



HAL
open science

L'île de Mayotte, archipel des Comores (France) : caractérisation pétrogéochimique des laves et pétrogenèse des mélilitites à olivine

Anne-Aziliz Pelleter

► **To cite this version:**

Anne-Aziliz Pelleter. L'île de Mayotte, archipel des Comores (France) : caractérisation pétrogéochimique des laves et pétrogenèse des mélilitites à olivine. *Volcanologie*. 2013. dumas-00854517

HAL Id: dumas-00854517

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-00854517>

Submitted on 27 Aug 2013

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.



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - NoDerivatives 4.0
International License

ue
UBO

université
de bretagne
occidentale



MASTER SML

SCIENCES DE LA MER ET DU LITTORAL

MENTION

GEOSCIENCES BREST

SPÉCIALITÉ

PETRO-GEOCHIMIE

Anne-Aziliz PELLETER
**L'île de Mayotte, archipel des
Comores (France) :
Caractérisation pétrogéochimique
des laves et pétrogenèse des
mélilitites à olivine**

Mémoire de stage de Master 2

Année Universitaire **2012-2013**

Structure d'accueil : **UMR 6538**

Tuteur universitaire : **Martial Caroff**

Maître de stage : **Martial Caroff, Pierre
Nehlig, Carole Cordier**



UBO
université de bretagne
occidentale

ue
UNIVERSITÉ
EUROPÉENNE
DE BRETAGNE



ISTerre
Institut des Sciences de la Terre

Géosciences pour une Terre durable
brgm

Remerciements

Tout d'abord, je tiens à remercier Martial Caroff et Carole Cordier qui m'ont encadrée durant tout ce stage. Merci pour tous les conseils que vous m'avez apportés tout au long de ce stage et pour m'avoir permis de faire d'énormes progrès en matière de réflexion et de rigueur scientifique. Merci à Pierre Nehlig pour nous avoir confié l'étude pétrologique et géochimique des échantillons de Mayotte.

Un grand merci à toutes les personnes qui m'ont aidée pour l'acquisition des données : Pascal Tiffenbach pour l'élaboration des lames minces, Jean-Pierre Oldra pour le concassage de mes cailloux, Jessica Langlade à la microsonde, Céline Liorzou à l'ICP-AES, Claire Bassoulet à l'ICP-MS, Philippe Nonnotte au Triton et Yoan Germain au Neptune.

Je tiens à remercier également les personnes qui m'ont accueillie pendant mes deux semaines de chimie à Grenoble.

Merci beaucoup à Jean-Alix Barrat et Gilles Chazot qui ont su m'accorder du temps pour répondre aux questions qui découlait du stage.

Enfin, merci à ma famille et aux proches, à mes amis et à mes camarades de promo du Master 2 (Réjanne, Laure, Clara, Mélanie et nos soirées gastronomiques). William, comme promis, un grand merci pour tes conseils en matière d'Adobe Illustrator qui m'ont fait gagner un temps monstrueux pour l'élaboration de mes figures. Enfin, merci à Guillaume (mon amoureux) pour la patience dont il a fait preuve envers la grande anxieuse que je suis et pour son soutien sans borne.

Résumé

De nouvelles données pétrologiques, géochimiques (éléments majeurs et en trace) et isotopiques (Sr, Nd, Pb) ont été acquises pour étudier des laves de l'île de Mayotte (archipel des Comores, France). Cette étude vise à mieux caractériser la source à l'origine du volcanisme alcalin des Comores et à comprendre la genèse de magmas particuliers identifiés lors du stage de M1, les mélilitites à olivine.

Nous avons montré que les laves de Mayotte sont issues d'une source métasomatisée à grenat et à amphibole et/ou phlogopite résiduelle(s). Certaines roches ultracalciques ($\text{CaO} > 13,5\%$; $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$) telles que les mélilitites à olivine et les roches à mélilite ne peuvent pas être générées par une péridotite classique. Leur enrichissement en calcium combiné à un enrichissement en phosphore, en éléments incompatibles et une forte sous-saturation en silice indique que leur source est une péridotite ou une pyroxénolite enrichie en CO_2 , à dolomite, phlogopite et à grenat ($P > 3$ GPa). Ceci implique l'existence d'une métasomatose par des fluides riches en CO_2 et/ou des magmas carbonatitiques dans le manteau sub-Comorien.

Les signatures des laves des Comores montrent l'intervention de trois pôles isotopiques (DMM, EM I, HIMU). Cinq de nos échantillons présentent une signature très radiogénique en Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 20$; HIMU) qui n'avait jamais été mise en évidence pour les laves de Mayotte. Nous suggérons qu'il pourrait exister un lien entre la signature HIMU dans les Comores et une source métasomatisée par des fluides riches en CO_2 et/ou des magmas carbonatitiques.

Mots clés : volcanisme alcalin, mélilitites, métasomatose, apatite, CO_2 , carbonatites, HIMU

Table des matières

Introduction	5
1. Contexte géologique.....	7
1.1 - Formation du canal de Mozambique.....	7
1.2 - Origine du magmatisme des Comores	9
1.3 - État des connaissances sur Mayotte.....	10
2. Techniques analytiques	14
2.1 – Échantillonnage et démarche analytique.....	14
2.2 – Analyses pétrologiques	14
2.3 - Analyses géochimiques.....	15
2.3.1 – Mesures par ICP-AES	15
2.3.2 – Mesures par ICP-MS.....	15
2.3.3 – Mesures isotopiques	16
3. Pétrologie et géochimie des magmas mahorais	18
3.1 - Nomenclature des roches de Mayotte.....	18
3.2 – Description pétrographique et minéralogique	19
3.2.1 - Cumulats	19
3.2.2 – Basaltes alcalins, basanites et ankaramites	20
3.2.3 - Mélilitite à olivine.....	21
3.2.4 - Néphélinites	21
3.2.5 – Téphrites, téphri-phonolites et phonolites.....	22
3.2.6 - Ponces et tufs	22
3.3 - Variations géochimiques.....	23
3.3.1 – Éléments majeurs	23

3.3.2 - Éléments en trace	26
3.3.3 - Isotopes	28
4. Discussion	31
4.1 – Altération, accumulation et fractionnement dans les roches de Mayotte.....	31
4.1.1 - Altération	31
4.1.2 - Accumulation.....	31
4.1.3 - Fractionnement	31
4.2 - Signification des mélilitites à olivine et des roches à mélilite	32
4.2.1 - Caractéristiques.....	32
4.2.2 - Genèse des mélilitites à olivine.....	34
4.3 – Caractérisation de la source des laves des Comores	36
Conclusion générale	39
Bibliographie.....	40

Table des figures

Figure 1 : Localisation de l'île de Mayotte au sein de l'archipel des Comores	5
Figure 2 : Paléoposition de Madagascar lors du rifting Karoo	7
Figure 3 : Âges mesurés pour les différentes îles de l'archipel et cadre géodynamique de Mayotte dans l'Océan Indien.	10
Figure 4 : Localisation des différents complexes définis par Debeuf (2004).	12
Figure 5 : Modèle volcano-structural de l'île de Mayotte.	13
Figure 6 : Diagramme de classification des mélilitites.	18
Figure 7 : Profil réalisé dans un des clinopyroxènes de FL409a	20
Figure 8 : Profil réalisé dans une des olivines zonées de la basanite PN2.....	21
Figure 9 : Position des laves de Mayotte sur le diagramme TAS (alcalins – silice).....	23
Figure 10 : Variation des teneurs en éléments majeurs (wt%) des laves de Mayotte en fonction du MgO	25
Figure 11 : Spectres de terres rares et multi-élémentaires des laves de Mayotte.....	27
Figure 12 : Diagrammes isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	29
Figure 13 : Diagrammes isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	29
Figure 14 : Diagrammes isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	30
Figure 15 : Classification des roches à larnite normative.	32
Figure 16 : Classification des roches mafiques dans les différents domaines (mélilitites, néphélinites, basanites)	33
Figure 17 : Diagramme pression/température montrant les solidus d'une lherzolite à plagioclase, à spinelle puis à grenat dans un système CMAS-CO ₂ (CaO-MgO-Al ₂ O ₃ -SiO ₂ -CO ₂).	34
Figure 18 : Diagramme P ₂ O ₅ en fonction de CaO/SiO ₂ +Al ₂ O ₃ pour les roches à larnite normative.	35
Figure 19 : Relation entre Nb/Zr et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour les roches de Mayotte.....	37

Introduction

L'archipel des Comores est situé dans le canal de Mozambique, à mi-chemin entre le continent Africain et Madagascar. Orienté selon un axe NW-SE, il est composé de quatre îles principales : Grande Comore, Mohéli, Anjouan et Mayotte (Fig. 1). Cette dernière est un département français depuis 2011.

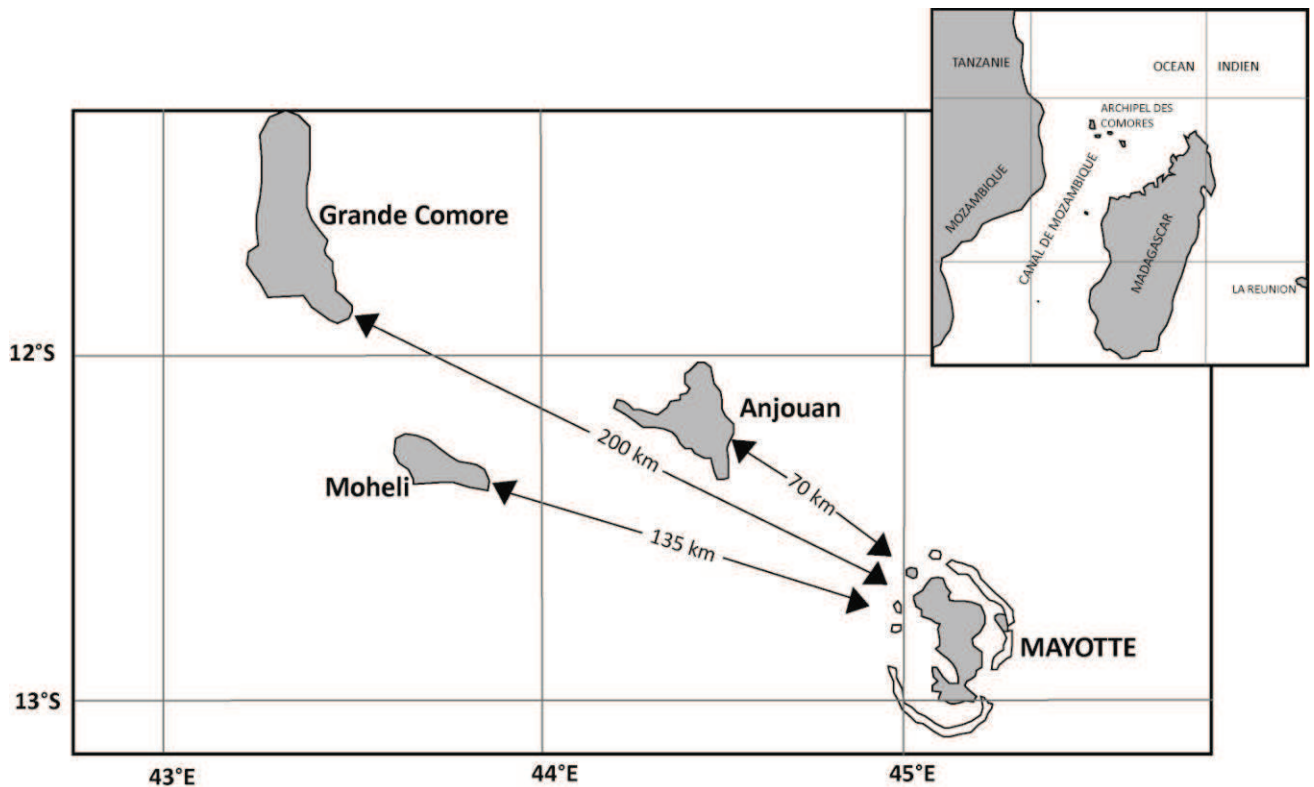


Figure 1 : Localisation de l'île de Mayotte au sein de l'archipel des Comores. D'après Stieljes, 1988.

Mayotte est localisée à l'extrémité Est de l'archipel, entre les latitudes $12^{\circ}36'S$ et $13^{\circ}06'S$ et les longitudes $44^{\circ}54'E$ et $45^{\circ}18'E$. D'une superficie totale de 374 km^2 , elle est formée de deux îles principales : Grande Terre et Petite Terre. Elle se trouve au milieu d'un vaste lagon (1100 km^2) délimité par une barrière récifale de 160 km de long. Mayotte présente l'activité volcanique la plus ancienne au sein de l'archipel, elle se trouve à un stade d'évolution avancé caractérisé par une forte érosion et une subsidence active depuis environ $1,5 \text{ Ma}$ (Nehlig et al., 2013).

Les magmas des Comores sont habituellement classés parmi les OIB (Ocean Island Basalts) associés à un volcanisme de point chaud. Cependant, l'archipel montre des particularités qui l'éloignent du modèle classique des OIB. D'une part, la nature océanique ou continentale du socle sous les Comores reste encore débattue (Flower et Strong, 1969 ; Rabinowitz et al., 1983 ; ...), d'autant que l'archipel se situe entre deux blocs continentaux (Afrique, Madagascar). D'autre part, l'origine même du magmatisme au sein de l'archipel des Comores n'est pas bien contrainte. Si

certains l'attribuent à un modèle de point chaud classique (Hajash et Armstrong, 1972 ; Emerick et Duncan, 1982), l'incohérence sur l'âge des îles en fonction de leur position géographique et l'existence d'une tectonique régionale active qui pourrait influencer le magmatisme des Comores conduit d'autres auteurs à remettre en question la contribution d'un point chaud (Nougier et al., 1986).

L'étude géochimique de l'île de Mayotte repose essentiellement sur les études de Späth (1996) et Debeuf (2004). La base de données disponible est assez fragmentaire. Notre étude, basée sur de nouvelles données pétrologiques et géochimiques (éléments majeurs et en trace, isotopes du Sr, Nd et Pb), permet de compléter la base de données utile à la compréhension de l'île. L'objectif est de caractériser plus précisément les laves de Mayotte d'un point de vue pétrologique et géochimique. Les travaux réalisés dans le cadre du stage de Master 1 (Pelleter, 2012) ont permis, entre autres, de mettre en évidence la présence de mélilitites à olivine sur l'île. La compréhension de la genèse de ce type de roches peut permettre d'apporter des informations complémentaires sur l'origine des laves de Mayotte et fait donc l'objet d'une étude détaillée dans le cadre de ce stage.

Ce mémoire s'articule en quatre parties :

- (1) la première partie rappelle le contexte géologique de la zone d'étude depuis la formation du canal de Mozambique, l'origine du magmatisme dans l'archipel des Comores pour finir sur une synthèse des études réalisées sur le volcanisme de Mayotte ;
- (2) la deuxième partie présente les techniques analytiques utilisées dans le cadre de notre étude sur les échantillons de Mayotte ;
- (3) la troisième partie récapitule les résultats obtenus en pétrologie, géochimie élémentaire (éléments majeurs et en trace) et géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb) des magmas mahorais ;
- (4) la quatrième et dernière partie consiste en une synthèse des données pétrogéochimiques des échantillons et en une discussion sur des aspects tels que la source des laves de l'archipel et la signification des mélilitites à olivine identifiées à Mayotte.

1. Contexte géologique

1.1 - Formation du canal de Mozambique

L'archipel des Comores se situe dans le canal de Mozambique. Ce dernier s'est formé en plusieurs étapes.

Malod et al. (1991) ont étudié différents bassins sédimentaires continentaux situés en Afrique de l'Est et sur la côte occidentale de Madagascar. (Fig. 2). Certains d'entre-eux ont été interprétés comme ayant été formés au cours d'une phase d'extension NW-SE du Permien supérieur au Jurassique inférieur. Cette phase de rifting (dit du Karoo) a conduit à la séparation du bloc Indo-malgache et du supercontinent Gondwana.

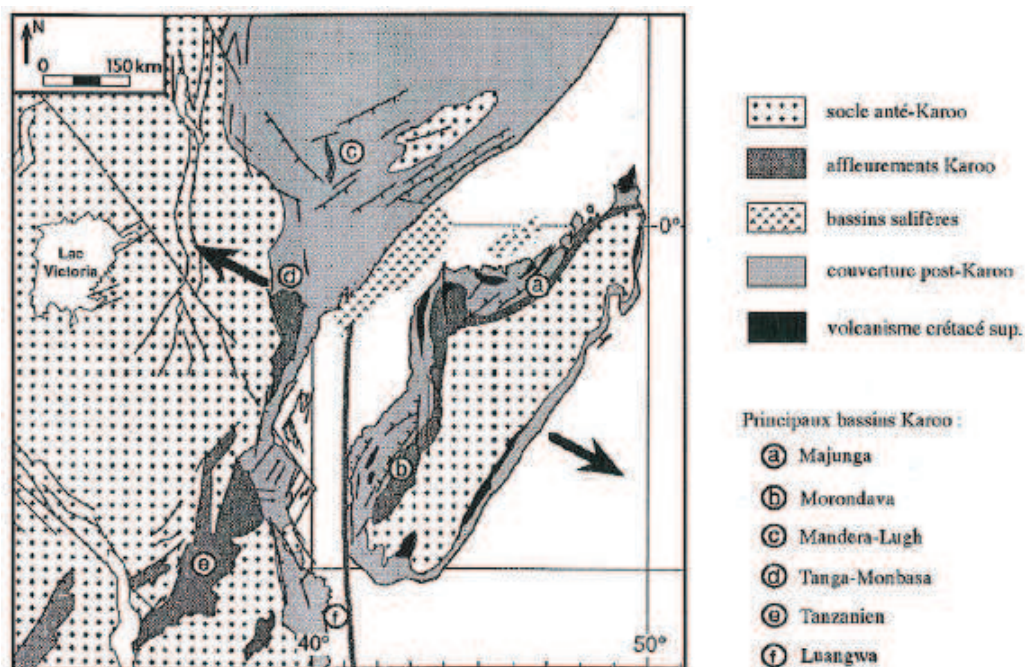


Figure 2 : Paléoposition de Madagascar lors du rifting Karoo (Malod et al., 1991)

Les bassins océaniques de Somalie et du Mozambique s'ouvrent du Jurassique moyen au Crétacé supérieur selon une direction N-S comme l'indiquent certaines anomalies magnétiques (Rabinowitz et al., 1983). Ces bassins sont reliés par une zone faillée transformante située à l'emplacement de la ride de Davie, une chaîne de monts sous-marins longue de plus de 1000 km (Malod et al., 1991).

La séparation de l'Inde et de Madagascar suivie de l'extension de la ride centrale indienne induit un épisode de compression dans le canal de Mozambique durant l'Eocène. La ride de Davie, comprenant des portions du socle africain et des formations calco-gréseuses, subit alors une fracturation et un raccourcissement et est fortement érodée (Leclaire et al., 1989).

Depuis le Miocène moyen, une nouvelle phase extensive de direction W-E affecte le canal de Mozambique. Elle est notamment mise en évidence par des données sismiques (Bertil et Regnault, 1998). Ce même régime extensif de direction W-E se retrouve au niveau du rift est-Africain et Madagascar.

Il existe un débat concernant la nature exacte de la croûte sous-jacente à l'archipel des Comores. Plusieurs hypothèses ont été proposées.

Croûte de nature océanique

Rabinowitz et al. (1983) s'appuient sur des données géophysiques pour suggérer que la majorité de la partie orientale du bassin des Comores appartienne à la *Jurassic Magnetic Quiet Zone*, qui serait donc de nature océanique. Quant au secteur occidental, même s'ils ne parviennent pas à corréliser ses anomalies magnétiques à une échelle de temps, ils l'interprètent également comme une croûte de nature océanique.

Croûte de nature continentale

La découverte d'enclaves sédimentaires d'origine continentale (grès, quartzite, arkose, ...) dans des laves de l'archipel a conduit certains auteurs à suspecter l'existence d'un socle de nature continentale sous les Comores (Flower et Strong, 1969). Besnard (1997) a également décrit un massif de quartzite s'étendant sur une surface de 17,5 ha au centre de l'île d'Anjouan dont la mise en place reste difficile à expliquer.

Croûte transitionnelle océan-continent

Nougier et al., (1986) suggèrent que l'archipel est situé près d'une marge continentale à la transition entre une croûte océanique et une croûte continentale.

Desgrolard (1996) et Debeuf (2004) qui ont, eux aussi, décrit des enclaves sédimentaires pour les îles de la Grande Comore et de Mayotte, respectivement, penchent en faveur d'une croûte majoritairement océanique et avancent trois hypothèses pour expliquer l'origine des enclaves :

- (1) on retrouve des formations du socle Africain (gneiss, arkose, grès noir) associés au rifting Karoo en couverture sédimentaire sur la marge est-africaine et sur le craton malgache. Ces mêmes formations ont pu contribuer à une sédimentation gréseuse précoce sur la croûte océanique du bassin des Comores ;
- (2) Leclair et al. (1989) ont décrit une phase compressive dans le canal de Mozambique au cours de l'Eocène provoquant la surrection et une érosion intense de la ride de Davie.

Celle-ci, n'étant située qu'à 150 km à l'ouest de l'archipel des Comores, pourrait être la source des sédiments gréseux présents au fond du bassin des Comores ;

- (3) le massif de quartzite de grande envergure au centre de l'île d'Anjouan pourrait être interprété comme un fragment de socle continental résiduel de la séparation de Madagascar et du continent Africain remonté à la faveur de mouvements tectoniques verticaux.

1.2 - Origine du magmatisme des Comores

Plusieurs hypothèses ont été évoquées pour expliquer l'origine du magmatisme de l'archipel des Comores.

Ride d'accrétion lente

Upton (1982) propose que les îles de l'archipel représentent la partie émergée d'une ride d'accrétion lente.

Modèle de point chaud

Ce modèle s'appuie sur des données géochronologiques K-Ar acquises par Hajash et Armstrong (1972) et Emerick et Duncan (1982). Ces auteurs s'accordent pour dire que la répartition géographique des îles et l'accroissement des âges depuis la Grande Comore jusque Mayotte seraient dus à la migration de la plaque Somalienne au-dessus d'un point chaud situé actuellement sous la Grande Comore.

Réactivation périodique de fractures lithosphériques anciennes et profondes

Nougier et al. (1986) qui ont réalisé de nouvelles datations K-Ar pour les îles de Mohéli et Anjouan remettent en question le modèle du point chaud. Ces auteurs évoquent une activité volcanique synchrone pour toute les îles de l'archipel (excepté Grande Comore ?) durant le Miocène supérieur et le Pliocène avec une crise commune il y a 500 000 ans. Ils attribuent l'origine de ce magmatisme à la réactivation périodique d'anciennes et profondes fractures lithosphériques parallèles à la ride de Davie (N165°).

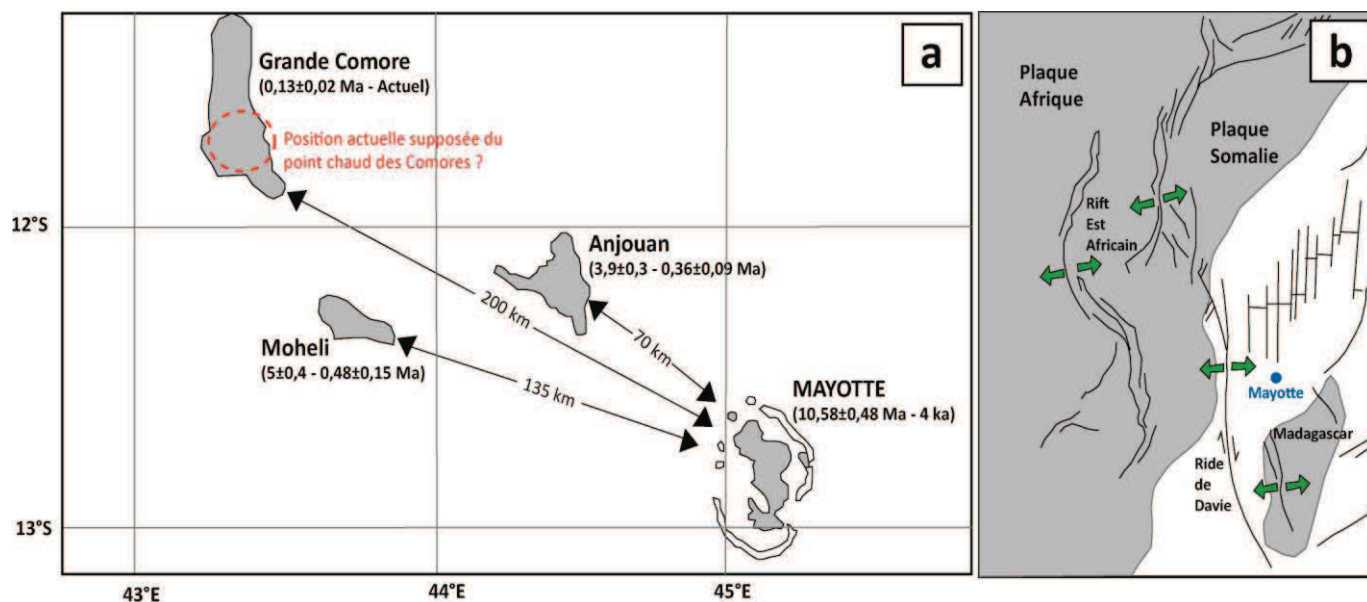


Figure 3 : (a) Âges mesurés pour les différentes îles de l'archipel (Hajash et Armstrong, 1972 ; Emerick et Duncan, 1982 ; Nougier et al., 1986 ; Zinke et al., 2003 ; Debeuf, 2004) ; (b) Cadre géodynamique de Mayotte dans l'Océan Indien montrant une tectonique régionale globalement extensive (figure modifiée d'après Audru et al., 2003).

Pour expliquer l'accroissement irrégulier de l'âge des îles de l'archipel (Fig. 3a), Debeuf (2004) propose deux hypothèses : la première consiste à faire intervenir une nouvelle venue mantellique de composition plus radiogénique en Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 20$) à l'origine du magmatisme d'Anjouan ; la seconde évoque que la tectonique régionale (Fig. 3b) pourrait causer des perturbations temporelles en favorisant la localisation préférentielle de la fusion magmatique et de l'ascension des liquides dans certaines zones où l'extension est plus prononcée.

1.3 - État des connaissances sur Mayotte

Les études réalisées ne concernent que la partie émergée de Mayotte soit environ le tiers de la superficie générale des massifs ayant participé à l'émergence de l'île.

Nougier et al. (1986) définissent Mayotte comme constituée d'un bouclier primitif recoupé par des extrusions phonolitiques et recouvert par des laves néphélinitiques et basaltiques. Ils proposent la chronologie suivante :

- (1) édification d'un bouclier primitif dont l'âge le plus ancien est daté à $7,7 \pm 1$ Ma mais dont le début de mise en place est estimé entre 10 et 15 Ma. Cette phase se serait terminée il y a environ 3,5 Ma par une émission de coulées de néphélinites dans les paléovallées ;
- (2) extrusion de phonolites plus différenciées, entre 3,5 et 2,4 Ma avec une dernière phase à 1,5 Ma, dans le sud et le centre de l'île ;
- (3) production de laves basaltiques et basanitiques au nord-est de l'île il y a 2 Ma ;

(4) phase basaltique et trachytique récente à l'origine des cônes de scories et des maars constituant Petite Terre.

En 1988, Stieljes publie une carte géologique de l'île au 1/50 000 qui permet d'établir un schéma géologiques des grandes unités structurales. Le document traite pour l'essentiel des formations volcaniques sans représentation des différents types d'altérites qui occupent l'essentiel de l'île.

En 1996, Späth et al. réalisent une étude géochimique (élément majeurs, quelques éléments en trace et isotopes du Sr, Nd et Pb) sur les îles de Grande Comore, Mohéli et Mayotte.

En 2004, dans sa thèse sur l'évolution volcano-structurale de l'île, Debeuf réalise une étude pétrologique détaillée et acquiert de nouvelles données géochimiques en éléments majeurs, éléments en trace, isotopes (Sr, Nd) ainsi que de nouvelles datations Ar-Ar. Elle identifie trois complexes volcaniques à partir de critères structuraux, pétrographiques, géochimiques et géochronologiques (Fig. 4) :

- (1) le complexe Sud (10 Ma à 1,95 Ma) est caractérisé par une morphologie de reliefs anciens. Il est constitué de basanites, néphélinites et phonolites qui forment une lignée géochimique fortement sous-saturée en silice ;
- (2) le complexe Nord (8 Ma à 3,8 Ma) apparaît avec une morphologie plus récente marquée par des reliefs escarpés. On y note la présence quasi exclusive de magmas basiques (basaltes et basanites). Son extrémité NW présente une structure extensive, identifiée comme un bloc basculé, datée du plio-quaternaire ;
- (3) le complexe Nord-Est (4,4 Ma à 0,15 Ma) est marqué par des reliefs jeunes délimitant deux massifs, le Digo et le M'tsapéré. On y retrouve des basaltes, basanites et majoritairement des téphrites et des phonolites qui définissent avec les laves du Nord une lignée géochimique modérément sous-saturée en silice. Le volcanisme se termine par des manifestations phréatomagmatiques à Kawéni, Kavéni et Petite Terre.

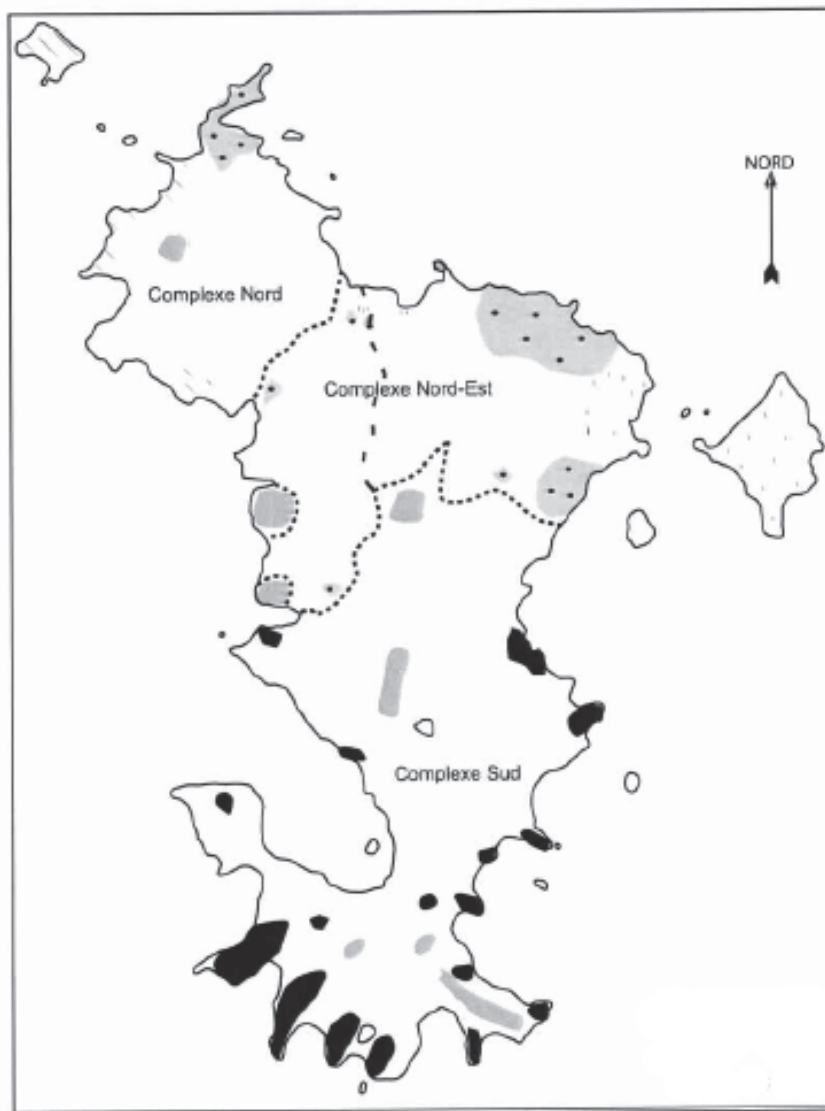


Figure 4 : Localisation des différents complexes définis par Debeuf (2004) à partir de critères structuraux, pétrographiques, géochimiques et géochronologiques.

Les dernières manifestations du volcanisme mahorais auraient eu lieu il y a environ 4 000 ans comme en attestent des dépôts de ponces compris dans une séquence sédimentaire du lagon de Mayotte (Zinke et al., 2003).

En 2013, une nouvelle carte géologique de Mayotte au 1/25 000 est établie par Nehlig et des collaborateurs (Annexe 2). Un nouveau modèle volcano-structural de l'île est bâti à partir des données de datations existantes dans la littérature (Hajash et Armstrong, 1972 ; Emerick et Duncan, 1982 ; Nougier et al., 1986 ; Debeuf, 2004), d'observations de terrain et d'une carte de susceptibilité magnétique équivalente. (Fig. 5).

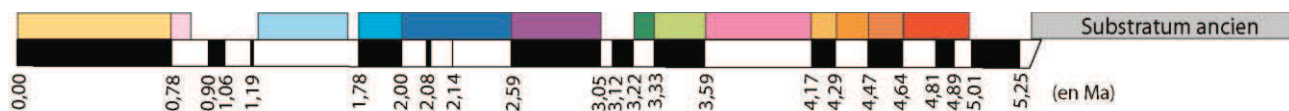
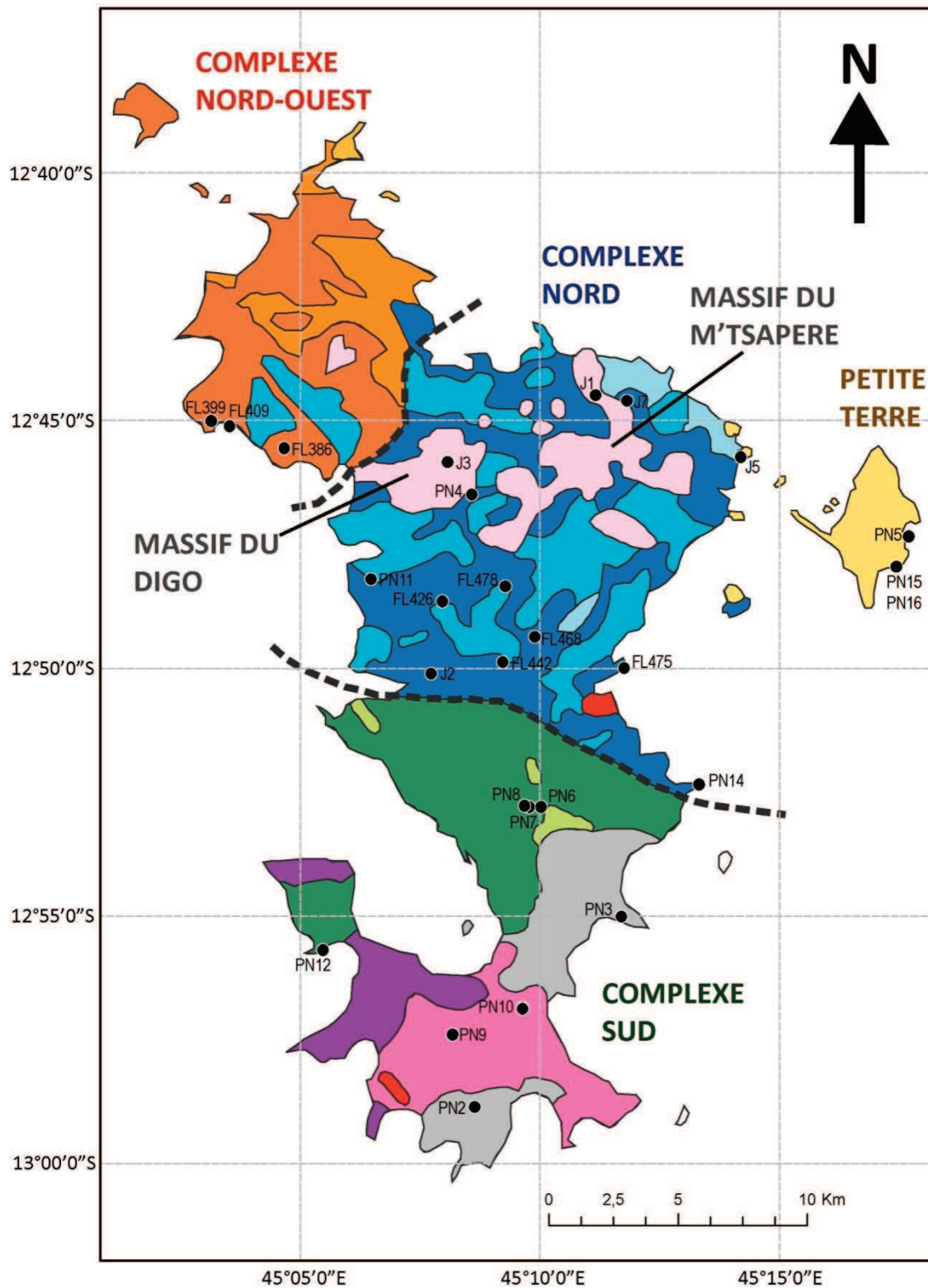


Figure 5 : Modèle volcano-structural de l'île de Mayotte modifié d'après Nehlig et al. (2013) établi à partir de données géochronologiques, d'observations de terrain et des inversions paléomagnétiques mesurées. Les échantillons étudiés au cours de notre étude sont localisés sur cette carte.

2. Techniques analytiques

2.1 – Échantillonnage et démarche analytique

Les échantillons ont été prélevés par Pierre Nehlig, Frédéric Lacquement et Julien Bernard durant les hivers australs 2011 et 2012 dans le cadre du projet GeoMayotte mené par le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières). Ce projet a donné lieu à la réalisation d'une carte géologique au 1/25 000 (Annexe 2) et à la rédaction d'une notice explicative (Nehlig et al., 2013). La localisation des échantillons étudiés est visible sur la figure 5.

Les données pétrologiques et géochimiques (majeurs, traces, isotopes du Sr, Nd, Pb) ont été acquises au cours des stages de M1 (Pelleter, 2012) et de M2 (cette étude). Sur une base de 35 échantillons, nous en avons sélectionné certains pour des analyses en fonction de critères géographiques et pétrographiques. Les roches trop altérées par le climat tropical humide qui règne sur Mayotte ont été écartées. Ainsi nous avons étudié :

- ⇒ 3 échantillons au MEB (Microscope électronique à balayage) ;
- ⇒ 15 échantillons à la microsonde électronique ;
- ⇒ 18 échantillons à l'ICP-AES (Spectromètre à émission atomique couplé à un plasma induit) pour l'acquisition des éléments majeurs ;
- ⇒ 18 échantillons à l'ICP-MS (Spectromètre de masse couplé à un plasma induit) pour l'acquisition des éléments en trace ;
- ⇒ 10 échantillons au TIMS (Spectromètre de masse à thermo-ionisation) et au MC-ICP-MS (Spectromètre de masse multi-collecteurs couplé à un plasma induit) pour l'acquisition des isotopes du Sr, Nd et Pb.

Un tableau récapitulatif des analyses effectuées pour chacun des échantillons se trouve dans l'annexe 1.

2.2 – Analyses pétrologiques

Avant d'être analysées au microscope électronique à balayage et à la microsonde électronique, les lames minces ont été polies et métallisées.

Trois de nos roches ont été analysées sur un microscope électronique à balayage au Pôle d'Imagerie et de Mesures en Microscopie (PIMM – Brest).

Les compositions en éléments majeurs de la majorité des minéraux ont été obtenues grâce à une microsonde électronique Cameca SX 100 (PSO/Ifremer – Brest) avec une tension

d'accélération de 15 kV et un courant de faisceau de 20 nA. Des profils ont été réalisés dans certains minéraux (clinopyroxènes) ainsi qu'une cartographie chimique sur un échantillon (mélilitite à olivine).

Les compositions en éléments majeurs de certaines olivines ainsi que des profils ont été obtenus au laboratoire ISTerre (Grenoble) sur une microsonde électronique JEOL JXA-8230 avec une tension d'accélération de 25 kV et un courant de faisceau de 900 nA.

2.3 - Analyses géochimiques

Avant la préparation des poudres, nous avons ôté au marteau et à la scie diamantée les parties altérées des roches et les éventuelles enclaves. Après concassage, les granulats ont été lavés à l'eau distillée puis séchés à l'étuve pendant une nuit. Ensuite, ils ont été tamisés pour ne garder que les grains inférieurs à 5 mm et triés à la pince brucelle. Enfin, ils ont été réduits en poudre dans un broyeur en agate préalablement nettoyé au quartz pur. Tous les outils utilisés durant les différentes étapes ont été nettoyés à l'alcool entre chaque échantillon pour éviter toute contamination.

2.3.1 - Mesures par ICP-AES

L'ICP-AES (spectromètre à émission atomique) permet d'obtenir les compositions en éléments majeurs et en certains éléments en trace (Rb, Sr, Ba, Sc, V, Cr, Co, Ni, Y, Zr, Nb, REE, Th, Li, Cu, Zn, Be). Le protocole suivi pour la chimie préparatoire des échantillons et l'acquisition des éléments majeurs est celui de Cotten et al. (1995). Le détail des manipulations pour préparer les solutions se trouve dans l'annexe 4.

Les mesures de perte au feu (LOI : Loss of Ignition), dont le protocole est détaillé en annexe, sont comprises entre 0,59 et 4% pour la majorité des échantillons sauf pour quatre d'entre eux qui ont des pertes au feu supérieures à 4% (PN8, PN12f, PN14 et FL399). Les solutions préparées à partir des poudres de nos échantillons, de 7 standards (CB2, CB15, CB18, JB2, BELC, ACE et MORB-E) ainsi que des blancs ont été passés sur l'ICP-AES Jobin Yvon Ultima 2 du laboratoire Domaines Océaniques (PSO/IUEM – Brest). La déviation relative des standards est d'environ 2% pour les éléments majeurs (1% pour SiO₂) et de 5% pour les éléments en trace.

2.3.2 - Mesures par ICP-MS

Le protocole suivi pour la chimie préparatoire des échantillons et l'acquisition des éléments en trace est celui de Barrat et al. (1996). Le détail des manipulations pour préparer les solutions se trouve dans l'annexe 4.

Les solutions obtenues à partir des poudres de nos échantillons, de certains standards (BHVO-2, BIR1, BCR2, WSE et BEN) et des blancs ont été mesurées sur l'ICP-MS Thermo Element 2 du laboratoire Domaines Océaniques (PSO/IUEM – Brest). Un duplicata a été réalisé pour l'échantillon FL386. Le traitement des données brutes a été effectué suivant la méthode de Barrat et al. (1996) qui utilise le thulium (Tm) comme étalon interne (spike) pour corriger les dérives du signal.

Une première série d'acquisitions a été effectuée en utilisant le standard BHVO-2 comme étalon externe. Nous avons constaté par la suite que le standard BEN était plus approprié pour servir d'étalon externe et une seconde série d'acquisitions a donc été réalisée pour tous les échantillons sauf les ponces PN5a et PN15 pour lesquelles il ne restait pas suffisamment de poudre.

2.3.3 – Mesures isotopiques

La chimie préparatoire pour les analyses isotopiques a été réalisée au laboratoire ISTERre à Grenoble.

Les rapports isotopiques du Sr et du Nd ont été mesurés sur le TIMS Thermo Triton du laboratoire Domaines Océaniques (PSO/IUEM – Brest. Après reprise, les échantillons de Nd ont été déposés sur des doubles filaments de rhénium et les échantillons de Sr ont été déposés sur des filaments simples de tungstène. Les compositions isotopiques du Sr et du Nd ont été corrigées du fractionnement de masse en évaluant la dérive des rapports du $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,372509$ et du $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7021903$ qui sont normalement constants. Les standards utilisés pour le Sr et le Nd sont respectivement NBS 987 et La Jolla. La moyenne des standards mesurés pour NBS 987 (n=8) est de 0,710237, la valeur recommandée pour ce standard étant de 0,710250. La moyenne des standards mesurés pour La Jolla (n=6) est de 0,511873 quand la valeur recommandée est de 0,511860.

Les rapports isotopiques du Pb ont été mesurés sur un MC-ICP-MS Thermo Neptune (PSO/Ifremer – Brest). Les résidus des échantillons de Pb ont été repris dans de l'acide nitrique 2% ultra-pur auquel on a rajouté un spike de thallium (Tl), les compositions isotopiques du Pb ont été corrigées en évaluant la dérive du rapport $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ (rapport stable) et du blanc de chimie. Le standard utilisé pour le Pb est le standard NIST. La moyenne des standards mesurés pour NIST (n=7) est de 16,9314 pour le $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 15,4850 pour le $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et 36,6764 pour le $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (valeurs de référence du standard : 16,9308 ; 15,4839 ; 36,6743).

Les blancs de Sr, Nd et Pb ont été mesurés par ICP-MS. Leur concentration est de 29 pg/g pour le Sr, 8 pg/g pour le Nd et 20pg/g pour le Pb. On peut donc considérer que la chimie a été propre.

Des diagrammes montrant la justesse et la reproductibilité des mesures pour les analyses isotopiques se trouvent dans l'annexe 4.

3. Pétrologie et géochimie des magmas mahorais

La localisation des échantillons a été fixée en se référant à la position des complexes tels qu'ils ont été défini dans le nouveau modèle volcano-structural de Nehlig et al. (2013) (Fig.5).

3.1 - Nomenclature des roches de Mayotte

Le travail réalisé au cours du stage de M1 (Pelleter, 2012) a permis de caractériser les roches à notre disposition. Ainsi, les ponces, les tufs, les cumulats et les ankaramites ont été définies à partir de critères volcanologiques et texturaux. Les laves, quant à elles, ont été classifiées en fonction de critères pétrographiques et géochimiques. Les roches sans feldspaths et à néphéline dominante ont été nommées néphélinites. L'échantillon FL386, sans feldspath et à mélilite (sorosilicate de formule structurale $(Ca, Na, K)_2 [(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al, Si)_3 O_7]$) dominante, a été classé parmi les mélilitites à olivines et représenté dans un diagramme spécifique (Fig. 6).

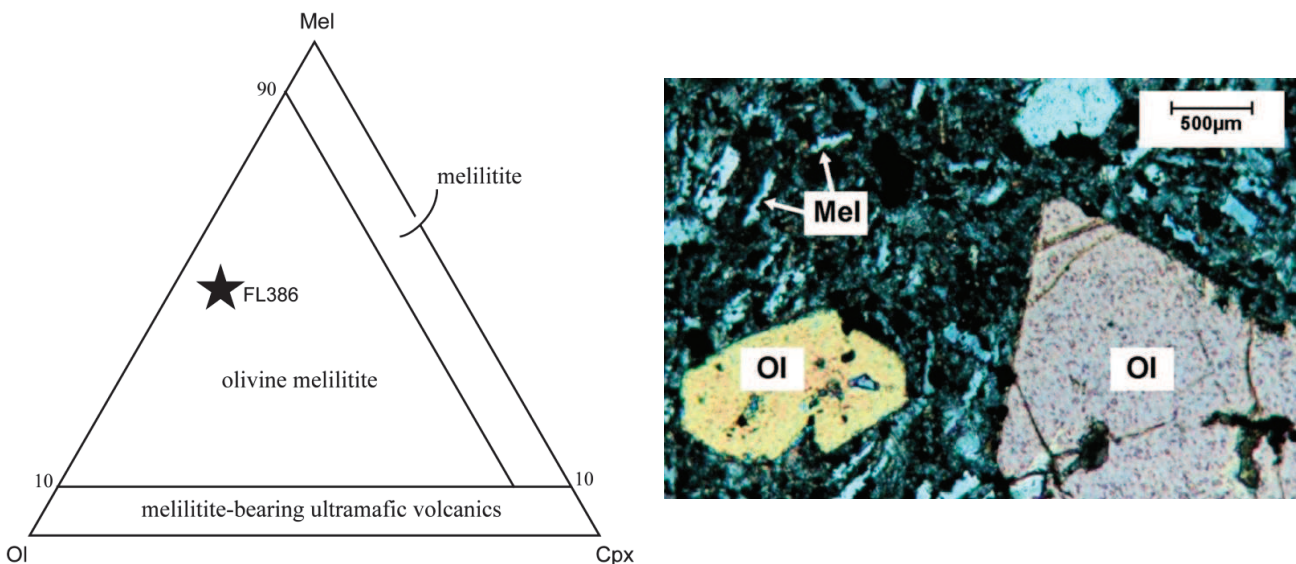


Figure 6 : Diagramme de classification des mélilitites d'après Le Maitre et al., 1989 et photographie en LPA (lumière polarisée analysée) de l'échantillon FL386. Ol = olivine ; Mel = mélilite.

Les laves contenant du feldspath ont été nommées en fonction de leur position sur le diagramme TAS (Total Alkalis Silica) ou en fonction de la nature des minéraux qui les constituent.

La nature des échantillons est récapitulée dans le tableau 1.

Tableau 1 : Classification des échantillons de Mayotte

Nature de la roche	Référence de l'échantillon
Cumulats et roches grenues	PN12a ; PN12d ; PN12e ; FL409a ; FL409b
Basaltes et basanites	PN3 ; PN5b ; J2
Ankaramites	FL399 ; FL468
Méilitite à olivine	FL386
Néphélinites	PN2 ; PN8 ; PN10a ; PN10b ; PN12f ; PN14
Téphrites et téphri-phonolites	J1 ; J7 ; FL426 ; FL478
Phonolites	PN7 ; PN9 ; FL442
Ponces	PN5a ; PN15
Tufs	PN6 ; J3 ; J5

3.2 – Description pétrographique et minéralogique

Les analyses représentatives des minéraux rencontrés dans les laves de Mayotte sont reportées dans les tableaux de l'annexe 3.

3.2.1 – Cumulats et roches grenues

Leur texture est ortho-cumulative. L'échantillon PN12a possède des cumulus de clinopyroxène sodique zonés, des feldspaths et de la calcite (en intercumulus). Les cumulats FL409a et FL409b contiennent de grands cumulus de clinopyroxène calcique riche en titane (cœur : $Wo_{50-52}En_{35-37}Fs_{11-13}$) qui présentent des zonations normales marquées (Fig. 6), des feldspaths potassiques (FK), des analcimes, des néphélines (cœur : Ne_{82} ; périphérie : Ne_{91}), des amphiboles (hornblende ferro-actinolitique), des grenats riches en Ti, des fluoro-apatites et des oxydes ferro-titanés..

On note également la présence d'ijolites (PN12d, PN12e). Ces roches peuvent être considérées comme des équivalents grenus des néphélinites. Leur minéralogie comprend des mégacristsaux de biotite, de clinopyroxène ($Wo_{50-51}En_{36-39}Fs_{10-14}$) ainsi que des microcristaux de néphéline, de fluoro-apatite et des oxydes ferro-titanés.

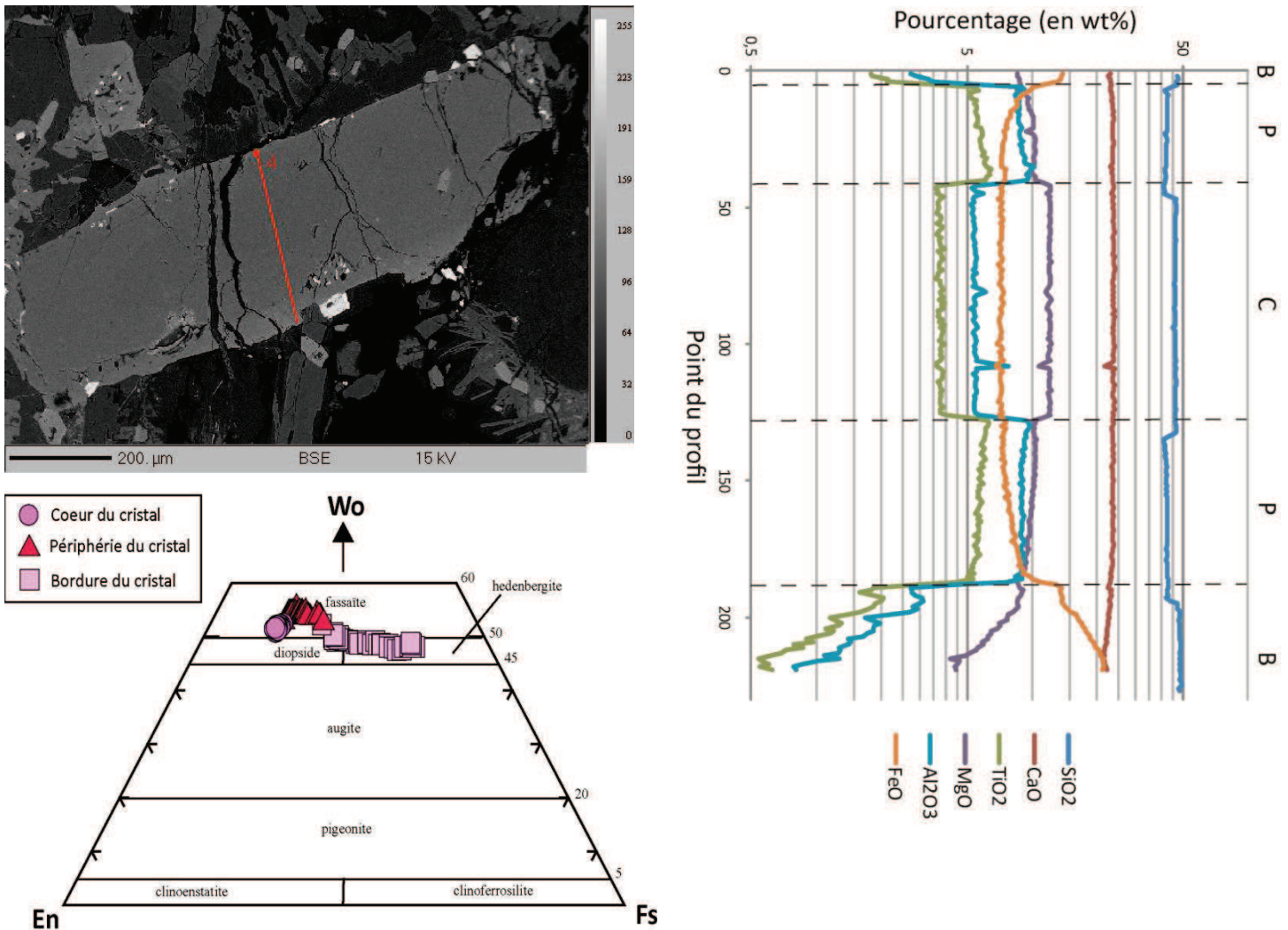


Figure 7 : Profil réalisé dans un des clinopyroxènes de FL409a (226 points). Image BSE (Backscattered electron) prise à la microsonde électronique ; diagramme ternaire montrant l'évolution de la composition du clinopyroxène depuis la bordure jusqu'au cœur du cristal. Wo=wollastonite ($\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) ; En=enstatite ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) ; Fs=ferrosilite ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) ; (c) variations des éléments majeurs (wt%) le long du profil (échelle logarithmique). C=cœur ; P=périphérie ; B=bordure.

3.2.2 - Basaltes alcalins, basanites et ankaramites

Les basaltes et basanites ont une texture microlitique porphyrique. Les ankaramites ont, quant à elles, une texture cumulative à phénocristaux de clinopyroxène (> 35%).

Le basalte PN3 est composé de phénocristaux d'olivine parfois légèrement iddingsitisés et de clinopyroxène. Sa mésostase comprend des microlites de plagioclase, des apatites et des oxydes ferro-titanés. Un xénolite de nature basaltique était associé à une ponce de Petite Terre (PN5b), il contient des phénocristaux de clinopyroxène ($\text{Wo}_{48-51}\text{En}_{37-45}\text{Fs}_{7-13}$), d'olivine (Fo_{75-84}) et des microlites de plagioclase (An_{64}).

L'échantillon J2 est une basanite à constituée de phénocristaux de clinopyroxène, de microcristaux de néphéline et feldspath et d'oxydes ferro-titanés.

L'ankaramite FL399 a accumulé environ 40% de phénocristaux de clinopyroxène ($Wo_{48-52}En_{32-42}Fs_{8-16}$). Elle présente également des phénocristaux d'olivine (Fo_{85}) qui sont souvent iddingsitisés. La mésostase contient des apatites et des oxydes ferro-titanés.

3.2.3 - Mélilitite à olivine

Une cartographie chimique de cette roche se trouve dans l'annexe 3.

Par définition, les mélilitites à olivines sont des roches pauvres en silice considérées comme le pôle le plus extrême des roches alcalines.

L'échantillon FL386 a une texture microlitique porphyrique. Il contient des phénocristaux d'olivine (Fo_{79-86}) parfois faiblement zonés (zonation normale) et de rares phénocristaux de clinopyroxène. La mésostase comprend en majorité des microcristaux de mélilitite, des néphélines, des apatites et des magnétites. La mélilitite présente des figures de mélange magmatique qui s'observe au microscope par l'alternance de zones sombres et claires.

3.2.4 - Néphélinites

Ces roches ont une texture microgrenue porphyrique.

La néphélinite basique PN2 est constituée de phénocristaux de clinopyroxène ($Wo_{49-50}En_{40-41}Fs_{9-10}$) et d'olivine zonés (Fo_{68-87}) avec un cœur magnésien (Fig. 7). On note la présence de néphéline (Ne_{85-86}), d'apatite et d'oxydes ferro-titanés dans la mésostase. Des microcristaux de mélilitite ont également été analysés à la microsonde électronique (voir Annexe 3).

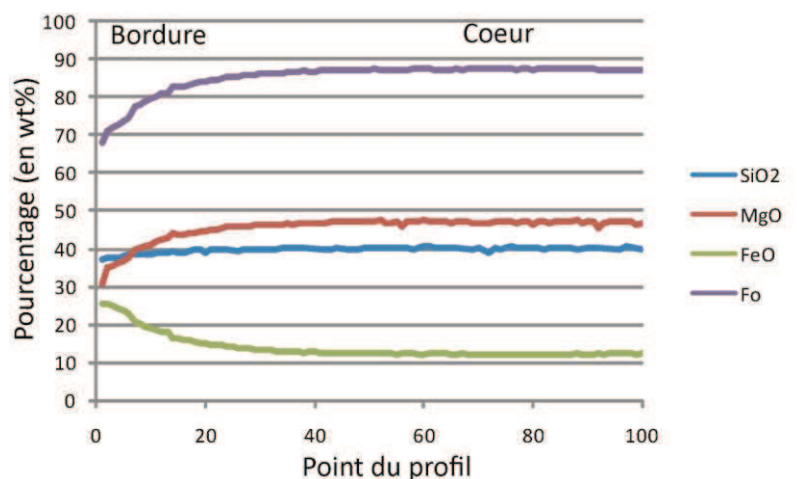
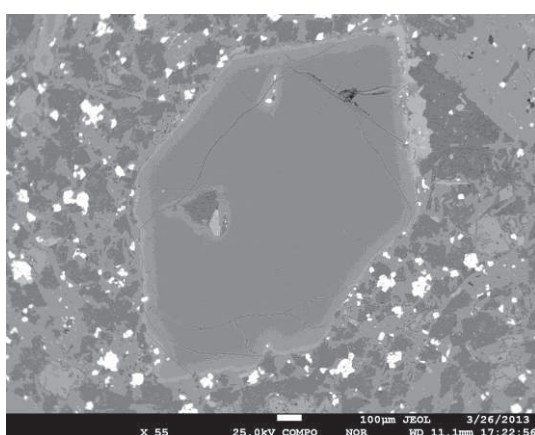


Figure 8 : Profil réalisé dans une des olivines zonées de la basanite PN2. Image BSE et variation des éléments majeurs le long du profil, Fo=forstérite (Mg_2SiO_4).

La néphélinite basique PN12f est constituée de phénocristaux de clinopyroxène ($Wo_{49-54}En_{27-41}Fs_{6-21}$), de néphéline (Ne_{74-85}) et de rares olivines. La mésostase contient des cristaux de

néphéline, d'analcime, d'apatite et des oxydes ferro-titanés. Quelques microcristaux de méililite ont été repérés au microscope optique mais n'ont pas été analysés.

L'échantillon PN8 possède des phénocristaux de clinopyroxène ($W_{0.48-49}En_{26-29}Fs_{22-25}$). Il y a deux groupes de compositions chimiques parmi les néphélines de cette roche, les phénocristaux (Ne86-87) et les microcristaux (Ne99). On note aussi la présence d'apatite, de sphène et d'oxydes Fe-Ti dans la mésostase.

L'échantillon PN14 est composé de phénocristaux de clinopyroxène zonés. Sa mésostase contient des néphélines, des clinopyroxènes sodiques et des oxydes ferro-titanés. Les échantillons PN10a et PN10b ont la même minéralogie : clinopyroxène sodique, néphéline, apatite et oxydes Fe-Ti. Dans PN10a, les néphélines sont xénomorphes alors qu'elles sont automorphes dans PN10b.

3.2.5 - Téphrites, téphri-phonolites et phonolites

Les téphrites (J1 et J7) montrent une texture microlitique fluidale porphyrique. L'échantillon J1 représente un mélange magmatique. Il possède des phénocristaux d'amphibole (kaersutite) et de clinopyroxène ($W_{0.43-45}En_{39-40}Fs_{14-15}$). La différence entre les deux termes du mélange magmatique se joue sur la composition des feldspaths : les feldspaths du composant le plus différencié sont des anorthoses alors que ce sont des plagioclases (An_{21-32}) pour l'autre. La téphrite J7 contient des phénocristaux d'amphiboles de nature différente (kaersutite et hastingsite) ainsi que du clinopyroxène ($W_{0.45-48}En_{34-39}Fs_{13-19}$). On observe des microlites de plagioclase (An_{32-46}) et d'anorthose ainsi que des oxydes ferro-titanés dans la mésostase.

La texture des téphri-phonolites est microlitique porphyrique. L'échantillon FL426 possède des phénocristaux de feldspath potassique ainsi que des amphiboles (arfvedsonite) déstabilisées à la bordure. Les néphélines (Ne₉₄), les clinopyroxènes ($W_{0.41-43}En_{14-18}Fs_{38-44}$) et les oxydes sont abondants dans la mésostase.

Les phonolites ont une texture microlitique légèrement porphyrique. Ces roches contiennent toutes des phénocristaux de feldspath potassique ainsi que des amphiboles (parfois déstabilisées en bordure du cristal) et des clinopyroxènes sodiques. L'apatite se présente dans la mésostase. On note également la présence de microcristaux de néphéline et d'oxydes ferro-titanés.

3.2.6 - Ponces et tufs

Les ponces (PN5a, PN15 et PN16) ont une texture vésiculaire. Elles contiennent des baguettes de feldspath potassique, d'amphiboles rares et des oxydes ferro-titanés. Les tufs sont souvent très altérés. L'échantillon PN6 est très hétérogène. Il présente, entre autres, du

clinopyroxène, de l'amphibole, de l'apatite et du sphène. Dans le tuf à blocs scoriacés (J3), on observe essentiellement des iddingsites et des oxydes Fe-Ti. L'échantillon J5, quant à lui, possède des olivines iddingsitisées, des clinopyroxènes et des néphélines.

3.3 - Variations géochimiques

En plus de nos propres analyses, nous avons également intégré des données géochimiques, plus fragmentaires, de Späth (1996) et de Debeuf (2004).

3.3.1 - Éléments majeurs

D'un point de vue géochimique, les laves de Mayotte définissent une association alcaline depuis les basanites, basaltes alcalins, néphélinites, téphrites, téphri-phonolites jusqu'aux phonolites. Sur le diagramme TAS (Total Alkali Silica), on voit s'individualiser deux lignées géochimiques : une lignée fortement sous-saturée en silice constituée essentiellement des laves du complexe Sud et une lignée modérément sous-saturée en silice qui comprend surtout des laves des complexes Nord, Nord-Ouest et Petite Terre (Fig. 9).

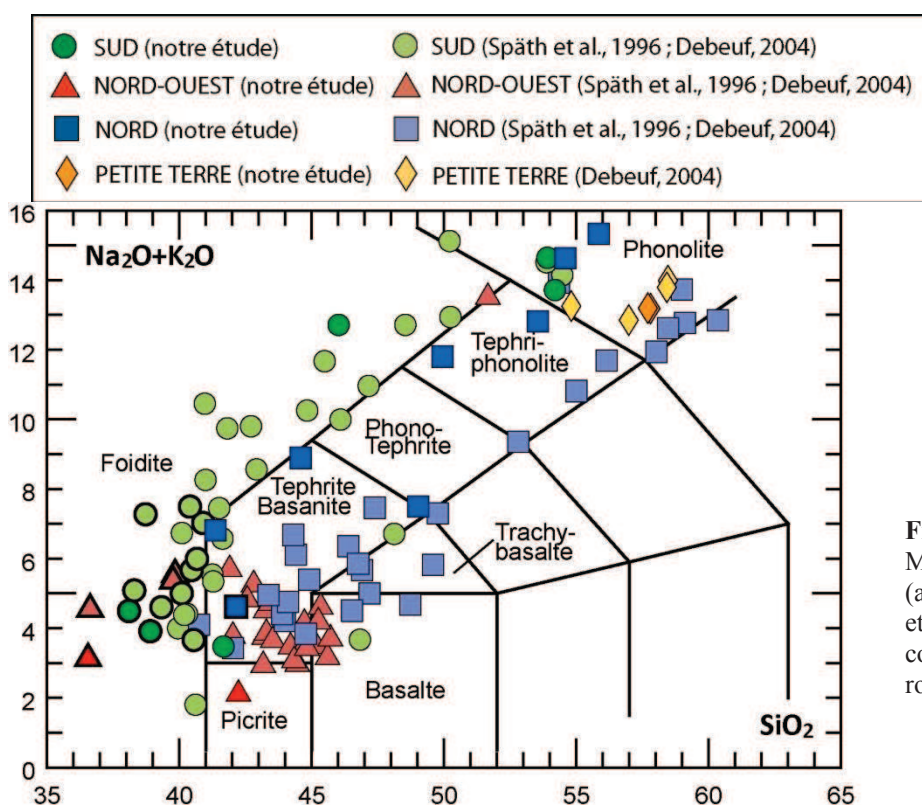


Figure 9 : Position des laves de Mayotte sur le diagramme TAS (alcalins – silice) d'après Le Bas et al., 1986. Les figurés avec un contour gras correspondent aux roches à larnite normative.

La composition en éléments majeurs des laves de Mayotte est représentée en fonction de MgO en figure 10. On considère que la teneur en MgO des laves diminue au fur et à mesure de la différenciation magmatique.

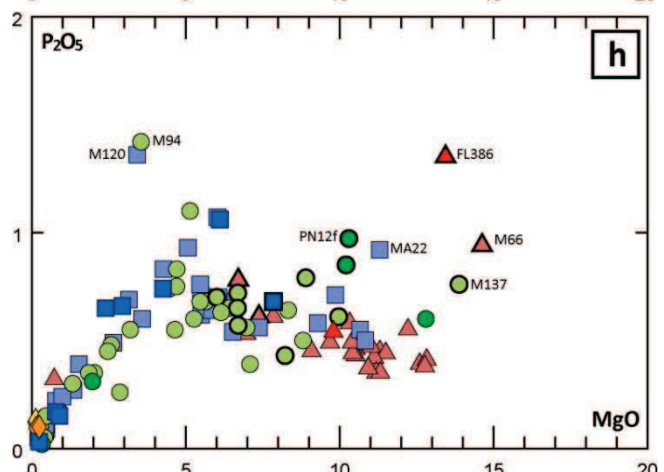
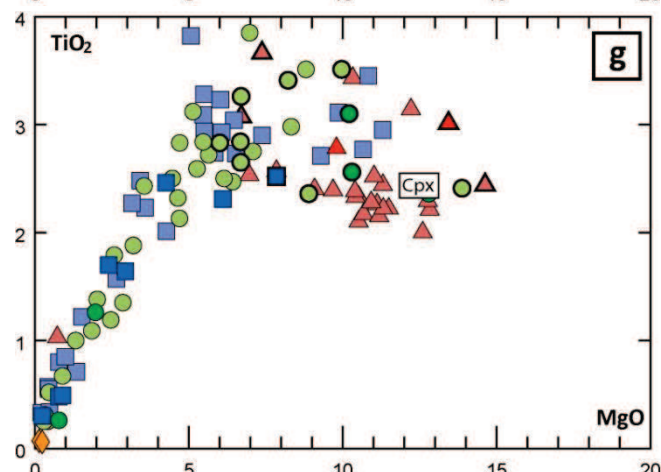
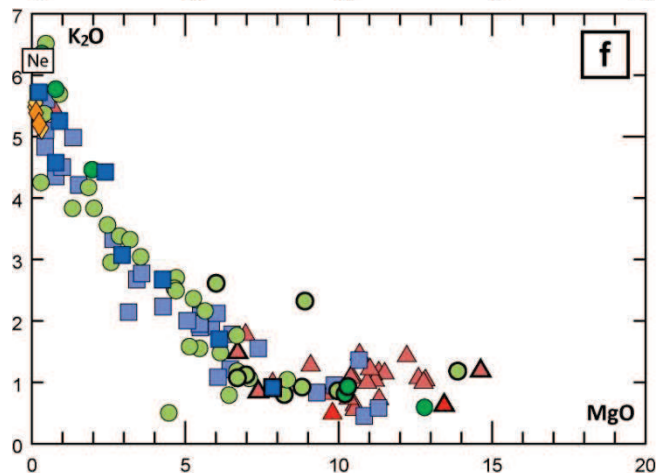
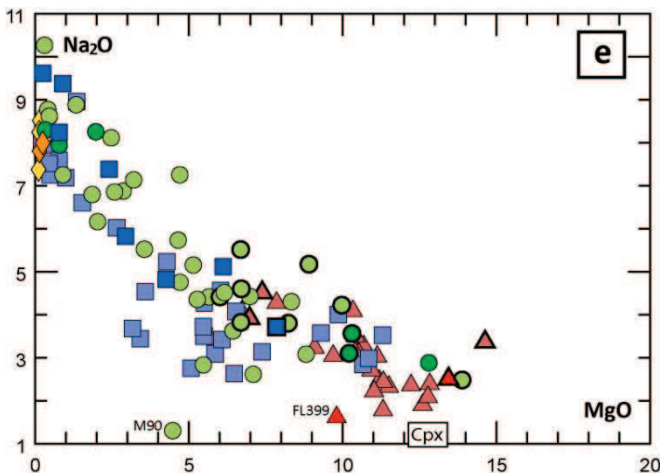
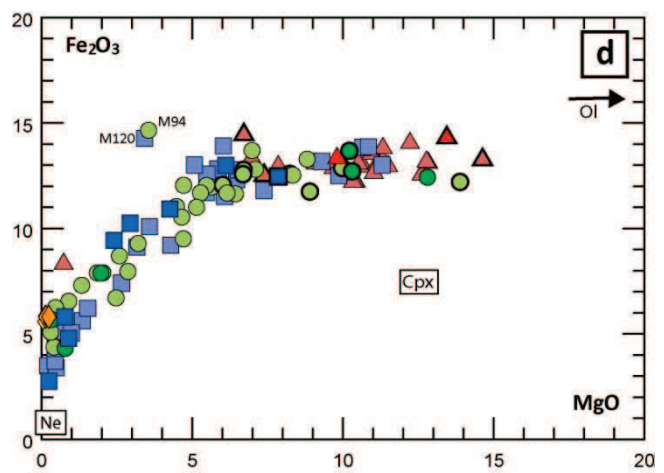
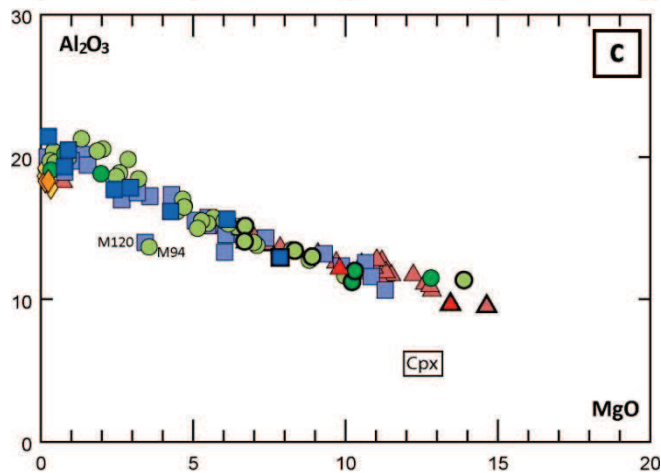
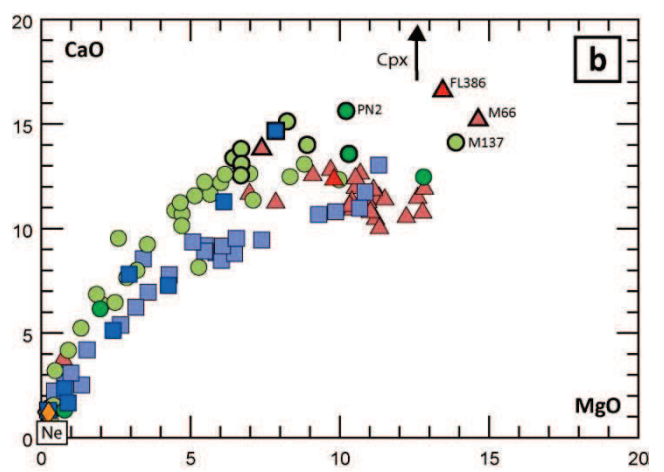
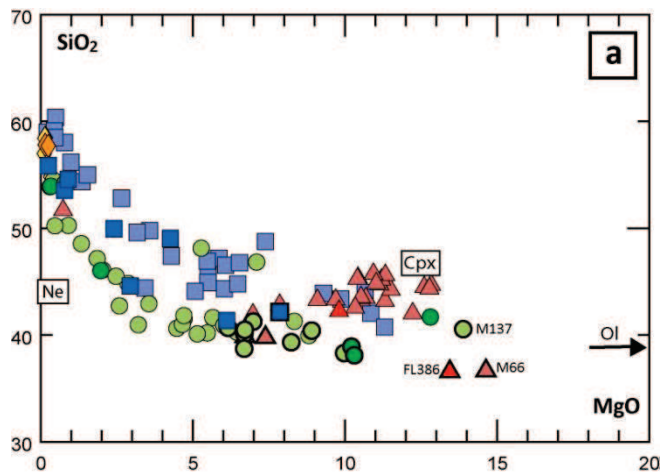


Figure 10 (page précédente) : Variation des teneurs en éléments majeurs (wt%) des laves de Mayotte en fonction du MgO. Les symboles correspondent à la légende de la figure 9. Cpx = clinopyroxène ; Ne = néphéline ; Ol = olivine. Les figurés avec un contour gras se réfèrent aux roches à larnite normative.

Sur la figure 10, on observe une corrélation de MgO avec CaO et Fe₂O₃ et une anti-corrélation avec SiO₂, Al₂O₃, Na₂O et K₂O. Sur le diagramme TiO₂/MgO (Fig. 10g), TiO₂ et MgO sont corrélés pour les roches dont la teneur en MgO est inférieure à 6%. Sur le diagramme P₂O₅/MgO (Fig. 10h), on peut voir globalement une corrélation entre P₂O₅ et MgO pour MgO < 5% et une anti-corrélation pour MgO > 5%. Cette rupture de pente est visible sur la plupart des diagrammes pour des teneurs en MgO égales à 5% et semble marquer la séparation entre les roches différenciées (MgO < 5%) et les termes plus mafiques (MgO > 5%).

Sur la figure 10a, on retrouve les deux lignées définies en fonction de leur degré de saturation en silice sur le diagramme TAS (Fig. 9). Les échantillons FL386 (mélilitite à olivine) et M66 montrent des teneurs élevées en MgO (supérieures à 13%) et un fort degré de sous-saturation (SiO₂ < 37%).

Sur le diagramme CaO/MgO (Fig. 10b), on observe que les laves du complexe Nord ont, dans la majorité, des teneurs en CaO globalement plus basses que les laves du complexe Sud. Certains échantillons (FL386, M66, PN2) peuvent être considérés comme des laves très riches en calcium (CaO > 15%).

Certains échantillons montrent des valeurs en P₂O₅ plus élevées que la moyenne des autres échantillons à MgO identique (FL386, PN12f, M66, M137, ...) (Fig. 10h). Enfin, deux échantillons de Debeuf (2004), les néphélinites M94 et M120 ont des teneurs plus élevées en Al₂O₃ et en P₂O₅ et des teneurs plus faibles en Fe₂O₃ que les autres laves de Mayotte ayant la même teneur en MgO.

Les normes CIPW des roches mafiques (MgO > 5%) ont été calculées à partir du logiciel Igp_{pet}. Les roches à larnite (nésosilicate de calcium : Ca₂SiO₄) normative de notre étude et des études antérieures (Späth, 1996 ; Debeuf, 2004) sont représentées dans l'annexe 6. Elles seront discutées plus tard.

3.3.2 - Éléments en trace

Les spectres de terres rares et multi-élémentaires sont représentés en figure 11.

Les roches mafiques ($\text{MgO} > 5\%$: basaltes alcalins, basanites, ankaramites, néphélinites basiques et mélilitite à olivine) sont enrichies en terres rares légères (LREE) et appauvries en terres rares lourdes (HREE). La mélilitite à olivine FL386 est légèrement plus enrichie en terres rares moyennes (MREE) que les autres laves (Fig. 11a). Les roches mafiques ont des anomalies négatives marquées en K et en Pb et une légère anomalie négative en Ti, elles sont également appauvries en Cs et Rb. Deux échantillons (J2, FL399) présentent une anomalie positive en Cs. L'ankaramite FL399 montre une forte anomalie négative en Rb. L'ankaramite FL468 est enrichie en U, Nb et Ta. La mélilitite à olivine FL386, quant à elle, est enrichie en Sr (Fig. 11b).

Les néphélinites différenciées ($\text{MgO} < 5\%$) montrent, elles aussi, un fractionnement entre les LREE et les HREE (Fig. 11c). On observe des anomalies négatives marquées en P et en Ti, une légère anomalie positive en Nb et un appauvrissement en Cs et K. L'échantillon PN8 est enrichi en Rb, Ba, Th et est caractérisé par une légère anomalie positive en Zr. La mélilitite à olivine FL386 a été représentée en pointillés sur le même diagramme que les néphélinites pour comparaison (Fig. 11d).

Les téphrites et les téphri-phonolites se retrouvent exclusivement dans le complexe Nord de l'île. Elles sont enrichies en LREE et appauvries en HREE. La téphrite J7 et la téphri-phonolite FL426 sont légèrement appauvries en MREE (Fig. 11e). La téphrite J7 montre des anomalies négatives peu marquées en Cs et en Pb. Les téphri-phonolites sont enrichies en Rb, U, Nb, Ta, Sr, Zr et Hf et appauvries en Cs, Ba, Pb, P et Ti (Fig. 11f).

Les phonolites sont enrichies en terres rares et l'échantillon PN11 est caractérisé par un appauvrissement marqué en MREE. Les ponces (PN5a et PN15) sont encore plus enrichies en terres rares et montrent une forte anomalie négative en Eu. (Fig. 11g). Les phonolites présentent des anomalies négatives en Cs, Ba, P et Ti et sont globalement enrichies en Nb, Ta, Pb, Zr et Hf. Un de nos échantillons (PN9) a des anomalies négatives marquées en La et Y. Un des échantillons de Debeuf (2004) montre une anomalie positive en Ba. Les ponces ont un spectre appauvri en Cs, Ba, Sr, P et Ti et enrichi en Nb, Ta, Zr et Hf. La ponce PN5a est légèrement plus enrichie en Pb que les autres ponces de Petite Terre (Fig. 11h).

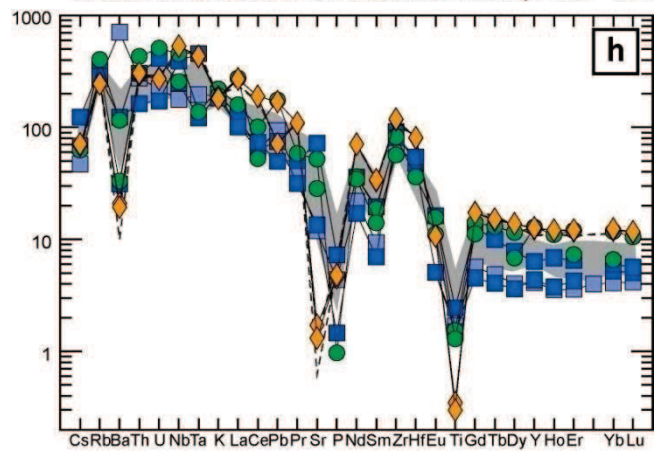
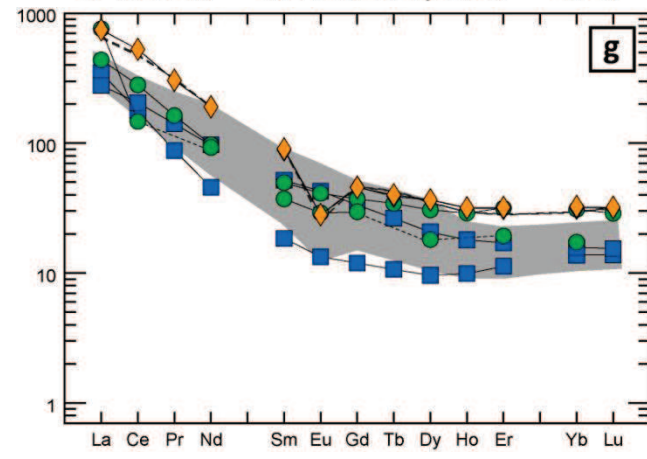
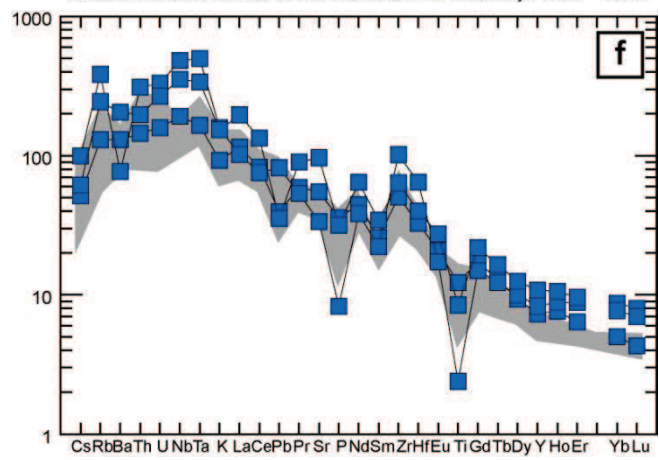
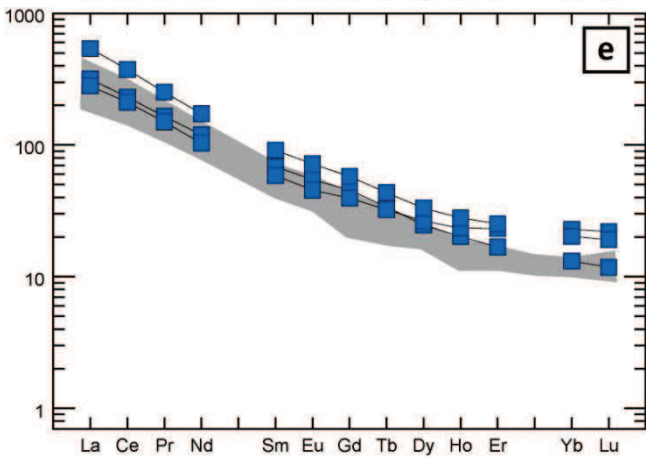
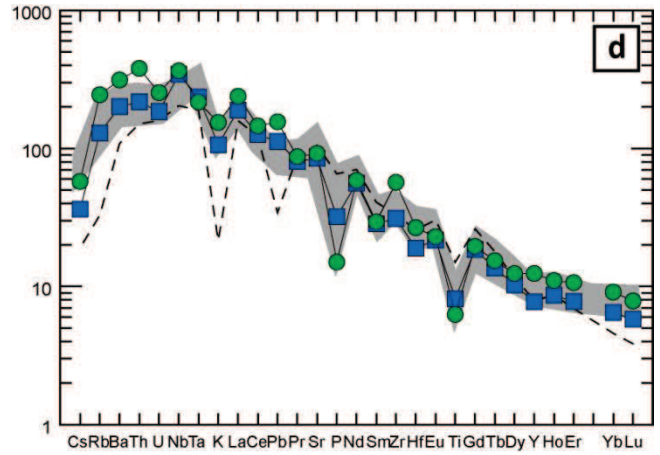
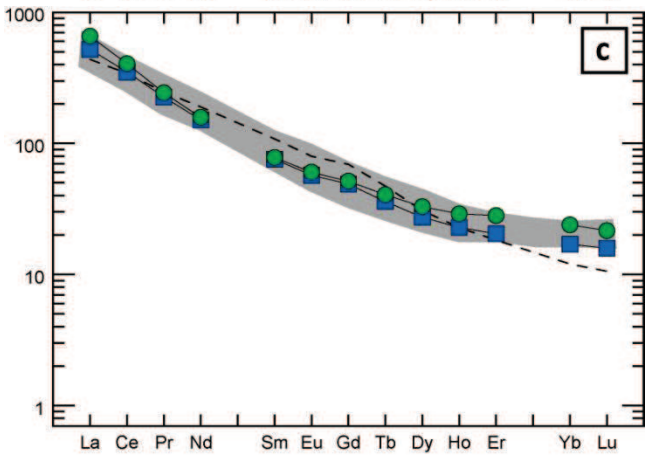
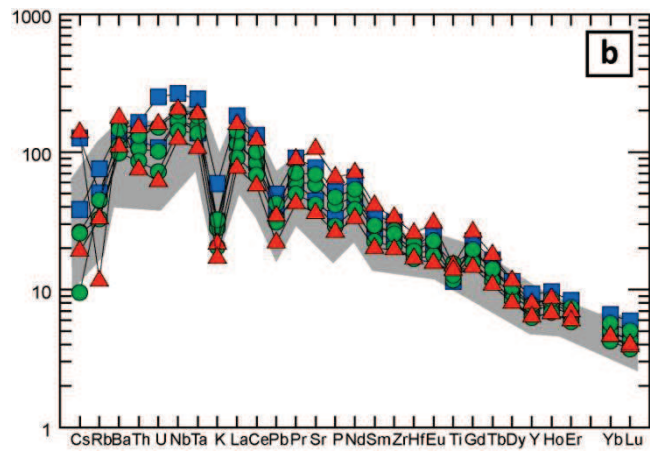
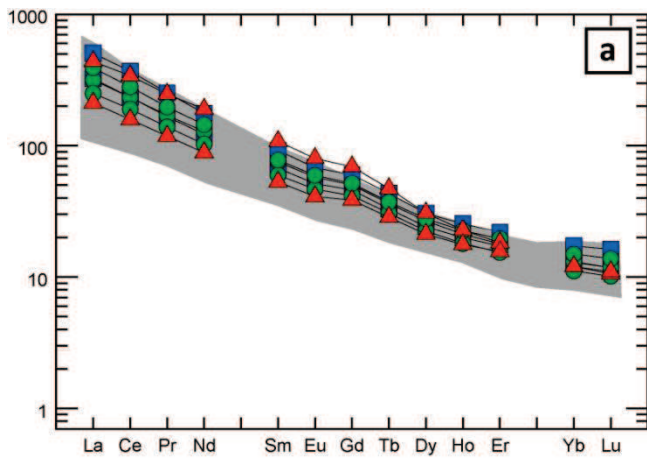


Figure 11 (page précédente) : Les symboles correspondent à la légende de la figure 9. Les ensembles grisés correspondent aux données de Späth et al. (1996) et Debeuf (2004). (a) Spectre des terres rares normalisé aux chondrites d'après Barrat et al. (2012) pour les basaltes, basanites, néphélinites basiques et ankaramites ; (b) Spectre multi-élémentaire normalisé au manteau primitif d'après McDonough et Sun (1995) pour les basaltes, basanites, néphélinites basiques et ankaramites ; (c) Spectre de terres rares normalisé aux chondrites d'après Barrat et al. (2012) pour les néphélinites, le trait en pointillés correspond à l'allure de la mélilitite à olivine FL386 ; (d) Spectre multi-élémentaire normalisé au manteau primitif d'après McDonough et Sun (1995) pour les néphélinites ; (e) Spectre de terres rares normalisé aux chondrites d'après Barrat et al. (2012) pour les téphrites et téphri-phonolites ; (f) Spectre multi-élémentaire normalisé au manteau primitif d'après McDonough et Sun (1995) pour les téphrites et téphri-phonolites ; (g) Spectre de terres rares normalisé aux chondrites d'après Barrat et al. (2012) pour les phonolites et les ponces, le trait en pointillés correspond aux phonolites de Debeuf (2004) ; (h) Spectre multi-élémentaire normalisé au manteau primitif d'après McDonough et Sun (1995) pour les phonolites et les ponces.

3.3.3 - Isotopes

Au cours du stage, nous avons acquis des données isotopiques sur dix de nos échantillons : des roches mafiques (PN2, PN3, J2, FL468), une mélilitite à olivine (FL386), une néphélinite (PN8), une téphrite (J7), deux phonolites (PN11 et FL442) et une ponce (PN5a).

Les données isotopiques des roches analysées au cours de cette étude sont représentées en annexe 7. Elles sont comprises entre :

- ⇒ $0,512795 \pm 0,000004$ (2σ) et $0,512899 \pm 0,000004$ (2σ) pour $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
- ⇒ $0,703198 \pm 0,000006$ (2σ) et $0,703708 \pm 0,000006$ (2σ) pour $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
- ⇒ $19,1695 \pm 0,0007$ (2σ) et $20,2067 \pm 0,0008$ (2σ) pour $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
- ⇒ $15,5792 \pm 0,0007$ (2σ) et $15,6664 \pm 0,0006$ (2σ) pour $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
- ⇒ $39,085 \pm 0,002$ (2σ) et $39,957 \pm 0,002$ (2σ) pour $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

Les analyses isotopiques de Mayotte sont représentées sur les diagrammes des figures 12, 13 et 14 conjointement avec les données des autres îles des Comores (Anjouan, Mohéli et Grande Comore) ainsi que des données issues d'un contexte géographique plus large (volcanisme cénozoïque de Madagascar et du Rift Est-Africain) extraites de la base de données GeoRoc (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>).

La ponce PN5a n'a pas été représentée sur le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 12) car son rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est beaucoup plus élevé que les autres ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703708 \pm 0,000006$). Le calcul de correction d'âge n'a pas permis de corriger ce décalage (âge estimé : 100 000 ans ; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0,703690$). Le fait que sa mise en place soit liée à du magmatisme phréatomagmatique suggère qu'elle a été contaminée par l'eau de mer ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7092$). Les rapports isotopiques du néodyme et du plomb ne sont, en revanche, pas ou peu affectés par une telle contamination.

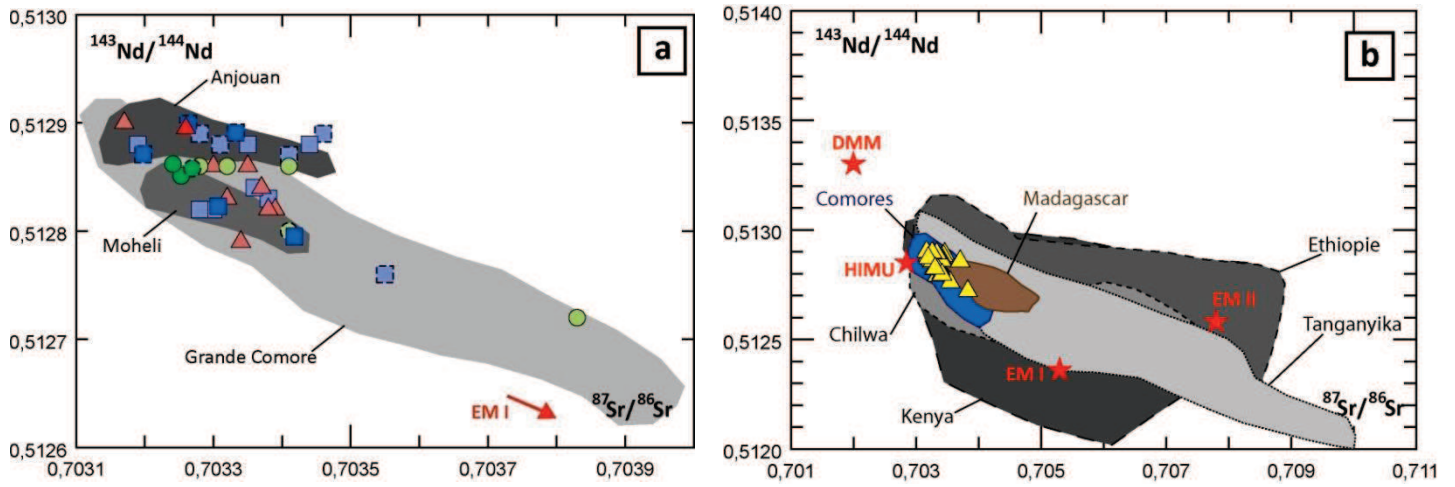
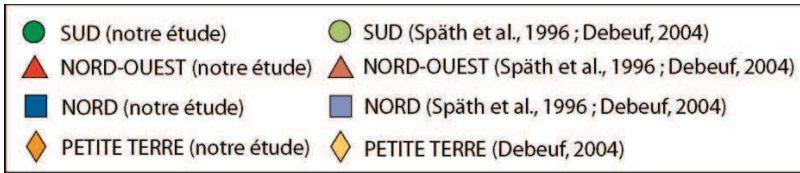


Figure 12 : Diagrammes isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. (a) Représentation des échantillons de Mayotte par rapport aux autres îles de l'archipel des Comores (Anjouan, Moheli et Grande Comore). Les symboles dont le contour est en pointillés correspondent aux roches différenciées de Mayotte ($\text{MgO} < 5\%$). (b) Représentation des échantillons de Mayotte (triangles jaunes) par rapport à des localités proches (Comores, Madagascar, domaines du rift Est-Africain). DMM, HIMU, EM I et EM II correspondent aux pôles isotopiques définis par Zindler et Hart (1986), ils ont été positionnés sur le diagramme en se référant aux valeurs proposées par Armienti et Gasperini (2007).

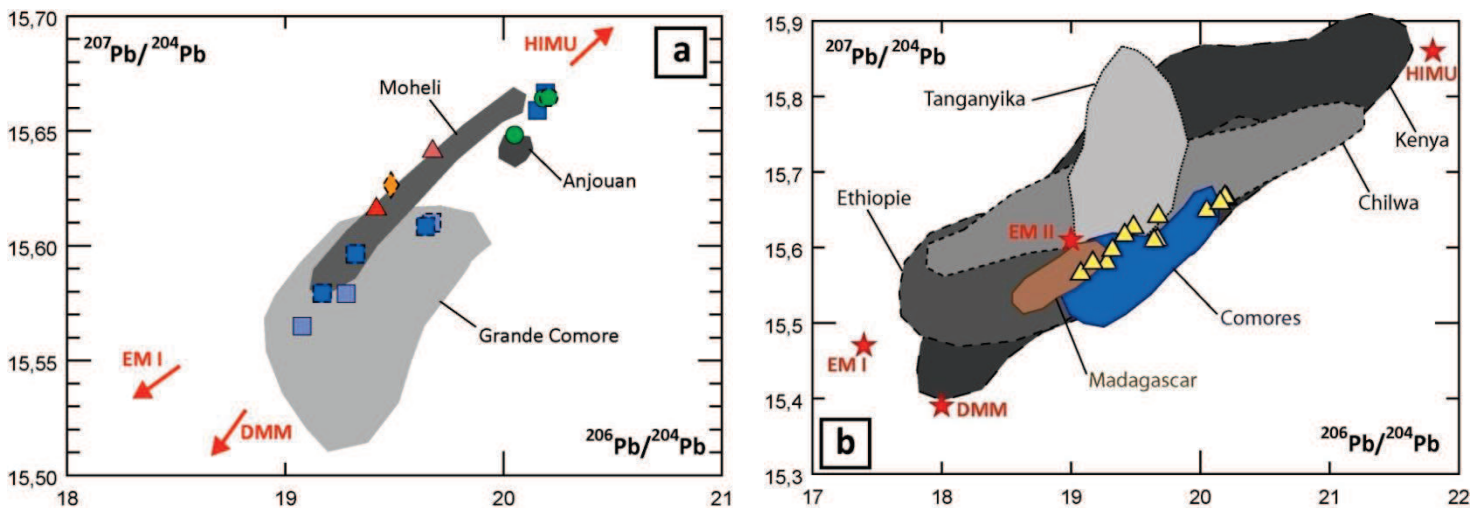


Figure 13 : Diagrammes isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. (a) Représentation des échantillons de Mayotte par rapport aux autres îles de l'archipel des Comores (Anjouan, Moheli et Grande Comore). Les symboles correspondent à la légende de la figure 12, ceux dont le contour est en pointillés correspondent aux roches différenciées de Mayotte ($\text{MgO} < 5\%$). (b) Représentation des échantillons de Mayotte (triangles jaunes) par rapport à des localités proches (Comores, Madagascar, domaines du rift Est-Africain). DMM, HIMU, EM I et EM II correspondent aux pôles isotopiques définis par Zindler et Hart (1986), ils ont été positionnés sur le diagramme en se référant aux valeurs proposées par Armienti et Gasperini (2007).

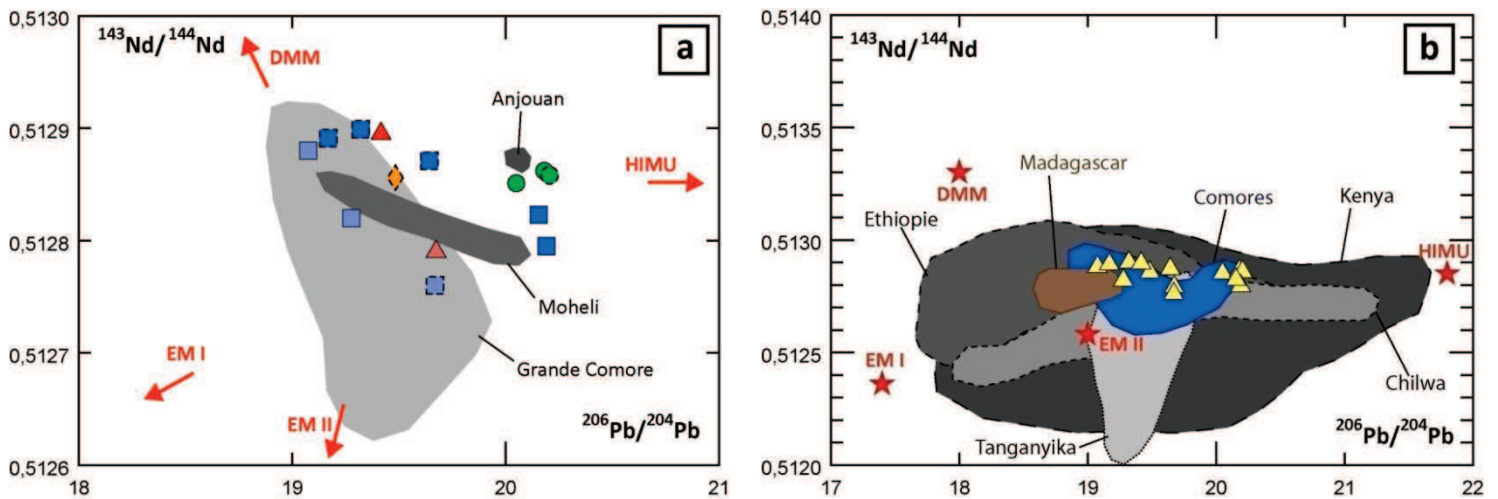


Figure 14 : Diagrammes isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. (a) Représentation des échantillons de Mayotte par rapport aux autres îles de l'archipel des Comores (Anjouan, Moheli et Grande Comore). Les symboles correspondent à la légende de la figure 12, ceux dont le contour est en pointillés correspondent aux roches différenciées de Mayotte ($\text{MgO} < 5\%$). (b) Représentation des échantillons de Mayotte (triangles jaunes) par rapport à des localités proches (Comores, Madagascar, domaines du rift Est-Africain). DMM, HIMU, EM I et EM II correspondent aux pôles isotopiques définis par Zindler et Hart (1986), ils ont été positionnés sur le diagramme en se référant aux valeurs proposées par Armienti et Gasperini (2007).

Les données nouvellement obtenues sont consistantes avec celles déjà publiées sur Mayotte (Späth et al., 1996 ; Debeuf, 2004). D'un point de vue régional, on observe certaines tendances semblables à celles observées pour les laves des Comores. On note le manque de données en isotopes du Pb. En effet, mis à part notre étude, seuls quatre données sont répertoriées pour Mayotte (Späth et al., 1996). Ce même manque existe pour Anjouan (une seule donnée) et pour Mohéli (3 données).

Sur la figure 12a, certaines données radiogéniques en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ont un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ qui les fait sortir de la tendance générale. On constate que les données en question sont essentiellement des roches différenciées. Quand on recalcule le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial de ces échantillons (correction d'âge), le décalage en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ disparaît. On observe sur cette figure que les laves des Comores semblent se positionner selon une droite de mélange entre un pôle enrichi en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et un pôle enrichi en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Dans le diagramme des isotopes du Pb (Fig. 13a), on voit que cinq de nos échantillons ont une forte composante radiogénique en Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 20$). Jusqu'à présent, seuls un échantillon d'Anjouan et un échantillon de Mohéli montraient un rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ supérieur à 20.

4. Discussion

4.1 - Altération, accumulation et fractionnement dans les roches de Mayotte

4.1.1 - Altération

Le climat tropical humide de l'île de Mayotte peut favoriser l'altération de certaines roches magmatiques, en particulier les séries les plus anciennes. Cette altération est visible à plusieurs échelles. À l'œil nu, on la caractérise par la présence d'argile. Au microscope optique, on remarque que des olivines sont fortement iddingsitisées (dans certaines roches mafiques et tufs à scories) et des néphélines partiellement transformées en cancrinite. On note aussi la présence de phyllites (argiles, chlorites) secondaires.

D'un point de vue géochimique, des pertes au feu supérieures à 4% peuvent nous indiquer que la roche est relativement altérée (ex : PN8, PN12f, PN14 et FL399). Enfin, les anomalies de certains cations (Cs, K, Rb, ...) sur les spectres multi-élémentaires peuvent s'expliquer par le fait que ces éléments chimiques sont facilement mobilisés par les fluides lors du lessivage des roches.

4.1.2 - Accumulation

Certaines roches sont accumulatives en certains phénocristaux. C'est le cas des ankaramites qui peuvent contenir plus de 35% de phénocristaux de clinopyroxène.

Sur le diagramme CaO/MgO (Fig. 10b), nous avons observé que les laves du complexe Sud sont globalement plus riches en CaO que les laves du complexe Nord et du Nord-Ouest. Cela peut s'expliquer par le fait que les laves du Sud contiennent généralement plus de phénocristaux de clinopyroxène que les laves du Nord et du Nord-Ouest.

4.1.3 - Fractionnement

Les diagrammes d'éléments majeurs (Fig. 10) et les spectres géochimiques (Fig. 11) permettent d'identifier certains phénomènes de fractionnement de minéraux dans le réservoir magmatique.

La diminution du CaO depuis les roches mafiques jusqu'aux roches différenciées (Fig. 10b) peut être attribuée au fractionnement de clinopyroxène et de plagioclase, celle du Fe₂O₃ (Fig. 10d) au fractionnement du clinopyroxène et des oxydes ferro-titanés, celle du TiO₂ (Fig. 10e) à la séparation des oxydes ferro-titanés et celle du P₂O₅ (Fig. 10h) au fractionnement de l'apatite.

Concernant les anomalies négatives des spectres géochimiques (Fig. 11), les fortes anomalies négatives en P et Ti sont explicables par le fractionnement de phases accessoires telles que l'apatite pour le premier élément, les oxydes ferro-titanés et le sphène pour le second. Pour les ponces de Petite Terre (Fig. 11g et h), les anomalies négatives en Eu et Sr résultent du fractionnement du plagioclase. L'appauvrissement marqué en MREE pour les phonolites (Fig. 11g) est dû au fractionnement de l'amphibole.

4.2 - Signification des mélilitites à olivine et des roches à mélilite

4.2.1 - Caractéristiques

Les mélilitites à olivine se retrouvent aussi bien en contexte océanique que continental. En contexte océanique, elles sont associées au volcanisme intraplaque et se retrouvent surtout dans les formations post-érosionnelles. En contexte continental, elles se retrouvent près des zones de rifting et sont régulièrement en association avec des carbonatites (Brey, 1977).

D'après Wooley et al. (1996), les mélilitites à olivine répondent à plusieurs critères : (1) la roche doit contenir plus de 10% de mélilite et plus de 10% d'olivine ; (2) la roche doit se trouver dans le champ des foidites sur le diagramme TAS ; (3) la roche doit contenir plus de 10% de larnite normative et, dans le cas où la larnite normative est inférieure à 10%, c'est une néphéline pouvant contenir des mélilitites (Fig. 15) ; (4) K_2O doit être inférieur à Na_2O (wt%).

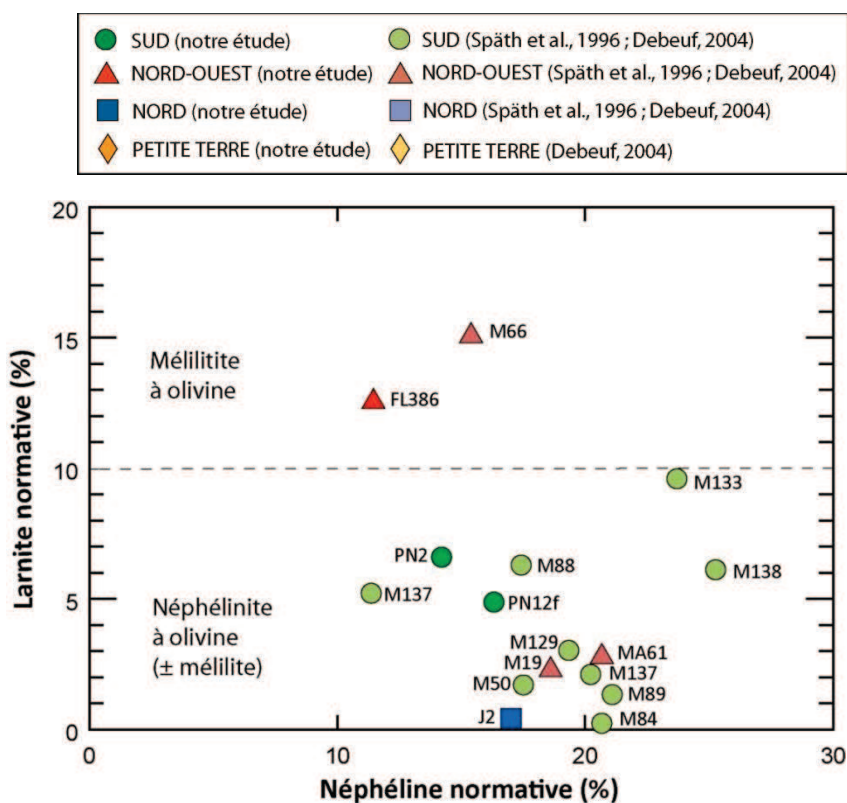


Figure 15 : Classification des roches à larnite normative d'après Wooley et al. (1996).

Elles se caractérisent surtout par des teneurs faibles en SiO_2 (< 40%), Al_2O_3 (<12%) et en alcalins et des teneurs élevées en MgO (jusque 20%) et en CaO (>13,5%). Sur la base de ces critères, Le Bas (1989) a proposé un diagramme de classification pour différencier les mélilitites, des néphélinites et des basanites en fonction des teneurs en éléments majeurs (Fig. 16).

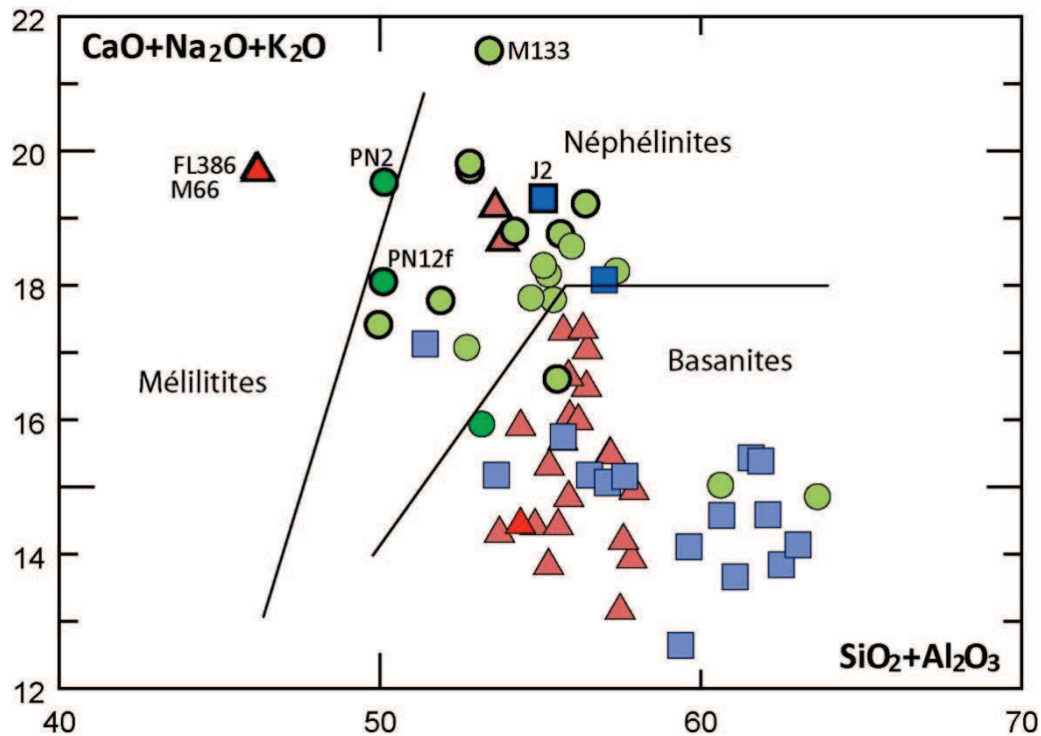


Figure 16 : Classification des roches mafiques dans les différents domaines (mélilitites, néphélinites, basanites) d'après Le Bas (1989). Les symboles correspondent à la légende de la figure 15. Les symboles entourés en gras sont les roches à larnite normative.

Il est à noter qu'une roche à larnite normative n'est pas systématiquement une roche à mélilite (Brey, 1977 ; Melluso et al., 2011).

Sur la base des critères précédemment énoncés, les échantillons FL386 et M66 peuvent être considérés comme des mélilitites à olivine. Pour les autres roches à larnite normative, la présence de mélilite est avérée dans les seuls échantillons PN2 et PN12f. L'échantillon J2 ne se trouve pas dans le champ des foidites et aucune mélilite n'a été observée au microscope.

4.2.2 - Genèse des mélilitites à olivine

Les mélilitites à olivine FL386 et M66 montrent un fractionnement en terres rares marqué par un appauvrissement en HREE. Elles sont ultracalciques ($\text{CaO} > 13,5\%$; $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$), pauvres en SiO_2 , riches en MgO et ont des teneurs en Ni et Cr élevées. Ces critères sont révélateurs de magmas primaires générés à très faible taux de fusion partielle en équilibre avec une source à grenat et en présence de CO_2 (Brey, 1977 ; Rogers, 1992). La richesse en CaO et en éléments incompatibles ainsi que la pauvreté en Al_2O_3 et en SiO_2 peut également refléter selon certains auteurs (Wilson et al., 1995 ; Melluso et al., 2011) le rôle des carbonates (ex : dolomite) dans les processus de fusion. Rogers et al. (2012) envisage la présence de phlogopite comme phase résiduelle dans la source des mélilitites en se référant aux anomalies négatives en K.

Concernant la localisation de la source, des expériences de pétrologie expérimentale (Gudfinnsson et Presnall, 2005) ont montré que, pour un même système chimique ($\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2$), il existe un continuum depuis les basanites jusqu'aux kimberlites. Les mélilitites sont formées dans une position intermédiaire dans la zone de stabilité du grenat pour des pressions comprises entre 3 et 4 GPa (Fig. 17).

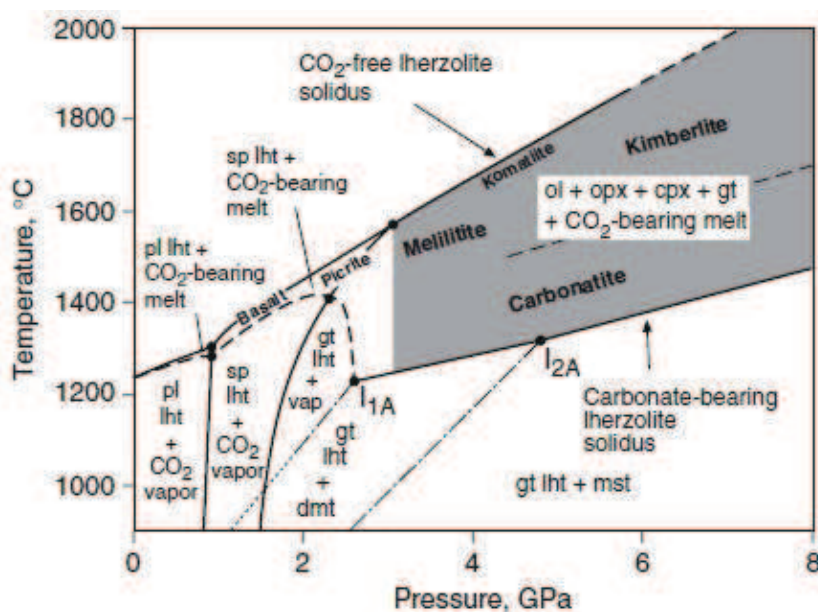


Figure 17 : Diagramme pression/température montrant les solidus d'une lherzolite à plagioclase, à spinelle puis à grenat dans un système CMAS-CO_2 ($\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2$) pour des conditions sans CO_2 et avec CO_2 . ol = olivine ; opx = orthopyroxène ; cpx = clinopyroxène ; gt = grenat ; dmt = dolomite ; mst = magnésite ; pl = plagioclase ; sp = spinelle ; vap = vapeur de CO_2 ; lht = lherzolite. Gudfinnsson et Presnall, 2005.

La fusion d'une simple lherzolite ne peut pas expliquer la composition des produits ultracalciques. La fusion partielle d'une péridotite à grenat carbonatée est l'hypothèse la plus communément admise pour la genèse des mélilitites (Brey, 1977 ; Rogers et al., 1992). Dasgupta et al. (2007) suggèrent que la source des mélilitites et de certains OIB résulte de la réaction entre des

magmas carbonatitiques, qui ont migré depuis des zones profondes du manteau, avec une péridotite et/ou une éclogite.

Lors des travaux réalisés dans le cadre du stage de M1 (Pelleter, 2012), nous avons émis l'hypothèse que l'apatite pouvait avoir participé à la genèse de la mélilitite à olivine FL386. Pour appuyer notre argumentation, nous avons mis en évidence la richesse en phosphore et en strontium ainsi que l'enrichissement relatif en terres rares moyennes (MREE) de la mélilitite à olivine par rapport à un basalte de référence. L'apatite est une phase accessoire, de péridotites ou de pyroxénolites métasomatisées, qui fond pour de très faibles taux de fusion partielle (Foley, 1992), il est donc envisageable qu'une source enrichie en apatite ait participé à la genèse de cette mélilitite. Bailey et al. (2005) ont suggéré que des mélilitites riches en phosphore puissent être le produit de la fusion partielle d'une veine de clinopyroxénolite riche en apatite, carbonate, phlogopite et magnétite.

Pour les roches à larnite normative, le phosphore est positivement corrélé au rapport $\text{CaO}/\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3$, dont l'augmentation témoigne à la fois d'une croissance de la sous-saturation en silice des laves et de leur caractère ultracalcique (Fig. 18).

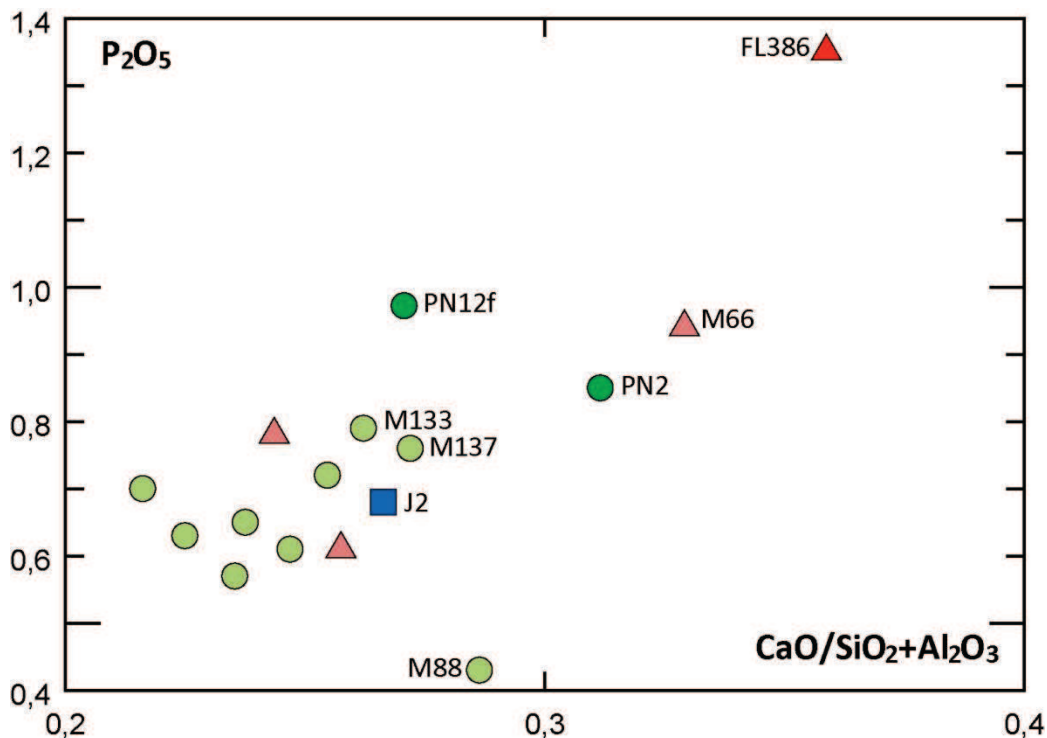


Figure 18 : Diagramme P_2O_5 en fonction de $\text{CaO}/\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3$ pour les roches à larnite normative. Les symboles correspondent à la légende la figure 15. L'échantillon M88 est décrit par Debeuf (2004) comme une basanite porphyrique à clinopyroxène.

4.3 – Caractérisation de la source des laves des Comores

L'appauvrissement en terres rares lourdes (HREE) pour les roches mafiques (Fig. 11a) est compatible avec l'existence de grenat résiduel dans la source. L'anomalie négative en K associée à un appauvrissement en Rb (Fig.11b) indique selon certains auteurs (Späth, 1996 ; Class et Goldstein, 1997) que l'amphibole et/ou la phlogopite sont également présentes en phases résiduelles dans la source.

Sur la base des observations réalisées sur les figures 12, 13 et 14, trois pôles s'avèrent nécessaires pour rendre compte de l'ensemble des variations isotopiques :

- ⇒ un premier pôle radiogénique en Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 20$), modérément radiogénique en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et faiblement radiogénique en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (HIMU) ;
- ⇒ un deuxième pôle radiogénique en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, modérément radiogénique en Pb et faiblement radiogénique en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (DMM) ;
- ⇒ un troisième pôle radiogénique en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, modérément radiogénique en Pb et faiblement radiogénique en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (EM I).

PN2, PN3, PN8, J2 et FL468, qui sont toutes des roches fortement sous-saturées en silice, et une lave d'Anjouan sont d'affinité HIMU. PN5b, PN11, J7, FL386 et FL442 ainsi que la majorité des magmas d'Anjouan, de Mohéli et certains de Grande Comore sont plutôt d'affinité DMM. La signature EM I se retrouve, quant à elle, essentiellement dans les laves de Grande Comore.

On observe sur les figures 12b, 13b et 14b que l'influence d'un pôle radiogénique en Pb (type HIMU) d'une part et d'un pôle radiogénique en Sr (type EM I) d'autre part est visible aussi pour certaines laves du Rift Est-Africain (Chilwa, Ethiopie et Kenya).

Il semblerait que, dans le cas de Mayotte, le pôle HIMU s'exprime surtout pour les roches fortement sous-saturées en silice. Debeuf (2004) a suggéré, en se basant sur le rapport Nb/Zr, que les roches les plus fortement sous-saturées en silice seraient issues d'un taux de fusion partielle plus faible (Nb/Zr élevé) que les roches modérément sous-saturées en silice (Nb/Zr faible). Il semble qu'il existe un lien entre un taux de fusion partielle faible et l'expression de la signature HIMU (Figure 19). A plus fort taux de fusion, la signature HIMU serait amoindrie par dilution avec d'autres composants isotopiques (DMM, EM I).

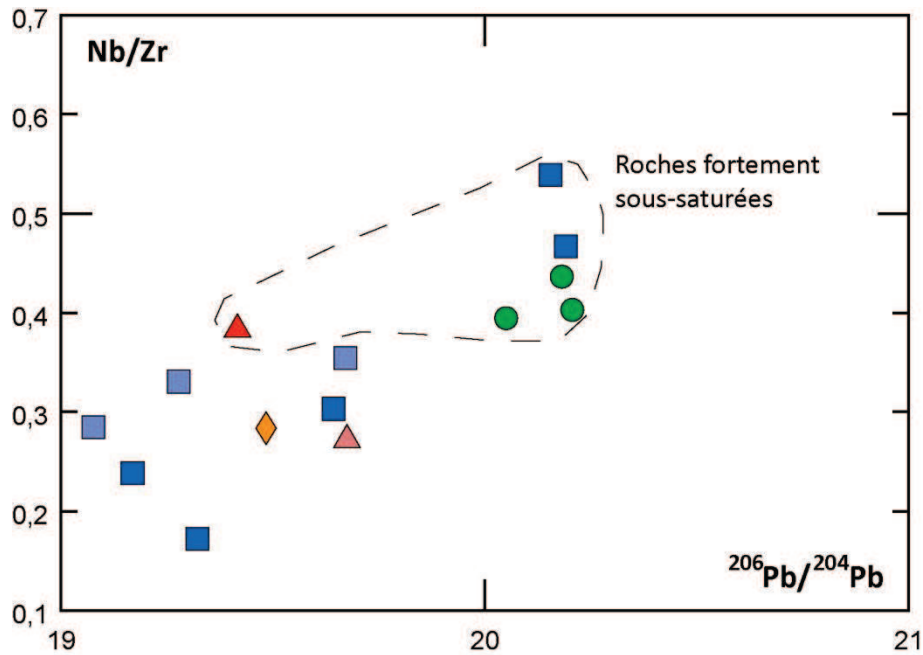


Figure 19 : Relation entre $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et Nb/Zr pour les roches de Mayotte. Les symboles correspondent à la légende de la figure 15.

Pour expliquer l'origine du pôle HIMU, nous pouvons proposer plusieurs hypothèses.

- (1) Il pourrait être un des composants isotopiques d'un panache mantellique hétérogène en association avec EM I (Deniel, 1998 ; Debeuf, 2004).
- (2) Nous avons évoqué précédemment que les mélilitites à olivine et d'autres roches ultracalciques étaient générées à partir d'une source à apatite et à carbonates métasomatisée par des fluides riches en CO₂ et/ou par des magmas carbonatitiques. L'existence d'une telle métasomatose a également été décrite par Coltorti et al. (1999). En étudiant des verres et des clinopyroxènes de xénolites mantelliques (wehrlites, lherzolites) de Grande Comore, ils ont remarqué des anomalies négatives en Ti, Zr et Sr qu'ils ont attribué à l'interaction avec un magma carbonatitique riche en alcalins. Le lien entre mélilitites, carbonatites et la signature HIMU a été évoqué par de nombreux auteurs (Rogers et al., 1992 ; Bell et Tilton, 2001). La signature HIMU pourrait avoir été introduite dans la source des Comores par des fluides riches en CO₂ ou des magmas carbonatitiques qui auraient métasomatisé la lithosphère (formations de veines par exemple) ;

(3) Etant donné que l'on retrouve les composants EM I et HIMU dans les roches volcaniques du continent Africain, HIMU pourrait avoir été introduit dans la lithosphère des Comores par la délamination ou l'érosion thermique du craton Africain durant la dislocation du Gondwana (Deniel, 1998).

Malgré le fait que la mélilitite à olivine (FL386) soit moins radiogénique en Pb que prévu, nous aurions tendance à privilégier la deuxième hypothèse impliquant la participation de fluides riches en CO₂ et/ou de magmas carbonatitiques dans la genèse des laves d'affinité HIMU. La composition isotopique de la mélilitite à olivine pourrait s'expliquer par un mélange entre le pôle HIMU (veines métasomatisées riches en CO₂ formées par l'interaction de liquides carbonatitiques) et le pôle DMM (lithosphère encaissante).

Conclusion générale

Ce travail, basé sur de nouvelles données pétrologiques, géochimiques (éléments majeurs et traces) et isotopiques (Sr, Nd, Pb) permet d'apporter de nouvelles informations sur la source des laves de Mayotte et de l'archipel en général.

L'étude détaillée des mélilitites à olivines et des roches ultracalciques ($\text{CaO} > 13,5\%$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$) a mis en évidence que ces laves étaient générées par un faible taux de fusion partielle d'une source péridotitique ou pyroxénolitique enrichie en CO_2 dans le domaine de stabilité du grenat ($P > 3 \text{ GPa}$) et en présence de phases minérales telles que l'apatite, la dolomite ou encore la phlogopite. Cette source serait le produit de l'interaction entre un magma carbonatitique ayant migré depuis des zones profondes du manteau et une péridotite.

L'étude isotopique des laves de Mayotte a révélé que certaines d'entre-elles pouvaient être très radiogéniques en Pb (affinité HIMU) alors que jusque là, seule l'île d'Anjouan semblait montrer cette signature. Nous avons également observé que la signature isotopique observée sur les laves des Comores résulte du mélange entre 3 pôles distincts : DMM, EM I et HIMU. Ce dernier pourrait être en lien avec la métasomatose de la lithosphère Comorienne par des fluides riches en CO_2 ou des magmas carbonatitiques.

Il serait intéressant de compléter l'étude avec de nouvelles datations pour mieux contraindre temporellement les événements magmatiques de Mayotte.

Bibliographie

- Armienti, P., Gasperini, D., Do we really need mantle components to define mantle composition ? *J. Petrol.* 48, 693-709, 2007.
- Audru, J.C., Mathon, C., Desprats, J.-F., Sabourault, P., Guillobez, S., Formations superficielles et aléas naturels à Mayotte. *Géologues* n° 137, 2003.
- Bailey, K., Lloyd, F., Kearns, S., Stoppa, F., Eby, N., Woolley, A., Melilitite at Fort Portal, Uganda: Another dimension of the carbonate volcanism. *Lithos* 85, 15-25, 2005.
- Barrat, J.-A., Keller, F., Amossé, J., Taylor, R.N., Nesbitt, R.W., Hirata, T., Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards Newsletters*. 20, 133-139, 1996.
- Barrat, J.-A., Zanda, B., Moynier, F., Bollinger, C., Liorzou, C., Bayon, G., Geochemistry of CI chondrites: Major and trace elements, and Cu and Zn isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 83, 79-92, 2012.
- Bell, K., Tilton, G.R., Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity. *J. Petrol.* 42, 1927-1945, 2001.
- Bertil, D., Regnault, J.M., Seismotectonic of Madagascar. *Tectonophysics* 294, 57-74, 1998.
- Besnard, V., Pétrologie et géochimie des laves alcalines de la zone centrale de l'île d'Anjouan (Archipel des Comores). DEA. Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 1997.
- Brey, G., Origin of olivine melilitites – chemical and experimental constraints. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 3, 61-88, 1978.
- Class, C., Goldstein, S.L., Plume-lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 150, 245-260, 1997.
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Hinton, R.W., Siena, F., Upton, B.G.J., Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean. *J. Petrol.* 40, 133-165, 1999.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R.C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., Brousse, R., Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in sub-aerially exposed basalts: evidence from French Polynesia. *Chem. Geol.* 119, 115-138, 1995.
- Dasgupta, R., Hirschmann, M.M., Smith, N.D., Partial melting experiments of peridotite + CO₂ at 3 GPa and genesis of alkali ocean island basalts. *J. Petrol.* 48, 2093-2124, 2007.
- Debeuf, D., Etude de l'évolution volcano-structurale et magmatique de Mayotte (Archipel des Comores, Océan Indien). Thèse, Univ. Réunion, 277 pp., 2004.
- Deniel, C., Geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence for the plume-lithosphere interactions in the genesis of Grande Comore magmas (Indian Ocean). *Chem. Geol.* 144, 281-303, 1998.
- Desgrolard, F., Pétrologie des laves d'un volcan intraplaque océanique : le Karthala, île de la Grande Comore (R.F.I des Comores). Thèse, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 176 pp., 1996.

- Dosso, L., Hanan, B.B., Baigault, H., Schilling, J.-G., Joron, J.-L., Sr-Nd-Pb geochemical morphology between 10° and 17°N on the Mid-Atlantic Ridge: a new MORB signature. *Earth Planet. Sci. Lett.* 106, 29-43, 1991.
- Emerick, C.M., Duncan, R.A., Age progressive volcanism in the Comores Archipelago, western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 60, 415-428, 1982.
- Foley, S., Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos* 28, 435-453, 1992.
- Flower, M.J.F., Strong, D.F., The significance of sandstone inclusions in lavas of the Comores archipelago. *Earth Planet. Sci. Lett.* 7, 47-50, 1969.
- Gudfinnsson, G.H., Presnall, D.C., Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, basaltic, picritic and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3-8 GPa. *J. Petrol.* 46, 1645-1659, 2005.
- Hajash, A., Armstrong, R.L., Paleomagnetic and radiometric evidence for the age of the Comores Islands, West Central Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 16, 231-236, 1972.
- Le Bas, M.J., Nephelinitic and basanitic rocks. *J. Petrol.* 30, 1299-1313, 1989.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745-750, 1986.
- Leclaire, L., Bassias, Y., Clocchiatti, M., Ségoufin, J., La ride de Davie dans le canal de Mozambique : approche stratigraphique et géodynamique. *C.R. Acad. Sci. Paris* 308 (série II), 1077-1089, 1989.
- Le Maitre, R.W. et al., A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K., 1989.
- Malod, J.A., Mougenot, D., Raillard, S., Maillard, A., Nouvelles contraintes sur la cinématique de Madagascar : les structures de la chaîne de Davie. *C.R. Acad. Sci. Paris* 312, 211-214, 1991.
- Medard, E., Genèse des magmas riches en calcium dans les zones de subduction et sous les rides médio-océaniques : approche expérimentale. Thèse, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 232 pp., 2004.
- McDonough, W.F., Sun, S.-s., The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223-253, 1995.
- Melluso, L., Le Roex, A.P., Morra, V., Petrogenesis and Nd-, Pb-, Sr-isotope geochemistry of the Cenozoic olivine melilitites and olivine nephelinites ("ankaratrites") in Madagascar. *Lithos* 127, 505-521, 2011.
- Nehlig, P., Lacquement, F., Bernard, J., Caroff, M., Deparis, J., Jaouen, T., Pelleter, A.-A., Perrin, J., Prognon, C., Vittecoq, B., Notice de la carte géologique de Mayotte, BRGM/RP-61803-FR, 135 p., 45 ill., 1 ann., 2013.
- Nougier, J., Cantagrel, J.-M., Karche, J.P., The Comores archipelago in the western Indian Ocean: volcanology, geochronology and geodynamic setting. *J. Afr. Earth Sci.* 5, 135-145, 1986.

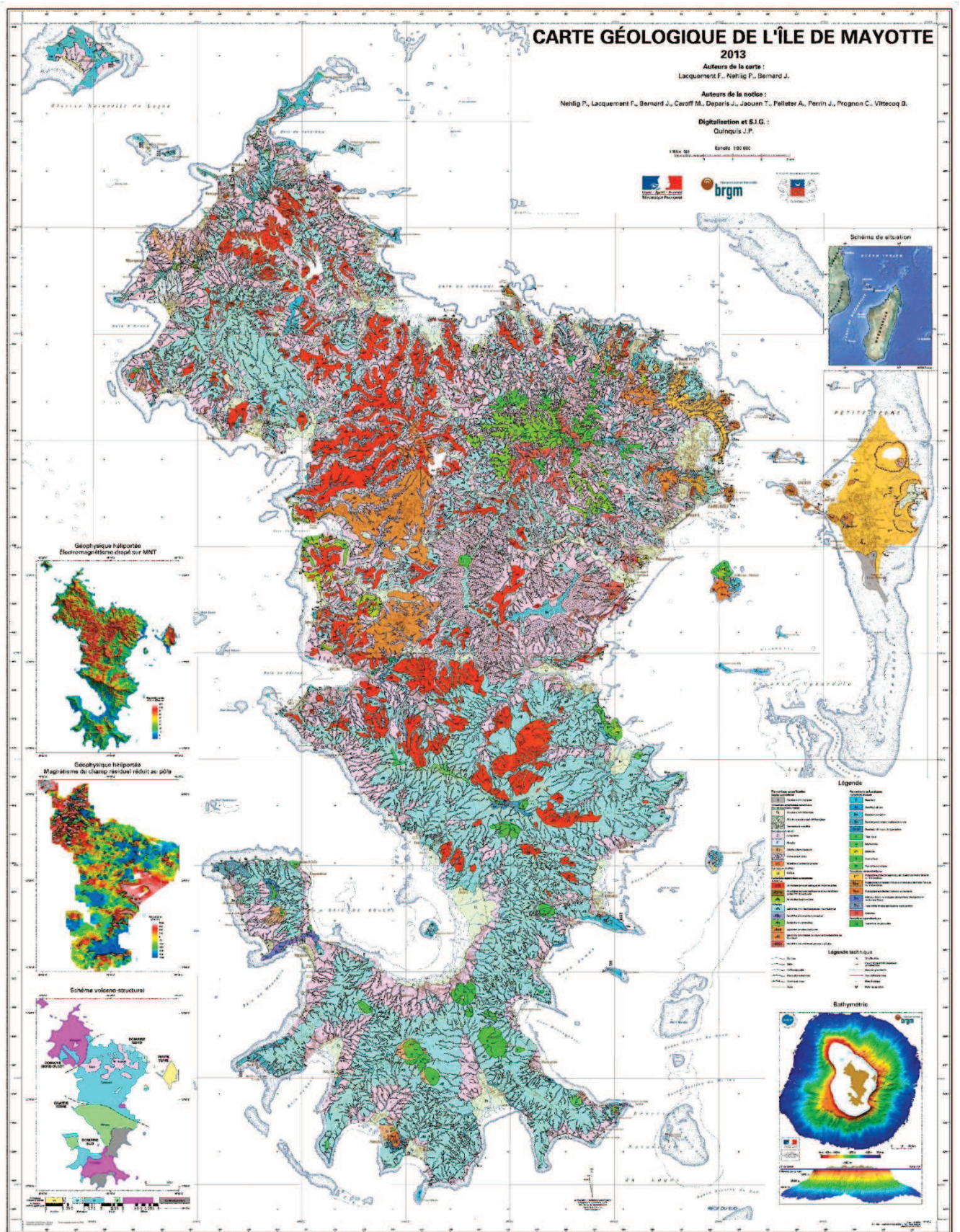
- Pelleter, A.-A., Étude pétrologique, volcanologique et géochimique des formations volcaniques récentes de l'île de Mayotte, archipel des Comores, France. Rapport Master, Univ. Brest, 43p., 2012.
- Rabinowitz, P.D., Coffin, M.F., Falvey, D., The separation of Madagascar and Africa. *Science* 220, 67-69, 1983.
- Rogers, N.W., Hawkesworth, C.J., Palacz, Z.A., Phlogopite in the generation of olivine-melilitites from Namaqualand, South Africa and implications for element fractionation processes in the upper mantle. *Lithos* 28, 347-365, 1992.
- Stieljes, L., Notice explicative de la carte géologique de Mayotte (1/50000). Editions du BRGM, 1988.
- Späth, A., Le Roex, A.P., Duncan, R.A., The geochemistry of lavas from the Comores Archipelago, western Indian Ocean: Petrogenesis and mantle source region characteristics. *J. Petrol.* 37 (4), 961-994, 1996.
- Upton, B.G.J., Oceanic Islands. In: Nairn, E.M & Stehli, F.G. (eds). *The Ocean Basins and Margins*, 6. New-York: Plenum, pp. 585, 647, 1982.
- Wilson, M., Rosembaum, J.M., Dunworth, E.A., Melilitites: partial melts of the thermal boundary layer? *Contrib. Mineral. Petrol.* 119, 181-196, 1995.
- Woolley, A.R. et al., Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites and the kalsitic, melilitic and leucitic rocks. *The Canadian Mineralogist.*, Vol. 34, pp. 175-186, 1996.
- Zindler, A., Hart, S., Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 14, 493-571, 1986.
- Zinke, J., Reijmer, J.J.G., Thomassin, B.A., Systems tracts sedimentology in the lagoon of Mayotte associated with the Holocene transgression. *Sediment. Geol.* 160, 57-79, 2003.

ANNEXES

Annexe 1 : Tableau récapitulatif des analyses effectuées pour chaque échantillon

	Nature	Microsonde	ICP-AES	ICP-MS	Isotopie	Complexe	Longitude	Latitude
PN2	Néphéline à Ol et Cpx (+ mélilite)	X	X	X	X	Sud	45,1140	-12,9810
PN3	Basalte à Ol et Cpx		X	X	X	Sud	45,1950	-12,9170
PN4	Lapillis hydrothermalisé					Nord	45,1430	-12,7750
PN5a	Ponce	X	X	X	X	Petite Terre	45,2950	-12,7890
PN5b	Xénolite basique	X				Petite Terre	45,2950	-12,7890
PN6	Tuf à lapillis					Sud	45,1670	-12,8800
PN7	Phonolite		X	X		Sud	45,1630	-12,8800
PN8	Néphéline	X	X	X	X	Sud	45,1613	-12,8796
PN9	Phonolite	X	X	X		Sud	45,1362	-12,9566
PN10a	Dyke néphélinitique					Sud	45,1607	-12,9476
PN10b	Dyke néphélinitique					Sud	45,1607	-12,9480
PN11	Phonolite		X	X	X	Nord	45,1080	-12,8035
PN12a	Cumulat					Sud	45,0912	-12,9281
PN12b	Tuf					Sud	45,0912	-12,9281
PN12c	Pegmatitoïde					Sud	45,0912	-12,9281
PN12d	Ijolite	X (+ MEB)				Sud	45,0912	-12,9281
PN12e	Ijolite					Sud	45,0912	-12,9281
PN12f	Néphéline à Cpx	X	X	X		Sud	45,0912	-12,9281
PN14	Néphéline		X	X		Nord	45,2220	-12,8725
PN15	Ponce	X	X	X		Petite Terre	45,2907	-12,7993
PN16	Ponce					Petite Terre	45,2907	-12,7993
J1	Mélange magmatique	X				Nord	45,1860	-12,7416
J2	Basanite à Cpx		X	X	X	Nord	45,1288	-12,8352
J3	Tuf à scories					Nord	45,1345	-12,7641
J5	Tuf à lapillis					Nord	45,2366	-12,7623
J7	Téphrite	X	X	X	X	Nord	45,1969	-12,7434
FL386	Mélilite à Ol	X (+ MEB)	X	X	X	Nord-ouest	45,0777	-12,7594
FL399	Ankaramite	X	X	X		Nord-ouest	45,0523	-12,7502
FL409a	Cumulat à Cpx et FK	X (+ MEB)				Nord-ouest	45,0588	-12,7519
FL409b		X				Nord-ouest	45,0588	-12,7519
FL426	Téphri-phonolite	X	X	X		Nord	45,1327	-12,8108
FL442	Phonolite		X	X	X	Nord	45,1538	-12,8314
FL468	Ankaramite		X	X	X	Nord	45,1649	-12,8228
FL475	Dyke lité					Nord	45,1961	-12,8333
FL478	Téphri-phonolite		X	X		Nord	45,1546	-12,8059

Annexe 2 : Carte géologique de l'île de Mayotte au 1/25 000 (BRGM / édition 2013)



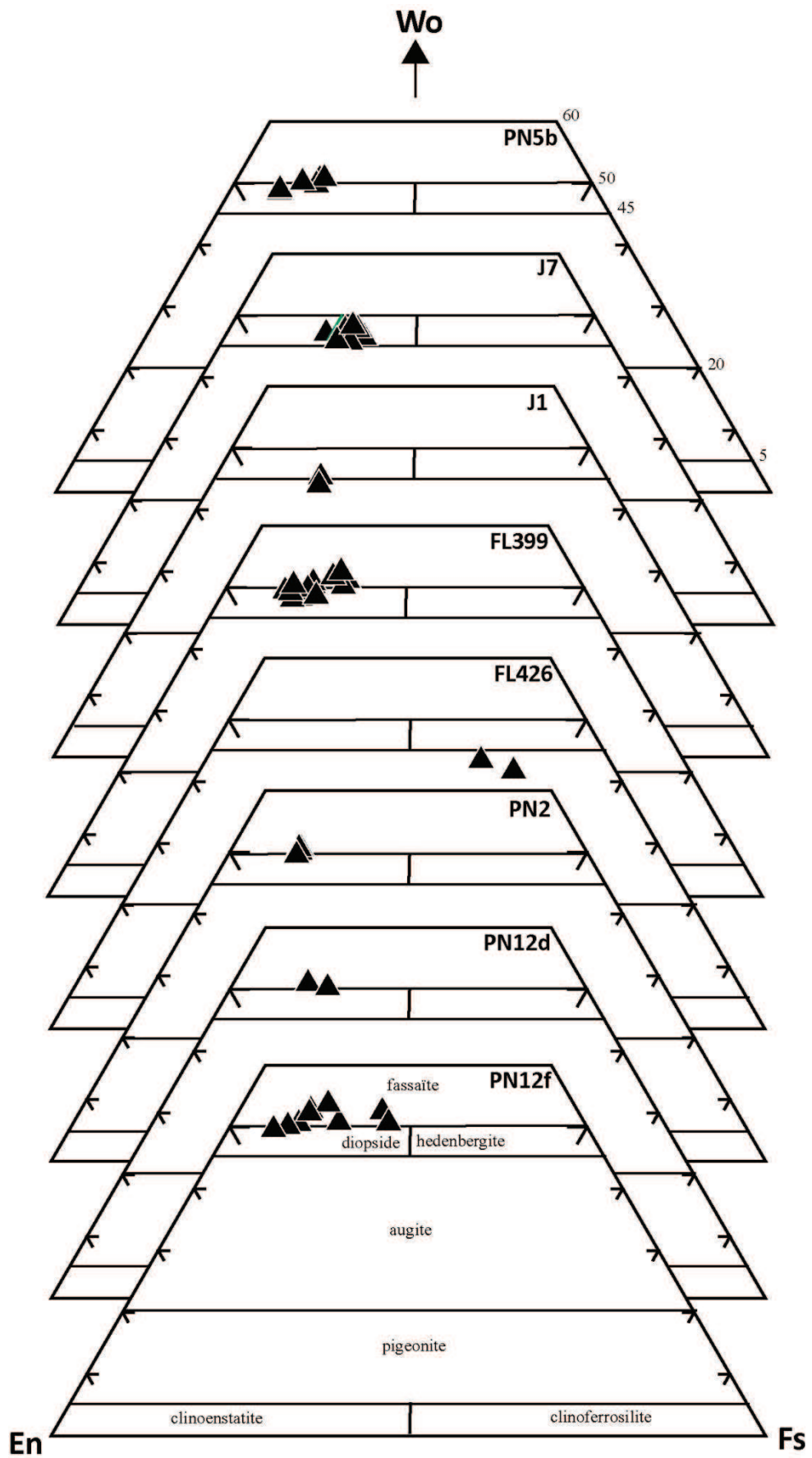
Annexe 3 : Compositions chimiques de minéraux analysés à la microsonde électronique et cartographie chimique de FL386

Analyses d'olivines

Type de roche :	Néphéline	Néphéline	Basalte	Basalte	Méilitite	Méilitite	Ankaramite
Échantillon :	PN2	PN2	PN5b	PN5b	FL386	FL386	FL399
Localisation :	Sud	Sud	Petite Terre	Petite Terre	Nord-Ouest	Nord-Ouest	Nord-Ouest
Minéral :	Cœur ph.	Périph. ph.	Phénocristal	Phénocristal	Phénocristal	Phénocristal	Phénocristal
SiO ₂	40,30	37,02	38,49	39,82	39,24	39,55	39,98
TiO ₂	-	-	0,02	0,10	-	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	0,05	2,95	0,06	0,05	1,29	0,02	0,06
FeO	12,24	25,64	22,81	14,93	17,81	14,28	14,00
MnO	0,16	0,90	0,51	0,21	0,43	0,22	0,27
MgO	47,03	30,60	38,67	44,75	38,01	44,74	45,53
CaO	0,22	2,63	0,39	0,48	2,83	0,24	0,47
Na ₂ O	-	-	0,01	0,04	-	0,04	0,14
NiO	0,34	0,05	-	-	0,12	-	-
Total	100,39	99,78	100,96	100,37	99,92	99,11	100,47
% Fo	87,26	68,03	75,13	84,24	79,19	84,82	85,29

Analyses de clinopyroxènes

Type de roche :	Néphéline	Basalte	Ijolite	Téphrite	Ankaramite	Cumulat	Téphri-phon.
Échantillon :	PN2	PN5b	PN12d	J1	FL399	FL409a	FL426
Localisation :	Sud	Petite Terre	Sud	Nord	Nord-Ouest	Nord-Ouest	Nord
Type de minéral :	Cœur ph.	Phénocristal	Phénocristal	Phénocristal	Phénocristal	Cœur ph.	Phénocristal
SiO ₂	50,32	47,09	48,83	50,58	49,95	41,60	49,47
TiO ₂	1,75	2,03	1,82	0,42	1,08	5,51	1,48
Al ₂ O ₃	3,10	7,15	4,58	2,92	4,48	9,13	0,78
FeO	6,08	6,94	6,18	9,05	6,12	7,67	18,91
MnO	0,19	0,11	0,16	0,39	0,12	0,94	1,09
MgO	14,32	12,82	13,05	14,24	14,31	10,96	5,24
CaO	24,76	23,81	23,99	21,30	22,89	23,36	17,57
Na ₂ O	0,39	0,53	0,60	1,03	0,83	0,60	3,41
Total	100,90	100,48	99,22	99,91	99,78	99,97	97,95
% Wo	49,95	50,49	50,94	43,94	48,01	52,25	43,39
% En	40,18	37,83	38,56	40,87	41,77	34,11	18,02
% Fs	9,87	11,68	10,50	15,19	10,22	13,64	38,59



Analyses de feldspaths

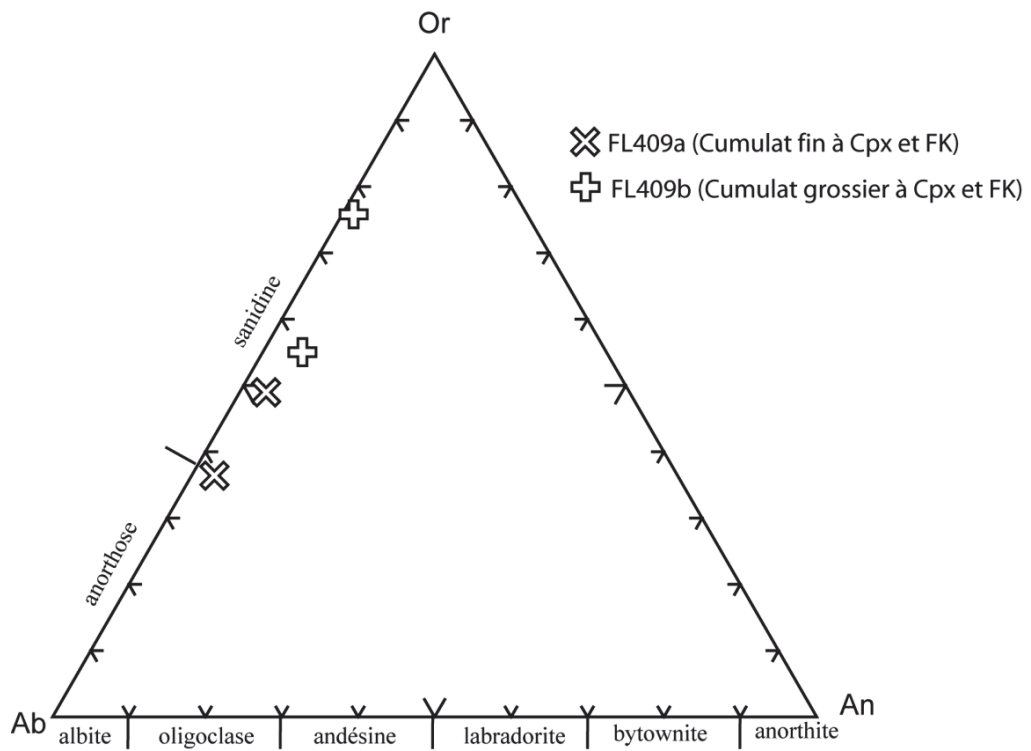
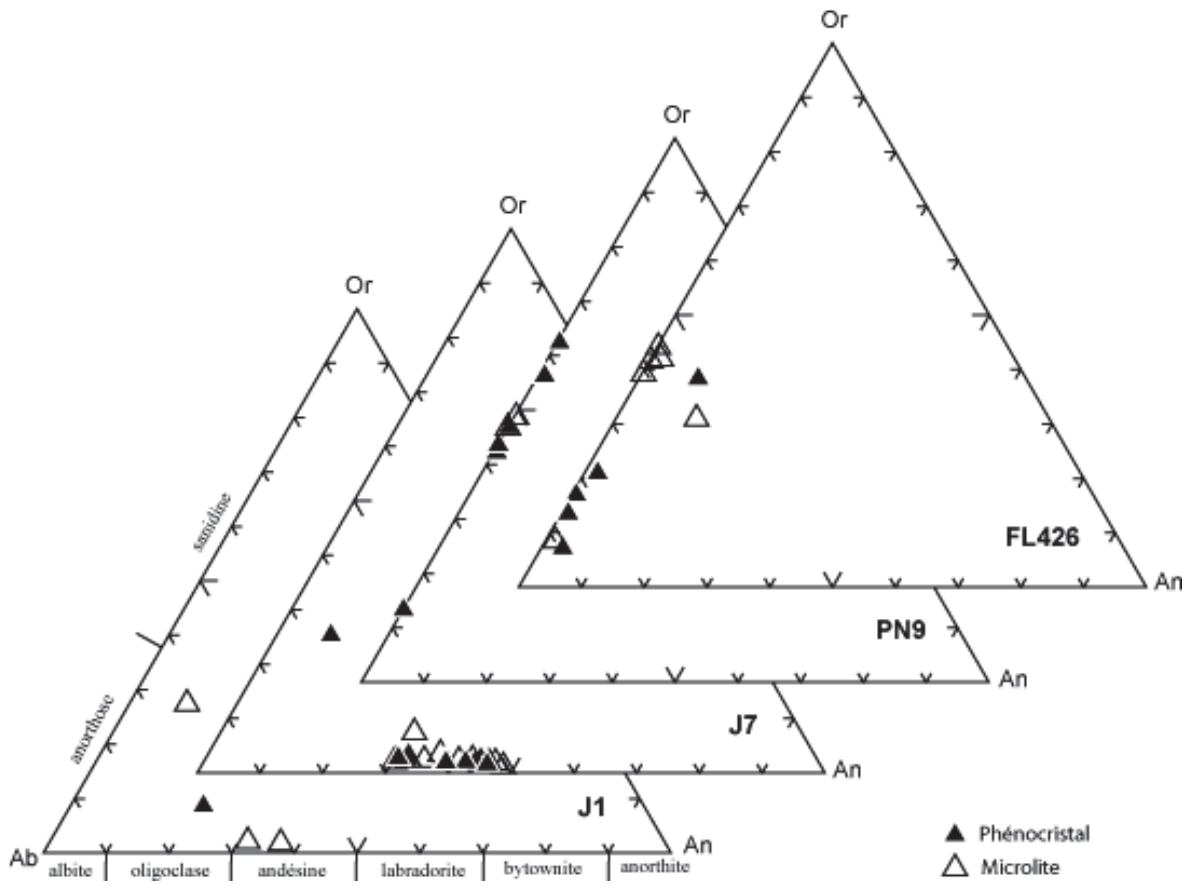
Type de roche : Échantillon : Localisation : Type de minéral :	Cumulat FL409b Nord Phénocristal	Téphrite J1 Nord-est Phénocristal	Téphrite J1 Nord-est Microlite	Téphrite J7 Nord-est Microlite	Phonolite PN9 Sud Microcristal	Téphri-phon. FL426 Sud Phénocristal	Basalte PN5b Petite Terre Microlite
SiO ₂	62,55	53,39	58,74	55,46	64,29	66,73	50,95
TiO ₂	0,13	0,22	0,07	0,12	0,01	0	0,17
Al ₂ O ₃	19,23	22,78	25,02	27,52	18,89	19,54	30,06
FeO	0,13	0,48	0,64	0,50	0,48	0,07	0,70
MnO	-	-	0,04	0,34	-	0,03	0,04
MgO	0,03	0,02	0,04	0,07	0,01	0,01	0,10
CaO	0,45	4,06	6,50	9,28	0	0,13	13,46
Na ₂ O	4,99	7,42	7,57	6,22	3,85	8,12	4,09
K ₂ O	9,12	2,76	0,73	0,44	12,02	5,08	0,34
Total	96,63	97,13	99,33	99,95	99,55	99,71	99,97
% An	2,99	21,23	31,52	44,61	-	0,72	63,90
% Ab	60,61	70,19	66,38	54,12	49,32	82,35	35,13
% Or	36,40	8,58	2,10	1,27	50,68	16,93	0,97

Analyses de néphélines

Type de roche : Échantillon : Localisation : Type de minéral :	Néphéline PN2 Sud Microcristal	Néphéline PN8 Sud Phénocristal	Néphéline PN8 Sud Microcristal	Phonolite PN9 Sud Microcristal	Basanite PN12f Sud Microcristal	Cumulat FL409b Nord-Ouest Microcristal	Téphri-phon. FL426 Nord Microcristal
SiO ₂	42,79	41,73	39,26	44,36	40,58	45,02	48,30
TiO ₂	0,05	0,01	-	-	0,10	0,05	0,01
Al ₂ O ₃	33,62	33,22	31,60	33,37	33,48	33,18	31,33
FeO	0,95	1,00	0,80	0,53	0,75	0,43	0,75
MnO	0,03	-	0,01	-	0,04	-	0,06
MgO	0,17	0,04	0,02	0,02	0,24	0,01	0,02
CaO	1,15	0,74	0,02	0,01	0,26	0,06	0,02
Na ₂ O	15,67	15,99	25,22	17,13	16,19	16,37	16,74
K ₂ O	7,55	7,51	0,80	5,04	8,35	5,30	3,23
Total	101,99	100,24	97,73	100,46	99,99	100,42	100,46
% Ne	86,33	86,61	98,97	91,17	85,49	82,43	94,04

Analyses de mélilites

Type de roche : Échantillon : Localisation : Type de minéral :	Mélilitite FL386 Nord-Ouest Microcristal	Mélilitite FL386 Nord-Ouest Microcristal	Néphéline PN2 Sud Microcristal	Néphéline PN2 Sud Microcristal
SiO ₂	41,79	44,21	42,79	42,73
TiO ₂	0,14	0,11	0,09	0,11
Al ₂ O ₃	7,27	6,31	6,88	6,55
FeO	2,85	3,25	4,84	4,80
MnO	0,08	0,06	0,12	0,12
MgO	8,04	8,31	6,77	6,83
CaO	36,33	36,21	34,74	35,23
Na ₂ O	3,19	3,08	3,75	3,45
K ₂ O	0,11	0,11	0,10	0,13
Total	99,80	101,65	100,09	99,96



Analyses d'amphiboles

Type de roche :	Téphrite	Téphrite	Téphrite	Téphri-phonolite	Phonolite
Échantillon :	J1	J7	J7	PN9	FL426
Localisation :	Nord-est	Nord-est	Nord-est	Sud	Sud
Type de minéral :	Kaersutite (phénocristal)	Kaersutite (phénocristal)	Hastingsite (microcristal)	Ferro-arfvedosnite (microcristal)	Arfvedsonite (microcristal)
SiO ₂	38,69	39,06	39,41	50,43	49,08
TiO ₂	5,10	4,90	5,72	1,28	1,69
Al ₂ O ₃	12,89	12,47	13,20	0,43	3,92
FeO	14,50	15,05	12,07	26,80	20,42
MnO	0,30	0,25	0,17	0,81	0,83
MgO	10,92	11,05	12,64	0,36	1,79
CaO	11,83	11,70	11,95	8,16	10,92
Na ₂ O	2,61	2,70	2,88	8,85	8,19
K ₂ O	1,14	1,17	1,12	0,09	0,48
Total	97,98	98,35	99,16	97,21	97,32

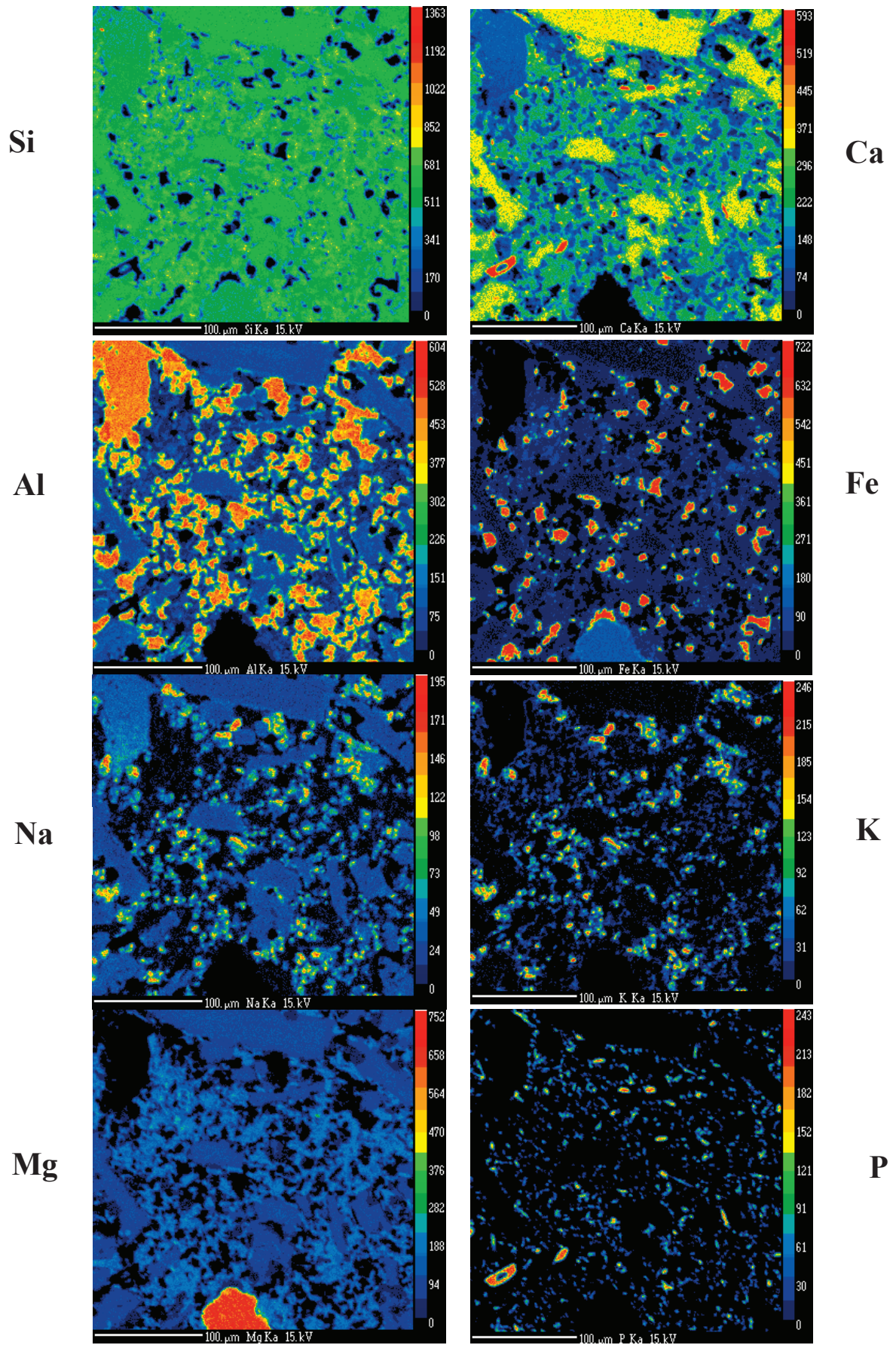
Analyses de magnétites

Type de roche :	Méililitite à olivine	Téphrite	Téphrite
Échantillon :	FL386	J1	J7
Localisation :	Nord	Nord-est	Nord-est
Type de minéral :	Microcristal	Microcristal	Microcristal
SiO ₂	0,05	0,11	0,11
TiO ₂	19,45	18,66	21,47
Al ₂ O ₃	2,37	4,05	3,03
FeO	68,37	70,97	68,23
MnO	1,07	0,80	0,79
MgO	4,82	2,70	4,49
CaO	0,15	0,01	0,03
Na ₂ O	0,02	0,02	0
Total	96,30	97,33	98,15
% Usp	50,27	50,13	56,23

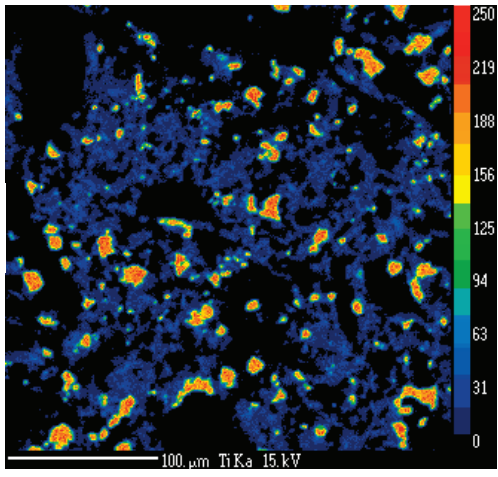
Analyses de minéraux accessoires

Type de roche :	Cumulat	Cumulat	Phonolite	Téphrite
Échantillon :	FL409a	FL409b	PN9	J1
Localisation :	Nord	Nord	Sud	Nord-est
Type de minéral :	Grenat (microcristal)	Analcime (microcristal)	Analcime (microcristal)	Apatite (microcristal)
SiO ₂	31,15	60,43	53,44	1,64
TiO ₂	12,87	0,11	0,57	0,09
Al ₂ O ₃	1,74	23,55	27,66	0,66
FeO	30,24	0,17	0,20	1,00
MnO	0,56	-	0,03	0,05
MgO	6,93	0,05	0,06	0,30
CaO	13,79	0,40	0,52	52,38
Na ₂ O	0,46	6,78	9,05	0,13
K ₂ O	0,01	0,10	0,02	0,04
P ₂ O ₅	0,02	0,01	-	42,83
Total	97,77	91,60	91,07	99,11

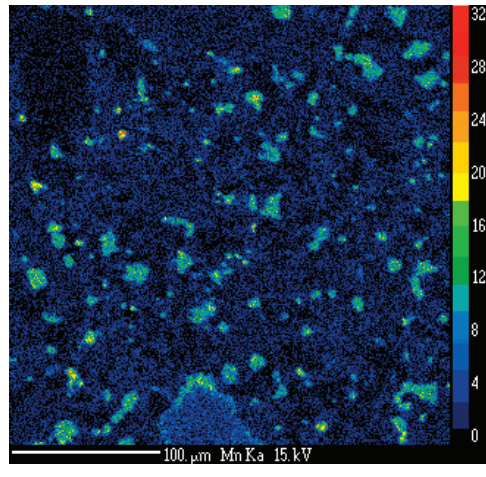
Cartographie chimique de la méllilitite à olivine (FL386)



Ti



Mn



Annexe 4 : Méthodologie expérimentale – géochimie élémentaire et géochimie isotopique

Préparation des échantillons

Chimie ICP-AES

Pour la mesure de perte au feu (LOI : loss of ignition), on pèse 800 mg de poudre pour chacun des échantillons puis on calcine pendant 2h à 1050°C. La perte au feu correspond à la mesure de différence de masse après l'évaporation des éléments volatils :

$$\text{LOI} = (\text{masse calcinée} / \text{masse initiale}) * 100$$

Pour la préparation des solutions, les poudres des échantillons et des standards (CB2, CB15, CB18, JB2, BELC, ACE, MORB-E) sont d'abord pesées (250 mg sauf 225 mg pour ACE). Puis, on procède à une attaque acide $\text{HNO}_3 + \text{HF}$. Les solutions sont mises à l'étuve (90°C) pendant la nuit. Le lendemain, on rajoute 96 mL d'acide borique H_3BO_3 . On attend quelques jours avant de passer les solutions à l'ICP-AES.

Chimie ICP-MS

Le protocole décrit ci-dessous correspond à celui appliqué pour la première séquence de mesures (étalon externe : BHVO-2).

On commence par peser 70 mg de poudre pour chaque échantillon, 100 mg pour les standards (BIR-1, BCR-2, WSE) et 150 mg pour l'étalon externe BHVO-2. On attaque ensuite les poudres avec $\text{HF} + \text{HNO}_3$ puis on évapore. On reprend avec du HNO_3 et on évapore de nouveau. Puis on reprend avec HCl 3N pour faire les solutions « mères ».

Pour préparer les solutions « filles », on prélève 1 mL de solution « mère » auquel on ajoute une solution enrichie en thulium (Tm) de concentration connue qui servira d'étalon interne. On évapore puis le lendemain on reprend les résidus avec HNO_3 . On ajoute ensuite 14 mL d'eau ultrapure. On chauffe la solution à 60°C sur une plaque avant de la transférer dans des tubes pour le passage au spectromètre de masse.

Chimie isotopique

Avant la chimie proprement dite, les différents béchers qui seront utilisés durant les protocoles sont prélevés :

- **Bécher Hf** : HCl 7N + 10 gouttes HF
- **Bécher Nd** : HCl 7N
- **Bécher Pb** : HCl 7N + 1 goutte HBr
- **Bécher Sr** : HNO_3 7N

Pour la fraction Hf-Nd, on pèse 100 mg de poudre pour chacun des échantillons puis on attaque avec HF+HNO₃ 14N* avant de laisser les solutions ainsi obtenues sur plaque à 120°C pendant au moins 3 jours. Puis, on évapore les solutions. Les résidus sont repris une première fois avec ½ béccher de HCl 7N avant d'être évaporés. Ils sont ensuite repris une seconde fois avec 4 mL de HCl 2N + 1 goutte de HF, les solutions obtenues sont mises sur plaque à 60°C pendant 2 jours.

Pour la fraction Pb-Sr, on pèse 500 mg de poudre pour chacun des échantillons à laquelle on ajoute du HCl 2N*. On retire l'acide avec une pipette puis on rince 3 fois avec H₂O en retirant à chaque fois l'eau avec une pipette. On attaque ensuite les échantillons avec HF**+HNO₃ 14N** avant de laisser les solutions ainsi obtenues sur plaque à 120°C pendant au moins 3 jours. On ajoute ensuite 1 goutte de HBr concentré avant d'évaporer les solutions. Les résidus sont repris une première fois avec 2 mL de HBr 0,7N avant d'être évaporés. Ils sont ensuite repris une seconde fois avec 1,5 mL de HBr 0,7N, les solutions obtenues sont mises sur plaque à 55°C pendant 2 jours.

Chimie Hf-Nd

On prélève d'abord, pour chacun des échantillons, 2 mL de solution Hf-Nf que l'on met dans des tubes à centrifuger (centrifugation pendant 5 min à 6000 tours).

Le protocole qui a servi à la séparation du Hf et du Nd par chromatographie sur colonnes (Résine AG50W-X8) est résumé dans le tableau ci-dessous :

Conditionnement des colonnes	HCl 2N (2 * 10 mL)	
Chargement des échantillons	Solutions Hf-Nd (2 mL)	Récupération de la fraction Hf (on évapore puis on conserve les béchers)
Rinçage	HCl 2N (2*1 mL)	
Rinçage	HCl 2N (10 mL)	Élimination des éléments majeurs
Rinçage	HCl 2N (10 mL)	Élimination du Sr
Rinçage	HCl 6N (10 mL)	Récupération des terres rares (on évapore, puis on élimine les résidus de résine en ajoutant 2 gouttes de HNO ₃ 14N* et on évapore de nouveau. On conserve ensuite les béchers)
Lavage des colonnes	HCl 6N (2*10 mL) HCl 6N (10 mL) + 10 gouttes de HF HCl 6N* (2*10 mL) H ₂ O (2*10 mL)	

Chimie Pb-Sr

On ajoute d'abord au compte-goutte de la résine anionique pour chacune des colonnes en faisant attention qu'aucune bulle d'air ne se forme.

Ensuite, on prélève, pour chacun des échantillons, le surnageant des solutions Pb-Sr que l'on met dans des tubes à centrifuger (centrifugation pendant 5 min à 6000 tours).

Le protocole qui a servi à la séparation du Pb et du Sr sur colonnes anioniques est résumé dans le tableau ci-dessous :

Lavage des colonnes	HCl 6N (1 mL)	
Lavage des colonnes	H ₂ O (0,2 mL)	
Conditionnement des colonnes	HBr 0,7N (0,5 mL)	
Chargement des échantillons	Solutions Pb-Sr (0,5 mL)	Récupération de la fraction Sr (on réserve les béchers sans évaporer)
Rinçage	HBr 0,7N (0,5 mL)	
Rinçage	HCl 2N (0,2 mL)	
Rinçage	HCl 6N (1 mL)	Récupération de la fraction Pb (on évapore puis on reprend les résidus avec 0,5 mL de HBr 0,7N)
Rinçage	HCl 6N (1 mL)	Récupération de la fraction Sr (on évapore à 120°C puis on conserve les béchers)
Rinçage	H ₂ O (0,2 mL)	
Conditionnement des colonnes	HBr 0,7N (0,5 mL)	
Chargement des échantillons	Solutions en HBr 0,7N (0,5 mL)	
Lavage des colonnes	HBr 0,7N (0,5 mL)	
Lavage des colonnes	HCl 2N (0,2 mL)	
Rinçage	HCl 6N (1 mL)	Récupération de la fraction Pb (on évapore puis on conserve les béchers)

Chimie Nd

La veille, on reprend les résidus des béchers de terres rares avec 0,2 mL de HCl 0,175N. On conditionne également les colonnes (résine : Eichrom, LN Resin SPS) avec 10 mL de HCl 0,175N.

Le protocole qui a servi à récupérer la fraction de Nd est résumé dans le tableau ci-dessous :

Conditionnement des colonnes	HCl 0,175N (10 mL)	
Chargement des échantillons	Solutions de terres rares en HCl 0,175N (0,2 mL)	
Rinçage	HCl 0,175N (2*0,25 mL)	
Rinçage	HCl 0,175N (0,5 mL)	
Rinçage	HCl 0,175N (11-12 mL)	Élimination La-Ce
Rinçage	HCl 0,175N (10 mL)	Récupération de la fraction Nd (on évapore puis on ajoute 2 gouttes de HNO ₃ 14N* pour éliminer les résidus de résine et on évapore de nouveau. On conserve ensuite les béchers).
Lavage des colonnes	HCl 4N (un réservoir)	
Lavage des colonnes	H ₂ O (un réservoir)	
Lavage des colonnes	HCl 4N (un réservoir)	
Lavage des colonnes	H ₂ O (un réservoir)	

Première chimie Sr

On reprend d'abord les résidus de la fraction Sr (collectée au cours de la chimie Pb-Sr) avec ½ bécher de HCl 7N** et on met sur plaque à 120°C pendant la nuit. On évapore la reprise et on reprend de la même façon deux autres fois de façon à neutraliser HBr. On évapore la troisième reprise puis on reprend avec 2 mL de HCl 2N + 1 goutte de HF.

Le jour même, on récupère 2 mL de la solution que l'on met dans des tubes à centrifuger (centrifugation pendant 5 min à 6000 tours).

La séparation de la fraction Sr est réalisée sur colonnes cationiques (résine : AG50W-X8). Le protocole utilisé est résumé dans le tableau ci-dessous :

Conditionnement des colonnes	HCl 2N (2*10 mL)	
Chargement des échantillons	Solution Sr (1 mL sauf pour PN5a et PN11 → 2 mL)	
Rinçage	HCl 2N (2*1 mL)	
Rinçage	HCl 2N (8 mL)	Elimination des éléments majeurs
Rinçage	HCl 2N (6 mL)	Récupération de la fraction Sr (on évapore puis on conserve les béchers)
Rinçage	HCl 3,5N (4 mL)	
Rinçage	HCl 6N (10 mL)	Seulement pour les échantillons pauvres en Sr (PN5a et PN11 dans notre cas), on récupère une fraction supplémentaire de Sr (Sr bis) qu'on met ensuite à évaporer. On conserve ces béchers).
Lavage des colonnes	HCl 6N (2*10 mL)	
Lavage des colonnes	HCl 6N (10 mL) + 10 gouttes de HF	
Lavage des colonnes	HCl 6N* (2*10 mL)	
Lavage des colonnes	H ₂ O (2*10 mL)	

On reprend les résidus de Sr une première fois avec ½ bécher de HNO₃ 7N** puis on évapore. On refait l'opération une deuxième fois. Puis, on reprend avec ½ bécher de HNO₃ 3N** et on évapore (pour PN5a et PN11, les solutions Sr et Sr bis sont réunies dans un même bécher à ce moment là). Enfin, tous les échantillons (sauf PN5a et PN11) sont repris avec 0,7 mL de HNO₃ 3N et sont évaporés. PN5a et PN11 sont repris avec 0,2 mL de HNO₃ 3N.

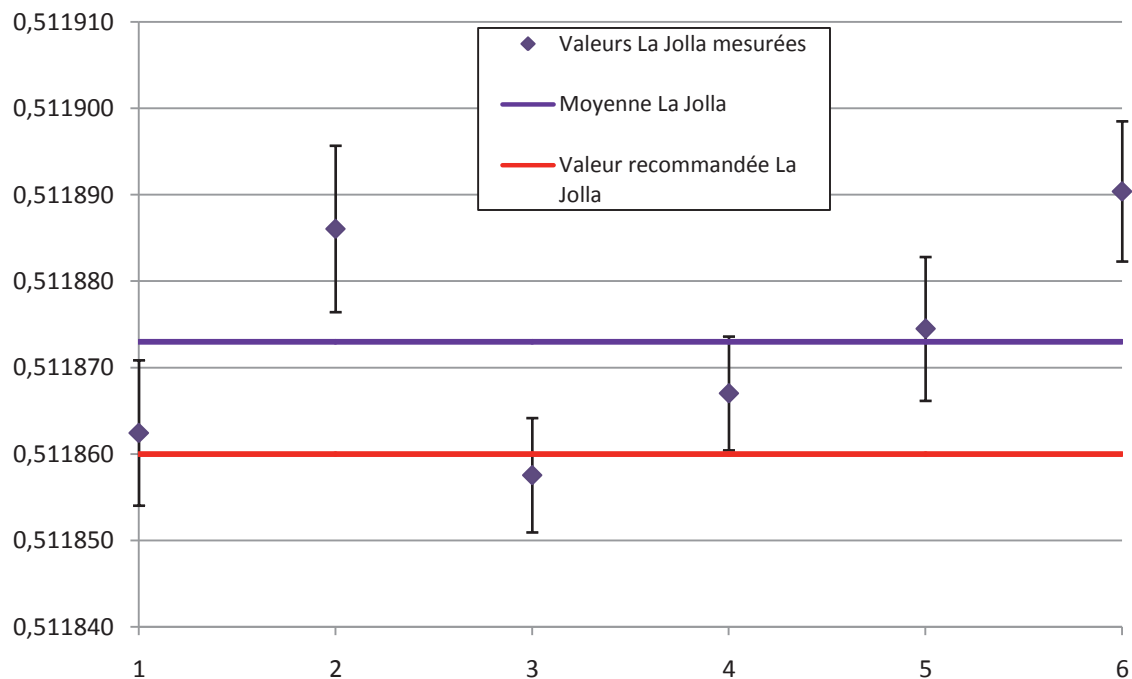
Seconde chimie Sr (pour PN5a et PN11 uniquement)

La séparation de la fraction Sr a été réalisée sur colonnes (résine : Sr-Spec). Le protocole utilisé est résumé dans le tableau ci-dessous :

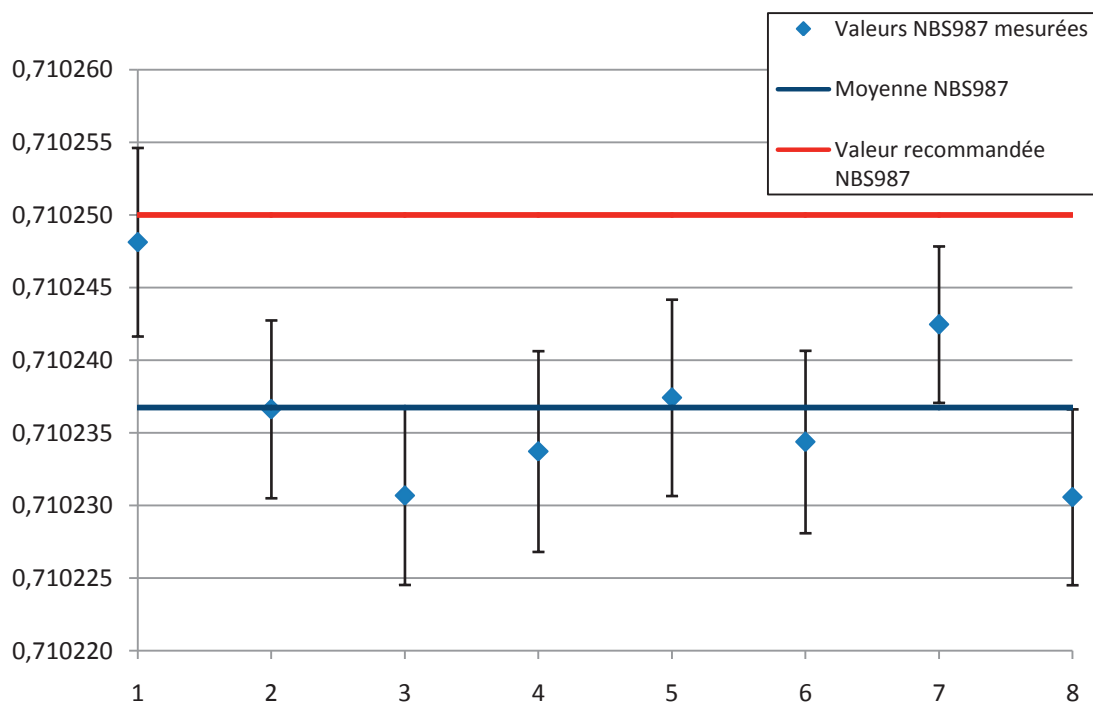
Lavage des colonnes	H ₂ O (3 fois un réservoir)	
Conditionnement des colonnes	HNO ₃ 3N (0,5 mL)	
Chargement des échantillons	Solution Sr en HNO ₃ 3N (0,2 mL)	
Rinçage	HNO ₃ 3N (3*1 mL)	
Rinçage	HNO ₃ 3N (1 mL)	Elimination des éléments majeurs
Rinçage	H ₂ O (2*1 mL)	Récupération de la fraction Sr (on évapore puis on conserve les béchers).

Reproductibilité et justesse des mesures

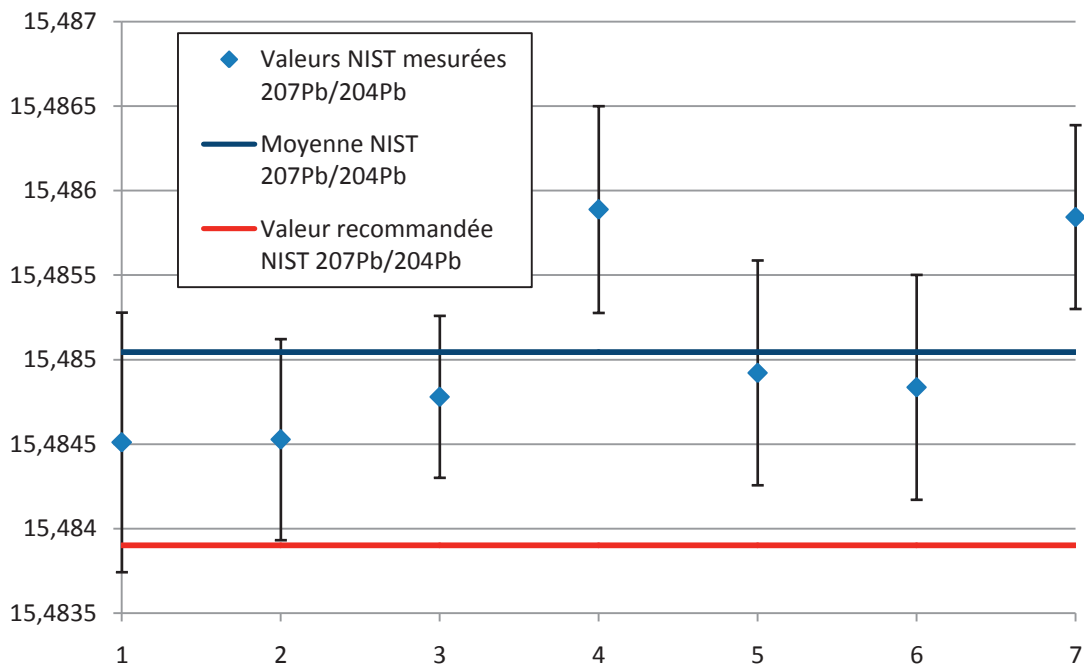
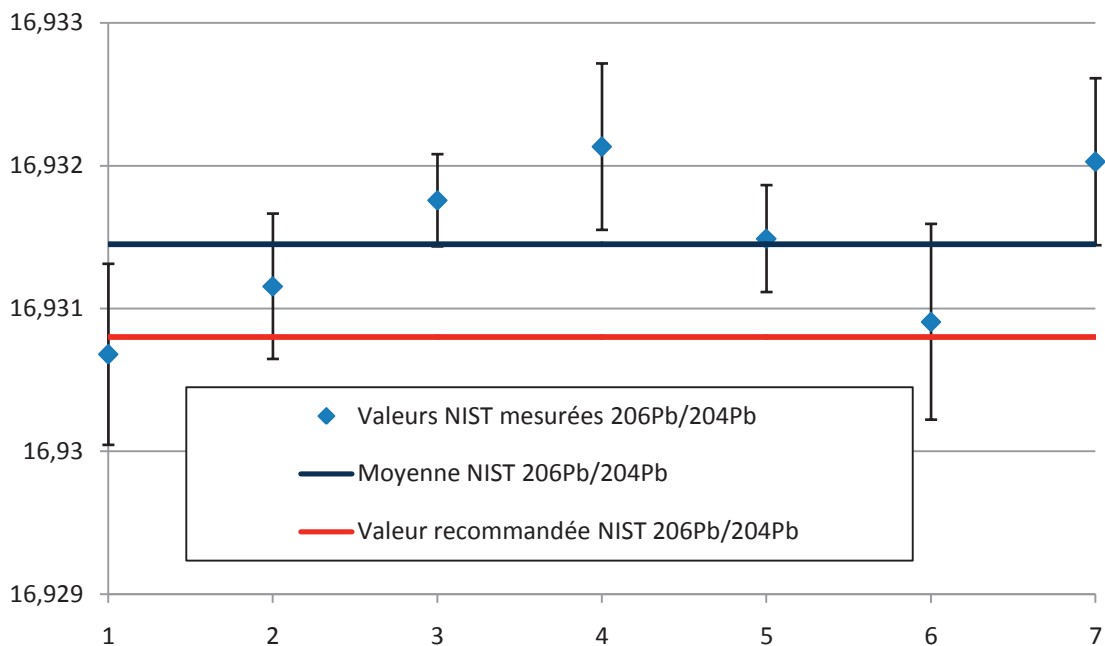
Déviations standards pour La Jolla (isotopes du Nd)

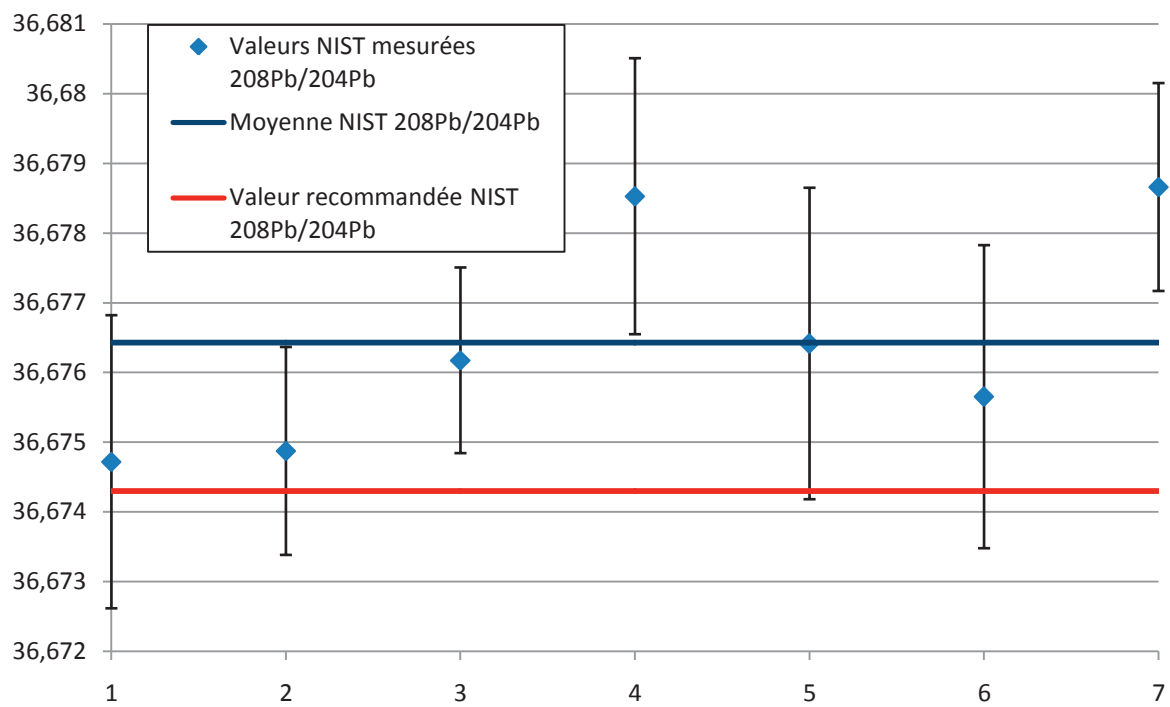


Déviations standards pour NBS 987 (isotopes du Sr)



Déviations standards pour NIST (isotopes du Pb)





Annexe 5 : Compositions en éléments majeurs (wt %) et en trace (ppm) des laves de Mayotte

Type de roche	Néphéline	Basalte	Ponce	Phonolite	Néphéline	Phonolite
Echantillon	PN2	PN3	PN5a	PN7	PN8	PN9
Complexe	Sud	Sud	Petite Terre	Sud	Sud	Sud
SiO ₂	38,90	41,67	57,8	53,91	46,02	56
TiO ₂	3,10	2,36	0,07	0,31	1,26	0,26
Al ₂ O ₃	11,23	11,5	18,3	19,07	18,82	19
Fe ₂ O ₃	13,67	12,42	5,8	5,67	7,88	4,3
MnO	0,22	0,22	0,236	0,29	0,29	0,225
MgO	10,21	12,8	0,14	0,33	1,97	0,53
CaO	15,62	12,46	1,21	1,29	6,15	1,25
Na ₂ O	3,10	2,88	7,8	8,29	8,25	8,08
K ₂ O	0,81	0,59	5,38	6,35	4,46	5,51
P ₂ O ₅	0,85	0,6	0,094	0,02	0,31	-
LOI	2,59	3,4	2,54	3,78	4,13	3,97
Total	100,31	100,88	99,31	98,75	99,15	99,13
Li	10,3	7,6	23,8	2,6	21,5	-
Rb	26,6	19,6	148	242	146	-
Sr	1154	828	34,1	1035	1828	565
Ba	743	648	138	764	2064	219
Cs	0,55	0,54	1,45	1,32	1,21	-
V	330	279	0,61	9,1	107	9,5
Cr	337	626	1,6	-	3,5	3,9
Ni	181	357	0,9	-	3,09	0,9
Co	60	66	0,2	1,4	12	1,3
Sc	30	28	16	0,9	2	0,4
Cu	102	75	7,9	0,5	12	-
Zn	123	109	283	246	179	-
Ga	18	18	30	36	29	-
Y	32	27	53	55	53	55
Zr	282	215	1225	862	596	594
Nb	111	94	347	298	240	168
Hf	6,1	4,8	22,7	10,2	7,5	-
Ta	5,6	5,04	15,9	5,07	8,0	-
La	74,3	58,9	175,6	102,9	154,4	178
Ce	140	113,9	316	168,4	243,2	88
Pr	15,5	12,6	27,6	14,8	22,1	-
Nd	59,7	47,8	88,5	45,2	73,2	43
Sm	11,5	9,14	13,6	7,6	11,9	5,7
Eu	3,38	2,73	1,65	2,41	3,53	1,7
Gd	10,4	8,57	9,44	7,66	10,6	6,1
Tb	1,36	1,15	1,46	1,29	1,52	-
Dy	6,79	5,69	9,25	7,78	8,35	4,6
Ho	1,20	1,02	1,79	1,64	1,64	-
Er	2,97	2,56	5,21	5,25	4,67	3,2
Yb	2,20	1,87	5,30	5,19	4,02	2,9
Lu	0,29	0,25	0,78	0,71	0,53	-
Th	8,4	6,8	23,5	34,1	30,1	24
U	2,1	1,5	5,6	10,3	5,1	-
Pb	5,0	4,7	25,4	26,3	23,4	-
Be	2,3	1,8	6,3	10,7	7,3	-

Type de roche	Phonolite	Néphéline	Néphéline	Ponce	Basanite	Téphrite
Echantillon	PN11	PN12f	PN14	PN15	J2	J7
Complexe	Nord	Sud	Nord	Petite Terre	Nord	Nord
SiO ₂	55,85	38,1	44,59	57,7	42,15	49,02
TiO ₂	0,30	2,56	1,64	0,06	2,52	2,46
Al ₂ O ₃	21,42	12	17,84	18,3	12,93	16,16
Fe ₂ O ₃	2,75	12,7	10,24	5,8	12,45	10,91
MnO	0,17	0,237	0,25	0,25	0,23	0,18
MgO	0,24	10,3	2,94	0,24	7,85	4,26
CaO	1,30	13,56	7,81	1,17	14,67	7,28
Na ₂ O	9,61	3,56	5,82	7,99	3,71	4,82
K ₂ O	5,72	0,93	3,07	5,2	0,91	2,67
P ₂ O ₅	0,03	0,972	2,66	0,01	0,68	0,74
LOI	1,32	4,55	4,28	3,29	2,84	0,59
Total	98,71	99,47	99,24	100,1	100,93	99,09
Li	17,6	16	21,7	26,3	10,5	14
Rb	202	26,9	77,5	147	30,3	78
Sr	268	1368	1683	26,1	878	1091
Ba	206	960	1327	128	858	856
Cs	2,58	0,20	0,76	1,49	2,65	1,1
V	15,4	286	144	0,28	320	177
Cr	0,4	332	9,5	0,8	183	59
Ni	0,3	165	10,2	0,7	98	55
Co	1,4	54	23	0,1	59	35
Sc	1,1	23	4,4	16	32	14
Cu	1,2	77	27	6,2	150	41
Zn	137	124	141	235	118	154
Ga	33	15	22	30	18	26
Y	19	33	33	53	31	31
Zr	953	266	327	1244	246	529
Nb	164	131	226	349	115	126
Hf	13,4	5,4	5,3	22,9	5,1	9
Ta	4,5	6,8	8,7	16,0	5,1	6,1
La	81,7	92,0	122,5	174,8	76,0	74,4
Ce	106,0	168,3	210,3	316,4	140,6	138,2
Pr	7,99	17,9	20,5	27,8	15,1	15,0
Nd	21,2	67,1	70,1	88,3	56,5	55,6
Sm	2,83	11,9	11,6	13,8	10,3	10,5
Eu	0,78	3,49	3,35	1,65	3,01	3,19
Gd	2,46	10,6	10,1	9,39	9,48	9,39
Tb	0,40	1,40	1,35	1,50	1,24	1,27
Dy	2,44	7,05	6,94	9,30	6,13	6,28
Ho	0,56	1,28	1,29	1,80	1,13	1,14
Er	1,87	3,25	3,40	5,31	2,86	2,79
Yb	2,31	2,51	2,86	5,46	2,17	2,21
Lu	0,34	0,34	0,39	0,79	0,29	0,29
Th	24,1	10,4	17,2	24,2	9,6	11,5
U	8,4	3,1	3,8	5,5	2,2	3,2
Pb	11,2	6,4	16,8	10,7	5,8	5,9
Be	6,9	2,6	4,8	6,7	2,8	3,5

Type de roche Echantillon Complexe	Méilitite FL386 Nord-Ouest	Ankaramite FL399 Nord-Ouest	Téphri-phonolite FL426 Petite Terre	Phonolite FL442 Sud	Ankaramite FL468 Sud	Téphri-phonolite FL478 Sud
SiO₂	36,55	42,23	53,55	54,58	41,36	49,94
TiO₂	3,01	2,78	0,48	0,49	2,31	1,70
Al₂O₃	9,64	12,14	19,31	20,48	15,62	17,70
Fe₂O₃	14,29	13,32	5,80	4,78	12,98	9,42
MnO	0,23	0,19	0,27	0,19	0,28	0,25
MgO	13,44	9,80	0,78	0,90	6,11	2,40
CaO	16,57	12,33	2,34	1,65	11,27	5,13
Na₂O	2,50	1,61	8,24	9,37	5,11	7,38
K₂O	0,62	0,49	4,57	5,25	1,70	4,42
P₂O₅	1,35	0,54	0,17	0,15	1,06	0,65
LOI	2,95	4,10	3,12	1,22	2,73	1,26
Total	101,15	99,52	98,63	99,07	100,54	100,25
Li	11,4	22,0	7,1	14,4	13,3	13,4
Rb	20	6,9	230	172	45	146
Sr	2087	714	668	1439	1528	1916
Ba	719	1166	506	811	946	1350
Cs	0,4	2,9	2,1	1,4	0,8	1,3
V	255	287	10,8	11	252	103
Cr	465	467	1,2	11	62	12
Ni	270	262	1,7	12	46	15
Co	64	62	2,3	3,2	43	16
Sc	25	37	1,6	1,4	16	5,4
Cu	73	151	0,7	1,9	65	15
Zn	137	114	189	132	145	146
Ga	16	18	31	29	22	24
Y	34	27	36	27	40	47
Zr	350	205	1067	846	324	668
Nb	134	81	317	257	175	233
Hf	7,3	4,8	18,2	15,4	5,7	11,4
Ta	7,0	3,9	18,4	16,8	9,0	12,5
La	102,9	49,7	66,0	65,3	118,8	127,0
Ce	204,6	94,9	126,6	123,1	221,6	224,1
Pr	22,4	10,8	13,6	12,8	23,0	22,9
Nd	88,0	41,1	47,9	44,9	81,8	80,2
Sm	16,5	8,11	8,98	7,93	14,1	14,0
Eu	4,68	2,40	2,66	2,50	3,98	4,21
Gd	14,2	7,93	8,14	6,89	12,4	11,9
Tb	1,77	1,07	1,21	0,99	1,63	1,63
Dy	7,81	5,39	6,74	5,25	7,74	8,41
Ho	1,29	1,00	1,32	1,02	1,44	1,58
Er	3,03	2,60	3,86	2,84	3,65	4,19
Yb	2,02	2,02	3,84	2,65	2,90	3,40
Lu	0,26	0,27	0,54	0,38	0,40	0,47
Th	12,0	5,9	24,6	12,9	13,0	15,7
U	3,2	1,2	6,7	3,5	5,1	5,4
Pb	5,1	3,3	12,3	7,5	7,4	5,3
Be	2,4	2,2	6,7	4,2	3,5	3,3

Annexe 6 : Compositions en éléments majeurs et norme CIPW des échantillons à larnite normative

Echantillon	PN2	PN12f	J2	FL386	M19	M66	MA61	M137	M88
Etude	Cette étude	Cette étude	Cette étude	Cette étude	Debeuf 2004	Debeuf 2004	Späth et al 1996	Debeuf 2004	Debeuf 2004
Complexe	Sud	Sud	Nord	Nord-Ouest	Nord-Ouest	Nord-Ouest	Nord-Ouest	Sud	Sud
SiO ₂	38,90	38,1	42,15	36,55	39,84	36,63	39,76	40,54	39,32
TiO ₂	3,10	2,56	2,52	3,01	3,07	2,44	3,66	2,41	3,41
Al ₂ O ₃	11,23	12	12,93	9,64	13,98	9,49	13,83	11,35	13,48
Fe ₂ O ₃	13,67	12,7	12,45	14,29	14,43	13,25	12,15	12,2	12,58
MnO	0,22	0,237	0,23	0,23	0,23	0,21	0,19	0,21	0,16
MgO	10,21	10,3	7,85	13,44	6,71	14,63	7,38	13,88	8,23
CaO	15,62	13,56	14,67	16,57	13,11	15,18	13,8	14,11	15,12
Na ₂ O	3,10	3,56	3,71	2,50	4,06	3,36	4,51	2,48	3,8
K ₂ O	0,81	0,93	0,91	0,62	1,48	1,18	0,84	1,18	0,8
P ₂ O ₅	0,85	0,972	0,68	1,35	0,78	0,94	0,61	0,76	0,43
LOI	2,59	4,55	2,84	2,95	2,2	1,63	3,23	0,59	2,63
an	14,33	14,02	15,94	13,25	15,55	7,33	15,01	16,35	17,36
lc	3,75	4,31	4,22	2,87	6,86	5,47	3,89	5,47	3,71
ne	14,21	16,32	17,01	11,46	18,31	15,4	20,67	11,37	17,42
di	29,42	25,33	41,77	15,89	30,66	10,65	33,09	25,65	28,13
ol	17,51	20,21	9,67	30,25	12,99	33,72	10,75	26,09	14,21
mt	2,97	2,75	2,71	3,1	3,13	2,89	2,73	2,65	2,74
il	5,89	4,86	4,79	5,72	5,83	4,63	6,95	4,58	6,48
ap	1,97	2,25	1,58	3,13	1,81	2,18	1,41	1,76	1
cs	6,59	4,87	0,42	12,53	2,26	15,05	2,77	5,21	6,29

Echantillon	M50	M89	M132	M129	M133	M138	M64
Etude	Debeuf 2004	Debeuf 2004	Debeuf 2004	Debeuf 2004	Debeuf 2004	Debeuf 2004	Debeuf 2004
Complexe	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud
SiO ₂	40,09	40,47	40,9	38,3	40,4	38,72	40,67
TiO ₂	2,65	3,26	2,83	3,51	2,36	2,84	2,5
Al ₂ O ₃	14,1	15,15	15,5	11,65	13	14,07	15,3
Fe ₂ O ₃	12,81	12,77	12,06	12,86	11,74	12,56	11,67
MnO	0,23	0,19	0,21	0,18	0,24	0,23	0,23
MgO	6,69	6,7	6,01	9,97	8,9	6,68	6,15
CaO	13,8	13,09	12,19	12,33	14	12,54	12,59
Na ₂ O	3,82	4,6	4,41	4,22	5,17	5,51	4,51
K ₂ O	1,18	1,07	2,61	0,86	2,32	1,76	1,48
P ₂ O ₅	0,72	0,57	0,7	0,61	0,79	0,65	0,63
LOI	3,93	2,13	2,63	4,02	0,72	3,49	3,66
an	17,84	17,53	14,79	10,31	5,41	8,46	17,13
lc	5,47	4,96	12,09	3,99	10,75	8,16	6,86
ne	17,51	21,09	20,22	19,34	23,7	25,26	20,67
di	33,28	32,35	28,27	30,09	22,89	24,47	33,31
ol	10,8	10,32	10,33	16,87	17,78	13,48	8,79
mt	2,78	2,78	2,62	2,8	2,55	2,73	2,54
il	5,03	6,19	5,37	6,67	4,88	5,39	4,75
ap	1,67	1,32	1,62	1,41	1,83	1,51	1,46
cs	1,7	1,33	2,1	3,02	9,59	6,11	0,23

Norme CIPW (en %) : anorthite (an) ; leucite (lc) ; néphéline (ne) ; diopside (di) ; olivine (ol) ; monticellite (mt) ; ilménite (il) ; apatite (ap) ; larnite (cs).

Annexe 7 : Compositions isotopiques des laves de Mayotte

Référence	Nature	206Pb/204Pb	2σ	207Pb/204Pb	2σ	208Pb/204Pb	2σ
PN2	<i>Basanite</i>	20,0507	0,0009	15,6482	0,0009	39,799	0,003
PN3	<i>Basalte</i>	20,1820	0,001	15,6641	0,0009	39,929	0,003
PN5a	<i>Ponce</i>	19,4841	0,0006	15,6263	0,0006	39,377	0,002
PN8	<i>Néphéline</i>	20,2067	0,0008	15,6645	0,0007	39,957	0,002
PN11	<i>Phonolite</i>	19,3220	0,0007	15,5964	0,0007	39,215	0,002
J2	<i>Basanite</i>	20,1919	0,0006	15,6664	0,0006	39,930	0,002
J7	<i>Téphrite</i>	19,1695	0,0007	15,5792	0,0007	39,085	0,002
FL386	<i>Méililitite</i>	19,4139	0,0007	15,6150	0,0007	39,282	0,002
FL386 Dup	<i>Méililitite</i>	19,4168	0,0007	15,6158	0,0007	39,284	0,002
FL442	<i>Phonolite</i>	19,6437	0,0004	15,6084	0,0003	39,487	0,0008
FL468	<i>Ankaramite</i>	20,1553	0,0008	15,6589	0,0007	39,883	0,002

Référence	Nature	143Nd/144Nd	2σ	87Sr/86Sr	2σ
PN2	<i>Basanite</i>	0,512851	0,000004	0,703253	0,000006
PN3	<i>Basalte</i>	0,512862	0,00001	0,703241	0,000006
PN5a	<i>Ponce</i>	0,512856	0,000008	0,703708	0,000006
PN8	<i>Néphéline</i>	0,512858	0,000006	0,703269	0,000008
PN11	<i>Phonolite</i>	0,512899	0,000004	0,703263	0,000006
J2	<i>Basanite</i>	0,512795	0,000004	0,703418	0,000008
J7	<i>Téphrite</i>	0,512891	0,000006	0,703333	0,000008
FL386	<i>Méililitite</i>	0,51286	0,000008	0,703254	0,000006
FL386 Dup	<i>Méililitite</i>	0,512895	0,000006	0,70326	0,000006
FL442	<i>Phonolite</i>	0,512871	0,000006	0,703198	0,000006
FL468	<i>Ankaramite</i>	0,512823	0,000004	0,703307	0,000006