



HAL
open science

Caractérisation et origine des magmas alcalins et des fluides sous le massif volcanique du Jbel Saghro, Anti Atlas, Maroc

René Chamboredon

► **To cite this version:**

René Chamboredon. Caractérisation et origine des magmas alcalins et des fluides sous le massif volcanique du Jbel Saghro, Anti Atlas, Maroc. Sciences de la Terre. Université Montpellier, 2015. Français. NNT : 2015MONT070 . tel-01615888

HAL Id: tel-01615888

<https://theses.hal.science/tel-01615888>

Submitted on 12 Oct 2017

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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

**Préparée au sein de l'école doctorale SIBAGHE
Et de l'unité de recherche Géosciences Montpellier**

Spécialité : Pétro-géochimie magmatique

Présentée par René CHAMBOREDON

**Caractérisation et origine des magmas
alcalins et des fluides sous le massif
volcanique du Jbel Saghro, Anti Atlas,
Maroc**

Soutenue le 14/12/2015 devant le jury composé de

Didier BEZIAT, Pr, Univ. Toulouse III, GET
Jean-Louis BODINIER, DR, Univ. de Montpellier, GM
Martial CAROFF, MC, Univ. de Brest, IUEM
Alain CHAUVET, DR, Univ. de Montpellier, GM
Guillaume DELPECH, MC, Univ. Paris Sud XI, LGMT
Bertrand MOINE, MC, Univ. de St Étienne, LMV
Fleurice PARAT, MC, Univ. de Montpellier, GM

Rapporteur
Examineur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Directrice



Remerciements

Et voilà ! Ces trois années de thèse sont arrivées à leur terme. J'y ai croisé le chemin de nombreuses personnes, chacune ayant apporté sa pierre à l'édifice que j'ai finalement réussi à construire. Avant que je n'oublie qui que ce soit, soyez toutes et tous remerciés.

Je tiens en premier lieu à remercier ma directrice de thèse, Fleurice Parat, sans qui ce travail n'aurait pas été possible. Merci de m'avoir choisi et fait confiance pendant ces trois années, même s'il a souvent fallu me pousser pour que j'avance.

Je remercie également l'ensemble des membres de mon jury de thèse pour avoir accepté de juger ce travail.

Un grand merci à ceux qui m'ont accompagné sur le terrain, et m'ont fait découvrir, ou ont découvert avec moi, les paysages grandioses du Jbel Saghro : Kamal Targuisti, Houssa Ouali, Jean-Louis Bodinier, Jean-Marie Dautria, Hicham El Messbahí et Carlos Garrido (je sais maintenant pourquoi tu n'as pas trouvé de xénolite à grenat !). On se souviendra longtemps de la « piste » de Tifornine ! Heureusement qu'un berbère nous a gentiment apporté un merveilleux thé à la menthe et des amandes, merci à lui également !

Je remercie également Christophe Nevado et Doriane Delmas pour leur efficacité, la qualité des lames minces qu'ils ont faites et le brio avec lequel ils ont relevé le défi des plots en double poli pour mes inclusions fluides. Merci à Claude Merlet et Bernard Boyer pour leur aide pendant mes séances à la microsonde électronique. Merci à Chantal Douchet et Olivier Bruquier pour leur participation aux analyses Laser et ICP.

Merci aux membres de l'équipe Manteau et Interfaces pour m'avoir permis de bénéficier d'un cadre sympathique et dynamique

Merci à celles qui m'ont accueilli au sein de Géoressources Nancy : Marie-Christine Boiron pour m'avoir initié à l'étude des inclusions fluides, et pour les discussions enrichissantes qui s'en sont ensuivies, et Marie-Camille Caumon pour le temps qu'elle a passé à m'expliquer le fonctionnement du Raman et pour m'avoir aidé à identifier quelques « bizarreries » sur mes spectres.

Et puisque je suis dans les inclusions fluides, je ne peux pas oublier de remercier Karoly Hidas pour son implication et les discussions plutôt longues malgré son emploi du temps chargé, ainsi que Dimitri Laurent et Alain Chauvet pour m'avoir présenté à la platine microthermométrique du RdC et pour leur aide lors de la calibration.

Pour remercier Jean-Marie Dautria (encore lui !), dit « Dodo », je dois remonter à mes années de Licence : merci de m'avoir fait découvrir le monde microscopique mais

grandiose de la pétrologie ! Merci également pour ton aide précieuse au microscope, et pour les discussions fructueuses pendant ces trois années.

Je n'oublie pas bien sûr les (nombreux !) thésards et amis dont j'ai croisé la route à Géosciences Montpellier. Les co-capitaines au long cours du navire 331, Carole et Céline, pour m'avoir supporté, moi et mes exclamations incompréhensibles, pendant ces trois ans, ainsi que les passagères temporaires Cristiane, Camille et Julie. Le groupe des inséparables : Virginie, Julie, Nathalie, Fatna et Stéphanie, je me souviendrai longtemps des discussions déjantées et des éclats de rire pendant les pique-niques et les pauses thé ! Merci également pour votre soutien dans les moments difficiles. Merci à tous les autres thésards, anciens et nouveaux, pour la bonne humeur et la fraîcheur qu'ils apportent : Antoine, Robin, Romain, Anaïs, Laure, Arianna, les deux Manon, Benjamin, Carlotta, Sofia, Roberto, Gustavo, Carolina, Gianluca, Maxime, Audrey, Sven, Ninh et tous ceux et celles que j'aurais pu oublier.

Merci également à celles et ceux qui, de l'extérieur du labo, m'ont tant apporté et fait découvrir depuis presque un tour de roue : ils se reconnaîtront dans cette dernière expression ;).

Enfin, le dernier mais non le moindre de mes remerciements va à ceux de ma famille qui ont toujours été là et qui, à leur manière, m'ont supporté dans cette aventure : ma mère et mon frère. MERCI à vous deux !

Résumé

Les laves alcalines sous-saturées riches en éléments volatils sont les marqueurs du rôle important des fluides dans le manteau et des interactions fluide-roche et magma-roche, processus clés pour comprendre la dynamique du manteau convectif et les interactions asthénosphère-lithosphère en domaine intracontinental. L'objectif de cette thèse est d'apporter de nouvelles contraintes sur la genèse des magmas alcalins en caractérisant les conditions de cristallisation, la source et les processus de fusion partielle à l'origine des néphélinites miocènes, des néphélinites pliocènes et des basanites du champ volcanique du Jbel Saghro dans l'Anti-Atlas marocain.

L'étude pétrologique et géochimique des roches et des minéraux, couplée à l'analyse des inclusions fluides a permis de contraindre les conditions pré-éruptives des néphélinites de Saghro à 1.7–2.2 GPa et ~1350 °C. Les minéraux montrent que les magmas néphélinitiques sont riches en éléments volatils (Cl, F, S), et les inclusions fluides indiquent que les magmas étaient saturés en fluide riche en CO₂ à des pressions > 590 MPa. Les différents assemblages minéralogiques des néphélinites et la présence de xénolites péridotitiques suggèrent une ascension rapide des néphélinites miocènes et des processus plus complexes en profondeur pour les néphélinites pliocènes.

La modélisation des processus de cristallisation fractionnée et de fusion partielle des laves mafiques de Saghro a permis de déterminer qu'elles sont issues de faibles taux de fusion partielle (0.6–2.5 %) d'une péridotite carbonatée enrichie en éléments incompatibles, au niveau de la transition grenat-spinelle (~80–85 km) et en présence d'amphibole. Les néphélinites de Saghro montrent une évolution temporelle avec une légère augmentation du taux de fusion et une diminution de la quantité d'amphibole au résidu des plus anciennes (néphélinites miocènes, 9.6 Ma) aux plus récentes (néphélinites pliocènes, 2.9 Ma). Les basanites forment un système indépendant des néphélinites et sont issues de taux de fusion plus élevés. Les fortes variations dans leur composition chimique suggèrent qu'elles ont subi de la cristallisation fractionnée lors de leur ascension.

Les caractéristiques particulières des néphélinites et basanites de Saghro (enrichissement en éléments incompatibles, anomalies négatives en K, Zr, Hf et Ti, rapports Ca/Al et Zr/Hf élevés) indiquent que leur source a subi un métasomatisme principalement carbonatitique. L'influence de ce métasomatisme est plus forte pour les néphélinites pliocènes que pour les néphélinites miocènes, impliquant une évolution temporelle de l'intensité du métasomatisme. Ces résultats suggèrent des interactions fluide-roche sous le craton Nord-Ouest Africain, entraînant la formation d'un manteau métasomatisé par des composants carbonatitiques riches en CO₂ au niveau de la transition lithosphère-asthénosphère. L'origine du métasomatisme provoquant l'enrichissement de la source et la formation de veines d'amphibole pourrait être liée à la fusion de reliquats de croûte océanique subductée. Les températures de fusion relativement faibles (< 1350 °C) suggèrent l'absence d'anomalie thermique sous le Jbel Saghro, et favorisent donc un modèle de délamination de la lithosphère comme initiateur du volcanisme. Cependant, l'augmentation du taux de fusion partielle au cours du temps, également observée dans le Moyen Atlas, et les similitudes isotopiques et géochimiques avec les laves alcalines des îles Canaries ne permettent pas d'exclure une influence du panache des Canaries sur la source du volcanisme alcalin du Jbel Saghro. Finalement, ce travail de thèse suggère que le modèle EDC (*Edge-Driven Convection*) lié au Craton Ouest Africain est le plus à même d'expliquer la présence d'amphibole dans la source des laves alcalines du Jbel Saghro.

Mots-clés : *volcanisme alcalin, néphélinite, inclusions fluides, éléments volatils, fusion partielle, métasomatisme carbonatitique.*

Abstract

Volatile-rich, silica-undersaturated alkaline lavas record the important role of fluids during fluid-rock and magma-rock interactions in the mantle, which are key processes to understand the dynamics of the convective mantle and lithosphere-asthenosphere interactions in intracontinental settings. The aim of this thesis is to bring new constraints on the genesis of alkaline magmas by characterizing the crystallization conditions, the source and the partial melting processes taking part in the genesis of Miocene nephelinites, Pliocene nephelinites and basanites from the Jbel Saghro volcanic field in the Moroccan Anti Atlas.

The petrological and geochemical study of rocks and minerals coupled with the analysis of fluid inclusions constrains the pre-eruptive conditions of Saghro nephelinites to 1.7–2.2 GPa and ~1350 °C. Minerals show that nephelinitic magmas are rich in volatile elements (Cl, F, S), and fluid inclusions indicate that magmas were saturated with a CO₂-rich fluid at pressures > 590 MPa. The various mineralogical assemblages and the presence of peridotite xenoliths suggest a rapid ascent for Miocene nephelinites and more complex processes at depth for Pliocene nephelinites.

Fractional crystallization and partial melting modelling of Saghro mafic lavas indicate that they are low-degree melts (0.6–2.5 %) of an amphibole-bearing carbonated peridotite enriched in incompatible elements, at the garnet-spinel transition (~80–85 km). Saghro nephelinites display a temporal evolution with a slight increase of the degree of melting and a decrease of the amount of residual amphibole from the oldest (Miocene nephelinites, 9.6 Ma) to the most recent (Pliocene nephelinites, 2.9 Ma). Basanites form a system that is independent from nephelinites and are slightly higher-degree melts. Important variations in their chemical composition suggest variable amounts of fractional crystallization during ascent.

The peculiar characteristics of Saghro nephelinites and basanites (enrichment in incompatible elements, negative anomalies in K, Zr, Hf and Ti, high Ca/Al and Zr/Hf ratios) indicate that their source was affected by carbonatitic metasomatism. The influence of this metasomatism is stronger for Pliocene nephelinites than for Miocene nephelinites. These results suggest fluid-rock interactions beneath the Northwest African Craton, leading to the formation of a metasomatized mantle by CO₂-rich carbonatitic components at the lithosphere-asthenosphere transition. The origin of the metasomatism inducing source enrichment and the formation of amphibole veins could be attributed to the melting of relict subducted oceanic lithosphere. The relatively low melting temperatures (< 1350 °C) suggest the absence of a thermal anomaly beneath the Jbel Saghro, and thus support a lithosphere delamination model as precursor of Saghro volcanism. However, the increasing degree of partial melting over time, also observed in the Middle Atlas, together with the isotopic and geochemical similarities with Canary Islands alkaline lavas does not allow us to discard the influence of a deviation of the Canary mantle plume beneath northwest Africa. Finally, this thesis study suggests that the EDC (*Edge-Driven Convection*) model related to the West African Craton is best suited to explain the presence of amphibole in the source of Saghro alkaline lavas.

Keywords: *alkaline volcanism, nephelinite, fluid inclusions, volatile elements, partial melting, carbonatitic metasomatism.*

À ma mère, Ghislaine

Table des matières

Chapitre 1 : Introduction	1
1.1. Contexte géodynamique du Maroc.....	5
1.2. Le volcanisme alcalin récent du nord-ouest de l'Afrique.....	11
1.3. Objectifs et organisation de la thèse	12
Chapitre 2 : Contexte géologique et méthodes analytiques	13
2.1. Contexte géologique du Jbel Saghro	15
2.2. Échantillonnage	17
2.3. Méthodes analytiques.....	18
2.3.1. Analyses quantitatives des minéraux	18
2.3.1.a. Éléments majeurs : microsonde électronique	18
2.3.1.b. Éléments en trace : LA-ICP-MS.....	22
2.3.2. Analyses en roche totale.....	23
2.3.2.a. Éléments majeurs : spectrométrie XRF et analyse élémentaire.....	23
2.3.2.b. Éléments en trace : spectrométrie ICP-MS.....	24
2.3.3. Analyse des inclusions fluides	25
2.3.3.a. Pétrographie	26
2.3.3.b. Microthermométrie	26
2.3.3.c. Microspectroscopie Raman.....	27
Chapitre 3 : Pétrographie et géochimie des échantillons.....	29
3.1. Pétrographie	31
3.1.1. Néphélinites.....	31
3.1.2. Basanites	33
3.1.3. Téphrites.....	34
3.1.4. Phonolites.....	38
3.2. Géochimie des laves alcalines	39
3.2.1. Éléments majeurs	39
3.2.2. Éléments en trace	42
Chapitre 4 : Les inclusions fluides et les minéraux riches en éléments volatils comme traceurs des fluides sous la bordure du Craton Ouest-Africain (province volcanique du Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc)	49

Abstract.....	53
4.1. Introduction.....	55
4.2. Geological context of the Jbel Saghro volcanic complex.....	56
4.3. Analytical methods.....	57
4.3.1. Whole rock.....	57
4.3.2. Minerals.....	58
4.3.3. Fluid inclusions.....	59
4.4. Nephelinite from the Saghro volcanic field.....	60
4.4.1. Miocene nephelinite.....	62
4.4.2. Pliocene nephelinite.....	66
4.5. Fluid inclusions.....	69
4.5.1. Petrography.....	69
4.5.2. Microthermometry of single-phased inclusions.....	71
4.5.3. Type 1 inclusion densities.....	74
4.5.4. Fluid composition — Raman spectroscopy.....	74
4.5.5. Solid phases in fluid inclusions — Raman spectroscopy.....	74
4.5.6. Relation to the host olivine.....	76
4.6. Discussion.....	77
4.6.1. Pre-eruptive conditions of Miocene and Pliocene nephelinites from Saghro.....	77
4.6.2. Deep CO ₂ fluids in nephelinite magmas.....	81
4.6.3. Magma evolution for Saghro nephelinites.....	85
4.7. Conclusion.....	87
Chapitre 5 : Origine des magmas primaires du Jbel Saghro.....	89
5.1. Introduction.....	91
5.2. Discussion.....	92
5.2.1. Magmas primaires.....	92
5.2.2. Fusion partielle.....	96
5.2.2.a. <i>Processus de fusion partielle et paramètres impliqués</i>	97
5.2.2.b. <i>Modélisation inverse</i>	102
5.2.2.c. <i>Fusion partielle dans le manteau</i>	109
5.2.3. Origine des laves primaires de Saghro.....	116
5.3. Conclusion.....	120
Chapitre 6 : Discussion et conclusion.....	123

6.1. Une source périclitique carbonatée.....	125
6.2. Contraintes sur les modèles de genèse des laves alcalines	129
6.3. Contraintes sur la géodynamique du volcanisme Nord-Ouest Africain	135
Bibliographie	137

Chapitre 1 : Introduction

La pétrologie implique la description, l'identification, l'interprétation de données et le développement de théories sur l'origine des roches – Philpotts (1990)

Lorsqu'elle est appliquée à des systèmes ignés, elle implique l'interprétation des processus ayant affecté une roche formée à partir de matériel fondu, qu'elle se soit mise en place en surface ou comme corps intrusif en profondeur. Associée à la géochimie, elle permet le développement de modèles sur les processus de formation et d'évolution qui permettent de produire une certaine variété de roches magmatiques.

Cette thèse s'intéressera aux magmas alcalins, et plus particulièrement aux magmas les plus alcalins et pauvres en silice que sont les néphélinites et les basanites qui se sont récemment mis en place au sud du Maroc, dans le massif volcanique du Jbel Saghro.

Du point de vue des processus mantelliques et de l'évolution chimique du manteau, le volcanisme alcalin est un processus très important, et ce même si de telles roches sont peu répandues à la surface de la Terre – Gast (1968)

Bien que peu répandu à la surface de la Terre au regard des autres types de magmas émis, le volcanisme alcalin tient un rôle important dans l'étude des processus mantelliques profonds. Puisqu'ils sont largement interprétés comme étant des produits de faibles taux de fusion à grande profondeur, les magmas alcalins peuvent fournir des informations sur les processus profonds dans le manteau. Ils ont ainsi occupé une place particulièrement significative dans les discussions autour de l'existence des panaches mantelliques (p.ex. Gast, 1968 ; Green et Ringwood, 1967 ; Hofmann et White, 1982 ; Kushiro, 1968).

Les magmas alcalins (néphélinites, basanites et basaltes alcalins) se mettent en place dans divers contextes intraplaque comme les îles océaniques, les volcans intracontinentaux, ou les zones de rifts continentaux. Leur composition isotopique a été utilisée pour démontrer que le manteau terrestre est hétérogène sur des échelles allant du millimètre au kilomètre (p.ex. Allègre, 1982 ; Hofmann, 1997 ; Hofmann et White, 1982). Il existe cependant toujours un débat important sur le processus pétrologique responsable de la formation des laves alcalines. Plusieurs modèles s'entrecroisent :

(1) Fusion d'une péridotite métasomatisée en présence de CO₂ (p.ex. Dasgupta *et al.*, 2007 ; Eggler et Holloway, 1977 ; Hirose, 1997 ; Wyllie, 1977) ;

(2) Réaction d'un liquide issu de la fusion et homogénéisation d'une ancienne croûte océanique avec une péridotite (p.ex. Chase, 1981 ; Chauvel *et al.*, 1992 ; Hofmann *et al.*, 1986 ;

Weaver, 1991) ;

(3) Fusion d'une lithosphère métasomatisée (p.ex. Halliday *et al.*, 1995; Lloyd et Bailey, 1975; Niu et O'Hara, 2003; Pilet *et al.*, 2008).

La diversité des modèles sur la production des magmas alcalins est d'une certaine manière liée aux techniques pétrologiques et géochimiques variées utilisées pour les contraindre. Par exemple, Hofmann (1997) a suggéré que la formation des magmas alcalins se fait par fusion partielle de croûte océanique recyclée en se basant sur les rapports d'éléments en trace incompatibles et les isotopes, donc sur des données « naturelles ». Par contre, Brey et Green (1975), Wyllie (1977) et plus récemment Dasgupta *et al.* (2007) ont effectué de la pétrologie expérimentale pour montrer que les laves alcalines sont issues de faibles degrés de fusion d'une péridotite en présence de CO₂.

Les études sur les néphélinites et basanites intracontinentales ont largement montré que ces laves sont produites par une source mantellique ayant subi l'influence d'un composant carbonatitique. De Ignacio *et al.* (2012) ont montré que les néphélinites de São Vicente (îles du Cap Vert) sont issues d'un magma parent alcalin riche en CO₂. Tatsumi *et al.* (1999) ont déterminé que les néphélinites de Hamada (Japon) ont été produites par la fusion d'une source wherlitique produite par le métasomatisme carbonatitique d'une lherzolite. Melluso *et al.* (2007) ont montré que les basanites de Madagascar sont le produit de faibles taux de fusion partielle (3–5%) d'une source péridotitique enrichie par métasomatisme dans la partie inférieure du manteau lithosphérique (champ de stabilité du spinelle). Melluso *et al.* (2011) ont démontré que les néphélinites du nord de Madagascar sont issues de faibles degrés de fusion d'une péridotite à grenat enrichie par un métasomatisme dolomitique (\pm phlogopite). Ulianov *et al.* (2007) ont déterminé qu'un liquide carbonatitique a réagi avec la péridotite dans le manteau profond (champ de stabilité du grenat), et que la wehrlite carbonatée issue de cette réaction a fondu pour produire les néphélinites du Kaiserstuhl (Allemagne). Ulrych *et al.* (2008) ont montré que les néphélinites à olivine-mélilite de République Tchèque trouvent leur source dans un manteau hétérogène contenant des veines produites par métasomatisme carbonatitique. Johnson *et al.* (2005) ont déterminé que les néphélinites et basanites du Rift de Baikal (proche du Craton Sibérien) sont issues de la fusion d'une pyroxénite à grenat et phlogopite enrichie par métasomatisme. Zeng *et al.* (2010) ont déterminé que les anomalies négatives en K, Zr, Hf et Ti, l'enrichissement en éléments incompatibles et les rapports Ca/Al et Zr/Hf élevés des néphélinites et basanites intraplaque issues du volcanisme cénozoïque au sud du craton nord-chinois impliquent que leur source a subi un métasomatisme de type carbonatitique, puis de faibles taux de fusion (< 3%).

1.1. Contexte géodynamique du Maroc

Le Maroc, situé à la jonction entre l'Océan Atlantique, la Méditerranée et le Craton Ouest Africain, présente une topographie complexe avec notamment les chaînes de l'Atlas comprenant les plus hauts sommets d'Afrique du Nord (Figure 1.1).

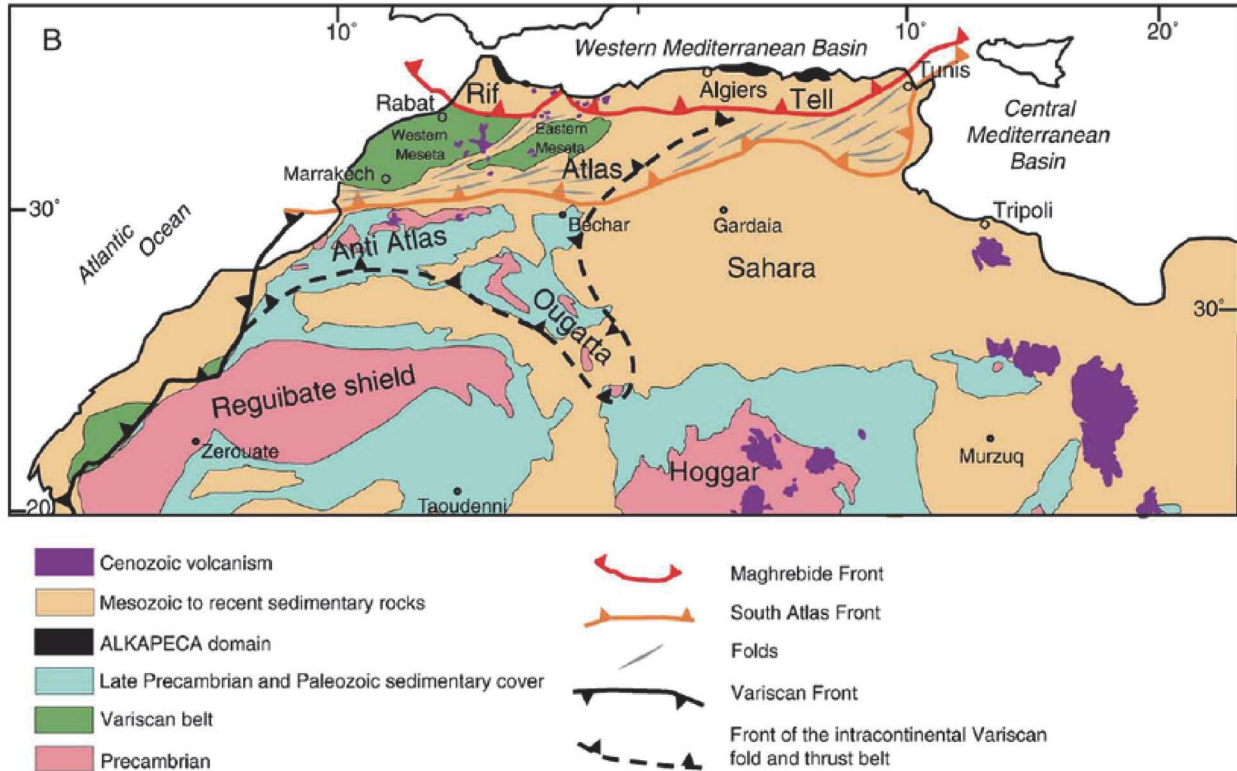


Figure 1.1. Principaux domaines structuraux du Nord-Ouest de l'Afrique. D'après Frizon de Lamotte *et al.* (2009).

Les Atlas représentent un système complexe qui s'est développé au niveau d'un rift Mésozoïque. Les failles normales, globalement NNE à ENE, à l'origine de ce rift se sont formées sous l'action d'un régime extensif et transtensif dû à l'ouverture de l'Atlantique Central et au mouvement latéral entre les plaques Africaine et Européenne qui s'en est ensuivi. Le domaine atlasique était ainsi formé de nombreux bassins et demi-grabens organisés en un réseau complexe. La surrection des Atlas s'est initiée à partir du Crétacé supérieur avec le début de la convergence entre l'Europe et l'Afrique. Le raccourcissement en lui-même se développe essentiellement pendant le Cénozoïque (Frizon de Lamotte *et al.*, 2008 et références citées).

Mais le raccourcissement crustal produit par la convergence entre les plaques Afrique et Europe est faible (< 30%), alors que la topographie atteint des altitudes de plus de 4000 m au niveau du Haut Atlas (Beauchamp *et al.*, 1999 ; Gomez *et al.*, 1998 ; Teixell *et al.*, 2003, 2009). L'Anti Atlas et la Meseta marocaine (dont le Moyen Atlas) ont également subi une élévation

Plusieurs hypothèses ont été avancées afin d'expliquer l'origine de l'amincissement lithosphérique sous le Maroc (et conjointement du volcanisme tertiaire marocain) et de discuter la signification géodynamique de la *Moroccan Hot Line*. Les études s'intéressent particulièrement aux mouvements du manteau sous le Maroc. Les principaux modèles impliquent :

(1) un mouvement latéral de matériel issu d'un panache sous les îles Canaries (Duggen *et al.*, 2009) ;

(2) une délamination de la lithosphère due à la réactivation des structures panafricaines par l'action de la convergence Afrique-Europe, avec une contribution possible de convection asthénosphérique de type *Edge-Driven Convection* (Liégeois *et al.*, 2005) ;

(3) un mouvement toroïdal/latéral du manteau provoqué par le retrait du panneau plongeant et/ou la délamination de la lithosphère au niveau de la mer d'Alboran (Faccenna et Becker, 2010) ;

(4) une convection asthénosphérique en bordure du Craton Ouest Africain (*Edge-Driven Convection*) liée à la convergence entre l'Afrique et l'Europe (Kaislaniemi et van Hunen, 2014 ; Missenard et Cadoux, 2012).

Dans leur modèle, Duggen *et al.* (2009) mettent en évidence les similarités géochimiques et isotopiques du volcanisme du nord-ouest de l'Afrique avec les laves produites aux îles Canaries. Pour expliquer ces similitudes, ils proposent que le panache des Canaries soit dévié sous le continent nord-ouest Africain selon un couloir sublithosphérique (Figure 1.3). Ils interprètent cette déviation par l'interaction de trois mécanismes :

(1) la remontée du manteau couplée à la poussée du panache entraîne un flux latéral de matériel issu du panache vers l'est des Canaries et la marge continentale africaine où la lithosphère a été amincie par érosion thermique ;

(2) le rifting mésozoïque avorté a fragilisé la lithosphère mantellique sous la partie marocaine de l'Atlas, permettant sa délamination lors de la collision Afrique-Europe au Miocène, formant ainsi un couloir qui entraîne le flux de panache initié au niveau des Canaries ;

(3) la subduction en rollback de la lithosphère océanique de la Téthys sous l'ouest de la Méditerranée aurait provoqué la délamination de la lithosphère subcontinentale sous la partie nord du Maroc. Le retrait du panneau plongeant entraîne un mouvement mantellique horizontal depuis le Moyen Atlas vers le coin du manteau sous l'ouest de la Méditerranée.

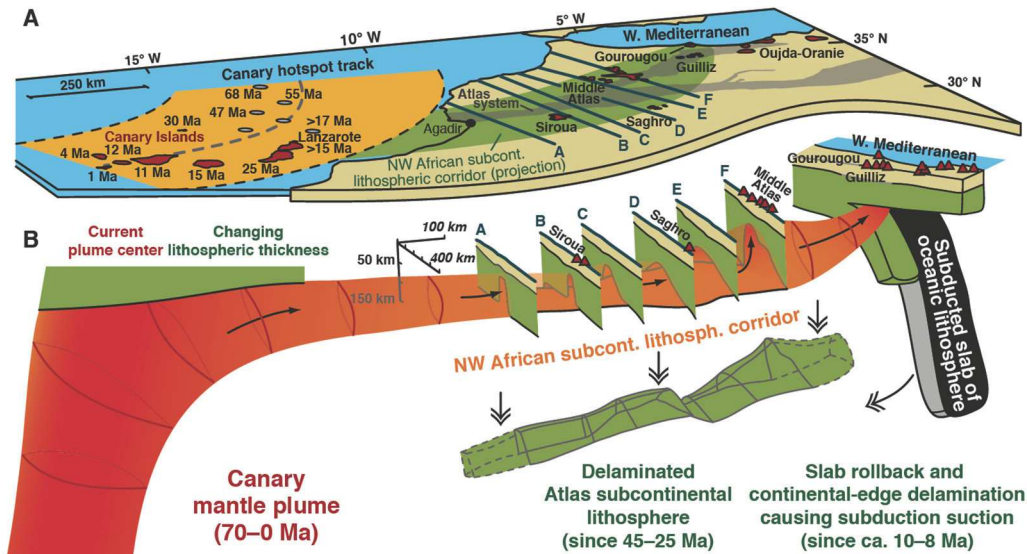


Figure 1.3. (A) carte du continent nord-ouest africain et (B) modèle 3D du flux de matériel issu du panache des Canaries sous le nord-ouest de l'Afrique par un couloir subcontinental. **A** : la zone orange représente la trace du point chaud des Canaries sur la partie océanique de la plaque nord-ouest africaine, avec les âges de laves les plus anciennes pour chaque île (zones rouges) ou chaque mont sous-marin (cercles gris), indiquant une progression vers le sud-ouest avec le temps et la position actuelle du panache sous les îles Canaries de l'ouest (Geldmacher *et al.*, 2005). Sont également représentés la chaîne de l'Atlas (champ gris), la position du couloir sublithosphérique (en vert) déduite des profils (A–F) basés sur des données géophysiques (Fullea *et al.*, 2006 ; Missenard *et al.*, 2006 ; Teixell *et al.*, 2005), et les champs volcaniques intraplaque néogènes du nord-ouest de l'Afrique. **B** : Le modèle en 3D illustre comment le matériel issu du panache des Canaries flue le long de la base de la lithosphère océanique qui s'amincit vers l'est (Neumann *et al.*, 1995), puis dans le couloir sublithosphérique sous la chaîne de l'Atlas, avant d'atteindre l'ouest de la Méditerranée. La poussée du panache, l'amincissement vers l'est de la lithosphère et l'aspiration de la subduction liée au retrait du panneau plongeant de la Méditerranée sont proposés comme étant les mécanismes principaux à l'origine du fluage de matériel issu du panache des Canaries à plus de 1500 km vers le nord-est. *D'après Duggen et al. (2009).*

Liégeois *et al.* (2005) proposent quant à eux, en faisant un parallèle avec le Hoggar, que le volcanisme alcalin du nord-ouest de l'Afrique soit lié au fait que les contraintes associées à la collision Afrique-Europe ont réactivé les grands décrochements panafricains au niveau de la bordure du Craton Ouest Africain. Cette réactivation provoque la délamination de la lithosphère au niveau des failles suivie d'une remontée rapide de l'asthénosphère, entraînant la fusion par décompression adiabatique, et la remontée de magma le long des failles. De plus, la remontée de l'asthénosphère est renforcée par le phénomène de *Edge-Driven Convection* provoqué par les variations latérales de température liées à la topographie de la base de la lithosphère (présence du craton ; Figure 1.4).

Le modèle de Faccenna et Becker (2010) considère que la région méditerranéenne est constituée d'un ensemble de microplaques qui se déplacent et se déforment indépendamment du

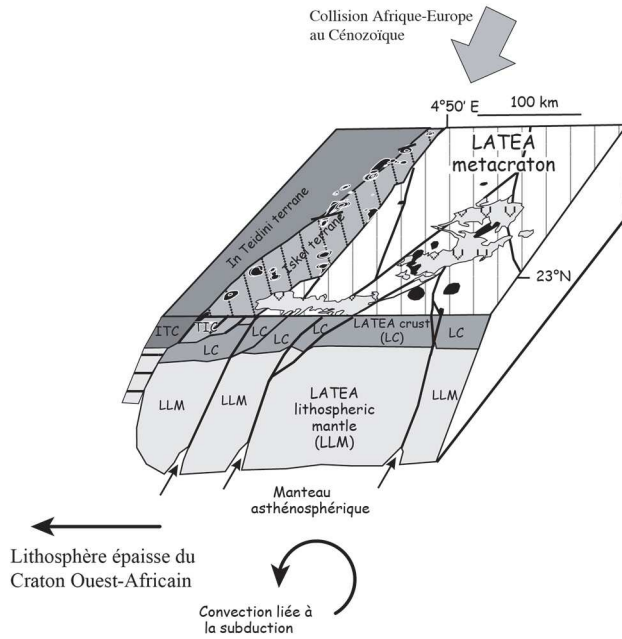


Figure 1.4. Modèle pour l'activité volcanique récente au niveau du plateau du Hoggar. La convergence entre l'Afrique et l'Europe provoque la réactivation de méga-zones de cisaillement panafricaines. La délamination de la lithosphère le long de ces zones de cisaillement entraîne la remontée et la fusion de l'asthénosphère. Les magmas produits remontent le long des failles et donnent le volcanisme récent (Cénozoïque) du Hoggar. La composition des laves du Hoggar, typique des basaltes d'îles océaniques (OIB), est due au faible taux de fusion partielle, à la taille du système, et aux échelles caractéristiques de l'hétérogénéité chimique du manteau (Meibom et Anderson, 2004). La remontée de l'asthénosphère est renforcée par la convection produite par les variations latérales de température liées à la topographie de la base de la lithosphère (King et Anderson, 1998). *D'après Liégeois et al. (2005).*

mouvement de convergence entre l'Afrique et l'Europe. Les auteurs se basent sur des données récentes de tomographie sismique de haute résolution sous la Méditerranée pour modéliser les fluxes mantelliques produits par les mouvements des plaques. Ils suggèrent que ces flux à grande échelle dans le manteau sont produits par l'interaction entre les fragments de panneau plongeant (présents sous la mer d'Alboran) et le mouvement de convergence entre l'Afrique et l'Europe. Ces mouvements de manteau entraînent des remontées d'asthénosphère et peuvent impacter des zones éloignées de la subduction (Figure 1.5). Les remontées d'asthénosphère provoquent sa fusion par décompression adiabatique et peuvent, selon les auteurs, être à l'origine du volcanisme observé aussi bien dans le Massif Central qu'en Espagne et au Nord-Ouest de l'Afrique.

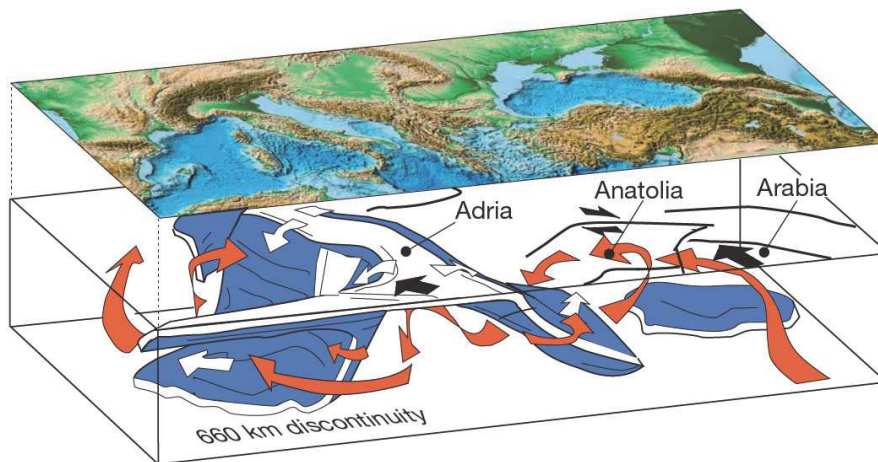


Figure 1.5. Schéma illustrant l'architecture des zones de subduction et la convection mantellique associée dans la région méditerranéenne. La convection importante (flèches rouges) est principalement confinée à la partie la plus haute du manteau supérieur, et est associée à la subduction (flèches blanches) au sein de la convergence Afrique-Europe (flèches noires). *D'après Faccenna et Becker (2010).*

Plus récemment, Missenard et Cadoux (2012) et Kaislaniemi et van Hunen (2014) ont proposé une alternative au débat entre la subduction sous la mer d'Alboran et l'influence du panache des îles Canaries comme cause de l'amincissement lithosphérique sous le Maroc. Ils suggèrent que le Craton Ouest Africain est à l'origine de la formation de cellules de convection dans le manteau, selon le principe d'*Edge-Driven Convection* (EDC) introduit par Elder (1976) (Figure 1.6). L'EDC est une instabilité convective à petite échelle qui se forme au niveau de changements brutaux d'épaisseur de discontinuités thermiques, comme par exemple la limite entre une lithosphère cratonique épaisse et une lithosphère jeune plus fine. Le contraste de température entre le craton froid et l'asthénosphère plus chaude entraîne un mouvement de convection (King et Anderson, 1998). Missenard et Cadoux (2012) montrent que les périodes d'activité du volcanisme marocain des derniers 80 Ma coïncident avec les périodes pendant lesquelles la vitesse de déplacement de la plaque Africaine est suffisamment faible pour provoquer de l'EDC. Ce processus pourrait également, d'après les auteurs, expliquer la période d'inactivité de 20 Ma du volcanisme de l'Atlas, ainsi que l'amincissement de la lithosphère et la géochimie des laves de l'Atlas.

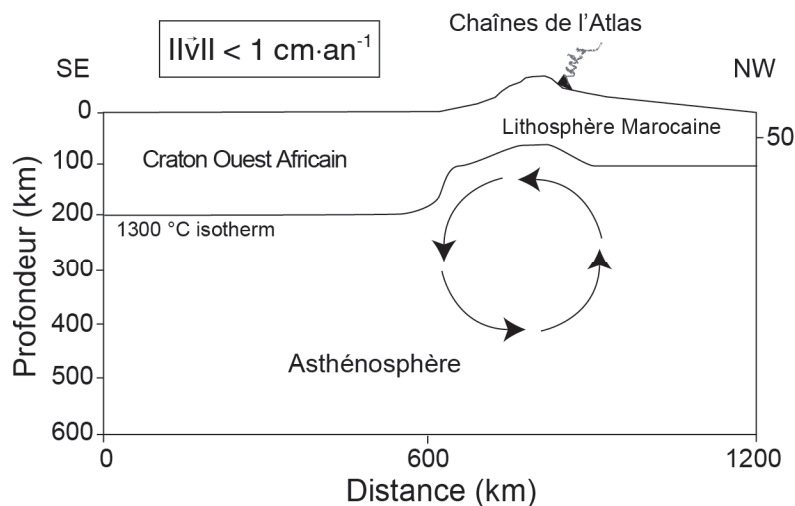


Figure 1.6. Modèle d'*Edge-Driven Convection* appliqué au Maroc : coupe NW–SE schématique illustrant le développement d'une cellule de convection à la frontière entre le Craton Ouest Africain et la lithosphère marocaine. La différence de température entre le craton froid et l'asthénosphère chaude, combinée à une faible vitesse de déplacement de la plaque Afrique ($< 1\text{cm}\cdot\text{an}^{-1}$) sont des conditions idéales de formation d'une cellule EDC. Cette convection sublithosphérique provoque une érosion thermique de la lithosphère sus-jacente, ainsi que la fusion partielle du manteau à l'origine du volcanisme. *D'après Missenard et Cadoux(2012).*

1.2. Le volcanisme alcalin récent du nord-ouest de l'Afrique

Au nord-ouest de l'Afrique, la présence de nombreux pointements volcaniques de laves sous-saturées riches en éléments volatils datés du Cénozoïque récent (< 25 Ma) a été reportée le long d'un axe qui s'étend des îles Canaries à la partie nord du Maroc (champs volcaniques de Siroua, Saghro, Moyen Atlas, Guilliz, Gourougou et Oujda-Oranie ; Lustrino et Wilson, 2007 ; Figure 1.4).

La chaîne de montagnes de l'Atlas s'étend depuis la marge continentale passive entre l'Atlantique et l'Afrique au niveau des îles Canaries jusqu'à la côte méditerranéenne (Figure 1.4). Elle représente un rift avorté puis inversé qui s'est formé pendant l'ouverture de l'Atlantique central au mésozoïque supérieur. Pendant les derniers 45 Ma, le rift avorté a été déformé à cause de la collision entre les plaques Eurasie et Afrique (Gomez *et al.*, 2000). Un mécanisme de délamination de la lithosphère mantellique sous continentale a été proposé en réponse à cette collision pour expliquer les séismes et le volcanisme du système atlasique (Ramdani, 1998).

Plus récemment, les différents modèles géodynamiques évoqués dans la première partie

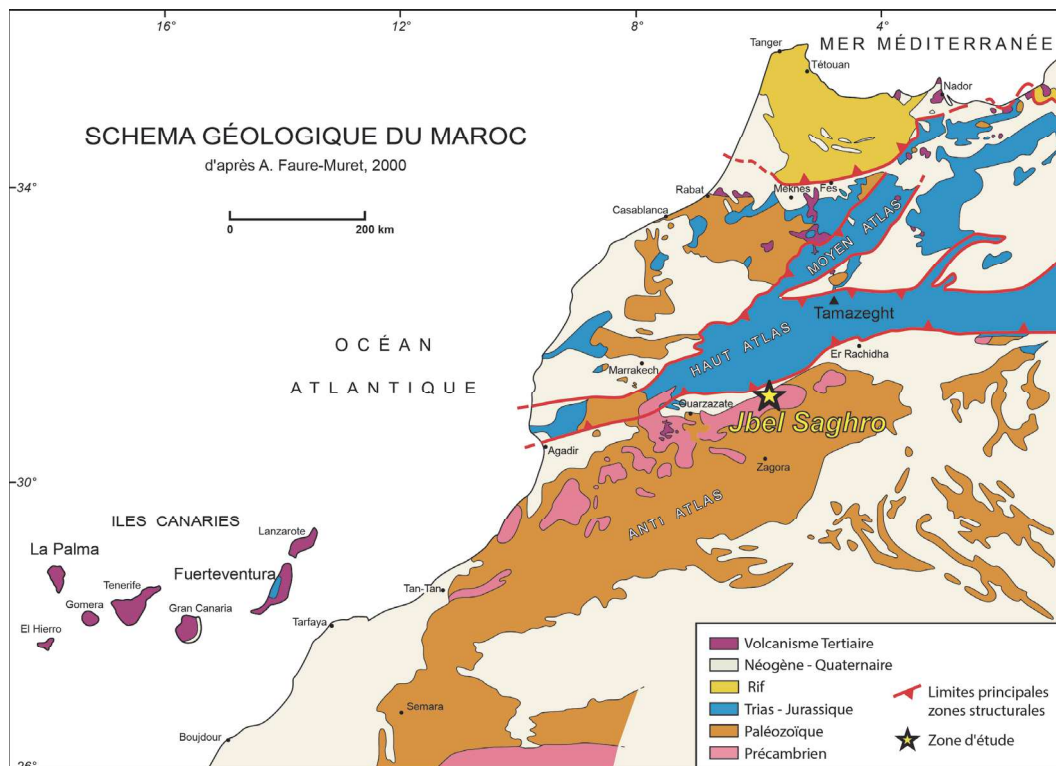


Figure 1.4. Carte structurale du nord-ouest de l'Afrique mettant en évidence les chaînes de l'Atlas, le volcanisme récent aligné selon un axe globalement sud-ouest – nord-ouest, des îles Canaries jusqu'à l'ouest de la Méditerranée. Le massif volcanique du Jbel Saghro (étoile jaune), d'où proviennent les échantillons étudiés dans cette thèse, est situé au nord-est de la chaîne de l'Anti-Atlas, à la limite nord du Craton Ouest Africain. *Modifié d'après Faure-Muret (2000).*

de ce chapitre ont été proposés pour expliquer la présence du volcanisme alcalin au nord-ouest de l'Afrique. Ces modèles, principalement basés sur des contraintes géophysiques (tomographie sismique, anomalies de gravité, flux de chaleur, topographie...), sont encore très débattus. L'étude chimique des laves alcalines produites par le volcanisme marocain permet, en ouvrant une fenêtre sur les processus ayant lieu en profondeur, d'apporter des contraintes sur ces modèles.

1.3. Objectifs et organisation de la thèse

Afin d'apporter de nouvelles contraintes sur la source et les processus de genèse des magmas alcalins du nord-ouest de l'Afrique, cette thèse se focalisera sur l'étude de la série alcaline mise en place dans le champ volcanique du Jbel Saghro pendant les dix derniers millions d'années. Cette thèse s'organise autour de deux axes principaux, après avoir décrit la zone d'échantillonnage, les méthodes analytiques, et caractérisé les échantillons :

- Le chapitre 4 consiste en une étude détaillée des minéraux, des inclusions fluides et des éléments volatils des néphélinites miocènes et des néphélinites pliocènes du Jbel Saghro, dans laquelle l'accent est mis sur l'influence des fluides sur la genèse de laves ayant des caractéristiques pétrographiques distinctes malgré des compositions chimiques très similaires ;
- Le chapitre 5 s'intéresse à la chimie en roche totale des néphélinites et basanites afin de déterminer les caractéristiques de la source des laves primaires de Saghro par des modélisations de fusion partielle et de cristallisation fractionnée.

Enfin, la dernière partie permettra de replacer les laves alcalines du Jbel Saghro dans un contexte plus général afin de discuter des différentes hypothèses de formation des néphélinites et basanites, ainsi que des modèles géodynamiques proposés pour le magmatisme alcalin du nord-ouest de l'Afrique.

Chapitre 2 : Contexte géologique et méthodes analytiques

2.1. Contexte géologique du Jbel Saghro

Le champ volcanique du Jbel Saghro occupe une large zone (> 1500 km²) à l'intersection entre la partie nord du Craton Ouest Africain et la partie est de la chaîne de l'Anti Atlas, au Maroc (Figure 2.1). C'est un bombement récent qui s'élève à plus de 2000 m d'altitude. Le substratum du Jbel Saghro est constitué de schistes et granites du Précambrien moyen, de roches volcaniques acides (rhyolites) et de conglomérats du Précambrien supérieur intrudés par le massif granitique de Bou Gafer (Figure 2.1). La fin du Précambrien et le Cambrien sont marqués par des grès et des conglomérats surmontés par une formation schisto-dolomitique de faible épaisseur. Celle-ci est recouverte par une épaisse série de schistes et de grès appartenant à la fin du Cambrien inférieur et au Cambrien moyen. Cette couverture est réduite à l'extrémité nord-est du massif pour laisser place aux schistes et grès de l'Ordovicien affectés par un écaillage d'âge hercynien (Michard *et al.*, 2008).

Le Jbel Saghro est séparé du Haut Atlas par le bassin sédimentaire d'Ouarzazate, comblé

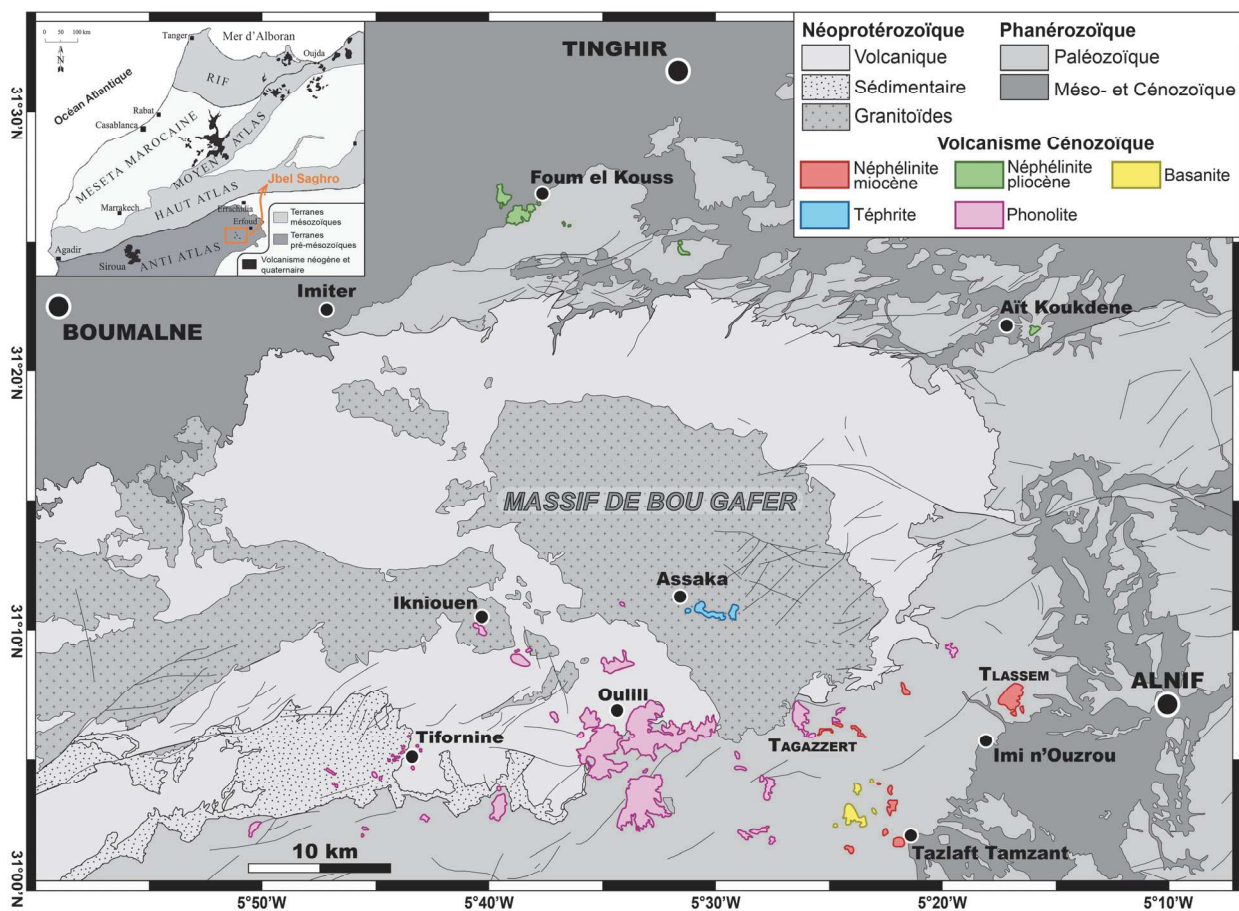


Figure 2.1. Carte géologique du champ volcanique du Jbel Saghro indiquant la localisation des néphélines, basanites, téphrites et phonolites qui ont été échantillonnées dans cette thèse. L'insert montre la position du Jbel Saghro au sein de la ceinture montagneuse de l'Atlas, au Nord-Ouest de l'Afrique (*Insert modifié d'après El Azzouzi et al., 2010*).

par des sédiments d'âge Crétacé à Tertiaire. Ce bassin, d'abord marin, devient continental au Lutétien moyen à supérieur. Il s'agrandit vers la fin de l'Oligocène et s'étend petit à petit vers le sud au Miocène, où il recouvre presque totalement le massif du Jbel Saghro. La surrection du massif commence vers la fin de la période de comblement du bassin d'Ouarzazate, et subit une érosion qui déblaie la majeure partie des dépôts sédimentaires récents, avant le début du volcanisme récent puisque celui-ci repose sur le substratum précambrien et sa couverture cambro-ordovicienne (Michard *et al.*, 2008).

Les laves récentes qui font l'objet de cette étude se trouvent dans la partie orientale du Jbel Saghro. Ces laves constituent les hauts reliefs méridionaux du massif granitique de Bou Gafer, avec quelques points d'émission situés au nord du massif (Figure 2.1). Les observations de terrain (Berger, 2008 ; Ibhi, 2000 ; cette étude) et les datations isotopiques K-Ar (Berrahma *et al.*, 1993) ont permis de reconstituer l'histoire volcanique récente du Jbel Saghro :

- Au Miocène supérieur (9.6–5.2 Ma ; Berrahma *et al.*, 1993), l'activité volcanique est située au sud du massif granitique de Bou Gafer, dans les régions d'Ikniouen (IK), Tifornine (TIF), Oulili (non échantillonné) et Tagazzert (TAG) pour les dômes de phonolites (7.4–6.7 Ma), d'Assaka (BG) pour les deux coulées de téphrites (~7.3 Ma), et de Tazlaft Tamzant (TAM) et Tlassem (TLA) pour les dykes et coulées de basanites (~6.5 Ma) et de néphélinites miocènes (9.6–5.2 Ma) (Figure 2.1). L'ensemble de ces émissions de laves se fait sur les sédiments cambriens (néphélinites et basanites) ou sur les granites et rhyolites précambriens (phonolites et téphrites) ;

- Au Pliocène supérieur (~2.9 Ma ; Berrahma *et al.*, 1993), le volcanisme est localisé dans la partie septentrionale du massif avec l'émission de coulées massives de néphélinite pliocène dans les régions de Foug el Kouss (FK) et de Aït Koukdène (non échantillonné), sur les sédiments ordoviciens et crétacés (Figure 2.1).

Les études postérieures au travail de datation de Berrahma *et al.* (1993) sont peu nombreuses et se focalisent principalement sur le nord du champ volcanique de Saghro. Ibhi *et al.* (2002) ont déterminé que les ségrégats carbonatitiques des néphélinites pliocènes de Foug el Kouss sont composés de lherzolites lithosphériques et d'agrégats microcristallins avec du diopside secondaire pauvre en aluminium et de l'apatite, suggérant une interaction avec des fluides riches en carbonates. Ces fluides auraient été produits à 70–100 km de profondeur à des températures supérieures à 950 °C, et auraient participé au métasomatisme des péridotites lithosphériques. Ibhi *et al.* (2002) suggèrent finalement que les néphélinites pliocènes de Saghro

ont une origine profonde, et que leur mise en place est liée à des mouvements distensifs locaux qui ont lieu dans un contexte régional compressif lié à la convergence des plaques africaine et européenne.

Les travaux de Berger *et al.* (2008) sur les clinopyroxènes des néphélinites pliocènes de Foum el Kouss suggèrent deux populations d'augite ayant cristallisé l'une au niveau de la transition entre la croûte supérieure et la croûte inférieure (~6 kbar), et l'autre au niveau du Moho (~10 kbar). De part les différents pyroxènes observés, Berger *et al.* (2008) ont déterminé la présence de quatre chambres magmatiques situées au niveau des discontinuités rhéologiques majeures (transition ductile/cassant dans le manteau, Moho, transition ductile/cassant dans la croûte, transition croûte/atmosphère).

Berger *et al.* (2009) ont utilisé des données minéralogiques et des modélisations des compositions en éléments majeurs pour suggérer que les néphélinites et les phonolites du Jbel Saghro forment une série magmatique de laves alcalines mio-pliocènes, liées par des processus de cristallisation fractionnée. Ceux-ci mettent en jeu le fractionnement de cumulats à olivine et clinopyroxène, avec des traces de spinelle, Ti-magnétite, apatite, calcite, biotite et amphibole dans un premier temps, puis de feldspath potassique et de néphéline. Berger *et al.* (2009) interprètent les laves intermédiaires (phonotéphrites) comme le produit d'un mélange entre les néphélinites et les phonolites.

Finalement, Berger *et al.* (2014) ont utilisé les teneurs en éléments en trace des néphélinites de Saghro dans des modélisations géochimiques et suggèrent qu'elles sont issues de faibles taux de fusion partielle (~2 %) d'une lherzolite à spinelle carbonatée et enrichie en LREE. Les compositions isotopiques similaires des néphélinites et phonolites (mélange de composants DM et HIMU, ce dernier pouvant provenir de traces de métasomatisme panafricain dans le manteau lithosphérique) et leurs teneurs en éléments en trace complètent le travail de Berger *et al.* (2009) et suggèrent un lien par cristallisation fractionnée. Ils concluent en proposant que les néphélinites de Saghro sont issues de la fusion d'un manteau métasomatisé qui produit des magmas riches en volatils et pauvres en silice.

2.2. Échantillonnage

Une étude préliminaire a été menée à partir des cartes géologiques publiées par le Service Géologique du Maroc et des images Google Earth[®] afin de repérer les édifices volcaniques et les voies d'accès pour la mission de terrain. Cette mission de dix jours en novembre 2012 a permis

d'échantillonner des néphélinites miocènes et pliocènes, des basanites, des phonolites et des téphrites.

Les néphélinites forment des coulées peu épaisses (< 20 m) sur plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres. Les néphélinites pliocènes des coulées de Foum el Kouss (Figure 2.2) se sont mises en place à 1500 m d'altitude. Les néphélinites pliocènes se sont déposées sur les sédiments ordoviciens et crétacés qui recouvrent le substratum septentrional du Jbel Saghro. Les néphélinites miocènes et les basanites du sud du massif (Figure 2.2) reposent à ~1900 m d'altitude sur des sédiments cambriens.

Seuls deux affleurements de téphrites ont été découverts dans le champ volcanique de Saghro. Elles affleurent sur le granite précambrien de Bou Gafer (Figures 2.1 et 2.3), sous la forme de coulées dont la structure en colonnade est encore visible (Figure 2.3A-B).

Les phonolites affleurent soit en dômes, soit en coulées, intrudant ou couvrant les sédiments paléozoïques du Jbel Saghro et les ensembles volcano-sédimentaires (rhyolites et conglomérats) du groupe d'Ouarzazate. Les dômes forment des reliefs abrupts dont le diamètre ne dépasse pas les 250 m comme à Ikniouen ou Tifornine (Figure 2.3C-F). Les coulées sont épaisses (30–100 m), avec des colonnades généralement bien préservées comme pour la coulée de Tagazzert (Figure 2.3G).

2.3. Méthodes analytiques

2.3.1. Analyses quantitatives des minéraux

2.3.1.a. Éléments majeurs : microsonde électronique

Les compositions en éléments majeurs des minéraux ont été analysées au service Microsonde Sud de l'Université de Montpellier sur une microsonde CAMECA SX100. Cette microsonde analyse la longueur d'onde du rayonnement X produit par l'interaction des électrons des couches électroniques des atomes constitutifs des minéraux avec les électrons du faisceau incident grâce à un cristal analyseur et un spectromètre à dispersion de longueur d'onde (WDS : *Wavelength Dispersion Spectrometer*). La microsonde du service Microsonde Sud est équipée de cinq spectromètres WDS et de cinq cristaux analyseurs (2 TAP, PET, LPET, LLIF). Le cristal LLIF est remplacé par un cristal PC1 pour l'analyse du fluor. Pour les minéraux silicatés, les deux cristaux TAP analysent les longueurs d'onde de Al, Si, Na et Mg, le cristal PET

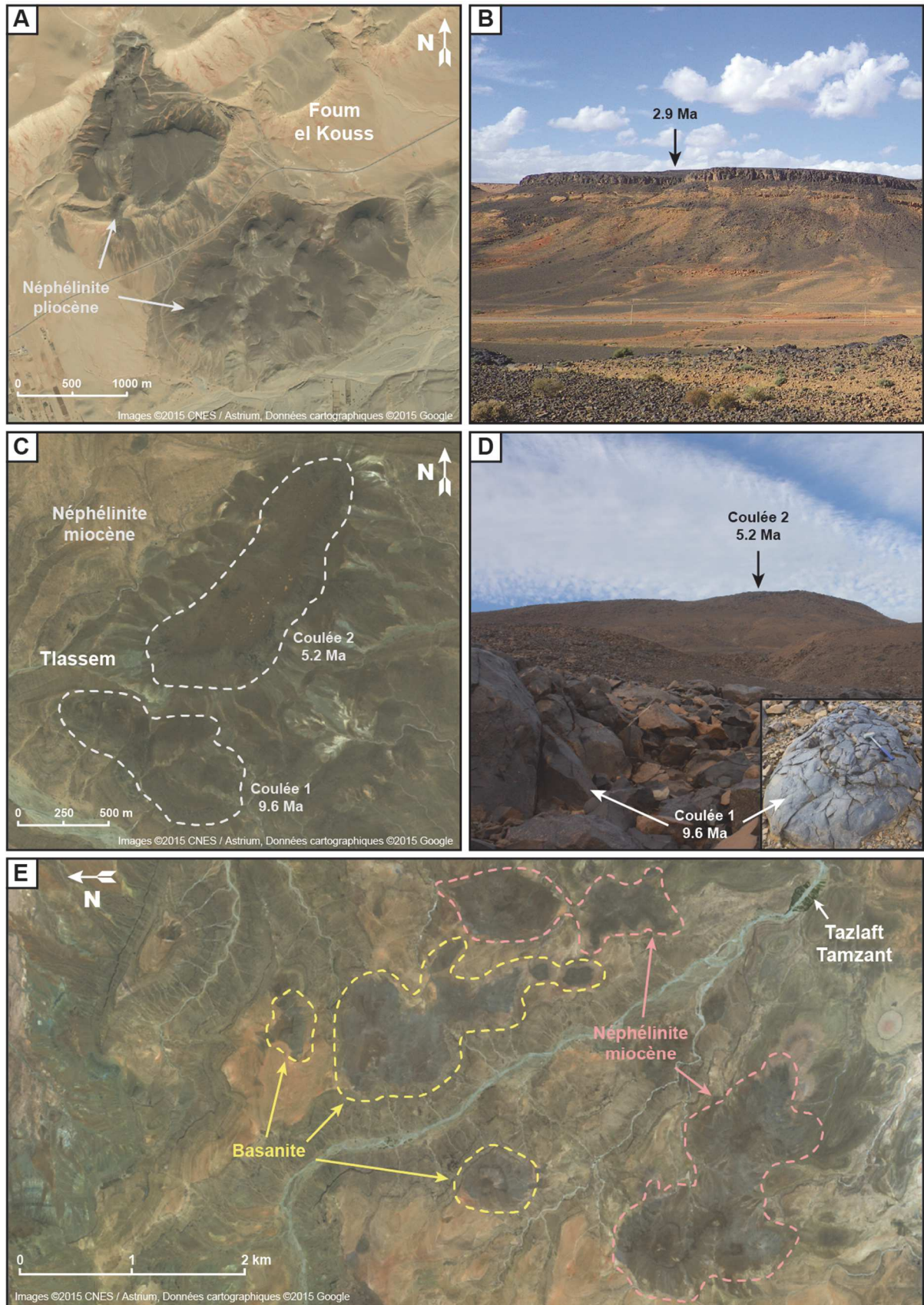


Figure 2.2. (A) Image satellite et (B) photographie des coulées de néphélinite pliocènes reposant sur des sédiments crétacés à Foug el Kouss. (C) Image satellite et (D) photographie des coulées de néphélinite miocènes de Tlassem mises en place sur les sédiments cambriens affleurant au sud du Saghro. (E) Image satellite des coulées de basanite et de néphélinite miocènes affleurant au nord du village de Tazlaft Tamzant.

Figure 2.3. (A) Image satellite et (B) photographie des coulées de téphrite au sud-ouest du village d'Assaka dans le massif granitique de Bou Gafer. (C) Image satellite et (D) photographie des dômes de phonolite de Tifornine. (E) Image satellite et (F) photographie du dôme de phonolite affleurant à côté du village d'Ikniouen. (G) Image satellite de la coulée de phonolite de Tagazzert.

analyse les longueurs d'onde de Ti, Cr et S, le cristal LPET analyse le signal de Ca et K, et le cristal LLIF détecte les longueurs d'onde de Mn, Fe, Cu et Ni. Pour l'apatite, le cristal PC1 analyse le F, le cristal LPET détecte les longueurs d'onde de Cl et Ca, le cristal PET analyse S et K, et le cristal TAP analyse les longueurs d'onde de Si, P et Sr.

Les conditions analytiques pour l'analyse des éléments majeurs et mineurs des minéraux pauvres en éléments volatils sont les suivantes :

- Tension d'accélération : 20 KeV
- Intensité du courant : 10 nA
- Temps de comptage par élément : 20 s
- Diamètre du faisceau : 1 μm

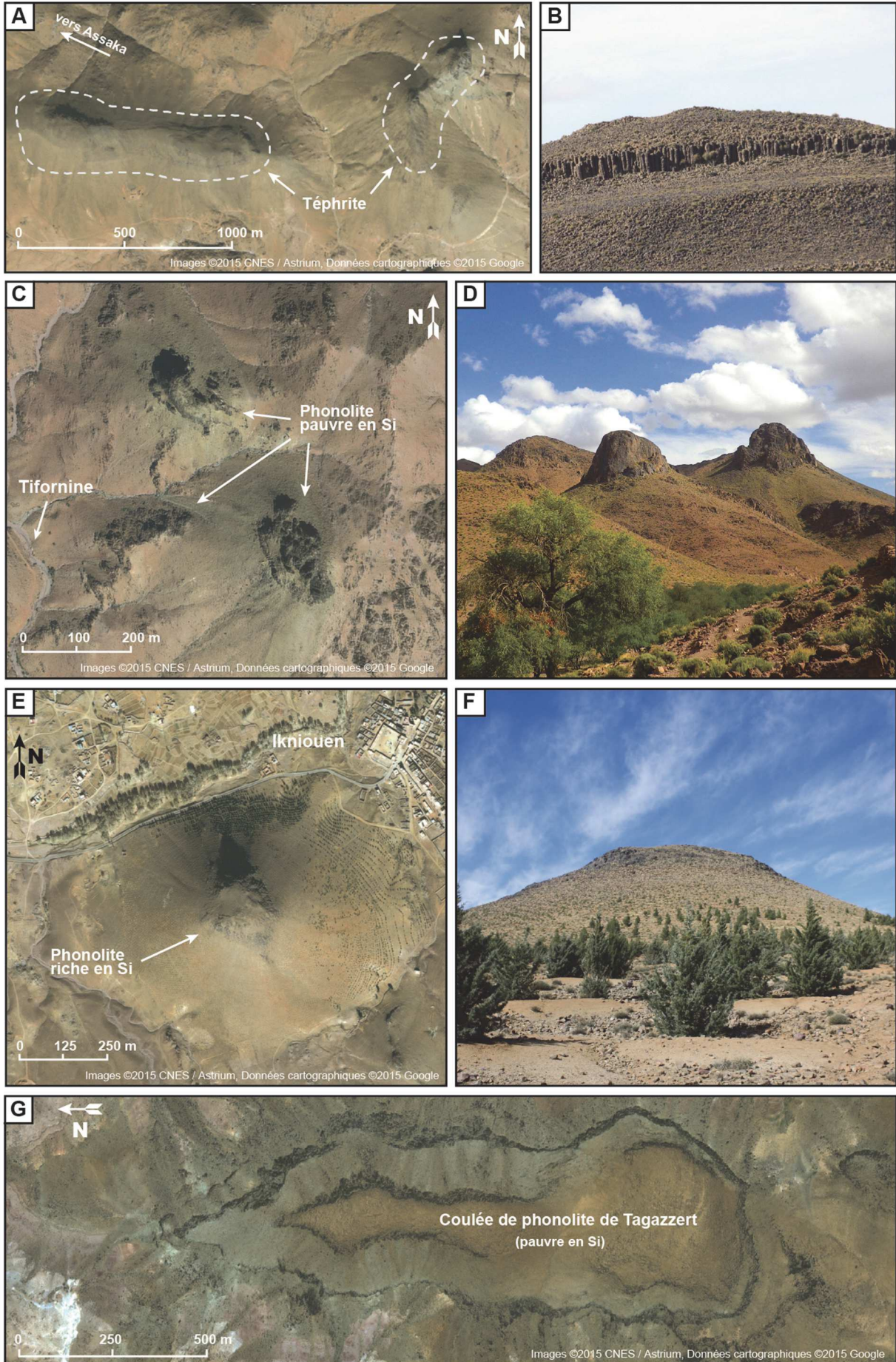
Pour l'apatite, les conditions ont été ajustées afin d'éviter le dégazage des éléments volatils (F, Cl et S) :

- Tension d'accélération : 15 KeV
- Intensité du courant : 10 nA
- Temps de comptage par élément : 40 s
- Diamètre du faisceau : 10 μm

Pour les minéraux silicatés et les sulfures, les standards utilisés sont des minéraux naturels (wollastonite, albite, forstérite, orthose, pyrite), des oxydes synthétiques (Al_2O_3 , TiO_2 , Cr_2O_3 , Fe_2O_3) et des métaux purs (Ni, Cu, Mn). Pour l'apatite, les standards utilisés sont principalement des minéraux naturels (fluorite, chloro-apatite, albite, wollastonite, apatite, orthose, sulfate de strontium) et synthétiques (sulfure de cadmium CdS).

La précision des analyses est inférieure à 0.5% pour les compositions en éléments majeurs. La limite de détection (tous éléments confondus) est inférieure à 0.05 pds.% pour l'analyse des minéraux silicatés (sur une base de 300 analyses), inférieure à 0.09 pds.% pour les sulfures (sur une base de 50 analyses), et inférieure à 0.13 pds.% pour les apatites (sur une base de 80 analyses).

Dans cette étude, les analyses des phases minérales ont été effectuées dans leur cœur et leur bordure (si possible, c.-à-d. si le minéral est de taille supérieure à $\sim 20 \mu\text{m}$), et des traverses ont parfois été réalisées afin d'étudier leurs zonations chimiques.



2.3.1.b. Éléments en trace : LA-ICP-MS

Les mesures de composition en éléments en trace des clinopyroxènes et sulfures des néphélinites et phonolites de Saghro ont été effectuées par spectrométrie de masse couplée à une ablation Laser au Laboratoire Géosciences Montpellier. Le dispositif utilisé correspond à une plateforme d'ablation GeoLas Q+ avec un laser Excimer CompEx102 couplée à un spectromètre de masse à source plasma ThermoFinnigan Element XR.

Les analyses ont été réalisées sur des lames polies de 150 μm d'épaisseur. Une courte pré-ablation (~2 s) est lancée avant le blanc de chaque analyse afin de nettoyer la surface de l'échantillon. Les conditions d'analyse pour le clinopyroxène sont les suivantes :

- Fréquence : 6 Hz
- Fluence (énergie par unité d'aire) : 10 J/cm^2
- Pré-ablation : 2 s
- Blanc : 120 s
- Temps d'acquisition : 60 s
- Diamètre du faisceau laser : 51 μm

Pour les sulfures, les conditions ont été ajustées comme suit :

- Fréquence : 10 Hz
- Fluence : 12 J/cm^2
- Pré-ablation : 2 s
- Blanc : 150 s
- Temps d'acquisition : 60 s
- Diamètre du faisceau laser : 5–26 μm selon la taille du sulfure

Les standards externes utilisés sont le verre NIST612 et BIR (basalte d'Islande servant de matériau de référence) pour le clinopyroxène, et PGE-A (bille synthétique de NiS enrichie en éléments du groupe du platine (PGE)), l'acier JK37 et une bille de Re-Os pour les sulfures. Ces standards ont été analysés toutes les 8 à 10 analyses pour avoir un contrôle sur la dérive instrumentale. Les standards internes choisis sont le CaO (wt.%) pour le clinopyroxène et le S (wt.%) pour les sulfures, et correspondent aux valeurs déterminées à la microsonde électronique.

La limite de détection quantitative est estimée en multipliant l'écart-type de blancs instrumentaux par 5 et en multipliant ce résultat par le coefficient angulaire de la droite de calibration. Les limites de détection (en ppm) pour les analyses de minéraux sont indiquées dans le Tableau 2.1.

Tableau 2.1 - Valeurs limites de détection pour les analyses de minéraux par LA-ICP-MS (en ppm)

Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Pr	Sr	Nd	Zr
0.037	0.051	0.000	0.000	0.009	0.005	0.009	0.012	0.004	0.044	0.020	0.339
Hf	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
0.008	0.017	0.005	0.047	0.005	0.008	0.017	0.002	0.008	0.003	0.013	0.002

Toutes les données ont été traitées à l'aide du logiciel GLITTER (Van Achterbergh *et al.*, 2001). Les analyses des standards internationaux ont été comparées à leurs compositions de référence respectives (base de données GeoReM) afin de vérifier la validité des données et la dérive instrumentale (Figure 2.4).

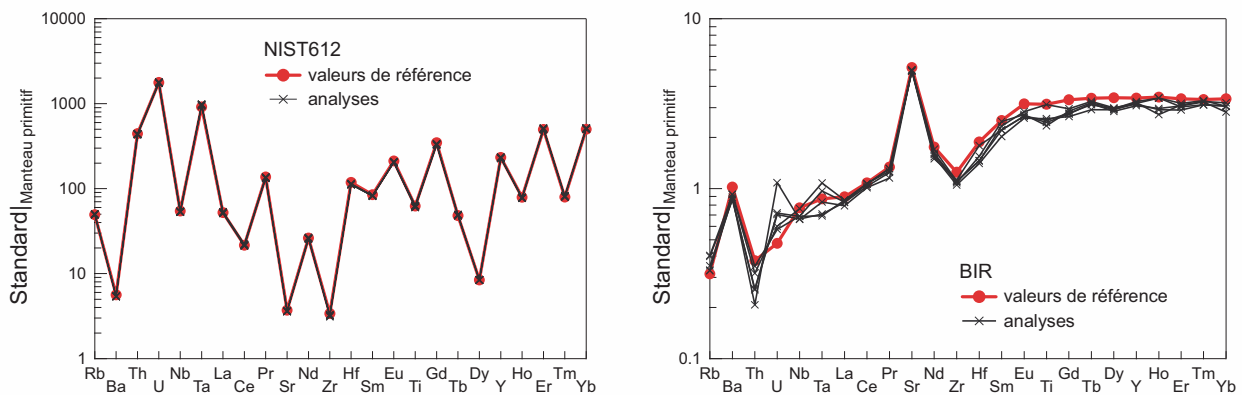


Figure 2.4. Spectres des terres rares étendus normalisés au manteau primitif représentant les analyses des standards (A) NIST 612 et (B) BIR, ainsi que leurs compositions de référence afin de vérifier la validité des analyses et la dérive instrumentale. Celles-ci sont tirées de la base de données GeoReM. Les valeurs de normalisation au manteau primitif proviennent de Sun et McDonough (1989).

2.3.2. Analyses en roche totale

Les échantillons collectés sur le terrain sont d'abord réduits en petites portions de moins de 3 cm³ à l'aide d'une scie diamantée. Après séchage, les portions sont concassées à l'aide d'un marteau. Les veines et xénolites apparents ont été retirés afin d'obtenir les compositions les plus fidèles aux laves. Environ 30 g d'échantillons ont ensuite été broyés pendant 30 à 45 minutes dans un broyeur à agate jusqu'à obtenir une poudre inférieure à 100 µm.

2.3.2.a. Éléments majeurs : spectrométrie XRF et analyse élémentaire

Les concentrations en éléments majeurs (XRF) et volatils (S et C, analyse élémentaire) des néphélines, basanites, téphrites et phonolites de Saghro ont été analysées par le service

analytique de l'Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC, Grenade, Espagne). Une description de la méthode utilisée est fournie ici.

Les analyses XRF ont été effectuées par fluorescence des rayons-X à grand angle (WDXRF) sur un spectromètre séquentiel Burker S4 Pioneer, en utilisant un tube à rayons-X en Rh (160 kV, 159 mA). Les billes de verre ont été préparées en pesant 1 g de poudre sous un flux de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ (ratio flux:roche = 8:1). Le mélange est ensuite fondu à 1000 °C pendant 15 minutes dans des creusets en Pt, sous une flamme de $\text{CH}_4\text{-O}$ dans une machine de fusion Fluxana Vulcan 4M. Le liquide produit est versé automatiquement dans un cylindre de Pt de 40 mm à fond plat, puis immédiatement refroidi à l'air comprimé. Cette méthode produit des billes de verre homogènes avec une surface plate et lisse.

Les analyses ont été effectuées sous un voltage constant pour tous les éléments afin d'obtenir une stabilité et une précision à long terme maximales. Les concentrations en éléments majeurs ont été mesurées en comparant l'intensité X de chaque élément avec l'intensité pour deux billes choisies parmi neuf standards géologiques de référence (PCC-1, BCR-1, BIR-1, DNC-1, W-2, AGV-1, GSP-1, G-2, et STM -1, en utilisant les valeurs recommandées par Govindaraju, 1994). Deux billes de quartz pur ont servi de blanc pour tous les éléments sauf Si.

La perte au feu (LOI) de chaque échantillon a été déterminée en pesant 1 g de poudre dans un creuset en céramique placé dans un four à 900 °C pendant 1 heure, puis en reportant la perte de poids entre l'échantillon original et celui qui a été dévolatilisé.

Les concentrations en soufre et carbone des échantillons ont été mesurées par un analyseur élémentaire. Le carbone inorganique total a été enlevé par réaction avec une solution d'HCl dilué (3N), puis rincé à l'eau distillée. Pour minimiser l'adsorption de CO_2 atmosphérique, les poudres ont été dégazées à 100 °C puis stockées sous vide dans un dessiccateur. Les écarts types étaient de 10 à 40 ppm pour le soufre et 10 ppm pour le carbone.

Le Tableau 2.2 présente les écarts types moyen pour les analyses des éléments majeurs, du C et du S en roche totale :

Tableau 2.2 - Écart-type moyen pour les analyses de roche totale (en pds.%)

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	MnO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	C	S
0.610	0.600	0.480	0.630	0.330	1.020	1.590	1.850	1.770	1.240	0.210	0.212

2.3.2.b. Éléments en trace : spectrométrie ICP-MS

Les concentrations en éléments en traces des échantillons de lave du Jbel Saghro ont été

analysées par spectrométrie de masse à source plasma (ICP-MS) sur un spectromètre de masse Agilent 7700x au Laboratoire Géosciences Montpellier.

100 mg de poudre de chaque échantillon ont été pesés à l'aide d'une balance de précision (± 1 mg). Ces 100 mg sont dissous une première fois dans des récipients clos en Téflon avec une solution de 1 ml d' HClO_4 et 2.5 ml d' HF , en les chauffant à 100 °C pendant 24 h. L'acide fluorhydrique (HF) attaque la matrice silicatée de l'échantillon, et permet de retirer Si en formant le composant volatil SiF_4 qui s'évapore. L'acide perchlorique (HClO_4) permet de dissoudre les solides résiduels et, comme son point d'ébullition est plus élevé que celui de HF , permet l'évaporation du SiF_4 . Après 24 h, les récipients sont ouverts et placés sur une plaque chauffante à 150 °C, sous une hotte, jusqu'à formation d'un mélange pâteux. Ce procédé est répété deux fois avec une solution de 0.5 ml d' HClO_4 et 1 ml d' HF , puis encore deux fois avec une solution de 0.25 ml d' HClO_4 .

Les résidus solides sont ensuite dissous dans une solution de 2 ml d'eau distillée (MilliQ) et 1.5 ml d'acide nitrique (HNO_3) et chauffés à 100 °C pendant environ 15 min jusqu'à obtention d'une solution transparente. Celle-ci est ensuite diluée 8000 fois pour éviter la saturation des capteurs de l'ICP-MS. Les standards internes sont ^{115}In et ^{209}Bi , les standards externes sont les matériaux de référence internationaux AVG-1 et BEN. Les interférences entre les éléments ont été corrigées avec les valeurs des standards externes et les valeurs de référence pour Zr et Hf. Les limites de détection sont de l'ordre du centième au dix millième de ppb (Tableau 2.3), les analyses ICP-MS permettent donc de mesurer de très faibles concentrations en éléments en trace avec une grande précision (écart type < 5 %).

2.3.3. Analyse des inclusions fluides

Un repérage des échantillons contenant des olivines avec des inclusions fluides analysables (c.-à-d. de taille supérieure à ~ 5 μm) a d'abord été effectué au microscope optique sur des lames polies. Les échantillons les plus prometteurs ont ensuite été concassés afin d'obtenir une poudre grossière, puis passés dans des tamis de 200 puis 150 μm . Les olivines ont été séparées à la main des poudres tamisées sous une loupe binoculaire, puis polis double-face à une épaisseur de 130 à 150 μm .

Tableau 2.3 - Valeurs limites de détection pour les analyses de roche totale par ICP-MS (en ppb)

Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta
0.0004	0.0062	0.00004	0.00008	0.00025	0.00032
La	Ce	Pr	Sr	Nd	Zr
0.0001	0.00009	0.00005	0.0033	0.00027	0.00032
Hf	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
0.00021	0.00015	0.00004	0.00023	0.000035	0.00017
Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
0.000088	0.000032	0.00013	0.000021	0.00011	0.000039

2.3.3.a. Pétrographie

Avant de commencer l'analyse microthermométrique des inclusions fluides, il convient de les caractériser au microscope optique en faisant une étude pétrographique détaillée. Cette étude a pour but de déterminer les différentes générations d'inclusions fluides, et donc leur caractère primaire, pseudo-secondaire ou secondaire. Cette étude est décrite en détails dans le Chapitre 3 (partie 3.5.1).

2.3.3.b. Microthermométrie

La microthermométrie permet, en refroidissant ou en chauffant un échantillon, de mesurer les températures de changement de phase dans les inclusions fluides piégées dans les cristaux. Ces changements de phase permettent de calculer directement la densité, et ainsi la pression minimale à laquelle le fluide a été piégé. Cette méthode donne donc des informations sur la composition des fluides contenus dans les magmas et sur les profondeurs de dégazage de ces fluides.

Les mesures de microthermométrie ont été effectuées sur une platine Linkam[®] THM 600 au Laboratoire Géosciences Montpellier, qui permet de refroidir ou de chauffer les échantillons jusqu'à -195.8 °C (Azote liquide) et +600 °C, respectivement. Les calibrations ont été faites avec des standards SYNFLINC[®] d'inclusions fluides à H₂O pure et CO₂-H₂O.

La procédure d'analyse fonctionne en paliers comme suit :

- Refroidissement à 40 °C/min jusqu'à -150 °C
- Chauffe à 15–20 °C/min jusqu'à -90 °C
- Chauffe à 10 °C/min jusqu'à -65 °C

- Chauffe à 5 °C/min jusqu'à -60 °C
- Chauffe à 2 °C/min jusqu'à -50°C
- Chauffe à 10 °C/min jusqu'à -5 °C
- Chauffe à 5 °C/min jusqu'à 35 °C.

Elle est répétée 2 à 3 fois par inclusion (ou groupe d'inclusions) pour s'assurer de la validité des observations de changement de phase. La précision des mesures du point triple du CO₂ sur le standard est inférieure à ±0.2 °C, et la reproductibilité des températures de fusion et d'homogénéisation est également inférieure à ±0.2 °C. Cette variation est principalement due à l'utilisateur (mesure visuelle).

Les densités des inclusions fluides sont dérivées des températures d'homogénéisation en utilisant le diagramme de phase de Thiery *et al.* (1994) et le programme FLUIDS développé par Bakker (2008), en considérant une composition de CO₂ pur. Les isochores (courbes pression-température à volume constant) ont été calculées avec les équations d'état de Span et Wagner (1996) pour un fluide à CO₂ pur avec le programme ISOC de Bakker (2003).

2.3.3.c. Microspectroscopie Raman

La spectroscopie Raman est une méthode non destructive permettant de caractériser la composition moléculaire, et donc d'identifier qualitativement une phase (solide ou fluide). Un faisceau de lumière monochromatique est envoyé sur l'échantillon et la lumière diffusée est analysée après avoir été recueillie par une lentille et envoyée dans un monochromateur qui va permettre de mesurer son intensité via un capteur CCD. L'effet Raman correspond à un échange d'énergie entre le faisceau lumineux et le milieu traversé, ce qui produit un décalage en fréquence qui permet d'identifier la composition moléculaire de ce milieu.

Les inclusions fluides ont été analysées par microspectroscopie Raman avec un spectromètre LabRAM HR (Horiba Jobin-Yvon) équipé d'une grille de 600 g/mm et d'un filtre de bord au Laboratoire Géoresources de Nancy. Le faisceau d'excitation est produit par un laser Stabilite 2017 à argon (Spectra Physics, Newport Corporation) d'une longueur d'onde de 514.53 nm et d'une puissance de 200 mW (réduite à ~20 mW au niveau de l'échantillon), focalisé sur l'échantillon avec un objectif Olympus x50. Les temps d'acquisition sont optimisés pour que le maximum d'intensité du spectre soit entre 1/3 et 2/3 de la saturation du capteur CCD (c.-à-d. 20 000–40 000 coups). Un total de 10 acquisitions ont été accumulées pour fournir un

spectre satisfaisant, dont le rapport signal/bruit est très inférieur à 1%.

Pour caractériser les pics des spectres obtenus et identifier les phases analysées, la base de données en ligne de la Société Française de Minéralogie et Cristallographie (<http://wwwobs.univ-bpclermont.fr/sfmc/ramandb2/index.html>) et le logiciel CrystalSleuth avec la base de données du projet RRUFF (Downs, 2006) ont été utilisés. Les données brutes ont été traitées directement avec le logiciel LabSpec développé pour les appareils Jobin-Yvon Horiba LabRAM.

Chapitre 3 : Pétrographie et géochimie des échantillons

3.1. Pétrographie

3.1.1. Néphélinites

Les néphélinites de Saghro peuvent être distinguées en deux sous-types sur la base de leur minéralogie modale et normative (Berger *et al.*, 2014 ; Ibhi, 2000 ; Ibhi et Nachit, 1999). Les deux types de néphélinites ont une texture microlitique porphyrique avec des cristaux d'olivine et clinopyroxène dans une matrice fine composée de clinopyroxène et néphéline, en plus de faibles quantités de titano-magnétite, apatite et parfois de la mélilite (Figure 3.1).

Les néphélinites miocènes contiennent 15–18% en volume de cristaux d'olivine et moins de 5% en volume de clinopyroxène (Figure 3.1A). Les olivines sont non zonées et riches en forstérite (F_{091-79}), avec 0.03–0.78 pds.% CaO et 0.09–0.45 pds.% NiO. Certains cristaux d'olivine ont des teneurs en forstérite qui baissent brutalement en bordure (F_{090-76}) et des teneurs en CaO qui augmentent (jusqu'à 0.03–1.17 pds.%) (Tableau 3.2). Les clinopyroxènes sont des augites avec un cœur marron-vert et une fine bordure rosée. Les cœurs ont une teneur élevée en magnésium ($Mg\# = 85-62$) et en Cr_2O_3 (0.01–0.99 pds.%) et faible en TiO_2 (0.33–3.25 pds.%). Les bordures sont plus pauvres en magnésium ($Mg\# = 80-68$) et Cr_2O_3 (0.00–0.09 pds.%), mais plus riches en TiO_2 (2.83–5.85 pds.%) (Tableau 3.3). Les clinopyroxènes ont des spectres enrichis en terres rares légères (LREE), et leurs bordures sont enrichies en éléments incompatibles par rapport à leurs cœurs respectifs ($La/Yb = 7.29-33.42$ et $La/Sm = 1.22-5.21$ dans les cœurs ; $La/Yb = 10.78-37.80$ et $La/Sm = 1.80-5.32$ dans les bordures) (Figure 3.5A). Les augites sont fortement appauvries en LILE dans les diagrammes normalisés au manteau primitif, à l'exception de deux bordures avec des teneurs en LILE élevées (Figure 3.5C).

Les néphélinites pliocènes contiennent 15–22% en volume de cristaux automorphes à subautomorphes de clinopyroxène et moins de 7% en volume d'olivine (Figure 3.1B). La plupart des olivines sont non zonées avec une forte teneur en forstérite (F_{089-82}), moins de 0.37 pds.% CaO et 0.11–0.40 pds.% NiO (Tableau 3.2). Quelques cristaux d'olivine (moins de 10%) sont inversement zonés avec des teneurs en forstérite et Ni brutalement plus élevées en bordure qu'au cœur (F_{086} et F_{082} , 0.28 et 0.11 pds.% NiO, respectivement ; Tableau 3.2). Deux types de pyroxène ont été observés : (1) des augites vertes avec une bordure incolore à rosée, et (2) des augites rosées avec une fine bordure incolore. Les augites vertes ont un cœur pauvre en magnésium ($Mg\# = 70-50$), très pauvre en Cr_2O_3 (< 0.04 pds.%), et riche en Na_2O (0.82–

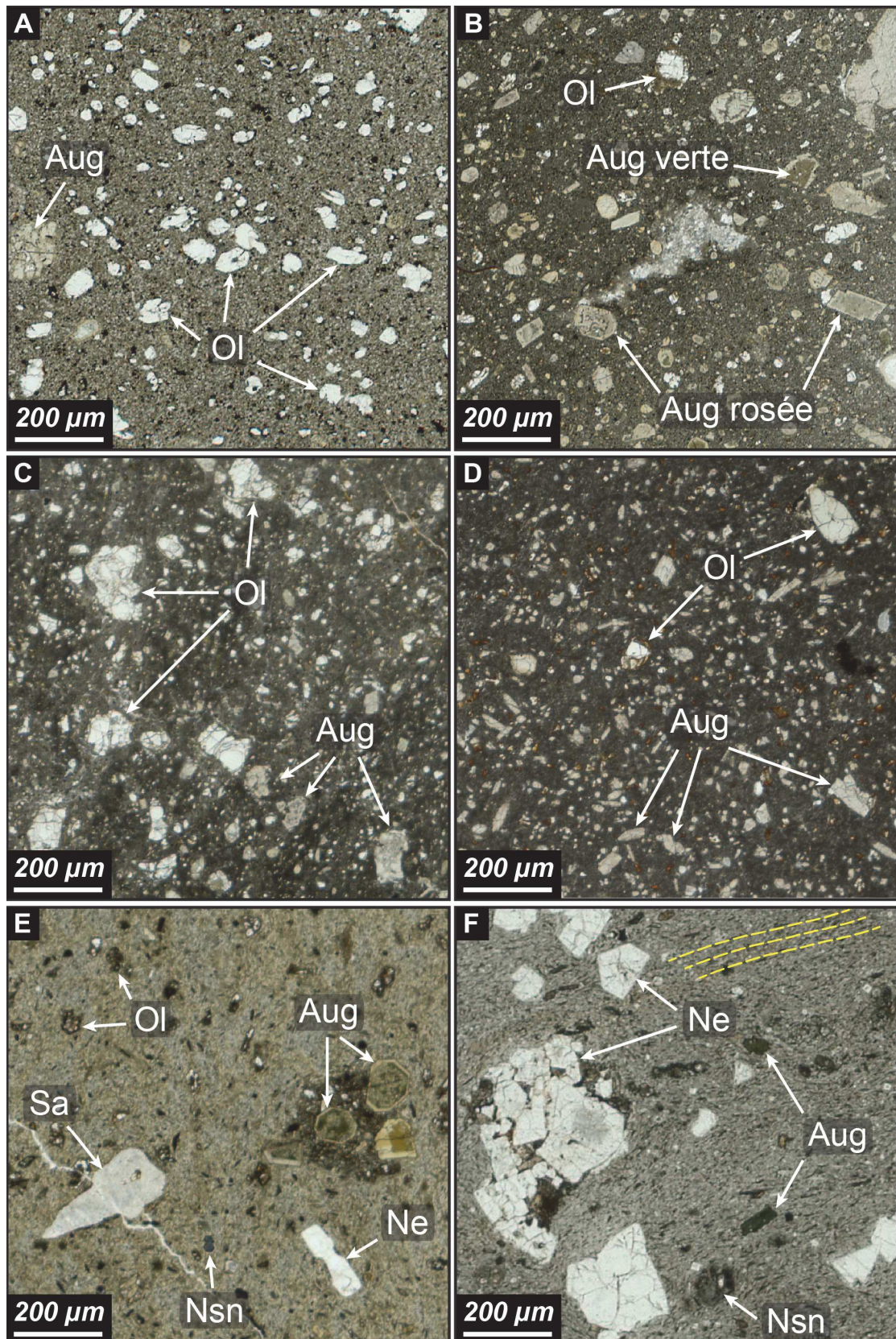


Figure 3.1. Photographies en lumière polarisée non analysée des laves du champ volcanique de Saghro. (A) néphéline miocène, (B) néphéline Pliocène, (C) basanite avec $Mg\# = 70.3$, (D) basanite avec $Mg\# = 55.8$, (E) téphrite et (F) phonolite. Aug : augite, Ne : nephéline, Nsn : noséane, Sa : sanidine, Ol : olivine. Les lignes pointillées jaunes dans la phonolite (F) marquent la fluidalité.

1.88 pds.%) et TiO₂ (2.30–4.19 pds.%) (Tableau 3.3), avec un brusque changement dans la bordure rosée plus riches en magnésium (Mg# = 81–77) et Cr₂O₃ (0.01–0.42 pds.%), mais plus pauvres en TiO₂ (2.12–3.06 pds.%) et Na₂O (0.53–0.96 pds.%) (Tableau 3.3). Les augites rosées ont une zonation normale avec un cœur très magnésien (Mg# = 85–75) et riche en Cr₂O₃ (0.04–0.68 pds.%) et TiO₂ (0.41–3.27 pds.%), mais pauvre en Na₂O (0.52–1.41 pds.%) (Tableau 3.3). La bordure incolore est plus pauvre en magnésium (Mg# = 81–73), Cr₂O₃ (0.00–0.10 pds.%) et Na₂O (0.40–0.81 pds.%), mais plus riche en TiO₂ (1.79–4.27 pds.%) que les cœurs (Tableau 3.3). Les augites vertes et rosées sont enrichies en éléments incompatibles et ont des spectres de REE similaires, avec cependant des teneurs en REE légèrement plus élevées dans le cœur des augites vertes (Figure 3.5D). Les cœurs des augites vertes ont des rapports La/Yb = 7.37–8.16 et La/Sm = 1.25–1.30, et les cœurs et bordures des augites rosées ont des rapports La/Yb = 8.42–12.25 et La/Sm = 1.49–1.80 (Figure 3.5A, Tableau 3.3). Les cristaux d’augite ont des anomalies négatives en LILE (p.ex. Rb, Ba) variables dans les diagrammes normalisés au manteau primitif (Figure 3.5D).

3.1.2. Basanites

Les basanites ont une texture microlitique porphyrique avec des phénocristaux d’olivine (4–11 vol.%) et clinopyroxène (9–25 vol.%) dans une matrice fine composée de clinopyroxène et néphéline, et de faibles quantités de titano-magnétite, apatite et parfois du plagioclase (Figure 3.1C-D). Les basanites contiennent des petits (< 1.5 cm) xénolites de lherzolite à spinelle et de pyroxénite.

Les cristaux d’olivine sont riches en forstérite (F₀₈₈₋₈₁), ils contiennent 0.07–0.32 pds.% CaO et 0.17–0.32 pds.% NiO (Tableau 3.4) et présentent une bordure résorbée et iddingsitisée. Les cristaux de clinopyroxène sont des augites similaires à celles présentes dans les néphélines pliocènes, avec un cœur vert pauvre en magnésium (Mg# = 71–54), très pauvre en Cr₂O₃ (< 0.05 pds.%) et riche en TiO₂ (0.44–4.01 pds.%), et une bordure rosée plus riche en magnésium (Mg# = 81–73), en Cr₂O₃ (0.01–0.85 pds.%) et en TiO₂ (2.06–4.69 pds.%) que le cœur (Tableau 3.2). Les clinopyroxènes ont des spectres enrichis en terres rares légères (LREE), avec des degrés d’enrichissement variables (La/Yb = 6.25–11.47 et La/Sm = 1.45–3.12 ; Figure 3.2A), et un cœur d’augite verte présente un fort enrichissement (x1.5–x3) en terres rares les plus lourdes par rapport aux autres pyroxènes (Figure 3.2A). Les augites sont fortement appauvries en LILE dans les diagrammes normalisés au manteau primitif (Figure 3.2B).

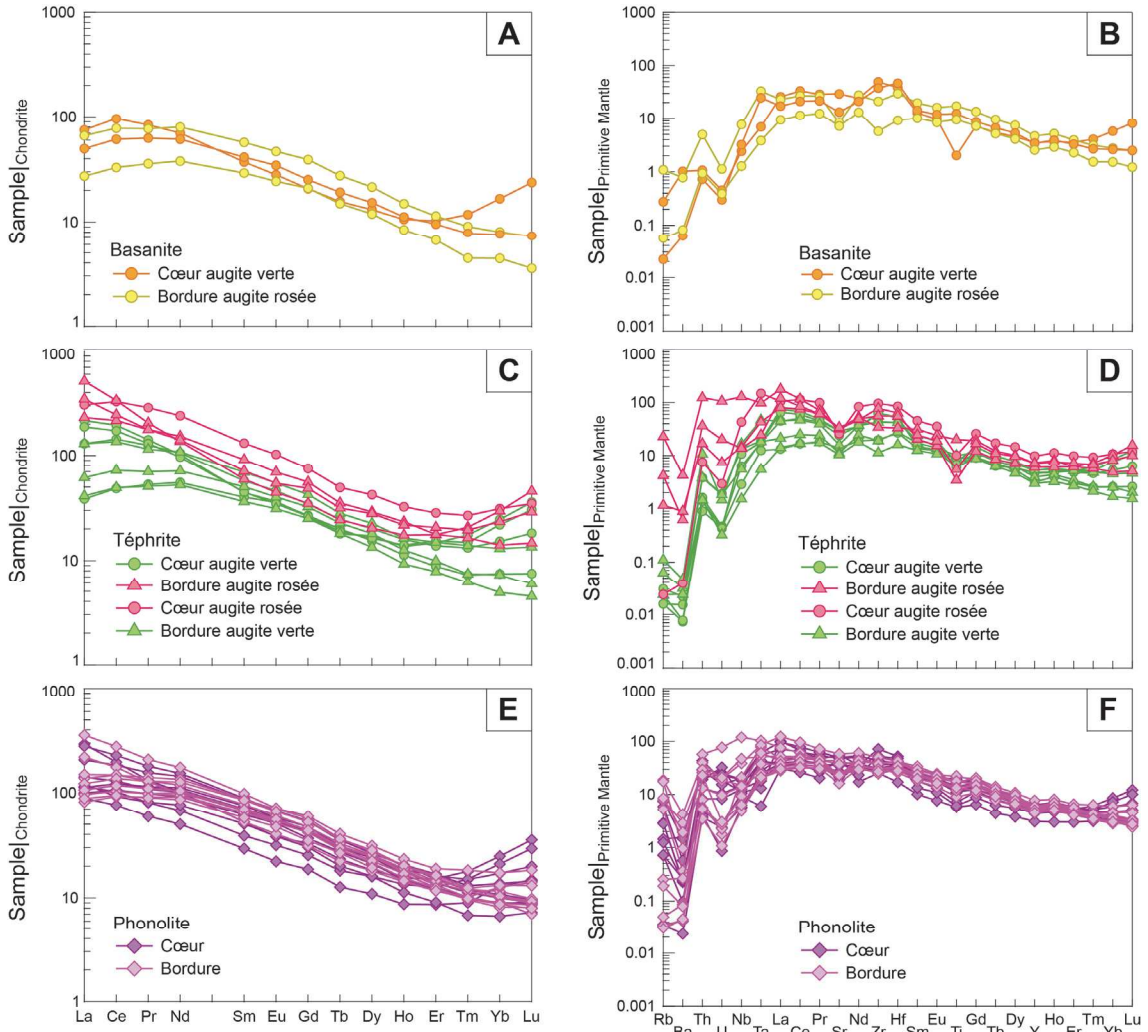


Figure 3.2. Spectres de terres rares (REE) des clinopyroxènes normalisés aux chondrites des (A) basanites, (C) téphrites et (E) phonolites. Spectres d’éléments en trace des clinopyroxènes normalisés au manteau primitif des (B) basanites, (D) téphrites et (F) phonolites. Les valeurs de normalisation sont issues de Sun et McDonough (1989) pour le manteau primitif, et de McDonough et Sun (1995) pour les chondrites.

3.1.3. Téphrites

Les téphrites ont une texture microlitique porphyrique avec des phénocristaux de clinopyroxène (5–8 vol.%), d’olivine (4–6 vol.%), de noséane (~1 vol.%), de feldspath alcalin (< 1 vol.%) et de néphéline (< 1 vol.%) dans une matrice fine composée de sanidine, clinopyroxène, néphéline, Ti-magnétite et apatite (Figure 3.1E). Les cristaux d’olivine sont riches en forstérite (Fo_{87-84}) avec 0.25–0.48 pds.% CaO et 0.15–0.26 pds.% NiO (Tableau 3.1), et ils sont fortement à totalement résorbés et iddingsitisés. Les phénocristaux de pyroxène sont automorphes et se divisent en deux types : (1) des cristaux avec un cœur résorbé d’augite verte et une bordure d’augite rosée, et (2) des cristaux avec un cœur d’augite rosée et une bordure d’augite verte (Figure 3.1E). Les cœurs d’augite verte sont pauvres en magnésium ($Mg\# = 58-46$), en Cr_2O_3 (< 0.01 pds.%) et en TiO_2 (1.16–1.74 pds.%), alors que leur bordure rosée a un

Mg# plus élevé (82–73) et contient plus de Cr₂O₃ (0.01–0.52 pds.%) et de TiO₂ (1.98–4.33 pds.%) (Tableau 3.2). Les cœurs d’augite rosée sont riches en magnésium (Mg# = 80–72), en Cr₂O₃ (0.09–0.57 pds.%) et en TiO₂ (2.40–4.56 pds.%), alors que leur bordure verte a un Mg# plus faible (66–61) et contient moins de Cr₂O₃ (< 0.03 pds.%) et de TiO₂ (1.63–3.66 pds.%) (Tableau 3.2). Sur les spectres de REE normalisés aux chondrites se distinguent deux populations de clinopyroxènes, indistinctement de leur nature d’augite verte ou rosée : (1) des pyroxènes avec des spectres similaires à ceux des cœurs d’augite des néphélines et basanites (LREE = 40–70 x chondrites, HREE = 7–10 x chondrites ; Figure 3.2C), et (2) des pyroxènes plus enrichis en LREE (100–600x chondrites) et HREE (20–40 x chondrites) que les premiers (Figure 3.2C). Les augites rosées de la deuxième population sont plus enrichies dans tous les REE que les augites vertes, alors que leurs compositions respectives sont similaires dans la première population (Figure 3.2C). Les augites vertes (cœurs et bordures) et les cœurs d’augite rosée sont fortement appauvris en LILE (Rb, Ba = 0.08–0.1 x manteau primitif), alors que les bordures d’augite rosée sont enrichies en ces éléments par rapport au manteau primitif (Rb, Ba = 0.8–20 x manteau primitif ; Figure 3.2D).

Tableau 3.1 - Composition en éléments majeurs des olivines des basanites et téphrites de Saghro.

Basanite												
Échantillon	TAM4				TAM8							
	Cœur	Bord	Cœur	Bord	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Bord	Cœur	Cœur	Bord
<i>wt%</i>												
SiO ₂	40.66	39.90	40.83	40.56	40.37	40.33	41.04	40.65	39.25	40.82	40.72	39.28
TiO ₂	0.00	0.02	0.00	0.04	0.02	0.01	0.03	0.00	0.05	0.00	0.02	0.04
Al ₂ O ₃	0.03	0.02	0.08	0.22	0.07	0.05	0.08	0.17	0.02	0.00	0.00	0.04
FeOt	12.16	16.42	11.04	14.98	13.15	14.07	11.61	11.45	18.16	11.95	11.29	18.33
MnO	0.18	0.23	0.14	0.21	0.19	0.19	0.15	0.16	0.38	0.23	0.19	0.39
MgO	46.67	43.43	47.49	44.59	45.95	45.07	46.96	46.43	40.64	46.40	46.72	41.23
CaO	0.12	0.09	0.14	0.32	0.12	0.16	0.15	0.17	0.25	0.08	0.07	0.30
Na ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.12	0.02	0.00	0.01	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.37	0.34	0.32	0.31	0.26	0.27	0.32	0.34	0.19	0.38	0.30	0.22
TOTAL	100.24	100.49	100.07	101.30	100.26	100.18	100.38	99.51	99.11	99.85	99.35	99.86
Fo	87.1	82.3	88.3	84.0	86.0	84.9	87.7	87.7	79.6	87.2	87.9	79.7

Basanite							Téphrite				
Échantillon	TAM9						BG9				
	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Bord	Cœur	Cœur
<i>wt%</i>											
SiO ₂	39.86	40.15	39.82	40.06	40.58	40.60	40.76	40.83	40.64	40.75	40.82
TiO ₂	0.01	0.04	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02
Al ₂ O ₃	0.06	0.06	0.03	0.04	0.06	0.07	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03
FeOt	17.35	16.03	15.73	16.37	12.52	13.32	12.34	11.86	12.58	14.39	12.16
MnO	0.25	0.21	0.23	0.22	0.18	0.17	0.18	0.19	0.20	0.25	0.16
MgO	42.48	43.42	43.46	43.08	45.92	45.29	45.82	46.29	45.93	44.08	46.22
CaO	0.23	0.27	0.25	0.31	0.19	0.19	0.29	0.25	0.31	0.48	0.25
Na ₂ O	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01	0.02
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.17	0.18	0.21	0.21	0.35	0.34	0.24	0.26	0.20	0.15	0.18
TOTAL	100.49	100.51	99.80	100.38	99.88	100.01	99.77	99.86	99.98	100.19	99.88
Fo	81.1	82.7	82.9	82.2	86.6	85.7	86.7	87.3	86.5	84.3	87.0

– non analysé ; Fo = 100*Mg/(Mg + Fe_{tot})

Tableau 3.2 – Compositions en éléments majeurs et traces des clinopyroxènes des basanites et téphrites de Sogthro

Échantillon	Type de roche		Téphrite																
	Basanite			TAM9						BG9									
	TAM4	TAM8	TAM9	Bord	Cœur	Bord	Cœur	Bord	Cœur	Bord	Cœur	Bord	Cœur	Bord	Cœur	Bord	Cœur	Bord	Cœur
wt%				vert	rose	vert	rose	vert	rose	vert	rose	vert	rose	vert	rose	vert	rose	vert	rose
SiO ₂	41.44	43.11	47.66	46.17	47.11	51.28	44.34	42.70	45.18	45.57	51.89	48.93	45.46	48.09	47.67	47.16	48.52	47.74	43.87
TiO ₂	4.01	4.69	2.11	2.68	2.06	0.44	3.73	4.56	3.66	2.86	1.63	2.18	1.71	2.33	1.16	1.31	1.98	1.37	4.33
Al ₂ O ₃	11.50	10.83	5.76	7.30	7.44	2.66	9.04	10.74	7.31	7.88	3.11	4.13	6.25	5.07	5.01	5.51	5.50	5.18	9.08
FeO ^t	11.61	7.12	10.32	9.08	5.37	10.34	7.00	7.16	10.68	5.90	9.79	6.06	14.43	8.15	15.06	14.76	5.23	12.09	7.45
MnO	0.25	0.10	0.26	0.09	0.19	0.56	0.10	0.09	0.30	0.07	0.55	0.39	0.78	0.19	0.83	0.81	0.09	0.50	0.12
MgO	7.79	10.66	10.32	12.96	13.17	10.98	11.39	10.98	9.47	12.36	10.58	10.93	7.27	12.18	7.30	12.40	13.67	9.33	11.10
CaO	22.13	23.18	21.69	23.10	22.42	22.72	23.26	22.87	21.77	23.30	20.08	21.45	21.32	22.84	20.60	23.53	20.50	21.64	22.78
Na ₂ O	1.38	0.54	1.62	0.58	1.26	0.58	0.44	0.69	1.43	0.54	2.57	1.49	1.61	0.84	2.07	2.08	0.49	1.57	0.83
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.53	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.05	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02
Cr ₂ O ₃	0.01	0.04	0.02	0.57	0.00	0.85	0.13	0.26	0.00	0.57	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.52	0.01	0.42	0.01
TOTAL	100.12	100.31	99.76	99.71	99.53	99.30	99.60	100.07	99.87	99.05	100.72	99.54	98.87	99.73	99.71	99.33	99.50	99.43	99.61
Mg#	54.5	72.7	64.1	80.7	81.4	65.4	74.4	73.2	61.3	78.9	65.8	66.3	47.3	72.7	46.3	78.5	46.4	57.9	72.7
ppm																			
Rb	-	-	-	0.01	0.04	0.18	0.69	-	2.64	-	0.07	0.04	0.02	0.02	0.02	-	0.02	0.01	0.73
Sr	-	-	-	279	152	618	176	-	715	-	336	238	618	293	544	-	623	507	689
Y	-	-	-	15.6	11.68	16.0	21	-	32	-	24	21	17.7	21	44	-	22	24	33
Zr	-	-	-	422	64	552	237	-	625	-	474	224	214	702	1076	-	702	486	385
Nb	-	-	-	2.30	0.91	1.73	5.49	-	9.75	-	11.93	1.80	3.91	9.49	2.04	-	7.63	1.09	10.38
Ba	-	-	-	0.43	0.57	1.13	5.45	-	4.32	-	0.33	0.17	0.22	0.15	0.05	-	0.05	0.17	6.23
La	-	-	-	11.82	6.49	17.8	15.7	-	82	-	31	12.41	14.56	51	9.12	-	44.73	9.75	55
Ce	-	-	-	38	20	59	48	-	151	-	83	39	44	120	30	-	106	30	133
Pr	-	-	-	5.97	3.41	7.95	7.31	-	16.86	-	10.93	6.18	6.63	13.46	5.02	-	12.42	4.82	16.87
Nd	-	-	-	28.63	17.7	33	37	-	66	-	51	33	33	48	26	-	45	24	72
Sm	-	-	-	6.32	4.48	5.70	8.75	-	10.89	-	10.58	7.53	7.69	6.77	6.12	-	6.83	5.55	8.74
Eu	-	-	-	2.01	1.42	1.63	2.72	-	3.15	-	3.16	2.47	2.33	2.11	2.07	-	2.01	1.80	4.02
Gd	-	-	-	5.19	4.32	4.28	8.05	-	9.98	-	8.71	7.07	6.65	5.39	5.51	-	5.43	5.16	11.43
Tb	-	-	-	0.72	0.56	0.59	1.03	-	1.18	-	1.05	0.90	0.85	0.68	0.75	-	0.71	0.68	1.32
Dy	-	-	-	3.89	3.04	3.34	5.47	-	7.10	-	5.73	4.99	4.59	4.36	3.94	-	4.16	3.41	5.09
Ho	-	-	-	0.64	0.48	0.60	0.85	-	1.23	-	0.93	0.86	0.72	0.77	0.64	-	0.80	0.53	1.32
Er	-	-	-	1.58	1.09	1.70	1.89	-	3.42	-	2.48	1.91	1.65	1.46	1.46	-	2.56	1.30	2.94
Tm	-	-	-	0.20	0.11	0.30	0.23	-	0.50	-	0.36	0.22	0.19	0.45	0.19	-	0.38	0.16	0.42
Yb	-	-	-	1.29	0.75	2.84	1.37	-	3.98	-	2.21	1.43	1.24	1.18	1.27	-	3.72	0.83	2.39
Lu	-	-	-	0.19	0.09	0.60	0.19	-	0.74	-	0.34	0.20	0.15	0.91	0.19	-	0.77	0.11	0.46
Hf	-	-	-	14.36	2.85	11.82	9.19	-	17.0	-	13.04	9.12	8.59	15.65	8.27	-	16.4	4.96	10.28
Ta	-	-	-	1.01	0.16	0.28	1.35	-	1.00	-	1.92	0.43	0.75	0.78	0.51	-	0.73	0.22	1.77
Pb	-	-	-	0.19	0.03	0.07	0.06	-	0.70	-	0.18	0.05	0.09	0.27	0.06	-	0.24	0.04	0.28
Th	-	-	-	0.06	0.08	0.09	0.42	-	3.10	-	0.91	0.22	0.32	0.32	0.08	-	0.12	0.14	1.42
U	-	-	-	0.01	0.01	0.01	0.02	-	0.42	-	0.03	0.02	0.04	0.04	0.01	-	0.01	0.01	0.16

Mg# = 100 x Mg/(Mg+Fe_{tot})

- : non analysé

Des phénocristaux de noséane, néphéline et feldspath alcalin ont également été observés. La noséane est riche en S et Cl (2.63–3.58 pds.% et 1.28–1.65 pds.%, respectivement ; Tableau 3.4), et contient très souvent de très nombreuses microgouttelettes de sulfure (~ 1 µm) marquant son réseau cristallin. Les néphélines ont des teneurs en SiO₂ de ~45 pds.% et en Al₂O₃ ~34 pds.% (Tableau 3.4). Elles sont riches en sodium avec des rapports K/Na de ~0.25, et sont proches du pôle Quartz dans le diagramme Néphéline–Quartz–Kalsilite (Q_{14–20} ; Hamilton, 1961). Les feldspaths alcalins sont très pauvres en CaO (< An_{1.9}) avec une composition qui varie entre Or₅₅ et Or₇₃, et 9.2–12.9 pds.% K₂O (Tableau 3.4), ce sont donc des sanidines. Les téphrites peuvent contenir des xénolites de pyroxénite/amphibolite de taille inférieure à 2 cm.

Tableau 3.3 - Compositions en éléments majeurs et traces des clinopyroxènes représentatifs des phonolites de Saghro.

Type de roche	Phonolite									
Échantillon	TAG									
	Cœur	Bord	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur
<i>wt%</i>										
SiO ₂	44.84	51.14	45.03	46.58	43.67	48.03	42.98	46.24	46.36	48.71
TiO ₂	3.40	0.94	3.22	2.73	4.03	2.26	3.89	3.32	2.75	2.18
Al ₂ O ₃	8.66	2.13	7.72	6.63	9.43	5.87	9.70	8.76	7.94	5.33
FeOt	6.24	13.65	8.80	7.28	9.19	7.28	8.69	7.24	5.87	5.74
MnO	0.10	0.77	0.18	0.13	0.16	0.14	0.15	0.11	0.08	0.09
MgO	12.06	8.44	10.35	11.79	9.65	12.23	9.79	10.56	12.49	13.68
CaO	23.32	19.70	22.69	23.17	22.58	23.23	22.23	23.10	23.31	23.48
Na ₂ O	0.56	2.81	1.12	0.87	0.96	0.74	0.84	0.65	0.58	0.56
K ₂ O	b.d.	0.02	0.01	b.d.	0.01	b.d.	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.34	0.02	b.d.	b.d.	0.01	0.02	0.00	0.03	0.49	0.15
TOTAL	99.50	99.60	99.10	99.20	99.70	99.80	98.28	100.06	99.93	99.96
Mg#	65	38	54	65	65	75	67	72	79	81
<i>ppm</i>										
Rb	3.70	7.00	< 0.1	< 0.1	0.91	0.02	11.15	0.45	7.00	3.58
Sr	653	278	570	483	1008	482	786	394	279	361
Y	21	14.90	21	28	28	25	26	24	14.86	20
Zr	471	137	319	437	409	328	437	343	137	218
Nb	20	13.90	3.90	15.1	13.62	3.47	34	10.46	13.96	36
Ba	3.50	2.70	0.30	0.30	10.73	0.32	6.68	0.68	2.66	5.34
La	29	14.30	24	33	49	23	36	25	14.36	16.78
Ce	65	40	66	91	112	64	91	72	40	43
Pr	8.40	5.94	9.32	13.36	14.89	9.36	12.34	10.65	5.94	6.42
Nd	39	29	43	63	67	47	55	51	29	33
Sm	8.40	6.80	9.40	13.30	13.16	10.45	11.85	11.39	6.78	7.47
Eu	2.60	2.10	2.90	4.10	3.86	3.19	3.51	3.49	2.13	2.27
Gd	7.50	5.90	7.50	11.70	10.91	9.11	9.66	9.11	5.95	6.84
Tb	0.90	0.70	1.00	1.30	1.32	1.15	1.23	1.17	0.74	0.95
Dy	5.00	3.80	5.30	6.90	6.87	6.40	6.50	6.18	3.83	4.69
Ho	0.80	0.60	0.80	1.10	1.15	1.01	1.07	0.99	0.62	0.77
Er	2.10	1.30	1.90	2.60	2.50	2.32	2.40	2.18	1.35	1.85
Tm	0.30	0.20	0.20	0.30	0.30	0.30	0.32	0.26	0.15	0.21
Yb	2.30	0.90	1.50	1.90	1.84	1.72	2.25	1.60	0.97	1.55
Lu	0.50	0.10	0.20	0.20	0.24	0.23	0.33	0.19	0.12	0.20
Hf	13.00	5.50	9.10	12.50	11.48	10.22	12.63	11.24	5.45	8.88
Ta	0.80	0.50	0.80	3.20	2.22	0.80	2.12	1.73	0.55	0.66
Pb	0.80	0.20	0.10	0.10	0.48	0.10	0.51	0.13	0.19	0.13
Th	6.50	1.30	0.30	0.70	2.52	0.29	2.50	1.11	1.31	5.87
U	0.40	0.20	< 0.1	< 0.1	0.53	0.02	0.44	0.22	0.21	0.62

Mg# = 100 x Mg/(Mg+Fe_{tot})

b.d. : sous la limite de détection

3.1.4. Phonolites

Les phonolites ont une texture microlitique porphyrique et contiennent 5–30 vol.% de phénocristaux de feldspath alcalin (2–18 vol.%), de néphéline (1–9 vol.%) et de clinopyroxène (< 5 vol.%) dans une matrice fortement orientée marquant le fluage magmatique, et composée de microlites de sanidine, néphéline, augite-ægyrine, apatite et Ti-magnétite (Figure 3.1F). Les phonolites de Saghro sont divisées en deux sous-groupes : les phonolites pauvres en silice (51.9–52.8 pds.% SiO₂) et les phonolites riches en silice (54.9–55.6 pds.% SiO₂).

Les phonolites riches en silice contiennent seulement 5 vol.% de phénocristaux de

Tableau 3.4 - Composition en éléments majeurs des noséanes, sanidines et néphélines représentatives des téphrites et phonolites de Saghro.

Noséane											
Type de roche	Téphrite						Phonolite Si-pauvre				
wt%											
SiO ₂	40.06	38.96	38.66	40.57	39.11	39.62	39.41	40.46	40.64	39.01	38.39
Al ₂ O ₃	35.08	34.29	34.12	34.50	34.01	34.87	34.95	35.91	36.38	34.56	34.38
Na ₂ O	18.47	12.76	15.54	15.06	16.47	15.54	20.00	19.63	21.28	20.78	20.60
K ₂ O	2.06	1.72	1.32	1.87	2.06	1.54	1.28	1.29	0.79	1.44	1.90
CaO	0.42	1.03	1.35	0.70	0.85	0.98	0.02	0.02	0.07	0.02	0.06
FeOt	0.28	1.75	0.29	0.48	0.22	0.27	0.36	0.32	0.36	0.28	0.19
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.05	0.08	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.03	0.06
S	2.63	3.58	3.29	2.67	3.23	3.17	3.14	2.73	3.57	3.18	3.31
Cl	1.50	1.28	1.65	1.41	1.40	1.30	1.09	1.59	0.85	1.24	1.14
TOTAL	100.55	95.43	96.25	97.33	97.41	97.35	100.31	102.00	104.00	100.54	100.03

Sanidine											
Type de roche	Téphrite						Phonolite Si-pauvre		Phonolite Si-riche		
	Cœur		Bord		Cœur		Cœur	Bord	Cœur		Cœur
wt%											
SiO ₂	64.65	65.22	66.00	63.77	65.20	63.95	64.63	63.84	64.62	66.95	66.21
TiO ₂	0.04	0.03	0.01	0.03	0.04	0.02	0.04	0.05	0.05	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	19.65	19.60	19.39	20.68	20.21	20.22	19.39	20.31	19.25	20.02	19.50
FeOt	0.16	0.23	0.21	0.16	0.38	0.19	0.20	0.18	0.22	0.19	0.20
MnO	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
CaO	0.01	0.02	0.02	0.31	0.25	0.38	0.04	0.11	0.01	0.06	0.03
BaO	0.49	0.58	0.00	1.61	1.20	1.08	0.00	1.33	0.22	0.00	0.01
Na ₂ O	3.18	4.20	3.93	4.67	4.91	3.75	3.14	3.32	2.34	6.72	5.38
K ₂ O	12.90	11.12	12.13	9.19	9.38	10.50	13.15	12.01	14.62	5.85	9.37
TOTAL	101.09	101.00	101.70	100.43	101.58	100.11	100.60	101.15	101.33	99.82	100.70
Anorthite (An)	0.0	0.1	0.1	1.6	1.2	1.9	0.2	0.5	0.0	0.3	0.1
Albite (Ab)	27.3	36.4	33.0	42.9	43.7	34.5	26.6	29.4	19.6	63.4	46.5
Orthoclase (Or)	72.7	63.5	67.0	55.5	55.0	63.6	73.2	70.0	80.4	36.3	53.3

Néphéline									
Type de roche	Téphrite		Phonolite Si-pauvre		Phonolite Si-riche				
wt%									
SiO ₂	44.05	44.94	43.29	43.35	48.36	45.90	44.71	44.72	
Al ₂ O ₃	33.94	34.10	34.23	35.15	32.33	33.49	34.02	33.87	
FeOt	0.45	0.66	0.66	0.62	0.73	0.56	0.55	0.58	
CaO	0.50	0.22	0.22	0.00	0.01	0.04	0.08	0.06	
Na ₂ O	13.73	12.41	13.42	13.25	13.19	14.09	14.17	14.20	
K ₂ O	5.11	4.69	5.58	5.70	3.41	4.22	4.69	4.57	
TOTAL	97.77	97.02	97.38	98.07	98.03	98.30	98.22	98.00	
K/Na	0.24	0.25	0.27	0.28	0.17	0.20	0.22	0.21	
Nepheline (Ne)	69.0	64.2	68.1	67.3	65.3	69.5	70.3	70.5	
Kalsilite (K)	16.9	16.0	18.6	19.0	11.1	13.7	15.3	14.9	
Quartz (Q)	14.1	19.8	13.3	13.6	23.6	16.8	14.4	14.6	

feldspath alcalin et de néphéline, alors que les phonolites riches en SiO₂ sont composées de 12–30 vol.% de phénocristaux de feldspath alcalin, néphéline, clinopyroxène et noséane. Les feldspaths alcalins sont des sanidines (< An₁) avec une composition qui varie entre Or₂₂ et Or₈₉ dans les phonolites riches en Si, et plus homogène dans les phonolites pauvres en Si avec Or_{70–80} (Tableau 3.4). Les néphélines des deux types de phonolites sont semblables à celles des téphrites, et contiennent ~45 pds.% de SiO₂ et ~34 pds.% d’Al₂O₃ (Tableau 3.4). Elles sont riches en sodium (K/Na = 0.17–0.28) et sont proches du pôle Quartz (Q_{14–30}; Hamilton, 1961). Les clinopyroxènes ne sont présents que dans les phonolites pauvres en Si. Ils ont des teneurs variables en magnésium (Mg# = 81–38), Cr₂O₃ (< 0.49 pds.%) et TiO₂ (0.94–4.03 pds.%) (Tableau 3.3). Les clinopyroxènes des phonolites ont des spectres de REE similaires aux plus enrichis trouvés dans les phonotéphrites (LREE = 90–400 x chondrites, HREE = 10–40 x chondrites; Figure 3.2E). Ils présentent également des teneurs variables en LILE (Rb, Ba = 0.02–20 x manteau primitif; Figure 3.2F). Les noséanes des phonolites sont semblables à celles trouvées dans les téphrites et contiennent 2.7–3.6 pds.% de S et 0.8–1.6 pds.% de Cl (Tableau 3.4).

3.2. Géochimie des laves alcalines

3.2.1. Éléments majeurs

La série magmatique du Jbel Saghro est composée de laves mafiques sous-saturées en silice (37.5–41.3 pds.% SiO₂ : néphélinites et 41.1–43.4 pds.% SiO₂ : basanites), de laves intermédiaires (47.7–50.0 pds.% SiO₂ : phonotéphrites et téphri-phonolites, désignées par le terme téphrites dans ce manuscrit) et de laves felsiques sur-saturées en silice (52.0–55.6 pds.% SiO₂ : phonolites), d’après la classification de Le Maitre *et al.* (2002) (Figure 3.3A, Tableaux 3.5 et 3.6).

Les néphélinites et basanites sont des laves sous-saturées en silice et riches en alcalins (Na₂O, K₂O). Les deux types de laves sont à néphéline normative, mais les basanites contiennent en plus du plagioclase, d’après la classification de Le Bas *et al.* (1986). La classification actualisée des roches ignées de Le Maitre (2002) considère trois sous-types de néphélinites se trouvant toutes dans le champ des foïdites sur le diagramme TAS (Le Bas *et al.*, 1986) : les néphélinites contenant plus de 20% de néphéline normative, les mélanéphélinites avec moins de 20% de néphéline normative et contenant de l’albite normative (< 5%), et les mélilite-néphélinites contenant de la larnite normative (< 10%).

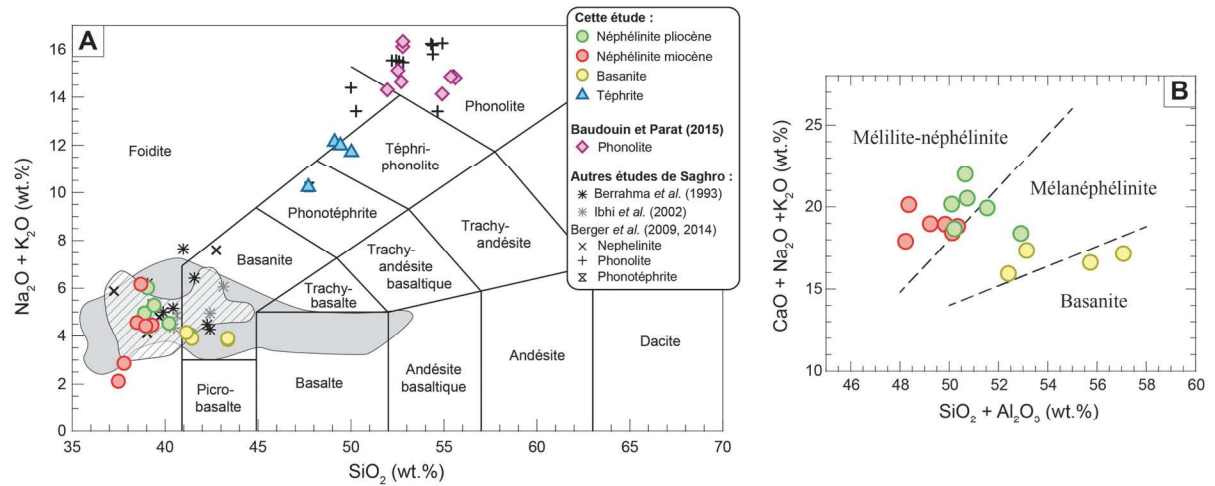


Figure 3.3. (A) Diagramme des variations en SiO₂ et alcalins des laves du Jbel Saghro. Les champs sont issus de la classification IUGS de Le Maître (2002). Le champ grisé représente les laves du Moyen Atlas analysées par El Azzouzi *et al.* (2010), et le champ hachuré représente les laves du Rekkame par Rachdi *et al.* (1997). (B) Classification des néphélinites et basanites de Saghro d’après les critères de Le Bas (1989).

Tableau 3.5 - Composition en éléments majeurs et en traces des néphélinites miocènes, des néphélinites pliocènes et des basanites du Jbel Saghro.

Type de roche	Néphélinite miocène						Néphélinite pliocène						Basanite			
Échantillon	TLA3	TLA6	TLA7	TLA13	TLA15	TAM11	FK3	FK7	FK14	FK17	FK18	FK23	TAM4	TAM8	TAM10	TAM12
<i>wt%</i>																
SiO ₂	37.48	39.29	38.95	37.78	38.48	38.69	40.20	41.34	39.05	38.89	39.40	39.07	41.43	41.14	43.36	43.36
TiO ₂	3.15	2.93	2.94	3.12	2.90	3.36	2.67	2.67	2.71	2.75	2.68	2.82	2.83	2.69	3.22	2.77
Al ₂ O ₃	10.75	11.05	10.89	10.58	10.75	11.44	11.34	11.57	11.60	11.21	11.33	11.14	11.71	11.26	13.71	12.37
FeOt	10.85	10.54	10.71	10.97	10.68	11.62	9.49	9.57	9.75	10.23	9.82	10.30	10.26	10.37	10.40	10.24
MnO	0.20	0.19	0.20	0.21	0.20	0.22	0.20	0.21	0.23	0.24	0.23	0.20	0.17	0.18	0.16	0.16
MgO	11.95	12.99	13.24	12.29	13.33	11.30	10.75	10.46	9.03	10.58	10.54	12.68	10.88	13.77	7.37	9.65
CaO	15.80	14.36	14.53	15.47	14.42	14.08	15.41	14.34	15.97	15.21	15.24	14.31	13.46	11.81	13.33	12.73
Na ₂ O	1.75	3.23	3.18	2.19	3.49	4.00	2.88	2.57	3.84	3.08	3.13	2.68	3.23	3.29	2.97	3.05
K ₂ O	0.37	1.23	1.24	0.67	1.07	2.17	1.65	1.48	2.18	1.88	2.16	1.68	0.67	0.85	0.87	0.85
P ₂ O ₅	1.73	1.54	1.54	1.77	1.47	1.51	1.07	1.15	1.54	1.40	1.43	1.32	0.82	1.17	0.77	0.74
LOI	4.87	1.52	1.42	3.87	1.99	0.31	3.30	3.68	3.04	2.98	2.97	2.74	3.49	2.38	2.70	3.00
TOTAL	98.90	98.87	98.84	98.92	98.78	98.70	98.96	99.04	98.94	98.45	98.93	98.94	98.95	98.91	98.86	98.92
CO ₂ (wt.%)	0.36	0.09	0.07	0.17	0.10	0.09	1.12	0.47	1.55	0.20	0.27	0.35	1.73	0.14	0.50	1.48
S (ppm)	230	90	130	270	110	51	320	610	420	571	370	1300	141	208	184	167
Mg#	66.3	68.7	68.8	66.6	69	63.4	66.9	66.1	62.3	64.8	65.7	68.7	65.4	70.3	55.8	62.7
<i>ppm</i>																
Cr	380	406	459	406	498	363	384	378	279	306	330	370	455	553	147	343
Ni	209	281	297	225	285	157	178	179	144	190	179	244	320	393	89	228
Co	49	53	55	51	53	50	40	44	42	44	43	52	52	55	42	50
Sc	23	21	22	22	22	23	23	22	20	20	19.0	21	22	20	23	21
V	286	270	273	278	267	283	242	237	232	231	226	244	248	236	264	237
Rb	21	43	41	36	37	51	42	41	61	66	76	56	10	35	25	12.0
Sr	1466	1660	1639	1590	1559	1478	1659	1398	1687	1999	2529	1610	949	1456	1077	910
Y	42	34	32	41	31	44	32	37	46	46	50	50	16.8	20	17.3	16.2
Zr	323	281	271	318	257	397	300	320	364	340	358	305	210	265	244	202
Nb	136	135	127	139	123	142	115	129	150	140	158	122	82	97	95	76
Ba	744	1075	1010	941	977	953	1463	786	1330	1370	1865	1148	745	855	858	706
La	122	120	119	123	114	102	87	98	124	125	127	94	52	91	48	44
Ce	225	216	213	226	210	201	168	188	223	224	228	183	105	173	96	85
Pr	23	21	21	23	21	21	17.2	19.0	22	22	23	18.6	11.2	17.3	11.2	9.80
Nd	90	82	82	89	80	82	68	75	88	88	89	73	46	66	47	41
Sm	13.9	12.54	12.52	13.78	12.32	13.25	11.29	11.95	13.92	13.62	14	11.78	7.96	10.17	8.33	7.20
Eu	4.24	3.83	3.84	4.25	3.76	4.14	3.48	3.87	4.36	4.30	4.36	3.71	2.55	3.13	2.75	2.42
Gd	11.73	10.66	10.58	11.81	10.37	11.53	9.75	10.52	11.83	11.59	12.11	10.13	7.27	8.61	7.61	6.76
Tb	1.47	1.32	1.31	1.45	1.26	1.44	1.23	1.32	1.50	1.49	1.54	1.27	0.93	1.09	0.99	0.91
Dy	7.41	6.62	6.59	7.30	6.46	7.43	6.30	6.81	7.54	7.43	7.75	6.37	4.83	5.53	5.04	4.63
Ho	1.24	1.13	1.09	1.24	1.09	1.26	1.09	1.17	1.28	1.29	1.33	1.09	0.82	0.97	0.85	0.79
Er	3.08	2.80	2.78	3.08	2.68	3.16	2.71	2.96	3.27	3.24	3.36	2.70	2.02	2.44	2.05	1.99
Tm	0.37	0.34	0.34	0.38	0.33	0.39	0.34	0.36	0.40	0.40	0.42	0.34	0.24	0.31	0.26	0.24
Yb	2.20	1.97	1.95	2.15	1.95	2.25	2.05	2.17	2.34	2.41	2.49	1.95	1.44	1.73	1.46	1.43
Lu	0.34	0.31	0.30	0.33	0.29	0.35	0.32	0.32	0.36	0.37	0.38	0.28	0.22	0.26	0.22	0.21
Hf	6.38	5.39	5.31	6.27	5.36	7.61	5.62	5.80	6.50	6.12	6.50	5.86	4.98	5.36	5.52	4.77
Ta	8.78	8.23	7.93	9.06	7.63	8.94	6.54	7.30	8.30	7.68	8.26	7.26	5.40	6.09	6.02	5.01
Pb	62	24	59	34	63	75	51	25	153	111	79	18.13	38	26	22	31
Th	12.90	13.67	13.19	12.94	12.66	12.30	10.76	12.56	14.86	14.99	15.48	12.23	5.70	9.20	5.20	5.10
U	3.02	3.22	3.11	2.96	2.93	2.80	2.40	2.12	3.37	3.39	3.70	2.71	1.23	2.15	1.04	1.10

Mg# = 100*Mg/(Mg + Fe_{tot})

Le champ des foidites pouvant inclure plusieurs dérivés des néphélinites (Le Maitre *et al.*, 2002), les critères de Le Bas (1989) permettent de déterminer que les laves se trouvant dans ce champ sont des mélilite-néphélinites (Figure 3.3B). Pour simplifier et dans la suite de ce manuscrit, les mélilite-néphélinites seront désignées sous le terme de néphélinite. Les teneurs en CaO, MgO, FeO_(total) et TiO₂ diminuent quand la concentration en SiO₂ augmente, alors que Al₂O₃, K₂O et Na₂O augmentent avec la silice (Figure 3.4). Les teneurs en MgO, TiO₂, K₂O et P₂O₅ montrent une dispersion plus importante que les autres éléments majeurs pour les

Tableau 3.6 - Composition en éléments majeurs et en traces des téphrites et phonolites du Jbel Saghro.

Type de roche Échantillon	Téphrite				Phonolite							
	BG1	BG4	BG5	BG9	TAG1	TAG2	TAG3	IK4	IK7	IK8	TIF1	TIF2
<i>wt%</i>												
SiO ₂	47.70	49.11	49.42	50.02	51.95	52.78	52.79	54.90	55.60	55.37	52.52	52.70
TiO ₂	1.82	1.49	1.49	1.42	0.87	0.80	0.84	0.41	0.42	0.42	0.42	0.43
Al ₂ O ₃	16.83	17.37	17.42	17.74	19.78	20.17	19.87	20.21	20.85	20.82	20.42	20.80
FeOt	6.40	5.80	5.90	5.70	4.40	4.30	4.50	3.20	3.30	3.30	3.20	3.30
MnO	0.20	0.25	0.23	0.23	0.22	0.23	0.23	0.27	0.28	0.28	0.24	0.19
MgO	4.99	3.71	3.96	4.25	1.13	0.94	1.12	0.05	0.25	0.27	0.11	0.29
CaO	7.92	6.57	6.24	5.45	3.40	2.70	2.72	0.83	0.78	0.78	1.18	1.88
Na ₂ O	6.47	7.59	7.55	7.18	7.81	9.32	9.58	9.37	9.55	9.58	9.38	10.18
K ₂ O	3.75	4.55	4.44	4.53	6.49	6.79	6.75	4.76	5.25	5.27	5.73	4.46
P ₂ O ₅	0.60	0.41	0.41	0.40	0.22	0.18	0.20	—	—	—	0.03	0.09
LOI	2.66	2.44	2.31	2.44	3.25	1.33	0.89	5.71	3.36	3.48	6.53	5.61
TOTAL	99.34	99.29	99.37	99.36	99.52	99.54	99.49	99.71	99.64	99.57	99.76	99.93
CO ₂ (wt.%)	0.72	0.98	0.70	0.11	—	0.07	0.05	—	—	0.05	—	—
S (ppm)	1050	1040	1445	1000	—	580	560	—	—	180	—	—
Mg#	58.1	53.3	54.6	56.9	31.5	28.2	30.9	2.7	11.9	12.6	5.8	13.7
<i>ppm</i>												
Cr	151	128	137	123	36	44	44	8.47	10.11	20	20	12.07
Ni	92	70	69	64	13.07	14.9	15.7	1.29	3.28	1.64	1.74	1.93
Co	24	18.2	18.1	17.8	5.38	5.18	5.51	0.32	0.40	0.32	0.88	0.72
Sc	15.5	11.96	14.20	9.62	4.24	4.37	4.46	5.14	5.26	5.51	3.40	3.65
V	150	119	120	122	76	77	76	20	20	21	80	46
Rb	60	124	120	175	209	241	234	284	304	332	155	209
Sr	1381	1128	1145	1188	1214	1169	1146	72	73	67	425	391
Y	27	29	29	36	21	22	22	17.6	18.5	17.8	16.9	18.5
Zr	612	895	888	1108	910	1019	1014	1746	1807	1837	1264	1262
Nb	192	247	240	319	245	277	278	421	369	378	420	504
Ba	1058	901	874	941	658	614	609	13.38	11.91	7.11	420	231
La	104	110	106	123	71	69	71	24	24	23	39	41
Ce	169	170	168	190	108	103	109	39	39	38	72	72
Pr	16.0	16.0	15.0	16.0	9.01	8.67	8.85	3.09	3.07	2.99	6.86	6.39
Nd	53	49	48	52	29	27	28	8.79	8.72	8.60	23	20
Sm	8.41	7.37	7.34	7.06	4.19	3.92	4.24	1.44	1.42	1.41	3.45	2.99
Eu	2.54	2.23	2.23	2.21	1.41	1.32	1.40	0.49	0.49	0.49	1.15	0.98
Gd	6.92	6.26	6.34	6.08	3.43	3.34	3.42	1.50	1.52	1.47	2.70	2.61
Tb	0.94	0.86	0.86	0.88	0.59	0.57	0.61	0.32	0.33	0.32	0.50	0.49
Dy	5.09	4.97	4.95	4.98	3.54	3.50	3.66	2.49	2.45	2.44	3.00	3.11
Ho	0.97	1.14	1.10	0.99	0.77	0.77	0.78	0.61	0.61	0.61	0.63	0.68
Er	2.68	3.20	3.18	2.97	2.30	2.34	2.37	2.18	2.18	2.17	1.90	2.18
Tm	0.41	0.49	0.49	0.46	0.36	0.39	0.40	0.41	0.43	0.42	0.33	0.37
Yb	2.68	3.06	3.14	3.17	2.56	2.66	2.67	3.17	3.25	3.21	2.23	2.64
Lu	0.40	0.47	0.47	0.52	0.44	0.46	0.47	0.59	0.61	0.58	0.38	0.48
Hf	9.67	12.87	12.69	15.2	10.69	11.69	11.86	19.4	20	21	11.26	12.50
Ta	8.49	9.09	8.79	9.34	5.15	5.07	5.33	7.12	6.27	6.18	8.99	15.7
Pb	13.00	19.0	18.0	28	16.9	18.7	18.2	25	23	24	18.5	22
Th	27	38	37	41	33	34	36	55	55	52	52	52
U	8.69	11.22	11.07	10.46	10.90	11.64	12.50	17.3	17.0	19.1	16.9	17.0

Mg# = 100*Mg/(Mg + Fe_{tot}) ; — : non analysé

néphélinites (9.0–13.3 pds.% MgO, 2.7–3.4 pds.% TiO₂, 0.4–2.2 pds.% K₂O et 1.07–1.77 pds.% P₂O₅) et basanites (7.4–13.8 pds.% MgO, 2.7–3.2 pds.% TiO₂, 0.7–0.9 pds.% K₂O et 0.74–1.17 pds.% P₂O₅) (Figures 3.4C et 3.4E, respectivement). Pour les laves différenciées (téphrites et phonolites), on observe une tendance dans la continuité de celles des néphélinites et basanites, avec des concentrations en CaO (0.8–7.9 pds.%), MgO (0.1–5.0 pds.%), FeO_(total) (3.2–6.4 pds.%) et TiO₂ (0.4–1.8 pds.%) qui diminuent avec l'augmentation de SiO₂, et des teneurs en Al₂O₃ (16.8–20.9 pds.%), K₂O (3.8–6.8 pds.%) et Na₂O (6.5–10.2 pds.%) qui augmentent avec la silice (Figure 3.4). On observe une corrélation négative des rapports CaO/Al₂O₃ avec la concentration en SiO₂ : les néphélinites possèdent les rapports les plus élevés (1.23–1.47), puis il diminue légèrement pour les basanites (0.97–1.15), diminue beaucoup pour les téphrites (0.31–0.47), et est proche de zéro pour les phonolites (0.04–0.17 ; Figure 3.4H, Tableau 3.6).

3.2.2. Éléments en trace

Les teneurs en éléments en traces des laves du Jbel Saghro sont reportées dans les Tableaux 3.5 (néphélinites et basanites) et 3.6 (téphrites et phonolites) et dans les Figures 3.5 et 3.6. À l'exception d'une basanite (échantillon TAM10), toutes les néphélinites et basanites de Saghro ont des teneurs en Ni (144–297 ppm et 89–393 ppm, respectivement), Cr (279–498 ppm et 147–553 ppm, respectivement), Co (40–55 ppm et 42–55 ppm, respectivement) et Sc (19–23 ppm et 20–23 ppm, respectivement) qui correspondent aux valeurs associées aux magmas primaires (Figure 3.5 ; Frey *et al.*, 1978). Si les concentrations en Sc et Co forment un amas relativement serré pour les néphélinites et basanites en fonction de la teneur en silice, les Figures 3.5A et 3.5C montrent que les basanites ont des concentrations en Cr en Ni très variables. Les néphélinites et basanites ont une composition en Nb (115–142 ppm et 76–97 ppm, respectivement) et Zr (257–397 ppm et 202–265 ppm, respectivement) peu variable par rapport à celle des téphrites (192–319 ppm Nb, 612–1108 ppm Zr) et phonolites (245–504 ppm Nb, 910–1837 ppm Zr ; Figure 3.6, Tableau 3.6). On remarque que les teneurs en La, Yb et Sm des laves mafiques varient fortement des néphélinites aux basanites, et que pour des concentrations en SiO₂ plus élevées, les teneurs en La des téphrites (104–123 ppm) et phonolites (23–71 ppm) sont équivalentes à celles des néphélinites (87–127 ppm) et des basanites (44–91 ppm), respectivement (Figure 3.6, Tableaux 3.5 et 3.6). Les néphélinites pliocènes se distinguent par leur teneur en Ba (786–1865 ppm) plus élevée que les néphélinites miocènes (744–1075 ppm) et que les basanites (706–858 ppm ; Figure 3.6B).

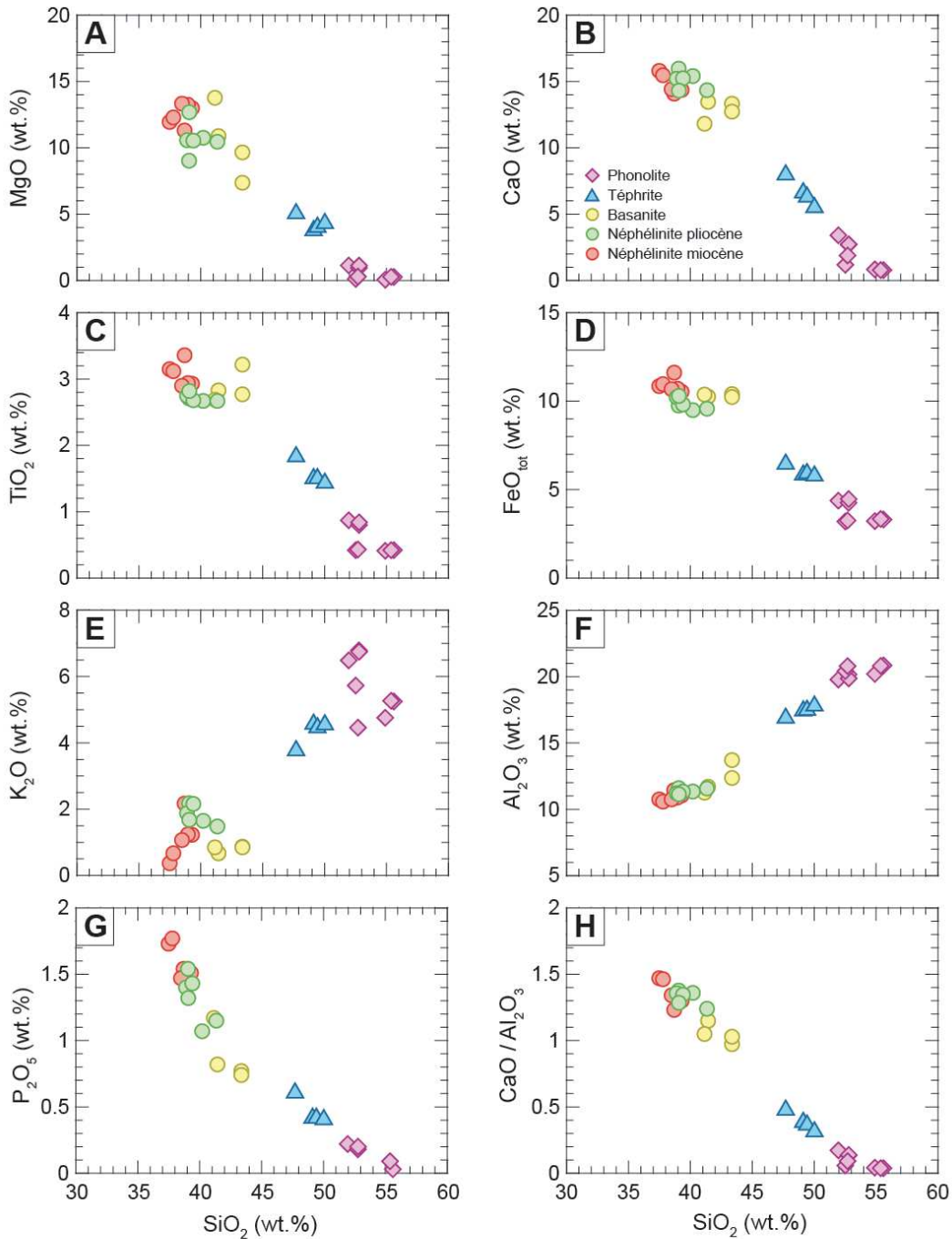


Figure 3.4. Diagrammes de Harker des concentrations en (A) MgO, (B) CaO (C) TiO₂, (D) FeO (total), (E) K₂O, (F) Al₂O₃, (G) P₂O₅, et (H) du rapport CaO/Al₂O₃ en fonction de la teneur en SiO₂ des laves du Jbel Saghro.

Toutes les laves mafiques ont des rapports Zr/Y (7.2–14.1) et Zr/Nb (2.1–2.8) similaires, qui augmentent avec SiO₂ pour les laves différenciées (Zr/Y = 22.5–103.1, Zr/Nb = 2.5–4.9 ; Figure 3.7). Par contre, on remarque une variation du rapport La/Nb entre les néphélines (0.7–0.9) et les basanites (0.5–0.9) avec les variations des teneurs en silice, et cette tendance continue vers les téphrites (0.4–0.5) et phonolites (0.1–0.3 ; Figure 3.7C).

Les basanites ont des rapports plus élevés en Ba/La (9.4–17.7), Ba/Nb (8.8–9.3) et K/Nb

(68.2–93.1) que les néphélinites miocènes ($Ba/La = 6.1–9.4$, $Ba/Nb = 5.5–8.0$ et $K/Nb = 22.6–127.0$) alors que les néphélinites pliocènes ont une variabilité plus importante ($Ba/La = 8.0–16.8$, $Ba/Nb = 6.1–12.7$ et $K/Nb = 95.0–120.8$; Figure 3.7). Les néphélinites présentent un fractionnement marqué en Ba/La et Ba/Nb , alors que les basanites ne montrent un fractionnement que pour le rapport Ba/La . Les néphélinites sont les seules laves mafiques de Saghro à avoir un fractionnement en K/Nb aussi important (22.6–127.0; Figure 3.7E).

Les néphélinites pliocènes ont des rapports Rb/Nb (0.3–0.5) plus élevés que les néphélinites miocènes (0.2–0.4) et les basanites (0.1–0.4; Figure 3.7G). Les laves mafiques de Saghro ont toutes des rapports Ba/Rb (19.3–77.8) supérieurs à celui du manteau primitif (11.006, Sun et McDonough, 1989), mais les néphélinites ont des rapports Ba/Rb (19.3–36.1) similaires alors que les basanites présentent une forte variabilité (24.1–77.8) pour des teneurs en SiO_2 proches (Figure 3.7H). Les téphrites et phonolites ont des rapports Ba/La (0.3–10.7) et Ba/Nb (0.0–5.5) plus faibles que ceux des laves mafiques, et qui diminuent quand SiO_2 augmente. Les rapports K/Nb des laves différenciées sont dispersés ($K/Nb = 73.5–219.5$).

Les néphélinites et basanites ont des spectres de terres rares enrichis en LREE ($La/Yb = 30–61$) par rapport aux HREE (*Heavy Rare Earth Elements*: terres rares lourdes), similaires à ceux des basaltes d'îles océaniques (OIB : *Ocean Island Basalt*) et des laves alcalines

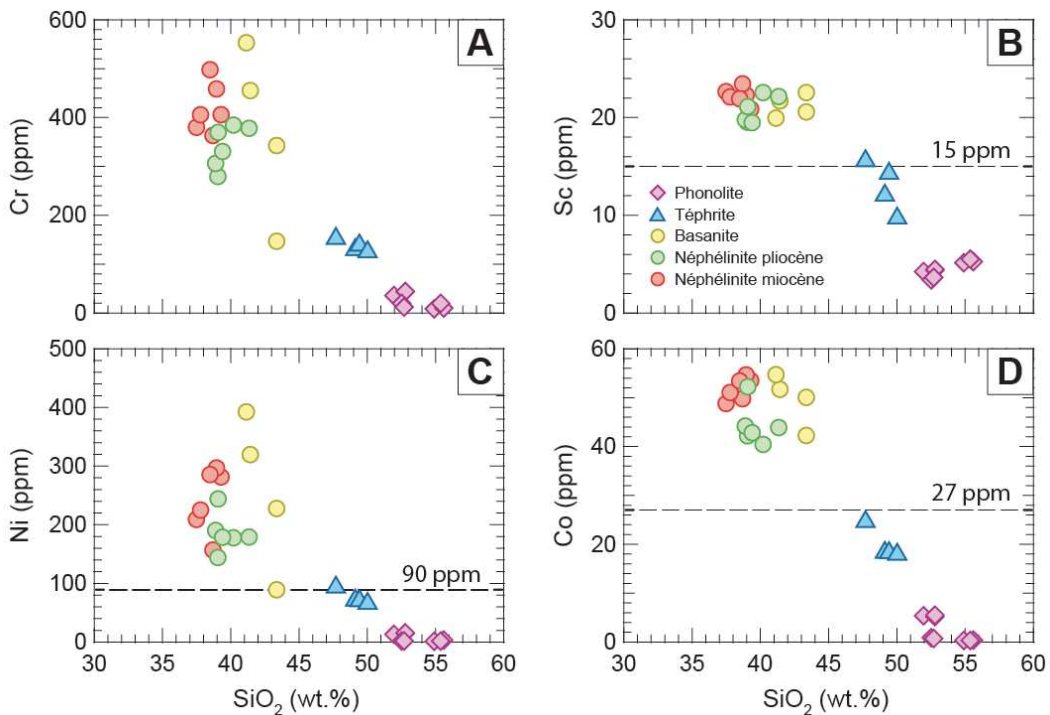


Figure 3.5. Diagrammes de Harker des concentrations en (A) Cr, (B) Sc, (C) Ni et (D) Co en fonction de la teneur en SiO_2 des laves du Jbel Saghro. Les lignes pointillées représentent les valeurs minima déterminées par Frey *et al.* (1978) pour les magmas primaires.

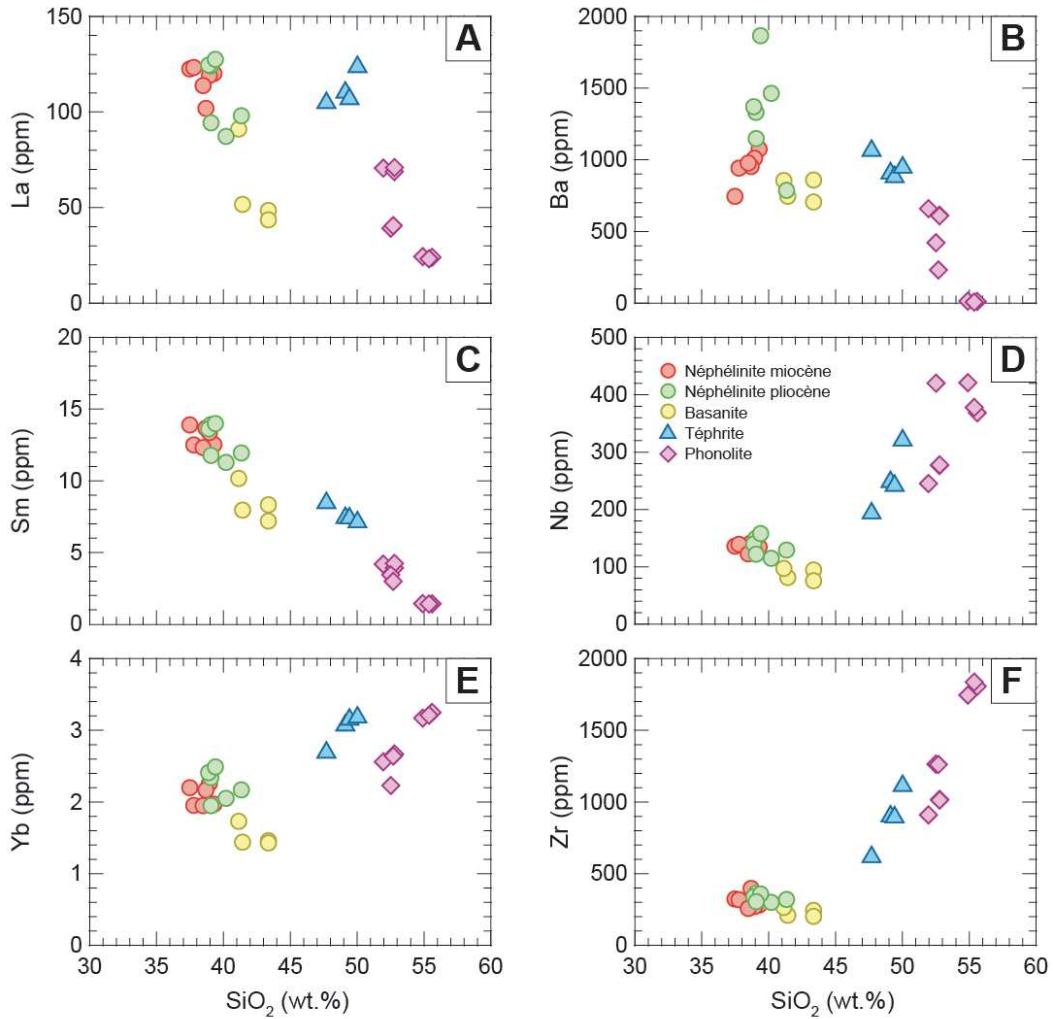


Figure 3.6. Diagrammes de Harker des concentrations en (A) La, (B) Ba, (C) Sm, (D) Nb, (E) Yb et (F) Zr en fonction de la teneur en SiO₂ des laves du Jbel Saghro.

intracontinentales (Figure 3.8A). Les phonolites possèdent des spectres enrichis en LREE par rapport aux HREE ($La/Yb = 7-28$), avec un fort appauvrissement en MREE (*Middle Rare Earth Elements* : terres rares moyennes) ($Sm/Yb = 0.4-1.6$), et les téphrites ont des spectres de terres rares intermédiaires ($La/Yb = 34-39$) entre les phonolites et les laves mafiques (Figure 3.8B).

Les néphélinites et basanites présentent un enrichissement marqué en éléments fortement à modérément incompatibles (Figure 3.8C). Pour les laves mafiques du Jbel Saghro, le potassium et le rubidium présentent des anomalies négatives, de même que Th et U pour trois des quatre échantillons de basanite (Figure 3.8C). Les néphélinites et basanites présentent également un léger appauvrissement en Zr et Hf, et en Ti pour les néphélinites uniquement. Les basanites arborent en plus un appauvrissement en Y marqué. Certaines néphélinites pliocènes sont enrichies en Sr (Figure 3.8C). Les spectres étendus des éléments en trace des laves différenciées sont plus complexes : les phonolites présentent un appauvrissement important en Ba, P et Ti et un

enrichissement marqué en Zr et Hf par rapport aux éléments d'incompatibilités similaires, alors que les téphrites arborent les mêmes anomalies, mais plus modérées (Figure 3.8D).

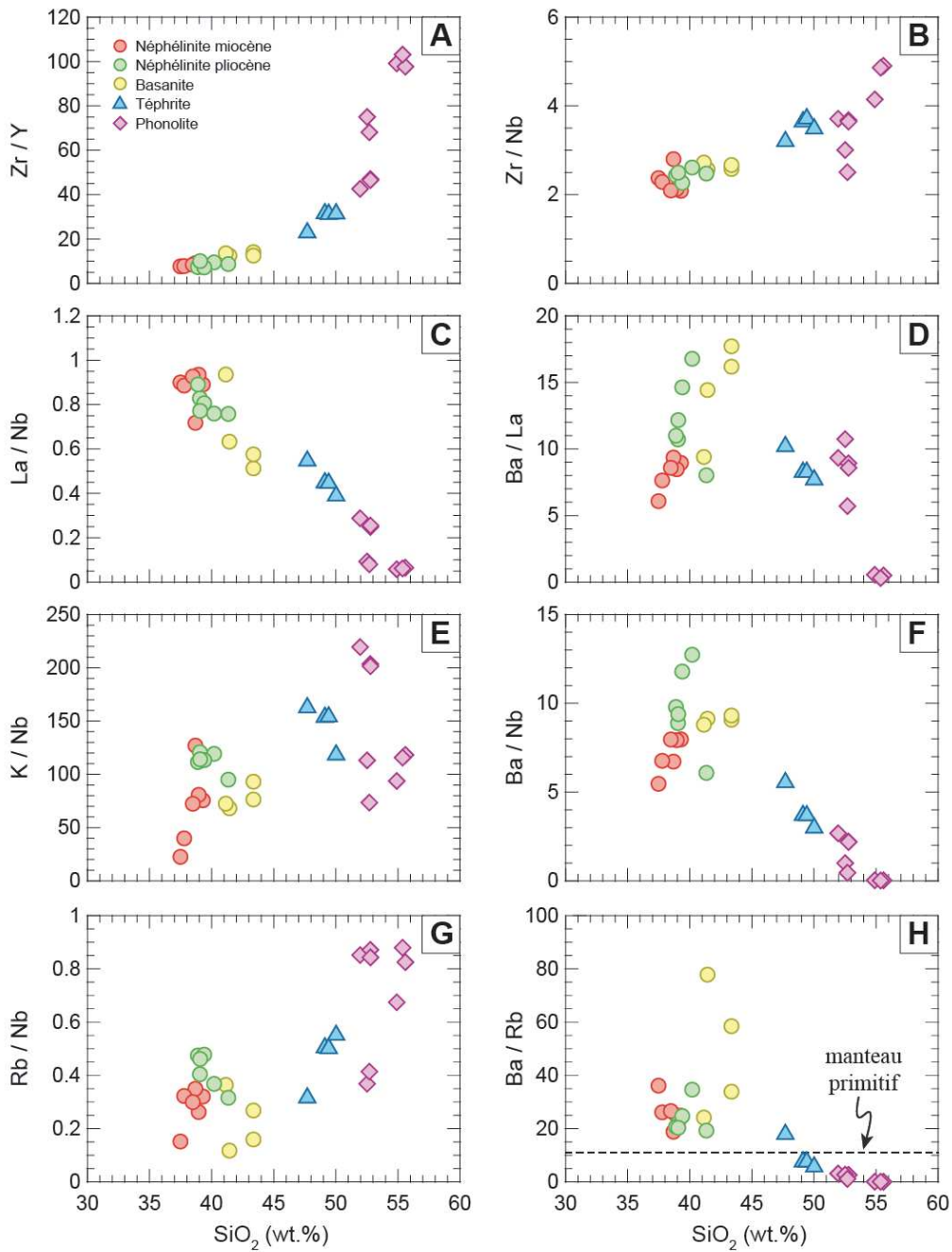


Figure 3.7. Diagrammes des rapports (A) Zr/Y, (B) Zr/Nb, (C) La/Nb, (D) Ba/La, (E) K/Nb, (F) Ba/Nb, (G) Rb/Nb et (H) Ba/Rb en fonction de la concentration en SiO₂ des laves du Jbel Saghro. La ligne pointillée dans (H) représente la valeur du manteau primitif en Ba/Rb = 11.006, d'après Sun et McDonough (1989).

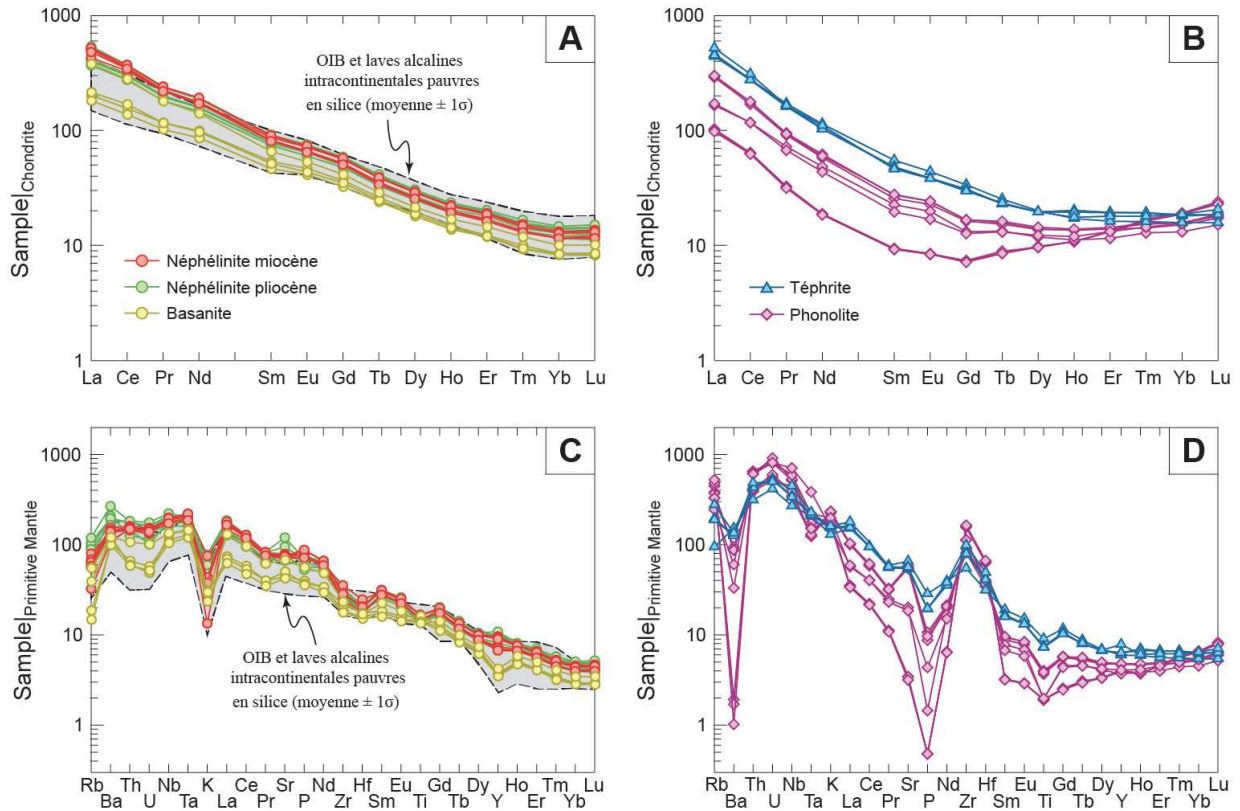


Figure 3.8. (A–B) Diagrammes des abondances en terres rares normalisées aux chondrites (A) des néphélinites et basanites et (B) des téphrites et phonolites du Jbel Saghro. (C–D) Diagrammes étendus des abondances en éléments en trace normalisés au manteau primitif (C) des néphélinites et basanites et (D) des téphrites et phonolites du Jbel Saghro. Les champs en gris dans (A) et (C) représentent la valeur moyenne des OIB et des laves alcalines intracontinentales pauvres en silice \pm un écart type (d’après Pilet, 2015). Les valeurs de normalisation sont issues de McDonough et Sun (1995) pour les chondrites, et de Sun et McDonough (1989) pour le manteau primitif.

**Chapitre 4 : Les inclusions fluides et
les minéraux riches en éléments
volatils comme traceurs des fluides
sous la bordure du Craton Ouest-
Africain (province volcanique du Jbel
Saghro, Anti-Atlas, Maroc)**

De nombreux auteurs ont mis en évidence le fait que la production, la mise en place et la cristallisation des laves alcalines sont fortement affectées par les éléments volatils comme CO₂, H₂O, S, F ou Cl (p.ex. Bühn et Rankin, 1999; Kogarko, 1974 ; Morgan et Lindbloom, 1995 ; Sobolev et al., 1974). Les expériences à faible taux de fusion, à haute température et haute pression sur des péridotites produisent des liquides silicatés qui sont globalement similaires aux basaltes alcalins naturels (Green et Fallon, 1998 ; Green et Ringwood, 1967 ; Ito et Kennedy, 1967 ; Takahashi et Kushiro, 1983). Cependant, les magmas très alcalins comme les néphélinites et mélilitites, possèdent une forte alcalinité (c.-à-d. concentration élevée en Na₂O+K₂O et forte teneur en LREE), une très faible teneur en SiO₂ et contiennent des éléments volatils. Ceci tend à montrer que ces laves trouvent leur origine soit dans des sources contenant des pyroxénites (Hirschmann et al., 2003 ; Kogiso et al., 2003), soit dans des péridotites enrichies en CO₂ (Dasgupta et al., 2006 ; Eggler, 1978 ; Hemond et al., 1994 ; Hirose, 1997).

Depuis le travail novateur de Roedder (1965), un grand nombre d'études ont été menées sur les inclusions fluides présentes dans les xénolites de péridotite afin de déterminer la composition et le comportement des fluides profonds dans le manteau (e.g. Berkesi et al., 2012 ; De Vivo et al., 1988 ; Frezzotti et al. 1991, 1992, 1994, 2002 ; Hansteen et al., 1991 ; Hidas et al., 2010 ; Murck et al., 1978 ; Schiano et al., 1994). Toutes ces recherches ont démontré que les inclusions fluides piégées dans les xénolites mantelliques sont majoritairement composées de CO₂, avec peu ou pas d'autres espèces fluides détectables comme CO, H₂O, N₂ ou CH₄. Cependant, les inclusions fluides présentes dans les minéraux des laves qui contiennent les xénolites ont été relativement peu étudiées, alors qu'elles peuvent donner des contraintes sur les fluides présents plus en profondeur dans le manteau (Bureau et al., 1998 ; Frezzotti et al., 1991 ; Galipp et al., 2006 ; Hansteen et al., 1998). Pendant l'ascension des magmas, les inclusions fluides peuvent être formées et piégées très rapidement (de quelques heures à quelques jours ; Wanamaker et al., 1990), et sont donc à même d'enregistrer les événements de dégazage à court terme. Ces études ont mis en évidence la présence majoritaire d'inclusions riches en CO₂ piégées à différentes pressions et températures dans les basaltes alcalins. Toutefois, aucune étude sur les inclusions fluides des magmas très alcalins n'a été réalisée afin de contraindre le déroulement de leur remontée.

Cette étude combine des analyses en roche totale et sur minéraux avec l'observation détaillée des inclusions fluides des néphélinites miocènes et pliocènes de la province volcanique du Jbel Saghro, au niveau de la bordure du Craton Ouest Africain. L'association de ces méthodes a permis de déterminer les conditions pré-éruptives des magmas néphélinitiques (P, T, teneurs en

éléments volatils), et la composition des fluides profonds intervenant dans la formation et l'évolution des deux types de néphélinites du Saghro qui, malgré leur similarité chimique, ont des assemblages minéralogiques très différents.

Ce chapitre est présenté dans un format pré-soumission, il est donc en anglais.

Fluid inclusions and volatile-rich minerals in nephelinite as tracers of fluids beneath the border of the NW African Craton (Saghro volcanic field, Anti-Atlas, Morocco)

R. CHAMBOREDON^{1*}, F. PARAT¹, K. HIDAS^{1,2}, M.-C. BOIRON³

¹Géosciences Montpellier, Université Montpellier, Place E. Bataillon, 34 095 Montpellier, France

(*correspondance)

²Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT), CSIC & UGR, Avenida de las Palmeras 4, 18 100 Armilla (Granada), Spain

³GeoRessources, Université de Lorraine, CNRS, UMR 7359, Boulevard des Aiguillettes, BP 70 239, F-54506, Vandœuvre-lès-Nancy, France

Abstract

We investigated whole-rock and mineral geochemistry coupled with fluid inclusion study of nephelinite from the Saghro volcanic field (NW African Craton) to determine the pre-eruptive conditions of highly alkaline magmas and constrain the composition of deep fluids and their behavior during magma ascent. Nephelinites are mafic alkaline silica-undersaturated lavas ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 2.1\text{--}6.2$ wt.%, $\text{SiO}_2 = 37\text{--}43$ wt.%, $\text{Mg\#} = 70\text{--}62$). Lavas erupted as miocene nephelinite and Pliocene nephelinite with phenocrysts of olivine ($\text{Fo}_{90\text{--}82}$), clinopyroxene ($\text{Mg\#} = 87\text{--}50$) set in a fine-grained groundmass of clinopyroxene, nepheline, magnetite ($X_{\text{ulvö}} = 0.43\text{--}0.54$), apatite ($\text{F} = 1.0\text{--}2.9$ wt.%, $\text{Cl} = 0.11\text{--}0.26$ wt.%, $\text{SO}_2 = 0.06\text{--}0.42$ wt.%), and pyrrhotite ($\text{N}_{\text{FeS}} = 0.90\text{--}0.98$). The mineral assemblage and composition constrain the pre-eruptive conditions of nephelinite at oxidized redox conditions ($\log f\text{O}_2 = \text{NNO}\text{--}\text{NNO}+1$); 1760–2200 MPa and 1320–1364 °C (cpx-melt equilibria). Miocene nephelinites are volatile-rich with high Cl and F content (0.60–1.42 wt.% F and 0.11–0.38 wt.% Cl) and low S content (7–15 ppm S^{6+}), whereas Pliocene nephelinites have lower Cl and higher F and S content (0.01–0.17 wt.% Cl, 1.09–1.70 wt.% F, and 7–156 ppm S^{6+}) than miocene nephelinites.

Fluid inclusions are present in olivine phenocrysts ($\text{Fo}_{90\text{--}85}$) as (i) isolated or trails of single-phase fluid inclusions, (ii) multi-phase inclusions with fluid and daughter minerals of

nepheline ± apatite, and (iii) solid inclusions with daughter minerals of nepheline + apatite + clinopyroxene ± magnesite ± phlogopite. Microthermometry and Raman spectrometry study of primary inclusions in miocene nephelinite indicates entrapment of CO₂-rich fluid at 590 MPa (minimum trapping pressure), whereas a second stage of CO₂-rich fluid entrapment occurred at shallow level (< 90 MPa). In Pliocene nephelinites, only secondary inclusions are present (shallow degassing stage).

The difference in nephelinite mineralogy may be explained by deep mantle-magma processes leading to Pliocene nephelinites, whereas miocene nephelinites register fast ascent without any stagnation level. Our study indicates that CO₂-fluid and volatile-rich silicate liquid (C–O–S–Cl–F) are involved during the genesis and evolution of highly alkaline magma. Thus fluid-rock interaction may have been an important process beneath the NW African craton, leading to metasomatized mantle with CO₂-rich carbonatitic components at the lithosphere-asthenosphere transition.

Key words: nephelinite, fluid inclusion, CO₂, deep fluid, NW African Craton

4.1. Introduction

Many authors emphasized the fact that generation, emplacement and crystallization of alkaline lavas was strongly affected by volatile elements such as CO₂, H₂O, S, F and Cl (*e.g.* Bühn and Rankin, 1999; Kogarko, 1974; Morogan and Lindblom, 1995; Sobolev et al., 1974). Experimental partial melting of peridotite at high pressure and high temperature with a small melt fraction produces melts that are broadly similar to natural alkaline basalts (Green and Falloon, 1998; Green and Ringwood, 1967; Ito and Kennedy, 1967; Takahashi and Kushiro, 1983), whereas for highly alkaline magmas such as nephelinite and melilitite, the high alkalinity (*i.e.* high Na₂O+K₂O, high Light Rare Earth Element content (LREE)), the very low SiO₂ content and the presence of volatiles, tend to demonstrate that these lavas partially find their origin in sources that contain pyroxenites (Hirschmann et al., 2003; Kogiso et al., 2003) or are enriched in CO₂ (Dasgupta et al., 2006; Eggler, 1978; Hemond et al., 1994; Hirose, 1997).

Since the pioneering work of Roedder (1965), a large number of studies have been conducted on fluid inclusions in peridotite xenoliths to determine the composition and behavior of deep fluids in the mantle (*e.g.* Berkesi et al., 2012; De Vivo et al., 1988; Frezzotti et al., 1991, 1992, 1994, 2002; Hansteen et al., 1991; Hidas et al., 2010; Murck et al., 1978; Schiano et al., 1994). All these studies have demonstrated that fluid inclusions in mantle xenoliths are generally dominated by CO₂, with very little to no other detectable fluid species such as CO, H₂O, N₂, or CH₄. However, very few investigations have been conducted on fluid inclusions in minerals from alkaline lavas hosting the xenoliths that can give constraints on fluids present deeper in the mantle (Bureau et al., 1998; Frezzotti et al., 1991; Galipp et al., 2006; Hansteen et al., 1998). During ascent of mafic magmas, fluid inclusions can be formed very quickly (within hours to days; Wanamaker et al., 1990), and thus are able to register short-term magma stagnation levels. These studies have ascertained the presence of dominant CO₂-rich inclusions trapped at different pressures and temperatures in alkali basalts. However, no fluid inclusion study has been performed to constrain detailed ascent histories and magma plumbing systems of highly alkaline magmas.

In this study, we combined whole-rock and mineral analyses with detailed fluid inclusion investigations for Miocene and Pliocene nephelinites from the Saghro volcanic field and determined the pre-eruptive conditions of nephelinite magmas (T, P, volatile fugacities), the composition of deep fluids involved during the formation and evolution of chemically similar but petrologically distinct nephelinites beneath the border of the NW African Craton.

4.2. Geological context of the Jbel Saghro volcanic complex

The Saghro volcanic field is located at the intersection between the northernmost part of the West African Craton (WAC) and the easternmost part of the Anti-Atlas belt, in Morocco (Fig. 4.1). The first record of Saghro lavas was made by De Sitter et al. (1952). Since then, very few studies have been conducted on the area (Baudouin and Parat, 2015; Berger et al., 2014, 2009, 2008; Berrahma et al., 1993; Ibhi, 2000; Ibhi et al., 2002).

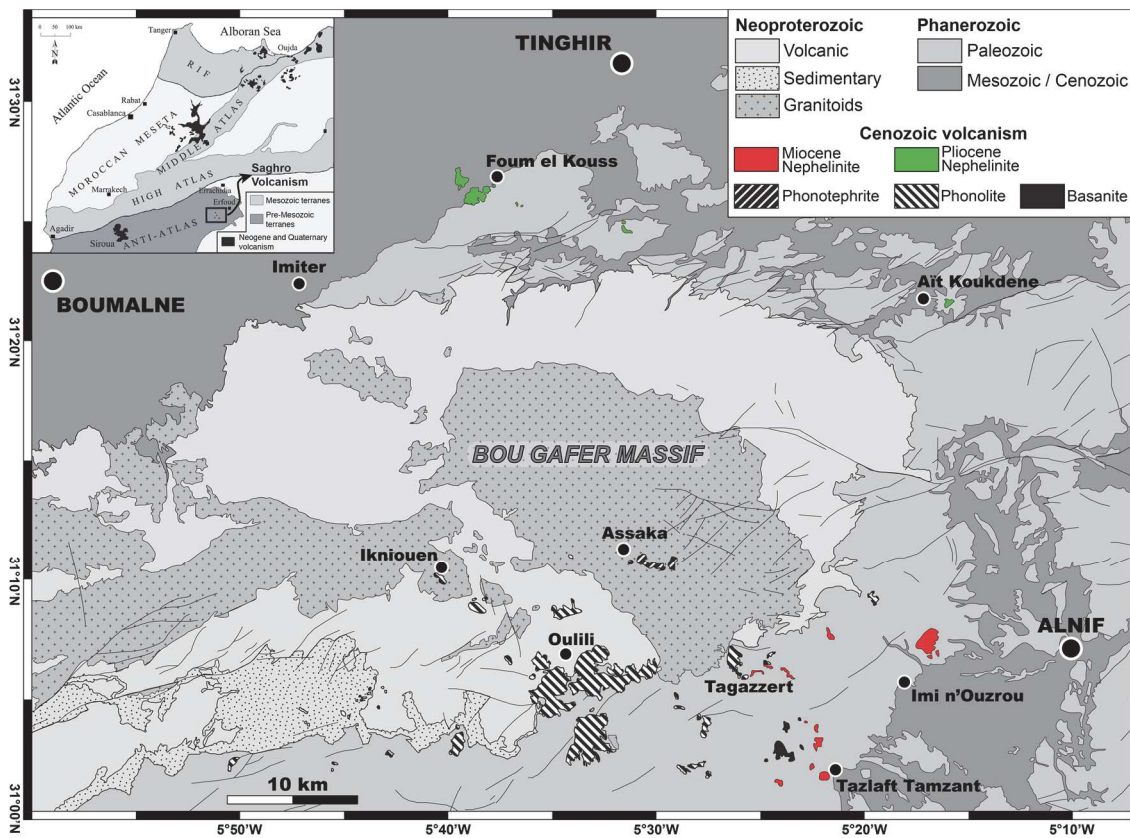


Figure 4.1. Geological map of the Saghro volcanic field showing the location of nephelinites, tephrites and phonolites. The inset displays the location of the Saghro volcanic field in the Atlas mountain belt, Northwest Africa (modified after El Azzouzi et al., 2010).

The Saghro volcanic field occupies a large area ($> 1500 \text{ km}^2$), in a substratum formed by mid-Precambrian schists and granites, late-Precambrian rhyolites and conglomerates intruded by the granitic massif of Bou Gafar. Two Cenozoic periods of eruptions have been determined (Berrahma et al., 1993): the first phase during the Late Miocene (9.6–5.2 Ma) with volcanic activity localized south of the plutonic massif of Bou Gafar and consisting of phonolites and miocene nephelinites, and the second phase that erupted Pliocene nephelinites during the Late

Pliocene (*ca.* 2.9 Ma) in the northern part of the massif (Fig. 4.1).

The origin of the alkaline volcanism in the Saghro massif is still debated, and two main hypotheses have been proposed: (1) a deviation of material from the Canary mantle plume beneath the Canary-Siroua-Saghro structural line related to the roll-back of the Tethys slab (Duggen et al., 2009; Hoernle and Schmincke, 1993; Ibhi, 2000); and (2) Liégeois et al. (2005) consider the Saghro volcanism as being a part of the WAC Cenozoic volcanism as a whole, thus being caused by the reactivation of Pan-African structures that affected the northern boundary of the WAC during the collision of the African and European plates.

The Saghro lava suite is chemically bimodal, with silica-undersaturated basanites and nephelinites as the most primitive part and phonolites as the most evolved part. Only one occurrence of intermediate lavas with tephrite characteristics has been observed (Berger et al., 2008; Ibhi, 2000; this study). Three types of volcanic deposits occur in the Saghro massif: basanite, nephelinite and phonolite lava flows, phonolite domes, and pyroclastic deposits. Basanites and nephelinites always occur as relatively thin lava flows (< 15 m) marking an inverse relief, and are generally on top of thin (< 1 m) pyroclastic tuffs that are locally rich in megacrysts and xenoliths (Berger et al., 2009; Ibhi, 2000). Phonolites have two modes of occurrence: either as thick flows (> 50 m, Tagazzert) on topographic heights, or as domes ranging from 500 m to 1 km in diameter (*e.g.* Ikniouen; Berger et al., 2009 ; Fig. 4.1). The tephrite occurs as a thick flow on the south part of the Bou Gafer granitic intrusion. The pyroclastic deposits are mainly composed of phonolitic tuffs and volcanic breccia, with basement rock pebbles (Berger et al., 2009; Fig. 4.1).

4.3. Analytical methods

4.3.1. Whole rock

Whole-rock major elements were measured by wide-angle X-ray fluorescence (WDXRF) with a sequential spectrometer Bruker S4 Pioneer at the analytical services of the IACT (CSIC, Granada, Spain), using an Rh X-ray tube (160 kV, 159 mA). Veins and xenoliths that were apparent in hand specimens were removed. The samples were then crushed and finely powdered (< 100 µm) in an agate mill. Glass bead were prepared by weighing 1 g of powder with a Li₂B₄O₇ flux (8:1 flux:rock). The mixture is then fused at 1000 °C during 15 minutes in Pt crucibles under

a CH₄-O flame using a Fluxana Vulcan 4M fusion machine. The produced melt is automatically poured onto a 40 mm diameter, flat-bottom Pt holder and immediately cooled with compressed air, thus producing homogeneous glass beads with a smooth flat surface. Measurements were carried out under constant voltage for all elements to achieve maximum long term stability and precision. The concentrations of the major elements were measured by comparing the X-ray intensity for each element with the intensity for two beads, each of nine reference geological standard samples (PCC-1, BCR-1, BIR-1, DNC-1, W-2, AGV-1, GSP-1, G-2, and STM -1, using the values recommended by Govindaraju, 1994). Two beads of pure quartz were used as blanks for all elements except Si.

Loss on ignition (LOI) for each sample were determined by weighing 1 g of powder in a ceramic crucible, putting it under a Muffle oven at 900 °C during 1 hour, and reporting the weight loss between the original and the devolatilized sample. The LOI content can be semi-quantitatively used as an estimation of the volatile content (CO₂, OH, S, Cl, and F) of a sample.

Whole-rock Rare Earth Elements (REE) were analyzed by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) on an Agilent 7700x mass spectrometer at the University of Montpellier. 100 mg of previously prepared powder were weighed using a precision balance (± 1 mg), then digested 3 times in an HF+HNO₃+HClO₄ solution. Each digestion is followed by a 24 h evaporation at 150 °C. The solid residues are then dissolved in H₂O+HNO₃ and diluted 8000 times to avoid saturation of the ICP-MS. Internal standards were ¹¹⁵In and ²⁰⁹Bi, external standards were international reference materials AVG-1 and BEN. Interferences between elements were corrected using external standards and reference values for Zr and Hf.

Bulk rock sulfur and carbon concentrations (total carbon and total organic carbon) were measured for each sample by element analyzer (IACT, Granada, Alt et al., 2012). Total inorganic carbon (TIC, or carbonate carbon) was removed by reaction with dilute (3 N) HCl, followed by washing in distilled H₂O. To minimize adsorption of atmospheric CO₂, powders were degassed at 100 °C and stored under vacuum in a desiccator. Standard deviations were between 10–40 ppm for sulfur and 10 ppm for carbon.

4.3.2. Minerals

Mineral major element compositions have been acquired on a CAMECA SX100 electron microprobe at the Microsonde Sud service of the University of Montpellier. The operating

conditions were a beam current of 10 nA, an accelerating voltage of 20 keV, 20 s counting time per element, and a focused 1 μm beam. For apatite, to avoid loss of volatiles (F, Cl, S), the conditions were adjusted to 10 nA, 15 keV, 40 s per element and the beam was defocused to 10 μm . Accuracy is below 0.5 wt.% for major elements.

Trace element analyses for sulfides and clinopyroxenes were acquired by Laser ablation, inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) using a GeoLas Q+ with an Excimer CompEx102 laser and a ThermoFinnigan Element XR plasma source mass spectrometer at Geosciences Montpellier Laboratory, Montpellier, France. Data acquisitions were conducted in-situ on 150 μm thick polished sections. Analytical conditions for clinopyroxene were 6 Hz, 10 J/cm^2 and a beam diameter of 51 μm , and they were adjusted for sulfides with 10 Hz, 12 J/cm^2 and a beam diameter between 5 and 26 μm depending on the sulfide's size. Internal standards used were CaO wt.% for clinopyroxenes and S wt.% for sulfides, both determined with electron microprobe. External standards were Nist612 glass for clinopyroxene and PGE-A, JK37 steel and a Re-Os bead for sulfides. All data were processed using the GLITTER software (Van Achterbergh et al., 2001).

4.3.3. Fluid inclusions

Fluid inclusions were investigated in 150 μm doubly-polished single olivine crystals. Microthermometric measurements were done with a Linkam[®] THM 600 heating-cooling stage at Geosciences Montpellier Laboratory (France) and calibrated with SYNFLINC[®] synthetic pure H_2O and $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ fluid inclusion standards. Accuracy of CO_2 triple-point measurements is better than ± 0.2 $^\circ\text{C}$, and reproducibility of melting and homogenization temperatures is better than ± 0.2 $^\circ\text{C}$. Fluid inclusion density was derived from the homogenization temperatures using the phase diagram of Thiery et al. (1994) and FLUIDS Computer package (Bakker, 2008), and assuming a composition of pure CO_2 . Isochores were calculated using Span and Wagner (1996) equations of state for pure CO_2 with the ISOC computer program (Bakker, 2003).

Fluid inclusions were analyzed by Raman spectroscopy using a LabRAM HR Spectrometer (Horiba Jobin Yvon) equipped with a 600 g/mm grating and an edge filter at GeoRessources Laboratory, Nancy, France. The excitation beam is provided by a Stabilite 2017 Ar^+ laser (Spectra Physics, Newport Corporation) at 514.53 nm and a power of 200 mW (resulting in ~ 20 mW at sample), focused in the sample using a x50 objective (Olympus).

Acquisition time is optimized to have the spectrum maximum intensity between 1/3 and 2/3 of the CCD saturation level (i.e. 20,000–40,000 counts). A total of 10 acquisitions were accumulated to provide a satisfactory spectrum: the resulting noise-to-signal ratio (N/S) is by far lower than 1%. To characterize the bands in the Raman spectra and identify the phases present, the online database of the French Society of Mineralogy and Crystallography (<http://wwwobs.univ-bpclermont.fr/sfmc/ramandb2/index.html>) and the software CrystalSleuth with the RRUFF Project database (Downs, 2006) were referred to. Raw data were processed using LabSpec software designed for Jobin-Yvon Horiba LabRAM instruments.

4.4. Nephelinite from the Saghro volcanic field

Nephelinites can be distinguished into two types, on the basis of their modal and normative mineralogy (Berger et al., 2009; Ibhi, 2000; Ibhi and Nachit, 1999). Miocene nephelinites constitute the main volcanic mass south of the Bou Gafer granitic massif, whereas Pliocene nephelinite outcrops in the northern part of the Saghro volcanic field (Fig. 4.1).

Both types of nephelinites have microlitic porphyric textures with olivine and clinopyroxene phenocrysts set in a fine-grained groundmass consisting of clinopyroxene and nepheline (Ne), with minor amounts of Ti-magnetite, apatite, and rare melilite (Fig. 4.2). Pyrrhotite, spinel and chromite are present as inclusions in mafic minerals. Fluid inclusions are present in olivine and clinopyroxene of both nephelinites but are more abundant in miocene nephelinite than in Pliocene nephelinite (30 % and 4.5 % of studied olivine crystals contain fluid inclusions, respectively). Nephelinite lavas also contain rare small xenoliths of lherzolite, wehrlite, pyroxenite and carbonatite (Ibhi et al., 2002).

All studied samples belong to the alkaline series and are foidites according to the classification of Le Maitre et al. (2002) (Fig. 4.3, Table 4.1). They are highly undersaturated ($15.5 < \%Ne+Leucite < 37.6$). In the basalt tetrahedron of Yoder and Tilley (1962) all samples plot in the nephelinitic field ($\% nepheline\ Normative = 10-22$ — $\% larnite\ Normative = 2-6$), thus they can be considered as nephelinites (see Ringwood, 1975). SiO₂ content is slightly lower in miocene nephelinite (37.5–39.3 wt.%) than in Pliocene nephelinite (38.9–41.3 wt.%), but both nephelinites have similar alkali content (Na₂O+K₂O = 2.1–6.2 wt.%) and high MgO (9.0–13.3 wt.%), TiO₂ (2.9–3.4 wt.% for miocene nephelinites and ~2.7 wt.% for Pliocene nephelinites) and P₂O₅ (1.5–1.8 wt.%) contents, and Mg# = 69.0–62.3 (Mg# = Mg/(Mg+Fe_{tot}))

(Fig. 4.3, Table 4.1).

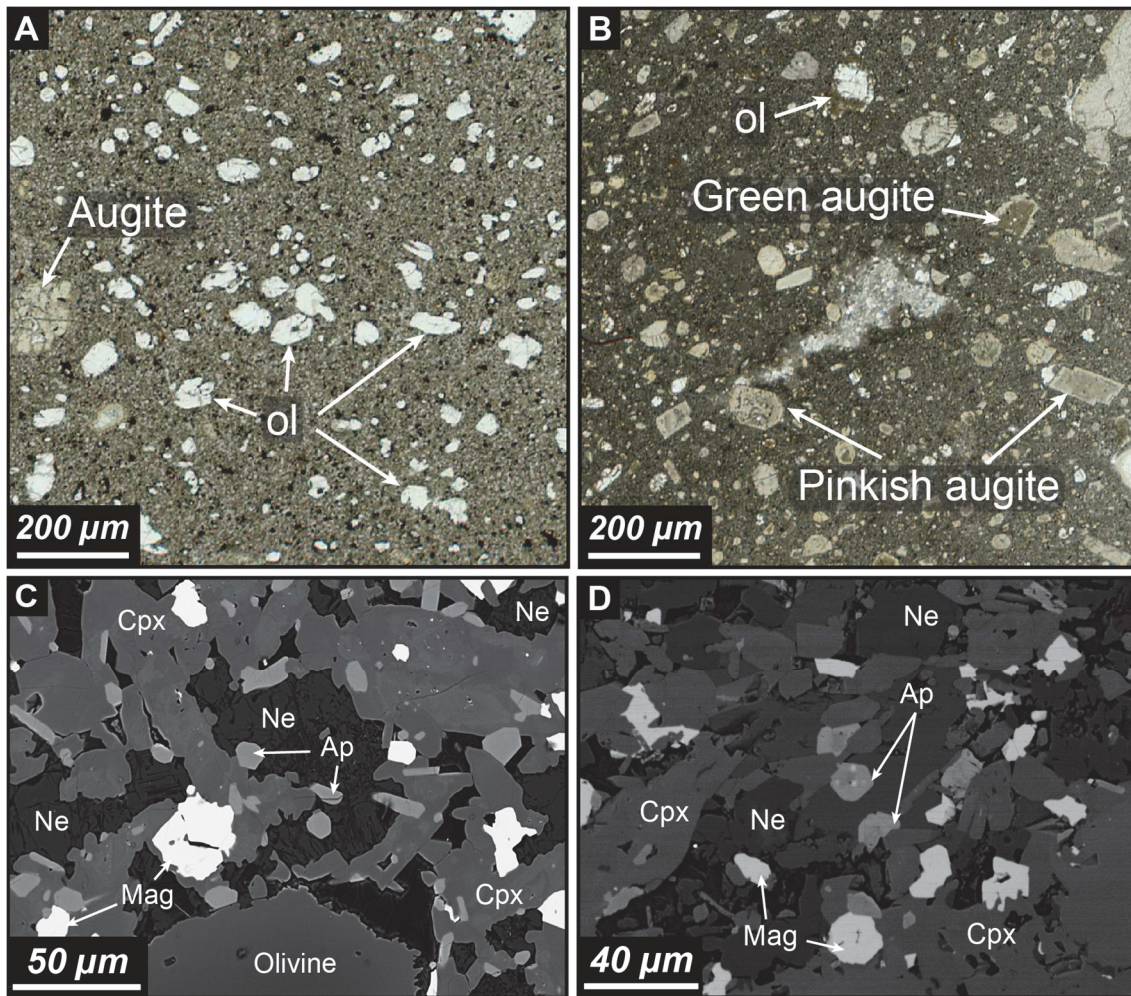


Figure 4.2. Plane polarized light photomicrographs of (A) Pliocene nephelinite and (B) Miocene nephelinite. Back scattered electron images of (C) Pliocene and (D) Miocene nephelinite groundmass. Ap: apatite, Cpx: clinopyroxene, Ne: nepheline, Ol: olivine, Mag: magnetite.

Miocene and Pliocene nephelinites have high trace element concentrations and high REE concentrations with a strong enrichment in light REE (LREE) compared to heavy REE (HREE) ($\text{La/Yb} = 42.6\text{--}61.2$). The concentrations of large ion lithophile elements (LILE) and incompatible high field strength elements (HFSE) are 100–200 times higher than the primitive mantle with high Ba, Nb and Ta concentrations (744–1865 ppm, 115–158 ppm and 6.54–9.06 ppm, respectively; Fig. 4.4, Table 4.1).

The only compositional difference observed between Miocene and Pliocene nephelinites is related to their volatile concentration. Miocene nephelinites contain low carbon dioxide and sulfur content (0.07–0.36 wt.% CO_2 and 90–270 ppm S), whereas Pliocene nephelinites contain high carbon dioxide and sulfur content (0.20–1.55 wt.% CO_2 and 320–1300 ppm S; Table 4.1).

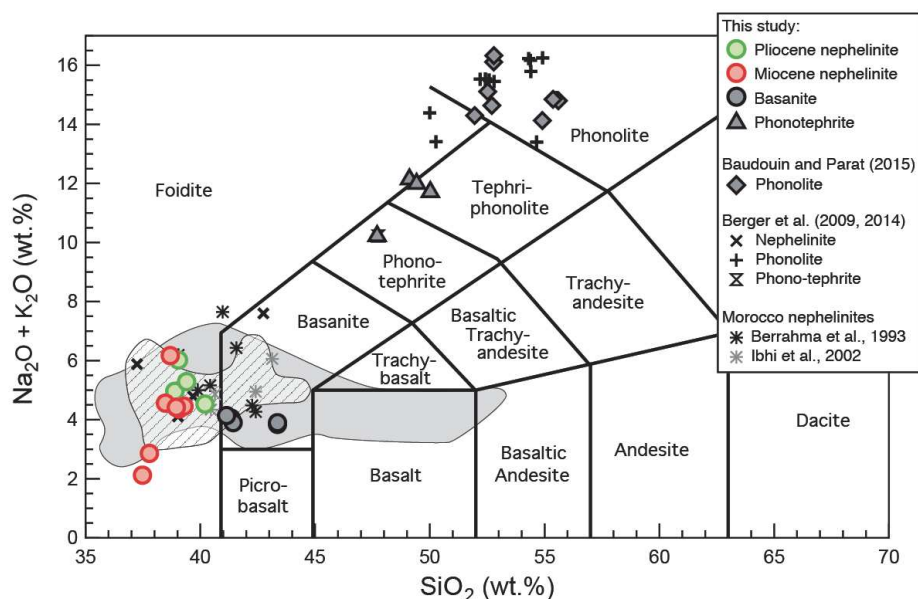


Figure 4.3. Total alkali vs. silica for Saghro lavas (IUGS fields from Le Maitre, 2002). The gray field represents Middle Atlas lavas from El Azzouzi et al. (2010). Hatched field represents Rekkame lavas from Rachdi et al. (1997).

4.4.1. Miocene nephelinite

Miocene nephelinite consists of 17–23 vol.% olivine and pyroxene phenocrysts set in a fine-grained groundmass. Olivine is the main phenocryst with 15–18 vol.% of the lava, and occurs as euhedral to subhedral crystals (from 50 μm to 1.5 mm; Fig. 4.2A). Pyroxene phenocrysts are the second dominant phase (< 5 vol.%). Fluid inclusions are present in all phenocrysts but are more abundant in olivine than pyroxene (rare and small inclusions, < 2 μm).

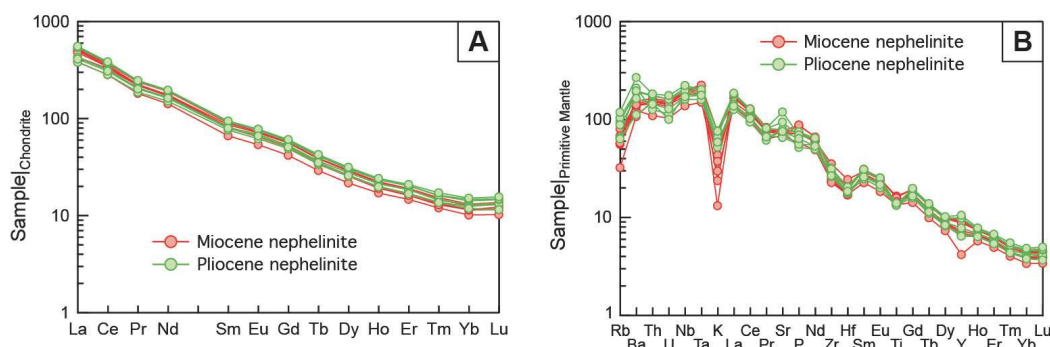


Figure 4.4. A) CI chondrite-normalized REE contents of Miocene and Pliocene nephelinites. B) Primitive Mantle-normalized extended trace element composition of Miocene and Pliocene nephelinites. Normalization values from Sun and McDonough (1989) for primitive mantle, and McDonough and Sun (1995) for chondrite.

Olivines have Fo-rich cores (Fo_{91–79}) with 0.03–0.78 wt.% CaO and 0.09–0.45 wt.% NiO. Most olivines are unzoned but some crystals display an abrupt decrease in their forsterite content (down to Fo_{90–76}) and increase in their CaO concentration (up to 0.03–1.17 wt.%) at the outermost 10 to 50 μm wide rims (Table 4.2). Clinopyroxenes are augite phenocrysts (50–250

µm) with a greenish brown core and a thin pinkish rim (5–50 µm). The cores have high Mg# (85–62), high Cr₂O₃ (0.01–0.99 wt.%) and low TiO₂ (0.33–3.25 wt.%) contents, whereas thin pinkish rims have lower Mg# (80–68), and Cr₂O₃ (0.00–0.09 wt.%) but higher TiO₂ (2.83–5.85 wt.%) (Table 4.3). Clinopyroxenes display convex upward LREE patterns (Fig. 4.5A). Rims are enriched in all incompatible elements compared to cores (Fig. 4.5A) (La/Yb = 7.29–33.42 and La/Sm = 1.22–5.21 in cores; La/Yb = 10.78–37.80 and La/Sm = 1.80–5.32 in rims). Augites display a strong LILE depletion in primitive mantle-normalized diagrams, with the exception of two rims with high LILE content (Fig. 4.5C).

Sulfides belong to the monosulfide solid solution (MSS) series. They are rare and occur

Table 4.1 - Major and trace-element composition of bulk Miocene and Pliocene nephelinites from Saghro

Rock group	Miocene nephelinite						Pliocene nephelinite					
Sample	TLA3	TLA6	TLA7	TLA13	TLA15	TAM11	FK3	FK7	FK14	FK17	FK18	FK23
<i>wt%</i>												
SiO ₂	37.48	39.29	38.95	37.78	38.48	38.69	40.20	41.34	39.05	38.89	39.40	39.07
TiO ₂	3.15	2.93	2.94	3.12	2.90	3.36	2.67	2.67	2.71	2.75	2.68	2.82
Al ₂ O ₃	10.75	11.05	10.89	10.58	10.75	11.44	11.34	11.57	11.60	11.21	11.33	11.14
FeO _T	10.85	10.54	10.71	10.97	10.68	11.62	9.49	9.57	9.75	10.23	9.82	10.30
MnO	0.20	0.19	0.20	0.21	0.20	0.22	0.20	0.21	0.23	0.24	0.23	0.20
MgO	11.95	12.99	13.24	12.29	13.33	11.30	10.75	10.46	9.03	10.58	10.54	12.68
CaO	15.80	14.36	14.53	15.47	14.42	14.08	15.41	14.34	15.97	15.21	15.24	14.31
Na ₂ O	1.75	3.23	3.18	2.19	3.49	4.00	2.88	2.57	3.84	3.08	3.13	2.68
K ₂ O	0.37	1.23	1.24	0.67	1.07	2.17	1.65	1.48	2.18	1.88	2.16	1.68
P ₂ O ₅	1.73	1.54	1.54	1.77	1.47	1.51	1.07	1.15	1.54	1.40	1.43	1.32
LOI	4.87	1.52	1.42	3.87	1.99	0.31	3.30	3.68	3.04	2.98	2.97	2.74
TOTAL	98.90	98.87	98.84	98.92	98.78	98.70	98.96	99.04	98.94	98.45	98.93	98.94
CO ₂ (wt.%)	0.358	0.088	0.073	0.167	0.095	0.092	1.121	0.473	1.546	0.198	0.273	0.351
S (ppm)	230	90	130	270	110	51	320	610	420	571	370	1300
Mg#	66.3	68.7	68.8	66.6	69	63.4	66.9	66.1	62.3	64.8	65.7	68.7
NBO/T	0.94	0.97	0.99	0.97	1.01	0.98	0.89	0.82	0.92	0.93	0.92	0.95
<i>ppm</i>												
Cr	380	406	459	406	498	363	384	378	279	306	330	370
Ni	209	281	297	225	285	157	178	179	144	190	179	244
V	286	270	273	278	267	283	242	237	232	231	226	244
Rb	21	43	41	36	37	51	42	41	61	66	76	56
Sr	1466	1660	1639	1590	1559	1478	1659	1398	1687	1999	2529	1610
Y	42	34	32	41	31	44	32	37	46	46	50	50
Zr	323	281	271	318	257	397	300	320	364	340	358	305
Nb	136	135	127	139	123	142	115	129	150	140	158	122
Ba	744	1075	1010	941	977	953	1463	786	1330	1370	1865	1148
La	122	120	119	123	114	102	87	98	124	125	127	94
Ce	225	216	213	226	210	201	168	188	223	224	228	183
Pr	23	21	21	23	21	21	17.2	19	22	22	23	18.6
Nd	90	82	82	89	80	82	68	75	88	88	89	73
Sm	13.9	12.54	12.52	13.78	12.32	13.25	11.29	11.95	13.92	13.62	14	11.78
Eu	4.24	3.83	3.84	4.25	3.76	4.14	3.48	3.87	4.36	4.3	4.36	3.71
Gd	11.73	10.66	10.58	11.81	10.37	11.53	9.75	10.52	11.83	11.59	12.11	10.13
Tb	1.47	1.32	1.31	1.45	1.26	1.44	1.23	1.32	1.50	1.49	1.54	1.27
Dy	7.41	6.62	6.59	7.3	6.46	7.43	6.3	6.81	7.54	7.43	7.75	6.37
Ho	1.24	1.13	1.09	1.24	1.09	1.26	1.09	1.17	1.28	1.29	1.33	1.09
Er	3.08	2.8	2.78	3.08	2.68	3.16	2.71	2.96	3.27	3.24	3.36	2.7
Tm	0.37	0.34	0.34	0.38	0.33	0.39	0.34	0.36	0.40	0.40	0.42	0.34
Yb	2.20	1.97	1.95	2.15	1.95	2.25	2.05	2.17	2.34	2.41	2.49	1.95
Lu	0.34	0.31	0.3	0.33	0.29	0.35	0.32	0.32	0.36	0.37	0.38	0.28
Hf	6.38	5.39	5.31	6.27	5.36	7.61	5.62	5.80	6.50	6.12	6.50	5.86
Ta	8.78	8.23	7.93	9.06	7.63	8.94	6.54	7.30	8.30	7.68	8.26	7.26
Pb	62	24	59	34	63	75	51	25	153	111	79	18.13
Th	12.90	13.67	13.19	12.94	12.66	12.30	10.76	12.56	14.86	14.99	15.48	12.23
U	3.02	3.22	3.11	2.96	2.93	2.80	2.40	2.12	3.37	3.39	3.70	2.71

Mg# = 100*Mg/(Mg + Fet); NBO/T as defined in Mysen (1988, 1990)

only as small inclusions (2–28 μm) in olivine and clinopyroxene. No interstitial sulfide has been found. Only two sulfides could be analyzed accurately. They are single-phased and close to the pyrrhotite end-member ($\text{Fe}_{51-56}\text{S}_{44-49}$, $N_{\text{FeS}} = 0.89-0.92$, $N_{\text{FeS}} = 2x(\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Ni})$ (atom fraction) after Toulmin and Barton (1964) ; Table 4.4). Sulfide enclosed in clinopyroxene has higher N_{FeS} (0.92) than sulfide in olivine ($N_{\text{FeS}} = 0.89$; Fig. 4.6A, Table 4.4). Ratio of Pd/Ir (platinum group elements (PGE)) and Cu/Ni (metals) of sulfides in miocene nephelinites are low and plot in the field of OIB-type magmas (Fig. 4.6B).

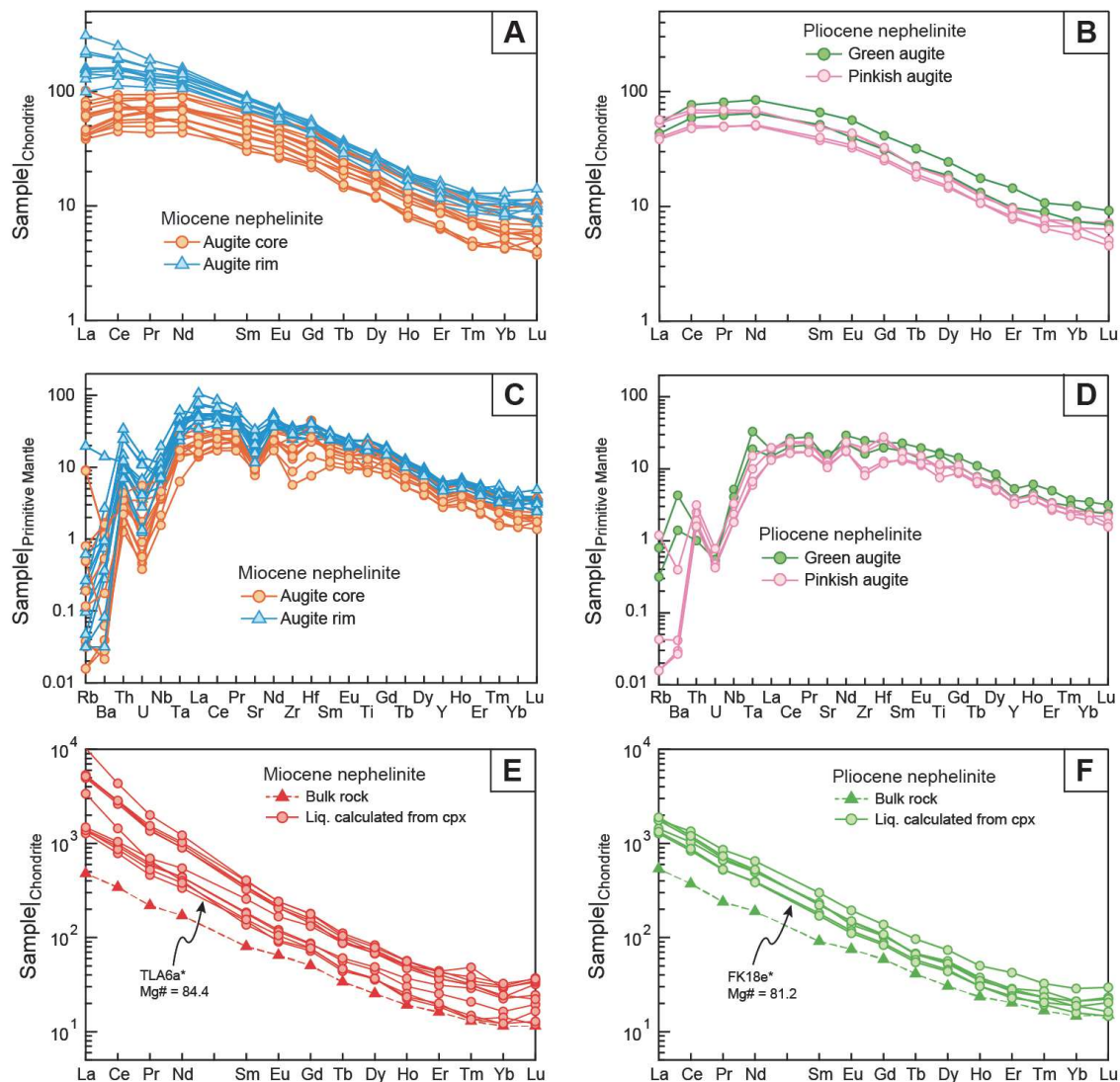


Figure 4.5. Chondrite-normalized REE diagrams for clinopyroxenes from (A) miocene nephelinite and (B) Pliocene nephelinite. Primitive mantle-normalized trace element diagrams for clinopyroxenes from (C) miocene nephelinite and (D) Pliocene nephelinite. Chondrite-normalized REE compositions of liquids in equilibrium with clinopyroxenes from Saghro (E) miocene nephelinites and (F) Pliocene nephelinites, compared to bulk rock concentrations. Equilibrium compositions were calculated using clinopyroxene-basanite partition coefficients from Adam and Green (2006) and Green *et al.* (2000). Normalization values from Sun and McDonough (1989) for primitive mantle, and McDonough and Sun (1995) for chondrite.

The groundmass is composed of clinopyroxene and nepheline with minor amounts of

apatite and magnetite, and rare melilite. Clinopyroxenes are relatively high Mg# (84–79) subhedral augite with high Al₂O₃ (3.6–6.1 wt.%) and low Na₂O (0.37–0.47 wt.%) and FeO (4.9–6.2 wt.%) contents. Nepheline is interstitial with 41.2–41.6 wt.% SiO₂, 14.8–14.9 wt.% Na₂O and 8.0–8.6 wt.% K₂O. Apatites occur as subhedral to euhedral crystals (2–10 µm), and are fluoro-apatites with high F content compared to Cl content (F = 2.05–4.81 wt.% and Cl = 0.09–0.13 wt.%), and low SO₃ and SrO concentration (0–0.11 wt.% and 0.89–1.47 wt.%, respectively) (Fig. 4.7A, Table 4.5). Fe-Ti oxides are present as 5–50 µm subhedral crystals and correspond to magnetite-ulvöspinel solid solutions. They are Ti-magnetites with high ulvöspinel content ($X_{\text{ülvo}} = 0.45\text{--}0.48$, calculated according to Stormer (1983); Table 4.5).

Table 4.2 - Major element composition of representative olivine crystals from Saghro nephelinites

Miocene nephelinite												
Sample	TLA6a		TLA7				TLA13a					
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
<i>wt%</i>												
SiO ₂	39.44	39.23	40.24	40.52	40.67	40.66	39.46	39.82	40.32	38.88	39.21	40.35
TiO ₂	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.08	0.01	0.03
Al ₂ O ₃	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.05	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01
FeOt	12.83	12.30	8.94	9.84	9.51	9.42	15.31	15.15	12.94	19.54	19.16	14.03
MnO	0.24	0.23	0.15	0.18	0.15	0.16	0.22	0.24	0.21	0.59	0.35	0.27
MgO	46.66	47.45	49.91	48.01	48.89	49.11	44.68	44.52	45.86	39.37	40.98	44.66
CaO	0.18	0.09	0.04	0.18	0.05	0.24	0.19	0.18	0.35	1.12	0.18	0.51
Na ₂ O	0.03	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
NiO	0.36	0.37	0.40	0.37	0.36	0.38	0.20	0.17	0.18	0.06	0.19	0.15
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	–	–	–	–
TOTAL	99.75	99.73	99.72	99.11	99.64	100.01	100.16	100.15	99.91	99.67	100.11	100.01
Fo	86.4	87.1	90.7	89.5	90	90.1	83.7	83.7	86.1	77.7	78.9	84.8
Pliocene nephelinite												
Sample	FK18e		FK17b									
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
<i>wt%</i>												
SiO ₂	41.12	40.03	40.02	40.74	40.66	40.53	39.99	40.22	40.63	40.62	39.84	39.93
TiO ₂	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.04	0.02	0.04	0.01	0.00	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	0.01	0.03	0.01	0.02	0.04	0.04	0.04	0.05	0.00	0.00	0.05	0.04
FeOt	10.28	15.13	16.28	12.62	11.62	11.71	13.80	13.84	10.24	10.35	13.80	14.04
MnO	0.19	0.49	0.21	0.17	0.14	0.14	0.18	0.16	0.14	0.15	0.23	0.22
MgO	47.18	43.42	42.95	45.67	47.34	47.58	45.55	45.73	48.84	49.09	45.99	46.23
CaO	0.09	0.43	0.17	0.25	0.22	0.24	0.21	0.22	0.08	0.07	0.34	0.37
Na ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04	0.03	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02
K ₂ O	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.36	0.18	0.11	0.28	0.30	0.29	0.17	0.16	0.39	0.40	0.12	0.12
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	0.03	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
TOTAL	99.25	99.77	99.80	99.79	100.39	100.64	100.00	100.42	100.34	100.68	100.42	101.02
Fo	88.9	83.2	82.3	86.4	87.8	87.7	85.3	85.3	89.3	89.3	85.4	85.2

– not analyzed; Fo = 100*Mg/(Mg + Fe_{tot})

4.4.2. Pliocene nephelinite

Pliocene nephelinite contains 18–29 vol.% olivine and pyroxene phenocrysts set in a fine-grained groundmass. Pyroxene is the main phenocryst phase with 15–22 vol.% of the lava, and occurs as euhedral to subhedral crystals (from 50 µm to 2 mm; Fig. 4.2B). Olivine phenocrysts are the second dominant phase and represent less than 7 vol.% of the host rock (Fig. 4.2B). Fluid inclusions are relatively abundant in olivine (less abundant than in olivine from miocene nephelinite) and only few very small inclusions are present in pyroxene.

Table 4.3 - Major and trace-element composition of representative clinopyroxene crystals from Saghro nephelinites

Sample	Miocene nephelinite								Pliocene nephelinite					
	TLA6a		TLA15a						FK18e					
	Core*	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core*	Rim
<i>wt%</i>	Green	Green	Green	Green	Green	Green	Green	Green	Brown	Green	Brown	Green	Green	Green
SiO ₂	49.40	45.47	53.54	45.22	47.94	41.19	48.46	45.69	41.97	46.84	43.06	47.92	49.58	46.51
TiO ₂	1.07	2.83	0.33	3.23	2.30	5.02	1.83	3.78	3.61	2.28	3.40	2.12	1.64	2.50
Al ₂ O ₃	6.99	7.11	2.36	7.34	5.71	11.11	6.73	6.66	12.49	7.53	10.38	7.00	5.69	8.75
FeO _T	4.74	6.67	4.80	7.04	8.46	7.62	4.67	6.44	9.53	5.42	11.08	5.52	5.47	6.36
MnO	0.11	0.11	0.13	0.09	0.16	0.07	0.08	0.12	0.12	0.08	0.21	0.08	0.14	0.09
MgO	14.41	12.31	15.22	11.81	11.39	10.38	13.52	12.53	8.45	12.82	8.06	13.15	13.26	11.90
CaO	21.11	24.16	21.44	24.21	22.76	24.01	23.38	24.09	22.71	23.38	21.92	23.26	23.08	22.90
Na ₂ O	0.94	0.44	1.36	0.49	1.15	0.44	0.63	0.47	1.03	0.58	1.31	0.54	0.82	0.81
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.05	0.01	0.04	0.01	0.05	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.99	0.12	0.51	0.13	0.01	0.04	0.69	0.06	0.01	0.42	0.00	0.42	0.46	0.02
TOTAL	99.81	99.24	99.73	99.57	99.94	99.90	100.01	99.84	99.95	99.40	99.42	100.02	100.15	99.85
Mg#	84.4	76.7	85	74.9	70.6	70.8	83.8	77.6	61.2	80.8	56.4	81	81.2	76.9
<i>ppm</i>														
Rb	0.02	1.12	0.06	12.48	0.01	0.12	0.02	0.14	0.51	0.03	0.20	0.76	0.01	0.01
Sr	309	192	506	664	258	348	163	701	284	249	333	263	235	220
Y	18.3	13	24	25	13.87	28	23	28	24	17.6	17.4	17	14.99	14.84
Zr	133	74	274	364	292	360	149	277	275	193	181	215	104	91
Nb	0.91	2.82	9.33	13.93	2.98	9.32	1.53	7.86	3.68	1.67	2.9	1.34	1.32	1.29
Ba	0.20	15.1	5.14	98	0.27	7.18	0.15	18.7	30	0.29	9.76	2.77	0.21	0.19
La	10	9.11	37	38	9.59	37	10.53	73	12.61	12.52	10.22	13.47	9.48	9.08
Ce	34	27	97	98	32	100	36	152	47	40	36	42	31	29
Pr	5.45	4.13	12.42	12.98	5.16	13.75	6.21	17.9	7.66	6.24	5.93	6.56	4.74	4.69
Nd	27	20	55	59	27	63	33	74	39	31	30	32	23	24
Sm	6.06	5.06	11.58	11.78	6.22	13.38	8.66	13.69	10.07	7.60	7.86	7.48	5.75	6.08
Eu	1.94	1.52	3.50	3.69	2.03	4.06	2.82	4.07	3.27	2.49	2.30	2.52	1.88	1.99
Gd	5.24	4.46	8.72	9.80	5.36	11.08	8.18	10.99	8.48	6.53	6.42	6.67	5.15	5.38
Tb	0.75	0.54	1.15	1.24	0.70	1.37	1.08	1.29	1.19	0.82	0.84	0.82	0.68	0.72
Dy	4.08	3.07	5.66	5.98	3.78	6.96	5.73	6.59	6.19	4.55	4.72	4.42	3.67	3.82
Ho	0.73	0.45	0.99	0.98	0.60	1.12	0.93	1.11	0.99	0.73	0.75	0.69	0.60	0.61
Er	1.76	1.04	2.06	2.28	1.43	2.49	2.06	2.39	2.39	1.51	1.61	1.58	1.28	1.35
Tm	0.25	0.11	0.27	0.27	0.18	0.29	0.26	0.32	0.27	0.20	0.23	0.20	0.17	0.16
Yb	1.34	0.85	1.39	1.76	0.98	1.82	1.45	1.93	1.71	1.25	1.25	1.10	1.13	0.95
Lu	0.19	0.09	0.25	0.27	0.15	0.29	0.18	0.29	0.23	0.18	0.17	0.16	0.13	0.12
Hf	3.16	3.12	8.04	10.36	9.91	11.57	7.04	7.63	7.21	7.24	6.0	8.57	3.92	3.66
Ta	0.13	0.28	1.83	2.51	0.87	1.94	0.63	1.57	1.35	0.41	0.77	0.62	0.24	0.27
Pb	0.29	0.13	0.10	0.21	0.13	0.12	0.04	0.18	0.07	0.06	0.05	0.24	0.06	0.04
Th	0.21	0.28	0.93	0.99	0.11	1.25	0.20	2.89	0.13	0.21	0.09	0.27	0.16	0.14
U	0.02	0.05	0.13	0.14	0.01	0.09	0.01	0.30	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01

* clinopyroxene used for P,T calculations; Green: green augite. Brown: brown augite

Most olivines are unzoned, with Fo_{89–82}, < 0.37 wt.% CaO and 0.11–0.40 wt.% NiO (Table 4.2), but few crystals (< 10 vol.% of total olivine) display reverse zoning with higher Fo and Ni contents in the rim than in the core (Fo₈₆ and Fo₈₂, and 0.28 and 0.11 wt.% NiO, respectively, Table 4.2). Two types of clinopyroxene phenocrysts have been observed in Pliocene

Table 4.4 - Representative compositions of apatite and magnetite from Saghro nephelinites

Miocene nephelinite												
Apatite (wt.%)	TLA7	TLA7	TLA7	TLA7	TLA7	TLA7	TLA7	TLA7	TLA7	Magnetite (wt.%)	TLA7	TLA7
SiO ₂	1.50	1.39	1.86	1.29	1.54	1.36	1.43	1.31		SiO ₂	0.27	0.23
CaO	57.03	59.16	58.49	58.48	55.64	56.95	55.56	55.20		TiO ₂	15.10	17.42
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00		Al ₂ O ₃	3.38	2.97
P ₂ O ₅	43.50	44.37	44.50	45.15	42.80	43.99	42.96	42.65		FeO _t	68.84	66.72
K ₂ O	0.05	0.05	0.05	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03		MnO	0.94	0.96
SrO	0.89	1.05	1.47	1.25	1.12	1.13	1.03	1.37		MgO	4.70	5.84
SO ₃	0.06	0.07	0.01	0.06	0.11	0.00	0.05	0.01		CaO	0.35	0.25
S (ppm)	241	284	29	256	440	0	183	57		Na ₂ O	0.01	0.02
F	3.41	3.91	3.85	4.02	3.18	3.40	3.48	3.29		K ₂ O	0.00	0.01
Cl	0.21	0.21	0.23	0.20	0.31	0.18	0.24	0.17		NiO	0.07	0.09
TOTAL	103.03	106.09	106.38	106.23	101.27	103.44	101.03	100.57		Cr ₂ O ₃	0.44	0.46
O≡F, Cl	1.48	1.69	1.67	1.74	1.41	1.47	1.52	1.42		TOTAL	94.10	94.97
										X _{ulvo} *	43.6	48.3
Pliocene nephelinite												
Apatite (wt.%)	FK3	FK3	FK3	FK3	FK3	FK3	FK3	FK3	FK3	Magnetite (wt.%)	FK3	FK3
SiO ₂	1.06	0.61	1.39	1.65	1.16	1.12	1.16	0.92		SiO ₂	0.17	0.19
CaO	58.63	51.57	54.67	57.43	52.05	58.09	53.82	55.46		TiO ₂	17.27	18.41
Na ₂ O	0.00	0.00	0.16	0.12	0.04	0.37	0.04	0.00		Al ₂ O ₃	1.28	0.09
P ₂ O ₅	44.73	43.56	42.36	44.34	42.18	43.80	43.17	43.79		FeO _t	70.79	69.31
K ₂ O	0.06	0.01	0.19	0.22	0.07	0.07	0.03	0.05		MnO	1.35	1.19
SrO	1.67	8.28	1.27	1.61	4.55	2.86	3.39	2.92		MgO	3.81	3.12
SO ₃	0.23	0.08	0.47	0.46	0.05	0.34	0.08	0.04		CaO	0.98	0.36
S (ppm)	903	315	1901	1862	214	1343	327	157		Na ₂ O	1.04	0.06
F	4.65	5.01	4.27	4.81	4.39	3.70	4.70	4.41		K ₂ O	0.01	0.03
Cl	0.03	0.01	0.10	0.12	0.04	0.03	0.02	0.01		NiO	0.03	0.06
TOTAL	106.38	104.11	100.51	105.83	100.10	106.65	101.69	103.18		Cr ₂ O ₃	0.04	0.05
O≡F, Cl	1.97	2.11	1.82	2.05	1.86	1.57	1.98	1.86		TOTAL	96.77	92.87
										X _{ulvo} *	45.3	49.7

* X_{ulvo} content was calculated from Stormer (1983)

nephelinites: (1) Green augites with a green pleochroic core (Wo_{52–55}En_{27–33}Fs_{14–22}) and a pinkish to colorless rim (100–150 μm large, Wo_{50–52}En_{29–39}Fs_{9–18}) (< 40 vol.% of augite phenocrysts), and (2) pinkish augites with a pinkish core (Wo_{48–52}En_{35–42}Fs_{7–13}) and a thin colorless rim (50 μm, Wo_{50–52}En_{54–40}Fs_{9–13}). Green augites have unzoned core with low Mg# (70–50) and very low Cr₂O₃ (< 0.04 wt.%), high Na₂O (0.82–1.88 wt.%), and TiO₂ (2.30–4.19 wt.%) contents (Table 4.3) and an abrupt change in composition at the rim with higher Mg# (81–77) and Cr₂O₃ (0.01–0.42 wt.%), but lower TiO₂ (2.12–3.06 wt.%) and Na₂O (0.53–0.96 wt.%) contents (Table 4.3). Pinkish augites are normally zoned with high Mg# (85–75), Cr₂O₃ (0.04–0.68 wt.%) and TiO₂ (0.41–3.27 wt.%), but low Na₂O (0.52–1.41 wt.%) contents (Table 4.3) in the core. The thin colorless rims have lower Mg# (81–73), Cr₂O₃ (0.00–0.10 wt.%) and Na₂O (0.40–0.81 wt.%), but higher TiO₂ (1.79–4.27 wt.%) contents than the cores (Table 4.3). Green and pinkish augites are enriched in incompatible elements and display similar REE patterns with however slightly higher REE content in the core of green augite (Fig. 4.5D). Green augite cores have La/Yb = 7.37–8.16 and La/Sm = 1.25–1.30, and pinkish augite cores and rims have La/Yb = 8.42–12.25 and La/Sm = 1.49–1.80 (Fig. 4.5A, Table 4.3). Augite phenocrysts exhibit variable LILE (*e.g.* Rb, Ba) depletion in primitive mantle-normalized diagrams (Fig. 4.5D).

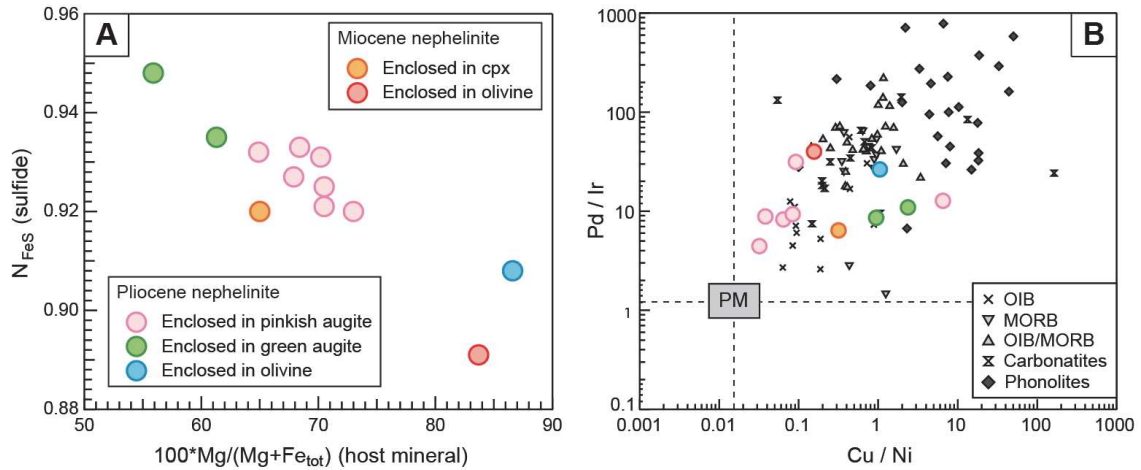


Figure 4.6. (A) Number of moles of FeS in sulfides enclosed in olivine (the two higher 100*Mg/(Mg+Fe_{tot})) and in clinopyroxene in both types of nephelinites. (B) Partitioning between Pd and Ir, and Cu and Ni in sulfides. Also shown for comparison are sulfide values from OIB/MORB in Momme *et al.* (2003), MORB in Bezos *et al.* (2005) and Rehkamper *et al.* (1999), OIB in Norman and Garcia, (1999) and Rehkamper *et al.* (1999), and from Saghro phonolites in Baudouin and Parat (2015). The primitive mantle values (PM) are from Sun and McDonough (1989).

Sulfides occur mainly as small inclusions (2–30 μm) in clinopyroxene, with only one olivine-enclosed sulfide found. Interstitial sulfides were not observed. They are mainly single-phased and close to the pyrrhotite end-member (Fe_{51–56}S_{44–49}, Table 4.4). Sulfides as inclusion in

Table 4.5 - Representative major and platinum-group element compositions of sulfides from Saghro nephelinites

Rock group	Miocene nephelinite		Pliocene nephelinite									
Sample	TLA7	TAM11	FK3	FK2	FK3	FK3	FK3	FK3	FK3	FK3	FK3	FK3
Host mineral	ol	cpx	ol	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx
Sulfide size (μm)	28	11	22	19	18	31	18	30	19	22	15	
Laser spot (μm)	26	5	15	15	15	15	15	26	15	15	15	
<i>wt. %</i>												
Si	0.07	0.20	0.07	0.07	0.08	0.10	0.17	0.06	0.09	0.09	0.12	
Al	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	
Cr	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	
Ti	0.01	0.10	0.01	0.03	0.08	0.05	0.08	0.02	0.07	0.08	0.10	
Mg	0.00	0.04	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	
Fe	58.17	59.60	58.36	59.47	60.07	35.77	60.50	55.23	59.97	61.01	59.43	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	
Ca	0.04	0.46	0.05	0.17	0.34	0.24	0.48	0.16	0.33	0.26	0.35	
Ni	0.49	0.20	1.38	1.64	0.79	28.00	0.73	0.75	0.08	0.04	0.86	
S	41.12	39.30	38.66	38.55	38.54	33.01	38.37	38.05	39.36	38.43	39.11	
Cu	0.08	0.06	1.44	0.05	0.07	0.06	0.07	4.98	0.08	0.05	0.00	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	
TOTAL	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	97.27	100.45	99.28	100.02	100.01	100.00	
N _{FeS}	0.891	0.92	0.908	0.925	0.933	0.593	0.932	0.87	0.927	0.948	0.92	
<i>ppm</i>												
Ag	49.76	< 9	14.63	< 0.15	0.64	2.05	0.42	0.82	0.55	< 0.1	9.48	
Au	< 0.08	< 20	0.98	< 0.15	0.17	0.77	< 0.1	< 0.025	< 0.12	< 0.14	< 9	
Ru	1.79	< 60	2.53	< 0.39	< 0.4	< 0.15	< 0.4	< 0.08	< 0.48	0.91	51.43	
Rh	6.10	< 14.8	6.12	0.43	0.63	7.73	1.28	4.25	0.83	0.16	< 6.9	
Pd	0.88	< 48	1.77	< 0.4	< 0.28	0.24	1.32	< 0.07	< 0.3	< 0.4	22.05	
Re	0.45	< 2.8	0.19	0.17	0.20	< 0.1	0.00	0.22	0.10	0.22	0.00	
Os	0.17	< 32	0.18	< 0.28	0.27	< 0.06	< 0.22	< 0.04	< 0.19	< 0.36	22.05	
Ir	< 0.02	< 7.5	0.07	< 0.09	< 0.03	0.04	< 0.04	< 0.01	< 0.04	bd	< 1.38	
Pt	0.88	176.29	0.64	0.95	< 0.52	0.41	< 0.43	0.12	< 0.5	< 0.54	< 28	

bd: below detection; < X: between detection limit and X; N_{FeS} = 2 x (Fe + Mn + Ni) in atom fraction, Toulmin and Barton (1964)

in planes or healed fractures but also as isolated inclusions (Fig. 4.8A-B). These inclusions can be distinguished into two sub groups: Type 1A (95% of Type 1) inclusions are translucent, roundish to elongated in shape, sometimes with arrested development (necking-down, Fig. 4.8A-B), or partial decrepitation features (minute inclusion trails radiating from them). They always occur in planes that crosscut the host crystal, thus they are considered as secondary fluid inclusions (*e.g.* Roedder, 1984). Type 1B are dark with round inclusion shapes (Fig. 4.8C). This inclusion type generally occurs along healed fractures that do not crosscut entire crystals, or it is present as isolated inclusions in the central part of the host olivine. Based on these features, Type 1B inclusions are considered to be primary or pseudo-secondary (*e.g.* Roedder, 1984). (2) Type 2:

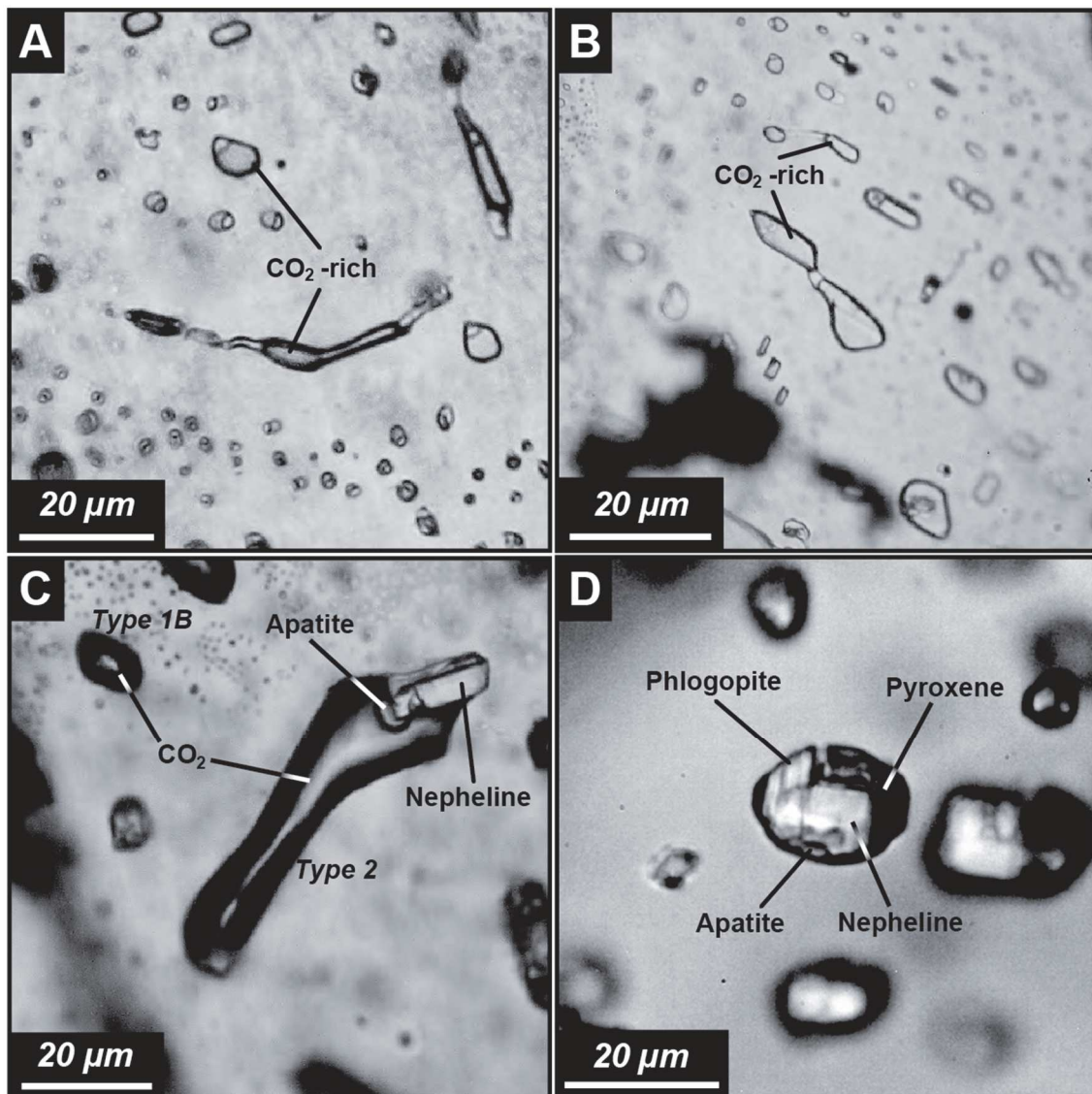


Figure 4.8. Photomicrographs of representative fluid inclusions in olivine from Saghro nephelinites. (A) and (B): Type 1A, CO₂-dominated inclusions in Pliocene and Miocene nephelinite, respectively. (C): Type 1B and Type 2 inclusions in Miocene nephelinite composed of a CO₂-rich phase (Type 1B), with a solid phase (apatite and nepheline ± magnesite) in Type 2. (D): Type 3 inclusions in Miocene nephelinite containing crystals of apatite, nepheline, and clinopyroxene ± phlogopite.

inclusions are dominated by a volatile phase with daughter minerals. These inclusions mainly occur as small inclusion trails, but can also be isolated large inclusions ($> 50 \mu\text{m}$; Fig. 4.8C). (3) Type 3: volatile-free solid inclusions composed only of daughter minerals (Fig. 4.8D). They occur only as clusters of inclusions and do not display any evidence of post-trapping alteration.

It is important to note that Type 1A and Type 1B inclusions never share the same plane. In contrast, Type 1B, Type 2 and Type 3 inclusions often coexist and are usually entrapped along the same pseudo-secondary inclusion plane. Type 1A inclusions are widespread in both Miocene and Pliocene nephelinites, whereas Type 1B inclusions are observed only in miocene nephelinites. Type 2 and 3 inclusions are present in both lithotypes, but they are very rare in Pliocene nephelinites.

4.5.2. Microthermometry of single-phased inclusions

Microthermometric measurements were made on the volatile phases of fluid inclusions in order to determine phase transitions (melting and homogenization) and fluid composition. We carried out microthermometry on a statistic number of Type 1A and Type 1B inclusions (total > 1500) in 90 olivine grains in the two lithotypes. Fluid phases in Type 2 inclusions are dark and do not allow observation of phase changes. Hereafter we present the microthermometric results of Type 1A and Type 1B inclusions.

All inclusions were cooled down to $-190 \text{ }^\circ\text{C}$ and then slowly reheated to $+35 \text{ }^\circ\text{C}$. Upon freezing, one visible solid phase shrank onto the wall, opening a void in the major part of the inclusion. At the lowest temperature the fluid inclusions were completely frozen, and contained a solid phase and a void. During heating of Type 1A inclusions we detected the first change at *ca.* $-80 \text{ }^\circ\text{C}$ that sometimes can be observed up to $-67 \text{ }^\circ\text{C}$ when the brightness of the void changes without affecting the solid phase. This transition is followed by incipient melting starting at $-59.1 \text{ }^\circ\text{C}$ where the solid phase was enveloped by a liquid, and the rest of the inclusion was filled with vapor. Final melting was observed at $-56.6 \pm 0.6 \text{ }^\circ\text{C}$, where the solid phase completely disappeared (Fig. 4.9; Table 4.6). Minor diminution of the melting temperature (-56.6 to $-57.2 \text{ }^\circ\text{C}$) is probably due to thermal gradients in the heating-cooling stage (Van den Kerkhof, 1990), whereas even lower melting temperatures between -58.2 and $-59.1 \text{ }^\circ\text{C}$ observed for few Type 1A fluid inclusions indicate the presence of at least one other gaseous phase than CO_2 (CH_4 or N_2 , Van den Kerkhof, 1990). We interpret the first observed change in the inclusions starting from $-80 \text{ }^\circ\text{C}$ as partial homogenization of $\text{S}_{\text{CO}_2^*} + \text{L}_{\text{CH}_4/\text{N}_2} + \text{V}_{\text{CH}_4/\text{N}_2} \rightarrow \text{S}_{\text{CO}_2^*} + \text{V}_{\text{CH}_4/\text{N}_2}$ in the CO_2 -rich

CO₂–CH₄–N₂ system (Van den Kerkhof, 1990), where S, L, and V represent solid, liquid and vapor, respectively, and CO₂* stands for CO₂–CH₄ (±N₂) mixture (Van den Kerkhof, 1990). Incipient melting at -59.1 °C and final melting at -56.6 ± 0.6 °C hence correspond to S_{CO₂*} + V_{CH₄/N₂} → S_{CO₂} + L_{CO₂*} + V_{CH₄/N₂} and S_{CO₂} + L_{CO₂*} + V_{CH₄/N₂} → L_{CO₂*} + V_{CO₂*}, respectively. After melting, inclusions are composed of a liquid and a vapor phase that homogenize into vapor in a large range of temperatures: from -32.0 to +22.5 °C in miocene nephelinites, and from +16.0 to +30.3 °C (*i.e.* below the critical point of CO₂ at +31.1 °C, Efremova and Shvarts, 1972) in Pliocene nephelinites (Fig. 4.9, Table 4.6).

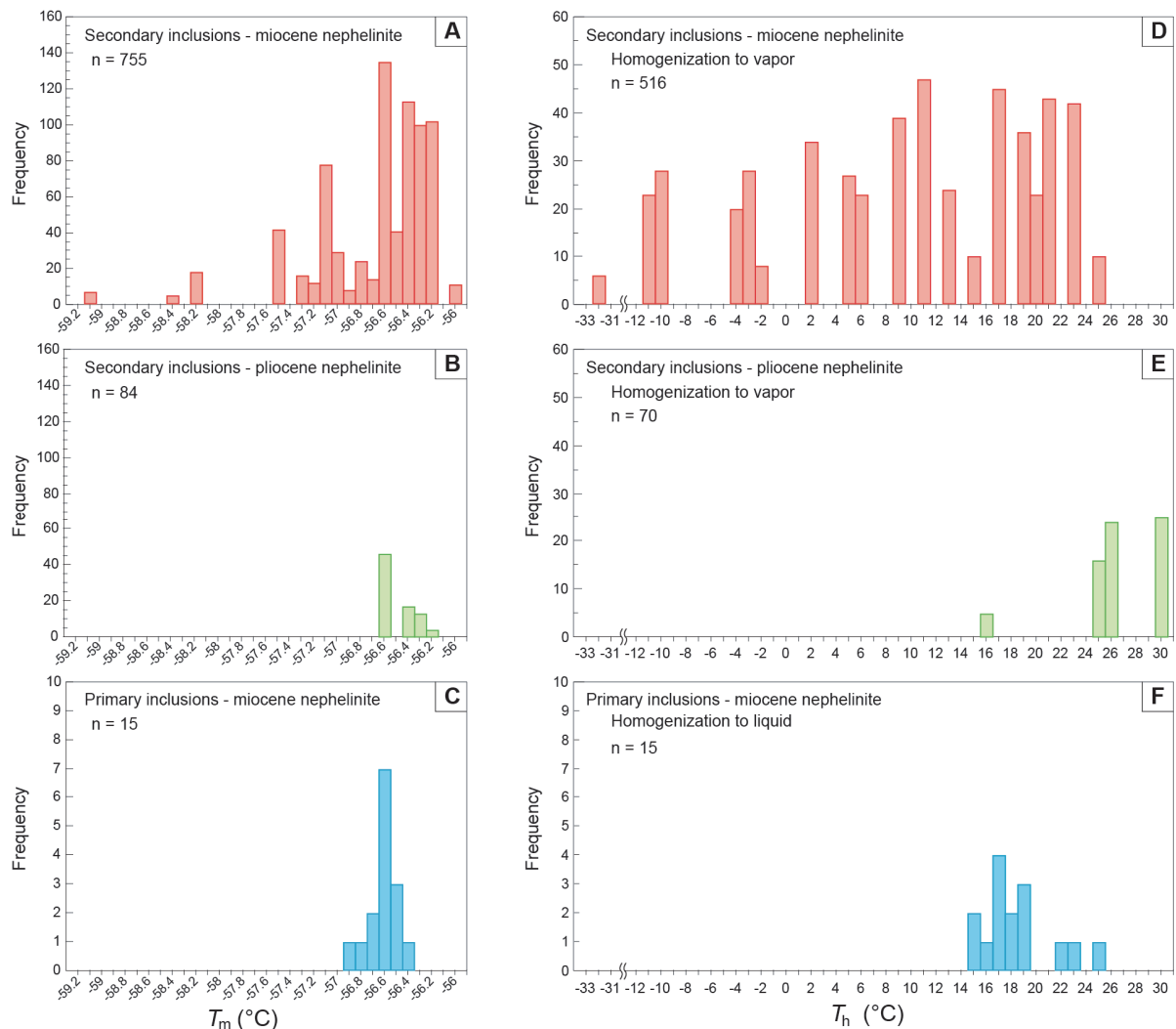


Figure 4.9. (A–C) Histograms of melting temperatures (T_m) for (A) Type 1A secondary and (C) Type 1B primary inclusions in Miocene nephelinite, and for (B) Type 1A secondary inclusions in Pliocene nephelinite. (D–F) Histograms of homogenization of the volatile phase (T_h CO₂) for (D) Type 1A secondary and (F) Type 1B primary fluid inclusions in Miocene nephelinite, and for (E) Type 1A secondary inclusions in Pliocene nephelinites. n: number of fluid inclusions.

Table 4.6 - Microthermometric data, density of the volatile phases and estimated pressures for single-phase inclusions (Type 1) (N total > 1500)

Miocene nephelinite	N	T _m (°C)	T _{lv} (°C)	d (g/cm ³)	P (MPa)	Miocene nephelinite	N	T _m (°C)	T _{lv} (°C)	d (g/cm ³)	P (MPa)
Type 1A - TAM11	35	-57.2	–			Type 1A - TLA7	42	-57.3	20.5	0.198	70.3
	62	-57.1	-10.0	0.071	22.8		6	-56.6	18.1	0.18	58.1
	27	-57.1	–				4	-57.3	–		
	17	-57.1	8.7	0.129	43.4		42	-57.5	–		
Type 1A - TLA6	28	-57	–				18	-58.2	5.8	n.d.	
	60	-56.6	–				5	-58.4	–	n.d.	
	9	-56.6	-11.2	0.068	21.9		58	-57.1	-4.8	0.084	26.6
	10	-56.5	22.5	0.216	79.8		28	-56.9	-11.6	0.068	20.3
	60	-56.5	16.4	0.169	58.5		13	-57	16.3	0.168	53.3
	28	-56.6	24.7	0.239	89.3		60	-56.8	–		
	60	-56.4	11.0	0.14	47.2		12	-56.7	11	0.14	43.6
	10	-56.6	16.3	0.168	58.3		37	-56.6	19.8	0.193	60.8
	36	-56.3	18.8	0.185	58.1		4	-56.5	–		
	18	-56.5	4.8	0.114	33.8		11	-56	–		
	27	-56.6	18.8	0.185	58.1		10	-56.6	–		
	9	-56.7	20.4	0.197	65.5		53	-56.3	22.6	0.217	70.3
	15	-56.4	2.0	0.104	31.5		17	-56.6	-11	0.069	20.3
	23	-56.2	5.2	0.115	35.0		39	-56.6	20.8	0.201	65.7
	10	-56.3	–				16	-56.4	1.8	0.103	30.5
	9	-56.3	18.7	0.184	58.1		8	-56.3	–		
	27	-56.4	16.4	0.169	53.3		71	-56.4	2	0.104	31.5
	39	-56.3	10.5	0.137	42.0		14	-56.3	14.1	0.156	49.1
	46	-56.2	8.8	0.13	39.0						
	17	-56.2	–			Miocene nephelinite	N	T _m (°C)	T _{hl} (°C)	d (g/cm ³)	P (MPa)
	33	-56.4	–			Type 1B - TLA6	10	-56.6	16.3	0.81	587.8
	18	-56.3	-3.0	0.089	26.6						
	31	-56.3	12.8	0.149	45.4	Pliocene nephelinite	N	T _m (°C)	T _{lv} (°C)	d (g/cm ³)	P (MPa)
	6	-56.3	12.3	0.146	46.5	Type 1A - FK17	5	-56.2	16	0.167	56.8
	14	-56.4	-32.0	0.035	10.8		38	-56.6	24.5	0.237	85.8
	32	-56.2	4.6	0.113	33.8		20	-56.6	25.8	0.254	93.2
Type 1A - TLA7	30	-56.2	-3.2	0.088	26.6		40	-56.6	26	0.256	94.4
	18	-56.2	-2.2	0.091	29.2		38	-56.5	30.3	0.351	141.8
	12	-56.2	22.1	0.212	70.4		50	-56.4	30.1	0.361	147.1
	7	-59.1	–				40	-56.3	–		

N: number of inclusions

 T_m: final melting temperature; T_{hl}/ T_{lv}: temperature of homogenization to liquid / to vapor; d: density

P: minimum trapping pressure calculated with Span and Wagner (1996), calibrated for 216–1100 K and 0–800 MPa

P has been calculated with T = 1360 °C for Miocene nephelinites, and T = 1320 °C for Pliocene nephelinites (from cpx-melt equilibria)

– not observed; n.d.: not determined

In contrast to Type 1A, we observed only one melting event at -56.6 ± 0.2 °C in Type 1B fluid inclusions (Fig. 4.9; Table 4.6). No other phase transitions were observed at temperature lower than -56.6 °C and this melting event corresponds to the triple point of CO₂ (Angus et al., 1976; Fig. 4.9). Therefore, we interpret that Type 1B inclusions consist of CO₂-dominated fluids, and neither N₂ nor CH₄ or SO₂ are present in significant amounts (Burruss, 1981; Touret, 1982; Van den Kerkhof, 1988). After this final melting, Type 1B inclusions are composed of a liquid and a vapor phase that homogenize into liquid at $+16.3 \pm 0.2$ °C.

4.5.3. Type 1 inclusion densities

During reheating, most Type 1 inclusions melted between -57.5 and -56.0 °C, close to the triple point of CO₂ at -56.6 °C. In miocene nephelinites, all Type 1A inclusions homogenized into vapor (T_{hv}) and all Type 1B homogenized into liquid (T_{hl}). Only few of these inclusions did not display any phase change below their melting temperature ($T_{hv} = T_m$ at -56.6 ± 0.6 °C).

Type 1A fluid inclusions in miocene nephelinites homogenized at T_{hv} between -32.0 and $+22.5$ °C corresponding to densities between 0.03 and 0.21 g/cm³, and Type 1B homogenized at $T_{hl} = +16.3 \pm 0.2$ °C and thus have a higher density of 0.81 g/cm³ (Bakker, 2008 (FLUIDS computer package); Thiery et al., 1994). In Pliocene nephelinites, fluid inclusions homogenized at T_{hv} between $+16.0$ and $+30.3$ °C (Fig. 4.9) corresponding to densities between 0.17 and 0.35 g/cm³. For fluid inclusions with very low melting temperature ($T_m = -59.1 - -58.2$ °C), the nature and amount of additional phase (*e.g.* CH₄ or N₂) that lowers the temperature cannot be identified and the density cannot be calculated.

4.5.4. Fluid composition — Raman spectroscopy

Raman spectra of Type 1A and Type 1B inclusions and of the gaseous phase of Type 2 inclusions display only two high intensity peaks and two hot bands characteristic of the Fermi doublet that define the spectra of CO₂: Type 1A at 1279 and 1382 cm⁻¹, and 1258 and 1404 cm⁻¹, respectively (Fig. 4.10A); Type 1B: at 1282 and 1386 cm⁻¹ and 1263 and 1407 cm⁻¹, respectively (Fig. 4.10B); and Type 2: at 1282 and 1386 cm⁻¹, respectively (Fig. 4.10C). The presence of CH₄ or N₂ causing a decrease in CO₂ melting temperature (*i.e.* $T_m = -58.4$ °C) in Type 1A inclusions could not be confirmed by Raman spectroscopy, possibly due to their low concentration below the detection limit of the instrument.

4.5.5. Solid phases in fluid inclusions — Raman spectroscopy

Daughter minerals in Type 2 inclusions are nepheline (peaks at 395 , 414 , 263 , 462 , 347 , and 989 cm⁻¹, in order of decreasing intensity; Fig. 4.10D) and apatite (959 , 979 , 588 , 430 , 1051 , 1076 , 1037 , 692 cm⁻¹; Fig. 4.10E) with minor amounts (< 1 vol.%) of magnesite (1088 , 319 , 203 , 732 cm⁻¹; Fig. 4.10F). Type 3 inclusions consist of nepheline ($90-95$ vol.%) and apatite ($5-10$

vol.%), which display the same peaks as in Type 2 inclusions (Fig. 4.10G–H). When present,

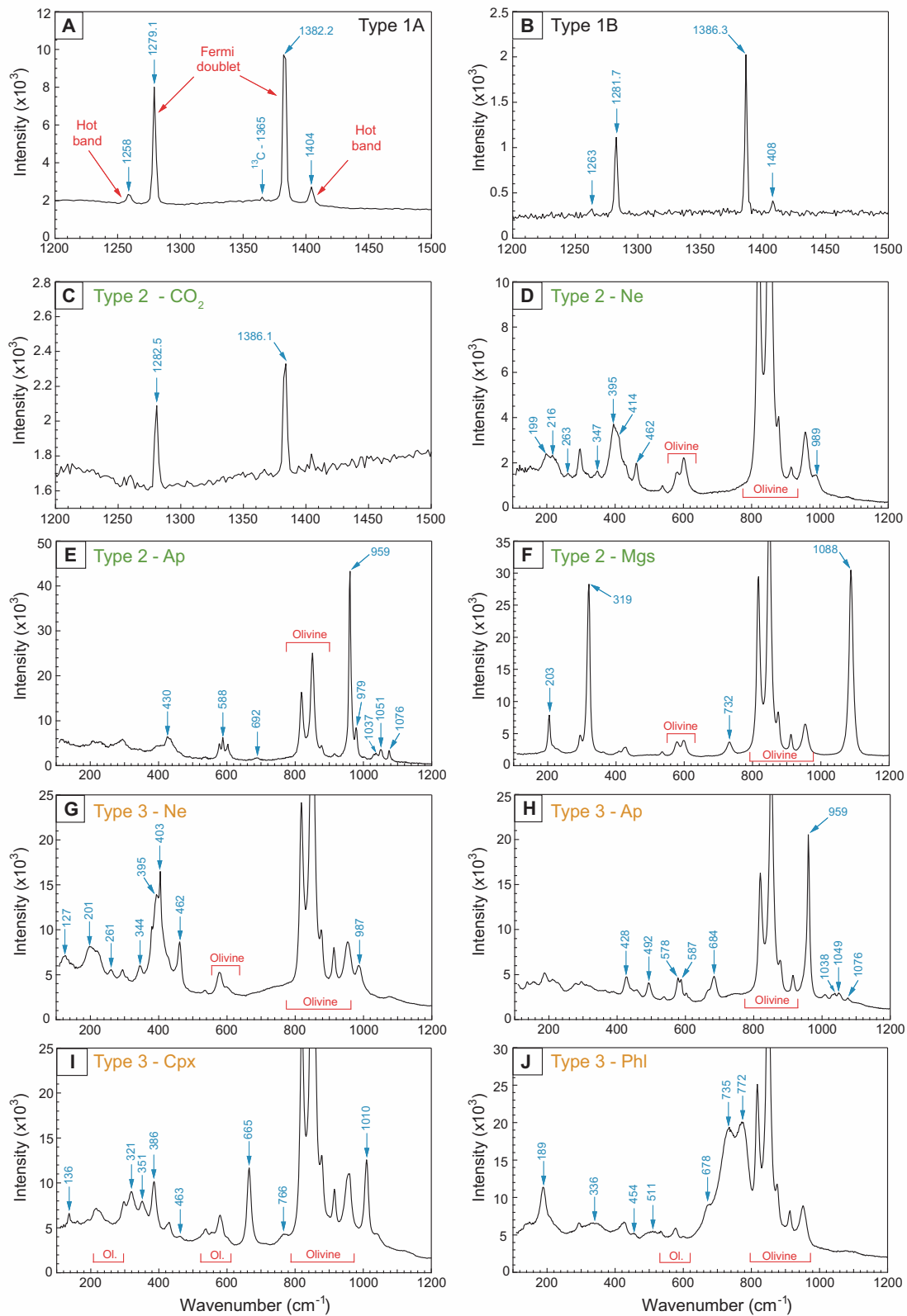


Figure 4.10. Raman spectra of (A) CO₂ in Type 1A inclusions, (B) CO₂ in Type 1B inclusions, (C) CO₂ in Type 2 inclusions, and (D) nepheline (Ne), (E) apatite (Ap), and (F) magnesite (Mgs) daughter crystals in Type 2 fluid inclusions, and (G) nepheline, (H) apatite, (I) clinopyroxene (Cpx) and (J) phlogopite (Phl) daughter crystals in Type 3 inclusions.

clinopyroxene (1010, 665, 386, 351, 321, 136, 463, 766 cm^{-1} ; Fig. 4.10I) and phlogopite (772, 735, 189, 678, 511, 454, 336 cm^{-1} ; Fig. 4.10J) can reach ~ 40 vol.% and ~ 20 vol.%, respectively, while nepheline proportion decreases. Volume percentages were estimated using 2D images of the inclusions and the ImageJ open source program (<http://rsb.info.nih.gov/ij/>).

4.5.6. Relation to the host olivine

Fig. 4.11 presents the types of inclusions trapped in relation to the composition of their host olivines. In both nephelinites, all inclusions display the same distribution. Inclusions are trapped as single phases (Fig. 4.11A to F) or associated with other inclusions (Fig. 4.11G to J) in olivine crystals. When present alone, Type 1A inclusions display a Gaussian repartition centered on high-forsterite olivines ($\sim \text{Fo}_{87}$, Fig. 4.11A & D). Volatile phase with daughter minerals Type 2 inclusions exhibit a homogeneous repartition in olivines with Fo ranging from 81 to 91 (Fig. 4.11B & E). Volatile-free solid Type 3 inclusions have been trapped in olivines with forsterite content ranging from 78 and 91 with high frequency at Fo_{88} (Fig. 4.11C & F). Primary fluid inclusions Type 1B are present with Type 2 and /or Type 3 inclusions in Fo-rich olivine

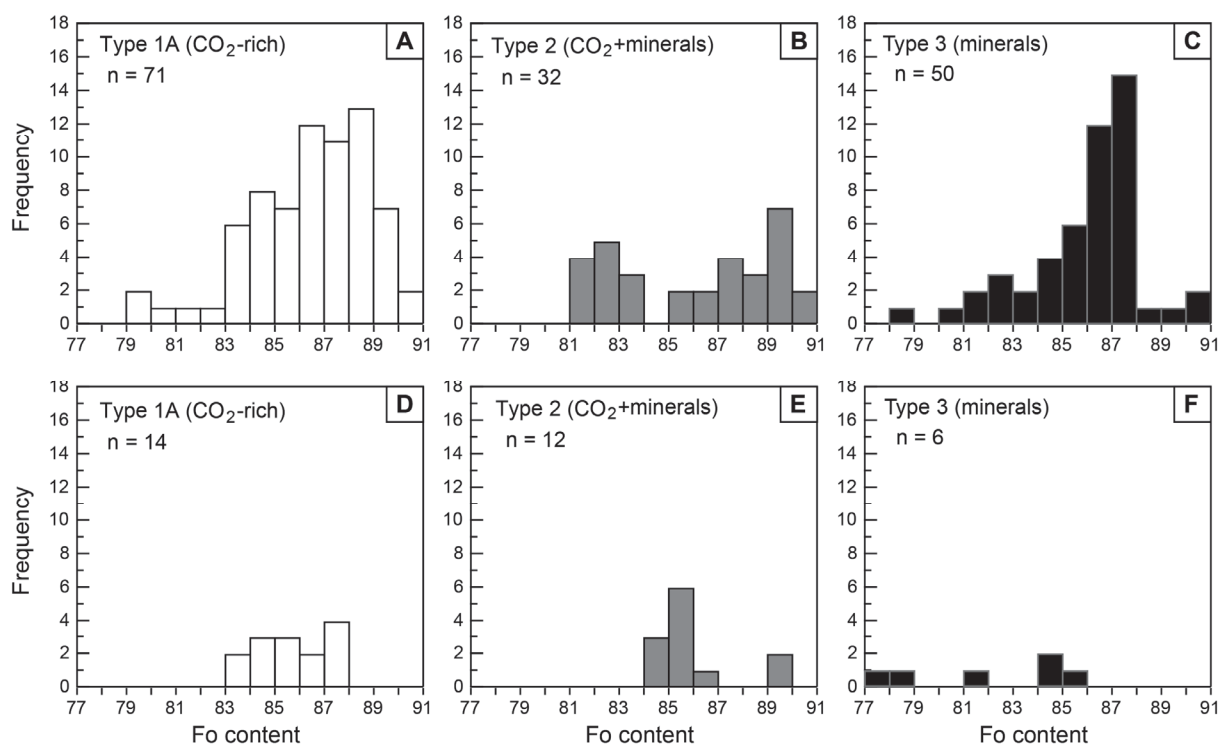


Figure 4.11. (A–F) Number of olivine crystals (n) containing each inclusion type vs. their forsterite content ($100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{tot}})$) in (A–C) Miocene nephelinites and (D–F) Pliocene nephelinites. (G–J) Number of olivine crystals containing several inclusion types vs. their forsterite content ($100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{tot}})$) in Miocene nephelinites. Olivines in Pliocene nephelinites contain only one type of inclusions.

(F087-90, Fig. 4.11G-H-I). Secondary fluid inclusions Type 1A are present with Type 1B, Type 2 and/or Type 3.

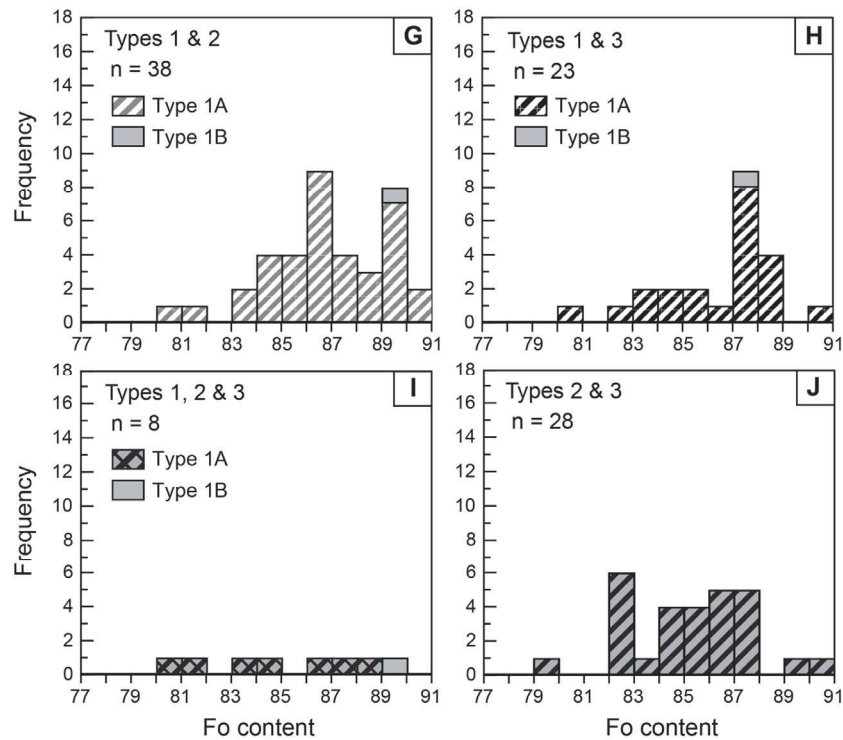


Figure 4.11. (continued)

4.6. Discussion

4.6.1. Pre-eruptive conditions of Miocene and Pliocene nephelinites from Saghro

Although the bulk composition of the Miocene and Pliocene nephelinites that erupted at Saghro shows minimal compositional variations (Fig. 4.3–4.4), the proportion of mineral and their composition, as well as the occurrence of variable fluid inclusions record different magma environments. Temperature and pressure of clinopyroxene crystallization in nephelinites have been determined using the clinopyroxene-melt thermobarometer of Putirka et al. (2003). All analyzed clinopyroxenes were tested for equilibrium with their host lava using trace element composition (Fig. 4.5). Composition of melt in equilibrium with clinopyroxene was calculated using clinopyroxene-basanite partition coefficients from Adam and Green (2006) and Green et al. (2000). These compositions were then plotted against the composition of the host lava (Fig. 4.5E-F) and the closest equilibrium composition for each type of nephelinite was used in the

thermobarometer of Putirka *et al.* (2003). This thermobarometer is based on jadeite-diopside/hedenbergite exchange equilibria, the standard errors for estimation of temperature and pressure are ± 33 °C and ± 170 MPa, respectively. The best fit was obtained for augite with high Mg# and $Kd^{Fe/Mg} \approx 0.4$ in both olivine (TLA6a*, Mg# = 84.4, $Kd^{Fe/Mg} = 0.40$) and Pliocene nephelinite (pinkish augite FK18e*, Mg# = 81.2, $Kd^{Fe/Mg} = 0.44$) (Table 4.3). Both samples yield high pressure and temperature with 2200 MPa and 1364 °C for miocene nephelinites, and 1760 MPa and 1320 °C for Pliocene nephelinites (Fig. 4.12). These values are close to the experimental equilibria of Bultitude and Green (1971) on natural miocene nephelinites with olivine Fo₉₀ and clinopyroxene Mg# = 87 compositions (Fig. 4.12) but slightly higher than those determined by Berger *et al.* (2008) (up to 1400 MPa for Pliocene nephelinite), suggesting that the pressure of crystallization should have been close to their higher estimate.

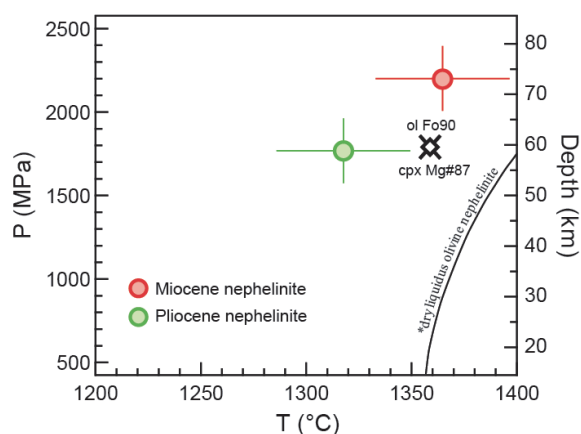


Figure 4.12. P-T conditions from clinopyroxenes of both nephelinites, calculated using the thermobarometer of Putirka *et al.* (2003). The liquidus of miocene nephelinite and the $100 \cdot Mg / (Mg + Fetot)$ of clinopyroxenes and olivines in equilibrium with natural olivine nephelinite liquid are from Bultitude and Green (1971).

Although small variation of major and trace element composition of clinopyroxene (*e.g.* $Kd^{Fe/Mg}$, REE) in Miocene and Pliocene nephelinite suggests deep crystallization and equilibrium with the whole rock, detailed petrographic observations indicate different magma differentiations. In miocene nephelinites, the presence of normally zoned olivine (Fo₉₁₋₇₉) and clinopyroxene (Mg# = 85–62) strongly suggests a simple magmatic history with little to no stagnation in a magma chamber before eruption. This is also well correlated with the low volumes of material erupted and the presence of peridotite xenoliths (Ibhi *et al.*, 2002) indicating a rather high magma velocity during ascent, minimizing chances for reaction with wall rocks and magma mixing.

The occurrence of rare pyrrhotite (sulfides - S²⁻) and S-bearing apatites (S⁶⁺) suggests that miocene nephelinites evolved under relatively oxidized conditions close to $\Delta \log fO_2 = NNO+1$ (Jugo *et al.*, 2010) and volatile elements are present at depth during magma crystallization. The amount of S, F, and Cl, in silicate liquid can be estimated using experimentally determined

partition coefficient for volatile elements between apatite and silicate melt (Mathez and Webster (2005); Parat et al. (2011); Fig. 4.13). In miocene nephelinites, apatite crystallized from a silicate liquid with high F and Cl content (0.60–1.42 wt.% and 0.11–0.38 wt.% in the melt, respectively), whereas the sulfate content is low (7–15 ppm S^{6+}) (Fig. 4.13). It should be noted that pyrrhotites are liquidus phases present as inclusions in mafic minerals, whereas apatites are groundmass minerals. The sulfate content determined from apatite composition represents concentration in the melt after pyrrhotite crystallization and does not refer to the initial sulfur content in nephelinite. However, the rare occurrence of pyrrhotite also suggests low initial S content. Opposite to S, the estimates of halogen element concentrations are relatively high compared to concentration measured in melt inclusions in alkali basalts (900–2000 ppm Cl, 500–4000 ppm F, *e.g.* Aiuppa et al., 2009; Bureau et al., 1998; Hudgins et al., 2015; Métrich et al., 1993, 2010) but the absence of a saline-component in fluid inclusions (see below) strongly suggests that Cl-bearing fluid or saline fluid was not present at depth ($P = 590$ MPa, see below). This is in agreement with high Cl solubility calculated for olivine nephelinite composition using a model computed from fluid-saturated experiments at high pressure (Cl solubility = 4.5–5.3 wt.% at 700 MPa and 1200°C, Webster et al., 2015). Despite Cl under-saturation in miocene nephelinite, the abundant CO_2 -fluid inclusions suggest however that a fluid phase was present and that exsolution of CO_2 occurred during magma evolution at high pressure (see below). The solubility of CO_2 strongly depends on the NBO/T ratio of the silicate liquid (*e.g.* Mysen et al., 1975; Papale et al., 1996; Brooker et al., 2001). For miocene nephelinites, the NBO/T ranges from 0.94 to 1.01 (Table 4.1). Assuming that a CO_2 -dominated fluid phase was present during olivine crystallization at depth, during or before clinopyroxene crystallization, solubility experiments predict solubility of 6 wt.% CO_2 in H_2O -free

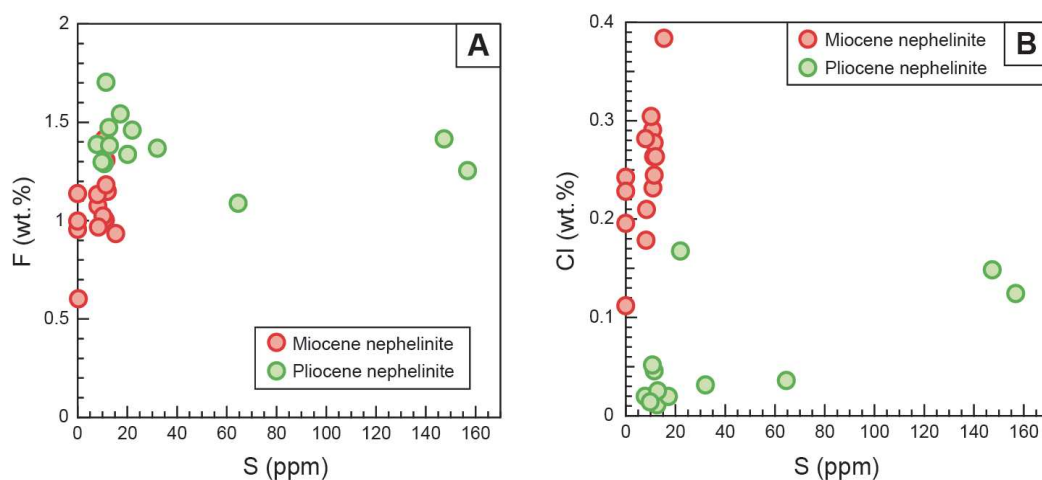


Figure 4.13. F, Cl and S concentration in the liquids in equilibrium with apatites for Miocene and Pliocene nephelinite. These concentrations were calculated using partition coefficients from Mathez and Webster (2005) and Parat *et al.* (2011).

nephelinite melt at 2 GPa and 1300 °C (clinopyroxene-melt equilibria) (Brooker et al., 2001). This represents a minimum value as CO₂ solubility increases with pressure and temperature (*e.g.* Mysen et al., 1975).

In Pliocene nephelinites, the abundance of clinopyroxene and the occurrence of two populations (*i.e.* green and pinkish augites) suggest different magma history early during magma crystallization compared to Miocene nephelinites. The abrupt change in composition between core and rim (inverse zoning) of green augite crystals indicates that green augites have inherited cores (xenocryst with low Mg#) and early mantle or magmatic differentiation processes occurred at mantle conditions during Pliocene nephelinite evolution (*e.g.* Duda and Schminck, 1985; Ulianov et al., 2007). The rims of green augites have the same composition as the pinkish augite phenocrysts (with high Mg#) and are in equilibrium with nephelinite liquid and crystallization occurred at 1760 MPa and 1320°C. The close trace element compositions of green and pinkish augites (Fig. 4.5) indicate however that mantle and/or magma processes and magma ascent were relatively fast, leaving little time for significant compositional equilibrium and further overprint by shallower level crystallization in agreement with detailed study of texture and composition of clinopyroxene from Pliocene nephelinite by Berger et al. (2008). The crystallization of augite at slightly lower pressure and temperature in Pliocene nephelinites (1760 MPa and 1320 °C) than in Miocene nephelinites may then be related to mantle/magmatic processes.

The volatile concentrations in Pliocene nephelinite determined from apatite during fractional crystallization indicate lower Cl and higher F and S⁶⁺ content (0.01–0.17 wt.% Cl, 1.09–1.70 wt.% F, and 7–156 ppm S in the silicate melt; Kd from Mathez and Webster (2005) and Parat et al. (2011); Fig. 4.13) than in Miocene nephelinite. The high proportion of pyrrhotite and the high S content of the bulk rock (300–1300 ppm S) in Pliocene nephelinite also suggest higher sulfur content in the silicate liquid. As discussed for Miocene nephelinite, the concentrations of halogens are lower than the solubility concentration in alkali basalt, suggesting that Cl-bearing fluid or saline fluid was not present at depth. Unlike in Miocene nephelinite, minerals in Pliocene nephelinite do not have primary fluid inclusions (Type 1B), suggesting that the fluid phase was absent at depth during phenocryst crystallization.

The bulk rock CO₂ concentrations of nephelinite ranges from 0.07 to 0.36 wt.% and from 0.20 to 1.55 wt.% in Miocene and Pliocene nephelinite, respectively. Because no carbonated phases (*e.g.* magmatic or secondary calcite) have been observed in the thin sections, these values can be considered as the amount of CO₂ trapped in fluid inclusions. However, higher CO₂

concentrations in Pliocene nephelinite compared to Miocene nephelinite can result also from very small carbonate-bearing xenoliths reported by Ibhi et al. (2002) but not observed in our thin sections.

4.6.2. Deep CO₂ fluids in nephelinite magmas

Among observed fluid inclusions, Type 1A and Type 1B inclusions are both single-phased homogeneous inclusions at room temperature. Type 1A inclusions homogenize to vapor (low density), whereas Type 1B inclusions homogenize to liquid (high density), and Type 1A inclusions never appear in the same trail or healed fracture than Type 1B, Type 2 and Type 3. These differences infer that they were trapped during two distinct magma crystallization and/or degassing events and Type 1A are secondary inclusions trapped at shallow level (see below). Type 1B, 2 and 3 have petrographical (*e.g.* Type 1B are always in the same trail than Type 2 and 3 inclusions) and mineralogical similarities, suggesting that they were all trapped during the same short-term crystallization or “mineral fracturing” event (co-genetic). Type 2 inclusions contain anhydrous minerals and CO₂-fluid phase. Type 3 inclusions, where only daughter minerals are present, contain anhydrous minerals (apatite, nepheline and clinopyroxene) and hydrous mineral (phlogopite). The daughter minerals are the same than those present in the groundmass, and Type 2 and 3 inclusions can be interpreted as entrapment of fluid-saturated melt inclusions with variable amounts of fluid phase and alkaline silicate liquid. Further crystallization and decompression leads to mineral ± fluid phase inclusions.

Microthermometric measurements and Raman analyses indicate that the composition of the primary–pseudo-secondary Type 1B fluid inclusions is CO₂-dominated. These data also show that other common components of volatiles in nephelinites (*e.g.* H₂O, NaCl, SO₂, CO, CH₄, or H₂S) are not present in significant amounts in the studied rocks. No investigated fluid inclusion gave evidence for the presence of H₂O, although this component is often reported from studies of melt inclusions present in alkaline lavas (*e.g.* Bureau et al., 1998; Métrich et al., 1993, 2010; Hudgins et al., 2015) and is expected in fluids exsolved from alkali basaltic liquids at uppermost mantle conditions (*e.g.* Dixon, 1997). Either H₂O contents of the silicate melt were very low and did not partition into the fluid phase during decompression, or it was removed from the fluid inclusions by diffusive hydrogen loss at high temperatures (Bakker and Jansen, 1991). The absence of glassy melt inclusions in olivine does not allow determination of H₂O content in melt at depth, but the absence of H₂O in fluid inclusions, together with the presence of high density CO₂ fluid inclusions strongly indicate H₂O-free or at least H₂O-poor silicate liquids. Spera (1984)

demonstrated that at high pressures and high temperatures, H₂O is more soluble and tends to concentrate in the basaltic melt, whereas CO₂ forms an immiscible fluid phase. The presence of phlogopite in Type 3 inclusions may however indicate that a small amount of water was present in the alkaline silicate melt. Saghro nephelinite magmas may have reached CO₂-saturation at

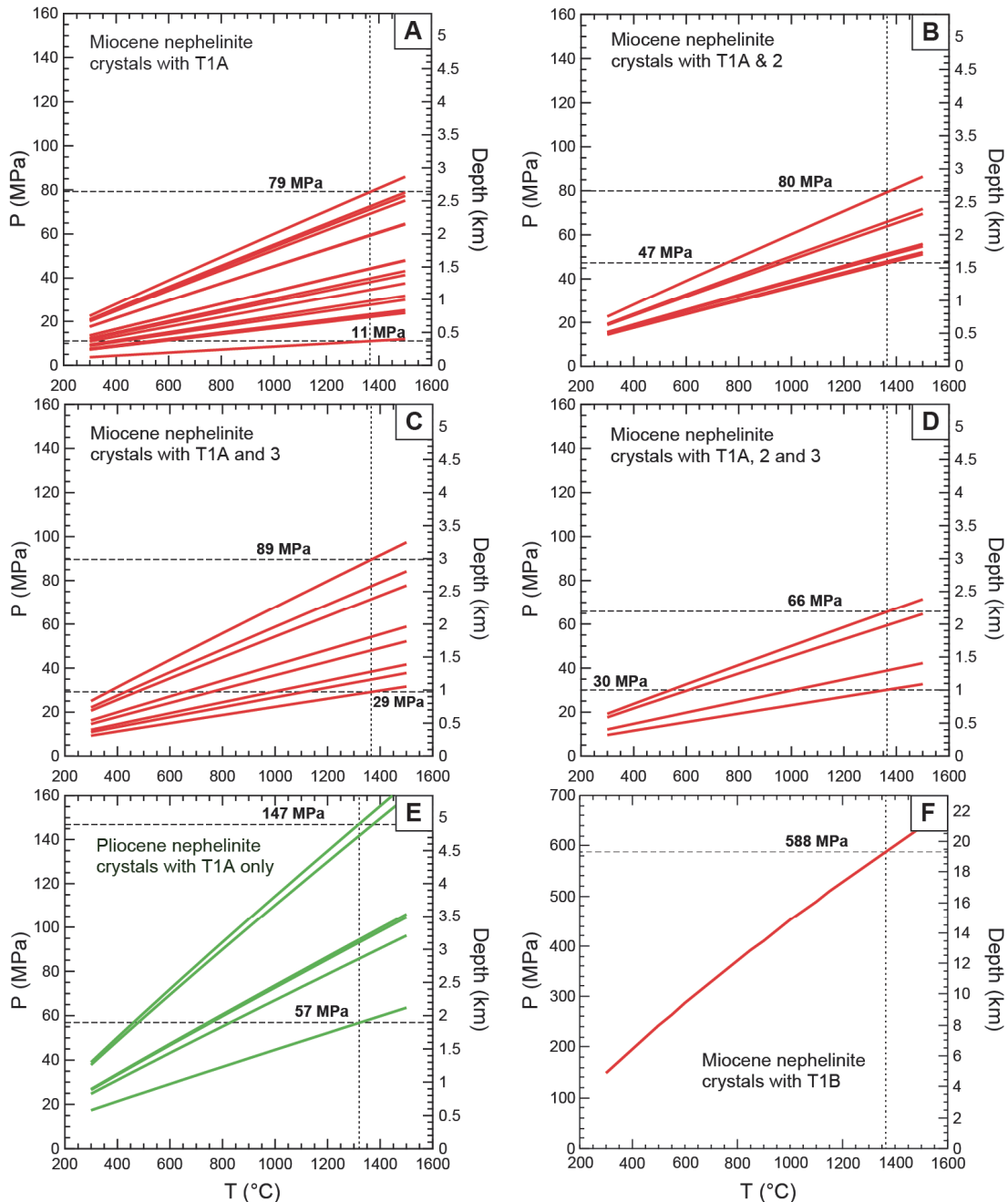


Figure 4.14. P–T relations calculated for Type 1 (pure CO₂) fluid inclusions. Miocene nephelinites: olivines containing (A) only Type 1A inclusions, (B) Type 1A and 2 inclusions, (C) Type 1A and 3 inclusions, (D) Type 1A, 2 and 3 of inclusions, and (F) Type 1B inclusions. Pliocene nephelinites: (E) olivines containing only Type 1A inclusions. Isochores have been calculated with equations from Span and Wagner (1996). The dotted line represents the crystallization temperature obtained for clinopyroxenes, equal to 1364 °C for Miocene nephelinites and to 1320°C for Pliocene nephelinites. Dashed lines show the extreme minimum trapping pressures corresponding to crystallization temperatures calculated for clinopyroxenes.

depth but no saturation in other volatile species such as H₂O, Cl, F, and S. The amount of components other than CO₂ is then small enough to approximate P–T relations from pure CO₂ systems.

The density of primary–pseudo-secondary fluid inclusions (Type 1B) of 0.81 ± 0.004 g/cm³ computed with microthermometric data is consistent with the 0.92 ± 0.02 g/cm³ density calculated based on the split of the Fermi diad measured with Raman microspectroscopy, using the method of Kawakami et al. (2003). Pressure of inclusion entrapment or re-equilibration corresponding to calculated densities can be derived from isochores using equations of state from Span and Wagner (1996) for pure CO₂. This equation of state was chosen because the calibration ranges are 216–1100K and 0.5–800 MPa, which is suitable for our magmatic system. Assuming a model temperature of 1364 °C for Miocene nephelinites from clinopyroxene-melt thermometry, primary fluid inclusions (Type 1B) from Saghro Miocene nephelinite samples yield a minimum trapping pressure of 590 MPa (Fig. 4.14; Table 4.6). This pressure corresponds to a lithostatic depth of about 19 km.

Because it was not possible to carry out microthermometry on the fluid phases of Type 2 (fluid-solid) inclusions, we calculated the density of CO₂ using the formula of Kawakami et al. (2003) that returned densities of 0.45 ± 0.02 g/cm³. The lower density of the CO₂ phase of Type 2 inclusions compared to that of Type 1B is probably due to the shrinkage caused by the crystallization of daughter phases in Type 2 inclusions, inducing expansion (hence lower density) of the CO₂ phase. With respect to the density of coexisting fluid inclusions, a similar order of magnitude density drop was observed in fluid bubbles formed by in-situ immiscibility of CO₂ volatile and silicate melt in melt inclusions from the subcontinental lithospheric mantle (Hidas et al., 2010). Nevertheless, in Saghro Miocene nephelinites, the minimum calculated pressures for Type 1B using Kawakami et al. (2003) is 775 ± 6 MPa, whereas it is irrelevant to estimate the trapping pressure of Type 2 inclusions because of heterogeneous entrapment of CO₂ fluid and silicate melt and thus variable fluid/solid ratio (between Type 1B = pure fluid and Type 3 = pure melt) leading to a wide range of pressures. At the time of entrapment, the CO₂-fluid in Type 2 inclusions had the same density as Type 1B inclusions. As the magma ascends and cools down, the silicate melt crystallized (*i.e.* shrinks) and the CO₂ fluid expands in response to shrinkage, thus reducing its density.

It is worth noting that the large difference between the depths calculated from fluid inclusion densities and those from clinopyroxene-melt thermobarometry (*ca.* 2200 MPa for

Miocene nephelinites) can be explained by the fact that fluid inclusions typically undergo post-entrapment modifications during magma ascent. These processes include leakage, decrepitation, stretching and necking-down, and occur in response to changing pressure and high temperature (*e.g.* Roedder, 1984; Hansteen et al., 1998; Andersen and Neumann, 2001). These processes can alter the internal pressure of the fluid inclusions towards the new ambient conditions, whether it is partial or total re-equilibration, faster than they alter mineral compositions. Indeed, both systems do not adapt at the same speed to changing pressures. Re-equilibration or formation of fluid inclusions can occur within hours to days (*e.g.* Wanamaker et al., 1990), whereas growth of a 5–10 μm wide clinopyroxene rim at equilibrium conditions or diffusive re-equilibration along 5–10 μm width needs months to years (Cashman, 1990; Putirka, 1997). Thus, clinopyroxene-melt equilibria indicate a major crystal fractionation event at depth, while fluid inclusions record short-term events at shallower levels during magma ascent. Moreover, since all post-entrapment processes lower the inclusion densities, we can assume that our calculated pressures represent minimum values.

Dixon (1997) used a closed-system degassing model to estimate the pressure at which a nephelinitic magma with initial H_2O and CO_2 contents of 2.0 and 1.0 wt.%, respectively, reached saturation. She constrained vapor saturation at ~ 400 MPa, which is relatively close to the trapping pressure of our primary Type 1B inclusions. Similarly, the VolatileCalc Excel[®] spreadsheet from Newman and Lowenstern (2002) has been calibrated to estimate solubility curves for H_2O – CO_2 in basaltic systems. They used the model of Dixon (1997) for nephelinitic to tholeiitic magma compositions and thus it is suitable for our samples. Since the trapping pressure of our Type 1B inclusions is close to the upper limit of the model (~ 590 MPa), we used an extrapolation to estimate the solubility of a 40 wt.% SiO_2 nephelinite magma at 590 MPa, considering a pure CO_2 system, and we found a CO_2 solubility of ~ 1.7 wt.%. It should be noted that a small amount of water in nephelinite melt (1 wt.%) at 590 MPa only slightly increases the CO_2 solubility to 1.75 wt.% CO_2 (1 wt.% in H_2O -free system). The composition of the fluid inclusions remains globally unchanged since the exsolved vapor is composed of ~ 96 mol.% CO_2 and ~ 4 mol.% H_2O .

It is important to note that while the fluid phase in Type 2 is less dense than Type 1B inclusions (probably due to shrinkage), it is still denser than the fluid in Type 1A fluid inclusions, emphasizing the fact that the latter represents a different inclusion generation. Primary–pseudo-secondary CO_2 fluid inclusions (Type 1B, 2 and 3) represent the greatest depth of trapping of our fluid inclusions dataset and Type 1B are present only in Miocene nephelinite. The occurrence of

these three types of inclusions together suggests heterogeneous entrapment at depth and that within a relatively short time span different fluid/melt ratios were entrapped in olivine. This event is present in Miocene nephelinite, whereas olivines in Pliocene nephelinite have only rare Type 2 and 3. The absence of Type 1B inclusions does not allow estimation of deep exsolving processes in Pliocene nephelinites.

Petrographic observations, microthermometric measurements and Raman analyses indicate that Type 1A fluid inclusions are secondary and the composition is CO₂-dominated. However, the low melting temperatures observed during microthermometric measurements of Type 1A inclusions suggest the presence of minor amounts of component(s) soluble in CO₂, possibly CH₄ or N₂, but their concentration is below the detection limit for Raman spectroscopy (Fig. 4.10; Table 4.6). Assuming a model temperature of 1364 °C for Miocene nephelinites and 1320 °C for Pliocene nephelinites (clinopyroxene-melt thermometry), secondary (Type 1A) fluid inclusions yield minimum trapping pressures ranging between 10 and 90 MPa (*i.e.* 0.5–3 km), and between 55 and 150 MPa (*i.e.* 2–5 km), respectively (Fig. 4.14; Table 4.6). This indicates a shallow degassing event that affected both Miocene and Pliocene nephelinites.

4.6.3. Magma evolution for Saghro nephelinites

Miocene nephelinites are the first nephelinites to have erupted in the Jbel Saghro volcanic massif (9.6–5.2 Ma, Berrahma et al., 1993). Previous geochemical models showed that nephelinite magmas are formed by low partial melting of carbonated-LREE-rich spinel lherzolite mantle source (2%, Berger et al., 2014). The crystallization of mafic minerals at high temperature and high pressure ~2200 MPa (~70 km depth) suggests however higher pressure at the mantle transition zone most probably in the stability field of garnet for dry lherzolite (O'Neill, 1981). This discrepancy may suggest slightly different stability fields of spinel and/or garnet in carbonated-lherzolite compared to dry lherzolite.

Further clinopyroxene and olivine crystallization occurred during ascent from nephelinite magma saturated with CO₂-fluid phase. The high temperature of pyroxene crystallization and the high forsterite content of olivine, together with the presence of peridotite xenoliths indicate a fast ascent without any stagnation level via hydraulic fracturation. The first pure CO₂ fluid inclusion trapping event is evidenced by Type 1B inclusions, together with melt inclusions (Type 2 and 3 inclusions), at a minimum pressure of 590 MPa. This pressure corresponds to a lithostatic depth

of ~19 km, which lies slightly above the upper-lower crust boundary (Fullea et al., 2010; Teixell et al., 2005). Considering that this is a minimum pressure, we can assume that the actual trapping occurred at or really close to the boundary. This could be correlated to a diminution of the magma ascent rate due to a change in lithology at the upper-lower crust boundary, and/or the fact that the magma reaches saturation and exsolved CO₂, which is trapped by crystallizing/fracturing olivine grains. A last exsolution of CO₂ ± CH₄/N₂ event occurred close to the surface. The entrapment of CO₂-dominated fluid inclusions at shallow level in the crust (10–90 MPa) suggests that water saturation was not reached and the solubility of CO₂ in water-free nephelinite melt was 900 ppm (Dixon, 1997).

Previous studies of alkaline mafic magmas agree with a two-step degassing process with high-density immiscible CO₂ fluids, formed at pressures of *ca.* 500 MPa and a second generation of lower-density CO₂ at shallow level (< 200 MPa), most likely prior to eruption. Frezzotti et al. (1991) constrain the degassing processes of Etna lavas at a maximum of 430 MPa, which corresponds to the upper-lower crust boundary (Guidi et al., 2014; Nicolich et al., 2000). Galipp et al. (2006) constrain the entrapment of fluid inclusions at 250–520 MPa, and this pressure matches the depth of the Moho below La Palma. Galipp et al. (2006) interpret these trapping pressures as temporary stagnation levels in the lower crust to Moho. In alkali basalt from La Reunion, Bureau et al. (1998) observed CO₂ fluid inclusions entrapped at 400 MPa together with mafic melt inclusions with 1 wt.% H₂O and 500 ppm CO₂ suggesting that CO₂ and water-bearing melt may be in equilibrium with pure CO₂ fluid at lower crustal level.

Pliocene nephelinites represent the last magma erupted in Saghro (~2.9 Ma, Berrahma et al., 1993). The first stages of crystallization occurred at ~1700 MPa (~53 km depth), in the lithospheric mantle. As for Miocene nephelinite, the presence of carbonate and peridotite xenoliths (Ibhi et al., 2002) is proof of the rapid ascent rate of the magma. However, inherited augite core and high temperature augite plus inverse zoning in olivine indicates a more complex history at mantle conditions. Magma-mantle interactions may have led to reaction and crystallization of green augite and further magmatic crystallization at depth in the lithospheric mantle. At this stage, magmas are under-saturated in CO₂ and exsolution occurred only at shallow level in the crust. The high S content and the low halogen content of Pliocene nephelinites may result from mafic S-bearing, Cl-F-poor alkaline magma and mantle interaction.

4.7. Conclusion

Miocene to Pleistocene nephelinites from Saghro volcanic field are volatile-rich silica-undersaturated liquids. The high temperature and high pressure of mineral crystallization, and the high alkalinity and undersaturated silica coupled with the presence of CO₂-dominated fluid inclusions attest of very low partial melting of CO₂-rich and Cl-bearing mantle source at depth > 70 km (> 2 GPa – mantle transition zone). Mantle metasomatism has been proposed to explain the low resistivity anomaly detected beneath the Anti-Atlas Mountains and attributed to relict of Precambrian subducted oceanic sediments or minerals precipitated from fluids released from the mantle during the accretion of the Anti-Atlas to the West African Supercontinent (Ledo et al., 2011). Our study indicates that the geotherm beneath the NW African Craton crosses the carbonated peridotite solidus (Dasgupta et al., 2013) and that partial melting occurred close or below the asthenosphere-lithosphere boundary (Fullea et al., 2010; Teixell et al., 2005), and fluid-rock interaction may have been an important process deep beneath the border of the NW African Craton, leading to metasomatized lithospheric-asthenospheric mantle with CO₂-rich carbonatitic components.

Acknowledgments

We thank J.-L. Bodinier, J.-M. Dautria, H. El Messbahi and H. Ouali for assistance during field studies and for a thorough introduction to the Saghro volcanic field, C. Nevado and D. Delmas for their valuable technical assistance, M.-C. Caumon for her help during Raman measurements, and J.-M. Dautria for informative discussions.

This research was financially supported by the “Institut National des Sciences de l’Univers” (France) (projet 902964) and the FP7-PEOPLE-2013-IRSES project MEDYNA funded under Grant Agreement PIRSES-GA- 2013-612572.

Chapitre 5 : Origine des magmas primaires du Jbel Saghro

5.1. Introduction

Plusieurs hypothèses sont avancées pour expliquer l'origine des magmas hyperalcalins pauvres en silice comme les néphélinites et basanites, qui seront développées plus en détail et discutées au Chapitre 6 :

(1) Fusion en présence de CO₂ d'une péridotite métasomatisée (p.ex. Dasgupta *et al.*, 2007 ; Egglér et Holloway, 1977 ; Hirose, 1997 ; Wyllie, 1977) ;

(2) Réaction d'un liquide issu de la fusion et homogénéisation d'une ancienne croûte océanique avec une péridotite (p.ex. Chase, 1981 ; Chauvel *et al.*, 1992 ; Hofmann *et al.*, 1986 ; Weaver, 1991) ;

(3) Fusion d'une lithosphère métasomatisée (p.ex. Halliday *et al.*, 1995 ; Lloyd et Bailey, 1975 ; Niu et O'Hara, 2003 ; Pilet *et al.*, 2008).

Dans le champ volcanique de Saghro, la présence de laves alcalines sous-saturées en silice sous la forme de néphélinites et basanites permet, en étudiant leur composition chimique et en appliquant des modélisations de fusion partielle, de contraindre les caractéristiques de leur source mantellique et ainsi de discuter les différents modèles proposés dans la littérature pour expliquer le volcanisme alcalin du nord-ouest de l'Afrique. Ces modèles impliquent soit la formation d'un couloir subcontinental entraînant le panache des Canaries sous l'Afrique (Duggen *et al.*, 2009), soit la réactivation des structures panafricaines provoquant la délamination de la lithosphère (Liégeois *et al.*, 2005), soit un mouvement toroïdal/latéral du manteau provoqué par le retrait du panneau plongeant et/ou la délamination de la lithosphère au niveau de la mer d'Alboran (Faccenna et Becker, 2010), soit une convection asthénosphérique en bordure du Craton Ouest Africain (*Edge-Driven Convection*) liée à la convergence entre l'Afrique et l'Europe (Kaislaniemi et van Hunen, 2014 ; Missenard et Cadoux, 2012). Ces modèles sont basés sur des considérations principalement isotopiques et géophysiques.

Cette étude géochimique détaillée a pour objectif de contraindre l'origine et la genèse des laves alcalines mafiques du Jbel Saghro. Nous démontrerons dans un premier temps que les néphélinites et basanites sont des laves primaires et ne sont pas issues les unes des autres par cristallisation fractionnée. Cette approche nous permet de modéliser les processus de fusion partielle et de contraindre les conditions de cette fusion, et de caractériser la source mantellique à l'origine des magmas néphélinitiques en contexte intracontinental à la bordure nord-ouest du Craton Africain. Nous discuterons enfin de l'influence des différents modèles géodynamiques

proposés pour le Nord-Ouest de l’Afrique dans la genèse des magmas alcalins du Jbel Saghro.

5.2. Discussion

5.2.1. Magmas primaires

À l’exception de la basanite TAM10, toutes les néphélinites et basanites du Jbel Saghro ont des Mg# (62.3–70.3) et des teneurs en éléments traces compatibles (p.ex. Sc, Cr, Co, Ni) suffisamment élevées pour que ces roches représentent des laves primaires ayant subi peu ou pas de cristallisation fractionnée (Frey *et al.*, 1978 ; Figure 3.5, Tableau 3.5). Ceci est corroboré par la présence de xénolites de périclase à spinelle qui suggère une ascension depuis des profondeurs supérieures à 30 km, à une vitesse importante ne laissant pas l’opportunité de réagir avec la croûte, et donc de modifier la composition du magma (Frey *et al.*, 1978). La possibilité d’assimilation de xénolites sera étudiée plus loin dans cette partie.

Cependant, si l’on s’en tient strictement aux valeurs données par Frey *et al.* (1978) (Mg# > 65, 90–670 ppm de Ni, 27–80 ppm de Co, et 15–28 ppm de Sc), alors les néphélinites et basanites ayant les Mg# et teneurs en Ni, Co, Sc et Cr les plus faibles pourraient avoir subi de faibles degrés de cristallisation fractionnée d’olivine et clinopyroxène. Sur la Figure 3.5, On observe une diminution de CaO corrélée à une augmentation d’Al₂O₃ qui entraîne une baisse du rapport CaO/Al₂O₃ quand la teneur en SiO₂ augmente, qui peut s’expliquer par la cristallisation de clinopyroxène (p.ex. Jung *et al.*, 2006). L’augmentation de la concentration en Al₂O₃ et l’absence d’anomalie négative en Eu dans les spectres de terres rares des néphélinites et basanites implique que le plagioclase n’a pas fractionné, et donc que la cristallisation de clinopyroxène, si elle a eu lieu, s’est produite plus profond que le champ de stabilité du plagioclase (c.-à-d. > 27 km ; Borghini *et al.*, 2010).

Un modèle de cristallisation fractionnée utilisant la loi de Rayleigh a été appliqué à la néphélinite la plus mafique (TLA15 : Mg# = 69.0 ; Tableau 3.5) afin de vérifier si les laves mafiques plus riches en silice du Jbel Saghro (c.-à-d. les basanites) ne sont pas issues de faibles taux de cristallisation fractionnée des laves les plus sous-saturées (c.-à-d. les néphélinites) :

$$C^{liq} = C_0^{liq} \cdot F^{(D-1)} \quad (5.1)$$

D'après Shaw (1970), avec C^{liq} la concentration du liquide final, C_0^{liq} la concentration du liquide initial (ici TLA15), F le degré de fractionnement (c.-à-d. le pourcentage de liquide restant après cristallisation) et D la somme des coefficients de partage d'un élément donné entre le liquide et toutes les espèces minérales qui cristallisent. Les paramètres utilisés sont indiqués dans le Tableau 5.1 et les résultats obtenus sont présentés dans la Figure 5.1.

La Figure 5.1 montre deux diagrammes permettant l'identification des processus de cristallisation fractionnée et de fusion partielle dans lesquels on représente le rapport de deux éléments incompatibles en fonction de la concentration du plus incompatible (Minster et Allègre, 1978). On remarque que :

(1) la cristallisation d'olivine et de clinopyroxène (Modes 1 et 2) font augmenter les teneurs en La et Th ainsi que les rapports La/Yb et Th/Hf des liquides produits ;

(2) la cristallisation d'olivine seule (Mode 3) n'a pas d'effet sur les rapports La/Yb et Th/Hf du liquide produit ;

(3) la cristallisation d'apatite et de pérovskite en plus de l'olivine et du clinopyroxène (Modes 4 et 5) entraînent la diminution des rapports La/Yb et Th/Hf couplée à une augmentation des teneurs en La et Th des liquides produits ;

(4) la Figure 5.1B suggère que les trois échantillons de néphéline pliocènes ayant les concentrations en Th les plus élevées peuvent être issus d'un taux de cristallisation de 15–20% sur les modes 1 à 3, à partir d'un magma ayant la composition de la néphéline miocène TLA15. Mais on ne retrouve pas ce résultat pour les rapports La/Yb.

(5) seule la cristallisation de 10% de pérovskite (Mode 6) permet de reproduire les

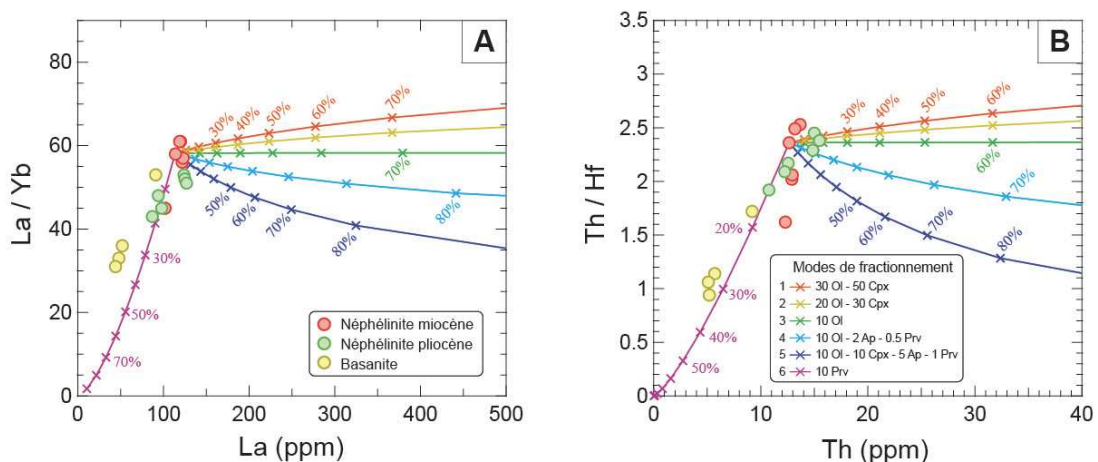


Figure 5.1. Diagrammes de (A) La/Yb en fonction de La et (B) Th/Hf en fonction de Th pour les laves primaires du massif de Jbel Saghro. Les lignes représentent les résultats de la modélisation de cristallisation fractionnée dont les paramètres sont indiqués dans le Tableau 5.1. Les pourcentages représentent le taux de cristallisation F . Ol : olivine, Cpx : clinopyroxène, Ap : apatite, Prv : pérovskite.

variations observées entre les néphélinites et les basanites, mais un tel fractionnement n’a jamais été rapporté dans la littérature.

La cristallisation d’olivine et pyroxène n’est donc pas compatible avec les variations observées dans les laves mafiques de Saghro. Ce modèle suggère donc que les basanites du Jbel Saghro ne sont pas issues de la cristallisation fractionnée des magmas néphélinitiques. Ceci est corroboré par la présence de minéraux mafiques riches en magnésium dans les deux types de laves (néphélinites : olivine Fo_{91-79} et clinopyroxène $Mg\# = 85-62$, basanites : olivine Fo_{88-81} et clinopyroxène $Mg\# = 81-73$).

Il convient cependant de tenir compte des fortes variations observées dans la composition chimique des basanites de Saghro, notamment en MgO, Ni et Cr, et également au niveau de leurs rapports Ba/Rb (Figures 3.4 à 3.8). De telles variations en MgO, Ni et Cr sont habituellement attribuées à la cristallisation fractionnée d’olivine et clinopyroxène pendant la remontée du magma (p.ex. Jung *et al.*, 2006). Nous avons cependant vu que la cristallisation d’une quantité irréaliste de pérovskite était la seule façon de reproduire les concentrations des basanites par cristallisation fractionnée à partir de la néphélinite la plus mafique (Figure 5.1). Comme les basanites contiennent des xénolites de lherzolite et de pyroxénite, il est possible que certains de ces xénolites aient été broyés avec la matrice malgré le tri minutieux effectué lors de cette étape

Tableau 5.1 - Composition de la néphélinite source, proportions de cristallisation des différentes phases et coefficients de partage utilisés pour la modélisation de la Figure 5.1. Ol, olivine ; Cpx, clinopyroxène ; Ap, Apatite ; Prv, perovskite.

Phases	Mode 1	Mode 2	Mode 3	Mode 4	Mode 5	Mode 6
<i>Proportions (%)</i>						
Ol	30	20	10	10	10	0
Cpx	50	30	0	0	10	0
Ap	0	0	0	2	5	0
Prv	0	0	0	0.5	1	10
Éléments	La	Yb	Th	Hf		
<i>Coefficients de partage</i>						
Ol ¹	0.0004	0.0015	0.0001	0.01		
Cpx ¹	0.054	0.28	0.00026	0.233		
Ap ²	2.8	1	0.33	0.01		
Prv ³	20.3	5	40	1.3		
<i>Composition de la source (ppm)</i>						
TLA15	113.79	1.95	12.66	5.36		

1 : McKenzie et O’Nions (1991)

2 : Prowatke et Klemme (2006)

3 : Onuma *et al.* (1981)

de préparation des échantillons. La Figure 5.2 présente donc le résultat de modélisations de mélange de la néphéline miocène et de la basanite les plus mafiques avec les trois différents types de xénolites du Moyen Atlas analysés par Natali *et al.* (2013). On remarque sur cette figure qu'un tel mélange pourrait expliquer les variations en P_2O_5 et Ba/Rb, mais qu'il produit par contre des variations en MgO, Ni et Cr avec la teneur en SiO_2 à l'opposé de celle qui est observée dans les basanites. Si l'on considère un mélange entre la basanite la plus riche en SiO_2 et un xénolite du Moyen Atlas, on peut alors expliquer l'augmentation des teneurs en MgO, Ni et Cr vers la basanite ayant le Mg# le plus élevé, mais pas la diminution conjuguée de la teneur en SiO_2 . L'assimilation de xénolites ne semble donc pas être une bonne hypothèse pour expliquer les

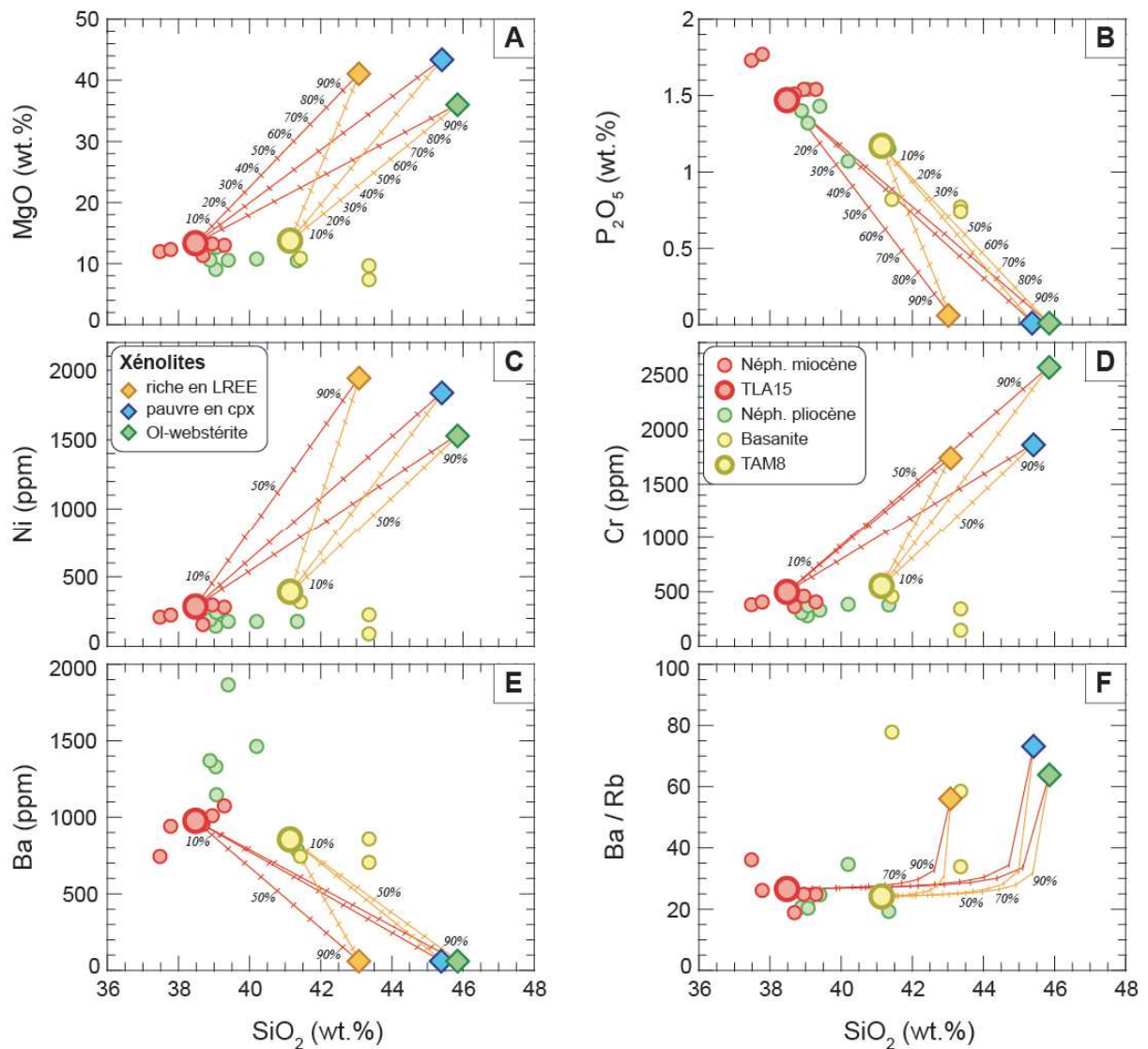


Figure 5.2. Modélisation du mélange de la néphéline miocène TLA15 (Mg# = 69, lignes rouges) et de la basanite TAM8 (Mg# = 70.3, lignes oranges) avec chacun des trois types de xénolites du Moyen Atlas analysés par Natali *et al.* (2013) : lherzolite enrichie en LREE, lherzolite pauvre en clinopyroxène et webstérite à olivine. Les pourcentages représentent la part de xénolite assimilée dans le magma.

variations chimiques observées dans les basanites.

Une autre hypothèse serait de considérer que les néphélinites et basanites sont issues de faibles taux (étant donnés leurs Mg#, et teneurs en Cr et Ni élevés) de cristallisation fractionnée d'un magma parent n'affleurant pas en surface ou n'ayant pas été échantillonné. Cette hypothèse permettrait d'expliquer les fortes variations en Ni et Cr observées dans les basanites.

Ces résultats, combinés aux critères donnés par Frey *et al.* (1978) (Mg# et concentrations en éléments en trace compatibles élevés, présence de xénolites de lherzolite à spinelle) indiquent que les néphélinites et la basanite TAM8 de Saghro sont des laves primaires, et qu'il n'est pas possible de les relier par de la cristallisation fractionnée, ou bien que celle-ci a joué un rôle négligeable dans leur évolution. Les néphélinites et basanites du Jbel Saghro sont donc issues de taux de fusion partielle différents, et la suite de ce chapitre sera consacrée à la modélisation du processus de fusion et à la caractérisation de leur(s) source(s).

5.2.2. Fusion partielle

Si l'on considère les variations possibles de toutes les caractéristiques (composition chimique et minéralogique) d'une source mantellique et des conditions de fusion (température, pression, taux de fusion), il devient théoriquement possible de concevoir un grand nombre de modèles pouvant reproduire le spectre de terres rares (REE : *Rare Earth Elements*) de n'importe quelle lave prise séparément. Par exemple, il est possible de fixer la composition de la source et de modéliser des laves de différentes compositions en faisant varier la minéralogie de la source et les mécanismes de fusion. Mais il est également possible de figer la minéralogie et les mécanismes de fusion, et de modéliser les compositions de ces mêmes laves en faisant varier la composition de la source. Cependant, si on considère une suite de laves indifférenciées ayant des compositions en REE différentes comme les laves primaires de Saghro (*cf.* partie 4.4.1 de ce chapitre), alors il ne peut y avoir qu'une seule droite (de régression) qui passe par ces données. De plus, l'étude isotopique des laves primaires du Jbel Saghro par Berger *et al.* (2014) a montré qu'elles sont issues de sources ayant des signatures isotopiques similaires, et donc relativement homogènes.

Afin de mieux contraindre la nature de la source des néphélinites et basanites du Jbel Saghro ainsi que les degrés de fusion qui les ont produites, deux types de modélisations ont été effectuées : (1) la modélisation inverse part de la composition des laves primaires pour remonter

à celle de leur source (Feigenson *et al.*, 2003) et (2) la modélisation directe dans laquelle les paramètres de la source sont ajustés afin de produire des courbes de fusion qui permettent d'expliquer les échantillons (Shaw, 1970).

Les REE ont été choisis parce que leur comportement lors des processus de fusion produit des spectres lisses sur les diagrammes normalisés aux chondrites. Ces variations sont directement liées à leur fractionnement entre les minéraux et le liquide silicaté pendant la fusion (p.ex. Shaw, 1970). Ils apportent des informations sur les taux de fusion partielle, l'enrichissement en REE étant inversement proportionnel au taux de fusion (p.ex. Shaw, 1970). Ils renseignent également sur la minéralogie de la source et donc sur la profondeur de fusion : un spectre fractionné en HREE indique une source à grenat résiduel (p.ex. Walter, 1998), alors qu'un spectre plat en HREE indique une source moins profonde à spinelle (p.ex. Hirschmann *et al.*, 1998). Enfin, ils permettent de déterminer le processus de fusion impliqué. Ces processus et les paramètres qu'ils mettent en œuvre sont expliqués ci-après.

5.2.2.a. Processus de fusion partielle et paramètres impliqués

Deux types de fusion partielle peuvent être distingués : la fusion modale et la fusion non modale. Dans le cas de la fusion partielle modale, les minéraux ont tous le même comportement et c'est la proportion initiale des phases minérales qui dicte leur participation à la fusion, c'est-à-dire qu'ils fondent tous dans les proportions dans lesquelles ils sont présents dans la source. Par contre, la fusion partielle non modale tient compte de la nature des différentes phases et considère qu'elles ne fondent pas toutes dans les mêmes proportions (par exemple, les minéraux riches en Al_2O_3 comme le grenat sont moins réfractaires que les minéraux ferromagnésiens comme l'olivine). Il semble donc plus réaliste de tenir compte de ce fait et la suite de ce chapitre ne présentera donc que les processus de fusion non modale.

La fusion partielle non modale se subdivise en deux processus :

(1) Le processus de fusion partielle à l'équilibre est le plus simple, et se définit par une rééquilibration en continu du liquide produit avec le solide résiduel, puis par l'extraction en une seule fois de la poche de liquide ainsi formée au sommet de la colonne de fusion (*batch melting* ; Shaw, 1970).

(2) À l'inverse, le processus de fusion fractionnée considère que le liquide est extrait de la source dès qu'il se forme, et que seul le dernier incrément de liquide est en équilibre avec le

solide résiduel. Dans ce cas il n'y a d'équilibre entre le liquide produit et le solide résiduel pendant tout l'épisode de fusion. L'équilibre n'est réalisé que pendant un incrément infinitésimal de fusion et les liquides sont extraits de la source en continu. Les incréments de liquide se mélangent et s'homogénéisent ensuite lors de leur remontée vers la surface, et ce processus est appelé fusion partielle fractionnée agrégée (*aggregated fractional melting* ; Allègre et Minster, 1978).

Les équations de Shaw (1970) représentant ces deux processus de fusion sont les suivantes :

$$\text{Fusion non modale à l'équilibre : } C_{liq}^i = \frac{C_0^i}{D_0^i + F \cdot (1 - P^i)} \quad (5.2)$$

$$\text{Fusion non modale fractionnée agrégée : } C_{liq}^i = \frac{C_0^i}{F} \left[1 - \left(1 - \frac{F \cdot P^i}{D_0^i} \right)^{\frac{1}{P^i}} \right] \quad (5.3)$$

avec C_{liq}^i la concentration de l'élément i dans le liquide, C_0^i la concentration de l'élément i dans le système avant la fusion (c.-à-d. dans la roche source), F le taux de fusion, D_0^i le coefficient de partage global entre la roche source et le liquide avant le début de la fusion (c.-à-d. pour $F = 0$), et P^i le coefficient de partage global des phases participant à la fusion pour l'élément i . D_0^i est défini comme suit :

$$D_0^i = \sum_{\alpha} (X_{\alpha} \cdot Kd_{\alpha}^i) \quad (5.4)$$

où X_{α} est la proportion du minéral α dans la source, et Kd_{α}^i le coefficient de partage de l'élément i entre le minéral α et le liquide produit. De la même façon, on définit P^i selon :

$$P^i = \sum_{\alpha} (Y_{\alpha} \cdot Kd_{\alpha}^i) \quad (5.5)$$

où Y_{α} est la proportion du minéral α dans le liquide, et Kd_{α}^i le coefficient de partage de l'élément i entre le minéral α et le liquide produit.

Les différents paramètres influençant la modélisation des processus de fusion sont les

suivants :

(1) Le taux de fusion (F) qui a un effet direct sur la composition du magma puisque, en augmentant, il rapproche la composition du liquide de celle de sa source.

(2) La composition de la source (C_0). Plusieurs compositions seront testées dans les modélisations : celle du manteau primitif de Sun et McDonough (1989) et celle du manteau appauvri de Salters et Stracke (2004) car elles sont représentatives des sources des différents magmas sur Terre, et celle d'une péridotite enrichie en terres rares légères par métasomatisme carbonatitique pour tenir compte de l'enrichissement en LREE des néphélines et de l'implication d'un composant carbonaté dans leur genèse déterminé au Chapitre 2 (p.ex. Adam et Green, 2011 ; Pilet, 2015 ; Prytulak et Elliott, 2007 ; Willbold et Stracke, 2006). Cette dernière composition a été choisie parmi les xénolites issus du Moyen Atlas (Natali *et al.*, 2013) puisqu'il n'existe pas d'analyse en roche totale des xénolites de Saghro, et que le Moyen Atlas a une histoire volcanique récente similaire à celle du Jbel Saghro (Figure 3.3 et Duggen *et al.* (2009). Ces trois compositions sont reportées dans le Tableau 5.2.

(3) La minéralogie de la source. C'est un facteur déterminant puisque les minéraux présents dans la source sont ceux qui vont contrôler la composition chimique du liquide issu de leur fusion. Les minéralogies choisies sont compatibles avec celles déterminées sur des péridotites mantelliques, et sont modifiées à partir de celles données par McKenzie et O'Nions (1991). Il est important de noter que, puisque les REE ne sont compatibles que dans le grenat et le clinopyroxène (p.ex. Hauri *et al.*, 1994), seules les proportions de ces phases ont un effet notable sur la composition des liquides produits par la fusion. Les variations des proportions d'olivine, d'orthopyroxène et de spinelle n'ont pas d'influence sur la composition du liquide.

(4) Les coefficients de partage (D_0). L'incertitude sur les valeurs des coefficients de partage est grande puisque celles-ci dépendent de la technique de mesure, du protocole expérimental ou encore de la composition des matériaux utilisés, et peuvent donc être très différentes (Green, 1994). Les coefficients de partage choisis sont reportés dans le Tableau 5.2 (utilisés dans les modélisations) et dans le Tableau 5.3 (tous les coefficients). Trois ensembles de coefficients de partage, l'un déterminé expérimentalement par Adam et Green (2006), et les autres compilés respectivement par Berger *et al.* (2014) et McKenzie et O'Nions (1991) ont été testés.

Tableau 5.2 - Composition modale de la source, proportions des différentes phases entrant dans le liquide et coefficients de partage utilisés pour la modélisation de la fusion partielle à l'équilibre non modale et de la fusion partielle fractionnée non modale. Ol, olivine ; Cpx, clinopyroxène ; Opx, orthopyroxène ; Grt, grenat ; Spl, spinelle.

Phases	Péridotite à grenat	Péridotite à spinelle	Source 1	Source 2	Source 3	Source 4	Source 5	Liquide
<i>Proportions (%)</i>	(2)	(2)						
Ol	59.8	57.8	58	59.2	59.15	59.05	59	9
Opx	21.1	27	27	28.2	28.1	28	29	38
Cpx	7.6	11.9	10	10	10	10	10	50
Grt	11.5	0	0	0.6	0.75	0.95	2	1
Spl	0	3.3	5	2	2	2	0	2
Éléments	La	Sm	Dy	Yb				
<i>Coefficients de partage</i> ¹								
Ol	0.0004	0.0013	0.0017	0.0015				
Opx	0.002	0.01	0.022	0.049				
Cpx	0.054	0.26	0.33	0.028				
Grt	0.01	0.217	1.06	4.03				
Spl	0.0006	0.0006	0.0015	0.0045				
<i>Composition de la source (ppm)</i>								
Manteau primitif (2)	0.687	0.444	0.737	0.493				
Manteau appauvri (3)	0.234	0.27	0.531	0.401				
Lherzolite enrichie en LREE (4)	3.290	1.010	0.730	0.370				

1 : McKenzie et O'Nions (1991)

2 : Sun et McDonough (1989)

3 : Salters et Stracke (2004)

4 : Natali *et al.* (2013)

Adam et Green (2006) ont déterminé expérimentalement (fusion en piston-cylindre de matériaux naturels) les coefficients de partage entre le mica, l'amphibole, le grenat, le clinopyroxène, l'orthopyroxène et l'olivine et une néphéline/basanite naturelle lors de sa production à partir d'une lherzolite à grenat. Les conditions de détermination des coefficients de partage de Adam et Green (2006) couvrent un intervalle de conditions P, T assez large : de 1 GPa et 1025 °C à 3.5 GPa et 1190 °C, avec 5 à 10 wt% d'eau ajoutés.

Les coefficients de partage compilés par Berger *et al.* (2014) sont issus des expériences de McDade *et al.* (2003) sur la lherzolite appauvrie de Tinaquillo à 1.5 GPa et 1315 °C pour l'olivine, le clinopyroxène et l'orthopyroxène, de Hauri *et al.* (1994) sur un basalte riche en Al₂O₃ à 2.5 GPa et 1430 °C pour le grenat, et de LaTourrette *et al.* (1995) à partir de basanites naturelles à 1.5 GPa et 1150 °C pour l'amphibole et à 2 GPa et 1165 °C pour le phlogopite.

McKenzie et O'Nions (1991) ont repris les coefficients de partage compilés par Hanson (1980) en complétant les données manquantes pour Pr, Tb, Ho et Tm par interpolation linéaire des valeurs des terres rares adjacentes. Les D^i pour l'olivine et le clinopyroxène ont été déterminés par Grutzeck *et al.* (1974) sur des paires diopside-liquide à 1265 °C, ceux pour l'orthopyroxène ont été calculés par Philpotts *et al.* (1972) en analysant des nodules de lherzolite

remontés par des basaltes alcalins, et les coefficients de partage pour le grenat ont été estimés par Shimizu et Kushiro (1975) dans le système diopside (30 pds.%) – pyrope (70 pds.%) à 3 GPa et 1275 °C en présence d'une faible quantité d'eau (< 3.5 pds.%).

Tableau 5.3 - Coefficients de partage utilisés dans les équations de modélisation de fusion partielle. *Ol*, olivine ; *Opx*, orthopyroxène ; *Cpx*, clinopyroxène ; *Grt*, grenat ; *Spl*, spinelle ; *Am*, amphibole ; *Phl*, phlogopite.

McKenzie et O'Nions (1991)															
Élément	Réf.	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	K	La	Ce	Pb	Pr*	Sr	Nd	Zr
<i>Minéral</i>															
Ol	1	0.00018	1E-09	0.0001	0.0001	0.0004	0.0005	1E-09	0.0004	0.0005	0.0001	0.0008	0.00019	0.001	0.01
Opx	2	0.0006	0.00001	0.0001	0.0001	0.002	0.004	0.00001	0.002	0.003	0.0013	0.0048	0.007	0.0068	0.01
Cpx	1	0.011	0.00068	0.00026	0.00036	0.054	0.01	0.0072	0.054	0.098	0.01	0.15	0.067	0.21	0.233
Grt	3	0.0007	0.00001	0.0001	0.0001	0.01	0.015	0.00001	0.01	0.021	0.0005	0.054	0.0011	0.087	0.23
Spl	4	0	0	0	0	0.0006	0	0.1	0.0006	0.0006	0	0.0006	0	0.0006	0.07
Phl	8	2.48	3.68	0.0014	0.0011	0.088	—	2.48	0.028	bd	0.1	bd	0.159	0.012	0.017
Am	8	0.2	0.16	0.0039	0.0041	0.159	—	0.6	0.055	0.096	0.4	0.17	0.298	0.25	0.127
Élément	Réf.	Hf	Sm	Eu	Ti	Gd	Tb*	Dy	Y	Ho*	Er	Tm*	Yb	Lu	
<i>Minéral</i>															
Ol	1	0.01	0.0013	0.0016	0.006	0.0015	0.0015	0.0017	0.0016	0.0016	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015	
Opx	2	0.01	0.01	0.013	0.024	0.016	0.019	0.022	0.025	0.026	0.03	0.04	0.049	0.06	
Cpx	1	0.233	0.26	0.31	0.1	0.3	0.31	0.33	0.32	0.31	0.3	0.29	0.28	0.28	
Grt	3	0.23	0.217	0.32	0.1	0.498	0.75	1.06	1.4	1.53	2	3	4.03	5.5	
Spl	4	0.07	0.0006	0.0006	0.15	0.0006	0.006	0.0015	0.0045	0.0023	0.003	—	0.0045	0.0053	
Phl	8	0.19	0.0007*	—	—	0.016	—	—	0.018	bd	bd	bd	0.03*	bd	
Am	8	0.33	0.35*	—	—	0.32	—	—	0.52	0.62	0.57	0.51	0.46*	0.43	
Adam et Green (2006)															
Élément	Réf.	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	K	La	Ce	Pb	Pr	Sr	Nd	Zr
<i>Minéral</i>															
Ol		0.00035	0.0001	0.00017	0.00026	0.000065	0.00015	—	0.00005	0.00005	0.0005	—	0.000015	0.00045	0.001
Opx		0.0038	0.0036	0.0005	0.0007	0.0007	0.0008	—	0.0006	0.0017	0.00005	—	0.0019	0.004	0.0099
Cpx		0.01	0.005	0.0076	0.0071	0.006	0.0145	—	0.039	0.07	0.02	—	0.098	0.16	0.089
Grt		0.001125	0.0011	0.0011	0.00355	0.0015	0.00195	—	0.00125	0.00285	0.02	—	0.00125	0.024	0.115
Spl	4	0	0	0	0.01	0	0.1	0.0006	0.0006	0	0.0006	0	0.0006	0.07	0.07
Mica		5	3.1	0.0004	0.0033	0.055	0.062	5	0.0004	0.0003	0.089	—	0.16	0.0009	0.012
Am		0.26	0.19	0.0035	0.0039	0.069	0.083	0.78	0.05	0.09	0.07	—	0.24	0.2	0.13
Élément	Réf.	Hf	Sm	Eu	Ti	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	
<i>Minéral</i>															
Ol		0.0008	0.0005	0.0006	0.011	0.0015	0.001	0.002	0.003	0.0031	0.005	0.0091	0.045	0.024	
Opx		0.017	0.011	0.011	0.1	0.03	0.03	0.04	0.046	0.048	0.06	0.071	0.077	0.09	
Cpx		0.19	0.27	0.26	0.26	0.35	0.4	0.4	0.41	0.45	0.45	0.45	0.4	0.42	
Grt		0.085	0.145	0.25	0.175	0.8	1.09	1.8	2.72	2.705	3.5	4.75	5.625	6.765	
Spl	4	0.07	0.0006	0.0006	0.15	0.0006	0.006	0.0015	0.0045	0.0023	0.003	—	0.0045	0.0053	
Mica		0.015	0.00065	—	0.79	—	0.0007	—	0.003	0.0009	—	0.0014	0.03	0.0017	
Am		0.27	0.3	—	0.72	—	0.4	—	0.38	0.41	—	0.36	0.27	0.3	
Berger et al. (2014)															
Élément	Réf.	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	K	La	Ce	Pb*	Pr*	Sr	Nd	Zr
<i>Minéral</i>															
Ol	6	—	—	0.000014	0.000059	0.0001	0.0006	—	0.000006	0.00001	0.00001	0.00004	0.00018	0.001	0.00015
Opx	6	—	—	0.0032	0.0047	0.0011	0.0049	—	0.0008	0.0047	0.002	0.003	0.003	0.012	0.027
Cpx	6	—	—	0.021	0.018	0.012	0.035	—	0.071	0.122	0.1	0.09	0.074	0.273	0.18
Grt	7	—	0.0007	0.00137	0.00588	0.0538	—	0.0002	0.0164	0.065	0.00012	0.001	0.0099	0.363	2.12
Spl	4	—	0	0	0.01	0	—	0.1	0.0006	0.0006	0	0.0006	0	0.0006	0.07
Phl	8	2.48	3.68	0.0014	0.0011	0.088	—	2.48	0.028	bd	0.1	bd	0.159	0.012	0.017
Am	8	0.2	0.16	0.0039	0.0041	0.159	—	0.6	0.055	0.096	0.4	0.17	0.298	0.25	0.127
Élément	Réf.	Hf	Sm	Eu	Ti	Gd*	Tb*	Dy	Y	Ho*	Er	Tm*	Yb	Lu	
<i>Minéral</i>															
Ol	6	0.0003	0.00032	0.00036	0.01	0.01	0.005	0.001	0.001	0.002	0.0023	0.005	0.0096	0.0089	
Opx	6	0.047	0.0251	0.0158	0.24	0.2	0.1	0.08	0.086	0.09	0.103	0.13	0.168	0.181	
Cpx	6	0.37	0.459	0.354	0.34	0.5	0.6	0.7	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76	0.74	
Grt	7	1.22	1.1	2.02	0.688	0.9	1.5	4.13	4.5	4.2	3.95	3.9	3.88	3.79	
Spl	4	0.07	0.0006	0.0006	0.15	0.0006	0.006	0.0015	0.0045	0.0023	0.003	—	0.0045	0.0053	
Phl	8	0.19	0.0007*	—	—	0.016	—	—	0.018	bd	bd	bd	0.03*	bd	
Am	8	0.33	0.35*	—	—	0.32	—	—	0.52	0.62	0.57	0.51	0.46*	0.43	

* valeur interpolée à partir des éléments adjacents

bd : sous la détection limite (*below detection*)

1 : Grutzeck *et al.* (1974)

2 : Philpotts *et al.* (1972)

3 : Shimizu et Kushiro (1975)

4 : Kelemen *et al.* (2003)

5 : Adam et Green (2006)

6 : McDade *et al.* (2003)

7 : Hauri *et al.* (1994)

8 : LaTourrette *et al.* (1995)

(5) La composition modale du liquide produit. Dans la suite de ce chapitre, ce paramètre sera déterminé avec la modélisation inverse, et utilisé dans la modélisation directe.

5.2.2.b. Modélisation inverse

Dans un premier temps, la méthode de modélisation inverse de Minster et Allègre (1978), modifiée par Feigenson et Carr (1993), a été utilisée pour déterminer la composition minéralogique relative de la source et son enrichissement relatif en terres rares. Grâce aux diagrammes d'identification des processus présentés en Figure 5.1 et à l'étude isotopique de Berger *et al.* (2014), il a été déterminé que les néphélinites et basanites de Saghro sont issues de différents taux de fusion partielle d'une source chimiquement homogène. Il est donc possible d'effectuer une régression linéaire en utilisant toutes les laves mafiques de Saghro afin de déterminer les caractéristiques de leur source.

La Figure 5.3 présente les régressions linéaires du rapport entre un élément à faible coefficient de partage (ici La) et un élément à coefficient intermédiaire (ici les autres terres rares) en fonction de la concentration de l'élément à faible coefficient de partage pour les laves primaires de Saghro. L'ordonnée à l'origine et la pente des régressions linéaires de la Figure 5.3 sont des fonctions de la concentration initiale d'un REE donné dans la source, et des propriétés de fractionnement de l'assemblage minéralogique de la source, respectivement. Les néphélinites et basanites de Saghro forment une droite de régression ne passant pas par l'origine, ce qui d'après Minster et Allègre (1978) est caractéristique d'une fusion partielle à l'équilibre avec P^i constant. De plus, le rapport La/Ce de liquides produits par de faibles taux de fusion comme dans les cas de laves alcalines étant très sensibles aux variations de F , la constance observée dans nos échantillons ($1.27 < \text{La/Ce}_s < 1.44$, Figure 5.3A, Tableau 3.5) est incompatible avec de la fusion fractionnée. Le mode de fusion ayant produit les laves mafiques du massif de Saghro est donc plus proche de la fusion à l'équilibre que de la fusion fractionnée.

Puisqu'elle définit une relation linéaire entre la concentration et le fractionnement des éléments en trace, seule l'équation de fusion à l'équilibre peut être inversée facilement pour donner des informations sur la source directement à partir de la composition en REE des laves (Feigenson *et al.*, 1996). Dans toutes les équations utilisées par la modélisation inverse, on considèrera donc que la fusion du manteau se produit par extraction de liquide à l'équilibre suivant l'équation (5.2) (*batch melting*, Shaw, 1970). La procédure et les équations ci-après

suivent la méthode de modélisation inverse définie par Feigenson et Carr (1993).

Pour s'affranchir de la dépendance du taux de fusion et pouvoir visualiser les résultats de la modélisation directement dans un diagramme des REE normalisés aux chondrites (Figure 5.4),

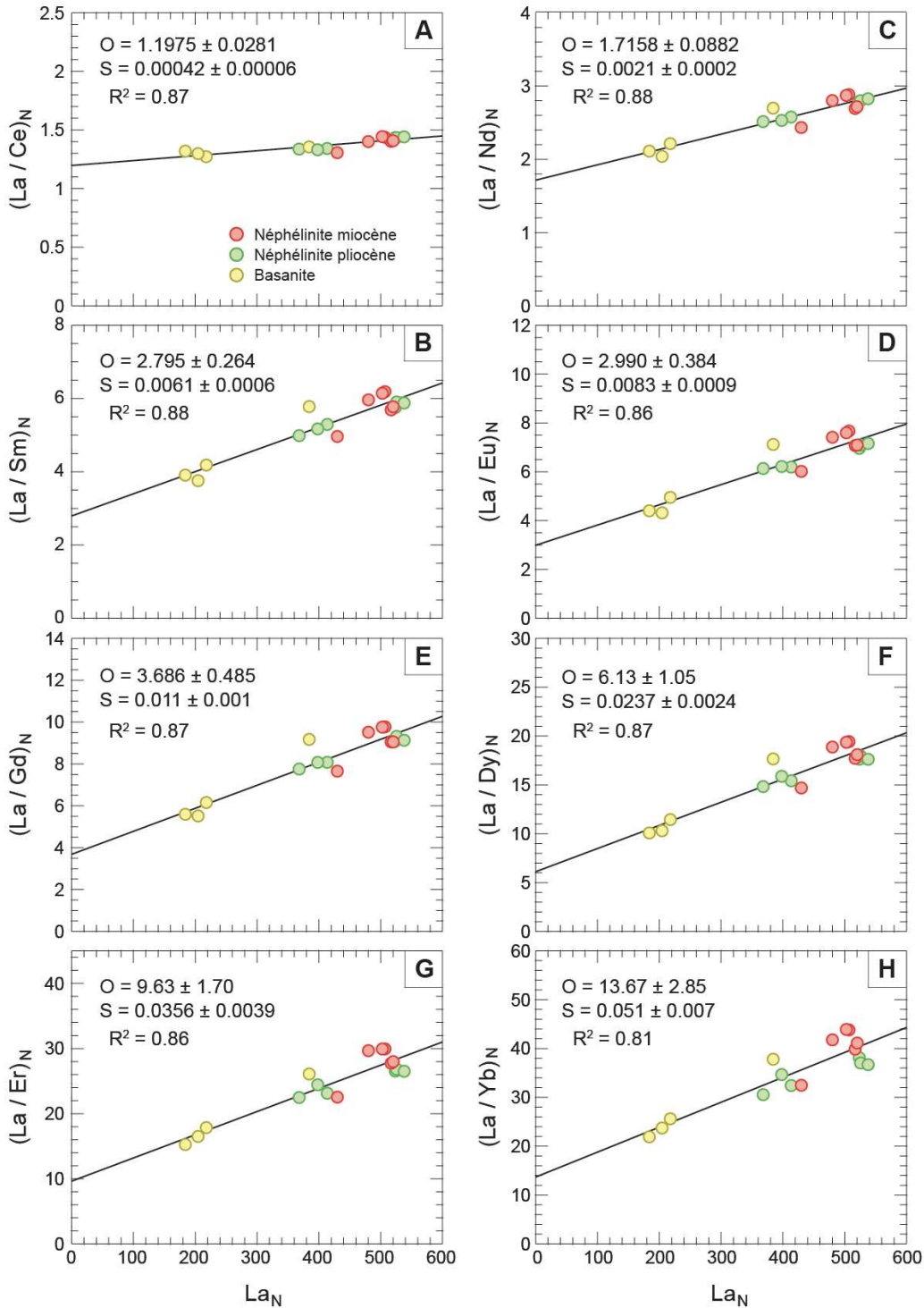


Figure 5.3. Régressions linéaires pour l'identification des processus (d'après Minster et Allègre, 1978). Les pentes et les ordonnées à l'origine avec les écarts types sont données dans chaque graphique. Les informations obtenues dans ces diagrammes sont entrées dans les équations de modélisation inverse pour déduire les spectres de REE et les coefficients de partage de la source des néphélines et basanites du Jbel Saghro.

Feigenson et Carr (1993) ont réécrit l'équation (5.2) de façon à pouvoir calculer les concentrations en terres rares de la source par rapport à un élément fortement incompatible comme La. On écrit donc l'équation de la régression linéaire des diagrammes de la Figure 5.3 comme suit :

$$\frac{C^{La}}{C^i} = S^i \cdot C^{La} + O^i \quad (5.6)$$

dans laquelle la pente S^i et l'ordonnée à l'origine O^i sont respectivement des fonctions de la distribution des coefficients de partage et de la concentration initiales de la roche source. En normalisant l'équation de fusion partielle à l'équilibre de Shaw (1970) (équation (5.2)) par la concentration initiale en La, et en éliminant le taux de fusion F , on obtient :

$$\frac{C_{liq}^i}{C_0^{La}} = \frac{C_0^i}{C_0^{La} \cdot (D_0^i + (1 - P^i))} \quad (5.7)$$

On peut maintenant inverser l'équation (5.7) :

$$\frac{C_0^{La}}{C_{liq}^i} = \left(\frac{D_0^i}{C_0^i} \right) \cdot C_0^{La} + \frac{C_0^{La}}{C_0^i} (1 - P^i) \quad (5.8)$$

Par correspondance avec l'équation (5.6) de régression linéaire, on a :

$$S^i = \frac{D_0^i}{C_0^i} \quad (5.9)$$

et

$$O^i = \frac{C_0^{La}}{C_0^i} (1 - P^i) \quad (5.10)$$

L'équation (5.10) permet de calculer la concentration initiale dans la source de chaque REE, par rapport à la valeur choisie pour la concentration de La dans la source :

$$\frac{C_0^i}{C_0^{La}} = \frac{1 - P^i}{O^i} \quad (5.11)$$

Et on peut de la même manière calculer le coefficient de partage global de la source relatif à la concentration en La dans la source en combinant les équations (5.9) et (5.11) :

$$\frac{D_0^i}{C_0^{La}} = \frac{S^i \cdot (1 - P^i)}{O^i} \quad (5.12)$$

Une fois que les valeurs de S^i et O^i ont été déterminées pour chaque élément à partir des régressions linéaires de la Figure 5.3, des valeurs de P^i sont générées de façon à représenter un intervalle acceptable de modes pour le liquide silicaté issu de la fusion, et sont utilisées pour calculer une gamme de concentrations en REE (C_0^i) et de coefficients de partage globaux (D_0^i) pour la source des laves du Jbel Saghro. Les coefficients de partage minéral / liquide silicaté utilisés dans la modélisation (calcul de P^i) sont ceux compilés par McKenzie et O’Nions (1991).

L’intervalle plausible de P^i est directement contraint par l’équation (5.12). En effet, les régressions linéaires pour les REE (Figure 5.3) donnent toutes une ordonnée à l’origine positive. Il est donc nécessaire que P^i soit inférieur à 1 pour respecter cette égalité. De là, et puisque le coefficient de partage de Lu entre le grenat et le liquide silicaté est de 5.5 (Shimizu et Kushiro, 1975), on déduit que le maximum de grenat participant à la fusion doit être inférieur à $1/5.5 = 18\%$. Ce maximum doit même être encore inférieur à cette valeur puisque Lu possède aussi une affinité significative pour le clinopyroxène (p.ex. McKenzie et O’Nions, 1991 ; Adam et Green, 2006 ; Tableau 5.3) La méthode de Monte-Carlo a été utilisée pour simuler toutes les valeurs possibles de P^i en considérant les contraintes citées ci-dessus. Cette méthode consiste à générer des valeurs de manière aléatoire pour le pourcentage de chaque minéral participant à la fusion en respectant les contraintes ci-dessus, et permet donc de couvrir une très large gamme de compositions modales possibles.

La Figure 5.4A représente les compositions (C_0^i) et coefficients de partage (D_0^i) initiaux de la source calculés à partir des équations (5.11) et (5.12), respectivement, et d’un ensemble de compositions modales du liquide (P^i) représentatives issues de la méthode de Monte-Carlo. Pour les terres rares légères à moyennes, les variations de la composition modale du liquide issu de la fusion (c.-à-d. les variations de P^i) ont un effet négligeable sur la composition et les coefficients de partage initiaux de la source (Figure 5.4A). Par contre, la diminution de la qualité de la régression linéaire vers les HREE (Figure 5.3) associée à la variation de P^i entraînent une variation significative dans le calcul de C_0^i et D_0^i . Ceci s’explique par la présence d’une quantité variable de grenat entrant dans le liquide silicaté (0–15%), ce dernier ayant une très forte affinité avec les HREE. Cette variation propage les incertitudes dues aux régressions linéaires pour les HREE, mais les variations très faibles sur les spectres de C_0^i et D_0^i au niveau des LREE et MREE

permettent cependant de déterminer que les néphélines et basanites de Saghro sont issues d’une source très enrichie en terres rares légères (Figure 5.4A).

La composition modale du liquide silicaté qui produit les spectres de P^i et D_0^i ayant les formes les plus similaires sera la plus adaptée aux laves primaires du Jbel Saghro. Les liquides contenant plus de 1% de grenat ont des P^i trop élevés au niveau des HREE, et ceux contenant des teneurs en clinopyroxène supérieures ou inférieures à 50% ont des P^i trop élevés ou trop faibles, respectivement, en LREE et MREE (Figure 5.4A). Le liquide silicaté qui convient le mieux est donc composé de 49% d’olivine + orthopyroxène + spinelle, 50% de clinopyroxène et 1% de grenat (Figure 5.4B).

La composition du xénolite de péridotite à spinelle (Natali *et al.*, 2013) a été représentée dans la Figure 5.4B afin de pouvoir la comparer aux compositions calculées ici. Pour la norme de liquide silicaté choisie, la modélisation inverse produit une source ayant un spectre de terres rares quasi identique à celui de la lherzolite à spinelle au niveau des LREE et MREE alors qu’elle est

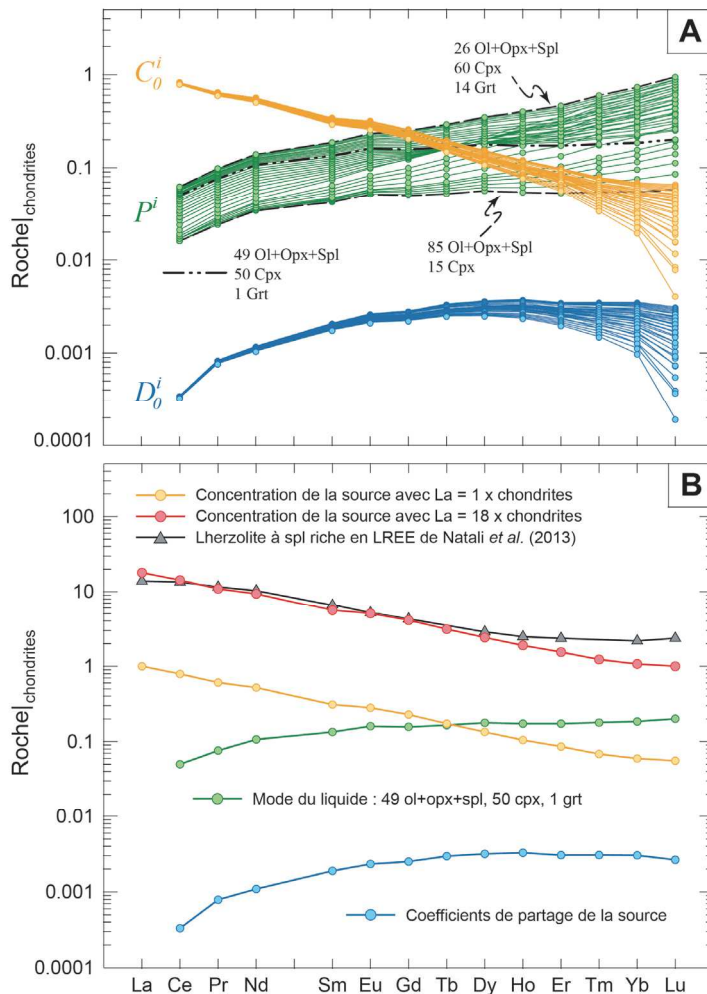


Figure 5.4. (A) Concentrations (C_0^i) et coefficients de partage globaux (D_0^i) relatifs à $C_0^{La} = 1$ pour les néphélines et basanites de Saghro. Les spectres ont été calculés suivant les variations du paramètre d’entrée P^i correspondant à la minéralogie du liquide, comprenant 0–14% de grenat. Les calculs sont basés sur les régressions de la Figure 5.3 et les équations données dans le texte. (B) La composition choisie représentant le plus de similitudes entre les spectres de P^i et D_0^i correspondants est obtenue pour un liquide composé de 49% Ol+Opx+Spl, 50% Cpx, 1% Grt. La composition d’un xénolite de lherzolite à spinelle enrichie en LREE (Natali *et al.*, 2013) est représentée pour comparaison. Les valeurs de normalisation aux chondrites sont issues de McDonough et Sun (1995).

plus appauvrie en HREE. Puisque les terres rares lourdes sont très compatibles dans le grenat, et que cette compatibilité augmente du Dy au Lu (p.ex. McKenzie et O’Nions, 1991 ; Tableau 5.3), ce fractionnement en terres rares lourdes indique que le grenat était une phase résiduelle lors de la fusion des laves primaires de Saghro (p.ex. Jung *et al.*, 2006).

Il est possible d’estimer la teneur relative en clinopyroxène et grenat de la source à partir de la définition des coefficients de partage, en limitant le système au clinopyroxène et au grenat qui sont les deux seules phases ayant un impact sur l’estimation de P^i , C_0^i et D_0^i . On définit ainsi le système de deux équations à deux inconnues suivant :

$$D_0^i = (X_{cpx} \cdot D_{cpx}^i) + (X_{grt} \cdot D_{grt}^i) \quad (5.13)$$

avec la condition :

$$X_{cpx} + X_{grt} = 1 \quad (5.14)$$

où X_{cpx} et X_{grt} représentent respectivement les pourcentages modaux du clinopyroxène et du grenat dans la source, et D_{cpx}^i et D_{grt}^i sont les coefficients de partage globaux de l’élément i dans le clinopyroxène et le grenat, respectivement. Il est cependant impossible de résoudre ce système de manière directe puisque la modélisation inverse ne fournit que des valeurs normalisées à la teneur en La dans la source (D_0^i / C_0^{La}). Il est donc nécessaire de diviser ces deux équations par C_0^{La} pour estimer le rapport de deux minéraux. La simplification du système au clinopyroxène et au grenat permet d’écrire l’équation suivante proposée par Hofmann et Feigenson (1983) :

$$\frac{X_{cpx}}{X_{grt}} = \frac{D_{grt}^1 \left(\frac{D_0^2}{C_0^{La}} \right) - D_{grt}^2 \left(\frac{D_0^1}{C_0^{La}} \right)}{D_{cpx}^2 \left(\frac{D_0^1}{C_0^{La}} \right) - D_{cpx}^1 \left(\frac{D_0^2}{C_0^{La}} \right)} \quad (5.15)$$

Afin de représenter graphiquement les solutions de cette équation pour les différentes terres rares, on écrit, à partir de l’équation (5.13) (Hofmann et Feigenson, 1983) :

$$\frac{X_{grt}}{C_0^{La}} = - \left(\frac{D_{cpx}^i}{D_{grt}^i \cdot C_{La}^0} \right) \cdot X_{cpx} + \frac{D_0^i}{D_{grt}^i \cdot C_{La}^0} \quad (5.16)$$

Les résultats sont exposés sur la Figure 5.5, et l'intersection de ces droites donne directement le rapport cpx/grt de la source. La Figure 5.5B permet de déterminer que, malgré une dispersion non négligeable des intersections, la majorité des points est concentrée entre les droites indiquant des rapports cpx/grt pour la source entre 2 et 20. Le rapport moyen de la source est de $cpx/grt = 5.0$. Ce résultat suggère que la source des laves primaires du massif volcanique de Saghro contient du grenat, mais en proportions faibles par rapport au clinopyroxène. La dispersion des rapports cpx/grt observée sur la Figure 5.5 suggère une variabilité des teneurs relatives en clinopyroxène et grenat dans la source des néphélinites et basanites de Saghro.

On remarque également que les néphélinites miocènes ont des rapports $(La/HREE)_N$ équivalents à ceux de la basanite la plus mafique, mais plus élevés que ceux des néphélinites pliocènes (Figure 5.3F–G–H). Un fractionnement entre les LREE et les HREE suggère que la source était enrichie en LREE et qu'elle a subi des taux de fusion faibles ($< 1-2\%$) pour produire les laves primaires de Saghro (p.ex. Adam et Green, 2011 ; Pilet, 2015). De plus, le coefficient de régression (R^2) des rapports $(La/REE)_N$ en fonction de la teneur en La des laves primaires de Saghro diminue vers les HREE (Figure 5.3), ce qui peut suggérer que les néphélinites miocènes, pliocènes, et les basanites proviennent soit de sources avec des degrés d'enrichissement en LREE différents, soit de taux de fusion différents d'une source homogène, soit de variations de la teneur en grenat au résidu.

Il ressort donc de la modélisation inverse de la fusion partielle des laves primaires du Jbel Saghro que leur source est enrichie en terres rares légères par rapport aux MREE et HREE, et que

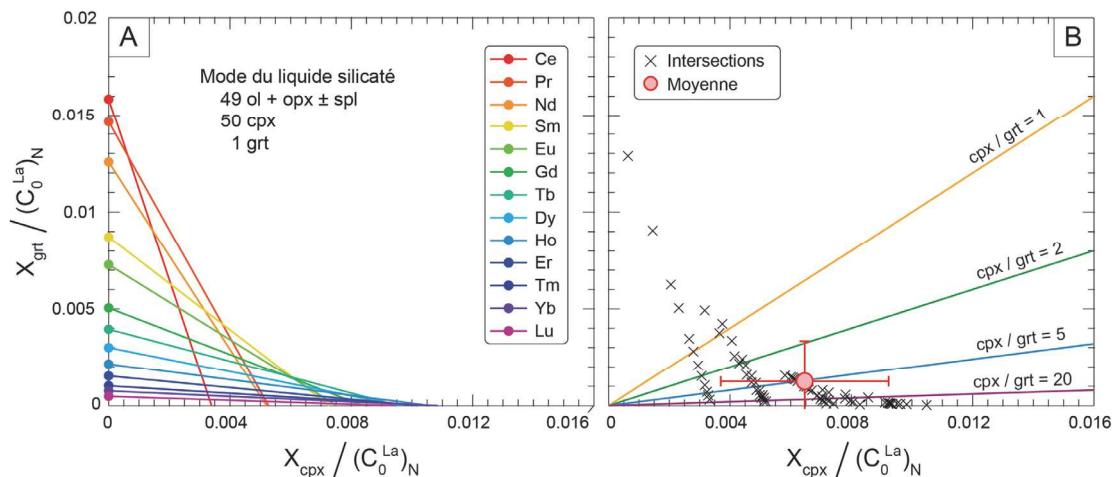


Figure 5.5. (A) Proportions de grenat et clinopyroxène dans la source, calculés à partir de D_0^t / C_0^{La} en utilisant l'équation 3.14 pour la minéralogie du liquide = 49% ol+opx+spl, 50% cpx, 1% grt (voir Figure 3.14). Les lignes devraient idéalement se recouper en un seul point définissant la minéralogie de la source. (B) Diagramme des intersections des lignes représentées dans (A). La dispersion notable des points est principalement due à des différences de pente entre les paires de terres rares adjacentes. Le point rouge représente la moyenne des intersections et les barres d'erreurs sont d'un écart type.

le grenat est une phase résiduelle dans la source lors de leur fusion.

Afin d'apporter des contraintes supplémentaires sur la source des néphélinites et basanites du Saghro, les teneurs en éléments en trace des magmas ont été modélisées à partir de trois compositions différentes et pour des minéralogies variables de la source par la méthode directe avec les équations de fusion partielle non modale à l'équilibre et fractionnée.

5.2.2.c. Fusion partielle dans le manteau

Pour pouvoir modéliser la fusion partielle des néphélinites du Saghro, il est nécessaire de prendre comme point de départ une composition et des coefficients de partage pour une péridotite. Comme expliqué dans la partie 4.4.2.a, ces paramètres sont donc directement tirés de publications, tandis que le taux de fusion, le pourcentage modal de minéraux dans la roche source (calcul de D_0^i) sont modifiés par itération, et la proportion modale de minéraux participant effectivement à la fusion (calcul de P^i) est celle calculée par la modélisation inverse (9% ol, 38% opx, 50% cpx, 1% grt, 2% spl).

Comme cela a été mentionné dans la partie 4.4.2.a de ce chapitre, plusieurs compositions de la roche source ont été testées dans la modélisation directe de la fusion partielle des laves de Saghro.

La Figure 5.6 présente les diagrammes des rapports La/Sm en fonction de Sm/Yb et Dy/Yb en fonction de La/Yb des néphélinites et basanites de Saghro, ainsi que les courbes de fusion pour des sources ayant la composition du manteau primitif et du manteau appauvri, et dont la minéralogie (à grenat ou à spinelle) et les coefficients de partage proviennent de McKenzie et O'Nions (1991) (Tableau 5.2). On remarque sur la Figure 5.6 que des sources correspondant au manteau primitif ou au manteau appauvri avec des compositions modales à grenat (11.5 %) ou à spinelle (3.3 %) données par McKenzie et O'Nions (1991) ne permettent pas de reproduire les compositions des laves primaires de Saghro. Il est cependant possible de modéliser les fractionnements LREE/MREE et MREE/HREE en réduisant la teneur en grenat dans la source à 6 % (Figure 5.6A-B), pour des taux de fusion partielle inférieurs à 0.3 % pour les néphélinites, voire inférieurs à 0.1 % pour les néphélinites les plus mafiques. Par contre, réduire la teneur en grenat dans la source ne permet pas d'expliquer seul le fractionnement entre les HREE observés dans nos échantillons, et ce quel que soit le processus de fusion appliqué à la modélisation (Figure 5.6C-D). Il est donc nécessaire d'utiliser une composition de la source différente pour

modéliser les rapports de terres rares dans les néphélinites et basanites de Saghro.

Plusieurs études ont montré que les laves très alcalines comme les néphélinites et basanites du Jbel Saghro nécessitent un enrichissement de la source en terres rares légères pour expliquer leur composition (p.ex. Willbold et Stracke, 2006 ; Prytulak et Elliott, 2007 ; Adam et Green, 2011). La modélisation inverse effectuée plus tôt dans ce chapitre a permis de déterminer que les laves primaires de Saghro sont issues de la fusion d'une source enrichie en LREE, en accord avec les résultats de la littérature. Pour tenir compte de ce résultat, et de manière similaire à Jung *et al.* (2006) pour les laves de Hocheifel, la composition utilisée dans la suite des modélisations est celle d'un xénolite de péridotite enrichi en LREE du Moyen Atlas analysé par Natali *et al.* (2013). Comme expliqué dans la partie 4.4.2.a, il est cohérent d'utiliser cette composition puisque le Moyen Atlas a une histoire volcanique récente similaire à celle du Jbel Saghro (Figure 3.3 et Duggen *et al.*, 2009). Ce choix est également en accord avec l'étude des inclusions fluides au Chapitre 2 grâce à laquelle nous avons déterminé l'influence d'un

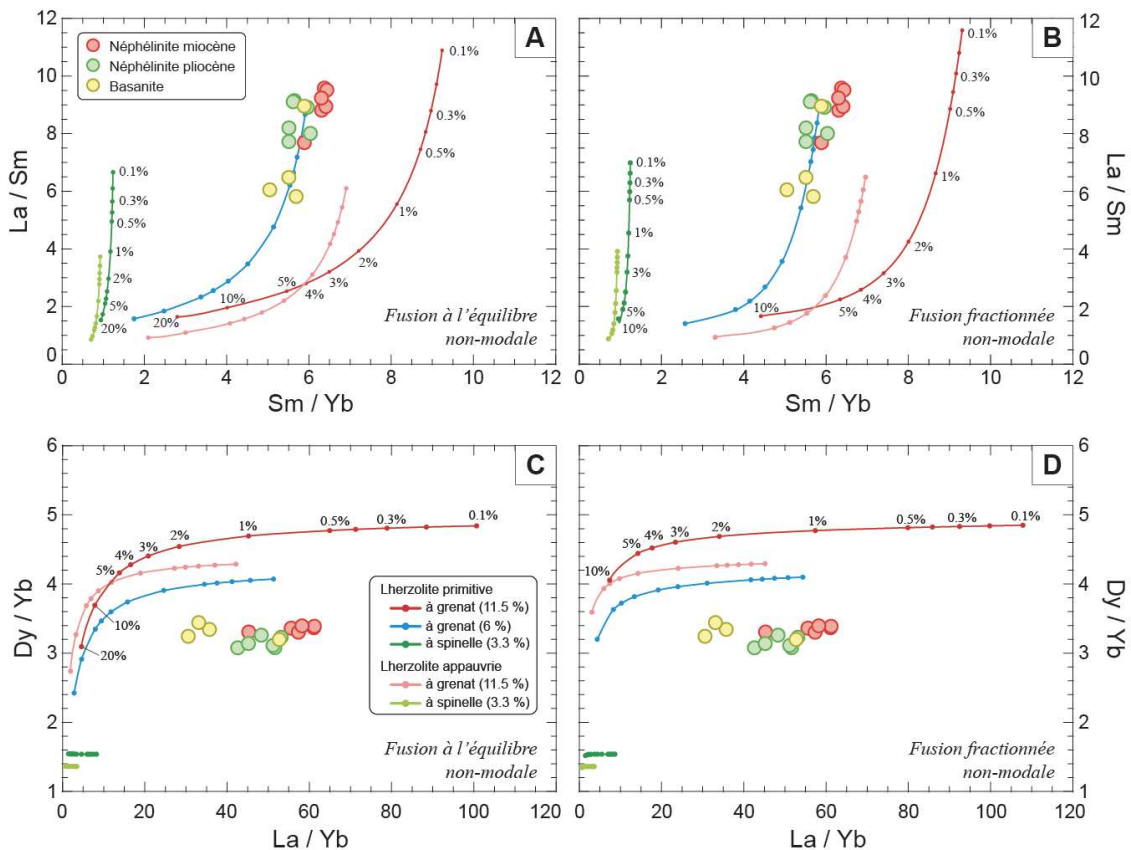


Figure 5.6. Diagrammes de (A-B) La/Sm vs Sm/Yb et (C-D) Dy/Yb vs La/Yb pour les laves primaires du Jbel Saghro. Les courbes représentent la fusion partielle d'une péridotite avec 3.3% de spinelle ou 6 et 11.5% de grenat, avec des compositions de manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) ou de manteau appauvri (Salters et Stracke, 2004). Les modèles de fusion (A-C) non modale à l'équilibre et (B-D) non modale fractionnée agrégée ont été calculés avec les équations de Shaw (1970). Les pourcentages représentent les taux de fusion. Les modes de la source et les coefficients de partage utilisés sont issus de McKenzie et O'Nions (1991). Le mode du liquide silicaté produit est celui déterminé par la modélisation inverse.

composant carbonaté dans la source des néphélinites de Saghro, puisque Natali *et al.* (2013) ont déterminé que ce xénolite a été enrichi en éléments incompatibles par un métasomatisme carbonatitique. Les paramètres utilisés dans les modélisations sont reportés dans le Tableau 5.2.

Une approche utile pour la modélisation de la fusion partielle de sources mantelliques consiste à utiliser le comportement des REE les uns par rapport aux autres (p.ex. Baker *et al.*, 1997 ; Thirlwall *et al.*, 1994). Par exemple les diagrammes La/Sm vs Sm/Yb ou Dy/Yb vs La/Yb permettent de faire la distinction entre la fusion dans le champ de stabilité du grenat et dans celui du spinelle à cause du fractionnement important des HREE par le grenat. De plus, le mélange de liquides issus de sources à grenat et à spinelle doit produire un « réseau » linéaire (ou grille de fusion) dans ce genre de diagrammes.

La Figure 5.7 présente les grilles de fusion en La/Sm vs Sm/Yb des trois modélisations utilisant les trois ensembles de coefficients de partage mentionnés plus tôt, selon des minéralogies avec des teneurs variables en grenat et spinelle pour la péridotite source.

La compilation de McKenzie et O’Nions (1991) permet d’expliquer les néphélinites miocènes par la fusion partielle d’une lherzolite contenant 1 % de grenat subissant 0.6–1.2 % de fusion à l’équilibre (Figure 5.7A) ou 0.9–1.5 % de fusion fractionnée (Figure 5.7B). Les néphélinites pliocènes sont issues de taux de fusion équivalents aux néphélinites miocènes (0.7–1.2 % de fusion à l’équilibre, Figure 5.7A, ou 1.1–1.5 % de fusion fractionnée, Figure 5.7B), mais de sources contenant moins de grenat (0.7–0.95 % pour la fusion à l’équilibre, Figure 5.7A, ou 0.65–0.9 % pour la fusion fractionnée, Figure 5.7B). À l’exception de la basanite la plus mafique (TAM8, Tableau 3.5) qui se situe dans l’intervalle des néphélinites pliocènes, les basanites de Saghro ont été produites par des taux de fusion plus importants (1.8–2.5 %) que les néphélinites, et par des sources contenant des proportions variables de grenat (0.75–1.2 % pour la fusion à l’équilibre, Figure 5.7A, ou 0.6–0.95 % pour la fusion fractionnée, Figure 5.7B). De la même façon que pour des compositions de manteau primitif ou appauvri, il ne semble pas possible d’expliquer les concentrations des laves primaires de Saghro par la fusion d’une péridotite ne contenant que du grenat ou que du spinelle.

Pour l’ensemble des laves primaires de Saghro, la modélisation effectuée avec les coefficients de partage déterminés par Adam et Green (2006) donne des taux de fusion de 0.9–2.7 % pour la fusion à l’équilibre (Figure 5.7C) ou 1.2–2.6 % pour la fusion fractionnée (Figure 5.7D), similaires à ceux déterminés avec la compilation de McKenzie et O’Nions (1991).

Par contre la source est caractérisée par une minéralogie ne contenant pas ou presque pas de grenat. L'écart flagrant entre les grilles de fusion modélisées avec les coefficients de McKenzie et O'Nions (1991) et ceux de Adam et Green (2006) peut s'expliquer par le fait que Adam et Green (2006) ont déterminé leurs coefficients de partage dans des conditions très hydratées (5–

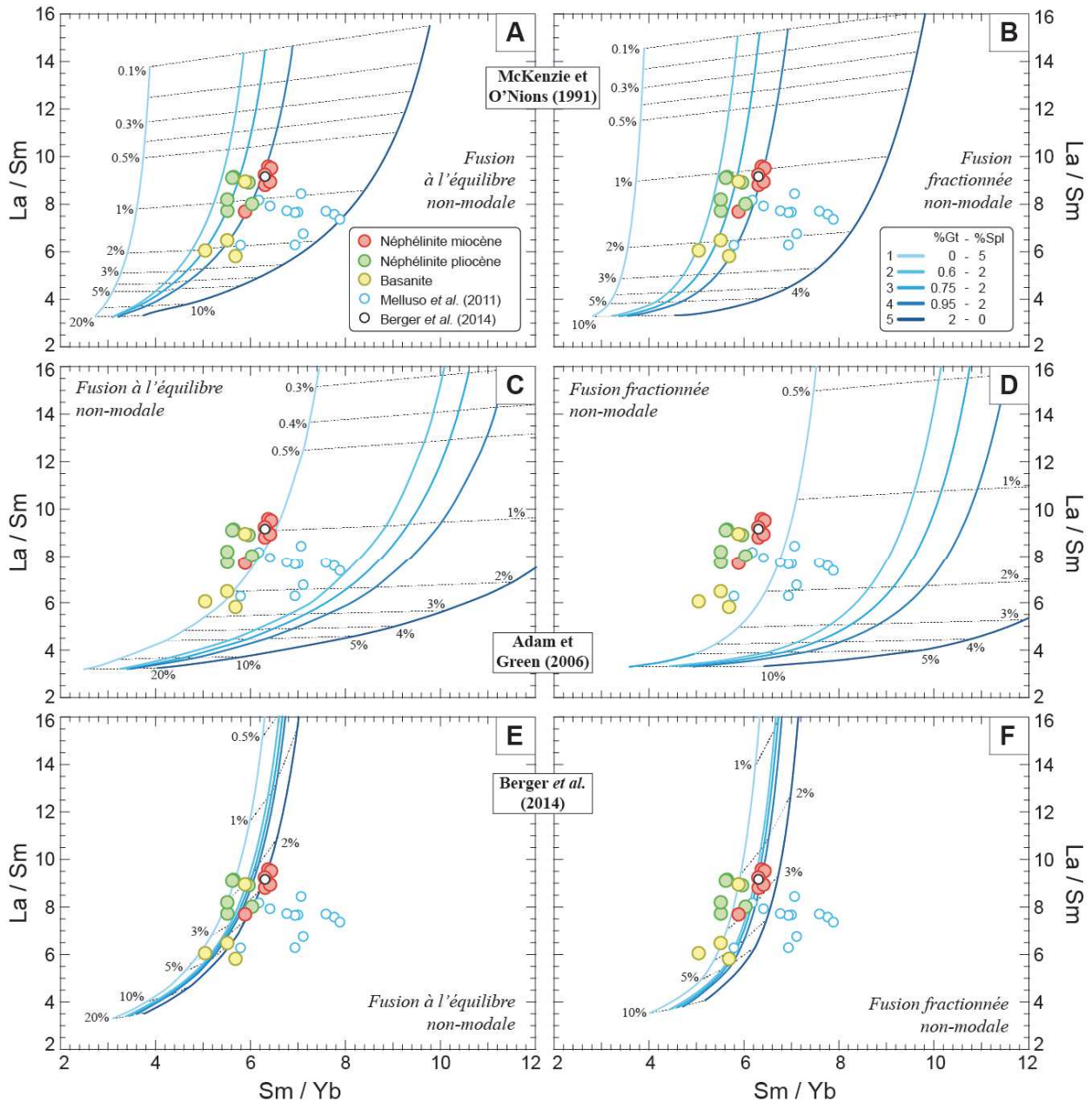


Figure 5.7. Diagrammes de La/Sm vs Sm/Yb pour les laves primaires du Jbel Saghro. Les courbes représentent la fusion partielle d'une lherzolite à spinelle enrichie en LREE (Natali *et al.*, 2013), avec des proportions variables en grenat modifiées par itérations pour encadrer nos données. Les modèles de fusion (A-C-E) non modale à l'équilibre et (B-D-F) non-modale fractionnée agrégée ont été calculés avec les équations de Shaw (1970). Les taux de fusion sont indiqués par les lignes en pointillés et les pourcentages. Les compositions et modes de la source, les coefficients de partage et le mode du liquide silicaté produit sont indiqués dans le tableau 3.8. La source des coefficients de partage pour chaque paire de diagrammes est indiquée dans les encadrés noirs centraux. La composition de la lherzolite prise comme source provient d'un xénolithe du Moyen Atlas analysé par Natali *et al.* (2013). Les néphélines à olivine de Madagascar analysées par Melluso *et al.* (2011) et la néphéline à olivine TAF7 utilisée par Berger *et al.* (2014) dans leur modélisation sont également reportées pour comparaison.

10 pds.% H₂O) alors que ceux compilés par McKenzie et O’Nions (1991) proviennent d’expériences dans des conditions peu hydratées (< 3.5 pds.% ; Shimizu et Kushiro, 1975). Or il a été montré que la présence d’eau diminue les coefficients de partage entre le clinopyroxène et le grenat et le liquide produit par la fusion (Wood et Blundy, 2002). En utilisant les coefficients de partages du Tableau 5.3, on remarque que $D_{grt}^{Sm}(MO) = 1.5 \cdot D_{grt}^{Sm}(AG)$ alors que $D_{grt}^{Yb}(MO) = 0.7 \cdot D_{grt}^{Yb}(AG)$ — avec MO = McKenzie et O’Nions (1991) et AG = Adam et Green (2006) — ce qui permet d’expliquer une telle différence dans les courbes de fusion pour le rapport Sm/Yb. De plus nous avons vu dans le chapitre 2 que la présence d’eau n’avait pas pu être détectée dans aucune des inclusions fluides étudiées, et que sa présence en faible quantité n’était mise en évidence que par la rare occurrence d’une phase hydratée (phlogopite) dans les inclusions de type 3.

Pour les mêmes variations de la composition modale de la source, les coefficients compilés par Berger *et al.* (2014) produisent une grille de fusion très resserrée et donnent des taux de fusion plus élevés que pour McKenzie et O’Nions (1991) et Adam et Green (2006), avec 1.8–7.0 % pour la fusion à l’équilibre (Figure 5.7E) ou 1.9–4.8 % pour la fusion fractionnée (Figure 5.7D). Selon cette modélisation, les néphélinites miocènes (et l’échantillon TAF7 de Berger *et al.*, 2014) ont été produits par la fusion à l’équilibre d’une lherzolite contenant 1–2 % de grenat, ou par fusion fractionnée d’une lherzolite contenant 0.5–1 % de grenat. Par contre les néphélinites pliocènes sont sur la courbe sans grenat.

Jung *et al.* (2006) considèrent que les rapports Dy/Yb > 2 des laves alcalines de Hocheifel sont un bon argument en faveur d’une source à grenat. Cet argument est d’autant plus valide pour les néphélinites et basanites de Saghro (Dy/Yb > 3). Afin d’apporter une contrainte supplémentaire sur le choix des coefficients de partage les plus adaptés à nos échantillons, des grilles de fusion en Dy/Yb vs La/Yb ont donc été représentées sur la Figure 5.8. On observe sur cette figure que, pour la composition chimique utilisée, seule la compilation de McKenzie et O’Nions (1991) produit des courbes de fusion qui montrent un fractionnement plus faible (Dy/Yb ≈ 2, Figure 5.8A-B) pour la péridotite à spinelle seul, et qui augmente avec la teneur en grenat dans la source de façon significative. Les coefficients de Adam et Green (2006) engendrent des courbes de fusion pour la lithologie à spinelle seul avec un fractionnement des HREE trop élevé (Dy/Yb > 2.5, Figure 5.8C-D) pour être en accord avec l’absence de grenat au résidu. Enfin, les coefficients utilisés par Berger *et al.* (2014) produisent des courbes de fusion présentant une diminution du fractionnement Dy/Yb avec l’augmentation de la teneur en grenat dans la source

au lieu de l'augmentation attendue lors de la présence de grenat au résidu, et les courbes sont de toute façon au-dessous des valeurs de nos échantillons (Figure 5.8E-F).

Finalement, on remarque sur les Figures 5.7 et 5.8 que la fusion à l'équilibre implique que les néphélinites et basanites de Saghro sont issues de taux de fusions variables et que la source

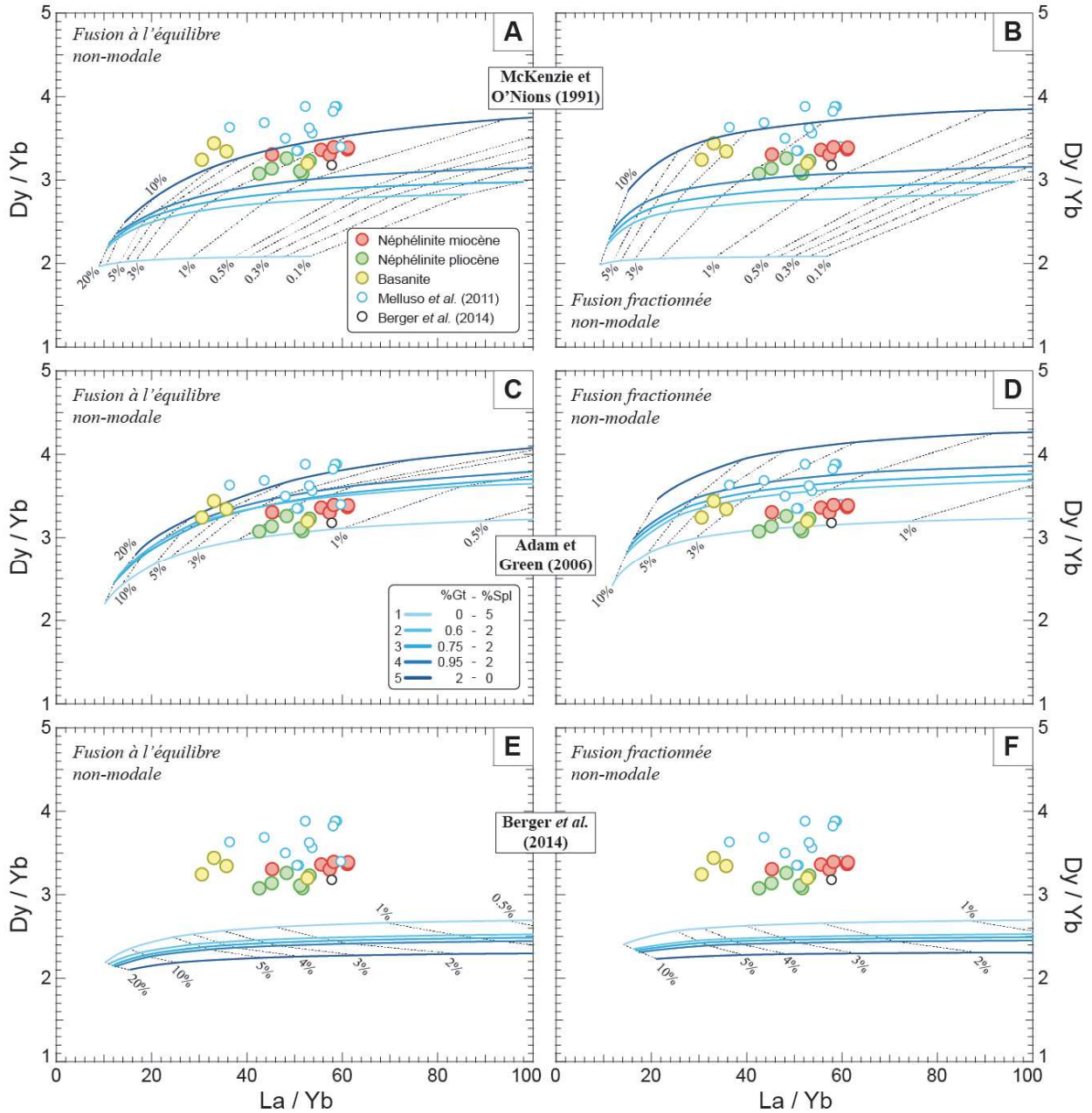


Figure 5.8. Diagrammes de Dy/Yb vs La/Yb pour les laves primaires du Jbel Saghro. Les courbes représentent la fusion partielle d'une lherzolite à spinelle enrichie en LREE (Natali *et al.*, 2013), avec des proportions variables en grenat modifiées par itérations pour encadrer nos données. Les modèles de fusion (A-C-E) non modale à l'équilibre et (B-D-F) non-modale fractionnée agrégée ont été calculés avec les équations de Shaw (1970). Les taux de fusion sont indiqués par les lignes en pointillés et les pourcentages. Les compositions et modes de la source, les coefficients de partage et le mode du liquide silicaté produit sont indiqués dans le tableau 3.8. La source des coefficients de partage pour chaque paire de diagrammes est indiquée dans les encadrés noirs centraux. La composition de la lherzolite prise comme source provient d'un xénolithe du Moyen Atlas analysé par Natali *et al.* (2013). Les néphélinites à olivine de Madagascar analysées par Melluso *et al.* (2011) et la néphélinite à olivine TAF7 utilisée par Berger *et al.* (2014) dans leur modélisation sont également reportées pour comparaison.

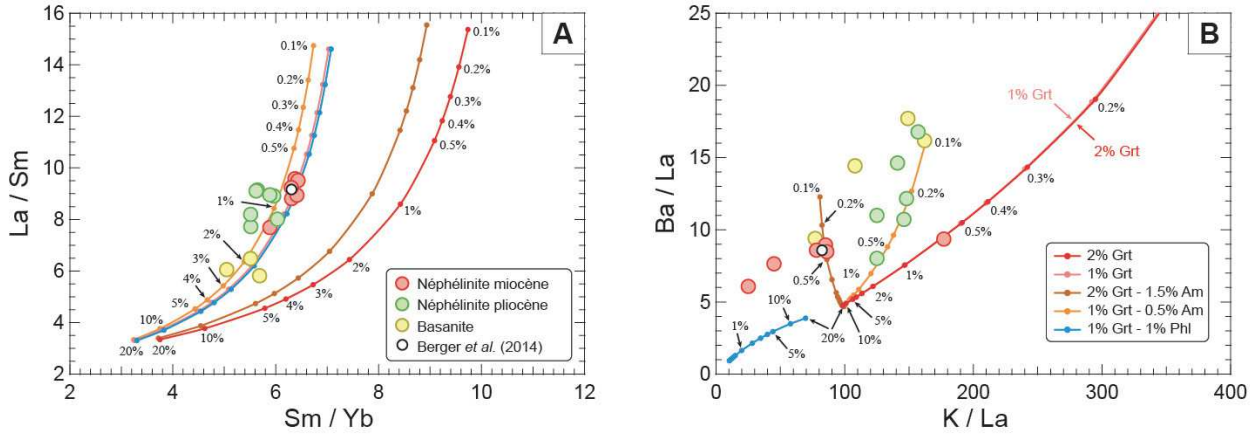


Figure 5.9. Diagrammes de (A) La/Sm vs Sm/Yb et (B) Ba/La vs K/La pour les laves primaires du Jbel Saghro. Les courbes représentent la fusion partielle d’une lherzolite à spinelle enrichie en LREE (Natali *et al.*, 2013), avec des proportions variables en grenat, amphibole et phlogopite modifiées par itérations pour contraindre la présence d’une phase supplémentaire dans la source. Le modèle de fusion utilisé est la fusion non modale à l’équilibre d’après les équations de Shaw (1970). Les taux de fusion sont indiqués par les pourcentages. Les coefficients de partage utilisés sont ceux de McKenzie et O’Nions (1991) pour ol, opx, cpx et grt, et ceux de LaTourette *et al.* (1995) pour l’amphibole et le phlogopite. La composition de la lherzolite prise comme source provient d’un xénolithe du Moyen Atlas analysé par Natali *et al.* (2013). La néphéline à olivine TAF7 utilisée par Berger *et al.* (2014) dans leur modélisation est également reportée pour comparaison.

des basanites les moins mafiques est légèrement plus riche en grenat que celle des néphélines. Par contre, la fusion fractionnée suggère que les laves primaires du Jbel Saghro sont produites par des taux de fusion variables de sources similaires.

Maintenant qu’il a été montré que le grenat était présent dans la source, il est possible de refaire les courbes de fusion en ajoutant des phases accessoires comme l’amphibole ou le phlogopite. Les résultats de cette modélisation sont présentés dans la Figure 5.9. Dans un diagramme La/Sm vs Sm/Yb (Figure 5.9A) on remarque que l’ajout d’une faible quantité d’amphibole (0.5–1.5 %) déplace les courbes de fusion vers des rapports Sm/Yb plus faibles, alors que le phlogopite n’a pas d’effet notable sur les terres rares, car $Kd_{Phl}^{REE} < 0.028$ (Tableau 5.3 ; LaTourette *et al.*, 1995). Comme l’amphibole et le phlogopite fractionnent tous les deux K par rapport à La, mais que le phlogopite fractionne K plus efficacement et qu’il influence aussi Ba/La (Jung *et al.*, 2006), la Figure 5.9B permet de discriminer entre ces deux phases accessoires. Ainsi, le grenat seul dans la source ne permet d’expliquer qu’un seul échantillon de néphéline miocène. La courbe de fusion de la source contenant 1% de grenat et 0.5% d’amphibole semble expliquer les valeurs de néphélines pliocènes et des basanites les moins mafiques. La courbe de fusion de la source contenant 2% de grenat et 1.5% d’amphibole permet de modéliser les rapports des néphélines miocènes et de la basanite la plus mafique, à l’exception des néphélines TLA3 et TLA13. Par contre, l’ajout de phlogopite entraîne un

fractionnement bien trop important de Ba/La et ne permet donc pas d'expliquer la composition des laves mafiques de Saghro.

5.2.3. Origine des laves primaires de Saghro

La modélisation des processus de fusion partielle a permis de montrer que les néphélinites et basanites de Saghro sont issues de faibles taux de fusion d'une source à grenat et amphibole. Les rapports $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ élevés des néphélinites et la diminution de ce rapport vers les basanites avec l'augmentation de SiO_2 est également en accord avec des degrés de fusion croissants d'une source contenant du grenat (Figure 3.4H ; Jung *et al.*, 2006).

Les calculs effectués avec les coefficients de partage de McKenzie et O'Nions (1991) donnent des taux de fusion très faibles de 0.6–1.5% et de 1.8–2.5% pour les néphélinites et basanites de Saghro, respectivement. Ces résultats sont en accord avec les données expérimentales pour la production de néphélinites et basanites (Dasgupta *et al.*, 2007). Les compositions des néphélinites à olivine de Madagascar (Melluso *et al.*, 2011) sont reportées dans les Figures 5.7 et 5.8 pour comparaison. Melluso *et al.* (2011) ont déterminé que les néphélinites de Madagascar sont issues de faibles taux de fusion partielle d'une péridotite à grenat enrichie en LREE par de la dolomite métasomatique. Sur les Figures 5.7A-B et 5.8A-B, les échantillons de Melluso *et al.* (2011) correspondent bien à des degrés de fusion de 0.9–3.5% pour des teneurs en grenat pouvant atteindre plus de 2%, à partir d'une lherzolite enrichie en LREE. Ces résultats tendent donc à confirmer la validité des paramètres que nous avons utilisés dans notre modélisation, et notamment la présence de grenat dans la source des laves primaires de Saghro.

L'absence de grenat dans la source ne permet pas de reproduire les fractionnements des MREE par rapport aux HREE (Sm/Yb) et des HREE (Dy/Yb) de nos échantillons. Ceci est en contradiction avec les résultats de Berger *et al.* (2014) puisque leur modélisation produit des liquides sensiblement proches de leur échantillon de néphélinite à olivine le plus primitif (reporté dans les Figures 5.7 et 5.8), en considérant que la source est une lherzolite à spinelle « pure ». Berger *et al.* (2014) expliquent qu'en ajoutant du grenat dans la composition de la source, la méthode des moindres carrés donne des résultats moins satisfaisants que sans grenat, signifiant que ce dernier n'est pas présent ou bien en très faibles proportions. En réutilisant les mêmes coefficients de partage que Berger *et al.* (2014), nous parvenons à modéliser les rapports Sm/Yb de nos néphélinites miocènes et de l'échantillon TAF7 de Berger *et al.* (2014) pour des teneurs en

grenat dans la source comprises entre 0.6 (fusion fractionnée, Figure 5.7F) et 2% (fusion à l'équilibre, Figure 5.7E). Par contre les coefficients de partage utilisés par Berger *et al.* (2014) ne permettent pas de rendre compte du fractionnement important en HREE des laves primaires de Saghro (Figure 5.8E-F), ce qui suggère que ces coefficients ne sont pas adaptés aux compositions de nos échantillons. Ceci est probablement dû au fait que Hauri *et al.* (1994) ont déterminé les coefficients de partage pour du grenat almandin, et ils ont remarqué que leurs valeurs pour les MREE sont supérieures à celles de Shimizu et Kushiro (1975), Irving et Frey (1978) et Nicholls et Harris (1980) déterminées sur du grenat pyrope. Hauri *et al.* (1994) indiquent que cette différence entraîne des spectres de coefficients grenat/liquide silicaté beaucoup plus plats pour les HREE. Ils ne permettent donc pas de rendre compte du fractionnement des HREE observés lorsque le grenat est une phase résiduelle pendant la fusion (p.ex. Jung *et al.*, 2006). Les coefficients de partage compilés par McKenzie et O'Nions (1991) donnent des taux de fusion de 0.7–1.2% (plus faibles que ceux de 1.7–1.9% de Berger *et al.*, 2014) d'une lherzolite à 0.9–1.1% de grenat pour l'échantillon TAF7 de Berger *et al.* (2014).

Le même raisonnement peut être tenu vis-à-vis de la présence d'amphibole dans la source, puisque Berger *et al.* (2014) la réfutent sur les mêmes critères que le grenat alors que nous avons démontré que l'amphibole est nécessaire pour expliquer le fractionnement des éléments à grand rayon ionique (LILE : *Large Ion Lithophile Elements*) comme K et Ba par rapport aux REE dans nos échantillons. De plus, les néphélinites et basanites du Jbel Saghro ont des rapports Ba/Rb significativement supérieurs à la moyenne du manteau primitif (Figure 3.7H), en accord avec la présence d'amphibole au résidu dans la source (Adam *et al.*, 1993 ; LaTourrette *et al.*, 1995).

Il est donc important de noter que la présence de grenat et d'amphibole dans la source, aussi faible soit-elle, est indispensable pour expliquer convenablement les compositions des néphélinites et basanites de Saghro.

Nous avons pu remarquer que les néphélinites et basanites de Saghro présentent une forte variabilité de concentration en certains éléments comme K (Figure 3.4E), Ba et les REE (Figure 3.6A-B-C-E). Cette variabilité s'observe également pour les valeurs des rapports K/Nb, Ba/La, Ba/Nb et Ba/Rb (Figure 3.7H). La Figure 5.10 représente l'évolution des teneurs en SiO₂, TiO₂, K₂O et Ba des néphélinites et basanites de Saghro en fonction de leur âge (déterminé par Berrahma *et al.*, 1993). Pour les néphélinites, on remarque une augmentation des teneurs en SiO₂ (Figure 5.10A) couplée à une diminution des teneurs en TiO₂ (Figure 5.10B) des néphélinites les plus anciennes vers les plus jeunes. Dasgupta *et al.* (2007) ont montré que la fusion d'une

péridotite carbonatée produit des liquides ayant des teneurs en SiO₂ qui augmentent et des concentrations en TiO₂ qui diminuent lorsque le taux de fusion augmente. Nous avons effectivement remarqué sur les courbes de modélisation directe que les néphélinites pliocènes étaient issues de taux de fusion légèrement plus élevés que les néphélinites miocènes, ce qui suggère une légère augmentation du taux de fusion avec le temps.

Sur la Figure 5.10, on observe une nette augmentation de la concentration en potassium, ainsi qu’une augmentation moins marquée de la teneur en Ba des néphélinites au cours du temps. Dans les résultats de la modélisation avec amphibole dans la source (Figure 5.9B), on remarque que les néphélinites miocènes les plus anciennes requièrent la présence de plus d’amphibole dans leur source que les néphélinites pliocènes plus jeunes. On notera que la grande variabilité en K₂O et Ba des néphélinites pliocènes pour un âge identique observée sur la Figure 5.9 peut être due à l’assimilation de xénolites à phlogopite remontés par ces laves et observés sur le terrain.

Ces données sont donc en accord avec les résultats de la modélisation directe et suggèrent une légère augmentation du taux de fusion de la source des néphélinites de Saghro au cours du temps, accompagnée d’une diminution progressive de la quantité d’amphibole dans leur source.

Le fait que les néphélinites et basanites du Jbel Saghro soient produites par la fusion d’une péridotite contenant à la fois du grenat et du spinelle suggère qu’elles sont formées au niveau de la transition grenat–spinelle. Le passage d’une péridotite à grenat à une péridotite à

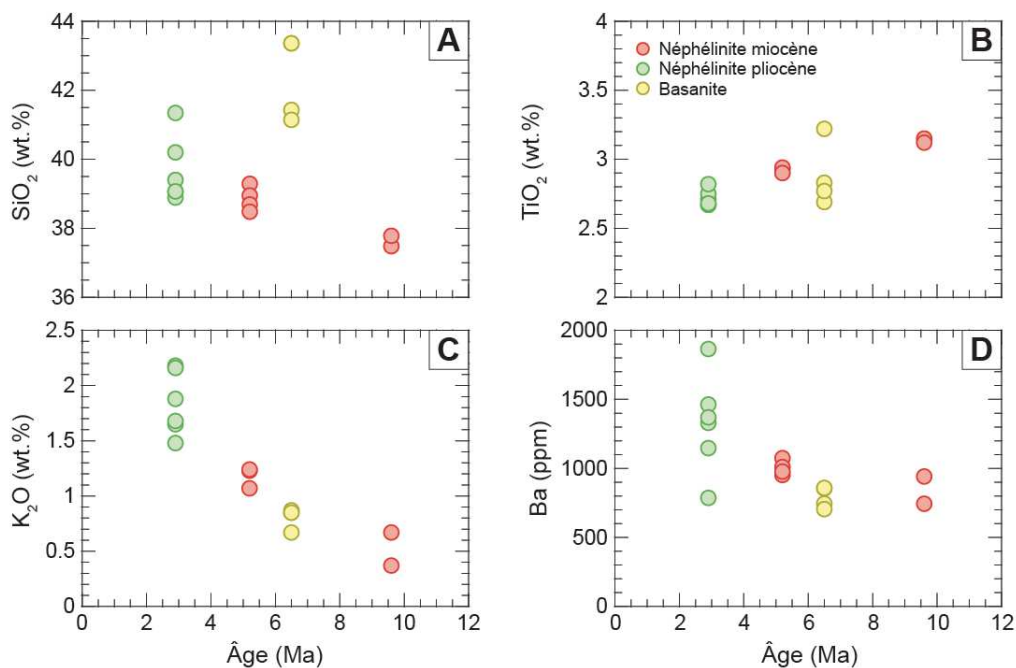


Figure 5.10. Variations temporelles de la composition en (A) SiO₂, (B) TiO₂, (C) K₂O et (D) Ba des néphélinites et basanites du Jbel Saghro. Les âges proviennent de Berrahma *et al.* (1993).

spinelle se produisant autour de 2.5–2.7 GPa (Klemme et O'Neill, 2000 ; Robinson et Wood, 1998), les laves primaires de Saghro se sont formées à des profondeurs de 80–85 km. Des expériences ont montré que les basanites et néphélinites peuvent être produites par fusion d'une péridotite à grenat ou spinelle contenant de l'amphibole et/ou du phlogopite à des pressions supérieures à 2 GPa et à des températures supérieures à 1360 °C en présence de CO₂ (Dasgupta *et al.*, 2007 ; Hirose, 1997 ; Mysen et Kushiro, 1977). Il a cependant été également montré que la production de basanites et néphélinites est possible à des températures notablement plus faibles de 1200–1250 °C et à des pressions de 2.8–3.0 GPa (Mengel et Green, 1986 ; Thibault *et al.*, 1992). Les expériences sur des péridotites anhydres ne reproduisent pas la formation de laves sous-saturées en silice (p.ex. Davis *et al.*, 2011), alors que la présence de CO₂ lors de la fusion réduit de façon significative la teneur en SiO₂ du liquide produit par la péridotite à cause de la cristallisation de l'orthopyroxène conjointement à la dissolution de l'olivine (p.ex. Brey et Green, 1977 ; Falloon et Green, 1989 ; Gudfinnsson et Presnall, 2005 ; Kushiro, 1975 ; Wyllie et Huang, 1976). Ces données expérimentales, combinées aux compositions de nos échantillons et aux résultats des modélisations de fusion, suggèrent que les néphélinites et basanites de Saghro sont issues de la fusion d'une péridotite au niveau de la transition grenat–spinelle à des pressions autour de 2.5–2.7 GPa et des températures de 1200–1300 °C, correspondant aux températures les plus basses calculées pour les basaltes de ride médio-océanique (MORBs ; Pertermann et Hirschmann, 2003 ; Pilet, 2015). La présence d'amphibole au résidu et les faibles degrés de fusion (0.6–2.5 %) suggérés par la modélisation sont en accord avec des températures faibles (Jung *et al.*, 2006).

Les néphélinites et des basanites du Jbel Saghro ont des spectres enrichis en éléments les plus incompatibles (LREE, Th, Nb, Ta, anomalies négatives en K, Zr, Hf et Ti ; Figure 3.8). Ces caractéristiques ont souvent été interprétées comme le résultat d'un métasomatisme carbonatitique de la source des laves (p.ex. Zeng *et al.*, 2010). De plus, la modélisation inverse mise en œuvre dans ce chapitre a permis de déterminer que la source des laves mafiques du Jbel Saghro est enrichie en LREE. Nous avons enfin montré grâce à la modélisation de la fusion partielle que la composition des néphélinites et basanites de Saghro ne peut être modélisée qu'en considérant un manteau métasomatisé dont la composition s'approche de celle des xénolites riches en LREE du Moyen Atlas (Natali *et al.*, 2013), même si ceux-ci sont très superficiels par rapport à la source des laves.

Natali *et al.* (2013) ont montré que l'enrichissement en LREE du xénolite utilisé dans la modélisation est dû à un métasomatisme par des liquides hautement alcalins et riches en

carbonates. Les carbonatites font partie des roches les plus enrichies, et elles sont enrichies en éléments incompatibles à l'exception de K, Zr, Hf et Ti (Zeng *et al.*, 2010). Elles sont aussi caractérisées par des rapports Zr/Hf et Ca/Al très élevés, et de fortes anomalies négatives en K, Zr, Hf et Ti dans les diagrammes de terres rares normalisés au manteau primitif. Ces caractéristiques ont été observées dans des carbonatites « océaniques » comme celles du Cap Vert ou de Fuerteventura, et dans les carbonatites « continentales » d'Afrique et du Canada (Bizimis *et al.*, 2003 ; Hørnle *et al.*, 2002). Dasgupta *et al.* (2009) ont montré que les liquides carbonatitiques conservent ces anomalies puisque les coefficients de partage globaux entre une lherzolite à grenat et un liquide carbonatitique pour Zr, Hf et Ti sont beaucoup plus élevés que ceux pour les REE dans les conditions du manteau supérieur. Une source péridotitique appauvrie subissant un métasomatisme carbonatitique sera donc enrichie en éléments les plus incompatibles, à l'exception de K, Zr, Hf et Ti, comme cela a été observé dans les xénolites mantelliques (Dautria *et al.*, 1992 ; Gorrington et Kay, 2000 ; Ionov *et al.*, 1993, 1996 ; Norman, 1998 ; Rudnick *et al.*, 1993 ; Yaxley *et al.*, 1991, 1998). Ainsi, la fusion d'un tel manteau métasomaté produira des liquides enrichis en éléments incompatibles avec des anomalies négatives en K, Zr, Hf et Ti, similaires aux laves mafiques alcalines naturelles (Dasgupta *et al.*, 2007 ; Hirose, 1997). Un métasomatisme du manteau par un composant carbonatitique permet donc d'expliquer les caractéristiques géochimiques des néphélinites et basanites du Jbel Saghro.

5.3. Conclusion

Les modélisations mises en œuvre dans ce chapitre ont donc permis de déterminer que :

- (1) les basanites ne sont pas issues de la cristallisation fractionnée des néphélinites ;
- (2) les néphélinites et la basanite TAM8 de Saghro sont des magmas primaires ;
- (3) la source des laves mafiques de Saghro est enrichie en terres rares légères (LREE) ;
- (4) les coefficients de partage de McKenzie et O'Nions (1991) sont les mieux adaptés à la modélisation de la fusion des laves primaires de Saghro ;
- (5) la fusion exclusivement dans le champ de stabilité du spinelle ou dans le champ de stabilité du grenat ne peut pas rendre compte des compositions de nos échantillons ;
- (6) la présence de grenat dans la source est nécessaire pour modéliser les concentrations des néphélinites et basanites de cette étude ;
- (7) la présence d'amphibole dans la source est nécessaire pour expliquer le fractionnement

K/La de nos échantillons ;

(8) les néphélinites représentent des taux de fusion plus faibles (0.6–1.5%) que les basanites (0.8–2.5%) ;

(9) les néphélinites miocènes proviennent d'une source plus riche en grenat et amphibole que les néphélinites pliocènes.

Les études sur le Jbel Saghro antérieures au travail de Berger *et al.* (2008, 2009, 2014) sur les néphélinites sont rares (Ibhi *et al.*, 2002 ; Ibhi et Nachit, 1999 ; Ibhi, 2000), et contraignent seulement l'importance d'un composant carbonatitique dans la genèse des néphélinites du massif. Cette étude, en utilisant des coefficients de partage adaptés, apporte donc des éléments nouveaux par rapport au travail de Berger *et al.* (2008, 2009, 2014) et permettent de contraindre l'origine des néphélinites et des basanites du Jbel Saghro. Nous avons déterminé que la fusion se produit au niveau de la transition grenat-spinelle, et que la présence d'amphibole au résidu dans la source est nécessaire pour expliquer le fractionnement entre les LILE et les HFSE de nos échantillons. Nous avons pu déterminer que la source des néphélinites du Jbel Saghro évolue avec le temps, avec une légère augmentation du taux de fusion ainsi qu'une diminution de la quantité d'amphibole au résidu entre les deux générations de néphélinites miocènes (9.6 et 5.2 Ma), et qui continuent pour les néphélinites pliocènes (2.9 Ma). Les basanites forment un système indépendant des néphélinites et sont issues de taux de fusion plus élevés. Cependant, de fortes variations dans la composition chimique des basanites (MgO, Cr, Ni, Ba, LREE) suggèrent qu'elles ont subi de la cristallisation fractionnée à partir d'un magma parent qui n'affleure pas en surface, ou n'a pas été échantillonné.

Chapitre 6 : Discussion et conclusion

Le transect entre les îles Canaries et le nord du Maroc a été marqué pendant le Cénozoïque par différents processus géodynamiques tels que la collision entre l’Afrique et l’Europe et la fermeture de la Téthys ou encore la délamination de la lithosphère subcontinentale. Ces processus ont grandement affecté le manteau sous la région, et provoqué la mise en place d’un volcanisme orienté selon un axe SO–NE à travers les chaînes de l’Atlas marocain. Le volcanisme le plus récent (< 15 Ma) est majoritairement de nature alcaline et entraîne l’éruption de coulées de néphélinites, basanites et basaltes alcalins, parfois accompagnés de carbonatites (p.ex. complexe de Tamazert, Haut Atlas ; Mourtada *et al.*, 1997).

Les nouvelles données pétrologiques, géochimiques (éléments majeurs et en trace) obtenues et les modélisations des processus de cristallisation fractionnée et de fusion partielle effectuées lors de ce travail sur les laves alcalines primaires du champ volcanique du Jbel Saghro dans l’Anti-Atlas marocain ont permis de caractériser la source de ces laves et les processus mis en jeu lors de leur formation.

Nous allons maintenant comparer les résultats obtenus avec les données expérimentales ayant servi à l’établissement des trois principaux modèles sur la genèse des laves alcalines mafiques pour donner une estimation des caractéristiques du manteau sous le nord-ouest de l’Afrique, puis discuter les modèles géodynamiques de la région.

6.1. Une source péridotitique carbonatée

L’étude des caractéristiques pétro-géochimiques et des inclusions fluides des deux types de néphélinites de Saghro décrite au Chapitre 3 a permis de montrer qu’elles sont issues de faibles taux de fusion partielle d’une source mantellique riche en CO₂, à des pressions supérieures à 2 GPa (c.-à-d. supérieures à 70 km). L’étude des inclusions fluides a donc mis en évidence l’importance du rôle d’un composant carbonatitique dans la genèse des néphélinites du Jbel Saghro. Les modélisations des processus de fusion mises en œuvre dans le Chapitre 4 sont en accord avec ce résultat puisqu’elles ont révélé que les néphélinites et basanites de Saghro ont été produites par des taux de fusion partielle faibles (< 2.5 %) au niveau de la transition entre les champs de stabilité du grenat et du spinelle à 2.5–2.7 GPa et 1250–1300 °C (Klemme et O’Neill, 2000 ; Robinson et Wood, 1998). Cette fusion s’est produite à partir d’une péridotite enrichie en éléments les plus incompatibles par un composant carbonatitique et en présence d’amphibole comme l’atteste la modélisation des concentrations en K et Ba.

La présence d'inclusions fluides riches en CO₂ dans les néphélinites et la présence d'amphibole déduite des modèles de fusion suggère que la source des laves était enrichie en CO₂ et H₂O. Un tel enrichissement s'explique généralement par la fusion à grande profondeur de lithosphère océanique subductée riche en éléments volatils (p.ex. Dasgupta *et al.*, 2007). Cette fusion produit des fluides carbonatés hydratés qui percolent et réagissent avec la péridotite, l'enrichissent en éléments volatils et en éléments incompatibles (*cf.* partie 5.4.3), et peuvent entraîner la précipitation/cristallisation d'amphibole métasomatique hydratée (Niu et O'Hara, 2003 ; Pilet *et al.*, 2004, 2005, 2008 ; Sun et Hanson, 1975). De plus, des études géophysiques ont mis en évidence la présence d'une ancienne coûte océanique subductée dans le manteau sous le Maroc (Ledo *et al.*, 2011). Les résultats acquis au cours de cette thèse corroborent la présence d'un manteau métasomatisé par des fluides carbonatés/hydratés issus de la fusion de lithosphère océanique subductée.

Comme expliqué dans la partie 5.2.3, les liquides carbonatés/hydratés ont des caractéristiques géochimiques (enrichis en éléments les plus incompatibles, anomalies négatives en K, Zr, Hf et Ti, rapports Ca/Al et Zr/Hf élevés) qui se transmettent à la péridotite lors du métasomatisme, puis aux laves lors de la fusion de la péridotite métasomatisée. La Figure 6.1 représente les rapports Ca/Al, Zr/Hf et Ca/Sc des néphélinites et basanites de Saghro ainsi que les champs des néphélinites et basanites intracontinentales. L'augmentation conjointe des rapports Ca/Al, Zr/Hf et Ca/Sc sur ces diagrammes reflètent une augmentation progressive de l'influence du composant carbonatitique sur la source des laves. On remarque que la source des néphélinites pliocènes semble avoir subi le plus d'influence du composant carbonatitique, et que cette influence décroît pour les néphélinites miocènes, et est minimale pour la source des basanites (Figure 6.1).

Parmi les études reportées impliquant un composant carbonatitique, les néphélinites de São Vicente étudiées par De Ignacio *et al.* (2012) montrent la plus forte influence du métasomatisme carbonatitique (Figure 6.1). Ces néphélinites sont associées à des carbonatites, et les deux sont issues de la différenciation d'un magma parent alcalin riche en CO₂. Ulrych *et al.* (2008) ont montré que les néphélinites à olivine-mélilite de République Tchèque trouvent leur source dans un manteau hétérogène contenant des veines produites par métasomatisme carbonatitique. Ulianov *et al.* (2007) ont déterminé qu'un liquide carbonatitique a réagi avec la péridotite dans le manteau profond (champ de stabilité du grenat), et que la wehrlite carbonatée issue de cette réaction a fondu pour produire les néphélinites du Kaiserstuhl (Allemagne). Melluso *et al.* (2011) ont démontré que les néphélinites du nord de Madagascar sont le produit de

faibles degrés de fusion d'une péridotite à grenat enrichie par un métasomatisme dolomitique (\pm phlogopite). Zeng *et al.* (2010) ont déterminé que les anomalies négatives en K, Zr, Hf et Ti, l'enrichissement en éléments incompatibles et les rapports Ca/Al et Zr/Hf élevés des néphélinites et basanites intraplaques issues du volcanisme cénozoïque au sud du craton nord-chinois impliquent une source ayant subi un métasomatisme de type carbonatitique, bien qu'ils ne puissent pas écarter l'influence de veines d'amphibole, puis de faibles taux de fusion ($< 3\%$). Enfin, Dautria *et al.* (2010) ont montré que les basanites du Languedoc sont le produit de 1–5% de fusion d'une lherzolite enrichie par un métasomatisme qu'ils supposent carbonatitique.

Les autres champs reportés représentent des compositions interprétées comme le résultat de la fusion d'une source métasomatisée, sans précision sur un éventuel composant

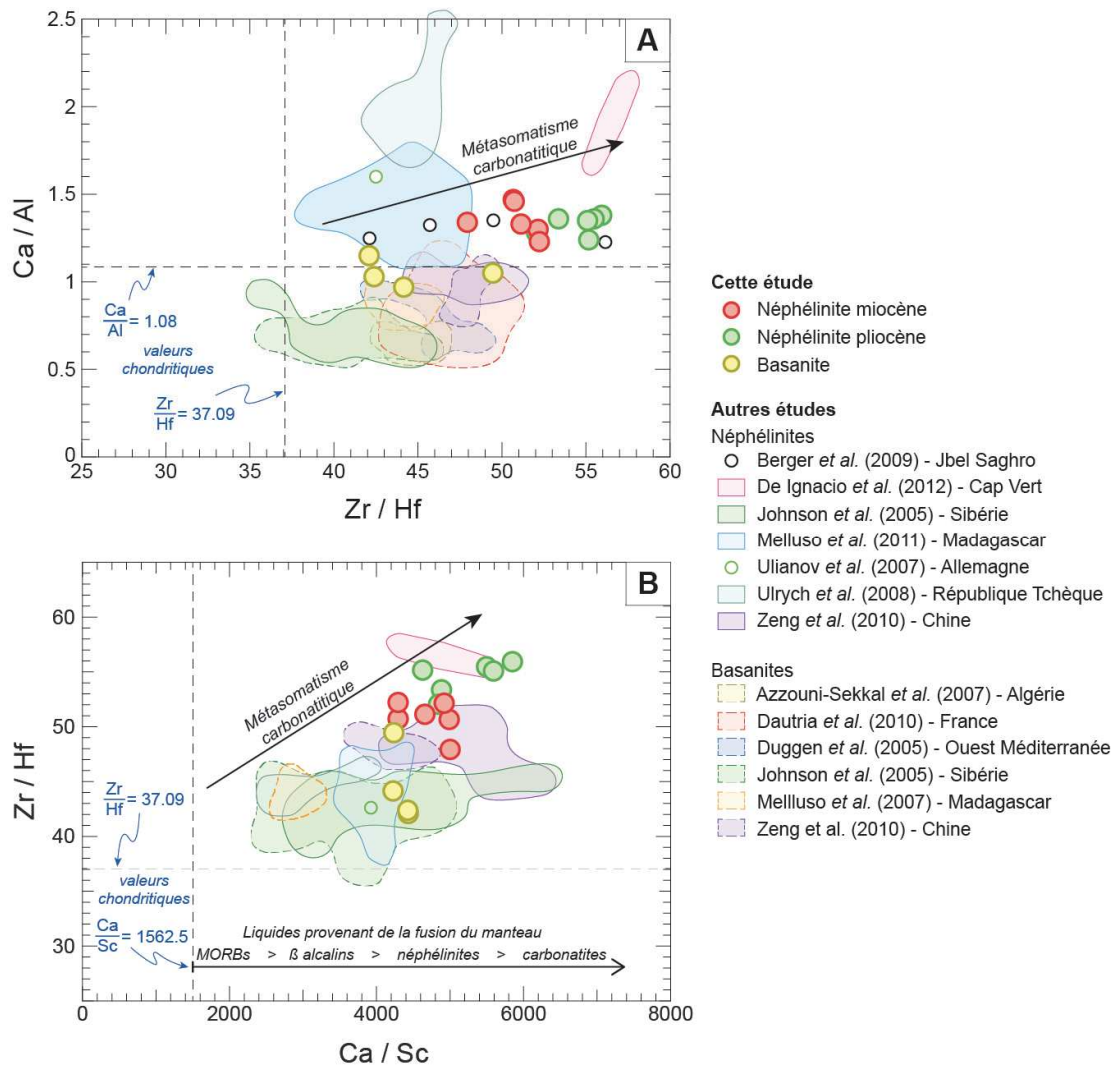


Figure 6.1. Variations des rapports (A) Ca/Al vs Zr/Hf et (B) Zr/Hf vs Ca/Sc pour les laves primaires du Jbel Saghro et pour d'autres néphélinites et basanites en contexte intraplaque de la littérature, mettant en évidence l'influence d'un métasomatisme carbonatitique sur la source du volcanisme du Saghro. Les valeurs chondritiques des rapports Ca/Al, Ca/Sc et Zr/Hf viennent de McDonough et Sun (1995). La séquence de liquides issus de la fusion du manteau pour le rapport Ca/Sc est issue de Rudnick *et al.* (1993).

carbonatitique mais suggérant plutôt l'implication de veines d'amphibole. Duggen *et al.* (2005) ont proposé que les basanites affleurant dans la partie ouest de la Méditerranée (marge sud-Ibérique) soient issues de faibles taux de fusion ($< 2\%$) d'une lherzolite métasomatisée au niveau de la transition grenat-spinelle. Melluso *et al.* (2007) ont déterminé que les basanites de Madagascar sont le produit de faibles taux de fusion partielle (3–5%) d'une source péridotitique enrichie par métasomatisme dans la partie inférieure du manteau lithosphérique, et contenant possiblement de l'amphibole. Johnson *et al.* (2005) ont montré que les néphélinites et basanites du Rift de Baikal (proche du Craton Sibérien) sont issues de la fusion d'une pyroxénite à grenat et phlogopite enrichie par métasomatisme.

Les néphélinites de Saghro analysées pendant cette thèse sont comparables aux néphélinites de la littérature ayant subi l'influence d'un composant carbonatitique dans leur source. Les rapports Zr/Hf les plus élevés mesurés dans nos néphélinites pliocènes sont équivalents à ceux des néphélinites de São Vicente pour lesquelles le fractionnement d'amphibole est également impliqué (De Ignacio *et al.*, 2012), suggérant qu'un couplage entre un métasomatisme carbonatitique de la source et la présence d'amphibole dans la source peut produire des fractionnements Zr/Hf plus élevés que l'un ou l'autre pris séparément. Les néphélinites miocènes ont également des rapports Zr/Hf élevés, équivalents à ceux des néphélinites de Shandong (Zeng *et al.*, 2010) mais avec des rapports Ca/Al plus élevés, similaires à ceux des néphélinites de Madagascar (Melluso *et al.*, 2011) (Figure 6.1). Ceci suggère que l'influence d'un composant carbonatitique est moins importante dans la genèse des néphélinites miocènes que dans la production des néphélinites pliocènes. Cette évolution peut être reliée à la distribution temporelle du volcanisme du Saghro. Nous avons vu au Chapitre 5 que les néphélinites pliocènes (2.9 Ma) étaient issues de taux de fusion plus élevés que les néphélinites miocènes (9.6–5.2 Ma). Une telle évolution peut suggérer l'influence (physique et chimique), croissante au cours du temps, d'une composante « panache » (*cf.* modèle de Duggen *et al.*, 2009) entraînant un apport de chaleur couplé à un apport de fluides, et donc un métasomatisme plus importante de la source et des taux de fusion plus élevés (p.ex. Dautria *et al.*, 2010 ; Duggen *et al.*, 2005).

Les basanites ont des rapports Ca/Al, Zr/Hf et Ca/Sc présentant une plus grande variabilité que ceux des néphélinites, et qui correspondent à une plus faible influence d'un métasomatisme carbonatitique, comparable aux basanites analysées par Duggen *et al.* (2005) et Johnson *et al.* (2005) (Figure 6.1). La variabilité géochimique des basanites observée au Chapitre 4 se retrouve donc dans les diagrammes de la Figure 6.1, ce qui suggère qu'elle est due à une

hétérogénéité de leur source vis-à-vis du degré de métasomatisme et de la présence d'amphibole dans des proportions variables.

L'influence d'un composant carbonatitique et de la présence d'amphibole dans la genèse des néphélinites et basanites du Jbel Saghro est donc certaine, mais ces deux composantes présentent des variations qui suggèrent une hétérogénéité, sinon spatiale, au moins temporelle de leur source.

6.2. Contraintes sur les modèles de genèse des laves alcalines

La présence d'inclusions fluides à CO₂ dans les olivines des laves mafiques de Saghro est un indicateur de l'importance du métasomatisme carbonatitique de la source. L'étude de ces inclusions fluides suggère que la solubilité en CO₂ des liquides néphélinitiques de Saghro atteint ~6 pds.% à plus de 2 GPa, en accord avec les travaux de Dasgupta *et al.* (2007) qui ont estimé que les compositions en éléments majeurs des néphélinites et basanites pouvaient être reproduites par ~1–5 % de fusion d'une péridotite métasomatisée contenant 0.1–0.25 pds.% de CO₂. De plus, les néphélinites et basanites de Saghro possèdent des caractéristiques géochimiques (enrichissement en éléments les plus incompatibles, anomalies négatives en K, Zr, Hf et Ti, rapports Ca/Al et Zr/Hf élevés) largement attribuées à un métasomatisme de type carbonatitique de leur source (p.ex. Rudnick *et al.*, 1993 ; Hauri *et al.*, 1993 ; Yaxley *et al.*, 1991). Enfin, nous avons déterminé par des modélisations que la source des néphélinites et basanites de Saghro était une lherzolite située au niveau de la transition grenat-spinelle, contenant de l'amphibole, enrichie en LREE, et subissant des taux de fusion faibles (0.6–2.5%, partie 5.2.2).

Ces caractéristiques sont en accord avec la première hypothèse sur la formation des laves alcalines mafiques. Celle-ci implique la présence à grande profondeur de reliquats de croûte océanique et de sédiments subductés qui en fondant produisent des liquides qui remontent, métasomatisent la péridotite et l'enrichissent en CO₂. C'est lors d'un épisode de fusion ultérieur favorisé par la présence de CO₂ que la péridotite métasomatisée produit les magmas alcalins pauvres en silice. (p.ex. Dasgupta *et al.*, 2007 ; Eggler et Holloway, 1977; Hirose, 1997 ; Wyllie, 1977 ; Figure 6.2). De nombreuses expériences sur la fusion de péridotite pauvre en éléments volatils (p.ex. Hirose et Kushiro, 1993 ; Takahashi, 1986 ; Walter, 1998) ne produisent que des liquides riches en silice qui ne correspondent pas aux laves alcalines naturelles (p.ex. Dasgupta *et al.*, 2006 ; Davis *et al.*, 2011 ; Kogiso *et al.*, 2003). Plusieurs auteurs arrivent à une conclusion

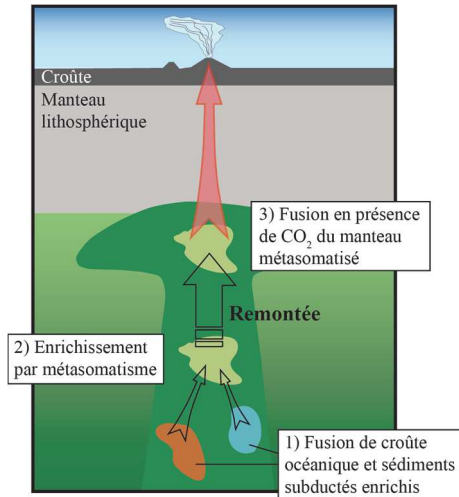


Figure 6.2. Modèle schématique illustrant la production de manteau péridotitique métasomatisé et sa fusion en présence de CO_2 comme source des laves alcalines. D'après Pilet (2015).

similaire en appliquant les équations de fusion partielle à des néphélinites et mélilitites à olivine très alcalines. Comme il est connu que ce type de magma est issu de faibles taux de fusion partielle ($< 6\%$; p.ex. Dasgupta *et al.*, 2007 ; Hirose et Kushiro, 1993), l'enrichissement en terres rares légères (*Light Rare Earth Elements* : LREE) observé dans ces laves ne peut s'expliquer que par une source carbonatée, c'est-à-dire riche en LREE (p.ex. Berger *et al.*, 2014 ; Green et Falloon, 1998 ; Hirose, 1997 ; Zeng *et al.*, 2010). Par contre, la présence de CO_2 augmente l'activité en silice du liquide, ce qui entraîne la dissolution d'olivine et la précipitation d'orthopyroxène, modifiant ainsi fortement la teneur en silice du liquide produit par la fusion d'une péridotite (Brey et Green,

1977 ; Falloon et Green, 1989 ; Gudfinnsson et Presnall, 2005 ; Kushiro, 1975 ; Wallace et Green, 1988 ; Wendlandt et Mysen, 1980 ; Wyllie et Huang, 1976). Dasgupta *et al.* (2007) ont estimé que la composition en éléments majeurs des néphélinites et basanites pouvait être produite par 1 à 5 % de fusion d'une péridotite métasomatisée et contenant 0.1 à 0.25 pds.% CO_2 .

Dans son compte-rendu sur l'origine des laves alcalines, Pilet (2015) remet cependant en question la capacité de ce modèle à reproduire les compositions en éléments en trace des laves alcalines pauvres en SiO_2 . Il se base pour cela sur les études de Gerbode et Dasgupta (2010) et de Kiseeva *et al.* (2012) qui ont montré par exemple que le rutile présent dans les liquides carbonatitiques retient le Ti et les HFSE, et provoque donc des anomalies négatives sur les spectres normalisés au manteau primitif. De telles anomalies ne sont effectivement pas (ou seulement en partie) observées pour les OIB (p.ex. Hofmann *et al.*, 1986), dans certaines néphélinites produites sur des îles océaniques (p.ex. De Ignacio *et al.*, 2012), ou encore dans certaines néphélinites et basanites intracontinentales (Johnson *et al.*, 2005 ; Melluso *et al.*, 2007) mais elles sont présentes sur les spectres des néphélinites et basanites de Saghro (Figure 3.8), ainsi que dans d'autres laves alcalines intracontinentales (Dautria *et al.*, 2010 ; Melluso *et al.*, 2011 ; Ulrych *et al.*, 2008 ; Ulianov *et al.*, 2007 ; Zeng *et al.*, 2010). L'influence d'un composant carbonaté n'a pas été avancée pour la source des laves alcalines ne possédant pas ces anomalies négatives, privilégiant plutôt l'hypothèse de la présence d'amphibole et/ou de phlogopite produits par un métasomatisme hydraté. À l'inverse, les laves alcalines présentant des anomalies négatives

en K, Zr, Hf et Ti ont toutes été interprétées comme le produit de fusion d'une source métasomatisée par des liquides/fluides carbonatés. Ceci nous permet de valider l'hypothèse d'une source enrichie par métasomatisme carbonatitique pour les laves primaires du Jbel Saghro, et est également en accord avec le choix d'une source carbonatée pour la modélisation de fusion partielle de Berger *et al.* (2014).

Parallèlement, une étude sur la signature électrique sous le Maroc a mis en évidence la présence d'une anomalie négative de résistivité, interprétée soit comme le reliquat de la subduction de croûte océanique précambrienne, soit comme des veines métasomatiques formées par la précipitation de minéraux à partir de fluides libérés par le manteau lors de l'accrétion de l'Anti-Atlas au supercontinent ouest-africain (Figure 6.3 ; Ledo *et al.*, 2011). Ces deux interprétations ne sont pas antithétiques, c'est-à-dire que la présence de croûte océanique subductée en profondeur libère des fluides qui vont métasomatiser et enrichir le manteau sus-jacent en CO₂ et H₂O tout en entraînant la précipitation de veines d'amphibole (réaction du liquide + H₂O avec la péridotite). Elles viennent ainsi renforcer l'hypothèse selon laquelle la source des néphélinites et basanites de Saghro a subi un métasomatisme carbonatitique qui l'a enrichie en éléments incompatibles (sauf K, Zr, Hf et Ti) et en CO₂.

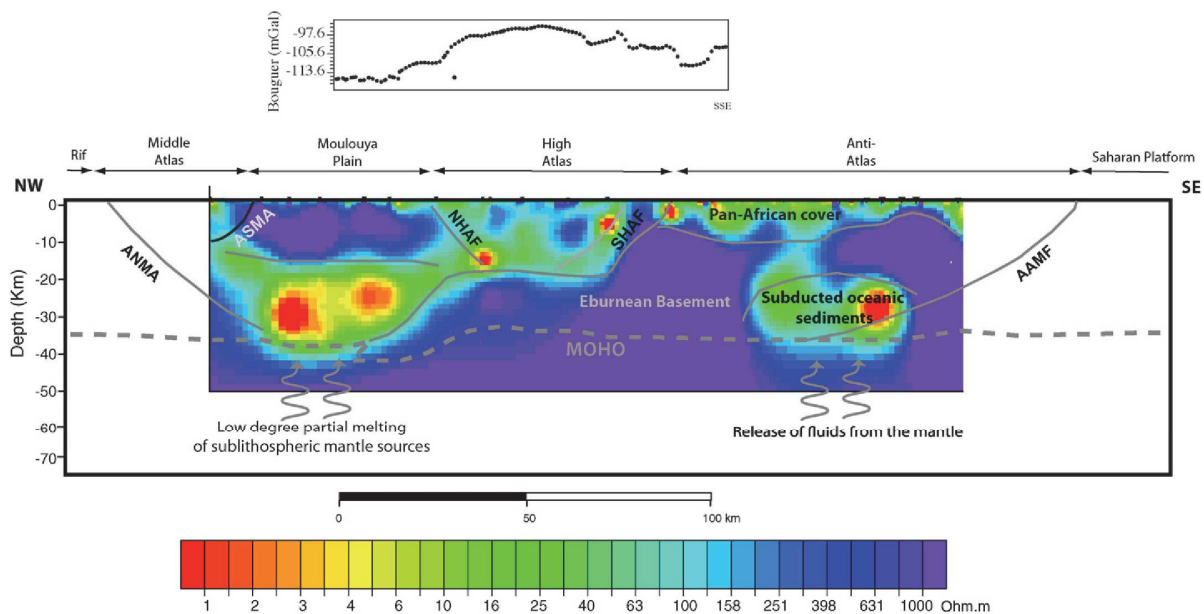


Figure 6.3. Interprétation tectonique du modèle de résistivité sous le Maroc. ANMA : North Middle Atlas Fault ; ASMA : South Middle Atlas Fault ; NHAF : North High Atlas Front ; SHAF : South High Atlas Front ; AAMF : Anti Atlas Major Fault. La profondeur du Moho et l'anomalie de Bouguer proviennent d'Ayarza *et al.* (2005). D'après Ledo *et al.* (2011).

Cependant, et comme nous l'avons déterminé au Chapitre 5, la modélisation de la fusion partielle des néphélinites et basanites nécessite en plus la présence d'amphibole dans la source

pour pouvoir reproduire le fractionnement entre les LILE et les LREE mesurés dans nos échantillons (Figure 3.8), ainsi que leurs rapports Ba/Rb élevés (Figure 3.7H). La présence d'amphibole dans la source a également été suggérée dans plusieurs études sur les néphélinites et basanites (Melluso *et al.*, 2007 ; Dautria *et al.*, 2010 ; Zeng *et al.*, 2010). La fusion de veines métasomatiques produites par la percolation de liquides basaltiques hydratés a été avancée par plusieurs auteurs comme origine possible des laves mafiques alcalines (p.ex. Halliday *et al.*, 1995 ; Lloyd et Bailey, 1975 ; Niu et O'Hara, 2003 ; Pilet *et al.*, 2008). Cette hypothèse propose en effet que la fusion du manteau hétérogène (présence de lithosphère océanique de composition variable) produise des liquides basaltiques de compositions variables. Ces liquides, au lieu d'atteindre la surface, réagissent avec la péridotite dans le manteau lithosphérique et produisent des veines métasomatiques hydratées. La fusion de ces veines hydratées (à des températures plus faibles que le manteau environnant) permettrait de générer des laves alcalines sous-saturées en silice (Figure 6.4). Pilet *et al.* (2008) ont montré expérimentalement qu'un taux de fusion élevé de veines métasomatiques à amphibole suivi de plus ou moins d'interaction avec le manteau environnant est capable de reproduire à la fois les compositions en éléments majeurs et en trace des magmas alcalins. Dans cette hypothèse, les laves alcalines sont produites par un fort taux de fusion d'un petit volume de matériel très riche en éléments en trace et en éléments volatils, alors que les autres postulats impliquent un faible taux de fusion d'un manteau moins enrichi. Grâce à l'étude de xénolites mantelliques métasomatisés, Lloyd et Bailey (1975) ont déterminé que les

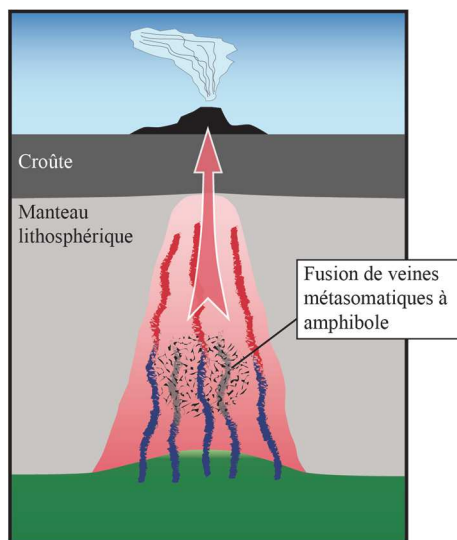


Figure 6.4. Modèle schématique illustrant la production de laves alcalines à partir de la fusion de lithosphère métasomatisée à amphibole. D'après Pilet (2015).

laves sodi-potassiques de Eifel en Allemagne étaient issues de la fusion partielle d'une source mantellique à amphibole. En modélisant les processus de fusion partielle, Halliday *et al.* (1995) ont déterminé que le métasomatisme du manteau supérieur par des liquides issus du manteau produirait une source à amphibole ($\leq 2\%$), sulfure ($\leq 0.2\%$) et phlogopite ($\leq 0.2\%$) compatible avec les compositions des OIB. En prenant en considération les processus pétrologiques, les observations géochimiques et des expériences sur la physique des minéraux dans le manteau supérieur, Niu et O'Hara (2003) ont suggéré que les magmas alcalins (type OIB) sont produits par la fusion de veines métasomatiques formées à l'interface entre la base de la lithosphère océanique

subductée et la zone de basse vitesse (LVZ : *low velocity zone*). Ces veines métasomatiques contiennent de l’amphibole, du phlogopite, du grenat, du pyroxène et sont enrichies en éléments volatils (p.ex. H₂O, CO₂) et en éléments incompatibles.

Des expériences de cristallisation fractionnée à partir d’un liquide saturé en silice (Nekvasil *et al.*, 2004) ou d’un liquide sous-saturé en silice (Pilet *et al.*, 2010) suggèrent que n’importe quel liquide issu de faibles taux de fusion de l’asthénosphère et contenant ~1 pds.% d’eau peut produire des veines à amphibole pertinentes pour représenter la source des laves alcalines. Cependant, la fusion de veines métasomatiques à amphibole ayant une composition proche des laves produites suggère des taux de fusion élevés (Pilet, 2015). Les résultats obtenus sur les néphélinites et basanites du Jbel Saghro (cette étude et Berger *et al.*, 2014), sur les basanites de la péninsule de Bobaomby à Madagascar (Melluso *et al.*, 2007), sur les basanites du Languedoc (Dautria *et al.*, 2010) ou sur les néphélinites et basanites de Shandong en Chine (Zeng *et al.*, 2010) et suggérant la présence d’amphibole dans la source indiquent tous des taux de fusion faibles inférieurs à ~5–6%. Comme proposé dans les études sus-citées et en accord avec les résultats que nous avons obtenus pour le Jbel Saghro, la présence d’amphibole dans la source, bien que nécessaire, n’a joué qu’un rôle secondaire et c’est le métasomatisme carbonatitique et l’enrichissement de la source en CO₂ qui contraignent en premier lieu la nature du volcanisme (ici alcalin).

La troisième hypothèse principale sur l’origine des laves mafiques alcalines suggère que la croûte océanique, les sédiments et le manteau enrichi fondent en profondeur et que les liquides produits réagissent avec la péridotite environnante et sont homogénéisés avant d’atteindre la surface (p.ex. Chase, 1981 ; Chauvel *et al.*, 1992 ; Hofmann *et al.*, 1986 ; Weaver, 1991 ; Figure 6.5). Les expériences faisant réagir des liquides riches en silice avec une péridotite montrent la dissolution de l’olivine et la précipitation d’orthopyroxène, ce qui produit des liquides plus pauvres en silice lors des processus de fusion partielle (Lambart *et al.*, 2012 ; Mallik et Dasgupta, 2012 ; Yaxley et Green, 1998). Pilet (2015) explique que cette réaction ne permet pas de reproduire les rapports Al₂O₃/TiO₂ et Na₂O/K₂O des laves alcalines s’ils sont trop différents dans le liquide initial. Cependant, Mallik et Dasgupta (2014) ont montré que la

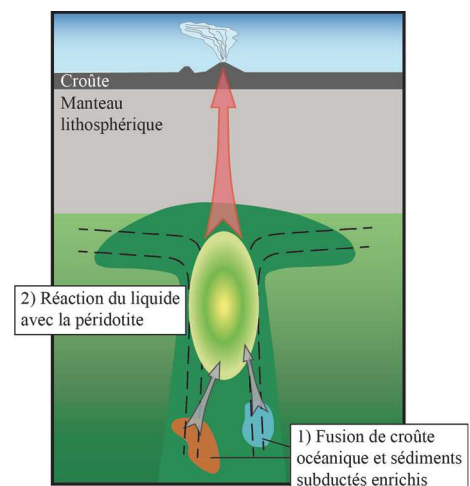


Figure 6.5. Modèle schématisant la production de laves alcalines à partir de la réaction entre un liquide et la péridotite. D’après Pilet (2015).

présence de CO₂ pendant la réaction entre la péridotite et le liquide permet de réduire les teneurs en SiO₂, TiO₂ et Al₂O₃ du liquide, à cause de l'influence du CO₂ sur les proportions de phases (l'augmentation de l'activité en silice par le CO₂ provoque une augmentation de la proportion d'orthopyroxène en contrepartie de la dissolution d'olivine). Le modèle de Mallik et Dasgupta (2014) suggère que les laves alcalines sous-saturées en silice pourraient être produites par une éclogite de type MORB si le CO₂ est présent pendant la réaction avec la péridotite, et si le liquide qui en résulte est mélangé à des produits de faibles taux de fusion de péridotite (avec ou sans CO₂). Cependant, ce modèle implique des taux de fusion élevés (de l'ordre de 9%) contradictoires avec l'enrichissement en éléments incompatibles des laves alcalines (p.ex. K₂O < 0.4 pds.% dans les expériences de Mallik et Dasgupta (2014) et 0.4–2.2 pds.% dans nos échantillons). Les résultats de cette thèse sont en accord avec la présence de CO₂ dans la source estimée nécessaire par Mallik et Dasgupta (2014), mais les similitudes ne vont pas plus loin. En effet, non seulement l'enrichissement en éléments incompatibles observés dans les néphélinites de Saghro est supérieur à la moyenne ($\pm 1\sigma$) des OIB, mais les taux de fusion déduits de nos modélisations sont inférieurs à 2.5%, donc bien en dessous des 8.9% suggérés par Mallik et Dasgupta (2014). De plus, au vu de la grande diversité de lithologies pouvant être recyclées dans le manteau, ce processus ne permet pas, sans autres contraintes, de reproduire les compositions spécifiques (< 45 pds.% SiO₂, enrichissement en LREE) des néphélinites et basanites avec la régularité observée autour du globe (Pilet, 2015).

En résumé, la première hypothèse sur la fusion d'une péridotite métasomatisée en présence de CO₂ semble être la plus plausible pour expliquer l'origine des néphélinites et basanites du Jbel Saghro. Cependant, cette hypothèse ne tient pas compte de la présence d'amphibole que nous avons déterminée dans la source des laves de Saghro. Nous pouvons donc suggérer que le processus de formation de veines métasomatiques à amphibole a joué un rôle dans la formation des laves du Jbel Saghro. Néanmoins, les faibles taux de fusion calculés et les faibles quantités d'amphibole utilisées dans nos modélisations (entre 0.5 et 2%) impliquent que si ce processus métasomatique a joué un rôle dans la genèse des néphélinites et basanites de Saghro, celui-ci n'était que mineur. Par contre, la présence d'inclusions fluides à CO₂, l'enrichissement en éléments incompatibles, les anomalies négatives en Zr, Hf et Ti, et les rapports Ca/Al, Ca/Sc et Zr/Hf élevés de nos échantillons indiquent une influence forte d'un composant carbonatitique sur la source des laves mafiques de Saghro.

6.3. Contraintes sur la géodynamique du volcanisme Nord-Ouest Africain

Globalement, les résultats obtenus au cours de cette thèse et les modèles de la littérature suggèrent que les néphélinites et les basanites qui se sont mises en place dans le champ volcanique du Jbel Saghro ont été produites par de faibles taux de fusion (0.6–2.5%) d'une péridotite enrichie en CO₂ au niveau de la transition grenat–spinelle (80–85 km) en présence d'amphibole (0.5–2%). Les températures nécessaires à l'initiation de ces faibles taux de fusion et pour maintenir de l'amphibole au résidu sont relativement faibles et correspondent aux valeurs les plus basses déterminées pour les MORBs (~1200–1300 °C). La présence d'une anomalie thermique significative, qui entrainerait la fusion d'une péridotite riche en CO₂ à plus grande profondeur et donc des taux de fusion plus élevés (Pilet, 2015), est donc peu probable sous le massif de Saghro.

Le modèle de Liégeois *et al.* (2005) suggère que la délamination de la lithosphère au niveau des failles héritées d'abord du rifting avorté lors de l'ouverture de l'Atlantique central, puis de la collision entre l'Afrique et l'Europe, suivie d'une remontée rapide de l'asthénosphère, entraîne la fusion par décompression adiabatique, et la remontée de magma le long des failles. Ce modèle n'implique aucune anomalie thermique pouvant perturber le gradient de température et entrainer la fusion de la péridotite, et il est donc en accord avec les faibles températures déterminées dans ce travail.

Néanmoins, nous avons déterminé une légère augmentation du taux de fusion partielle au cours du temps, entre l'éruption des premières néphélinites miocènes (9.6 Ma), celle des secondes (5.2 Ma) et celle des néphélinites pliocènes (2.9 Ma). Une légère augmentation du taux de fusion au cours du temps a également été remarquée par El Azzouzi *et al.* (2010) dans la province basaltique néogène et quaternaire du Moyen Atlas marocain. Ils ont en effet pu montrer que les néphélinites, les basanites et les basaltes alcalins du Moyen Atlas sont issus de degrés de fusion partielle faibles (< 2% pour les néphélinites, et < 4% pour les basanites) mais croissants au cours du temps d'un manteau hétérogène de type lherzolite au niveau de la transition grenat–spinelle, à la base de la lithosphère nord-africaine (~70 km). El Azzouzi *et al.* (2010) ont également pu montrer que les laves mafiques alcalines récentes du Moyen Atlas ont été produites par une remontée de l'asthénosphère qui a entraîné la fusion-déshydratation de péridotites à pargasite, elles-mêmes générées par un métasomatisme provoqué par un événement magmatique antérieur (cénozoïque) lié à un panache. La source des néphélinites et basanites du Jbel Saghro,

dans l'Anti Atlas marocain, possède donc des caractéristiques très similaires à celles qui ont été déterminées pour la source du volcanisme du Moyen Atlas (El Azzouzi *et al.*, 2010). De plus, Berger *et al.* (2014) ont déterminé que la signature isotopique des laves alcalines du Jbel Saghro ressemble fortement à celle des laves alcalines des îles Canaries pour lesquelles l'influence d'un panache a été démontrée (Geldmacher *et al.*, 2005 ; Hoernle et Schmincke, 1993 ; Hoernle *et al.*, 1991 ; Lundstrom *et al.*, 2003). Les similitudes isotopiques et géochimiques entre les laves des îles Canaries et celles des Atlas marocains (*cf.* Duggen *et al.*, 2009 et les références citées ; Berger *et al.*, 2014) suggèrent une origine commune. Ainsi, l'influence d'une composante « déviation du panache des Canaries » proposée par Duggen *et al.* (2009) sur l'initiation du volcanisme alcalin du Nord-Ouest de l'Afrique n'est pas totalement exclue.

Cependant, la présence d'amphibole dans la source des laves alcalines du Jbel Saghro implique un métasomatisme de la lithosphère, et permet ainsi en elle-même d'apporter des contraintes sur la géodynamique de la région. La fusion de veines métasomatiques à amphibole a en effet été proposée comme étant due à une migration du front thermique associée à la progression du métasomatisme de la lithosphère (Pilet *et al.*, 2004). Cette migration du front thermique a été observée dans le massif péridotitique de Ronda, en Espagne (Bodinier *et al.*, 2008 ; Van der Wal et Bodinier, 1996), ainsi que dans les ophiolites alpines (Muntener *et al.*, 2010), et les auteurs l'ont associée à un processus d'érosion thermique de la lithosphère. Or, comme proposé par Missenard et Cadoux (2012) et Kaislaniemi et van Hunen (2014), la présence du Craton Ouest Africain, et donc d'une lithosphère « froide » et épaisse, entraîne la formation de cellules de convection dans le manteau, à même de provoquer une érosion thermique de la lithosphère fine sous les Atlas. Cette caractéristique du modèle d'*Edge-Driven Convection* (EDC), combinée à la coïncidence entre l'activité volcanique au Maroc et les variations de la vitesse de déplacement de la plaque Africaine (Missenard et Cadoux, 2012), semble donc être la plus à même d'expliquer la formation/fusion des veines métasomatiques à amphibole nécessaires à la genèse des laves alcalines du Jbel Saghro.

Bibliographie

A

- Adam, J. & Green, T. (2006). Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behaviour. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **152**, 1–17.
- Adam, J. & Green, T. (2011). Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 2. Tasmanian Cainozoic basalts and the origins of intraplate basaltic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **161**, 883–899.
- Adam, J., Green, T.H. & Sie, S.H. (1993). Proton microprobe determined partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb and Ta between experimentally produced amphiboles and silicate melts with variable F content. *Chemical Geology* **109**, 29–49.
- Aiuppa, A., Baker, D.R. & Webster, J.D. (2009). Halogens in volcanic systems. *Chemical Geology* **263**, 1–18.
- Allègre, C.J. (1982). Chemical geodynamics. *Tectonophysics* **81**, 109–132.
- Alt, J. C., Garrido, C. J., Shanks III, W. C., Turchyn, A., Padrón-Navarta, J. A., López Sánchez-Vizcaíno, V., Gómez Pugnaire, M. T. & Marchesi, C. (2012). Recycling of water, carbon, and sulfur during subduction of serpentinites: A stable isotope study of Cerro del Almiraz, Spain. *Earth and Planetary Science Letters* **327–328**, 50–60.
- Andersen, T. & Neumann, E.-R. (2001). Fluid inclusions in mantle xenoliths. *Lithos* **55**, 301–320.
- Angus, S., Armstrong, B. & de Reuck, K.M. (1976). *International Thermodynamic Table of the Fluid State-3 Carbon Dioxide, IUPAC*. Blackwell Scientific Publication, Oxford.
- Ayarza, P., Alvarez-Lobato, F., Teixell, A., Arboleya, M. L., Tesón, E., Julivert, M. & Charroud, M. (2005). Crustal structure under the central High Atlas Mountains (Morocco) from geological and gravity data. *Tectonophysics* **400**, 67–84.
- Azzouni-Sekkal, A., Bonin, B., Benhallou, A., Yahiaoui, R. & Liégeois, J.-P. (2007). Cenozoic alkaline volcanism of the Atakor massif, Hoggar, Algeria. *Geological Society of America Special Papers* **418**, 321–340.

B

- Baker, J.A., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F. & MacPherson, C.G. (1997). Petrogenesis of Quaternary Intraplate Volcanism, Sana'a, Yemen: Implications for Plume-Lithosphere Interaction and Polybaric Melt Hybridization. *Journal of Petrology* **38**, 1359–1390.
- Bakker, R.J. (2003). Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. *Chemical Geology* **194**, 3–23.
- Bakker, R.J. (2008). Computer package FLUIDS, version 2: a new jacket and improvements. Paper presented at the PACROFI IX - 9th Pan American Current Research on Fluid Inclusions. Reston (USA).
- Bakker, R.J. & Jansen, J.B. . (1991). Experimental Post-Entrapment Water-Loss from Synthetic CO₂-H₂O Inclusions in Natural Quartz. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **55**, 2215–2230.
- Baudouin, C. & Parat, F. (2015). Role of volatiles (S, Cl, H₂O) and silica activity on the crystallization of h aüyne and nosean in phonolitic magmas (Eifel, Germany and Saghro, Morocco). *American Mineralogist* **100**, 2308–2322.
- Beauchamp, W., Allmendinger, R. W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M. & Dahmani, M. (1999). Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics* **18**, 163–184.
- Berger, J. (2008). Les associations de roches basiques – ultrabasiques néoprotérozoïques d'Amalaoulaou (Gourma, Mali) et du Tassendjanet (Hoggar occidental, Algérie) et cénozoïques du Saghro (Anti-Atlas, Maroc), témoins de l'évolution géodynamique de la ceinture péri-cratonique ouest-africaine. PhD Thesis, Université Libre de Bruxelles, Université de La Rochelle.
- Berger, J., Ennih, N. & Liégeois, J.P. (2014). Extreme trace elements fractionation in Cenozoic nephelinites and phonolites from the Moroccan Anti-Atlas (Eastern Saghro). *Lithos* **210–211**, 69–88.
- Berger, J., Ennih, N., Liegeois, J.P., Nkono, C., Mercier, J.C.C. & Demaiffe, D. (2008). A complex multi-chamber magmatic system beneath a late Cenozoic volcanic field: evidence from CSDs and thermobarometry of clinopyroxene from a single nephelinite flow (Djbel Saghro, Morocco). *Geological Society, London, Special Publications* **297**, 509–524.
- Berger, J., Ennih, N., Mercier, J.C.C., Liegeois, J. P. & Demaiffe, D. (2009). The role of fractional crystallization and late-stage peralkaline melt segregation in the mineralogical evolution of Cenozoic nephelinites/phonolites from Saghro (SE Morocco). *Mineralogical Magazine* **73**, 59–82.

- Berkési, M., Guzmics, T., Szabó, C., Dubessy, J., Bodnar, R.J., Hidas, K. & Ratter, K. (2012). The role of CO₂-rich fluids in trace element transport and metasomatism in the lithospheric mantle beneath the Central Pannonian Basin, Hungary, based on fluid inclusions in mantle xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters* **331–332**, 8–20.
- Berrahma, M., Delaloye, M., Fauremuret, A. & Rachdi, H.E.N. (1993). Premières données géochronologiques sur le volcanisme alcalin du Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc. *Journal of African Earth Sciences* **17**, 333–341.
- Bezada, M. J., Humphreys, E. D., Davila, J. m., Carbonell, R., Harnafi, M., Palomeras, I. & Levander, A. (2014). Piecewise delamination of Moroccan lithosphere from beneath the Atlas Mountains. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **15**, 975–985.
- Bezou, A., Lorand, J.P., Humler, E. & Gros, M. (2005). Platinum-group element systematics in Mid-Oceanic Ridge basaltic glasses from the Pacific, Atlantic, and Indian Oceans. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **69**, 2613–2627.
- Bizimis, M., Salters, V.J.M. & Dawson, J.B. (2003). The brevity of carbonatite sources in the mantle: evidence from Hf isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **145**, 281–300.
- Bodinier, J.-L., Garrido, C. J., Chanefo, I., Bruguier, O. & Gervilla, F. (2008). Origin of Pyroxenite–Peridotite Veined Mantle by Refertilization Reactions: Evidence from the Ronda Peridotite (Southern Spain). *Journal of Petrology* **49**, 999–1025.
- Borghini, G., Fumagalli, P. & Rampone, E. (2010). The Stability of Plagioclase in the Upper Mantle: Subsolidus Experiments on Fertile and Depleted Lherzolite. *Journal of Petrology* **51**, 229–254.
- Brey, G.P. & Green, D.H. (1975). Role of CO₂ in Genesis of Olivine Melilitite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **49**, 93–103.
- Brey, G.P. & Green, D.H. (1977). Systematic Study of Liquidus Phase Relations in Olivine Melilitite + H₂O + CO₂ at High-Pressures and Petrogenesis of an Olivine Melilitite Magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **61**, 141–162.
- Brooker, R.A., Kohn, S.C., Holloway, J.R. & McMillan, P.F. (2001). Structural controls on the solubility of CO₂ in silicate melts: Part I: bulk solubility data. *Chemical Geology* **174**, 225–239.
- Bühn, B. & Rankin, A.H. (1999). Composition of natural, volatile-rich Na-Ca-REE-Sr carbonatitic fluids trapped in fluid inclusions. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **63**, 3781–3797.
- Bultitude, R.J., Green, D.H., 1971. Experimental Study of Crystal-Liquid Relationships at High Pressures in Olivine Nephelinite and Basanite Compositions. *Journal of Petrology* **12**, 121–147.

Bureau, H., Métrich, N., Pineau, F. & Semet, M.P. (1998). Magma–conduit interaction at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island): a melt and fluid inclusion study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **84**, 39–60.

Burruss, R.C. (1981). Analysis of Fluid Inclusions - Phase-Equilibria at Constant Volume. *American Journal of Science* **281**, 1104–1126.

C

Cashman, K.V. (1990). Textural Constraints on the Kinetics of Crystallization of Igneous Rocks. *Reviews in Mineralogy* **24**, 259–314.

Chase, C.G. (1981). Oceanic island Pb: Two-stage histories and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* **52**, 277–284.

Chauvel, C., Hofmann, A.W. & Vidal, P. (1992). HIMU-EM: The French Polynesian connection. *Earth and Planetary Science Letters* **110**, 99–119.

D

Dasgupta, R., Hirschmann, M.M. & Smith, N.D. (2007). Partial Melting Experiments of Peridotite + CO₂ at 3 GPa and Genesis of Alkalic Ocean Island Basalts. *Journal of Petrology* **48**, 2093–2124.

Dasgupta, R., Hirschmann, M.M. & Stalker, K. (2006). Immiscible transition from carbonate-rich to silicate-rich melts in the 3 GPa melting interval of eclogite plus CO₂ and genesis of silica-undersaturated ocean island lavas. *Journal of Petrology* **47**, 647–671.

Dasgupta, R., Hirschmann, M.M., McDonough, W.F., Spiegelman, M. & Withers, A.C. (2009). Trace element partitioning between garnet lherzolite and carbonatite at 6.6 and 8.6 GPa with applications to the geochemistry of the mantle and of mantle-derived melts. *Chemical Geology* **262**, 57–77.

Dasgupta, R., Mallik, A., Tsuno, K., Withers, A.C., Hirth, G. & Hirschmann, M.M. (2013). Carbon-dioxide-rich silicate melt in the Earth's upper mantle. *Nature* **493**, 211–215.

Dautria, J. M., Dupuy, C., Takherist, D. & Dostal, J. (1992). Carbonate metasomatism in the lithospheric mantle: peridotitic xenoliths from a melilititic district of the Sahara basin. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **111**, 37–52.

Dautria, J.-M., Liotard, J.-M., Bosch, D. & Alard, O. (2010). 160 Ma of sporadic basaltic activity on the Languedoc volcanic line (Southern France): A peculiar case of lithosphere–asthenosphere interplay. *Lithos* **120**, 202–222.

- Davies, J.H. & Bunge, H.P. (2006). Are splash plumes the origin of minor hotspots? *Geology* **34**, 349–352.
- Davis, F.A., Hirschmann, M.M. & Humayun, M. (2011). The composition of the incipient partial melt of garnet peridotite at 3 GPa and the origin of OIB. *Earth and Planetary Science Letters* **308**, 380–390.
- de Ignacio, C., Muñoz García, M., Sagredo Ruiz, J., de Ignacio, C., Muñoz García, M. & Sagredo Ruiz, J. (2012). Carbonatites and associated nephelinites from Sao Vicente, Cape Verde Islands. *Mineralogical magazine* **76**, 311–355.
- De Sitter, L.U., de Sitter-Koomans, C.M. & Heetveld, H. (1952). Les phonolites du Jebel Saghro (Maroc occidental). *Geologie en Mijnbouw* **8**, 267–276.
- De Vivo, B., Frezzotti, M.L., Lima, A. & Trigila, R. (1988). Spinel Iherzolite Nodules from Oahu Island (Hawaii) - a Fluid Inclusion Study. *Bulletin De Mineralogie* **111**, 307–319.
- Dixon, J.E. (1997). Degassing of alkalic basalts. *American Mineralogist* **82**, 368–378.
- Downs, R.T. (2006). The RRUFF Project: an integrated study of the chemistry, crystallography, Raman and infrared spectroscopy of minerals. *Program and Abstracts of the 19th General Meeting of the International Mineralogical Association in Kobe, Japan*.
- Duda, A. & Schmincke, H.-U. (1985). Polybaric differentiation of alkali basaltic magmas: evidence from green-core clinopyroxenes (Eifel, FRG). *Contributions to Mineralogy and Petrology* **91**, 340–353.
- Duggen, S., Hoernle, K., Van den Bogaard, P. & Garbe-Schonberg, D. (2005). Post-collisional transition from subduction- to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: Evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *Journal of Petrology* **46**, 1155–1201.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Rüpke, L. & Phipps Morgan, J. (2003). Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature* **422**, 602–606.
- Duggen, S., Hoernle, K.A., Hauff, F., Klugel, A., Bouabdellah, M. & Thirlwall, M.F. (2009). Flow of Canary mantle plume material through a subcontinental lithospheric corridor beneath Africa to the Mediterranean. *Geology* **37**, 283–286.

E

- Efremova, G.D. & Shvarts, A.V. (1972). Higher-Order Critical Phenomena in Ternary Systems. The Methanol–Carbon Dioxide–Ethane System. *Russian Journal of Physical Chemistry, USSR* **46**, 237–&.

- Eggler, D.H. & Holloway, J.R. (1977). Partial melting of peridotite in the presence of H₂O and CO₂: Principles and review. *Magma Genesis. Bulletin, State of Oregon, Department of Geology and Mineral Resources* **96**, 15–36.
- Eggler, D.H. (1978). Effect of CO₂ Upon Partial Melting of Peridotite in System Na₂O-CaO-Al₂O₃-MgO-SiO₂-CO₂ to 35 Kb, with an Analysis of Melting in a Peridotite-H₂O-CO₂ System. *American Journal of Science* **278**, 305–343.
- El Azzouzi, M., Maury, R.C., Bellon, H., Youbi, N., Cotten, J. & Kharbouch, F. (2010). Petrology and K-Ar chronology of the Neogene-Quaternary Middle Atlas basaltic province, Morocco. *Bulletin De La Societe Geologique De France* **181**, 243–257.
- Elder, J. (1976). *The Bowels of the Earth*. London: Oxford University Press.

F

- Faccenna, C. & Becker, T. W. (2010). Shaping mobile belts by small-scale convection. *Nature* **465**, 602–605.
- Falloon, T.J. & Green, D.H. (1989). The solidus of carbonated, fertile peridotite. *Earth and Planetary Science Letters* **94**, 364–370.
- Faure-Muret, A. (2000). Schéma géologique du Maroc. Maroc: Service Géologique du Maroc.
- Feigenson, M.D. & Carr, M.J. (1993). The source of Central American lavas: inferences from geochemical inverse modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **113**, 226–235.
- Feigenson, M.D., Patino, L.C. & Carr, M.J. (1996). Constraints on partial melting imposed by rare earth element variations in Mauna Kea basalts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)* **101**, 11815–11829.
- Feigenson, M.D., Bolge, L.L., Carr, M.J. & Herzberg, C.T. (2003). REE inverse modeling of HSDP2 basalts: Evidence for multiple sources in the Hawaiian plume. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **4**, 8706.
- Frey, F.A., Green, D.H. & Roy, S.D. (1978). Integrated Models of Basalt Petrogenesis: A Study of Quartz Tholeiites to Olivine Melilitites from South Eastern Australia Utilizing Geochemical and Experimental Petrological Data. *Journal of Petrology* **19**, 463–513.
- Frezzotti, M.L., Andersen, T., Neumann, E.-R. & Simonsen, S.L. (2002). Carbonatite melt–CO₂ fluid inclusions in mantle xenoliths from Tenerife, Canary Islands: a story of trapping, immiscibility and fluid–rock interaction in the upper mantle. *Lithos* **64**, 77–96.
- Frezzotti, M. L., Burke, E. A. J., De Vivo, B., Stefanini, B. & Villa, I. M. (1992). Mantle fluids in pyroxenite nodules from Salt Lake Crater (Oahu, Hawaii). *European Journal of Mineralogy* **4**, 1137–1153.

- Frezzotti, M.L., De Vivo, B. & Clocchiatti, R. (1991). Melt-mineral-fluid interactions in ultramafic nodules from alkaline lavas of Mount Etna (Sicily, Italy): Melt and fluid inclusion evidence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **47**, 209–219.
- Frezzotti, M.L., Touret, J.L.R., Lustenhouwer, W.J. & Neumann, E.R. (1994). Melt and fluid inclusions in dunite xenoliths from La Gomera, Canary Islands: tracking the mantle metasomatic fluids. *European Journal of Mineralogy* **6**, 805–818.
- Frizon de Lamotte, D. *et al.* (2008). The Atlas System. In: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A. & Lamotte, D. F. de (eds) *Continental Evolution: The Geology of Morocco*. Springer Berlin Heidelberg, 133–202.
- Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F. & Michard, A. (2009). Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): An overview. *Tectonophysics* **475**, 9–28
- Fullea, J., Fernández, M. & Zeyen, H. (2006). Lithospheric structure in the Atlantic–Mediterranean transition zone (southern Spain, northern Morocco): a simple approach from regional elevation and geoid data. *Comptes Rendus Géosciences* **338**, 140–151.
- Fullea, J., Fernández, M., Afonso, J.C., Vergés, J. & Zeyen, H. (2010). The structure and evolution of the lithosphere–asthenosphere boundary beneath the Atlantic–Mediterranean Transition Region. *Lithos* **120**, 74–95.
- Fullea, J., Fernández, M. & Zeyen, H. (2006). Lithospheric structure in the Atlantic–Mediterranean transition zone (southern Spain, northern Morocco): a simple approach from regional elevation and geoid data. *Comptes Rendus Geoscience* **338**, 140–151.

G

- Galipp, K., Klügel, A. & Hansteen, T.H. (2006). Changing depths of magma fractionation and stagnation during the evolution of an oceanic island volcano: La Palma (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **155**, 285–306.
- Gast, P. (1968). Trace Element Fractionation and Origin of Tholeiitic and Alkaline Magma Types. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **32**, 1057–&.
- Geldmacher, J., Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Duggen, S. & Werner, R. (2005). New $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ age and geochemical data from seamounts in the Canary and Madeira volcanic provinces: Support for the mantle plume hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters* **237**, 85–101.
- Gerbode, C. & Dasgupta, R. (2010). Carbonate-fluxed Melting of MORB-like Pyroxenite at 2.9 GPa and Genesis of HIMU Ocean Island Basalts. *Journal of Petrology* **51**, 2067–2088.
- Gomez, F., Beauchamp, W. & Barazangi, M. (2000). Role of the Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone. *Geology* **28**, 775–778.

- Gomez, F., Allmendinger, R., Barazangi, M., Er-Raji, A. & Dahmani, M. (1998). Crustal shortening and vertical strain partitioning in the Middle Atlas Mountains of Morocco. *Tectonics* **17**, 520–533.
- Gorring, M.L. & Kay, S.M. (2000). Carbonatite metasomatized peridotite xenoliths from southern Patagonia: implications for lithospheric processes and Neogene plateau magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **140**, 55–72.
- Govindaraju, K. (1994). 1994 Compilation of Working Values and Sample Description for 383 Geostandards. *Geostandards Newsletter* **18**, 1–&.
- Green, D.H. & Falloon, T.J. (1998). Pyrolite: A Ringwood Concept and Its Current Expression. Jackson, I., (Ed.), 1998. *The Earth's Mantle: Composition, Structure, and Evolution*. Cambridge University Press.
- Green, D.H. & Ringwood, A. (1967). Stability Fields of Aluminous Pyroxene Peridotite and Garnet Peridotite and Their Relevance in Upper Mantle Structure. *Earth and Planetary Science Letters* **3**, 151–&.
- Green, T.H. (1994). Trace-element Partitioning with Application to Magmatic Processes Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis — Sedona 16 years later. *Chemical Geology* **117**, 1–36.
- Green, T.H., Blundy, J.D., Adam, J. & Yaxley, G.M. (2000). SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2–7.5 GPa and 1080–1200 C. *Lithos* **53**, 165–187.
- Grutzeck, M., Kridelbaugh, S. & Weill, D. (1974). The distribution of Sr and REE between diopside and silicate liquid. *Geophysical Research Letters* **1**, 273–275.
- Gudfinnsson, G. H. & Presnall, D. C. (2005). Continuous Gradations among Primary Carbonatitic, Kimberlitic, Melilititic, Basaltic, Picritic, and Komatiitic Melts in Equilibrium with Garnet Lherzolite at 3–8 GPa. *Journal of Petrology* **46**, 1645–1659.
- Guidi, G. D., Imposa, S., Scudero, S. & Palano, M. (2014). New evidence for Late Quaternary deformation of the substratum of Mt. Etna volcano (Sicily, Italy): clues indicate active crustal doming. *Bulletin of Volcanology* **76**, 1–13.

H

- Halliday, A. N., Lee, D.-C., Tommasini, S., Davies, G. R., Paslick, C. R., Godfrey Fitton, J. & James, D. E. (1995). Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters* **133**, 379–395.

- Hamilton, D. L. (1961). Nephelines As Crystallization Temperature Indicators. *Journal of Geology* **69**, 321–329.
- Hanson, G. N. (1980). Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **8**, 371.
- Hansteen, T.H., Andersen, T., Neumann, E.R. & Jelsma, H. (1991). Fluid and silicate glass inclusions in ultramafic and mafic xenoliths from Hierro, Canary Islands: implications for mantle metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **107**, 242–254.
- Hansteen, T.H., Klugel, A. & Schmincke, H.U. (1998). Multi-stage magma ascent beneath the Canary Islands: evidence from fluid inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **132**, 48–64.
- Hauri, E.H., Shimizu, N., Dieu, J.J. & Hart, S.R. (1993). Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. *Nature* **365**, 221–227.
- Hauri, E.H., Wagner, T.P. & Grove, T.L. (1994). Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology* **117**, 149–166.
- Hemond, C., Devey, C. & Chauvel, C. (1994). Source Compositions and Melting Processes in the Society and Austral Plumes (south-Pacific Ocean) – Element and Isotope (sr, Nd, Pb, Th) Geochemistry. *Chemical Geology* **115**, 7–45.
- Hidas, K., Guzmics, T., Szabó, C., Kovács, I., Bodnar, R.J., Zajacz, Z., Nédli, Z., Vaccari, L. & Perucchi, A. (2010). Coexisting silicate melt inclusions and H₂O-bearing, CO₂-rich fluid inclusions in mantle peridotite xenoliths from the Carpathian–Pannonian region (central Hungary). *Chemical Geology* **274**, 1–18.
- Hirose, K. (1997). Partial melt compositions of carbonated peridotite at 3 GPa and role of CO₂ in alkali-basalt magma generation. *Geophysical Research Letters* **24**, 2837–2840.
- Hirose, K. & Kushiro, I. (1993). Partial Melting of Dry Peridotites at High-Pressures - Determination of Compositions of Melts Segregated from Peridotite Using Aggregates of Diamond. *Earth and Planetary Science Letters* **114**, 477–489.
- Hirschmann, M.M., Ghiorso, M.S., Wasylenki, L.E., Asimow, P.D. & Stolper, E.M. (1998). Calculation of Peridotite Partial Melting from Thermodynamic Models of Minerals and Melts. I. Review of Methods and Comparison with Experiments. *Journal of Petrology* **39**, 1091–1115.
- Hirschmann, M.M., Kogiso, T., Baker, M.B. & Stolper, E. M. (2003). Alkalic magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite. *Geology* **31**, 481–484.
- Hoernle, K. & Schmincke, H.U. (1993). The Petrology of the Tholeiites through Melilite Nephelinites on Gran Canaria, Canary Islands: Crystal Fractionation, Accumulation, and Depths of Melting. *Journal of Petrology* **34**, 573–597.

- Hoernle, K. & Schmincke, H.U. (1993). The Role of Partial Melting in the 15-Ma Geochemical Evolution of Gran-Canaria – a Blob Model for the Canary Hotspot. *Journal of Petrology* **34**, 599–626.
- Hoernle, K., Tilton, G. & Schmincke, H.U. (1991). SrNdPb isotopic evolution of Gran Canaria: Evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters* **106**, 44–63.
- Hoernle, K., Tilton, G., Le Bas, M.J., Duggen, S. & Garbe-Schönberg, D. (2002). Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **142**, 520–542.
- Hofmann, A.W. (1997). Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* **385**, 219–229.
- Hofmann, A.W. & Feigenson, M.D. (1983). Case studies on the origin of basalt. Part I. Theory and reassessment of Grenada basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **84**, 382–389.
- Hofmann, A.W. & White, W.M. (1982). Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* **57**, 421–436.
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. & White, W.M. (1986). Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* **79**, 33–45.
- Hudgins, T.R., Mukasa, S.B., Simon, A.C., Moore, G. & Barifaijo, E. (2015). Melt inclusion evidence for CO₂-rich melts beneath the western branch of the East African Rift: implications for long-term storage of volatiles in the deep lithospheric mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **169**, 1–18.

I

- Ibhi, A. (2000). Le volcanisme Plio-Quaternaire de Saghro (Anti-Atlas, Maroc) et les enclaves basiques et ultrabasiqes associées. PhD thesis, University of Agadir, Morocco.
- Ibhi, A. & Nachit, H. (1999). Découverte d'une association d'enclaves carbonatite-lherzolite dans le volcanisme Plio-quaternaire de Fom El Kouss (Jbel Saghro). *Rev. Géol. Méditerranéenne* **26**, 19–28.
- Ibhi, A., Nachit, H., Abia, E.H. & Hernandez, J. (2002). Intervention of carbonate components in petrogenesis of the pyroxene nephelinites from the Jbel Saghro (Anti-Atlas, Morocco). *Bulletin De La Societe Geologique De France* **173**, 37–43.
- Ignacio, C. de, Muñoz, M. & Sagredo, J. (2012). Carbonatites and associated nephelinites from São Vicente, Cape Verde Islands. *Mineralogical Magazine* **76**, 311–355.

- Ionov, D.A., Ashchepkov, I.V., Stosch, H.G., Witt-Eickschen, G. & Seck, H.A. (1993). Garnet Peridotite Xenoliths from the Vitim Volcanic Field, Baikal Region: the Nature of the Garnet—Spinel Peridotite Transition Zone in the Continental Mantle. *Journal of Petrology* **34**, 1141–1175.
- Ionov, D.A., O'Reilly, S.Y., Genshaft, Y.S. & Kopylova, M.G. (1996). Carbonate-bearing mantle peridotite xenoliths from Spitsbergen: phase relationships, mineral compositions and trace-element residence. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **125**, 375–392.
- Ito, K. & Kennedy, G. (1967). Melting and Phase Relations in a Natural Peridotite to 40 Kilobars. *American Journal of Science* **265**, 519–&.

J

- Jiménez-Munt, I., Fernández, M., Vergés, J., Garcia-Castellanos, D., Fulla, J., Pérez-Gussinyé, M. & Afonso, J. C. (2011). Decoupled crust-mantle accommodation of Africa-Eurasia convergence in the NW Moroccan margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **116**, B08403.
- Johnson, J.S., Gibson, S.A., Thompson, R.N. & Nowell, G.M. (2005). Volcanism in the Vitim Volcanic Field, Siberia: Geochemical Evidence for a Mantle Plume Beneath the Baikal Rift Zone. *Journal of Petrology* **46**, 1309–1344.
- Jugo, P.J., Wilke, M. & Botcharnikov, R.E. (2010). Sulfur K-edge XANES analysis of natural and synthetic basaltic glasses: Implications for S speciation and S content as function of oxygen fugacity. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **74**, 5926–5938.
- Jung, C., Jung, S., Hoffer, E. & Berndt, J. (2006). Petrogenesis of Tertiary Mafic Alkaline Magmas in the Hoheifel, Germany. *Journal of Petrology* **47**, 1637–1671.

K

- Kaislaniemi, L. & van Hunen, J. (2014). Dynamics of lithospheric thinning and mantle melting by edge-driven convection: Application to Moroccan Atlas mountains. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **15**, 3175–3189.
- Kawakami, Y., Yamamoto, J. & Kagi, H. (2003). Micro-Raman densimeter for CO₂ inclusions in mantle-derived minerals. *Applied Spectroscopy* **57**, 1333–1339.
- Kelemen, P.B., Yogodzinski, G.M. & Scholl, D.W. (2003). Along-strike variation in the Aleutian island arc: Genesis of high Mg# andesite and implications for continental crust. *Inside the Subduction Factory, Geophys. Monogr. Ser.* **138**, 223–276.

- King, S.D. & Anderson, D.L. (1998). Edge-driven convection. *Earth and Planetary Science Letters* **160**, 289–296.
- Kiseeva, E.S., Yaxley, G.M., Hermann, J., Litasov, K.D., Rosenthal, A. & Kamenetsky, V.S. (2012). An Experimental Study of Carbonated Eclogite at 3.5–5.5 GPa—Implications for Silicate and Carbonate Metasomatism in the Cratonic Mantle. *Journal of Petrology* **53**, 727–759.
- Klemme, S. & O'Neill, H.S. (2000). The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **138**, 237–248.
- Kogarko, L.N. (1974). Petrogenesis. Role of volatiles. *Sørensen, H., (Ed.), 1974. The Alkaline Rocks*. London: J. Wiley & Sons, 474–487.
- Kogiso, T., Hirschmann, M.M. & Frost, D.J. (2003). High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* **216**, 603–617.
- Kushiro, I. (1975). Nature of Silicate Melt and Its Significance in Magma Genesis - Regularities in Shift of Liquidus Boundaries Involving Olivine, Pyroxene, and Silica Minerals. *American Journal of Science* **275**, 411–431.

L

- Lambart, S., Laporte, D., Provost, A. & Schiano, P. (2012). Fate of Pyroxenite-derived Melts in the Peridotitic Mantle: Thermodynamic and Experimental Constraints. *Journal of Petrology* **53**, 451–476.
- LaTourrette, T., Hervig, R.L. & Holloway, J.R. (1995). Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letters* **135**, 13–30.
- Le Bas, M.J. (1989). Nephelinitic and Basanitic Rocks. *Journal of Petrology* **30**, 1299–1312.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B. & Bateman, P. (eds) (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd Edition*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Ledo, J., Jones, A. G., Siniscalchi, A., Campanyà, J., Kiyan, D., Romano, G. & Rouai, M. (2011). Electrical signature of modern and ancient tectonic processes in the crust of the Atlas mountains of Morocco. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **185**, 82–88.
- Liégeois, J.P., Benhallou, A., Azzouni-Sekkal, A., Yahiaoui, R. & Bonin, B. (2005). The Hoggar swell and volcanism: Reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism. *Geological Society of America Special*

Papers **388**, 379–400.

- Lloyd, F.E. & Bailey, D.K. (1975). Light element metasomatism of the continental mantle: The evidence and the consequences. *Physics and Chemistry of the Earth* **9**, 389–416.
- Lundstrom, C.C., Hoernle, K. & Gill, J. (2003). U-series disequilibria in volcanic rocks from the Canary Islands: Plume versus lithospheric melting. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **67**, 4153–4177.
- Lustrino, M. & Wilson, M. (2007). The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth-Science Reviews* **81**, 1–65.

M

- Mallik, A. & Dasgupta, R. (2012). Reaction between MORB-eclogite derived melts and fertile peridotite and generation of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* **329–330**, 97–108.
- Mallik, A. & Dasgupta, R. (2014). Effect of variable CO₂ on eclogite-derived andesite and lherzolite reaction at 3 GPa—Implications for mantle source characteristics of alkalic ocean island basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **15**, 1533–1557.
- Mathez, E.A. & Webster, J.D. (2005). Partitioning behavior of chlorine and fluorine in the system apatite-silicate melt-fluid. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **69**, 1275–1286.
- McDade, P., Blundy, J.D. & Wood, B.J. (2003). Trace element partitioning on the Tinaquillo Lherzolite solidus at 1.5 GPa. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **139**, 129–147.
- McDonough, W.F. & Sun, S.-s. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology* **120**, 223–253.
- McKenzie, D. a. N. & O’Nions, R.K. (1991). Partial Melt Distributions from Inversion of Rare Earth Element Concentrations. *Journal of Petrology* **32**, 1021–1091.
- Meibom, A. & Anderson, D.L. (2004). The statistical upper mantle assemblage. *Earth and Planetary Science Letters* **217**, 123–139.
- Melluso, L., le Roex, A.P. & Morra, V. (2011). Petrogenesis and Nd-, Pb-, Sr-isotope geochemistry of the Cenozoic olivine melilitites and olivine nephelinites (“ankaratrites”) in Madagascar. *Lithos* **127**, 505–521.
- Melluso, L., Morra, V., Riziky, H., Veloson, J., Lustrino, M., Del Gatto, L. & Modeste, V. (2007). Petrogenesis of a basanite–tephrite–phonolite volcanic suite in the Bobaomby (Cap d’Ambre) peninsula, northern Madagascar. *Journal of African Earth Sciences* **49**, 29–42.

- Mengel, K. & Green, D.H. (1986). Experimental study of amphibole and phlogopite stability in metasomatized peridotite under water-saturated and water-undersaturated conditions. *Geological Society of Australia Abstr* **16**, 193–195.
- Métrich, N., Bertagnini, A. & Muro, A.D. (2010). Conditions of Magma Storage, Degassing and Ascent at Stromboli: New Insights into the Volcano Plumbing System with Inferences on the Eruptive Dynamics. *Journal of Petrology* **51**, 603–626.
- Métrich, N., Clocchiatti, R., Mosbah, M. & Chaussidon, M. (1993). The 1989–1990 activity of Etna magma mingling and ascent of H₂O–Cl–S-rich basaltic magma. Evidence from melt inclusions. *Journal of volcanology and geothermal research* **59**, 131–144.
- Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A. & de Lamotte, D.F. (2008). *Continental evolution: The geology of Morocco: Structure, stratigraphy, and tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean triple junction*. Springer.
- Miller, M. S. & Becker, T. W. (2014). Reactivated lithospheric-scale discontinuities localize dynamic uplift of the Moroccan Atlas Mountains. *Geology* **42**, 35–38.
- Minster, J.F. & Allègre, C.J. (1978). Systematic use of trace elements in igneous processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **68**, 37–52.
- Missenard, Y. & Cadoux, A. (2012). Can Moroccan Atlas lithospheric thinning and volcanism be induced by Edge-Driven Convection? *Terra Nova* **24**, 27–33.
- Missenard, Y., Zeyen, H., Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Petit, C., Sébrier, M. & Saddiqi, O. (2006). Crustal versus asthenospheric origin of relief of the Atlas Mountains of Morocco. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **111**, B03401.
- Momme, P., Oskarsson, N. & Keays, R.R. (2003). Platinum-group elements in the Icelandic rift system: melting processes and mantle sources beneath Iceland. *Chemical Geology* **196**, 209–234.
- Morgan, V. & Lindblom, S. (1995). Volatiles associated with the alkaline – carbonatite magmatism at Alnö, Sweden: a study of fluid and solid inclusions in minerals from the Laångarsholmen ring complex. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **122**, 262–274.
- Mourtada, S., Le Bas, M.J. & Pin, C. (1997). Petrogenesis of Mg-carbonatites from Tamazert in the Moroccan High Atlas. *Comptes Rendus De L'Academie Des Sciences* **325**, 559–564.
- Müntener, O., Manatschal, G., Desmurs, L. & Pettke, T. (2010). Plagioclase Peridotites in Ocean–Continent Transitions: Refertilized Mantle Domains Generated by Melt Stagnation in the Shallow Mantle Lithosphere. *Journal of Petrology* **51**, 255–294.
- Murck, B.W., Burruss, R.C. & Hollister, L.S. (1978). Phase equilibria in fluid inclusions in ultramafic xenoliths. *American Mineralogist* **63**, 40–46.
- Mysen, B. & Kushiro, I. (1977). Compositional Variations of Coexisting Phases with Degree of Melting of Peridotite in Upper Mantle. *American Mineralogist* **62**, 843–856.

Mysen, B.O., Arculus, R.J. & Eggler, D.H. (1975). Solubility of Carbon-Dioxide in Melts of Andesite, Tholeiite, and Olivine Nephelinite Composition to 30 Kbar Pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **53**, 227–239.

N

Natali, C., Beccaluva, L., Bianchini, G., Ellam, R.M., Siena, F. & Stuart, F.M. (2013). Carbonated alkali-silicate metasomatism in the North Africa lithosphere: Evidence from Middle Atlas spinel-lherzolites, Morocco. *Journal of South American Earth Sciences* **41**, 113–121.

Nekvasil, H., Dondolini, A., Horn, J., Filiberto, J., Long, H. & Lindsley, D.H. (2004). The Origin and Evolution of Silica-saturated Alkalic Suites: an Experimental Study. *Journal of Petrology* **45**, 693–721.

Neumann, E.R., Wulff-Pedersen, E., Johnsen, K., Andersen, T. & Krogh, E. (1995). Petrogenesis of spinel harzburgite and dunite suite xenoliths from Lanzarote, eastern Canary Islands: Implications for the upper mantle. *Lithos* **35**, 83–107.

Newman, S. & Lowenstern, J.B. (2002). VolatileCalc: a silicate melt–H₂O–CO₂ solution model written in Visual Basic for Excel. *Computers & Geosciences* **28**, 597–604.

Nicolich, R., Laigle, M., Hirn, A., Cernobori, L. & Gallart, J. (2000). Crustal structure of the Ionian margin of Sicily: Etna volcano in the frame of regional evolution. *Tectonophysics* **329**, 121–139.

Niu, Y. & O'Hara, M. J. (2003). Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **108**, 2209.

Norman, M.D. & Garcia, M.O. (1999). Primitive magmas and source characteristics of the Hawaiian plume: petrology and geochemistry of shield picrites. *Earth and Planetary Science Letters* **168**, 27–44.

O

O'Neill, H.S.C. (1981). The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a Geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **77**, 185–194.

Onuma, N., Ninomiya, S. & Nagasawa, H. (1981). Mineral-Groundmass Partition-Coefficients for Nepheline, Melilite, Clinopyroxene and Perovskite in Melilite-Nepheline Basalt, Nyiragongo, Zaire. *Geochemical Journal* **15**, 221–228.

P

- Palomeras, I., Thurner, S., Levander, A., Liu, K., Villasenor, A., Carbonell, R. & Harnafi, M. (2014). Finite-frequency Rayleigh wave tomography of the western Mediterranean: Mapping its lithospheric structure. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **15**, 140–160.
- Papale, P. (1997). Modeling of the solubility of a one-component H₂O or CO₂ fluid in silicate liquids. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **126**, 237–251.
- Parat, F., Holtz, F. & Kluegel, A. (2011). S-rich apatite-hosted glass inclusions in xenoliths from La Palma: constraints on the volatile partitioning in evolved alkaline magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **162**, 463–478.
- Pertermann, M. & Hirschmann, M.M. (2003). Partial melting experiments on a MORB-like pyroxenite between 2 and 3 GPa: Constraints on the presence of pyroxenite in basalt source regions from solidus location and melting rate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **108**, 2125.
- Philpotts A.R., (1990). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall.
- Philpotts, J.A., Schnetzler, C.C. & Thomas, H.H. (1972). Petrogenetic implications of some new geochemical data on eclogitic and ultrabasic inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **36**, 1131–1166.
- Pilet, S. (2015). Generation of low-silica alkaline lavas: Petrological constraints, models, and thermal implications. *Geological Society of America Special Papers* **514**, SPE514–17.
- Pilet, S., Baker, M.B. & Stolper, E.M. (2008). Metasomatized Lithosphere and the Origin of Alkaline Lavas. *Science* **320**, 916–919.
- Pilet, S., Hernandez, J., Bussy, F. & Sylvester, P.J. (2004). Short-term metasomatic control of Nb/Th ratios in the mantle sources of intraplate basalts. *Geology* **32**, 113–116.
- Pilet, S., Hernandez, J., Sylvester, P. & Poujol, M. (2005). The metasomatic alternative for ocean island basalt chemical heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters* **236**, 148–166.
- Pilet, S., Ulmer, P. & Villiger, S. (2010). Liquid line of descent of a basanitic liquid at 1.5 GPa: constraints on the formation of metasomatic veins. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **159**, 621–643.
- Prowatke, S. & Klemme, S. (2006). Trace element partitioning between apatite and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **70**, 4513–4527.
- Prytulak, J. & Elliott, T. (2007). TiO₂ enrichment in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* **263**, 388–403.
- Putirka, K. (1997). Magma transport at Hawaii: Inferences based on igneous thermobarometry. *Geology* **25**, 69–72.
- Putirka, K.D., Mikaelian, H., Ryerson, F. & Shaw, H. (2003). New clinopyroxene-liquid

thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist* **88**, 1542–1554.

R

Rachdi, H., Berrahma, M., Delaloye, M., Faure-Muret, A. & Dahmani, M. (1997). Le volcanisme tertiaire du Rekkame (Maroc): pétrologie, géochimie et géochronologie. *Journal of African Earth Sciences* **24**, 259–269.

Ramdani, F. (1998). Geodynamic implications of intermediate-depth earthquakes and volcanism in the intraplate Atlas Mountains (Morocco). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **108**, 245–260.

Rehkamper, M., Halliday, A.N., Fitton, J.G., Lee, D.C., Wieneke, M. & Arndt, N.T. (1999). Ir, Ru, Pt, and Pd in basalts and komatiites: New constraints for the geochemical behavior of the platinum-group elements in the mantle. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **63**, 3915–3934.

Ringwood, A.E. (1975). *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. New York: McGraw-Hill Inc.,US.

Robinson, J.A.C. & Wood, B.J. (1998). The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. *Earth and Planetary Science Letters* **164**, 277–284.

Roedder, E. (1965). Liquid CO₂ inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts. *American Mineralogist* **50**, 1746–1782.

Roedder, E. (1984). *Fluid Inclusions*. Washington, DC.: Mineralogical Society of America.

Rudnick, R.L., McDonough, W.F. & Chappell, B.W. (1993). Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: Petrographic and geochemical characteristics. *Earth and Planetary Science Letters* **114**, 463–475.

Rudnick, R.L., McDonough, W.F. & Chappell, B.W. (1993). Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: Petrographic and geochemical characteristics. *Earth and Planetary Science Letters* **114**, 463–475.

S

Salters, V.J.M. & Stracke, A. (2004). Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **5**, Q05B07.

Schiano, P., Clocchiatti, R., Shimizu, N., Weis, D. & Mattielli, N. (1994). Cogenetic silica-rich and carbonate-rich melts trapped in mantle minerals in Kerguelen ultramafic xenoliths: Implications for metasomatism in the oceanic upper mantle. *Earth and Planetary Science*

Letters **123**, 167–178.

Shaw, D. (1970). Trace Element Fractionation During Anatexis. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **34**, 237–243.

Shimizu, N. & Kushiro, I. (1975). The partitioning of rare earth elements between garnet and liquid at high pressures: Preliminary experiments. *Geophysical Research Letters* **2**, 413–416.

Sobolev, V.S., Bazarova, T.Y. & Kostyuk, V.P. (1974). Inclusions in the minerals of some types of alkaline rocks. *Sørensen, H., (Ed.), 1974. The Alkaline Rocks*. London: J. Wiley & Sons, 389–401.

Span, R. & Wagner, W. (1996). A new equation of state for carbon dioxide covering the fluid region from the triple-point temperature to 1100 K at pressures up to 800 MPa. *Journal of Physical and Chemical Reference Data* **25**, 1509–1596.

Spera, F.J. (1984). Carbon-Dioxide in Petrogenesis .3. Role of Volatiles in the Ascent of Alkaline Magma with Special Reference to Xenolith-Bearing Mafic Lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **88**, 217–232.

Stormer, J. (1983). The Effects of Recalculation on Estimates of Temperature and Oxygen Fugacity from Analyses of Multicomponent Iron Titanium-Oxides. *American Mineralogist* **68**, 586–594.

Sun, S.-s. & McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* **42**, 313–345.

T

Takahashi, E. (1986). Melting of a Dry Peridotite K1b-1 up to 14 Gpa - Implications on the Origin of Peridotitic Upper Mantle. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets* **91**, 9367–9382.

Takahashi, E. & Kushiro, I. (1983). Melting of a Dry Peridotite at High-Pressures and Basalt Magma Genesis. *American Mineralogist* **68**, 859–879.

Tatsumi, Y., Arai, R. & Ishizaka, K. (1999). The Petrology of a Melilite–Olivine Nephelinite from Hamada, SW Japan. *Journal of Petrology* **40**, 497–509.

Teixell, A., Arboleya, M.-L., Julivert, M. & Charroud, M. (2003). Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). *Tectonics* **22**, 1051.

Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernandez, M. & Arboleya, M. L. (2005). Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco. *Terra Nova* **17**,

456–461.

- Teixell, A., Bertotti, G., de Lamotte, D. F. & Charroud, M. (2009). The geology of vertical movements of the lithosphere: An overview. *Tectonophysics* **475**, 1–8.
- Thibault, Y., Edgar, A. & Lloyd, F. (1992). Experimental Investigation of Melts from a Carbonated Phlogopite Lherzolite - Implications for Metasomatism in the Continental Lithospheric Mantle. *American Mineralogist* **77**, 784–794.
- Thiery, R., Vidal, J. & Dubessy, J. (1994). Phase equilibria modelling applied to fluid inclusions: Liquid-vapour equilibria and calculation of the molar volume in the CO₂-CH₄-N₂ system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **58**, 1073–1082.
- Thirlwall, M., Upton, B. & Jenkins, C. (1994). Interaction Between Continental Lithosphere and the Iceland Plume-Sr-Nd-Pb Isotope Geochemistry of Tertiary Basalts, Ne Greenland. *Journal of Petrology* **35**, 839–879.
- Toulmin, P. & Barton, P.B. (1964). A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **28**, 641–671.
- Touret, J. (1982). An Empirical Phase-Diagram for a Part of the N₂-CO₂ System at Low-Temperature. *Chemical Geology* **37**, 49–58.

U

- Ulianov, A., Müntener, O., Ulmer, P. & Pettke, T. (2007). Entrained Macrocryst Minerals as a Key to the Source Region of Olivine Nephelinites: Humberg, Kaiserstuhl, Germany. *Journal of Petrology* **48**, 1079–1118.
- Ulrych, J., Dostal, J., Hegner, E., Balogh, K. & Ackerman, L. (2008). Late Cretaceous to Paleocene melilitic rocks of the Ohře/Eger Rift in northern Bohemia, Czech Republic: Insights into the initial stages of continental rifting. *Lithos* **101**, 141–161.

V

- Van Achterbergh, E., Ryan, C.G., Jackson, S.E. & Griffin, W.L. (2001). Data reduction software for LA-ICP-MS. *Laser-Ablation-ICPMS in the earth sciences—principles and applications. Miner Assoc Can (short course series)* **29**, 239–243.
- Van den Kerkhof, A.M. (1988). Phase-Transitions and Molar Volumes of CO₂-CH₄-N₂ Inclusions. *Bulletin De Mineralogie* **111**, 257–266.
- Van den Kerkhof, A.M. (1990). Isochoric phase diagrams in the systems CO₂-CH₄ and CO₂-N₂: Application to fluid inclusions. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **54**, 621–629.

Van der Wal, D. & Bodinier, J.-L. (1996). Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **122**, 387–405.

W

Wallace, M.E. & Green, D. H. (1988). An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature* **335**, 343–346.

Walter, M.J. (1998). Melting of Garnet Peridotite and the Origin of Komatiite and Depleted Lithosphere. *Journal of Petrology* **39**, 29–60.

Wanamaker, B.J., Wong, T.F. & Evans, B. (1990). Decrepitation and Crack Healing of Fluid Inclusions in San-Carlos Olivine. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets* **95**, 15623–15641.

Weaver, B.L. (1991). The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters* **104**, 381–397.

Webster, J.D., Vetere, F., Botcharnikov, R.E., Goldoff, B., McBirney, A. & Doherty, A.L. (2015). Experimental and modeled chlorine solubilities in aluminosilicate melts at 1 to 7000 bars and 700 to 1250 °C: Applications to magmas of Augustine Volcano, Alaska. *American Mineralogist* **100**, 522–535.

Wendlandt, R. & Mysen, B. (1980). Melting Phase-Relations of Natural Peridotite + CO₂ as a Function of Degree of Partial Melting at 15-Kbar and 30-Kbar. *American Mineralogist* **65**, 37–44.

Willbold, M. & Stracke, A. (2006). Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **7**, Q04004.

Wood, B.J. & Blundy, J.D. (2002). The effect of H₂O on crystal-melt partitioning of trace elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **66**, 3647–3656.

Wyllie, P.J. (1977). Mantle Fluid Compositions Buffered by Carbonates in Peridotite-CO₂-H₂O. *Journal of Geology* **85**, 187–207.

Wyllie, P.J. & Huang, W.L. (1976). Carbonation and melting reactions in the system CaO–MgO–SiO₂–CO₂ at mantle pressures with geophysical and petrological applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **54**, 79–107.

Y

- Yaxley, G. M. & Green, D. H. (1998). Reactions between eclogite and peridotite: Mantle refertilisation by subduction of oceanic crust. *Schweizerische Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen* **78**, 243–255.
- Yaxley, G. M., Crawford, A. J. & Green, D. H. (1991). Evidence for carbonatite metasomatism in spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia. *Earth and Planetary Science Letters* **107**, 305–317.
- Yoder, H.S. & Tilley, C.E. (1962). Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems. *Journal of Petrology* **3**, 342–532.

Z

- Zeng, G., Chen, L.H., Xu, X.S., Jiang, S.Y. & Hofmann, A.W. (2010). Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China. *Chemical Geology* **273**, 35–45.
- Zeyen, H. & Fernández, M. (1994). Integrated lithospheric modeling combining thermal, gravity, and local isostasy analysis: Application to the NE Spanish Geotranssect. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **99**, 18089–18102.

Résumé

Les laves alcalines sous-saturées riches en éléments volatils sont les marqueurs du rôle important des fluides dans le manteau et des interactions fluide-roche et magma-roche, processus clés pour comprendre la dynamique du manteau convectif et les interactions asthénosphère-lithosphère en domaine intracontinental. L'objectif de cette thèse est d'apporter de nouvelles contraintes sur la genèse des magmas alcalins en caractérisant les conditions de cristallisation, la source et les processus de fusion partielle à l'origine des néphélinites miocènes, des néphélinites pliocènes et des basanites du champ volcanique du Jbel Saghro dans l'Anti-Atlas marocain.

L'étude pétrologique et géochimique des roches et des minéraux, couplée à l'analyse des inclusions fluides a permis de contraindre les conditions pré-éruptives des néphélinites de Saghro à 1.7–2.2 GPa et ~1350 °C. Les minéraux montrent que les magmas néphélinitiques sont riches en éléments volatils (Cl, F, S), et les inclusions fluides indiquent que les magmas étaient saturés en fluide riche en CO₂ à des pressions > 590 MPa. Les différents assemblages minéralogiques des néphélinites et la présence de xénolites péridotitiques suggèrent une ascension rapide des néphélinites miocènes et des processus plus complexes en profondeur pour les néphélinites pliocènes.

La modélisation des processus de cristallisation fractionnée et de fusion partielle des laves mafiques de Saghro a permis de déterminer qu'elles sont issues de faibles taux de fusion partielle (0.6–2.5 %) d'une péridotite carbonatée enrichie en éléments incompatibles, au niveau de la transition grenat-spinelle (~80–85 km) et en présence d'amphibole. Les néphélinites de Saghro montrent une évolution temporelle avec une légère augmentation du taux de fusion et une diminution de la quantité d'amphibole au résidu des plus anciennes (néphélinites miocènes, 9.6 Ma) aux plus récentes (néphélinites pliocènes, 2.9 Ma). Les basanites forment un système indépendant des néphélinites et sont issues de taux de fusion plus élevés. Les fortes variations dans leur composition chimique suggèrent qu'elles ont subi de la cristallisation fractionnée lors de leur ascension.

Les caractéristiques particulières des néphélinites et basanites de Saghro (enrichissement en éléments incompatibles, anomalies négatives en K, Zr, Hf et Ti, rapports Ca/Al et Zr/Hf élevés) indiquent que leur source a subi un métasomatisme principalement carbonatitique. L'influence de ce métasomatisme est plus forte pour les néphélinites pliocènes que pour les néphélinites miocènes, impliquant une évolution temporelle de l'intensité du métasomatisme. Ces résultats suggèrent des interactions fluide-roche sous le craton Nord-Ouest Africain, entraînant la formation d'un manteau métasomatisé par des composants carbonatitiques riches en CO₂ au niveau de la transition lithosphère-asthénosphère. L'origine du métasomatisme provoquant l'enrichissement de la source et la formation de veines d'amphibole pourrait être liée à la fusion de reliquats de croûte océanique subductée. Les températures de fusion relativement faibles (< 1350 °C) suggèrent l'absence d'anomalie thermique sous le Jbel Saghro, et favorisent donc un modèle de délamination de la lithosphère comme initiateur du volcanisme. Cependant, l'augmentation du taux de fusion partielle au cours du temps, également observée dans le Moyen Atlas, et les similitudes isotopiques et géochimiques avec les laves alcalines des îles Canaries ne permettent pas d'exclure une influence du panache des Canaries sur la source du volcanisme alcalin du Jbel Saghro. Finalement, ce travail de thèse suggère que le modèle EDC (*Edge-Driven Convection*) lié au Craton Ouest Africain est le plus à même d'expliquer la présence d'amphibole dans la source des laves alcalines du Jbel Saghro.

Mots-clés : *volcanisme alcalin, néphélinite, inclusions fluides, éléments volatils, fusion partielle, métasomatisme carbonatitique.*