave, ayant une structure grenue à microgrenue, a été échantillonnée également sous forme de blocs projetés. Elle est principalement constituée de cristaux centimétriques d'olivine fracturés et de clinopyroxène, partiellement inclus dans des plagioclases subautomorphes et pœcilitiques, traduisant leur apparition plus tardive. Les

oxydes sont de différentes natures : des grains millimétriques de titanomagnétites, quelques petits d'ilménite, et des chromites magnésiennes en inclusion dans les olivines. Le tout baigne dans un ensemble de cristaux plus petits constitués par les mêmes espèces minérales, accompagnés localement de quelques petites zones de liquide brun foncé.

### •2.2.3.2 Enclaves énallogènes

Leur nature est peu variée. Notre échantillonnage révèle la présence fréquente de grains de quartz dans les laves du Karthala et du Badjini, qui sont le plus souvent isolés, mais qui peuvent également se retrouver sous forme d'agrégats polycristallins (Photo 9).

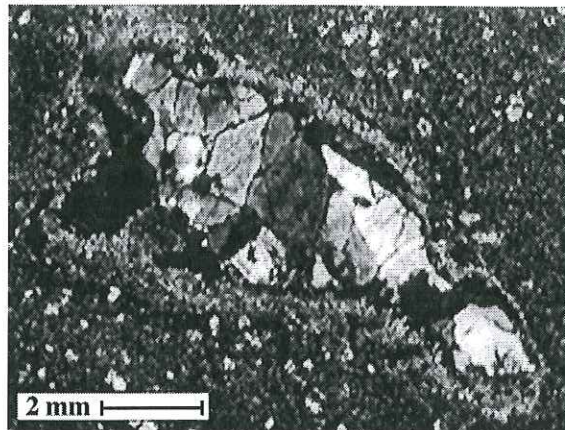


Photo 9 : Enclave quartzreuse polycristalline et sa couronne réactionnelle de clinopyroxènes (B56).

La taille des grains de quartz isolés varie entre 1 et 8mm. Ils sont généralement entourés d'une fine couronne de réaction avec le liquide basaltique, constituée essentiellement de clinopyroxènes riches en Si et pauvres en Al et Ti.



## •2.3 DESCRIPTION MINÉRALOGIQUE

Les paragenèses des basaltes du Karthala et du Badjini sont donc assez variées, avec, parmi les phénocristaux, une omniprésence de l'olivine et une grande fréquence du clinopyroxène. Le plagioclase n'apparaît pratiquement que pour les termes les plus différenciés : hawaïites ou trachybasaltes potassiques.

La matrice de ces laves se compose de microlites de ces phases, et Strong (1972) cite également la présence de néphéline.

### •2.3.1 Les clinopyroxènes

• **le Karthala** : le clinopyroxène est toujours présent parmi les phénocristaux des laves non aphyriques. Que ce soit dans les basaltes porphyriques ou subaphyriques, on distingue la présence de phénocristaux et de microphénocristaux de clinopyroxène, traduisant deux étapes de cristallisation.

Les *phénocristaux*: Ils sont nombreux dans les ankaramites, fréquents dans les océanites et souvent présents dans les basaltes à Ol+Cpx. Ils sont souvent centimétriques et pœcilitiques, renfermant fréquemment des microphénocristaux d'olivine en inclusions (Photo 10) et ceci pas seulement aux bordures, indiquant l'antériorité de ces dernières lors de la cristallisation. Un gros clinopyroxène pœcilitique de la lave K6 s'est déstabilisé en un assemblage particulier de BP constitué de gros microlites de plagioclase associés à quelques oxydes et une faible quantité de liquide (Photo 11). Son aspect automorphe est lié à la cristallisation de ses bordures en équilibre avec le basalte et il est souligné par une légère zonation optique.

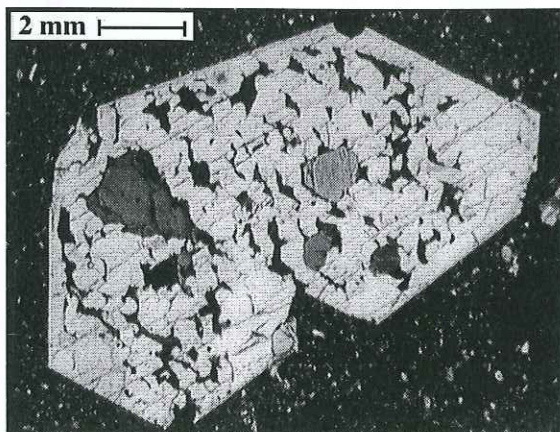


Photo 10 : Phénocristal de clinopyroxène pœcilitique avec des microphénocristaux d'olivine en inclusion (K6).

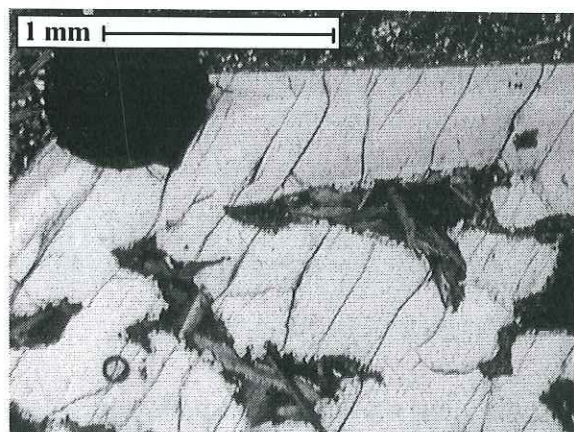


Photo 11 : Recristallisation partielle du même phénocristal en un assemblage de BP : pl+liq+sp.

Par leurs formes souvent automorphes, par leurs zonations, par leurs nombreuses inclusions de microphénocristaux d'olivines (automorphes, résorbées ou tectonisées) et enfin par leurs déstabilisations occasionnelles en assemblage de BP, ces phénocristaux de clinopyroxènes sont d'importants témoins de l'évolution des liquides magmatiques jusqu'à leur différenciation à des



niveaux plus superficiels, ou leur émission directement depuis des zones intermédiaires. On rencontre de gros fragments manifestement issus de clinopyroxènes centimétriques brisés.

Les *microphénocristaux* sont, comme les phénocristaux, moins nombreux dans les basaltes à Ol+Cpx. Ils ont différents habitus : plus ou moins pœcilitiques au cœur mais à bords intacts leur donnant un aspect automorphe, zonés, à inclusions d'oxydes ou à bords arrondis apparemment déstabilisés. On les rencontre :

- \* soit regroupés en agrégats de clinopyroxènes uniquement (K5 - 8 - 11 - 14 - 15 - 25 - 30 - 31), photo 12.

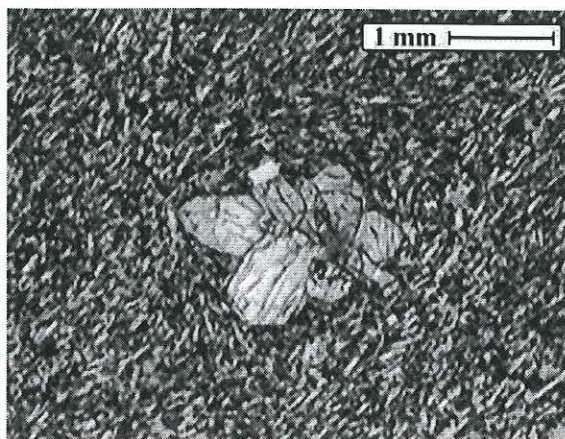


Photo 12 : Agrégat isolé de clinopyroxènes (K25).

- \* soit associés à d'autres microphénocristaux de plagioclase et/ou olivine (Photo 14).

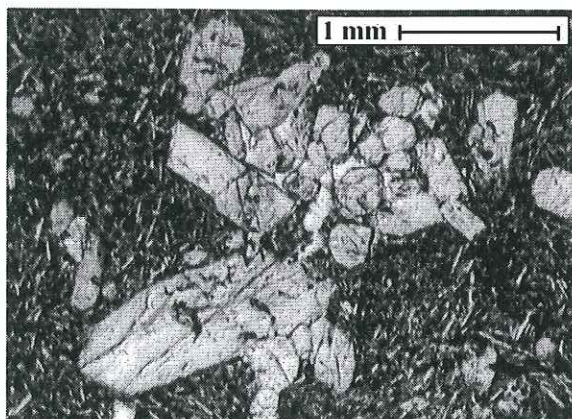


Photo 13 : Agrégat de clinopyroxènes (K15).

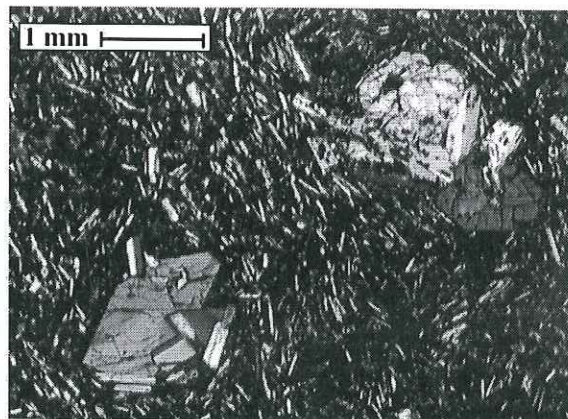


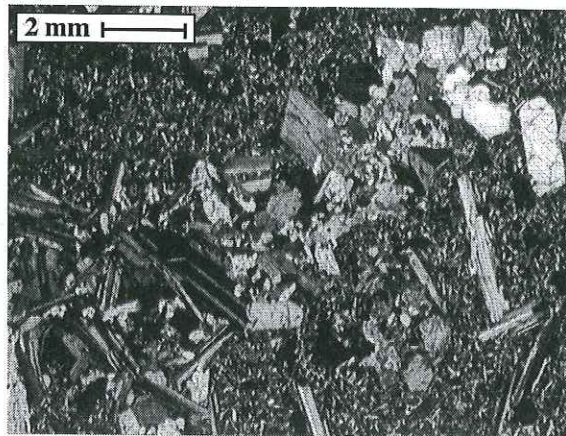
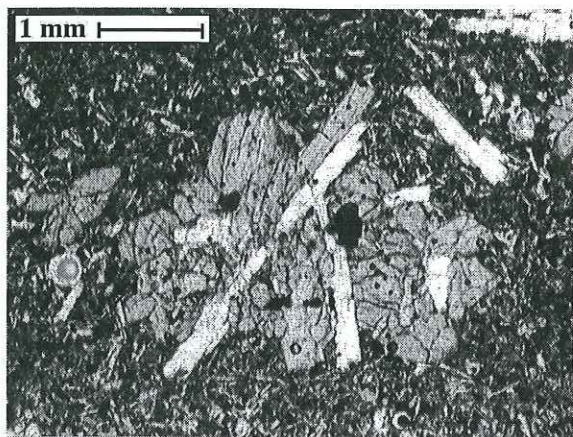
Photo 14 : Agrégat de cpx+ol+pl (89Ka7).

Les *microlites* sont rarement absents de la matrice et ils atteignent parfois des tailles importantes quand celle-ci est complètement cristallisée. On rencontre parfois des agrégats de ces gros microlites associés à d'autres de plagioclase et/ou olivine (K38).

Les phénocristaux et microphénocristaux de clinopyroxène portent donc souvent les caractères d'un déséquilibre avec leur basalte hôte, ainsi que des inclusions de microphénocristaux d'olivine et des associations en agrégats, qui leur confèrent une origine à rechercher dans les enclaves congénères.

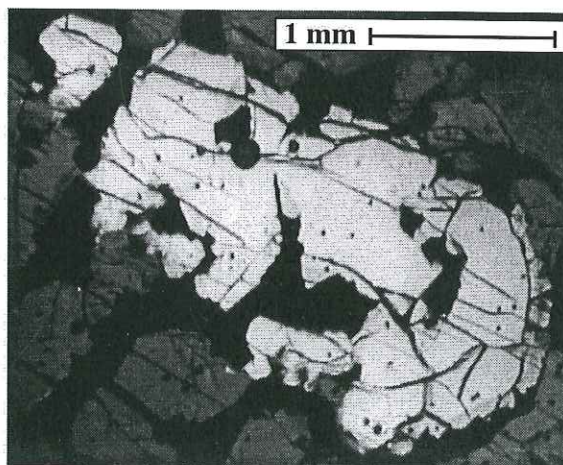
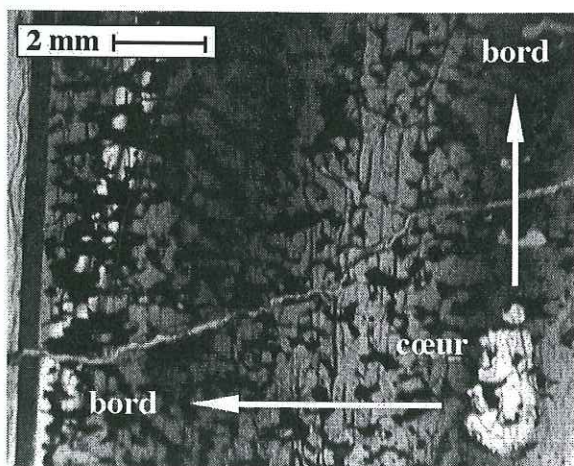


• le massif du **Badjini** : notre échantillonnage restreint de ce volcanisme ancien nous a offert deux types de laves. Des basaltes subaphyriques (B55-56) avec quelques microphénocristaux de clinopyroxène à cœur plus ou moins pœcilitique, parfois regroupés en agrégats. Et un basalte porphyrique (B58) à phénocristaux de Pl+Cpx+Ol, où ceux de clinopyroxène ont souvent des cœurs pœcilitiques et des bords zonés massifs englobant quelques microlites de plagioclase. On y observe également des agrégats de microphénocristaux de Cpx et Pl+Cpx+Ol (Photos 15 et 16).



Photos 15 et 16 : Agrégats clinopyroxénitiques et gabbroïques (B58).

Il existe un type particulier de basaltes porphyriques, à clinopyroxènes pluri-centimétriques (Photo 17) et à olivine. Des cristaux isolés ont été observés au microscope et analysés à la microsonde électronique. Ils sont tous pœcilitiques sauf aux bords, ce qui leur confère une origine différente des clinopyroxènes plus petits faisant partie du cortège minéralogique du basalte hôte. Cette origine certainement profonde a conduit à une déstabilisation de ces mégacristsaux, donnant des liquides très bruns et des oxydes opaques. De plus, un de ces clinopyroxènes possède une inclusion légèrement plus magnésienne (Mg# 91-93) que son cœur (Photo 18).



Photos 17 et 18 : Clinopyroxènes pluri-centimétriques du Badjini.

• Dans les **enclaves** associées :

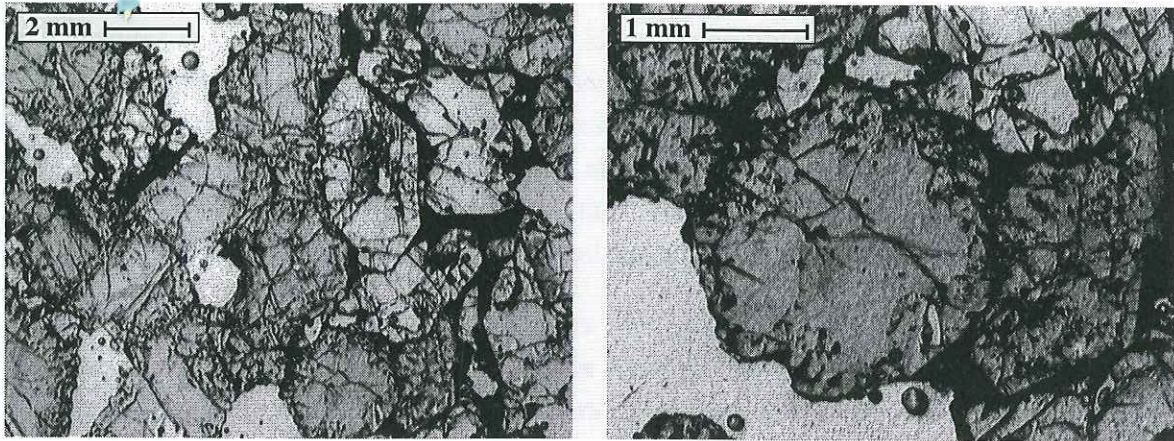
Celles-ci sont essentiellement des blocs de clinopyroxénites et gabbros, remontés lors d'éruptions phréatiques ou phréatomagmatiques. Le Karthala ancien fournit quant à lui quelques



exemples de laves contenant de nombreuses microenclaves gabbroïques.

Dans les gabbros (88Ka5A), les clinopyroxènes sont souvent de gros cristaux automorphes, alors que dans les microgabbros, ils font partie des ensembles de petits cristaux de Pl+Ol+Cpx englobant les phénocristaux de Pl+Ol. D'ailleurs, leur forme automorphe rappelle énormément celle des microphénocristaux isolés ou en agrégats des laves du Karthala.

Les enclaves de clinopyroxénites (88Ka5B) ont partiellement réagi et perdu de la matière (Photo 19). Les clinopyroxènes au contact des vacuoles ont leurs bordures en déséquilibre (donnant essentiellement des petites lentilles de liquide), alors que ceux aux contacts intergranulaires sont intacts (Photo 20).



Photos 19 et 20 : Clinopyroxénite et détail d'un clinopyroxène à bordure recristallisée (88Ka5B).



### •2.3.2 Les olivines

L'olivine est une phase importante des laves comoriennes, car elle est systématiquement présente sous forme de microlites, et très rarement absente en tant que phénocrystal.

- Dans les **enclaves** cogénétiques :

Gabbros : les olivines y sont de différentes tailles, parfois centimétriques. Aucune n'est automorphe (formes irrégulières et très arrondies) et seulement quelques unes présentent des lamelles de déformation. La grande majorité est cataclasée et contient de nombreuses inclusions fluides et de petits spinelles chromifères.

Dunités : elles se rencontrent essentiellement sous forme de microenclaves fréquentes dans les océanites et les ankaramites du Karthala. Elles se composent en quasi-totalité d'olivines de même taille souvent iddingsitisées et cataclasées, et dont une majorité présente des "kink-bands" et/ou une extinction ondulante. Ces olivines renferment quelques inclusions de spinelles chromifères. Les bords de ces microenclaves sont arrondis suite à une réaction avec la lave hôte. On rencontre à leurs abords de nombreux cristaux ou fragments de cristaux partiellement résorbés issus de la dislocation de ces enclaves dunitiques.

Clinopyroxénites : leurs quelques olivines sont iddingsitisées et de petite taille, et ne présentent aucun signe de déformation. Les bords arrondis des olivines et des clinopyroxènes, ainsi que la présence d'interstices entre les cristaux, indiquent une réaction avec du liquide basaltique hôte, ou en réponse à une variation de conditions physiques. De nombreux spinelles chromifères, parfois de taille conséquente, sont présents en inclusion dans ces olivines.

- Dans les **océanites et ankaramites** : elles ont différents habiti reflétant différentes origines.

Phéno et microphénocristaux : leurs sections sont anguleuses avec des formes losangiques et hexagonales, voire des habiti particuliers en baguettes ou squelettiques (Photo 21) traduisant une cristallisation lors d'un refroidissement rapide.

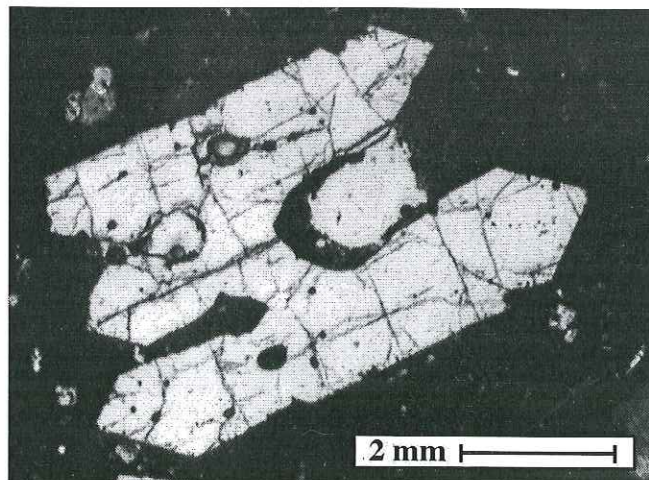


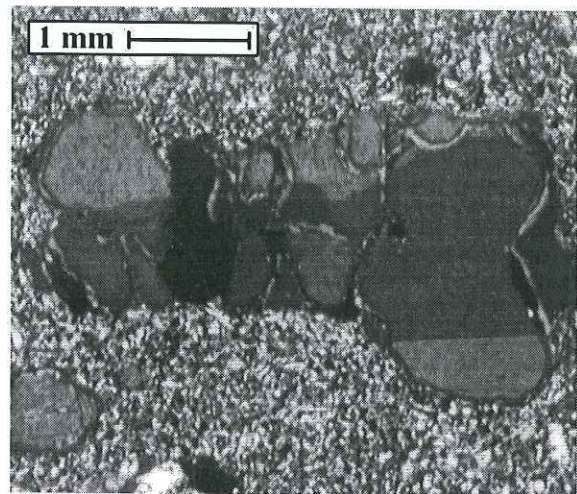
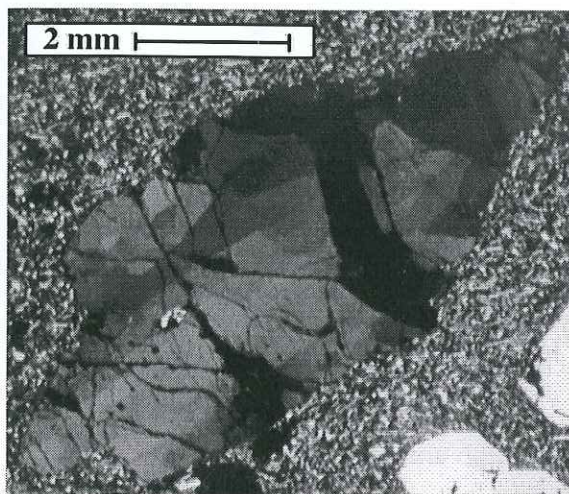
Photo 21 : Olivine squelettique.

Leur taille est fréquemment inférieure à celle des xénocristaux, et les extinctions de ces



différents phénocristaux sont franches. Les fractures intracristallines les affectant systématiquement sont généralement d'une largeur quasiment constante et modérée par rapport à celles des xénocristaux d'olivine plus déformés.

Xénocristaux : ils ont une taille très variable pouvant atteindre plus de 1 cm et se caractérisent par la présence très fréquente de "kink-bands" (Photo 22) et/ou d'extinctions ondulantes ou par partie, comme dans les olivines des enclaves endogènes. Leur séparation depuis des agrégats ou des enclaves a favorisé leur fusion congruente dans la lave hôte. Ils acquièrent ainsi une forme aux angles arrondis, voire globuleuse (Photo 23). Cette désagrégation d'enclaves peut être partielle et donner des agrégats polycristallins. Des fractures intracristallines initiales, qui ont été élargies par les mouvements magmatiques et les phénomènes de dissolution, aboutissent fréquemment à la fragmentation de ces olivines. La présence de quelques spinelles chromifères est quasi systématique.



Photos 22 et 23 : Xénocristaux d'olivines tectonisées et résorbées.

Les xénocristaux et phénocristaux d'olivines sont dans des proportions très variables, mais les xénocristaux arrondis sont généralement les plus nombreux.

Telqu'au Piton de la Fournaise (Réunion), les océanites du Karthala ont une origine complexe, comme en témoignent certaines associations (par exemple dans l'océanite K32) :

- 13% de phénocristaux d'olivine parfaitement automorphes.
- 3% de xénocristaux d'olivine fragmentés, résorbés et présentant des lamelles de déformation.
- 6% de clinopyroxènes parfois centimétriques, avec de multiples zonations.
- 3% de microphénocristaux de plagioclase tabulaires parfois en agrégats par dizaines.
- quelques spinelles de taille  $\leq 2\text{mm}$ .

◊ Dans les **basaltes subaphyriques** : l'olivine est souvent moins fréquente que le clinopyroxène.



### •2.3.3 Les plagioclases

Habituellement présent en microlites, le plagioclase est la phase phénocristalline principale de certains basaltes porphyriques du Karthala ancien et du Badjini. Des microphénocristaux sont également fréquents dans les laves subaphyriques.

#### Enclaves

Les seules enclaves du Karthala qui contiennent une quantité significative de plagioclase sont les gabbros (Photo 24) et microgabbros remontés lors d'éruptions phréatiques ou phréatomagmatiques. Le plagioclase y est une phase tardive quasiment intercumulus englobant l'olivine et le clinopyroxène.

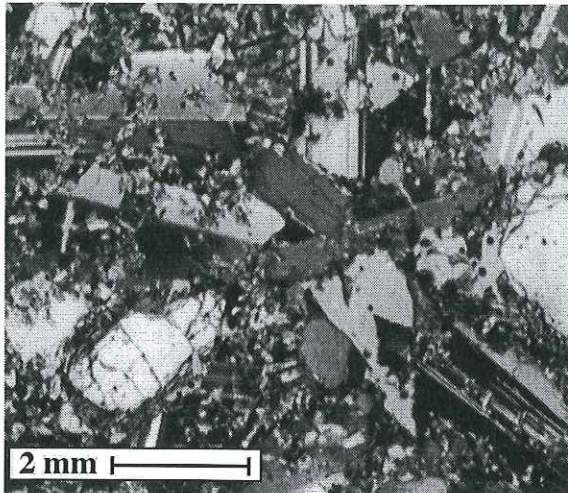


Photo 24 : Gabbro (88Ka5B).

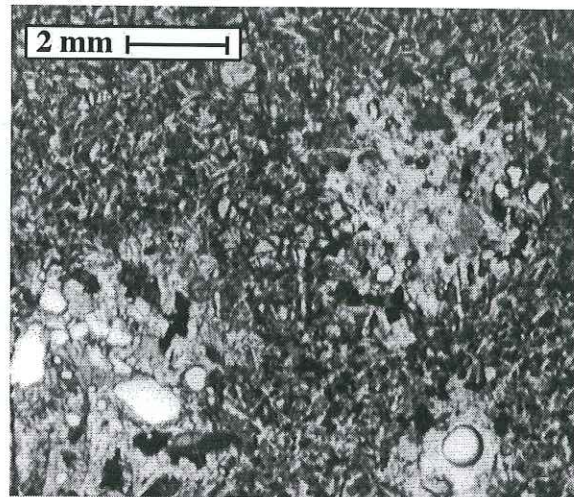


Photo 25 : Microenclaves gabbroïques (85Ka27).

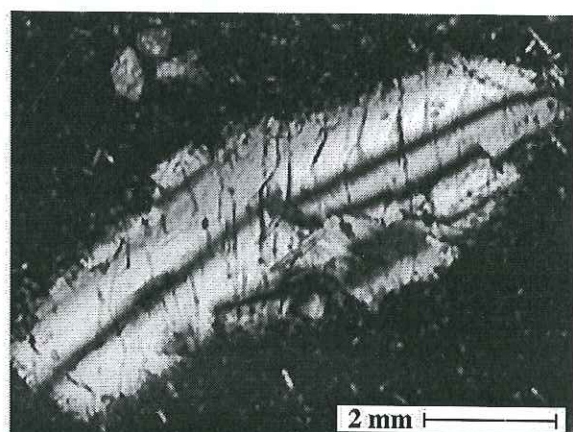
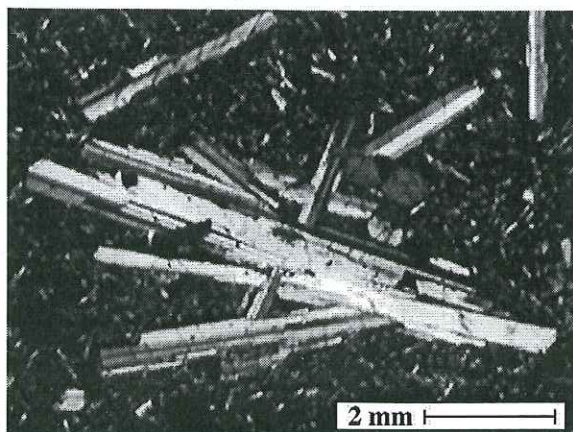
On le rencontre également dans de microenclaves gabbroïques, dans les laves des deux massifs volcaniques (Photo 25).

#### Basaltes à plagioclases (Badjini et Karthala ancien)

Les phénocristaux plurimillimétriques à centimétriques de plagioclase en sont la phase majeure.

Dans certaines de ces laves (B58), les cristaux de plagioclase ont deux habiti différents:

\* la plupart se présente en gerbes étoilées constituées de plusieurs lattes centimétriques (Photo 26), auxquelles se trouvent parfois associés quelques microphénocristaux de clinopyroxène et d'olivine.



Photos 26 et 27 : Différents habiti de phénocristaux de plagioclase dans une même lave (B58).



\* des cristaux plurimillimétriques, plus trapus, sont isolés dans la matrice. Ils contiennent des inclusions de verre et à leurs bordures de nombreux microlites de ferromagnésiens. La photo 27 montre un exemple parmi d'autres dans la lame mince, où les macles et la forme du cristal suggèrent une déformation en "kink-bands".

### Basaltes subaphyriques du Karthala

Ces laves sont principalement des hawaiiites récentes. Le plagioclase se présente sous forme de microphénocristaux tabulaires (Photo 29) parfaitement automorphes, isolés ou en agrégats associés ou non à des microphénocristaux de clinopyroxène.

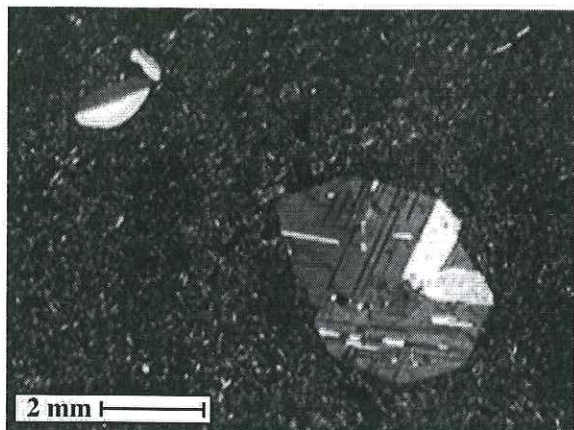


Photo 28 : Microphéno et phénocristal de plagioclase résorbés (K80).

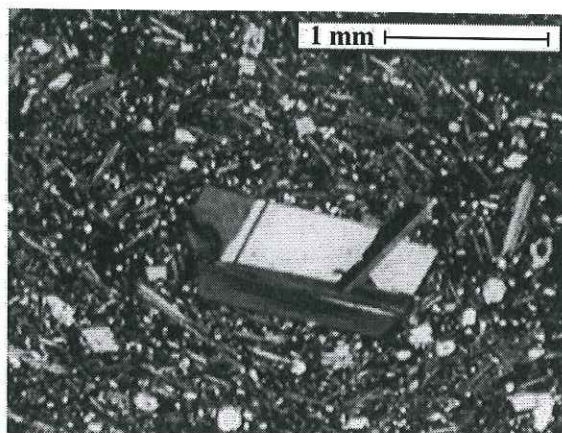
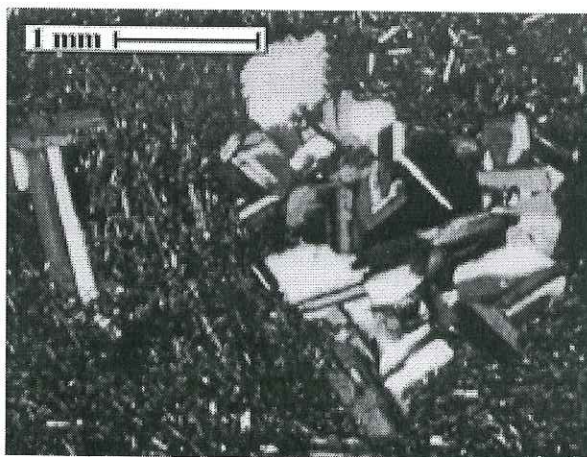
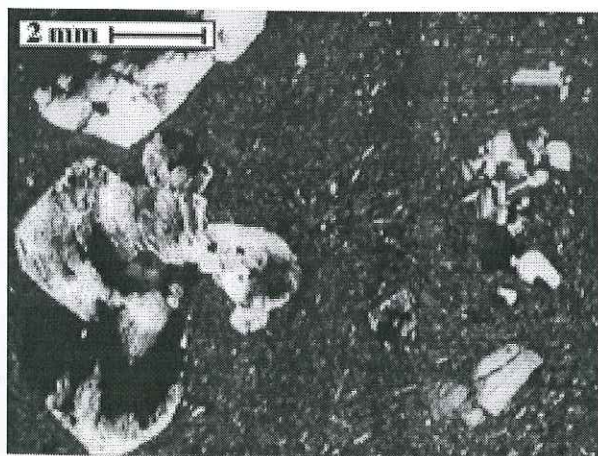


Photo 29 : Petit plagioclase tabulaire fréquent des laves différenciées (K30).

Une de nos laves (K80) a pour particularité de posséder quelques phénocristaux (jusqu'à 4mm) subautomorphes, plus ou moins arrondis sur leurs angles (Photo 28). Ces phénocristaux pourraient être des xénocristaux partiellement résorbés au contact d'un liquide basaltique avec lequel ils ne sont pas en équilibre.

### Océanites du Karthala

Certaines contiennent quelques microphénocristaux tabulaires de plagioclase parfaitement automorphes. Ils sont parfois isolés ou regroupés en agrégats (Photos 30 et 31).



Photos 30 et 31 : Agrégat de plagioclases dans l'océanite K32.



### •2.3.4 Les minéraux opaques

• La **chromite** : Elle se rencontre essentiellement en inclusion dans les olivines, où elle atteint des tailles millimétriques. Quand elle existe dans les gabbros, ou microgabbros, sa taille est toujours importante (1 à 3 mm).

• La **titanomagnétite** : Elle est l'oxyde prédominant de nos laves, où elle se présente sous forme de petit grains isolés dans la matrice ou, parfois, en inclusion dans certains clinopyroxènes ainsi qu'aux bordures de phénocristaux de plagioclase. Elle atteint des tailles importantes (500  $\mu\text{m}$ ) dans les gabbros, où elle devient plus titanifère. Son absence en tant que phénocristaux dans les lames minces observées traduit son rôle mineur lors de la différenciation. La présence de quelques titanomagnétites en inclusion dans les bordures des phénocristaux de plagioclases, souligne quant à elles leur cristallisation tardive.

• L' **ilménite** : Elle n'a été rencontrée que dans des enclaves gabbroïques, où elle reste très secondaire par rapport à la titanomagnétite.

### •2.3.5 Autres phases

Mis à part quelques pyrites, aucune autre phase génétique n'a jamais été observée au microscope ou identifiée à la microsonde, dans les laves du Karthala et du Badjini.

On rencontre par contre des fantômes de phénocristaux de ferromagnésiens, entièrement recristallisés en microcristaux automorphes essentiellement composés d'olivines et de quelques clinopyroxènes. Ces cristaux demeurent non identifiables, mais une telle recristallisation en cristaux magnésiens permet de suspecter des fantômes d'orthopyroxène.

Pour sa part, Strong (1972) signale avoir rarement observé de la néphéline au microscope, mais l'a identifiée aux rayons X dans la plupart de ses échantillons riches en verre (pour ceux-ci, aucune précision n'est donnée sur leur appartenance au Karthala ou à la Grille). Des poudres de trois de nos échantillons du Karthala (K42, K51 et 89Ka6), plus ou moins riches en néphéline normative, ont été analysées par diffractométrie X (Yves Blanc), directement ou par comparaison après une attaque à l'acide chlorhydrique.

Echantillon	Nom IUGS	alcalins	Ne normative	DI	R.X.
K 42	Hawaïite	5,34%	9,1%	33,7	Aucun feldspathoïde
K 51	Basalte alcalin	3,22%	3,4%	22,1	Aucun feldspathoïde
89 Ka 6	Basalte alcalin	5,58%	2,9%	37,9	Aucun feldspathoïde

Ces trois laves du Karthala ne contiennent donc aucun feldspathoïde, la néphéline normative qui reste inférieure à 10,5%, est donc uniquement comprise dans la composition des verres interstitiels de la matrice.

•3

## **Composition et évolution chimique des laves**



•3

## **Composition et évolution chimique des laves**

Comme il a été précisé auparavant, nous bénéficions de diverses analyses notées "SUFK" provenant de la littérature. Celles de Strong (1972) représentent 80% de ces analyses. Son travail a principalement mis en évidence le contraste entre les compositions alcalines faiblement sous-saturées des laves du Karthala et celles très sous-saturées de La Grille.

### •3.1 CARACTÉRISATION DE LA SÉRIE MAGMATIQUE

Le paragraphe 1.4.1 a montré que le Karthala, par sa faible activité principalement concentrée sur les rifts zones, devait en être à la fin du stade d'édification de son bouclier. Cette simple observation permet de suspecter une composition chimique plutôt alcaline que tholéiitique pour ses laves actuelles.

Les structures du Badjini ont été érodées, et recouvertes en grande partie par l'activité de la rift zone SE du Karthala. Aussi, les rares coulées encore à l'affleurement sont certainement des témoins de son activité la plus récente, mais ne permettent pas de resituer leur chimisme par rapport à celui d'autres volcans-boucliers océaniques tels que le Kilauea et le Piton de la Fournaise.

#### • 3.1.1 Nomenclature

Le calcul des normes a été effectué avec le programme ClassVolc V1.0 de Pierre Boivin (1993) qui effectue également un classement chimique des roches volcaniques en fonction des recommandations de l'IUGS (International Union of Geological Sciences) et selon la nomenclature internationale (Le Bas et al., 1986). Ce programme effectue une correction  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  selon l'algorithme défini par Lemaître (1976) pour les roches volcaniques :

$$Fe^{2+}/Fe^{3+} = 0,93 - (0,0042 * SiO_2) - (0,0022 * (Na_2O + K_2O))$$

L'ensemble des analyses à notre disposition révèle par leur norme le caractère faiblement alcalin des laves de ces deux massifs volcaniques.

**Badjini** : 5 basaltes alcalins

**Karthala** : 3 trachybasaltes potassiques

18 hawaïites

113 basaltes alcalins,

dont 21 moyennement ou fortement potassiques

Les trois trachybasaltes potassiques ne sont pas des laves de composition chimique particulière, mais correspondent seulement à trois exemples où  $Na_2O-K_2O$  est très légèrement inférieur à 2. Les hawaïites sont en grande majorité des laves aphyriques, ou possédant quelques phénocristaux d'olivine et clinopyroxène, appartenant toutes au Karthala récent et historique.



Devant une si faible variété de degrés d'évolution, nous avons préféré différencier nos laves en fonction de leur richesse en phénocristaux, la nature de ceux-ci étant précisée dans le texte selon les besoins.

### • 3.1.2 Diagramme T.A.S.

Le diagramme alcalins/silice (TAS : total alkali-silica chemical classification), nous montre la répartition des différents types de laves du Badjini et du Karthala (Fig. 3.1.2) selon la même nomenclature internationale (Le Bas et al., 1986) :

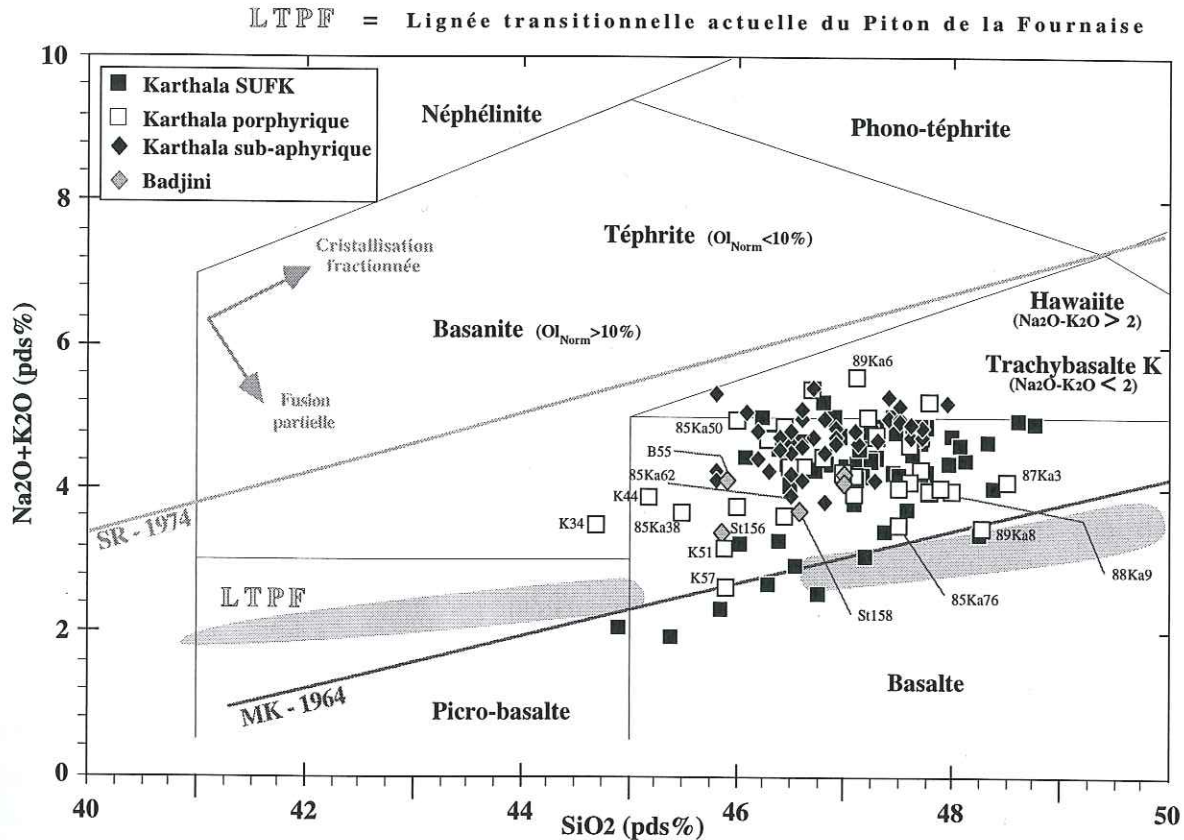


Fig. 3.1.2 : Diagramme T.A.S. (alcalins/silice), classification des laves du Karthala et du Badjini selon la nomenclature internationale (Le Bas et al., 1986).

La limite (MK,1964) entre le domaine des roches basaltiques alcalines et tholéïtiques est celle proposée pour Hawaii par MacDonald et Katsura (1964), basée sur la minéralogie de nombreux et différents basaltes.

La limite (SR,1974) sépare les domaines des laves moyennement et fortement alcalines, selon Schwarzer et Rogers (1974).

Les laves du Karthala et du Badjini sont donc en grande majorité moyennement alcalines, certaines avoisinant ou entrant dans le domaine tholéïtique des laves d'Hawaii.

La figure 3.1.2 est surchargée de quelques numéros d'échantillons qui auront leur importance plus loin dans la discussion. Parmi ceux ci, trois de nos échantillons (89Ka8, K57 et 85Ka76) se localisent sur ou aux abords de la limite définie par MacDonald et Katsura. L'analyse du premier donne 6,9% d'hypersthène normatif, celle du second 1,5% de néphéline normative, et 2,9% pour le troisième. Sept autres échantillons dits "SUFK" localisés sur ou sous cette limite ont quant à eux soit de l'hypersthène normatif (1,5 - 1,1 - 0,8 et 0,1%), soit de la

néphéline normative (0,02 - 0,4 et 0,8%). Certains autres de nos échantillons peu éloignés de cette limite, ont également de l'hypersthène normatif : 87Ka3 (5,1%), ou peu de néphéline normative : 88Ka9 (<0,1%) et 85Ka62 (1,3%).

Nous ne connaissons pas la minéralogie des échantillons "SUFK", bien qu'ils viennent de Strong (1972), et ce dernier ne cite pas d'exemple de minéralogie de basalte tholéiitique dans ses échantillons.

Quant à nos six échantillons, leur minéralogie (phénocristaux) et leur période d'émission sont variées :

<i>Karthala historique</i>	85Ka76 : Océanite de 1860 à Itsandra
	85Ka62 : $\beta$ à olivines, éruption de 1859 (rift N)
<i>Karthala récent ou ancien ?</i>	K57 : Ankaramite (13,3% de Cpx + 11,2% d'OI)
<i>Karthala ancien</i>	87Ka3 : $\beta$ à Pl-OI-Cpx
	88Ka9 : $\beta$ à Pl et microenclaves gabbroïques
	89Ka8 : $\beta$ à OI

De même, l'altitude de leurs points d'émission ainsi que le volume des coulées auxquelles ils appartiennent sont très variables ou inconnus. Ils ont cependant tous un point commun : ils présentent les plus faibles concentrations en éléments traces parmi toutes les laves du Karthala avec, par exemple, moins de 30 ppm de La.

Ces laves situées à la limite des domaines alcalin et tholéiitique sont qualifiées par MacDonald de basaltes transitionnels. Leur composition chimique et leur norme intermédiaires, ainsi que leurs très faibles teneurs en éléments traces, pourraient alors être considérées comme la signature de degrés de fusion plus élevés que pour les basaltes alcalins.

Cependant on remarque que la lignée actuelle du Piton de la Fournaise se subdivise en deux ensembles distincts par leur teneur en silice. Le plus riche en silice rassemble les laves subaphyriques actuelles, alors que les océanites du type de celle de 1977 composent le second. La richesse en mégacristaux d'olivine de ces dernières est attribuée à la récolte de xénocristaux cumulatifs de base de chambre (Tamagnan, 1987). Cet enrichissement important en xénocristaux d'olivine, qui pour ces océanites de la Fournaise pourrait dépasser 35% d'olivine, a eu pour effet de diminuer leurs concentrations en SiO<sub>2</sub> et en alcalins.

La majorité des laves porphyriques du Karthala ont des concentrations en SiO<sub>2</sub> et en alcalins équivalentes à celles des laves aphyriques, ce qui indiquerait alors que leurs phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène n'ont pas été incorporés depuis des cumulats. Cependant quelques unes ont des concentrations en alcalins et/ou en SiO<sub>2</sub> nettement inférieures à cet ensemble.

Des océanites comme K34 (16,3% d'OI + 3,9% de Cpx) et K44 (19,3% d'OI + 4,2% de Cpx) pourraient alors avoir été enrichies en xénocristaux d'olivine. Alors qu'une lave proche de la limite des basaltes transitionnels comme K57 (11,2% d'OI + 13,3% de Cpx) peut avoir récolté une grande quantité de xénocristaux des deux espèces. A l'encontre de ce que produit la récolte unique d'olivines comme au Piton de la Fournaise, celle supplémentaire de clinopyroxènes riches en silice contrebalance l'appauvrissement en silice tout en accentuant celui en alcalins. Le mode minéralogique des échantillons "SUFK" proches de la limite MK-1964 n'est pas connu, toutefois leur richesse en MgO (14 à 21%) laisse supposer l'abondance de ferromagnésiens. Tel





Les sept échantillons de basaltes porphyriques qui sont alignés sur le "trend" de la lignée transitionnelle du Piton de la Fournaise appartiennent au Karthala ancien (87Ka3, 88Ka9, 89Ka8 et K57) ou au Badjini (K58 + deux échantillons de Strong identifiés sur sa carte comme appartenant au Badjini : St156 et St158). Ils peuvent être les témoins d'une lignée plus ancienne du Karthala et du Badjini, engendrée par des taux de fusion supérieurs. On remarquera également, pour la suite de la discussion, que six océanites "SUFK", proches du pôle "M", sont proches de cette lignée transitionnelle. Il s'agit des mêmes échantillons que dans le diagramme TAS (Fig. 3.1.2), ainsi que de K57, qui se différencie du trend principalement alcalin par un rapprochement du point représentatif du clinopyroxène.

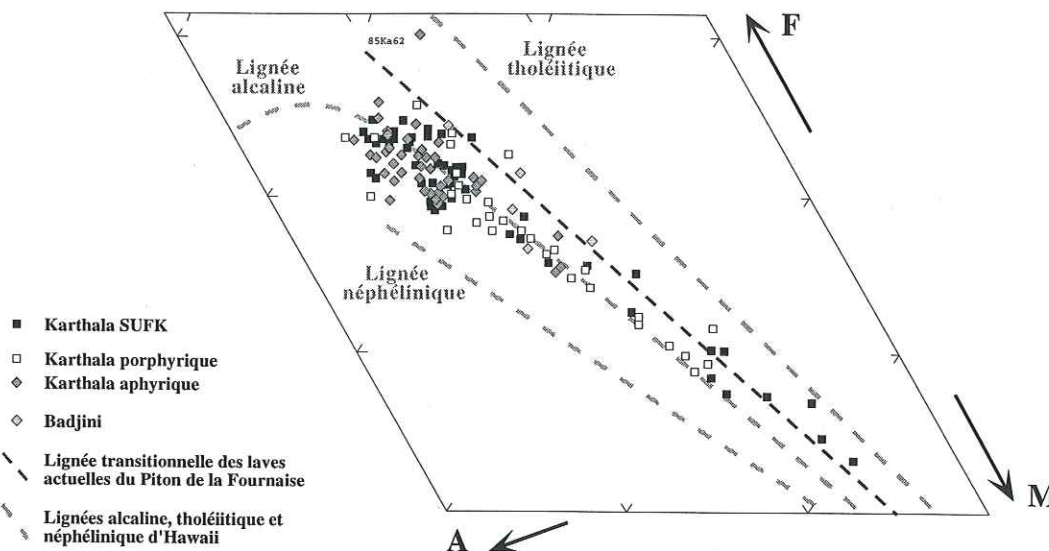


Fig. 3.1.3.b : Agrandissement d'une portion du diagramme AFM de la figure 3.1.3.a.

#### • 3.1.4 *Concordance avec le stade d'évolution des deux massifs*

Nous avons pu voir précédemment que le volcanisme actuel du Karthala, à la fois effusif et explosif, le faisait correspondre à la fin du stade d'édification du bouclier, voire au stade de recouvrement, définis pour les volcans hawaïens par MacDonald et Katsura (1964) et précisés ensuite par différents auteurs. Alors que son faible taux de production de  $1,15 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>/an, selon le modèle de Frey et al (1990), le faisait plutôt correspondre à la période basaltique du stade post-bouclier des volcans hawaïens.

Dans le modèle proposé par Peterson et Moore (1987), la composition chimique légèrement alcaline des laves récentes et historiques du Karthala, et celle transitionnelle du Karthala ancien, permettent de recaler plus précisément son évolution actuelle au cours du stade de recouvrement, lorsque les laves passent d'une composition chimique tholéitique à transitionnelle, puis alcaline.

Quant au Badjini, le faible nombre d'échantillons à notre disposition, qui proviennent des produits les plus frais rencontrés à sa surface, se situent dans les mêmes domaines chimiques que le Karthala. L'altération importante et l'érosion en cours de ce massif, ainsi que l'existence de récifs frangeants bien développés à son extrémité SE, indiquant une subsidence dans sa partie la plus éloignée des contraintes du Karthala, le faisaient correspondre au stade érosif des volcans boucliers. Ces observations et la composition chimique de nos quelques échantillons permettent



d'imaginer que le Badjini fut plutôt stoppé dans son évolution à la fin du stade d'édification de son bouclier, ou à celui de recouvrement, lors du développement proche du Karthala.

Un autre modèle, précédemment utilisé, prend également en compte la composition chimique des laves, c'est celui de Frey et al., (1990). Il est centré sur la transition entre le stade bouclier et le stade post-bouclier, et découpe cette phase transitoire en quatre périodes successives et distinctes pour les volcans d'Hawaii:

	Hawaï	Pitons des Neiges et de la Fournaise Karthala
Stade d'édification du bouclier	basaltes tholéïtiques	basaltes transitionnels
Stade post-bouclier	# période basaltique (transitionnelle à alcaline) # période transitoire (basaltico-hawaïitique) # période hawaïitique (alcaline)	basaltes légèrement alcalins

La transition entre les deux stades étant marquée par une chute de l'activité volcanique et par l'apparition d'éruptions hors du système des rifts zones.

La faible production historique du Karthala, ainsi que la présence de quelques hawaïites dans nos échantillons, l'existence d'éruptions hors des rifts zones (dont la dernière éruption magmatique d'avril 1977) et l'activité volcanique irrégulière, conduisent à le faire appartenir à la période basaltique, voire transitoire du stade post-bouclier des volcans hawaïens. Celle-ci n'est en fait qu'une subdivision du stade de recouvrement défini par Peterson et Moore sur les volcans d'Hawaii. Ceux-ci sont beaucoup plus productifs que ceux de la Réunion et des Comores dont les laves transitionnelles sont les moins alcalines parmi celles échantillonnées. Au Karthala, l'augmentation de l'alcalinité observée entre la phase principale d'édification transitionnelle (Karthala ancien) et celle actuelle plus alcaline correspondrait donc à la transition entre les laves tholéïtiques et alcalines d'Hawaii. Le Karthala serait bien actuellement en fin d'édification de son bouclier.

### •3.2 EVOLUTION DES ÉLÉMENTS MAJEURS

Nous venons de constater qu'il existerait deux lignées plus ou moins alcalines en liaison avec la période transitoire du développement actuel du Karthala. L'oxyde dont les concentrations varient le plus est le MgO (21 à 5%). Ceci traduit le rôle important des ferromagnésiens dans l'évolution des laves du Karthala et implique que cette première approche des éléments majeurs doive se faire par rapport au MgO. Elle va permettre :

- \* en premier lieu de vérifier l'hypothèse des deux lignées, en comparant leurs laves à MgO% équivalent, qui est l'élément le plus abondant dans leur source mantellique.
- \* d'ébaucher le rôle de la cristallisation fractionnée sur chacune de ces lignées.
- \* et de vérifier quelle est l'importance de l'incorporation de xénocristaux d'olivine et/ou de clinopyroxène dans les océanites et ankaramites, si elle a lieu.

Les diagrammes MgO/majeurs confirment l'existence de ces deux lignées, avec toutefois une majorité d'échantillons "SUFK" qui se singularisent dans les termes riches en MgO (>15%). Si ce n'est l'influence d'une récolte de xénocristaux en quantité, on peut alors craindre un problème de différence de qualité d'analyses entre nos échantillons et celles des "SUFK".



Echt.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeOt	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Ba	Cu	Zr	Sr
<b>K 27</b>	46,90	14,10	11,61	6,32	11,40	3,41	1,35	2,70	0,47	0,19	399	87	214	533
<b>St 29</b>	46,50	14,21	11,80	6,02	11,80	2,64	1,42	2,62	0,39	0,48	450	90	220	485
<b>85Ka18</b>	47,50	13,65	11,84	7,10	11,10	3,50	1,50	2,70	0,48	0,17	392	103	222	530
<b>St 119</b>	47,71	14,83	12,25	5,75	11,11	3,38	1,47	2,60	0,47	0,19	510	57	208	570
<b>85Ka48</b>	47,10	12,90	11,44	9,20	13,00	2,80	1,10	2,60	0,30	0,18	306	127	153	462
<b>St 134</b>	47,59	13,27	10,96	7,83	13,38	2,68	1,04	2,17	0,40	0,19	395	140	160	440
<b>85Ka60</b>	47,00	13,70	11,61	7,00	12,70	2,95	1,15	2,80	0,44	0,20	345	105	217	500
<b>St 24</b>	47,25	14,11	11,35	6,60	12,02	3,17	1,22	2,55	0,42	0,26	365	123	235	465
<b>85Ka76</b>	47,50	11,70	11,17	11,70	12,00	2,60	0,90	2,30	0,28	0,17	252	91	138	440
<b>St 41</b>	47,37	11,75	10,88	11,22	12,92	2,58	0,83	1,91	0,30	0,18	370	116	168	360
<b>K 51</b>	45,90	10,60	11,70	14,80	10,80	2,33	0,89	1,93	0,32	0,19	250	109	147	349
<b>St 151</b>	46,40	10,04	11,35	14,82	11,17	2,50	0,78	1,75	0,29	0,19	300	108	137	335
<b>r</b>	0,81	0,98	0,84	0,99	0,83	0,64	0,98	0,92	0,76	0,46	0,84	0,50	0,91	0,89

Tab. 3.2 : Comparaison d'analyses de nos échantillons communs avec ceux dits "SUFK".

Le tableau 3.2 rassemble les analyses de six échantillons pour lesquels nous avons la certitude d'une localisation d'échantillonnage commune (nous ne disposons que de quelques localisations d'échantillons de Strong). Nous ne possédons hélas aucune analyse commune avec les "SUFK" ayant plus de 15% de MgO, et/ou nous ignorons la localisation de ces derniers. Toutefois, quand elle est à notre disposition, elle correspond à des zones du Karthala ancien ou à des secteurs que nous avons faiblement échantillonnés. Le diagramme TAS (§ 3.1.2) nous a permis de constater que quelques échantillons de basaltes à Ol, Pl et/ou Cpx (87Ka3, 88Ka9 et 89Ka8) du Karthala ancien ont une affinité transitionnelle qui ne semble pas être reliée à une récolte massive de xénocristaux. La possibilité de comparer en tous points les analyses "SUFK" aux nôtres est la condition nécessaire pour tenir compte du caractère transitionnel de ces laves ayant plus de 15% de MgO. Les coefficients de corrélation linéaire (r) ont été calculés pour chaque oxyde et élément trace comparables. Il existe une très bonne corrélation pour Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, Zr et Sr, elle est moins bonne pour SiO<sub>2</sub>, FeOt, CaO et Ba et devient médiocre pour Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, MnO et Cu.

Ce tableau permet donc de constater que s'il n'existe pas d'écarts systématiques pour un élément donné entre les deux types d'analyses, il y a une mauvaise corrélation des analyses pour le Na<sub>2</sub>O (bien qu'elle provienne essentiellement de la différence entre K27 et St29). L'appartenance des laves SUFK riches en MgO à la lignée transitionnelle pourrait être remise en question. En conséquence, toutes ces analyses "SUFK", de diverses origines, ne pourront être utilisées lors des discussions et comparaisons suivantes que pour les éléments bien corrélés cités ci-dessus.

Les laves transitionnelles (89Ka8, 88Ka9, 87Ka3 et 85Ka62) ne se distinguent de la grande majorité des laves alcalines que par leurs plus faibles concentrations en K<sub>2</sub>O et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Celles-ci indiqueraient un degré de fusion partielle légèrement supérieur, insuffisant toutefois pour modifier la nature de la paragenèse mantellique principale ayant fondu. Le manque de laves magnésiennes dans cette lignée ne permettra pas de les comparer avec celles peu différenciées de la lignée alcaline.

La lave 85Ka62 semble liée à un taux de fusion particulièrement plus élevé que pour les autres, avec comme caractéristique principale une pauvreté contradictoire en MgO et K<sub>2</sub>O, alors qu'il n'y a aucune altération (coulée historique de 1859), et une richesse en FeOt et TiO<sub>2</sub> qui est à relier à sa différenciation.



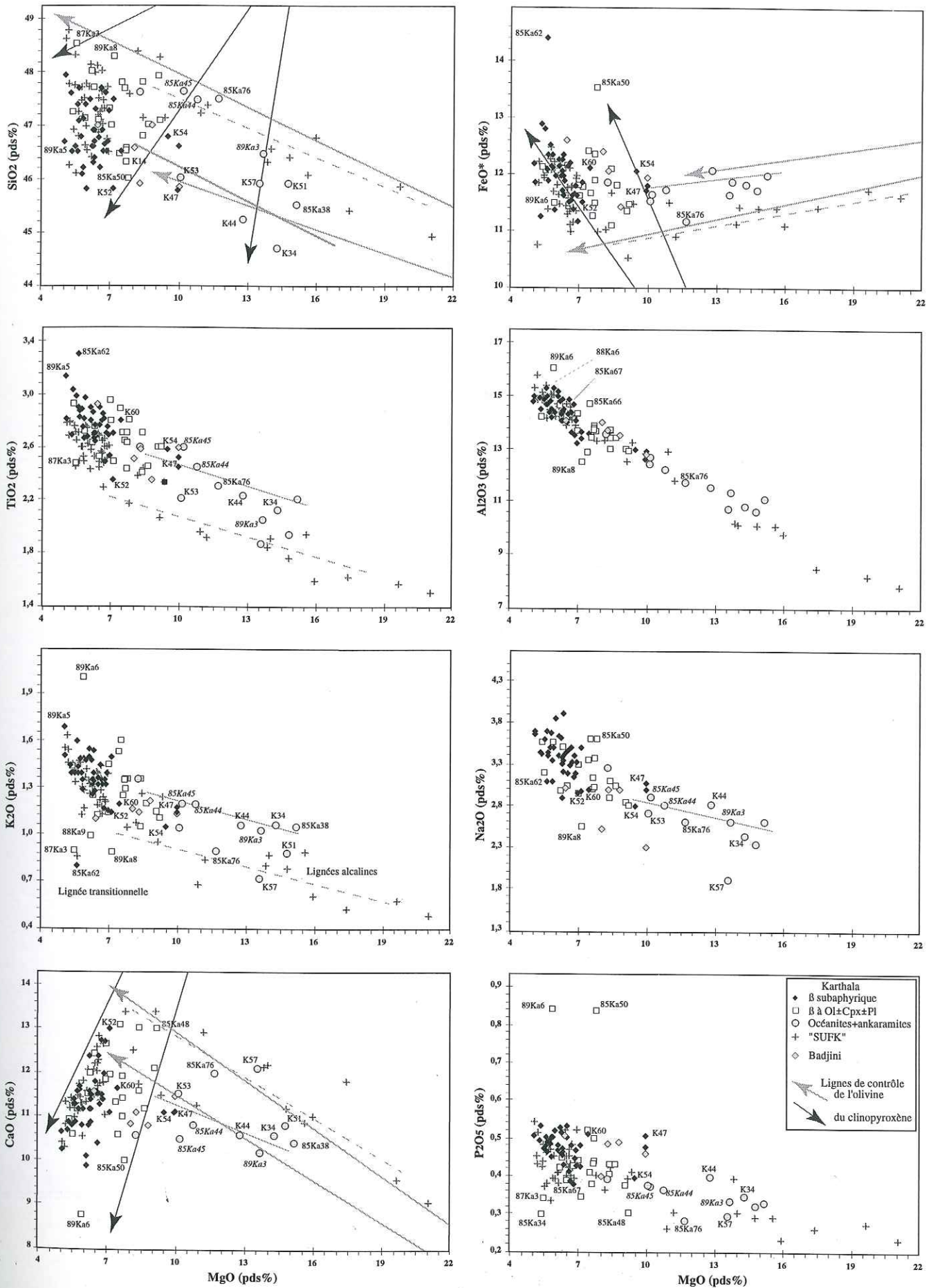


Fig. 3.2.a : Evolution des différents oxydes en fonction de MgO (pds%), des laves du Karthala et du Badjini.

Les laves du Karthala et du Badjini sont un peu plus alcalines. Les plus magnésiennes permettent toutefois de distinguer deux trends différents plus ou moins influencés par le clinopyroxène :

- # l'un plus alcalin (ligne continue passant plus ou moins par 85Ka38, 89Ka3, 85Ka44 et 85Ka45).
- # l'autre peu alcalin et proche de la lignée transitionnelle (ligne en tirets passant plus ou moins par K57, 85Ka76 et les laves SUFK magnésiennes), qui pour de même teneurs en MgO se caractérise par :
  - une plus faible concentration en  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$  et FeO total.
  - une plus grande en CaO, voire en  $\text{SiO}_2$  selon les échantillons.

Les laves prélevées étant essentiellement de nature basaltique, les différents éléments portés en fonction de MgO, l'oxyde le plus variable, traduisent une différenciation assez monotone. On constate en effet l'influence majeure de l'olivine dans un premier temps, accompagnée ou suivie de celle du clinopyroxène :

- La diminution des concentrations en FeO et l'augmentation de celles des autres éléments, pour les laves ayant de 21 à 9% de MgO, est la caractéristique majeure de l'évolution de toutes ces laves, contrôlée par l'olivine. Nous verrons plus loin s'il s'agit d'un fractionnement d'olivine ou d'une assimilation de xénocristaux cumulatifs.
- Pour les laves les plus différenciées, l'évolution opposée du CaO et du FeO, associée à une légère diminution en  $\text{SiO}_2$ , souligne l'importance que prend le clinopyroxène dans le mode de fractionnement des laves ayant moins de 9% de MgO.
- L'évolution opposée des concentrations en  $\text{SiO}_2$ -CaO par rapport à celles en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{Na}_2\text{O}$  traduit quant à elle le rôle mineur du plagioclase.
- La faible augmentation des concentrations en  $\text{P}_2\text{O}_5$  traduit la faible différenciation de ces laves, ainsi que l'absence de fractionnement d'apatite pour les hawaiïtes et trachybasaltes. Parmi ces derniers, deux échantillons (85Ka50 et 89Ka6) s'individualisent par leur forte concentration en  $\text{P}_2\text{O}_5$ , comme pour celles en alcalins, impliquant une importante différenciation. Deux ensembles se distinguent dans nos laves subaphyriques magnésiennes (K54, K52 et 85Ka67) et (K47, K48 et K60).

Parmi les laves les plus magnésiennes, certains échantillons s'individualisent par leurs concentrations en  $\text{SiO}_2$  et CaO, et forment dans l'ensemble le trend le plus alcalin cité ci-dessus.

- 89Ka3, 85Ka44 et 85Ka45, plus riches en  $\text{SiO}_2$  et pauvres en CaO, peuvent traduire un léger fractionnement de clinopyroxène.
- alors que K34, K44, K47 et K53, les plus pauvres en CaO et en  $\text{SiO}_2$ , peuvent être le résultat d'un fractionnement important de clinopyroxène.
- à moins que ce ne soient les laves SUFK très magnésiennes qui aient été enrichies en  $\text{SiO}_2$  et CaO par des xénocristaux de clinopyroxène.



En effet, l'existence d'ankaramites dans les laves du Karthala nous oblige à prendre en compte la possibilité de leur enrichissement par des xénocristaux de clinopyroxène cumulatif. Dans cette hypothèse, les laves porphyriques ayant au moins 13% de CaO peuvent en être des représentantes. Parmi celles-ci nous ignorons la minéralogie des laves SUFK, mais les trois autres échantillons (85Ka48, 85Ka81, 85Ka85) sont décrits par Patrick Bachèlery comme des basaltes à olivine, donc sans clinopyroxène. Ces dernières n'ont donc pas été enrichies en clinopyroxène, et leurs liquides parents sont à rechercher dans les compositions au delà de la ligne de contrôle de l'olivine passant par chacune d'elles (Fig. 3.2.b).

Parmi nos laves porphyriques riches en MgO (>10%), la minéralogie reste dominée par l'olivine, sauf pour l'ankaramite K57 :

	K53	K44	K57	K34	K51
Ol	9,0%	19,3%	11,2%	16,3%	15,4%
Cpx	5,8%	4,2%	13,3%	3,9%	1,3%

La composition recalculée de leur matrice nous indique qu'elles pourraient toutes être considérées comme des basaltes aphyriques contaminés par des xénocristaux de cumulats antérieurs, sauf pour K44 où apparemment toute l'olivine ne peut être d'origine xénocristalline :

	K53	K44	K57	K34	K51
MgO	6,0%	4,5%	8,6%	7,9%	9,2%
CaO	11,9%	12,5%	12,0%	12,1%	12,5%

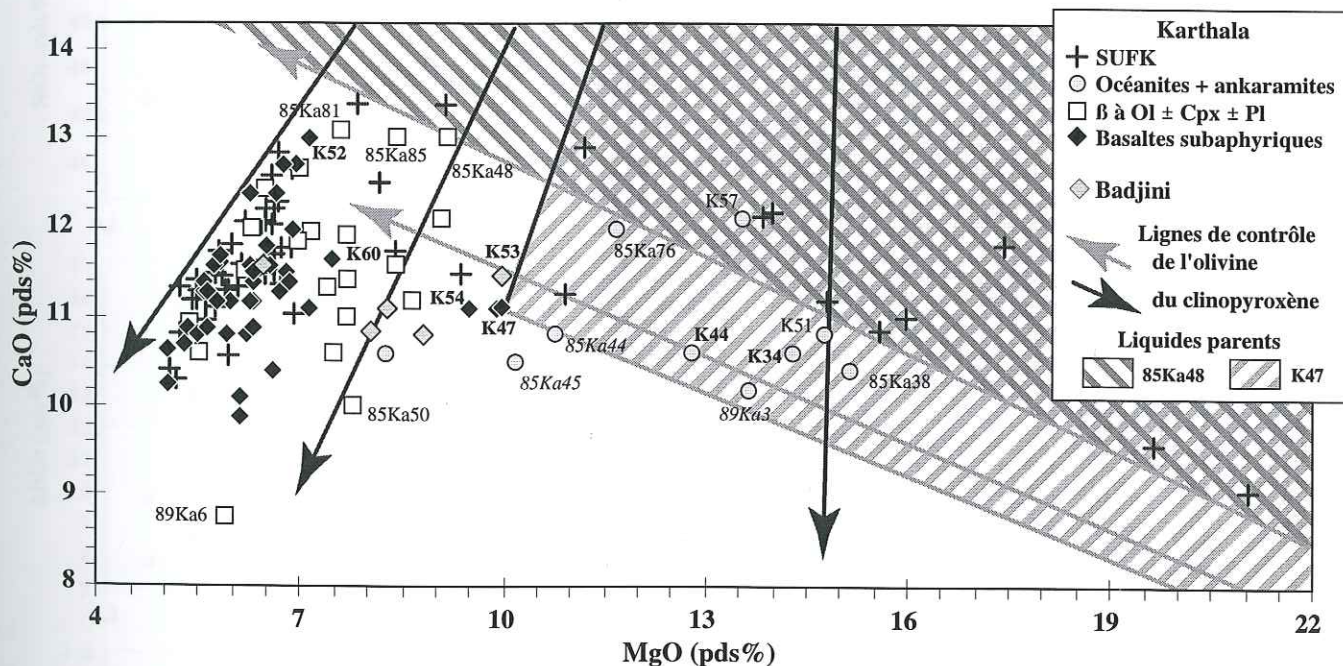


Fig. 3.2.b : Evolution des concentrations en CaO en fonction de celles en MgO (pds%), des laves du Karthala et du Badjini.

L'échantillon K47 est notre basalte aphyrique le plus riche en MgO (10%). Il peut représenter un liquide primaire ou être issu d'un liquide parent par fractionnement d'olivine seule, de clinopyroxène seul ou plus vraisemblablement d'une proportion variée de ces deux espèces minérales (Fig. 3.2.b).

S'il existe une composition primaire à l'origine des laves aphyriques riches en MgO ( $\approx 10\%$ ) et pauvres en CaO ( $\approx 11\%$ ) comme K47, et également à l'origine de la très grande majorité des laves aphyriques ayant moins de 7,5% de MgO, elle est à rechercher dans des compositions de liquides parents communes à K47 et 85Ka48 (Fig. 3.2.b). Dans cette hypothèse,



l'échantillon 85Ka76 a une composition voisine de celle d'un liquide primaire pouvant produire par fractionnement d'olivine  $\pm$  clinopyroxène ces laves aphyriques (K47) et les basaltes à olivine riches en CaO, et ceci pour les principaux oxydes majeurs (Fig. 3.2.a et b). Cette lave émise en zone sommitale, est décrite par Bachèlery et Coudray (1986) comme une océanite.

L'utilisation en abscisse des indices S.I. de Kuno et D.I. ( $=Q+Or+An+Ne$ ) sont tout aussi peu discriminants pour les éléments majeurs. Par contre, le phosphore, par son incompatibilité, est un bon marqueur de la différenciation en l'absence du fractionnement d'apatite.

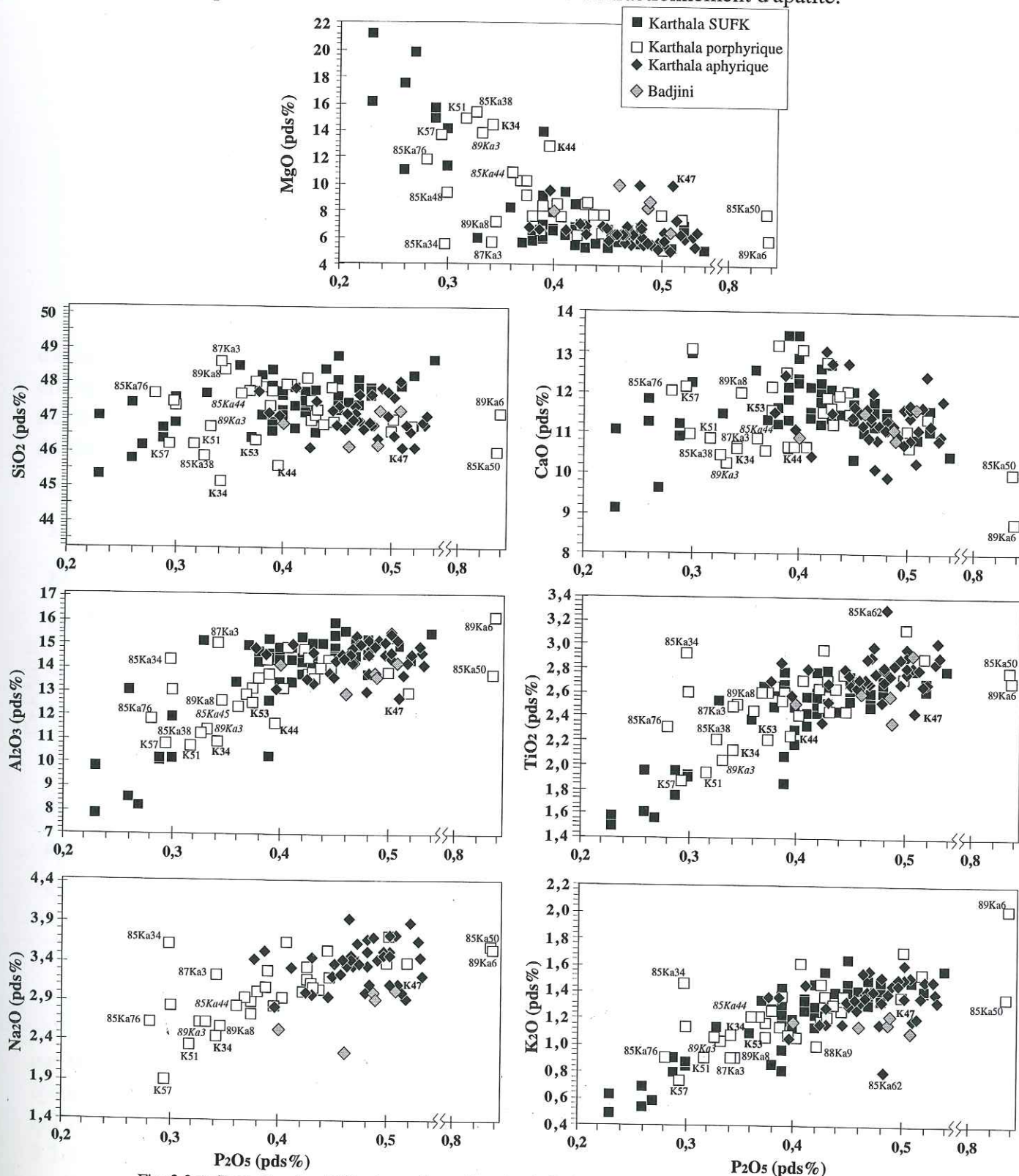


Fig. 3.2.c : Evolution des différents oxydes en fonction de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (pds%), des laves du Karthala et du Badjini.



Il souligne notamment les évolutions particulières de chaque élément pour les laves les plus différenciées. La bonne corrélation existant avec le potassium, qui est un autre élément majeur à comportement d'incompatible, montre qu'il n'y a pas de problèmes de dosages du phosphore.

- Pour les laves les moins différenciées ( $P_2O_5 < 0,4\%$ ), la chute du  $MgO$  et l'augmentation des autres éléments majeurs traduisent le rôle prépondérant de l'olivine. Mais la dispersion des concentrations en  $SiO_2$ ,  $CaO$  et  $Al_2O_3$  indique que le clinopyroxène est certainement impliqué.

- Pour celles ayant une teneur en  $P_2O_5 > 0,4\%$  :

- \* la chute importante des concentrations en  $CaO$ , ainsi que la faible diminution en  $SiO_2$ , soulignent alors l'influence majeure du clinopyroxène. Les teneurs en  $TiO_2$  culminant à 2,6-2,8% la souligne également, plutôt qu'un fractionnement notable d'oxydes ferrotitanés.

- \* le plafonnement du  $Na_2O$  et de l' $Al_2O_3$ , ainsi que la plus faible augmentation en  $K_2O$ , traduisent un rôle minime du plagioclase. Deux laves porphyriques à plagioclase et clinopyroxène (85Ka50 et 89Ka6) spécialement riches en  $P_2O_5$  (0,84%) pourraient souligner ce rôle, mais le comportement de leurs éléments traces révélera leur origine particulière.

Dans le cadre d'une différenciation basaltique, on peut également utiliser les rapports d'éléments suivants :  $CaO/Al_2O_3$  inversement sensible au fractionnement de plagioclase et de clinopyroxène, en comparaison avec le rapport  $MgO/FeO^*$  différemment sensible au fractionnement d'olivine et de clinopyroxène. Le résultat d'un fractionnement de 10% d'olivine, de clinopyroxène ou de plagioclase est indiqué pour l'échantillon 85Ka76 :

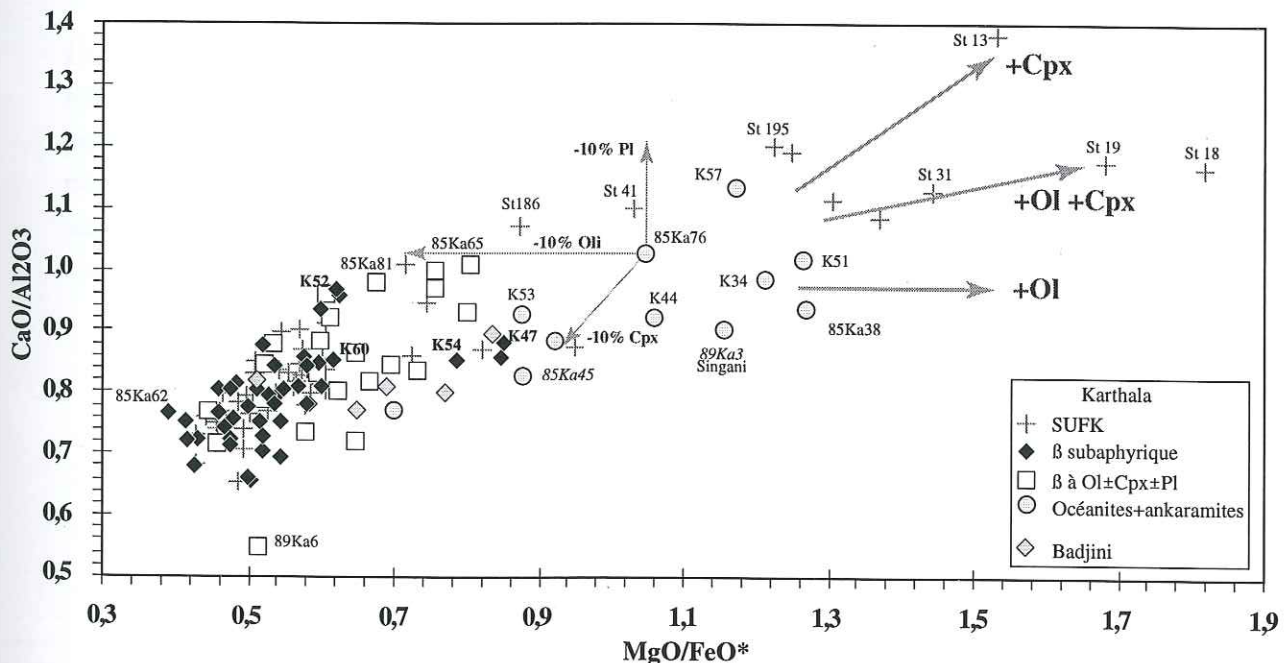


Fig. 3.2.d : Evolution des rapports d'oxydes  $MgO/FeO^*$  et  $CaO/Al_2O_3$ , des laves du Karthala et du Badjini.

On observe un contrôle important de l'olivine sur les roches à forts  $MgO/FeO^*$ , complété par une influence plus variable du clinopyroxène. Parmi celles-ci, les laves SUFK, dont nous ignorons la minéralogie, ont avec l'ankaramite K57 des rapports  $CaO/Al_2O_3$  les plus élevés ( $>1$ ) qui permettent de suspecter une contamination par des xénoctaux de clinopyroxène (Fig. 3.2.d). L'ankaramite K57 est riche en phénocristaux (13,3% de cpx + 11,2% d'ol), parmi lesquels on distingue deux populations de microphéno et phénocristaux de clinopyroxène :

- \* une première comprenant des microphéno et phénocristaux automorphes mais fracturés et fragmentés, avec une légère zonation en bordure, fortement déstabilisés et présentant de nombreuses lentilles de recristallisation.
- \* une seconde essentiellement représentée par des microphénocristaux automorphes et fortement zonés, formant des agrégats en association ou non avec de l'olivine. Certains sont pœcilitiques en bordure et semblent avoir piégé des microlites de la matrice en fin de cristallisation.

La première population de clinopyroxène est majoritaire et peut être considérée comme des xénocristaux à l'origine d'un enrichissement en CaO de K57. Cette lave K57 est la seule de nos échantillons à correspondre à la définition d'ankaramite au sens strict, soit contenant plus de clinopyroxène que d'olivine. Strong (1972) cite plusieurs ankaramites (St1, St13 et St41), ainsi que des océanites ayant de 14 à 16% de phénocristaux de clinopyroxène (St19 et St195). Parmi ces ankaramites, "St13" qui contient 20% de clinopyroxène et 17% d'olivine a un rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3=1,4$  particulièrement élevé (Fig. 3.2.d) qui en fait un cas particulier d'enrichissement par des xénocristaux de clinopyroxène.

Ensuite, comme nous l'avons vu avec les oxydes majeurs, le clinopyroxène semble jouer le rôle principal dans le mode de fractionnement du trend des laves aphyriques. L'effet du plagioclase étant infime par rapport aux autres phases, il peut être masqué dans ce diagramme.

Parmi ces basaltes subaphyriques on peut également distinguer deux termes magnésiens:

\* K47 :  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3=0,88$  et  $\text{MgO}/\text{FeO}^*=0,85$ .

\* K52 :  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3=0,97$  et  $\text{MgO}/\text{FeO}^*=0,62$ .

Le second a subi un fractionnement de ferromagnésiens important faisant chuter son rapport  $\text{MgO}/\text{FeO}^*$ , mais son rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  plus élevé que celui de K47 implique que ce dernier ne peut pas être un liquide parent de K52. En effet, seul un fractionnement d'olivine et de plagioclase pourrait faire évoluer un liquide de K47 à K52, or c'est une paragenèse qui n'existe pas dans les laves du Karthala. La plus faible concentration en  $\text{P}_2\text{O}_5$  de K52 (0,42%) par rapport à celle de K47 (0,51%) appuie cette hypothèse.

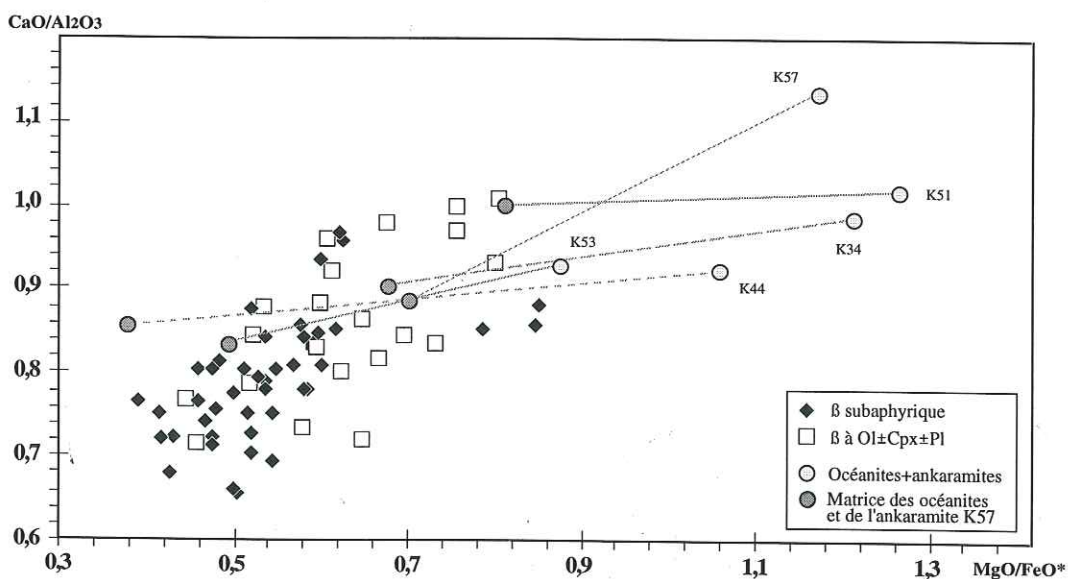


Fig. 3.2.e : Evolution des rapports d'oxydes  $\text{MgO}/\text{FeO}^*$  et  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  des océanites et de leur matrice.



Les compositions recalculées des matrices de nos océanites confirment l'existence de ces deux types de liquides. En effet la matrice de l'océanite K51 (15,4% d'olivine et 1,3% de clinopyroxène) a une composition dont le rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (0,99) est voisin de celui du basalte subaphyrique K52 (0,97).

Si un liquide parent commun à ces deux types de basaltes aphyriques existe, il est à rechercher dans des compositions à  $\text{MgO}/\text{FeO}^*$  supérieur à celui de K47 ainsi qu'à  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  égal ou supérieur à celui de la matrice de K51. Dans cette éventualité la composition de l'océanite 85Ka76 semble être un bon compromis. Les liquides tels que K52 proviendraient alors d'un fractionnement dunitique, et ceux tels que K47 impliqueraient un fractionnement wehrlitique (Ol+Cpx) précoce. Celui-ci est généralement associé à un fractionnement intratellurique à hautes températures et pressions. Un tel fractionnement permet d'expliquer les plus faibles concentrations en CaO et les plus élevées en FeO, alcalins et  $\text{P}_2\text{O}_5$  de K47 et des laves de la lignée la plus alcaline en général.

On remarquera que quatre des laves du Badjini (nos deux laves aphyriques et les deux laves de Strong dont on ignore la minéralogie : St156 et St158) sont concentrées le long du trend inférieur qui correspond ici à celui de la lignée alcaline. Nos échantillons aphyriques ( $\text{MgO}/\text{FeO}^*=0,69$  et  $0,77$ ) ne sont donc pas des roches ayant fractionné du plagioclase, alors que notre lave porphyrique à plagioclase ( $\text{MgO}/\text{FeO}^*=0,51$ ) pourrait quant à elle traduire un tel fractionnement. Le plagioclase ne jouerait donc pas un rôle essentiel et ne se manifesterait que dans les derniers stades de différenciation des laves du Badjini.

L'utilisation des éléments traces va permettre de détecter l'influence réelle de chaque phase.

### •3.3 COMPORTEMENT DES ÉLÉMENTS TRACES

#### • 3.3.1 *Eléments compatibles*

Nous n'abordons ici dans un premier temps que les éléments compatibles avec les ferromagnésiens. Le Mg# a été choisi car il permet un étalement progressif des laves en fonction de leur différenciation, sans toutefois concentrer les plus magnésiennes.

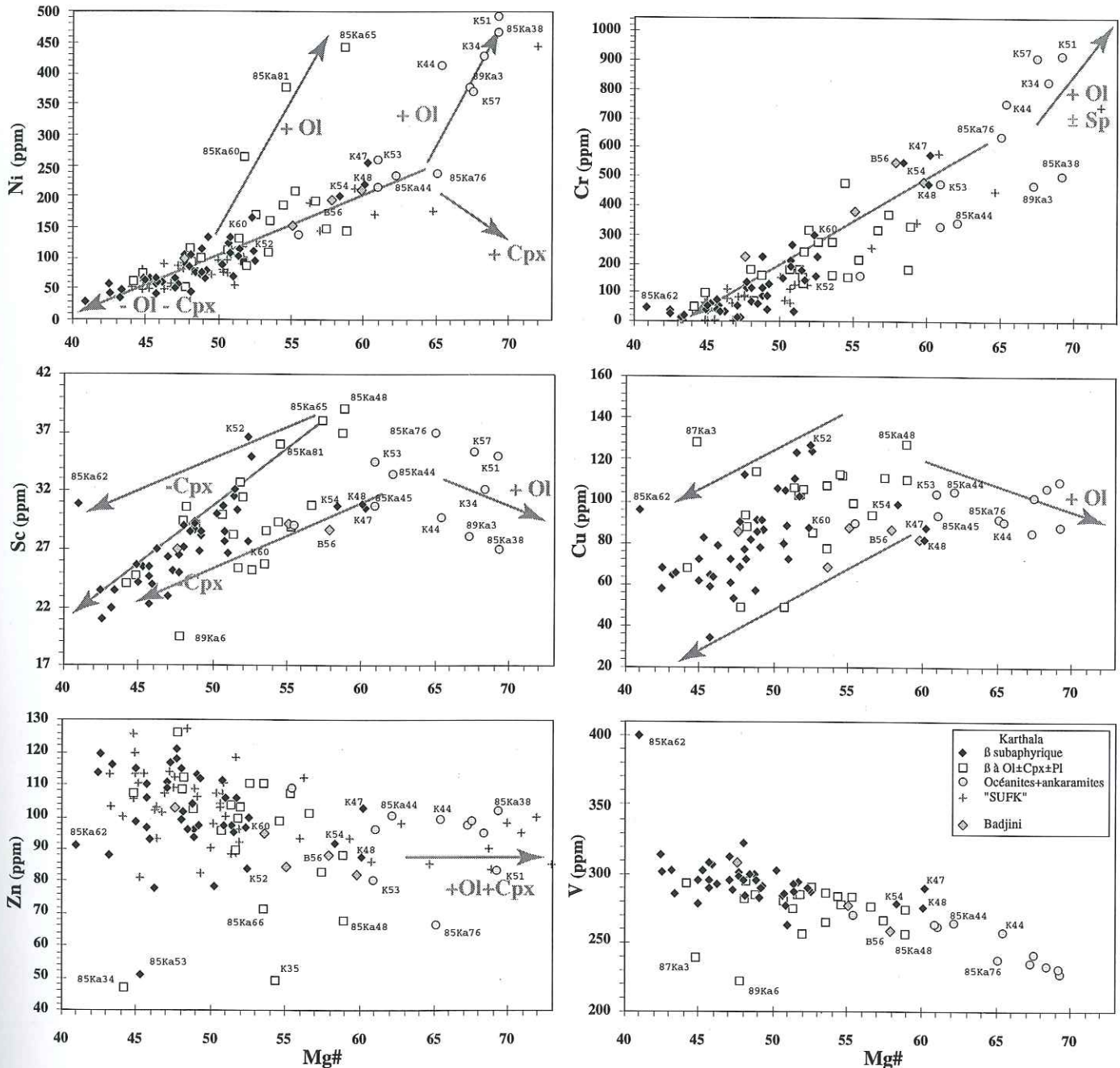


Fig. 3.3.1.a : Evolution des concentrations en éléments traces compatibles des laves du Karthala et du Badjini, en fonction de leur Mg#.

Strong a publié en 1972 quelques analyses de certains de ces éléments pour différents clinopyroxènes du Karthala; en voici la fourchette de concentrations pour les plus magnésiennes :

Ni : 200 à 630 ppm

Cr : 1850 à 3140 ppm

Cu : 13 à 48 ppm

Zn : 36 à 51 ppm



• On observe, dans le diagramme Ni/MgO, une rupture entre un groupe de sept océanites et ankaramites, et le reste du trend comprenant les hawaïites, basaltes aphyriques et basaltes à olivine mais aussi certaines océanites et ankaramites. Ce diagramme présente l'avantage de ne pas être dispersé par l'effet des différents taux de fusion (comme on l'observe pour beaucoup d'autres éléments), car l'olivine joue proportionnellement le rôle le plus important dans la genèse de toutes ces laves.

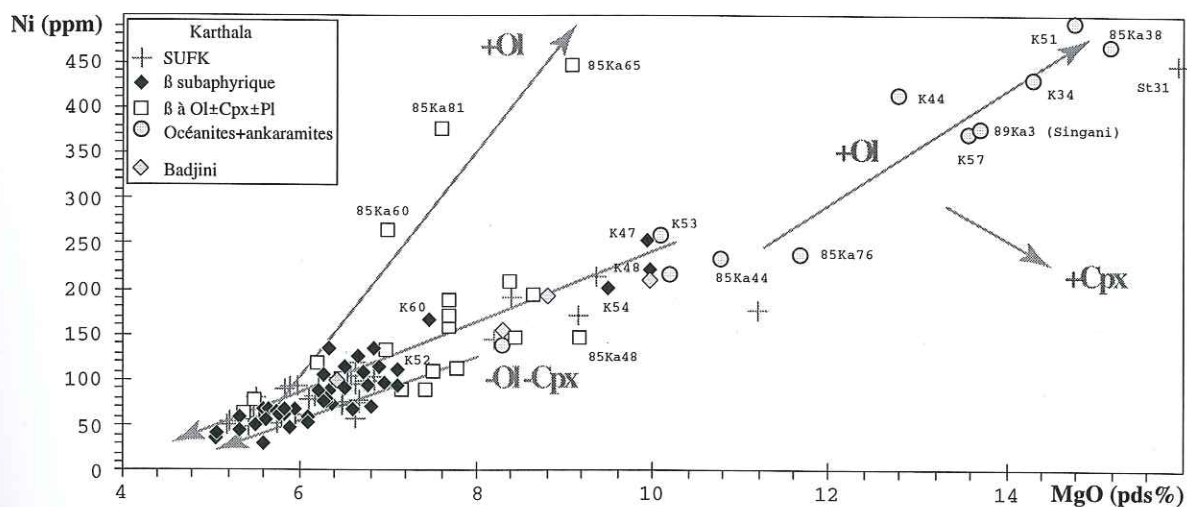


Fig. 3.3.1.b : Variation des concentrations en MgO et Ni des laves du Karthala et du Badjini.

Trois basaltes à olivine (85Ka60, 65 et 81) se singularisent de l'ensemble des autres laves par de fortes concentrations en Ni (Fig. 3.3.1.a et b). Ils appartiennent à deux coulées de la même année (1859) distantes de 7,5 km, et 85Ka65 fut prélevé vers le front de coulée à 3,7 km de 85Ka81 situé au point de sortie de la même coulée. Cet enrichissement important en Ni suppose une assimilation de xénocristaux d'olivine très nickélicifère. De plus, ces basaltes à olivine qui ont moins de 10% d'olivine, ont des concentrations en Ni aussi importantes que certaines océanites qui en ont 19,4% (K44). A ceci s'ajoute le fait que K44, avec ses 19,4% d'olivine, a 100ppm de Ni en moins que K51 avec ses 15,4% d'olivine.

L'enrichissement en Ni de ces différents types de laves pourrait être lié à la récolte d'une fraction variable d'olivines particulièrement riches en Ni (équilibrées à basses températures) par des liquides aphyriques ou ayant déjà une fraction importante de phénocristaux. Ainsi on peut distinguer deux types d'océanites : celles riches en MgO et Ni qui seraient enrichies en olivines nickélicifères, et celles comme 85Ka76 ayant les mêmes teneurs en Ni (230ppm) que certains basaltes aphyriques (K47 et K48). L'origine de ces laves et de ces olivines sera discutée lors de l'étude de la pétrogénèse des laves du Karthala.

• Le comportement du Cr est proche de celui du Ni, tout en étant moins prononcé pour les  $Mg\# > 60$ . Comme le montrent les analyses de Strong (1972), le clinopyroxène est la principale phase phénocristalline contrôlant l'évolution du Cr. Toutefois, les océanites et ankaramites riches en Ni ont également des teneurs en Cr un peu plus élevées que les autres laves. Les nombreuses inclusions de chromite magnésienne d'une grande partie de leurs olivines peuvent expliquer ces plus fortes concentrations.

Si on compare les concentrations en Cr à celles en Ni (Fig. 3.3.1.c), les basaltes à olivine et les océanites riches en Ni peuvent être le résultat d'un mélange avec des olivines n'ayant que peu ou pas d'inclusions de spinelle chromifère. Ces olivines qui, de plus, semblent nickélicifères,

ont alors des caractéristiques impliquant une cristallisation tardive (sans inclusions de chromite) et un équilibre à basses températures (pour qu'elles soient riches en Ni). Ces conditions sont celles de réservoirs magmatiques annexes cristallisant à l'équilibre sans apport de chaleur par des réalimentations constantes en magma "frais" tel que dans le réservoir principal localisé à l'aplomb des caldeiras. Ce type de réservoir implique une localisation périphérique, en bordure du système principal ou dans des rifts zones peu actives.

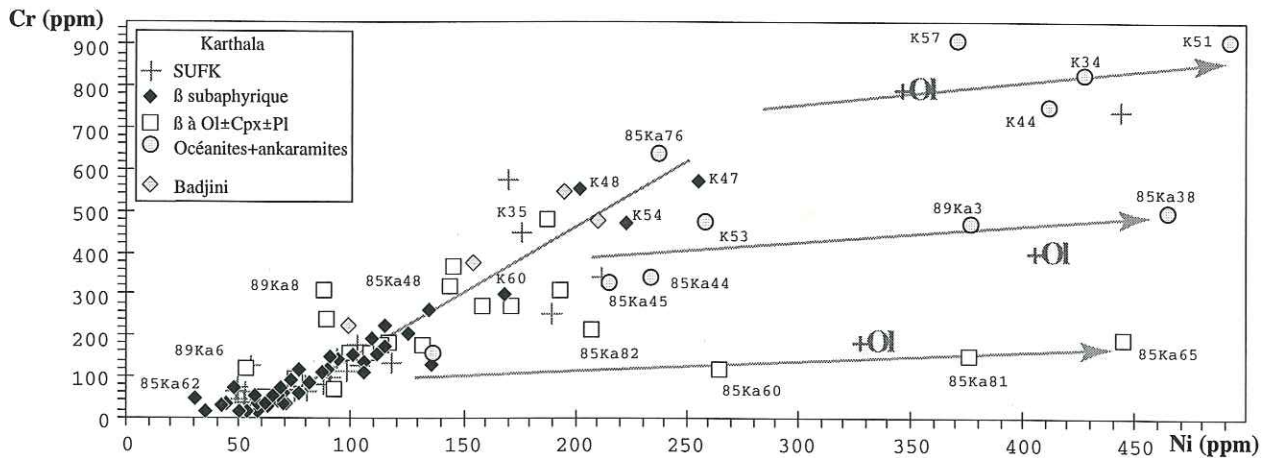


Fig. 3.3.1.c : Variation des concentrations en Cr et Ni des laves du Karthala et du Badjini.

Les basaltes à olivine (85Ka60, 65 et 81) ont été émis à l'extrémité du rift nord, les océanites 85Ka38 et 89Ka3 sont des éruptions excentriques du flanc sud du Karthala, et les océanites (K34, 44 et 51) ainsi que l'ankaramite K57 ont été émises à l'extrémité du rift sud. Ces différentes laves peuvent être des produits du système de stockage principal contaminés par des olivines riches en Ni lors de leur passage dans des réservoirs latéraux ou dans des cumulats antérieurs. D'autres océanites comme K53, 85Ka44 et 45 ne sont que peu affectées, 85Ka76 à quand à elle des concentrations voisines de celles des basaltes subaphyriques peu évolués comme K47, K48 et K54.

• Le Sc et le Cu ont un comportement stable ou inversement proportionnel au Mg#, pour des valeurs de ce dernier supérieures à 60, soulignant ainsi le rôle essentiel voire unique de l'olivine pour les laves à  $Mg\# > 62$  (Fig. 3.3.1.a).

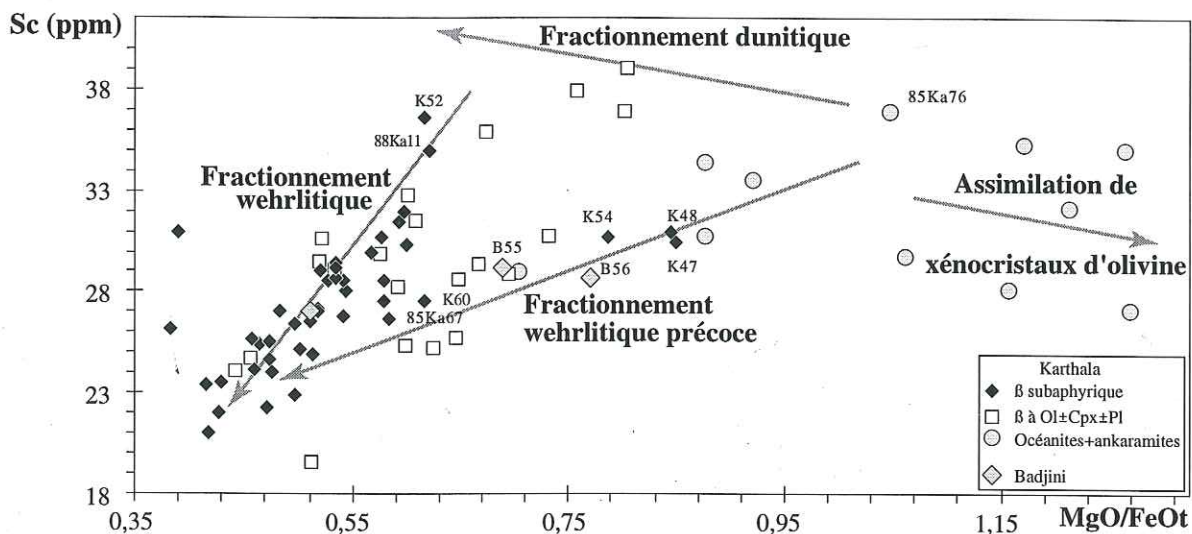


Fig. 3.3.1.d : Variation des concentrations en Sc en fonction du rapport MgO/FeOt des laves du Karthala et du Badjini.



Pour nos laves à  $MgO < 12\%$  ( $Mg\# < 62$ ), la chute des teneurs en Sc traduit le rôle important que tient le clinopyroxène. Le Sc est un élément pour lequel les clinopyroxènes ont une affinité particulière et croissante avec la baisse de température (Irving, 1978). Comme le montrent les analyses de Strong, les clinopyroxènes ont des teneurs en Cu inférieures à celle des basaltes, ils ne peuvent donc pas expliquer le comportement du Cu, qui pourrait alors indiquer une coprécipitation de sulfures.

Le Sc présente un comportement similaire à celui de CaO, et confirme l'hypothèse d'un fractionnement wehrlitique précoce affectant une majorité de nos laves (Fig. 3.3.1.d). Ce fractionnement semble également affecter nos deux laves aphyriques du Badjini, (B55 et B56).

- La constance, voire la légère augmentation des concentrations en Zn et V, traduit un comportement d'incompatible et souligne donc le faible rôle du fractionnement d'oxydes ferro-titanés et de spinelles dans la différenciation de ces laves (Fig. 3.3.1.a). Toutefois, le trachybasalte 89Ka6, dont les fortes concentrations en  $K_2O$  et  $P_2O_5$  et la faible concentration en MgO traduisent une différenciation importante, a une concentration très faible en V. Le fractionnement d'oxydes ferro-titanés et de spinelles ne se produirait donc qu'après une différenciation déjà avancée.

### • 3.3.2 Eléments incompatibles

Dans cette première approche de leur comportement, nous nous contenterons d'estimer s'il existe un réel lien génétique entre les différentes laves du Karthala et du Badjini.

- La grande majorité des laves évolue de façon similaire; la faible variation des concentrations en incompatibles, pour un  $Mg\#$  donné, implique la prépondérance d'un degré de fusion partielle affectant une source mantellique identique.

Toutefois, les laves particulières que sont 85Ka62, 87Ka3, 88Ka9 et 89Ka8 ont, pour un  $Mg\#$  donné, des concentrations en incompatibles (La, Ce, Ba, Zr) toujours inférieures aux autres laves, sauf pour Y. Ce qui correspond à une fusion partielle plus importante d'une source où le grenat ne serait plus une phase résiduelle.

- Parmi les laves peu différenciées ( $Mg\# > 58$ ), les océanites et ankaramites qui sont les plus riches en CaO (85Ka48, 85Ka76, K57 et K51) sont généralement les plus pauvres en incompatibles. La dilution de leur concentration en incompatibles par des xénocristaux de clinopyroxène est donc à envisager, à moins que ce ne soient les autres laves à  $Mg\# < 58$  qui aient subi un fractionnement ankaramitique, les appauvrissant en CaO et les enrichissant en incompatibles.

- Le comportement légèrement moins incompatible du Sr, qui plafonne pour les laves les plus différenciées ( $Mg\# > 58$ ), traduit certainement un léger fractionnement de plagioclase.

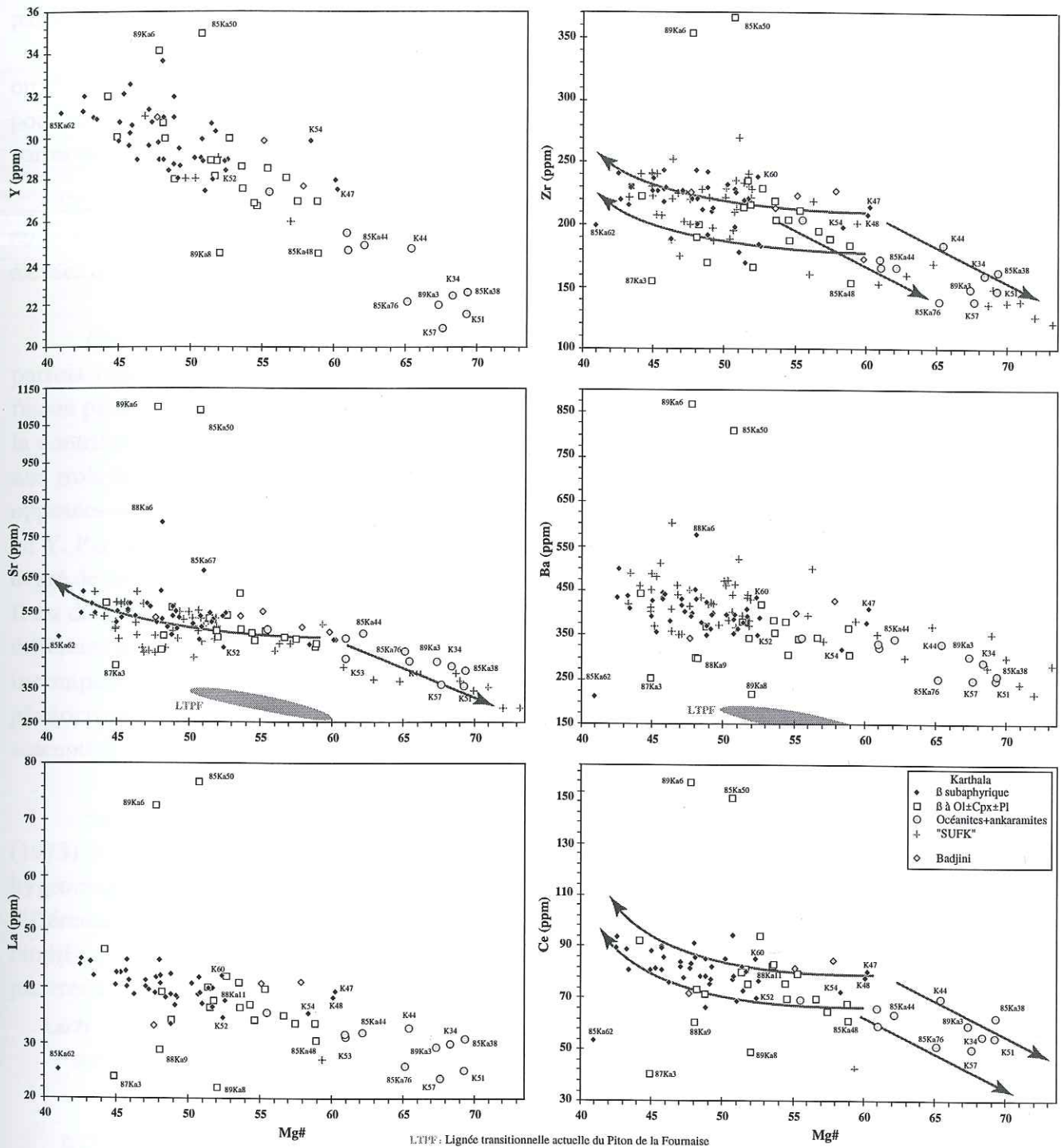


Fig. 3.3.2.a : Evolution des concentrations en éléments incompatibles des laves du Karthala et du Badjini, en fonction de leur Mg#.

Cette première approche des incompatibles indique une constance de leur comportement, qui plaide en faveur de taux de fusion voisins, affectant une source certainement unique. Après une étude précise des compositions des phases caractéristiques des basaltes du Karthala, un paragraphe entièrement consacré à leur genèse et à leur différenciation permettra d'éclaircir ce point. Toutefois, hors de ce comportement global, quelques échantillons indiquent ou confirment leur spécificité :

- Parmi les laves différenciées (Mg#<55), on retrouve les quatre échantillons (85Ka62, 88Ka9, 87Ka3 et 89Ka8) dont les teneurs en K<sub>2</sub>O impliquaient de faibles degrés de fusion



partielle.

- Les deux laves 85Ka50 et 89Ka6 indiquent qu'elles sont issues de plus faibles taux de fusion ou d'un mode de différenciation distinct, avec de plus fortes concentrations en incompatibles pour un Mg# donné. Si on les observe dans le diagramme TAS, ces deux laves sont également parmi les plus alcalines.

- Seulement deux laves aphyriques (85Ka67 et 88Ka6) ont de fortes concentrations en Sr et/ou Ba, ce qui ne peut être l'unique résultat de faibles taux de fusion. Leurs concentrations élevées en  $Al_2O_3$  et  $Na_2O$  pourraient alors impliquer une assimilation de plagioclase.

Ces fortes concentrations en éléments incompatibles, pour des concentrations en MgO parfois importantes, traduisent une faible différenciation et impliquent de faibles degrés de fusion partielle. Aux faibles degrés de fusion partielle attribués à la genèse des basaltes alcalins, la contribution des phases mineures de la péridotite source peut évoluer rapidement. En effet, nos trois laves aphyriques les plus magnésiennes (K47, K48 et K54) ont des concentrations opposées en Y et en incompatibles. K47 et K48 sont plus riches en La, Ce et Ba, et plus pauvres en Y. Par des rapports La/Y, Ce/Y nettement plus faibles, K54 porterait ainsi la signature d'un degré de fusion supérieur d'une source où le grenat aurait participé en plus grande quantité. Il est donc nécessaire d'estimer les différents degrés de fusion partielle en jeu dans la genèse des différents basaltes avant toute étude des modes de fractionnement. Les rapports d'éléments très incompatibles permettent d'estimer ces différents degrés de fusion, et les phases phénocristallines présentes dans les laves du Karthala (Ol, Cpx, Pl) ne sont pas susceptibles de les avoir modifiés.

Selon le modèle d'étude par couple d'éléments hygromagmaphiles de Treuil et Varet (1973), l'utilisation d'un élément très hygromagmaphile comme le La par rapport au Zr moins hygromagmaphile permet d'étudier les processus de fusion en jeu. Lors de la faible différenciation des laves basaltiques, ces rapports d'incompatibles ne sont généralement pas modifiés par le fractionnement des phases ferromagnésiennes ou de plagioclase, tous très pauvres en éléments incompatibles, mis à part le Sr dans les plagioclases.

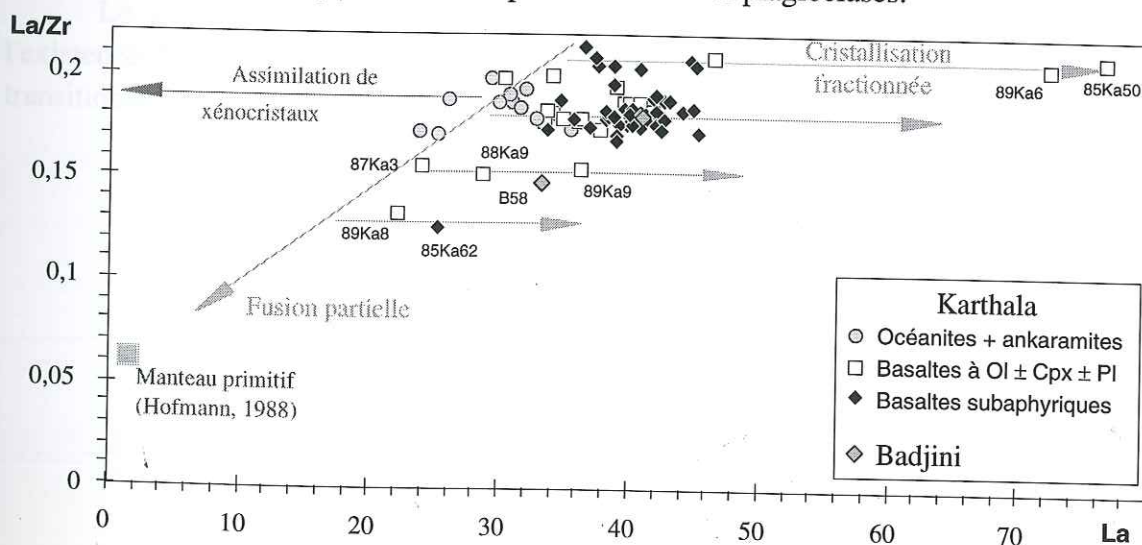


Fig. 3.3.2.b : Variation du rapport La/Zr en fonction des concentrations en La des laves du Karthala et du Badjini.

Ces laves du Karthala sont donc principalement issues d'un même degré de fusion partielle et sont peu différenciées. Quelques unes ont été produites par un plus faible degré de

fusion ( $La/Zr=0,195$  à  $0,212$ ), parmi lesquelles 85Ka50 et 89Ka6 ont été l'objet d'une différenciation importante.

Les quelques basaltes transitionnels déjà caractérisés par de plus petites concentrations en incompatibles, confirment par leurs faibles rapports  $La/Zr$  ( $0,12$  à  $0,16$ ) l'existence de degrés de fusion partielle plus importants. Ces faibles rapports sont comparable à ceux des basaltes transitionnels du volcanisme actuel du Piton de la Fournaise compris entre  $0,09$  et  $0,15$  (Semet, com. pers.).

### Conclusion :

Cette approche géochimique des laves du Karthala et du Badjini révèle leur caractère faiblement alcalin, qui pour certaines laves du Karthala ancien peut être qualifié de transitionnel. Dans les modèles d'évolution des volcans boucliers hawaïens, ces dernières pourraient être de rares représentantes encore à l'affleurement du stade d'édification. La majorité de nos échantillons provient de coulées plus récentes, voire historiques, recouvrant le Karthala. L'augmentation de leur alcalinité correspondrait à celle observée à Hawaii lors de la transition entre le stade d'édification tholéïitique et le stade post bouclier à affinité alcaline.

L'évolution des concentrations en éléments majeurs et traces révèle l'existence d'un fractionnement wehrlitique précoce dans la différenciation des laves du Karthala et du Badjini. Il se caractérise par une chute des concentrations en CaO et Sc accompagnant celle en MgO d'une grande partie de nos échantillons. Ce fractionnement n'est pas systématique, comme en témoigne l'existence de rares laves peu magnésiennes mais les plus riches en Sc et CaO. Un faible fractionnement gabbroïque est suggéré par la présence occasionnelle de phénocristaux de plagioclase ainsi que par un plafonnement des concentrations en Sr de nos laves différenciées, mais ne peut être considéré comme un phénomène important.

De nombreuses océanites, ainsi que nos ankaramites, ont de fortes teneurs en MgO et Ni traduisant un enrichissement parfois important en xénocristaux d'olivine.

Le comportement des éléments traces confirme celui des majeurs en soulignant l'existence de différents degrés de fusion partielle, à l'origine d'une gamme de compositions transitionnelles à légèrement alcalines.

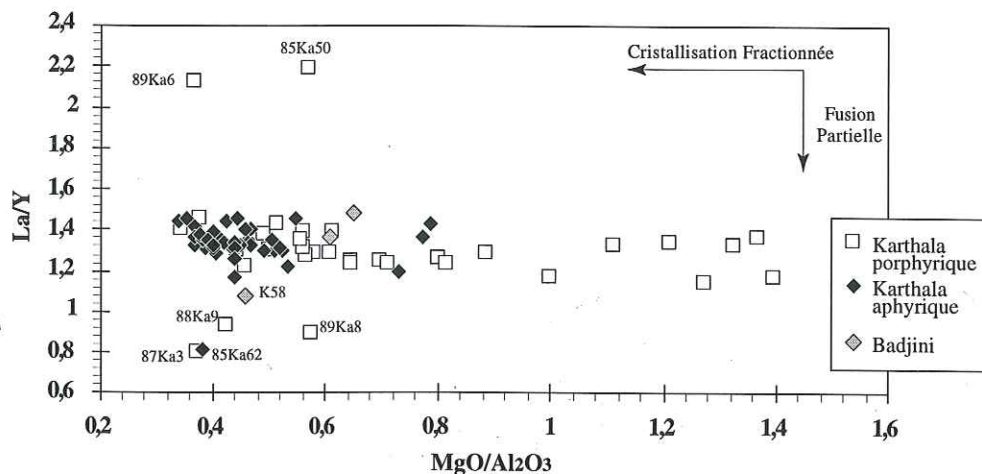


Fig. 3.3.3 : Constance du rapport  $La/Y$ , opposée à la variété du rapport d'oxydes  $MgO/Al_2O_3$ , des laves du Karthala et du Badjini.



La figure 3.3.3 démontre la prépondérance d'un degré particulier, dont se détachent les compositions plus transitionnelles (85Ka62, 88Ka9, 87Ka3 et 89Ka8) ou plus alcalines (85Ka50 et 89Ka6) :

Cette première approche de la composition chimique des laves du Karthala et du Badjini permet de mettre en évidence le rôle majeur de l'olivine et du clinopyroxène, et, à moindre échelle du plagioclase, dans leur évolution. La quantification de leur rôle exact sera estimée ultérieurement, après une étude plus précise de la composition chimique de ces phases.

•4

## **Composition chimique des minéraux**



## Composition chimique des minéraux

#### •4.1 INTRODUCTION

---

L'étude de chaque phase minérale débute par un rappel de leur composition théorique, suivie d'une description des principales caractéristiques chimiques de celles analysées dans les enclaves et les laves du Karthala et du Badjini.

Par la suite, un rapide état des connaissances est fait concernant l'influence des facteurs physico-chimiques sur la composition de chaque phase. Celles-ci sont appliquées aux phases naturelles de nos laves, afin de mieux cerner les conditions génétiques des différents magmas comoriens. Une attention particulière est portée sur les laves historiques du Karthala, afin de caractériser son fonctionnement actuel.

De nombreuses données expérimentales publiées par différents auteurs sont utilisées au cours de cette étude minéralogique. A celles-ci s'ajoutent de nouvelles, acquises lors d'une approche personnelle du rôle de la fugacité d'oxygène sur la composition des phases basaltiques. Ce problème est important dans l'évolution des magmas des volcans boucliers, qui se fait dans différentes conditions thermométriques, barométriques mais aussi d'oxydation. Pour cela, sept expériences ont été menées au laboratoire de pétrologie expérimentale de Clermont-Ferrand.

Le paragraphe suivant précise les conditions expérimentales et traite les résultats obtenus sur les liquides résiduels. Ceux obtenus sur chaque phase sont intégrés à leurs paragraphes respectifs.



## •4.2 APPROCHE EXPÉRIMENTALE DU RÔLE DE LA FUGACITÉ D'OXYGÈNE SUR LES COMPOSITIONS DES PHASES BASALTIQUES

L'oxygène est l'élément le plus abondant du globe terrestre et représente en moyenne 47% des roches. S'il existe à l'état libre dans l'atmosphère, son fort caractère électronégatif lui permet surtout de s'unir à presque tous les corps simples, à part l'or et le platine. Cet élément qui a une grande importance dans les réactions d'oxydoréduction est donc un facteur déterminant qui agit sur les champs de stabilité des silicates contenant des éléments pouvant changer de valence en fonction du degré d'oxydation (Fe principalement), et sur les processus magmatiques qui en découlent. Il semble donc important d'aborder les effets de la fO2 sur les phases basaltiques, voire d'en mesurer les conséquences directes ou indirectes.

Nous avons effectué une première approche, avec différentes expériences de 12h, sur une lave du Karthala (85KA81) à température constante (1150°C) et dans une gamme de fO2 allant de -0,68 (Air) à -12,9 (IQF).

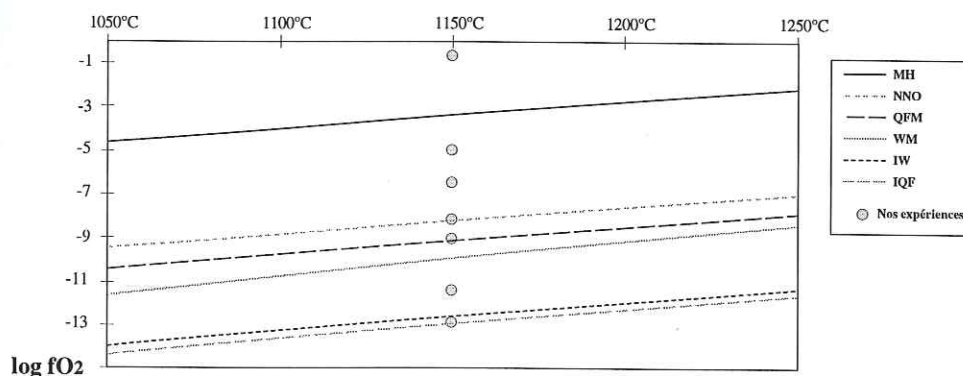


Fig. 4.2 : Gamme de fO2 couverte expérimentalement à 1150°C.

Parmi ces fO2 choisies dans un souci de répartition, trois correspondent à des équilibres (NNO, QFM et IQF).

log fO2 à 1150°C	Tampon	Equation des tampons	Origine
-8,16	NNO : nickel+O = oxyde de nickel	9,36-(24930/T°K)	Huebner et Sato (1970)
-8,88	QFM : fayalite+O = magnétite+quartz	8,290-(24441,9/T°K)	Myers et Eugster (1983)
-12,94	IQF : fer+quartz+O = fayalite	6,396-(27517,5/T°K)	Myers et Eugster (1983)

Tab. 4.2.a : Equations des tampons de référence et leur fO2 correspondante à 1150°C.

Cette suite d'expérimentations n'est qu'une première approche, afin de mieux comprendre et de déterminer quelle pourrait être l'influence de la fO2 sur la composition des phases caractéristiques des basaltes, et du clinopyroxène en particulier.

Le choix de la composition naturelle cible de cette expérimentation s'est porté sur une lave (85KA81) émise en 1859, dont la composition normative était la plus susceptible de fournir des clinopyroxènes proche du liquidus. Sa composition est la suivante :

SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	H2O+	H2O-	Total	mg*	D.I.
47,7	13,4	3,06	8,5	7,6	13,1	3,0	1,25	2,65	0,38	0,19	0,00	0,04	100,5	54,6	27,4

Tab. 4.2.b : Analyse de la composition de départ (85Ka81) de nos expériences à différentes fO2.

### •4.2.1 Dispositif expérimental

• **le four:** il est vertical, à pression atmosphérique, les éléments chauffant sont en superkhantal (MoSi), la température est lue par un thermocouple (PtRh<sub>6</sub>-PtRh<sub>30</sub>).

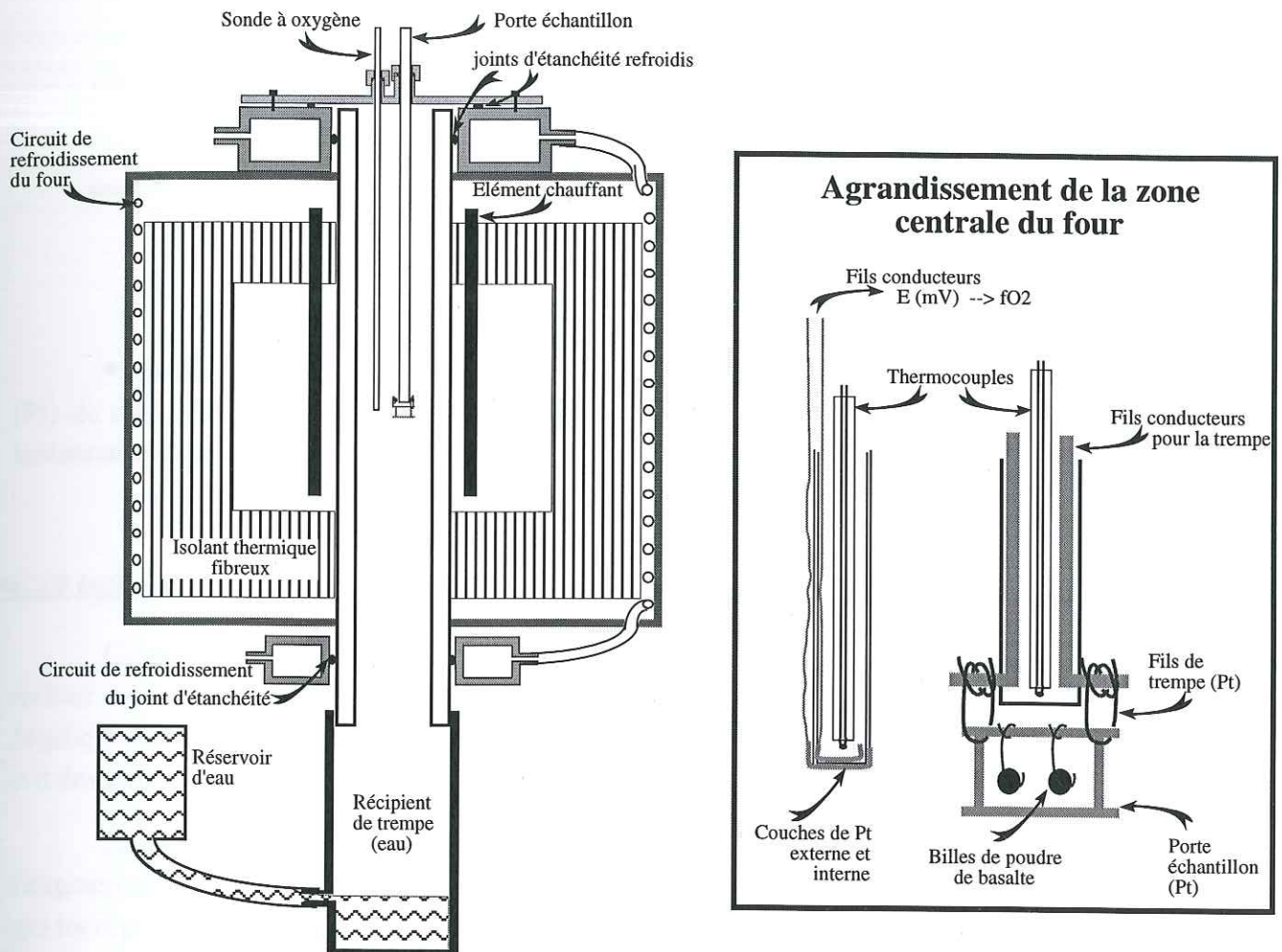


Fig. 4.2.1 : Schéma du four expérimental à 1 atmosphère utilisé dans nos expérimentations.

• **préparation des charges:** on utilise l'échantillon naturel réduit en poudre fine (<20 $\mu$ m), aggloméré en bille (2,5 mm) autour d'un fil de platine, à l'aide d'alcool polyvinylique. Ce fil fut préalablement contaminé en fer par une expérience "à blanc", permettant de minimiser les pertes en Fe par alliage avec le platine. Cette préparation sous forme de billes permet d'augmenter la surface de contact entre l'échantillon et l'atmosphère du four, facilitant l'équilibre entre les deux.

• **mode opératoire:** le fil et la bille sont suspendus à un panier au bout d'une canne en céramique contenant un thermocouple. Ce dernier et la bille sont situés dans la zone isotherme ( $\pm 1,5^\circ\text{C}$  sur 2 cm) du four. La faible durée d'expérimentation (12 heures) permet de minimiser les pertes éventuelles en Na par évaporation. Elle est également suffisante pour atteindre l'équilibre entre la charge expérimentale et l'atmosphère du four, comme en témoigne la cristallisation importante et homogène dans toute la charge à la  $f\text{O}_2$  la plus oxydante ( $\log f\text{O}_2 = -0,68$ ) qui engendre le liquide le plus visqueux.

• **contrôle de la  $f\text{O}_2$  :** un ensemble de différents débitmètres de précision et de calibres différents permettent de générer différentes fugacité d'oxygène dans le four, en injectant un



mélange gazeux H<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> dont les proportions sont calculées selon les tables de Deines et al. (1974). Une sonde à oxygène, dont la référence interne est un flux d'air et ayant son propre thermocouple, complète ce dispositif. Les différences de potentiel mesurées par cette sonde nous permettent de calculer la fO<sub>2</sub>, via la loi de Nernst :

$$E = \frac{R * T}{4 * F * \ln\left(\frac{P_{mes}}{P_{réf}}\right)} \quad \text{qui devient} \quad fO_{2_{mes}} = fO_{2_{réf}} * 10^{-\left(\frac{E}{0,00946 * T}\right)}$$

avec :  
 E = f.e.m. mesurée sur millivoltmètre (Volts).  
 R = constante des gaz parfaits = 8,3143 J.K<sup>-1</sup>.mol<sup>-1</sup>  
 F = nombre de Faraday = 9,6487.10 C<sup>-1</sup>.mol<sup>-1</sup>  
 T = température en °K

• **trempe** : en fin d'expérimentation (12h), un court-circuit provoque la fusion des fils (Pt) de maintien du panier, qui tombe alors dans un récipient d'eau permettant une trempe instantanée de la charge.

#### •4.2.2 Influences de la fO<sub>2</sub> sur les liquides et implications sur les phases coexistantes

Comme Fe est l'élément à valence variable majeur des liquides basaltiques, la fO<sub>2</sub> va influencer sur le rapport Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup>. Ainsi, de fortes fugacités d'oxygène vont augmenter le rapport Mg/Fe<sup>2+</sup> des liquides et classiquement favoriser la cristallisation des phases magnésiennes, qui ont des températures de liquidus supérieures.

Le liquide est toujours présent dans nos charges, bien qu'il diminue en quantité avec l'augmentation de la fO<sub>2</sub>. La température de 1150°C fut choisie pour obtenir du clinopyroxène, qui incorpore aussi bien Fe<sup>2+</sup> que Fe<sup>3+</sup>, et qui est une phase majeure des laves du Karthala. Cette température est toujours inférieure à la température de liquidus de la roche pour toutes les fO<sub>2</sub> testées.

##### •4.2.2.1 Influence de la fO<sub>2</sub> sur la composition des liquides

Le tableau 4.2.2.1 donne, pour chaque fO<sub>2</sub>, les moyennes et les écart-types des compositions des liquides et la proportion des phases associées. Les valeurs d'écart-types indiquent que l'hétérogénéité des liquides augmente avec la fO<sub>2</sub> par suite de leur plus grande viscosité (plus siliceux) et leur plus faible proportion.

Les teneurs en FeO et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> des liquides ont été calculées à l'aide de l'algorithme de Kilinc et al. (1983) :

$$\ln\left(\frac{X_{Fe_2O_3}^{liq}}{X_{FeO}^{liq}}\right) = (a * \ln(fO_2)) + \left(\frac{b}{T^{\circ K}}\right) + c + \left(\sum_i d_i X_i\right) \quad \text{avec:} \quad \begin{matrix} a = 0,2185 \\ b = 12670 \\ c = -7,54 \end{matrix}$$

et x<sub>i</sub> = la fraction molaire de l'oxyde considéré (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO<sup>t</sup>, CaO, Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O)

$$\begin{matrix} d_{Al_2O_3} = -2,24 & d_{Na_2O} = 8,42 \\ d_{FeO^t} = 1,55 & d_{K_2O} = 9,59 \\ d_{CaO} = 2,96 & \end{matrix}$$

fO <sub>2</sub>		IQF		QFM	NNO			Air
		-12,9	-11,4	-8,9	-8,2	-6,5	-5	-0,68
Mode		Liq 87% Ol 0,5% Cpx 12,5% Pl traces	Liq 88% Ol 0,5% Cpx 11,5%	Liq 73% Ol 1,5% Cpx 18% Pl 7,5%	Liq 74% Ol 1% Cpx 18% Pl 7%	Liq 69,5% Ol 0,5% Cpx 20% Pl 8% Sp 2%	Liq 60% Ol 1% Cpx 25% Pl 9% Sp 5%	Liq 39% Ol 2% Cpx 33% Pl 17% Sp 9%
SiO <sub>2</sub>	$\bar{X}$ $\sigma$	48,96 0,34	48,42 0,57	47,74 0,47	47,94 0,39	47,56 1,03	49,27 0,69	54,02 0,53
K <sub>2</sub> O	$\bar{X}$ $\sigma$	1,29 0,05	1,23 0,06	1,38 0,06	1,37 0,05	1,31 0,08	1,62 0,12	2,43 0,12
CaO	$\bar{X}$ $\sigma$	11,93 0,24	11,92 0,16	11,32 0,23	11,36 0,25	10,77 0,30	10,02 0,43	7,93 0,24
Na <sub>2</sub> O	$\bar{X}$ $\sigma$	2,43 0,09	2,97 0,08	3,25 0,08	3,28 0,15	3,30 0,11	3,75 0,19	4,56 0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\bar{X}$ $\sigma$	14,77 0,14	14,61 0,21	14,58 0,18	14,55 0,29	14,14 0,28	14,47 0,24	15,40 0,27
TiO <sub>2</sub>	$\bar{X}$ $\sigma$	2,74 0,14	2,65 0,12	2,76 0,10	2,64 0,12	2,61 0,14	2,80 0,15	2,04 0,08
FeO	$\bar{X}$ $\sigma$	9,87 0,39	9,73 0,30	9,53 0,24	8,57 0,15	7,03 0,23	4,38 0,17	0,48 0,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\bar{X}$ $\sigma$	0,25 0,01	0,54 0,02	1,86 0,05	2,72 0,08	4,69 0,18	6,28 0,22	5,96 0,23
MgO	$\bar{X}$ $\sigma$	6,32 0,11	6,25 0,16	5,80 0,15	6,12 0,17	6,30 0,20	6,00 0,19	5,20 0,16
MgO/FeO	$\bar{X}$ $\sigma$	0,64 0,03	0,64 0,03	0,61 0,02	0,71 0,03	0,90 0,03	1,37 0,04	10,80 0,26
FeOt	$\bar{X}$ $\sigma$	10,10 0,40	10,22 0,31	11,21 0,28	11,01 0,21	11,25 0,40	10,03 0,37	5,85 0,22
		Cpx+Ol+Pl				...+Sp		

Tab. 4.2.2.1 : Compositions des liquides et modes des charges expérimentales.

Les modes des charges expérimentales ont été calculés par bilan de masse à partir de la composition des différentes phases et de la roche de départ.

Si on observe l'évolution des liquides en fonction de la fO<sub>2</sub>, on peut suivre l'influence des différentes phases :

- L'évolution de SiO<sub>2</sub> et K<sub>2</sub>O indique deux étapes dans la cristallisation :
  - \* K<sub>2</sub>O souligne deux étapes dans la différenciation des liquides, une première à QFM, puis une autre à fO<sub>2</sub>=-5.
  - \* SiO<sub>2</sub> diminue jusqu'à fO<sub>2</sub>=-6,5, marquant la cristallisation de phases riches en silice (Cpx+Pl), ensuite les fO<sub>2</sub> très oxydantes entraînent la précipitation de grandes quantités d'oxydes opaques.
- CaO permet de suivre la progression de la cristallisation du clinopyroxène à partir de QFM, qui devient de plus en plus importante à partir de fO<sub>2</sub>=-6,5.
- L'évolution de TiO<sub>2</sub> souligne l'importante cristallisation de titanomagnétites à fO<sub>2</sub>"Air", confirmée par une importante diminution de FeO et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.
- les teneurs en FeO des liquides diminuent de façon conséquente, pour les fO<sub>2</sub> plus oxydantes que NNO. Cette perte en FeO a trois origines :
  - la diminution de FeO disponible par oxydation en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,
  - l'apparition de titanomagnétites aux fO<sub>2</sub> plus oxydantes que NNO,
  - l'accroissement du taux de cristallisation (très net à partir de fO<sub>2</sub>=QFM).

Au contraire, les teneurs en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> croissent régulièrement avec l'augmentation de la fO<sub>2</sub>, celui-ci ne rentrant que dans les oxydes et en faible quantité dans les clinopyroxènes. Seul



l'importante cristallisation de titanomagnétites à  $fO_2$ ="Air" entraîne sa baisse.

La figure 4.2.2.1 permet de suivre les différentes étapes de l'évolution des compositions des liquides résiduels :

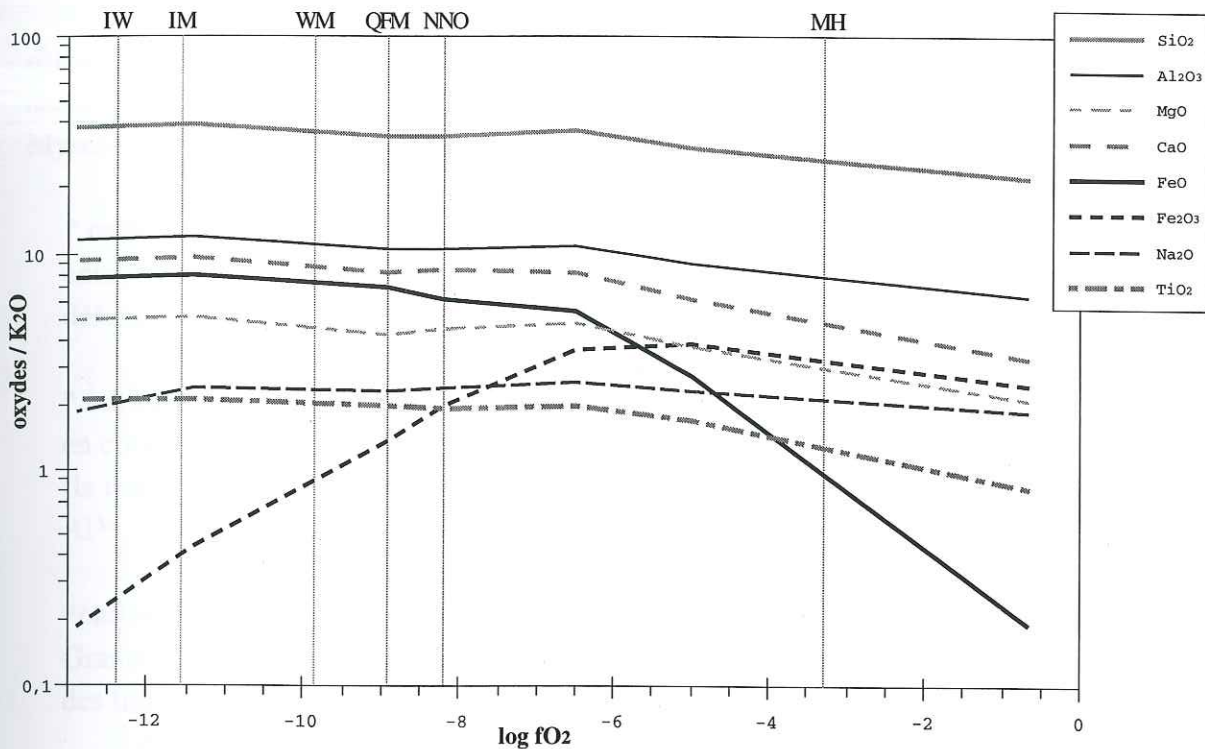


Fig. 4.2.2.1 : Evolution des rapports oxyde/K<sub>2</sub>O des liquides avec la  $fO_2$ .

Avec :

- pour les  $fO_2 < QFM$  : le taux de cristallisation étant quasi constant, il ne modifie pas significativement la composition des liquides. Seul  $Fe_2O_3$  augmente avec la  $fO_2$ . De plus, il semble qu'une fraction de  $Na_2O$  se soit évaporé à IQF.
- de QFM à -6,5 : l'augmentation de la quantité de clinopyroxène magnésien ayant cristallisé ne modifie que faiblement la composition des liquides.
- de -6,5 à "Air" : l'évolution de la composition des liquides est la plus importante, en liaison avec la cristallisation croissante de clinopyroxène et de plagioclase. L'apparition de la titanomagnétite et sa précipitation massive à partir de  $fO_2 = -5$  provoque la baisse de la concentration en  $Fe_2O_3$  des liquides malgré l'augmentation de la  $fO_2$ .

La  $fO_2$  joue donc un rôle direct sur la composition des liquides en modifiant leur état d'oxydation, ce qui influe alors directement sur l'équilibre, la nature, la composition et la quantité des phases minéralogiques cristallisant, et indirectement sur la composition des liquides résiduels.

Différents facteurs, tels que la nucléation, la vitesse de diffusion des différents éléments, la valence de certains éléments, ..., sont modifiés par l'accroissement de la  $fO_2$  et influent sur la composition des liquides et des phases coexistantes, le taux de cristallisation, ... . Une autre

caractéristique sujette à modifications, en fonction de la  $fO_2$ , est la structure des liquides qui définit leurs différentes potentialités et régit beaucoup des facteurs cités ci-dessus.

#### •4.2.2.2 Influence de la $fO_2$ sur la structure des liquides

Les liquides silicatés se composent de différents cations qui, associés à l'oxygène, ont des rôles différents dans la réalisation du réseau vitreux. Dans les liquides complexes (magmas naturels), ils se subdivisent en trois classes selon la classification de Zachariassen complétée par Mysen et al., 1982, 1984 et 1988 :

\* **cations formateurs** : ce sont les cations à forte charge et faible rayon ( $Si^{4+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Ti^{4+}$ ,  $P^{5+}$ ) entourés de quatre anions, qui forment les tétraèdres à la base de la structure des silicates, le déficit de charge de l' $Al^{3+}$  étant comblé par l'adjonction d'un cation modificateur.

\* **cations modificateurs** : ce sont les cations de faible valence et large rayon ionique, qui sont en coordination octaédrique, cubique ou cubique centré :  $Ca^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ . Ils contribuent à la dépolymérisation des liquides, en rompant les liaisons T-O-T (T =  $Si^{4+}$ ,  $Al^{3+}$ , ...) des tétraèdres et équilibrant les charges des liaisons -T-O<sup>-</sup> non satisfaites.

\* **cations intermédiaires** : pour les roches faiblement alcalines et peu différenciées de la Grande Comore, ils se limitent au  $Fe^{3+}$ , dont la teneur contrôlera le degré de polymérisation des liquides.

Le rôle du Fe est important, car en fonction de la température et de la  $fO_2$ , il sera plus ou moins tri ou bivalent, et le liquide sera plus ou moins polymérisé.

Les travaux de Mysen (1984 et 1988) ont montré que  $Fe^{3+}$  a un rôle variable sur la structure des liquides. Selon la valeur du rapport  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$  déterminé par analyses "Mossbauer" sur différentes laves,  $Fe^{3+}$  joue partiellement ou totalement un rôle de modificateur ou formateur du réseau vitreux. Pour Mysen, la valeur de ce rapport est globalement fonction du degré de différenciation, avec une augmentation des picrites et néphélines aux dacites et rhyolites. Les valeurs choisies par Mysen pour déterminer le rôle de  $Fe^{3+}$  restent toutefois statistiques et donc approximatives :

$Fe^{3+}/\Sigma Fe < 0,3$  : tout le  $Fe^{3+}$  du liquide est modificateur du réseau vitreux.

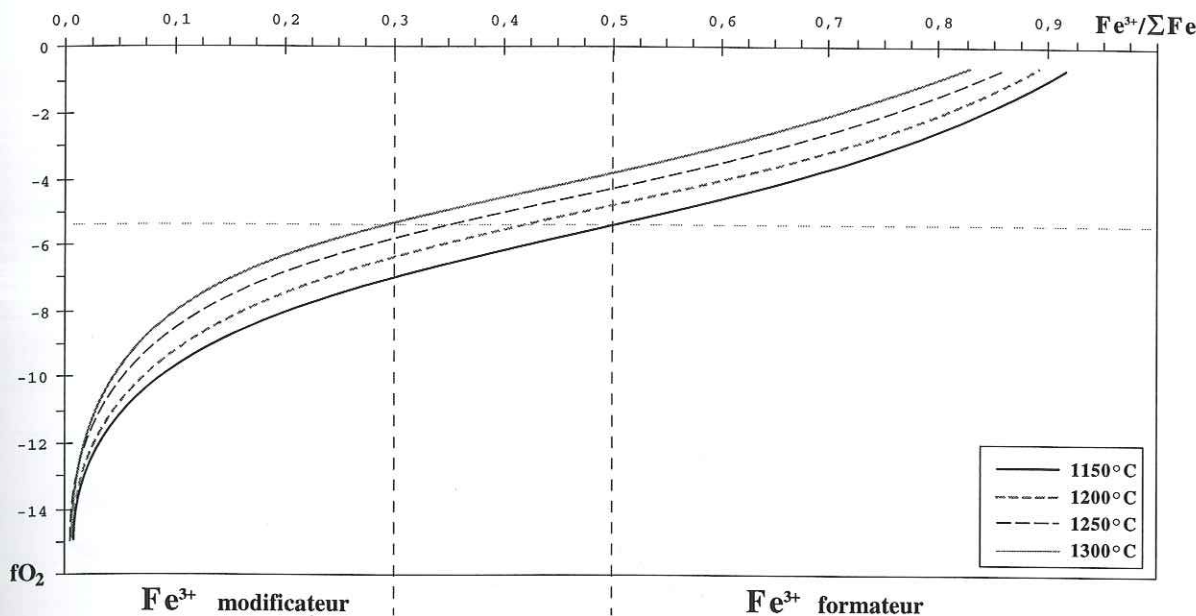
$Fe^{3+}/\Sigma Fe = 0,3$  à  $0,5$  : le  $Fe^{3+}$  du liquide est partiellement modificateur et formateur du réseau vitreux.

$Fe^{3+}/\Sigma Fe > 0,5$  : tout le  $Fe^{3+}$  du liquide est formateur du réseau vitreux.

$$\text{avec } \Sigma Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+}$$

Ce rapport  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$  est fonction des conditions physico-chimiques et augmente principalement avec la  $fO_2$  et/ou une baisse de température. La pression et la composition chimique du liquide jouent un moindre rôle. Les courbes de la figure 4.2.2.2.a ont été calculées pour une composition équivalente à celle de notre lave de départ (85Ka81). Ce diagramme montre bien le rôle de la température et de la  $fO_2$  sur la proportion de  $Fe^{3+}$  de ce liquide, et donc sur la quantité de cations formateurs potentiels pour sa polymérisation.




 Fig. 4.2.2.2.a : Evolution du rapport  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$  dans un liquide en fonction de la  $fO_2$  et de la température.

Le coefficient de dépolymérisation NBO/T, basé sur les proportions de ces différents cations, permet de suivre l'évolution de la structure des liquides magmatiques au cours de leur évolution. Il est devenu d'un usage courant depuis Mysen (1982), qui le définit comme étant le nombre d'oxygène non-pontant par cation en site tétraédrique :

$$NBO/T = \frac{(2 * \text{nbre d'oxygène}) - (4 * (\text{Si} + \text{Al} + \text{Ti} + \text{P} + \text{Fe}^{3+}))}{(\text{Si} + \text{Al} + \text{Ti} + \text{P} + \text{Fe}^{3+})}$$

la prise en compte du  $Fe^{3+}$  en tant que cation formateur du réseau vitreux étant fonction du rapport :  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ .

Mysen (1988) a statistiquement déterminé que 60% des roches ayant un  $NBO/T > 0,7$  ont un rapport  $Fe^{3+}/\Sigma Fe < 0,3$ .

Les courbes de la figure 4.2.2.2.a nous indiquent que ce liquide, pour une même  $fO_2 = -5,3$ , verra son état de polymérisation (ou NBO/T) varier fortement en fonction de la température, qui en influant sur le rapport  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$  modifiera le rôle de  $Fe^{3+}$ .

Ce facteur NBO/T décroît avec la polymérisation des liquides, et va de 4 pour un liquide complètement dépolymérisé formé de tétraèdres isolés, à 0 pour un liquide complètement polymérisé ayant une structure en réseau. Pour les roches, cette décroissance du NBO/T correspond à une augmentation du degré de différenciation, avec 2,5 pour une komatiite, ou 1,7 pour les néphélinites et 0,2 pour les rhyolites (Mysen, 1987).

Les NBO/T calculés pour les liquides résiduels de nos expérimentations (à 1150°C) indiquent une forte augmentation de la polymérisation entre la  $fO_2 = NNO$  et -6,5 :

$fO_2$	IQF	QFM	NNO	Air			
	-12,9	-11,4	-8,9	-8,2	-6,5	-5	-0,68
NBO/T	0,74	0,77	0,79	0,81	0,75	0,47	0,29
$(Fe^{3+})/\Sigma Fe$	0,02	0,05	0,15	0,22	0,38	0,56	0,92

 Tab. 4.2.2.2 : NBO/T et rapports  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$  des liquides résiduels en fonction de la  $fO_2$ .

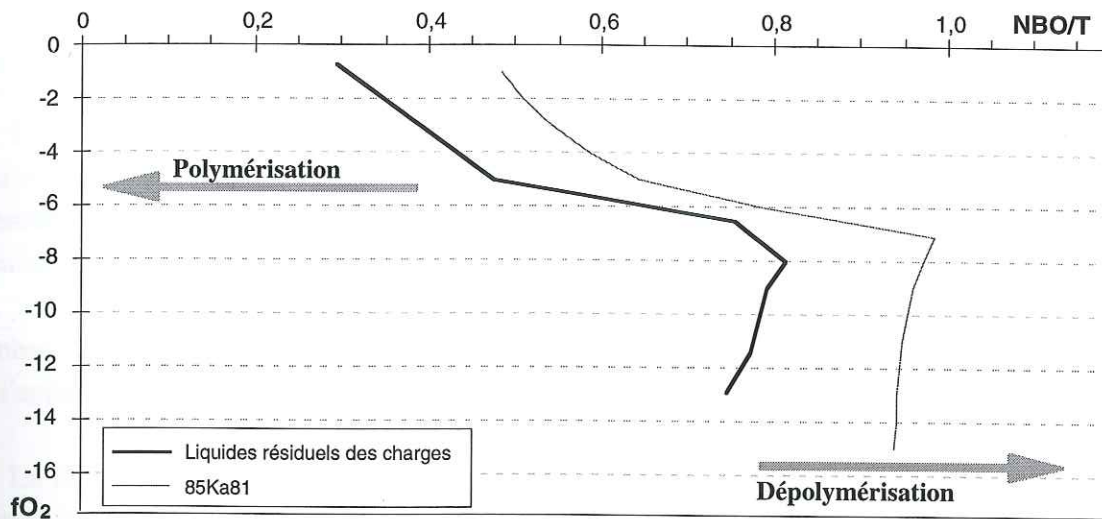


Fig. 4.2.2.2.b : Evolution du rapport NBO/T en fonction de la fO<sub>2</sub> dans notre composition de départ et dans les liquides résiduels.

L'estimation de l'évolution du NBO/T de 85Ka81 à 1150°C (Fig. 4.2.2.2.a) confirme un début de polymérisation pour log fO<sub>2</sub> = -7, lorsque Fe<sup>3+</sup>/ΣFe atteint 0,3.

Les structures des silicates se subdivisent en sept groupes, basés sur le nombre d'oxygènes liés à chaque cation formateur. Ces structures, des orthosilicates aux tectosilicates, correspondent à un état de polymérisation croissant que matérialise le rapport O/T. Parmi celles-ci, trois concernent plus particulièrement nos expériences, ainsi que les laves de la Grande Comore :

- orthosilicates O/T=4 (*olivine*)
- inosilicates O/T=3 (*clinopyroxène : silicate à chaîne simple*)
- tectosilicates O/T=2 (*feldspath*)

La cristallisation de ces silicates, moins polymérisés que les liquides résiduels, contribue à la polymérisation de ces derniers, alors que celle des spinelles (titanomagnétites essentiellement formées de cations formateurs : Ti-Fe<sup>3+</sup>-Al) contribue à leur dépolymérisation en les appauvrissant en cations formateurs.

Sur la figure 4.2.2.2.b, l'apparition des titanomagnétites à la fO<sub>2</sub> = -6,5 (pour une quantité quasi identique des différents silicates déjà présent à fO<sub>2</sub> = NNO) correspond à la transition "Fe<sup>3+</sup> modificateur"/"Fe<sup>3+</sup> formateur", lorsque Fe<sup>3+</sup>/ΣFe dépasse 0,3 entre les fO<sub>2</sub>=NNO et -6,5. Pour les fO<sub>2</sub> plus fortes, la précipitation importante de clinopyroxène, puis de plagioclase, réduit cet effet dépolymérisateur de la cristallisation des titanomagnétites.

L'état de polymérisation d'un liquide et son facteur NBO/T sont donc essentiellement fonctions du rapport Fe<sup>3+</sup>/ΣFe, qui lui-même dépend principalement de la température et de la fO<sub>2</sub> auxquelles le liquide est à l'équilibre. Dans nos expérimentations, la transition "Fe<sup>3+</sup> modificateur"/"Fe<sup>3+</sup> formateur", vers une fO<sub>2</sub> = -7, semble avoir induit la cristallisation des titanomagnétites. Cette observation mériterait toutefois une confirmation par de multiples expérimentations sur différentes compositions de départ et sous différentes fO<sub>2</sub>. En effet, si elle se confirmait il serait possible de déterminer les couples température-fO<sub>2</sub> d'apparition des titanomagnétites dans les liquides.



#### •4.2.2.3 Influence de la $fO_2$ sur le taux de cristallisation

L'observation au MEB des différentes charges expérimentales révèle une nucléation très disparate dans chacune d'entre elles. Elle est essentiellement hétérogène et se localise préférentiellement aux interfaces liquides/bulles ou à la surface des perles. Aussi le mode des différentes charges, donné dans le tableau 4.2.2.1, a été calculé à partir des compositions des phases présentes. Toutefois, cette observation microscopique révèle deux fortes augmentations du nombre et de la taille des cristaux entre  $fO_2 = -11,4$  et QFM, ainsi qu'entre  $fO_2 = NNO$  et  $-6,5$  (liée à l'apparition de nombreuses et petites titanomagnétites).

La  $fO_2$  en modifiant le rapport  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  des liquides, a également un effet indirect sur la composition des phases ferromagnésiennes, et donc sur leur température de nucléation et de cristallisation. Cet effet est particulièrement sensible pour les olivines, pour qui une  $fO_2$  réductrice favorise le pôle ferrifère en diminuant le rapport  $Mg/Fe^{2+}$  des liquides. Ces olivines fayalitiques ont des températures de nucléation et de cristallisation faibles.

De plus, la température de liquidus des oxydes ferrotitanés augmente avec la  $fO_2$ . Ils apparaissent dans notre expérience à  $fO_2 = -6,5$ , et augmentent fortement en nombre et en taille jusqu'à celle effectuée à  $fO_2 = Air$ .

Il faut signaler également que de très faibles  $fO_2$  provoquent la précipitation de Fe métal, ce qui produit une élévation de la température de liquidus des liquides résiduels enrichis en MgO. Nos expériences faites à très faibles  $fO_2$  n'ont pas présenté ce phénomène.

•4.3

## Les clinopyroxènes

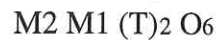


•4.3

**Les clinopyroxènes**

### •4.3 LES CLINOPYROXÈNES

Par leur structure à chaîne simple, correspondant à une alternance de chaînes tétraédriques et octaédriques, les clinopyroxènes sont des silicates faiblement polymérisés ( $O/T=3$ ). Pour une maille élémentaire de 4 cations pour 6 oxygènes, leur formule s'écrit :



où chaque site correspond à :

- T site tétraédrique ne permettant l'accès qu'aux cations de petite taille ( $Si^{4+}$ ,  $Al^{3+}$  et  $Fe^{3+}$ ).
- M2 site octaédrique accueillant en priorité les cations de grande taille ( $Ca^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Mg^{2+}$ , ...).
- M1 site pseudo-octaédrique hexacoordonné occupé par  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Ti^{4+}$ , ..., assurant les échanges cationiques avec T ou M1 en fonction des conditions physico-chimiques de cristallisation.

Les échanges M1-T sont appelés substitutions tschermakitiques.

Les échanges M1-M2 sont appelés substitutions jadéitiques.

La méthode de calcul des composants polaires des clinopyroxènes, proposée par Boumehdi (1987, 1988) et utilisée ici, est uniquement basée sur la balance des charges et présente donc l'avantage d'être indépendante de tout préjugé sur l'origine de ces clinopyroxènes. Elle utilise bien sûr, la répartition  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  de la méthode de calcul de formule structurale de Papike et al. (1974).

		Site T			Sites M1 et M2							
		Si	Al IV	Fe <sup>3+</sup> IV	Al VI	Fe <sup>3+</sup> VI	Cr	Ti	Mn+Fe <sup>2+</sup>	Mg	Ca	Na+K
Composants "Tschermakitiques"	CaTiTs		2					1			1	
	CaTiFe-Ts		1	1			1				1	
	NATAL	1	1					1				1
	CaTs	1	1		1						1	
	FaTs	1	1			1					1	
	CrCaTs	1	1				1				1	
	Fe-Ts	1		1		1					1	
Composants "Jadéitiques"	NAT-Fe <sup>2+</sup>	2						1/2	1/2			1
	Jd	2			1							1
	CaEs	2			1						1/2	
	Ac	2				1						1
	Ur	2					1					1
Composants "Quad"	Wo	2									2	
	cEn	2								2		
	cFs	2							2			

Tab. 4.3 : Liste des coefficients cationiques des principaux composants polaires (Boumehdi, 1988).

#### •4.3.1 Influence des facteurs physico-chimiques sur la composition des clinopyroxènes

L'évolution des clinopyroxènes est un phénomène complexe sur lequel interviennent énormément de facteurs (P, T,  $fO_2$ , composition des liquides et des phases coexistantes). La



littérature scientifique permet d'évaluer l'influence de certains de ces facteurs.

Les clinopyroxènes sont des phases qui, à part pour Fe et Mg, sont chimiquement peu sensibles aux rééquilibrations. En plus de la composition de la roche totale qui les contient, la pression est le facteur le plus influant, notamment sur les teneurs et les rapports entre Ti et Al, ainsi que sur la forme tétra ou hexacoordonnée de l'Al.

#### •4.3.1.1 Comportement de l'Al

Il entre principalement dans la composition des clinopyroxènes lors des cristallisations tardives à BT (refroidissement de coulées). Mais la teneur en  $Al_2O_3$  n'est pas un indicateur de pression, elle reflète plutôt la richesse en  $Al_2O_3$  du milieu où ils cristallisent; le chimisme et l'évolution des laves sont donc très importants, et une compétition avec une phase alumineuse (plagioclase à BP) peut également jouer un rôle.

Pour les basaltes alcalins tels que ceux des Comores, l'évolution des liquides se fait vers des termes sous-saturés où l'activité de la silice diminue. Libourel et al. (1989) ont montré que pour des liquides alcalins évoluant vers des termes sous-saturés en silice, la solubilité de l'Al augmente dans les clinopyroxènes, alors qu'il reste constant dans le cadre de l'évolution de liquides tholéïtiques. Les fortes teneurs en  $Al_2O_3$  des clinopyroxènes des Comores (jusqu'à 14%) sont donc le reflet de la sous-saturation en silice de leurs laves.

L'Al se présente sous deux formes (tétra et hexacoordonnée), et sa répartition entre les deux sites est habituellement utilisée pour caractériser différentes conditions barométriques de cristallisation (Aoki et Shiba, 1973). Ce rapport  $Al^{IV}/Al^{VI}$  est toutefois à considérer avec précaution lors de cristallisations tardives à BP-BT, où les clinopyroxènes sont en concurrence directe avec les plagioclases (grands consommateurs d'Al).

Les exemples fournis dans les figures 4.3.1.1.a et b, sont tirés de travaux expérimentaux dont nous ne connaissons que l'alcalinité de la composition de départ pour Thompson (1974), alors que celle des liquides est connue pour Thy (1991). La méconnaissance des taux de cristallisation des expériences de Thompson ajoute une incertitude supplémentaire sur l'interprétation des compositions de ses clinopyroxènes, comme la pauvreté en Al de ceux issus de la lave alcaline le montre.

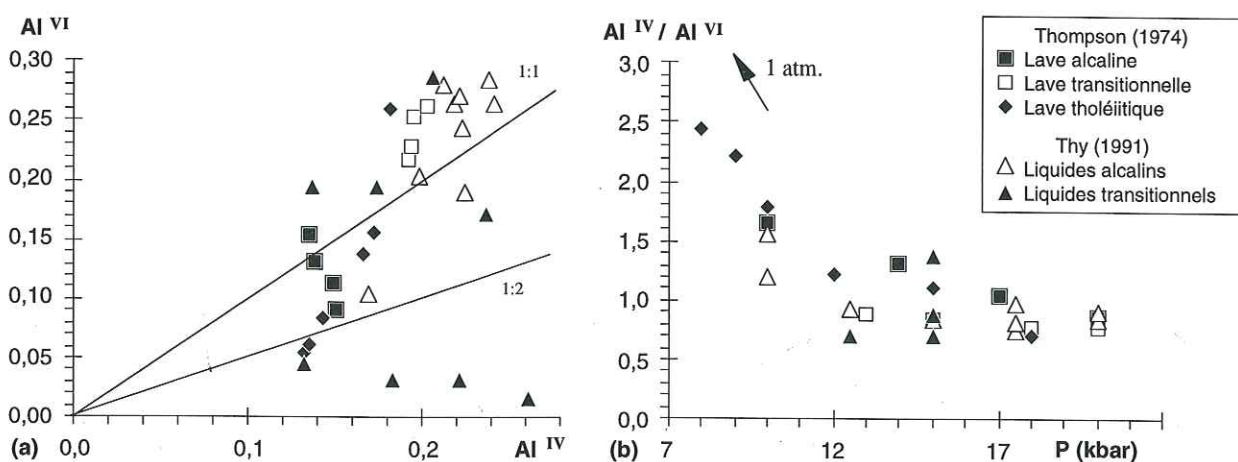


Fig. 4.3.1.1.a et b : Variations  $Al^{IV}/Al^{VI}$  en fonction de la pression de cristallisation, de différents clinopyroxènes expérimentaux (réf. dans le texte).

Ils illustrent bien la diminution du rapport  $Al^{IV}/Al^{VI}$  avec l'augmentation de pression. A partir de 10 kbar (Fig. 4.3.1.1.b), il plafonne autour de 1. Les expériences de Thy à 1atm ont donné des clinopyroxènes très pauvres en  $Al^{VI}$ , en relation avec leur cristallisation à BP dans un milieu appauvri en Al par la cristallisation importante de plagioclase.

#### •4.3.1.2 Comportement du Ti

Il se substitue aux éléments disparaissant avec la différenciation des magmas, tels que Cr et  $Al^{VI}$ , et donc avec la chute de pression et/ou de température. La substitution Al/Ti est considérée comme un bon marqueur des conditions de pression de cristallisation (Fig. 4.3.1.2.a), la diminution de la solubilité du Ti et l'augmentation de celle de l'Al dans les clinopyroxènes avec la pression (Thompson, 1974) faisant augmenter ce rapport.

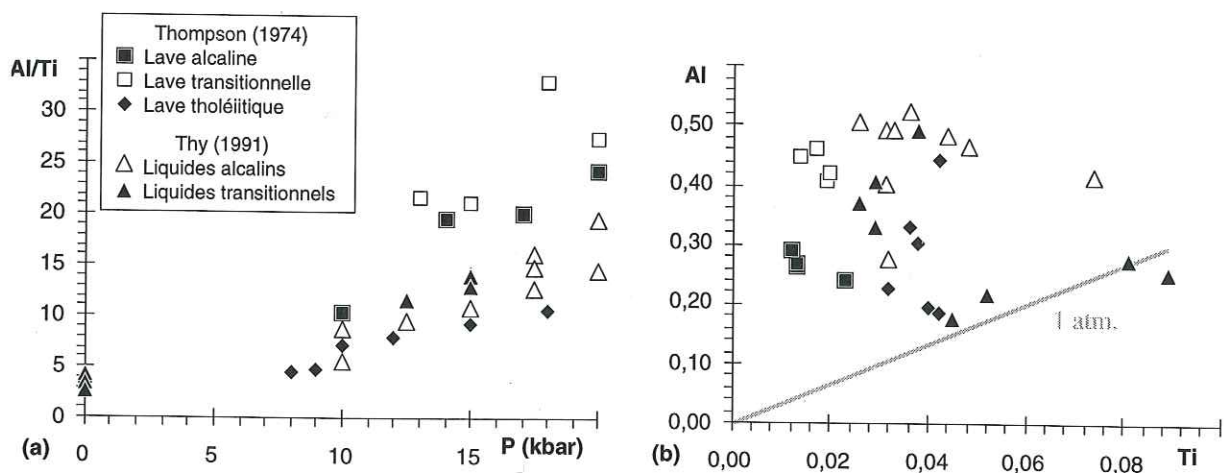


Fig. 4.3.1.2.a et b : Variations Al/Ti en fonction de la pression de cristallisation, de différents clinopyroxènes expérimentaux (réf. dans le § 4.3.1.1).

Mais Boivin (1982) a également montré que les coefficients de partage du Ti et de l'Al entre clinopyroxènes et liquides sont fonctions de la température. Celui de l'Al diminuant en moyenne de 0,9 à 1600°C, à 0,17 à 1000°C, alors que celui du Ti suit un chemin inverse passant de 0,22 à 1600°C, à 1,6 à 1000°C. Ainsi, au cours de leur cristallisation et lors du refroidissement des magmas, les clinopyroxènes contribuent à augmenter les teneurs en Al et diminuer celles en Ti de leur liquide. De très fortes teneurs en Ti pour les bords des clinopyroxènes devraient donc indiquer un équilibre avec un liquide à BT. Alors que des clinopyroxènes pauvres en Ti et riches en Al devraient traduire des conditions de cristallisation à HT, à un stade précoce de la différenciation de magmas basiques, eux-mêmes encore très pauvres en Al et Ti.

Les rôles de la pression et de la température sur les concentrations en Al et Ti des clinopyroxènes semblent en fait complémentaires, induisant une plus grande solubilité de l'Al à HP et HT, et une plus grande à BP et BT pour le Ti.



#### •4.3.1.3 Comportement de Ca, Mg et Fe<sup>2+</sup>

Leurs variations sont habituellement représentées dans le quadrilatère Di-Hd-En-Fs, sous-ensemble du triangle "Quad" (Wo-En-Fs). Son utilisation à des fins barométriques est généralement limitée, mais reste courante à des fins terminologiques lorsque la somme des composants "Quad" est significativement importante.

En effet, si l'on considère des clinopyroxènes d'expérimentation dans le triangle Wo-En-Fs, ils montrent généralement une très forte diminution du pôle Wo en fonction de la pression. Diminution d'autant plus importante que ce pôle Wo ne prend pas en compte le Ca entrant dans les pôles CaTiTs et surtout CaTs de la composante tschermakitique. Dans les laves peu évoluées, les fortes teneurs en Ca y sont généralement attribuées à de faibles pressions de cristallisation. Les travaux de Foury (1983) sur les laves de la Chaîne des Puys démontrent que les teneurs en Ca des clinopyroxènes sont indépendantes du degré de différenciation de leur lave hôte. En effet, ses analyses de clinopyroxènes des laves de la Chaîne des Puys ne montrent pas de variations particulières des basaltes aux trachytes, et ont toutes des concentrations en CaO comprises entre 20 et 22%.

Les rapports Fe<sup>2+</sup>/Mg (le Fer total est exprimé sous forme de Fe<sup>2+</sup>) sont fonction des liquides coexistants et augmentent avec la différenciation. Grove et Bryan (1983) ont montré qu'à faible pression pour des températures variées, les clinopyroxènes en équilibre avec un liquide ont un  $K_D = (Fe/Mg)^{cpx-liq}$  proche de 0,23. A des pressions plus élevées, il est considéré proche de 0,3 (Green et al. 1979).

#### •4.3.1.4 Approche expérimentale du rôle de la fO<sub>2</sub>

La série d'expériences effectuées sur une lave du Karthala (85KA81), à température constante (1150°C) et dans une gamme de fO<sub>2</sub> allant de -0,68 (Air) à -12,9 (IQF), a été réalisée dans le but principal d'obtenir des clinopyroxènes, afin de nous permettre d'estimer les relations entre leur composition et leur fO<sub>2</sub> de cristallisation.

##### • *Evolution de la composition des clinopyroxènes en fonction de la fO<sub>2</sub>*

La méthode de calcul de la formule structurale proposée par Papike et al. (1974) permet d'estimer la proportion de Fe<sup>3+</sup> par balance des charges, et donc celles de FeO et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> depuis le FeO<sub>T</sub> des analyses sondes. Dans nos charges expérimentales, l'existence de nombreux cœurs de composition souvent nettement distincte de celle des bords, nous oblige à considérer que ces cœurs ne sont pas systématiquement à l'équilibre avec les liquides ou qu'ils sont hérités de la poudre initiale pas assez finement broyée. Aussi, le tableau 4.3.1.4 rassemble les moyennes calculées sur les analyses des bords de nos clinopyroxènes expérimentaux.

Dans nos conditions expérimentales à pression et température constante (1 bar, 1150°C), nos clinopyroxènes ont des rapports Al<sup>IV</sup>/Al<sup>VI</sup> > 2 et Al/Ti < 6, en accord avec leur faible pression de cristallisation (1atm.), et ceci sans répartition particulière.

fO <sub>2</sub>		IQF	-11,4	QFM	NNO	-6,5	-5	AIR
SiO <sub>2</sub>	$\bar{X}$	51,11	50,83	49,89	49,31	49,01	48,94	49,04
	$\sigma$	0,62	1,11	0,91	0,19	0,47	0,48	1,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\bar{X}$	3,41	3,62	3,86	4,82	5,10	5,08	4,98
	$\sigma$	0,70	0,96	0,89	0,23	0,31	0,38	1,10
CaO	$\bar{X}$	21,54	21,97	22,24	22,29	21,61	21,80	21,68
	$\sigma$	0,52	0,36	0,30	0,17	0,23	0,23	0,59
MgO	$\bar{X}$	15,48	15,46	15,15	14,93	14,10	14,66	14,23
	$\sigma$	0,61	0,61	0,46	0,26	0,48	0,43	0,80
FeOt	$\bar{X}$	6,14	6,23	5,95	6,26	7,28	7,18	6,94
	$\sigma$	1,29	0,53	0,54	0,24	0,61	0,68	1,05
FeO calculé	$\bar{X}$	5,49	4,75	3,76	3,22	5,49	4,01	5,31
	$\sigma$	1,48	0,61	0,88	0,19	1,39	0,95	1,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> calculé	$\bar{X}$	0,73	1,64	2,44	3,38	2,00	3,53	1,80
	$\sigma$	0,61	0,92	0,85	0,16	1,37	1,68	0,86
MnO	$\bar{X}$	0,13	0,13	0,09	0,11	0,13	0,18	0,15
	$\sigma$	0,04	0,05	0,05	0,04	0,06	0,04	0,05
Na <sub>2</sub> O	$\bar{X}$	0,26	0,28	0,31	0,38	0,37	0,35	0,36
	$\sigma$	0,05	0,07	0,04	0,06	0,04	0,03	0,08
TiO <sub>2</sub>	$\bar{X}$	1,16	1,20	1,24	1,43	1,72	1,49	1,81
	$\sigma$	0,20	0,27	0,23	0,12	0,32	0,17	0,58
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\bar{X}$	0,56	0,37	0,54	0,28	0,08	0,18	0,31
	$\sigma$	0,46	0,34	0,19	0,24	0,08	0,18	0,33
FaTs	$\bar{X}$	1,60	3,56	6,13	7,45	3,40	7,49	3,34
	$\sigma$	1,67	2,11	2,04	0,98	3,19	3,75	3,20
Wo	$\bar{X}$	38,43	38,48	38,45	36,93	36,73	35,68	36,90
	$\sigma$	0,50	0,83	1,38	0,51	1,03	0,98	1,40
En	$\bar{X}$	42,54	42,36	41,90	41,05	39,10	40,37	39,43
	$\sigma$	1,32	1,54	1,27	0,58	1,14	1,14	2,03
Fs	$\bar{X}$	8,70	7,52	5,97	5,15	8,75	6,48	8,50
	$\sigma$	2,36	1,01	1,27	0,31	2,20	1,49	2,39
Al/Ti	$\bar{X}$	4,71	4,74	4,88	5,30	4,81	5,37	4,51
	$\sigma$	1,05	0,77	0,43	0,34	0,98	0,37	1,07
Al <sup>IV</sup> /Al <sup>VI</sup>	$\bar{X}$	4,61	6,86	8,60	7,15	3,93	5,77	4,34
	$\sigma$	3,30	5,08	4,27	2,55	1,37	3,34	0,93
Na+Al <sup>IV</sup>	$\bar{X}$	0,13	0,15	0,17	0,21	0,20	0,22	0,20
	$\sigma$	0,02	0,04	0,03	0,01	0,02	0,01	0,04
2Ti+Cr+Al <sup>VI</sup>	$\bar{X}$	0,12	0,10	0,10	0,12	0,15	0,12	0,15
	$\sigma$	0,03	0,03	0,02	0,01	0,03	0,03	0,04
Mg*	$\bar{X}$	83,47	85,32	87,82	89,23	82,15	86,73	82,79
	$\sigma$	4,06	1,38	2,57	0,68	4,19	3,05	4,64

Tab. 4.3.1.4 : Composition des des clinopyroxènes expérimentaux à différentes fO<sub>2</sub> (moyennes et écart types).

L'influence de la fO<sub>2</sub> sur la répartition Ca-Mg-Fe<sup>2+</sup> ne semble être qu'indirecte et seulement en relation avec le taux et le type de cristallisation (Fig. 4.3.1.4.a). Ainsi, les clinopyroxènes riches en Fs apparaissent lors :

- \* de très faibles fO<sub>2</sub> (IQF), engendrant des liquides à faibles Mg/Fe<sup>2+</sup>.
- \* une importante cristallisation faisant diminuer fortement les rapports Mg/Fe<sup>2+</sup> des liquides comme à la fO<sub>2</sub> = Air.

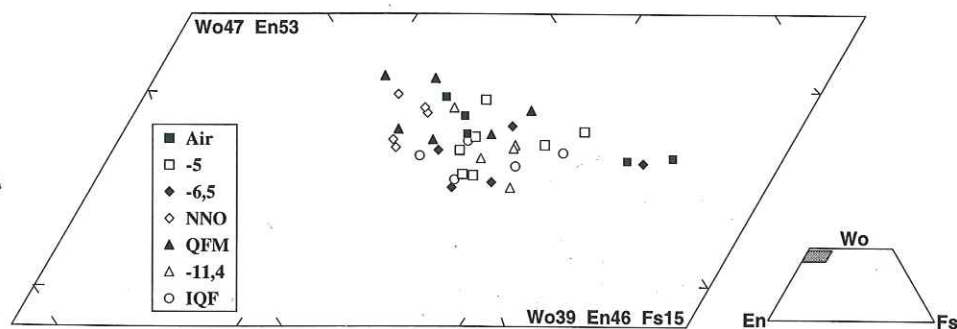


Fig. 4.3.1.4.a : Composition de nos clinopyroxènes expérimentaux dans le diagramme Wo-En-Fs.



Dans l'ensemble de la population, les cœurs de clinopyroxènes sont sensiblement plus pauvres en wollastonite, traduisant certainement un déséquilibre avec les liquides. Ceux-ci peuvent provenir de fragments hérités de la poudre naturelle de départ, ou d'une cristallisation trop rapide à 1150°C.

Pour les bords de clinopyroxènes plus susceptibles d'être à l'équilibre avec les liquides, les  $K_D = (Fe/Mg)^{cpx-liq}$  restent assez proches de la valeur de 0,23 (Grove et Bryan, 1983) jusqu'à NNO. Pour les expériences à  $fO_2$  plus oxydantes, ils sont toujours supérieurs et traduisent un déséquilibre dans ces charges (Fig. 4.3.1.4.b). L'apparition de la titanomagnétite peut également induire un appauvrissement local des liquides en  $FeO_t$ , à l'origine des plus forts  $K_D$  des clinopyroxènes des expériences à  $fO_2 > -5$ .

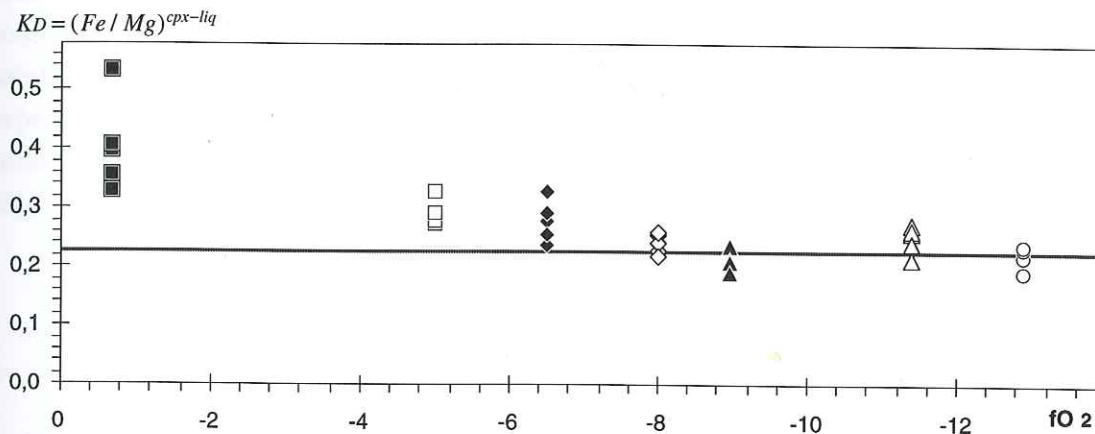


Fig. 4.3.1.4.b : Variation du  $K_D = (Fe/Mg)^{cpx-liq}$  avec la  $fO_2$  de nos clinopyroxènes expérimentaux.

Le diagramme  $2Ti+Cr+Al^{VI}/Na+Al^{IV}$  (Fig. 4.3.1.4.c) faisant le bilan des valences est habituellement utilisé pour évaluer le rôle de la  $fO_2$  (Papike, 1980). La localisation de clinopyroxènes au dessus de la droite 1:1 indique la présence significative de  $Fe^{3+}$ .

Les clinopyroxènes obtenus lors des expériences à différentes  $fO_2$  se répartissent graduellement par rapport à la droite 1:1. Cette augmentation progressive du déficit de charge traduit le fait que l'incorporation d'ions  $Fe^{3+}$  dans les clinopyroxènes augmente avec la  $fO_2$ .

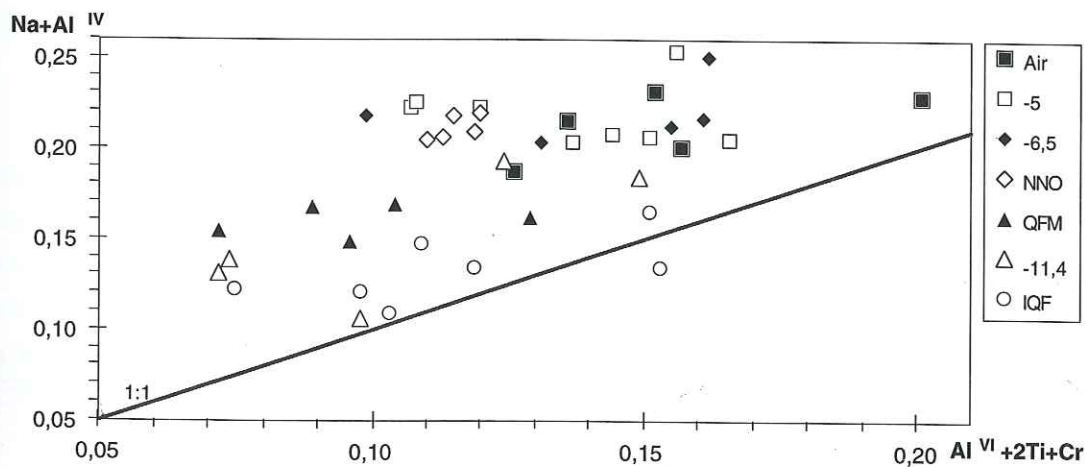


Fig. 4.3.1.4.c : Bilan des valences de nos clinopyroxènes expérimentaux dans le diagramme  $2Ti+Cr+Al^{VI}/Na+Al^{IV}$  (Papike, 1980).

L'évolution comparée des concentrations en  $Fe_2O_3$  (Fig. 4.3.1.4.d), estimées pour les

clinopyroxènes par balance des charges (Boumehdi, 1988) et calculées pour les liquides selon Kilinc et al. (1983), permet les observations suivantes :

\* celles des liquides augmentent de façon constante avec la  $fO_2$ , jusqu'aux expériences à  $fO_2 = -5$  et Air où les taux de cristallisation engendrent sa diminution. Ces derniers sont principalement liés à une forte augmentation de la nucléation et de la cristallisation de titanomagnétites, grandes consommatrices de  $Fe_2O_3$ . On constate également une plus grande variété de concentrations pour chaque élément (Tab. 4.3.1.4), pouvant indiquer que l'équilibre est plus difficilement atteint avec la concurrence de la cristallisation des titanomagnétites voisines.

\* celles des clinopyroxènes augmentent d'abord d'IQF à NNO où elles atteignent un maximum en correspondance avec l'apparition des titanomagnétites à  $fO_2 = -6,5$ . Il est également possible d'imaginer qu'à  $1150^\circ C$ , l'oxydation ou la réduction des oxydes de fer sous ses deux valences soit un phénomène trop lent pour que l'équilibre soit atteint dans les charges expérimentales. Ainsi la faible variation des concentrations en  $Fe_2O_3$  des clinopyroxènes à NNO pourrait être liée au fait que la  $fO_2$  expérimentale soit proche de la  $fO_2$  intrinsèque de la lave de départ (85Ka81).

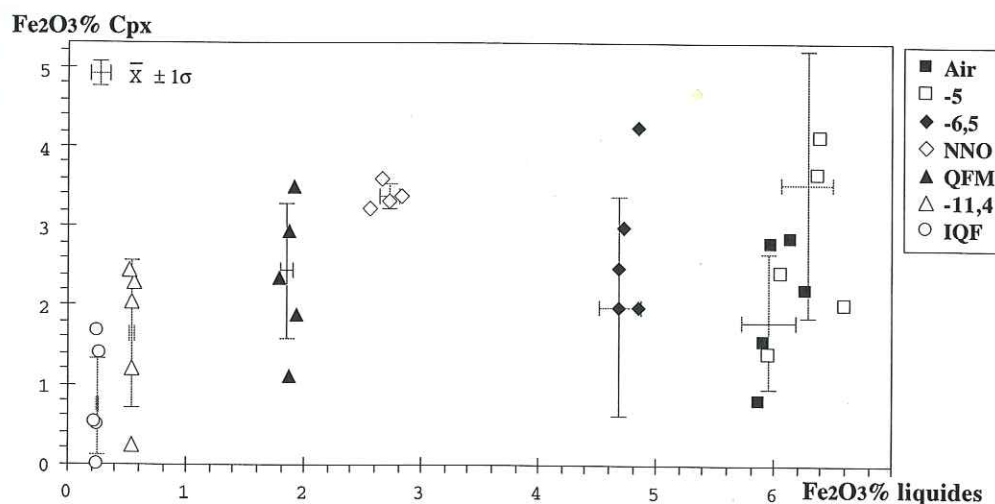


Fig. 4.3.1.4.d : Evolution comparée des concentrations en  $Fe_2O_3$  de nos clinopyroxènes et liquides expérimentaux.

#### • Influence de la $fO_2$ sur la valeur du pôle FaTs des clinopyroxènes

La molécule de FaTs (Fassaïte Tschermack =  $CaFe^{3+}AlSiO_6$ ) des clinopyroxènes alumineux, qui incorpore l'excès de  $Fe^{3+}$  non équilibré par Na dans l'Acmite, pourrait être un bon marqueur de leur  $fO_2$  de cristallisation. En d'autres lieux (Piton de la Fournaise à l'île de la Réunion), la teneur en FaTs des clinopyroxènes est un paramètre qui évolue au cours du temps, et il semble donc important de préciser sa signification. Cependant, il est important de signaler que par cette méthode de calcul de  $Fe^{3+}$ , on reporte toutes les incertitudes sur les autres éléments sur  $Fe^{3+}$ .

Les teneurs en FaTs des clinopyroxènes de nos expériences sont fortement dispersées et déjà très élevées aux plus faibles  $fO_2$  (Fig. 4.3.1.4.e). Ceci peut être le résultat d'un broyage insuffisant de la poudre de départ, laissant subsister des fragments de clinopyroxènes de taille trop importante pour être rééquilibrés au cours d'une expérience.



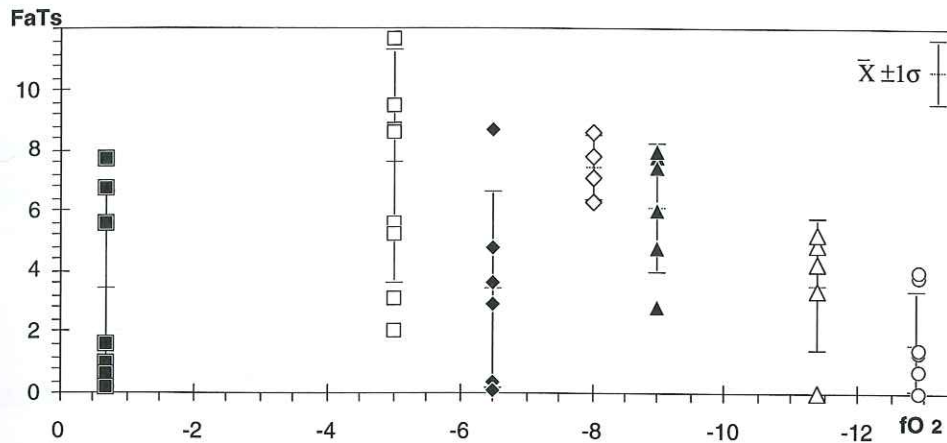


Fig. 4.3.1.4.e : Teneurs en FaTs de nos clinopyroxènes expérimentaux.

Après ces précisions, on ne peut que constater que la gamme couverte et les FaTs minimum et maximum augmentent avec la  $fO_2$ , avec toutefois une baisse à la  $fO_2 = -6,5$  qui peut être attribuée à la cristallisation de titanomagnétite. Il est possible que la FaTs des clinopyroxènes non rééquilibrés de la lave 85Ka81 soit de 6% et qu'elle soit à l'origine de la dispersion des FaTs des clinopyroxènes expérimentaux. Nous rappelons alors que le choix de la lave 85Ka81 s'est fait à cause de sa grande richesse en diopside normatif. Nous ne disposons que de la poudre de l'analyse roche totale au laboratoire de Clermont-Ferrand, et l'échantillon n'a pu être retrouvé par son propriétaire et dépositaire réunionnais, ce qui nous aurait permis l'étude de ses clinopyroxènes naturels.

La figure 4.3.1.4.f permet de comparer la valeur du pôle FaTs, pour chacun des clinopyroxènes expérimentaux, en fonction du coefficient de partage de  $Fe^{3+}$  avec leur liquide voisin.

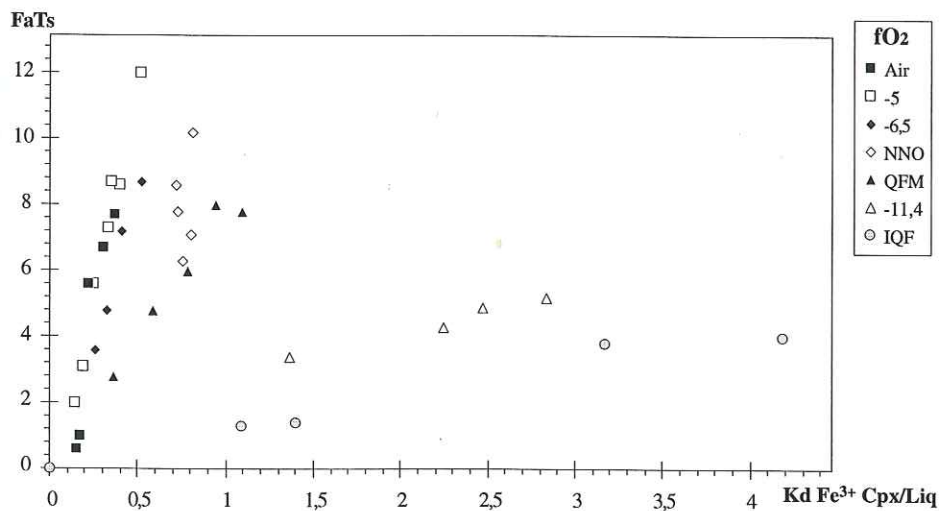


Fig. 4.3.1.4.f : Augmentation de la teneur en FaTs de nos clinopyroxènes expérimentaux par rapport à leur  $Kd_{Fe^{3+}}^{Cpx/Liq}$ .

Il nous indique qu'à faibles  $fO_2$  (<QFM), les ions  $Fe^{3+}$  entrent préférentiellement dans la composition des clinopyroxènes, si ceux-ci ne sont pas des fragments résiduels de clinopyroxènes de 85Ka81. A ces faibles  $fO_2$ , le  $Fe^{3+}$  ne participe pas à la formation de tétraèdres afin de polymériser les liquides (Mysen, 1988) et il est donc disponible pour le site M1 (hexacoordonné) des clinopyroxènes. Ceux-ci peuvent alors avoir un pôle FaTs assez élevé

pour des KD très élevés ( $\approx 5$ ). Certains clinopyroxènes présents sur le diagramme FaTs/ $fO_2$  ci-dessus ne sont pas représentés ici, par défaut d'analyse de liquide proche.

Cette approche expérimentale à  $1150^\circ\text{C}$ , entachée d'un doute important lié à un broyage peut être pas assez fin et d'un retard à l'équilibre pour  $fO_2 = \text{Air}$ , mériterait d'être vérifiée par de nouvelles expérimentations à différentes  $fO_2$  et des températures un peu plus élevées, à partir d'une poudre de basalte aphyrique.

#### •4.3.2 Composition et terminologie des clinopyroxènes du Karthala et du Badjini

Le clinopyroxène est la phase caractéristique des laves du Karthala, alors qu'il n'est pas systématique dans celles du Badjini, et quasiment absent dans celles du massif de la Grille. Dans les laves du Karthala, on le retrouve systématiquement dans la mésostase, et en phénocristaux dans les ankaramites, les océanites ou les basaltes sub-aphyriques. Les clinopyroxènes ayant la "mémoire" des conditions de leur évolution, il sont susceptibles d'apporter des informations sur les contextes d'évolution des différents magmas de la Grande-Comore et des enclaves ramenées à la surface par le Karthala.

**Compositions :** Les compositions des cœurs de phénocristaux du Karthala couvrent un large éventail avec :

$\text{Al}_2\text{O}_3 = 2,1$  à  $6,6\%$      $\text{TiO}_2 = 0,6$  à  $2,4\%$      $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0$  à  $1,1\%$      $\text{Na}_2\text{O} = 0$  à  $0,8\%$      $\text{SiO}_2 = 47,2$  à  $53,2\%$      $\text{CaO} = 21,3$  à  $23,3\%$

Pour tous ces éléments, aucune différence entre ceux des deux massifs volcaniques du Badjini et du Karthala n'est vraiment notable; seuls de nombreux cœurs de phénocristaux du Badjini s'individualisent par une forte teneur en  $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 0,8\%$  et une moins forte en  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2$  à  $3\%$ .

Les fortes teneurs en  $\text{TiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de ces clinopyroxènes soulignent le caractère alcalin des magmas de la Grande Comore.

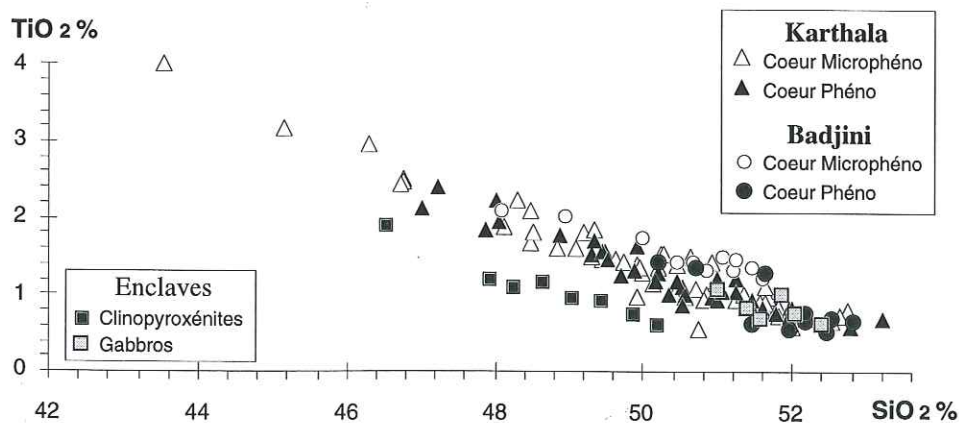


Fig. 4.3.2.a : Variations des concentrations en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{SiO}_2$  des clinopyroxènes des laves et des enclaves du Karthala et du Badjini.

Les concentrations en  $\text{TiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  des cœurs de leurs microphéno et phénocristaux sont essentiellement voisines de celles des clinopyroxènes des gabbros. L'enrichissement en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de ceux des clinopyroxénites est synonyme de températures et/ou pressions de



cristallisation plus élevées.

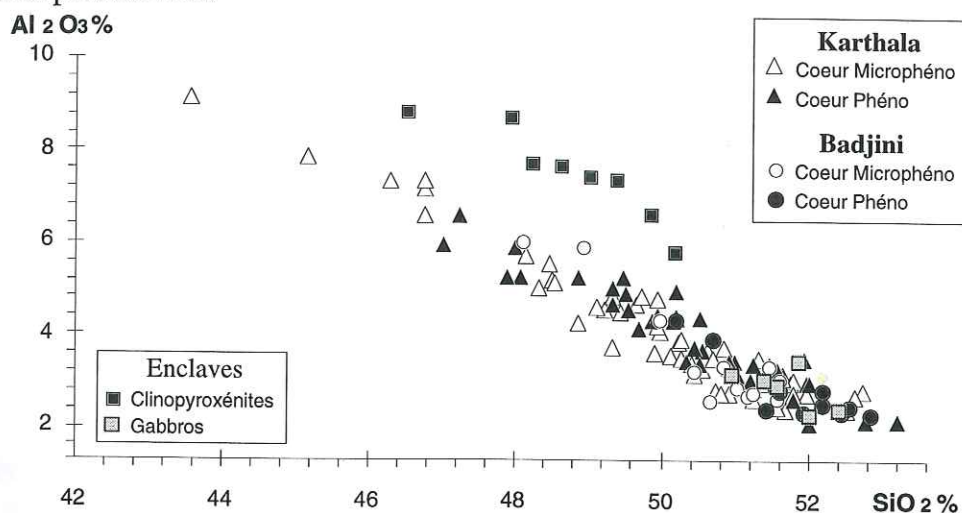


Fig. 4.3.2.b : Variations des concentrations en  $TiO_2$  et  $SiO_2\%$  des clinopyroxènes des laves et des enclaves du Karthala et du Badjini.

Les analyses d'éléments traces de certains clinopyroxènes du Karthala ont été publiées par Strong (1972). On observe alors, pour les clinopyroxènes pauvres en  $MgO$ , une augmentation d'au moins un facteur deux de leur concentration en  $Sr$  et  $Zr$ , et une diminution d'au moins un facteur six pour celle en  $Cr$  et trois pour celle en  $Ni$ .

**Terminologie** : Tous ces clinopyroxènes ont une composante "Quad" majoritaire, qui nous permet de restreindre leur terminologie à un diagramme triangulaire  $Wo-En-Fs$ . Les termes employés sont ceux de la nomenclature internationale des clinopyroxènes (Morimoto, 1989). Les clinopyroxènes du Karthala et du Badjini sont essentiellement des augites très alumineuses et peu titanifères. Toutefois, une grande partie des cœurs de microphéno et phénocristaux du Karthala, ainsi que quelques cœurs de phénocristaux du Badjini, se localisent dans le domaine des diopsides. Les bords et les microlites forment l'essentiel de nos analyses riches en  $Fs$ .

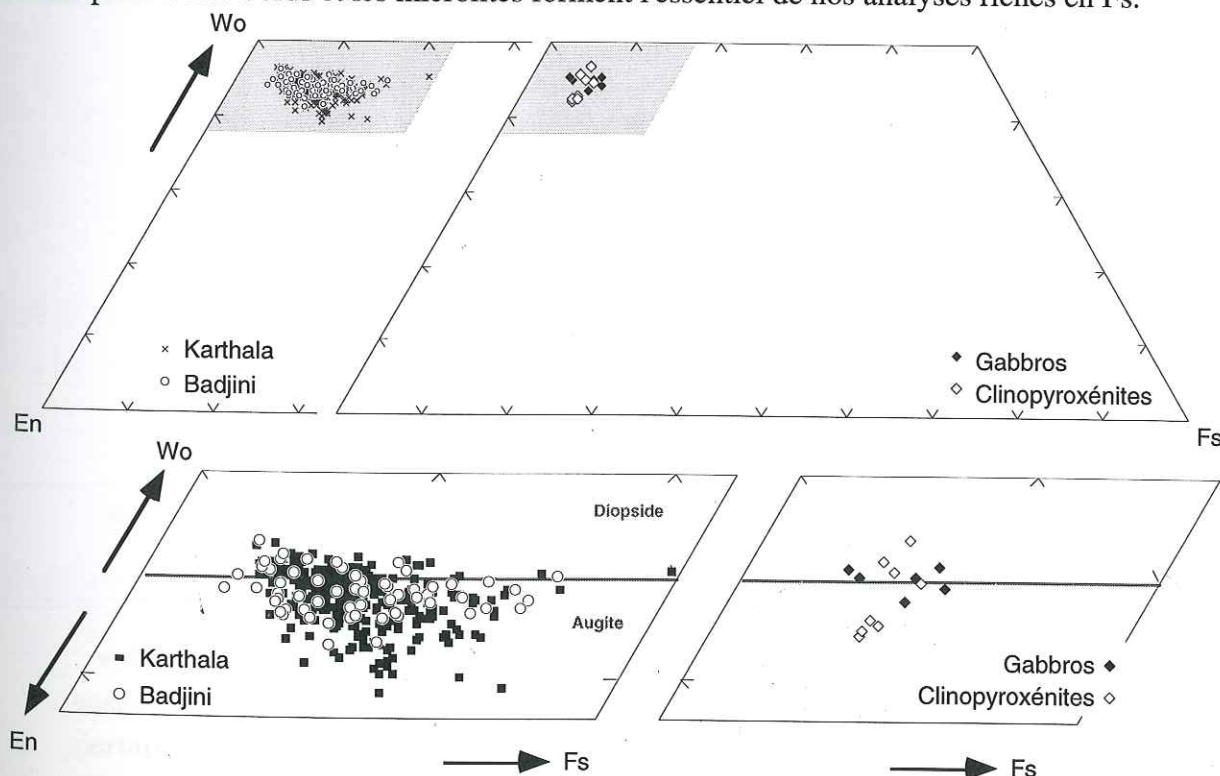


Fig. 4.3.2.c : Evolution des clinopyroxènes des laves et des enclaves du Karthala et du Badjini à la limite des domaines des diopsides et des augites dans le triangle  $Wo-En-Fs$ .

Parmi les analyses des clinopyroxènes du Karthala, seuls les cœurs des phénocristaux s'individualisent en se regroupant en un petit domaine délimité par  $Wo = 43$  à  $47$  et  $En = 91$  à  $96$ . Les microlites, les bords et les zones intermédiaires des phénocristaux et microphénocristaux, ainsi que les cœurs de ces derniers, se répartissent indifféremment. Les cœurs des phénocristaux se regroupent ainsi dans le domaine principal des clinopyroxènes des gabbros, à la limite des champs des diopsides et des augites, pour des compositions très magnésiennes et peu alumineuses.

#### •4.3.3 Apport des clinopyroxènes naturels à la détermination des conditions physico-chimiques d'évolution de leurs laves

Il existe, dans la littérature, différents diagrammes basés sur les teneurs en éléments réputés sensibles aux conditions de température, de  $fO_2$ , mais surtout de pression : Al, Ti, Na, Si,  $Al^V/Al^M$ , Al/Ti.

A titre de précision, dans tous les diagrammes suivants qui traitent des clinopyroxènes dans les laves de chaque massif volcanique, les analyses effectuées entre les bords et les cœurs ne sont pas représentées, sauf indications.

##### •4.3.3.1 Le rapport Al/Ti

Les compositions des magmas du Karthala et du Badjini pour l'Al et le Ti sont très proches, permettant ainsi d'écarter toute variation du rapport Al/Ti en liaison avec le chimisme des laves.

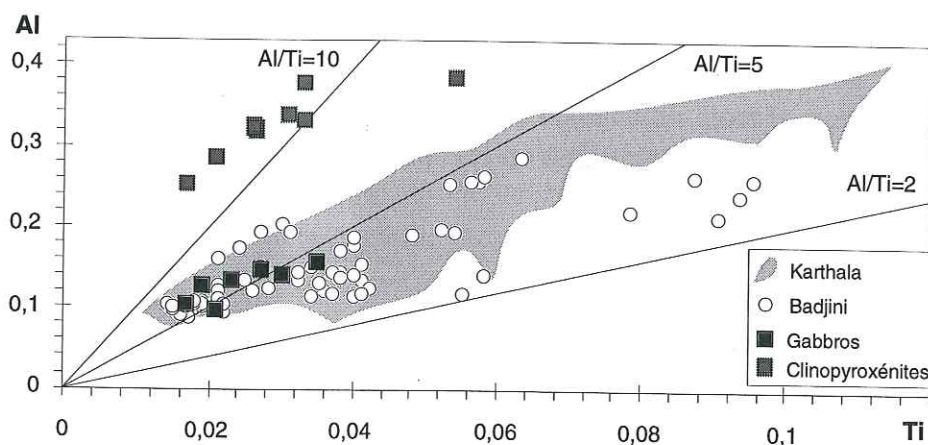


Fig. 4.3.3.1.a : Variations du rapport Al/Ti des clinopyroxènes des laves et des enclaves du Karthala et du Badjini.

##### \* Les enclaves :

- les clinopyroxènes des clinopyroxénites ont des rapports Al/Ti élevés ( $>10$ ), essentiellement à cause de leur plus grande richesse en  $Al_2O_3$  (6 à 9%), traduisant certainement une pression de cristallisation supérieure à l'ensemble des autres clinopyroxènes.



• ceux des gabbros ont des rapports plus faibles ( $\approx 5$ ) sans teneurs particulières en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , confirmant une plus faible pression de cristallisation.

\* **Le Karthala** : les cœurs des phéno et microphénocristaux définissent deux trends moyens: un principal très régulier ( $\text{Al}/\text{Ti} \approx 5,8$ ) et un second plus diffus ( $\text{Al}/\text{Ti} \approx 3,8$ ). Leurs bords et les microlites voient leurs teneurs en Al et Ti varier en fonction du taux et du mode de cristallisation de la matrice.

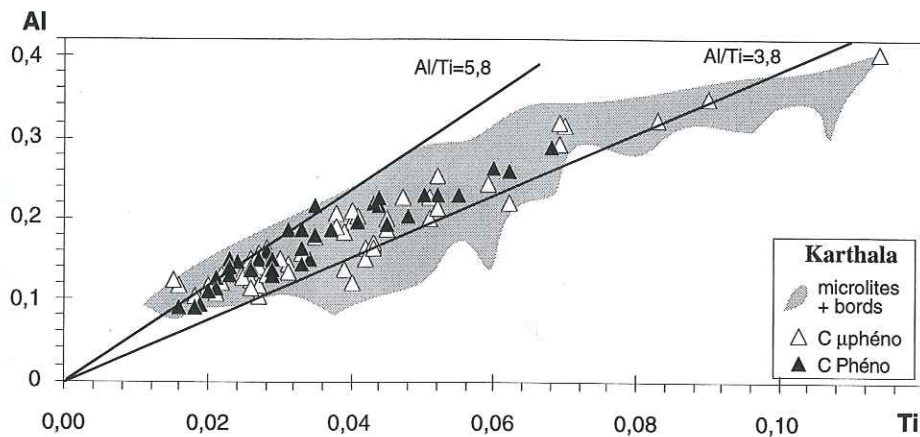


Fig. 4.3.3.1.b : Variations du rapport  $\text{Al}/\text{Ti}$  dans les clinopyroxènes des laves du Karthala.

Les deux trends représentent en fait les extrêmes d'une gamme de rapports que l'on retrouve dans différents clinopyroxènes d'une même lave, qui indiquent des conditions de pression de cristallisation superficielle (soulignée par les cœurs de microphénocristaux) et voisine de celle des gabbros.

\* **Le Badjini** : les cœurs des phénocristaux ont des rapports assez élevés compris entre 4,3 et 5,4. Ils se caractérisent également par des teneurs en Al et Ti très faibles par rapport au Karthala, ce qui en fait certainement des clinopyroxènes de haute température de cristallisation. Ces rapports leur confèrent une pression proche de celle des gabbros. On trouve dans le massif du Badjini des basaltes à clinopyroxènes zonés de 2 à 3 centimètres, dont le rapport  $\text{Al}/\text{Ti} = 7$  au cœur indique des pressions plus élevées, ce rapport ne diminuant que sur les bords ( $\text{Al}/\text{Ti} = 5$ ) avec un doublement des teneurs en Al et Ti.

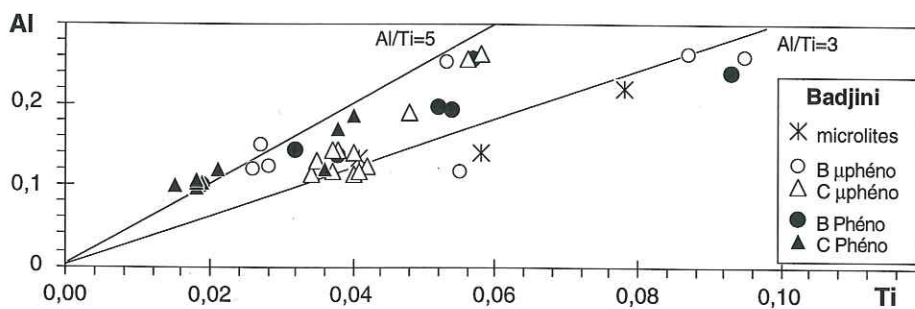


Fig. 4.3.3.1.c : Variations du rapport  $\text{Al}/\text{Ti}$  dans les clinopyroxènes des laves du Badjini.

Quant aux microphénocristaux, qu'ils soient libres dans la matrice ou regroupés en agrégats associés ou non au plagioclase et à l'olivine, ils s'individualisent pour la plupart par des rapports plus faibles (voisins de 3). Il semble donc que les phénocristaux aient une origine différente des autres clinopyroxènes des laves du Badjini.

#### •4.3.3.2 Le rapport $Al^{IV}/Al^{VI}$

Son utilisation à des fins barométriques a amené Aoki et Kushiro (1968) à attribuer à des clinopyroxènes, de rapport compris entre 1 et 4, une cristallisation à partir de magmas alcalins à une profondeur comprise entre 20 et 30 km.

• Les **enclaves** : les clinopyroxènes des clinopyroxénites ont des rapports faibles et stables (1,7) et s'individualisent par leur importante concentration en Al, confirmant leur caractère de plus haute pression. Ceux des gabbros ont des rapports assez variés et élevés (>2,5) proches de ceux des laves, et de faibles teneurs en Al qui restent peu variées.

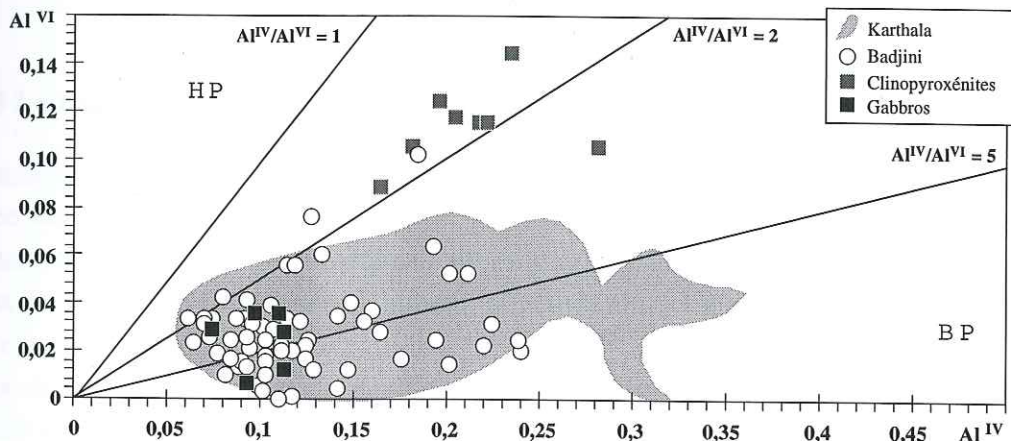


Fig. 4.3.3.2.a : Variations du rapport  $Al^{IV}/Al^{VI}$  des clinopyroxènes des laves et des enclaves du Karthala et du Badjini.

• Le **Karthala** : une grande majorité de ses clinopyroxènes ont des rapports  $Al^{IV}/Al^{VI}$  variés et supérieurs à 3, proches de ceux des gabbros. Une minorité mal définie avec des rapports compris entre 2 et 3 pourrait être une génération issue de plus fortes pressions de cristallisation. Il n'existe pas de différences significatives entre les clinopyroxènes du Karthala ancien, récent ou historique.

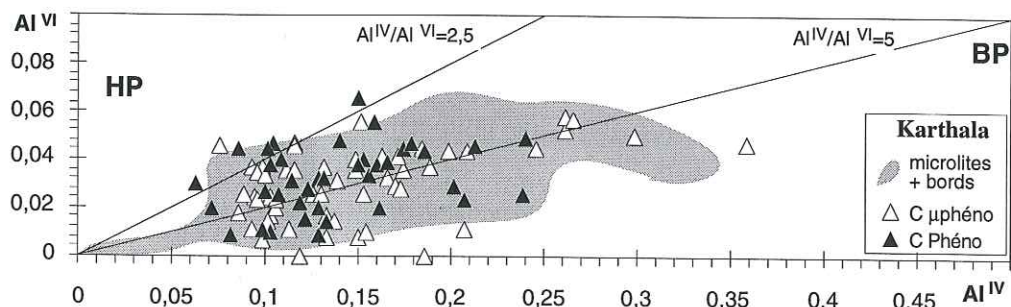


Fig. 4.3.3.2.b : Variations du rapport  $Al^{IV}/Al^{VI}$  dans les clinopyroxènes des laves du Karthala.

• Les quelques analyses de phéno et microphénocristaux du **Badjini** indiquent, par des rapports légèrement plus faibles, des conditions de pression de cristallisation équivalentes aux plus fortes du Karthala. La différence qui existait entre les cœurs de microphéno et phénocristaux pour Al/Ti n'existe plus ici.



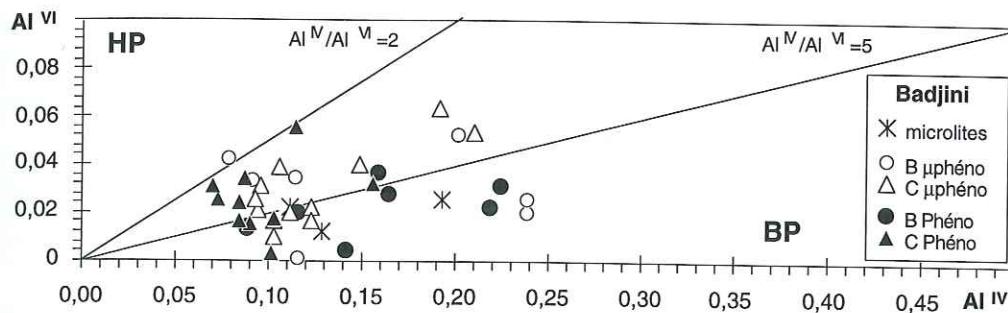


Fig. 4.3.3.2.c : Variations du rapport  $Al^{IV}/Al^{VI}$  dans les clinopyroxènes des laves du Badjini.

Un des phénocristaux centimétriques du Badjini confirme son origine profonde avec un rapport  $Al^{IV}/Al^{VI}$  voisin de 2 au cœur, qui augmente jusqu'à 5 avec une chute de l' $Al^{VI}$  proportionnelle à l'augmentation en  $Al^{IV}$ , pour finir par une nette augmentation d' $Al$  juste aux bords.

#### •4.3.3.3 Le triangle Ti- $Al^{IV}$ - $Al^{VI}$

Boumehdi (1988) utilise ce diagramme triangulaire à des fins barométriques, en mettant en évidence les relations existant entre Ti et Al dans ses deux sites. L'utilisation de travaux expérimentaux à HP en permet une certaine calibration (Fig. 4.3.3.3.a):

- ceux de Thy (1991) cités précédemment, effectués entre 1 atmosphère et 20 kbar, sur une lave moyennement alcaline.
- ceux de Thompson (1974) sur deux compositions basaltiques, l'une tholéitique et l'autre alcaline.

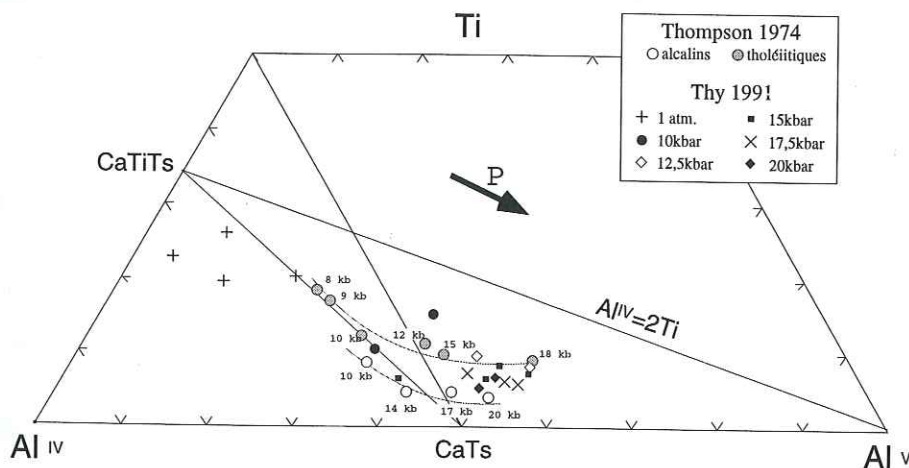


Fig. 4.3.3.3.a : Evolution en fonction de la pression, de différents clinopyroxènes expérimentaux dans le triangle Ti- $Al^{IV}$ - $Al^{VI}$ .

Pour Boumehdi (1988), 10 kbar est la pression pour laquelle la solubilité de la CaTs est maximum; au delà et en dessous elle diminue. La position des clinopyroxènes de part et d'autre du joint CaTiTs-CaTs serait fonction des conditions barométriques. Boumehdi (1988) a également mis en évidence le rôle modérateur de la FaTs, qui par son incorporation à de fortes  $fO_2$ , surtout aux dépens de CaTs, conduit à sous-estimer les pressions.

Ce type de diagramme, rassemblant les principaux critères sensibles aux conditions barométriques, nous permet de discuter l'origine des clinopyroxènes de nos enclaves et de nos

laves. Pour les enclaves, ils s'organisent assez bien selon leur origine (Fig. 4.3.3.3.b). La position de ceux des clinopyroxénites suggère une pression de cristallisation d'environ 10 kbar par comparaison avec les clinopyroxènes expérimentaux de Thompson (1974) et Thy (1991).

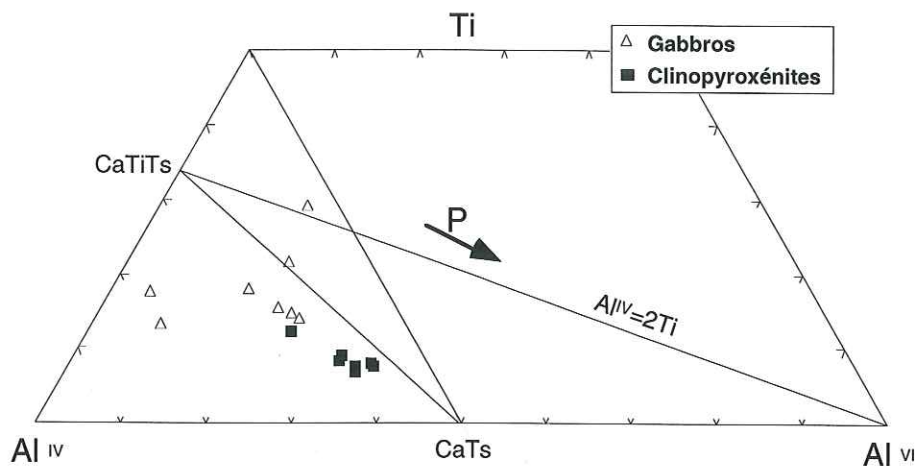


Fig. 4.3.3.3.b : Localisation des clinopyroxènes des gabbros et des clinopyroxénites dans le triangle Ti-Al<sup>IV</sup>-Al<sup>VI</sup>.

Les clinopyroxènes de nos laves sont, pour l'ensemble, proches de ceux des gabbros, avec toutefois une minorité de phénocristaux se rapprochant de ceux des clinopyroxénites, permettant d'estimer leur pression de cristallisation à 8-10 kbar (Fig. 4.3.3.3.c). Nous retrouvons la distinction entre les cœurs de microphéno et de phénocristaux du Badjini, liée à la prise en compte du Ti. L'ensemble des cœurs des clinopyroxènes du Badjini, ainsi qu'une fraction de ceux du Karthala, définissent un trend grossier s'éloignant du joint CaTiTs-CaTs en relation avec un enrichissement en FaTs, comme l'indiquent nos clinopyroxènes expérimentaux. Cet enrichissement en FaTs aux dépens de CaTs contribue à faire augmenter leur rapport Al<sup>IV</sup>/Al<sup>VI</sup>, qui perd alors sa signification barométrique.

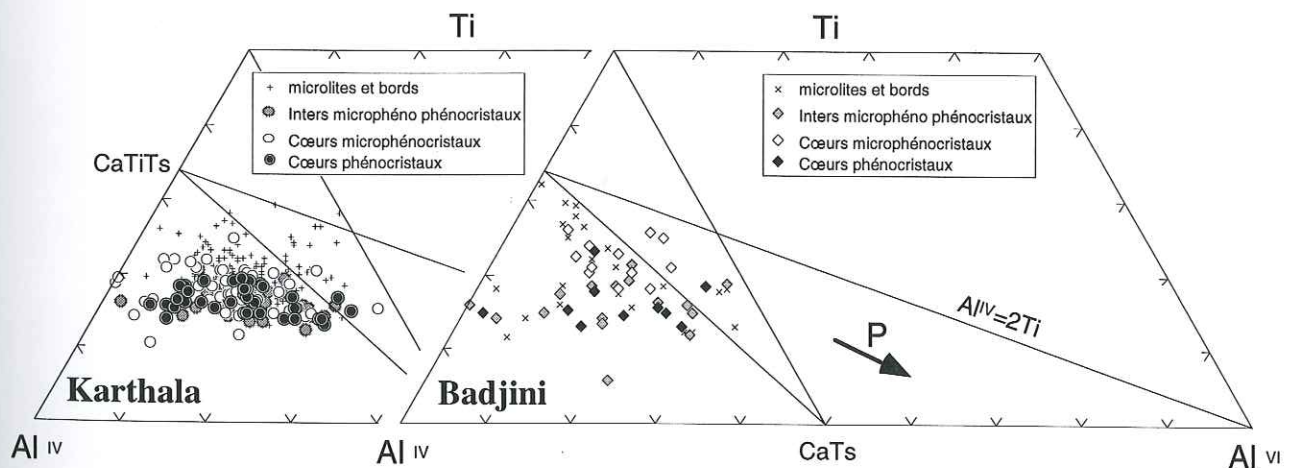


Fig. 4.3.3.3.c : Localisation des clinopyroxènes des laves du Karthala et du Badjini dans le triangle Ti-Al<sup>IV</sup>-Al<sup>VI</sup>.

#### 4.3.4 Conclusion à l'étude des clinopyroxènes du Karthala et du Badjini

L'étude de cette phase majeure du Karthala a mis en évidence la possibilité d'un fractionnement polybarique de clinopyroxènes dans l'évolution des laves de ces deux massifs.

Une grande majorité de leurs clinopyroxènes indique une cristallisation dans les mêmes



conditions que les clinopyroxènes des gabbros. Mais quelques cœurs de phénocristaux, dont certains de taille centimétrique au Badjini, ont des rapports Al/Ti ou  $Al^{IV}/Al^M$  voisins de ceux des clinopyroxénites.

L'utilisation de données expérimentales dans le diagramme Ti- $Al^{IV}$ - $Al^M$  nous a permis d'estimer la pression de cristallisation de cette génération précoce de clinopyroxènes entre 8 et 10 kbar.

Les clinopyroxènes du Karthala et du Badjini permettent ainsi de mettre en évidence deux étapes de différenciation de leurs laves hôtes: une différenciation précoce, à des pressions de 8-10 kbar proches des 8-12 kbar estimés avec ceux des clinopyroxénites, et l'autre dans des conditions de pressions plus superficielles, voisines de celles des gabbros.

**•4.4**

**Les olivines**



## •4.4

# Les olivines

#### •4.4 LES OLIVINES

La structure des olivines consiste en des tétraèdres  $SiO_4^{4-}$  reliés entre eux par des cations hexacoordonnés (principalement Fe et Mg). Cette succession de tétraèdres bien individualisés en fait des silicates très faiblement polymérisés (O/T=4). Pour une maille élémentaire de 3 cations pour 4 oxygènes, leur formule s'écrit :



où chaque site correspond à :

T site tétraédrique ne permettant l'accès qu'à Si, voire un peu de P.

M2 et M1 sites octaédriques accueillant Mg,  $Fe^{2+}$ , Ca, Mn, Ni. Ca et Mn, de rayons ioniques importants, sont plus facilement incorporés au réseau des olivines fayalitiques.

#### •4.4.1 Evolution de la composition des olivines en fonction des conditions pétrologiques

##### •4.4.1.1 Comportement de Fe et Mg

Roeder et Emslie (1970) ont montré expérimentalement qu'à 1atm et dans des gammes variées de température et de composition de liquide, les olivines en équilibre avec ces liquides ont un coefficient de partage FeO/MgO assez constant de  $0,3 \pm 0,03$ . Ce  $K_D^{ol/liq}_{FeO/MgO}$  est défini ainsi :

$$K_D = \frac{(X_{FeO}^{oli})}{(X_{MgO}^{oli})} * \frac{(X_{MgO}^{liq})}{(X_{FeO}^{liq})}$$

##### Influence de la température :

• Roeder et Emslie (1970) constatent qu'il existe une corrélation positive entre ce  $K_D$  et la température, qu'ils relient par l'équation suivante :

$$\log K_D = \frac{171}{T} - 0,63$$

• A partir d'échantillons basaltiques naturels, Leeman et Scheidegger (1977) ont estimé les paramètres A et B de différentes équations linéaires du type :

$$\ln D_i^{ol-liq} = \frac{A}{T(^{\circ}K)} + B$$

permettant de calculer les températures d'équilibre entre olivines et liquides en fonction de différents éléments chimiques  $i = Mg, Fe^{2+}, Mn, Ni$  et Co.

##### Influence de la pression :

De nombreux travaux à haute pression s'accordent pour la considérer comme minime. Mais rares sont ceux qui tiennent compte à la fois de la composition de départ des roches cibles et de sa modification engendrée par de nombreuses manipulations préliminaires de



déshydratation à hautes températures, comme le suggère Holloway et al. (1992). Il en résulte souvent une approximation de l'état d'oxydation de leurs charges expérimentales et notamment du rapport  $Fe^{2+}/Mg$  des liquides obtenus :

- Longhi et al. (1978) observent une augmentation des  $KD_{FeO/MgO}^{ol/liq}$  pour leurs olivines obtenues à fortes pressions (12,5 kbar), en relation avec leur enrichissement en FeO. Toutefois, ils estiment l'effet trop minime pour être pris en compte.

- Takahashi et Kushiro (1983), dans des expériences à haute pression sur des péridotites, ont obtenu des olivines dont les  $KD$  évoluaient positivement avec la pression :  $KD = 0,3 + 0,002P$  (kbar). Cependant, ils ne considèrent pas cet accroissement du  $KD$  comme étant uniquement dépendant de la pression. De plus, ils estiment qu'une si faible variation du  $KD$  peut être facilement masquée par les pourcentages d'erreur dus à la méthode d'analyse.

- Ulmer (1989), par des travaux plus récents entre 1atm et 30 kbar, propose une équation donnant des  $KD$  légèrement supérieurs à haute pression :

$$\text{Log}_{10} KD_{FeO/MgO}^{ol/liq} = -0,5214 + (0,00323 * P) \quad P \text{ en kbar}$$

Il relie cette augmentation du  $KD_{FeO/MgO}^{ol/liq}$  avec la pression à une nature plus magnésienne des liquides en profondeur, et suggère d'estimer leur composition par ce "géobaromètre". Cependant il précise que celui-ci ne tient pas compte des effets de la température et de la composition des liquides.

#### **Influence de la composition des liquides :**

- Hoover et Irvin (1977) ont obtenu des olivines ayant des  $KD_{FeO/MgO}^{ol/liq}$  proches des valeurs habituellement considérées (entre 0,31 et 0,33) pour des liquides magnésiens, alors que des liquides peu magnésiens ont donné des olivines à  $KD$  plus élevés (voisins de 0,45).

- Longhi et al. (1978) observent, sur des couples olivines - basaltes lunaires, une variation des  $KD_{FeO/MgO}^{ol/liq}$  en fonction de la composition et de la structure des liquides.

Ils suggèrent qu'une augmentation du  $KD$  soit principalement fonction de l'augmentation de la concentration en  $SiO_2$  des liquides et donc indirectement fonction de l'état de polymérisation du liquide. A titre d'exemple, les valeurs qu'ils fournissent sont un  $KD=0,27$  pour un liquide ayant 38% de  $SiO_2$ , et un  $KD=0,34$  pour un liquide ayant 47% de  $SiO_2$ .

En plus de cette forte corrélation du  $KD_{FeO/MgO}^{ol/liq}$  avec la concentration en Si, ils constatent un accroissement moins prononcé des  $KD$  avec l'augmentation du rapport  $Fe/(Fe+Mg)$  des liquides, ainsi que leur diminution avec l'augmentation des concentrations en  $TiO_2$  des liquides.

- Par la suite, le géothermomètre basé sur ce  $KD_{FeO/MgO}^{ol/liq}$  fut réestimé par plusieurs travaux, dont ceux de Carmichael et Ghiorso (1990) qui, au contraire des précédents, minorent les  $KD$  en fonction des concentrations en  $K_2O$ ,  $Na_2O$  et  $CaO$  des liquides :

$$\text{Ln } KD_{FeO/MgO}^{ol/liq} = -1,361 + \left( \frac{1095,3}{T^\circ K} \right) - \left( 5,106 * (X_{Na_2O} + X_{K_2O}) \right) - (3,242 * X_{CaO})$$

ceci dans différentes conditions de température (1064 à 1400°C), de fugacité d'oxygène (log

$fO_2 = -0,68$  à  $-14,1$ ), de compositions d'olivines ( $Fo\% = 52$  à  $98$ ) et de liquides ( $SiO_2\% = 41,9$  à  $66,6$ ).

L'importance de ce  $K_D$  réside dans le fait qu'il n'est pas sujet aux variations de la  $fO_2$ , alors que cette dernière entraîne d'importantes variations dans les compositions des liquides et des olivines. Il reste toutefois difficilement utilisable, en raison des conséquences importantes qu'ont les erreurs analytiques sur les faibles concentrations en  $Na_2O$  et  $K_2O$  de beaucoup de liquides basaltiques.

#### •4.4.1.2 Comportement du Ca

Du fait de son très gros rayon ionique, le Ca (il en est de même pour le Mn) est plus difficilement incorporé au réseau des olivines riches en Mg. Sa teneur dans les olivines est donc fortement dépendante de celle du Fe.

• Elle est également fonction des conditions de pression et de température, mais le fort coefficient de diffusion de Ca dans les olivines (Jurewicz et Watson, 1988a, 1988b) rend son utilisation plus difficile. Ces auteurs ont remarqué une corrélation entre l'enrichissement en Fo des olivines et une diminution de leur concentration en CaO, et ont mis en évidence le lien existant entre la concentration en CaO d'olivines et la composition du liquide avec lequel elles sont en équilibre :

$$CaO\%_{ol} = f(CaO\%_{liq})$$

$$K_{D_{CaO}}^{oli-liq} = g(CaO\%_{liq})$$

$$CaO/MgO_{ol} = h(T^\circ) = h(CaO/MgO_{liq})$$

} Pour une olivine riche en forstérite  
( $Fo = 90\%$ )

Ils ont mené une expérience à  $1200^\circ C$  et à une  $fO_2 \approx QFM$  pendant dix jours, dans le but de mesurer l'échange de CaO entre une olivine naturelle très pure (St-John's olivine) et un liquide basaltique synthétique (Fig. 4.4.1.2) :

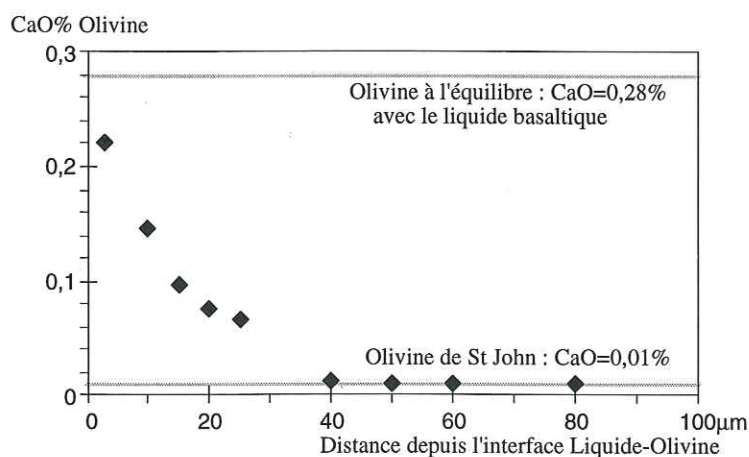


Fig. 4.4.1.2 : Rééquilibrage en CaO d'une olivine riche en forstérite avec un liquide basaltique (Jurewicz et Watson, 1988).

Celle-ci montre que le rééquilibrage est pratiquement atteint sur les premiers microns au contact du liquide, et que l'olivine est en cours de rééquilibrage sur quasiment les 40 premiers microns. Toutefois, l'enrichissement en FeO n'est pas quantifié, ce qui ne permet pas de faire le lien avec l'évolution du réseau de l'olivine.

Ces résultats, obtenus dans des conditions d'expérimentation envisageables lors de l'évolution



des basaltes, soulignent la facilité avec laquelle des olivines pauvres en CaO peuvent se rééquilibrer avec un liquide basaltique.

- Libourel et al. (1989) remarquent que la solubilité du Ca augmente dans leurs olivines en fonction de l'augmentation de la sous saturation des liquides coexistants, que caractérise leur teneur en CaO. Ils estiment que les teneurs en CaO des olivines sont uniquement fonctions de celles du liquide avec lequel elles sont en équilibre, ceci indépendamment de la température et de la nature des phases minérales coexistantes. L'équation qu'ils fournissent est la suivante :

$$\text{CaO}_{\text{ol}} = 0,059 * 10^{0,051 * \text{CaO}_{\text{liq}}}$$

- Köhler et Brey (1990) ont effectué, sur des lherzolites, des expérimentations dans les conditions du manteau supérieur, de 2 à 60 kbar et entre 900 et 1400°C. Leurs résultats indiquent que les teneurs en CaO des olivines diminuent à haute pression, quelque soit la température. Alors que pour Takahashi (1980), la solubilité du Ca dans des olivines en équilibre avec des pyroxènes diminue avec l'augmentation de la pression et la baisse de la température.

- Snyder et Carmichael (1992) abordent l'influence de la  $f\text{O}_2$  sur les olivines et observent une chute des teneurs en CaO des olivines pour les  $f\text{O}_2$  les plus oxydantes. Une  $f\text{O}_2$  oxydante conduit à la cristallisation de forstérite dont le réseau ne facilite pas l'incorporation de gros cations tels que Ca. Son coefficient de partage entre l'olivine et le liquide diminue donc indirectement avec l'oxydation du liquide.

#### •4.4.1.3 Comportement du Ni

- D'une compilation de travaux expérimentaux faite par Irving (1978), il ressort que les coefficients de partage du NiO entre olivines et liquides sont plus forts pour des olivines ayant cristallisé à faibles températures dans des liquides peu magnésiens.

Ce lien avec la température était déjà abordé par les travaux de Leeman et Scheidegger (1977) qui fournissent l'équation suivante :

$$\text{Ln } D_{\text{Ni}}^{\text{ol-liq}} = \frac{13160}{T^{\circ\text{K}}} - 6,18$$

ce qui implique que  $D_{\text{Ni}}^{\text{ol-liq}} = 1$  pour de très HT (1856°C). Des olivines riches en Ni sont donc susceptibles de caractériser de faibles températures de cristallisation ou d'équilibre.

- Pour Snyder et Carmichael (1992), l'effet de la  $f\text{O}_2$  sur le  $D_{\text{Ni}}$  est inférieur aux incertitudes d'analyse.

#### •4.4.1.4 Approche du rééquilibrage d'olivines xénolitiques

Les travaux de Buening et Buseck (1973) ont montré que le coefficient "D" d'interdiffusion Fe-Mg dans une olivine augmente avec la température et la concentration en Fe de l'olivine (Fig. 4.4.1.4), mais aussi avec l'augmentation de la  $f\text{O}_2$  (créant des vacances cationiques en oxydant le  $\text{Fe}^{2+}$ ). Donc, dans le cas d'un xénocrystal d'olivine, son rééquilibrage (Fe-Mg) sera d'autant plus difficile et long qu'il sera riche en forstérite, mais sera facilité par de fortes températures et des  $f\text{O}_2$  oxydantes.

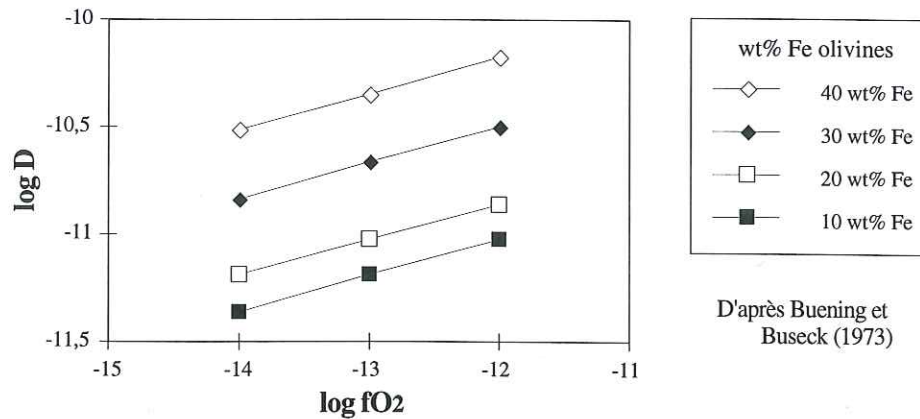


Fig. 4.4.1.4 : Evolution du coefficient d'interdiffusion Fe-Mg dans une olivine en fonction de sa teneur en Fe et de la  $fO_2$  (Buening et Buseck, 1973).

Des xénoctaux d'olivines cumulatives équilibrées à BT et collectés par des intrusions de liquides plus élevés en température peuvent donc se rééquilibrer plus ou moins rapidement en fonction de la  $fO_2$ . On peut également s'attendre à ce que le Ni, qui est un cation de taille voisine au Mg, ait un comportement identique.

L'utilisation des différents géothermomètres et KD basés sur les équilibres Fe-Mg entre olivines et liquides expérimentaux sont donc soumis à réserves dans le cadre d'olivines naturelles de différentes origines. A ceci s'ajoute la méconnaissance des rapports  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  des analyses de roches totales, qui ne permet pas d'utiliser les KD sans une marge d'erreur certainement non négligeable.

#### •4.4.1.5 Influence de la fugacité d'oxygène

A partir d'expériences effectuées sous différentes  $fO_2$ , Roeder et Emslie (1970) ne constatent que l'augmentation de la Fo% des olivines avec l'augmentation de la  $fO_2$ , liée à l'appauvrissement des liquides en FeO, mais pas d'effets sur leurs  $KD_{FeO/MgO}^{ol/liq}$

Les quelques expériences effectuées lors de ce travail, à température constante (1150°C) et dans une gamme de  $fO_2$  allant de -0,68 (Air) à -12,9 (IQF), sur une lave du Karthala (85KA81), nous ont également permis de le vérifier. Les calculs de températures effectués selon Leeman et Scheidegger (1977) indiquent que les olivines (toujours présentes) sont en équilibre avec leurs liquides voisins, à part pour  $fO_2 = -5$ . Pour la  $fO_2 = -0,68$  aucun liquide en contact avec les olivines n'a pu être analysé. Il faut préciser que les olivines de l'expérience à  $fO_2 = -0,68$ , par leur grande taille et leurs variations de compositions (Fo%= 66,2 et 97,3), sont certainement des olivines résiduelles de la roche de départ, sans doute pas assez finement broyée.

Comme nous l'avons vu dans le paragraphe concernant les liquides de ces expériences, en augmentant la  $fO_2$  fait évoluer la composition des liquides et donc des olivines vers des teneurs en forstérite plus élevées :





fO <sub>2</sub> log fO <sub>2</sub>	IQF -12,9	-11,4	QFM -8,9	NNO -8,2	-6,5	-5
SiO <sub>2</sub> $\bar{x}$	39,01	39,23	39,05	39,37	39,95	40,08
$\sigma$	0,06	0,38	0,30	0,39	0,25	0,42
MgO $\bar{x}$	40,01	40,87	40,26	41,82	44,47	45,70
$\sigma$	0,82	0,47	0,56	1,19	0,56	0,80
FeO $\bar{x}$	21,02	19,63	20,16	18,32	14,79	13,83
$\sigma$	0,59	0,72	0,80	1,48	0,27	0,86
CaO $\bar{x}$	0,45	0,65	0,55	0,47	0,48	0,47
$\sigma$	0,17	0,28	0,13	0,09	0,09	0,05
MgO/FeO $\bar{x}$	1,91	2,08	2,00	2,30	3,01	3,32
$\sigma$	0,09	0,09	0,10	0,26	0,07	0,25
Fo% $\bar{x}$	77,2	78,8	78,1	80,2	84,3	85,5
$\sigma$	0,83	0,70	0,89	1,69	0,31	0,98

Tab. 4.4.1.5.a : Evolution de la composition de nos olivines en fonction de la fO<sub>2</sub> d'expérimentation.

ceci avec une transition pour NNO qui sépare deux domaines régis par des lois Fo%=f(fO<sub>2</sub>) distincts (Fig. 4.4.1.5.a):

- \* pour les faibles fO<sub>2</sub>, un domaine dans lequel les olivines ont des Fo% = 76,3 à 79,5.
- \* pour les fO<sub>2</sub> plus élevées, un second où les olivines ont des Fo%=81,5 à 86,5.

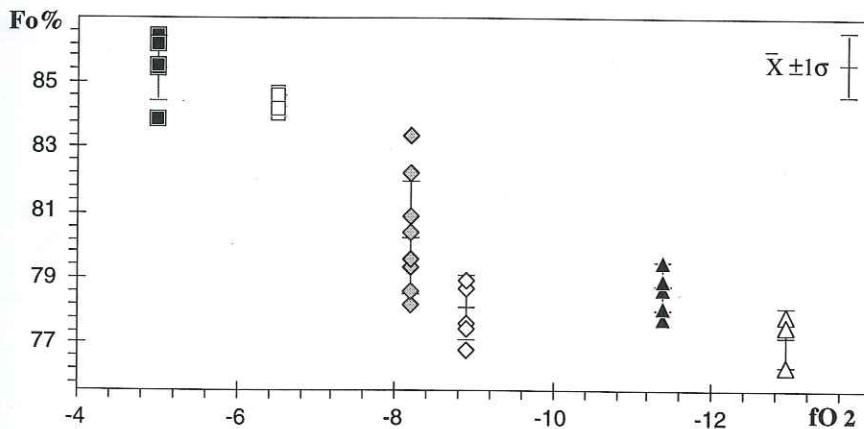


Fig. 4.4.1.5.a : Evolution de la teneur en forstérite de nos olivines en fonction de la fO<sub>2</sub> d'expérimentation.

Cette gamme (Fo% = 78,2 à 83,4) couverte par les olivines à fO<sub>2</sub>=NNO pourrait alors refléter leur déséquilibre avec le liquide. Elle semble plutôt liée à l'augmentation rapide du rapport Fe<sup>3+</sup>/ΣFe du liquide à partir de NNO, phénomène qui s'accroît au fur et à mesure de la cristallisation de clinopyroxènes.

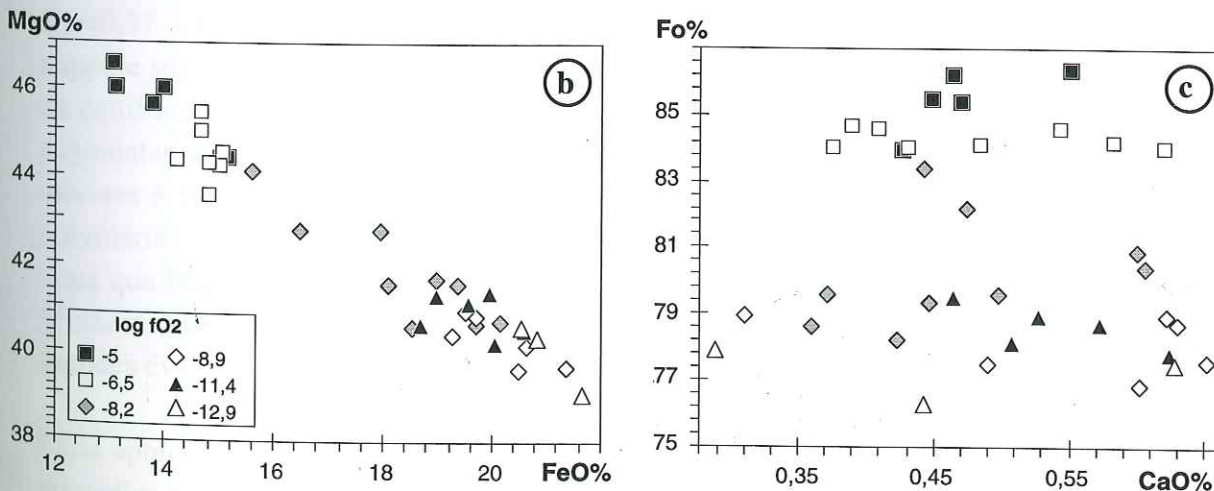


Fig. 4.4.1.4.b et c : Evolution MgO/FeO% et concentrations en CaO des olivines obtenues à différentes fO<sub>2</sub>.

La  $fO_2$  et le taux de cristallisation de la charge n'ont pas d'effet sur la teneur en CaO des olivines (0,29 à 0,65%). Celle-ci n'est pas non plus liée aux fortes variations des concentrations en CaO des liquides (de 11,93% à  $\log fO_2 = -12,9$  ; à 8,55% à  $\log fO_2 = -0,68$ ). D'après Jurewicz et Watson (1988), les rapports CaO/MgO élevés (1,6 à 2,0) de nos liquides expérimentaux pourraient être à l'origine de ces fortes concentrations en CaO de nos olivines.

Les expériences ayant été effectuées à température constante (1150°C), les  $KD_{FeO/MgO}^{ol/liq}$  des olivines ne devraient pas être affectés, selon Carmichael et Ghiorso (1990).

Tampon log $fO_2$		IQF -12,9	-11,4	QFM -8,97	NNO -8,09	-6,5	-5
$KD_{FeO/MgO}^{ol/liq}$ mesurés	$\bar{X}$	0,326	0,317	0,305	0,308	0,295	0,419
	$\sigma$	0,016	0,023	0,016	0,031	0,013	0,039
$KD_{FeO/MgO}^{ol/liq}$ calculés selon Carmichael et Ghiorso (1990)	$\bar{X}$	0,311	0,303	0,304	0,303	0,308	0,305
	$\sigma$	0,002	0,003	0,001	0,002	0,001	0,001

Tab. 4.4.1.4.b : Evolution du  $KD$  olivine-liquide en fonction de la  $fO_2$  d'expérimentation.

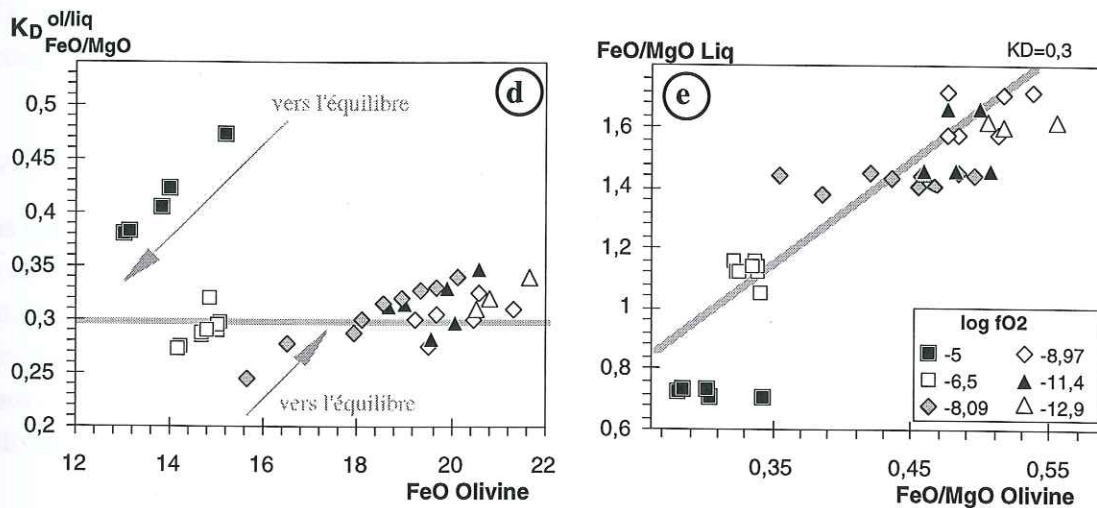


Fig. 4.4.1.4.d : Evolution comparée du  $KD$  et de la concentration en FeO de nos olivines à différentes  $fO_2$ .

Fig. 4.4.1.4.e : Evolution comparée des rapports MgO/FeO de nos couples olivine-liquide à différentes  $fO_2$ .

La majorité des  $KD$  obtenus ( $0,3 \pm 0,05$ ) sont en accord avec les  $0,3 \pm 0,03$  de Roeder et Emslie (1970), et voisins de ceux estimés grâce à Carmichael et Ghiorso (1990). Cependant les  $KD = 0,37$  à  $0,47$  de la  $fO_2 = -5$  indiquent un déséquilibre apparent (Fig. 4.4.1.4.d). Or si l'on s'appuie sur le travail de Hoover et Irvin (1977) obtenant des  $KD$  élevés (0,45) pour des olivines en équilibre avec des liquides peu magnésiens, ou de Longhi et al (1978) qui observent une augmentation des  $KD$  en fonction de l'augmentation de la concentration en Si des liquides, ces olivines à  $fO_2 = -5$  peuvent être considérées en équilibre avec le liquide évolué et fortement polymérisé de cette expérience. Le calcul du  $KD$  selon Carmichael et Ghiorso (1990) indique alors que l'équilibre est atteint (Tab. 4.4.1.4.b), ce qui remet peut être en cause la validité du géothermomètre de Leeman et Scheidegger (1977) appliqué à des olivines en équilibre avec des liquides évolués.

Cette approche des effets de la  $fO_2$  sur la composition des olivines n'apporte pas d'informations nouvelles et ne fait que confirmer l'importante relation qui existe entre les Fo% des olivines et



les rapports FeO/MgO des liquides. Elle pose également le problème de la signification des teneurs en forstérite des olivines, dans le cas d'une remontée rapide d'un magma depuis une zone profonde jusqu'à un réservoir superficiel. Si cette remontée se fait assez rapidement, la lave atteint une chambre superficielle plus oxydante avec une chute de température minimale. Une telle hypothèse, qui n'est pas à exclure, peut alors être à l'origine de deux générations d'olivines :

- \* l'une plus pauvre en forstérite, cristallisant en profondeur à de faibles  $fO_2$  depuis des liquides à forts rapports FeO/MgO.
- \* l'autre plus récente et plus riche en forstérite, cristallisant en chambre superficielle sous de plus fortes  $fO_2$ .

Une zonation inverse serait possible pour les olivines profondes, mais ce phénomène est rarement observé. Le rééquilibrage rapide du Mg dans les olivines (Jurewicz et Watson, 1988a et 1988b) peut alors expliquer pourquoi les concentrations en forstérite des olivines d'une même lave sont fréquemment homogène.

Des expérimentations à différentes températures, sur une même composition de départ et avec des  $fO_2$  calculées pour obtenir un rapport FeO/MgO constant dans le liquide, permettraient d'aborder l'influence unique de la température sur les olivines (Fo%,  $K_D$ , CaO%,...).

#### •4.4.1.6 Conclusion

Plus que la richesse en MgO des liquides, une  $fO_2$  élevée engendre la cristallisation d'olivines riches en forstérite, en diminuant le rapport FeO/MgO de ces liquides.

L'utilisation des  $K_{D_{FeO/MgO}}^{olliq}$  pour des couples olivines naturelles-analyses de lave nécessite la connaissance du rapport FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de ces analyses roche totale, ce qui n'est pas le cas pour nos analyses. D'autant plus que celui-ci est le plus variable avec la température, pour les  $fO_2$  de cristallisation habituellement attribuées aux laves basaltiques (NNO et QFM).

#### •4.4.2 Etude des olivines du Karthala et du Badjini

L'olivine est la principale phase des laves du Karthala et du Badjini. Sa présence est invariable dans les microlites et elle est rarement absente en tant que phénocristal, que ce soit dans les laves subaphyriques ou porphyriques.

##### •4.4.2.1 Compositions

La figure 4.4.2.1.a montre la richesse en forstérite des olivines du Karthala, en relation avec la faible différenciation de ses laves. Les concentrations en NiO sont très dispersées, en liaison avec une importante erreur analytique en programme de "routine" à la microsonde (cf. les quelques barres d'erreur analytique). Malgré cette dispersion, la chute des teneurs en forstérite s'accompagne de celles en NiO.



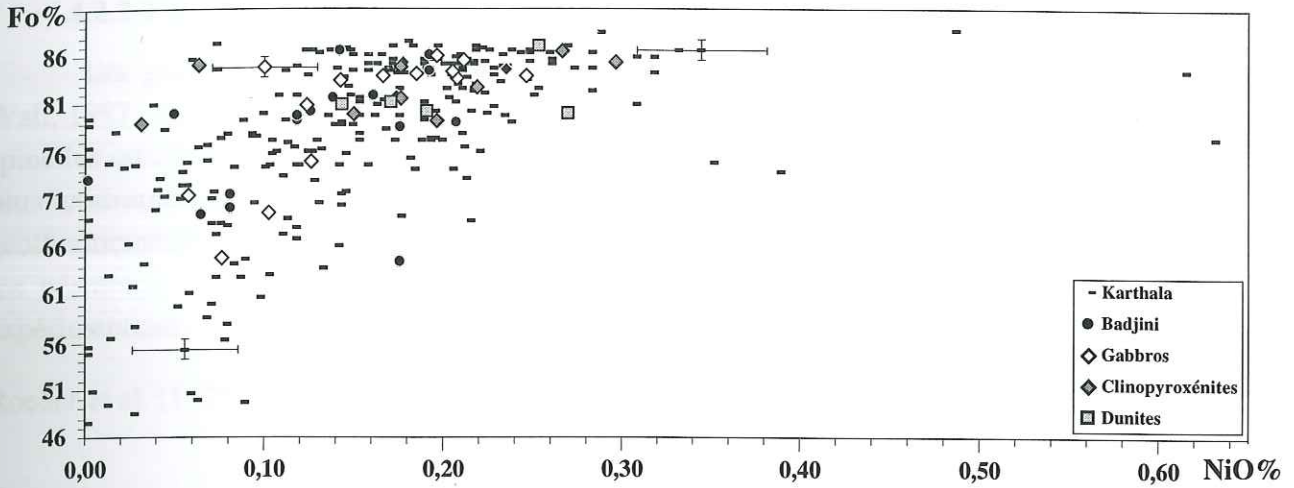


Fig. 4.4.2.1.a : Baisse simultanée des concentrations en NiO et Fo des olivines des laves et des enclaves du Karthala et du Badjini.

On remarque qu'il n'existe pas de distinctions flagrantes entre les olivines des laves du Karthala et du Badjini d'une part, et entre celles des clinopyroxénites, des gabbros et d'une dunite d'autre part. Cependant, les phénocristaux des gabbros ont des teneurs en forstérite (84 à 87%) plus élevées que ceux des clinopyroxénites et de la dunite; seuls leurs bords ont des teneurs inférieures à 75%. Malgré un milieu de cristallisation plus évolué, ces olivines de gabbros ont cristallisé, ou se sont équilibrées, à plus faibles températures et à plus fortes  $fO_2$ , conditions pouvant permettre des teneurs élevées en forstérite.

La très grande majorité des cœurs de phénocristaux du Karthala, ainsi que de nombreux cœurs de microphénocristaux, ont une composition comprise entre  $Fo\%=84$  et  $87$ , et  $NiO\%=0,15$  et  $0,35$ , sans distinction particulière entre les phénocristaux et les xénocristaux (Fig. 4.4.2.1.b). Une grande proportion de cœurs de microphénocristaux, ainsi que les bords et les microlites ont de faibles  $Fo\%$  reflétant leur équilibre avec des liquides plus évolués.

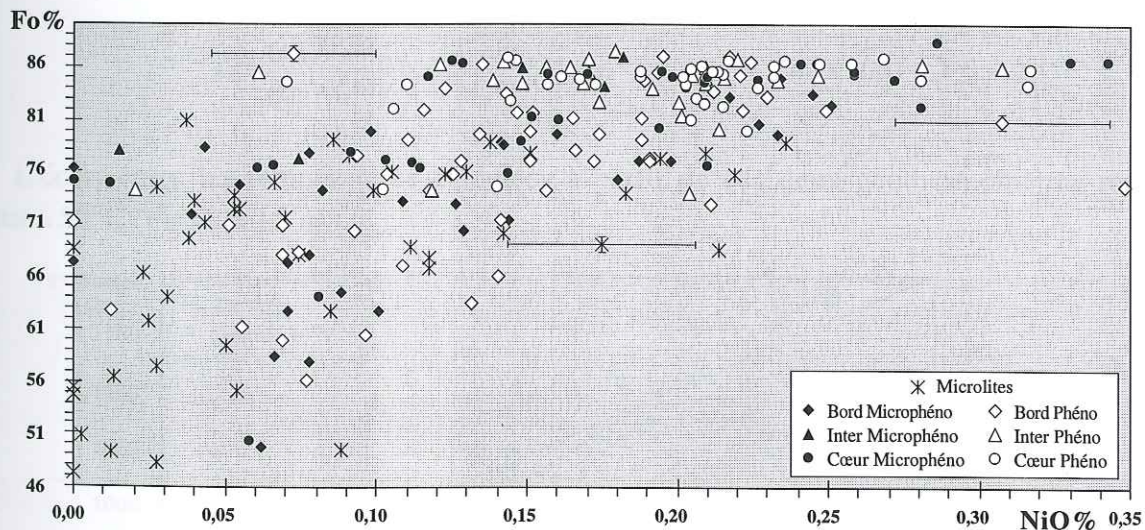


Fig. 4.4.2.1.b : Evolution des concentrations en NiO et Fo dans différentes zones des microphéno et phénocristaux d'olivine du Karthala et du Badjini.

L'étude microscopique révélant l'existence d'olivines xénolitiques ("kink-bands", partiellement résorbées, ...), les cœurs de celles-ci peuvent donc être partiellement ou totalement rééquilibrés avec des liquides basaltiques plus pauvres en MgO et NiO. Comme le montrent les travaux de Jurewicz et Watson (1988a, 1988b), ces rééquilibrages se font plus ou moins rapidement en fonction de l'oxyde considéré, celui du MgO étant le plus rapide.



#### •4.4.2.2 Thermométrie inter-cristalline (olivines-spinelles)

Les géothermomètres olivine-spinelle (Roeder et al., 1979 - Fabries, 1979 - O'Neill et Wall, 1987 - Sack et Ghiorso, 1991) reposent sur les échanges  $Fe^{2+}/Mg$  entre les olivines et les spinelles qu'elles ont en inclusion dans différents types de roches. Celui de Roeder et al. est le plus couramment utilisé pour les couples olivine-spinelle des roches basaltiques. Le géothermomètre proposé par O'Neill et Wall est maintenant le plus usité, même s'il fut défini sur les péridotites, car considéré comme donnant les résultats les plus proches des mesures expérimentales.

Roeder et al. (1979) :

$$T(^{\circ}K) = \frac{\alpha 3480 + \beta 1018 - \gamma 1720 + 2400}{\alpha 2,23 + \beta 2,56 - \gamma 3,08 - 1,47 + (1,987 * \ln K_D)}$$

$$\text{avec : } \alpha = \frac{Cr}{Cr + Al + Fe^{3+}} \quad \beta = \frac{Al}{Cr + Al + Fe^{3+}} \quad \gamma = \frac{Fe^{3+}}{Cr + Al + Fe^{3+}}$$

$$K_D = \frac{(Mg / Fe^{2+})_{Ol}}{(Mg / Fe^{2+})_{Sp}}$$

O'Neill et Wall (1987) :

$$T(^{\circ}K) = \frac{6530 + 28P(kb) + ((5000 + 10,8P)(X_{Mg}^{ol} - X_{Fe}^{ol}) - 1960((1 + X_{Ti}^{sp})(X_{Mg}^{sp} - X_{Fe^{2+}}^{sp})) + 18620 X_{Cr}^{sp} + 25150(X_{Ti}^{sp} + X_{Fe^{3+}}^{sp}))}{R \ln K_D + 4,705}$$

$$\text{avec : } X_{Mg}^{ol} \text{ ou } X_{Mg}^{sp} = \frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}} \quad X_{Fe}^{ol} \text{ ou } X_{Fe^{2+}}^{sp} = \frac{Fe^{2+}}{Mg + Fe^{2+}}$$

$$X_{Cr}^{sp} = \frac{Cr}{R^{3+}} \quad X_{Ti}^{sp} = \frac{Ti}{R^{3+}} \quad X_{Fe^{3+}}^{sp} = \frac{Fe^{3+}}{R^{3+}} \quad \text{avec } R^{3+} = Ti + Cr + Al + Fe^{3+}$$

$$K_D = \frac{(Mg / Fe^{2+})_{Ol}}{(Mg / Fe^{2+})_{Sp}} \quad \text{et} \quad R = 8,31441 \text{ J.K}^{-1}.\text{mol}^{-1}$$

L'écart entre les températures calculées à partir de ces deux géothermomètres reste inférieur à  $50^{\circ}C$  (Fig. 4.4.2.2.a).

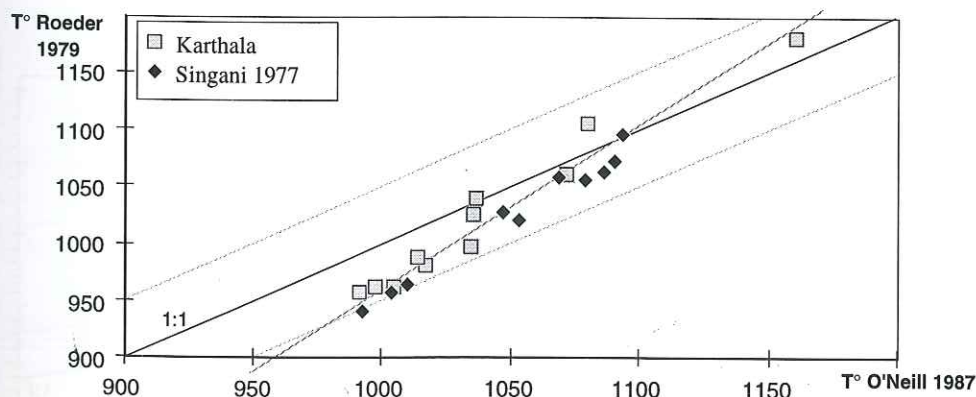


Fig. 4.4.2.2.a : Comparaison des températures calculées à partir des géothermomètres de O'Neill et Wall (1987) et Roeder et al. (1979).

Les températures calculées avec le géothermomètre de O'Neill et Wall sont les plus basses possibles, car la pression fut fixée ici à 1 bar. Des calculs pour différentes pressions

montrent que celles-ci n'ont qu'une influence modérée pour nos compositions : +1,3 à +2,8°C/kbar.

Ces températures sont assez basses et témoignent des rééquilibrages tardifs qui se produisent encore rapidement à BT entre les olivines et les spinelles chromifères, et dont témoigne la zonation de ces derniers. Parmi ces températures, les plus élevées demeurent toutefois assez éloignées des températures "primaires" telles que celles mesurées sur certaines océanites du Piton de la Fournaise (1200°C, Patrick Bachèlery, com. pers.).

#### •4.4.2.3 Thermométrie olivines-basaltes

Les géothermomètres de Leeman et Scheidegger (1977) peuvent être utilisés afin de calculer des températures d'équilibre entre olivines et basaltes à condition de tenir compte des remarques suivantes :

- utilisation des cœurs des microphéno ou phénocristaux, les plus à même de représenter une cristallisation à l'équilibre avec le basalte.
- on considère qu'il n'y a pas eu de fractionnements postérieurs trop importants dans le basalte, ou du moins qui ne concernent pas l'élément en question (Mg, Fe<sup>2+</sup>, Ni, Mn ou Co).
- la roche totale n'est pas le produit d'un mélange entre deux magmas primaire et différencié.
- on utilise un élément qui ne se rééquilibre pas trop difficilement, pour ne pas obtenir des températures erronées avec des xénocristaux, c.a.d. des températures trop faibles à partir de xénocristaux trop magnésiens pour être en équilibre avec le basalte.

Le calcul d'une température d'équilibre à partir de Fe<sup>2+</sup> est impossible car le rapport Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> des basaltes n'est pas connu; et comme nous l'avons vu précédemment, Fe<sup>2+</sup> est l'élément qui semble se rééquilibrer le plus lentement dans les olivines xénolitiques riches en Fo. Le dosage de Mn reste trop imprécis dans nos analyses pour être utilisé dans un calcul géothermométrique.

Les températures calculées à partir de Mg et Ni sont voisines l'une de l'autre (Fig. 4.4.2.3), avec pour les plus faibles (<1250°C) une dispersion inférieure à 60°C. L'erreur analytique du NiO dans nos olivines engendre une incertitude sur T<sub>Ni</sub> inférieure à 40°C.

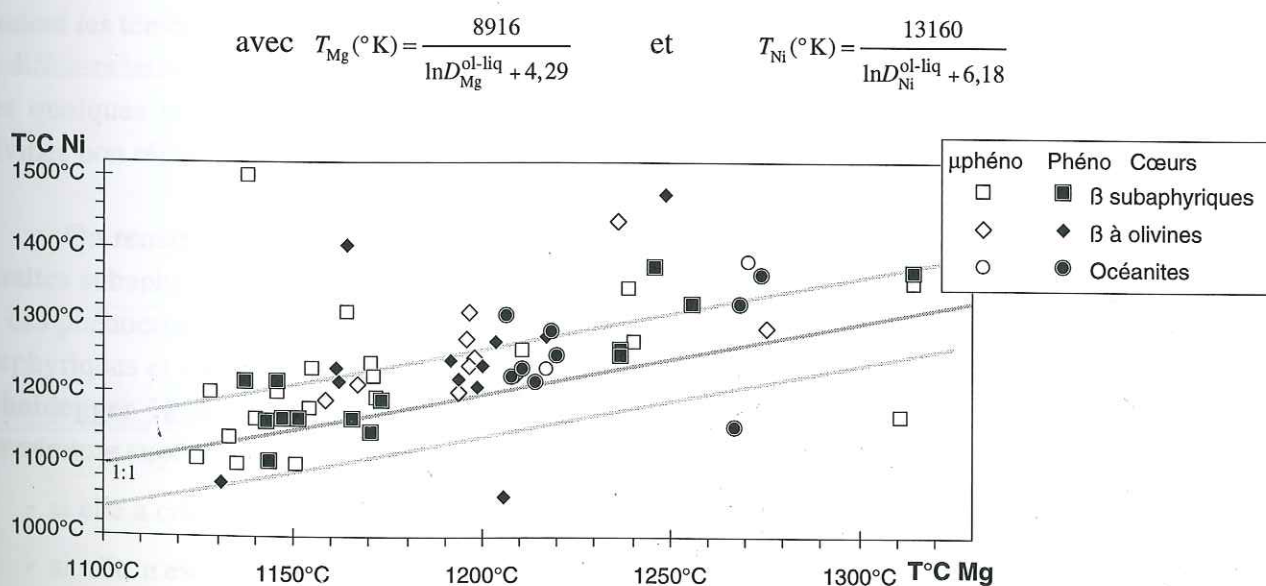


Fig. 4.4.2.3.a : Températures cœur d'olivine-analyse roche totale des laves du Karthala à partir des géothermomètres T<sub>Mg</sub> et T<sub>Ni</sub> de Leeman et Scheidegger (1977).



Cette quasi similitude de températures obtenues à partir du Mg et du Ni (Fig. 4.4.2.3.a) indiquerait donc que la majorité de ces olivines a cristallisé à l'équilibre avec les basaltes hôtes, ou est parfaitement rééquilibrée avec ceux-ci pour ces deux éléments. Toutefois, les températures plus élevées obtenues à partir du Ni peuvent être liées à une sous-estimation des concentrations en Ni des olivines lors de leur analyse microsonde en "routine" (temps de comptage de 10s). Ces températures ( $T_{Mg}$ ) sont indépendantes des teneurs en forstérites des olivines (Fig. 4.4.2.3.b).

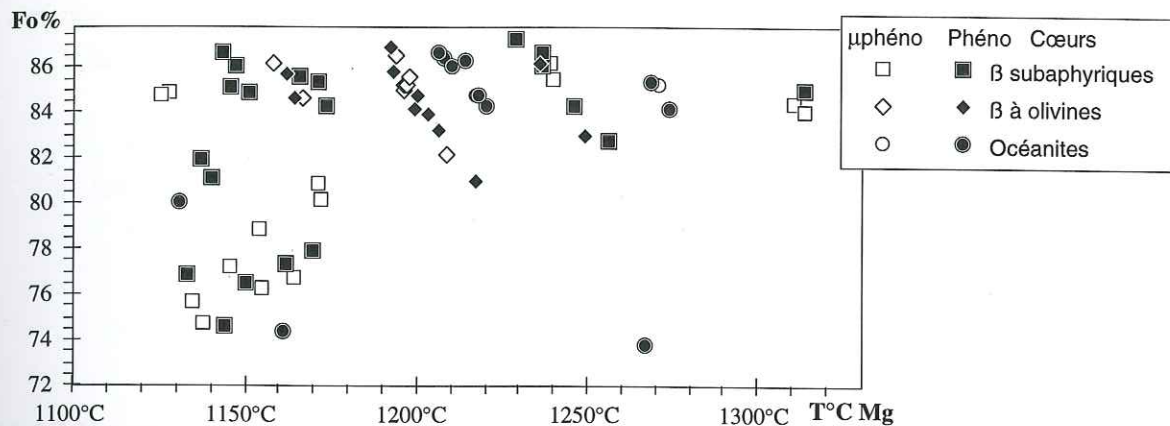


Fig. 4.4.2.3.b : Indépendance des températures calculées ( $T_{Mg}$ ) des teneurs en forstérite des cœurs d'olivine du Karthala.

Nous observons une remarquable organisation des températures en fonction du type de lave, avec une gamme inférieure de température ( $T_{Mg}=1125$  à  $1172^{\circ}\text{C}$ ) pour les basaltes subaphyriques qui témoignerait de la température des magmas évolués du réservoir superficiel. Ces températures sont très proches de celles mesurées sur les basaltes subaphyriques de certains boucliers océaniques, comme au Piton de la Fournaise ( $1099$  à  $1162^{\circ}\text{C}$ , Patrick Bachèlery, com. pers.).

Les couples olivines-basalte à olivine et olivine-océanites donnent une seconde gamme de températures légèrement plus élevées ( $T_{Mg}=1190$  à  $1221^{\circ}\text{C}$ ) proches de celles mesurées sur certaines océanites du Piton de la Fournaise ( $1200^{\circ}\text{C}$ , Patrick Bachèlery, com. pers.). Elles seraient les témoins des températures des magmas profonds alimentant le système de stockage et de différenciation superficiel.

Les quelques températures très élevées ( $T_{Mg}>1250^{\circ}\text{C}$ ) et dispersées sont certainement des olivines non rééquilibrées (car trop pauvres en Mg) avec leur lave hôte.

On remarque que les températures calculées pour les microphéno et phénocristaux des basaltes subaphyriques sont très voisines, et indépendantes des teneurs en forstérite. Beaucoup de ces phénocristaux ont des concentrations en forstérite proches (84 à 89%) de ceux des laves porphyriques et indiquent cependant des températures inférieures. Les équations de Leeman et Scheidegger impliquent qu'à teneur en Mg équivalentes, une olivine peut donner une température supérieure à l'autre pour deux raisons :

- si elle a cristallisé ou s'est réellement équilibrée à plus haute température.
- si elle n'est plus en équilibre avec un liquide (ici le basalte) qui s'est appauvri en Mg depuis sa cristallisation.

Les océanites ayant des teneurs en Mg nettement supérieures à celles des laves subaphyriques, les températures plus élevées obtenues sur leurs olivines pourraient traduire deux cas de figures :

- \* il s'agit d'un véritable équilibre, et dans ce cas ces océanites seraient de véritables magmas picritiques et non pas des laves enrichies en xéno cristallins d'olivine.
- \* soit ces laves ont été émises avec une température nettement plus importante que celles calculées, une assimilation de xéno cristallins d'olivine aurait minoré leur estimation.

Ainsi ces deux gammes de températures pourraient témoigner de deux types de magmas arrivant en surface :

- les plus basses ( $T_{Mg}=1125$  à  $1172^{\circ}C$ ) fournies par les couples olivines - basaltes subaphyriques témoigneraient de la température des magmas se différenciant en chambre magmatique superficielle.
- les plus élevées ( $T_{Mg}=1190$  à  $1221^{\circ}C$ ) pourraient être les témoins de la température des magmas profonds réalimentant régulièrement cette chambre magmatique superficielle.

#### **•4.4.3 Conclusion à l'étude des olivines du Karthala et du Badjini**

L'ensemble des cœurs de phénocristaux, quelque soit l'habitus de l'olivine (automorphe, résorbée, ...) et le type de lave hôte (basalte subaphyrique ou océanite), est riche en forstérite (84 à 87%) et en NiO (0,15 à 0,35%). Cette richesse en forstérite est certainement à relier à la faible différenciation de nos laves, mais peut également impliquer de fortes  $fO_2$  de cristallisation ou de rééquilibrage.

Les différentes températures estimées à partir des géothermomètres de Leeman et Scheidegger (1977) peuvent être attribuées aux magmas se différenciant en chambre magmatique superficielle ( $T_{Mg}=1125$  à  $1172^{\circ}C$ ), ou à ceux d'origine plus profonde réalimentant régulièrement ce système de stockage ( $T_{Mg}=1190$  à  $1221^{\circ}C$ ).

Celles obtenues à partir du géothermomètre Ol-Sp d'O'Neill et Wall (1987) demeurent quant à elles très faibles, elles sont le résultat de rééquilibrages tardifs dont témoigne la zonation des spinelles.





**•4.5**

## **Les plagioclases**

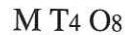


## •4.5

# Les plagioclases

#### •4.5 LES PLAGIOCLASES :

La structure des plagioclases consiste en un réseau de tétraèdres  $SiO_4^{4-}$  tous reliés entre eux par des cations octocoordonnés. Cet assemblage de tétraèdres reliés par tous leurs sommets en fait des silicates très polymérisés (O/T=2). Pour une maille élémentaire de 5 cations pour 8 oxygènes, leur formule s'écrit :



où chaque site correspond à :

- T 4 sites tétraédriques accueillant Si et Al, (de Si=3 pour l'albite à Si=2 pour l'anorthite).  
 $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$  et Mg occupant également une partie de ces sites tétraédriques selon Bryan (1974) et Sato (1989).
- M site octaédrique accueillant Na, Ca, K, Ti, Ba, Rb, Sr.

##### •4.5.1 Approche expérimentale de l'évolution de la composition des plagioclases en fonction des conditions physico-chimiques

Après s'être intéressé à l'évolution des teneurs en anorthite des plagioclases en fonction des conditions pétrologiques, la littérature scientifique se porte de plus en plus sur le comportement d'éléments traces tels que le Fe et le Mg, voire sur Ti, K et même Cr. L'influence de la  $fO_2$  sur la composition des phases basaltiques sera abordée ici pour les quelques plagioclases obtenus dans nos charges expérimentales. Un des premiers à s'intéresser à la relation existante entre les concentrations en Fe et Mg en fonction de la  $fO_2$  a été Longhi en 1976; depuis, les travaux de Sato (1989) et de Phinney (1991, 1992) ont affiné ce problème.

- Sato (1989) a expérimenté le partage Mg-Fe entre plagioclases et liquides basaltiques sur deux basaltes de ride océanique de composition proche, à température constante (1200°C) et différentes  $fO_2$  ( $\log fO_2 = -0,7$  à  $-11,5$ ). Ses expériences présentent l'avantage d'avoir le plagioclase au liquidus de chacune d'elles.

- Phinney (1991, 1992) s'est intéressé plus particulièrement au partage du Fe entre plagioclases et liquides sous différentes  $fO_2$ , ainsi qu'aux coefficients de partage du Mg, Ti, K, Cr entre plagioclases et liquides. Le plagioclase est au liquidus de ses expériences réalisées à une  $fO_2 < -6$ , mais il n'a publié que ses coefficients de partage en fonction du  $\log fO_2$ .

Ces résultats seront accompagnés de diverses autres données expérimentales acquises sur des laves alcalines, dans différentes conditions de P,T et  $fO_2$  :

- Thy (1991) a présenté des expériences sur une lave moyennement alcaline de l'éruption de 1965 à Surtsey :

- \* à une atmosphère et à une  $fO_2$  proche de QFM,

- \* à différentes pression (jusqu'à 30 kbar) et à  $fO_2$  estimées faibles par l'auteur, en



liaison avec son utilisation de containers en graphite.

- Sack et al. (1987) réalisèrent des expériences sur différentes laves alcalines plus ou moins différenciées à 1atm uniquement et avec une  $fO_2$  proche de QFM.
- Juster et al. (1989) utilisèrent différents basaltes à des températures et  $fO_2$  variées. L'évolution des compositions des plagioclases pour une de leurs roches de départ (POO82.N2) sera utilisée.

#### •4.5.1.1 Evolution des teneurs en anorthite

Dans la littérature, l'équilibre entre liquides et plagioclases :

$$K_{Ca/Na}^{pl/liq} = \frac{\left( X_{CaO}^{pl} \right)}{\left( X_{Na_2O}^{pl} \right)} * \frac{\left( X_{Na_2O}^{liq} \right)}{\left( X_{CaO}^{liq} \right)}$$

est considéré atteint pour un  $K_{Ca/Na}^{pl/liq}$  compris généralement entre 1,05 et 1,30.

Selon certains de ces auteurs, on peut également considérer le rapport CaO/Na<sub>2</sub>O des cœurs de phénocristaux de plagioclases en fonction de celui de la roche totale si l'on considère que celle-ci n'a pas ou peu fractionné par la suite. Dans le cas d'une roche contenant d'autres phases calciques et/ou sodiques, il faut de plus que le plagioclase ait été à son liquidus :

$$K_{Ca/Na}^{pl/RT} = \frac{\left( X_{CaO}^{pl} \right)}{\left( X_{Na_2O}^{pl} \right)} * \frac{\left( X_{Na_2O}^{RT} \right)}{\left( X_{CaO}^{RT} \right)}$$

l'équilibre se traduirait alors par un  $K_{Ca/Na}^{pl/RT}$  compris entre 0,95 et 1,30.

Une valeur de 1,3 est donc une limite supérieure pour ces  $K_D$ , or l'évolution des liquides basaltiques par fractionnement fait évoluer leur composition vers des concentrations plus fortes en Na<sub>2</sub>O et plus faibles en CaO. Donc, dans le cadre des roches naturelles, des plagioclases ayant auparavant cristallisé au liquidus en équilibre avec ces liquides verront le  $K_{Ca/Na}^{pl/RT}$  de leur cœur évoluer vers des valeurs de plus en plus faibles avec la progression de la différenciation des basaltes. Tout plagioclase dont le  $K_{Ca/Na}^{pl/RT}$  est supérieur à 1,3 peut donc traduire deux cas :

- soit il s'agit d'un xénocrystal trop calcique pour son basalte hôte.
- soit le basalte hôte a subi un fractionnement conséquent après la cristallisation du plagioclase.

Les laves possédant des microphéno ou phénocristaux de plagioclase sont peu nombreuses dans notre échantillonnage. Ce sont quelques hawaiiites ou trachy-basaltes très proches de la limite avec les basaltes. Aussi la deuxième hypothèse, qui semble peu vraisemblable pour être adoptée, devra être vérifiée par les  $K_{Mg/Fe}^{pl/RT}$  ainsi que par les observations microscopiques.

• *Influence de la température et de la composition des liquides*

Comme le montrent les diagrammes de phases, les pourcentages en anorthite des plagioclases diminuent progressivement avec celui de leurs liquides parents (Fig. 4.5.1.1.a).

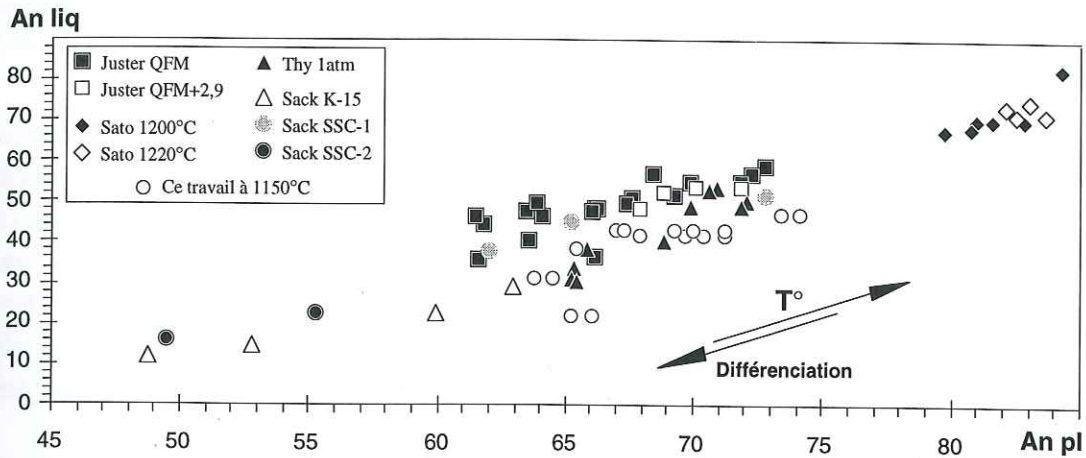


Fig. 4.5.1.1.a : Teneurs en anorthite de plagioclases et liquides expérimentaux de diverses origines (cf. texte).

Ce qui correspond à :

- une différenciation croissante des liquides avec la baisse de température pour les expériences à tampon constant (Juster, Thy et Sack).
- une différenciation croissante des liquides avec l'augmentation de la  $fO_2$  pour les expériences à température constante (Sato et ce travail),

La majorité des données utilisées indiquent que les  $KD_{Ca/Na}^{pl/liq}$  sont compris entre 0,7 et 1,3. Il existe toutefois quelques cas (dont nos plagioclases à  $fO_2$ ="air") où ils sont supérieurs à 1,3 (Fig. 4.5.1.1.b), ce qui indique soit un déséquilibre, soit des problèmes d'analyses.

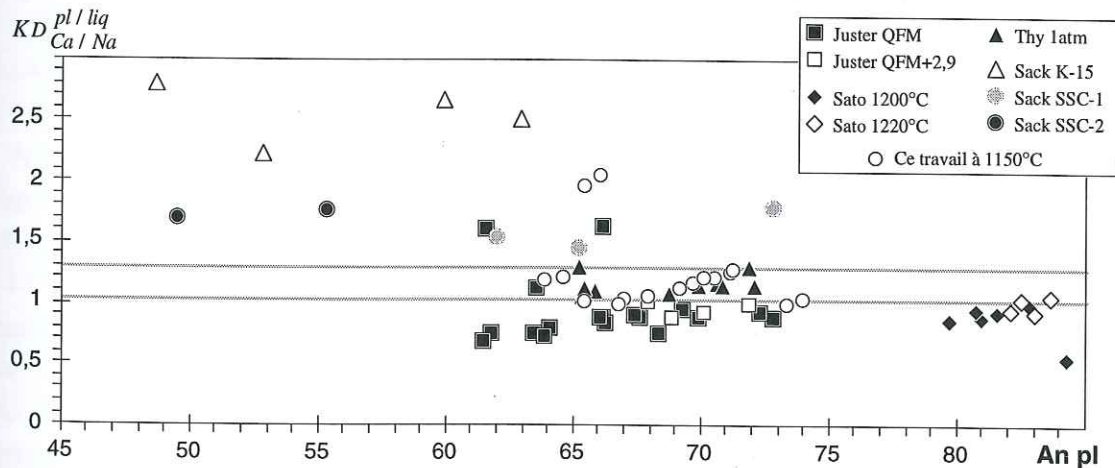


Fig. 4.5.1.1.b : Evolution des  $KD_{Ca/Na}^{pl/liq}$  de plagioclases expérimentaux de diverses origines en fonction de leur teneur en anorthite.

Si les petites variations du  $KD$  autour des valeurs de 1,05 et 1,3 peuvent être attribuées aux erreurs analytiques, il n'en est pas de même pour celles nettement supérieures à 1,5. Nos plagioclases ayant cristallisé à la  $fO_2$ ="air", qui ont des  $KD_{Ca/Na}^{pl/liq}$  voisins de 2, ainsi que ceux obtenus par Sack, traduisent un déséquilibre avec leurs liquides.



Nos expériences se sont déroulées à température et pression constante (1150°C à 1atm). Si la  $fO_2$  n'a pas d'influence directe sur l'équilibre entre liquides et plagioclases, avec des  $KD_{Ca/Na}^{pl/liq}$  entre 1 et 1,2 (Fig. 4.5.1.1.c), le  $KD_{Ca/Na}^{pl/liq}$  proche de 2 pour la  $fO_2$ =air indique un déséquilibre engendré par le fort taux de cristallisation de la charge expérimentale. Celle-ci contient de nombreux clinopyroxènes, qui ont fait chuter le rapport CaO/Na<sub>2</sub>O dans les 39% de liquides résiduels avec lesquels les plagioclases ne semblent plus en équilibre.

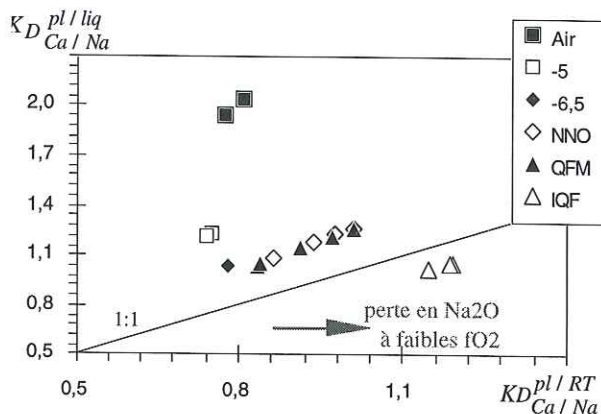


Fig. 4.5.1.1.c : Comparaison des  $KD_{Ca/Na}^{pl/liq}$  et  $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$  de nos plagioclases expérimentaux.

La figure 4.5.1.1.d confirme les problèmes de pertes importantes en Na, existant pour les données de Sack, avec des  $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$  parfois plus faibles que ses  $KD_{Ca/Na}^{pl/liq}$ .

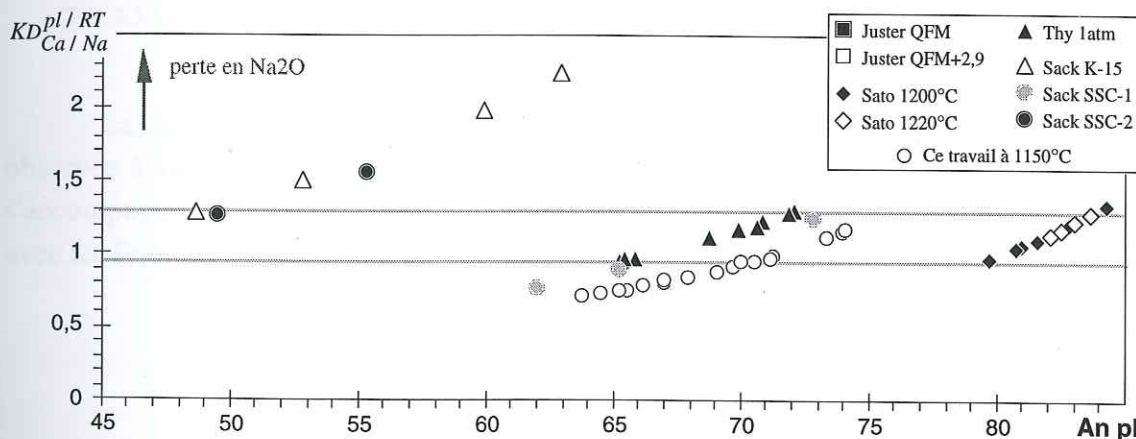


Fig. 4.5.1.1.d : Evolution des  $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$  de plagioclases expérimentaux de diverses origines en fonction de leur teneur en anorthite.

Avec la différenciation croissante des liquides expérimentaux en fonction de la baisse de température ou de l'augmentation de la  $fO_2$ , les plagioclases en équilibre avec ces liquides ont des  $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$  qui diminuent de plus en plus.

Le  $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$  montre donc sa relative fiabilité, même pour des liquides déjà évolués et fractionnés, pouvant avoir une composition assez éloignés de celle de départ. Aussi, dans le cas d'une lave naturelle possédant des phénocristaux de plagioclase, le  $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$  peut permettre de discerner des plagioclases d'origine xénolitique. Ainsi, un  $KD_{Ca/Na}^{pl/RT} > 1,3$  peut être interprété comme représentatif de xénocristaux trop calciques pour être en équilibre avec cette lave. Dans l'éventualité d'un fractionnement partiel, mais important, de plagioclases ayant fait évoluer à la baisse le rapport CaO/Na<sub>2</sub>O d'une lave, cette hypothèse ne serait plus valable.

• **Influence de la pression**

Les travaux expérimentaux (Bowen, 1913 - Lindsley, 1968) ont montré que la principale influence de la pression est une augmentation de la température de fusion de l'albite, ainsi qu'une

chutte de la teneur en anorthite des plagioclases en équilibre avec un liquide pour une température donnée. Seuls les résultats des expériences de Thy (1991) à différentes pressions peuvent nous permettre d'aborder ce problème. Ils sont résumés dans les trois tableaux suivants :

à température constante :

\* à T°C=1180°C :

P	An%	An% Liq	$KD_{Ca/Na}^{pl/liq}$	$KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$	Mode	Charge
1atm	70,9	52,5	1,14	1,22	liq 91% oli 7%	pl 2%
10kbar	55,3	39,8	0,99	0,67	liq 35% oli 13%	cpx 25% pl 27%

\* à T°C=1240°C :

P	An%	An% Liq	$KD_{Ca/Na}^{pl/liq}$	$KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$	Mode	Charge
10kbar	61,3	48,1	0,94	0,85	liq 95% oli 5%	pl traces
12,5kbar	52,8	41,2	1,26	0,60	liq 46% oli 6%	cpx 38% pl 10%

à pression constante :

\* à P=10kbar :

T°C	An%	An% Liq	$KD_{Ca/Na}^{pl/liq}$	$KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$	Mode	Charge
1180	55,3	39,8	0,99	0,67	liq 35% oli 13%	cpx 25% pl 27%
1220	58,4	42,8	0,91	0,75	liq 83% oli 6%	cpx 8% pl 3%
1240	61,3	48,1	0,94	0,85	liq 95% oli 5%	pl traces

Tab. 4.5.1.1.a : Principales caractéristiques des plagioclases, des liquides et des charges expérimentaux obtenus à différentes pressions par Thy (1991).

La diminution des teneurs en anorthite des plagioclases avec la chute de température, observée à 1atm, se confirme à HP (Fig. 4.5.1.1.e). Lors de l'augmentation de la pression, elle s'accompagne en plus d'une diminution de la teneur en anorthite des plagioclases en équilibre avec les liquides ayant de 45 à 50% d'anorthite (Thy, 1991).

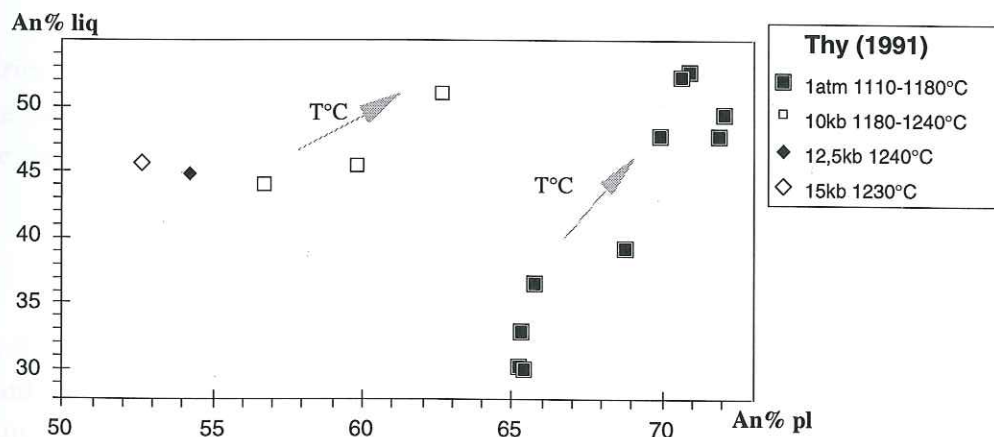


Fig. 4.5.1.1.e : Evolution avec la pression, des teneurs en anorthites des plagioclases et des liquides expérimentaux de Thy (1991).

Les  $KD_{Ca/Na}^{pl/liq}$ , tout en restant quasiment constants à une même pression, sont plus faibles à HP, avec en moyenne 0,95 à 10 kbar et 1,1 à 1atm, et ceci malgré les différences de taux de cristallisation. La baisse en An% des plagioclases de HP n'est pas uniquement imputable à un taux de cristallisation important (cf. expérience à 10 kbar et 1240°C avec 95% de liquide), ni à un fractionnement particulier de clinopyroxènes (cf. mode des charges à 10 kbar, 1220 et 1240°C).

D'autres travaux expérimentaux à HP : Green et al (1979) et Mahood et Baker (1986), ont conduit leurs auteurs à relier la chute en An% des plagioclases à HP, à une cristallisation précoce de clinopyroxène riche en Ca appauvrissant le liquide en Ca, et/ou à un changement du  $KD_{Ca/Na}^{pl/liq}$ .



Si on observe l'évolution de ce dernier pour deux charges peu évoluées (91 et 95% de liquide) et de modes voisins (et sans clinopyroxènes) :

T°C	P	An%	An% Liq	$KD_{Ca/Na}^{pl/liq}$	$KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$	Mode	Charge
1180°C	1atm	70,9	52,5	1,14	1,22	liq 91% oli 7%	pl 2%
1240°C	10kbar	61,3	48,1	0,94	0,85	liq 95% oli 5%	pl traces

Tab. 4.5.1.1.b : Principales caractéristiques des plagioclases, des charges et des liquides expérimentaux obtenus par Thy (1991) à 1180°C-1atm et 1240°C-10 kbar.

l'hypothèse d'une augmentation du  $KD_{Ca/Na}^{pl/liq}$  avec la pression est celle qui est la plus plausible pour expliquer ici sa baisse malgré l'augmentation de la température.

Cette observation est également valable pour les  $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$ , qui diminuent sensiblement avec la pression et sont inférieurs à 0,85. A pression constante, ils augmentent avec la température, et donc avec la quantité de liquide.

#### • Influence de la $fO_2$

La  $fO_2$  n'a pas d'influence directe sur les concentrations en anorthite des plagioclases, mais quelques travaux expérimentaux, dont ceux de Phinney (1992), ont montré que de très faibles  $fO_2$  (surtout  $< -8$  à 1250°C pour les expériences de Phinney), en favorisant des pertes très importantes en  $Na_2O$  dans les liquides (de 1,90% dans le matériel de départ, à 0,7% pour des expériences à  $fO_2 = -13$ ), pouvaient être à l'origine d'un déséquilibre entre les plagioclases ayant cristallisé au liquidus et les liquides finaux.

Nos expériences effectuées sur la lave du Karthala (85Ka81) à température constante (1150°C) l'ont été dans une gamme de  $fO_2$  allant de -0,68 (Air) à -12,9 (IQF). Seule celle à la  $fO_2 = IQF$  (87% de liquide résiduel) possède moins de  $Na_2O$  que la roche de départ avec :

$$Na_2O = 3,00\% \text{ dans la roche totale}$$

$$Na_2O = 2,43\% \text{ dans le liquide à } fO_2 = IQF$$

Celle effectuée à  $fO_2 = -11,4$  ayant produit une quantité identique de clinopyroxène et d'olivine possède une quantité de  $Na_2O$  (2,97%) voisine de la roche de départ. Puisque ces deux expériences ont un mode minéralogique identique, l'importante perte en  $Na_2O$  de l'expérience réalisée à  $fO_2 = IQF$  ne peut être liée qu'à sa très faible fugacité d'oxygène.

Les rares plagioclases ayant cristallisé au cours de cette expérience ont donc pu être progressivement en déséquilibre avec un liquide s'appauvrissant en  $Na_2O$  tout au long de l'expérience pour atteindre 2,43%. Les  $KD_{Ca/Na}^{pl/RT} > KD_{Ca/Na}^{pl/liq}$  de ces plagioclases (Fig. 4.5.1.1.c) semblent indiquer que finalement, ils n'ont pas pu se rééquilibrer.

#### •4.5.1.2 Concentrations en Mg et Fe

De nombreuses données "Mössbauer" sur des plagioclases terrestres ont montré que le Fe est présent sous ses deux valences :

- $Fe^{3+}$  est généralement considéré comme le plus important, il remplacerait l'Al en site tétraédrique.
- si la présence de  $Fe^{2+}$  est maintenant établie, elle fut longtemps associée à la présence d'impuretés, ou au remplacement du Ca dans la molécule d'anorthite.

Toutefois, des travaux sur les basaltes terrestres et lunaires conduisent à relier le rapport  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  à la  $fO_2$ . Les rapports  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  des plagioclases lunaires dépassent l'unité, traduisant ainsi leur cristallisation sous faible  $fO_2$ .

Les travaux expérimentaux de Longhi et al. (1976) ont montré la différence de comportement du Fe dans le plagioclase en fonction des conditions de  $fO_2$ , avec une conséquence directe sur leurs concentrations en Mg. Leurs principales conclusions sont les suivantes :

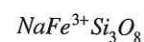
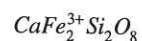
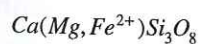
- aux faibles  $fO_2$  des basaltes lunaires, le MgO est incorporé deux fois plus facilement aux plagioclases que le FeO :  $K_{MgO}^{pl/liq} = 0,041$  et  $K_{FeO}^{pl/liq} = 0,021$ .
- avec l'augmentation de la  $fO_2$ , le  $Fe^{3+}$  devient plus important dans les liquides, et est préférentiellement incorporé aux plagioclases par rapport au Mg, et  $K_{FeO}^{pl/liq} = 0,058$ .

Cette première approche du comportement du Fe et du Mg dans les plagioclases fait ressortir le rôle indirect que joue la  $fO_2$  sur la concentration en Mg des plagioclases.

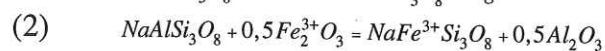
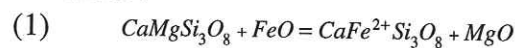
En effet, selon les conclusions de Longhi, avec l'augmentation de la  $fO_2$  et donc avec l'augmentation résultante du rapport  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$  des liquides, l'incorporation du Mg dans les plagioclases devient moins facile.

Sato (1989) expérimenta à nouveau le partage Mg/Fe entre plagioclases et liquides basaltiques sur deux basaltes de ride océanique de composition proche, à température constante ( $1200^\circ C$ ) et différentes  $fO_2$ .

En se basant sur les travaux de Bryan (1974) et en constatant que la somme cationique  $Na+Ca+K$  est proche de l'unité, il conclut que Mg,  $Fe^{2+}$  et  $Fe^{3+}$  occupent les sites tétraédriques des plagioclases. Ils formeraient alors les composants suivants :



obéissant aux deux réactions suivantes :



Si l'on reprend les analyses des plagioclases de Sato (1989), elles démontrent qu'elles sont un parfait exemple de ces deux réactions. Pour suivre l'évolution des compositions de ses plagioclases, le rapport  $MgO/Fe_2O_3$  des liquides a été choisi comme référence, car il représente le meilleur compromis pour suivre à la fois l'évolution des compositions des liquides, et de la  $fO_2$ .

Ce rapport  $MgO/Fe_2O_3$  des liquides diminue avec l'augmentation de la  $fO_2$  (Fig. 4.5.1.1.2.a) et semble contrôler la composition des plagioclases. Celle-ci se modifie fortement à partir de  $\log$  de  $fO_2 = -8$  (intermédiaire entre QFM et NNO), qui correspond ici au début du stade de polymérisation des liquides (diminution du NBO/T) lorsque le rôle du  $Fe^{3+}$  passe de celui de



cation modificateur à formateur.

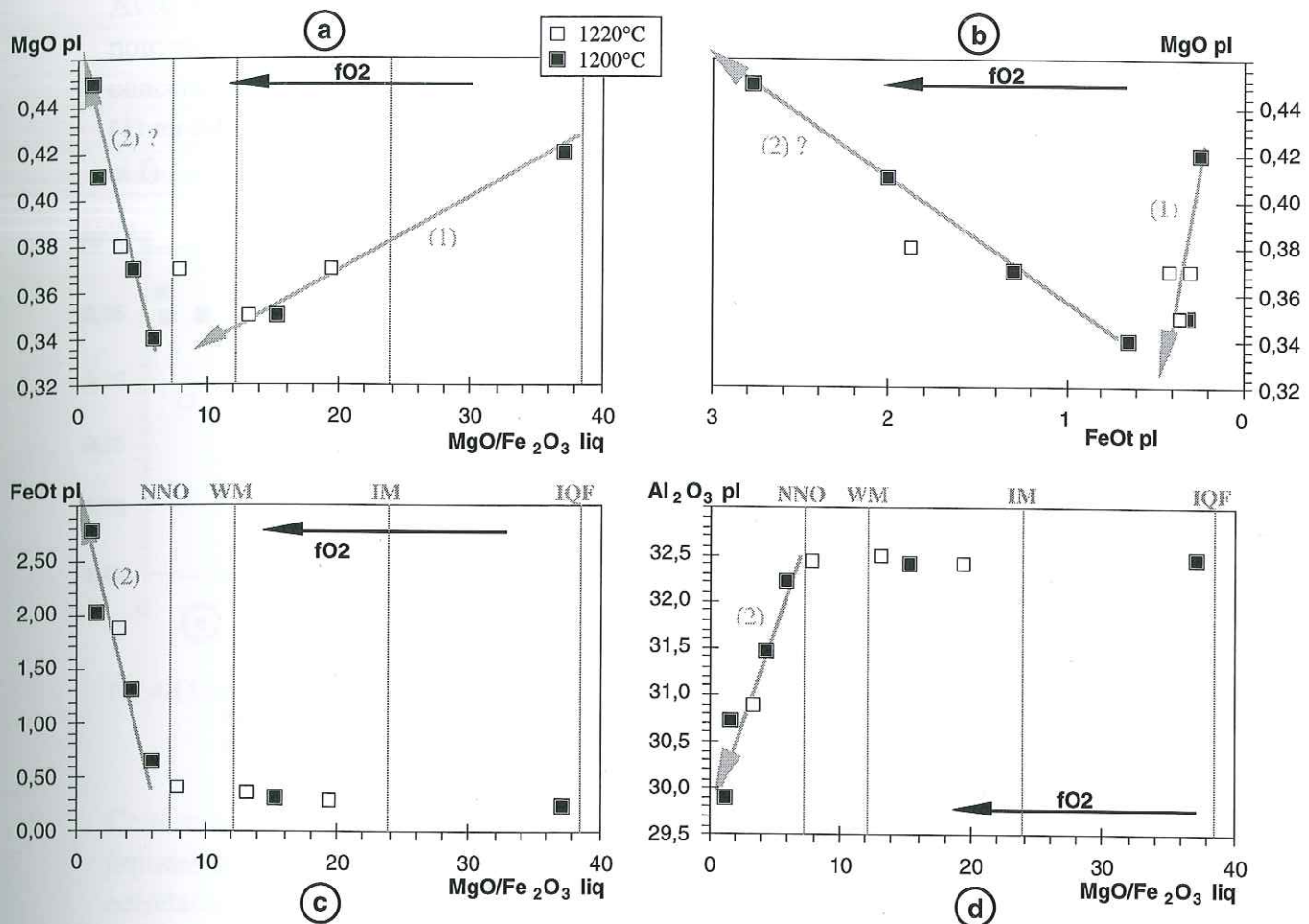


Fig. 4.5.1.2.a, b, c et d : Diagrammes d'évolution des concentrations en MgO, FeOt et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en fonction de la fO<sub>2</sub> et du rapport MgO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> des liquides, réalisés à partir des analyses de plagioclases expérimentaux publiées par Sato (1989).

Les figures 4.5.1.2.c et d montrent bien que la teneur en FeOt des plagioclases augmente fortement à partir des fortes fO<sub>2</sub> (>NNO). Ils démontrent que la réaction (2), avec une parfaite substitution Al<sup>3+</sup>-Fe<sup>3+</sup>, est prépondérante dans l'enrichissement en FeOt des plagioclases (dont les teneurs en anorthite varient peu : 80 à 84%); ce qui correspond alors à un enrichissement en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, lorsque le cation Fe<sup>3+</sup> passe du rôle de cation modificateur à celui de formateur. Mais les petites variations des faibles concentrations en Na<sub>2</sub>O des plagioclases (1,9 à 2,4%) indiqueraient que cette substitution Al<sup>3+</sup>-Fe<sup>3+</sup> ne se limite pas seulement à la molécule d'albite.

Si le comportement du Fe est sans ambiguïté, il n'en est pas de même pour le Mg, comme l'indiquent les deux figures 4.5.1.2.a et b. Longhi a en effet montré que le Mg dans les plagioclases pouvait avoir un comportement différent en fonction de la fO<sub>2</sub>, ou plutôt en fonction de la valence du Fe avec lequel il s'équilibre. On constate alors que les concentrations en MgO des plagioclases sont les plus fortes pour à la fois les fO<sub>2</sub> les plus grandes (Air) et les plus faibles (log fO<sub>2</sub>=-11,5).

Ainsi à la plus faible fO<sub>2</sub>, lorsque le Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> est très peu présent dans le liquide, la réaction (1) semble favoriser l'incorporation de MgO par rapport au FeO (Longhi, 1976). Le plagioclase de la charge à log fO<sub>2</sub>=-11,5 contient alors plus de MgO (0,42%) que de FeOt (0,24%). Dans un premier temps, avec l'augmentation de la fO<sub>2</sub>, la réaction (1) semble s'équilibrer aux dépens du MgO, donnant des plagioclases contenant autant de FeOt que de MgO. Ceci alors que les

concentrations des liquides en ces oxydes suivent un chemin inverse.

Avec le début de la réaction (2), les concentrations en MgO des plagioclases augmentent à nouveau, indiquant alors un fonctionnement inverse de la réaction (1) et donc une baisse des concentrations en FeO. Cette augmentation correspond alors à un nouvel équilibre de la réaction (1) en relation avec des liquides s'enrichissant en MgO et s'appauvrissant en FeO (Fig. 4.5.1.2.e et f).

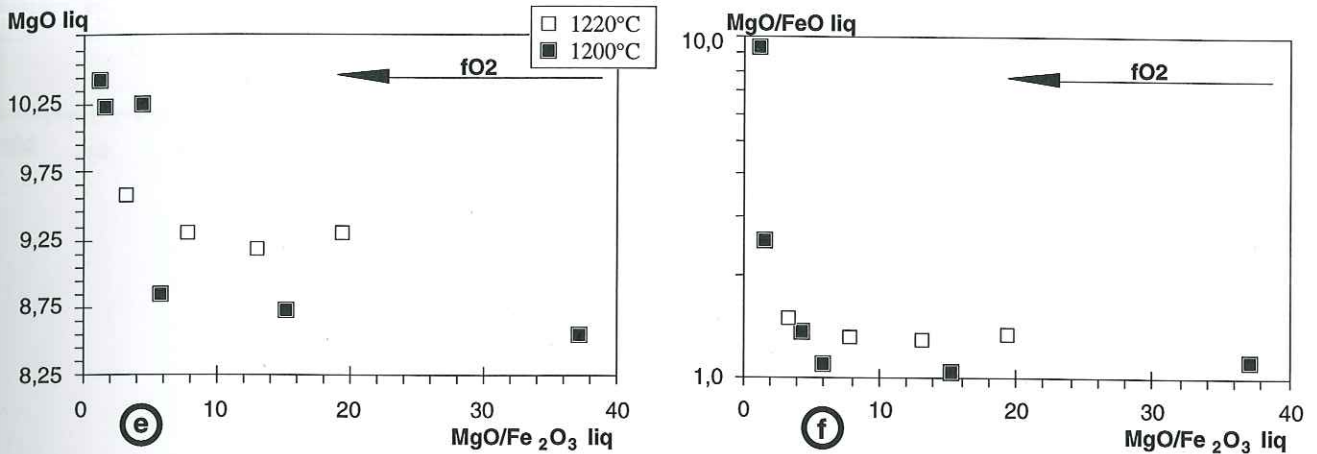


Fig. 4.5.1.2.e et f : Diagrammes d'évolution des concentrations en MgO et du rapport MgO/FeO des liquides expérimentaux en fonction de la  $fO_2$  et du rapport  $MgO/Fe_2O_3$  des liquides, réalisés à partir des analyses de liquides expérimentaux publiées par Sato (1989).

Cette nouvelle augmentation des concentrations en MgO des plagioclases débute avec des liquides dont le rapport  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$  est ici d'environ 0,1 (Fig. 4.5.1.2.g). Elle se poursuit ensuite en corrélation avec l'évolution de ce rapport.

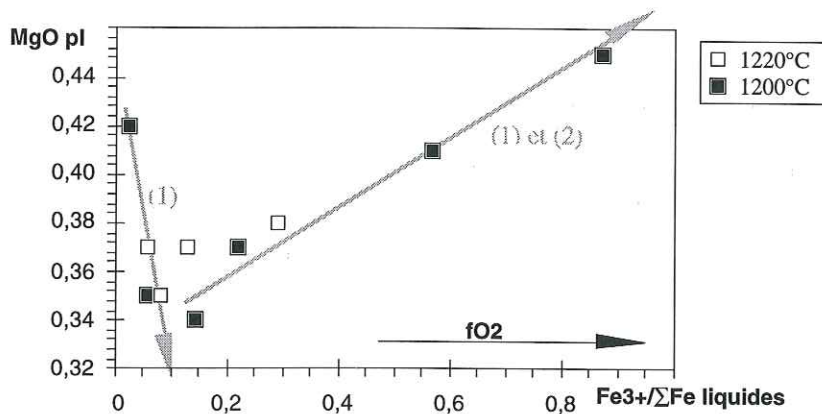


Fig. 4.5.1.2.g : Diagramme d'évolution des concentrations en MgO des plagioclases expérimentaux en fonction de la  $fO_2$  et du rapport  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$  des liquides, réalisés à partir des analyses publiées par Sato (1989).

Ce rapport  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$  des liquides, qui augmente avec la  $fO_2$ , pourrait alors être le reflet de celui des plagioclases, qui serait souligné par l'augmentation des concentrations en MgO des plagioclases. Pour ces expériences de Sato, la valeur de 0,1 correspond alors au début de la réaction (2) qui marque le commencement de l'incorporation de  $Fe_2O_3$  dans les plagioclases.

Ce comportement complexe du MgO dans les plagioclases joue alors un rôle important dans les coefficients de partage, et notamment sur le  $KD_{MgO/FeO}^{pl/liq}$  (ou  $KD_{Mg/Fe}^{pl/liq}$ ) défini par Sato (1989) :



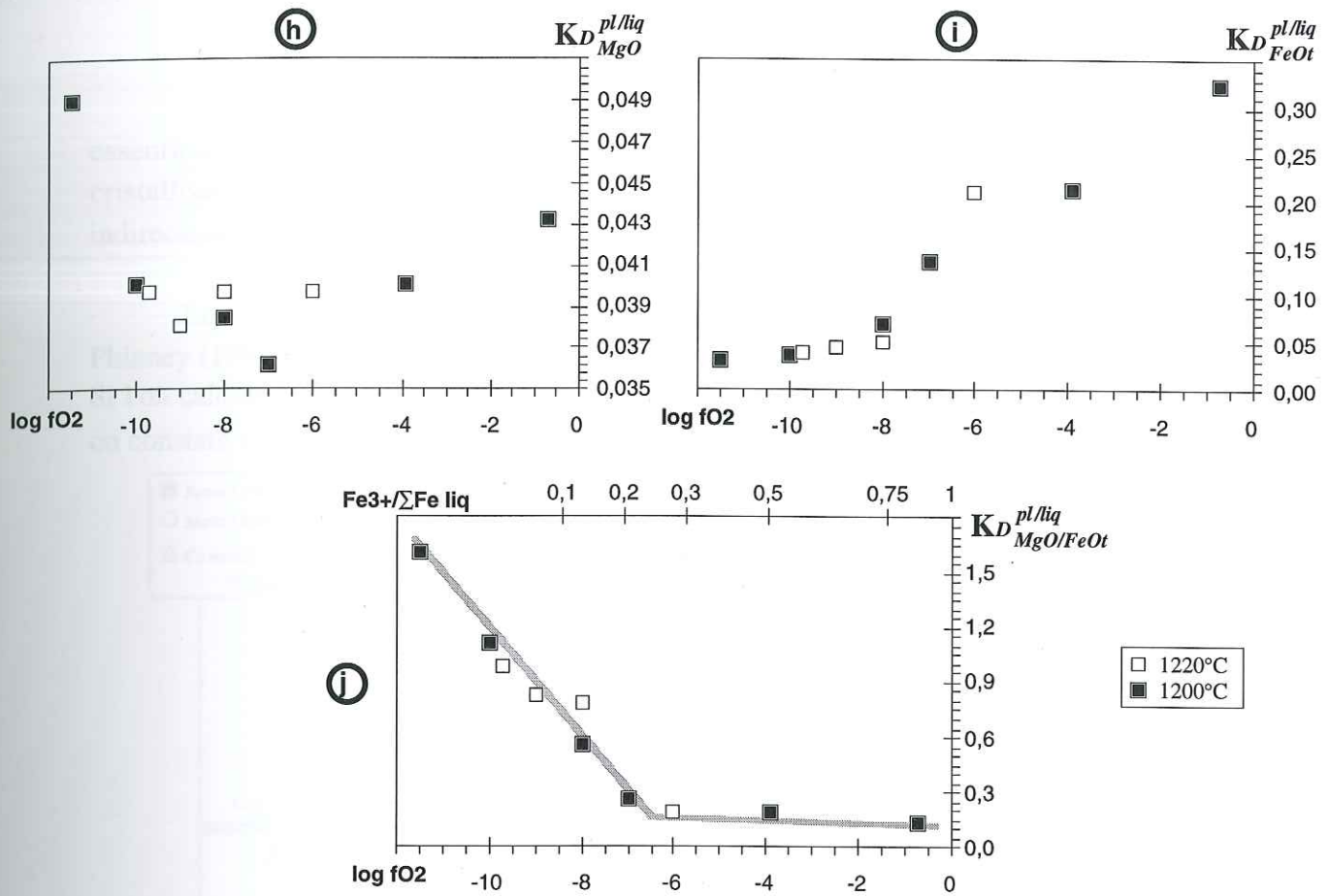


Fig. 4.5.1.2.h, i et j : Diagrammes d'évolution des différents  $K_D$  des plagioclases expérimentaux en fonction de la  $fO_2$ s, réalisés à partir des analyses publiées par Sato (1989).

Les faibles  $K_D^{pl/liq}_{FeOt}$  et forts  $K_D^{pl/liq}_{MgO}$  des plagioclases de faibles  $fO_2$  ayant pour effet de faire augmenter fortement leur  $K_D^{pl/liq}_{MgO/FeOt}$ .

Cependant, au vu des faibles variations en MgO de ses plagioclases, Sato a conclu que cette teneur en MgO n'est pas fonction de la  $fO_2$  d'expérimentation, et que seules les teneurs en FeOt augmentent en même temps que la  $fO_2$ .

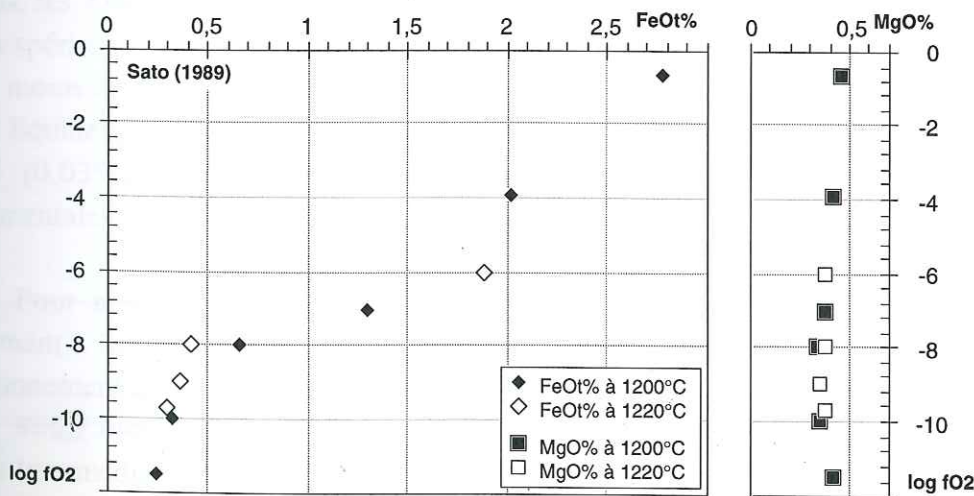


Fig. 4.5.1.2.k: Evolution des concentrations en MgO et FeOt des plagioclases expérimentaux en fonction de la  $fO_2$  (Sato, 1989).

### • Coefficient de partage du Mg

La concentration en MgO des plagioclases est habituellement considérée comme essentiellement fonction de la concentration des liquides hôtes, et de la température de cristallisation (Smith, 1983). Mais comme nous venons de le voir, elle est également, et indirectement, fonction de la  $fO_2$ .

Le coefficient de partage de MgO entre plagioclases et liquides a été déterminé par Phinney (1991, 1992) à  $0,043 \pm 0,003$  et considéré comme quasiment constant. Si l'on calcule les  $K_{D_{MgO}^{pl/liq}}$  des plagioclases de différentes expérimentations citées précédemment, on constate alors que la majorité avoisine effectivement  $0,04 \pm 0,015$  (Fig. 4.5.1.2.1).

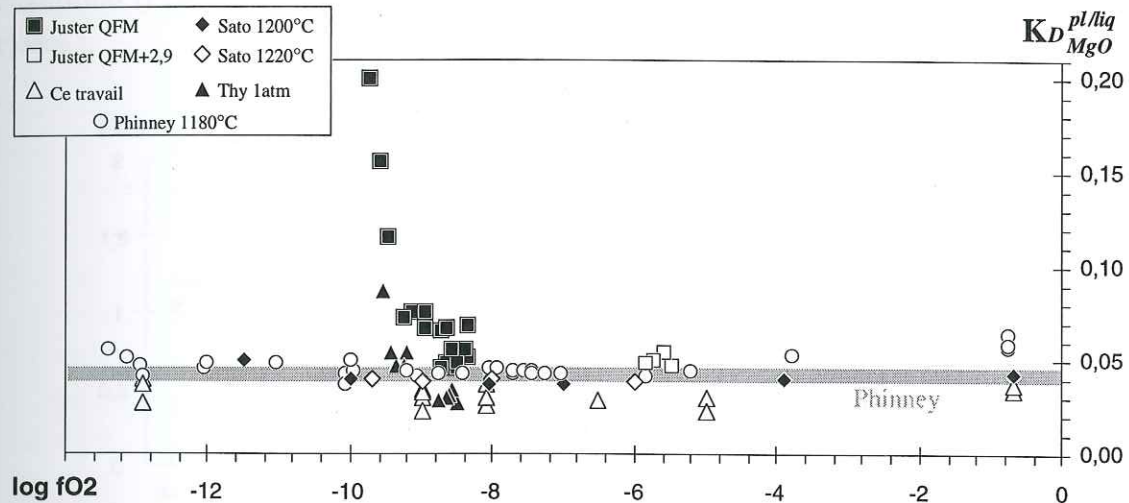


Fig. 4.5.1.2.1 : Stabilité des  $K_{D_{MgO}^{pl/liq}}$  expérimentaux pour diverses  $fO_2$  de cristallisation (références dans le texte).

Pour nos analyses et celles de Thy et Juster, le MgO n'a pas été analysé avec la même précision que celles de Sato ou Phinney dont c'était l'objectif unique. Les erreurs analytiques, résultant de l'analyse à la microsonde de petites quantités de MgO des plagioclases avec des standards contenant parfois cent fois plus de MgO, peuvent alors expliquer la dispersion de nos  $K_{D_{MgO}^{pl/liq}}$  et de ceux de Thy ou Juster.

De plus, les  $K_{D_{MgO}^{pl/liq}}$  de Juster sont les plus dispersés (0,04 à 0,2) et correspondent respectivement à des expériences effectuées entre 1150 et 1040°C. Les trois faites à 1060, 1050 et 1040°C ont donné moins de 20% de liquide résiduel avec une chute simultanée des teneurs en MgO et FeO de ces liquides, alors que les concentrations en MgO des plagioclases n'ont que très faiblement baissé (0,03%). Ceci n'est donc encore qu'un cas de déséquilibre dans des charges expérimentales fortement cristallisées (>80% de cristaux).

Pour nos plagioclases et ceux de Phinney, on constate que les  $K_{D_{MgO}^{pl/liq}}$  augmentent légèrement à la fois pour les  $fO_2$  les plus faibles et les plus fortes, confirmant ainsi le double fonctionnement de la réaction (1) précédemment observé pour les plagioclases de Sato. Alors que le  $K_{D_{MgO}^{pl/liq}}$  moyen de 0,043 défini par Phinney correspond parfaitement à ceux obtenus pour les  $fO_2$  intermédiaires.

Dans ce travail, la précision analytique sur les concentrations en MgO des plagioclases expérimentaux, comme ceux des laves du Karthala, n'est pas très grande. Aussi, seuls des  $K_{D_{MgO}^{pl/liq}}$  très élevés pourront caractériser des xénocristaux de plagioclases dans les laves du Karthala,



n'ayant pas subi de fractionnement important de ferromagnésiens après la cristallisation de ces plagioclases.

• **Influence de la température sur les concentrations en Fe dans le plagioclase**

Selon Smith (1983), les données expérimentales montrent que la teneur en Fe total augmente avec la température de cristallisation du plagioclase et sa teneur en An. Il faut certainement ajouter à cela les variations de  $fO_2$  qui accompagnent les variations de température.

Les travaux expérimentaux de Juster et al. (1989) sur différentes compositions basaltiques à des températures variées et à des  $fO_2$  voisines de QFM et QFM+2,9, et notamment sur l'échantillon (POO.82N2), permettent de suivre l'évolution de ces teneurs en FeOt de leurs plagioclases :

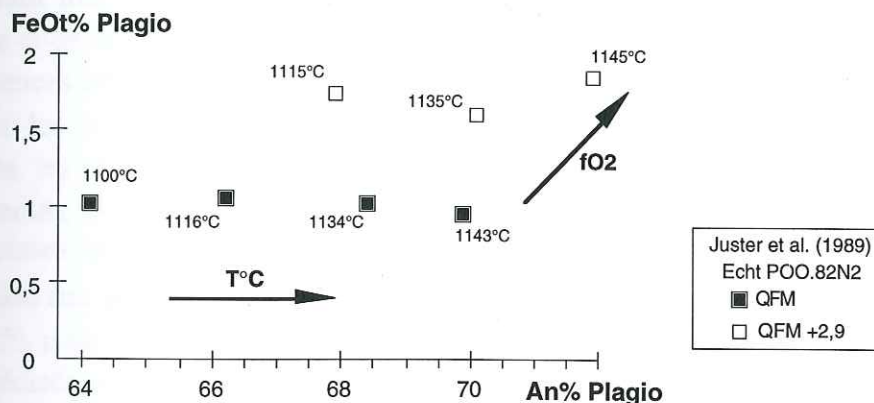


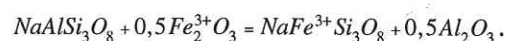
Fig. 4.5.1.2.m : Concentrations en An et FeOt de plagioclases expérimentaux en fonction de leur température et de leur  $fO_2$  de cristallisation (Juster et al., 1989).

- à  $fO_2$  constante (QFM ou QFM+2,9), leur teneurs en anorthite augmentent bien avec l'augmentation de la température, alors que leurs FeOt% restent quasiment constantes ou diminuent très faiblement.
- à une même température, leur teneur en FeOt% augmente avec la  $fO_2$ .

Ce qui montrerait alors l'influence prépondérante de la  $fO_2$  par rapport à celle de la température, dans l'augmentation des concentrations en Fe total des plagioclases.

• **Influence de la  $fO_2$  sur les concentrations en Fe**

Notre précédente approche du problème, à l'aide des analyses de Sato, a montré que les concentrations en FeOt des plagioclases augmentent principalement en fonction de la  $fO_2$  et ceci selon une substitution  $Al^{3+}-Fe^{3+}$  qui ne serait pas seulement limitée à la réaction (2) :



Sato (1989) et Phinney (1991, 1992) ont déterminé expérimentalement le coefficient de partage de FeOt (FeO et  $Fe_2O_3$  exprimés en FeO) entre plagioclases et liquides en fonction de la  $fO_2$  (Fig. 4.5.1.2.n).

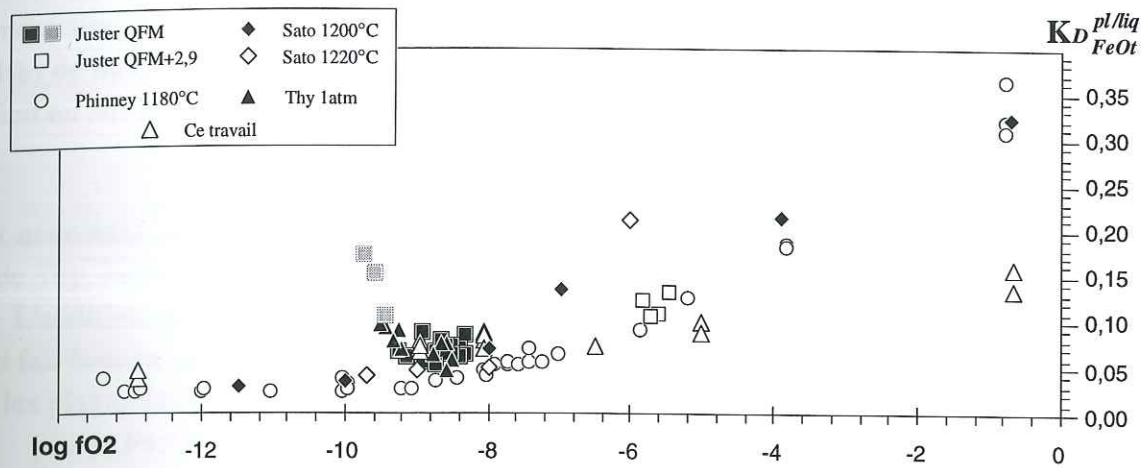


Fig. 4.5.1.2.n : Evolution des  $KD_{FeOt}^{pl/liq}$  expérimentaux en fonction de leur  $fO_2$  de cristallisation.

Il faut tout d'abord préciser pourquoi certains plagioclases de Juster (en gris sur le diagramme ci-dessus) voient leur  $KD_{FeOt}^{pl/liq}$  augmenter avec la baisse de la  $fO_2$ . Ils correspondent à des expériences effectuées aux plus basses températures, où il reste peu de liquide (moins de 20%) dont les teneurs en FeO et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ont considérablement chuté. Pour ces quelques expériences, les plagioclases ne sont donc plus en équilibre avec leurs liquides, et leurs  $KD_{FeOt}^{pl/liq}$  sont augmentés. D'ailleurs, ce déficit est comblé par une plus forte concentration en MgO dans ces plagioclases, qui ont alors des  $KD_{MgO}^{pl/liq} > 0,08$ .

Quant aux autres plagioclases, pour des  $\log fO_2 < -9$ , les  $KD_{FeOt}^{pl/liq}$  restent au minimum (entre 0,03 et 0,05), pour augmenter ensuite avec la  $fO_2$ . Cette augmentation se produit entre  $fO_2 = -8$  et  $-9$ , plus précisément à partir de liquides ayant un rapport  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$  compris entre 0,11 et 0,15. Ces valeurs rappellent celle de 0,1 qui marquait le début de la réaction (2) pour les plagioclases de Sato, et semblent donc nécessaires à l'incorporation de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans les plagioclases.

Dans le cas des laves du Karthala, si elles n'ont pas subi un fractionnement important de ferromagnésiens après la cristallisation de leurs plagioclases, on peut donc considérer que des  $KD_{FeOt}^{pl/RT} \leq 0,05$  signent de faibles  $fO_2$  de cristallisation

Par contre, aux  $fO_2$  plus élevées, si le  $KD_{FeOt}^{pl/RT}$  augmente et est nettement supérieur à 0,05, son évolution n'est pas la même pour les différentes expérimentations. On note alors que pour tous ces plagioclases expérimentaux, le lien entre leurs concentrations en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et FeOt est réel, mais différent.

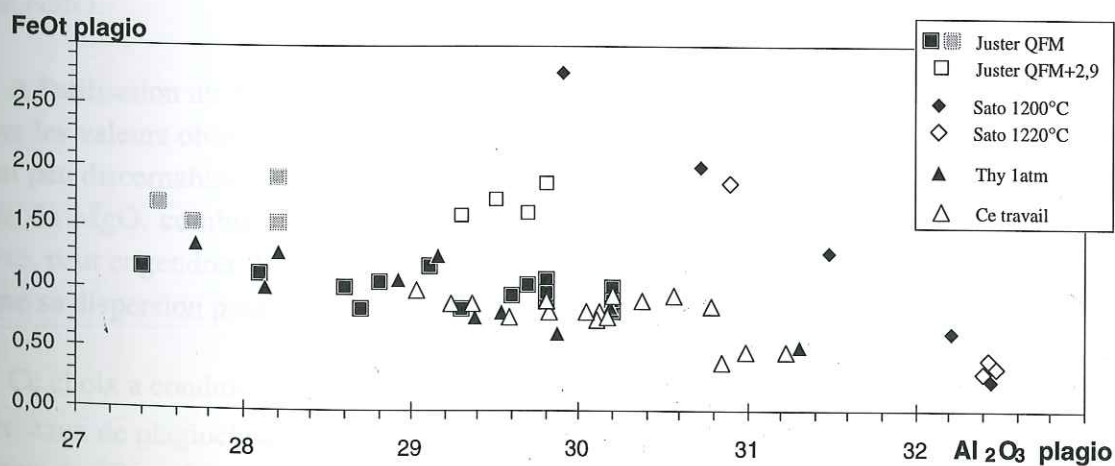


Fig. 4.5.1.2.o : Evolution des concentrations en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et FeOt de plagioclases expérimentaux (références dans le texte).



L'augmentation en FeOt est beaucoup plus importante dans les plagioclases riches en anorthite (80-84%) de Sato, et hélas Phinney n'a pas publié les analyses de ses plagioclases. Ceux-ci ont un déficit en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> qui pourrait s'exprimer sous la forme du rapport suivant :

$$\frac{Al_2O_3}{(2 * CaO) + Na_2O + K_2O}$$

qui est nettement inférieur à 1, alors que ceux des plagioclases moins riches en anorthite (60-73%) de Thy, Juster et les nôtres sont plus proches de l'unité.

L'addition, pour chaque plagioclase, de leur FeOt (exprimé en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t) à l'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans ce rapport fait évoluer celui-ci au-delà de l'unité, mis à part pour :

- \* les plagioclases de très faibles fO<sub>2</sub>, ne contenant que peu de FeOt et donc certainement peu de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.
- \* et les plagioclases de Sato trop déficitaires en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Comme l'indique le diagramme ci-dessus, tous les plagioclases de nos expériences (sauf à fO<sub>2</sub>=IQF) "plafonnent" à 0,9% de FeOt, ce qui permet au rapport d'avoisiner l'unité. En effet, il reste bien sûr une légère variation autour de l'unité, liée à la prise en compte du FeO des plagioclases (qui reste inconnu) dans le FeOt additionné à l'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans ce rapport.

Les plus faibles températures de nos expériences (1150°C au lieu de 1180°C pour Phinney et 1200 et 1220°C pour Sato) peuvent être également à l'origine des plus faibles  $KD_{FeOt}^{pl/liq}$  de nos plagioclases. En effet, à log fO<sub>2</sub> équivalent, de plus faibles températures produisent des liquides ayant des rapports Fe<sup>3+</sup>/ΣFe supérieurs. Et, faute d'un programme d'expérimentation adapté à ce problème, on ne peut alors qu'invoquer la possibilité d'un contrôle de ce rapport des liquides sur les concentrations en FeOt des plagioclases.

Tout cela semble donc indiquer que la fO<sub>2</sub> n'est pas la seule à influencer sur la quantité de FeOt des plagioclases. Celle-ci pourrait être pondérée par un équilibre de l'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. La réaction (2) invoquée précédemment pouvant alors jouer un second rôle limitatif à l'intégration de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans les plagioclases, comme l'indique l'analyse du plagioclase le plus riche en FeOt (2,77%) de Sato qui contient 2,40% de Na<sub>2</sub>O. Ces observations sont hélas faites sans connaître les quantités de FeO et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> des plagioclases, que seules des analyses Mössbauer permettent de mesurer. Elles pourraient ainsi permettre de vérifier si malgré des quantités importantes de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans leur liquide d'origine, celles des plagioclases ne sont pas limitées par leur richesse en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, voire en Na<sub>2</sub>O.

A l'utilisation du  $KD_{FeOt}^{pl/liq}$ , Sato (1989) préfère celle du  $KD_{MgO/FeOt}^{pl/liq}$  (ou  $KD_{Mg/Fe}^{pl/liq}$ ), qui permet de pondérer les valeurs obtenues pour des log fO<sub>2</sub> > -6, et de disperser celles aux plus faibles fO<sub>2</sub> qui restaient peu discernables avec l'utilisation du  $KD_{FeOt}^{pl/liq}$  (Fig. 4.5.1.2.p). Toutefois, le comportement variable du MgO, combiné à de faibles concentrations nécessitant une plus grande précision d'analyse, peut engendrer des variations et des incertitudes importantes sur ce rapport comme en témoigne sa dispersion pour les plagioclases de Phinney aux très faibles fO<sub>2</sub>.

Ce choix a conduit Sato à relier les  $KD_{MgO/FeOt}^{pl/RT} = 0,5$  à  $0,6$  et les  $KD_{FeOt}^{pl/RT} \leq 0,05$  des cœurs des phénocristaux de plagioclases naturels de ses deux roches de départ, à une cristallisation dans des conditions de fO<sub>2</sub> voisines de QFM (log fO<sub>2</sub> = -8). Toutefois, il ne tient pas compte des effets éventuels de leurs pression et température exactes de cristallisation, qui lui restent inconnues.



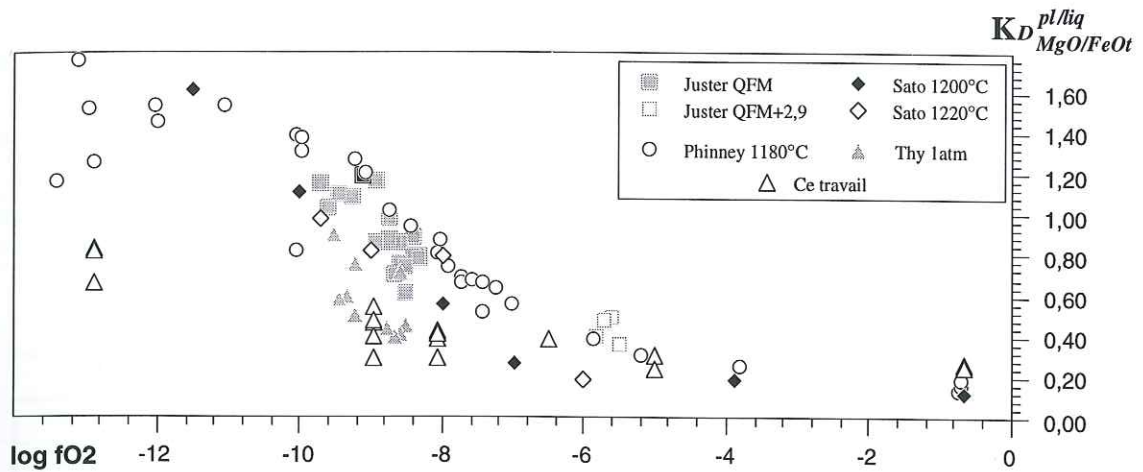


Fig. 4.5.1.2.p : Evolution des  $KD_{MgO/FeO}^{pl/liq}$  expérimentaux en fonction des  $fO_2$  de cristallisation.

Dans le cadre d'une application aux plagioclases des laves du Karthala et du Badjini, l'utilisation du  $KD_{FeO}^{pl/RT}$  (voire du  $KD_{MgO/FeO}^{pl/RT}$ ) sur des cœurs de phénocristaux à l'équilibre avec leur lave hôte ( $KD_{Ca/Nu}^{pl/RT} < 1,3$ ) pourrait alors offrir le moyen d'estimer les conditions de fugacité d'oxygène lors de leur cristallisation. Cela nécessite auparavant de vérifier que ces laves n'ont pas également subi un fractionnement trop important de ferromagnésiens par la suite, et de supposer que les plagioclases ne sont pas des phases qui se rééquilibrent trop facilement si les conditions physico-chimiques évoluent lentement (différents réservoirs magmatiques de stockage et de différenciation).

#### • Influence de la pression sur les concentrations en Fe et Mg des plagioclases

Les expériences de Thy (1991), à différentes pressions (jusqu'à 30 kbar) et sous des  $fO_2$  considérées faibles par l'auteur (en liaison avec son utilisation de containers en graphite), permettent de survoler ce problème.

Pour une meilleure compréhension du comportement du Fe, il faut toutefois remarquer qu'à HP, l'évolution de la  $fO_2$  dans le container en graphite n'est pas estimée par Thy. Sa préparation initiale de l'échantillon consiste à transformer son basalte SU106 en verre en le portant à 1300°C et  $fO_2 = -8$ , ce qui modifie le rapport  $Fe_2O_3/FeO$  de l'échantillon (avec  $Fe_2O_3 = 1,24\%$  et  $FeO = 10,65\%$ ). Par la suite, il est broyé, encapsulé et déshydraté à 1050°C, ne laissant ainsi aucun doute sur l'absence d'eau dans la charge. Holloway et al. (1992) estiment la  $fO_2$  à HP des charges dans les containers en graphite comme étant fortement dépendante du rapport en moles  $Fe_2O_3/FeO$ . Leur équation :

$$\log_{10} fO_2 = 2,2615 * \left[ \ln(R_f) - \frac{9612}{T} + 5,4 \right] + 0,08 * \frac{P-1}{T} \quad \text{avec} \quad R_f = \frac{\text{moles } Fe_2O_3}{\text{moles } FeO}$$

permet d'estimer une  $fO_2 \approx IW - 0,6$  pour les expériences à HP de Thy. La différence de pression entre les expériences n'engendre pas de variations dramatiques de  $fO_2$ , mais cette dernière reste toutefois éloignée de la  $fO_2 = QFM$  ( $\approx IW + 3,4$  à 1200°C) de ses expériences à 1atm. Ses expériences restent quasiment à  $fO_2$  constante pour une même pression, mais sous-estiment le rôle de la  $fO_2$  dans la comparaison de ses résultats à différentes pressions.



Les principaux résultats des expériences de Thy (1991) à différentes pressions peuvent être alors résumés dans les trois tableaux suivants :

- à température constante :

* à T°C=	P	fO <sub>2</sub>	MgO Pl	FeOt Pl	MgO Liq	FeOt Liq	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Liq*	$KD_{MgO}^{pl/liq}$	$KD_{FeOt}^{pl/liq}$	$KD_{Fe/Mg}^{pl/liq}$	$KD_{Fe/Mg}^{pl/RT}$
1180°C :	1atm	-8,5	0,19	0,64	7,05	10,81	1,71	0,027	0,059	0,46	0,35
	10kbar	-12,9	0,55	0,99	5,17	14,86	0,34	0,106	0,067	1,60	0,65

* à T°C=	P	fO <sub>2</sub>	MgO Pl	FeOt Pl	MgO Liq	FeOt Liq	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Liq*	$KD_{MgO}^{pl/liq}$	$KD_{FeOt}^{pl/liq}$	$KD_{Fe/Mg}^{pl/liq}$	$KD_{Fe/Mg}^{pl/RT}$
1240°C :	10kbar	-12	0,52	0,45	7,72	9,03	0,20	0,067	0,050	1,35	1,35
	12,5kbar	-12	0,35	0,80	5,24	13,85	0,34	0,067	0,058	1,16	0,51

- à pression constante :

à P=10kbar	T°C	fO <sub>2</sub>	MgO Pl	FeOt Pl	MgO Liq	FeOt Liq	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Liq*	$KD_{MgO}^{pl/liq}$	$KD_{FeOt}^{pl/liq}$	$KD_{Fe/Mg}^{pl/liq}$	$KD_{Fe/Mg}^{pl/RT}$
	1180	-12,9	0,55	0,99	5,17	14,86	0,34	0,106	0,067	1,60	0,65
	1220	-12,3	0,16	0,55	6,95	9,95	0,22	0,023	0,055	0,42	0,34
	1240	-12	0,52	0,45	7,72	9,03	0,20	0,067	0,050	1,35	1,35

(\*) : Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>% Liq calculé selon Kilinc et al. (1986)

Tab. 4.5.1.2.a : Concentrations en MgO et FeOt des liquides et plagioclases d'expérimentations à HP (Thy, 1991). Evolution des différents  $K_D$ .

Le rôle de la pression sur les plagioclases n'est pas discernable dans ces quelques données d'expériences à HP. Par contre, les très faibles fO<sub>2</sub> et les fortes températures auxquelles elles se sont déroulées sont à l'origine de plagioclases nettement plus riches en MgO.

Mais ces quelques données acquises dans un autre but sont trop disparates pour pouvoir tirer des conclusions. On constate simplement que des concentrations nettement plus fortes en MgO donnent des  $KD_{MgO}^{pl/liq}$  plus élevés. Les concentrations en FeOt diminuent avec l'augmentation de la fO<sub>2</sub>, tout en donnant des  $KD_{FeOt}^{pl/liq}$  proches des 0,05 des plagioclases de faibles fO<sub>2</sub> à 1atm. Enfin, pour la majorité, les  $KD_{MgO/FeOt}^{pl/liq}$  sont très élevés, ce qui est en accord avec ceux des plagioclases obtenus à 1atm et faibles fO<sub>2</sub>.

#### •4.5.1.3 Concentrations en K et Ti

Phinney (1991, 1992) a calculé les coefficients de partage plagioclase-liquide pour ces deux éléments, qui sont de 0,21 pour K<sub>2</sub>O et 0,033 pour TiO<sub>2</sub>. Pour le second, il n'exclue pas de fortes erreurs liées aux faibles concentrations de ses plagioclases. L'erreur analytique des concentrations en TiO<sub>2</sub> de nos plagioclases est assez importante et ne nous permet pas d'utiliser ce coefficient de partage.

Par contre, pour le K<sub>2</sub>O, les coefficients de partage sont compris entre 0,15 et 0,23 pour nos plagioclases expérimentaux. Le K<sub>2</sub>O, qui est un oxyde mineur dans les plagioclases, pourrait donc être également utilisé pour déterminer si un plagioclase est en équilibre avec sa lave hôte.

#### •4.5.1.4 Thermométrie

Kudo et Weill (1970) ont traduit l'équilibre plagioclase-liquide en géothermomètre depuis différents résultats expérimentaux et sous différentes pressions d'eau. Drake (1976) le modifia pour  $P_{H_2O} = 0$ , par l'utilisation de données expérimentales supplémentaires.

$$\ln \frac{\lambda}{\sigma} + \frac{12900 * \phi'}{T(^{\circ}K)} = (a \cdot 10^{-3} * T(^{\circ}K)) - b \quad \text{avec} \quad \lambda = \frac{X_{Na} + X_{Si}}{X_{Ca} + X_{Al}} \quad \text{où} \quad X_{Na} + X_{Si} + X_{Ca} + X_{Al} = 1$$

$$\sigma = X_{Ab} / X_{An} \quad \text{et} \quad \phi' = X_{Ca} + X_{Al} - X_{Na} - X_{Si}$$

	Drake (1976)	Kudo et Weill (1970)	
$P_{H_2O}$	0	0	0,5 kbar
a	12,48	10,34	11,05
b	20,31	17,24	17,86

Tel que pour le  $K_D$ , si la roche hôte n'a pas ou peu été fractionnée et si le plagioclase était au liquidus, on peut considérer que les cœurs de microphéno ou phénocristaux de plagioclase ont cristallisé avec un liquide de composition voisine de celle de l'analyse de la roche totale.

#### •4.5.1.5 Conclusion

Dans le cadre d'une application aux plagioclases des laves du Karthala, l'utilisation du  $K_D^{pl/RT}_{FeO}$  ou  $K_D^{pl/RT}_{MgO/FeO}$  peut permettre d'approcher la  $fO_2$  de cristallisation. Cependant, comme l'ont montré nos plagioclases expérimentaux, il est nécessaire de tenir compte de l'équilibre ou non du rapport  $Al_2O_3 / (2 * CaO) + Na_2O + K_2O$ , voire de la quantité de  $Na_2O$  de chaque plagioclase (cf. § 4.5.1.2.3).

Une combinaison entre cette approche de la  $fO_2$  avec les plagioclases et le géothermomètre de Kudo et Weill (1970) pourrait donc, moyennant quelques expérimentations à différentes températures,  $fO_2$  et compositions de liquides, aboutir à l'estimation de la  $fO_2$  de cristallisation des plagioclases et de leurs liquides hôtes. Celle-ci passerait alors par des analyses Mössbauer permettant de quantifier le  $Fe_2O_3$  et  $FeO$  des plagioclases expérimentaux, concentrations dont la connaissance est indispensable pour les comparer à celles de  $MgO$ ,  $Al_2O_3$  et  $Na_2O$  afin de vérifier les hypothèses du paragraphe 4.5.1.2.3.



•4.5.2 Etude des différents plagioclases des laves du Karthala et du Badjini

•4.5.2.1 Composition et terminologie

Le plagioclase est essentiellement présent sous forme de microlites dans la matrice. Il n'existe sous forme de phénocristaux que dans quelques laves du Karthala ancien ou du Badjini. Sa présence sous forme de quelques microphénocristaux dans les produits des éruptions récentes est importante, car elle suggère l'existence d'un fractionnement gabbroïque dans le mode de fonctionnement actuel du Karthala. Une description plus précise de leurs habitus et des laves qui les contiennent a été faite au § 2.3.3 et 2.2.1.

La figure 4.5.2.1 rassemble les analyses des plagioclases d'une enclave de gabbro, de certaines laves subaphyriques du Karthala et d'un échantillon de basalte porphyrique à plagioclases millimétriques du Badjini (B58).

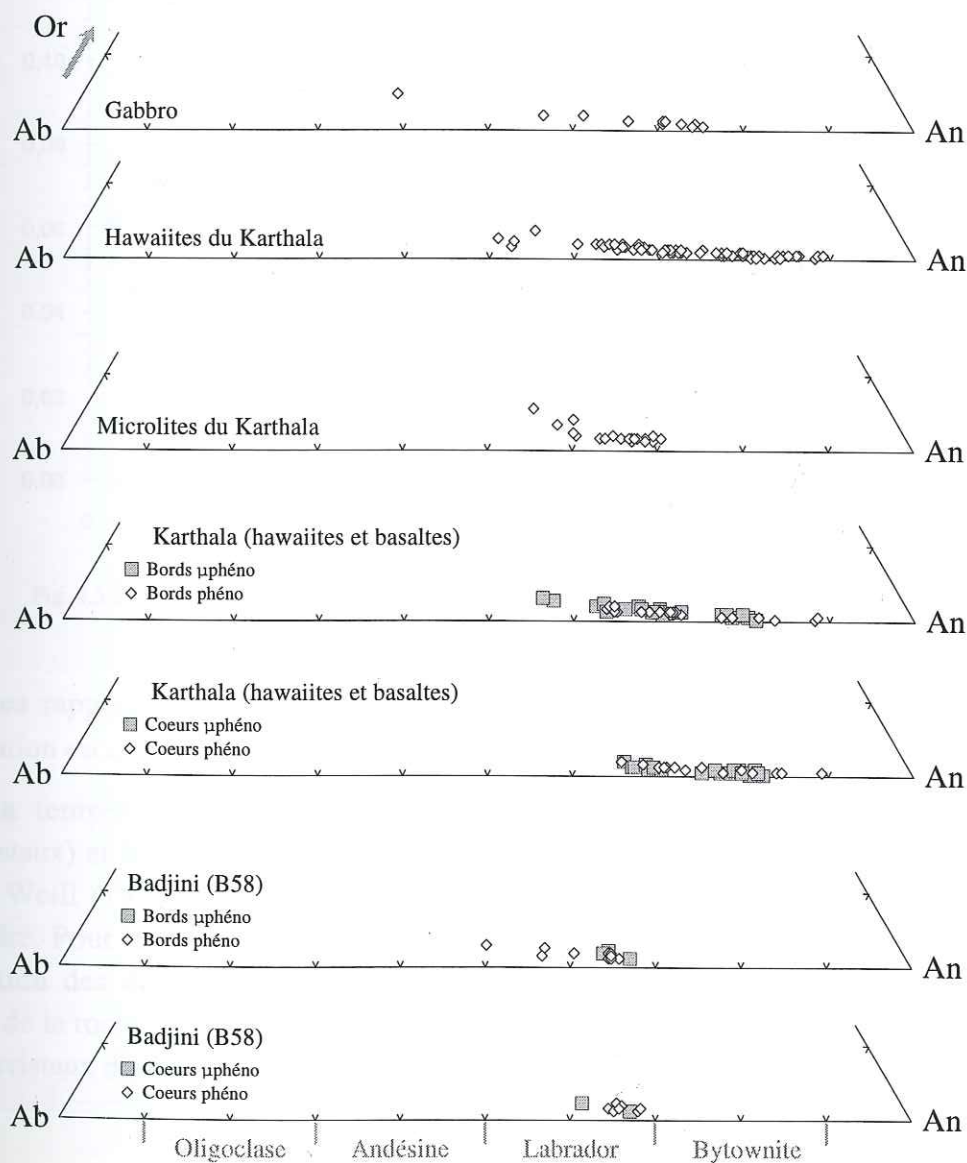


Fig. 4.5.2.1 : Teneurs en An, Ab et Or des plagioclases des laves et des enclaves du Karthala et du Badjini.

Les plagioclases du Karthala évoluent faiblement des bytownites des basaltes aux labradors des hawaiiites, en analogie avec la faible évolution de leurs laves. Les phénocristaux du

basalte porphyrique du Badjini (B58) sont des labradors, bien que cette lave soit un basalte peu évolué.

#### •4.5.2.2 Apport des plagioclases naturels sur les conditions physico-chimiques d'évolution de leurs laves

Nous avons vu que de nombreux auteurs estiment qu'un  $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$  compris entre 0,95 et 1,3 peut être considéré comme la traduction de l'équilibre chimique entre des plagioclases et leur lave hôte. Seuls quelques cœurs de microphéno et phénocristaux du Karthala sont alors en équilibre avec leur lave, la majorité ayant des  $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$  très élevés, ce qui en fait de potentiels xénocristaux. Les phénocristaux millimétriques de l'échantillon de basalte porphyrique du Badjini, avec des  $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$  compris entre 0,8 et 1, sont en léger déséquilibre, permettant de suspecter l'effet d'un fractionnement de plagioclases dans cette lave.

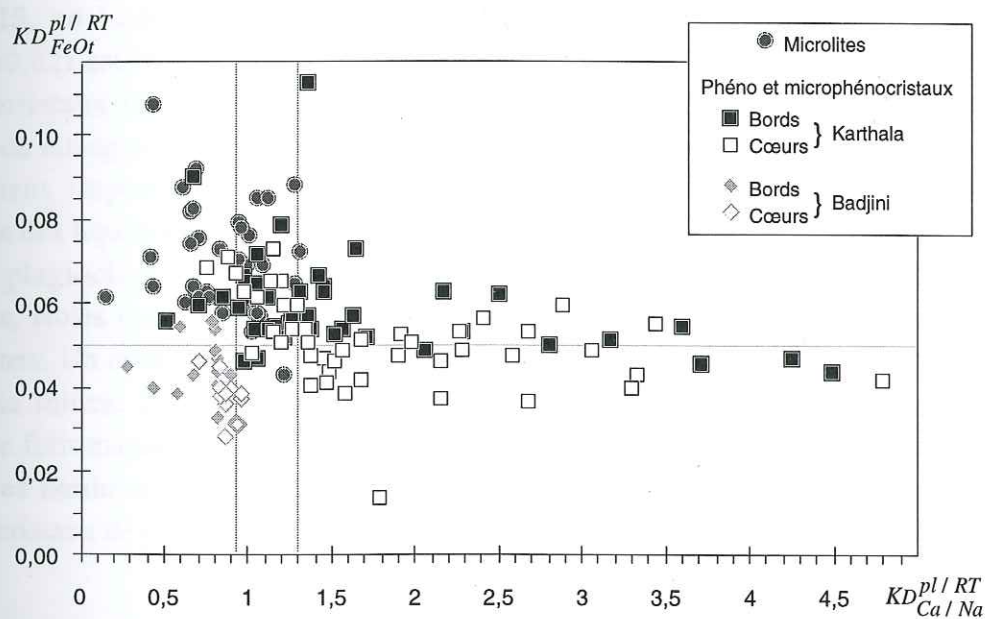


Fig. 4.5.2.2 : Evolution du  $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$  et du  $KD_{FeO}^{pl/RT}$  dans différentes zones de plagioclases de différentes tailles du Karthala et du Badjini.

Les rapports  $KD_{FeO}^{pl/RT} < 0,05$  des phénocristaux du Badjini indiquent que leur  $fO_2$  de cristallisation est certainement inférieure à celle des plagioclases du Karthala.

La température d'équilibre entre les cœurs des phénocristaux (ou des microphénocristaux) et la roche totale a été estimée à l'aide des géothermomètres de Drake (1976) et Kudo et Weill (1970). Celui de Drake bénéficie d'un plus grand nombre d'analyses pour le contraindre. Pour les microlites, la composition de la matrice a été calculée en retranchant la composition des différentes espèces de phénocristaux (dans leurs proportions modales) à l'analyse de la roche totale. Enfin, une tentative d'estimation de la  $fO_2$  de cristallisation sera faite pour les cristaux dont les  $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$  traduiront l'équilibre avec leur lave hôte.

#### • Les enclaves gabbroïques

Le plagioclase est présent dans les enclaves de gabbros et microgabbros, où il est généralement tardif et joue partiellement un rôle intercumulus. Sa composition varie



essentiellement entre 70 et 75% d'An, et de 0,28 à 0,53% de FeOt pour les cœurs traduisant des fO<sub>2</sub> de cristallisation relativement réductrices.

### • Les basaltes du Karthala

Différents cas se présentent, avec en grande majorité des plagioclases dont la composition évolue du cœur vers les bords moins riches en anorthite, traduisant la différenciation de leur lave mère au cours de leur cristallisation. Ceci est le cas pour des hawaïites du Karthala historique, mais aussi pour un de nos rares échantillons (K25) du Karthala intermédiaire (entre Karthala historique et ancien). La composition des plagioclases, constante jusqu'aux bords, semble permettre d'approcher les conditions physico-chimiques d'une lave très peu différenciée.

• **K25**, un basalte subaphyrique peu différencié (D.I.=27,8 - CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0,96 et MgO/FeOt=0,62) est le seul de nos échantillons à ce stade d'évolution possédant quelques microphénocristaux de plagioclase (≈1%). Cette lave se situe au départ de la lignée de différenciation clinopyroxénitique des laves du Karthala, elle ne devrait donc pas avoir subi de fractionnement important en clinopyroxène ou plagioclase. Elle peut donc être une représentante des liquides ne séjournant pas trop longtemps dans la chambre superficielle.

Les plagioclases se présentent sous forme de cristaux tabulaires parfaitement automorphes, isolés dans la matrice ou en agrégats associés ou non à des phénocristaux de clinopyroxènes. Un cristal un peu plus gros et moins riche en anorthite est également présent dans la lame mince. Il a une forme triangulaire, et ses bords diffus englobent quelques microlites de ferromagnésiens de la matrice. Ces caractéristiques traduisent une cristallisation tardive de ses bordures, synchrone de celle de la matrice, ce qui n'est pas le cas des autres microphénocristaux de plagioclase.

<b>K25</b>		An%	$KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$	FeOt%	$KD_{FeOt}^{pl/RT}$	$KD_{MgO}^{pl/RT}$	$KD_{Mg/Fe}^{pl/RT}$
Microphénocristal triangulaire	Cœur-Inter	71 à 74,4	1 à 1,2	0,54 à 0,66	0,048 à 0,059	0,016 à 0,019	0,27 à 0,39
	Bords	70,2 à 71,1	1	0,69 à 0,74	0,061 à 0,066	0,013 à 0,016	0,19 à 0,26
Microphénocristaux tabulaires	Cœurs	78,1 à 79	1,5 à 1,6	0,46 à 0,56	0,041 à 0,049	0,015 à 0,020	0,31 à 0,48
	Bords	76,7 à 80	1,4 à 1,6	0,70 à 0,82	0,063 à 0,112	0,009 à 0,010	0,13 à 0,15
Microlites		49,6 à 62,4	0,4 à 0,7	0,72 à 1,20	0,064 à 0,107	0,008 à 0,024	0,08 à 0,26

Ce plus gros microphénocristal a des caractéristiques microscopiques et des  $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$  inférieurs à 1,3 (tout comme les microlites) qui en font un plagioclase en équilibre avec la lave K25. Alors que les petits microphénocristaux tabulaires ont des  $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$  légèrement supérieurs à 1,3 et des teneurs en An aussi élevées aux cœurs que sur les bords, marquant ainsi le faible degré de différenciation de leur lave d'origine. Ces plagioclases, dont les bords ne sont même pas en équilibre avec K25, ont donc pu être repris par cette lave peu de temps avant son éruption.

Le calcul des températures de cristallisation a donc seulement été fait sur le cœur du gros microphénocristal, ainsi que sur les microlites par rapport à une composition de matrice estimée:

	An%	$KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$	Drake (1976)	Kudo et Weill (1970)	
			P(H <sub>2</sub> O) = 0	P(H <sub>2</sub> O) = 0	P(H <sub>2</sub> O) = 0,5 kbar
Cœur gros microphénocristal	74,4	1,2	1206°C	1218°C	1178°C
Microlites	62,2	0,7	1155°C	1154°C	1118°C



Cette température assez élevée ( $T_{\text{Drake}}=1206^{\circ}\text{C}$ ) calculée à partir de ce microphénocrystal de K25 peut être considérée comme une bonne estimation de la température d'une lave peu évoluée, ayant brièvement séjourné dans la chambre superficielle. Elle se rapproche en cela des températures (1190 à 1221°C) estimées à partir des couples olivines-basaltes porphyriques (§ 4.4.2.3).

• Les autres laves subaphyriques ayant des microphéno et/ou phénocristaux sont plus différenciées ( $33,4 > D.I. > 36,4$ ) mais restent proches de la limite basaltes-hawaïites. Leurs rapports  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,66$  à  $0,77$  et  $\text{MgO}/\text{FeO} = 0,43$  à  $0,52$ , les fait correspondre au trend d'évolution marqué par un fractionnement important de clinopyroxène, mais dont l'évolution des teneurs en Sr et Ba n'indique pas de fractionnement majeur de plagioclase.

Ces six laves appartiennent au Karthala actuel (K30, K80, et 89Ka7) ou au Karthala historique avec l'éruption de 1904 (K12), 1948 (K38) et de 1965 (K37). Elles sont subaphyriques (matrice > 97%) et se caractérisent principalement par la présence de quelques microphénocristaux de bytownite ou labrador automorphes (tabulaires) non zonés, ainsi que de nombreux microlites de plagioclase de grosse taille (K37). K80 a pour particularité de posséder quelques phénocristaux (jusqu'à 4mm) légèrement ou fortement arrondis sur leurs angles, dont la composition très riche en anorthite (84-86%) leur confère une origine particulière.

Les trois tableaux suivants rassemblent les principales caractéristiques chimiques des phénocristaux et microlites de ces six laves plus différenciées que K25 :

	An%	$KD_{\text{Ca/Na}}^{pl/RT}$	FeOt%	$KD_{\text{Fe/Oi}}^{pl/RT}$	$KD_{\text{MgO}}^{pl/RT}$	$KD_{\text{Mg/Fe}}^{pl/RT}$	
Cœurs microphénocristaux	<b>K12</b>	80 à 84	2,7 à 3,4	0,61 à 0,73	0,036 à 0,060	0,015 à 0,021	0,26 à 0,58
	<b>K80</b>	79 à 81	2,3 à 2,6	0,57 à 0,67	0,040 à 0,056	0,012 à 0,019	0,25 à 0,44
	<b>K37</b>	69,5 à 76	1,4 à 1,9	0,49 à 0,67	0,038 à 0,053	0,018 à 0,027	0,47 à 0,58
	<b>K30</b>	70 à 77	1,2 à 2,2	0,5 à 0,65	0,037 à 0,054	0,020 à 0,037	0,43 à 0,99
	<b>K38</b>	67,5 à 78	1,1 à 2	0,62 à 0,90	0,040 à 0,073	0,021 à 0,030	0,33 à 0,46
	<b>89Ka7</b>	65 à 77	1,2 à 2,2	0,55 à 0,78	0,045 à 0,065	0,017 à 0,020	0,28 à 0,37
Bords microphénocristaux	<b>K12</b>	61 à 83	1,1 à 3,2	0,61 à 0,87	0,050 à 0,072	0,022 à 0,040	0,35 à 0,64
	<b>K80</b>	74 à 81	1,7 à 2,5	0,59 à 0,74	0,043 à 0,062	0,010 à 0,020	0,19 à 0,47
	<b>K37</b>	63 à 72	1 à 1,5	0,65 à 1	0,050 à 0,078	0,017 à 0,033	0,29 à 0,49
	<b>K30</b>	64 à 72	1 à 1,6	0,64 à 0,77	0,046 à 0,065	0,014 à 0,024	0,25 à 0,50
	<b>K38</b>	54,5 à 67	0,7 à 1,1	0,67 à 1,11	0,054 à 0,090	0,023 à 0,024	0,26 à 0,44
	<b>89Ka7</b>	68 à 72	1,4 à 1,6	0,64 à 0,67	0,054 à 0,057	0,020 à 0,050	0,37 à 0,93
Microlites	<b>K12</b>	66 à 67	1,3	0,88 à 1,07	0,072 à 0,088	0,025 à 0,028	0,31 à 0,34
	<b>K80</b>	65	1,1	1,02	0,085	0,006	0,08
	<b>K37</b>	53,5 à 67	0,7 à 1,2	0,55 à 0,78	0,043 à 0,061	0,022 à 0,033	0,45 à 0,57
	<b>K30</b>	60 à 64	0,8 à 1	0,76 à 0,93	0,046 à 0,078	0,010 à 0,022	0,14 à 0,21
	<b>K38</b>	58 à 70	0,8 à 1,3	0,77 à 0,79	0,062 à 0,064	0,21 à 0,25	0,32 à 0,41

Les microphénocristaux dont les bords ont des teneurs en anorthite assez différentes de leur cœur (K30, K38 et 89Ka7) sont ceux dont les cœurs sont en équilibre avec la lave ( $KD_{\text{Ca/Na}}^{pl/RT} \leq 1,3$ ). Ces cœurs ont été choisis pour effectuer le calcul des températures d'équilibre par rapport à l'analyse de la roche totale. Une estimation de la composition de la matrice permet également de faire ces calculs pour les microlites, avec toutefois une erreur certaine.



Cœurs de microphénocristaux			Drake (1976)	Kudo et Weill (1970)	
Echt.	An%	$KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$	P(H <sub>2</sub> O) = 0	P(H <sub>2</sub> O) = 0	P(H <sub>2</sub> O) = 0,5 kbar
<b>K30</b>	69,2	1,3	1192°C	1200°C	1162°C
<b>K37</b>	69,9	1,38	1203°C	1213°C	1174°C
<b>K38</b>	67,5 à 68,7	1,1 à 1,2	1189 à 1193°C	1196 à 1202°C	1157 à 1163°C
<b>89Ka7</b>	64,7 à 67,4	1,2 à 1,3	1174 à 1185°C	1177 à 1191°C	1140 à 1153°C

Microlites			Drake (1976)	Kudo et Weill (1970)	
Echt.	An%	$KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$	P(H <sub>2</sub> O) = 0	P(H <sub>2</sub> O) = 0	P(H <sub>2</sub> O) = 0,5 kbar
<b>K12</b>	66,1 à 66,6	1,3	1178 à 1180°C	1182 à 1185°C	1145 à 1148°C
<b>K30</b>	63,1 à 64,3	1,0	1167 à 1171°C	1168 à 1174°C	1132 à 1137°C
<b>K37</b>	63,5 à 67	1,1 à 1,2	1167 à 1181°C	1168 à 1186°C	1132 à 1148°C
<b>K38</b>	58,1	0,8	1153°C	1151°C	1115°C
<b>K80</b>	64,8	1,1	1185°C	1190°C	1153°C

Bien qu'elles soient inférieures à celle de K25, ces températures restent dans une gamme assez élevée, ce qui correspond au faible degré de différenciation de ces laves.

K80 fournit l'exemple d'une lave possédant de rares phéno et microphénocristaux de bytownite quasiment euhédraux. Leur composition très riche en anorthite contraste fortement avec celle des microlites de cette hawaïite subaphyrique. Une coupe du cœur au bord d'un phénocristal de 4 mm permet de souligner la constance de sa composition chimique :

	An%	FeOt%	$KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$	$KD_{Mg/Fe}^{pl/RT}$
Cœur	84,6	0,48	3,3	0,44
Intermédiaire	83,9	0,59	3,1	0,38
Bord - 15μm	85,7	0,64	3,6	0,69
Bord	85,8	0,54	3,7	0,26

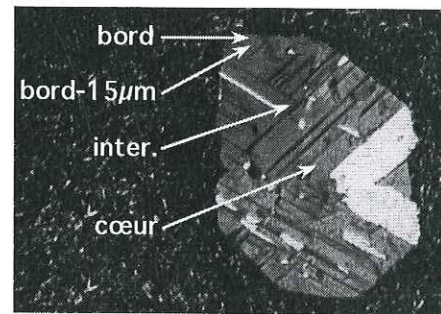


Photo 32 : phénocristal de bytownite (K80).

Une telle composition, même sur les bords, en fait des xénocristaux qui n'ont pu que se résorber dans cette lave hôte (l'arrondi des angles en témoigne) sans avoir l'occasion de catalyser la cristallisation d'une bordure plus albitique, telle que celle des microphénocristaux. La pauvreté en Fe de leur "bord" témoigne d'une cristallisation plus précoce à fO<sub>2</sub> plus réductrice que lors de l'émission de la lave.

Une telle richesse en anorthite implique une température de cristallisation très élevée et une pression très faible, ainsi que des liquides moins évolués. Leurs  $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$  très élevés témoignent d'un déséquilibre irréfutable, et les estimations de températures avoisinant 1300°C sont beaucoup trop élevées pour une hawaïite.

Aussi, par leur habitus, leur composition constante jusqu'aux bords et leurs  $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$ , ces cristaux sont certainement l'exemple de xénocristaux ayant cristallisé antérieurement depuis un magma moins alcalin, récupérés par cette lave dans sa zone de stockage et de différenciation, peu de temps avant l'éruption ou lors de son ascension vers la surface.

#### • Les basaltes à plagioclases (Badjini et Karthala ancien)

Seul un exemple de ces basaltes particuliers a été étudié précisément : il s'agit d'une lave du Badjini (B58) très riche en phénocristaux plurimillimétriques à centimétriques de plagioclase



(>18%). Ceux-ci se présentent sous deux habiti différents : en lattes associées en gerbes, ou en gros cristaux trapus.

Ces différents phénocristaux sont chimiquement assez homogènes, et restent proches des compositions des microlites :

### B58

Cœurs phéno-microphénocristaux

Bords phéno-microphénocristaux

Microlites

An%	$KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$	FeOt%	$KD_{FeOt}^{pl/RT}$	$KD_{MgO}^{pl/RT}$	$KD_{Mg/Fe}^{pl/RT}$
64 à 67	0,8 à 1	0,39 à 0,48	0,028 à 0,046	0,016 à 0,024	0,41 à 0,66
55 à 63	0,6 à 0,8	0,51 à 0,68	0,039 à 0,056	0,009 à 0,023	0,33 à 0,55
55 à 57,5	0,6	0,62 à 0,75	0,049 à 0,060	0,012 à 0,013	0,21 à 0,25

Malgré un rapport  $CaO/Na_2O=3,85$  qui n'est pas le plus élevé parmi nos échantillons, les faibles concentrations en CaO et  $Na_2O$  de cette lave et les faibles  $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$  de ses plagioclases permettent de suspecter l'influence d'un fractionnement de plagioclase au cours de son évolution.

An%	$KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$	Drake (1976)	Kudo et Weill (1970)	
		P(H <sub>2</sub> O) = 0	P(H <sub>2</sub> O) = 0	P(H <sub>2</sub> O) = 0,5 kbar
60,2 à 67,3	0,7 à 1	1147 à 1176°C	1143 à 1179°C	1108 à 1142°C

Aussi les faibles températures obtenues sur ces phénocristaux peuvent avoir été minorées de quelques degrés par le fractionnement d'une partie de ces plagioclases.

#### •4.5.2.3 Estimation de la $fO_2$ de cristallisation des plagioclases

Les températures obtenues sur les cœurs de plagioclases apparemment en équilibre avec leur lave hôte sont très proches des températures expérimentales de Phinney (1180°C) et de Sato (1200 et 1220°C), elles peuvent donc nous permettre d'estimer les conditions de fugacité d'oxygène lors de leur cristallisation. Seules les expériences de Sato et Phinney, mieux contraintes que les nôtres, ont été choisies pour calculer les  $\log fO_2$  correspondant aux  $KD_{FeOt}^{pl/RT}$ , ceux-ci associés à leurs températures permettant de déterminer le tampon correspondant (QFM, NNO, ...). Ce tampon est alors comparable pour toutes les températures. Une estimation à partir des  $KD_{MgO/FeOt}^{pl/RT}$  a également été faite à titre de comparaison, mais ne sera pas discutée pour les raisons données dans le § 4.5.1.2.

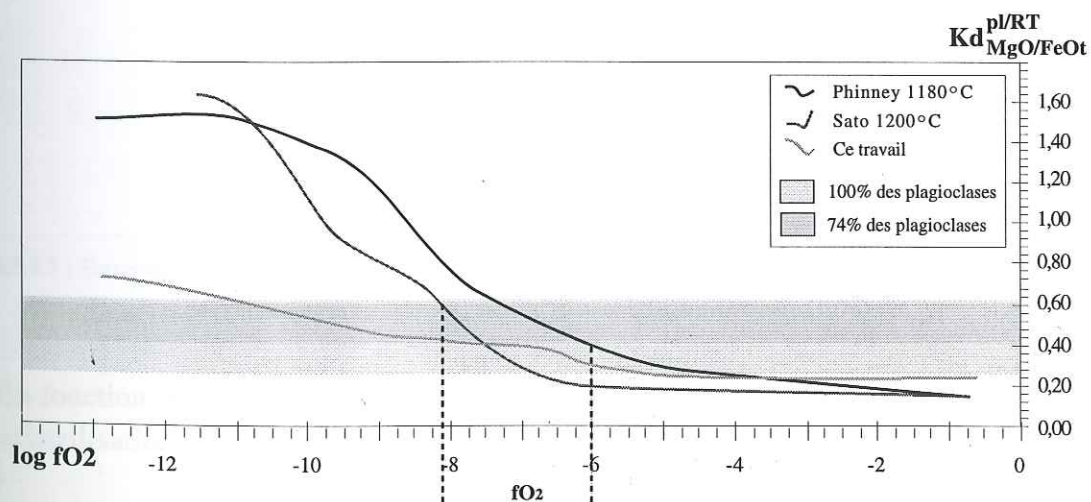


Fig. 4.5.2.3.a :  $KD_{MgO/FeOt}^{pl/RT}$  des plagioclases du Karthala et du Badjini par rapport aux résultats expérimentaux.



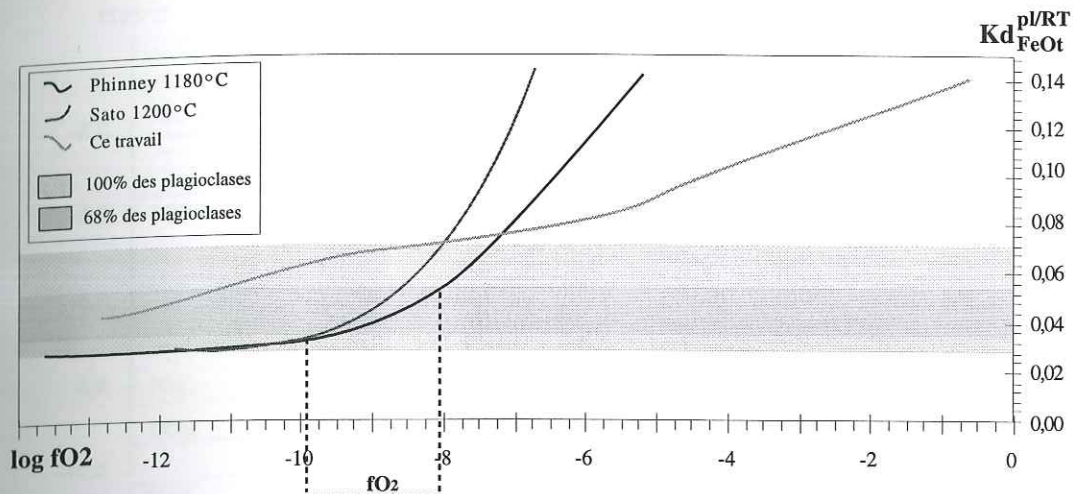


Fig. 4.5.2.3.b :  $KD_{FeO}^{pl/RT}$  des plagioclases du Karthala et du Badjini par rapport aux résultats expérimentaux.

Dans les figures 4.5.2.2.4.a et b sont reportées les courbes calculées pour les données de Sato (1989) et Phinney (1992). Nos données n'ayant pas été acquises avec une précision comparable et dans le même but, un tracé rejoignant nos différents points est reporté pour  $KD_{FeO}^{pl/RT}$  et  $KD_{MgO/FeO}^{pl/RT}$ . Pour chacun d'eux, la gamme totale des différents  $KD$  obtenus pour tous les plagioclases en équilibre est indiquée par la zone gris clair, alors que la gamme la plus représentative est soulignée en gris foncé.

Ech.	T° Drake	$KD_{FeO}^{pl/RT}$		$KD_{MgO/FeO}^{pl/RT}$	
K 25	1206°C	0,059	QFM-0,1	0,27	NNO+0,7
K 30	1192°C	0,054	QFM	0,53	NNO-0,3
K 37	1202°C	0,047	WM+0,1	0,49	NNO-0,3
K 37	1203°C	0,040	<WM	0,57	QFM+0,4
K 38	1189°C	0,065	NNO+0,1	0,46	NNO+1,3
K 38	1189°C	0,073	NNO+0,4	0,33	NNO+2,1
K 38	1193°C	0,050	QFM-0,2	0,41	NNO+0,1
89 Ka 7	1174°C	0,065	NNO+0,3	0,28	NNO+3,2
89 Ka 7	1185°C	0,054	NNO-0,3	0,37	NNO+2
B 58	1147°C	0,046	QFM+0,4	0,52	NNO+1,5
B 58	1162°C	0,045	QFM+0,3	0,44	NNO+1,7
B 58	1163°C	0,040	QFM-0,1	0,60	NNO+0,7
B 58	1163°C	0,038	QFM-0,3	0,58	NNO+0,9
B 58	1165°C	0,038	QFM-0,3	0,43	NNO+1,8
B 58	1165°C	0,036	QFM-0,3	0,60	NNO+0,7
B 58	1166°C	0,028	<WM	0,63	NNO+0,4
B 58	1170°C	0,040	QFM-0,2	0,49	NNO+1,4
B 58	1173°C	0,031	<WM	0,57	NNO+0,8
B 58	1176°C	0,039	QFM-0,3	0,41	NNO+1,7

Tab. 4.5.2.3 : Estimation des  $fO_2$  de cristallisation des plagioclases du Karthala et du Badjini, à partir des  $KD_{FeO}^{pl/RT}$  et  $KD_{MgO/FeO}^{pl/RT}$ , et des températures calculées à l'aide du géothermomètre de Drake (1976).

En fonction des températures calculées à partir du géothermomètre de Drake (1976), la  $fO_2$  de cristallisation de chaque plagioclase a été estimée à l'aide des résultats de Sato ou de Phinney.

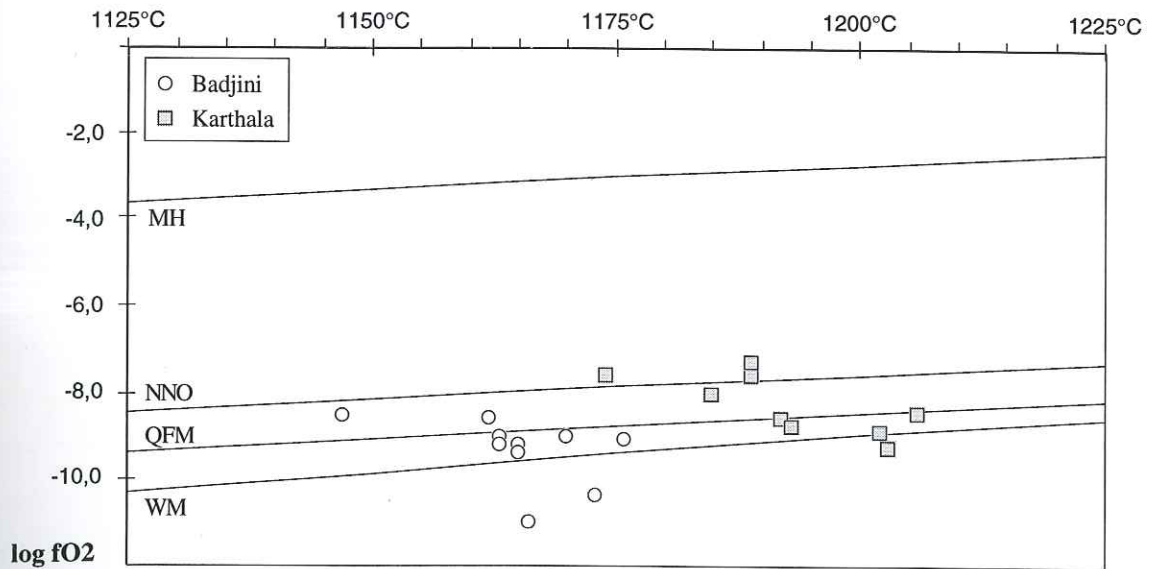


Fig. 4.5.2.3.c : Résultats des estimation de températures à l'aide du géothermomètre de Drake (1976) et des  $fO_2$  de cristallisation des plagioclases du Karthala et du Badjini à partir des résultats expérimentaux de Sato (1989) et de Phinney (1992).

Les plagioclases du Badjini indiquent une  $fO_2$  proche de QFM et WM, alors que pour ceux du Karthala elle couvre une gamme plus large allant de WM à NNO, qui sont des conditions loin d'être incompatibles avec celles citées habituellement pour les basaltes océaniques. Les plus faibles  $K_D^{pl/RT}_{FeO}$  correspondent en majorité à la gamme de  $fO_2$  où ce rapport reste stable et inférieur à 0,4, ce qui engendre une forte incertitude et ne permet pas de retenir le tampon estimé (<WM). Les  $K_D^{pl/RT}_{MgO/FeO}$  donnent des  $fO_2$  supérieures de 1 à 3 unités log, mais pâtissent certainement d'une erreur analytique importante sur l'analyse des faibles concentrations en MgO de nos plagioclases.





**•4.6**

**Les oxydes**



## •4.6

### Les oxydes

## •4.6 LES OXYDES :

La **chromite** incluse dans l'olivine est relativement homogène en  $Al_2O_3$  et  $Cr_2O_3$ . Au contraire, sa zonation vis à vis de  $FeO$  et  $MgO$  témoigne de rééquilibres tardifs.

Echt.	Zone	$Al_2O_3$	$Cr_2O_3$	$MgO$	$FeO$	$MnO$	$NiO$	$TiO_2$	Cr#	Mg#
K35 - Sp7	c	13,18	42,80	12,06	27,84	0,21	0,20	2,55	68,5	55,0
	i	13,25	43,17	12,31	27,43	0,24	0,12	2,32	68,6	56,4
	b-12 $\mu$ m	13,30	43,06	11,09	28,61	0,26	0,14	2,45	68,5	51,1
	b Oli	12,97	42,49	9,99	30,61	0,30	0,15	2,36	68,7	46,6
K14 - Sp4	c	14,60	38,65	12,37	29,68	0,20	0,24	2,92	64,0	55,6
	b Oli	14,24	39,43	11,60	30,04	0,26	0,20	2,97	65,0	52,5
K6 - Sp1	c	14,57	42,83	11,06	27,86	0,28	0,18	2,22	66,3	51,0
	b Oli	14,36	42,27	10,97	28,65	0,29	0,22	2,16	66,4	50,7

Aux contacts de l'olivine, la concentration en  $MgO$  des chromites diminue et celle en  $FeO$  augmente, en réponse à un rééquilibrage entre les deux phases à faible température (Roeder et al, 1979). Le fort coefficient de partage du fer entre les spinelles et les silicates ferromagnésiens est donc fonction de  $1/T^\circ$ , mais dépend également de la composition des spinelles et plus précisément des fractions molaires en  $Cr^{3+}$ ,  $Al^{3+}$  et  $Fe^{3+}$  (Irvine, 1965). Le Cr et l'Al de ces spinelles sont des cations à faibles vitesses de diffusion. Leur concentration n'évolue pas significativement, les cristaux étant isolés du liquide.

Les chromites en contact avec la matrice ont des variations de composition plus ou moins importantes du cœur vers les bords, avec des pertes plus élevées en  $MgO$  et  $Cr_2O_3$  compensées par un enrichissement en  $FeO$  et  $Al_2O_3$ . Cette zonation témoigne d'un rééquilibrage en cours.

Echt.	Zone	$Al_2O_3$	$Cr_2O_3$	$MgO$	$FeO$	$MnO$	$NiO$	$TiO_2$	Cr#	Mg#
K5 - Sp2	c	12,96	41,70	12,88	28,13	0,24	0,15	2,62	68,3	58,5
	b matrice	15,03	39,03	10,02	31,61	0,30	0,17	2,66	63,5	46,0
K14 - Sp3	c	12,97	45,69	12,82	25,22	0,18	0,13	1,95	70,3	59,0
	b matrice	14,86	40,21	7,40	33,77	0,42	0,13	2,18	64,5	35,0

La richesse en  $Al_2O_3$  des spinelles est essentiellement fonction de celle du liquide basaltique avec lequel elles sont en équilibre, le coefficient de partage  $D_{Al}^{Sp/liq}$  augmentant de plus avec la concentration en  $Al_2O_3$  du liquide (Maurel et Maurel, 1982). La substitution Cr-Al qui affecte les bords de ces spinelles est la traduction d'un rééquilibrage direct avec le liquide différencié dans lequel elles baignent.

Les rares chromites rencontrées au contact de clinopyroxènes sont appauvries en  $Cr_2O_3$  et enrichies en  $Al_2O_3$  et  $FeO$ .

Les Cr# élevés, les Mg# moyens et les teneurs non négligeables en  $TiO_2$  des cœurs de ces spinelles, en font les produits d'une cristallisation plutôt que des résidus de fusion partielle. Leur inclusion dans les olivines indique que leurs fractionnements furent synchrones. Ce fractionnement d'Ol+Sp est précoce dans l'évolution des laves du Karthala, comme en témoigne l'inclusion de ces mêmes olivines dans les clinopyroxènes plurimillimétriques du Karthala (photo 10).



La **titanomagnétite** se rencontre en inclusion dans les phénocristaux de clinopyroxène, sur les bordures des plagioclases, et libre dans la matrice. Lorsqu'elle baigne dans la matrice, sa composition peut évoluer légèrement, mais reste fréquemment homogène du cœur aux bords. Celles en inclusion dans les clinopyroxènes montrent un rééquilibrage des bordures, qui se traduit par un enrichissement plus ou moins avancé en  $Al_2O_3$  et  $FeO$  aux dépens de  $TiO_2$ .

L'**ilménite** n'a été observée et analysée que dans les enclaves de gabbros échantillonnées par certaines éruptions du Karthala. Elle reste nettement secondaire par rapport à l'abondance de la titanomagnétite. La présence de ces deux phases dans ces gabbros nous a permis d'utiliser le géothermomètre-oxybaromètre de Buddington et Lindsley (1964) sous sa forme informatique (Ghiorso and Carmichael, 1981) et non pas graphique. Nous avons obtenu deux températures différentes et des fugacités d'oxygène proches :

1055°C	QFM-0,2	1051°C / $fO_2$ -10,4 à 1063°C / $fO_2$ -10,2
1160°C	QFM+0,2	1158°C à -8,5 à 1162°C à -8,6

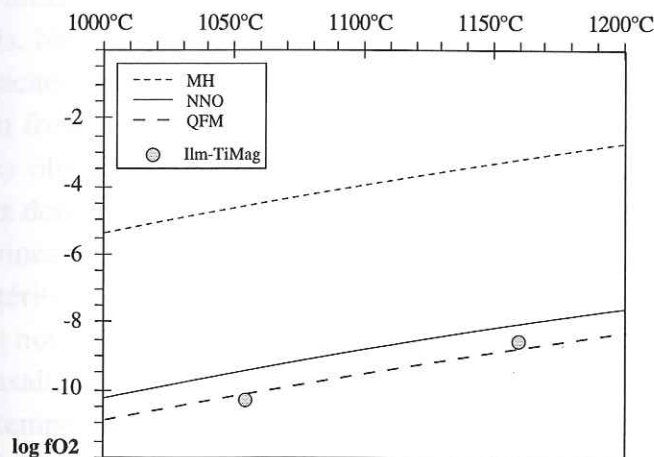


Fig. 4.6 : Températures et  $fO_2$  obtenues sur des couples titanomagnétite-ilménite d'une enclave gabbroïque du Karthala.

La température la plus élevée et sa  $fO_2$  se rapprochent des résultats obtenus à partir du  $KD_{FeO}^{Ilm/TiMag}$  des plagioclases du Karthala, la plus faible nous indiquant que cette  $fO_2$  se serait maintenue lors du refroidissement.

#### • 4.7 APPORT DE LA MINÉRALOGIE A L'ÉTUDE DE LA PÉTROGÈNESE DES LAVES DU KARTHALA ET DU BADJINI

L'ensemble de cette étude minéralogique nous a permis d'estimer différentes conditions physico-chimiques d'équilibre des phases présentes dans les laves du Karthala.

Le clinopyroxène est une phase qui, à part pour Fe et Mg, est chimiquement peu sensible aux rééquilibrages. Il nous a ainsi permis de mettre en évidence le fractionnement polybarique des laves du Karthala. De nombreux clinopyroxènes indiquent une cristallisation dans des conditions superficielles voisines des clinopyroxènes des gabbros, et quelques phénocristaux dans celles des clinopyroxènes des enclaves de clinopyroxénites. En référence à des données expérimentales reprises dans le diagramme Ti-Al<sup>IV</sup>-Al<sup>VI</sup>, nous avons pu estimer la pression de cristallisation de ces clinopyroxènes précoces à 8-10 kbar.

Les cœurs de phénocristaux d'olivine ont des compositions très riches en forstérite (Fo% = 84 à 87%) et en nickel (NiO = 0,15 à 0,35%) traduisant des conditions d'équilibre avec des liquides peu évolués. Nos travaux expérimentaux sur un basalte naturel (85Ka81) ont également montré que des fugacités d'oxygène suffisamment importantes peuvent être également à l'origine de cette richesse en forstérite. Notre expérience à température constante (1150°C) et à  $fO_2 = NNO$  a produit des olivines dont les teneurs en forstérite variées (78 à 83%) marquent la transition entre deux domaines régis par des lois  $Fo\% = f(fO_2)$  distincts. L'un à faibles  $fO_2$  (IQF à QFM) où les olivines qui cristallisent sont pauvres en forstérite, l'autre à fortes  $fO_2$  (Air) où leur teneur en forstérite devient nettement plus importante. Le géothermomètre de Leeman et Scheidegger (1977) nous a permis d'estimer des températures d'équilibre olivine-lave hôte. Les couples olivine-basalte subaphyrique donnent de faibles températures (1125 à 1172°C) témoignant de la température des magmas évoluant en chambre superficielle. Les couples olivine-basalte à olivine ou océanite donnent des températures plus élevées (1190 à 1221°C) qui représentent :

- soit un déséquilibre entre des xénocristaux et une lave hôte émise à températures nettement plus importantes que celle calculée.
- soit un réel équilibre, et dans ce cas ces océanites seraient de réels magmas picritiques.

Des températures d'équilibre similaires (1147 à 1206°C) ont été calculées à l'aide du géothermomètre de Drake (1976) appliqué à des couples plagioclase-lave hôte. Les résultats expérimentaux de Sato (1989) et Phinney (1992) sur les coefficients de partage du Fe et du Mg entre plagioclase et liquide, nous ont également permis de tester une méthode de détermination de  $fO_2$  de cristallisation s'appuyant sur les résultats géothermométriques. La  $fO_2$  de cristallisation estimée est proche de QFM pour les plagioclases de l'échantillon du Badjini (B58), et comprise entre WM et NNO pour ceux des laves du Karthala. La possibilité d'un faible fractionnement de plagioclase pour l'échantillon du Badjini (B58) peut être à l'origine d'une sous-estimation des températures calculées, et dans ce cas leur  $fO_2$  de cristallisation serait supérieure à celle calculée.



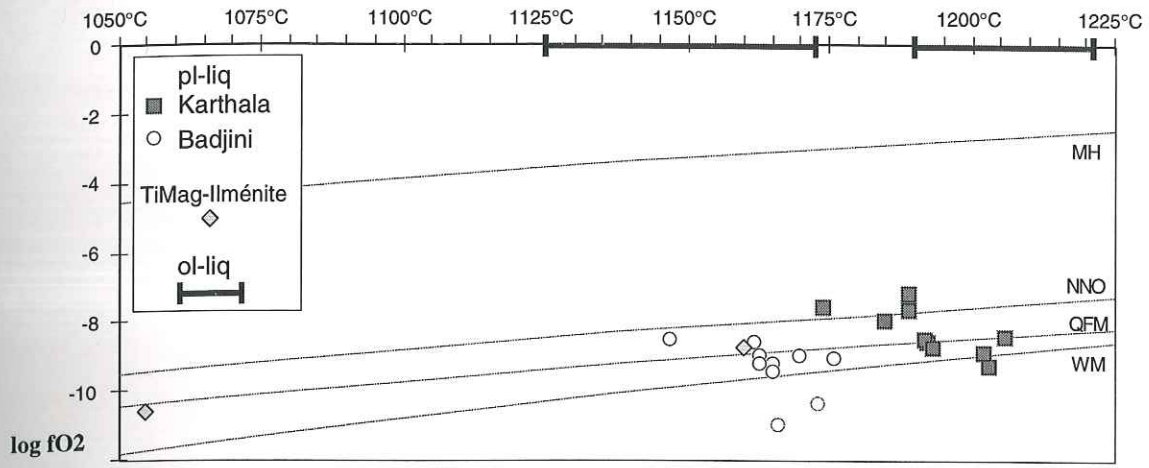


Fig. 4.7 : Synthèse des températures et  $fO_2$  calculées à partir des couples olivine-liquide, des plagioclase-liquide et ilménite-titanomagnétite.

• 5

**Pétrogenèse des magmas du Karthala et du  
Badjini**



## Pétrogenèse des magmas du Karthala et du Badjini

Le volcanisme de point chaud, tel que celui de l'archipel des Comores, est la manifestation en surface de remontées de matériel depuis le manteau. Celui-ci peut provenir de différentes sources mantelliques telles qu'une source profonde enrichie du panache, le manteau sus-jacent appauvri, ainsi que le résultat d'interactions avec la lithosphère océanique. La source mantellique profonde d'un point chaud a généralement une composition uniforme, les variations chimiques et isotopiques observées dans les basaltes d'îles océaniques résultant généralement de la fusion plus ou moins importante de la lithosphère.

## • 5.1 PÉTROGÉNÈSE EXPÉRIMENTALE ET CONTEXTE GÉODYNAMIQUE

L'expérimentation à haute pression, sur des péridotites ou des compositions théoriques du manteau enrichi, nous fournit de plus en plus de références nous permettant d'appréhender les conditions de fusion partielle et leurs conséquences sur la nature des liquides produits.

Les travaux expérimentaux ont depuis longtemps souligné l'enrichissement en MgO des liquides basaltiques avec l'augmentation du degré de fusion partielle, et donc de la température (Fig. 5.1.a), en relation avec la contribution de plus en plus grande de l'orthopyroxène, puis de l'olivine :

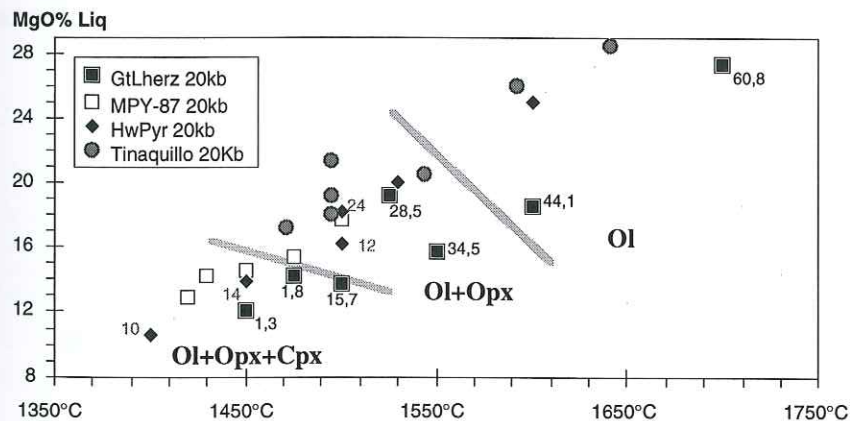


Fig. 5.1.a : MgO% de liquides expérimentaux à 20 kbar, en équilibre avec différentes paragenèses (origines : cf texte), les chiffres précisés à côté de certains points sont les pourcentages de liquides.

Ces concentrations en MgO de liquides expérimentaux sont extraites de :

- \* Falloon et al. (1988) :
  - Une composition de pyrolite hawaïenne proche de celle de Ringwood (1966), caractérisant le manteau enrichi (HwPyr).
  - Une lherzolite à Spinelle de Tinaquillo, caractérisant le manteau appauvri.
- \* Falloon et Green (1988) : MPY-87 est la pyrolite de Ringwood dont la composition a été légèrement enrichie en Fe.
- \* Mysen et Kushiro (1977) : une lherzolite à Grenat d'une kimberlite du Lesotho (GtLherz).

Ces expérimentations, ainsi que d'autres (Takahashi et Kushiro, 1983 - Takahashi et Scarfe, 1985) ont également mis en évidence l'enrichissement en MgO et en alcalins des liquides



issus des plus faibles degrés de fusion partielle à l'équilibre avec la paragenèse Ol+Opx+Cpx±phase alumineuse, avec l'augmentation de la pression de fusion et la nature de la phase alumineuse (Pl, Sp ou Gt) :

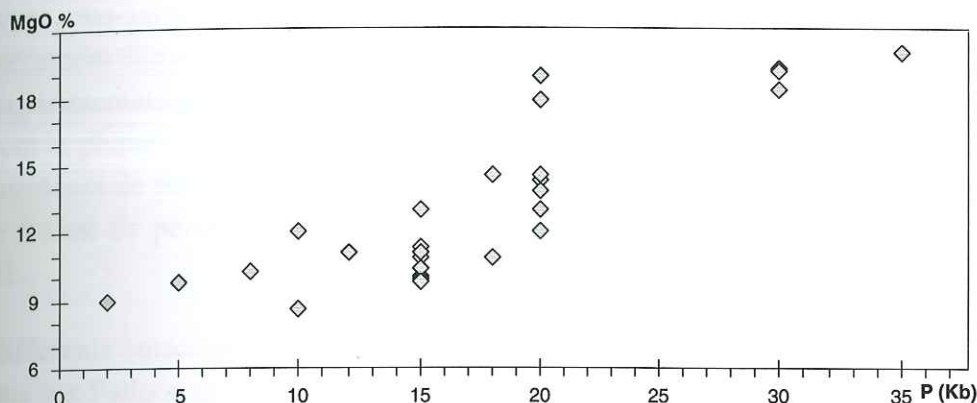


Fig. 5.1.b : Enrichissement en MgO% des liquides expérimentaux en équilibre avec la paragenèse Ol+Opx+Cpx±phase alumineuse avec l'augmentation de la pression (origine: cf texte).

Ce qui se traduit, pour de faibles degrés de fusion partielle, par des liquides de plus en plus riches en Ol et Ne normatifs. La projection dans le diagramme Ol-Qz-(Jd+CaTs) depuis le pôle diopside (Jaques et Green, 1980) permet de visualiser ces évolutions en fonction de la pression et par rapport aux différents cotectiques Ol+Opx et Ol+Opx+Cpx.

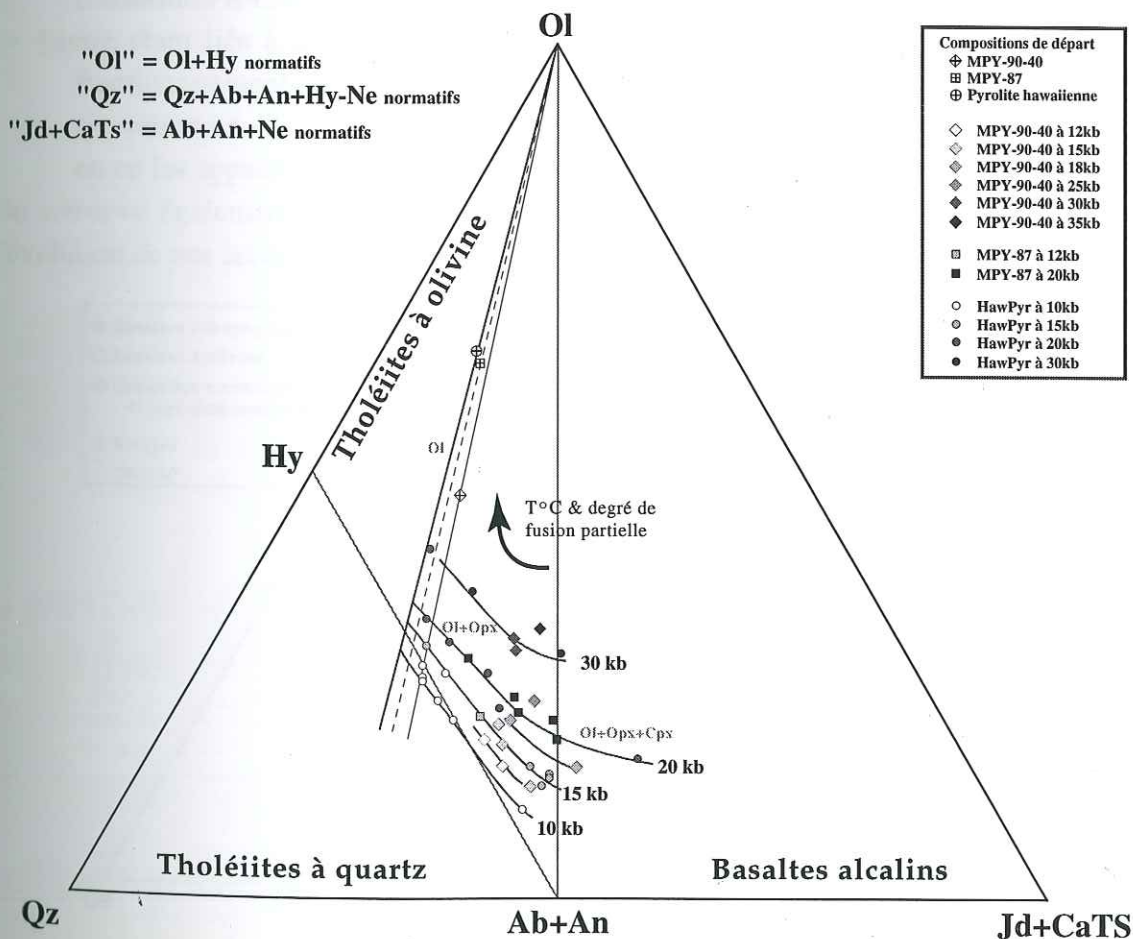


Fig. 5.1.c : Projection depuis le diopside, de différentes compositions de liquides expérimentaux en équilibre à HP, dans le diagramme Ol-Qz-(Jd+CaTs) de Jaques et Green (1980).

\* MPY-90-40 est la pyrolite de Ringwood dont la composition est minorée de 40% d'olivine (Fo=91,6%), (Falloon et Green, 1988).

Mais les quantités de liquide produites dans ces expérimentations de Falloon et al. (1988) sont toujours très importantes ( $\geq 10\%$ ) et ne permettent pas de déterminer le comportement des liquides et l'évolution des cotectiques Ol+Opx+Cpx+phase alumineuse, plus loin dans le domaine sous-saturé lorsque la phase alumineuse ou le clinopyroxène n'ont pas encore été complètement éliminés, et que la péridotite est dans des conditions plus proches de son solidus. Ces expérimentations sont souvent effectuées à partir de compositions théoriques de péridotites et visent la plupart du temps à cerner la pétrogénèse des laves tholéïtiques (Hawaii), c.à.d. dans des domaines de pression mantellique inférieure à 20 kbar. Les liquides basaltiques issus d'une faible fusion de péridotites à des pressions supérieures à 20 kbar restent un domaine moins abordé.

Les différents cotectiques Ol+Opx et Ol+Opx+Cpx définis à l'aide des liquides expérimentaux obtenus par Falloon et Green (1988) peuvent nous permettre de déterminer comparativement les pressions de fusion partielle à l'origine de nos laves aphyriques les moins différenciées.

La projection de nos échantillons et de ceux dits "SUFK" dans le diagramme de Jaques et Green (1980) permet de retrouver le contrôle de l'olivine sur nos océanites et ankaramites (Fig. 5.1.d).

La dispersion de nos laves entre les pôles Qz et (Jd+CaTs) a deux origines :

- l'une primaire, liée au degré de fusion partielle de leur source, les plus faibles degrés produisant des liquides sous-saturés en silice et enrichis en composante "Jd+CaTs". Notre échantillon K42 est le plus riche en néphéline normative.
- l'autre étant liée à la nature de la paragenèse fractionnant lors de leur différenciation, le fractionnement de plagioclase en quantité importante augmentant le degré de sous-saturation en silice de nos basaltes alcalins en les enrichissant en composant "Jd+CaTs" ou en les appauvrissant en "Qz".

On retrouve également l'influence de l'olivine dans l'enrichissement de nos océanites et dans l'évolution de nos laves aphyriques vers le joint Qz-(Jd+CaTs).

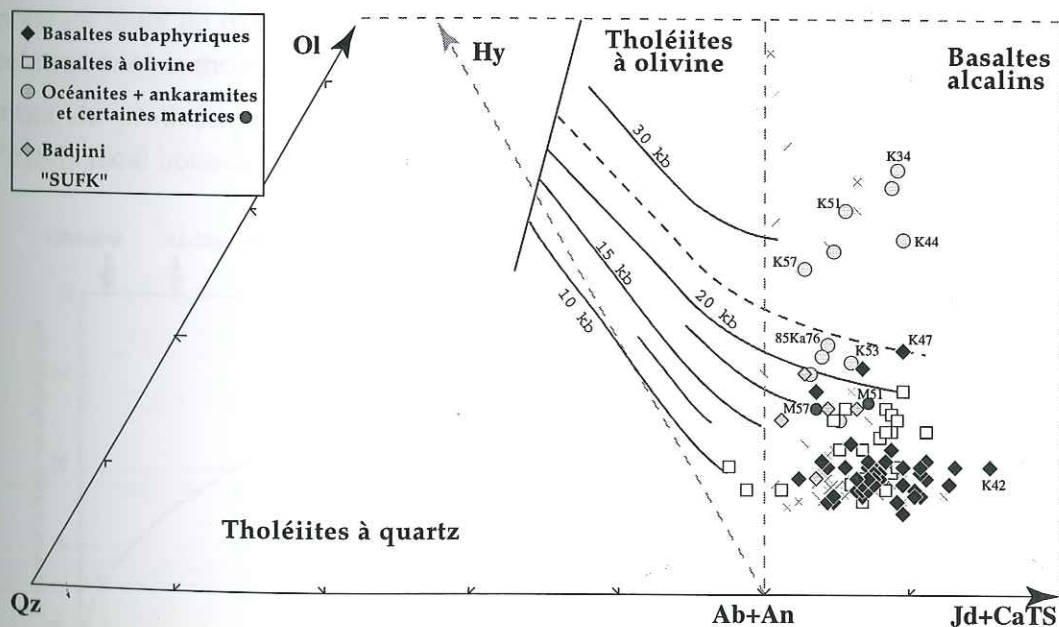


Fig. 5.1.d : Projection depuis le diopside, des compositions des laves du Karthala et du Badjini, dans le diagramme Ol-Qz-(Jd+CaTs) de Jaques et Green (1980).

Ce diagramme étant une projection depuis le diopside, le fractionnement de clinopyroxène n'affecte en rien le cheminement de nos laves.



Le basalte K47 est une de nos laves aphyriques les moins différenciées, par manque de référence expérimentale entre 20 et 30 kbar, nous ne pouvons qu'estimer sa pression de fusion partielle à 24 kbar. Comme ce basalte ne représente pas forcément un liquide primaire et peut avoir déjà subi un fractionnement, cette pression de 24 kbar n'est qu'un minima correspondant à une profondeur de 73 km.

Les travaux expérimentaux ont maintenant démontré que les panaches mantelliques, à l'origine du magmatisme de point chaud, commencent à fondre à une profondeur qui dépend essentiellement de leur composition et de leur température, alors que la barrière mécanique ("mechanical boundary layer") que représente la base de la lithosphère détermine la profondeur minimale de fusion. Des études sismiques récentes (Zhang et Tanimoto, 1991) indiquent que la profondeur de cette barrière mécanique augmente avec le refroidissement de la lithosphère océanique, atteignant un maximum pour des croûtes de 150 Ma, telles que celle supposée sous la Grande Comore (156-180 Ma).

Watson et McKenzie (1991) ont modélisé le panache mantellique alimentant l'île d'Hawaii en fonction de données géophysiques et pétrologiques. Leurs principales conclusions, pour un degré moyen de fusion partielle de 6,6%, sont les suivantes :

- \* les liquides sont principalement produits dans l'axe du panache où le matériel mantellique se déplace le plus rapidement et où la température reste la plus importante, avec un degré de fusion partielle maximal de 22%.
- \* la zone où le panache mantellique est au dessus de son solidus s'étend sur un rayon de 230 km et sur une hauteur de 65 km à son axe.
- \* le panache mantellique est stoppé par la barrière mécanique à une profondeur de 72 km, et à l'opposé de nombreux autres modèles, la fusion partielle ne pénètre que de 4 km dans la lithosphère où elle ne produit que peu de liquide (0,5% du liquide total). Ce dernier pouvant jouer un rôle plus important dans les stades tardifs des boucliers hawaiiens, en relation avec le mouvement de la plaque océanique.
- \* le taux de production magmatique d'un point chaud décroît avec la profondeur du "mechanical boundary layer".

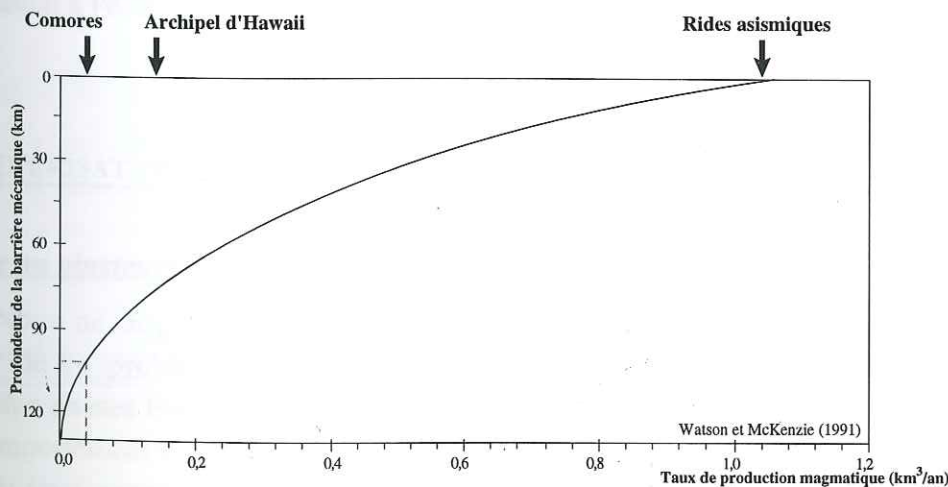


Fig. 5.1.e : Taux de production magmatique en fonction de la profondeur de la barrière mécanique, d'après Watson et McKenzie (1991).

Il est maximal ( $1,06 \text{ km}^3/\text{an}$ ) au niveau des rides asismiques où cette barrière mécanique est absente, et Watson et McKenzie l'estiment à  $0,16 \text{ km}^3/\text{an}$  pour l'ensemble du stade d'édification du bouclier de l'archipel d'Hawaï où la barrière est localisée à 72 km de profondeur. Il peut atteindre de très faibles quantités ( $0,015 \text{ km}^3/\text{an}$ ) pour des panaches stoppés par des barrières profondes (109 km) comme aux îles du Cap Vert et de Kerguelen. Au delà de 125 km de profondeur, les auteurs considèrent que toute production de liquide est stoppée.

Une estimation du volume des quatre îles de l'archipel des Comores à partir du plancher océanique donne un volume global de  $60000 \text{ km}^3$  émis depuis 7,7 Ma (Nougier et al., 1986). Watson et McKenzie ont estimé pour Hawaï que les magmas émis en surface de la croûte ne représentent qu'environ 20% des magmas produits par un panache. Le panache comorien a donc produit  $300000 \text{ km}^3$  depuis 7,7 Ma, ce qui fait un taux de production moyen de  $0,039 \text{ km}^3/\text{an}$ , dont l'essentiel provient de l'axe du panache mantellique.

Le "mechanical boundary layer" devrait donc se localiser à une profondeur importante, voisine de 100 km (Fig. 5.1.e) équivalente à une pression de fusion partielle de 33 kbar, dans le domaine de stabilité du grenat. L'âge de la croûte océanique du bassin de Somalie, sur laquelle l'archipel des Comores semble reposer, est des plus anciens avec 156 à 180 Ma, ce qui laisse supposer un net approfondissement du "mechanical boundary layer" (Zhang et Tanimoto, 1991). L'estimation du volume des îles de l'archipel ne tenant pas compte de leur subsidence et de l'érosion ayant affecté les plus anciennes, le taux de production moyen du panache comorien ne peut qu'être supérieur à  $0,039 \text{ km}^3/\text{an}$ . Cette profondeur de 100 km du "mechanical boundary layer" est alors une surestimation.

Ces deux modèles pétrologiques et géophysiques nous ont donc permis de déterminer deux pressions limites de 24 et 33 kbar, entre lesquelles se situe le domaine de fusion partielle du panache comorien.

A ceci, il faut ajouter que la faible activité magmatique actuelle du Karthala ( $0,00115 \text{ km}^3/\text{an}$ , §1.4.1) indiquerait que le panache comorien produit actuellement  $0,006 \text{ km}^3/\text{an}$  à l'aplomb du Karthala. Cette faible production magmatique montrerait que la fusion partielle se fait actuellement à l'écart de l'axe du panache.

## • 5.2 CARACTÉRISATION DE LA SOURCE MANTELLIQUE

### 5.2.1 Une ou plusieurs sources

Nous ne disposons que de quelques éléments traces (Ba, Ce, La, Sr, Y et Zr) pour discuter de ce problème. La et Ce sont deux éléments fortement incompatibles avec les principales phases basaltiques et mantelliennes, et immobiles lors des phénomènes d'altération. Leur comportement est quasiment similaire lors de la genèse des liquides basaltiques, et ils sont donc peu fractionnés l'un par rapport à l'autre pour des degrés de fusion voisins. Le rapport de ces deux éléments de comportement très proche est donc susceptible de traduire, par sa constance ou sa variété, l'existence d'une ou plusieurs sources.



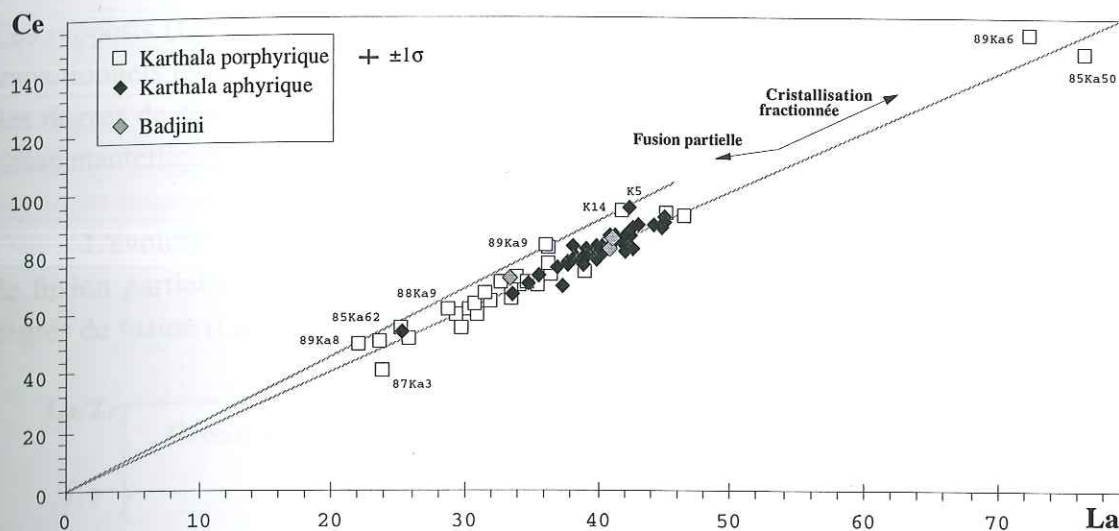


Fig. 5.2.1 : Faibles variations du rapport La/Ce des laves du Karthala et du Badjini.

Comme l'indique la figure 5.2.1, le rapport La/Ce est quasi constant pour la majorité des laves du Karthala et du Badjini :

$$\overline{La/Ce} = 0,494 \quad \sigma = 0,024$$

ce qui peut être considéré comme le reflet d'une seule source mantellique, ou du moins d'une source majeure.

Quelques laves se singularisent par leur rapport légèrement plus faible :  $\overline{La/Ce} = 0,439$

Elles correspondent aux basaltes qui, par leurs faibles rapports La/Zr, indiquent de plus forts degrés de fusion partielle, suffisants pour être à l'origine de ces faibles variations du rapport La/Ce. Lors de leur production par des degrés de fusion partielle supérieurs, une ou des phases mantelliques ont donc pu être partiellement ou totalement fondues, alors qu'elles étaient encore résiduelles pour la majorité des autres laves.

### 5.2.2 Nature de la phase alumineuse mantellique

Lors de la genèse des basaltes d'îles océaniques, si le processus de fusion affecte un manteau à une profondeur de 73-100 km (24 à 33 kbar), le grenat est une phase mantellique alumineuse qui peut être réfractaire à de faibles degrés de fusion partielle. Le grenat étant très riche en Terres Rares lourdes (HREE), lorsqu'il est résiduel, les basaltes produits sont alors enrichis en Terres Rares légères (LREE) et appauvris en HREE.

Parmi les quelques éléments traces analysés à notre disposition, l'Y est le seul à même de révéler un fractionnement en HREE produit par une phase telle que le grenat. Pour la majorité des laves du Karthala, les fortes concentrations en Y, dix à quinze fois supérieures aux chondrites (Thompson, 1984), sont trop importantes pour affirmer que le grenat fut une phase mantellique résiduelle. De même, leur enrichissement en LREE que traduit le rapport normalisé aux chondrites  $(La/Y)_N = 6,9$  à  $13,4$  permet de suspecter le rôle résiduel du grenat. Cet effet serait assuré si le rapport  $(La/Y)_N$  était supérieur à 20.

Ces rapports  $(La/Y)_N$  sont nettement plus faibles et compris entre 4,9 et 5,7 pour les basaltes transitionnels tels que 85Ka62, 88Ka9, 89Ka8 et 87Ka3, ce qui confirmerait alors pour ceux-ci des degrés de fusion partielle assez importants pour que le grenat ne soit plus (ou moins) une phase mantellique résiduelle.

L'évolution des concentrations en Y en fonction du rapport La/Zr qui caractérise le degré de fusion partielle (Fig. 5.2.2.), montre un enrichissement en Y de nos basaltes issus de forts degrés de fusion ( $La/Zr < 0,16$ ).

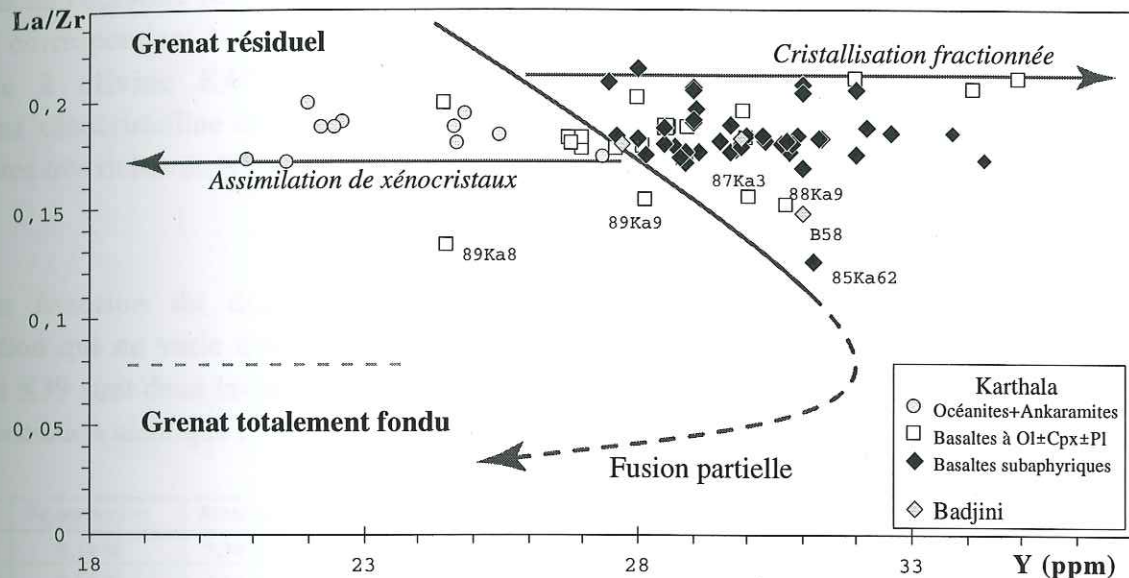


Fig. 5.2.2 : Evolution des concentrations en Y (ppm) en fonction du rapport La/Zr dans les laves du Karthala et du Badjini.

Cette augmentation des concentrations en Y avec la fusion partielle traduit ainsi son caractère compatible et sa contribution de plus en plus importante à la genèse des liquides issus des plus forts degrés de fusion partielle. Le grenat apparaît comme une phase mantellique d'autant plus résiduelle que le degré de fusion est faible. Son comportement conduit alors à la genèse de magmas basaltiques ayant des rapports Ce/Lu plus forts. Or, certains échantillons du Karthala, dont le basalte 89Ka8 à caractère transitionnel, ont été l'objet d'études géochimiques plus précises. 89Ka8 a un faible rapport Ce/Lu=226, alors que ceux d'autres laves du Karthala évoluent entre 298 et 311 (com. pers. P. Bachèlery et C. Deniel). Cette faible valeur du Ce/Lu de 89Ka8 confirme donc un rôle résiduel moins important du grenat lors des degrés de fusion partielle supérieurs.

### • 5.2.3 Apport des spiderdiagrams

Les laves du Karthala présentent les caractéristiques des basaltes d'îles océaniques (OIB), avec de fortes concentrations en éléments incompatibles et un enrichissement en LREE, qui témoignent du rôle d'une source mantellique enrichie et de faibles taux de fusion partielle.

Ces concentrations en éléments incompatibles augmentent à la fois :



• avec la différenciation qui reste faible, puisque seules quelques hawaïtes représentent le terme le plus évolué de nos échantillons.

Echt	D.I.	Ni (ppm)
K 28	35,4	43,9
K 47	28,2	255
K 51	22,1	493

On note ici que les concentrations de l'océanite K51 (spécialement en Y) correspondent à une dilution du basalte à olivine K47, confirmant l'origine xénocristalline des olivines des océanites très riches en Ni.

• en fonction du degré de sous saturation qui ne varie que faiblement. K42 et K39 sont deux laves de degré de différenciation identique :

Echt	Ne normative	Alcalins	Ni (ppm)
K 42	9,14 %	5,34 %	68
K 39	4,85 %	4,56 %	76

• et inversement au degré de fusion partielle que l'on peut caractériser par le rapport La/Zr utilisé précédemment. Ce qui, pour trois laves de différenciation voisine, semble indiquer une dilution des concentrations en éléments les plus hygromagmatophiles :

Echt	La/Zr	
88Ka6	0,203	↓ F.P.
K54	0,179	
85Ka62	0,126	

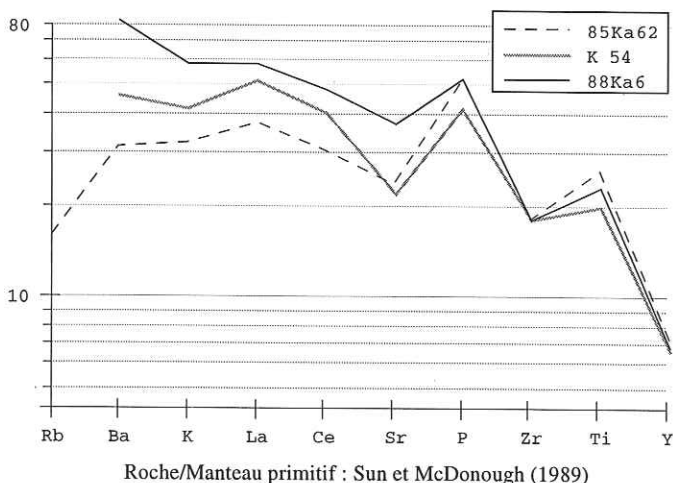
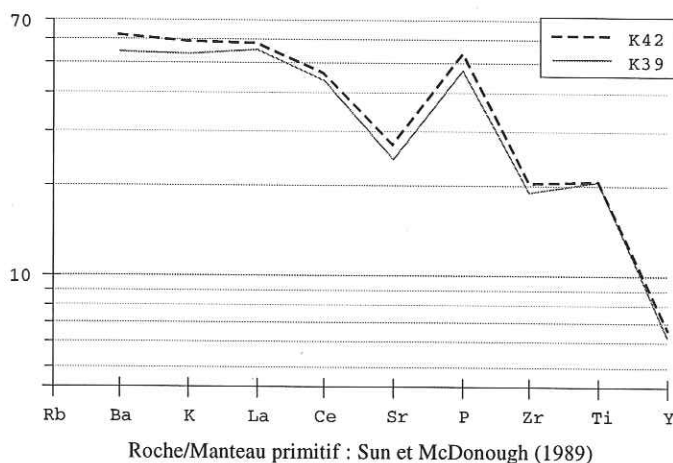
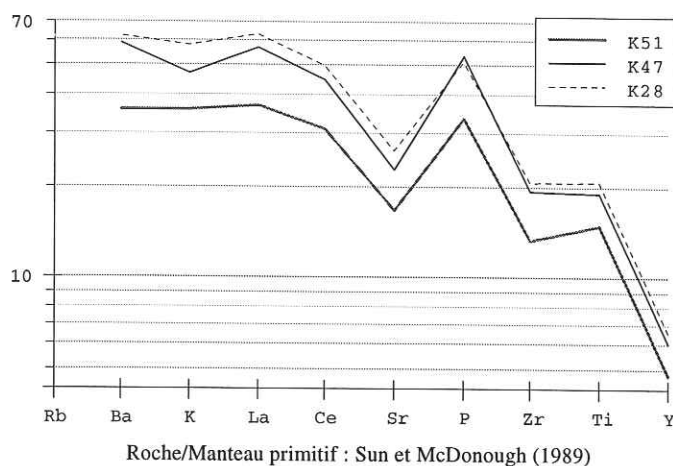


Fig. 5.2.3.a, b et c : Evolution des spectres normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) avec la différenciation, la sous-saturation en silice et le degré de fusion partielle.

Les spectres de la majorité des laves du Karthala sont subparallèles (en gris clair dans la figure 5.2.3.d), ce qui souligne leur cogénéisme. Une forte anomalie négative en Sr indique que cet élément n'a pas un réel comportement d'élément incompatible. Il ne s'agit pas du résultat d'un

fractionnement de plagioclase, puisque des phénocristaux de plagioclase n'existent que dans quelques échantillons. En l'absence de mêmes anomalies en P ou en K, qui indiqueraient alors respectivement que de l'apatite ou du phlogopite sont des phases résiduelles dans la source, cette anomalie en Sr ne pourrait être attribuée qu'à une amphibole résiduelle. Or les conditions de pression évoquées précédemment (24 à 33 kbar) sont au delà du domaine de stabilité de l'amphibole habituellement estimé à moins de 22 kbar.

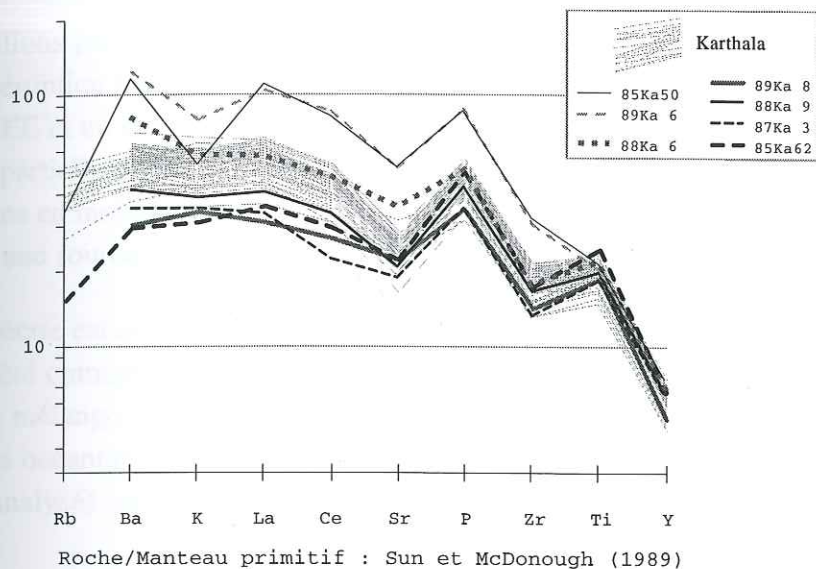


Fig. 5.2.3.d : Spectres normalisés au manteau primitif de quelques laves particulières du Karthala.

Quelques laves ont cependant un comportement atypique, elles appartiennent en majorité aux produits du Karthala dit ancien. Ceux du Badjini ont des concentrations et des rapports d'éléments très proches de ceux du Karthala (Fig. 5.2.3.e et f).

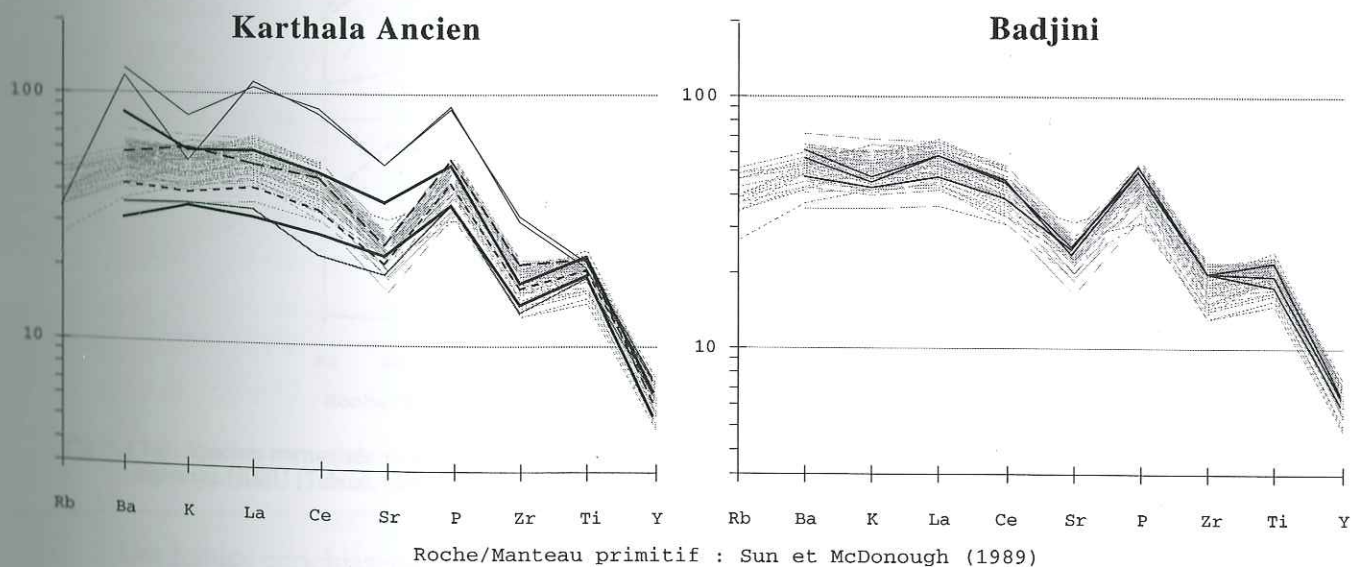


Fig. 5.2.3.e et f : Spectres normalisés au manteau primitif de quelques laves du Karthala ancien et du Badjini.

Ces quelques laves du Karthala ancien n'ont pas toutes les mêmes particularités :

- L'appauvrissement en LREE de certaines, tout en ayant des spectres quasi parallèles à ceux du Karthala, suggère de plus forts taux de fusion partielle. Leur richesse en Y indique une contribution plus importante du grenat dans la genèse de ces liquides à de plus forts degrés de fusion partielle. La relative pauvreté en Y de 89Ka8, qui est une



roche porphyrique, pourrait alors être due à une assimilation de xénocristaux.

- Deux échantillons (89Ka6 et 85Ka50) se particularisent par leurs très fortes concentrations en incompatibles. Leurs spectres restent très proches des autres, seuls des appauvrissements en K, et Rb pour 85Ka50, permettent de suspecter l'influence du phlogopite pour ces deux roches d'un degré de fusion partielle très faible pour des laves du Karthala.

A ces échantillons particuliers appartenant au Karthala ancien, s'ajoute 85Ka62 qui est un échantillon d'une éruption historique (1859). Cette lave se singularise par un spectre qui est le plus pauvre en LREE et un des plus riches en Y. Il correspond ainsi parfaitement au résultat d'un degré de fusion partielle suffisamment important pour que le grenat ne soit plus une phase résiduelle, ou du moins en moindre quantité. Son spectre étant là aussi parallèle aux autres pour les LREE, il suggère une source mantellique identique.

Ce type de spectre est comparable à celui donné par les basaltes de St-Hélène (Weaver, 1991) qui est interprété comme la signature d'une source mantellique de type HIMU-OIB, qui serait le résultat d'un mélange entre la source des OIB et un réservoir HIMU formé à partir de très anciennes croûtes océaniques subductées. Ces spectres s'accompagnent d'un enrichissement en Nb (lorsqu'il est analysé) par rapport aux éléments lithophiles (LILE) et terres rares légères (LREE).

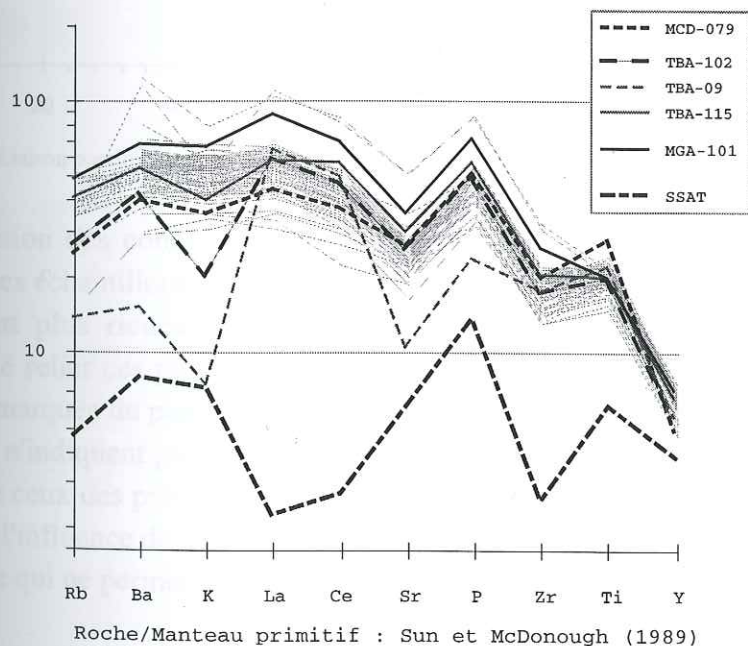


Fig. 5.2.3.g : Spectres normalisés au manteau primitif des laves du Karthala comparés à ceux de laves d'îles océaniques à signature HIMU (Tubuāi, Mangaia, MacDonald) et d'une tholéiite des îles Sud-Sandwich (SSAT).

Les faibles enrichissements en K et Ba, ainsi que les appauvrissements en Sr et Rb, sont des anomalies que l'on retrouve dans certains basaltes des îles Cook et Australes (Tubuāi, Mangaia ou MacDonald : Dupuy et al 1988 et 1989). Ces auteurs les comparent également aux appauvrissements en alcalins et alcalino-terreux des basaltes de St-Hélène ou de Tahalra (Hoggar), où une composante mantellique de type HIMU est maintenant identifiée. Cette source mantellique est pour eux issue d'une portion de lithosphère subductée dont le magmatisme d'arc aurait extrait ces alcalins et alcalino-terreux en donnant des tholéiites d'arc.

Ces dernières, telles que les tholéiites des îles Sud-Sandwich (SSAT), ont des concentrations normalisées qui sont complémentaires de celles des îles Cook et Australes ou de St-Hélène. Cette signature HIMU est alors plus ou moins marquée en fonction de la proportion de la composante DMM (manteau appauvri) qui lui est associée.

La plupart de nos échantillons du Karthala ont des concentrations et différents rapports d'éléments voisins de MCD-079, TBA-115 ou MGA-101, alors que nos deux échantillons les plus riches 85Ka50 et 89Ka6 sont plus proches de TBA-102 et représentent certainement une signature plus forte d'une composante de type HIMU.

La remarquable constance de l'anomalie négative en Sr de la majorité des laves du Karthala et du Badjini pourrait alors correspondre à la signature de la composante HIMU, plutôt qu'à celle d'une phase mantellique réfractaire.

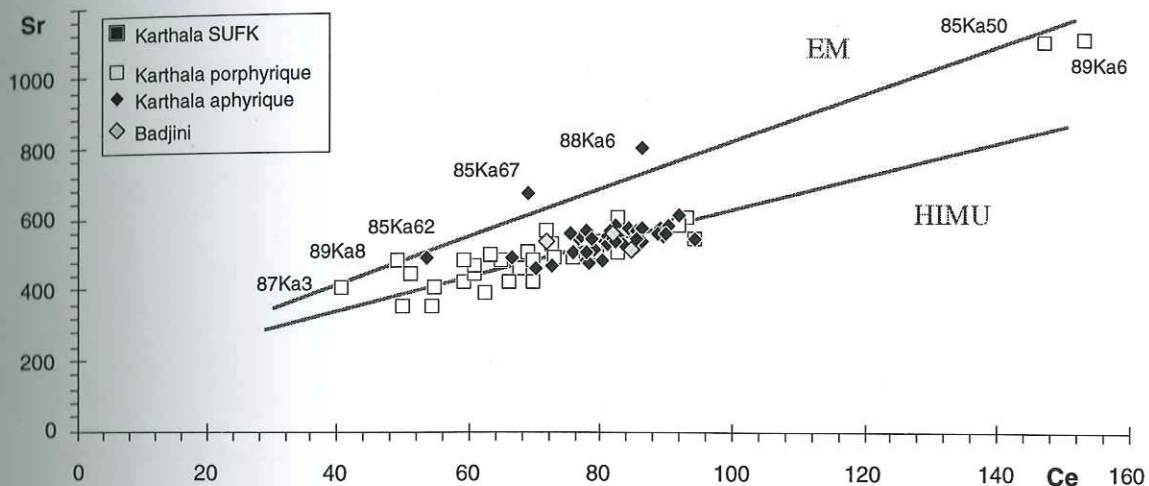


Fig. 5.2.3.h : Liaison possible entre les différentes concentrations en Ce et Sr (ppm) et les signatures HIMU et EM.

L'évolution des concentrations en Sr et Ce est en effet assez constante, sauf pour quelques uns des échantillons issus des plus forts degrés de fusion (85Ka62, 89Ka8 et 87Ka3), paradoxalement plus riches en Sr (pour une concentration en Ce donnée). Il est alors envisageable de relier ces plus forts degrés de fusion et ces rapports Sr/Ce plus élevés à une signature plus marquée du panache mantellique enrichi (EM). 85Ka67 et 88Ka6 sont deux laves aphyriques qui n'indiquent pas de potentielle assimilation de plagioclases, ni de degré de fusion aussi élevé que ceux des précédentes ; elles pourraient alors représenter des variations locales ou temporelles de l'influence du panache enrichi. 85Ka50 et 89Ka6 sont quant à elles très riches en plagioclases, ce qui ne permet pas, ici, de spéculer sur leur origine.

#### • 5.2.4 Nature de la source mantellique

Avec des rapports La/Ce quasi constants, les laves du Karthala et du Badjini peuvent être considérées comme issues d'une seule et même source mantellique. Pour une très grande proportion de ces laves, l'homogénéité des spectres d'éléments incompatibles normalisés au manteau primitif confirme cette hypothèse.

Aux pressions (24 à 33 kbar) et aux degrés de fusion en jeu dans la genèse de ces laves, le grenat est une phase mantellique résiduelle dont la participation aux liquides augmente avec la fusion



partielle. L'apatite et le phlogopite ne sont pas des phases résiduelles de cette source, et l'amphibole instable à ces pressions ne peut expliquer l'anomalie en Sr de nos laves. L'étude géochimique d'autres îles océaniques (îles Cook et Australes) permet d'avancer l'hypothèse de la signature d'une composante HIMU pour expliquer cette anomalie en Sr d'une remarquable constance.

Le Karthala ancien se singularise à la fois par des laves issues d'une fusion plus importante que celles du Karthala récent où le grenat n'est plus autant une phase résiduelle, ainsi que par deux laves traduisant au contraire l'existence de degrés de fusion inférieurs où le phlogopite serait encore une phase résiduelle.



Fig. 1. - Diagramme de phase.

L'effet d'une variation de la composition des liquides basaltiques, plus grande proportion de la source et plus pauvre en Sr, de la Grande Comue. La composition de nos laves suggère une fusion plus importante que celle des laves indiquées par la source partielle de la Grande Comue.

Il ne semble pas être possible de caractériser une source de fusion partielle de la Grande Comue susceptible de produire les rapports La/Yb observés de la proportion de Sr, ce qui suggère que la source n'est pas la Grande Comue. Elle aurait pu être une source de fusion partielle de la Grande Comue.

## • 5.3 CONDITIONS DE FUSION PARTIELLE

### 5.3.1 Influence de la paragenèse mantellique

Le système binaire diopside-pyrope à haute pression (Davis, 1964 - O'Hara and Yoder, 1967) nous indique que l'eutectique se déplace vers le pôle diopside avec l'augmentation de la pression (Fig. 5.3.1.a). L'ordre de fusion complète, dans une lherzolite à grenat, évolue donc en fonction de la pression et des proportions de grenat et de clinopyroxène, avec par exemple pour une proportion Di<sub>40</sub>Py<sub>60</sub>, disparition du grenat en premier lieu à faibles pressions, ou du clinopyroxène pour de fortes pressions de fusion partielle.

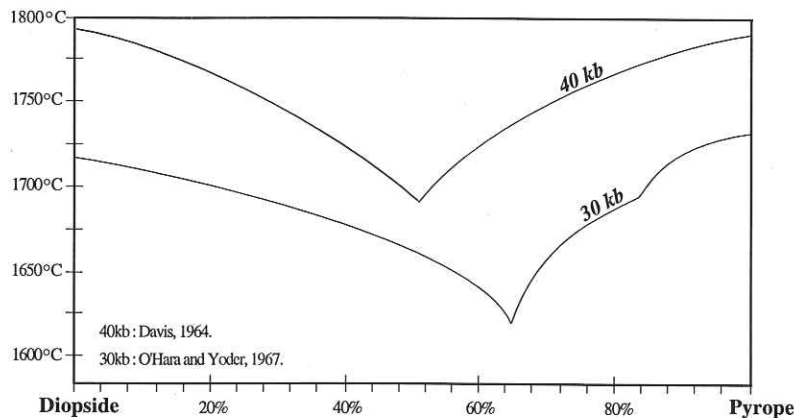


Fig. 5.3.1.a : Migration de l'eutectique Di-Py avec la pression (Davis, 1964 - O'Hara and Yoder, 1967).

L'effet d'une variation de proportions de grenat ou de clinopyroxène participant à la genèse de liquides basaltiques a un effet important sur leur composition normative. Ainsi, une plus grande proportion de clinopyroxène produit des liquides plus riches en diopside et en albite normatifs, et plus pauvres en hypersthène normatif, voire riches en néphéline comme les laves de la Grande Comore. La richesse en diopside et la présence de néphéline dans les normes de la majorité de nos laves confirme cette hypothèse de faible degré de fusion partielle avec une contribution plus importante du clinopyroxène, par rapport à celle du grenat. Toutefois, certaines laves indiquent, par des rapports La/Zr et La/Y distinctement plus faibles, que des degrés de fusion partielle supérieurs ont modifié le comportement du grenat dans la source. La présence d'hypersthène dans les normes de ces laves confirmerait une plus grande participation du grenat.

Celle-ci ne semble pas être seulement due à une différence de degré de fusion partielle. En effet, on observe une variation des rapports incompatibles/Y (La/Y, Ce/Y) pour de mêmes degrés de fusion partielle caractérisés par les rapports La/Zr ou Ce/Zr. En l'absence de phase (amphibole) susceptible de fractionner l'Y dans les paragenèses des laves du Karthala, cette variation des rapports La/Y pour de mêmes degrés de fusion partielle ne peut que traduire une variation de la proportion de grenat disponible dans la péridotite source. Cette variation implique que la source n'ait pas la même composition, ce qui peut avoir deux origines :

- \* il n'y aurait pas une seule source, mais plusieurs de composition variable.
- \* la composition d'une source commune varie au fur et à mesure des épisodes de fusion partielle.



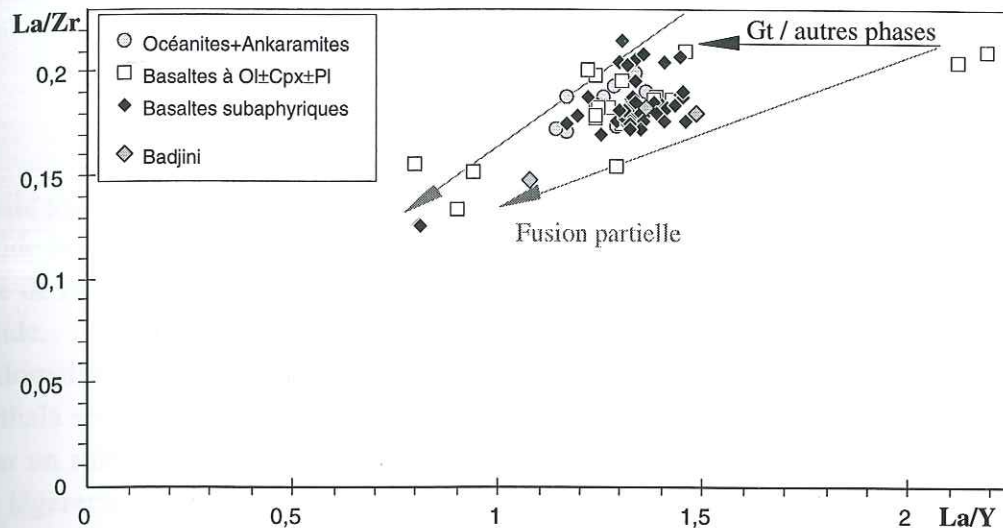


Fig. 5.3.1.b : Variation du rapport La/Y pour des degrés de fusion identiques (La/Zr).

La constance des rapports La/Ce n'appuie pas la première hypothèse. Aux faibles degrés de fusion partielle en jeu dans la genèse des basaltes alcalins, l'augmentation du rôle du grenat par rapport aux autres phases de la péridotite, pour des degrés de fusion identiques, traduit essentiellement un épuisement de la quantité de clinopyroxène disponible.

Nos trois laves aphyriques les plus magnésiennes (K47, K48 et K54) témoigneraient de cette augmentation du rôle du grenat. Elles ont des concentrations opposées en Y et en incompatibles, alors que leurs rapports La/Zr ou Ce/Zr indiquent des degrés de fusion partielle identiques.

	La/Ce	La/Y	La/Zr	Ce/Y	Ce/Zr	Di/An normatifs
K 47	0,492	1,431	0,184	2,909	0,373	1,791
K 48	0,488	1,364	0,183	2,796	0,375	1,611
K 54	0,491	1,191	0,179	2,425	0,364	1,434

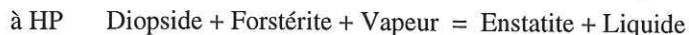
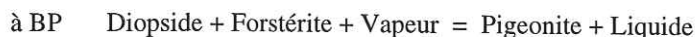
Une source mantellique s'appauvrissant en clinopyroxène produit alors des liquides de moins en moins riches en diopside, en albite et en néphéline normative, et dont la composition en éléments majeurs peut évoluer significativement (diminution du rapport CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Ces caractéristiques sont très sensibles au fractionnement du clinopyroxène et du plagioclase qui composent avec l'olivine les paragenèses des laves du Karthala.

### 5.3.2 Fusion anhydre ou en présence de fluides

Eggler (1974, 1978) s'est particulièrement intéressé au rôle du CO<sub>2</sub> lors de la fusion partielle d'une péridotite à 30 kbar. A des pressions supérieures à 27 kbar, la solubilité du CO<sub>2</sub> dans les liquides magmatiques augmente considérablement, provoquant une chute de 50 à 200°C du solidus des péridotites (Mysen et Boettcher, 1975a, 1975b). Eggler propose que le CO<sub>2</sub> entre principalement dans les liquides sous forme d'anions CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, coordonnant les oxygènes non pontants, et provoquant ainsi une polymérisation des liquides. Ceci a pour conséquence d'augmenter le champ de stabilité des pyroxènes, et surtout de l'orthopyroxène, aux dépens de celui de la forstérite. Les liquides résultants sont alors nettement sous-saturés en silice par rapport à ceux produits en absence de volatiles ou en présence d'H<sub>2</sub>O, et vont des basanites aux



néphélinites, voire aux kimberlites à très haute pression. Les réactions en jeu lors de la fusion partielle sont alors :



L'orthopyroxène devenant plus stable en présence d'un excès de CO<sub>2</sub>, Egger propose qu'un liquide produit dans ces conditions puisse précipiter de l'orthopyroxène, dès qu'il se sépare de la zone de fusion et qu'il commence à cristalliser, accentuant d'autant plus le déficit en silice de ce liquide.

Le domaine de pression de fusion partielle que nous envisageons dans la genèse des laves du Karthala se situant entre 24 et 33 kbar, la solubilité ou non du CO<sub>2</sub> dans ces liquides peut alors jouer un rôle important. En effet, si la question se pose pour les laves du Karthala qui ne sont que légèrement sous-saturées en silice, les néphélinites du massif de La Grille, qui lui est tout proche (30km) impliquent certainement un excès de CO<sub>2</sub>.

L'existence de carbone dans la source mantellique implique alors la présence d'une composante sédimentaire que l'on ne retrouve que dans les sources issues de portions de croûtes océaniques subductées (Wyllie, 1987). Ce qui pourrait se traduire géochimiquement par une augmentation de la signature isotopique HIMU avec l'augmentation du degré de sous-saturation en silice.

Le système Ne-Fo-Qz permet d'aborder l'influence qu'ont les fluides sur la composition des liquides produits à différentes pressions. Les cotectiques Ol-Ab, Ol-Ne ou Ol-Sp à 1atm sont ceux définis par Schairer et Yoder (1961). Kushiro (1968) a montré que le point invariant Fo-Qz-phase sodique se déplace vers le pôle néphéline avec l'augmentation de la pression, traduisant l'accroissement du degré de sous-saturation en silice des liquides issus des plus faibles degrés de fusion partielle. Avec l'augmentation de ce dernier à haute pression, les liquides franchissent le plan critique (de basse pression) pour rejoindre le domaine des tholéiites à olivine. Les cotectiques Fo-En de 10, 20 et 30 kbar ont été définis qualitativement par Kushiro pour des conditions de péridotite anhydre. D'après Windom et Boettcher (1981), le champ de stabilité de l'orthopyroxène serait encore plus important à 28 kbar. En présence d'H<sub>2</sub>O, le cotectique et le point invariant à 20 kbar se déplacent vers des compositions sursaturées en silice (Kushiro, 1972), alors qu'un excès de CO<sub>2</sub> les déplace vers des compositions plus riches en néphéline (Egger, 1974) en augmentant la stabilité de l'orthopyroxène et en favorisant sa cristallisation.

L'expérimentation anhydre abordée dans le § 5.1 a mis en évidence l'augmentation du degré de sous-saturation en silice des liquides avec l'augmentation de la pression et la baisse du degré de fusion partielle de leur péridotite source. La projection dans le système résiduel Ne-Fo-Qz de la composition normative (norme moléculaire) des liquides obtenus par Fallon et al. (1988) à partir de la pyrolite hawaïenne peut nous permettre de déterminer des cotectiques expérimentaux de la fusion d'une composition de type manteau enrichi, à haute pression et dans des conditions anhydres.

Les liquides expérimentaux obtenus par Falloon et Green (1988) à 10 et 15 kbar permettent de retrouver les cotectiques définis par Kushiro (1968) à 10 kbar. Ceux obtenus à 20 et 30 kbar s'en éloignent, ceux à 30 kbar concordant avec le cotectique à 28 kbar de Windom et Boettcher (1981). En accord avec ces derniers, les liquides expérimentaux de Falloon et Green (1988)



confirment que le champ de stabilité de l'orthopyroxène est plus important que celui défini par Kushiro (1968) à 30 kbar. Le liquide basaltique obtenu par Falloon à 20 kbar, en équilibre avec la paragenèse Ol+Opx+Cpx ( $\text{NaAlSiO}_4=44,5\%$ ), représente le plus faible degré de fusion partielle, avec 10% de liquide. Il est déficitaire en silice et permet de suspecter des liquides encore plus sous-saturés et riches en alcalins pour des degrés de fusion inférieurs à 6% généralement attribués aux basaltes alcalins.

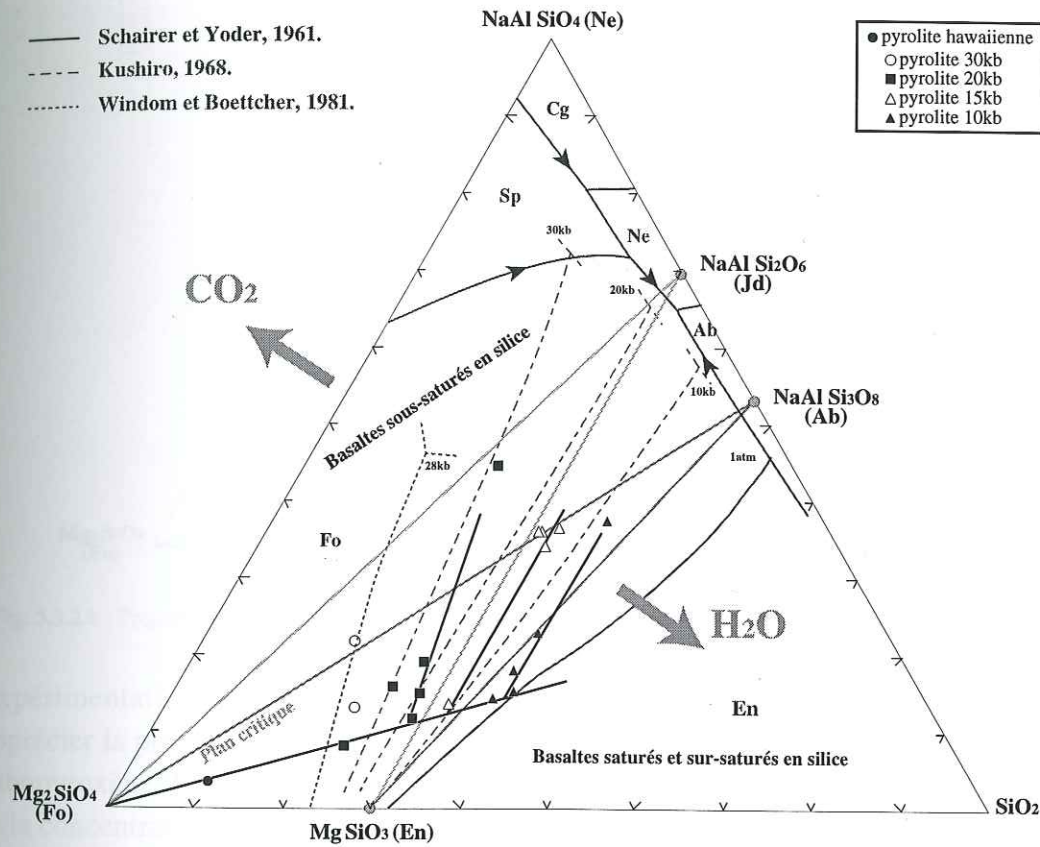


Fig. 5.3.2.a : Projection des compositions normatives de liquides expérimentaux à l'équilibre avec différentes paragenèses à différentes pressions dans le système Ne-Fo-Qz.

La projection des compositions normatives (norme moléculaire) de nos laves (essentiellement de nos laves aphyriques) dans ce diagramme avec ces références expérimentales peut nous permettre de vérifier les pressions de fusion partielle avancées précédemment (24 à 33 kbar), ainsi que d'estimer si leur sous-saturation peut être liée à la présence de  $\text{CO}_2$  lors de cette fusion.

Si notre basalte aphyrique K47 n'a pas déjà fractionné, il confirme ici la pression de 24 kbar déterminée dans le diagramme Ol-Qz-(Jd+CaTs) de Jaques et Green (1980), par sa localisation entre le cotectique à 28 kbar de Windom et Boettcher (1981) et celui déterminé à partir des liquides de Falloon et Green (1988) à 20 kbar dans des conditions anhydres. Nos deux autres laves aphyriques (K48 et K54) sont soit issues d'une plus faible pression, soit plus vraisemblablement des représentantes de liquides produits par de plus forts degrés de fusion (éloignement de l'eutectique) et ayant subi un fractionnement supérieur à K47. Si la fusion partielle du manteau comorien s'est faite sous l'influence du  $\text{CO}_2$ , K47 représente alors des liquides obtenus à des pressions inférieures à 24 kbar.

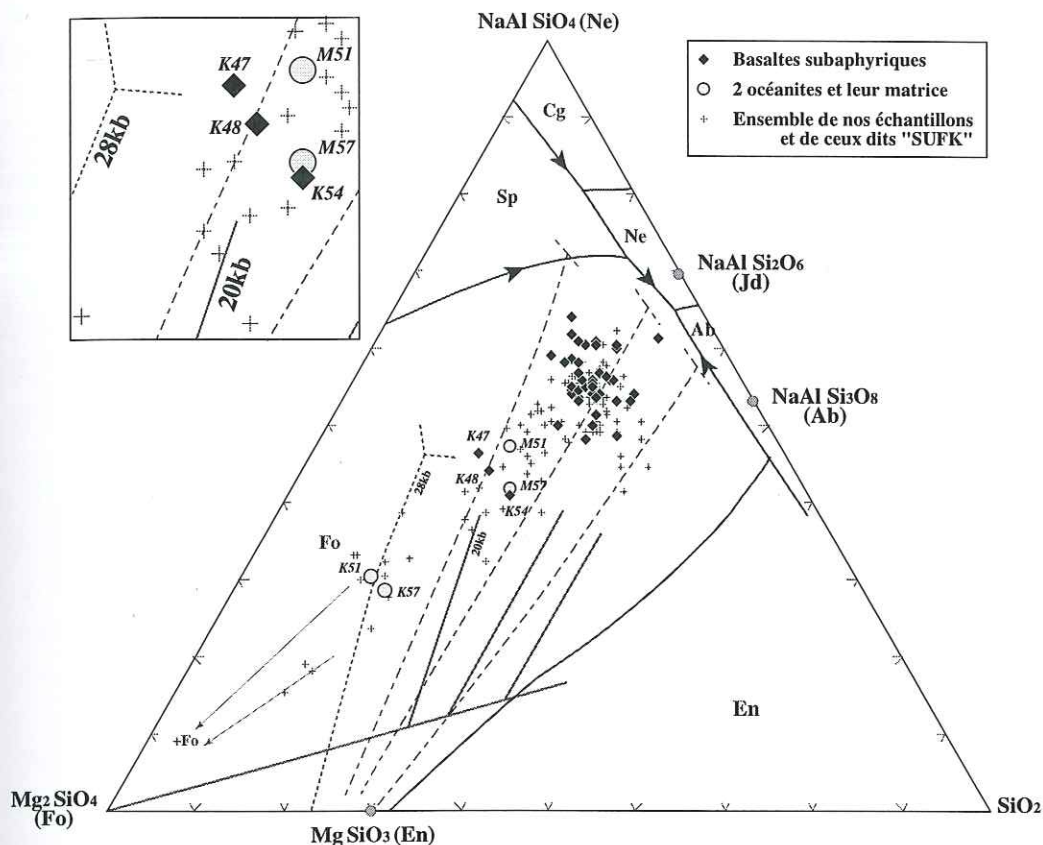


Fig. 5.3.2.b : Projection des compositions normatives des laves du Karthala et du Badjini dans le système Ne-Fo-Qz.

L'expérimentation à haute pression en présence de fluides ne permet pas actuellement d'apprécier la proportion de  $\text{CO}_2$  nécessaire pour modifier notablement le champ de stabilité de l'orthopyroxène. Mysen et Boettcher (1975) et Wendlandt et Mysen (1980) ont montré que plus que la concentration en  $\text{CO}_2$ , c'est le rapport  $\text{CO}_2/(\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2)$  qui conditionne le degré de sous-saturation des liquides.

Deux de nos laves (85Ka50 et 89Ka6) nous ont indiqué que la source mantellique contenait du phlogopite, et que dans la majorité des cas celui-ci a complètement disparu aux degrés de fusion partielle supérieurs des autres laves du Karthala. Cette phase hydratée a donc fourni l' $\text{H}_2\text{O}$  qu'elle contient et a contribué à diminuer le rapport  $\text{CO}_2/(\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2)$  de la phase fluide mantellique.

Les basaltes faiblement alcalins du Karthala n'ont qu'un faible degré de sous-saturation en silice, et les éruptions du Karthala ne sont pas aussi riches en gaz que celles du massif de La Grille qui est parsemé de cônes stromboliens. En l'absence de données spécifiques comme l'étude d'inclusions fluides, nous préférons associer le faible degré de sous-saturation en silice des laves du Karthala, aux résultats combinés :

- \* de faibles degrés de fusion partielle,
- \* d'une pression supérieure à 24 kbar,
- \* d'une source mantellique où le grenat résiduel, ainsi que le clinopyroxène et le phlogopite non résiduels contribuent à la genèse de ces liquides légèrement déficitaires en silice,
- \* et du rôle pondérateur du phlogopite sur l'augmentation du rapport  $\text{CO}_2/(\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2)$  de la phase fluide mantellique.



Tableau 1

1955

1956

1957

1958

1959

1960

1961

1962

1963

1964

1965

1966

1967

1968

1969

1970

1971

1972

1973

1974

1975

#### • 5.4 DIFFÉRENCIATION POLYBARIQUE DES LAVES DU KARTHALA ET DU BADJINI

L'étude pétrographique a démontré l'omniprésence de l'olivine (océanites et basaltes à olivine) mais également du clinopyroxène (ankaramites) dans l'histoire des laves du Karthala. Des enclaves de clinopyroxénites, de dunites et de gabbros, ramenées à la surface par les éruptions du Karthala, fournissent un échantillonnage des modes de différenciation de ses laves.

L'étude chimique des clinopyroxènes a révélé la possibilité d'un double système de différenciation, l'un plus ou moins superficiel et l'autre plus profond.

La majorité des phénocristaux de clinopyroxène traduisent des conditions de cristallisation à faibles pressions proches de celles des gabbros. Mais certains phénocristaux de clinopyroxène du Karthala et du Badjini, très magnésiens ( $Mg\# > 88\%$ ) et riches en Cr, indiquent par leurs proportions en  $Ti-Al^{IV}-Al^{VI}$  des conditions de pression de cristallisation entre 8 et 10 kbar. Des conditions de pression voisines (10-12 kbar) se retrouvent pour les clinopyroxènes des enclaves clinopyroxénétiques. Dans un fractionnement à moyenne pression, le problème du rôle de l'orthopyroxène se pose, mais n'est pas appuyé par la remontée d'enclaves à orthopyroxène dans les laves du Karthala. Toutefois, à basse pression, en présence de liquides basaltiques sous-saturés en silice, il n'est plus stable et réagit rapidement avec les liquides basaltiques. On rencontre parfois dans les laves du Karthala et du Badjini quelques fantômes de phénocristaux magnésiens, entièrement recristallisés en microcristaux automorphes d'olivine très riches en forstérite ( $Fo=90-94\%$ ) accompagnés de rares clinopyroxènes ( $Mg\#=92-96\%$ ). Il pourrait s'agir de ces orthopyroxènes, dont le séjour en chambre superficielle ne permet pas de conserver des témoins intacts. Toutefois, comme le montrent les différents cotectiques à 10 kbar dans le système Ne-Fo-Qz (Fig. 5.3.2.a et b), seuls nos basaltes transitionnels (89Ka8 et 87Ka3, les plus riches en Qz) ont une composition susceptible d'avoir pu fractionner En+Fo dans des conditions anhydres. Ces deux basaltes sont respectivement décrits par Patrick Bachèlery comme un basalte à olivine et un basalte à plagioclase.

Si les phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine sont quasi systématiquement présents dans les laves du Karthala et du Badjini, l'existence occasionnelle de phénocristaux de plagioclase indique que les conditions de température, de pression et de composition des liquides ne sont pas toujours atteintes pour permettre sa cristallisation, et donc son fractionnement.

##### *5.4.1 Fractionnement wehrlitique*

Avec la baisse de pression et donc avec la diminution du champ de stabilité de l'orthopyroxène, le système Di-An-Fo étudié jusqu'à 20 kbar par Presnall et al. (1978) devient plus approprié (Fig. 5.3.2.a et b). Cette baisse de pression s'accompagne de l'augmentation du champ de stabilité de l'olivine, aux dépens de ceux du clinopyroxène et du spinelle, ainsi que du plagioclase à plus faibles pressions.

Le double processus de différenciation des laves du Karthala et du Badjini, annoncé par leurs clinopyroxènes, se confirme ici avec un stade précoce de fractionnement en olivine et clinopyroxène, souligné par l'alignement des compositions de nos trois basaltes aphyriques magnésiens (K47, K48, K54) le long d'un cotectique compris entre ceux définis à 10 et 15 kbar



par Presnall et al. (1978). Cette pression confirme les 10-12 kbar et les 8-10 kbar estimés respectivement à partir des clinopyroxènes des enclaves de clinopyroxénites et des laves du Karthala et du Badjini.

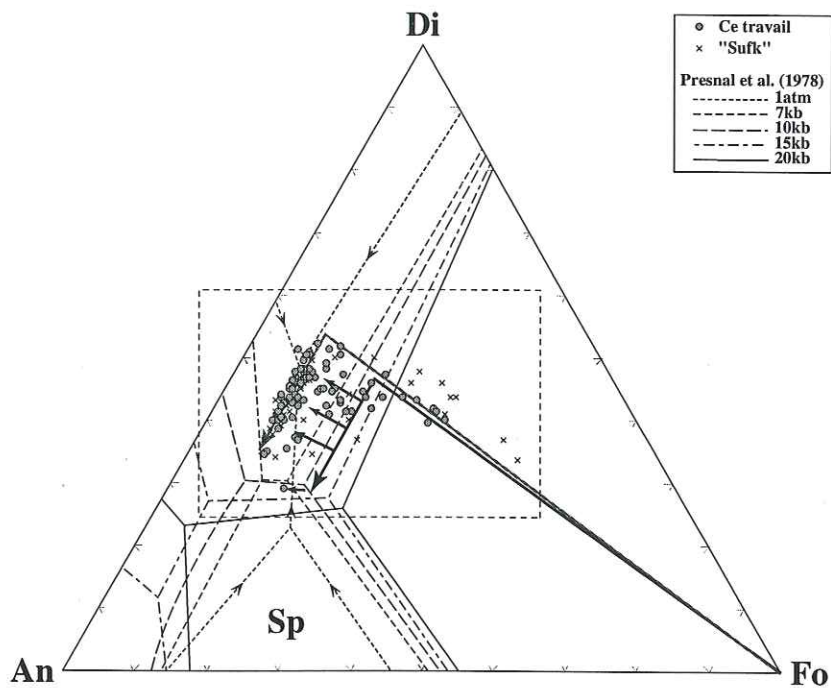


Fig. 5.4.1.a : Evolution des laves du Karthala et du Badjini dans le système Di-An-Fo (Presnall et al., 1978).

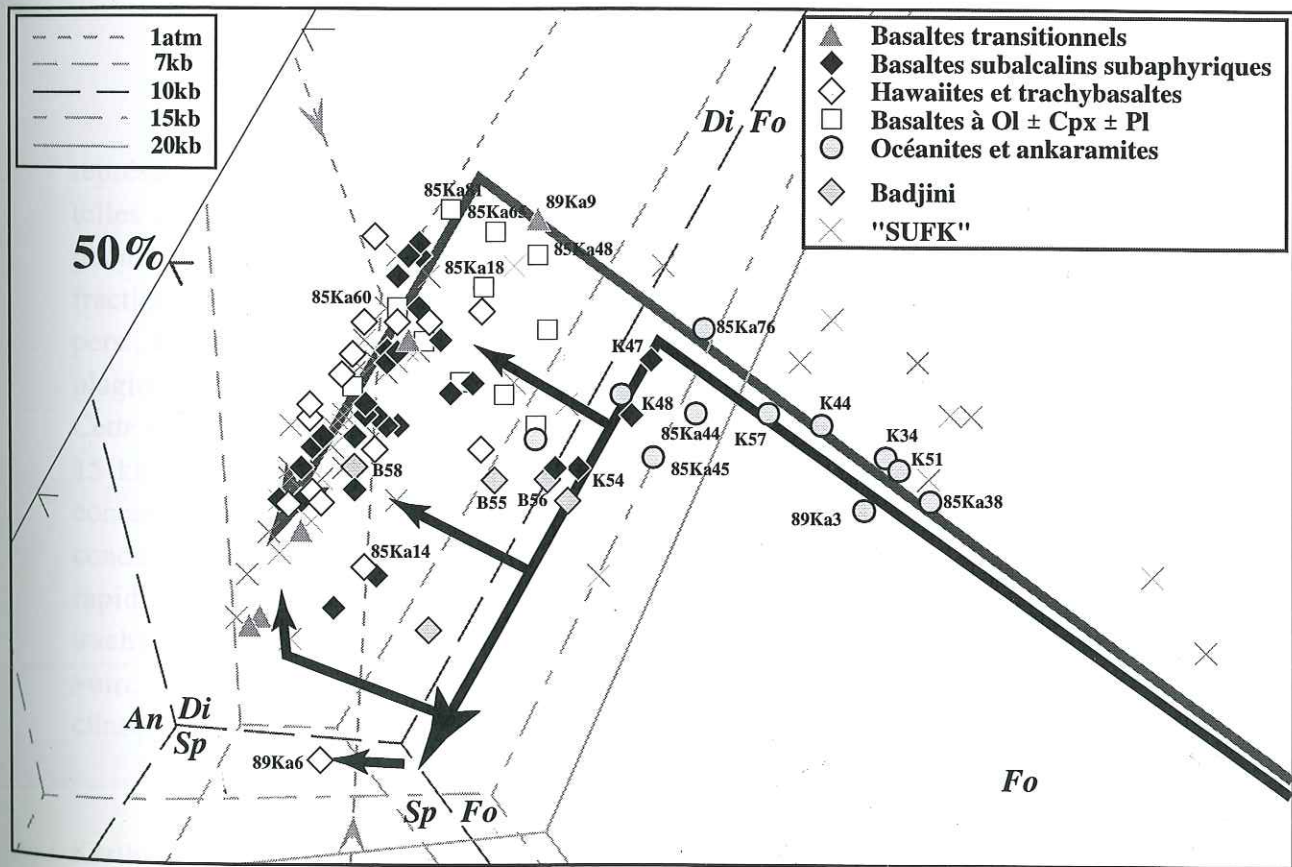


Fig. 5.4.1.b : Agrandissement du système Di-An-Fo précédent.

Ce fractionnement conjoint de clinopyroxène et d'olivine à une pression légèrement

supérieure à 10 kbar affecte également nos deux basaltes aphyriques du Badjini B55 et B56. Les clinopyroxènes chromifères d'une lave porphyrique de ce massif (B58) témoignent directement de ce fractionnement wehrlitique par des rapports Al/Ti élevés et  $Al^{IV}/Al^{VI}$  faibles (§4.3.3.1 et 4.3.3.2). Ce fractionnement s'interrompt à différents stades d'évolution, avant d'atteindre le domaine de cristallisation du spinelle, mis à part pour 89Ka6.

Notre échantillon 89Ka6 est en effet la seule lave qui semble avoir atteint le domaine de cristallisation du spinelle, ce que confirme son appauvrissement en V. Cette lave porphyrique à phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène, accompagnés de quelques olivines, a eu une évolution polybarique plus complexe pour le Karthala, qui peut se résumer dans la figure 5.4.1.c.

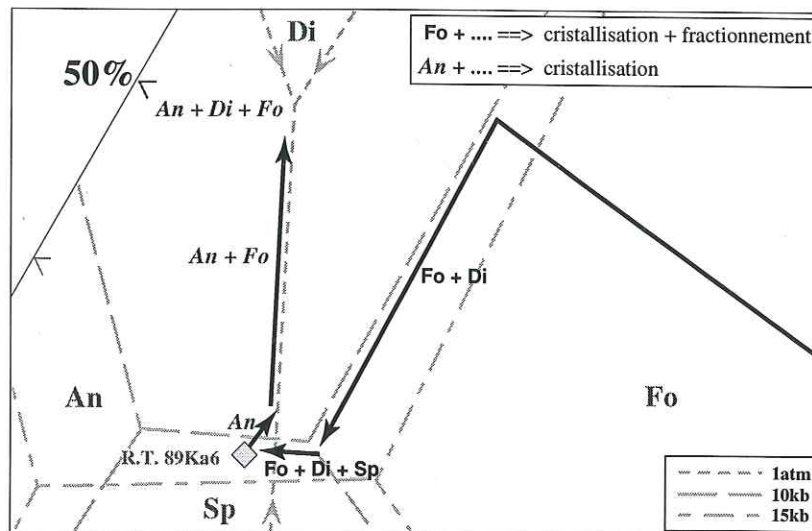


Fig. 5.4.1.c : Evolution de la lave 89Ka6 dans le système Di-An-Fo (Presnall et al., 1978).

L'analyse "roche totale" des laves porphyriques dans ce genre de diagramme ne représente pas les conditions thermobarométriques de leur stade final d'évolution. L'analyse de telles laves, si elles n'ont pas fractionné trop de cristaux, et si bien sûr la majorité des phénocristaux ne sont pas des xénocristaux, est le témoignage de leur dernier stade de fractionnement. Or, 89Ka6 ne présente aucune anomalie (positive ou négative) en Eu (Com. pers., P. Bachèlery et C. Deniel) par rapport aux autres laves du Karthala, indiquant que ses plagioclases centimétriques sont sans doute des phénocristaux, et non pas des xénocristaux. Cette roche est donc certainement le résultat d'un fractionnement important d'Ol+Cpx entre 10 et 15 kbar, faisant évoluer sa composition dans le domaine de stabilité du Sp (chute de sa concentration en V). Un tel fractionnement est rarement atteint par nos laves du Karthala et a conduit à son très grand enrichissement en éléments incompatibles. Par la suite, une remontée rapide dans les conditions de faibles pressions d'un réservoir intra-édifice a placé ce trachybasalte dans le domaine de stabilité du plagioclase qui a cristallisé en abondance, seul, voire ensuite en compagnie de l'olivine (cotectique An-Fo) et enfin avec l'olivine et le clinopyroxène à l'eutectique An-Fo-Di.

En rejoignant un réservoir superficiel, les compositions de la majorité des laves du Karthala évoluent par fractionnement dunitique et atteignent le cotectique Di-Fo pour ensuite rejoindre l'eutectique An-Di-Fo. Les rares exceptions que sont nos trois basaltes aphyriques magnésiens du Karthala (K47, K48 et K54), ainsi que deux du Badjini (B55 et B56) sont quant à elles les représentantes de magmas ayant plus ou moins évolués dans le réservoir à 10 kbar et



alimentant le réservoir superficiel. La localisation des points de sortie de leurs coulées respectives à l'extrémité sud de la rift-zone sud du Karthala (Fig. 5.4.1.d) pourrait signifier que ces laves n'ont pas séjourné en réservoir superficiel et proviennent directement de la zone de différenciation wehrlitique.

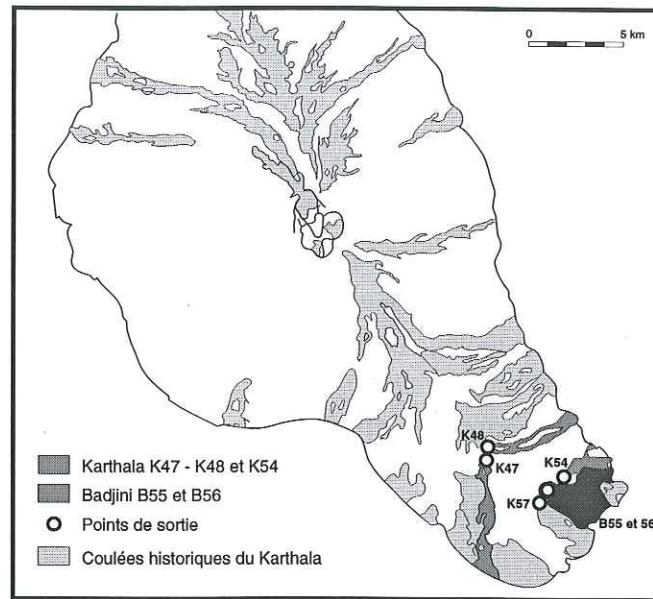


Fig. 5.4.1.d : Carte de localisation des coulées de basaltes aphyriques et magnésiens du Karthala et du Badjini, ainsi que de l'ankaramite K57.

Cette étape intermédiaire n'affecte pas toutes les laves : certaines riches en Di et très pauvres en Fo (85Ka48, 85Ka65, 85Ka81, K52) peuvent être considérées comme des représentantes de magmas n'ayant pas subi ce fractionnement wehrlitique précoce. Comme nous l'avons vu lors de l'étude des éléments traces, ces basaltes à olivine se caractérisent par des concentrations en Sc plus élevées que nos trois basaltes aphyriques magnésiens (K47, K48, K54). Ce moindre fractionnement en clinopyroxène est confirmé par leur richesse en CaO (13% : Fig. 3.2.b) et par des rapports CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> élevés (proches de 1 : Fig. 3.2.d)).

Un tel fractionnement précoce a été suggéré par Frey et al (1990) pour expliquer le passage des basaltes du stade bouclier tardif aux hawaïites du stade post-bouclier au Mauna Kea (Hawaii). En raison d'une diminution importante du taux de production magmatique du panache mantellique hawaïen ne réalimentant plus constamment la chambre superficielle du Mauna Kea, Frey suggère que celle-ci ait cristallisé. Les plus faibles quantités de magmas produites n'ayant pas assez de force ascensionnelle, ceux-ci s'accumulent, refroidissent et cristallisent de l'Ol+Cpx pour donner les hawaïites du stade Laupahoehoe. D'après l'éventail des xénolites échantillonnés par les volcans hawaïens, Clague (1987) estime que ce réservoir magmatique intermédiaire se localise à la base de la croûte océanique, à une profondeur voisine de 20 km (7 kbar).

L'épaisseur de la lithosphère élastique océanique augmente avec son âge, en relation avec son refroidissement progressif. Pour celle des Comores âgée de 156 à 180 Ma, elle devrait atteindre un maximum de 30 à 35 km, équivalent à une pression de 10 à 12 kbar. Cette pression étant proche de celle que nous avons déterminée, la transition lithosphérique pourrait alors expliquer la présence de cette zone de différenciation profonde, où certains magmas stockés subissent ce fractionnement wehrlitique.

L'étude des éléments majeurs et traces a montré que les laves les plus magnésiennes du

Karthala peuvent se subdiviser en deux lignées alcalines légèrement différentes, auxquelles s'ajoute une troisième lignée plus transitionnelle dont nous ne possédons pas de termes magnésiens. Les rapports d'éléments hygromagnaphiles confirment la réalité de la lignée transitionnelle ( $La/Zr < 0,16$ ), mais pas celle des deux lignées alcaline et faiblement alcaline. En effet, dans ces deux dernières, on retrouve indifféremment des laves ayant des rapports  $La/Zr$  de 0,17 ou de 0,21, indiquant ainsi qu'il ne s'agit pas d'un caractère acquis lors de leur genèse, mais de la conséquence d'une différenciation distincte et plus ou moins importante.

Un réservoir magmatique profond, faisant évoluer les liquides dans des conditions de pression moyenne et stable comprise entre 10 et 15 kbar, induit avec la baisse progressive de la température, le fractionnement de 80% de Di + 20% de Fo comme l'indique le diagramme de Presnall. Ces liquides vont évoluer sans pratiquement modifier leur rapport  $Fo/(Di+An)$  ni leur concentration en MgO, alors que les éléments incompatibles verront leur concentration augmenter dans les fractions de liquides résiduels.

Des liquides ne séjournant pas dans cette chambre profonde et remontant directement en réservoir superficiel subiront en premier lieu un fractionnement dunitique (100% de Fo) pour ensuite évoluer le long du cotectique Di-Fo à 1atm et atteindre l'eutectique An-Di-Fo où débute le fractionnement gabbroïque. Les concentrations en MgO de ces liquides résiduels vont alors rapidement baisser dans un premier temps.

L'étude théorique dans le diagramme de Presnall et al. (1978) de l'évolution d'une composition "A" ( $Di_{50}-An_{30}-Fo_{20}$ ) par ces deux modes de fractionnement peut nous permettre de démontrer ce phénomène.

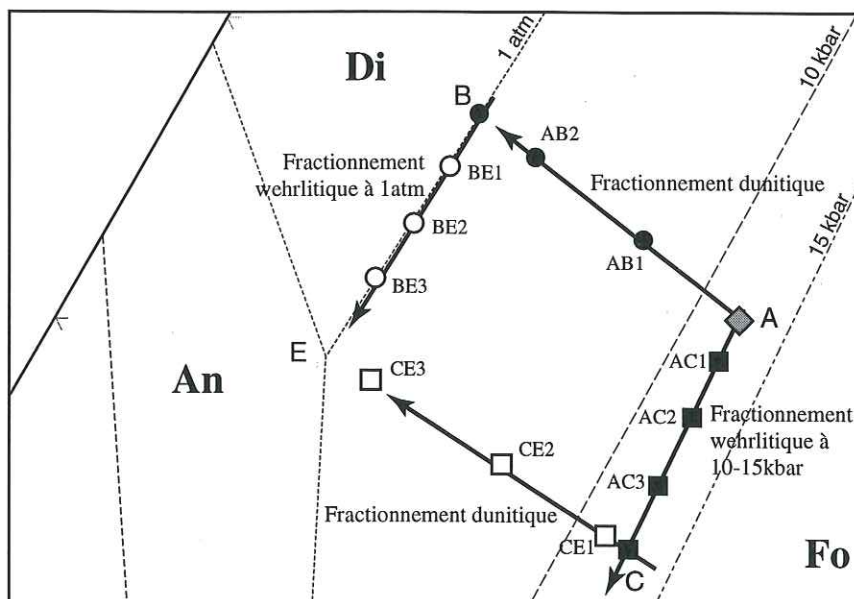


Fig. 5.4.1.e : Evolution par fractionnements wehrlitique et dunitique d'une composition théorique ( $Di_{50}-An_{30}-Fo_{20}$ ) dans le diagramme de Presnall et al. (1978).

Ces différents mode de fractionnement à 10-15 kbar et à 1atm correspondent à des proportions définies par les cotectiques de Presnall :

A à C : fractionnement wehrlitique à 12 kbar d'une paragenèse d'environ 80% de Di et 20% de Fo.

A à B et C à E : fractionnements superficiels dunitiques (100% de Fo).

B à E : fractionnement clinopyroxénitique superficiel d'une paragenèse de 89% de Di et 11% de Fo.



	A	AC1	AC2	AC3	C	CE1	CE2
% Liq	100	95	90	85	82	78	69
MgO%	20,76	20,47	20,14	19,78	19,53	17,55	14,87
Ce (ppm)	100	105,0	110,5	116,6	120,6	127,0	135,4

	A	AB1	AB2	B	BE1	BE2	BE3
% Liq	100	95	90	88	83	73	58
MgO%	20,76	18,84	16,70	15,78	15,40	14,99	14,53
Ce (ppm)	100	105,2	111,0	113,5	119,2	125,4	132,4

L'évolution des concentrations en Ce est calculée à l'aide de la loi de Rayleigh sur une concentration de départ de 100ppm, et les coefficients de partage du Ce pour chaque phase sont ceux donnés par Henderson (1982) pour des olivines et des clinopyroxènes dans un liquide basaltique :

$$C_L/C_0 = F^{(D-1)} \quad D_{Ce}^{Cpx/Liq} = 0,066 \quad \text{et} \quad D_{Ce}^{Oll/Liq} = 0,007$$

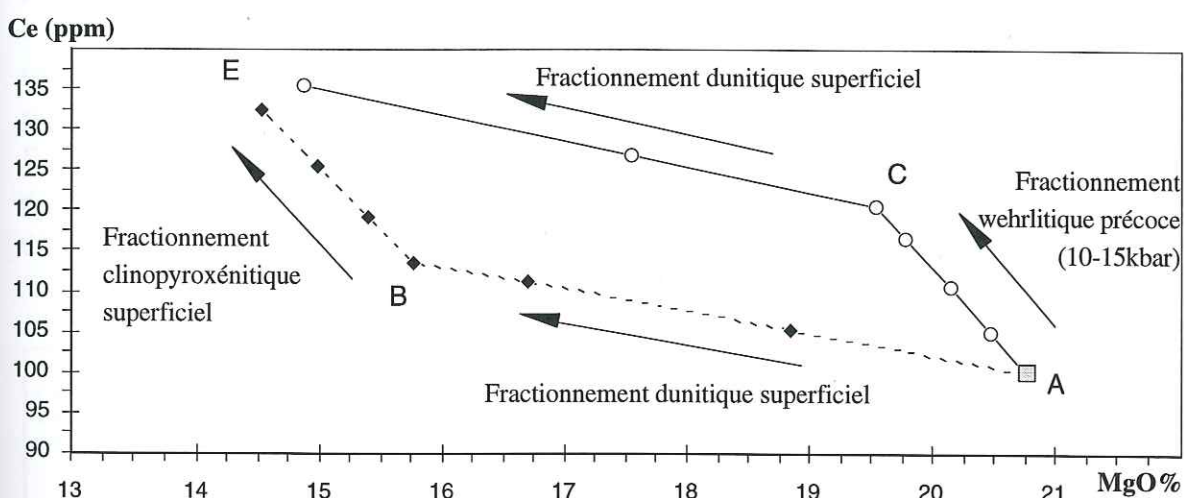


Fig. 5.4.1.f : Effet d'un fractionnement wehrlitique précoce sur l'évolution en Ce et MgO d'une composition théorique (Ce=100ppm, MgO=20,76%).

Ces quelques calculs simplifiés démontrent qu'un seul liquide initial, selon qu'il a subi ou non un fractionnement wehrlitique précoce, peut fournir une gamme de liquides plus évolués avec des concentrations variées en incompatibles et en alcalins pour une même concentration en MgO.

Ceci est une explication théorique qui reste très difficile à démontrer en contexte naturel où les effets de différents degrés de fusion partielle se sont certainement surajoutés. Cependant elle permet d'associer l'influence d'un fractionnement wehrlitique à 10-15 kbar, à la variété de teneurs en incompatibles et en alcalins observée dans des laves du Karthala de degré d'évolution identique, et ceci indépendamment du degré de fusion partielle initial.

#### 5.4.2 Cristallisation et fractionnement superficiel

La très grande majorité de nos basaltes et hawaïtes se regroupe sur un cotectique Fo-Di voisin de celui à 1atm, traduisant le rôle que doit jouer un réservoir intra-édifice dans la différenciation des laves du Karthala et du Badjini. Nous ne connaissons pas la profondeur

exacte de cette chambre superficielle, mais l'absence de séismes à plus de 5 km de profondeur (au moins 1,5 kbar) à l'aplomb de la caldeira sommitale lors de l'éruption de 1991 pourrait traduire sa présence.

La rareté de nos laves aphyriques riches en Fo (Fig. 5.4.1.b) implique un temps de résidence suffisant dans cette chambre magmatique superficielle pour permettre à leur composition d'atteindre le cotectique Di-Fo avant éruption. Ces laves ont alors subi un fractionnement dunitique important dans un premier stade, suivi d'un fractionnement wehrlitique superficiel plus ou moins important comme en témoigne leur dispersion le long du cotectique Di-Fo. Ces deux modes de fractionnement se retrouvent dans les paragenèses de nos laves porphyriques, avec des océanites contenant presque exclusivement de l'olivine, et d'autres océanites ayant une proportion notable de phénocristaux de clinopyroxène.

Certaines de ces laves ont suffisamment évolué pour atteindre l'eutectique An-Fo-Di marquant le début d'un fractionnement de type gabbroïque. Le plafonnement des concentrations en Sr pour les laves ayant moins de 8% de MgO indique en effet la possibilité d'un faible fractionnement de plagioclase. La présence de quelques phénocristaux de bytownite et de labrador dans bon nombre des hawaïites, ainsi que de quelques agrégats de microphénocristaux dans certaines océanites (dont celle de Singani en 1977), le confirme. L'existence occasionnelle de basaltes porphyriques à plagioclases centimétriques automorphes dans les laves du Karthala ancien et du Badjini, indique que la cristallisation de plagioclase a pu prendre des proportions importantes dans le passé de ces volcans. Cependant, l'évolution des laves du Karthala et du Badjini dans le diagramme Di-Ab-An indique l'absence d'un fractionnement important de plagioclase (Fig. 5.3.2.d) :

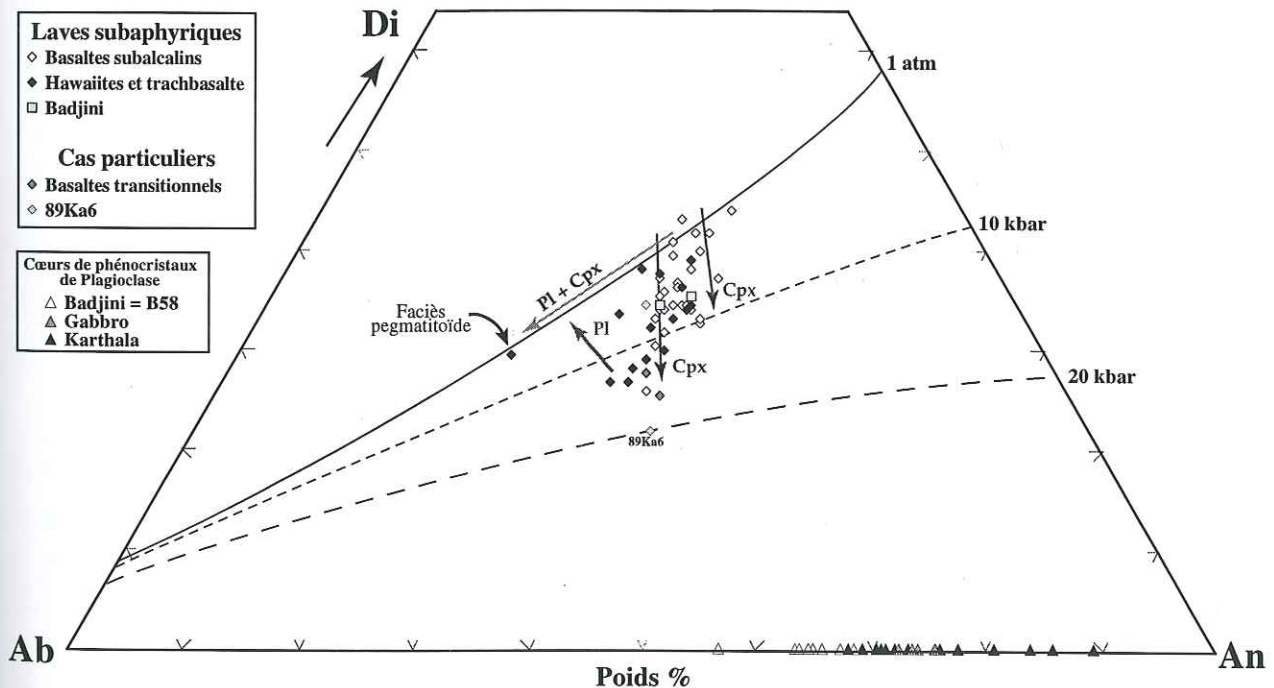


Fig. 5.4.2.a : Evolution des laves du Karthala et du Badjini dans le système Di-Ab-An.

Mais si le fractionnement de plagioclase ne semble être qu'un phénomène restreint, il a pu s'ébaucher à différentes pressions.

Un fractionnement à faibles pressions, souligné par un faciès pegmatitoïde de cœur de coulée, affecte légèrement de rares échantillons. Un second fractionnement de plagioclase semble également affecter les laves ayant fractionné le plus de clinopyroxène, ébauchant ainsi une



lignée profonde parallèle et intermédiaire aux cotectiques Di-Pl de 10 et 20 kbar estimés par Morse (1980). Or, l'absence d'indices de fractionnement notable de spinelle (pertes en V, Ti, FeO) pour l'ensemble de nos laves implique que le domaine de stabilité du plagioclase à haute pression n'a pas été atteint pour ces pressions de 10-15 kbar. Cette lignée profonde est donc un artefact lié à un fractionnement gabbroïque dans le réservoir superficiel affectant des laves qui se sont enrichies en Ab et en An lors du fractionnement wehrlitique entre 10 et 15 kbar comme ce fut le cas pour 89Ka6 à plus grande échelle. La remontée dans des conditions plus superficielles a placé la composition de ces liquides évolués et riches en An et Ab dans le domaine de stabilité du plagioclase à faibles pressions, qui a cristallisé en quantité et fractionné en partie. Le fractionnement de plagioclase n'apparaît donc pas comme un phénomène majeur dans la différenciation des laves du Karthala et du Badjini, comme le laissait supposer le plafonnement des concentrations en Sr des termes les plus évolués.

### Conclusion :

Cette étude des modes de fractionnement des laves du Karthala met donc en évidence l'existence de deux chambres magmatiques (Fig. 5.4.2.b) :

- \* l'une profonde qui pourrait se localiser à la base de la lithosphère élastique entre 30 et 35 km de profondeur. A une pression de 10 à 12 kbar, les magmas subissent un fractionnement wehrlitique de clinopyroxène et olivine, de rares laves comme 89Ka6 pouvant atteindre le domaine de stabilité du spinelle. Quelques basaltes aphyriques magnésiens du Karthala (K47, K48, K54) et du Badjini (B55 et B56) seraient les témoins intacts des liquides produits dans cette chambre profonde.
- \* l'autre superficielle où la majorité des laves subissent à plus ou moins grande échelle un fractionnement dunitique, wehrlitique puis gabbroïque. Lors de l'activité sismique ayant accompagné l'éruption de 1991, l'absence de séismes à une profondeur supérieure à 5 km pourrait alors traduire la présence d'une zone plus ductile correspondant à cette chambre superficielle.

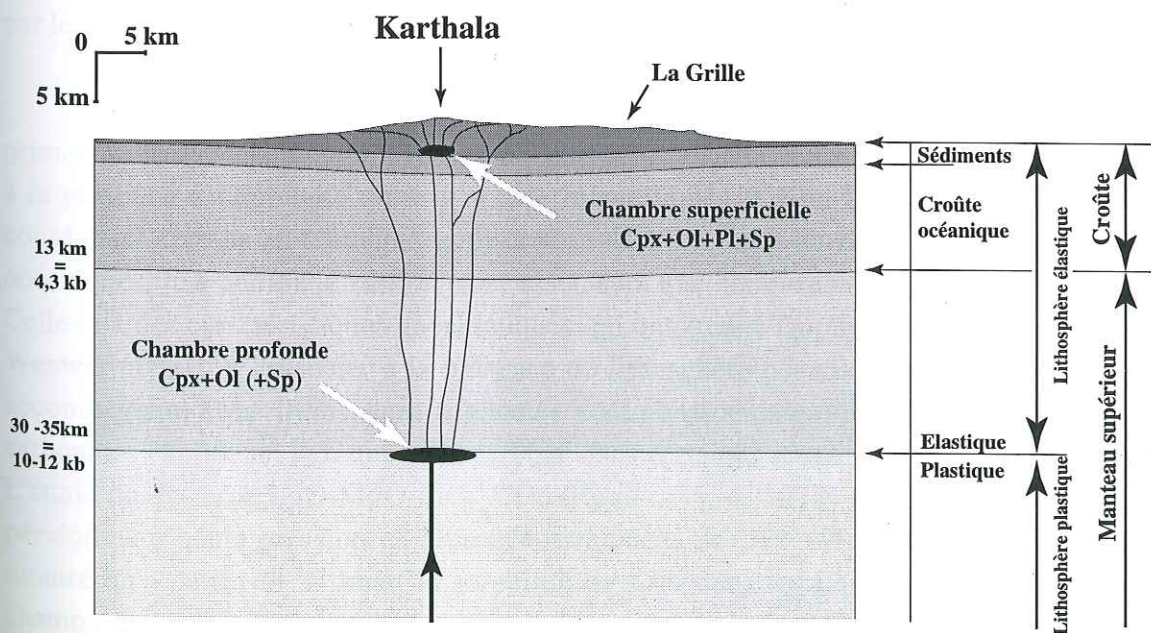


Fig. 5.4.2.b : Modèle de chambres magmatiques profonde et superficielle conditionnant l'évolution des laves du Karthala et du Badjini.



## • 5.5 DISCUSSION

Une approche particulière du contexte géodynamique de l'archipel des Comores, ainsi que les résultats de la géophysique et de la pétrologie expérimentale, nous ont permis de mieux contraindre le domaine mantellique à l'origine des laves du Karthala. L'expérimentation sur des compositions de péridotites caractérisant le manteau enrichi fournit des cotectiques de référence à différentes pressions qui permettent d'estimer la pression minimale de fusion partielle de nos laves aphyriques les plus magnésiennes à 24 kbar. Le modèle de Watson et McKenzie (1991), permettant d'estimer l'épaisseur de la lithosphère en fonction du taux de production du panache mantellique, nous a fourni une profondeur maximale de 100 km équivalente à une pression de 33 kbar. Ces deux pressions limites définissent un domaine de fusion partielle entre 24 et 33 kbar (soit entre 73 et 100 km de profondeur) dans le domaine de stabilité du grenat. Celui-ci est en effet la phase alumineuse de la péridotite source, comme en attestent des anomalies positives croissantes en Y, traduisant le rôle croissant du grenat avec l'augmentation du degré de fusion partielle caractérisé par une baisse des rapports La/Zr. Parmi les laves du Karthala ancien, deux portent la signature de degrés de fusion partielle nettement inférieurs, auxquels du phlogopite résiduel a pu fractionner leurs concentrations en K et Rb. Cette signature du phlogopite disparaît avec lui aux degrés de fusion partielle supérieurs, ce dont témoignent les autres laves du Karthala ancien et actuel.

La constance du rapport La/Ce des laves du Karthala nous permet de conclure à une source unique. Mais une variation des rapports La/Y pour de mêmes degrés de fusion partielle atteste d'une participation plus ou moins importante du grenat. Aux faibles degrés de fusion partielle en jeu dans la genèse des basaltes alcalins, l'augmentation du rôle du grenat par rapport aux autres phases de la péridotite, pour des degrés de fusion identiques, traduit essentiellement un épuisement de la quantité de clinopyroxène disponible. Outre de plus faibles rapports incompatibles/Y, les liquides produits par une source mantellique s'appauvrissant en clinopyroxènes auront des rapports CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> plus faibles, caractéristique rapidement masquée par le fractionnement de plagioclase ou de clinopyroxène

Les laves du Karthala présentent une anomalie négative en Sr par rapport au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989), qui à une pression supérieure à 24 kbar ne peut être imputée à la présence d'amphibole dans la source mantellique, ni à un fractionnement de plagioclase conséquent comme en témoigne sa discrétion dans les laves du Karthala. Pour d'autres volcans océaniques, une anomalie similaire est associée à une composante mantellique de type HIMU. Celle-ci a des caractéristiques géochimiques qui ont amené Dupuy et al. (1988, 1989), ainsi que Weaver (1991), à l'associer à la présence de lithosphère océanique subductée. Les sédiments accompagnant cette lithosphère subductée sont considérés comme un réservoir important de carbonates expliquant l'existence de carbone dans certaines sources mantelliques (Wyllie, 1987). L'étude du système CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> (Eggler, 1974, 1978) et la fusion expérimentale de péridotites à haute pression en présence d'un excès de CO<sub>2</sub> (Wendlandt et Mysen, 1980) ont montré qu'à partir de 27 kbar, la solubilité du CO<sub>2</sub> dans les liquides s'accroît, augmentant le champ de stabilité de l'enstatite aux dépens de celui de la forstérite. Les liquides résultants sont alors plus sous-saturés en silice que ceux produits en absence ou en présence d'H<sub>2</sub>O.



Le magmatisme néphélinique du massif de La Grille situé à 30 km au nord du Karthala, et l'identification d'une signature HIMU pour les laves du Karthala, nous a conduit à essayer de déterminer si un excès de CO<sub>2</sub> lors de la fusion partielle pouvait être à l'origine du faible degré de sous-saturation en silice des laves du Karthala.

L'utilisation des compositions de liquides obtenus à haute pression en condition anhydre par Falloon et Green (1988) dans le diagramme Ne-Fo-Qz permet d'obtenir des cotectiques de référence complétant ceux estimés par Kushiro (1968). Nos laves aphyriques les plus magnésiennes confirmant les pressions déterminées précédemment, leur production en présence d'un excès de CO<sub>2</sub> impliquerait alors des pressions inférieures à 24 kbar, où le grenat ne serait plus stable. Mysen et Boettcher (1975), ainsi que Wendlandt et Mysen (1980) ont montré que la composition de l'ensemble de la phase fluide, et plus précisément le rapport CO<sub>2</sub>/(CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O) conditionne le degré de sous-saturation des liquides. On peut alors considérer que la disparition de la phase hydratée qu'est le phlogopite a contribué à tamponner ce rapport, aux plus forts degrés de fusion partielle à l'origine de la majorité des laves du Karthala. Ce qui ne serait pas le cas aux plus faibles degrés de fusion partielle des laves néphéliniques de La Grille (Franck Desgrolard, com. pers.) où il apparaît comme une phase résiduelle.

Ayant contraint les caractéristiques de la source de nos laves, il faut maintenant s'attacher à leur devenir. Les liquides produits par cette péridotite à grenat et à phlogopite vont par la suite évoluer dans un double système de différenciation comme le révèle la présence d'enclaves clinopyroxénitiques, dunitiques et gabbroïques dans les laves du Karthala, ainsi que l'étude des clinopyroxènes.

L'évolution de nos laves dans le système Di-An-Fo de Presnall et al. (1978) confirme l'existence d'un fractionnement de Cpx+Ol entre 10 et 15 kbar affectant certaines d'entre elles. Un tel fractionnement wehrlitique à clinopyroxénitique enrichit les liquides résiduels en Fe, en éléments incompatibles et en alcalins sans fortement modifier leur concentration en MgO. Il génère alors des liquides magnésiens d'alcalinités différentes alimentant un réservoir superficiel, ou atteignant directement la surface comme semblent en témoigner nos laves aphyriques les plus magnésiennes (K47, K48, K54) émises à l'extrémité de la rift-zone sud.

En rejoignant un réservoir superficiel, ces laves subissent alors un fractionnement dunitique important dans un premier stade, suivi d'un fractionnement clinopyroxénitique superficiel plus ou moins important comme en témoigne leur dispersion le long du cotectique Di-Fo. La présence occasionnelle de microphénocristaux de plagioclase indique que l'eutectique An-Di-Fo n'est pas toujours atteint. Quelques basaltes riches en phénocristaux de plagioclase (89Ka6, B58) sont les témoins de l'évolution finale en réservoir superficiel, de liquides ayant subi un important fractionnement wehrlitique profond les enrichissant en An et les appauvrissant en Di. En atteignant les conditions de pression inférieures du réservoir superficiel, leur composition enrichie en An et appauvrie en Di atteint le domaine de stabilité du plagioclase avant de rejoindre celui du clinopyroxène. Toutefois, si le plagioclase peut parfois cristalliser en quantité importante pour certaines laves, son fractionnement n'est pas un des principaux moteurs de la différenciation des laves du Karthala.

Frey et al (1990) ont également invoqué un fractionnement à 7 kbar, pour expliquer la transition entre les basaltes du stade bouclier tardif et les hawaiiites du stade post-bouclier du



Mauna Kea. La baisse du taux de production magmatique ne permettant plus de maintenir ouverts les conduits jusqu'à la chambre superficielle, cette dernière cristalliserait et les magmas seraient stockés à la base de la croûte océanique hawaïenne (20 km). Concernant le Karthala, les clinopyroxènes des clinopyroxénites et certains phénocristaux chromifères reflètent des pressions de cristallisation comprises entre 8 et 12 kbar. Ces pressions correspondraient à l'approfondissement de la transition entre les domaines plastique et élastique d'une vieille lithosphère refroidissant depuis plus de 150Ma telle que celle sous-jacente au Karthala. Celle-ci induirait l'accumulation des faibles quantités de magmas produits par le panache comorien. Ceux-ci s'y différencieraient ou non pour produire des cumulats clinopyroxénitiques que l'on retrouve parfois parmi le cortège d'enclaves.

Toutefois, dans le modèle proposé par Frey et al (1990), nos laves fractionnant du clinopyroxène à moyenne pression pourraient être un témoignage des laves manquantes ("gap") entre le stade basaltic-postshield type Hamakua et le stade hawaïtique-postshield type Laupahoehoe du Mauna Kea. L'échantillon 89Ka6 a des caractéristiques chimiques typiques de leurs hawaïites aphyriques "Laupahoehoe", tout en étant porphyrique (Pl+Cpx+Ol). Cette hawaïite 89Ka6 du Karthala ancien pose alors un problème, car si elle indique un fractionnement important dans un réservoir profond en relation avec une baisse du taux de production du panache mantellique en fin du stade bouclier, elle n'en est pas moins antérieure aux laves actuelles qui indiquent un fractionnement dans une chambre superficielle suffisamment alimentée pour persister. Une telle contradiction avec le modèle d'évolution des volcans boucliers défini par Frey et al. (1990) peut avoir deux explications :

- soit qu'actuellement un nouveau "blob" produisant suffisamment de liquides permet à nouveau le fonctionnement d'une chambre superficielle, qui s'était interrompu avec la baisse de production du précédent.
- soit que cet échantillon dit du "Karthala ancien" soit en fait le témoignage d'un paléocentre éruptif ayant quasiment atteint le stade de recouvrement du bouclier, avec cessation du fonctionnement de la chambre superficielle, au profit d'un réservoir plus profond. Le Karthala actuel, encore au stade d'édification du bouclier, serait alors un nouveau bouclier édifié sur ce paléocentre comme il l'est sur le Badjini. Dans cette éventualité, la paléocaldeira décrite plus au NE par Bachèlery et Coudray (1993) pourrait alors correspondre à ce paléocentre éruptif.





• 6

## **Synthèse des données isotopiques existantes**



• 6

## **Synthèse des données isotopiques existantes**

L'abondance des isotopes Sr, Nd et Pb n'évolue qu'en fonction de la radioactivité naturelle, et n'est pas modifiée par les différents processus de genèse des magmas. Donc les rapports isotopiques des laves sont une signature de leur propre source mantellique. Le nombre de ces sources mantelliques a augmenté avec l'intérêt que lui a porté la géochimie isotopique, mais certains modèles de source semble être plus fréquemment observé, indiquant qu'un petit nombre de processus d'évolution du manteau ont été régulièrement mis en jeu.

### • 6.1 QUEL TYPE DE SOURCE ?

Les rapports isotopiques du Sr, du Nd et du Pb de l'archipel des Comores publiés par Reisberg et al. (1993) peuvent permettre d'approcher la nature de sa source mantellique. La localisation de ces sept échantillons dans l'article en question reste sommaire et ne permet que de les rattacher à une île, ou de distinguer La Grille et le Karthala (coulées historiques) pour l'île de la Grande-Comore. Divers rapports isotopiques publiés par White (1985) sont reportés sur ce diagramme sous forme d'ensembles grossiers, qui rassemblent divers rapports obtenus pour des îles océaniques présentant les différents cas de mélange entre les quatre réservoirs principaux : DMM (A ou B), HIMU, EMI et EM II. Les domaines isotopiques de ces quatre réservoirs correspondent à ceux définis par Zindler and Hart (1986).

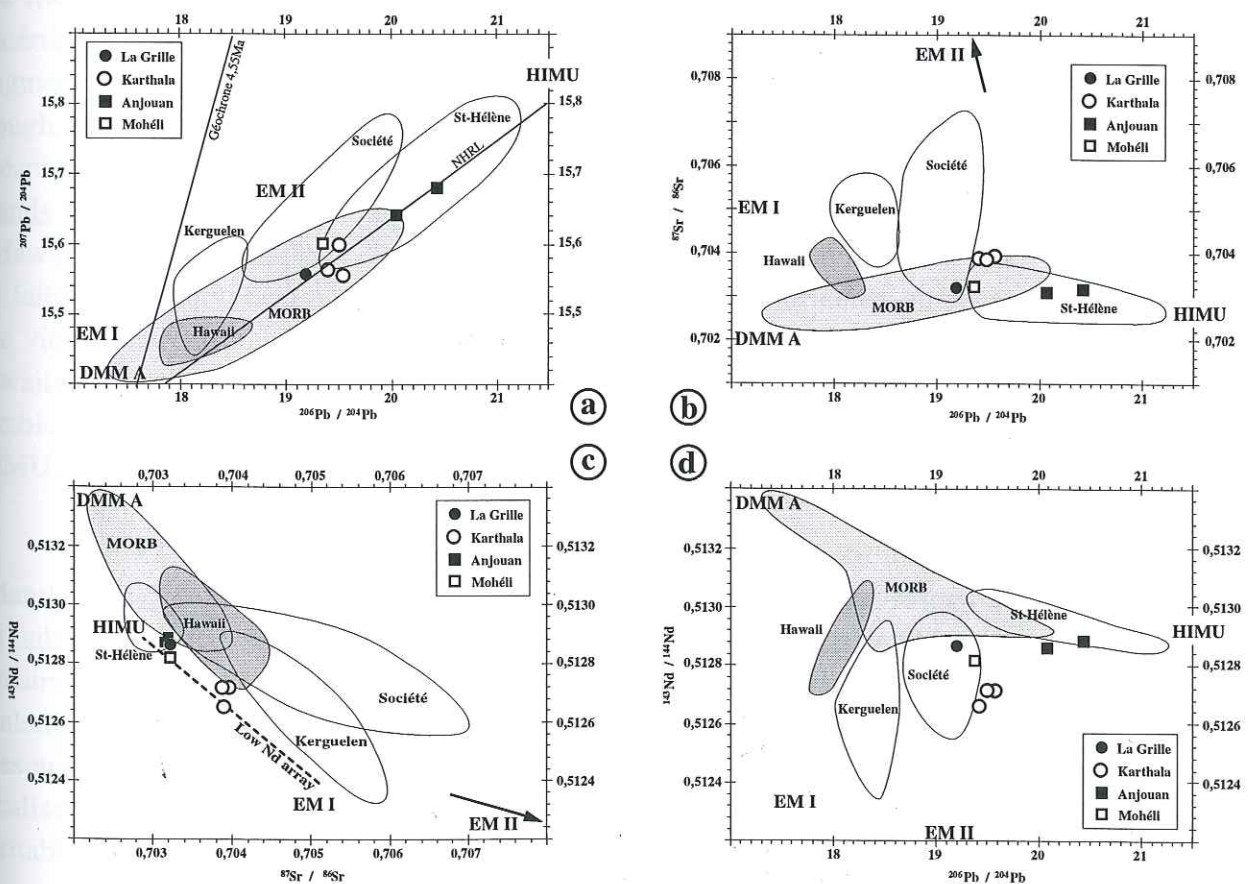


Fig. 6.1. a, b, c et d : Rapports isotopiques du Sr, du Nd et du Pb de quelques laves de l'archipel des Comores (Reisberg et al., 1993).



La figure 6.1.c montre bien la spécificité des laves du Karthala qui s'alignent sur le "Low Nd array" caractérisant le mélange entre les réservoirs HIMU et EMI (Hart et al., 1986). Ces échantillons sont certainement représentatifs des coulées en surface, et dans ce cas les laves du Karthala diffèrent simplement parce qu'elles représentent la fin du stade bouclier (voire le stade de recouvrement), alors que les autres représentent le stade post-bouclier pour La Grille, et post érosion pour les autres îles. Les laves du Karthala traduisent donc une plus forte signature du panache mantellique (EMI + HIMU), alors que les autres plus proches du domaine des MORB impliquent une participation du manteau appauvri (DMM).

Dans la figure 6.1.b, ces données se placent dans le domaine des OIB de St-Hélène décrits par White (1985) et nommé plus tard HIMU. White attribue la signature des laves de St-Hélène à un mélange entre la source appauvrie des MORB et une source OIB enrichie (HIMU) où le recyclage de croûte océanique+sédiments a eu une faible influence. Il émet l'hypothèse, pour ce réservoir HIMU, d'une source mantellique issue de la fusion de matériaux recyclés à fortes teneurs en H<sub>2</sub>O et CO<sub>2</sub>, dans des conditions minéralogiques et de partition de limite manteau supérieur-inférieur (670km) ou "boundary layer". Pour Ringwood (1982) cette source contient plutôt une grande quantité de croûte océanique et de sédiments subductés.

Allègre et Turcotte (1985) attribuent la signature isotopique particulière de St-Hélène aux premiers magmas formés dans un "néo-boundary layer" résident depuis 50-100Ma. Ce "néo-boundary layer" serait composé de lithosphère océanique subductée à laquelle se seraient ajoutés des fragments de lithosphère continentale délamainée lors d'une collision continentale. Ces matériaux plus rigides et plus stables ne formeraient que de petits "blobs" accompagnés par des fragments de "boundary layer", à l'origine des petites îles océaniques comme St-Hélène, Tristan, Gough,... . Les zones du "boundary layer" non réalimentées par de plus récentes lithosphères océaniques ou continentales seraient alors le lieu de plus fortes instabilités engendrant de plus grands "blobs" capables d'entraîner du matériel primitif depuis le manteau inférieur, à l'origine d'Hawaii ou de l'Islande.

La faible taille du volcan bouclier du Karthala et des îles comoriennes en général, combinée à une vitesse assez lente de la plaque africaine (5 à 7cm/an), contraste avec la taille des édifices hawaïens localisés sur la plaque pacifique plus rapide. Les petits édifices alcalins des Comores semblent donc compatibles avec cette hypothèse de "petits blobs" enrichis en matériel de type HIMU.

Les laves du Karthala, de la Grille et de Mohéli ont un écart important par rapport au "Mantle Plane" défini par Zindler and Hart (1986). Parmi les différents réservoirs magmatiques, les faibles rapports <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd du EMI le localisent très en dessous du "Mantle plane". L'île de Pitcairn (P), que l'on considère actuellement comme le meilleur représentant du réservoir EMI, a également des rapports isotopiques (Woodhead and McCulloch, 1989) qui le localise très en dessous du "Mantle Plane". La composante EMI des laves des Comores explique alors la localisation systématique des laves des Comores sous le "Mantle plane", qui n'est donc pas un véritable plan.



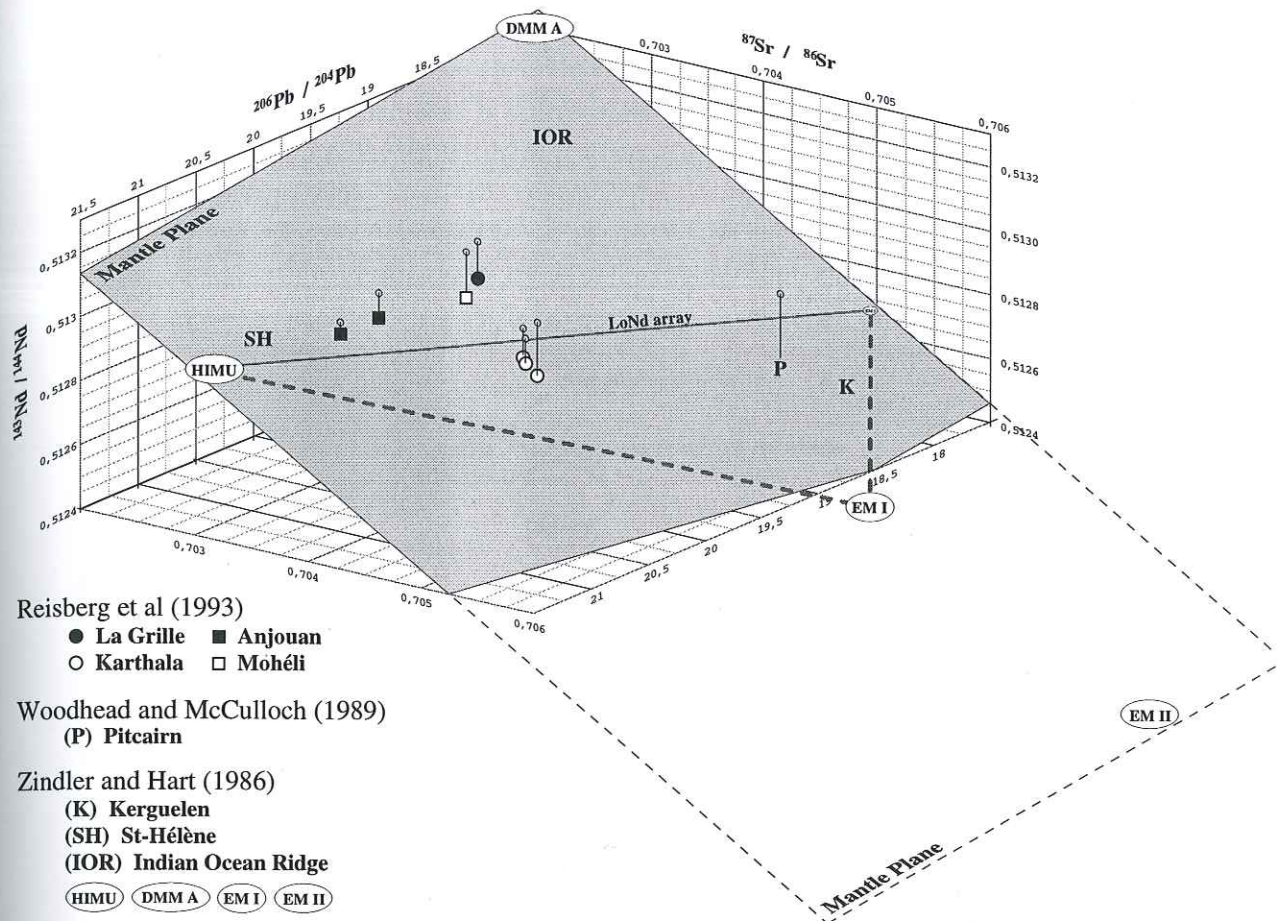


Fig. 6.1.e : Rapports isotopiques du Sr, du Nd et du Pb de quelques laves de l'archipel des Comores (Reisberg et al., 1993) reportés par rapport au "Mantle Plane" (Zindler and Hart, 1986).

Les Comores se localisent géographiquement à la bordure Nord de la zone à anomalie Dupal, mais les rapports isotopiques publiés par Reisberg et al. (1993) se situent sur la NHRL (Northern Hemisphere Reference Line) avec de faibles anomalies :

$$\Delta 7/4 = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{Echt}} - \{13,491 + 0,1084 \cdot (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{Echt}}\} \cdot 100 = -2,3 \text{ à } 2$$

$$\Delta 8/4 = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{Echt}} - \{15,627 + 1,209 \cdot (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{Echt}}\} \cdot 100 = -24 \text{ à } 41$$

Ces faibles anomalies Dupal et cette localisation en limite de zone font que le volcanisme des Comores ne devrait pas être affecté par ces remontées de manteau profond auxquelles Busse (1983) attribue l'anomalie Dupal.

Il ressort de ces données isotopiques que le point chaud des Comores porte la signature de différents réservoirs mantelliques :

- remontée de diapirs mantelliques enrichis (EMI) depuis le boundary layer,
- qui prélève du néo-boundary layer formé de lithosphère océanique subductée et de lithosphère continentale délamainée lors de collision continentale (Allègre et Turcotte, 1985). Un magmatisme d'arc en aurait extrait les alcalins et alcalino-terreux lors de la genèse de tholéiites d'arc (Dupuy et al., 1988 et 1989). Cette composante serait à l'origine de leur signature HIMU.
- une composante appauvrie (DMM) peut également s'ajouter. Elle peut avoir deux origines: l'une serait un prélèvement du manteau appauvri lors de la remontée des diapirs, l'autre



serait une interaction entre la lithosphère et le panache lors de la fusion partielle. Un tel mélange entre une composante enrichie et appauvrie a été mis en évidence à Hawaii, avec une participation croissante de la composante appauvrie dans la genèse des laves du stade d'édification du bouclier tholéiitique jusqu'aux stades de recouvrement et post-érosionnel (Chen and Frey, 1985).

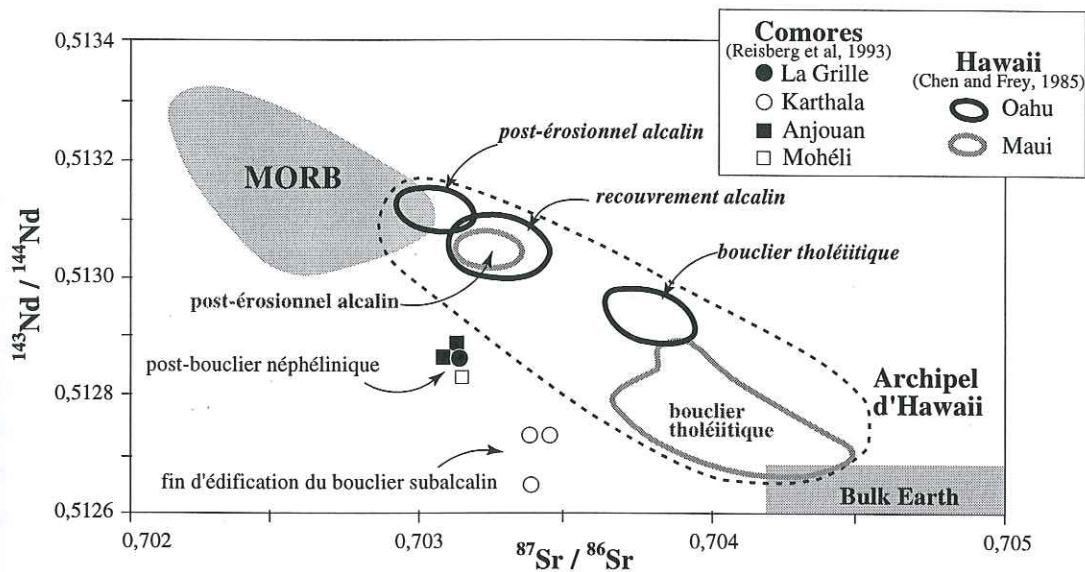


Fig. 6.1.f : Influence d'une composante de type MORB sur les rapports isotopiques du Sr et du Nd des laves de différents stades des îles de l'archipel des Comores (Reisberg et al., 1993) et d'Hawaii (Chen and Frey, 1985).

Le Karthala, dont les laves faiblement alcalines indiquent qu'il est proche de l'axe du panache, se caractérise par une localisation sur le "Low Nd array" significative d'un mélange entre les réservoirs profonds EMI et HIMU et traduisant un apport principal du panache mantellique.

La Grille qui a atteint le stade post-bouclier n'est plus dans l'axe du panache, elle se localise en bordure du panache "cisailé" par la dérive de la lithosphère africaine. L'échantillon de Reisberg et al. (1993) se caractérise par des rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  qui le rapprochent du domaine des MORB. Cette composante appauvrie supplémentaire n'est pas mise en évidence par les rapports isotopiques des laves du Karthala, il s'agit donc d'un phénomène qui n'affecte pas l'axe du panache et qui est postérieur à sa mise en place à la base de la lithosphère. Nous avons vu qu'un enrichissement du manteau en  $\text{CO}_2$  est à l'origine des magmas néphéliniques. Sa présence en excès dans le manteau provoque une baisse du solidus de la péridotite mantellique de 50 à 200°C. Un enrichissement en  $\text{CO}_2$  de la lithosphère sus-jacente est alors envisageable, et dans cette éventualité elle pourrait fondre en plus grande proportion et contribuer à la composition des liquides magmatiques au delà des 0,5% suggérés par Watson et McKenzie (1991).

L'augmentation du rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  et la baisse du  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de la lave post-bouclier du massif de La Grille par rapport à celles du Karthala (bouclier tardif) confirme une participation plus importante d'une composante appauvrie (DMM). Ce type d'évolution isotopique se retrouve dans les laves des différents stades d'évolution d'Hawaii (Chen et Frey, 1985), mais diffère de celle observée depuis les laves du stade post-bouclier à celles du stade

bouclier des marquises (Woodhead, 1992). Le panache mantellique comorien va à l'encontre du modèle de panache "faible" défini par Woodhead (1992) pour les marquises et correspondrait plutôt à celui de panache dit "fort", de type hawaïen. Dans celui-ci, les premiers magmas d'un panache pénètrent rapidement la lithosphère sans que cette dernière ne fonde substantiellement, puis avec le déplacement de la lithosphère le panache devenant moins productif, la proportion de lithosphère augmente dans la genèse des liquides, peut être sous l'influence d'un enrichissement en CO<sub>2</sub>.

## • 6.2 CONTAMINATION CRUSTALE ?

---

La présence de nombreuses enclaves gréseuses et de grains de quartz dans les laves de la Grande Comore permet d'envisager une contamination crustale. Ces enclaves sont composées de plus de 90% de quartz, aussi l'assimilation de 1 à 2% de ce matériel peut diminuer les concentrations de tous les éléments (sauf SiO<sub>2</sub>), ce qui suffirait pour faire passer des laves faiblement alcalines dans le domaine transitionnel, voire tholéiitique.

Mais aurait-elle lieu dans les premiers stades de genèse des magmas comoriens, ou lors des phases tardives pré-éruptives, et à quelle échelle?

Comme nous l'indiquent les données isotopiques de Reisberg et al. (1993), leurs échantillons de laves comoriennes ne donnent pas de signes évidents de contamination crustale. Ces auteurs suggèrent toutefois, par la combinaison des rapports <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr de 0,7039 et <sup>187</sup>Os/<sup>186</sup>Os de 1,26 à 1,35, la possibilité d'un mélange avec la croûte sous-jacente, pour les laves du Karthala.





• 7

## **Conclusion générale**



• 7

## **Conclusion générale**

## Conclusion générale

Une synthèse des données de la littérature sur l'histoire de l'ouverture du canal de Mozambique et de la migration de Madagascar, nous a permis de retenir l'hypothèse d'une croûte de nature océanique à l'aplomb de la Grande-Comore. L'influence des failles transformantes et des rides océaniques des deux directions d'accrétion à l'origine du bassin de Somalie et des Comores, sur les structures tectoniques actives en surface et en profondeur, en serait un témoignage évoqué pour d'autres volcans océaniques (Iles Australes et de la Société).

L'île de la Grande-Comore est principalement constituée de deux grands volcans boucliers : le massif de La Grille au nord et le Karthala au sud, alors qu'un volcanisme ancien forme le massif du Badjini situé à son extrémité sud. Le Karthala est le seul dont on connaisse l'activité historique, l'éruption phréatique de juillet 1991 en étant la dernière manifestation en date. Son activité magmatique se localise essentiellement le long de deux rifts zones et à leur intersection dans la caldeira sommitale. Les laves qui la compose ont des paragenèses variées : basaltes à olivine, océanites, ankaramites et basaltes à phénocristaux de plagioclase, qui témoignent de la variété des processus de différenciation en jeu.

L'étude de la composition chimique de ces laves révèle leur caractère faiblement alcalin à transitionnel. Le comportement des éléments majeurs et compatibles met en évidence l'existence de deux chambres magmatiques distinctes, confirmée par leur évolution dans le système Di-An-Fo de Presnall et al. (1978):

- l'une profonde localisée à une profondeur d'environ 30 km (10 kbar), où les liquides basaltiques subissent un fractionnement wehrlitique, dont des enclaves clinopyroxénitiques seraient des témoins. Une étude plus précise de leurs clinopyroxènes et de certains phénocristaux chromifères de nos laves confirme des pressions de cristallisation comprises entre 8 et 12 kbar. Ce fractionnement wehrlitique profond (Di+Fo) contribue à enrichir les liquides résiduels en éléments incompatibles et en An, en modifiant faiblement leur concentration en Fo. Certaines laves aphyriques magnésiennes, émises à l'extrémité sud de la rift-zone sud du Karthala, pourraient être les témoins directs de ce fractionnement plus ou moins avancé.
- l'une plus superficielle, que la sismicité de 1991 localiserait à au moins 5 km de profondeur à la base de l'édifice volcanique. Des liquides ayant plus ou moins évolué en profondeur y subissent un fractionnement dunitique (Fo), puis clinopyroxénitique (Di+Fo) et enfin gabbroïque (Fo+Di+An). Ce dernier mode de différenciation n'est pas un facteur important de différenciation comme en atteste la rareté des enclaves de gabbros et des plagioclases dans la majorité des laves. Toutefois, certaines laves très riches en phénocristaux de plagioclase, accompagnés de clinopyroxène et d'olivine, sont les témoins d'une cristallisation importante en réservoir superficiel de liquides fortement enrichis en An par un fractionnement wehrlitique profond important.



L'utilisation de différents géothermomètres nous a permis de calculer des températures d'équilibre de 1125 à 1172°C pour les couples olivine-liquide, et de 1147°C à 1206°C pour les couples plagioclase-liquide. L'application de ces dernières aux résultats expérimentaux sur les coefficients de partage du Fe et du Mg entre plagioclase et liquide (Sato, 1989 - Phinney, 1992) nous offre la possibilité de tester une méthode d'estimation de la  $fO_2$  de cristallisation des plagioclases. Celle-ci donne des  $fO_2$  proches de QFM pour ceux du Badjini, et comprises entre WM et NNO pour ceux du Karthala. Cette méthode reste toutefois très imprécise et mériterait un développement expérimental que ce travail n'a pu permettre.

Les concentrations et les rapports d'éléments incompatibles des laves du Karthala nous ont permis d'appréhender la nature de leur source mantellique et des conditions de fusion partielle. Les laves du Karthala sont essentiellement le produit d'un degré de fusion partielle identique affectant une source unique. Néanmoins, les laves à caractère transitionnel du Karthala ancien confirment l'existence de degrés de fusion partielle supérieurs dans le passé du volcan. Quelques laves associées à ce passé témoignent quant à elles de degrés nettement inférieurs révélant la présence de phlogopite dans leur source. Celui-ci disparaît aux stades de fusion plus avancés, alors que le rôle du grenat s'accroît comme le démontre l'augmentation des concentrations en Y. L'existence de rapports élément hygromagmaphile/Y plus faibles pour de mêmes degrés de fusion partielle, atteste de l'influence parfois accrue du grenat aux dépens d'une autre phase qui pourrait être le clinopyroxène. Une anomalie constante en Sr des laves du Karthala et du Badjini correspondrait à l'influence d'une composante sédimentaire subductée de type HIMU, confirmée par les données isotopiques existantes.

La présence de grenat dans la source mantellique du Karthala implique une pression de fusion partielle supérieure à 20-25 kbar. Une pression maximale de fusion partielle de 33 kbar a été déterminée à partir du modèle de Watson et McKenzie (1991) basé sur la relation entre l'épaisseur lithosphérique et les taux de production magmatique des panaches mantelliques. Les résultats expérimentaux à haute pression de Falloon et al. (1988) définissent quant à eux des cotectiques de référence nous permettant d'estimer une pression de fusion partielle minimale de 24 kbar.





## **Annexes**

## **Annexes**



## **Analyses**

## **Analyses**



## **Analyses des laves**

## **Analyses des laves**



N° d'écht.	B 55	B 56	B 58	K 5	K 6	K 14	K 16	K 20	K 21	K 27	K 28	K 30	K 34	K 35	K 37	K 38	K 39	K 40	K 41	K 42	K 44
Date/époque	AncienB	AncienB	AncienB	1857	Rec. Ind	Recent	Histo	Recent	Histo	Recent	Recent	Recent	Recent	Recent	1965	1948	1972	Histo	1918	Recent	Recent
N° d'analyse	B 3771	B 3772	B 3774	B 3758	B 3759	B 3760	B 3761	B 3762	B 3763	B 3764	B 3765	B 3766	B 3767	?	B 3768	B 3769	B 3792	B 3793	B 3794	B 3795	B 3798
SiO2	45,90	47,00	47,00	46,50	46,50	46,30	46,60	46,50	46,40	46,90	47,60	47,70	44,70	46,59	46,60	47,10	46,40	46,10	46,20	45,80	45,20
Al2O3	13,70	13,50	14,10	14,40	13,80	13,70	14,40	14,50	14,90	14,10	14,95	15,00	10,80	13,80	14,90	14,70	14,40	14,80	14,30	14,40	11,50
Fe2O3*	13,40	12,70	14,00	12,90	13,20	13,70	13,60	14,30	13,70	12,90	12,50	13,20	13,10	12,80	14,20	13,70	13,30	13,50	12,80	13,30	13,40
FeO																					
MgO	8,30	8,80	6,43	6,71	7,71	7,70	6,26	5,33	6,32	6,32	5,31	5,62	14,30	7,70	5,50	5,64	6,31	5,78	6,52	5,96	12,80
CaO	11,10	10,80	11,60	11,30	11,90	11,00	11,60	10,90	11,20	11,40	10,70	10,90	10,60	11,44	10,80	11,30	11,50	11,20	11,60	11,20	10,60
Na2O	3,00	3,00	3,01	3,32	3,02	3,36	3,31	3,43	3,35	3,41	3,44	3,41	2,42	3,18	3,60	3,45	3,22	3,68	3,46	3,86	2,82
K2O	1,15	1,22	1,10	1,32	1,29	1,35	1,32	1,39	1,40	1,35	1,45	1,44	1,06	1,36	1,40	1,39	1,34	1,39	1,36	1,48	1,06
TiO2	2,58	2,35	2,92	2,81	2,63	2,71	2,69	3,03	2,77	2,70	2,69	2,83	2,12	2,44	2,99	2,88	2,65	2,75	2,77	2,68	2,23
P2O5	0,49	0,49	0,51	0,48	0,44	0,50	0,46	0,53	0,47	0,47	0,50	0,49	0,34	0,45	0,47	0,47	0,46	0,49	0,50	0,52	0,40
MnO	0,20	0,19	0,19	0,18	0,19	0,19	0,19	0,20	0,19	0,19	0,18	0,19	0,19	0,18	0,21	0,19	0,19	0,19	0,18	0,19	0,19
H2O+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O-	0,21	0,07	0,13	-	-	-	-	-	0,04	0,08	0,05	0,02	-	0,09	-	-	0,17	0,20	0,16	0,20	0,13
Total	100,03	100,12	100,99	99,92	100,68	100,51	100,43	100,11	100,74	99,82	99,37	100,80	99,63	100,03	100,67	100,82	99,94	100,08	99,85	99,59	100,33
Or	6,80	7,21	6,50	7,80	7,62	7,98	7,80	8,21	8,27	7,98	8,57	8,51	6,26	8,04	8,27	8,21	7,92	8,21	8,04	8,75	6,26
Ab	17,93	20,41	21,86	18,84	16,16	17,52	18,23	21,23	18,10	19,54	24,14	23,03	10,72	17,05	20,40	20,37	18,27	17,55	16,86	15,79	12,76
An	20,52	19,77	21,72	20,49	20,29	18,31	20,54	20,06	21,49	19,18	21,07	21,37	15,48	19,37	20,36	20,52	20,88	19,76	19,47	17,60	15,59
Ne	4,04	2,69	1,96	5,01	5,09	5,91	5,30	4,22	5,55	5,05	2,69	3,15	5,29	5,34	5,45	4,78	4,86	7,36	6,73	9,14	6,02
DI_Wo	13,10	12,79	13,58	13,54	14,99	13,78	14,20	12,75	12,94	14,34	12,02	12,32	14,56	14,39	12,58	13,57	13,86	13,63	14,53	14,44	14,37
DI_En	8,30	8,33	8,01	8,34	9,41	8,55	8,31	7,02	7,60	8,63	6,98	7,15	10,27	9,07	7,02	7,75	8,18	7,81	8,88	8,38	9,92
DI_Fs	3,97	3,57	4,90	4,42	4,66	4,41	5,21	5,26	4,71	4,94	4,48	4,59	3,04	4,43	5,07	5,23	4,98	5,21	4,84	5,39	3,29
En	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fo	8,67	9,52	5,61	5,87	6,86	7,44	5,10	4,38	5,71	4,98	4,38	4,79	17,76	7,08	4,68	4,41	5,28	4,61	5,16	4,53	15,39
Fa	4,58	4,50	3,78	3,43	3,74	4,23	3,53	3,62	3,90	3,14	3,10	3,39	5,79	3,81	3,73	3,28	3,54	3,40	3,10	3,21	5,62
Mt	4,89	4,72	5,19	4,77	4,87	5,05	5,03	5,29	5,06	4,80	4,71	4,98	4,66	4,73	5,27	5,12	4,91	4,98	4,72	4,89	4,82
Ilm	4,90	4,46	5,55	5,34	5,00	5,15	5,11	5,75	5,26	5,13	5,11	5,37	4,03	4,63	5,68	5,47	5,03	5,22	5,26	5,09	4,24
Ap	1,15	1,16	1,20	1,14	1,04	1,18	1,09	1,26	1,12	1,10	1,17	1,16	0,81	1,06	1,12	1,10	1,08	1,15	1,19	1,23	0,94
Total	98,84	99,13	99,84	98,99	99,72	99,52	99,44	99,07	99,71	98,80	98,42	99,83	98,66	99,01	99,64	99,82	98,80	98,90	98,76	98,43	99,21
Nom IUGS	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin très potas.	basalte subalcalin très potas.	basalte subalcalin	basalte subalcalin	hawaïite	basalte subalcalin	basalte subalcalin	hawaïite	basalte subalcalin	hawaïite	basalte subalcalin
mg*	55,1	57,9	47,6	50,7	53,6	52,7	47,7	42,5	47,7	49,2	45,7	45,8	68,4	54,4	43,4	44,9	48,4	45,9	50,2	47,0	65,4
Si.	33,9	36,0	27,8	29,2	32,3	31,1	27,1	23,2	27,0	27,9	24,8	25,1	48,4	32,4	23,6	24,7	27,6	25,1	28,5	25,6	44,5
DI.	27,7	29,3	29,2	30,6	27,9	30,4	30,4	32,5	30,9	31,6	34,4	33,7	21,5	29,5	33,1	32,4	30,1	32,1	30,6	32,6	24,2
Zn	85	88	103	111	110	110	118	114	121	112	106	110	95	50	116	115	96	93	79	109	99
Co	55	53	54	50	53	55	53	56	53	51	49	51	64	100	51	51	51	50	50	55	65
Ni	154	194	99	109	159	171	105	58	89	136	44	57	428	187	50	69	76	61	90	68	411
Ba	401	429	343	386	354	419	395	435	402	399	437	445	289	376	412	392	381	444	396	434	330
Cr	380	549	225	193	271	269	136	37	116	133	40	55	826	480	20	40	64	38	150	53	752
V	277	259	308	286	285	290	298	314	301	291	290	296	233	284	286	278	299	306	303	313	257
Qu	87	87	86	105	107	84	90	58	69	87	34	65	106	113	66	72	82	63	106	72	91
Zr	224	228	226	229	204	229	221	242	221	214	229	244	160	203	230	228	213	230	233	228	183
Sc	29,2	28,7	27,0	28,6	28,5	25,2	26,5	23,4	24,9	28,1	22,3	25,5	32,1	29,3	23,5	25,7	28,6	24,0	30,0	26,4	29,7
Y	29,9	27,7	31,0	30,0	27,6	30,0	29,8	31,3	29,0	28,7	29,7	32,6	22,5	26,8	30,9	29,9	28,5	30,6	29,1	29,7	24,7
La	40,8	41,1	33,3	42,0	36,2	41,8	39,1	44,2	41,9	38,2	43,1	45,0	29,9	36,4	42,1	40,6	38,3	41,3	40,9	40,2	32,8
Sr	551	507	533	538	500	540	535	547	522	533	552	572	404	487	547	521	508	571	515	573	417
Ce	81,9	84,7	71,8	94,5	82,8	94,2	81,7	89,7	83,5	82,4	89,8	90,5	54,9	75,7	80,9	81,1	79,0	86,1	85,5	82,4	69,6
Fb																					
Mode (traitement d'image sur LM)	basalte aphyrique	basalte aphyrique	basalte à Pl+Cpx+Ol	basalte sub-aphyrique	basalte à Ol+Cpx	basalte à Ol+Cpx	basalte sub-aphyrique	basalte sub-aphyrique	basalte sub-aphyrique	basalte aphyrique	basalte sub-aphyrique	basalte sub-aphyrique	océanite	basalte à Ol+Cpx	basalte sub-aphyrique	basalte sub-aphyrique	basalte sub-aphyrique	basalte sub-aphyrique	basalte sub-aphyrique	basalte sub-aphyrique	océanite
Ol	0,2	-	4,3	2,7	7,7	4,9	1,7	1,8	3,3	-	-	0,5	16,3	4,3	0,8	0,2	0,4	0,4	0,4	1,3	19,3
Cpx	-	-	7,6	1,2	3,5	1,4	1,7	0,3	0,7	-	1,1	2,4	3,9	1,2	1,4	2,1	3,3	0,8	3,0	2,1	4,2
Pl	-	-	18,8	0,2	-	-	-	-	-	-	-	1,2	-	-	1,7	0,8	-	-	0,4	-	-
Ox	-	-	traces	traces	-	traces	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Selon la provenance de l'analyse, le fer est exprimé en Fe2O3 total ou en FeO+Fe2O3



N° d'écht.	K 47	K 48	K 51	K 52	K 53	K 54	K 57	K 60	K 63	K 67	K 68	K 69	K 70	K 77	K 79	K 80	K 81	K 87	K103
Date/époque	Recent	1876	1876	1862	Recent	Recent	Recent	Recent	Recent	GK	Recent	Recent	Histo	Recent	Histo	Histo	Recent	Recent	Recent
N° d'analyse	B 3799	B 3800	B 3801	B 3802	B 3803	B 3770	B 3773	B 3776	B 3777	B 3778	B 3779	B 3780	B 3781	B 3011	B 3012	B 3013	B 3014	B 3015	B 3789
SiO2	45,80	46,60	45,90	45,80	46,00	46,80	45,90	46,50	46,80	46,80	46,20	46,50	46,30	46,70	46,70	46,60	47,00	47,30	46,90
Al2O3	12,60	12,90	10,60	13,40	12,40	13,00	10,70	13,60	14,40	14,00	14,50	13,50	14,10	14,43	14,10	14,80	13,40	14,50	14,30
Fe2O3*	13,00	13,10	13,00	12,80	12,80	13,40	12,90	13,45	13,90	13,50	13,70	13,10	13,40	12,91	12,90	13,30	13,10	13,20	13,00
FeO																			
MgO	9,94	9,96	14,80	7,11	10,10	9,48	13,60	7,45	5,74	6,50	5,83	6,83	6,26	6,30	6,89	6,20	8,65	6,35	6,26
CaO	11,10	11,10	10,80	13,00	11,50	11,10	12,10	11,65	11,60	11,80	11,70	11,40	12,40	10,89	12,00	10,80	11,20	11,50	11,20
Na2O	3,08	3,00	2,33	2,98	2,70	2,80	1,90	3,00	3,51	3,20	3,10	3,20	2,90	3,91	3,33	3,63	3,03	3,43	3,39
K2O	1,18	1,15	0,89	1,15	1,04	1,05	0,72	1,20	1,49	1,32	1,35	1,32	1,35	1,54	1,40	1,48	1,20	1,28	1,26
TiO2	2,45	2,52	1,93	2,35	2,20	2,58	1,86	2,80	2,89	2,90	2,81	2,75	2,67	2,71	2,69	2,86	2,45	2,68	2,71
P2O5	0,51	0,48	0,32	0,42	0,38	0,40	0,30	0,51	0,50	0,53	0,50	0,45	0,52	0,46	0,47	0,53	0,43	0,43	0,46
MnO	0,19	0,19	0,19	0,19	0,18	0,18	0,19	0,19	0,20	0,19	0,20	0,19	0,19	0,18	0,18	0,19	0,19	0,19	0,18
H2O+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,11	-	-	-	-	-	0,15
H2O-	0,10	0,24	0,09	0,11	0,07	0,04	0,20	0,01	0,05	-	0,01	-	0,07	0,05	0,05	0,05	0,03	-	0,33
Total	99,95	101,24	100,85	99,31	99,37	100,83	100,37	100,36	101,08	100,74	99,90	99,24	100,27	100,08	100,71	100,44	100,68	100,86	100,14
Or	6,97	6,80	5,26	6,80	6,15	6,21	4,26	7,09	8,81	7,80	7,98	7,80	7,98	9,10	8,27	8,75	7,09	7,56	7,45
Ab	15,47	17,39	13,39	13,07	15,94	19,47	13,25	18,70	17,76	18,73	18,27	18,94	16,33	17,68	15,94	19,25	18,99	19,91	20,89
An	17,07	18,34	15,84	19,79	18,64	19,80	18,54	20,10	19,14	19,94	21,66	18,58	21,47	17,28	19,39	19,72	19,42	20,39	20,08
Ne	5,74	4,33	3,43	6,58	3,74	2,29	1,53	3,62	6,47	4,52	4,32	4,41	4,45	8,35	6,63	6,21	3,60	4,94	4,22
Di_Wo	14,48	14,03	14,89	17,51	15,02	13,65	16,52	14,34	14,69	14,67	13,82	14,64	15,32	14,08	15,49	12,70	13,92	14,14	13,57
Di_En	9,64	9,37	10,56	10,70	9,99	8,97	11,52	8,92	8,37	8,82	7,90	8,96	8,99	8,49	9,56	7,56	8,97	8,45	8,13
Di_Fs	3,77	3,62	3,04	5,83	3,93	3,71	3,62	4,56	5,69	5,07	5,32	4,84	5,58	4,84	5,03	4,49	4,02	4,96	4,73
En	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fo	10,59	10,81	18,43	4,91	10,63	10,26	15,66	6,75	4,15	5,16	4,64	5,64	4,62	5,05	5,33	5,52	8,81	5,16	5,23
Fa	4,57	4,60	5,84	2,95	4,60	4,68	5,43	3,80	3,11	3,27	3,44	3,36	3,16	3,17	3,09	3,61	4,34	3,34	3,35
Mt	4,74	4,83	4,70	4,66	4,66	4,94	4,64	4,95	5,18	5,01	5,03	4,84	4,92	4,82	4,79	4,94	4,86	4,94	4,84
Ilm	4,65	4,79	3,67	4,46	4,18	4,90	3,53	5,32	5,49	5,51	5,34	5,22	5,07	5,15	5,11	5,43	4,65	5,09	5,15
Ap	1,21	1,13	0,75	1,00	0,89	0,94	0,70	1,22	1,17	1,26	1,19	1,06	1,22	1,10	1,11	1,25	1,02	1,02	1,08
Total	98,90	100,05	99,80	98,27	98,36	99,81	99,21	99,38	100,02	99,77	98,90	98,29	99,11	99,10	99,72	99,43	99,70	99,90	98,72
Nom IUGS	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	hawaïite	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	hawaïite	basalte subalcalin	hawaïite	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin
mg*	60,2	60,1	69,3	52,4	61,0	58,4	67,6	52,3	45,0	48,8	45,7	50,8	48,1	49,2	51,4	48,0	56,7	48,8	48,8
S.I.	38,4	38,5	49,8	31,2	39,8	37,3	48,9	31,4	24,7	28,1	25,8	29,5	27,7	27,0	29,7	26,6	35,1	27,7	27,7
D.I.	27,1	27,5	21,4	25,6	25,0	27,1	18,4	28,3	32,0	29,9	29,5	30,2	27,7	34,1	29,9	33,1	28,8	31,5	31,6
Zn	103	88	83	84	80	92	99	96	99	96	97	98	99	97	97	115	101	104	94
Co	63	57	66	52	60	60	57	59	53	54	54	52	53	54	52	54	56	53	53
Ni	255	222	493	111	258	201	371	168	65	114	68	134	105	81	114	87	193	73	77
Ba	411	381	250	353	332	321	251	437	428	424	431	398	431	396	379	452	345	350	371
Cr	573	473	911	155	474	552	906	300	54	224	77	266	114	88	174	114	311	91	117
V	290	276	230	288	263	278	242	290	295	295	308	277	295	290	293	322	275	300	295
Cu	87	82	109	127	103	99	102	87	62	91	59	88	113	91	111	77	93	57	85
Zr	215	209	147	185	172	199	138	239	238	243	219	227	221	214	220	244	195	193	230
Sc	30,5	30,9	35,0	36,6	34,4	30,7	35,2	27,6	24,2	29,4	24,6	27,6	27,2	28,5	31,5	27,1	30,7	28,7	29,2
Y	27,6	28,0	21,6	28,5	25,5	29,9	20,9	28,9	30,8	32,0	30,3	28,9	29,0	29,5	30,7	33,7	28,1	28,8	31,0
La	39,5	38,2	25,2	34,7	31,6	35,6	23,8	42,1	42,7	42,4	40,3	39,0	42,1	38,7	39,9	45,0	34,8	33,6	38,9
Sr	475	474	349	455	418	462	352	540	551	563	557	510	529	504	547	604	479	489	539
Ce	80,3	78,3	54,4	70,0	66,0	72,5	49,9	85,5	88,7	85,6	81,4	78,7	86,2	77,6	82,5	91,8	69,9	66,5	78,5
Fb																			
Mode (traitement d'image sur LM)	basalte aphyrique	basalte subalcalin	océanite	basalte aphyrique	océanite	basalte subalcalin	ankaramite	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte à OI+Cpx	basalte subalcalin	basalte aphyrique
OI	-	2,8	15,4	-	9,0	3,6	11,2	2,5	3,3	2,1	0,9	3,6	0,4	0,6	1,3	0,7	5,9	2,6	-
Cpx	0,5	-	1,3	-	5,8	-	13,3	0,8	1,0	0,8	3,0	0,8	0,6	-	-	1,1	2,3	0,2	-
Pl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,8	-	-	-
Ox	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Selon la provenance de l'analyse, le fer est exprimé en Fe2O3 total ou en FeO+Fe2O3



N° d'écht.	89Ka 9	89Ka 8	89Ka 7	89Ka 6	89Ka 5	89Ka 4	89Ka 3	89Ka 2	88Ka11	88Ka 9	88Ka 6	87Ka 3	85Ka85	85Ka82	85Ka81	85Ka76	85Ka75	85Ka67	85Ka66	85Ka65
Date/époque	AncienB	AncienB	Recent	AncienK	1904 ??	Recent	1977 oc	1972	Recent	AncienK	AncienK	AncienB	?	Histo	1859	1858	1857	1872	1872	1859
N° d'analyse	B 1494	B 1493	B 1497	B 1492	B 1496	B 1501	B 1503	B 1502	B 1498	B 3775	B 1495	B 1491	?	A 7795	A 7799	A 7376	A 7796	A 7375	A 7374	A 7800
SiO2	46,46	48,28	47,93	47,11	46,71	46,64	46,44	47,12	47,28	48,00	47,40	48,52	47,80	46,80	47,70	47,50	47,30	47,60	47,80	47,80
Al2O3	12,85	12,49	14,99	16,04	14,73	13,59	11,30	14,21	13,23	14,60	15,33	14,83	13,40	13,70	13,40	11,70	14,30	14,70	14,70	13,00
Fe2O3*	13,76	13,08	13,17	12,76	13,52	12,64	13,16	13,44	12,42	13,30	12,62	13,40	3,35	4,29	3,06	2,94	4,48	4,61	4,84	3,35
FeO													8,06	8,21	8,50	8,52	7,77	7,51	7,29	8,06
MgO	7,43	7,16	5,06	5,90	5,07	6,79	13,70	5,83	6,95	6,22	5,90	5,51	8,40	8,40	7,60	11,70	7,00	6,80	7,53	8,40
CaO	11,33	11,97	10,25	8,77	10,62	12,72	10,20	11,63	12,72	11,50	10,81	10,58	13,00	11,60	13,10	12,00	11,85	11,50	10,60	13,00
Na2O	3,34	2,55	3,70	3,57	3,69	3,14	2,60	3,35	2,96	2,98	3,51	3,19	2,90	3,10	3,00	2,60	3,30	3,40	3,60	2,90
K2O	1,53	0,89	1,51	2,01	1,69	1,17	1,02	1,29	1,16	0,99	1,49	0,90	1,05	1,35	1,25	0,90	1,45	1,35	1,60	1,05
TiO2	2,89	2,49	2,82	2,72	3,13	2,48	2,04	2,67	2,53	2,63	2,97	2,47	2,40	2,70	2,65	2,30	2,95	2,70	2,70	2,40
P2O5	0,52	0,35	0,51	0,84	0,50	0,43	0,33	0,45	0,43	0,42	0,50	0,34		0,43	0,38	0,28	0,43	0,38	0,41	0,40
MnO	0,20	0,18	0,19	0,20	0,19	0,19	0,19	0,19	0,18	0,18	0,18	0,17	0,19	0,19	0,19	0,17	0,19	0,19	0,18	0,19
H2O+	-	-	-	0,22	-	-	-	-	-	-	-	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O-	0,29	0,49	-	0,32	-	0,05	0,01	-	-	0,11	-	0,16	-	0,02	0,04	0,15	0,02	-	0,04	-
Total	100,08	99,58	99,62	99,62	99,35	99,41	100,66	99,73	99,43	100,93	100,21	99,77	100,55	100,36	100,49	100,48	100,61	100,36	100,88	100,15
Or	9,04	5,26	8,92	11,88	9,99	6,91	6,03	7,62	6,86	5,85	8,81	5,32	6,21	7,98	7,39	5,32	8,57	7,98	9,46	6,21
Ab	16,59	21,58	25,38	24,94	20,21	15,88	16,28	20,23	18,10	25,14	21,78	26,99	14,80	16,03	15,55	16,64	17,12	19,18	19,23	16,93
An	15,55	20,01	19,84	21,81	18,64	19,53	16,15	19,93	19,39	23,54	21,68	23,49	20,45	19,48	19,41	17,60	19,93	20,86	19,23	19,35
Ne	6,32	-	3,21	2,85	5,97	5,79	3,10	4,40	3,76	0,04	4,29	-	5,27	5,52	5,33	2,90	5,85	5,19	6,09	4,12
Di_Wo	15,56	15,50	11,57	6,77	12,85	17,03	13,48	14,54	17,09	12,84	11,97	11,18	18,39	14,72	18,00	16,74	15,07	14,08	12,82	17,75
Di_En	9,64	9,55	6,50	4,02	7,23	10,42	9,44	8,37	10,66	7,59	7,27	6,29	12,03	9,44	11,55	11,68	9,42	8,68	8,15	11,61
Di_Fs	5,02	5,05	4,60	2,40	5,10	5,65	2,90	5,52	5,40	4,61	4,04	4,43	5,08	4,31	5,26	3,66	4,73	4,59	3,86	4,90
En	-	4,51	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,02	-	-	-	-	-	-	-	-
Fs	-	2,39	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,13	-	-	-	-	-	-	-	-
Fo	6,21	2,64	4,27	7,48	3,78	4,55	17,29	4,31	4,66	5,54	5,20	3,09	6,23	8,04	5,17	12,23	5,61	5,79	7,43	6,52
Fa	3,56	1,54	3,33	4,91	2,94	2,71	5,86	3,13	2,60	3,71	3,19	2,40	2,90	4,05	2,59	4,22	3,11	3,38	3,88	3,04
Mt	5,09	4,92	5,00	4,80	5,04	4,67	4,82	5,02	4,63	5,00	4,74	5,09	4,62	4,97	4,70	4,62	4,91	4,88	4,90	4,62
Ilm	5,49	4,73	5,36	5,17	5,94	4,71	3,87	5,07	4,81	5,00	5,64	4,69	4,56	5,13	5,03	4,37	5,60	5,13	5,13	4,56
Ap	1,23	0,82	1,20	1,99	1,19	1,01	0,79	1,07	1,02	1,00	1,19	0,81	-	1,02	0,90	0,67	1,01	0,89	0,96	0,96
Total	99,31	98,49	99,18	99,02	98,88	98,87	100,02	99,21	98,96	99,86	99,80	98,94	100,54	100,71	100,87	100,65	100,93	100,63	101,12	100,56
Nom IUGS	basalte subalcalin	basalte subalcalin moy. potas.	hawaïite	trachybasalte potassique	hawaïite	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin moy. potas.	hawaïite	basalte subalcalin moy. potas.	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	trachybasalte potassique	basalte subalcalin
mg*	51,7	52,0	43,2	47,8	42,6	51,6	67,3	46,2	52,6	48,1	48,1	44,9	57,5	55,4	54,6	65,1	51,4	51,0	53,5	57,5
S.I.	30,1	32,0	22,9	25,7	22,4	30,2	47,0	25,8	31,2	28,1	26,5	25,4	35,9	33,7	32,9	44,4	29,7	29,3	30,9	35,9
D.I.	30,9	26,8	36,4	37,9	35,1	27,7	24,7	31,3	27,8	30,1	33,8	32,3	26,3	28,6	27,5	24,3	30,6	31,6	33,9	26,4
Zn	89	103	88	126	119	95	97	78	100	108	101	107		107	98	66	103	106	71	82
Co	64	57	50	59	54	52	59	52	55	51	52	55		68	58	65	66	60	55	81
Ni	89	88	35	53	43	101	377	62	98	117	47	76		207	377	238	132	71	109	146
Ba	407	219	441	870	501	380	301	382	390	298	575	253		340	305	252	380	366	383	
Cr	237	310	17	121	28	150	466	32	226	179	72	94		211	148	637	175	37	156	366
V	284	255	303	222	301	286	235	293	287	281	284	238		282	276	237	274	263	264	266
Cu	102	105	65	49	68	123	85	79	124	93	72	128		99	112	91	107	72	77	111
Zr	235	166	216	355	220	170	148	189	184	190	201	154		212	187	138	214	179	219	189
Sc	25,2	31,5	22,0	19,5	21,0	32,0	28,0	27,0	35,0	29,4	29,0	24,6		28,8	35,9	36,9	28,1	26,7	25,7	37,9
Y	28,2	24,5	31,0	34,1	32,0	28,0	22,0	29,0	30,7	31,0	30,0	30,0		28,5	26,8	22,2	28,9	27,5	28,6	27,0
La	36,3	22,1	44,8	72,5	45,1	36,4	29,4	38,8	37,6	28,8	40,9	24,0		39,6	34,1	26,0	40,0	37,3	40,8	33,5
Sr	525	479	571	1099	600	520	417	540	547	444	790	403		498	471	440	528	662	598	476
Ce	81,3	49,1	89,1	153,4	93,1	72,6	59,4	76,5	77,2	60,7	86,2	40,6		79,5	69,4	51,2	79,9	68,8	82,6	64,9
Fb														24	22	21	25	30	30	25
Mode (traitement d'image sur LM)	basalte à Ol+Cpx+Pl	basalte à Ol	basalte subaphyrique	basalte à Pl+Cpx	basalte aphyrique	basalte aphyrique ?	océanite	basalte subaphyrique	basalte aphyrique	basalte à Ol	basalte aphyrique	basalte à Pl	?	basalte à Ol	basalte à Ol	océanite	basalte à Ol+Px	basalte aphyrique	basalte à Ol+Px	basalte à Ol
Ol																				
Cpx																				
Pl																				
Ox																				

Selon la provenance de l'analyse, le fer est exprimé en Fe2O3 total ou en FeO+Fe2O3

N° d'écht.	85Ka65	85Ka62	85Ka60	85Ka58	85Ka53	85Ka50	85Ka49	85Ka48	85Ka45	85Ka44	85Ka38	85Ka37	85Ka34	85Ka23	85Ka18	85Ka14	85Ka12	85Ka 7
Date/époque	1859	1859	1859	1858	Recent	AncienK	1848	1862	1876	1876	1857	Av 1977	Recent	Recent	1918?	1904	1965	1972
N° d'analyse	A 7373	A 7798	A 7801	A 7790	A 7791	A 7797	A 7792	A 7372	A 7371	A 7370	A 7793	A 7369	B 1500	B 1499	A 7368	A 7367	A 7366	A 7365
SiO2	47,90	46,50	47,00	46,90	47,40	46,00	47,70	47,10	47,60	47,50	45,50	47,60	47,23	47,10	47,50	47,50	47,50	47,70
Al2O3	13,00	14,70	13,70	14,40	15,30	13,65	14,20	12,90	12,70	12,20	11,10	13,60	14,21	14,17	13,65	15,00	15,20	14,90
Fe2O3*	3,94	7,54	3,95	3,69	5,43	5,23	3,96	4,21	3,92	3,70	3,86	3,22	13,45	13,47	5,06	3,05	3,82	2,97
FeO	7,80	7,62	8,06	8,21	7,18	8,80	8,50	7,65	8,09	8,38	8,50	8,95			7,29	9,39	8,81	9,53
MgO	9,10	5,60	7,00	6,65	5,60	7,80	6,30	9,20	10,20	10,80	15,20	8,30	5,38	6,49	7,10	6,10	6,10	6,60
CaO	12,10	11,30	12,70	12,40	11,40	10,00	12,00	13,00	10,50	10,80	10,40	10,60	10,91	12,44	11,10	9,90	10,10	10,40
Na2O	2,85	3,10	2,95	3,50	3,70	3,60	3,50	2,80	2,90	2,80	2,60	3,25	3,57	3,04	3,50	3,65	3,40	3,30
K2O	1,15	0,80	1,15	1,35	1,60	1,35	1,25	1,10	1,20	1,20	1,05	1,35	1,44	1,12	1,50	1,50	1,55	1,45
TiO2	2,60	3,30	2,80	2,85	2,90	2,80	2,75	2,60	2,60	2,45	2,20	2,60	2,92	2,52	2,70	2,80	2,90	2,80
P2O5	0,37	0,48	0,44	0,39	0,50	0,84	0,45	0,30	0,37	0,36	0,33	0,39	0,30	0,39	0,48	0,48	0,47	0,41
MnO	0,17	0,21	0,20	0,19	0,19	0,22	0,19	0,18	0,18	0,18	0,19	0,18	0,19	0,19	0,17	0,18	0,19	0,19
H2O+	-	-	-	-	-	0,37	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O-	-	0,09	0,02	-	0,08	0,50	0,17	0,06	0,08	-	0,11	-	-	-	0,06	0,01	0,17	0,04
Total	100,61	100,76	99,53	100,14	100,78	100,32	100,52	100,80	99,97	100,01	100,71	99,65	99,30	100,54	99,63	99,08	99,74	99,88
Or	6,80	4,73	6,80	7,98	9,46	7,98	7,39	6,50	7,09	6,21	7,98	8,51	6,62	8,86	8,86	9,16	8,57	
Ab	18,46	23,91	17,29	14,82	18,32	20,41	19,37	13,54	21,08	19,25	20,96	21,40	18,13	19,48	23,89	23,42	22,95	
An	19,28	23,83	20,75	19,60	20,42	17,10	19,35	19,38	18,09	17,18	15,52	18,53	18,50	21,71	17,11	20,12	21,64	21,56
Ne	3,07	1,26	4,16	8,02	7,04	5,45	5,55	5,50	1,88	2,41	5,98	3,54	4,77	4,11	5,49	3,79	2,90	2,69
Di_Wo	15,99	12,14	16,44	16,45	13,72	11,29	15,57	18,02	13,19	14,21	14,17	13,16	14,06	15,65	14,54	10,80	10,61	11,42
Di_En	10,68	6,48	10,23	10,17	7,93	6,79	9,26	11,99	8,96	9,69	10,11	8,46	8,00	9,23	9,02	6,37	6,26	6,88
Di_Fs	4,13	5,27	5,22	5,32	5,16	3,90	5,51	4,70	3,21	3,42	2,81	3,82	5,46	5,65	4,66	3,90	3,83	3,93
En	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fo	8,39	5,23	5,04	4,48	4,22	8,85	4,50	7,65	11,52	12,06	19,44	8,55	3,78	4,86	6,07	6,18	6,26	6,70
Fa	3,57	4,69	2,84	2,58	3,03	5,60	2,95	3,31	4,56	4,69	5,94	4,26	2,84	3,28	3,45	4,17	4,22	4,22
Mt	4,74	5,88	4,79	4,77	5,05	5,52	5,05	4,71	4,83	4,86	4,80	4,95	5,04	5,01	4,96	5,08	5,12	5,11
Ilm	4,94	6,27	5,32	5,41	5,51	5,32	5,22	4,94	4,94	4,65	4,18	4,94	5,55	4,79	5,13	5,32	5,51	5,32
Ap	0,89	1,14	1,05	0,91	1,19	1,98	1,05	0,71	0,87	0,86	0,78	0,92	0,71	0,92	1,14	1,14	1,11	0,97
Total	100,94	100,83	99,92	100,51	101,04	100,19	100,77	100,96	100,22	100,36	100,89	100,08	98,62	99,95	99,91	99,62	100,04	100,33
Nom IUGS	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	hawaïite	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	basalte subalcalin	hawaïite	basalte subalcalin	hawaïite	hawaïite	basalte subalcalin	basalte subalcalin
mg*	58,8	40,9	51,8	50,7	45,3	50,7	48,2	58,9	61,0	62,2	69,4	55,5	44,2	48,8	51,7	47,3	47,0	49,1
S.I.	37,2	23,4	30,8	28,9	24,4	29,7	27,3	37,5	39,4	40,7	49,3	33,5	23,9	28,5	29,7	26,1	26,2	28,0
D.I.	27,5	28,9	27,3	30,0	33,8	32,1	31,4	24,9	29,3	28,0	22,5	31,7	34,1	28,1	32,8	35,5	34,5	33,4
Zn	88	91	99	9	51	96	112	67	96	100	102	109	47	102	106	117	111	113
Co	66	67	61	50	58	63	57	65	86	74	70	65	53	55	80	70	67	67
Ni	445	30	264	125	69	113	93	145	215	234	465	137	61	100	94	58	53	67
Ba	365	215	345	355	360	810	300	306	323	342	260	346	442	370	392	403	418	367
Cr	192	49	134	209	60	178	71	323	327	340	501	158	50	159	145	17	16	45
V	274	400	285	284	302	279	293	256	261	265	227	269	293	284	294	289	295	282
Cu	110	95	105	79	82	48	88	127	93	104	88	89	67	114	103	53	61	78
Zr	184	201	217	199	228	366	200	153	165	165	162	204	223	170	222	226	227	211
Sc	36,8	30,9	32,7	30,6	25,5	29,9	30,5	39,0	30,7	33,5	27,1	29,0	24,0	29,0	30,3	25,1	22,9	26,8
Y	27,0	31,2	28,9	29,1	32,2	34,9	30,0	24,5	24,7	24,9	22,7	27,4	32,0	28,0	30,3	30,8	31,4	28,1
La	33,6	25,3	37,8	38,8	42,7	76,6	39,0	30,4	31,0	31,9	30,8	35,4	46,6	34,1	40,0	39,8	41,3	37,0
Sr	455	485	500	475	535	1093	483	462	480	490	390	500	574	558	530	563	570	550
Ce	67,7	53,7	75,7	77,6	81,7	147,3	73,1	60,9	59,1	63,4	62,6	68,8	91,9	71,6	80,7	78,0	84,3	75,5
Pb	19	10	22	26	26	22	22	24	25	25	17	28			30	31	33	31
Mode (traitement d'image sur LM)	basalte à OI	basalte aphyrique	basalte aphyrique	basalte aphyrique	basalte aphyrique	basalte à Pl+Cpx	basalte à OI	basalte à OI	océanite	océanite	ankaramite	océanite	basalte à OI	basalte à OI+Pl	basalte aphyrique	basalte aphyrique	basalte sub- aphyrique	basalte aphyrique
OI																		
Cpx																		
Pl																		
Ox																		

Selon la provenance de l'analyse, le fer est exprimé en Fe2O3 total ou en FeO+Fe2O3



## **Analyses des phases naturelles**

## **Analyses des phases naturelles**



Echt.	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B56	B56	B56	B56	Cpx pluricentimétrique du Badjini
Minéral	Cpx1	Cpx1	Cpx2	Cpx2	Cpx6	Cpx6	Cpx9	Cpx10	Cpx1	Cpx1	Cpx1	Cpx2	Cpx2	Cpx2	Cpx1	Cpx1	Cpx3	Cpx3	Cpx1
Zone	c	b	c	b	c	b	c	c	c	i	b	c	i	b	c	b	c	b	c
Taille	mp	mp	mp	mp	mp	mp	m	m	p	p	p	p	p	p	mp	mp	mp	mp	pp
Point d'anal.	3	2	4	5	16	17	23	36	39c	41c	40c	47c	48c	49c	10c	11c	15c	16c	10A
SiO2	50,45	50,09	51,05	46,83	50,69	46,55	50,01	47,86	51,62	51,01	49,37	52,83	51,33	50,67	48,95	48,74	48,08	52,14	51,44
TiO2	1,43	1,96	1,49	3,35	1,43	3,07	2,07	2,75	1,30	1,48	1,87	0,67	1,16	1,37	2,02	1,90	2,09	1,02	0,64
Al2O3	3,18	2,63	2,85	5,83	2,55	5,91	3,17	4,89	2,80	3,52	4,47	2,30	3,10	3,10	5,89	5,82	5,98	2,87	2,37
Cr2O3	0,08	-	0,17	0,12	0,13	0,18	-	0,17	0,22	0,01	0,18	0,90	0,19	0,22	0,20	0,44	0,65	0,43	0,96
FeOt	8,44	10,23	7,59	10,72	7,34	9,39	9,15	8,49	7,50	8,16	7,70	4,03	6,30	7,12	7,00	6,82	6,23	5,88	4,01
MgO	14,09	12,82	13,99	11,44	14,76	11,82	13,67	12,86	14,82	14,07	13,66	16,17	15,20	14,54	13,63	13,87	13,67	15,77	16,60
MnO	0,15	0,15	0,23	0,12	0,17	0,18	0,06	0,13	0,15	0,24	0,13	0,14	0,19	0,22	0,20	0,13	0,17	0,17	0,11
CaO	21,64	21,49	21,92	21,33	21,47	21,82	21,23	21,50	21,98	21,89	21,82	22,99	22,13	21,96	22,09	22,29	22,27	21,86	22,52
Na2O	0,41	0,45	0,31	0,55	0,37	0,38	0,36	0,35	0,37	0,45	0,42	0,34	0,33	0,36	0,37	0,33	0,33	0,33	0,29
Tot	99,87	99,82	99,60	100,30	98,91	99,29	99,73	98,99	100,76	100,83	99,61	100,36	99,91	99,57	100,35	100,34	99,47	100,47	98,93
Si	1,877	1,884	1,905	1,761	1,897	1,762	1,872	1,807	1,897	1,879	1,841	1,928	1,894	1,884	1,808	1,799	1,790	1,909	1,899
Ti	0,040	0,055	0,042	0,095	0,040	0,087	0,058	0,078	0,036	0,041	0,052	0,018	0,032	0,038	0,056	0,053	0,058	0,028	0,018
Al	0,140	0,117	0,125	0,259	0,113	0,264	0,140	0,218	0,121	0,153	0,197	0,099	0,135	0,136	0,257	0,253	0,262	0,124	0,103
Cr	0,002	-	0,005	0,003	0,004	0,005	-	0,005	0,006	0,000	0,005	0,026	0,005	0,007	0,006	0,013	0,019	0,013	0,028
Fe2+	0,210	0,285	0,237	0,271	0,195	0,237	0,262	0,236	0,199	0,212	0,198	0,115	0,163	0,184	0,181	0,156	0,149	0,167	0,069
Fe3+	0,053	0,036	-	0,066	0,035	0,061	0,025	0,032	0,032	0,039	0,042	0,008	0,032	0,038	0,036	0,055	0,045	0,013	0,055
Mg	0,781	0,719	0,778	0,641	0,823	0,667	0,763	0,724	0,812	0,772	0,759	0,879	0,835	0,806	0,751	0,763	0,758	0,860	0,913
Mn	0,005	0,005	0,007	0,004	0,005	0,006	0,002	0,004	0,005	0,007	0,004	0,004	0,006	0,007	0,006	0,004	0,005	0,005	0,003
Ca	0,863	0,866	0,877	0,860	0,861	0,885	0,852	0,870	0,866	0,864	0,872	0,899	0,875	0,875	0,874	0,882	0,888	0,857	0,891
Na	0,030	0,032	0,023	0,040	0,027	0,028	0,026	0,026	0,026	0,032	0,030	0,024	0,023	0,026	0,026	0,024	0,024	0,024	0,020
Total	4,000	4,000	3,999	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
CaFeTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaTlTs	4,0	5,5	4,2	9,5	4,0	8,7	5,8	7,8	3,6	4,1	5,2	1,8	3,2	3,8	5,6	5,3	5,8	2,8	1,8
CaTs	1,7	0,1	1,1	2,0	1,0	2,5	1,1	2,5	1,8	3,2	3,7	2,6	2,9	2,0	6,4	5,2	5,3	3,3	0,3
Ko	0,2	-	0,5	0,3	0,4	0,5	-	0,5	0,6	-	0,5	2,4	0,5	0,7	0,6	1,3	1,9	1,3	2,0
CrCaTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	-	-	-	-	-	0,7
Ae	2,7	3,2	-	3,7	2,3	2,3	2,5	2,1	2,0	3,2	2,5	-	1,8	1,9	2,0	1,1	0,5	1,1	-
FaTs	2,6	0,4	-	2,9	1,2	3,8	-	1,1	1,2	0,7	1,7	0,8	1,4	1,9	1,5	4,4	4,0	0,2	5,5
Jd	-	-	1,7	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaEs	-	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
En	39,1	35,9	38,9	32,1	41,2	33,3	38,1	36,2	40,6	38,6	37,9	44,0	41,8	40,3	37,5	38,1	37,9	43,0	45,7
Fs	10,7	14,5	12,2	13,8	10,0	12,1	13,2	12,0	10,2	11,0	10,1	6,0	8,4	9,5	9,3	8,0	7,7	8,6	3,6
Wo	39,0	40,3	41,1	35,8	39,9	36,7	39,1	37,8	40,0	39,2	38,2	42,2	40,0	39,9	36,9	36,7	36,9	39,7	40,4
Al/Ti	3,5	2,1	3,0	2,7	2,8	3,0	2,4	2,8	3,4	3,7	3,8	5,4	4,2	3,5	4,6	4,8	4,5	4,4	5,8
AlIV/AlVI	7,4	116,4	3,1	12,1	10,5	9,4	10,4	7,6	5,6	3,8	4,3	2,8	3,7	5,8	3,0	3,9	4,0	2,8	37,7
mg*	78,9	71,6	76,7	70,3	80,9	73,8	74,4	75,4	80,3	78,5	79,3	88,4	83,7	81,4	80,6	83,1	83,6	83,8	93,0

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel), formules structurales et composants polaires des clinopyroxènes des laves et des enclaves du Badjini et du Karthala.

Echt.	Cpx pluricenti- métrique du Badjini	Cpx pluricenti- métrique du Badjini	Cpx pluricenti- métrique du Badjini	Cpx pluricenti- métrique du Badjini	Cpx pluricenti- métrique du Badjini	Cpx pluricenti- métrique du Badjini	Cpx pluricenti- métrique du Badjini	Cpx pluricenti- métrique du Badjini	Cpx pluricenti- métrique du Badjini	Cpx pluricenti- métrique du Badjini	K86	K86	K86	K86	K80	K80	K80	K80	
	Cpx1 ic	Cpx1 ib	Cpx1 b1	Cpx1 b2	Cpx2 b=c+7000µm	Cpx2 c+6550µm	Cpx2 c+6000µm	Cpx2 c+4200µm	Cpx2 c+1000µm	Cpx2 c									Cpx1 c
Minéral	pp	pp	pp	pp	p	p	p	p	p	p	p	p	p	mp	m	mp	mp	p	p
Zone	3A	6A	9A	8A	24	25	26	29	33	34	4	5	17	28	14	15	25	27	
Taille																			
Point d'anal.																			
SiO2	52,18	52,55	52,19	50,74	52,10	51,79	51,49	52,66	52,71	52,47	51,60	48,37	51,81	47,20	51,58	51,87	52,00	52,28	
TiO2	0,65	0,71	0,54	1,15	0,70	0,62	0,74	0,60	0,51	0,54	0,82	1,88	0,73	2,44	0,76	0,63	0,64	0,54	
Al2O3	2,47	2,45	2,22	3,37	2,34	2,37	2,95	2,00	2,39	2,33	3,25	6,27	2,74	6,67	2,43	2,49	2,07	1,89	
Cr2O3	0,18	0,70	0,72	0,35	0,88	0,86	0,69	0,43	1,01	1,11	0,98	0,04	0,98	0,40	0,22	0,31	0,70	1,00	
FeOt	5,16	4,33	3,95	6,06	4,03	4,07	4,72	4,20	3,92	3,99	4,58	7,51	4,04	7,50	5,03	4,74	4,14	3,81	
MgO	16,45	16,58	16,35	15,24	16,80	16,69	16,28	17,06	16,74	16,84	16,03	12,99	15,83	12,91	16,14	16,27	16,55	16,66	
MnO	0,17	-	0,09	0,89	0,05	0,49	0,01	0,01	0,14	0,07	0,07	0,13	0,47	0,20	0,10	-	0,14	0,08	
CaO	22,20	22,79	22,90	21,91	22,26	21,83	22,18	22,00	21,76	21,59	22,13	22,32	22,75	21,81	22,75	22,65	22,40	22,45	
Na2O	0,22	0,41	0,26	0,71	0,32	0,56	0,27	0,24	0,45	0,33	0,24	0,38	0,36	0,39	0,32	0,25	0,35	0,23	
Tot	99,68	100,50	99,22	100,39	99,49	99,28	99,32	99,19	99,63	99,25	99,69	99,88	99,72	99,51	99,33	99,21	98,99	98,94	
Si	1,916	1,910	1,923	1,859	1,912	1,902	1,897	1,936	1,930	1,930	1,897	1,798	1,904	1,764	1,901	1,912	1,919	1,931	
Ti	0,018	0,019	0,015	0,032	0,019	0,017	0,021	0,017	0,014	0,015	0,023	0,053	0,020	0,068	0,021	0,018	0,018	0,015	
Al	0,107	0,105	0,096	0,145	0,101	0,102	0,128	0,087	0,103	0,101	0,141	0,275	0,119	0,294	0,106	0,108	0,090	0,082	
Cr	0,005	0,020	0,021	0,010	0,026	0,025	0,020	0,012	0,029	0,032	0,028	0,001	0,029	0,012	0,006	0,009	0,020	0,029	
Fe2+	0,124	0,087	0,096	0,072	0,090	0,052	0,110	0,117	0,108	0,122	0,133	0,184	0,096	0,178	0,088	0,106	0,086	0,104	
Fe3+	0,034	0,045	0,026	0,114	0,034	0,073	0,036	0,012	0,012	0,001	0,008	0,050	0,029	0,057	0,067	0,040	0,042	0,014	
Mg	0,900	0,898	0,898	0,832	0,919	0,914	0,894	0,935	0,913	0,923	0,878	0,720	0,867	0,719	0,887	0,894	0,910	0,917	
Mn	0,005	-	0,003	0,027	0,002	0,015	0,000	0,000	0,004	0,002	0,002	0,004	0,015	0,006	0,003	-	0,004	0,003	
Ca	0,874	0,888	0,904	0,860	0,875	0,859	0,876	0,867	0,854	0,851	0,872	0,889	0,896	0,874	0,898	0,895	0,886	0,889	
Na	0,015	0,029	0,019	0,050	0,023	0,040	0,019	0,017	0,032	0,023	0,017	0,027	0,025	0,028	0,023	0,018	0,025	0,017	
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	
CaFeTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
CaTTs	1,8	1,9	1,5	3,2	1,9	1,7	2,1	1,7	1,4	1,5	2,3	5,3	2,0	6,8	2,1	1,8	1,8	1,5	
CaTs	2,4	1,5	1,9	0,4	1,3	0,5	2,5	2,3	3,3	3,1	3,8	7,3	2,3	5,8	0,7	2,1	0,9	1,3	
Ko	0,5	2,0	1,9	1,0	2,3	2,5	1,9	1,2	2,9	2,3	1,7	0,1	2,5	1,2	0,6	0,9	2,0	1,7	
CrCaTs	-	-	0,2	-	0,3	-	0,1	-	-	0,9	1,1	-	0,3	-	-	-	-	1,3	
Ae	1,0	0,9	-	4,0	-	1,5	-	0,4	0,3	-	-	2,6	-	1,6	1,7	0,9	0,5	-	
FaTs	2,4	3,6	2,6	7,4	3,4	5,8	3,6	0,7	0,9	0,1	0,8	2,4	2,9	4,0	5,0	3,2	3,7	1,4	
Jd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
CaEs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
En	45,0	44,9	44,9	41,6	45,9	45,7	44,7	46,7	45,7	46,1	43,9	36,0	43,4	35,9	44,3	44,7	45,5	45,9	
Fs	6,5	4,3	4,9	5,0	4,6	3,3	5,5	5,9	5,6	6,2	6,8	9,4	5,5	9,2	4,6	5,3	4,5	5,3	
Wo	40,4	40,9	42,1	37,5	40,3	39,0	39,7	41,0	39,9	39,8	39,6	37,0	41,0	35,3	41,0	41,2	41,1	41,7	
Al/Ti	6,0	5,4	6,4	4,6	5,2	6,0	6,3	5,2	7,4	6,8	6,2	5,2	5,9	4,3	5,0	6,2	5,1	5,5	
AlIV/AlVI	3,5	6,1	4,0	36,7	6,7	20,3	4,1	2,8	2,1	2,3	2,7	2,8	4,1	4,1	14,8	4,2	9,2	5,3	
mg*	87,9	91,2	90,3	92,1	91,1	94,6	89,1	88,8	89,4	88,3	86,8	79,7	90,1	80,2	90,9	89,4	91,3	89,8	

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel), formules structurales et composants polaires des clinopyroxènes des laves et des enclaves du Badjini et du Karthala.



Echt.	K80	K80	K41	K41	K41	K41	K41	K41	K41	K41	K41	K41	K41	K41	K41	K41	K41	K38	K38	K38
Minéral	Cpx3	Cpx3	Cpx 1	Cpx 1	Cpx 1	Cpx 4	Cpx 4	Cpx 4	Cpx 5	Cpx 5	Cpx 8	Cpx 8	Cpx 12	Cpx 12	Cpx 13	Cpx 13	Cpx1	Cpx1	Cpx1	
Zone	c	b	c	i	b	c	i	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	ic	ic	ib
Taille	mp	mp	mp	mp	mp	p	p	p	mp	mp	m	m	mp	mp	mp	mp	p	p	p	p
Point d'anal.	29	30	1	2	3	10	11	12	13	14	20	21	32	34	35	36	3	4	5	5
SiO2	50,19	49,57	50,26	50,45	50,90	48,86	48,17	51,77	51,63	51,05	52,00	50,38	49,33	50,97	48,47	49,92	51,05	48,18	49,21	
TiO2	1,36	1,43	1,52	1,35	1,03	1,77	1,97	1,11	1,13	1,39	1,03	1,58	1,85	1,53	2,10	1,47	1,06	1,83	1,65	
Al2O3	4,36	4,81	3,47	3,38	4,18	5,23	6,05	3,23	3,07	3,97	2,92	4,54	4,84	3,96	5,53	4,40	3,13	5,66	4,80	
Cr2O3	0,34	0,40	0,08	0,05	0,69	0,45	0,24	0,42	0,13	0,45	0,33	0,52	0,13	0,24	0,16	0,34	0,08	0,07	-	
FeOt	5,43	5,22	7,85	8,20	5,76	5,86	7,06	5,43	6,19	5,57	6,63	5,86	7,10	6,75	7,23	5,63	6,60	6,98	6,80	
MgO	15,06	15,01	15,08	15,13	15,25	14,49	13,96	15,56	15,87	15,32	16,02	15,03	13,90	15,18	13,54	15,04	15,76	14,02	14,40	
MnO	0,06	0,14	0,17	0,16	0,15	0,12	0,11	0,14	0,15	0,04	0,11	0,12	0,14	0,12	0,15	0,11	0,16	0,03	0,17	
CaO	22,66	22,36	20,99	20,86	22,47	22,36	21,99	22,35	21,43	22,33	21,49	22,35	22,23	21,40	22,28	22,28	21,85	21,92	22,67	
Na2O	0,28	0,31	0,37	0,31	0,32	0,24	0,37	0,28	0,32	0,34	0,32	0,30	0,39	0,27	0,39	0,37	0,28	0,33	0,34	
Tot	99,75	99,23	99,78	99,89	100,74	99,39	99,91	100,29	99,91	100,46	100,83	100,67	99,90	100,43	99,83	99,56	99,96	99,02	100,04	
Si	1,851	1,835	1,863	1,869	1,859	1,814	1,783	1,898	1,900	1,869	1,897	1,844	1,829	1,874	1,801	1,844	1,879	1,798	1,817	
Ti	0,038	0,040	0,042	0,038	0,028	0,050	0,055	0,031	0,031	0,038	0,028	0,044	0,052	0,042	0,059	0,041	0,029	0,051	0,046	
Al	0,189	0,210	0,151	0,147	0,180	0,229	0,264	0,140	0,133	0,171	0,125	0,196	0,212	0,172	0,242	0,192	0,136	0,249	0,209	
Cr	0,010	0,012	0,002	0,001	0,020	0,013	0,007	0,012	0,004	0,013	0,009	0,015	0,004	0,007	0,005	0,010	0,002	0,002	-	
Fe2+	0,124	0,112	0,181	0,194	0,129	0,134	0,140	0,156	0,167	0,145	0,166	0,145	0,170	0,199	0,163	0,119	0,138	0,145	0,120	
Fe3+	0,044	0,050	0,063	0,061	0,047	0,048	0,078	0,011	0,024	0,026	0,036	0,034	0,050	0,008	0,062	0,055	0,065	0,073	0,090	
Mg	0,828	0,828	0,833	0,835	0,830	0,802	0,770	0,850	0,870	0,836	0,871	0,820	0,768	0,832	0,750	0,828	0,864	0,780	0,793	
Mn	0,002	0,004	0,005	0,005	0,005	0,004	0,003	0,004	0,005	0,001	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,005	0,001	0,005	
Ca	0,895	0,887	0,834	0,828	0,880	0,889	0,872	0,878	0,845	0,876	0,840	0,877	0,883	0,843	0,887	0,882	0,862	0,877	0,897	
Na	0,020	0,022	0,027	0,022	0,022	0,017	0,026	0,020	0,022	0,024	0,023	0,021	0,028	0,019	0,028	0,026	0,020	0,024	0,024	
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	
CaFeTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
CaTTs	3,8	4,0	4,2	3,8	2,8	5,0	5,5	3,1	3,1	3,8	2,8	4,4	5,2	4,2	5,9	4,1	2,9	5,1	4,6	
CaTs	4,0	4,5	1,4	1,6	3,9	4,3	4,7	3,8	3,3	4,0	2,3	4,0	4,1	4,2	4,3	3,6	1,5	4,7	2,6	
Ko	1,0	1,2	0,2	0,1	2,0	1,3	0,7	1,2	0,4	1,3	0,9	1,5	0,4	0,7	0,5	1,0	0,2	0,2	-	
CrCaTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ae	1,0	1,0	2,4	2,1	0,3	0,4	1,9	0,8	1,9	1,1	1,3	0,6	2,4	0,8	2,4	1,6	1,8	2,1	2,4	
FaTs	3,4	3,9	3,8	3,9	4,5	4,4	5,9	0,3	0,5	1,4	2,3	2,8	2,6	-	3,8	3,8	4,8	5,1	6,6	
Jd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-	-	-	-	
CaEs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
En	41,4	41,4	41,6	41,8	41,5	40,1	38,5	42,5	43,5	41,8	43,6	41,0	38,4	41,6	37,5	41,4	43,2	39,0	39,6	
Fs	6,3	5,8	9,3	9,9	6,7	6,9	7,2	8,0	8,6	7,3	8,5	7,4	8,7	10,2	8,4	6,1	7,1	7,3	6,3	
Wo	39,2	38,1	36,9	36,7	38,4	37,6	35,5	40,3	38,8	39,2	38,3	38,2	38,2	38,0	37,3	38,3	38,5	36,3	38,0	
Al/Ti	5,0	5,3	3,6	3,9	6,4	4,6	4,8	4,6	4,3	4,5	4,4	4,5	4,1	4,1	4,1	4,7	4,6	4,9	4,6	
AlIV/AlVI	3,7	3,6	9,8	8,0	3,6	4,3	4,6	2,7	3,1	3,2	4,5	3,9	4,2	2,8	4,6	4,4	8,3	4,3	7,2	
mg*	87,0	88,1	82,2	81,2	86,6	85,7	84,6	84,5	83,9	85,2	84,0	85,0	81,9	80,7	82,2	87,4	86,2	84,3	86,9	

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel), formules structurales et composants polaires des **clinopyroxènes** des laves et des enclaves du Badjini et du Karthala.

Echt.	K38	K38	K38	K38	K38	K37	K37	K37	K37	K37	K37	K37	K37	K37	K35	K35	K35	K35	K35
Minéral	Cpx1	Cpx4	Cpx4	Cpx7	Cpx7	Cpx 2	Cpx 2	Cpx 2	Cpx 3	Cpx 3	Cpx 7	Cpx1c	Cpx1c	Cpx1c	Cpx4	Cpx4	Cpx5	Cpx5	Cpx13
Zone	b	c	b	c	b	c	i	b	c	b	c	c	i	b	c	b	c	b	c
Taille	p	mp	mp	mp	mp	p	p	p	mp	mp	m	p	p	p	mp	mp	m	m	p
Point d'anal.	6	30	31	46	47	17	18	20	22	21	2b	18C	24C	23C	22a	23a	24a	25a	49a
SiO2	47,12	49,95	48,01	51,25	48,68	51,23	47,72	47,12	51,58	48,31	49,37	47,02	50,42	50,86	52,52	45,54	49,65	47,78	53,21
TiO2	2,51	1,37	2,35	0,94	1,59	1,04	2,07	2,40	0,92	1,93	1,89	2,12	1,19	1,13	0,67	3,45	1,66	1,67	0,71
Al2O3	6,74	4,75	5,76	2,64	5,13	3,03	6,24	6,31	2,94	5,84	4,82	5,94	3,42	3,31	2,40	7,85	3,99	5,79	2,18
Cr2O3	0,12	0,13	0,11	0,17	0,25	0,06	0,24	0,05	0,17	0,30	0,04	0,08	0,12	0,02	0,83	-	0,27	0,18	0,45
FeOt	7,62	6,09	8,04	5,92	6,49	6,06	7,03	8,39	6,01	7,00	8,40	7,65	6,87	6,44	4,62	8,88	7,63	6,78	4,04
MgO	13,25	14,65	12,95	16,06	14,54	15,84	13,99	12,72	15,98	13,99	14,62	13,43	15,14	15,30	16,11	12,12	14,81	13,61	16,38
MnO	0,12	0,09	0,11	0,19	0,15	0,18	0,13	0,15	0,09	0,07	0,21	0,08	0,14	0,08	0,10	0,21	0,27	0,13	0,06
CaO	21,68	22,17	22,00	21,65	22,06	21,79	21,78	21,98	21,91	22,00	20,50	22,41	21,56	21,82	23,08	21,79	20,98	22,57	23,26
Na2O	0,39	0,32	0,34	0,27	0,36	0,23	0,38	0,36	0,27	0,30	0,28	0,29	0,38	0,29	0,27	0,36	0,27	0,36	0,22
Tot	99,55	99,52	99,67	99,09	99,24	99,45	99,56	99,47	99,86	99,74	100,13	99,01	99,24	99,23	100,60	100,20	99,53	98,86	100,50
Si	1,757	1,849	1,795	1,899	1,808	1,893	1,772	1,766	1,897	1,793	1,828	1,762	1,872	1,887	1,915	1,701	1,847	1,787	1,937
Ti	0,070	0,038	0,066	0,026	0,044	0,029	0,058	0,068	0,025	0,054	0,053	0,060	0,033	0,032	0,018	0,097	0,047	0,047	0,019
Al	0,296	0,207	0,254	0,115	0,225	0,132	0,273	0,279	0,127	0,256	0,211	0,263	0,150	0,145	0,103	0,346	0,175	0,255	0,093
Cr	0,004	0,004	0,003	0,005	0,007	0,002	0,007	0,001	0,005	0,009	0,001	0,002	0,004	0,001	0,024	-	0,008	0,005	0,013
Fe2+	0,165	0,150	0,206	0,133	0,114	0,148	0,132	0,184	0,142	0,153	0,215	0,129	0,151	0,161	0,115	0,193	0,189	0,116	0,123
Fe3+	0,072	0,038	0,045	0,050	0,088	0,039	0,087	0,079	0,043	0,064	0,046	0,111	0,063	0,038	0,026	0,085	0,048	0,096	-
Mg	0,736	0,808	0,721	0,887	0,805	0,872	0,774	0,710	0,876	0,774	0,807	0,750	0,838	0,846	0,876	0,675	0,821	0,759	0,889
Mn	0,004	0,003	0,004	0,006	0,005	0,006	0,004	0,005	0,003	0,002	0,007	0,002	0,004	0,002	0,003	0,007	0,008	0,004	0,002
Ca	0,866	0,879	0,881	0,859	0,878	0,863	0,867	0,882	0,863	0,875	0,813	0,900	0,858	0,867	0,902	0,872	0,837	0,905	0,907
Na	0,028	0,023	0,024	0,020	0,026	0,017	0,027	0,026	0,020	0,021	0,020	0,021	0,027	0,021	0,019	0,026	0,019	0,026	0,016
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,998
CaFeTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaTTs	7,0	3,8	6,6	2,6	4,4	2,9	5,8	6,7	2,5	5,4	5,3	6,0	3,3	3,2	1,8	9,7	4,7	4,7	1,9
CaTs	5,4	5,6	4,9	1,4	3,3	2,5	4,5	4,4	2,4	4,8	3,9	2,5	2,2	3,2	1,8	4,7	2,3	4,2	2,4
Ko	0,4	0,4	0,3	0,5	0,7	0,2	0,7	0,1	0,5	0,9	0,1	0,2	0,4	0,1	1,9	-	0,8	0,5	1,3
CrCaTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5	-	-	-	-
Ae	2,5	1,9	2,1	1,5	1,8	1,5	2,0	2,5	1,5	1,3	1,9	1,9	2,4	2,0	-	2,6	1,1	2,0	-
FaTs	4,8	1,9	2,4	3,5	6,9	2,4	6,7	5,4	2,8	5,1	2,7	9,2	3,9	1,8	2,6	5,9	3,7	7,6	-
Jd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3
CaEs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3
En	36,8	40,4	36,1	44,3	40,3	43,6	38,7	35,5	43,8	38,7	40,4	37,5	41,9	42,3	43,8	33,7	41,1	37,9	44,4
Fs	8,5	7,7	10,5	7,0	5,9	7,7	6,8	9,4	7,2	7,8	11,1	6,6	7,8	8,2	5,9	10,0	9,9	6,0	6,2
Wo	34,7	38,3	37,1	39,2	36,6	39,2	34,8	35,8	39,3	36,1	34,7	36,1	38,2	39,3	41,7	33,5	36,5	37,0	43,1
Al/Ti	4,2	5,4	3,9	4,4	5,1	4,6	4,7	4,1	5,0	4,8	4,0	4,4	4,5	4,6	5,6	3,6	3,8	5,4	4,8
AlIV/AlVI	4,5	2,7	4,2	7,3	5,8	4,3	5,0	5,3	4,3	4,3	4,4	9,5	5,8	3,6	4,8	6,4	6,8	5,0	2,1
mg*	81,7	84,3	77,8	86,9	87,6	85,5	85,5	79,5	86,1	83,5	79,0	85,3	84,8	84,0	88,4	77,8	81,3	86,7	87,8

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel), formules structurales et composants polaires des clinopyroxènes des laves et des enclaves du Badjini et du Karthala.



Echt.	K35	K35	K35	K35	K33	K33	K33	K33	K33	K33	K33	K30	K30	K30	K30	K30	K30	K25	K25
Minéral Zone Taille Point d'anal.	Cpx13 ic p 50a	Cpx13 ib p 51a	Cpx13 b-80μ= p 52a	Cpx13 b p 53a	Cpx1 c mp 5	Cpx1 i mp 6	Cpx1 b-15μ mp 7	Cpx2 c m 26	Cpx2 b m 27	Cpx3 c m 33	Cpx3 b m 34	Cpx1b c p 37B	Cpx1b i p 38B	Cpx1b b p 39B	Cpx3 c m 72	Cpx4 c mp 73	Cpx4 b mp 75	Cpx1b c p 56B	Cpx1b i p 61B
SiO2	52,30	52,23	52,29	50,33	50,80	51,87	50,29	50,18	44,38	49,02	47,69	49,69	50,30	49,67	45,09	49,93	47,60	51,23	50,55
TiO2	0,73	0,72	0,56	1,10	0,96	0,94	1,44	1,54	3,72	1,91	2,27	1,26	1,31	1,85	3,30	1,39	2,09	1,21	1,14
Al2O3	2,52	2,53	2,26	3,28	2,70	2,79	3,70	3,47	8,33	5,15	6,23	4,14	3,94	3,76	7,47	4,20	5,88	3,35	3,42
Cr2O3	0,53	0,59	0,98	0,05	0,42	0,43	0,01	0,23	0,01	-	0,15	0,18	0,28	0,03	0,10	0,24	0,14	-	0,05
FeOt	4,13	4,33	3,92	6,73	4,87	4,72	6,53	6,46	8,37	7,26	6,90	6,73	6,57	9,31	8,83	6,85	8,36	6,77	6,36
MgO	16,62	16,18	16,15	14,50	16,04	16,24	14,60	15,41	11,54	14,32	13,70	15,02	15,01	13,43	12,47	14,85	13,11	15,17	15,32
MnO	-	0,09	0,03	0,14	0,08	0,06	0,18	0,13	0,10	0,14	0,18	0,18	0,16	0,26	0,05	0,12	0,12	0,16	0,13
CaO	23,17	22,94	22,93	22,63	22,72	22,33	21,91	21,52	21,84	21,51	21,79	22,16	21,79	21,15	21,12	21,52	21,54	22,02	22,18
Na2O	0,25	0,28	0,28	0,32	0,28	0,27	0,28	0,20	0,45	0,25	0,35	0,27	0,30	0,55	0,37	0,37	0,33	0,30	0,31
Tot	100,25	99,89	99,39	99,08	98,87	99,66	98,94	99,14	98,75	99,56	99,25	99,60	99,67	99,99	98,80	99,47	99,16	100,21	99,44
Si	1,906	1,914	1,925	1,877	1,882	1,906	1,878	1,866	1,681	1,822	1,779	1,839	1,862	1,853	1,705	1,852	1,787	1,886	1,871
Ti	0,020	0,020	0,015	0,031	0,027	0,026	0,040	0,043	0,106	0,053	0,064	0,035	0,037	0,052	0,094	0,039	0,059	0,033	0,032
Al	0,108	0,109	0,098	0,144	0,118	0,121	0,163	0,152	0,372	0,226	0,274	0,181	0,172	0,165	0,333	0,184	0,260	0,145	0,149
Cr	0,015	0,017	0,028	0,001	0,012	0,012	0,000	0,007	0,000	-	0,004	0,005	0,008	0,001	0,003	0,007	0,004	-	0,001
Fe2+	0,083	0,106	0,109	0,147	0,079	0,123	0,183	0,164	0,180	0,185	0,155	0,124	0,158	0,226	0,185	0,158	0,195	0,171	0,130
Fe3+	0,043	0,026	0,011	0,063	0,072	0,022	0,021	0,037	0,085	0,041	0,061	0,084	0,046	0,065	0,094	0,054	0,068	0,038	0,066
Mg	0,902	0,884	0,886	0,806	0,886	0,889	0,813	0,854	0,652	0,794	0,762	0,828	0,828	0,746	0,703	0,821	0,734	0,832	0,845
Mn	-	0,003	0,001	0,004	0,003	0,002	0,006	0,004	0,003	0,004	0,006	0,006	0,005	0,008	0,002	0,004	0,004	0,005	0,004
Ca	0,905	0,901	0,905	0,904	0,902	0,879	0,876	0,858	0,887	0,857	0,871	0,879	0,864	0,845	0,856	0,855	0,866	0,868	0,880
Na	0,018	0,020	0,020	0,023	0,020	0,019	0,020	0,015	0,033	0,018	0,025	0,019	0,022	0,039	0,027	0,026	0,024	0,022	0,022
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
CaFeTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaTlTs	2,0	2,0	1,5	3,1	2,7	2,6	4,0	4,3	10,6	5,3	6,4	3,5	3,7	5,2	9,4	3,9	5,9	3,3	3,2
CaTs	1,4	2,3	2,4	2,1	-	2,7	4,0	1,8	5,4	4,8	5,3	2,0	3,3	1,8	3,8	3,5	4,7	3,1	2,0
Ko	1,5	1,7	2,0	0,1	1,2	1,2	-	0,7	-	-	0,4	0,5	0,8	0,1	0,3	0,7	0,4	-	0,1
CrCaTs	-	-	0,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ae	0,3	0,3	-	2,2	0,8	0,7	2,0	0,8	3,3	1,8	2,1	1,4	1,4	3,9	2,4	1,9	2,0	2,2	2,1
FaTs	4,0	2,4	1,1	4,1	6,4	1,5	0,1	2,9	5,2	2,2	4,0	7,0	3,2	2,6	7,0	3,5	4,8	1,6	4,6
Jd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaEs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
En	45,1	44,2	44,3	40,3	44,3	44,5	40,6	42,7	32,6	39,7	38,1	41,4	41,4	37,3	35,1	41,0	36,7	41,6	42,2
Fs	4,2	5,5	5,5	7,6	4,1	6,2	9,4	8,4	9,2	9,5	8,0	6,5	8,1	11,7	9,3	8,1	9,9	8,8	6,7
Wo	41,5	41,7	42,3	40,6	40,5	40,6	39,7	38,4	33,7	36,6	35,7	37,7	38,1	37,5	32,7	37,3	35,6	39,4	39,1
Al/Ti	5,4	5,6	6,4	4,7	4,4	4,7	4,0	3,5	3,5	4,2	4,3	5,2	4,7	3,2	3,6	4,8	4,4	4,4	4,7
AlIV/AIVI	6,7	3,7	3,2	6,0	2082,0	3,5	3,0	7,2	5,9	3,7	4,2	8,0	4,1	8,4	7,9	4,2	4,5	3,7	6,5
mg*	91,5	89,3	89,0	84,5	91,9	87,9	81,6	83,9	78,3	81,1	83,1	87,0	84,0	76,8	79,2	83,9	79,0	83,0	86,6

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel), formules structurales et composants polaires des clinopyroxènes des laves et des enclaves du Badjini et du Karthala.

Echt.	K25	K25	K25	K15	K15	K15	K15	K15	K15	K15	K15	K15	K15	K15	K15	K15	K15	K14	K14	K14
Minéral	Cpx1b	Cpx2b	Cpx2b	Cpx1	Cpx1	Cpx1	Cpx2	Cpx2	Cpx3	Cpx3	Cpx4	Cpx4	Cpx6	Cpx6	Cpx10	Cpx10		Cpx3	Cpx3	Cpx5
Zone	b	c	b	c	i	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b		c	b	c
Taille	p	mp	mp	p	p	p	m	m	mp	mp	mp	mp	mp	mp	mp	mp		p	p	mp
Point d'anal.	59B	65B	66B	2	5	6	10	12	13	14	15	16	19	20	42	43		32	33	41
SiO2	51,25	50,73	45,43	49,54	49,31	45,95	51,34	50,71	51,98	51,74	49,91	49,20	49,99	51,80	48,31	51,79		50,46	46,24	50,72
TiO2	1,11	0,54	3,80	1,46	1,15	2,52	0,91	1,29	0,58	0,84	0,98	1,60	1,27	0,94	2,24	0,93		1,20	2,66	1,09
Al2O3	3,31	2,81	7,66	4,53	4,30	7,22	2,78	2,82	2,72	2,76	3,61	5,10	4,09	2,91	4,99	2,52		3,74	6,96	3,46
Cr2O3	-	-	0,05	0,35	0,31	0,10	0,30	-	1,02	0,20	0,88	0,24	0,42	0,15	0,09	0,07		0,12	0,20	0,19
FeOt	6,42	7,15	8,75	6,22	6,03	7,85	6,23	7,68	4,24	5,87	5,07	6,17	6,06	5,89	8,85	5,90		6,43	8,01	6,38
MgO	15,08	15,10	12,31	14,53	14,69	13,13	16,60	14,50	16,55	16,17	15,46	14,45	14,84	15,98	14,01	16,92		14,94	12,41	14,93
MnO	0,16	0,18	0,16	0,08	0,06	0,11	0,15	0,17	0,08	0,14	0,12	0,07	0,12	0,08	0,22	0,11		0,17	0,15	0,16
CaO	22,09	22,23	21,52	22,29	22,87	21,79	20,65	21,73	22,27	21,84	22,78	22,01	22,57	22,04	20,90	21,33		22,08	21,83	22,50
Na2O	0,31	0,30	0,42	0,32	0,32	0,27	0,20	0,31	0,27	0,25	0,26	0,32	0,32	0,29	0,50	0,18		0,36	0,36	0,31
Tot	99,72	99,04	100,10	99,33	99,03	98,95	99,16	99,19	99,71	99,80	99,07	99,14	99,70	100,08	100,11	99,75		99,49	98,83	99,74
Si	1,894	1,888	1,698	1,840	1,833	1,725	1,899	1,895	1,906	1,902	1,850	1,830	1,848	1,900	1,793	1,901		1,869	1,745	1,875
Ti	0,031	0,015	0,107	0,041	0,032	0,071	0,025	0,036	0,016	0,023	0,027	0,045	0,035	0,026	0,062	0,026		0,033	0,075	0,030
Al	0,144	0,123	0,337	0,198	0,188	0,319	0,121	0,124	0,118	0,120	0,158	0,224	0,178	0,126	0,218	0,109		0,163	0,310	0,151
Cr	-	-	0,001	0,010	0,009	0,003	0,009	-	0,030	0,006	0,026	0,007	0,012	0,004	0,003	0,002		0,003	0,006	0,006
Fe2+	0,171	0,131	0,192	0,140	0,093	0,143	0,158	0,203	0,102	0,139	0,077	0,149	0,122	0,142	0,171	0,134		0,145	0,183	0,142
Fe3+	0,028	0,092	0,082	0,053	0,094	0,104	0,035	0,037	0,028	0,041	0,080	0,043	0,065	0,038	0,104	0,047		0,055	0,070	0,055
Mg	0,831	0,837	0,686	0,804	0,814	0,735	0,915	0,807	0,905	0,886	0,854	0,801	0,818	0,874	0,775	0,926		0,825	0,698	0,822
Mn	0,005	0,006	0,005	0,002	0,002	0,003	0,005	0,005	0,002	0,004	0,004	0,002	0,004	0,002	0,007	0,004		0,005	0,005	0,005
Ca	0,875	0,887	0,862	0,887	0,911	0,877	0,818	0,870	0,875	0,860	0,905	0,877	0,894	0,866	0,831	0,839		0,876	0,883	0,891
Na	0,022	0,022	0,031	0,023	0,023	0,020	0,014	0,023	0,019	0,018	0,019	0,023	0,023	0,021	0,036	0,013		0,026	0,026	0,022
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000		4,000	4,000	4,000
CaFeTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-
CaTTs	3,1	1,5	10,7	4,1	3,2	7,1	2,5	3,6	1,6	2,3	2,7	4,5	3,5	2,6	6,2	2,6		3,3	7,5	3,0
CaTs	3,8	1,1	3,5	3,8	2,2	4,5	2,1	1,9	2,4	2,2	0,8	5,4	2,6	2,6	1,1	1,0		3,2	5,5	2,6
Ko	-	-	0,1	1,0	0,9	0,3	0,9	-	1,9	0,6	1,9	0,7	1,2	0,4	0,3	0,2		0,3	0,6	0,6
CrCaTs	-	-	-	-	-	-	-	-	1,0	-	0,7	-	-	-	-	-		-	-	-
Ae	2,2	2,2	2,9	1,3	1,4	1,7	0,5	2,3	-	1,2	-	1,6	1,1	1,6	3,4	1,1		2,2	2,0	1,7
FaTs	0,6	7,0	5,3	4,0	8,0	8,7	3,0	1,4	2,8	2,9	8,0	2,7	5,5	2,2	7,0	3,7		3,2	5,0	3,8
Jd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-
CaEs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-
En	41,5	41,9	34,3	40,2	40,7	36,7	45,8	40,4	45,2	44,3	42,7	40,0	40,9	43,7	38,8	46,3		41,2	34,9	41,1
Fs	8,8	6,8	9,8	7,1	4,8	7,3	8,1	10,4	5,2	7,2	4,1	7,6	6,3	7,2	8,9	6,9		7,5	9,4	7,4
Wo	40,0	39,5	33,4	38,4	38,9	33,7	37,1	40,0	39,8	39,3	39,1	37,6	38,9	39,6	34,4	38,3		38,9	35,2	39,8
Al/Ti	4,7	8,1	3,2	4,9	5,9	4,5	4,8	3,4	7,4	5,1	5,8	5,0	5,0	4,9	3,5	4,2		4,9	4,1	5,0
AlIV/AlVI	2,8	10,2	8,6	4,2	7,7	6,1	4,9	5,6	4,0	4,5	18,9	3,2	5,8	3,9	18,3	9,4		4,1	4,7	4,8
mg*	83,0	86,5	78,2	85,1	89,7	83,7	85,3	79,9	89,9	86,4	91,7	84,3	87,0	86,0	82,0	87,4		85,1	79,2	85,2

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel), formules structurales et composants polaires des clinopyroxènes des laves et des enclaves du Badjini et du Karthala.



Echt.	K14	K14	K14	K13	K13	K13	K13	K13	K13	K13	K13	K13	K12	K12	K12	K12	K12	K12	K12
Minéral	Cpx5	Cpx6	Cpx6	Cpx1	Cpx1	Cpx1	Cpx2	Cpx2	Cpx2	Cpx3	Cpx3	Cpx5	Cpx2	Cpx2	Cpx4	Cpx4	Cpx5	Cpx5	Cpx5
Zone	b	c	b	c	i	b	c	i	b	c	b	c	c	b	c	b	c	i	b1
Taille	mp	m	m	p	p	p	p	p	p	mp	mp	m	m	m	mp	mp	p	p	p
Point d'anal.	43	59	60	59	60	61	62	63	64	67	68	76	96	98	100	101	105	103	104
SiO2	46,95	50,65	45,61	47,23	48,63	47,39	52,16	50,36	48,13	46,76	42,85	45,08	46,52	47,00	51,87	49,82	50,98	51,49	46,19
TiO2	2,15	1,38	2,72	2,42	1,77	2,71	0,72	1,11	2,22	2,52	5,16	3,76	2,27	2,32	0,79	1,46	0,95	1,06	3,34
Al2O3	6,05	3,45	7,48	6,58	6,09	3,69	2,56	3,95	5,33	7,16	6,92	6,82	7,30	6,61	3,00	4,99	3,18	3,25	7,30
Cr2O3	0,21	0,14	0,25	0,12	0,08	0,04	0,17	0,25	0,07	0,18	0,08	0,09	0,11	0,01	0,68	0,13	0,19	0,18	0,07
FeO	7,82	7,27	8,32	7,62	6,33	13,64	4,97	5,15	9,00	7,50	14,99	9,67	8,79	8,24	4,97	7,13	6,44	6,69	8,61
MgO	13,03	15,15	12,53	13,33	13,90	9,85	16,57	15,49	12,52	13,38	7,35	11,73	12,76	13,18	16,65	14,15	15,85	15,40	12,57
MnO	0,20	0,10	0,03	0,14	0,05	0,26	0,11	0,06	0,19	0,04	0,33	0,20	0,16	0,05	0,09	0,10	0,29	0,13	0,13
CaO	22,28	20,52	21,96	21,77	22,05	21,51	22,83	22,77	21,52	21,91	21,02	21,69	20,79	21,23	21,91	22,05	21,93	22,08	20,96
Na2O	0,32	0,32	0,39	0,40	0,35	0,43	0,26	0,28	0,42	0,34	0,72	0,44	0,37	0,43	0,29	0,31	0,32	0,32	0,33
Tot	99,00	98,98	99,29	99,62	99,24	99,52	100,36	99,41	99,40	99,79	99,41	99,46	99,06	99,07	100,25	100,14	100,11	100,60	99,51
Si	1,764	1,890	1,711	1,760	1,809	1,823	1,901	1,858	1,810	1,738	1,670	1,704	1,749	1,762	1,893	1,841	1,872	1,886	1,735
Ti	0,061	0,039	0,077	0,068	0,049	0,078	0,020	0,031	0,063	0,070	0,151	0,107	0,064	0,065	0,022	0,041	0,026	0,029	0,094
Al	0,268	0,152	0,331	0,289	0,267	0,167	0,110	0,172	0,236	0,314	0,318	0,304	0,323	0,292	0,129	0,217	0,138	0,140	0,323
Cr	0,006	0,004	0,007	0,004	0,002	0,001	0,005	0,007	0,002	0,005	0,003	0,003	0,003	0,000	0,020	0,004	0,005	0,005	0,002
Fe2+	0,146	0,217	0,147	0,157	0,158	0,377	0,089	0,096	0,237	0,145	0,398	0,202	0,202	0,175	0,108	0,183	0,114	0,158	0,229
Fe3+	0,100	0,010	0,114	0,081	0,039	0,061	0,063	0,063	0,046	0,088	0,090	0,104	0,075	0,083	0,043	0,037	0,084	0,047	0,041
Mg	0,730	0,842	0,700	0,740	0,771	0,565	0,900	0,852	0,702	0,741	0,427	0,661	0,715	0,737	0,906	0,779	0,867	0,841	0,703
Mn	0,006	0,003	0,001	0,004	0,001	0,008	0,003	0,002	0,006	0,001	0,011	0,006	0,005	0,002	0,003	0,003	0,009	0,004	0,004
Ca	0,897	0,820	0,883	0,869	0,879	0,887	0,892	0,900	0,867	0,872	0,878	0,878	0,837	0,853	0,857	0,873	0,863	0,867	0,844
Na	0,024	0,023	0,029	0,029	0,025	0,032	0,018	0,020	0,031	0,025	0,054	0,032	0,027	0,031	0,021	0,022	0,023	0,023	0,024
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
CaFeTs	-	-	-	-	-	1,0	-	-	-	-	1,2	-	-	-	-	-	-	-	-
CaTtTs	6,1	3,9	7,7	6,8	4,9	7,8	2,0	3,1	6,3	7,0	15,1	10,7	6,4	6,5	2,2	4,1	2,6	2,9	9,4
CaTs	3,1	3,3	4,2	4,9	7,6	-	1,1	3,0	4,6	5,2	-	0,7	7,2	5,4	2,2	5,8	0,9	2,6	5,8
Ko	0,6	0,4	0,7	0,4	0,2	0,1	0,5	0,7	0,2	0,5	0,3	0,3	0,3	-	2,0	0,4	0,5	0,5	0,2
CrCaTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ae	1,7	1,0	2,1	2,5	2,2	3,1	1,4	1,3	2,9	1,9	5,2	3,0	2,4	3,1	0,1	1,8	1,7	1,8	2,2
FaTs	8,3	-	9,2	5,5	1,7	1,0	4,9	5,1	1,8	6,9	1,5	7,4	5,1	5,2	4,2	1,9	6,6	2,9	1,9
Jd	-	0,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaEs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
En	36,5	42,1	35,0	37,0	38,5	28,2	45,0	42,6	35,1	37,1	21,3	33,0	35,7	36,8	45,3	39,0	43,4	42,0	35,2
Fs	7,6	11,0	7,4	8,1	8,0	19,3	4,6	4,9	12,1	7,3	20,5	10,4	10,3	8,8	5,6	9,3	6,1	8,1	11,7
Wo	36,1	37,4	33,6	34,8	36,8	39,4	40,6	39,5	37,0	34,1	35,0	34,5	32,5	34,0	38,6	37,7	38,0	39,1	33,6
Al/Ti	4,4	3,9	4,3	4,3	5,4	2,1	5,6	5,6	3,8	4,5	2,1	2,8	5,0	4,5	5,9	5,3	5,3	4,8	3,4
AlIV/AIVI	7,5	2,7	6,9	4,9	2,5	∞	9,2	4,8	4,1	5,1	∞	39,6	3,5	4,4	5,0	2,7	13,8	4,3	4,6
mg*	83,4	79,5	82,6	82,5	83,0	59,9	91,0	89,9	74,8	83,6	51,7	76,6	78,0	80,8	89,3	81,0	88,4	84,1	75,4

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel), formules structurales et composants polaires des clinopyroxènes des laves et des enclaves du Badjini et du Karthala.

Echt.	K12	K11	K11	K11	K11	K11	K11	K11	K11	K11	K11	K11	K11	K11	K11	K10	K10	K10	K10
Minéral	Cpx5	Cpx2	Cpx2	Cpx3	Cpx3	Cpx4	Cpx4	Cpx5	Cpx5	Cpx6	Cpx6	Cpx6	Cpx6	Cpx7	Cpx7	Cpx5	Cpx5	Cpx6	Cpx6
Zone	b2	c3	b	c	b	c	b	c	b	c	b Sp6	b1	b2	c	b	c	b	c	b
Taille	p	p	p	p	p	p	p	mp	mp	p	p	p	p	m	m	mp	mp	m	m
Point d'anal.	110	165	164	168	169	175	176	182	183	188	189	190	191	193	194	96	97	98	99
SiO2	44,30	49,32	51,26	49,93	48,66	50,17	50,10	51,80	46,67	51,79	50,98	52,67	48,25	45,93	50,10	49,64	46,75	48,81	46,45
TiO2	3,49	1,53	1,16	1,63	1,68	1,17	1,35	0,84	2,26	0,76	1,34	0,72	2,06	2,90	1,81	1,47	2,53	1,83	2,54
Al2O3	8,24	4,99	3,25	4,41	5,45	4,32	4,38	3,00	6,93	2,61	4,07	2,22	4,74	7,35	3,79	4,65	6,64	4,43	6,94
Cr2O3	0,03	0,25	0,10	0,57	0,21	0,16	0,60	0,17	0,44	0,91	0,29	0,60	0,10	0,15	0,03	0,32	0,13	-	0,15
FeOt	9,34	6,10	6,35	5,48	7,12	6,21	5,48	5,30	7,22	4,47	5,22	4,40	9,16	8,68	9,00	6,41	7,47	8,65	8,65
MgO	11,61	14,49	15,64	15,08	13,94	14,85	15,13	15,78	13,19	16,06	15,57	16,47	12,62	12,83	13,45	14,30	12,92	13,97	12,67
MnO	0,13	0,04	0,16	0,10	0,18	0,14	0,09	0,21	0,22	0,16	0,07	0,14	0,19	0,70	0,21	0,15	0,11	0,11	0,18
CaO	21,89	22,46	21,81	22,00	22,14	22,55	21,74	22,50	22,20	23,06	22,40	22,55	21,85	20,60	21,91	22,45	22,14	20,96	21,86
Na2O	0,44	0,37	0,20	0,32	0,38	0,31	0,34	0,25	0,34	0,26	0,24	0,23	0,69	0,70	0,35	0,37	0,45	0,22	0,38
Tot	99,46	99,53	99,93	99,51	99,77	99,88	99,23	99,86	99,46	100,07	100,19	100,00	99,66	99,83	100,64	99,75	99,12	98,97	99,82
Si	1,669	1,826	1,889	1,847	1,805	1,850	1,857	1,904	1,741	1,898	1,869	1,928	1,806	1,712	1,858	1,838	1,752	1,834	1,735
Ti	0,099	0,043	0,032	0,045	0,047	0,033	0,038	0,023	0,063	0,021	0,037	0,020	0,058	0,081	0,050	0,041	0,071	0,052	0,071
Al	0,366	0,218	0,141	0,193	0,238	0,188	0,192	0,130	0,305	0,113	0,176	0,096	0,209	0,323	0,166	0,203	0,293	0,196	0,306
Cr	0,001	0,007	0,003	0,017	0,006	0,005	0,018	0,005	0,013	0,026	0,008	0,017	0,003	0,005	0,001	0,009	0,004	-	0,004
Fe2+	0,165	0,125	0,168	0,141	0,141	0,128	0,144	0,134	0,128	0,095	0,139	0,128	0,178	0,136	0,237	0,141	0,145	0,224	0,166
Fe3+	0,129	0,064	0,028	0,028	0,080	0,064	0,026	0,029	0,097	0,042	0,021	0,007	0,109	0,134	0,042	0,057	0,089	0,048	0,104
Mg	0,652	0,799	0,859	0,831	0,770	0,816	0,836	0,864	0,733	0,877	0,851	0,899	0,704	0,713	0,743	0,789	0,721	0,782	0,705
Mn	0,004	0,001	0,005	0,003	0,006	0,004	0,003	0,007	0,007	0,005	0,002	0,004	0,006	0,022	0,007	0,005	0,003	0,004	0,006
Ca	0,883	0,891	0,861	0,872	0,880	0,891	0,863	0,886	0,887	0,906	0,880	0,884	0,877	0,823	0,871	0,891	0,889	0,844	0,875
Na	0,032	0,026	0,014	0,023	0,028	0,022	0,024	0,018	0,025	0,018	0,017	0,017	0,050	0,050	0,025	0,027	0,033	0,016	0,028
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
CaFeTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaTTs	9,9	4,3	3,2	4,5	4,7	3,3	3,8	2,3	6,3	2,1	3,7	2,0	5,8	8,1	5,0	4,1	7,1	5,2	7,1
CaTs	3,5	4,4	3,0	4,0	4,3	3,8	4,8	3,4	4,6	1,0	4,5	2,4	1,5	3,6	2,4	4,1	4,5	3,1	4,1
Ko	0,1	0,7	0,3	1,7	0,6	0,5	1,8	0,5	1,3	1,8	0,8	1,7	0,3	0,5	0,1	0,9	0,4	-	0,4
CrCaTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,8	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-
Ae	3,2	1,9	1,1	0,6	2,1	1,8	0,7	1,3	1,2	-	0,8	-	4,7	4,6	2,5	1,7	2,9	1,6	2,3
FaTs	9,7	4,5	1,7	2,3	5,8	4,6	1,9	1,6	8,5	4,2	1,2	0,7	6,2	8,8	1,7	4,0	6,0	3,1	8,1
Jd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaEs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
En	32,6	40,0	42,9	41,6	38,5	40,8	41,8	43,2	36,7	43,8	42,5	44,9	35,2	35,7	37,2	39,5	36,1	39,1	35,3
Fs	8,5	6,3	8,6	7,2	7,3	6,6	7,3	7,0	6,8	5,0	7,1	6,6	9,2	7,9	12,2	7,3	7,4	11,4	8,6
Wo	32,6	38,0	39,1	38,2	36,6	38,7	37,9	40,7	34,6	41,2	39,3	41,6	37,1	30,9	39,0	38,5	35,6	36,5	34,1
Al/Ti	3,7	5,1	4,4	4,2	5,1	5,8	5,1	5,6	4,8	5,4	4,8	4,8	3,6	4,0	3,3	5,0	4,1	3,8	4,3
AlIV/AlVI	9,5	4,0	3,7	3,9	4,5	3,9	3,0	2,8	5,6	9,9	2,9	3,0	12,6	8,1	6,0	4,0	5,5	5,4	6,5
mg*	79,8	86,5	83,7	85,5	84,5	86,5	85,3	86,6	85,1	90,2	85,9	87,6	79,8	84,0	75,8	84,8	83,3	77,7	81,0

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel), formules structurales et composants polaires des clinopyroxènes des laves et des enclaves du Badjini et du Karthala.



Echt.	K 7	K 7	K 7	K 7	K 7	K 7	K 7	K 7	K 7	K 7	K 7	K 6	K 6	K 6	K 6	K 6	K 6	K 6	K 5
Minéral	Cpx1	Cpx1	Cpx5	Cpx5	Cpx6	Cpx6	Cpx7	Cpx7	Cpx8	Cpx9	Cpx9	Cpx3	Cpx3	Cpx5	Cpx5	Cpx5	Cpx6	Cpx6	Cpx1
Zone	c	b	c	b	c	b	c	b	c	c	b	c	b	c	b1	b2	c	b	c
Taille	p	p	mp	mp	mp	mp	p	p	m	m	m	mp	mp	p	p	m	m	m	p
Point d'anal.	165	166	109	110	112	113	114	115	116	119	121	85	87	103	96	97	111	112	117
SiO2	50,93	48,60	50,55	49,92	50,86	49,18	49,87	51,02	49,42	50,09	47,15	51,33	51,34	51,97	51,96	48,26	50,87	48,74	50,22
TiO2	0,98	1,87	0,98	1,30	1,02	1,67	1,32	1,21	1,85	1,71	2,85	0,94	1,17	0,75	1,09	1,92	1,23	2,21	1,28
Al2O3	3,40	5,37	3,24	3,39	3,71	5,07	4,32	2,99	3,91	3,20	6,41	3,49	3,08	2,94	3,15	5,96	3,55	5,16	4,97
Cr2O3	0,45	0,59	0,19	0,27	0,30	0,47	0,42	0,26	0,04	0,01	0,20	0,46	0,26	1,09	0,27	0,34	0,18	0,06	0,47
FeOt	5,25	6,01	5,92	6,60	5,23	6,34	5,33	6,14	8,00	8,59	7,74	4,61	5,83	4,34	6,33	6,89	6,70	8,37	5,15
MgO	15,53	14,02	14,93	15,75	15,14	14,75	15,20	15,67	14,75	14,29	13,06	16,14	15,44	15,94	15,81	13,75	15,65	13,50	14,99
MnO	0,11	0,13	0,38	0,06	0,13	0,11	0,15	0,18	0,17	0,31	0,13	0,10	0,07	0,08	0,17	0,08	0,14	0,15	0,09
CaO	22,49	22,34	22,57	21,30	22,47	22,09	22,44	21,76	20,87	21,23	21,53	22,28	21,60	22,85	21,62	21,67	20,81	21,96	22,35
Na2O	-	0,34	0,70	0,28	0,29	0,27	0,31	0,24	0,18	0,34	0,37	0,28	0,26	0,33	0,25	0,33	0,27	0,35	0,26
Tot	99,13	99,26	99,44	98,88	99,14	99,94	99,36	99,45	99,20	99,77	99,43	99,63	99,06	100,29	100,64	99,20	99,39	100,51	99,78
Si	1,891	1,810	1,867	1,857	1,885	1,816	1,844	1,889	1,848	1,867	1,765	1,885	1,907	1,900	1,901	1,801	1,884	1,805	1,850
Ti	0,027	0,052	0,027	0,036	0,028	0,046	0,037	0,034	0,052	0,048	0,080	0,026	0,033	0,021	0,030	0,054	0,034	0,062	0,035
Al	0,149	0,236	0,141	0,149	0,162	0,221	0,188	0,130	0,172	0,140	0,283	0,151	0,135	0,127	0,136	0,262	0,155	0,225	0,216
Cr	0,013	0,017	0,006	0,008	0,009	0,014	0,012	0,007	0,001	0,000	0,006	0,013	0,008	0,031	0,008	0,010	0,005	0,002	0,014
Fe2+	0,161	0,140	0,069	0,129	0,139	0,134	0,105	0,155	0,210	0,214	0,196	0,109	0,181	0,109	0,181	0,174	0,185	0,195	0,140
Fe3+	0,002	0,047	0,114	0,076	0,023	0,061	0,060	0,035	0,041	0,053	0,047	0,033	-	0,024	0,013	0,041	0,022	0,064	0,019
Mg	0,859	0,778	0,822	0,873	0,836	0,812	0,837	0,864	0,822	0,794	0,729	0,883	0,855	0,868	0,862	0,765	0,864	0,745	0,823
Mn	0,003	0,004	0,012	0,002	0,004	0,003	0,005	0,005	0,005	0,010	0,004	0,003	0,002	0,002	0,005	0,003	0,004	0,005	0,003
Ca	0,895	0,891	0,893	0,849	0,892	0,874	0,889	0,863	0,836	0,848	0,864	0,877	0,859	0,895	0,847	0,866	0,826	0,872	0,882
Na	-	0,025	0,050	0,020	0,021	0,019	0,022	0,017	0,013	0,025	0,027	0,020	0,019	0,023	0,018	0,024	0,020	0,025	0,019
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,999	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
CaFeTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaTiTs	2,7	5,2	2,7	3,6	2,8	4,6	3,7	3,4	5,2	4,8	8,0	2,6	3,3	2,1	3,0	5,4	3,4	6,2	3,5
CaTs	4,0	4,5	0,8	0,6	4,7	3,6	3,3	1,9	2,0	0,8	4,8	3,6	2,8	2,7	3,7	6,4	3,9	3,1	6,6
Ko	-	1,7	0,6	0,8	0,9	1,4	1,2	0,7	0,1	-	0,6	1,3	0,8	2,3	0,8	1,0	0,5	0,2	1,4
CrCaTs	1,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,8	-	-	-	-	-
Ae	-	0,7	4,4	1,2	1,2	0,6	1,0	1,0	1,2	2,4	2,1	0,7	-	-	1,0	1,3	1,4	2,4	0,5
FaTs	0,2	4,0	7,0	6,4	1,1	5,5	4,9	2,5	2,8	2,9	2,6	2,6	-	2,4	0,3	2,7	0,8	4,0	1,4
Jd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,1	-	-	-	-	-	-
CaEs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3	-	-	-	-	-	-
En	42,9	38,9	41,1	43,7	41,8	40,6	41,9	43,2	41,1	39,7	36,4	44,2	42,7	43,4	43,1	38,2	43,2	37,2	41,1
Fs	8,2	7,2	4,0	6,6	7,1	6,9	5,5	8,0	10,8	11,2	10,0	5,6	9,2	5,6	9,3	8,8	9,5	10,0	7,1
Wo	40,6	37,7	39,4	37,1	40,3	36,8	38,5	39,3	36,8	38,2	35,5	39,4	39,9	40,8	38,9	36,1	37,2	36,9	38,4
Al/Ti	5,4	4,5	5,2	4,1	5,7	4,8	5,1	3,9	3,3	2,9	3,5	5,8	4,1	6,2	4,5	4,9	4,5	3,7	6,1
AiIV/AIVI	2,8	4,2	16,6	23,8	2,5	5,1	4,8	5,9	7,7	17,2	4,9	3,2	2,2	3,8	2,7	3,1	3,0	6,4	2,3
mg*	84,2	84,8	92,3	87,1	85,8	85,8	88,9	84,8	79,7	78,7	78,8	89,0	82,5	88,9	82,6	81,4	82,4	79,2	85,5

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel), formules structurales et composants polaires des clinopyroxènes des laves et des enclaves du Badjini et du Karthala.

Echt.	K5	K5	K5	K5	K5	K5	85Ka5b gabbro	85Ka5b gabbro	85Ka5b gabbro	85Ka5b gabbro	85Ka5b gabbro	85Ka5a clinopyro- xénite	85Ka5a clinopyro- xénite	85Ka5a clinopyro- xénite	85Ka5a clinopyro- xénite	85Ka5a clinopyro- xénite	85Ka5a clinopyro- xénite	85Ka5a clinopyro- xénite	85Ka5a clinopyro- xénite
Minéral	Cpx1	Cpx1	Cpx3	Cpx3	Cpx4	Cpx4	Cpx1	Cpx1	Cpx2	Cpx4	Cpx7	Cpx1	Cpx1	Cpx1	Cpx2	Cpx2	Cpx3	Cpx3	Cpx3
Zone	b2	b3	c	b	c	b	c	b	c	b	c	c	i	b	c	b	c	i	b
Taille	p	p	mp	mp	m	m	p	p	mp	m	m	p	p	p	mp	mp	p	p	p
Point d'anal.	118	119	130	132	155	157	15	14	19	6b	7c	33	34	35	43	46	56	57	58
SiO2	47,67	50,40	50,91	48,50	47,80	47,82	51,83	50,95	51,99	50,02	42,84	50,12	48,63	49,39	48,23	46,51	49,00	49,85	47,94
TiO2	2,07	1,69	1,09	1,77	2,06	2,23	1,00	1,07	0,78	1,88	4,90	0,63	1,20	0,95	1,13	1,93	0,96	0,77	1,21
Al2O3	6,01	3,29	3,32	5,61	5,85	6,29	3,41	3,21	2,27	2,05	11,32	5,84	7,67	7,40	7,74	8,84	7,45	6,63	8,70
Cr2O3	0,33	0,09	0,19	0,75	0,46	0,10	0,48	0,15	0,61	-	0,07	1,10	0,63	0,54	0,38	0,57	0,87	0,95	0,32
FeOt	6,93	8,01	6,35	6,61	7,07	7,90	5,02	6,37	4,45	10,72	6,89	4,91	5,27	4,46	4,92	5,53	4,85	5,10	5,36
MgO	13,86	14,36	15,16	14,09	13,72	13,22	16,13	15,15	16,66	12,55	9,58	15,24	14,24	14,16	13,73	12,67	14,61	14,79	13,23
MnO	0,10	0,23	0,14	0,09	0,04	0,08	0,14	0,12	-	0,26	0,05	0,15	0,06	0,10	0,09	0,12	0,08	0,10	-
CaO	21,43	20,76	21,67	21,59	21,85	21,28	22,28	22,13	22,65	21,56	23,24	21,16	21,50	22,75	22,75	23,26	21,38	21,50	22,38
Na2O	0,37	0,29	0,38	0,30	0,29	0,37	0,25	0,30	0,25	0,35	0,51	0,62	0,67	0,47	0,48	0,43	0,60	0,61	0,51
Tot	98,78	99,14	99,22	99,31	99,14	99,28	100,55	99,44	99,64	99,39	99,40	99,77	99,85	100,21	99,45	99,85	99,80	100,30	99,64
Si	1,785	1,889	1,889	1,807	1,787	1,790	1,890	1,888	1,908	1,896	1,618	1,837	1,783	1,805	1,779	1,720	1,796	1,819	1,767
Ti	0,058	0,048	0,031	0,050	0,058	0,063	0,027	0,030	0,021	0,054	0,139	0,017	0,033	0,026	0,031	0,054	0,026	0,021	0,033
Al	0,266	0,145	0,145	0,246	0,258	0,278	0,146	0,140	0,098	0,092	0,504	0,252	0,332	0,319	0,337	0,385	0,322	0,285	0,378
Cr	0,010	0,003	0,006	0,022	0,014	0,003	0,014	0,004	0,018	-	0,002	0,032	0,018	0,016	0,011	0,017	0,025	0,028	0,009
Fe2+	0,153	0,251	0,161	0,166	0,161	0,207	0,130	0,155	0,093	0,305	0,202	0,099	0,097	0,100	0,086	0,089	0,098	0,107	0,118
Fe3+	0,064	0,001	0,036	0,040	0,060	0,041	0,023	0,042	0,044	0,035	0,015	0,052	0,064	0,037	0,066	0,082	0,051	0,049	0,048
Mg	0,774	0,802	0,839	0,782	0,765	0,737	0,877	0,836	0,911	0,709	0,539	0,832	0,778	0,771	0,755	0,698	0,798	0,804	0,727
Mn	0,003	0,007	0,004	0,003	0,001	0,002	0,004	0,004	-	0,008	0,002	0,005	0,002	0,003	0,003	0,004	0,002	0,003	-
Ca	0,860	0,834	0,862	0,862	0,875	0,854	0,870	0,879	0,890	0,876	0,941	0,831	0,845	0,891	0,899	0,922	0,839	0,841	0,884
Na	0,027	0,021	0,027	0,022	0,021	0,026	0,018	0,022	0,018	0,026	0,037	0,044	0,047	0,033	0,034	0,031	0,042	0,043	0,036
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
CaFeTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaTtTs	5,8	4,8	3,1	5,0	5,8	6,3	2,7	3,0	2,1	4,6	13,9	1,7	3,3	2,6	3,1	5,4	2,6	2,1	3,3
CaTs	5,1	1,6	3,5	5,3	4,5	6,7	3,6	2,8	0,6	-	10,3	8,9	11,5	12,4	11,5	10,5	11,8	10,5	14,5
Ko	1,0	0,3	0,6	2,2	1,4	0,3	1,4	0,4	1,8	-	0,2	3,2	1,8	1,6	1,1	1,7	2,5	2,8	0,9
CrCaTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ae	1,7	0,1	2,2	-	0,8	2,4	0,4	1,8	-	1,0	1,5	1,2	2,9	1,8	2,3	1,4	1,7	1,5	2,7
FaTs	4,7	-	1,5	4,0	5,2	1,7	1,9	2,5	4,4	-	-	4,0	3,5	1,9	4,3	6,8	3,4	3,3	2,1
Jd	-	1,8	-	-	-	-	-	-	-	-	1,9	-	-	-	-	-	-	-	-
CaEs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
En	38,7	40,1	41,9	39,1	38,2	36,9	43,8	41,8	45,5	35,5	27,0	41,6	38,9	38,6	37,7	34,9	39,9	40,2	36,3
Fs	7,8	12,9	8,3	8,5	8,1	10,5	6,7	7,9	4,6	15,7	10,2	5,2	5,0	5,1	4,4	4,6	5,0	5,5	5,9
Wo	35,2	38,5	39,1	35,9	36,0	35,3	39,4	39,8	41,0	40,9	34,9	34,2	33,1	36,1	35,5	34,8	33,1	34,1	34,2
Al/Ti	4,5	3,1	4,8	5,0	4,5	4,4	5,3	4,7	4,6	1,7	3,6	14,5	10,0	12,2	10,7	7,2	12,2	13,5	11,3
AlIV/AlVI	4,2	3,3	3,2	3,6	4,7	3,1	3,0	4,0	16,6	∞	3,1	1,8	1,9	1,6	1,9	2,7	1,7	1,7	1,6
mg*	83,5	76,2	83,9	82,5	82,6	78,1	87,1	84,4	90,8	69,9	72,7	89,4	88,9	88,5	89,8	88,7	89,1	88,3	86,1

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel), formules structurales et composants polaires des **clinopyroxènes** des laves et des enclaves du Badjini et du Karthala.



N° écht	B55	B55	B58	B58	B58	B58	K86	K86	K86	K86	K86	K86	K86	K86	K80	K80	K80	K80
Minéral	OI2	OI2	OI1	OI1	OI1	OI4	OI2	OI2	OI4	OI4	OI5	OI6	OI6	OI7	OI1	OI1	OI2	OI2
Zone	c	b	c	i	b	c	c	b	c	b sp3	c	c	b	c	c	b	c	b
Taille	mp	mp	p	p	p	mp	p	p	p	p	mp	p	p	m	p	p	p	p
point d'anal	50	51	42c	70c	69c	66c	6	7	15	14	16	20	21	27	4	6	17	18
SiO2	39,27	39,19	39,57	39,19	39,77	37,77	40,36	37,93	39,91	39,95	40,29	39,72	39,96	38,39	40,12	38,30	40,05	40,25
MgO	41,89	42,94	41,62	40,83	42,98	34,57	45,77	35,21	45,42	44,10	45,42	42,57	42,55	39,02	45,53	35,65	45,25	45,88
FeO	18,56	17,38	18,88	19,39	17,03	27,22	13,74	25,76	14,27	15,00	14,13	16,17	16,67	22,04	14,17	25,93	13,01	12,92
MnO	0,28	0,27	0,32	0,22	0,31	0,34	0,30	0,48	0,20	0,20	0,21	0,22	0,35	0,38	0,24	0,56	0,14	0,22
NiO	0,13	0,14	0,12	0,21	0,16	0,07	0,21	0,05	0,20	0,12	0,20	0,21	0,22	0,12	0,16	0,07	0,23	0,14
CaO	0,27	0,33	0,37	0,44	0,42	0,32	0,42	0,37	0,52	0,46	0,43	0,41	0,39	0,39	0,51	0,44	0,46	0,40
Total	100,39	100,25	100,88	100,29	100,66	100,28	100,79	99,79	100,51	99,83	100,68	99,30	100,14	100,33	100,73	100,94	99,14	99,80
Si	1,000	0,995	1,003	1,003	1,003	1,004	1,001	1,007	0,996	1,005	1,002	1,011	1,011	0,996	0,998	1,005	1,006	1,004
Mg	1,589	1,624	1,573	1,557	1,615	1,369	1,692	1,393	1,689	1,654	1,683	1,614	1,604	1,509	1,688	1,394	1,694	1,705
Fe2+	0,395	0,369	0,401	0,415	0,359	0,605	0,285	0,572	0,298	0,316	0,294	0,344	0,353	0,478	0,295	0,569	0,273	0,269
Mn	0,006	0,006	0,007	0,005	0,007	0,008	0,006	0,011	0,004	0,004	0,004	0,005	0,008	0,008	0,005	0,012	0,003	0,005
Ni	0,003	0,003	0,002	0,004	0,003	0,001	0,004	0,001	0,004	0,002	0,004	0,004	0,005	0,003	0,003	0,001	0,005	0,003
Ca	0,007	0,009	0,010	0,012	0,011	0,009	0,011	0,010	0,014	0,012	0,012	0,011	0,011	0,011	0,014	0,012	0,012	0,011
Total	3,000	3,005	2,997	2,997	2,997	2,996	2,999	2,993	3,004	2,995	2,998	2,989	2,989	3,004	3,002	2,995	2,994	2,996
Fo%	80,1	81,5	79,7	79,0	81,8	69,4	85,6	70,9	85,0	84,0	85,1	82,4	82,0	75,9	85,1	71,0	86,1	86,4

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel) et formules structurales des **olivines** des laves et enclaves du Badjini et du Karthala.

N° écht	K80	K80	K80	K41	K41	K41	K38	K38	K38	K37	K37	K37	K37	K35	K35	K35	K35	K33
Minéral	OI2	OI5	OI5	OI 3	OI 4	OI 4	OI2	OI6	OI6	OI 1	OI 1	OI 1	OI 3	OI2	OI2	OI2	OI2	OI1
Zone	b sp1	c	b	b	c	b	b	c	b	c	i	b	c	c	i	b-15μ	b	c
Taille	p	mp	mp	m	mp	mp	m	mp	mp	mp	mp	mp	m	p	p	p	p	p
point d'anal	19	34	35	24	25	26	21	45	43	7b	8b	9b	3b	10	11	13	12	1
SiO2	40,18	39,63	39,82	39,18	39,22	39,47	38,70	39,86	38,28	38,91	38,85	39,26	38,50	40,47	40,45	39,86	40,12	40,83
MgO	45,77	42,89	42,76	39,92	42,90	42,43	39,57	45,47	38,82	39,55	39,65	39,99	39,02	44,43	44,85	44,90	43,20	46,19
FeO	12,62	16,54	16,22	20,63	18,08	18,11	22,09	14,65	22,83	21,60	20,59	21,06	22,14	14,82	14,69	14,46	16,98	13,37
MnO	0,16	0,36	0,25	0,30	0,31	0,22	0,25	0,19	0,32	0,36	0,32	0,19	0,38	0,19	0,24	0,25	0,14	0,21
NiO	0,22	0,00	0,25	0,09	0,16	0,23	0,13	0,27	0,18	0,21	0,07	0,20	0,22	0,17	0,15	0,19	0,12	0,21
CaO	0,49	0,35	0,32	0,51	0,37	0,37	0,32	0,42	0,34	0,37	0,37	0,38	0,31	0,49	0,37	0,47	0,42	0,47
Total	99,46	99,77	99,62	100,63	101,03	100,83	101,05	100,86	100,78	101,00	99,85	101,08	100,57	100,57	100,75	100,14	100,98	101,26
Si	1,005	1,005	1,010	1,005	0,991	0,999	0,995	0,993	0,992	1,000	1,004	1,004	0,997	1,009	1,007	0,999	1,006	1,005
Mg	1,706	1,621	1,616	1,526	1,616	1,600	1,517	1,688	1,500	1,514	1,527	1,524	1,506	1,652	1,663	1,677	1,615	1,694
Fe2+	0,264	0,351	0,344	0,442	0,382	0,383	0,475	0,305	0,495	0,464	0,445	0,450	0,479	0,309	0,306	0,303	0,356	0,275
Mn	0,003	0,008	0,005	0,007	0,007	0,005	0,005	0,004	0,007	0,008	0,007	0,004	0,008	0,004	0,005	0,005	0,003	0,004
Ni	0,005	0,000	0,005	0,002	0,003	0,005	0,003	0,005	0,004	0,004	0,002	0,004	0,005	0,003	0,003	0,004	0,002	0,004
Ca	0,013	0,009	0,009	0,014	0,010	0,010	0,009	0,011	0,010	0,010	0,010	0,010	0,009	0,013	0,010	0,013	0,011	0,012
Total	2,995	2,995	2,990	2,995	3,009	3,001	3,005	3,007	3,008	3,000	2,996	2,996	3,003	2,991	2,993	3,001	2,994	2,995
Fo%	86,6	82,2	82,5	77,5	80,9	80,7	76,1	84,7	75,2	76,5	77,4	77,2	75,9	84,2	84,5	84,7	81,9	86,0

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel) et formules structurales des **olivines** des laves et enclaves du Badjini et du Karthala.



N° écht	K33	K33	K33	K33	K33	K33	K33	K33	K33	K33	K30	K30	K30	K30	K30	K30	K14	K14
Minéral	O11	O11	O11	O14	O14	O14	O16	O17	O17	O17	O11	O11	O13	O13	O15	O15	O11	O11
Zone	i	b-25μ	b	c	i	b	b	c	i	b	c	b	c	b	c	b	c	b
Taille	p	p	p	p	p	p	m	mp	mp	mp	p	p	m	m	mp	mp	mp	mp
point d'anal	2	3	9	22	23	25	31	42	43	44	59	60	79	80	83	85	16	17
SiO2	40,36	40,24	38,76	40,55	40,10	36,57	36,72	40,39	40,44	37,61	39,96	37,64	36,70	36,08	40,36	37,13	39,98	37,04
MgO	45,17	46,33	38,86	46,26	45,89	29,17	29,48	45,85	46,37	33,45	42,80	33,26	30,22	26,88	44,62	33,29	45,28	33,19
FeO	13,16	12,13	20,60	12,75	12,55	33,86	32,31	13,06	12,38	27,88	16,86	28,91	32,07	35,34	14,12	28,88	13,59	28,70
MnO	0,23	0,00	0,38	0,19	0,22	0,63	0,49	0,15	0,23	0,63	0,25	0,65	0,71	0,75	0,23	0,59	0,26	0,65
NiO	0,16	0,07	0,17	0,22	0,22	0,10	0,03	0,13	0,18	0,08	0,11	0,11	0,09	0,03	0,12	0,00	0,26	0,07
CaO	0,38	0,40	0,39	0,47	0,41	0,55	0,60	0,50	0,41	0,42	0,29	0,30	0,41	0,42	0,36	0,34	0,39	0,38
Total	99,45	99,18	99,16	100,43	99,38	100,88	99,63	100,07	100,00	100,06	100,27	100,87	100,19	99,50	99,81	100,22	99,75	100,02
Si	1,010	1,005	1,010	1,004	1,003	1,001	1,010	1,005	1,004	1,007	1,009	1,004	1,003	1,010	1,011	0,998	1,002	0,997
Mg	1,685	1,724	1,509	1,707	1,711	1,190	1,208	1,700	1,716	1,334	1,611	1,322	1,231	1,121	1,666	1,333	1,691	1,332
Fe2+	0,275	0,253	0,449	0,264	0,263	0,775	0,743	0,272	0,257	0,624	0,356	0,645	0,733	0,827	0,296	0,649	0,285	0,646
Mn	0,005	0,000	0,008	0,004	0,005	0,015	0,011	0,003	0,005	0,014	0,005	0,015	0,016	0,018	0,005	0,013	0,006	0,015
Ni	0,003	0,001	0,004	0,004	0,004	0,002	0,001	0,003	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,000	0,005	0,002
Ca	0,010	0,011	0,011	0,012	0,011	0,016	0,018	0,013	0,011	0,012	0,008	0,009	0,012	0,013	0,010	0,010	0,010	0,011
Total	2,990	2,995	2,990	2,996	2,997	2,999	2,990	2,995	2,996	2,993	2,991	2,996	2,997	2,990	2,989	3,002	2,998	3,003
Fo%	86,0	87,2	77,1	86,6	86,7	60,6	61,9	86,2	87,0	68,1	81,9	67,2	62,7	57,5	84,9	67,3	85,6	67,3

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel) et formules structurales des **olivines** des laves et enclaves du Badjini et du Karthala.

N° écht	K14	K14	K14	K14	K14	K14	K14	K14	K11	K11	K11	K11	K11	K11	K11	K11	K11	K11
Minéral	OI2	OI2	OI2	OI5	OI5	OI5	OI6	OI6	OI2	OI2	OI3	OI3	OI3	OI3	OI4	OI4	OI4	OI5
Zone	c	b	b Sp2	c	Sp4 b	b	c	b	c	b	c	Sp3 b1	Sp3 b2	b	c	i	b	c
Taille	p	p	p	p	p	p	m	m	p	p	p	p	p	p	p	p	p	p
point d'anal	18	19	21	49	47	48	54	56	166	167	109	107	108	110	1	2	3	9
SiO2	40,29	38,90	40,52	40,36	40,05	39,25	38,71	36,81	40,32	37,79	39,57	40,16	40,04	39,37	38,58	38,50	39,01	40,18
MgO	46,37	40,21	46,65	46,06	45,67	39,64	40,13	30,76	44,57	34,95	46,32	45,74	45,50	42,27	37,17	37,65	41,74	45,58
FeO	12,49	20,90	11,83	13,57	12,97	21,08	20,44	30,68	14,75	25,90	13,38	13,70	14,10	17,02	23,55	23,45	18,81	12,87
MnO	0,16	0,36	0,17	0,20	0,17	0,37	0,34	0,43	0,27	0,35	0,22	0,25	0,19	0,26	0,32	0,48	0,38	0,12
NiO	0,27	0,19	0,18	0,32	0,28	0,19	0,15	0,03	0,20	0,09	0,23	0,21	0,21	0,15	0,39	0,20	0,15	0,26
CaO	0,24	0,39	0,35	0,42	0,45	0,30	0,42	0,43	0,42	0,41	0,43	0,44	0,36	0,45	0,24	0,23	0,37	0,47
Total	99,81	100,95	99,69	100,92	99,60	100,83	100,19	99,15	100,53	99,50	100,15	100,50	100,39	99,52	100,25	100,52	100,45	99,49
Si	1,003	0,997	1,006	0,999	1,002	1,006	0,998	1,009	1,007	1,007	0,988	0,999	0,999	1,004	1,008	1,003	0,995	1,005
Mg	1,720	1,536	1,726	1,699	1,703	1,515	1,542	1,256	1,658	1,388	1,724	1,696	1,691	1,607	1,447	1,462	1,587	1,700
Fe2+	0,260	0,448	0,246	0,281	0,271	0,452	0,441	0,703	0,308	0,577	0,279	0,285	0,294	0,363	0,515	0,511	0,401	0,269
Mn	0,003	0,008	0,004	0,004	0,004	0,008	0,007	0,010	0,006	0,008	0,005	0,005	0,004	0,006	0,007	0,011	0,008	0,003
Ni	0,005	0,004	0,004	0,006	0,006	0,004	0,003	0,001	0,004	0,002	0,005	0,004	0,004	0,003	0,008	0,004	0,003	0,005
Ca	0,006	0,011	0,009	0,011	0,012	0,008	0,012	0,013	0,011	0,012	0,012	0,012	0,010	0,012	0,007	0,006	0,010	0,013
Total	2,997	3,003	2,994	3,001	2,998	2,994	3,002	2,991	2,993	2,993	3,013	3,001	3,001	2,996	2,992	2,997	3,005	2,995
Fo%	86,9	77,4	87,5	85,8	86,3	77,0	77,8	64,1	84,3	70,6	86,1	85,6	85,2	81,6	73,8	74,1	79,8	86,3

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel) et formules structurales des **olivines** des laves et enclaves du Badjini et du Karthala.



N° écht	K11	K11	K11	K11	K11	K11	K 6	K 6	K 6	K 6	K 6	K 6	K 6	K 5	K 5	K 5	K 5	K 5
Minéral	O15	O15	O15	O15	O17	O17	O12	O12	O15	O15	O16	O16	O17	O11	O12	O12	O14	O14
Zone	b Sp4	b	c	b	c	b	c	b	b cpx5	c	c	b	c	c	c	b	c	b
Taille	p	p	p	p	m	m	mp	mp	mp	mp	mp	mp	m	m	p	p	mp	mp
point d'anal	7	13	186	187	45	46	78	79	101	102	104	105	113	122	124	128	135	136
SiO2	40,24	40,37	40,14	38,70	38,99	38,09	39,69	36,77	40,53	40,44	40,68	38,64	38,37	39,01	39,74	38,59	40,25	39,57
MgO	45,20	44,98	44,90	38,03	41,25	34,56	43,28	31,22	45,91	45,52	46,02	39,60	36,52	40,89	45,45	39,65	44,94	41,00
FeO	13,24	13,76	14,49	23,37	19,34	27,51	16,65	30,39	13,44	14,13	12,81	21,86	23,86	19,55	14,69	21,05	14,53	18,74
MnO	0,80	0,27	0,18	0,36	0,31	0,00	0,32	0,56	0,25	0,14	0,24	0,36	0,47	0,07	0,23	0,29	0,22	0,17
NiO	0,31	0,22	0,17	0,16	0,09	0,18	0,28	0,09	0,00	0,17	0,33	0,00	0,04	0,14	0,07	0,15	0,21	0,16
CaO	0,37	0,40	0,43	0,40	0,52	0,42	0,32	0,42	0,35	0,36	0,36	0,33	0,38	0,46	0,41	0,39	0,39	0,43
Total	100,16	100,01	100,32	101,02	100,50	100,76	100,54	99,44	100,47	100,76	100,44	100,79	99,64	100,13	100,58	100,11	100,54	100,07
Si	1,005	1,009	1,003	1,002	0,996	1,007	1,001	1,004	1,005	1,004	1,008	0,996	1,010	1,000	0,992	0,998	1,004	1,010
Mg	1,682	1,675	1,672	1,468	1,571	1,362	1,626	1,271	1,697	1,684	1,699	1,521	1,433	1,563	1,691	1,528	1,670	1,560
Fe2+	0,276	0,288	0,303	0,506	0,413	0,608	0,351	0,694	0,279	0,293	0,265	0,471	0,525	0,419	0,307	0,455	0,303	0,400
Mn	0,017	0,006	0,004	0,008	0,007	0,000	0,007	0,013	0,005	0,003	0,005	0,008	0,010	0,002	0,005	0,006	0,005	0,004
Ni	0,006	0,004	0,003	0,003	0,002	0,004	0,006	0,002	0,000	0,003	0,007	0,000	0,001	0,003	0,001	0,003	0,004	0,003
Ca	0,010	0,011	0,012	0,011	0,014	0,012	0,009	0,012	0,009	0,010	0,009	0,009	0,011	0,013	0,011	0,011	0,010	0,012
Total	2,996	2,991	2,997	2,998	3,004	2,993	2,999	2,996	2,995	2,996	2,992	3,004	2,990	3,000	3,008	3,002	2,996	2,990
Fo%	85,9	85,3	84,7	74,4	79,2	69,1	82,2	64,7	85,9	85,2	86,5	76,4	73,2	78,8	84,6	77,0	84,6	79,6

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel) et formules structurales des **olivines** des laves et enclaves du Badjini et du Karthala.

N° écht	dunite dans K87	dunite dans K87	dunite dans K87	dunite dans K87	85Ka5a clinopyro xénite	85Ka5a clinopyro xénite	85Ka5a clinopyro xénite	85Ka5a clinopyro xénite	85Ka5b gabbro	85Ka5b gabbro	85Ka5b gabbro	85Ka5b gabbro	85Ka5b gabbro	85Ka5b gabbro	85Ka5b gabbro
Minéral	O18	O18	O19	O110	O11	O11	O12	O12	O11	O11	O15	O15	O17	O17	O17
Zone	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	i	b
Taille	p	p	p	m	mp	mp	p	p	p	p	p	p	p	p	p
point d'anal	31	32	33	40	31	32	47	48	2c	3c	16b	17b	18c	23c	20c
SiO2	39,19	39,22	39,11	39,28	39,86	40,16	39,32	39,54	40,33	40,06	39,80	40,05	40,11	39,96	37,50
MgO	41,51	42,17	41,25	41,70	43,32	47,05	41,08	44,07	44,79	42,55	44,72	44,37	44,54	44,80	35,18
FeO	18,46	17,90	18,31	17,15	17,47	13,11	19,53	16,31	13,79	16,97	14,17	15,04	14,83	14,49	27,50
MnO	0,66	0,74	0,68	0,39	0,30	0,27	0,34	0,27	0,24	0,27	0,26	0,23	0,23	0,21	0,44
NiO	0,27	0,14	0,19	0,17	0,18	0,27	0,03	0,22	0,18	0,17	0,10	0,17	0,21	0,24	0,10
CaO	0,07	0,05	0,08	0,63	0,20	0,40	0,14	0,21	0,34	0,46	0,50	0,43	0,43	0,43	0,40
Total	100,16	100,22	99,62	99,32	101,32	101,26	100,44	100,61	99,67	100,48	99,54	100,28	100,34	100,13	101,12
Si	1,001	0,999	1,004	1,006	1,000	0,990	1,004	0,995	1,010	1,010	1,002	1,004	1,004	1,001	0,991
Mg	1,581	1,601	1,578	1,592	1,619	1,728	1,563	1,652	1,672	1,600	1,677	1,657	1,661	1,673	1,386
Fe2+	0,395	0,381	0,393	0,367	0,366	0,270	0,417	0,343	0,289	0,358	0,298	0,315	0,310	0,304	0,608
Mn	0,014	0,016	0,015	0,008	0,006	0,006	0,007	0,006	0,005	0,006	0,006	0,005	0,005	0,004	0,010
Ni	0,006	0,003	0,004	0,004	0,004	0,005	0,001	0,004	0,004	0,004	0,002	0,003	0,004	0,005	0,002
Ca	0,002	0,001	0,002	0,017	0,005	0,011	0,004	0,006	0,009	0,012	0,013	0,011	0,011	0,012	0,011
Total	2,999	3,001	2,996	2,994	3,000	3,010	2,996	3,005	2,990	2,990	2,998	2,996	2,996	2,999	3,009
Fo%	80,0	80,8	80,1	81,2	81,5	86,5	78,9	82,8	85,3	81,7	84,9	84,0	84,3	84,6	69,5

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel) et formules structurales des **olivines** des laves et enclaves du Badjini et du Karthala.



Ech.	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58	B58
Min. Pos. Type N°	PI1 c mp 26	PI1 b mp 27	PI2 c mp 28	PI2 b1 cpx mp 29	PI2 b2 matrice mp 30	PI3 c m 31	PI5 c m 33	PI6 c p 37	PI6 i p 38	PI6 b-50µ p 40	PI6 b p 42	PI8 c p 47	PI8 b p 48	PI9 c p 49	PI9 i p 50	PI9 b-50µ p 51	PI9 b p 52	PI1c c p 36c	PI1c b p 37c	PI3c c p 54c
SiO2	53,09	52,44	51,86	52,04	52,92	54,34	53,78	51,79	52,60	52,49	54,15	51,98	53,97	51,33	52,01	52,26	54,46	52,90	52,07	52,40
Al2O3	29,17	29,77	29,66	29,82	29,47	28,42	28,34	29,56	28,97	29,17	27,75	29,60	28,88	30,15	30,54	29,71	28,12	29,46	30,08	29,29
Na2O	4,42	4,13	3,86	3,81	4,12	4,84	4,67	3,88	3,87	4,11	5,02	3,99	4,58	3,58	3,61	4,06	4,85	3,93	3,92	3,94
CaO	12,12	12,98	13,47	13,30	12,43	11,05	11,46	13,04	12,73	12,95	11,25	12,92	11,96	13,26	13,33	12,84	11,02	13,03	12,86	12,79
K2O	0,40	0,43	0,26	0,26	0,33	0,46	0,43	0,34	0,39	0,29	0,30	0,31	0,38	0,28	0,18	0,35	0,49	0,31	0,25	0,35
FeOt	0,58	0,59	0,50	0,55	0,70	0,75	0,70	0,35	0,53	0,55	0,49	0,50	0,55	0,49	0,47	0,42	0,69	0,45	0,50	0,48
MgO	0,15	0,11	0,13	0,12	0,13	0,08	0,09	0,11	0,35	0,11	0,09	0,16	0,06	0,10	0,11	0,14	0,00	0,14	0,15	0,14
TiO2	0,16	0,13	0,13	0,12	0,17	0,24	0,15	0,08	0,12	0,11	0,09	0,02	0,14	0,17	0,17	0,16	0,18	0,22	0,10	0,15
Total	100,09	100,57	99,86	100,02	100,27	100,17	99,63	99,17	99,55	99,79	99,13	99,48	100,50	99,37	100,44	99,93	99,81	100,44	99,93	99,54
Si	9,640	9,505	9,466	9,476	9,593	9,833	9,794	9,503	9,606	9,576	9,894	9,510	9,743	9,405	9,416	9,515	9,884	9,576	9,474	9,573
Al	6,244	6,361	6,382	6,402	6,299	6,061	6,085	6,395	6,239	6,274	5,976	6,385	6,147	6,512	6,519	6,376	6,017	6,287	6,453	6,308
Ca	2,357	2,521	2,635	2,595	2,414	2,143	2,237	2,563	2,491	2,531	2,201	2,533	2,313	2,603	2,586	2,504	2,143	2,527	2,506	2,503
Na	1,555	1,449	1,365	1,346	1,446	1,696	1,647	1,381	1,370	1,453	1,779	1,417	1,602	1,271	1,268	1,433	1,708	1,380	1,384	1,395
K	0,093	0,100	0,060	0,061	0,077	0,107	0,101	0,079	0,091	0,068	0,070	0,072	0,087	0,066	0,042	0,082	0,114	0,071	0,059	0,082
Fe2+t	0,088	0,089	0,077	0,083	0,107	0,113	0,107	0,054	0,081	0,084	0,075	0,077	0,082	0,075	0,071	0,063	0,104	0,069	0,077	0,073
Mg	0,041	0,030	0,034	0,031	0,035	0,021	0,023	0,031	0,095	0,031	0,023	0,042	0,017	0,028	0,030	0,039	0,000	0,037	0,040	0,038
Ti	0,022	0,018	0,018	0,016	0,024	0,032	0,021	0,012	0,016	0,016	0,012	0,003	0,019	0,024	0,024	0,021	0,024	0,030	0,013	0,020
Total	20,040	20,073	20,037	20,010	19,995	20,006	20,015	20,018	19,989	20,033	20,030	20,039	20,010	19,984	19,956	20,033	19,994	19,977	20,006	19,992
An	60,19	63,22	66,17	66,13	62,64	55,68	57,50	64,98	64,30	63,76	55,75	64,29	59,16	67,32	67,65	63,60	55,43	64,82	64,77	64,17
Ab	37,43	34,26	32,32	32,33	35,37	41,54	39,90	33,01	33,35	34,52	42,46	33,89	38,62	30,98	31,26	34,31	41,62	33,36	33,71	33,71
Or	2,38	2,52	1,51	1,55	1,99	2,78	2,59	2,01	2,35	1,72	1,78	1,83	2,22	1,70	1,09	2,09	2,95	1,83	1,52	2,11

Analyses microsondes (15KV, 10s, spot= 100µm 2 à 225µm 2) et formules structurales des **plagioclases** des laves et des enclaves du Badjini et du Karthala.

Ech.	B58	K86	K86	K80	K80	K80	K80	K80	K80	K80	K80	K80	K80	K38	K38	K38	K37	K37	K37	K37
Min. Pos. Type N°	PI3c b p 55c	PI1 c mp 24	PI2 b m 26	PI1 c mp 7	PI1 b mp 8	PI3 c2 p 40	PI3 b2 p 39	PI4 c mp 37	PI4 b mp 38	PI1c c p 1C	PI1c i p 2C	PI1c b-15μ p 3C	PI1c b p 4C	PI5 b m 27	PI8 c mp 38	PI8 b mp 39	PI5 c mp 32	PI5 b mp 33	PI1c c p 11C	PI1c b p 13C
SiO2	52,46	51,03	51,10	47,90	48,28	45,72	45,59	48,13	47,68	46,49	47,52	46,78	46,67	51,30	51,57	51,14	49,70	50,73	50,21	51,72
Al2O3	28,97	29,74	30,00	32,16	31,78	33,85	34,16	32,76	32,63	33,22	33,19	33,77	33,61	30,80	30,01	29,68	31,57	31,20	30,59	29,19
Na2O	4,11	3,66	3,63	2,20	2,53	1,23	1,29	2,07	2,14	1,73	1,84	1,60	1,59	3,38	3,48	3,66	2,66	3,17	3,39	4,01
CaO	12,71	13,26	13,27	15,73	15,54	17,54	17,25	15,88	15,93	16,97	16,77	17,17	17,54	14,19	13,69	13,43	15,11	14,49	14,03	12,62
K2O	0,26	0,27	0,20	0,08	0,19	0,10	0,12	0,14	0,08	0,12	0,07	0,11	0,14	0,29	0,27	0,30	0,20	0,22	0,23	0,39
FeOt	0,68	0,80	0,87	0,67	0,59	0,50	0,52	0,57	0,74	0,48	0,59	0,65	0,54	0,79	0,62	0,67	0,60	0,67	0,52	0,82
MgO	0,17	0,09	0,12	0,10	0,10	0,11	0,13	0,08	0,08	0,11	0,12	0,23	0,07	0,12	0,12	0,13	0,15	0,00	0,13	0,14
TiO2	0,15	0,14	0,07	0,14	0,06	0,08	0,05	0,16	0,06	0,09	0,00	0,07	0,03	0,15	0,09	0,09	0,11	0,13	0,19	0,16
Total	99,52	99,00	99,26	98,99	99,07	99,11	99,10	99,77	99,34	99,21	100,09	100,38	100,19	101,01	99,84	99,10	100,10	100,61	99,27	99,05
Si	9,593	9,406	9,391	8,879	8,945	8,505	8,477	8,845	8,815	8,632	8,730	8,588	8,592	9,286	9,417	9,417	9,088	9,218	9,240	9,520
Al	6,247	6,463	6,500	7,028	6,941	7,423	7,489	7,097	7,113	7,271	7,188	7,310	7,295	6,572	6,460	6,443	6,805	6,682	6,637	6,333
Ca	2,491	2,620	2,613	3,124	3,085	3,495	3,437	3,127	3,156	3,375	3,301	3,378	3,461	2,753	2,679	2,650	2,961	2,821	2,767	2,489
Na	1,457	1,309	1,295	0,790	0,910	0,443	0,465	0,736	0,766	0,622	0,657	0,571	0,567	1,186	1,232	1,307	0,942	1,115	1,208	1,431
K	0,061	0,064	0,047	0,019	0,046	0,024	0,028	0,033	0,019	0,028	0,016	0,025	0,032	0,067	0,062	0,070	0,046	0,050	0,053	0,091
Fe2+t	0,104	0,123	0,134	0,104	0,091	0,077	0,081	0,087	0,115	0,074	0,090	0,100	0,084	0,120	0,095	0,103	0,092	0,102	0,079	0,127
Mg	0,047	0,025	0,032	0,029	0,028	0,029	0,035	0,021	0,023	0,030	0,031	0,064	0,020	0,032	0,032	0,036	0,041	0,000	0,035	0,039
Ti	0,021	0,020	0,010	0,020	0,009	0,011	0,007	0,022	0,008	0,013	0,000	0,010	0,004	0,020	0,012	0,012	0,014	0,017	0,026	0,022
Total	20,021	20,030	20,022	19,993	20,055	20,007	20,019	19,968	20,015	20,045	20,013	20,046	20,055	20,036	19,989	20,038	19,989	20,005	20,045	20,052
An	63,46	66,87	67,34	80,34	77,34	88,77	88,05	81,14	80,99	84,61	83,86	85,71	85,94	69,92	68,66	67,05	76,02	71,92	69,89	63,37
Ab	34,98	31,49	31,45	19,16	21,51	10,62	11,23	18,01	18,53	14,69	15,73	13,65	13,27	28,39	29,76	31,17	22,79	26,80	28,77	34,33
Or	1,56	1,64	1,21	0,50	1,14	0,62	0,72	0,85	0,48	0,71	0,41	0,64	0,79	1,70	1,58	1,78	1,19	1,28	1,35	2,31

Analyses microsondes (15KV, 10s, spot= 100μm 2 à 225μm 2) et formules structurales des **plagioclases** des laves et des enclaves du Badjini et du Karthala.



Ech.	K37	K37	K37	K37	K37	K35	K35	K33	K30	K30	K30	K30	K30	K30	K25	K25	K25	K25	K25	K25
Min. Pos. Type N°	PI2c c mp 14C	PI2c b cpxA mp 16C	PI2c b matrice mp 15C	PI4c c m 25C	PI4c b m 26C	PI1 c m 9a	PI4 b mp 2b	PI1 b m 28	PI3a c mp 96	PI3a b mp 97	PI1b c p 40B	PI1b b p 43B	PI2b b m 45B	PI3b b m 47B	PI1a c p 1	PI1a b p 2	PI4b c m 52B	PI4b b m 53B	PI1c c mp 1c	PI1c b mp 2c
SiO2	49,46	50,32	51,11	51,68	54,56	51,86	52,21	52,16	47,78	52,24	49,36	51,85	52,01	52,97	50,17	50,33	52,73	55,01	48,41	48,44
Al2O3	31,42	30,63	30,10	30,35	27,93	30,31	29,41	29,67	32,11	29,04	31,69	29,75	29,19	28,31	30,69	30,60	29,21	27,35	32,12	32,20
Na2O	2,63	3,45	3,54	3,65	4,92	3,60	4,08	4,08	2,31	4,18	2,77	4,10	4,13	4,49	3,15	3,21	4,18	5,59	2,41	2,26
CaO	15,08	14,10	13,75	13,28	10,52	13,82	12,58	12,74	15,92	12,99	14,80	12,85	12,72	11,90	13,91	14,21	12,27	9,95	15,30	15,90
K2O	0,20	0,19	0,24	0,26	0,63	0,31	0,31	0,30	0,20	0,31	0,17	0,26	0,32	0,31	0,25	0,26	0,33	0,48	0,14	0,14
FeOt	0,67	0,65	0,76	0,55	0,78	0,66	0,71	0,74	0,44	0,55	0,49	0,77	0,93	0,87	0,54	0,69	0,92	0,79	0,46	0,82
MgO	0,10	0,12	0,15	0,12	0,15	0,14	0,08	0,05	0,21	0,13	0,11	0,10	0,12	0,06	0,13	0,11	0,13	0,05	0,14	0,07
TiO2	0,01	0,05	0,16	0,11	0,24	0,06	0,11	0,21	0,01	0,15	0,09	0,19	0,11	0,17	0,10	0,02	0,13	0,16	0,08	0,12
Total	99,57	99,51	99,79	99,99	99,74	100,77	99,49	99,93	98,97	99,58	99,49	99,87	99,52	99,08	98,94	99,43	99,90	99,38	99,05	99,94
Si	9,093	9,245	9,354	9,409	9,908	9,393	9,550	9,507	8,866	9,559	9,071	9,466	9,532	9,720	9,252	9,254	9,604	10,015	8,947	8,903
Al	6,812	6,635	6,495	6,515	5,981	6,472	6,343	6,374	7,023	6,265	6,866	6,402	6,308	6,125	6,672	6,633	6,273	5,871	6,999	6,978
Ca	2,972	2,776	2,695	2,591	2,047	2,682	2,466	2,488	3,166	2,547	2,914	2,514	2,498	2,341	2,749	2,799	2,394	1,940	3,030	3,132
Na	0,938	1,228	1,255	1,289	1,730	1,264	1,448	1,440	0,830	1,484	0,987	1,450	1,468	1,596	1,126	1,144	1,477	1,972	0,865	0,804
K	0,046	0,045	0,055	0,059	0,147	0,072	0,071	0,070	0,048	0,072	0,041	0,060	0,075	0,073	0,059	0,061	0,076	0,112	0,032	0,032
Fe2+t	0,103	0,099	0,116	0,083	0,119	0,099	0,108	0,112	0,068	0,084	0,076	0,118	0,142	0,133	0,083	0,106	0,140	0,121	0,071	0,126
Mg	0,028	0,033	0,041	0,033	0,041	0,039	0,022	0,012	0,057	0,035	0,031	0,027	0,033	0,016	0,036	0,030	0,035	0,014	0,038	0,019
Ti	0,001	0,007	0,021	0,014	0,033	0,009	0,015	0,029	0,001	0,020	0,013	0,026	0,015	0,024	0,014	0,003	0,018	0,022	0,011	0,016
Total	19,993	20,068	20,032	19,993	20,006	20,030	20,023	20,032	20,059	20,066	19,999	20,063	20,071	20,028	19,991	20,030	20,017	20,067	19,993	20,010
An	76,15	69,78	68,53	67,03	53,52	67,98	63,20	63,54	79,23	63,40	75,01	63,80	63,13	59,74	71,04	71,07	61,98	49,61	78,14	79,86
Ab	22,66	29,09	30,07	31,43	42,64	30,19	34,97	34,66	19,58	34,81	23,94	34,69	34,97	38,39	27,44	27,38	36,05	47,52	21,03	19,33
Or	1,19	1,13	1,40	1,54	3,84	1,82	1,83	1,79	1,19	1,79	1,04	1,51	1,90	1,87	1,52	1,55	1,97	2,86	0,83	0,81

Analyses microsondes (15KV, 10s, spot= 100µm 2 à 225µm 2) et formules structurales des **plagioclases** des laves et des enclaves du Badjini et du Karthala.

Ech.	K25	K25	K15	K15	K15	K13	K13	K14	K14	K14	K14	K12	K12	K12	K12	K12	K11	K11	K11	K11
Min. Pos. Type N°	PI2c c mp 3c	PI2c b mp 4c	PI1 c mp 44	PI1 b mp 45	PI2 b m 24	PI1 c m 74	PI1 b m 75	PI1 c mp 30	PI1 b mp 31	PI2 c m 52	PI2 b m 53	PI2 c p 79	PI2 b p 80	PI3 c mp 84	PI3 b mp 85	PI7 c m 94	PI2 c mp 200	PI2 b mp 201	PI1b b m 93b	PI2b c mp 94b
SiO2	48,23	48,67	51,12	52,09	53,09	54,33	54,23	48,52	50,50	51,76	51,82	48,19	48,94	47,54	53,10	51,29	51,47	51,67	51,38	51,30
Al2O3	32,46	31,64	29,63	29,30	28,47	27,25	28,08	31,76	30,28	29,29	29,82	32,00	31,41	32,62	28,75	29,21	29,62	30,01	30,09	30,39
Na2O	2,34	2,46	3,58	4,11	4,46	4,95	4,72	2,69	3,45	3,72	3,77	2,19	2,64	2,11	4,31	3,73	3,55	3,34	4,00	3,76
CaO	15,82	15,42	13,36	12,32	11,59	10,52	11,34	15,68	13,68	12,80	13,40	15,97	15,52	16,53	12,41	13,34	13,32	13,53	12,71	13,08
K2O	0,18	0,13	0,36	0,32	0,73	0,94	0,59	0,16	0,25	0,32	0,29	0,13	0,13	0,05	0,39	0,28	0,26	0,27	0,36	0,24
FeOt	0,55	0,71	0,81	0,67	0,99	0,70	0,88	0,17	0,64	1,04	0,85	0,44	0,76	0,73	0,87	0,88	0,63	0,66	0,70	0,77
MgO	0,11	0,07	0,15	0,15	0,10	0,08	0,07	0,14	0,12	0,16	0,09	0,13	0,14	0,09	0,23	0,15	0,11	0,13	0,11	0,08
TiO2	0,07	0,05	0,08	0,21	0,22	0,18	0,21	0,06	0,05	0,13	0,10	0,06	0,09	0,04	0,24	0,17	0,17	0,03	0,17	0,17
Total	99,74	99,14	99,08	99,18	99,65	98,95	100,12	99,16	98,97	99,22	100,13	99,11	99,63	99,71	100,30	99,05	99,11	99,62	99,53	99,78
Si	8,875	9,000	9,419	9,553	9,706	9,963	9,838	8,967	9,315	9,511	9,446	8,917	9,018	8,776	9,643	9,457	9,458	9,443	9,411	9,372
Al	7,041	6,898	6,436	6,335	6,136	5,892	6,007	6,920	6,583	6,345	6,407	6,980	6,824	7,098	6,155	6,351	6,417	6,466	6,498	6,546
Ca	3,118	3,056	2,638	2,420	2,270	2,067	2,204	3,105	2,704	2,520	2,617	3,167	3,064	3,269	2,415	2,636	2,623	2,650	2,495	2,560
Na	0,835	0,883	1,280	1,460	1,582	1,759	1,662	0,962	1,234	1,327	1,331	0,786	0,943	0,756	1,517	1,334	1,263	1,184	1,420	1,330
K	0,041	0,030	0,084	0,076	0,169	0,220	0,136	0,036	0,059	0,075	0,067	0,030	0,030	0,012	0,090	0,066	0,060	0,062	0,085	0,057
Fe2+t	0,084	0,110	0,125	0,103	0,152	0,107	0,133	0,026	0,099	0,160	0,130	0,068	0,117	0,112	0,132	0,135	0,096	0,100	0,106	0,117
Mg	0,029	0,018	0,041	0,042	0,028	0,022	0,019	0,039	0,032	0,042	0,023	0,035	0,037	0,026	0,063	0,041	0,031	0,036	0,031	0,020
Ti	0,010	0,006	0,011	0,029	0,030	0,025	0,029	0,008	0,007	0,018	0,014	0,008	0,012	0,005	0,033	0,024	0,023	0,003	0,023	0,023
Total	20,033	20,001	20,034	20,018	20,073	20,055	20,028	20,063	20,033	19,998	20,035	19,991	20,045	20,054	20,048	20,044	19,971	19,944	20,069	20,025
An	79,00	77,99	67,15	62,50	57,75	52,38	56,43	76,69	68,88	65,54	66,44	80,42	76,93	81,84	61,36	66,57	67,71	69,22	63,67	66,14
Ab	19,95	21,23	30,72	35,54	37,94	42,03	40,09	22,41	29,62	32,52	31,85	18,82	22,32	17,84	36,34	31,77	30,73	29,15	34,16	32,39
Or	1,05	0,78	2,13	1,96	4,30	5,59	3,48	0,90	1,49	1,94	1,71	0,76	0,76	0,31	2,30	1,66	1,56	1,63	2,17	1,47

Analyses microsondes (15KV, 10s, spot= 100µm<sup>2</sup> à 225µm<sup>2</sup>) et formules structurales des **plagioclases** des laves et des enclaves du Badjini et du Karthala.



Ech.	K 7	K 7	K 7	K 6	K 6	K 5	K 5	89Ka2	89Ka2	89Ka2	89Ka2	85Ka5b gabbro	85Ka5b gabbro	85Ka5b gabbro	85Ka5b gabbro	85Ka5b gabbro	85Ka5b gabbro
Min.	PI1	PI1	PI2	PI1	PI1	PI2	PI2	PI1	PI1	PI2	PI2	PI1	PI1	PI2	PI2	PI3	PI3
Pos.	c	b	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b
Type	mp	mp	m	m	m	m	m	mp	mp	mp	mp	mp	mp	p	p	p	p
N°	122	123	124	106	107	153	154	144	145	155	156	1	2	4	7	8	10
SiO2	51,83	52,16	52,55	50,94	51,13	51,27	52,70	49,72	50,92	52,47	51,63	52,85	54,62	50,20	50,30	49,54	51,70
Al2O3	29,49	29,86	29,26	29,89	29,95	30,02	29,46	31,44	29,85	29,12	29,99	29,05	28,37	30,77	30,51	31,36	29,70
Na2O	3,81	4,01	4,18	3,42	3,61	3,66	3,90	2,89	3,43	3,87	3,59	4,46	4,86	2,98	3,35	2,81	3,83
CaO	12,71	12,69	12,33	13,44	13,50	12,94	12,84	14,87	13,86	12,43	13,07	12,11	10,87	14,83	13,94	14,86	13,11
K2O	0,33	0,30	0,32	0,24	0,28	0,28	0,28	0,13	0,31	0,29	0,30	0,33	0,33	0,19	0,17	0,16	0,26
FeOt	0,60	0,69	0,68	0,82	0,94	0,67	0,69	0,53	0,66	0,81	0,74	0,53	0,58	1,21	0,52	0,28	0,47
MgO	0,14	0,00	0,15	0,14	0,12	0,21	0,00	0,14	0,13	0,18	0,17	0,11	0,13	0,25	0,17	0,17	0,15
TiO2	0,15	0,14	0,13	0,19	0,16	0,21	0,18	0,03	0,14	0,09	0,18	0,19	0,19	0,10	0,30	0,07	0,23
Total	99,07	99,86	99,61	99,07	99,68	99,27	100,04	99,75	99,30	99,24	99,67	99,63	99,94	100,52	99,26	99,24	99,45
Si	9,517	9,506	9,592	9,380	9,373	9,407	9,578	9,114	9,368	9,608	9,435	9,638	9,878	9,167	9,252	9,117	9,464
Al	6,383	6,415	6,297	6,489	6,472	6,494	6,313	6,796	6,473	6,286	6,460	6,246	6,049	6,624	6,614	6,804	6,410
Ca	2,500	2,478	2,412	2,651	2,652	2,544	2,500	2,922	2,732	2,439	2,560	2,367	2,106	2,901	2,747	2,930	2,572
Na	1,357	1,417	1,478	1,220	1,282	1,303	1,374	1,026	1,222	1,373	1,271	1,576	1,704	1,053	1,195	1,004	1,359
K	0,078	0,069	0,075	0,055	0,066	0,065	0,065	0,031	0,073	0,067	0,069	0,077	0,076	0,044	0,040	0,036	0,061
Fe2+t	0,093	0,106	0,103	0,127	0,144	0,103	0,105	0,081	0,102	0,124	0,113	0,081	0,087	0,185	0,080	0,043	0,071
Mg	0,039	0,000	0,042	0,038	0,032	0,057	0,000	0,039	0,036	0,049	0,046	0,030	0,036	0,068	0,046	0,046	0,041
Ti	0,021	0,019	0,018	0,026	0,022	0,029	0,025	0,003	0,019	0,012	0,025	0,025	0,025	0,014	0,042	0,010	0,031
Total	19,988	20,010	20,017	19,986	20,043	20,002	19,960	20,012	20,025	19,958	19,979	20,040	19,961	20,056	20,016	19,990	20,009
An	64,82	63,83	62,17	68,74	67,55	66,30	64,76	74,54	69,05	64,18	66,89	60,24	55,60	73,68	70,20	74,89	65,70
Ab	33,17	34,40	35,91	29,82	30,78	32,01	33,55	24,67	29,11	34,06	31,31	37,80	42,40	25,22	28,79	24,18	32,73
Or	2,01	1,77	1,92	1,43	1,67	1,70	1,69	0,78	1,84	1,77	1,80	1,96	2,00	1,11	1,01	0,93	1,57

Analyses microsondes (15KV, 10s, spot= 100µm 2 à 225µm 2) et formules structurales des **plagioclases** des laves et des enclaves du Badjini et du Karthala.

Echt. N° Type Zone Localisation	K 5					K 14							K 35						
	Sp Cr 1	Sp Cr 2	Sp Cr 2	Sp Cr 3	Sp Cr 3	Sp Cr 1	Sp Cr 2	Sp Cr 2	Sp Cr 3	Sp Cr 3	Sp Cr 3	Sp Cr 4	Sp Cr 4	Sp Cr 3	Sp Cr 7	Sp Cr 7	Sp Cr 7	Sp Cr 7	Sp Cr 8
	m	mp	mp	mp	mp	mp	m	m	mp	mp	mp	mp	mp	m	mp	mp	mp	mp	mp
	c	c	b	b	c	c	c	b	c	b	c	b	b	b	ol	ol	ol	ol	ol
	ol	mat	mat	ol	ol	ol	ol	ol	ol	mat	ol	ol	ol	cpx	c	i	b-12µm	b	c
Al2O3	16,76	12,81	14,84	12,53	12,96	14,90	13,62	13,95	13,04	14,85	14,64	14,34	15,41	13,18	13,21	13,25	12,85	13,36	
Cr2O3	32,18	41,21	38,53	45,13	44,83	43,10	44,93	43,02	45,94	40,16	38,76	39,70	35,96	42,79	43,03	42,89	42,10	41,66	
FeOt	33,94	27,80	31,21	27,36	27,46	26,88	25,20	26,34	25,35	33,73	29,76	30,25	31,77	27,83	27,34	28,49	30,32	27,35	
MgO	11,44	12,73	9,89	10,87	11,33	12,54	12,60	12,51	12,89	7,39	12,40	11,68	10,82	12,06	12,27	11,04	9,91	12,18	
MnO	0,31	0,24	0,29	0,38	0,23	0,25	0,33	0,25	0,18	0,42	0,20	0,26	0,26	0,21	0,24	0,26	0,30	0,23	
NiO	0,18	0,15	0,16	0,16	0,22	0,17	0,13	0,10	0,13	0,13	0,25	0,20	0,14	0,20	0,12	0,14	0,15	0,15	
TiO2	3,24	2,59	2,63	1,94	2,18	2,07	1,84	1,96	1,97	2,18	2,93	2,99	2,79	2,55	2,31	2,44	2,34	2,43	
Total	98,05	97,52	97,57	98,37	99,20	99,91	98,65	98,12	99,49	98,85	98,93	99,43	97,15	98,81	98,51	98,52	97,96	97,36	
Al	5,072	3,936	4,608	3,880	3,960	4,456	4,136	4,248	3,936	4,640	4,416	4,336	4,752	4,016	4,032	4,080	4,008	4,120	
Cr	6,536	8,488	8,024	9,368	9,192	8,640	9,152	8,792	9,288	8,416	7,840	8,048	7,440	8,744	8,800	8,848	8,808	8,608	
Fe3+	3,123	2,552	2,309	1,972	1,973	2,102	1,991	2,186	2,006	2,064	2,592	2,443	2,691	2,226	2,255	2,100	2,231	2,303	
Fe2+	4,167	3,505	4,566	4,036	3,983	3,597	3,438	3,506	3,419	5,413	3,777	4,044	4,264	3,793	3,662	4,119	4,484	3,674	
Mg	4,376	4,944	3,880	4,256	4,384	4,736	4,840	4,816	4,912	2,920	4,728	4,464	4,224	4,648	4,736	4,296	3,912	4,744	
Mn	0,072	0,056	0,064	0,080	0,048	0,056	0,072	0,056	0,040	0,096	0,040	0,056	0,056	0,048	0,048	0,056	0,064	0,048	
Ni	0,040	0,032	0,032	0,032	0,048	0,032	0,024	0,024	0,024	0,024	0,048	0,040	0,032	0,040	0,024	0,032	0,032	0,032	
Ti	0,624	0,504	0,520	0,384	0,424	0,392	0,352	0,384	0,376	0,432	0,560	0,576	0,552	0,496	0,448	0,480	0,464	0,480	
Total	24,011	24,017	24,003	24,008	24,012	24,012	24,005	24,012	24,001	24,005	24,002	24,007	24,011	24,011	24,005	24,011	24,003	24,010	

Echt. N° Type Zone Localisation	K 6			K 11			K 80			85Ka3				85Ka5 (Gabbro)					
	Sp Cr 1	Sp Cr 1	Sp Cr 2	Sp Cr 4	Sp Cr 4	Sp Cr 1	Sp Cr 1	Sp Cr 2	Sp Cr 4	Sp Cr 5	Sp Cr 5	Sp Cr 5	Sp Cr 5	Sp Cr 8	Sp Cr 8	Sp Cr 9	Sp Cr 2	Sp Cr 4	Sp Cr 6
	mp	mp	m	mp	mp	m	m	m	mp	mp	mp	mp	mp	mp	mp	mp	m	m	m
	b	c	c	c	b	c	b	b	b	c	b	b	c	b	b	c	c	c	b
	ol	ol	ol	mat	mat	ol	ol	ol	ol	mat	mat	mat	ol	ol	ol	ol	ol	ol	ol
Al2O3	14,15	14,44	12,87	14,27	13,49	13,00	13,00	23,82	12,47	12,52	12,72	13,01	14,53	14,21	12,95	14,81	17,01	17,26	
Cr2O3	41,64	42,45	43,08	44,20	44,09	42,25	42,77	19,19	44,53	44,63	45,51	44,49	39,54	39,60	44,08	42,28	42,20	36,66	
FeOt	28,22	27,61	28,03	25,23	30,55	27,74	28,19	38,41	27,42	26,80	26,49	27,10	29,61	29,26	32,65	30,95	26,61	30,90	
MgO	10,81	10,96	11,08	12,75	9,27	11,79	11,50	11,49	11,60	12,53	11,67	11,59	12,00	11,34	7,53	8,83	10,79	9,33	
MnO	0,28	0,28	0,23	0,23	0,43	0,24	0,32	0,23	0,16	0,22	0,40	0,19	0,23	0,14	0,31	0,26	0,18	0,31	
NiO	0,22	0,18	0,15	0,17	0,11	0,26	0,25	0,21	0,75	0,15	0,18	0,15	0,13	0,13	0,12	0,10	0,05	0,14	
TiO2	2,13	2,20	2,24	2,10	2,10	2,20	2,32	4,13	2,21	2,16	1,85	2,16	2,86	2,71	2,18	2,19	1,90	3,84	
Total	97,44	98,13	97,68	98,95	100,03	97,49	98,34	97,47	99,14	99,01	98,83	98,70	98,91	97,36	99,81	99,41	98,74	98,43	
Al	4,384	4,440	3,992	4,304	4,144	4,024	4,000	7,024	3,816	3,808	3,896	3,984	4,400	4,384	4,040	4,560	5,152	5,288	
Cr	8,656	8,752	8,968	8,944	9,080	8,760	8,824	3,792	9,144	9,104	9,344	9,144	8,024	8,200	9,232	8,736	8,576	7,536	
Fe3+	2,095	1,922	2,136	1,921	1,945	2,325	2,248	3,606	2,092	2,237	2,012	2,007	2,456	2,337	1,848	1,833	1,528	1,659	
Fe2+	4,110	4,101	4,036	3,481	4,710	3,759	3,901	4,432	3,866	3,545	3,744	3,885	3,902	4,072	5,385	4,930	4,192	5,060	
Mg	4,240	4,264	4,352	4,864	3,600	4,608	4,472	4,288	4,488	4,816	4,520	4,488	4,592	4,424	2,976	3,440	4,136	3,616	
Mn	0,064	0,064	0,048	0,048	0,096	0,056	0,072	0,048	0,032	0,048	0,088	0,040	0,048	0,032	0,072	0,056	0,040	0,072	
Ni	0,048	0,040	0,032	0,032	0,024	0,056	0,056	0,040	0,160	0,032	0,040	0,032	0,024	0,024	0,024	0,024	0,008	0,032	
Ti	0,424	0,432	0,440	0,400	0,408	0,432	0,456	0,776	0,432	0,416	0,360	0,424	0,552	0,536	0,432	0,432	0,368	0,752	
Total	24,021	24,015	24,004	23,994	24,007	24,020	24,028	24,006	24,030	24,006	24,004	24,004	23,998	24,009	24,009	24,011	24,001	24,015	

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel) et formules structurales des **chromites magnésiennes** des laves et des enclaves du Badjini et du Karthala.



N° Echant.	85Ka34	85Ka34	89Ka7	89Ka7	89Ka7	89Ka7	89Ka7	K10	K10	K11	K11	K 12	K 25
Minéral	TiMag 1	TiMag 2	TiMag 1	TiMag 1	TiMag 3	TiMag 3	TiMag 3	TiMag 1	TiMag 2	TiMag 3	TiMag 6	TiMag 1	TiMag 1
Zone	b	b	c	b cpx1	c	b1 cpx1	b2 cpx1	c	c	b cpx4	b cpx6	b	c
Taille	mp	m	mp	mp	mp	mp	mp	m	m	m	m	mp	m
Point d'anal.	42	54	5	4	30	31	32	103	104	178	192	88	3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,13	1,97	5,16	5,25	4,82	4,70	4,92	2,23	1,98	12,90	11,09	2,53	2,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,11	0,13	0,16	0,19	0,17	0,15	0,10	0,02	0,11	0,00	0,10
FeO <sub>t</sub>	66,56	66,41	68,75	67,39	68,75	68,31	67,81	72,55	71,66	71,28	71,42	63,67	68,35
MgO	1,82	1,43	6,15	6,47	6,67	6,11	6,26	1,64	1,89	2,96	3,62	5,69	1,57
MnO	0,85	0,72	0,43	0,37	0,34	0,47	0,38	0,78	0,76	0,76	0,63	0,43	0,74
NiO	0,09	0,33	0,15	0,12	0,06	0,03	0,07	0,10	0,00	0,05	0,10	0,15	0,00
TiO <sub>2</sub>	26,45	26,87	16,28	16,43	15,63	15,28	15,38	19,70	20,26	6,83	8,51	26,66	23,67
Total	97,89	97,72	97,03	96,16	96,42	95,09	94,98	97,14	96,66	94,80	95,47	99,14	96,45
Al	0,736	0,688	1,704	1,744	1,600	1,584	1,664	0,776	0,688	4,288	3,680	0,840	0,712
Cr	-	-	0,024	0,032	0,032	0,040	0,040	0,032	0,024	0,008	0,024	-	0,024
Fe <sup>3+</sup>	3,542	3,300	7,381	7,235	7,748	7,788	7,676	6,442	6,260	8,801	8,684	3,851	4,637
Fe <sup>2+</sup>	12,841	13,157	8,754	8,673	8,425	8,566	8,545	11,450	11,489	8,019	8,128	11,144	12,429
Mg	0,800	0,632	2,568	2,720	2,800	2,608	2,672	0,720	0,832	1,248	1,520	2,392	0,696
Mn	0,216	0,176	0,104	0,088	0,080	0,112	0,088	0,192	0,192	0,184	0,152	0,104	0,184
Ni	0,024	0,080	0,032	0,024	0,016	0,008	0,016	0,024	-	0,008	0,024	0,032	-
Ti	5,856	5,984	3,432	3,488	3,304	3,288	3,312	4,368	4,512	1,448	1,800	5,648	5,312
Total	24,015	24,017	23,998	24,003	24,005	23,994	24,013	24,004	23,997	24,004	24,011	24,011	23,993

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel) et formules structurales des titanomagnétites et ilménites des laves et des enclaves du Badjini et du Karthala.

N° Echant.	K 25	K30	K38	K38	B58	B58	85Ka5 (Gabbro)	85Ka5 (Gabbro)	85Ka5 (Gabbro)	85Ka5 (Gabbro)	85Ka5 (Gabbro)	85Ka5 (Gabbro)
Minéral	TiMag 2	TiMag 4	TiMag 1	TiMag 3	TiMag 1	TiMag 2	TiMag 3	TiMag 3	TiMag 3	TiMag 5	Ilm1	Ilm2
Zone	c	b cpx1	b	b	c	c	c	i	b	c	b	b
Taille	m	mp	m	m	m	m	mp	mp	mp	mp	m	m
Point d'anal.	30	93	22	53	56c	68c	33	34	2b	11c	10	17
Al2O3	1,83	1,63	3,97	3,90	2,64	2,11	3,02	2,74	2,17	3,03	0,12	0,03
Cr2O3	0,06	0,47	0,02	0,10	0,15	0,07	0,16	0,05	0,08	0,09	0,00	0,09
FeOt	69,28	68,10	71,69	67,88	65,95	67,14	65,71	66,49	67,72	65,64	44,73	45,19
MgO	1,46	2,66	4,41	4,38	1,26	0,88	2,61	1,97	1,59	2,67	1,93	2,03
MnO	0,85	0,97	0,63	0,40	1,26	0,82	0,67	0,69	0,65	0,54	0,87	0,83
NiO	0,04	0,05	0,05	0,16	0,05	0,10	0,04	0,09	0,13	0,02	0,08	0,10
TiO2	22,76	22,34	14,49	20,41	27,81	28,33	26,30	26,15	25,96	26,37	51,00	51,63
Total	96,29	96,22	95,43	97,36	99,12	99,45	98,51	98,18	98,30	98,34	98,74	99,89
Al	0,648	0,568	1,360	1,320	0,912	0,728	1,032	0,944	0,752	1,032	0,007	0,002
Cr	0,016	0,112	0,008	0,024	0,032	0,016	0,040	0,016	0,016	0,016	-	0,003
Fe3+	5,088	5,336	8,304	5,843	2,849	2,786	3,477	3,539	3,756	3,449	0,137	0,137
Fe2+	12,252	11,568	9,097	10,424	13,239	13,635	12,432	12,712	12,865	12,462	1,743	1,740
Mg	0,656	1,176	1,912	1,872	0,552	0,384	1,128	0,856	0,696	1,152	0,145	0,150
Mn	0,216	0,240	0,152	0,096	0,312	0,200	0,160	0,168	0,160	0,128	0,037	0,035
Ni	0,008	0,008	0,008	0,040	0,008	0,024	0,008	0,016	0,032	0,008	0,003	0,004
Ti	5,120	4,984	3,160	4,400	6,104	6,232	5,728	5,744	5,728	5,744	1,928	1,929
Total	24,004	23,992	24,001	24,019	24,008	24,005	24,005	23,995	24,006	23,991	4,000	4,000

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel) et formules structurales des **titanomagnétites** et **ilménites** des laves et des enclaves du Badjini et du Karthala.



## **Analyses des phases expérimentales**

## **Analyses des phases expérimentales**



fO2	IQF	IQF	IQF	IQF	IQF	QFM	QFM	QFM	QFM	QFM	QFM	QFM	QFM	QFM	QFM	NNO	NNO	
log fO2	-12,9	-12,9	-12,9	-12,9	-12,9	-11,4	-11,4	-11,4	-11,4	-11,4	-8,9	-8,9	-8,9	-8,9	-8,9	-8,2	-8,2	
Minéral	cpx 3	cpx 6	cpx 9	cpx 10	cpx 11	Cpx1	Cpx3	Cpx5	Cpx7	Cpx9	Cpx1	Cpx3	Cpx4	Cpx6	Cpx7	Cpx8	Cpx1	Cpx2
Zone	b	b2	b	b	b	b2	b	b	b	b2	b	b3	b	b3	b	b	b	b
Point d'anal.	13	20	31	38	45	13	31	40	45	53	7	17	21	33	35	41	2	8
SiO2	49,92	51,05	51,20	51,38	51,98	50,12	50,94	52,44	51,12	49,52	48,12	50,38	49,93	50,10	50,73	50,08	49,58	49,15
TiO2	1,25	1,26	0,91	1,01	0,93	1,26	1,12	0,93	1,06	1,62	1,64	1,28	1,06	0,97	1,26	1,21	1,36	1,61
Al2O3	4,58	2,99	3,56	3,45	2,54	4,84	2,93	2,84	3,02	4,47	5,52	4,06	3,51	3,06	3,28	3,70	4,92	5,04
Cr2O3	0,89	0,02	0,97	1,16	0,49	0,40	0,15	0,40	-	0,89	0,18	0,69	0,64	0,61	0,47	0,63	0,29	0,03
FeO <sub>t</sub>	5,45	8,01	4,89	5,12	6,03	5,98	6,77	5,65	6,82	5,93	6,70	5,93	5,30	5,86	6,42	5,48	6,24	6,56
MgO	15,00	14,94	15,72	16,15	16,39	14,93	15,71	16,30	15,54	14,79	14,44	14,81	15,37	15,72	15,43	15,16	15,30	14,75
MnO	0,13	0,14	0,06	0,11	0,19	0,10	0,09	0,17	0,21	0,10	0,10	0,05	0,11	0,16	0,01	0,10	0,14	0,15
CaO	21,60	21,14	22,08	22,15	21,68	22,52	21,80	21,58	22,13	21,83	21,88	22,28	22,54	21,97	22,16	22,61	22,17	22,32
Na2O	0,28	0,22	0,27	0,26	0,28	0,37	0,26	0,27	0,18	0,30	0,35	0,32	0,34	0,27	0,25	0,33	0,32	0,41
Total	99,09	99,77	99,65	100,80	100,51	100,51	99,76	100,57	100,08	99,45	98,93	99,79	98,80	98,72	100,01	99,31	100,31	100,01
Si	1,855	1,896	1,886	1,872	1,899	1,835	1,881	1,914	1,883	1,838	1,793	1,862	1,856	1,865	1,870	1,855	1,817	1,810
Ti	0,035	0,035	0,025	0,028	0,026	0,035	0,031	0,025	0,029	0,045	0,046	0,035	0,030	0,027	0,035	0,034	0,037	0,045
Al	0,200	0,131	0,155	0,148	0,109	0,209	0,127	0,122	0,131	0,195	0,243	0,177	0,154	0,134	0,143	0,162	0,212	0,219
Cr	0,026	0,001	0,028	0,033	0,014	0,011	0,004	0,012	-	0,026	0,005	0,020	0,019	0,018	0,014	0,019	0,009	0,001
Fe <sup>2+</sup>	0,156	0,227	0,136	0,118	0,138	0,115	0,145	0,166	0,154	0,151	0,111	0,153	0,085	0,100	0,145	0,104	0,099	0,103
Fe <sup>3+</sup>	0,013	0,022	0,014	0,038	0,046	0,068	0,064	0,006	0,056	0,034	0,098	0,031	0,080	0,082	0,052	0,066	0,092	0,099
Mg	0,831	0,827	0,863	0,877	0,893	0,815	0,864	0,887	0,853	0,818	0,802	0,816	0,852	0,872	0,848	0,837	0,836	0,809
Mn	0,004	0,004	0,002	0,004	0,006	0,003	0,003	0,005	0,007	0,003	0,003	0,002	0,003	0,005	0,000	0,003	0,004	0,005
Ca	0,860	0,841	0,872	0,865	0,849	0,883	0,862	0,844	0,873	0,868	0,874	0,882	0,898	0,876	0,875	0,897	0,871	0,881
Na	0,020	0,016	0,019	0,018	0,020	0,027	0,019	0,019	0,013	0,022	0,025	0,023	0,024	0,020	0,018	0,024	0,023	0,029
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
CaFeTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaTiTs	3,5	3,5	2,5	2,8	2,6	3,5	3,1	2,5	2,9	4,5	4,6	3,5	3,0	2,7	3,5	3,4	3,7	4,5
CaTs	5,5	2,7	4,1	2,0	0,9	4,3	0,8	3,5	1,4	3,3	3,6	3,9	1,0	-	1,2	1,7	3,0	2,9
Ko	2,0	0,1	1,9	1,8	1,4	1,1	0,4	1,2	-	2,2	0,5	2,0	1,9	1,8	1,4	1,9	0,9	0,1
CrCaTs	0,6	-	0,9	1,5	-	-	-	-	-	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-
Ae	-	1,5	-	-	0,6	1,5	1,4	0,6	1,3	-	2,0	0,3	0,5	0,2	0,5	0,5	1,4	2,8
FaTs	1,3	0,7	1,4	3,8	4,0	5,2	4,9	-	4,3	3,4	7,8	2,8	7,4	8,0	4,8	6,0	7,8	7,1
Jd	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaEs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
En	41,5	41,4	43,1	43,8	44,6	40,7	43,2	44,3	42,7	40,9	40,1	40,8	42,6	43,6	42,4	41,9	41,8	40,5
Fs	8,0	11,6	6,9	6,1	7,2	5,9	7,4	8,6	8,0	7,7	5,7	7,7	4,4	5,3	7,3	5,4	5,2	5,4
Wo	37,5	38,6	39,1	38,2	38,7	37,6	38,7	39,2	39,3	37,6	35,7	39,0	39,2	38,5	39,0	39,3	36,3	36,8
Al/Ti	5,72	3,73	6,16	5,35	4,26	6,04	4,1	4,8	4,46	4,32	5,3	4,99	5,18	4,95	4,08	4,79	5,67	4,91
AlIV/AlVI	2,62	3,85	2,8	6,53	11,26	3,8	15,13	2,39	8,12	4,86	5,71	3,54	14,53	∞	10,56	8,67	6,16	6,56
mg*	84,2	78,5	86,4	88,2	86,6	87,6	85,6	84,2	84,7	84,5	87,8	84,2	90,9	89,7	85,4	88,9	89,4	88,8

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel), formules structurales et composants polaires des clinopyroxènes de nos expérimentations à différentes fO2 (1150°C).

fO2	NNO	NNO	-6,5	-6,5	-6,5	-6,5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	Air	Air	Air	Air	Air
log fO2	-8,2	-8,2	-6,5	-6,5	-6,5	-6,5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-0,68	-0,68	-0,68	-0,68	-0,68
Minéral	Cpx5	Cpx6	Cpx2	Cpx3	Cpx4	Cpx7	Cpx A	Cpx B	Cpx C	Cpx D	Cpx1	Cpx2	Cpx5	Cpx2	Cpx5	Cpx7	Cpx9	Cpx14
Zone	b	b	b2	b	b	b	b	b	b2	b	b	b2	b	b	b	b2	b	b
Point d'anal.	27	31	19	25	31	51	19	23	3	6	45	3	20	62	9	16	27	39
SiO2	49,28	49,24	48,70	49,05	48,28	49,00	49,44	49,76	48,98	49,28	48,81	48,68	48,76	48,60	48,53	48,37	49,12	49,76
TiO2	1,37	1,38	1,23	1,80	1,97	1,41	1,46	1,48	1,39	1,58	1,85	1,54	1,50	1,58	1,47	2,27	2,08	1,26
Al2O3	4,50	4,82	4,87	5,66	5,11	5,17	5,39	5,13	5,04	5,58	5,44	4,90	5,19	5,91	4,97	6,21	4,61	4,51
Cr2O3	0,59	0,20	-	0,21	0,01	0,10	0,47	0,44	0,03	0,02	0,14	0,21	0,28	0,62	0,64	0,11	0,02	0,72
FeOt	5,98	6,25	7,55	6,38	8,02	6,72	6,20	6,51	7,85	6,75	6,69	7,56	7,28	6,43	6,27	7,02	8,13	5,50
MgO	14,96	14,73	14,53	14,71	13,53	14,28	14,98	14,99	14,59	14,26	13,95	14,50	14,39	14,36	14,28	13,65	13,61	14,88
MnO	0,11	0,06	0,05	0,19	0,17	0,16	0,22	0,22	0,12	0,22	0,15	0,21	0,19	0,22	0,18	0,08	0,18	0,13
CaO	22,51	22,15	21,58	21,56	21,28	22,00	21,72	21,91	21,60	21,96	21,93	21,87	22,16	22,33	21,86	21,67	21,26	22,45
Na2O	0,35	0,45	0,44	0,35	0,38	0,34	0,33	0,32	0,41	0,35	0,32	0,38	0,32	0,28	0,43	0,33	0,48	0,37
Total	99,66	99,28	98,95	99,92	98,74	99,18	100,21	100,75	100,01	100,00	99,26	99,83	100,07	100,32	98,62	99,72	99,49	99,57
Si	1,821	1,825	1,815	1,809	1,816	1,823	1,817	1,820	1,808	1,819	1,819	1,802	1,801	1,789	1,816	1,797	1,835	1,839
Ti	0,038	0,039	0,035	0,050	0,056	0,039	0,040	0,041	0,039	0,044	0,052	0,043	0,042	0,044	0,041	0,064	0,059	0,035
Al	0,196	0,210	0,214	0,246	0,226	0,227	0,233	0,221	0,219	0,243	0,239	0,214	0,226	0,256	0,219	0,272	0,203	0,197
Cr	0,017	0,006	-	0,006	0,000	0,003	0,014	0,013	0,001	0,001	0,004	0,006	0,008	0,018	0,019	0,003	0,001	0,021
Fe2+	0,091	0,104	0,117	0,142	0,196	0,140	0,128	0,133	0,128	0,153	0,170	0,119	0,123	0,119	0,117	0,192	0,210	0,109
Fe3+	0,094	0,089	0,119	0,055	0,056	0,070	0,063	0,067	0,115	0,056	0,039	0,115	0,102	0,079	0,079	0,026	0,044	0,061
Mg	0,824	0,814	0,807	0,809	0,758	0,792	0,820	0,817	0,803	0,785	0,775	0,800	0,792	0,788	0,796	0,756	0,758	0,820
Mn	0,003	0,002	0,002	0,006	0,005	0,005	0,007	0,007	0,004	0,007	0,005	0,006	0,006	0,007	0,006	0,002	0,006	0,004
Ca	0,891	0,879	0,861	0,852	0,858	0,877	0,855	0,859	0,855	0,869	0,876	0,868	0,877	0,881	0,876	0,863	0,851	0,889
Na	0,025	0,032	0,032	0,025	0,028	0,025	0,024	0,023	0,030	0,025	0,023	0,027	0,023	0,020	0,031	0,024	0,035	0,026
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
CaFeTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaTiTs	3,8	3,9	3,5	5,0	5,6	3,9	4,0	4,1	3,9	4,4	5,2	4,3	4,2	4,4	4,1	6,4	5,9	3,5
CaTs	1,7	3,5	2,9	5,5	4,3	5,0	5,0	4,2	2,8	6,2	5,8	1,6	2,8	4,6	3,5	7,0	3,8	3,5
Ko	1,7	0,6	-	0,6	-	0,3	1,4	1,3	0,1	0,1	0,4	0,6	0,8	1,8	1,9	0,3	0,1	2,1
CrCaTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ae	0,8	2,6	3,2	1,9	2,7	2,2	1,0	1,0	2,9	2,5	1,9	2,1	1,4	0,2	1,2	2,1	3,4	0,5
FaTs	8,6	6,3	8,7	3,6	2,9	4,8	5,2	5,6	8,6	3,1	2,0	9,5	8,7	7,7	6,7	0,6	1,0	5,6
Jd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaEs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
En	41,2	40,7	40,3	40,4	37,9	39,6	41,0	40,9	40,1	39,2	38,7	40,0	39,6	39,4	39,8	37,8	37,9	41,0
Fs	4,7	5,3	5,9	7,4	10,1	7,2	6,7	7,0	6,6	8,0	8,7	6,3	6,5	6,3	6,1	9,7	10,8	5,7
Wo	37,5	37,1	35,6	35,6	36,5	37,0	35,6	36,0	35,1	36,6	37,3	35,7	36,0	35,7	36,7	36,2	37,2	38,1
Al/Ti	5,15	5,46	6,19	4,93	4,06	5,75	5,77	5,44	5,7	5,53	4,6	4,97	5,44	5,85	5,3	4,28	3,47	5,62
AlIV/AlVI	10,84	5,02	6,48	3,45	4,29	3,55	3,68	4,3	6,91	2,92	3,14	12,25	7,2	4,63	5,31	2,91	4,32	4,54
mg*	90,1	88,6	87,4	85,1	79,5	85	86,5	86	86,3	83,7	82	87,1	86,5	86,9	87,2	79,8	78,3	88,3

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel), formules structurales et composants polaires des clinopyroxènes de nos expérimentations à différentes fO2 (1150°C).



fO2	IQF	IQF	IQF	IQF	IQF						QFM	QFM	QFM	QFM	QFM	QFM	NNO	NNO
log fO2	-12,9	-12,9	-12,9	-12,9	-12,9	-11,4	-11,4	-11,4	-11,4	-11,4	-8,9	-8,9	-8,9	-8,9	-8,9	-8,9	-8,2	-8,2
Minéral	cpx 3	cpx 6	cpx 9	cpx 10	cpx 11	Cpx1	Cpx3	Cpx5	Cpx7	Cpx9	Cpx1	Cpx3	Cpx4	Cpx6	Cpx7	Cpx8	Cpx1	Cpx2
Zone	b	b2	b	b	b	b2	b	b	b	b2	b	b3	b	b3	b	b	b	b
Point d'anal.	13	20	31	38	45	13	31	40	45	53	7	17	21	33	35	41	2	8
SiO2	49,92	51,05	51,20	51,38	51,98	50,12	50,94	52,44	51,12	49,52	48,12	50,38	49,93	50,10	50,73	50,08	49,58	49,15
TiO2	1,25	1,26	0,91	1,01	0,93	1,26	1,12	0,93	1,06	1,62	1,64	1,28	1,06	0,97	1,26	1,21	1,36	1,61
Al2O3	4,58	2,99	3,56	3,45	2,54	4,84	2,93	2,84	3,02	4,47	5,52	4,06	3,51	3,06	3,28	3,70	4,92	5,04
Cr2O3	0,89	0,02	0,97	1,16	0,49	0,40	0,15	0,40	-	0,89	0,18	0,69	0,64	0,61	0,47	0,63	0,29	0,03
FeOt	5,45	8,01	4,89	5,12	6,03	5,98	6,77	5,65	6,82	5,93	6,70	5,93	5,30	5,86	6,42	5,48	6,24	6,56
MgO	15,00	14,94	15,72	16,15	16,39	14,93	15,71	16,30	15,54	14,79	14,44	14,81	15,37	15,72	15,43	15,16	15,30	14,75
MnO	0,13	0,14	0,06	0,11	0,19	0,10	0,09	0,17	0,21	0,10	0,10	0,05	0,11	0,16	0,01	0,10	0,14	0,15
CaO	21,60	21,14	22,08	22,15	21,68	22,52	21,80	21,58	22,13	21,83	21,88	22,28	22,54	21,97	22,16	22,61	22,17	22,32
Na2O	0,28	0,22	0,27	0,26	0,28	0,37	0,26	0,27	0,18	0,30	0,35	0,32	0,34	0,27	0,25	0,33	0,32	0,41
Total	99,09	99,77	99,65	100,80	100,51	100,51	99,76	100,57	100,08	99,45	98,93	99,79	98,80	98,72	100,01	99,31	100,31	100,01
Si	1,855	1,896	1,886	1,872	1,899	1,835	1,881	1,914	1,883	1,838	1,793	1,862	1,856	1,865	1,870	1,855	1,817	1,810
Ti	0,035	0,035	0,025	0,028	0,026	0,035	0,031	0,025	0,029	0,045	0,046	0,035	0,030	0,027	0,035	0,034	0,037	0,045
Al	0,200	0,131	0,155	0,148	0,109	0,209	0,127	0,122	0,131	0,195	0,243	0,177	0,154	0,134	0,143	0,162	0,212	0,219
Cr	0,026	0,001	0,028	0,033	0,014	0,011	0,004	0,012	-	0,026	0,005	0,020	0,019	0,018	0,014	0,019	0,009	0,001
Fe2+	0,156	0,227	0,136	0,118	0,138	0,115	0,145	0,166	0,154	0,151	0,111	0,153	0,085	0,100	0,145	0,104	0,099	0,103
Fe3+	0,013	0,022	0,014	0,038	0,046	0,068	0,064	0,006	0,056	0,034	0,098	0,031	0,080	0,082	0,052	0,066	0,092	0,099
Mg	0,831	0,827	0,863	0,877	0,893	0,815	0,864	0,887	0,853	0,818	0,802	0,816	0,852	0,872	0,848	0,837	0,836	0,809
Mn	0,004	0,004	0,002	0,004	0,006	0,003	0,003	0,005	0,007	0,003	0,003	0,002	0,003	0,005	0,000	0,003	0,004	0,005
Ca	0,860	0,841	0,872	0,865	0,849	0,883	0,862	0,844	0,873	0,868	0,874	0,882	0,898	0,876	0,875	0,897	0,871	0,881
Na	0,020	0,016	0,019	0,018	0,020	0,027	0,019	0,019	0,013	0,022	0,025	0,023	0,024	0,020	0,018	0,024	0,023	0,029
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
CaFeTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaTTs	3,5	3,5	2,5	2,8	2,6	3,5	3,1	2,5	2,9	4,5	4,6	3,5	3,0	2,7	3,5	3,4	3,7	4,5
CaTs	5,5	2,7	4,1	2,0	0,9	4,3	0,8	3,5	1,4	3,3	3,6	3,9	1,0	-	1,2	1,7	3,0	2,9
Ko	2,0	0,1	1,9	1,8	1,4	1,1	0,4	1,2	-	2,2	0,5	2,0	1,9	1,8	1,4	1,9	0,9	0,1
CrCaTs	0,6	-	0,9	1,5	-	-	-	-	-	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-
Ae	-	1,5	-	-	0,6	1,5	1,4	0,6	1,3	-	2,0	0,3	0,5	0,2	0,5	0,5	1,4	2,8
FaTs	1,3	0,7	1,4	3,8	4,0	5,2	4,9	-	4,3	3,4	7,8	2,8	7,4	8,0	4,8	6,0	7,8	7,1
Jd	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaEs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
En	41,5	41,4	43,1	43,8	44,6	40,7	43,2	44,3	42,7	40,9	40,1	40,8	42,6	43,6	42,4	41,9	41,8	40,5
Fs	8,0	11,6	6,9	6,1	7,2	5,9	7,4	8,6	8,0	7,7	5,7	7,7	4,4	5,3	7,3	5,4	5,2	5,4
Wo	37,5	38,6	39,1	38,2	38,7	37,6	38,7	39,2	39,3	37,6	35,7	39,0	39,2	38,5	39,0	39,3	36,3	36,8
Al/Ti	5,72	3,73	6,16	5,35	4,26	6,04	4,1	4,8	4,46	4,32	5,3	4,99	5,18	4,95	4,08	4,79	5,67	4,91
AlIV/AlVI	2,62	3,85	2,8	6,53	11,26	3,8	15,13	2,39	8,12	4,86	5,71	3,54	14,53	∞	10,56	8,67	6,16	6,56
mg*	84,2	78,5	86,4	88,2	86,6	87,6	85,6	84,2	84,7	84,5	87,8	84,2	90,9	89,7	85,4	88,9	89,4	88,8

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel), formules structurales et composants polaires des clinopyroxènes de nos expérimentations à différentes fO2 (1150°C).

fO2	NNO	NNO	-6,5	-6,5	-6,5	-6,5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	Air	Air	Air	Air	Air
log fO2	-8,2	-8,2	-6,5	-6,5	-6,5	-6,5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-0,68	-0,68	-0,68	-0,68	-0,68
Minéral	Cpx5	Cpx6	Cpx2	Cpx3	Cpx4	Cpx7	Cpx A	Cpx B	Cpx C	Cpx D	Cpx1	Cpx2	Cpx5	Cpx2	Cpx5	Cpx7	Cpx9	Cpx14
Zone	b	b	b2	b	b	b	b	b	b2	b	b	b2	b	b	b	b2	b	b
Point d'anal.	27	31	19	25	31	51	19	23	3	6	45	3	20	62	9	16	27	39
SiO2	49,28	49,24	48,70	49,05	48,28	49,00	49,44	49,76	48,98	49,28	48,81	48,68	48,76	48,60	48,53	48,37	49,12	49,76
TiO2	1,37	1,38	1,23	1,80	1,97	1,41	1,46	1,48	1,39	1,58	1,85	1,54	1,50	1,58	1,47	2,27	2,08	1,26
Al2O3	4,50	4,82	4,87	5,66	5,11	5,17	5,39	5,13	5,04	5,58	5,44	4,90	5,19	5,91	4,97	6,21	4,61	4,51
Cr2O3	0,59	0,20	-	0,21	0,01	0,10	0,47	0,44	0,03	0,02	0,14	0,21	0,28	0,62	0,64	0,11	0,02	0,72
FeO	5,98	6,25	7,55	6,38	8,02	6,72	6,20	6,51	7,85	6,75	6,69	7,56	7,28	6,43	6,27	7,02	8,13	5,50
MgO	14,96	14,73	14,53	14,71	13,53	14,28	14,98	14,99	14,59	14,26	13,95	14,50	14,39	14,36	14,28	13,65	13,61	14,88
MnO	0,11	0,06	0,05	0,19	0,17	0,16	0,22	0,22	0,12	0,22	0,15	0,21	0,19	0,22	0,18	0,08	0,18	0,13
CaO	22,51	22,15	21,58	21,56	21,28	22,00	21,72	21,91	21,60	21,96	21,93	21,87	22,16	22,33	21,86	21,67	21,26	22,45
Na2O	0,35	0,45	0,44	0,35	0,38	0,34	0,33	0,32	0,41	0,35	0,32	0,38	0,32	0,28	0,43	0,33	0,48	0,37
Total	99,66	99,28	98,95	99,92	98,74	99,18	100,21	100,75	100,01	100,00	99,26	99,83	100,07	100,32	98,62	99,72	99,49	99,57
Si	1,821	1,825	1,815	1,809	1,816	1,823	1,817	1,820	1,808	1,819	1,819	1,802	1,801	1,789	1,816	1,797	1,835	1,839
Ti	0,038	0,039	0,035	0,050	0,056	0,039	0,040	0,041	0,039	0,044	0,052	0,043	0,042	0,044	0,041	0,064	0,059	0,035
Al	0,196	0,210	0,214	0,246	0,226	0,227	0,233	0,221	0,219	0,243	0,239	0,214	0,226	0,256	0,219	0,272	0,203	0,197
Cr	0,017	0,006	-	0,006	0,000	0,003	0,014	0,013	0,001	0,001	0,004	0,006	0,008	0,018	0,019	0,003	0,001	0,021
Fe2+	0,091	0,104	0,117	0,142	0,196	0,140	0,128	0,133	0,128	0,153	0,170	0,119	0,123	0,119	0,117	0,192	0,210	0,109
Fe3+	0,094	0,089	0,119	0,055	0,056	0,070	0,063	0,067	0,115	0,056	0,039	0,115	0,102	0,079	0,079	0,026	0,044	0,061
Mg	0,824	0,814	0,807	0,809	0,758	0,792	0,820	0,817	0,803	0,785	0,775	0,800	0,792	0,788	0,796	0,756	0,758	0,820
Mn	0,003	0,002	0,002	0,006	0,005	0,005	0,007	0,007	0,004	0,007	0,005	0,006	0,006	0,007	0,006	0,002	0,006	0,004
Ca	0,891	0,879	0,861	0,852	0,858	0,877	0,855	0,859	0,855	0,869	0,876	0,868	0,877	0,881	0,876	0,863	0,851	0,889
Na	0,025	0,032	0,032	0,025	0,028	0,025	0,024	0,023	0,030	0,025	0,023	0,027	0,023	0,020	0,031	0,024	0,035	0,026
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
CaFeTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaTiTs	3,8	3,9	3,5	5,0	5,6	3,9	4,0	4,1	3,9	4,4	5,2	4,3	4,2	4,4	4,1	6,4	5,9	3,5
CaTs	1,7	3,5	2,9	5,5	4,3	5,0	5,0	4,2	2,8	6,2	5,8	1,6	2,8	4,6	3,5	7,0	3,8	3,5
Ko	1,7	0,6	-	0,6	-	0,3	1,4	1,3	0,1	0,1	0,4	0,6	0,8	1,8	1,9	0,3	0,1	2,1
CrCaTs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ae	0,8	2,6	3,2	1,9	2,7	2,2	1,0	1,0	2,9	2,5	1,9	2,1	1,4	0,2	1,2	2,1	3,4	0,5
FaTs	8,6	6,3	8,7	3,6	2,9	4,8	5,2	5,6	8,6	3,1	2,0	9,5	8,7	7,7	6,7	0,6	1,0	5,6
Jd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaEs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
En	41,2	40,7	40,3	40,4	37,9	39,6	41,0	40,9	40,1	39,2	38,7	40,0	39,6	39,4	39,8	37,8	37,9	41,0
Fs	4,7	5,3	5,9	7,4	10,1	7,2	6,7	7,0	6,6	8,0	8,7	6,3	6,5	6,3	6,1	9,7	10,8	5,7
Wo	37,5	37,1	35,6	35,6	36,5	37,0	35,6	36,0	35,1	36,6	37,3	35,7	36,0	35,7	36,7	36,2	37,2	38,1
Al/Ti	5,15	5,46	6,19	4,93	4,06	5,75	5,77	5,44	5,7	5,53	4,6	4,97	5,44	5,85	5,3	4,28	3,47	5,62
AlIV/AlVI	10,84	5,02	6,48	3,45	4,29	3,55	3,68	4,3	6,91	2,92	3,14	12,25	7,2	4,63	5,31	2,91	4,32	4,54
mg*	90,1	88,6	87,4	85,1	79,5	85	86,5	86	86,3	83,7	82	87,1	86,5	86,9	87,2	79,8	78,3	88,3

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel), formules structurales et composants polaires des clinopyroxènes de nos expérimentations à différentes fO2 (1150°C).



fO <sub>2</sub>	IQF	IQF	IQF							QFM	QFM	QFM	QFM	QFM	QFM	NNO	NNO	NNO	NNO
log fO <sub>2</sub>	-12,9	-12,9	-12,9	-11,4	-11,4	-11,4	-11,4	-11,4	-11,4	-8,9	-8,9	-8,9	-8,9	-8,9	-8,9	-8,2	-8,2	-8,2	-8,2
Minéral	O11	O12	O13	O11	O11	O12	O13	O15	O15	O11a	O11a	O12a	O12a	O13a	O11b	O11a	O12a	O12a	O13a
Zone	b	b	b	c	b	b	c	c	b	c	b	c	b	b	b	b	i	b	c
Point d'anal.	9	22	35	16	15	18	21	47	48	3	4	24	25	38	18	5	11	12	19
SiO <sub>2</sub>	38,94	39,05	39,05	39,15	39,12	39,36	39,91	39,05	38,78	39,25	38,70	39,44	39,04	38,71	39,19	40,13	39,73	39,02	39,43
MgO	40,61	40,35	39,07	40,54	41,38	41,32	40,65	41,12	40,20	40,94	39,66	40,43	40,80	39,60	40,13	42,76	44,13	40,58	41,65
FeO	20,54	20,85	21,67	20,59	19,94	18,98	18,66	19,57	20,06	19,53	21,36	19,25	19,71	20,48	20,62	16,50	15,63	18,54	18,97
MnO	0,42	0,29	0,39	0,31	0,22	0,30	0,30	0,34	0,15	0,30	0,21	0,30	0,30	0,17	0,33	0,24	0,16	0,34	0,21
NiO	0,18	-	0,12	0,08	0,11	0,22	0,01	0,12	0,15	0,15	0,18	0,13	0,12	0,16	0,11	0,21	0,18	0,11	0,24
CaO	0,29	0,63	0,44	0,62	0,57	0,47	1,22	0,53	0,51	0,31	0,60	0,62	0,63	0,49	0,65	0,47	0,44	0,50	0,37
Total	100,98	101,17	100,74	101,29	101,34	100,63	100,77	100,72	99,85	100,47	100,72	100,17	100,60	99,61	101,03	100,32	100,26	99,09	100,87
Si	0,996	0,998	1,005	0,998	0,994	1,002	1,013	0,997	1,001	1,003	0,997	1,010	0,998	1,003	1,002	1,012	0,999	1,007	1,001
Mg	1,548	1,536	1,499	1,540	1,566	1,568	1,538	1,564	1,546	1,559	1,522	1,542	1,555	1,529	1,529	1,607	1,654	1,561	1,576
Fe	0,439	0,445	0,467	0,439	0,424	0,404	0,396	0,418	0,433	0,417	0,460	0,412	0,422	0,444	0,441	0,348	0,329	0,400	0,403
Mn	0,009	0,006	0,008	0,007	0,005	0,006	0,006	0,007	0,003	0,006	0,005	0,006	0,007	0,004	0,007	0,005	0,003	0,007	0,004
Ni	0,004	-	0,002	0,002	0,002	0,004	0,000	0,002	0,003	0,003	0,004	0,003	0,002	0,003	0,002	0,004	0,004	0,002	0,005
Ca	0,008	0,017	0,012	0,017	0,016	0,013	0,033	0,014	0,014	0,009	0,017	0,017	0,017	0,014	0,018	0,013	0,012	0,014	0,010
Total	3,004	3,002	2,995	3,002	3,006	2,998	2,987	3,003	2,999	2,997	3,003	2,990	3,002	2,997	2,998	2,988	3,001	2,993	2,999
Fo%	77,9	77,5	76,3	77,8	78,7	79,5	79,5	78,9	78,1	78,9	76,8	78,9	78,7	77,5	77,6	82,2	83,4	79,6	79,6

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel) et formules structurales des **olivines** de nos expérimentations à différentes **fO<sub>2</sub>** (1150°C).

fO <sub>2</sub>	NNO	NNO	NNO	NNO	NNO													
log fO <sub>2</sub>	-8,2	-8,2	-8,2	-8,2	-8,2	-6,5	-6,5	-6,5	-6,5	-6,5	-6,5	-6,5	-6,5	-5	-5	-5	-5	-5
Minéral	O13a	O13a	O14a	O11b	O13b	O11	O11	O12	O12	O12	O13	O14	O14	O12	O13	O13	O14	O14
Zone	i	b	c	b	c	c	b	c	i	b	b	c	b	c	c	b	c	b
Point d'anal.	20	21	22	1	13	8	9	35	36	39	42	46	47	15	22	25	27	29
SiO <sub>2</sub>	39,01	38,88	39,39	39,40	39,35	39,79	39,79	40,05	39,85	40,38	39,78	40,23	39,70	40,49	39,55	40,51	39,83	40,02
MgO	40,67	41,58	42,77	40,70	41,55	44,32	44,38	44,50	45,02	45,43	43,55	44,27	44,25	46,55	44,38	45,96	45,64	45,95
FeO	19,69	19,37	17,94	20,16	18,09	14,24	14,99	15,06	14,65	14,70	14,84	14,81	15,03	13,04	15,18	14,00	13,81	13,12
MnO	0,28	0,22	0,19	0,29	0,35	0,31	0,27	0,32	0,28	0,22	0,16	0,26	0,26	0,35	0,35	0,39	0,28	0,29
NiO	0,14	0,11	0,13	0,16	0,24	0,22	0,20	0,19	0,23	0,23	0,27	0,27	0,18	0,05	0,11	0,08	0,10	-
CaO	0,36	0,45	0,60	0,42	0,61	0,39	0,48	0,38	0,54	0,41	0,43	0,58	0,62	0,55	0,43	0,47	0,45	0,46
Total	100,16	100,60	101,04	101,13	100,18	99,25	100,11	100,50	100,58	101,37	99,03	100,42	100,04	101,01	99,99	101,40	100,11	99,84
Si	1,001	0,993	0,994	1,003	1,003	1,005	1,000	1,002	0,996	1,000	1,009	1,007	0,999	0,999	0,996	1,000	0,996	0,999
Mg	1,556	1,582	1,609	1,544	1,579	1,668	1,662	1,660	1,677	1,676	1,647	1,651	1,660	1,711	1,666	1,690	1,700	1,710
Fe	0,423	0,414	0,379	0,429	0,386	0,301	0,315	0,315	0,306	0,304	0,315	0,310	0,316	0,269	0,320	0,289	0,289	0,274
Mn	0,006	0,005	0,004	0,006	0,008	0,007	0,006	0,007	0,006	0,005	0,003	0,005	0,006	0,007	0,007	0,008	0,006	0,006
Ni	0,003	0,002	0,003	0,003	0,005	0,004	0,004	0,004	0,005	0,005	0,006	0,005	0,004	0,001	0,002	0,002	0,002	-
Ca	0,010	0,012	0,016	0,012	0,017	0,011	0,013	0,010	0,015	0,011	0,012	0,016	0,017	0,015	0,012	0,012	0,012	0,012
Total	2,999	3,007	3,006	2,997	2,997	2,995	3,000	2,998	3,004	3,000	2,991	2,993	3,001	3,001	3,004	3,000	3,004	3,001
Fo%	78,6	79,3	80,9	78,2	80,4	84,7	84,1	84	84,6	84,6	84	84,2	84	86,4	83,9	85,4	85,5	86,2

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel) et formules structurales des **olivines** de nos expérimentations à différentes **fO<sub>2</sub>** (1150°C).



fO2	IQF	IQF	IQF	QFM	QFM	QFM	QFM	QFM	NNO	NNO	NNO	NNO				Air	Air
log fO2	-12,9	-12,9	-12,9	-8,9	-8,9	-8,9	-8,9	-8,9	-8,2	-8,2	-8,2	-8,2	-6,5	-5	-5	-0,68	-0,68
Minéral	pl1	pl1	pl2	PI1	PI1	PI2	PI3	PI4	PI1	PI1	PI2	PI3	PI2	PI1	PI1	PI1	PI2
Zone	c	b	b	b	c	b	c	c	c	b	c	c	b	c	b	b	c
Point d'anal.	41	40	43	2a	1a	25	26	28	14c	15c	8	12	54	32b	33b	25	41
Al2O3	31,23	30,85	31,00	29,36	30,37	30,13	30,10	30,04	30,57	30,78	30,21	30,16	29,83	29,24	29,02	29,58	29,80
CaO	14,48	14,99	14,77	13,23	14,42	13,51	13,73	13,13	14,16	14,01	13,61	13,74	13,10	13,09	12,83	13,11	13,14
FeO <sub>t</sub>	0,48	0,40	0,49	0,87	0,90	0,81	0,75	0,83	0,96	0,87	0,95	0,78	0,82	0,87	0,99	0,77	0,90
K2O	0,26	0,30	0,28	0,30	0,22	0,23	0,31	0,31	0,23	0,23	0,28	0,23	0,31	0,45	0,34	0,33	0,34
MgO	0,25	0,16	0,25	0,13	0,25	0,20	0,19	0,17	0,16	0,19	0,22	0,18	0,18	0,12	0,18	0,18	0,19
Na2O	2,90	2,88	2,85	3,64	3,26	3,39	3,24	3,59	3,22	3,29	3,60	3,36	3,85	4,03	3,90	3,87	3,71
SiO2	50,71	50,18	50,89	51,64	50,79	51,14	51,55	52,16	50,07	49,97	51,59	51,51	51,35	51,13	52,03	52,45	51,65
TiO2	0,11	0,12	0,20	0,11	0,16	0,18	0,12	0,20	0,09	0,15	0,05	0,16	0,14	0,12	0,25	0,06	0,04
Total	100,42	99,87	100,71	99,28	100,36	99,58	99,98	100,43	99,45	99,49	100,50	100,12	99,57	99,06	99,54	100,35	99,76
Al	6,691	6,661	6,628	6,359	6,532	6,506	6,472	6,422	6,635	6,675	6,473	6,479	6,446	6,365	6,271	6,333	6,425
Ca	2,820	2,942	2,869	2,604	2,818	2,651	2,684	2,552	2,793	2,761	2,650	2,682	2,573	2,589	2,520	2,552	2,574
Fe	0,073	0,061	0,074	0,134	0,137	0,123	0,114	0,125	0,148	0,134	0,144	0,119	0,125	0,135	0,152	0,116	0,137
K	0,060	0,069	0,064	0,069	0,050	0,054	0,073	0,072	0,054	0,054	0,065	0,053	0,072	0,106	0,079	0,077	0,078
Mg	0,069	0,044	0,068	0,036	0,069	0,054	0,051	0,046	0,043	0,051	0,060	0,048	0,048	0,034	0,048	0,047	0,053
Na	1,021	1,023	1,002	1,295	1,153	1,204	1,144	1,263	1,148	1,173	1,269	1,186	1,369	1,444	1,385	1,362	1,316
Si	9,216	9,191	9,229	9,487	9,267	9,367	9,402	9,460	9,218	9,193	9,378	9,385	9,413	9,442	9,536	9,525	9,446
Ti	0,014	0,017	0,028	0,015	0,021	0,025	0,016	0,028	0,013	0,021	0,007	0,022	0,019	0,017	0,034	0,008	0,005
Total	19,964	20,007	19,962	20,000	20,047	19,984	19,955	19,968	20,053	20,062	20,046	19,974	20,065	20,132	20,026	20,020	20,034
An	73,4	74,0	74,0	66,9	71,2	69,1	70,0	66,9	71,1	70,4	67,8	69,6	65,4	63,8	64,5	65,2	66,1
Ab	25,0	24,2	24,4	31,3	27,5	29,6	28,1	31,2	27,5	28,2	30,6	29,0	32,8	33,6	33,4	32,8	31,9
Or	1,6	1,7	1,6	1,8	1,3	1,4	1,9	1,9	1,4	1,4	1,7	1,4	1,8	2,6	2,0	2,0	2,0

Analyses microsondes (15KV, 10s, spot<100µm<sup>2</sup>) et formules structurales des **plagioclases** de nos expérimentations à différentes **fO2** (1150°C).

fO <sub>2</sub>							Air
log fO <sub>2</sub>	-6,5	-5	-5	-5	-5	-5	-0,68
Minéral	TiMag1	TiMag1	TiMag1	TiMag2	TiMag3	TiMag4	TiMag1
Zone	c	c	b	c	c	c	c
Point d'anal.	33	47	48	49	26	31	11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,89	7,12	6,96	7,09	5,83	6,69	2,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,05	0,30	0,42	1,35	0,12	0,23	0,55
FeO <sub>t</sub>	66,46	69,74	69,81	69,54	71,67	72,16	69,52
MgO	8,59	9,28	8,72	9,28	8,21	8,60	5,70
MnO	0,33	0,22	0,16	0,37	0,30	0,27	0,41
NiO	0,21	0,35	0,21	0,10	0,25	0,17	0,12
TiO <sub>2</sub>	4,84	4,55	4,68	4,47	5,49	5,36	12,04
SiO <sub>2</sub>	0,17	0,14	0,17	0,14	0,06	0,18	0,15
CaO	0,13	0,37	0,34	0,36	0,36	0,23	0,41
total	93,68	92,06	91,47	92,70	92,30	93,88	90,97
Al	2,911	2,366	2,338	2,340	1,961	2,201	0,732
Cr	0,889	0,066	0,094	0,300	0,027	0,051	0,131
Fe <sup>3+</sup>	10,060	11,520	11,438	11,387	11,591	11,383	9,569
Fe <sup>2+</sup>	5,374	4,923	5,198	4,903	5,509	5,458	7,968
Mg	3,556	3,897	3,701	3,875	3,492	3,574	2,562
Mn	0,077	0,054	0,039	0,088	0,072	0,064	0,106
Ni	0,047	0,079	0,049	0,022	0,057	0,039	0,030
Ti	1,011	0,965	1,003	0,941	1,178	1,124	2,731
Si	0,047	0,039	0,049	0,040	0,018	0,049	0,046
Ca	0,040	0,112	0,103	0,109	0,109	0,067	0,132
Total	24,012	24,020	24,012	24,005	24,015	24,010	24,007

Analyses microsondes (15KV, 10s, ponctuel) et formules structurales des **titanomagnétites** de nos expérimentations à différentes **fO<sub>2</sub>** (1150°C).



## **Index**

# Index



## Index des figures

Fig. 1.1.1.a: Carte de la paléoposition de Madagascar selon Malod et al., 1991.	2
Fig. 1.1.1.b: Anomalies magnétiques du bassin de Somalie selon Coffin et Rabinowitz, 1987.	3
Fig. 1.1.1.c: Anomalies magnétiques dans le bassin de Somalie. Extrait d'une carte de Cochran (1988).	4
Fig. 1.1.3.a: Carte bathymétrique, localisation et alignement de l'archipel des Comores.	8
Fig. 1.1.3.b: Carte des principaux alignements structuraux selon Esson et al. (1970), Bachèlery et Coudray (1993).	9
Fig. 1.1.3.c: Carte schématique des principales données existantes, et de leurs extrapolations.	10
Fig. 1.2.a: Cheminements des points chauds des Comores et de la Réunion (Emerick et Duncan, 1982 - modifiée).	13
Fig. 1.2.b: Points chauds des Comores et de la Réunion, cheminements et datations publiées par Emerick et Duncan (1982).	14
Fig. 1.3: Carte volcano-structurale de la Grande-Comore selon Bachèlery et Coudray (1993).	16
Fig. 1.3.1: Carte schématique de la zone sommitale du Karthala.	17
Fig. 1.3.2: Carte géologique du massif de la Grille (modifiée d'après Bachèlery et Coudray, 1993).	19
Fig. 1.3.3: Carte géologique de la pointe SE de la Grande Comore (modifiée d'après Bachèlery, com. pers.).	21
Fig. 1.4.1: Courbe cumulative des volumes de laves émises depuis 1848 par la Karthala.	23
Fig. 2.1: Carte d'échantillonnage des campagnes de 1991 et 1992.	33
Fig. 3.1.2: Diagramme T.A.S. (alcalins/silice), classification des laves du Karthala et du Badjini selon la nomenclature internationale (Le Bas et al., 1986).	48
Fig. 3.1.3.a: Comparaison entre les laves du Karthala et du Badjini, et les différentes lignées d'Hawaii et du Piton de la Fournaise actuel, dans le diagramme AFM.	50
Fig. 3.1.3.b: Agrandissement d'une portion du diagramme AFM de la figure 3.1.3.a.	51
Fig. 3.2.a: Evolution des différents oxydes en fonction de MgO (pds%), des laves du Karthala et du Badjini.	54
Fig. 3.2.b: Evolution des concentrations en CaO en fonction de celles en MgO (pds%), des laves du Karthala et du Badjini.	56
Fig. 3.2.c: Evolution des différents oxydes en fonction de P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (pds%), des laves du Karthala et du Badjini.	57
Fig. 3.2.d: Evolution des rapports d'oxydes MgO/FeO* et CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , des laves du Karthala et du Badjini.	58
Fig. 3.2.e: Evolution des rapports d'oxydes MgO/FeO <sub>t</sub> et CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> des océanites et de leur matrice.	59
Fig. 3.3.1.a: Evolution des concentrations en éléments traces compatibles des laves du Karthala et du Badjini, en fonction de leur Mg#.	61
Fig. 3.3.1.b: Variation des concentrations en MgO et Ni des laves du Karthala et du Badjini.	62
Fig. 3.3.1.c: Variation des concentrations en Cr et Ni des laves du Karthala et du Badjini.	63
Fig. 3.3.1.d: Variation des concentrations en Sc en fonction du rapport MgO/FeO <sub>t</sub> des laves du Karthala et du Badjini.	63
Fig. 3.3.2.a: Evolution des concentrations en éléments incompatibles des laves du Karthala et du Badjini, en fonction de leur Mg#.	65
Fig. 3.3.2.b: Variation du rapport La/Zr en fonction des concentrations en La des laves du Karthala et du Badjini.	66
Fig. 3.3.3: Constance du rapport La/Y, opposée à la variété du rapport d'oxydes MgO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , des laves du Karthala et du Badjini.	68

Fig. 4.2: Gamme de fO <sub>2</sub> couverte expérimentalement à 1150°C.	70
Fig. 4.2.1: Schéma du four expérimental à 1 atmosphère utilisé dans nos expérimentations.	71
Fig. 4.2.2.1: Evolution des rapports oxyde/K <sub>2</sub> O des liquides avec la fO <sub>2</sub> .	74
Fig. 4.2.2.2.a: Evolution du rapport Fe <sup>3+</sup> /SFe dans un liquide en fonction de la fO <sub>2</sub> et de la température.	76
Fig. 4.2.2.2.b: Evolution du rapport NBO/T en fonction de la fO <sub>2</sub> dans notre composition de départ et dans les liquides résiduels.	77
Fig. 4.3.1.1.a et b: Variations Al <sup>IV</sup> /Al <sup>VI</sup> en fonction de la pression de cristallisation, de différents clinopyroxènes expérimentaux (réf. dans le texte).	80
Fig. 4.3.1.2.a et b: Variations Al/Ti en fonction de la pression de cristallisation, de différents clinopyroxènes expérimentaux (réf. dans le § 4.3.1.1).	81
Fig. 4.3.1.4.a: Composition de nos clinopyroxènes expérimentaux dans le diagramme Wo-En-Fs.	83
Fig. 4.3.1.4.b: Variation du KD=(Fe/Mg) <sup>cpx-liq</sup> avec la fO <sub>2</sub> de nos clinopyroxènes expérimentaux.	84
Fig. 4.3.1.4.c: Bilan des valences de nos clinopyroxènes expérimentaux dans le diagramme 2Ti+Cr+Al <sup>VI</sup> /Na+Al <sup>IV</sup> (Papike, 1980).	84
Fig. 4.3.1.4.d: Evolution comparée des concentrations en Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> de nos clinopyroxènes et liquides expérimentaux.	85
Fig. 4.3.1.4.e: Teneurs en FaTs de nos clinopyroxènes expérimentaux.	86
Fig. 4.3.1.4.f: Augmentation de la teneur en FaTs de nos clinopyroxènes expérimentaux par rapport à leur $Kd_{Fe^{3+}}^{Cpx/Liq}$ .	86
Fig. 4.3.2.a: Variations des concentrations en Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> et SiO <sub>2</sub> % des clinopyroxènes des laves et des enclaves du Karthala et du Badjini.	87
Fig. 4.3.2.b: Variations des concentrations en TiO <sub>2</sub> et SiO <sub>2</sub> % des clinopyroxènes des laves et des enclaves du Karthala et du Badjini.	88
Fig. 4.3.2.c: Evolution des clinopyroxènes des laves et des enclaves du Karthala et du Badjini à la limite des domaines des diopsides et des augites dans le triangle Wo-En-Fs.	88
Fig. 4.3.3.1.a: Variations du rapport Al/Ti des clinopyroxènes des laves et des enclaves du Karthala et du Badjini.	89
Fig. 4.3.3.1.b: Variations du rapport Al/Ti dans les clinopyroxènes des laves du Karthala.	90
Fig. 4.3.3.1.c: Variations du rapport Al/Ti dans les clinopyroxènes des laves du Badjini.	90
Fig. 4.3.3.2.a: Variations du rapport Al <sup>IV</sup> /Al <sup>VI</sup> des clinopyroxènes des laves et des enclaves du Karthala et du Badjini.	91
Fig. 4.3.3.2.b: Variations du rapport Al <sup>IV</sup> /Al <sup>VI</sup> dans les clinopyroxènes des laves du Karthala.	91
Fig. 4.3.3.2.c: Variations du rapport Al <sup>IV</sup> /Al <sup>VI</sup> dans les clinopyroxènes des laves du Badjini.	92
Fig. 4.3.3.3.a: Evolution en fonction de la pression, de différents clinopyroxènes expérimentaux dans le triangle Ti-Al <sup>IV</sup> -Al <sup>VI</sup> .	92
Fig. 4.3.3.3.b: Localisation des clinopyroxènes des gabbros et des clinopyroxénites dans le triangle Ti-Al <sup>IV</sup> -Al <sup>VI</sup> .	93
Fig. 4.3.3.3.c: Localisation des clinopyroxènes des laves du Karthala et du Badjini dans le triangle Ti-Al <sup>IV</sup> -Al <sup>VI</sup> .	93
Fig. 4.4.1.2: Rééquilibrage en CaO d'une olivine riche en forstérite avec un liquide basaltique (Jurewicz et Watson, 1988).	97
Fig. 4.4.1.4: Evolution du coefficient d'interdiffusion Fe-Mg dans une olivine en fonction de sa teneur en Fe et de la fO <sub>2</sub> (Buening et Buseck, 1973).	99
Fig. 4.4.1.4.b et c: Evolution MgO/FeO% et concentrations en CaO des olivines obtenues à différentes fO <sub>2</sub> .	100
Fig. 4.4.1.4.d: Evolution comparée du KD et de la concentration en FeO de nos olivines à différentes fO <sub>2</sub> .	101
Fig. 4.4.1.4.e: Evolution comparée des rapports MgO/FeO de nos couples olivine-liquide à différentes fO <sub>2</sub> .	101



Fig. 4.4.1.5.a: Evolution de la teneur en forstérite de nos olivines en fonction de la fO <sub>2</sub> d'expérimentation.	100
Fig. 4.4.2.1.a: Baisse simultanée des concentrations en NiO et Fo des olivines des laves et des enclaves du Karthala et du Badjini.	103
Fig. 4.4.2.1.b: Evolution des concentrations en NiO et Fo dans différentes zones des microphéno et phénocristaux d'olivine du Karthala et du Badjini.	103
Fig. 4.4.2.2.a: Comparaison des températures calculées à partir des géothermomètres de O'Neill et Wall (1987) et Roeder et al. (1979).	104
Fig. 4.4.2.3.a: Températures cœur d'olivine-analyse roche totale des laves du Karthala à partir des géothermomètres TMg et TNi de Leeman et Scheidegger (1977).	105
Fig. 4.4.2.3.b: Indépendance des températures calculées (TMg) des teneurs en forstérite des cœurs d'olivine du Karthala.	106
Fig. 4.5.1.1.a: Teneurs en anorthite de plagioclases et liquides expérimentaux de diverses origines (cf. texte).	111
Fig. 4.5.1.1.b: Evolution des $KD_{Ca/Na}^{pl/liq}$ de plagioclases expérimentaux de diverses origines en fonction de leur teneur en anorthite.	111
Fig. 4.5.1.1.c: Comparaison des $KD_{Ca/Na}^{pl/liq}$ et $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$ de nos plagioclases expérimentaux.	112
Fig. 4.5.1.1.d: Evolution des $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$ de plagioclases expérimentaux de diverses origines en fonction de leur teneur en anorthite.	112
Fig. 4.5.1.1.e: Evolution avec la pression, des teneurs en anorthites des plagioclases et des liquides expérimentaux de Thy (1991).	113
Fig. 4.5.1.2.a, b, c et d: Diagrammes d'évolution des concentrations en MgO, FeO et Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> en fonction de la fO <sub>2</sub> et du rapport MgO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> des liquides, réalisés à partir des analyses de plagioclases expérimentaux publiées par Sato (1989).	116
Fig. 4.5.1.2.e et f: Diagrammes d'évolution des concentrations en MgO et du rapport MgO/FeO des liquides expérimentaux en fonction de la fO <sub>2</sub> et du rapport MgO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> des liquides, réalisés à partir des analyses de liquides expérimentaux publiées par Sato (1989).	117
Fig. 4.5.1.2.g: Diagramme d'évolution des concentrations en MgO des plagioclases expérimentaux en fonction de la fO <sub>2</sub> et du rapport Fe <sup>3+</sup> /SFe des liquides, réalisés à partir des analyses publiées par Sato (1989).	117
Fig. 4.5.1.2.h, i et j: Diagrammes d'évolution des différents KD des plagioclases expérimentaux en fonction de la fO <sub>2</sub> , réalisés à partir des analyses publiées par Sato (1989).	118
Fig. 4.5.1.2.k: Evolution des concentrations en MgO et FeO des plagioclases expérimentaux en fonction de la fO <sub>2</sub> (Sato, 1989).	118
Fig. 4.5.1.2.l: Stabilité des $KD_{MgO}^{pl/liq}$ expérimentaux pour diverses fO <sub>2</sub> de cristallisation (références dans le texte).	119
Fig. 4.5.1.2.m: Concentrations en An et FeO de plagioclases expérimentaux en fonction de leur température et de leur fO <sub>2</sub> de cristallisation (Juster et al., 1989).	120
Fig. 4.5.1.2.n: Evolution des $KD_{FeO}^{pl/liq}$ expérimentaux en fonction de leur fO <sub>2</sub> de cristallisation.	121
Fig. 4.5.1.2.o: Evolution des concentrations en Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> et FeO de plagioclases expérimentaux (références dans le texte).	121
Fig. 4.5.1.2.p: Evolution des $KD_{MgO/FeO}^{pl/liq}$ expérimentaux en fonction des fO <sub>2</sub> de cristallisation.	123
Fig. 4.5.2.1: Teneurs en An, Ab et Or des plagioclases des laves et des enclaves du Karthala et du Badjini.	126
Fig. 4.5.2.2: Evolution du $KD_{Ca/Na}^{pl/RT}$ et du $KD_{FeO}^{pl/RT}$ dans différentes zones de plagioclases de différentes tailles du Karthala et du Badjini.	127
Fig. 4.6: Températures et fO <sub>2</sub> obtenues sur des couples titanomagnétite-ilménite d'une enclave gabbroïque du Karthala.	136
Fig. 4.7: Synthèse des températures et fO <sub>2</sub> calculées à partir des couples olivine-liquide, des plagioclase-liquide et ilménite-titanomagnétite.	138

Fig. 5.1.a: MgO% de liquides expérimentaux à 20 kbar, en équilibre avec différentes paragenèses (origines: cf texte), les chiffres précisés à côté de certains points sont les pourcentages de liquides.	139
Fig. 5.1.b: Enrichissement en MgO% des liquides expérimentaux en équilibre avec la paragenèse Ol+Opx+Cpx±phase alumineuse avec l'augmentation de la pression (origine: cf texte).	140
Fig. 5.1.c: Projection depuis le diopside, de différentes compositions de liquides expérimentaux en équilibre à HP, dans le diagramme Ol-Qz-(Jd+CaTs) de Jaques et Green (1980).	140
Fig. 5.1.d: Projection depuis le diopside, des compositions des laves du Karthala et du Badjini, dans le diagramme Ol-Qz-(Jd+CaTs) de Jaques et Green (1980).	141
Fig. 5.1.e: Taux de production magmatique en fonction de la profondeur de la barrière mécanique, d'après Watson et McKenzie (1991).	142
Fig. 5.2.1: Faibles variations du rapport La/Ce des laves du Karthala et du Badjini.	144
Fig. 5.2.2: Evolution des concentrations en Y (ppm) en fonction du rapport La/Zr dans les laves du Karthala et du Badjini.	145
Fig. 5.2.3.a, b et c: Evolution des spectres normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) avec la différenciation, la sous-saturation en silice et le degré de fusion partielle.	146
Fig. 5.2.3.d: Spectres normalisés au manteau primitif de quelques laves particulières du Karthala.	147
Fig. 5.2.3.e et f: Spectres normalisés au manteau primitif de quelques laves du Karthala ancien et du Badjini.	147
Fig. 5.2.3.g: Spectres normalisés au manteau primitif des laves du Karthala comparés à ceux de laves d'îles océaniques à signature HIMU (Tubuaï, Mangaia, MacDonald) et d'une tholéiite des îles Sud-Sandwich (SSAT).	148
Fig. 5.2.3.h: Liaison possible entre les différentes concentrations en Ce et Sr (ppm) et les signatures HIMU et EM.	149
Fig. 5.3.1.a: Migration de l'eutectique Di-Py avec la pression (Davis, 1964 - O'Hara and Yoder, 1967).	151
Fig. 5.3.1.b: Variation du rapport La/Y pour des degrés de fusion identiques (La/Zr).	152
Fig. 5.3.2.a: Projection des compositions normatives de liquides expérimentaux à l'équilibre avec différentes paragenèses à différentes pressions dans le système Ne-Fo-Qz.	154
Fig. 5.3.2.b: Projection des compositions normatives des laves du Karthala et du Badjini dans le système Ne-Fo-Qz.	155
Fig. 5.4.1.a: Evolution des laves du Karthala et du Badjini dans le système Di-An-Fo (Presnall et al., 1978).	158
Fig. 5.4.1.b: Agrandissement du système Di-An-Fo précédent.	158
Fig. 5.4.1.c: Evolution de la lave 89Ka6 dans le système Di-An-Fo (Presnall et al., 1978).	159
Fig. 5.4.1.d: Carte de localisation des coulées de basaltes aphyriques et magnésiens du Karthala et du Badjini, ainsi que de l'ankaramite K57.	160
Fig. 5.4.1.e: Evolution par fractionnements wehrlitique et dunitique d'une composition théorique (Di <sub>50</sub> -An <sub>30</sub> -Fo <sub>20</sub> ) dans le diagramme de Presnall et al. (1978).	161
Fig. 5.4.1.f: Effet d'un fractionnement wehrlitique précoce sur l'évolution en Ce et MgO d'une composition théorique (Ce=100ppm, MgO=20,76%).	162
Fig. 5.4.2.a: Evolution des laves du Karthala et du Badjini dans le système Di-Ab-An.	163
Fig. 5.4.2.b: Modèle de chambres magmatiques profonde et superficielle conditionnant l'évolution des laves du Karthala et du Badjini.	164
Fig. 6.1.a, b, c et d: Rapports isotopiques du Sr, du Nd et du Pb de quelques laves de l'archipel des Comores (Reisberg et al., 1993).	169
Fig. 6.1.e: Rapports isotopiques du Sr, du Nd et du Pb de quelques laves de l'archipel des Comores (Reisberg et al., 1993) reportés par rapport au "Mantle Plane" (Zindler and Hart, 1986).	171
Fig. 6.1.f: Influence d'une composante de type MORB sur les rapports isotopiques du Sr et du Nd des laves de différents stades des îles de l'archipel des Comores (Reisberg et al., 1993) et d'Hawaii (Chen and Frey, 1985).	172



## Index des tableaux

Tab. 3.2: Comparaison d'analyses de nos échantillons communs avec ceux dits "SUFK".	53
Tab. 4.2.2.1: Compositions des liquides et modes des charges expérimentales.	73
Tab. 4.2.2.2: NBO/T et rapports $Fe^{3+}/S\ Fe$ des liquides résiduels en fonction de la $fO_2$ .	76
Tab. 4.2.a: Equations des tampons de référence et leur $fO_2$ correspondante à 1150°C.	70
Tab. 4.2.b: Analyse de la composition de départ (85Ka81) de nos expériences à différentes $fO_2$ .	70
Tab. 4.3: Liste des coefficients cationiques des principaux composants polaires (Boumehdi, 1988).	79
Tab. 4.3.1.4: Composition des des clinopyroxènes expérimentaux à différentes $fO_2$ (moyennes et écart types).	83
Tab. 4.4.1.4.b: Evolution du KD olivine-liquide en fonction de la $fO_2$ d'expérimentation.	101
Tab. 4.4.1.5.a: Evolution de la composition de nos olivines en fonction de la $fO_2$ d'expérimentation.	100
Tab. 4.5.1.1.a: Principales caractéristiques des plagioclases, des liquides et des charges expérimentaux obtenus à différentes pressions par Thy (1991).	113
Tab. 4.5.1.1.b: Principales caractéristiques des plagioclases, des charges et des liquides expérimentaux obtenus par Thy (1991) à 1180°C-1atm et 1240°C-10 kbar.	114
Tab. 4.5.1.2.a: Concentrations en MgO et FeO <sub>t</sub> des liquides et plagioclases d'expérimentations à HP (Thy, 1991). Evolution des différents KD.	124
Tab. 4.5.2.3: Estimation des $fO_2$ de cristallisation des plagioclases du Karthala et du Badjini, à partir des $KD_{FeO_t}^{p/RT}$ et $KD_{MgO/FeO_t}^{p/RT}$ , et des températures calculées à l'aide du géothermomètre de Drake (1976).	132





## Index des documents photographiques

Photo 1: Grande Comore et banc Vailheu (image SPOT, canal3 étalé).	1
Photo 2: Zircon brisé d'une enclave quartzo-feldspathique, image MEB (électrons rétrodiffusés).	6
Photo 3: Grande Comore (image SPOT modifiée sur ses 3 canaux).	15
Photo 4: Le volcan bouclier du Karthala, vue depuis La Grille à 23km.	16
Photo 5: Caldeira sommitale du Karthala, le "Choungou Chahalé" est occupé par le nuage de gaz dense ayant persisté pendant un mois après l'explosion phréatique de 1991.	18
Photo 6: Massif de La Grille, vue depuis le plateau de Diboini.	20
Photo 7: Cratère de l'explosion phréatique et son lac ( $\varnothing=280$ m), août 1991.	33
Photo 8: Bloc projeté lors de l'explosion phréatique du 11 juillet 1991, brisé en deux à l'impact.	33
Photo 10: Phénocristal de clinopyroxène pœcilitique avec des microphénocristaux d'olivine en inclusion (K6).	38
Photo 11: Recristallisation partielle du même phénocristal en un assemblage de BP : pl+liq+sp.	38
Photo 12: Agrégat isolé de clinopyroxènes (K25).	39
Photo 13: Agrégat de clinopyroxènes (K15).	39
Photo 14: Agrégat de cpx+ol+pl (89Ka7).	39
Photo 21: Olivine squelettique.	42
Photo 24: Gabbro (88Ka5B).	44
Photo 25: Microenclaves gabbroïques (85Ka27).	44
Photo 28: Microphéno et phénocristal de plagioclase résorbés (K80).	45
Photo 29: Petit plagioclase tabulaire fréquent des laves différenciées (K30).	45
Photo 32: phénocristal de bytownite (K80).	130
Photo 9: Enclave quartzeuse polycristalline et sa couronne réactionnelle de clinopyroxènes (B56).	37
Photos 15 et 16: Agrégats clinopyroxénitiques et gabbroïques (B58).	40
Photos 17 et 18: Clinopyroxènes pluri-centimétriques du Badjini.	40
Photos 19 et 20: Clinopyroxénite et détail d'un clinopyroxène à bordure recristallisée (88Ka5B).	41
Photos 22 et 23: Xénocristaux d'olivines tectonisées et résorbées.	43
Photos 26 et 27: Différents habiti de phénocristaux de plagioclase dans une même lave (B58).	44
Photos 30 et 31: Agrégat de plagioclases dans l'océanite K32.	45

## **Références bibliographiques**



## **Références bibliographiques**

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Albarède F. and Tamagnan V., 1988.** Modelling of recent geochemical evolution of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island. *J. Petrology*, 29 : 997-1030.
- Allègre C.J. and Minster J.F., 1978.** Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38 : 1-25.
- Allègre C.J. and Turcotte D.L., 1985.** Geodynamic mixing in the mesosphere boundary layer and the origin of oceanic islands. *Geophys. Res. Lett.*, 12 (4) : 207-210.
- Aoki. K. and Kushiro. K., 1968.** Some clinopyroxenes from Ultramafic Inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 18 : 326-337.
- Aoki. K. and Shiba. I., 1973.** Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan. *Lithos*, 6 : 41-51.
- Arai S., 1994.** Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships : review and interpretation. *Chem. Geol.*, 113 : 191-204.
- Bachèlery P. et Coudray J., 1986.** Géologie du Karthala. Rapport de mission, Université de la Réunion, 14p.
- Bachèlery P. et Coudray J., 1987.** Géologie du Karthala. Rapport de mission, Université de la Réunion, 13p.
- Bachèlery P., Coudray J., Delmond J.C. et Taochy P., 1988.** Géologie du Karthala. Rapport de mission, Université de la Réunion, 19p.
- Bachèlery P., Coudray J., Ahmed M., Cheminée J.L., Delmond J.C. et Taochy P., 1990b.** Karthala volcano (Grand Comoro) and Mauna Loa (Hawaii) : similarities in their structural and eruptive patterns. Colloque "Intraplate volcanism : The reunion hot spot" - La Réunion.
- Bachèlery P. et Coudray J., 1990.** La Grande Comore et son volcan actif : le Karthala. Aspects géologiques, caractéristiques et évolution de l'activité volcanique. *Le Journal de la Nature - Université de la Réunion Ed.*, 2 (1) : 32-48.
- Bachèlery P. et Coudray J., 1993.** Carte volcano-tectonique (1/50.000) et notice explicative de la Grande Comore (Ngazidja). Ed. Ministère Français de la Coopération : 39p.
- Bachèlery P., Damir B.A., Desgrolard F., Toutain J.P., Coudray J., Cheminée J.L., Delmond J.C. et Klein J.L., 1995.** L'éruption phréatique de Juillet 1991 au Karthala (Grande Comore). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320-8 (série IIa) : 691-698.
- Baker B.H. and Miller J.A., 1963.** Geology and geochronology of the Seychelles Islands and structure of the floor of the Arabian Sea. *Nature*, 199 : 346-.
- Besse J. and Courtillot V., 1988.** Paleogeographic maps of the continents bordering the Indian Ocean since the early Jurassic. *J. Geophys. Res.*, 93 (B10) : 11791-11808.
- Binard N., Hékinian R., Cheminée J.L., Searle R.C. and Stoffers P., 1991.** Morphological and structural studies of the Society and Austral hotspot regions in the South Pacific. *Tectonophysics*, 186 (3/4) : 293-312.
- Boivin P., 1982.** Interactions entre magma basaltique et manteau supérieur. Arguments apportés par les enclaves basiques des basaltes alcalins. Exemple du Devès (Massif-Central Français) et du volcanisme quaternaire de la région de Carthagène (Espagne). Thèse d'Etat, Univ. Clermont II, 344p.
- Boivin P., 1993.** Classvolc v1.0. Programme de calcul de normes CIPW et de classement des roches volcaniques. CNRS URA10. 5 Rue Kessler 63038 Clermont-Ferrand Cedex.
- Boumehti A., Libourel G. and Boivin P., 1987.** A new calculating procedure of clinopyroxene end-members. *E.U.G. IV, Terra Cognita*, 7 (2-3) : 391.



- Boumehdi A., 1988.** Les clinopyroxènes dans les basaltes alcalins continentaux (Massif Central, France). Implications pétrogénétiques, barométriques et caractérisation de la profondeur des réservoirs magmatiques. Thèse 3ème cycle, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 174p.
- Bryan W.B., 1974.** Fe, Mg relationships in sector zoned submarine basalt plagioclase. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24 : 157-165.
- Buddington A.F. and Lindsley D.H., 1964.** Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrology*, 5 : 310-357.
- Buening D.K. and Buseck P.R., 1973.** Fe-Mg lattice diffusion in olivine. *J. Geophys. Res.*, 78 (29) : 6852-6862.
- Busse F.H., 1983.** Quadrupole convection in the lower mantle. *Geophys. Res. Lett.*, 10 : 285-288.
- Cande S.C., Larson R.L. and LaBreque J.L., 1978.** Magnetic lineations in the Pacific Jurassic Quiet Zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41 : 434-440.
- Carmichael I.S.E. and Ghiorso M.S., 1990.** Controls on oxidation-reduction relations in magmas. In *Reviews in Mineralogy "Modern methods of igneous petrology : Understanding magmatic Processes"*, 24 : 191-212.
- Chabaux F. and Allègre C.J., 1994.**  $^{238}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$ - $^{226}\text{Ra}$  disequilibria in volcanics : A new insight into melting conditions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 126 : 61-74.
- Chen C.Y. And Frey F.A., 1985.** Trace element and isotopic geochemistry of lavas from Haleakala volcano, east Maui, Hawaii : implications for the origin of hawaiian basalts. *J. Geophys. Res.*, 90 (B10) : 8743-8768.
- Clague D.A., 1987.** Hawaiian xenolith populations, magma supply rates, and development of magma chambers. *Bull. Volcanol.*, 49 : 577-587.
- Clague D.A., 1988.** Petrology of ultramafic xenoliths from Loihi seamount, Hawaii. *J. Petrology*, 29 (6) : 1161-1186.
- Class C., 1994.** A geochemical study of Grande Comore Island / Indian Ocean hotspot source compositions and plume-lithosphère interactions. Thèse de l'Université de Karlsruhe.
- Cochran J.R., 1988.** Somali Basin, Chain Ridge, and origin of the northern Somali Basin gravity and geoid low. *J. Geophys. Res.*, 93 (B10) : 11985-12008.
- Coffin M.F. and Rabinowitz P.D., 1983.** The fit of Madagascar in Gondwana. 1983 AGU fall meeting, San Francisco. *Eos*, 64 (45) : 858
- Coffin M.F. and Rabinowitz P.D., 1987.** Reconstruction of Madagascar and Africa : evidence from the Davie fracture zone and western Somali basin. *J. Geophys. Res.*, 92 (B9) : 9385-9406.
- Coffin M.F. and Rabinowitz P.D., 1988.** Evolution of the conjugate East African - Madagascan margins and western Somali Basin. *Geological Soc. Am., Special Paper*, 226 : 78p.
- Davis B.T.C., 1964.** The system diopside-forsterite-pyrope at 40kilobars. *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, 63 : 165-171.
- Davis B.T.C. and Schairer J.F., 1965.** Melting relations in the join diopside-forsterite-pyrope at 40kilobars and at one atmosphere. *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, 64 : 123-126.
- De Saint Ours J., 1960.** Etudes géologiques dans l'extrême nord de Madagascar et l'archipel des Comores. Rapport Service Géologique Tananarive, 221.
- Deines P., Nafziger R.H., Ulmer G.C. and Woermann E., 1974.** Temperature-oxygen fugacity tables for selected gas mixtures in the system C-H-O at one atmosphere total pressure. *Bull. Earth Min. Sci. Experiment Station*, 88 : 129p.
- Drake M.J., 1976.** Plagioclase-melt equilibria. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40 : 457-465.

- Duncan R.A., 1981.** Hotspots in the southern oceans - an absolute frame of reference for motion of the gondawana continents. *Tectonophysics*, 74 : 29-42.
- Dupuy C., Barseczus H.G., Dostal J, Vidal P. and Liotard J-M., 1989.** Subducted and recycled lithosphere as the mantle source of ocean island basalts from southern Polynesia, central Pacific. *Chem. Geol.*, 77 : 1-18.
- Dupuy C., Barseczus H.G., Liotard J-M. and Dostal J, 1988.** Trace element evidence for the origin of ocean island basalts : an example from the Austral Islands (French Polynesia). *Contr. Mineral. and Petrol.*, 98 : 293-302.
- Edgar A.D., 1987.** The genesis of alkaline magmas with emphasis on their source regions : inferences from experimental studies. In "Alkaline igneous rocks", Fitton J.G. and Upton G.J. Ed. : 29-52.
- Eggler D.H., 1974.** Effect of CO<sub>2</sub> on the melting of peridotites. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 73 : 215-224.
- Eggler D.H., 1978.** The effect of CO<sub>2</sub> upon partial melting of peridotite in the system Na<sub>2</sub>O-CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> to 35 kb, with an analysis of melting in a peridotite-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> system. *Am. J. Sci.*, 278 : 305-343.
- Emerick C.M. and Duncan R.A., 1982.** Age progressive volcanism in the Comores Archipelago, western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 60 : 415-428.
- Esson J., Flower M.F.J., Strong D.F., Upton B.G.J. and Wadsworth W.J., 1970.** Geology of the Comores archipelago, Western Indian Ocean. *Geol. Mag.* : 549-557.
- Eugster H.P. and Wones D.R., 1962.** Stability relations of the ferruginous biotite, annite. *J. Petrology*, 3 : 82-125.
- Fabries J., 1979.** Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 69 : 329-336.
- Falloon T.J., Green D.H., Hatton C.J. and Harris K.L., 1988.** Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 30 kbar and application to basalt petrogenesis. *J. Petrology*, 29 : 1257-1282.
- Falloon T.J. and Green D.H., 1988.** Anhydrous partial melting of peridotite from 8 to 35 kbar and the petrogenesis of MORB. *J. Petrology, Spec. Vol. "Oceanic and continental lithosphere : similarities and differences"* : 379-414.
- Flower M.F.J. and Strong D.F., 1969.** The significance of sandstone inclusions in lavas of the Comores archipelago. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 7 (1) : 47-50.
- Flower J.D., 1971.** Rare earth element distribution in lavas and ultramafic xenoliths from the Comores archipelago, western indian ocean. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 31 : 335-346.
- Flower M.F.J., 1973.** Evolution of Basaltic and Differentiated Lavas from Anjouan, Comores Archipelago. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 38 (3) : 237-260.
- Foury P., 1983.** Etude pétrologique et expérimentale (à une atmosphère) d'une série alcaline continentale : la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France). Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont II, 150p.
- Frey F.A., Wise W.S., Garcia M.O., West H., Kwon S.T. and Kennedy, A., 1990.** Evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii : Petrologic and geochemical constraints on postshield volcanism. *J. Geophys. Res.*, 95 (B2) : 1271-1300.
- Fujii T. and Scarfe C.M., 1982.** Petrology of ultramafic nodules from West Kettle River, near Kelowna, Southern British Columbia. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 80 : 297-306.
- Ghiorso M.S and Carmichael I.S.E., 1981.** A fortran IV computer program for evaluating temperatures and oxygen fugacities from the compositions of coexisting iron-titanium oxides. *Computer and Geosci.*, 7 : 123-129.
- Green D.H., 1970.** The origin of basaltic and nephelinitic magma. *Trans. Leicester Lit. Soc.*, 64 : 28-54.
- Green D.H., Hibberson W.O. and Jaques A.L., 1979.** Petrogenesis of mid-ocean ridge basalts. In "The Earth : its origin, structure and evolution.", Academic Press, London, M.W. McElhinny (Ed) : 265-299.



- Grove T.L. and Bryan W.B., 1983.** Fractionation of pyroxene-phyric MORB at low pressure : An experimental study. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 84 : 293-309.
- Gupta A.K., Onuma K., Yagi K. and Lidiak E.G., 1973.** Effect of Silica Concentration on the Diopside Pyroxenes in the System Diopside-CaTiAl<sub>2</sub>O<sub>6</sub>SiO<sub>2</sub>. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 41 : 333-344.
- Hajash A. and Armstrong R.L., 1972.** Paleomagnetic and radiometric evidence for the age of the Comores islands, west central indian ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 16 : 231-236.
- Hamm H.M. und Vieten K., 1971.** Zur berechnung der kristallchemischen formel und des Fe<sup>3+</sup> gehaltes von klinopyroxenen aus elektronenstrahl mikroanalysen. *N. Jb. Min. Mh.*, 7 : 310-314.
- Handschumacher D.W., Sager W.W., Hilde T.W.C. and Bracey D.R., 1988.** Pre-Cretaceous tectonic evolution of the Pacific plate and extension of the geomagnetic reversal time scale with implications for the origin of the Jurassic "Quiet Zone". *Tectonophysics*, 155 (1/4) : 365-380.
- Harland W.B., Cox A.V., Llewellyn P.G., Pickton C.A.G., Smith A.G. and Walters R., 1982.** A geologic time scale. Cambridge University Press, Cambridge. 131p.
- Hart S.R., 1984.** A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, 309 : 753-757.
- Hart S.R., Gerlach D.C. and White W.M., 1986.** A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50 : 1551-1557.
- Henderson C.M.B., 1984.** Feldspathoid stabilities and phase inversions. In *feldspars and feldspathoids, structures, properties and occurrences* (ed. W.L. Brown) : 471-499.
- Hofmann A.W., 1988.** Chemical differentiation of the Earth : the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90 : 297-314.
- Holloway J.R., Pan V. and Gudmundsson G., 1992.** High-pressure fluid-absent melting experiments in the presence of graphite : oxygen fugacity, ferric/ferrous ratio and dissolved CO<sub>2</sub>. *Eur. J. Mineral.*, 4 : 105-114.
- Hoover J.D. and Irvine T.N., 1977.** Liquidus relations and Mg-Fe partitioning on part of the system Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>-Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>-CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>-CaFeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Carnegie Inst. Wash., Yearb.*, 77 : 774-784.
- Huebner J.S and Sato M., 1970.** The oxygen fugacity-temperature relationships of manganese and nickel oxide buffers. *Am. Mineral.*, 55 : 934-952.
- Irvine T.N., 1965.** Chromian spinel as a petrogenetic indicator : part 1, theory. *Can. J. Earth Sci.*, 2 : 648-672.
- Irving A.J., 1978.** A review of experimental studies of crystal/liquid trace elements partitioning. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42 : 743-770.
- Jaques A.L. and Green D.H., 1980.** Anhydrous melting of peridotite at 0-15kbar pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 73 : 287-310.
- Jurewicz A.J.G. and Watson E.B., 1988a.** Cations in olivine, Part 1: Calcium partitioning and calcium-magnesium distribution between olivines and coexisting melts, with petrologic applications. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 99 : 176-185.
- Jurewicz A.J.G. and Watson E.B., 1988b.** Cations in olivine, Part 2: Diffusion in olivine xenocrysts, with applications to petrology and mineral physics. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 99 : 186-201.
- Juster T.C., Grove T.L. and Perfit M.R., 1989.** Experimental Constraints on the Generation of FeTi Basalts, Andesites, and Rhyodacites at the Galapagos Spreading Center, 85°W and 95°W. *J. Geophys. Res.*, 94 (B7) : 9251-9274.
- Kilinc A., Carmichael I.S.E., Rivers M.L. and Sack R.O., 1986.** The Ferric-Ferrous Ratio of Natural Silicate Liquids Equilibrated in Air. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 83 : 136-140.

- Köhler T.P. and Brey G.P., 1990.** Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54 (9) : 2375-2388.
- Krafft M., 1982.** L'éruption volcanique du Kartala en avril 1977 (Grande Comore, océan indien). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294 (série II) : 753-758.
- Krafft M., 1983.** Guide des volcans de la Grande Comore (Comores). Guide des volcans d'Afrique : 101p.
- Kudo A.M. and Weill D.F., 1970.** An igneous plagioclase thermometer. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 25 : 52-65.
- Kushiro I., 1968.** Compositions of magmas formed by partial zone melting of the earth's upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 73 (2) : 619-634.
- Kushiro I., 1972.** Effect of water on the compositions of magmas formed at high pressures. *J. Petrology*, 13 : 311-334.
- Lacroix A., 1916.** La constitution des roches volcaniques de l'archipel des Comores. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 163 (9) : 213-219.
- Lacroix A., 1920.** Une éruption du volcan Karthala à la Grande Comore en août 1918. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 171 : 5-10.
- Lacroix A., 1938.** Le volcan actif de l'île de la Réunion (supplément) et celui de la Grande Comore. GauthierVillars, Paris : 57p.
- Larson R.L. and Hilde T.W.C., 1975.** A revised time scale of magnetic reversals for the Early Cretaceous and Late Jurassic. *J. Geophys. Res.*, 80 : 2586-2592.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A. and Zanettin B., 1986.** A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrology*, 27(3) : 745-750.
- Le Bas M.J., 1989.** Nephelinitic and basanitic rocks. *J. Petrology*, 30(5) : 1299-1312.
- Leclaire L., Bassias Y., Clocchiatti M. et Ségoufin J., 1989.** La Ride de Davie dans le canal de Mozambique : approche stratigraphique et géodynamique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308 (série II) : 1077-1089.
- Leeman W.P. and Scheidegger K.F., 1977.** Olivine-liquide distribution coefficients and a test for crystal-liquid equilibrium. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 35 : 247-257.
- Lemaître R.W., 1976.** Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classification. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 56 : 181-189.
- Libourel G., Boivin P. and Biggar G.M., 1989.** The univariant curve liquid=forsterite+ anorthite+diopside in the system CMAS at 1 bar : solid solutions and melt structure. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 102 : 406-421.
- Longhi J., Walker D. and Hays J.F., 1976.** Fe and Mg in plagioclase. *Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* 7 = Proceedings of the seventh lunar science conference. Vol. 2, petrogenetic studies of mare and highland rocks, : 1281-1300.
- Longhi J., Walker D. and Hays J.F., 1978.** The distribution of Fe and Mg between olivine and lunar basaltic liquids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42(10) : 1545-1558.
- MacDonald G.A. and Katsura T., 1964.** Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrology*, 5(1) : 82-133.
- Mahood G.A. and Baker D.R., 1986.** Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks : Pantelleria, Strait of Sicily. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 93 : 251-264.
- Malod J.A., Mougénot D., Raillard S. et Maillard A., 1991.** Nouvelles contraintes sur la cinématique de Madagascar : les structures de la chaîne Davie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312 (série II) : 1639-1646.



- Maurel C. et Maurel P., 1982.** Etude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications ptérogénétiques : teneur en chrome des spinelles. *Bull. Mineral.*, 105 : 197-202.
- Mioulane P. et Sahuquet R., 1995.** Le tour du monde en 80 plongées. Le guide des plus beaux fonds marins. Ed. Hachette : 123-125.
- Montaggioni L. et Nougier J., 1981.** Les enclaves de roches détritiques dans les volcans d'Anjouan (Archipel des Comores). Origine et interprétation dans le cadre de l'évolution du canal de Mozambique. *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, t XXIII, n°6 : 595-601.
- Montel J.M., Veschambre M. et Nicollet C., 1994.** Datation de la monazite à la microsonde électronique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318 (sérieII) : 1489-1495.
- Morimoto. N., 1989.** Nomenclature of pyroxenes. Subcommittee on pyroxenes. *Can. Mineral.*, 27 : 143-156.
- Morioka M. and Nagasawa H., 1991.** Ionic diffusion in olivine. In, *Advances in physical geochemistry*, vol.8 : "Diffusion, atomic ordering, and mass transport" : 176-197.
- Morse S.A., 1980.** Basalts and phase diagrams : an introduction to the quantitative use of phase diagrams in igneous petrology. Sprin. Ver. Ed. : 493p.
- Mougenot D., Req M., Virlogeux P. and Lepvrier C., 1986.** Seaward extension of the East African Rift. *Nature*, 321 : 599-603.
- Myers J. and Eugster H.P., 1983.** The system Fe-Si-O ; oxygen buffer calibrations to 1,500K. *J. Geophys. Res.*, 82 (1) : 75-90.
- Mysen B.O. and Boettcher A.L., 1975 (a).** Melting of a hydrous mantle : I. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide and hydrogen. *J. Petrology*, 16(3) : 520-548.
- Mysen B.O. and Boettcher A.L., 1975 (b).** Melting of a hydrous mantle : II. Geochemistry of crystals and liquids formed by anatexis of mantle peridotite at high pressures and temperatures as a function of controlled activities of water, hydrogen, and carbon dioxide. *J. Petrology*, 16(3) : 549-593.
- Mysen B.O. and Kushiro I., 1977.** Compositional variation of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. *Amer. Min.*, 62 : 843-865.
- Mysen B.O., Virgo D. and Seifert F.A., 1982.** The structure of silicate melts : implications for chemical and physical properties of natural magma. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20 (3) : 353-383.
- Mysen B.O., Virgo D. and Seifert F.A., 1984.** Redox equilibria of iron in alkaline earth silicate melts : relationships between melt structure, oxygen fugacity, temperature and properties of iron-bearing silicate liquids. *Am. Mineral.*, 69 : 834-847.
- Mysen B.O., 1988.** Structure and properties of silicate melts. *Developments in geochemistry* 4. : 354p.
- Nougier J., Cantagrel J.M. and Karche J.P., 1986.** The Comores Archipelago in the western Indian Ocean; volcanology, geochronology and geodynamic setting. *J. African. Earth. Sci.*, 5 (2) : 135-145.
- O'Hara M.J. and Yoder Jr S.H., 1967.** Formation and fractionation of basic magmas at high pressures. *Scott. J. Geol.*, 3 : 67-117.
- O'Hara M.J., 1968.** The bearing of phase equilibria studies on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth Sci. Rev.*, 4 : 69-133.
- O'Neill H. St.C. and Wall V.J., 1987.** The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the earth's upper mantle. *J. Petrology*, 28(6) : 1169-1191.
- Papike. J.J., Cameron K.L. and Baldwin K., 1974.** Amphiboles and pyroxenes : characterization of "other" than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Am. Abst. Prog.*, 67 : 1053-1054.

- Papike, J.J., 1980.** Pyroxenes mineralogy of the Moon and Meteorites. In "Pyroxenes", C.T. Prewit, Ed., Mineral. Soc. Am. : 495-525.
- Patriat P. and Ségoufin J., 1988.** Reconstruction of the Central Indian Ocean. *Tectonophysics*, 155 : 211-234.
- Peterson D.W. and Moore R.B., 1987.** Geological history and evolution of geologic concepts, island of Hawaii. In volcanism in Hawaii, U.S.G.S. professional paper 1350, Wright T.L. and al. Ed., : 149-189.
- Phinney W.C., 1991.** Partition coefficients for Fe, Mg, Ti and K between plagioclase and basalt : implications for anorthosites. XXII Proc. Lunar Sci. Conf., Vol 2 : 1065-1066.
- Phinney W.C., 1992.** Partition coefficients for iron between plagioclase and basalt as a function of oxygen fugacity : implications for Archean and lunar anorthosites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56 (5) : 1885-1895.
- Poisson C., 1948.** Eruption strombolienne du volcan Karthala (22 avril - 4 mai 1948). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 227 (n°4) : 251-253.
- Powell M. and Powell R., 1974.** An olivine-clinopyroxene geothermometer. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 48 : 249-263.
- Presnall D.C., Dixon R.A., Dixon J.R., O'Donnell T.H., Brenner N.L., Schrock R.L. and Dycus D.W., 1978.** Liquidus phase relations on the join Diopside-Forsterite-Anorthite from 1 atm to 20 kbar : their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 66 : 203-220.
- Rabinowitz P.D., Coffin M. and Falvey D., 1983.** The separation of Madagascar and Africa. *Science*, 220 : 67-69.
- Raillard S., 1990.** Les marges de l'Afrique de l'est et les zones de fracture associées : chaîne de Davie et ride du Mozambique. Thèse de doctorat de l'Université Paris 6, 272p.
- Recq M., 1982.** Anomalies de propagation des ondes P à l'Est de la Ride de Davie. *Tectonophysics*, 82 : 189-206.
- Reisberg L., Zindler A, Marcantonio F., White W., Wyman D. and Weaver B., 1993.** Os isotope systematics in ocean island basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120 : 149-167.
- Ringwood A.E., 1966.** The chemical composition and origin of the earth. In : *Advances in Earth Science*, P.M. Hurley Ed. : 287-356.
- Ringwood A.E., 1982.** Phase transformations and differentiation in subducted lithosphere : Implications for mantle dynamics, basalt petrogenesis, and crustal evolution. *J. Geol.*, 90 : 611-643.
- Roeder P.L. and Emslie R.F., 1970.** Olivine-Liquid Equilibrium. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 29 : 275-289.
- Roeder P.L., Campbell I.H. and Jamieson H.E., 1979.** A revaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 68 : 325-334.
- Sack R.O., Walker D. and Carmichael I.S.E., 1987.** Experimental petrology of alkalic lavas : constraints on cotectics of multiple saturation in natural basic liquids. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 96 : 1-23.
- Sack R.O. and Ghiorso M.S., 1991.** Chromian spinels as petrogenetic indicators : thermodynamics and petrological applications. *Am. Mineral.*, 76 : 827-847.
- Sato H., 1989.** Mg-Fe partitioning between plagioclase and liquid in basalts of hole 504B, ODP LEG 111 : a study of melting at 1atm.. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 111 : 17-26.
- Savin C., 1995.** Comportement sismique et activité phréatique d'un volcan : le Karthala (île de la Grande Comore). D.E.A. Univ. Joseph Fourier, Grenoble 1 : 25p.
- Schairer J.F. and Bowen N.L., 1935.** Preliminary report on equilibrium relations between feldspathoids, alkali feldspars, and silica. *Trans. Amer. Geophys. Un.* 16th annual meeting : 325-328.



- Schairer J.F., 1954.** The system  $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2$  : 1. Results of quenching experiments on four joins in the tetrahedron cordierite-forsterite-leucite-silica and on the join cordierite-mullite-potash feldspar. *J. Amer. Ceram. Soc.*, 37 : 501-533.
- Schairer J.F. and Yoder H.S., 1961.** Crystallization in the system nepheline-forsterite-silica at one atmosphere pressure. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 60 : 141-144.
- Schlich R., 1975.** Structure et âge de l'Océan Indien Occidental. *Mém. hors série Soc. Géol. de France*, 6 : 100p.
- Schwarzer R.R. and Rogers J.J.W., 1974.** A worldwide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 23 : 286-296.
- Ségoufin J. et Patriat P., 1980.** Existences d'anomalies mésozoïques dans le bassin de Somalie. Implications pour les relations Afrique-Antarctique-Madagascar. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 291 (série D) : 85-88.
- Smith J.V., 1983.** Some chemical properties of feldspars. In *Reviews in Mineralogy "Feldspar mineralogy"*, 2 (2nd Ed.) : 281-296.
- Snyder D.A. and Carmichael I.S.E., 1992.** Olivine-liquid equilibria and the chemical activities of FeO, NiO,  $Fe_2O_3$ , and MgO in natural basic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56 : 303-318.
- Stolper E., Walker D., Hager B.H and Hays J.F., 1981.** Melt segregation from partially molten source regions : the importance of melt density and source region size. *J. Geophys. Res.*, 86 : 6261-6271.
- Strong D.F. and Jacquot C., 1971.** The Karthala caldera, Grande Comore. *Bull. Volcanol.*, 34 (3) : 663-680.
- Strong D.F., 1972.** The Petrology of the Lavas of Grande Comore. *J. Petrology*, 13 (2) : 181-217.
- Sun S.S. and McDonough W.F., 1989.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publi.*, 42 : 313-345.
- Sweeney R.J., 1994.** Carbonatite melt compositions in the earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 128 : 259-270.
- Takahashi E., 1980.** Thermal history of lherzolite xenoliths I. Petrology of lherzolite xenoliths from the Ichinomegata crater, Oga peninsula, northeast Japan. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44 : 1643-1658.
- Takahashi E. and Kushiro I., 1983.** Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *Am. Mineral.*, 68 : 859-879.
- Takahashi E. and Scarfe C.M., 1985.** Melting of peridotite to 14 GPa and the genesis of komatiite. *Nature*, 315 : 566-568.
- Takahashi E., 1985.** Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa : implications on the origin of peridotitic upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 91 (B9) : 9367-9382.
- Tamagnan V., 1987.** Evolution géochimique récente du Piton de la Fournaise (1931-1986) (Ile de la Réunion). Thèse 3ème cycle, Inst. Nat. Polytech. de Lorraine, 197p.
- Thompson R.N., 1974.** Some high pressure pyroxene. *Min. Mag.*, 39 : 768-787.
- Thompson R.N, Morrison M.A., Hendry G.L. and Parry S.J., 1984.** An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis; an elemental approach. *Phil. Trans. of the Royal Soc. of London (Series A)*, 310 : 549-590.
- Thy P., 1991.** High and low pressure phase equilibria of a mildly alkalic lava from the 1965 Surtsey eruption : Experimental results. *Lithos.*, 26 : 223-243.
- Treuil M. et Varet J., 1973.** Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la gènes et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. *Bull. Sec. Géol. de France*, (7), XV, n°5-6 : 506-540.
- Ulmer P., 1989.** The dependence of the  $Fe^{2+}$ -Mg cation partitioning between olivine and basaltic liquid on pressure, temperature and composition. An experimental study to 30 kbars. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 101 : 261-273.

- Upton B.G., Wadsworth W.J. and Latrille E., 1974.** The 1972 eruption of Karthala volcano, Grande Comore. *Bull. Volcanologique*, 38 : 1-13.
- Upton B.G.J., 1982.** Oceanic islands, in *The Ocean Basins and Margins, Vol.6 (The Indian Ocean)*, Ed. Nairn, A.E.M. and Stehli, F.G. : 608-617
- Velde B. and Kushiro I., 1978.** Structure of solution alumino-silicate melts quenched at high pressure : infrared and aluminium K radiation data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40 : 137-140.
- Watson S. and McKenzie D., 1991.** Melt generation by plumes : a study of hawaiian volcanism. *J. Petrology*, 32 (3) : 501-537.
- Wass. S.Y., 1979.** Multiple origins of clinopyroxènes in alkali basaltic rocks. *Lithos*, 12 : 115-132.
- Weaver B.L., 1991.** The origin of ocean island basalt end-member compositions : trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104 : 381-397.
- Wells R.A., 1977.** Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 62 : 129-139.
- White W.M., 1985.** Sources of oceanic basalts : Radiogenic isotopic evidence. *Geology*, 13 : 115-118.
- Windom K.E. and Boettcher A.L., 1981.** Phase relations for the joins jadeite-enstatite and jadeite-forsterite at 28 kb and their bearing on basalt genesis. *Am. J. Sci.*, 281 : 335-351.
- Wood B.J. and Banno S., 1973.** Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 42 : 109-124.
- Woodhead J.D. and McCulloch M.T., 1989.** Ancient seafloor signals in Pitcairn Island lavas and evidence for large amplitude, small length-scale mantle heterogeneities. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 8 (3) : 267-268.
- Woodhead J.D., 1992.** Temporal geochemical evolution in oceanic intra-plate volcanics : a case study from the Marquesas (French Polynesia) and comparison with others hotspots. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 111 : 458-467.
- Wright J.B. and McCurry P., 1970.** Letter to the editor : The significance of sandstone inclusions in lavas of the Comores archipelago, M.F.J. Flower and D.F. Strong. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 8 (3) : 267-268.
- Wyllie P.J., 1987.** Transfer of subcratonic carbon into kimberlites and rare earth carbonatites. In "Magmatic processes : Physiochemical principles", *Geochem. Soc. Spec.Pub. N°1*, Ed. B.O. Mysen : 107-119.
- Zangh Y.S. and Tanimoto T., 1991.** Global Love wave phase velocity variation and its significance to plate tectonics. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 66 : 160-202.
- Zindler A. and Hart S., 1986.** Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14 : 493-571.

