

**REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA
RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE SETIF 1**



**INSTITUT D'ARCHITECTURE ET DES SCIENCES DE LA TERRE
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE**

**Mémoire présenté pour l'obtention du diplôme de MAGISTER en
Sciences de la Terre
Spécialité : Géologie et Ressources Minérales**

Thème :

Etude des lamproïtes du Nord-Est algérien

Présenté par :

LAGHOUAG Mohamed Yacine

Soutenu publiquement le 25 décembre 2014, devant le jury composé de :

Mr Demdoum Abdeslem	Maître de Conférences A –U. Sétif 1	Président
Mr Chabou Moulley Charaf	Maître de Conférences A –U. Sétif 1	Encadreur
Mr Bouima Tayeb	Maître de Conférences A –U. Sétif 1	Examineur
Mr Laouar Rabah	Professeur – U. Annaba.	Examineur

Décembre 2014

Remerciements

Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance au **Dr Chabou Moulley Charaf**, mon encadreur, pour m'avoir proposé ce sujet, pour ses conseils et son aide tout au long de la préparation de mon mémoire de Magister.

Je voudrais exprimer ma profonde gratitude et mes sincères remerciements au **Dr Gaston Godard** de l'Institut de Physique du Globe de Paris pour les analyses au MEB et à la microsonde et pour sa disponibilité malgré son emploi du temps très chargé.

Je remercie le **Dr Bouima Tayeb** pour avoir accepté d'examiner ce travail et pour ses enseignements au cours de ma graduation et ma post-graduation.

Mes sincères remerciements au **Pr. Laouar Rabah** de l'Université d'Annaba pour ses enseignements au cours de ma post-graduation et pour avoir accepté d'examiner ce travail.

Je remercie le **Dr Demdoum Abdeslem**, enseignant au département des Sciences de la Terre de l'Université de Sétif 1, qui m'a fait l'honneur de présider mon jury.

Je remercie le **Pr. Djamel Eddine Aissa** de l'Université de Bab Ezzouar pour ses enseignements au cours de ma post-graduation.

Je remercie le **Dr Bendaoud Abderahmane** pour son aide et ses conseils.

Je remercie l'ensemble des enseignants du département des Sciences de la Terre de l'Université de Sétif qui ont contribué à ma formation.

Enfin, je remercie tous ceux qui ont contribué de loin ou de près à la réalisation de ce mémoire.

Dédicaces

Je dédie ce mémoire :

A mes parents pour leur amour inestimable, leur confiance, leur soutien, leurs sacrifices et toutes les valeurs qu'ils ont su m'inculquer.

A ma Femme Radia, ma plus grande source de bonheur, j'espère que la vie lui réserve le meilleur.

A mon frère El Mokh pour sa tendresse, sa complicité et sa présence malgré la distance qui nous sépare.

A mes frères et sœurs Sid Ali, Hocine, Ibtissem et Ilhem pour leur gentillesse et leur soutien sans faille.

A mon neveu et mes nièces Mohamed, Takoua, Ritaj et Anfal pour l'ambiance qu'ils créent au sein de la famille.

Résumé

Les lamproïtes sont des roches ultrapotassiques très rares dans le monde, mais d'une grande importance économique étant donné qu'elles peuvent constituer des roches mères du diamant. Des roches de nature lamproïtique ont été signalées dans le Nord-Est algérien, près du Kef Hahouner et de la Koudiat el Anzazza, mais très peu d'études leur ont été consacrées. Nous avons réalisé des études pétrographique, minéralogique et géochimique, ainsi que des études sur le terrain des roches du massif volcanique du Kef Hahouner. Ces roches affleurent sous forme de coulées au sein du Miocène continental du bassin de Constantine. Les études pétrographique, minéralogique et géochimique indiquent l'existence de deux types de roches : des roches lamproïtiques à la base, et des shoshonites au sommet. Ces deux types de roches sont séparés par un niveau du Miocène continental rouge. Les roches lamproïtiques sont composées de phénocristaux d'olivines (Fo_{72} à Fo_{87}) dans une mésostase composée de sanidine dont le cœur est riche en baryum, de clinopyroxène ($Wo_{43}En_{46}Fs_{11}$), plagioclase (labrador, An_{50-65}), apatite, phlogopite et verre. Les minéraux opaques sont composés de spinelles chromifères et titanifères, souvent en inclusion dans l'olivine. Les minéraux d'altérations sont essentiellement composés de chlorophaïte et de bowlingite. D'un point de vue géochimique, les roches lamproïtiques sont ultrapotassiques ($K_2O/Na_2O > 2$; $K_2O > 3\%$ et $MgO > 3$) à $[Mg]$ élevé ($[Mg] = Mg/(Mg+Fe^{2+})$) autour de 0,71, ce qui est caractéristique de roches primitives. Les spectres des terres rares normalisés aux chondrites de ces roches présentent un enrichissement important en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) et le diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif montre un extrême enrichissement en terres rares légères (LREE) et autres éléments lithophiles à grands rayons ioniques (LILE : Cs, Ba, Rb, Th et U) avec des teneurs jusqu'à 3000 fois supérieures à celle du manteau primitif. Les shoshonites sont composées de lattes de plagioclases (labrador, An_{60-70}) dans une mésostase composée de sanidine riche en baryum, de clinopyroxène ($Wo_{45}En_{42}Fs_{14}$), apatite et ilménite. De gros cristaux de calcite occupent souvent les vacuoles de la roche ou remplacent un minéral ferro-magnésien, probablement de l'olivine. Les shoshonites montrent un spectre des terres rares normalisés aux chondrites et un diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif semblable à ceux des roches lamproïtiques mais avec des teneurs en LREE et LILE moins importantes. Les spectres des terres rares et multiéléments des roches lamproïtiques du Kef Hahouner sont identiques à ceux des lamproïtes du bassin méditerranéen, ce qui indique une même affinité pétrographique et une origine commune. Une subduction à vergence sud suivie d'une délamination post-collisionnelle est peut-être responsable du volcanisme lamproïtique et shoshonitique dans cette partie des Maghrébides.

Mots-clés : Lamproïtes – Shoshonites – Kef Hahouner – Pétrographie - Géochimie.

Abstract - Study of lamproites of Northeastern Algeria -

Lamproites are rare ultrapotassic rocks of economic importance because they may be host rocks of diamonds. A small outcrops of lamproitic rocks have been reported in Northeastern Algeria, near Kef Hahouner and Koudiat el Anzazza, but only few studies have been done on these rocks. We have conducted petrographic, mineralogical and geochemical study on the volcanic massif of Kef Hahouner. The rocks of the massif occurs as lava flows within the continental Miocene of the Constantine basin. Our study indicates the existence of two types of rocks : lamproitic rocks at the bottom and shoshonites at the top, which are separated by a red level of continental Miocene. Lamproitic rocks are composed of olivine phenocrysts (Fo_{72-87}) in a groundmass composed of sanidine with a barium-rich core, clinopyroxene ($Wo_{43}En_{46}Fs_{11}$), plagioclase (labrador, An_{50-65}), apatite, phlogopite and glass. Opaque minerals consist of titaniferous and chromiferous spinels often included in olivine. chlorophaite and bowlingite are the main alteration minerals. Geochemically, the lamproitic rocks are ultrapotassic ($K_2O/Na_2O > 2$; $K_2O > 3\%$ and $MgO > 3$) with a high [Mg] ($[Mg] = Mg/(Mg+Fe^{2+})$) around 0,71, indicating that the studied rocks are relatively primitive in character. The chondrite-normalized rare-earth element (REE) patterns of the lamproitic rocks display a high LREE enrichment relative to HREE and the primitive mantle-normalized multi-trace element patterns show an extreme enrichment in large ion lithophile elements (LILE) such as Cs, Ba, Rb, Th, U and LREE with concentrations of about 3000 times higher than primitive mantle. Shoshonites are composed of plagioclases laths (Labrador, An_{60-70}) in a groundmass composed of barium-rich sanidine, clinopyroxene ($Wo_{45}En_{42}Fs_{14}$), apatite and ilmenite. Large crystals of calcite occupy the rock vesicles or replace ferromagnesian minerals, probably olivine. Shoshonites show a chondrite-normalized rare-earth element (REE) and primitive mantle-normalized multi-trace element patterns similar to those of the lamproitic rocks, but with less important LREE and LILE contents. The rare-earth element (REE) and multi-trace element patterns of Kef Hahouner lamproitic rocks are similar to those of lamproites of the Mediterranean basin, which indicates same petrographic affinity and a common origin. A south vergence subduction followed by a post-collisional lithosphere delamination may be responsible of the lamproitic and shoshonitic volcanism in this part of the Maghrebides chain.

Table des matières

Introduction générale	01
Chapitre I : Bref aperçu sur les lamproïtes	02
1. Définition et classification des Lamproïtes.....	06
1.1. Critères minéralogiques	06
1.2. Critères géochimiques	07
1.3. Nomenclature des lamproïtes	07
2. Modes de gisement des Lamproïtes.....	10
3. Répartition géographique des lamproïtes.....	10
4. La province lamproïtique méditerranéenne	10
4.1. Espagne.....	11
4.2. Corse (France)	11
4.3. Alpes italiennes (Sesia-Lanzo et Combin, Italie).....	12
4.4. Toscane (Italie)	12
4.5. Balkans (Serbie et Macédoine, Méditerranée centrale).....	12
4.6. Turquie (Méditerranée orientale).....	12
4.7. Origine de la province lamproïtique méditerranéenne.....	13
5. Intérêt économique des lamproïtes.....	13
6. Les roches ultrapotassiques.....	14
Chapitre II : Contexte géologique et structural. Observations sur le terrain ...19	
II.1. Présentation de la région étudiée	20
II.1.1. Situation géographique et aperçu sur le réseau hydrographique et les conditions climatiques de la zone d'étude.....	20
II.1.2. Historique des travaux	23
II.2. Contexte géologique et structural de la région d'étude.....	24
II.2.1. Introduction	24
II.2.2. Aperçu sur la géologie de la chaîne des Maghrébides.....	25
a. Les zones internes.....	25
b. La zone des flyschs.....	25
c. Les zones externes	26
II.2.3. Contexte géologique régional	29
A. Le socle kabyle et sa couverture paléozoïque.....	32
B. La Dorsale kabyle (D)	33

B.1. Série du Sebargoud (Dorsale interne) (Di).....	33
B.2. Série du Bou Aded (Dorsale médiane) (Dm).....	33
B.3.1. Série du Rhedir (Dorsale externe) (De).....	34
B.3.2. Série de Tengout (Dorsale externe) (De).....	34
C. Le flysch maurétanien (M).....	36
D. Le Flysch de Ziane à affinité maurétanienne (M _A).....	37
E. Le flysch massylien (C _F).....	38
F. Les séries telliennes (T).....	39
F.1. La série ultra-tellienne de Braham.....	39
F.2. La série ultra-tellienne d'Oulbene.....	39
G. Série néritique du Kef Hahouner.....	41
H. Nummulitique II.....	42
J. L'Oligo-Miocène kabyle (m).....	43
K. La série numidienne (N).....	44
L. Le Miocène continental du bassin de Constantine (m _c).....	45
II.2.4. Tectonique et évolution structurale de la région d'étude.....	47
a. La phase tectonique de compression de l'Eocène supérieur.....	47
b. La phase alpine fini-oligocène.....	47
c. Les mouvements tectoniques post-nappes	48
II.2.5 Bref aperçu sur le magmatisme cénozoïque du Nord-Est algérien.....	52
II.2.6. Les lamproïtes du Nord-Est algérien	54
II.2.6.1. Les lamproïtes du Kef Hahouner.....	54
II.2.6.2. Les lamproïtes de Koudiat el Anzazza.....	55
II.2.7. Observations sur le terrain. Echantillonnage.....	61
Chapitre III : Etude pétrographique.....	73
III.1. Introduction.....	74
III.2. Etude pétrographique des échantillons.....	74

III.2.1. Description des échantillons KH1 et KH6.....	74
III.2.2. Description des échantillons KH3 et KH4.....	85
III.2.3. Description des échantillons KH2 et KH7.....	85
III.2.4. Description de l'échantillon KH5.....	90
III.2.5. Conclusion.....	100
Chapitre IV : Etude minéralogique.....	101
IV.1. Introduction	102
IV.2. Procédure analytique.....	102
IV.3. Etude minéralogique de l'échantillon KH1 et KH6)	103
IV.3.1. L'Olivine.....	110
IV.3.1. Le clinopyroxène.....	110
IV.3.3. Les feldspaths alcalins.....	119
IV.3.4. Les plagioclases.....	120
IV.3.5. Les spinelles.....	127
IV.3.6. La phlogopite.....	131
IV.3.7. L'apatite.....	131
IV.3.8. Les minéraux d'altération.....	131
IV.4. Etude minéralogique de l'échantillon KH5.....	135
IV.4.1. Les plagioclases.....	135
IV.4.2. Les feldspaths alcalin.....	135
IV.4.3. Les clinopyroxènes.....	143
IV.4.4. L'ilménite.....	143
IV.4.5. La calcite	143
IV.5. Conclusion	147

Chapitre V : Etude géochimique	148
V.1. Introduction.....	149
V.2. Procédure analytique.....	149
V.3. Résultats géochimiques.....	152
V.3.1. L'altération.....	152
V.3.2. Géochimie des éléments majeurs.....	152
V.3.3. Géochimie des éléments en traces et terres rares.....	159
V.4. Conclusion.....	162
Chapitre VI : Discussion des résultats et comparaisons avec les roches ultrapotassiques du pourtour méditerranéen.....	163
VI.1. Sur la nature et la nomenclature de ces roches.....	164
VI.2. Comparaison avec les roches du pourtour méditerranéen.....	166
VI.3. Aspect métallogénique.....	170
Conclusion Générale.....	175
Bibliographie.....	178

Introduction générale

Les lamproïtes sont des roches volcaniques ultrapotassiques très rares dans le monde. On ne connaît qu'une vingtaine d'affleurements de ces roches sur Terre, et leur volume total ne dépasse pas quelques dizaines de km³. Cependant, ces roches sont d'un grand intérêt tant d'un point de vue économique que scientifique. La découverte en 1979 du plus important gisement de diamants au monde qui exploite une cheminée de lamproïte (mine d'Argyle en Australie) a relancé la recherche et l'étude de ces roches, qui n'étaient considérées jusqu'à cette date que comme des curiosités géologiques et pétrographiques. On connaît sept provinces diamantifères lamproïtiques, et tous les gisements de diamants économiquement exploitables dans le monde sont extraits de kimberlites ou de lamproïtes. D'un point de vue scientifique, les lamproïtes sont des roches directement issues du manteau de la Terre, et leurs caractéristiques géochimiques ainsi que celles des xénolites remontées des profondeurs de la Terre par ces roches nous fournissent de précieuses informations sur l'évolution du manteau de la Terre et sur la géodynamique interne.

Des roches de nature lamproïtique ont été découvertes dans le Nord-Est algérien dans les années 1970. Deux affleurements ont été mis en évidence : le premier au Sud – Sud-Ouest du Kef Hahouner (Skikda), dans le bassin miocène de Constantine (Raoult et Velde, 1971). Le second, découvert près de la Koudiat el Anzazza dans la région de Guelma (Vila et al., 1974), recoupe le flysch maurétanien. Très peu d'études ont été consacrées à ces roches d'affinité lamproïtique localisées en Algérie. Il n'existe à ce jour que trois articles sur le sujet : deux notes parues dans les Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris relatant la découverte de ces deux affleurements (Raoult et Velde, 1971 ; Vila et al., 1974). Une troisième étude plus détaillée résume les travaux inédits et confidentiels effectués par des chercheurs et ingénieurs

russes pour le compte de l'ancienne Sonarem (Société Nationale de recherche et d'exploitation minière) durant les années 1980 (Kaminsky et al., 1993). Toutes ces études ont été effectuées avant la parution du livre de Mitchell et Bergman en 1991 (Petrology of Lamproïtes) qui reste à ce jour une référence dans le domaine de la pétro-géochimie des lamproïtes. Il est donc utile de revoir l'étude de ces roches d'affinité lamproïtique situées en Algérie dans le contexte des nouvelles avancées réalisées dans le domaine de la pétro-géochimie des lamproïtes en général. Par ailleurs, la découverte récente de lamproïtes dans plusieurs régions du pourtour méditerranéen et les études détaillées qui leur ont été consacrées (Peccerillo et Martinotti, 2006 ; Prelevic et al., 2008) incite à entamer des études comparatives entre les résultats obtenus pour les lamproïtes localisées en Algérie et ceux obtenus pour les mêmes roches situées dans ces régions méditerranéennes qui appartiennent au même contexte géodynamique.

D'un point de vue économique, il est utile de signaler les découvertes de diamants effectuées dans la région de Constantine en 1833 et qui ont fait l'objet d'une étude récente (Godard et al., 2014). Une possible relation entre ces diamants et les lamproïtes du Constantinois est à envisager, ce qui rend nécessaire une étude détaillée de ces derniers.

Par ailleurs, la nature exacte des ces présumées lamproïtes situées en Algérie n'est pas encore bien connue. Ainsi, dans les récentes synthèses consacrées aux lamproïtes du bassin méditerranéen, les lamproïtes algériennes ne sont pas citées. Beaucoup d'auteurs doutent de leur nature lamproïtique : dans l'ouvrage synthétique consacré aux roches alcalines et carbonatites dans le monde (Wooley, 2001), l'auteur conclue le paragraphe consacré aux roches

du Kef Hahouner et de la Koudiat el Anzazza en indiquant que l'identification de ces roches comme étant des lamproïtes est discutable.

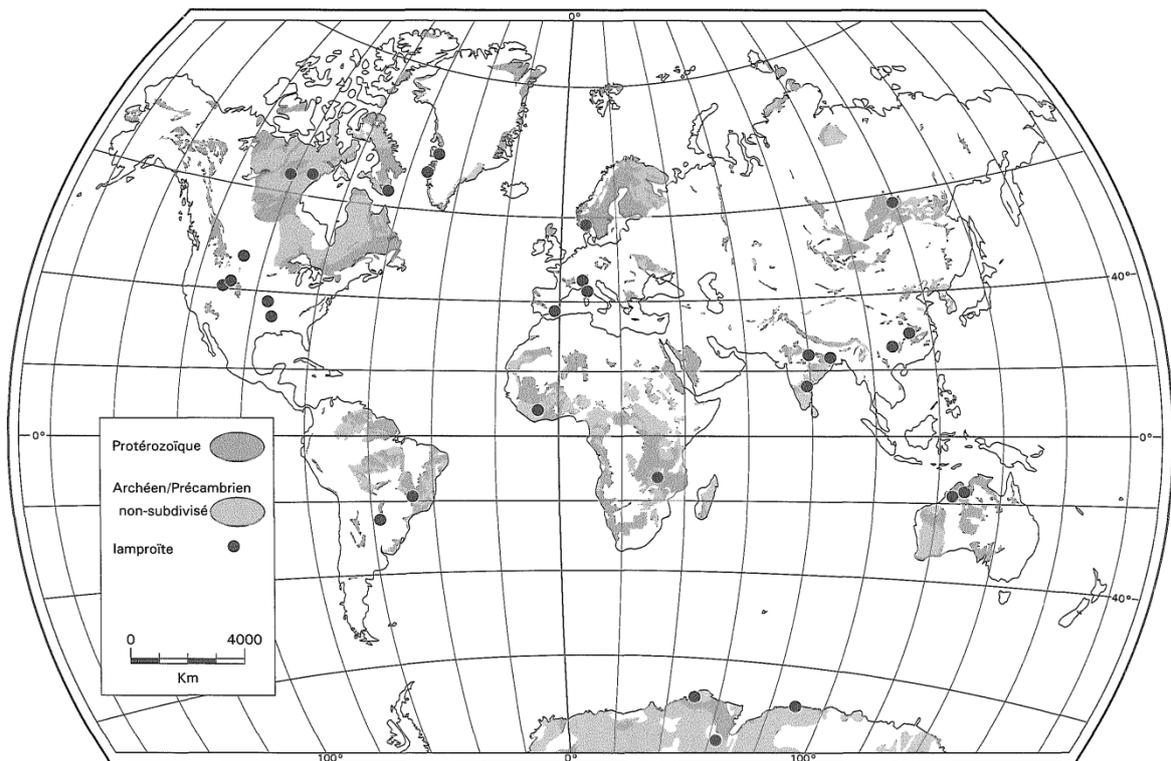
Dans ce travail, nous avons repris l'étude des lamproïtes du Nord-Est algérien (sachant que la dernière étude publiée consacrée à ces roches remonte à 1993) dans le but d'apporter certains éclaircissements aux problèmes posés par ces roches, à la lumière des nouveaux développements et avancées réalisés ces 25 dernières années dans le domaine de la pétro-géochimie des lamproïtes. Cette étude concerne uniquement les affleurements du Kef Hahouner et porte sur la pétrographie, la minéralogie et la géochimie de ces roches.

Les principaux objectifs et les différentes parties de ce travail sont les suivants :

1. Établir une synthèse bibliographique sur les lamproïtes en général. Cette partie sera abordée dans le chapitre 1.
2. Étudier le contexte géologique régional et présenter les résultats des études que nous avons réalisés sur le terrain. Cette partie fera l'objet du chapitre 2.
3. Effectuer une étude pétrographique et minéralogique sur ces roches (chapitres 3 et 4).
4. Présenter de nouvelles analyses géochimiques en éléments majeurs, traces et terres rares sur ces roches (chapitre 5).
5. Discuter des résultats obtenus et les comparer à ceux de la province lamproïtique méditerranéenne. Cette partie fera l'objet du chapitre 6.

Chapitre I

Bref aperçu sur les lamproïtes



1. Définition et classification des Lamproïtes

Le terme « **lamproïte** » a été utilisé pour la première fois par le minéralogiste suisse Paul Niggli (1923) pour définir des roches volcaniques riches en potassium (K) et en magnésium (Mg). Le nom dérive de la racine grecque « lampros » qui veut dire éclatant ou brillant, en référence à la présence dans ce type de roches de phénocristaux brillants de micas (phlogopite) (Mitchell et Bergman, 1991 ; de Larouzière, 1989).

Il n'existe pas de définition universellement acceptée pour les lamproïtes. Il s'agit de « roche magmatique effusive alcaline, particulièrement riche en K, avec sanidine et/ou leucite, et mica noir de type phlogopite » (Foucault et Raoult, 2005). Leur mode de gisement se présente sous forme de coulées, de pipes ou de dykes et sont identifiées par des critères minéralogiques et géochimiques définies ci-dessous.

Le système de classification des lamproïtes décrits par Mitchell et Bergman (1991) a été recommandé par l'I.U.G.S. (Union International des Sciences Géologiques) (Woolley et al., 1996). Il comporte les critères minéralogiques et géochimiques suivants (Mitchell et Bergman, 1991 ; Woolley et al., 1996 ; Gillespie et Styles, 1999 ; Le Maitre, 2002 ; Marchand, 2005) :

1.1. Critères minéralogiques

Les phases minéralogiques que l'on rencontre chez les lamproïtes sont très variées. Elles sont caractérisées par la présence de l'une ou plusieurs des suivantes :

1. phénocristaux de phlogopite riche en titane (TiO_2 : 2 -10 % poids) et pauvre en alumine (Al_2O_3 : 5 -12 % poids).
2. Micas tardifs (matricielle poecilitique) à Fe-Ti fortement appauvris en Al (tétraferriphlogopite) (TiO_2 : 5 - 10 % poids).
3. Amphibole de type richtérite potassique (K_2O : 5 - 10 % poids) et titanifère (TiO_2 : 4 - 6 % poids).
4. Olivine de type forstérite.
5. Clinopyroxène de type diopside pauvre en aluminium ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ % poids) et en sodium ($\text{Na}_2\text{O} < 1$ % poids).
6. Leucite riche en fer (Fe_2O_3 : 1 - 4 % poids) et pauvre en sodium et aluminium.

- Sanidine riche en fer (typiquement : Fe_2O_3 : 1 - 5 % poids) et en Ba, et pauvre en Na (généralement $> \text{Or}_{90}$).

Les phases minérales accessoires et mineures comprennent la pridérite $[(\text{K}, \text{Ba})_{2-x}\text{Ti}_6 \text{Fe}^{3+}_2 \text{O}_{16-y}]$, la wadéite ($\text{K}_4 \text{Zr}_2 \text{Si}_6\text{O}_{18}$), l'apatite, la pérovskite (CaTiO_3), la magnésio-chromite, la magnésio-chromite titanifère et la titano-magnétite magnésienne.

Les phases moins communes mais caractéristiques sont la jeppeite $[(\text{K}, \text{Ba})_2(\text{Ti}, \text{Fe}^{3+})_6 \text{O}_{13} (\text{K}, \text{Ba})_2]$, l'armalcolite $[(\text{Fe}, \text{Mg}), \text{Ti}_2\text{O}_5]$, la shcherbakovite $[(\text{K}, \text{Ba}) (\text{K}, \text{Na}) \text{Na} (\text{Ti}, \text{Fe}, \text{Nb}, \text{Zr})_2 \text{SiO}_4]$, l'ilménite et l'enstatite.

La présence des minéraux suivants est incompatible pour classer une roche comme une lamproïte : plagioclase primaire, mélilite $[(\text{Ca}, \text{Na})_2 (\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{++})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7]$, monticellite $[\text{CaMgSiO}_4]$, kalsilite (KAlSiO_4), néphéline, feldspath alcalin riche en sodium, sodalite $[\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{Cl}_2]$, noséane $[\text{Na}_8 \text{Al}_6 \text{Si}_6 \text{O}_{24} (\text{SO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}]$, haüyne $[(\text{Na}, \text{Ca})_{4-8} \text{Al}_6 \text{Si}_6 (\text{O}, \text{S})_{24} (\text{SO}_4, \text{Cl})_{1-2}]$ et grenat porteur de zirconium ou de titane (mélánite - schorlomite - kimzényite).

1.2. Critères géochimiques

Les caractéristiques géochimiques des lamproïtes sont les suivantes :

1. **Ultrapotassique** : $\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}} > 3$

2. **Hyperpotassique** : $\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3} > 0.8$

3. **Hyperalcaline** : $\frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3} > 1$

4. FeO et $\text{CaO} < 10\%$; TiO_2 : 1-7 % ; $\text{Ba} > 2000$ ppm (en général > 5000 ppm) ; $\text{Sr} > 1000$ ppm ; $\text{Zr} > 500$ ppm et $\text{La} > 200$ ppm.

1.3. Nomenclature des lamproïtes

D'un point de vue historique, les lamproïtes ont été nommées d'après les noms de localités ou de régions dans lesquelles ces roches ont été découvertes (noms fondés sur la géographie locale). Le tableau I.1 résume les caractéristiques pétrographiques et l'origine des noms des principales lamproïtes connues.

Mitchell et Bergman (1991) ont revu cette nomenclature et ont proposé un nouveau schéma de classification minéralogique basé sur le nom du minéral dominant : phlogopite,

richtérite, olivine, diopside, sanidine et leucite. D'après cette nouvelle nomenclature, la racine du nom de la roche est « lamproïte » auquel on ajoute le(s) nom(s) du (des) minéral (aux) essentiel(s). C'est cette nouvelle nomenclature qui a été adoptée par l'I.U.G.S. (Union International des Sciences Géologiques) (Woolley et al., 1996 ; Gillespie et Styles, 1999 ; Le Maitre, 2002) (Tableau I.2).

Tableau I.1 : Ancienne nomenclature des Lamproïtes

Ancienne nomenclature	Origine du nom	Définition (de Larouzière, 1989)	Auteurs à l'origine du nom
Canalite	Cancarix et Calasparra, Cordillères bétiques, Espagne	Lamproïte à olivine potentielle, dépourvu de leucite normative.	Fuster et al., 1967.
Cedricite	Mont Cedric, West Kimberley, Australie.	Lamproïte porphyrique à diopside et leucite en phénocristaux, dans un fond finement cristallisé dans lequel richtérite et phlogopite peuvent apparaître en petites quantités.	Wade et Prinder, 1940
Fitzroyite	Fitzroy River, West Kimberley Australie	Lamproïte à phlogopite et leucite (47%) et rutile, dans un verre riche en silice et en chlore.	Wade et Prinder, 1940
Fortunite	Fortuna, Cordillères bétiques, Espagne.	Lamproïte composée de phénocristaux de bronzite (variété ferrifère d'enstatite) et de phlogopite. La pâte est composée de sanidine, bronzite, diopside, apatite, ilménite et verre.	Osann, 1889.
Jumillite	Jumilla, Province de Murcia, Espagne.	Lamproïte constituée de phénocristaux d'olivine Fe_{88-92} , diopside, sanidine, phlogopite. La pâte est composée de leucite.	Osann, 1906.
Madupite	Pilot Butte, Leucite Hills, Sweetwater County (sweetwater se dit en américo-indien Madupa), Wyoming, USA	Lamproïte constituée de phénocristaux de phlogopite, de diopside et de pérovskite dans un fond vitreux brun (qui renferme des microcristaux de diopside et de phlogopite) de composition leucitique.	Cross, 1897.
Mamilite	Mamilu Hill, West Kimberley Australie	Lamproïte qui renferme de la leucite (54%), de la magnophorite (amphibole de formule chimique $NaKCaMg_5Si_8O_{23}OH$), du rutile, quelques cristaux de diopside et une olivine altérée, dans un fond vitreux à texture fluidale.	Wade et Prinder, 1940

Orendite	Orenda Butte, Leucite Hills, Wyoming, USA.	Lamproïte très fortement leucitique à phénocristaux de phlogopite (11%). La pâte est composée de leucite, sanidine, diopside, katophorite (amphibole calcosodique), apatite et brookite.	Cross, 1897.
Verite	Vera, Province d'Almeria, Espagne.	Lamproïte composée de phénocristaux d'olivine et de phlogopite. La pâte est composée de diopside, phlogopite, apatite et opaques.	Osann, 1889.
Wolgidite	Wolgidee Hill, West Kimberley, Australie.	Lamproïte à grain moyen à fin, à phénocristaux de leucite (27%), richtérite potassique (22%), phlogopite, rutile et diopside dans un fond (32%) riche en serpentine et zéolites.	Wade et Prinder, 1940
Wyomingite	Leucite Hills, SE Wyoming, USA.	Lamproïte à phlogopite et leucite, riche en verre. Le fond est constitué de leucite et de petites quantités de diopside et d'apatite.	Cross, 1897.

Tableau I.2 : Nouvelle Nomenclature des Lamproïtes adoptée par l'I.U.G.S.

Ancienne nomenclature	Noms recommandés par l'I.U.G.S.
Wyomingite	Lamproïte à diopside, leucite et phlogopite.
Orendite	Lamproïte à diopside, sanidine et phlogopite.
Madupite	Lamproïte madupitiques* à diopside.
Cedricite	Lamproïte à diopside et leucite.
Mamilite	Lamproïte à Leucite et richterite.
Wolgidite	Lamproïte madupitiques à diopside, leucite et richterite.
Fitzroyite	Lamproïte à Leucite et phlogopite.
Verite	Lamproïte hyalo à olivine, diopside et phlogopite.
Jumillite	Lamproïte madupitiques à olivine, diopside et richterite.
Fortunite	Lamproïte hyalo à enstatite et phlogopite.
Canalite	Lamproïte à Enstatite, sanidine et phlogopite.

*Le terme madupitique dans cette nouvelle nomenclature indique que la roche contient de la phlogopite sous forme de plaques matricielles poecilites en opposition avec les lamproïtes à phlogopite dans lesquelles la phlogopite est présente en phénocristaux.

2. Modes de gisement des Lamproïtes

Le mode de gisement des lamproïtes est très diversifié. On les trouve aussi bien sous forme de roches intrusives que de roches effusives.

Les intrusions de lamproïtes se présentent principalement sous forme de dykes, de necks ou de sills et rarement sous forme de petits massifs plutoniques. Etant donné le faible volume de ces roches, elles ne se présentent jamais sous forme de batholites, de laccolites ou de lopolites.

La mise en place aérienne de magmas lamproïtiques produit une grande variété de formes volcaniques. Les structures extrusives comprennent des coulées de laves, des cônes de cendres et des dômes de laves. Des roches pyroclastiques comprenant des tuffs, lapillis et brèches sont parfois observées dans les complexes lamproïtiques et indiquent une mise en place explosive de ces roches. Etant donné le faible volume de magmas associé à la mise en place aérienne de ces roches, les lamproïtes ne se présentent jamais sous forme de stratovolcans ou de caldeiras.

3. Répartition géographique des lamproïtes

Les lamproïtes sont connues dans plus de 25 provinces ou champs sur l'ensemble des continents (fig. I.1). Leurs affleurements sont limités aux environnements continentaux : on ne les connaît pas sur la croûte océanique. L'âge de ces lamproïtes s'échelonne du Protérozoïque au Cénozoïque, avec une prédominance de lamproïtes d'âge Cénozoïque (Tableau I.3). Les lamproïtes sont des roches très rares : le volume global occupé par ces roches est insignifiant et le nombre de corps intrusifs ou effusifs de lamproïtes connus dans le monde est très réduit. Ainsi, le volume total des lamproïtes connus dans le monde ne dépasse pas 100 km³. On connaît un seul volcan lamproïtique encore actif : il s'agit du volcan de Gaussberg en Antarctique, actif depuis 50000 ans. Le tableau I.3 résume les principales caractéristiques des provinces lamproïtiques au monde.

4. La province lamproïtique méditerranéenne

Des affleurements de lamproïtes sont connus autour du bassin méditerranéen et forment la province lamproïtique méditerranéenne d'âge Cénozoïque à Quaternaire. Ces roches sont intimement liées à la géodynamique alpine. Seuls trois affleurements étaient connus depuis longtemps (Espagne, Sisco en Corse et ceux des Alpes italiennes). De

nouveaux affleurements ont été mis en évidence ces 15 dernières années, notamment dans le Balkans et en Turquie, ainsi qu'en Toscane en Italie (fig. I.2). Ces affleurements ne sont pas cités dans le tableau I.3 issu de l'ouvrage de Mitchell et Bergman (1991) étant donné que ces affleurements n'étaient pas connus à l'époque ou plutôt n'étaient pas considérées comme étant des lamproïtes, faute d'études détaillées de ces roches. Il en est de même des roches de l'affleurement du Kef Hahouner en Algérie, qui ne sont pas encore considérées comme de vraies lamproïtes dans la plupart des articles et ouvrages consacrés à ces roches. Une brève description des différents affleurements de la province lamproïtique méditerranéenne sera donnée ci-dessous étant donné que les roches d'affinité lamproïtique étudiées dans notre travail appartiennent au même contexte géodynamique.

4.1. Espagne

Les lamproïtes espagnoles se localisent dans la région de Murcia-Almeria où l'on connaît plus de 10 affleurements : il s'agit des affleurements de Jumilla, Cancarix, Cerro del Monagrillo, Calasparra, Fortuna, Mula, Barqueros et Zeneta dans la région de Murcie. Plus au Sud dans la région d'Almeria, les lamproïtes sont associées à des roches ultra-potassiques et shoshonitiques dans les régions de Vera, Mazarron et Aljorra. Ces roches sont le produit d'un magmatisme post-collisionnel et la distribution de ces lamproïtes est associée dans l'espace à des bassins d'extension (essentiellement sur les marges de ces bassins) qui sont remplis par des sédiments continentaux et marins du Néogène dans les unités bétiques et sub-bétiques. Les lamproïtes se présentent dans la région sous forme d'affleurements isolés et occupent une superficie totale de 100 km² pour un volume de 10 km³ (Mitchell et Bergman, 1991). Leur mode de gisement est aussi bien intrusif qu'effusif, incluant des dômes de laves, des necks, des cônes de tufs et des réseaux de dykes (Seghedi et al., 2007). Les lamproïtes de la province de Murcia-Almeria sont essentiellement des lamproïtes à phlogopites, avec de rares lamproïtes madupitiques (Jumilla) qui sont uniques parmi les lamproïtes méditerranéennes (Mitchell et Bergman, 1991). L'âge de ces lamproïtes espagnoles s'échelonne entre 8,55 et 6,37 Ma (Tortonien-Messinien) (Duggen et al., 2005).

4.2. Corse (France)

Un minuscule affleurement lamproïtique affleure dans la région de Sisco, à 15 km au Nord de Bastia (Corse, France). Son mode de gisement a été décrit comme étant un dyke

(Conticelli et al., 2009) ou un sill (Mitchell et Bergman, 1991) de 1,5 à 4 m d'épaisseur. Il s'agit d'une lamproïte massive à diopside, sanidine, olivine et phlogopite (Mitchell et Bergman, 1991). L'âge de cette intrusion est de 14,2 Ma (Civetta et al., 1978).

4.3. Alpes italiennes (Sesia-Lanzo et Combin, Italie)

Des lamproïtes associées à des shoshonites et à des roches calco-alkalines riches en potassium sont connues dans les Alpes italiennes, et sont localisées à 120 km à l'Ouest de Milan. Il s'agit essentiellement de dykes et de rares coulées qui se sont mise en place dans un contexte géodynamique d'extension. La roche est massive, composée de phlogopite, diopside, sanidine et de rares olivines altérées ainsi que d'amphibole alcaline (Mitchell et Bergman, 1991). L'âge de mise en place de ces lamproïtes se situe à l'Oligocène (29-33 Ma).

4.4. Toscane (Italie)

Des lamproïtes sous forme de petits laccolithes, de necks et de coulées de laves sont connues dans la province magmatique de Toscane, dans le centre de l'Italie. Ces lamproïtes contiennent des phénocristaux d'olivine et une matrice composée de phlogopite, de clinopyroxène pauvre en Aluminium et de sanidine. L'âge de ces roches s'échelonne entre 4,1 et 0,88 Ma.

4.5. Balkans (Serbie et Macédoine, Méditerranée centrale)

Dans les Balkans, deux sous-provinces lamproïtiques sont connues. La première se situe dans le centre de la Serbie, où des affleurements isolés de lamproïtes sont connus dans la zone de Vardar, qui est une zone de suture ophiolitique. Ces roches de Serbie sont des lamproïtes à olivine-phlogopite avec un peu de clinopyroxène et de leucite qui est souvent remplacée par de l'analcime. L'âge de ces lamproïte s'échelonne entre 35 et 23 Ma (Cvetkovic et al., 2004).

La seconde sous-province est localisée en Macédoine et dans le Sud de la Serbie. Il s'agit de 20 petits affleurements volcaniques qui se situent dans la zone ophiolitique de Vardar. Les lamproïtes sont du type leucite-sanidine-phlogopite-olivine et leur âge est Pliocène (entre 6,6 et 3,47 Ma).

4.6. Turquie (Méditerranée orientale)

Des affleurements isolés de lamproïtes ont été mis en évidence dans l'Ouest de l'Anatolie (Turquie). Le mode de gisement de ces lamproïtes est sous forme de dômes de lave, de necks et de coulées scoriacées. Les roches sont du type lamproïtes à phlogopite contenant en proportions variables de l'olivine, de la leucite, du clinopyroxène, de la sanidine et de la richterite potassique. L'âge de ces lamproïtes s'échelonne entre 20 et 4,5 Ma (Prelevic et al., 2012).

4.7. Origine de la province lamproïtique méditerranéenne

Les lamproïtes sont des roches mantelliques. Le caractère fortement potassique des magmas qui ont donné naissance à ces roches est expliqué par une contamination du manteau par du matériel continental. Le processus pour expliquer le transfert de matériel crustal dans le manteau source des magmas est la subduction. Le volcanisme post-collisionnel lamproïtique serait lié au retrait puis au détachement graduel de la plaque en subduction (délamination lithosphérique). Le modèle proposé est donc le suivant : métasomatose du manteau pendant la subduction active puis fusion du manteau métasomatisé en stade post-collisionnel (Jolivet et al., 2008).

D'autres auteurs proposent que la délamination de la lithosphère continentale liée à la collision alpine explique l'incorporation de matériel crustal continental dans le manteau source (Jolivet et al., 2008).

Il est à noter que ces modèles ne font pas encore l'unanimité, et une grande partie des lamproïtes de la province méditerranéenne découvertes ces dernières années sont en cours d'études.

5. Intérêt économique des lamproïtes

Les lamproïtes sont, avec les kimberlites, les seules sources primaires de diamant formant des gisements qui soient économiquement exploitables (Peterson, 1996).

On connaît 7 provinces lamproïtiques diamantifères, réparties sur les cinq continents. Il s'agit des provinces de : West Kimberley, Argyle, Prairie Creek, Bobi, Majhgawan, Kapamba, et Coromandel. Les principales caractéristiques de ces provinces sont données dans le tableau I.3. L'âge de ces provinces s'échelonne du Protérozoïque (1,2 Ga) au Miocène (20-22

Ma). Le pipe lamproïtique d'Argyle en Australie est la principale source de diamants naturels au monde.

Notons que des grains d'or d'origine magmatique ont été découverts dans le dyke lamproïtique d'El Tale (Foruna, Province de Murcie, Espagne) (Toscani, 1999). Ces grains d'or de forme sphérique sont concentrés dans le fond vitreux de la roche. Les teneurs en éléments du groupe du platine sont également élevées dans cette roche.

6. Les roches ultrapotassiques

Les roches ultrapotassiques ont été définies par Foley et al. (1987) selon les critères géochimiques suivants : $K_2O > 3\%$; $MgO > 3\%$ et $\frac{K_2O}{Na_2O} > 2$.

Trois groupes géochimiques ont été définies (Foley et al., 1987) :

- Le groupe I, correspond aux lamproïtes *sensu-stricto* : il est caractérisé par des teneurs faibles en CaO, Al₂O₃ et Na₂O ; un rapport K₂O/Al₂O₃ élevé et un [Mg] élevé. Ce groupe présente les plus fortes teneurs en éléments en traces incompatibles.
- Le groupe II appelé kamafugites est caractérisé par des teneurs faibles en SiO₂ et Al₂O₃ et élevées en CaO. Les teneurs en éléments en traces incompatibles sont moins importantes que chez le groupe I.
- Le groupe III dont les roches caractéristiques sont celles de la Province de Roman est caractérisé par des teneurs élevées en CaO et Al₂O₃ et sont exclusivement présentes dans les domaines orogéniques.
 - Un groupe IV a également été définie comme intermédiaire entre les groupes I et III.

Des diagrammes sont souvent utilisés pour la discrimination entre ces trois groupes de roches ultrapotassiques (fig. I.3).

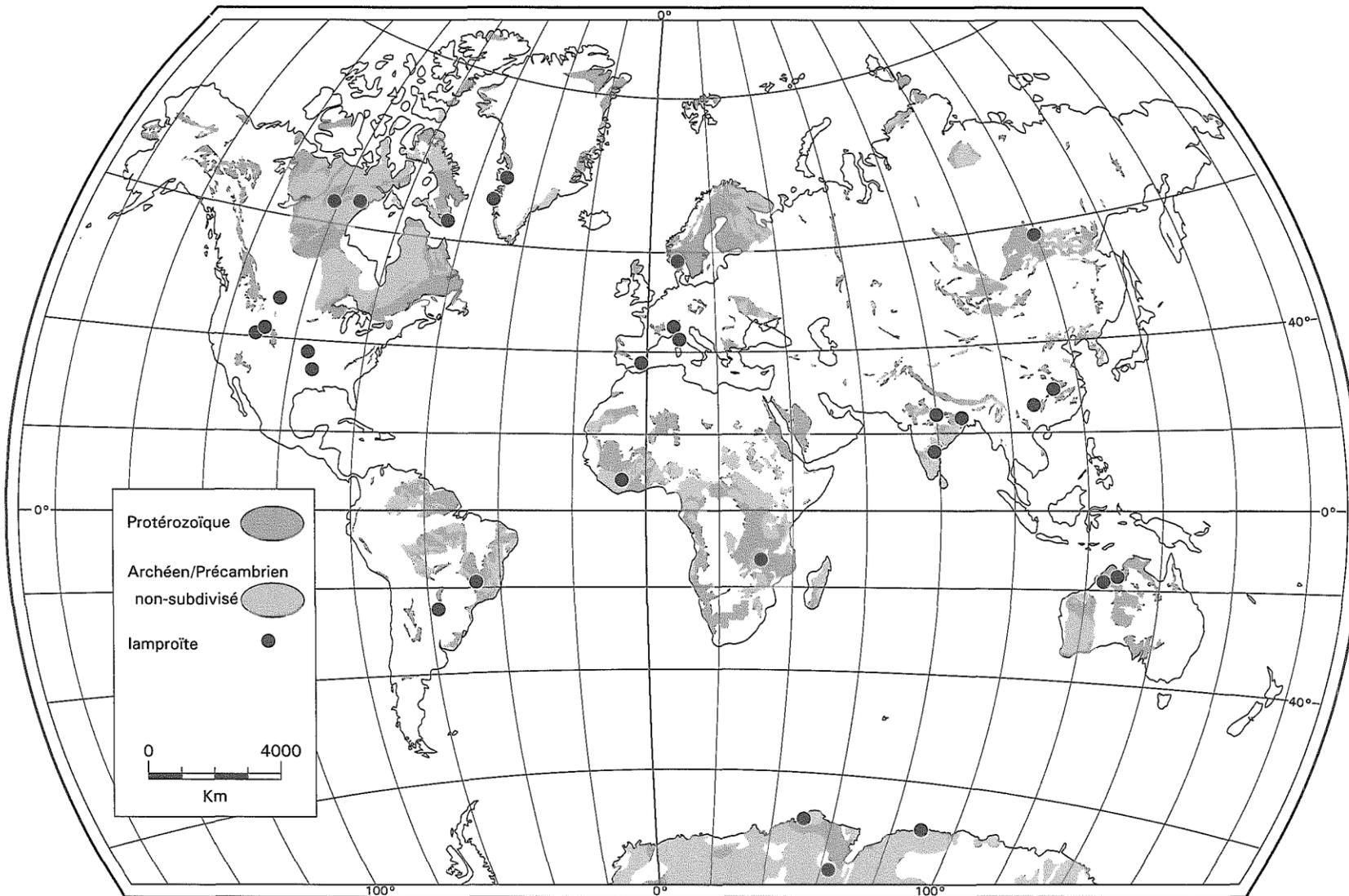


Figure I.1 : Localisation des principaux centres et champs lamproïtiques (Peterson, 1996)

	Localité/Champ/Province	Pays	Age (Ma)	Volume (km ³)	
1	Gaussberg	Antarctique	0.05	1	Quaternaire
2	Leucite Hills	USA	1.6	30	
3	Murcia-Almeria	Espagne	8	10	Tertiaire
4	Sisco	France	14	0.0001	
5	West Kimberley	Australie	20	20	
6	Smoky Butte	USA	27	0.5	
7	Sesia-Lanzo et Combin	Italie	31	0.001	
8	Francis	USA	35	1	
9	Yellow Water Butte	USA	52	3	
10	Froze-to-Death Butte	USA	52	0.3	
11	Gold Butte	USA	55	0.3	
12	Coromandel	Brésil	85	1	Crétacé
13	Hills Pond	USA	90	2	
14	Prairie Creek	USA	100	0.5	
15	Murun	Russie	130	0.5	
16	Swartruggens	Afrique du Sud	150	0.01	Jurassique
17	Kapamba	Zambie	220	5	Trias
18	Mount Bayliss	Antarctique	425	0.001	Paléozoïque
19	Priestly Peak	Antarctique	482	0.001	
20	Majhgawan	Inde	1140	0.1	Protérozoïque
21	Argyle	Australie	1150	0.3	
22	Sisimiut	Groenland	1227	0.2	
23	Chelima	Inde	1345	0.02	
24	Bobi	Côte d'Ivoire	1430	0.1	

Tableau I.3 : compilation des principaux centres et champs lamproïtiques dans le monde
(Mitchell et Bergman, 1991)

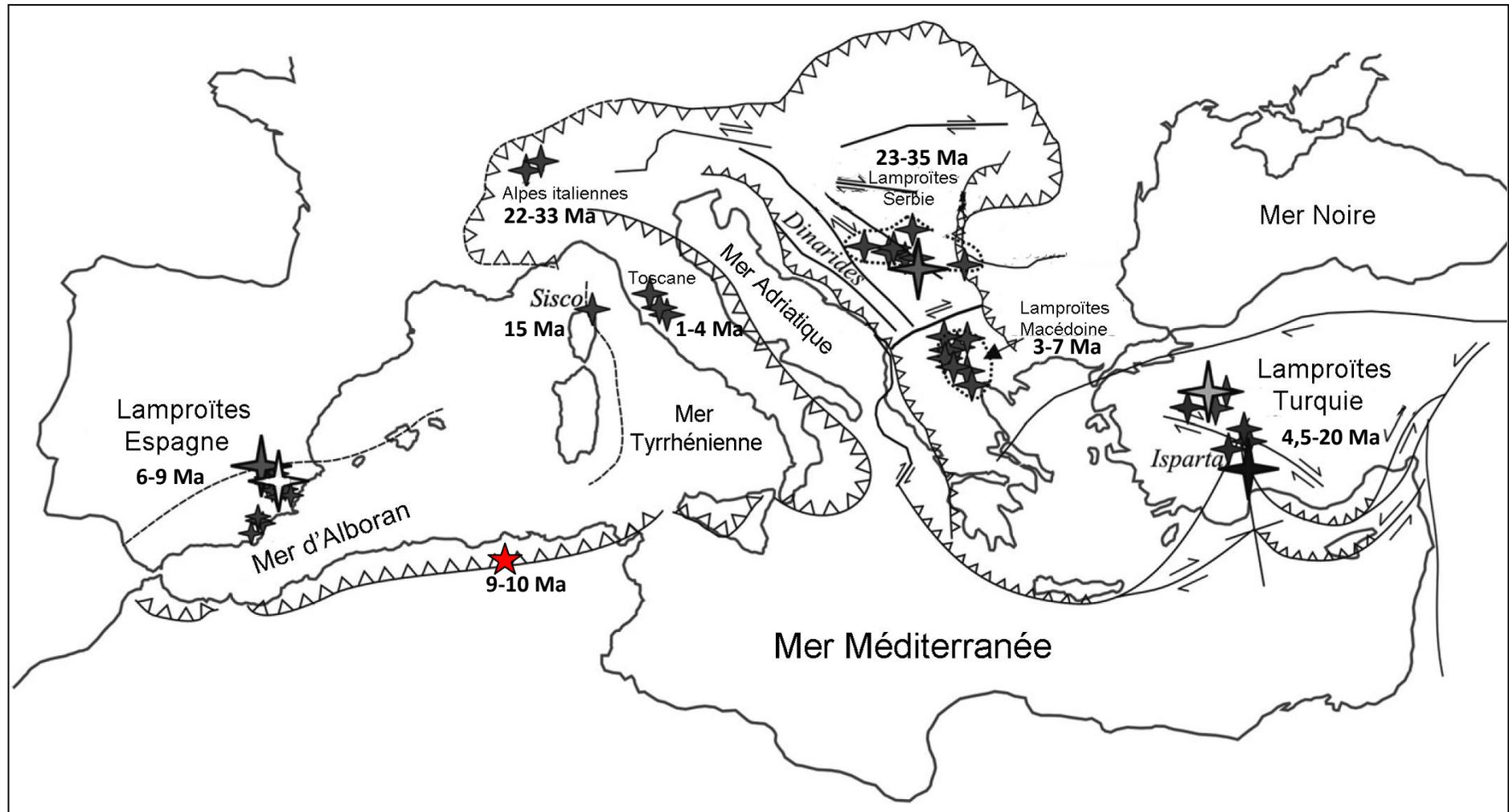


Figure I.2 : Localisation des principaux affleurements de lamproïtes de la province lamproïtique méditerranéenne (Fritschle et al., 2013). Le front de collision de la chaîne alpine ainsi que les failles majeures sont représentés sur la carte. Etoile rouge : affleurement du Kef Hahouner étudié dans ce travail. Les âges sont également indiqués sur la carte.

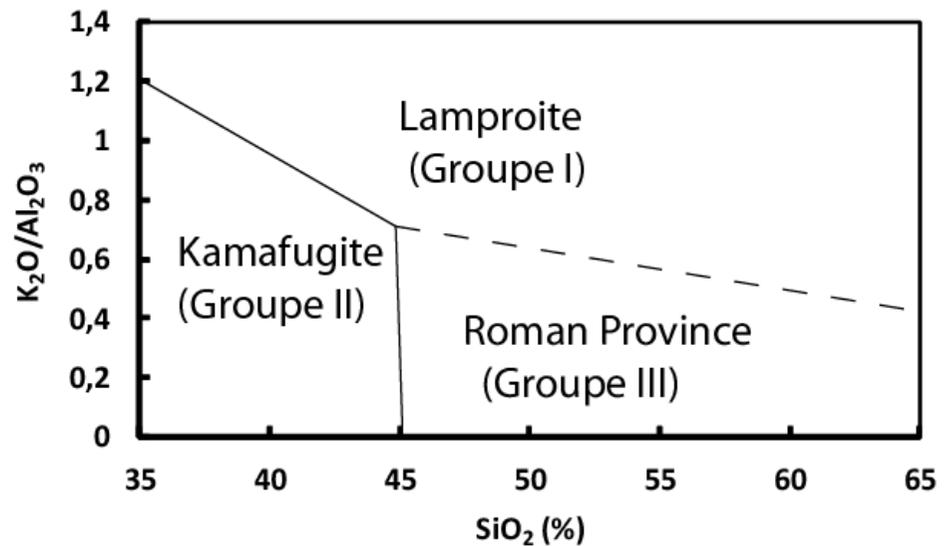
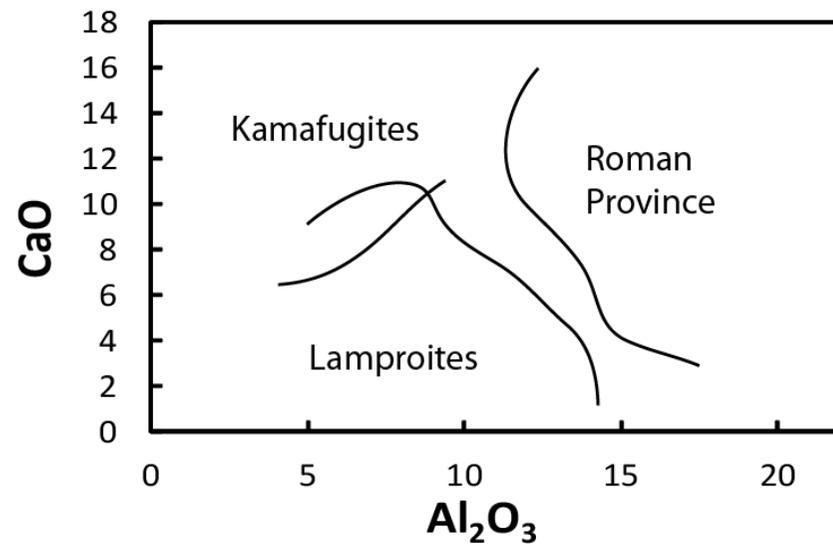
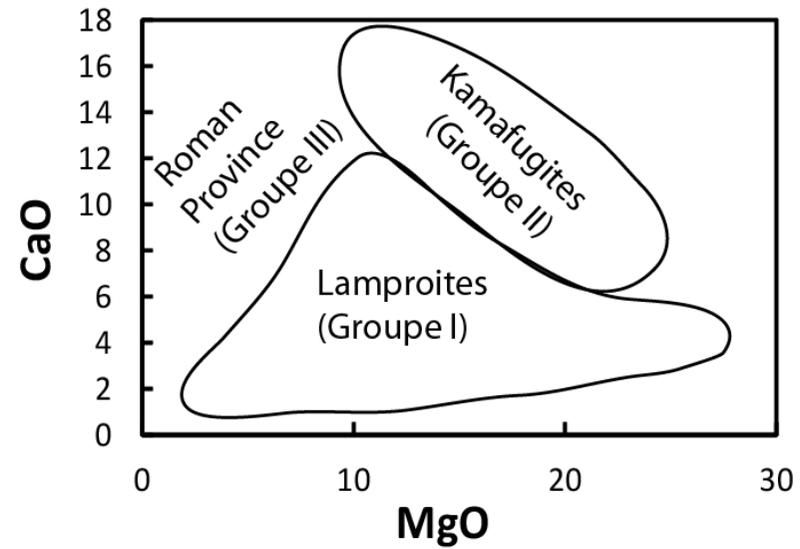
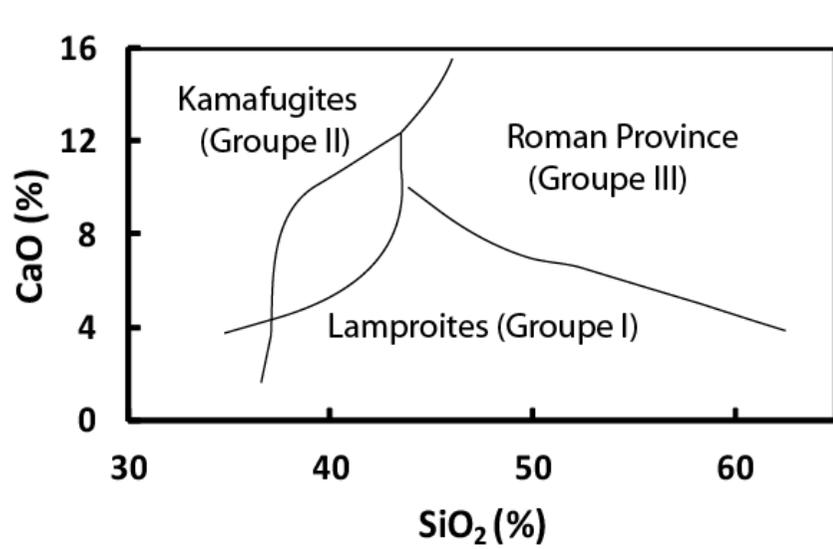


Figure I.3 : Diagrammes de classification des roches ultrapotassiques (Foley et al., 2007)

Chapitre II

Contexte géologique et structural

Observations sur le terrain



II.1. Présentation de la région étudiée

II.1.1. Situation géographique et aperçu sur le réseau hydrographique et les conditions climatiques de la zone d'étude

La zone d'affleurement des lamproïtes étudiées dans ce travail se localise au Sud-Sud-Ouest du Kef Hahouner. Cette zone appartient à la *chaîne numidique* (Bernard et Ficheur, 1902) et se situe dans le Nord du Constantinois, à environ 40 km à l'Est – Nord-Est de Constantine, et à 350 km à l'Est – Sud-Est d'Alger (fig. II.1). La chaîne numidique, de direction E-W, se situe au Sud du massif de la Petite Kabylie et de Skikda (figure II.1). Elle commence à l'Ouest du Tamesguida (1626 m) et comprend suivant une ligne bien nette, le djebel Zouagha (1292 m), le Mcid Aïcha (1469 m), le Kef Sidi Driss (1276 m) et les Toumiettes (892 m) (figure II.2). A l'Est des Toumiettes, et toujours dans le prolongement de l'axe cité plus haut, se dresse trois massifs calcaires et dolomitiques en forme de dômes. Il s'agit du **Kef Hahouner** (1023 m), puis le Djebel Grar (1072 m) et le Djebel Taya (1208 m) qui constituent l'un le flanc nord et l'autre le flanc sud d'un dôme, et enfin le Djebel Debar (1060 m), dernier pointement de la chaîne numidique (figure II.2).

Au point de vue administratif, le Kef Hahouner appartient à la Wilaya de Skikda, à la limite avec la Wilaya de Constantine (figure II.3). Il apparaît sur la feuille au 1/50.000 n°53 de Hammam Meskoutine (figure II.2), dans sa partie Ouest. Le massif volcanique étudié dans ce travail se localise à proximité du village de Guenzoua.

Le réseau hydrographique de la région fait partie du bassin versant du Saf-Saf. Ce dernier est drainé par l'oued Saf-Saf, qui prend naissance au Sud de la chaîne Numidique à partir des deux oueds, Khémakhem et Bou Adjeb (figure II.2) drainant une surface de 1158 km² (Khelfaoui, 2008). La zone d'affleurement des lamproïtes étudiées dans ce travail se situe près de la confluence des oueds Aïne Mira et Oum Tourba, qui se rejoignent pour donner naissance à l'oued Khémakhem.

La région d'étude est soumise à un climat méditerranéen avec une saison humide et une saison sèche. Le total annuel des précipitations atteint 636 mm (station de Zardézas). La moyenne mensuelle des températures (station de Zardézas) est de l'ordre de 19,3 °C, avec un minimum de 11,3 °C enregistré en mois de Janvier, et un maximum atteint au mois d'Août avec une valeur de 36,8 °C (Khelfaoui, 2008).

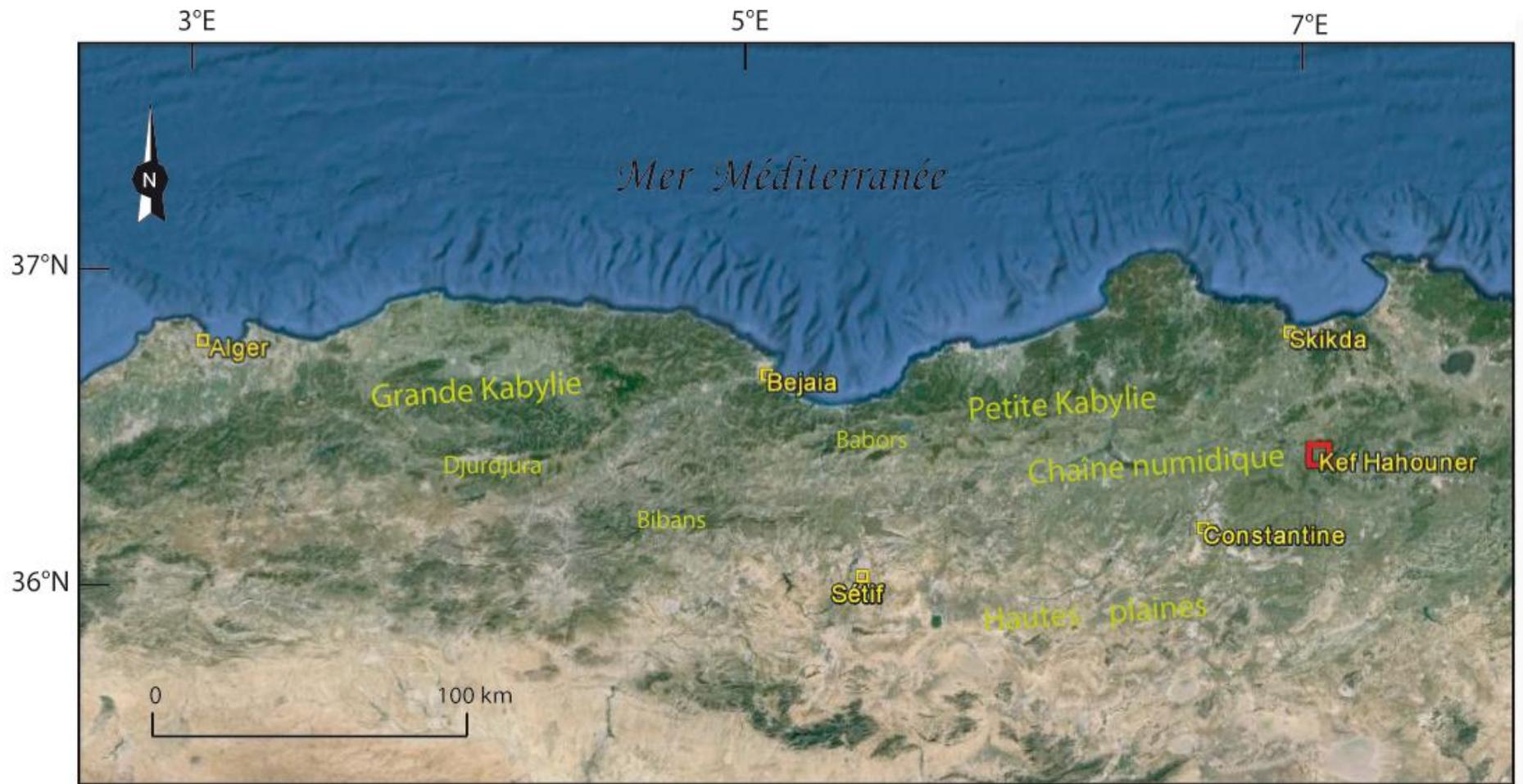


Figure II.1 : Situation géographique de la région étudiée (Kef Hahouner)

Photo : Google Earth

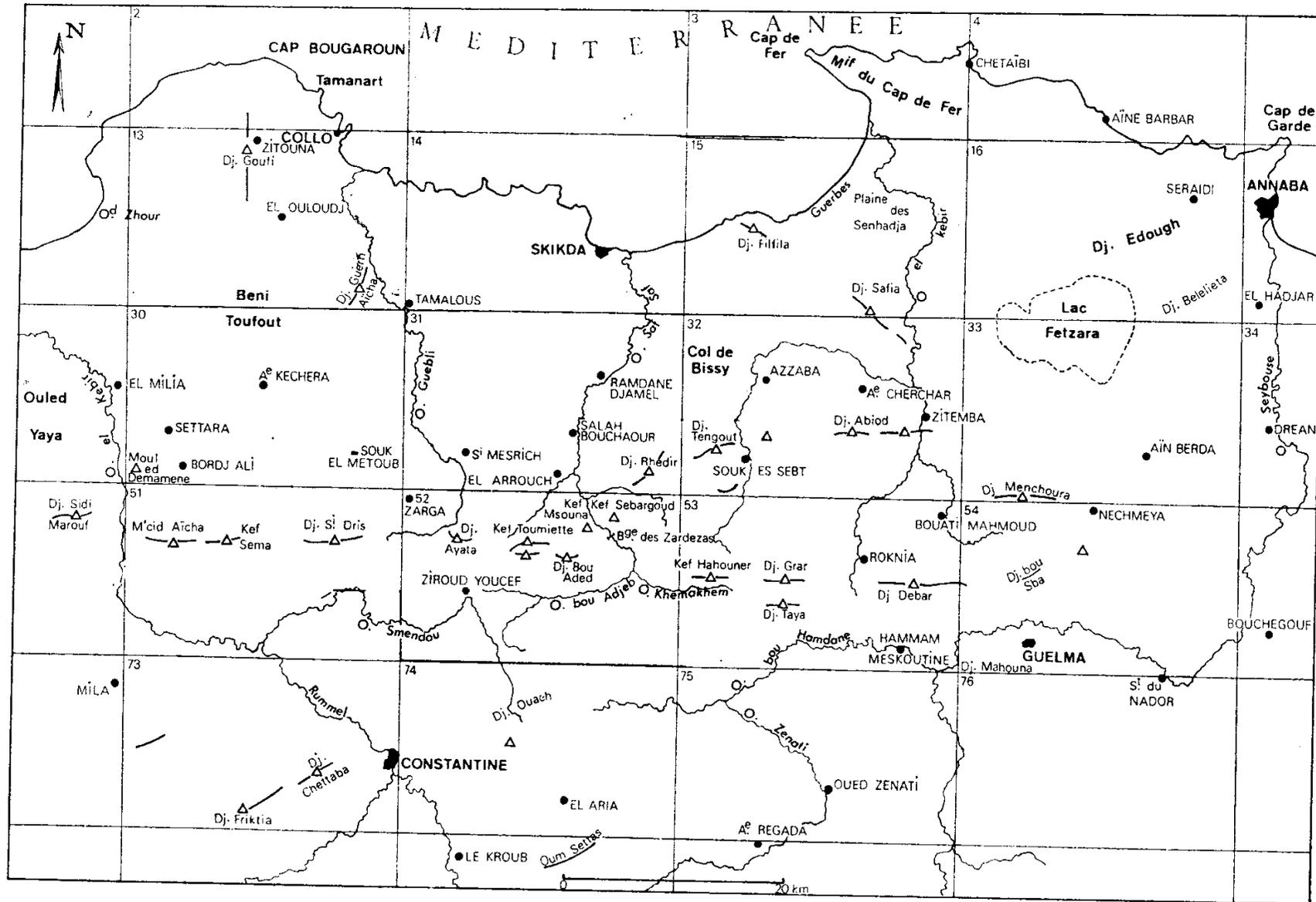


Figure II.2 : Cadre géographique général (Raoult, 1974)

Noms des feuilles au 1/50 000 — 2 : Cap Bougaroun ; 3 : Cap de Fer ; 4 : Chetaïbi ; 13 : Collo ; 14 : Skikda ; 15 : Djebel Filfila ; 16 : Seraldi ; 30 : Aïne Kechera ; 31 : Ramdane Djamel ; 32 : Azzaba ; 33 : Aïne Berda ; 51 : Sidi Dris ; 52 : Ziroud Youcef ; 53 : Hammam Meskoutine ; 54 : Guelma ; 73 : Constantine ; 74 : El Aria ; 75 : Oued Zenati ; 76 : La Mahouna.

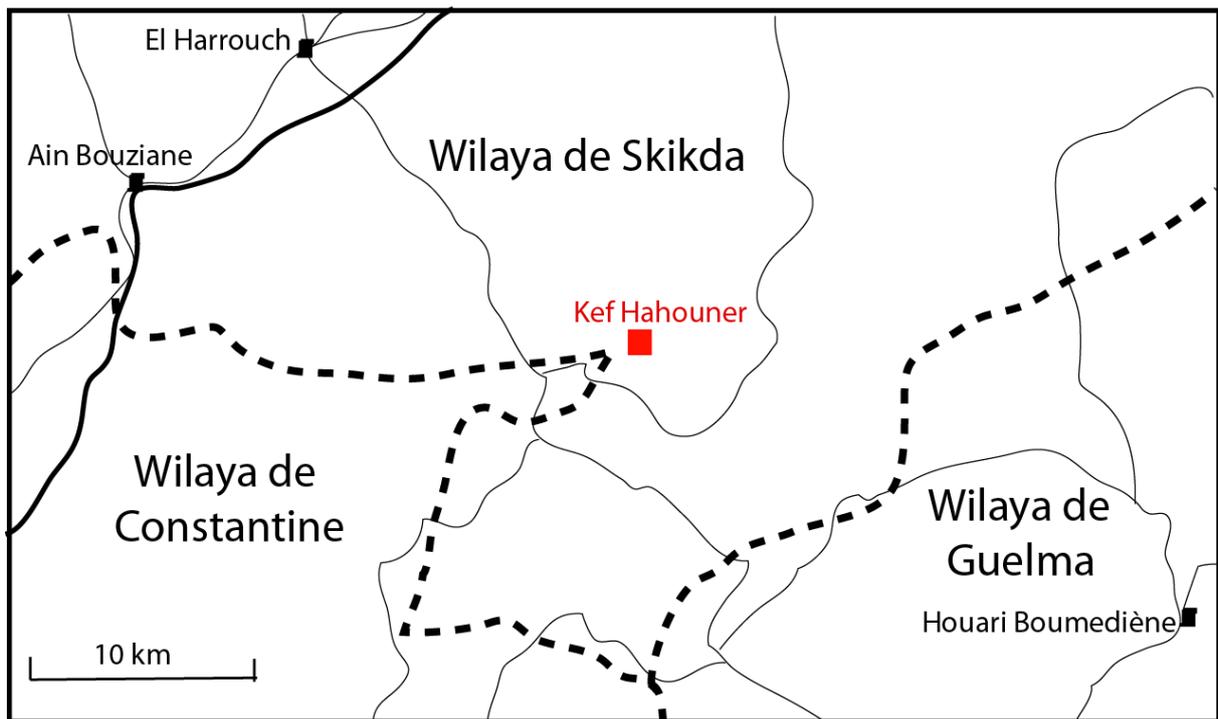


Figure II.3 : Aperçu du découpage administratif et des principaux axes routiers autour de la zone d'étude (en rouge)

II.1.2. Historique des travaux

La première étude géologique détaillée de la chaîne numidique est due à Léonce Joleaud (1912) dans sa thèse intitulée « Etude géologique de la chaîne numidique et des monts de Constantine (Algérie) ». Une carte au 1/200.000 de la région accompagne son mémoire.

La deuxième étude détaillée de la région est due à Pierre Deleau (1938) dans sa thèse intitulée « Etude géologique des régions de Jemmapes, Hammam Meskoutine et du Col des Oliviers ». Deleau publia en 1937 la carte géologique au 1/50.000 de Hammam Meskoutine qui n'a jamais fait l'objet depuis d'une réédition ou d'une mise à jour.

Dans le cadre de sa thèse consacrée à l'Ouest de la chaîne numidique, Michel Durand Delga (1955) a apporté beaucoup de nouveautés à la connaissance de notre région d'étude.

Jean-François Raoult (1974) a consacré sa thèse à l'étude géologique du centre de la chaîne numidique où se situe notre zone d'étude. Il a notamment introduit les conceptions modernes sur la chaîne des Maghrébides dans la description géologique de la région. C'est à lui que nous devons nos connaissances actuelles de la géologie de la région. Il a notamment publié une carte géologique au 1/50.000 du centre de la chaîne numidique. Cette carte est la plus précise existante pour notre zone d'étude. C'est à J.F. Raoult (1971) que nous devons aussi la découverte des lamproïtes du Kef Hahouner qui font l'objet de ce mémoire.

Signalons également le travail de Philippe-Emmanuel Coiffait (1992) sur le bassin post-nappe de Constantine qui concerne une partie de notre zone d'étude.

Les travaux de J.P. Bouillin (1977) et J.M. Vila (1980) ont concerné des régions proches de la chaîne numidique : la Kabylie de Collo au Nord pour le premier, et les régions de l'Edough, Guelma et Constantine pour le second.

Enfin, une étude géomorphologique détaillée de tout le Tell oriental algérien, incluant notre région d'étude, a été réalisée par A. Marre (1992).

II.2. Contexte géologique et structural de la région d'étude

II.2.1. Introduction

D'un point de vue géologique, l'Algérie est subdivisée en deux domaines qui s'opposent par leur histoire et leur structure géologique :

> **Un domaine septentrional ou Algérie du Nord**, qui fait partie de la chaîne alpine, édifié au cours du Tertiaire et qui demeure encore instable aujourd'hui.

> **L'Algérie saharienne**, domaine relativement stable depuis la fin du Précambrien, constitué d'un socle déformé par les orogénèses éburnéenne et panafricaine, d'une couverture paléozoïque généralement tabulaire affectée localement de plis hercyniens et d'une couverture méso-cénozoïque tabulaire.

La frontière entre ces deux domaines est délimitée par **l'accident sud-atlasique** qui suit le revers sud de l'Atlas saharien.

La région étudiée (Sud du Kef Hahouner) appartient au premier domaine et fait partie de la chaîne des **Maghrébides**, définie comme étant les segments orogéniques allant du détroit de Gibraltar au nord de la Calabre (Italie), sur plus de 2000 km de long : Rif marocain, Atlas littoral d'Algérie (Kabylies et Tell) où se situe notre zone d'étude, Atlas littoral de Tunisie, Sicile et Calabre (Durand-Delga et Fontboté, 1980).

II.2.2. Aperçu sur la géologie de la chaîne des Maghrébides

(Durand-Delga, 1969 ; Durand-Delga et Fontboté, 1980 ; Wildi, 1983)

La chaîne alpine d'Afrique du Nord ou chaîne des Maghrébides fait partie de l'orogène alpin péri-méditerranéen (Durand-Delga, 1969) d'âge Tertiaire qui s'étend de l'Ouest à l'Est sur 2000 km du Rif à la Sicile (fig. II.4). Dans ce domaine en forme d'anneau très aplati, on distingue classiquement les zones internes, situées à l'intérieur de l'anneau et représentées aujourd'hui par différents massifs, dispersés le long de la côte méditerranéenne et les zones externes situées à sa périphérie.

- a. **Les zones internes** sont représentées par des « massifs anciens » littoraux (**socle kabyle**) et leur couverture paléozoïque, bordés au sud par une « **chaîne calcaire** » ou « **Dorsale** » dont les séries comportent des formations qui vont du Trias à l'Eocène. En Algérie, les socles de Grande et de Petite Kabylie constituent l'essentiel des zones internes. Ces zones comportent un socle gneissique surmonté par des micaschistes et des phyllades et un Paléozoïque schisteux allant du Silurien au Carbonifère inférieur-moyen. La couverture mésozoïque et paléogène, localisée à la marge sud de ces massifs anciens, constitue la **Dorsale kabyle ou Chaîne calcaire**. Elle est vivement plissée et écaillée. Au cours de l'orogénèse alpine, les zones internes ont été largement charriées vers le Sud. Le socle est par endroits recouvert en discordance par des dépôts détritiques (principalement des molasses conglomératiques et grésomiacées) d'âge Oligocène supérieur–Miocène inférieur, appelés **Oligo-Miocène Kabyle** (Bouillin et Raoult, 1971).
- b. **La zone des flyschs** est constituée par un matériel crétacé et paléogène qui s'est déposé dans un sillon qui se situait entre les zones internes et les zones externes. On distingue deux grands groupes de flyschs (Bouillin et al., 1970) : les flyschs **maurétaniens** et les flyschs **massyliens** respectivement les plus internes et les plus externes, auxquels s'ajoutent un troisième groupe de flyschs plus récent, les flyschs **numidiens** gréseux d'âge Oligocène supérieur–Burdigalien inférieur (Wezel, 1970 ; Thomas et al., 2010). Ces flyschs ont été charriés sur les zones externes puis, pour une partie, ils ont été ramenés sur les zones internes par des glissements plus tardifs.

c. **Les zones externes** résultent du décollement et du clivage au Miocène de la couverture sédimentaire mésozoïque–paléogène déposée sur la marge nord de la plaque Afrique. En Algérie, les zones externes telliennes comportent de grandes nappes pelliculaires à matériel marneux du Crétacé-Paléogène, sur une sole gypsifère triasique. On distingue du Nord au Sud (Wildi, 1983) : (i) les nappes **ultra-telliennes**, aux formations typiques du Crétacé inférieur constituées de marno-calcaires clairs, ne sont connues que dans l’Est algérien et en Tunisie. Elles présentent des caractères proches de ceux du flysch massylien ; (ii) les nappes **telliennes** sensu-stricto avec un Crétacé inférieur plus ou moins riche en dépôts terrigènes et les (iii) nappes **péni-telliennes** caractérisées par des séries néritiques du Crétacé supérieur à l’Eocène. Les nappes péni-telliennes, définies dans l’Est algérien, présentent des caractères proches de ceux du néritique constantinois et des unités sud-sétifiennes. Dans le domaine externe existe des unités encore plus externes et d’allochtonie notable, mais moindre, structurées au Miocène moyen qu’on appelle séries de l’avant-pays allochtone ou tellien et se placent entre les nappes telliens au Nord et l’autochtone ou para-autochtone atlasique au Sud. On distingue ainsi d’Ouest en Est (Vila, 1980) : (i) **l’ensemble allochtone sud-sétifien** (séries des Djebels Guergour, Anini, Zdimm, Youssef, Braou, Tnoutit, Sékirine, Tafourer, Agmérrouel, Zana, Azraouat, Hammam, Ain el Ahdjar, Koudiat Tella et série supérieure du Djebel Kalaoun) à matériel carbonaté et marneux du Jurassique au Miocène, et qui apparaît plus à l’ouest dans la fenêtre des Azerou dans la région des Biban. Il se présente sous la forme d’un vaste empilement d’écailles limité par des accidents cisailant ; (ii) la « **nappe néritique constantinoise** », à matériel carbonaté épais et massif du Jurassique–Crétacé, et, plus au sud, (iii) l’unité des « **écailles des Sellaoua** », dont le Crétacé possède des faciès de bassin.

La figure II.5 montre un exemple d’agencement des différents domaines et unités cités précédemment dans la région du Constantinois (Algérie nord-orientale).

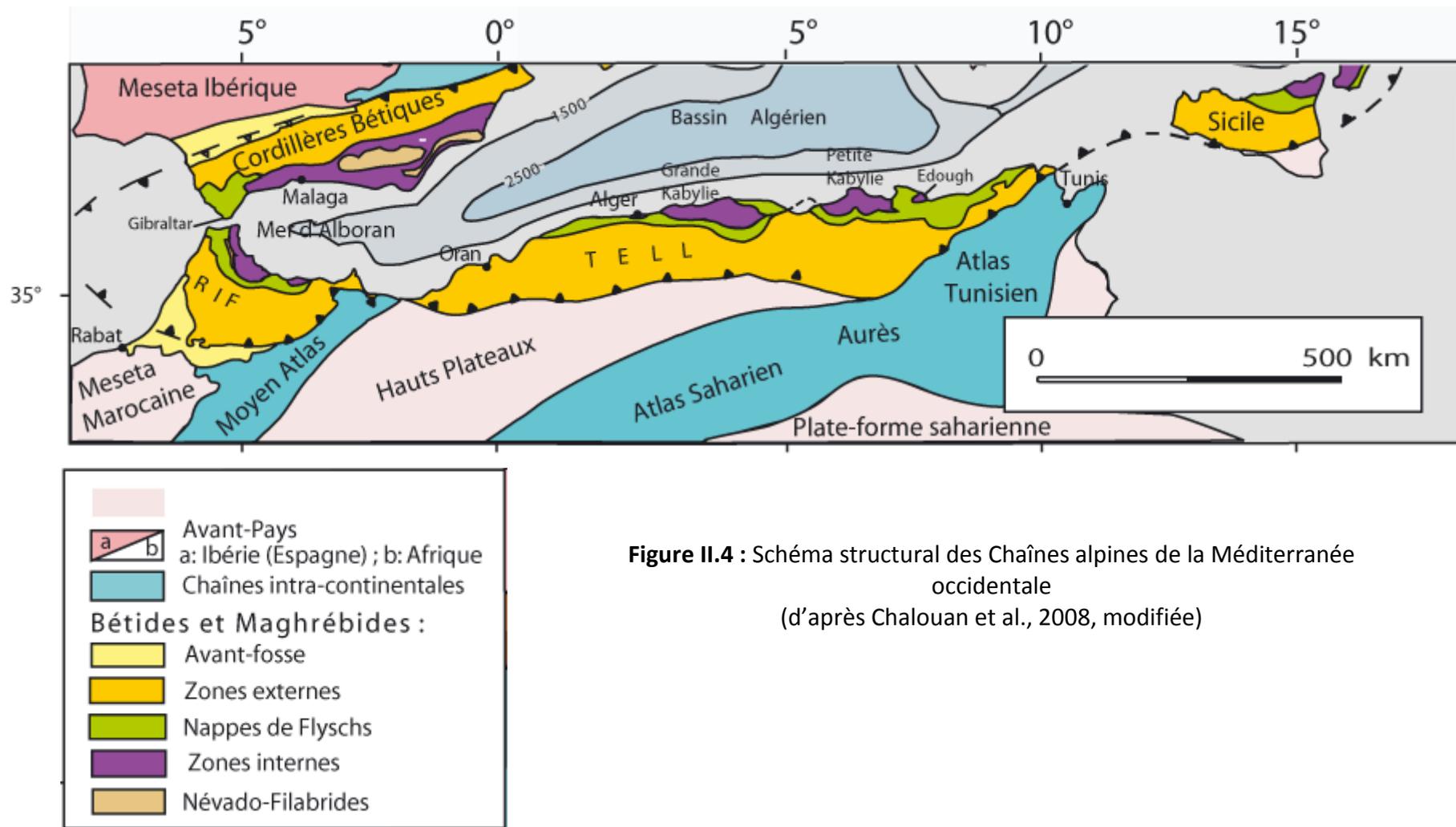


Figure II.4 : Schéma structural des Chaînes alpines de la Méditerranée occidentale
 (d'après Chalouan et al., 2008, modifiée)

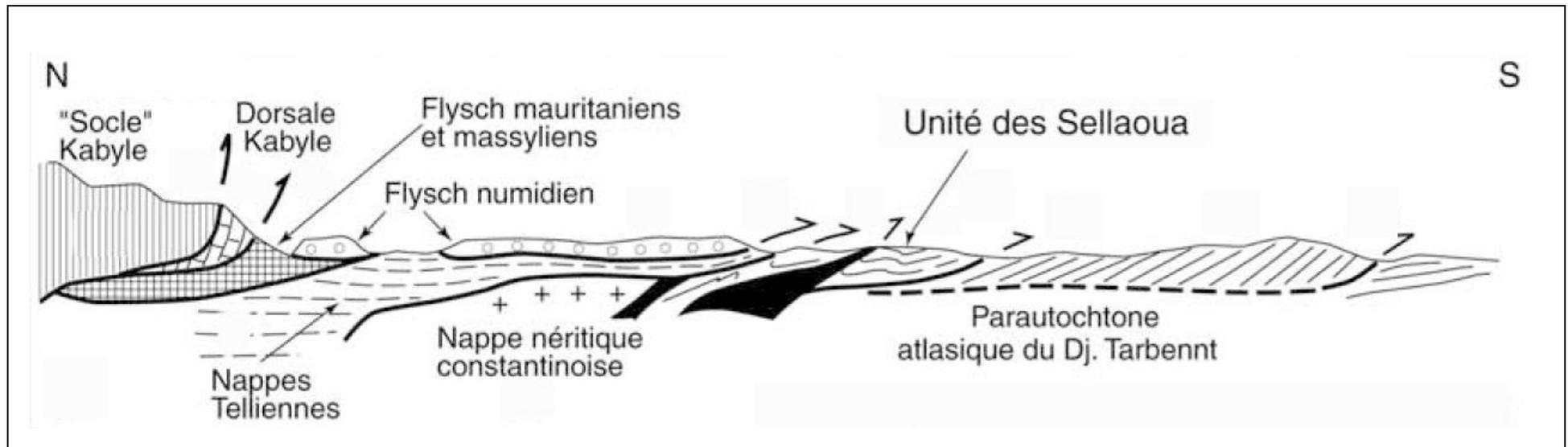


Figure II.5 : Coupe générale synthétique des Maghrébides de l'Est algérien (région du Constantinois) (Peybernès et al., 2002)
 En Noir : le Trias.

II.2.3. Contexte géologique régional

Dans la région d'étude correspondant au centre de la chaîne numidique, toutes les unités de la chaîne des Maghrébides citées précédemment sont représentées. Certaines de ces unités ont même été définies dans notre région d'étude : c'est le cas des flyschs massyliens définis au Nord du Kef Sidi Driss (Raoult, 1969 ; Bouillin et al., 1970), et des sous-domaines de la Dorsale kabyle (interne, médiane et externe) (Raoult, 1974).

Ainsi, on distingue dans notre région d'étude les unités (ou nappes) suivantes (des plus internes au plus externes) : (1) le socle et (2) la Dorsale kabyle ; (3) le flysch maurétanien ; (4) le flysch de la série de Ziane qui présente, suivant les niveaux, des affinités soit avec le Maurétanien, soit avec le Massylien ; (5) le flysch massylien ; (6) les séries ultratelliennes et (7) la série du môle néritique du Constantinois. Des formations transgressives et discordantes sur les unités précédentes sont également connues. Il s'agit de : (8) le Nummulitique II qui constitue la couverture de la Dorsale et des flyschs maurétaniens ; (9) l'Oligo-Miocène kabyle qui constitue la couverture discordante du socle kabyle ; (10) le Numidien et (11) les formations post-nappes représenté dans la région d'étude par le Miocène continental du bassin de Constantine. Les formations (8), (9) et (10) sont antérieures à la phase tectonique majeure du Miocène et furent reprises dans les charriages d'âge alpin. Les formations (11) post-nappes datées du Miocène moyen et supérieur sont postérieures à la phase alpine et sont discordantes sur toutes les unités antérieures.

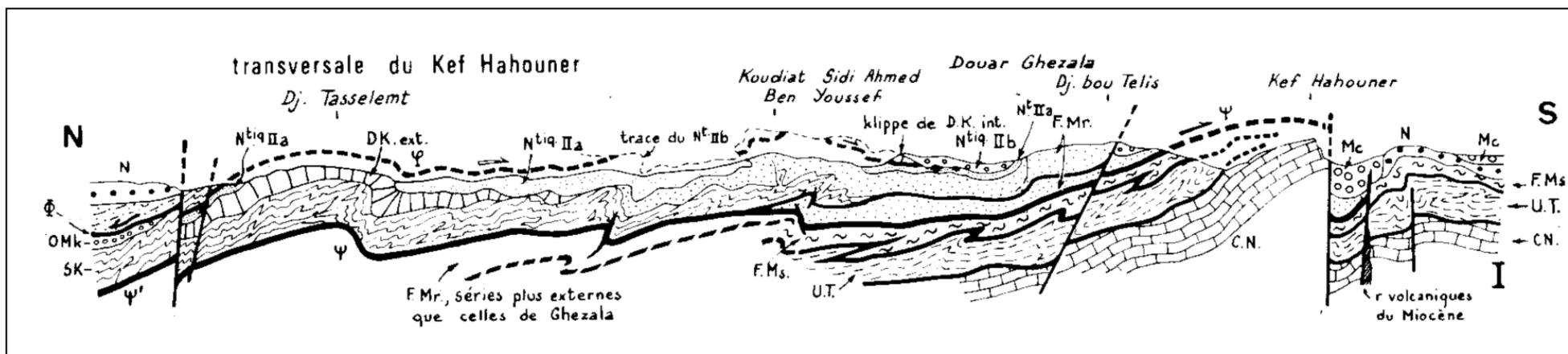
Toutes ces séries sont représentées sur la carte géologique de la région d'étude (fig. II.6). Dans ce qui suit, nous donnerons la description sommaire de chacune de ces unités et formations et la colonne stratigraphique correspondante. Ces descriptions sont essentiellement tirées des travaux de Raoult (1974 ; 1975).

Une coupe géologique N-S sur la transversale du Kef Hahouner et passant par les roches volcaniques étudiées dans ce travail (fig. II.7) montre l'agencement complexe des nappes qui implique un déplacement latéral de grande envergure. Cette mise en mouvement est le résultat des effets cumulés de plusieurs phases tectoniques, d'importance et de style variés (plis, écaillés, cisaillements, glissements gravitationnels, décrochements, failles) (Raoult, 1974). Une description sommaire de ces différentes phases tectonique sera donnée.

- E Q** Eboulis, Quaternaire
- m_c** Miocène supérieur continental du bassin de Constantine
- N** Série numidienne (argiles sous-numidiennes à Tubotomaculum, grès numidiens, argiles et pélites siliceuses supra-numidiennes).
- m** - Oligo-Miocène kabyle
eg - Oligo-Miocène et/ou Nummulitique II
gm - Molasses et flyschs grés-micacés du Nummulitique II (Lutét. sup. à Oligocène sup.)
e - Grès micacés tabac du Douar Tengout (base du Nummulitique II).

- Séries du Permo-Trias au Nummulitique I
- | | |
|---|----|
| D | Di |
| | Dm |
| | De |
- Di - Dorsale interne (série du Sebargoud) .
 Dm - Dorsale médiane (série du Bou Aded) .
 De - Dorsale externe (séries du Rhedir et du Tengout)
 D - Dorsale indifférenciée .
- S** Substratum paléozoïque : phyllades puis Paléozoïque non métamorphique de l'Ordovicien(?) au Carbonifère.
- M** Flysch maurétanien (série du Jurassique au Nummulitique I) .

- MA** Flyschs des séries de Ziane et du Kef Mezzouch , à affinités maurétaniennes (Néocomien à Nummulitique I)
- CF** Flysch massylien ("Albo-Aptien" argilo-quartzitique, phanites cénomaniennes, "flysch" sénonien marnomicrobréche) .
- T** NT
 T - Séries marno-calcaires telliennes alloctones ou séries ultra-telliennes .
 NT - Séries réduites au Crétacé inférieur .
- CN** Série du môle néritique de Constantine Jurassique supérieur(?) à Maestrichtien autochtone ou para-autochtone .



Légende. CN : môle néritique du Constantinois ; U.T. : unités ultra-telliennes ; F.Ms. : flysch massylien ; F.Mr. : flysch maurétanien ; S.K. : socle kabyle ; D.K. : Dorsale kabyle ; N.tiq II : Nummulitique II (II a et II b) ; OMk : Oligo-Miocène kabyle ; N : série numidienne ; Mc : Miocène moyen (?) -supérieur continental du bassin de Constantine ; φ : chevauchements liés à la phase « fini-lutétienne » ; Φ : contact de base des flyschs en position supra kabyle ; ψ et ψ' : cisaillement majeur, lié pour l'essentiel à la phase « fini-oligocène » .

Figure II.7 : Coupe géologique sur la transversale du Kef Hahouner (Raoult, 1975)

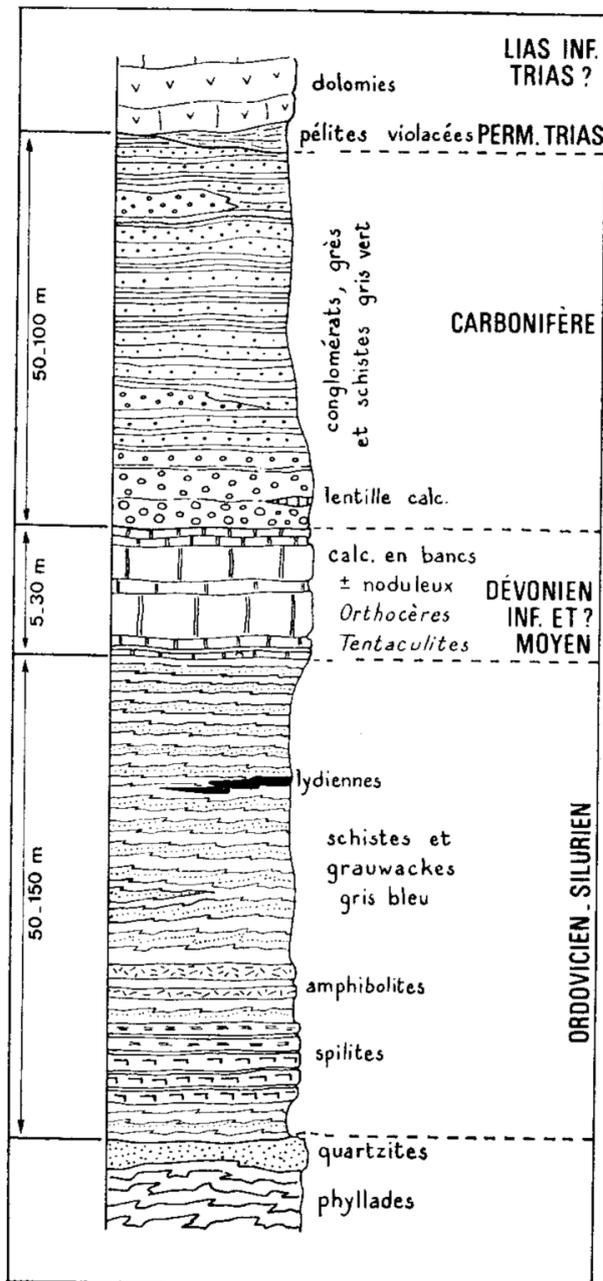


Figure II.8 : Colonne stratigraphique synthétique du socle kabyle et de sa couverture paléozoïque dans le centre de la chaîne numidique (Raoult, 1974)

*les lettres qui figurent entre parenthèse pour chaque unité sont celles mentionnées sur la carte géologique pour chacune des unités (fig. II.6).

a. Le socle kabyle et sa couverture paléozoïque (S*) : il affleure essentiellement dans les zones des Kef Toumiette et du Djebel Bou Aded. Il est constitué de (Fig. II.8) (Raoult, 1966 ; 1974 ; 1975) :

- Porphyroïdes œillés épimétamorphiques.
- Phyllades (chloritoschistes et séricitoschistes) à niveaux de quartzites épimétamorphiques.
- Grauwakes, spilites, amphibolites, grauwakes, schistes et pélites gris verdâtre ou gris bleuté avec intercalation de lydiennes. Cet ensemble est supposé être d'âge Ordovicien-Silurien.
- Calcaires noirs à rouges, parfois à faciès griotte, à Orthocères et Tentaculites du Dévonien.
- Conglomérats, grès, schistes et pélites gris verdâtre à petits débris de phyllades et de lydiennes. Cet ensemble a été attribué au Carbonifère par J.F. Raoult (1974). La découverte de Conodontes d'âge Tournaisien supérieur – Viséen inférieur (Carbonifère inférieur) dans des calcaires intercalés dans le conglomérat de base de cet ensemble dans les Kefs Toumiette (Bouillin et Perret, 1981) confirme cette attribution.

B. La Dorsale kabyle (D)

Dans la région d'étude, la dorsale kabyle est développée sur plus de 90 km d'ouest en est depuis le Djebel Sidi Driss jusqu'à Zit Emba (voir fig. II.2 pour la localisation des deux points). Trois types de séries ont été définis : internes, médianes et externes. Ces séries sont distinguées entre elles par les faciès et l'épaisseur des calcaires.

B.1. Série du Sebergoud (Dorsale interne) (Di) : elle affleure dans les Kefs Sebergoud et Msouna, dans le Kef Toumiette nord, dans le Kef Ben Chikr bou Rouhou et constitue l'unité supérieure du Djebel Bou Abed qui chevauche la série de la Dorsale médiane du Djebel Bou Aded. On observe de bas en haut les formations suivantes (Raoult et Mouterde, 1969 ; Raoult, 1974 ; 1975) (fig. II.9a) :

- argiles et grès rouges du Permo-Trias, très réduits, le plus souvent absents ;
- dolomies sableuses, puis calcaires blancs massifs, graveleux à Algues et petits Foraminifères benthiques, du Lias inférieur ;
- série condensée et lacuneuse de calcaires lités à silex plus ou moins abondants, parfois rouges, parfois glauconieux, datés par des Brachiopodes et de nombreuses Ammonites du Carixien au Bajocien, par la microfaune et de rares Ammonites du Malm au Néocomien-Barrémien ;
- Nummulitique I avec à la base des horizons de dolomies sableuses ou de conglomérats du Paléocène-Yprésien, puis de puissants calcaires massifs à Nummulites, Orthophragmines, Alvéolines et Mélobésiées du Lutétien.

B.2. Série du Bou Aded (Dorsale médiane) (Dm). La série du Djebel Bou Aded a été prise comme série type de la Dorsale médiane dans la région. Cette série a été chevauchée par une série de la Dorsale interne (Raoult, 1968). Elle apparaît plus à l'Ouest à la Koudiat Sidi Abd Allah. Cette série montre de la base au sommet les formations suivantes (Raoult, 1971 ; 1974 ; 1975) (fig. II.9b) :

- conglomérats, grès et argiles rouge violacé du Permo-Trias, suivis de calcaires sableux ou à vermiculations du Muschelkalk ;
- calcaires dolomitiques, puis calcaires blancs massifs, graveleux à Algues et Foraminifères benthiques, du Lias inférieur ;
- calcaires lités à silex à Ammonites du Domérien, calcaires rouges à « filaments » du Lias supérieur (?) ;

- calcaires à silex du Néocomien-Barrémien ; probablement au toit, rares lentilles de grès rouge clair (Aptien ?-Albien ?) ;
- marno-calcaires clairs, à rares silex, à Foraminifères pélagiques de l'Albien supérieur (?)-Cénomaniens au Maestrichtien ;
- marno-calcaires gris, à petits silex, à Globigérines et *Globorotalia* du Paléocène au Lutétien, couronnés par un horizon de calcaire bioclastique à Nummulites et Orthophragmines du Lutétien supérieur.

Les deux dernières séries sont très lacuneuses et condensées.

B.3.1. Série du Rhedir (Dorsale externe) (De). Cette série constitue le lourd massif calcaire du Djebel Rhedir. Elle montre de bas en haut les formations suivantes (Raoult, 1969c ; 1974, 1975) (fig. II.9c) :

- conglomérats, grès et argiles rouge violacé du Permo-Trias ;
- calcaires dolomitiques lités, puis calcaires graveleux blancs massifs du Lias inférieur
- brèches calcaires, et calcaires lités, rouges, à silex, à *Arnioceras* et à Rhynchonellines du Sinémurien, surmontés de calcaires, et de marnes à Ammonites du Domérien ;
- en discordance, conglomérats grossiers puis minces marnes sableuses à plaquettes de calcaires, à *Microcodium* du Paléocène.

B.3.2. Série de Tengout (Dorsale externe) (De). La série du Tengout apparaît dans les Djebels Tengout, Maksem et Tasselemt. Elle comporte les formations suivantes (Raoult, 1969a ; 1974, 1975) (fig. II.9d) :

- série lacuneuse et condensée de calcaires lités du Dogger (?) au Néocomien-Barrémien, puis horizon de calcaires microbréchiques et oolitiques, à silicifications, de l'Albien supérieur-Cénomaniens (?) ;
- en discordance, conglomérats grossiers du Campanien, puis calcaires microbréchiques et sableux, en bancs métriques gris sombre, du Campanien supérieur-Maestrichtien (*Globotruncana*, *Orbitoides*, *Siderolites*, *Navarella*) ;
- conglomérats, calcaires microbréchiques et sableux, calcaires bioclastiques, marnes à galets, en bancs irréguliers avec de rapides variations de faciès, datés de l'Yprésien au Lutétien supérieur (Nummulitique I).

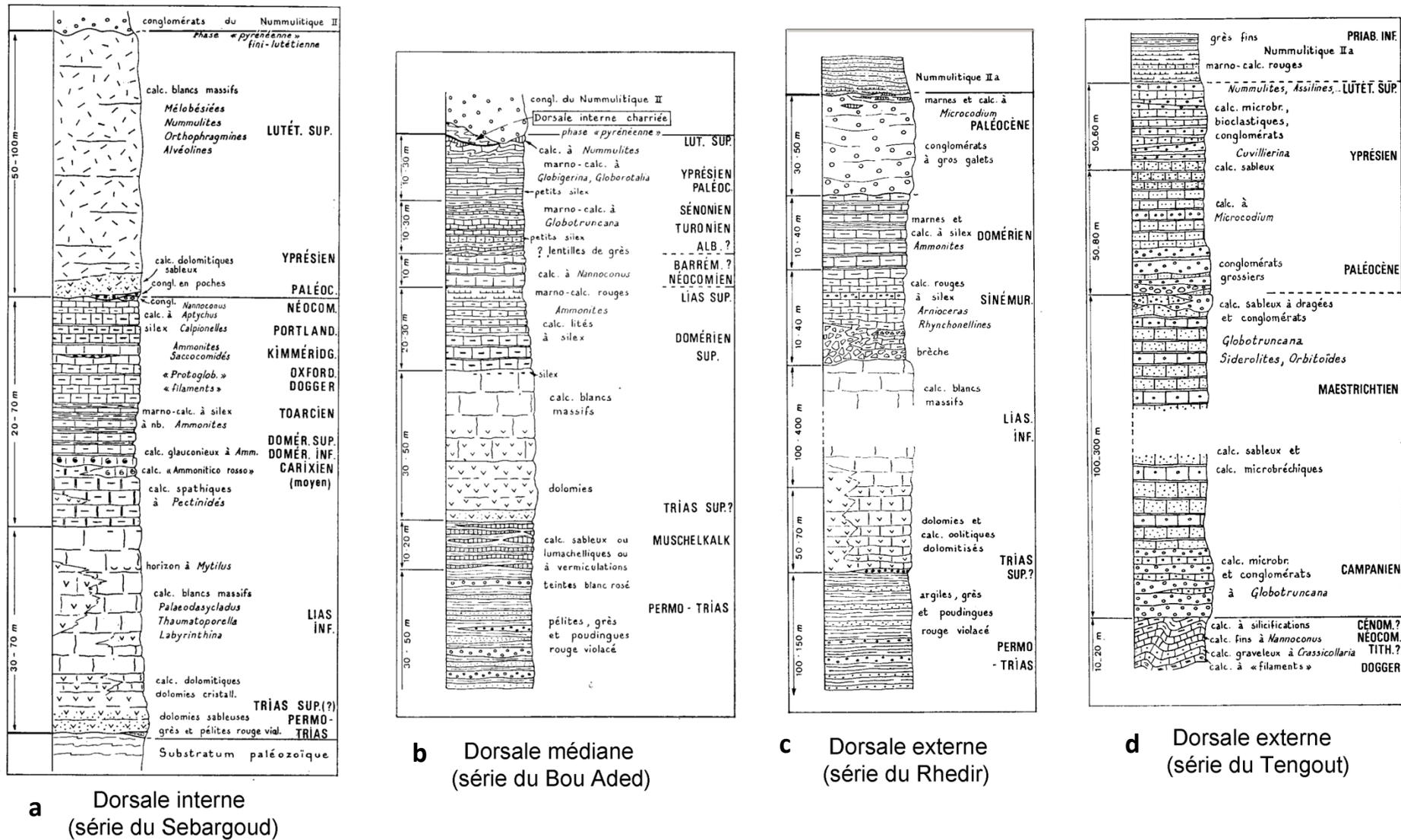


Figure II.9 : Colonnes stratigraphiques synthétiques des différents termes de la Dorsale kabyle (Raoult, 1974).

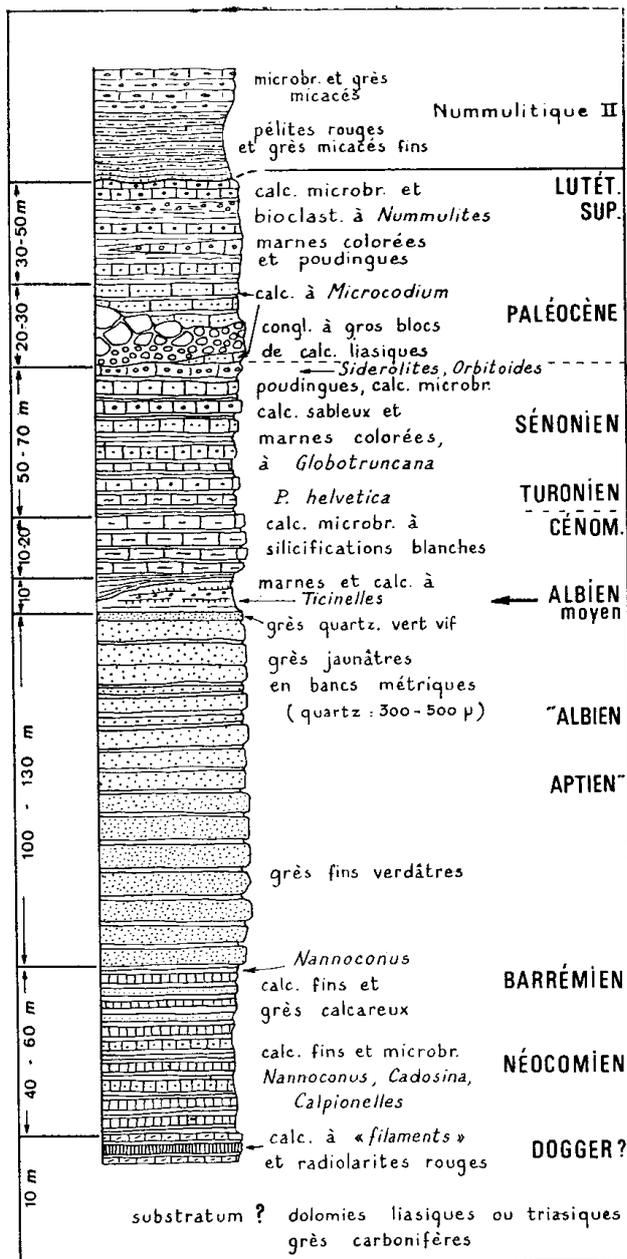


Figure II.10 : colonne stratigraphique synthétique du flysch maurétanien (série de Khorchef) (Raoult, 1974)

C. Le flysch maurétanien (M) :

Dans la région d'étude, le flysch maurétanien est bien représenté à l'Ouest sur la transversale du Kef Sidi Driss (série de Khorchef), et à l'Est sur la transversale du Kef Hahouner (série de Ghezala et de Taieb). Ce flysch comprend les formations suivantes (Raoult, 1974 ; 1975) (Fig. II.10) :

- Radiolarites rouges et calcaires à filaments du Dogger-Malm.
- Calcaires du Néocomien-Barrémien
- Grès aptiens-albiens
- Argiles polychromes du Vraconien puis calcaires microbréchiques du Cénomaniens.
- Bancs de conglomérats et de calcaires microbréchiques avec intercalations d'argiles et de marnes colorées du Sénonien supérieur.
- Conglomérats à gros blocs puis calcaires à *Microcodium* du Paléocène.
- conglomérats, calcaires microbréchiques et sableux, calcaires bioclastiques, marnes à galets, en bancs irréguliers avec de rapides variations de faciès datés de l'Yprésien au Lutétien supérieur.

Près de la Mechtat Setiter, le substratum du flysch maurétanien affleure et comporte des dolomies bréchiques du Trias-Lias basal ?, des conglomérats, grès et pélites rouges du Permo-Trias et un flysch carbonifère riche en Fusulinidés du Westphalien (Lys et Raoult, 1970).

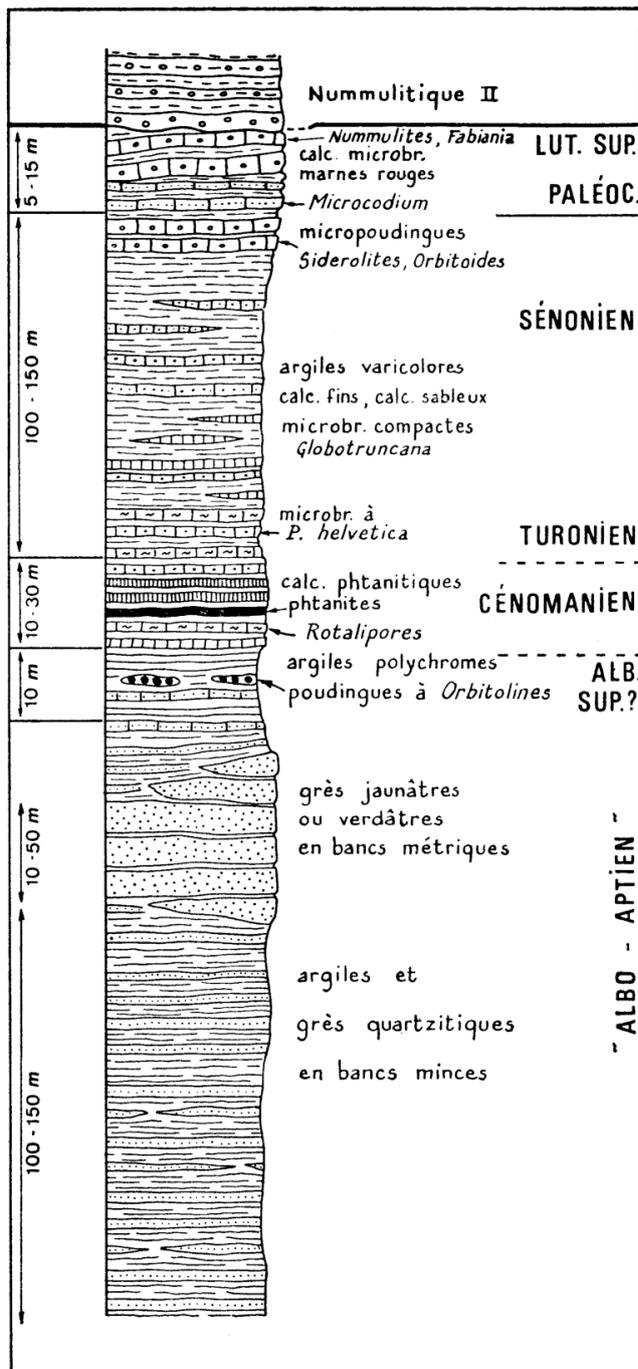


Figure II.11 : colonne stratigraphique synthétique du flysch de Ziane (Raoult, 1974)

D. Le Flysch de Ziane à affinité maurétanienne (M_A) :

Cette série qui affleure dans la région de Aine Bou Ziane et celle du Kef Mezzouch présentent des affinités avec le flysch maurétanien et le flysch massylien. Il s'agit donc de flyschs plus externes que le flysch maurétanien. Ce flysch comporte les termes suivants (Raoult, 1974, 1975) (fig. II.11) :

- Flysch argilo-quartzitique à bancs minces avec au sommet des bancs métriques de grès plus grossiers (Albo-Aptien).
- Argiles polychromes sombres à mince horizon de poudingues à orbitolines (Albien supérieur)
- Calcaires microbréchiques silicifiés (Cénomaniens inférieur-moyen) puis calcaires phtanitiques et phtanites du Cénomaniens supérieur.
- Argiles vertes et rouges contenant des bancs de calcaires microbréchiques, de calcaires fins azoïques et de microbrèches argilo-calcareuses tendres. Cet ensemble est daté du Turonien au Maestrichtien.
- Série lacuneuse et condensée de marnes colorées, de calcaires bioclastiques et de conglomérats du Paléocène au Lutétien supérieur.

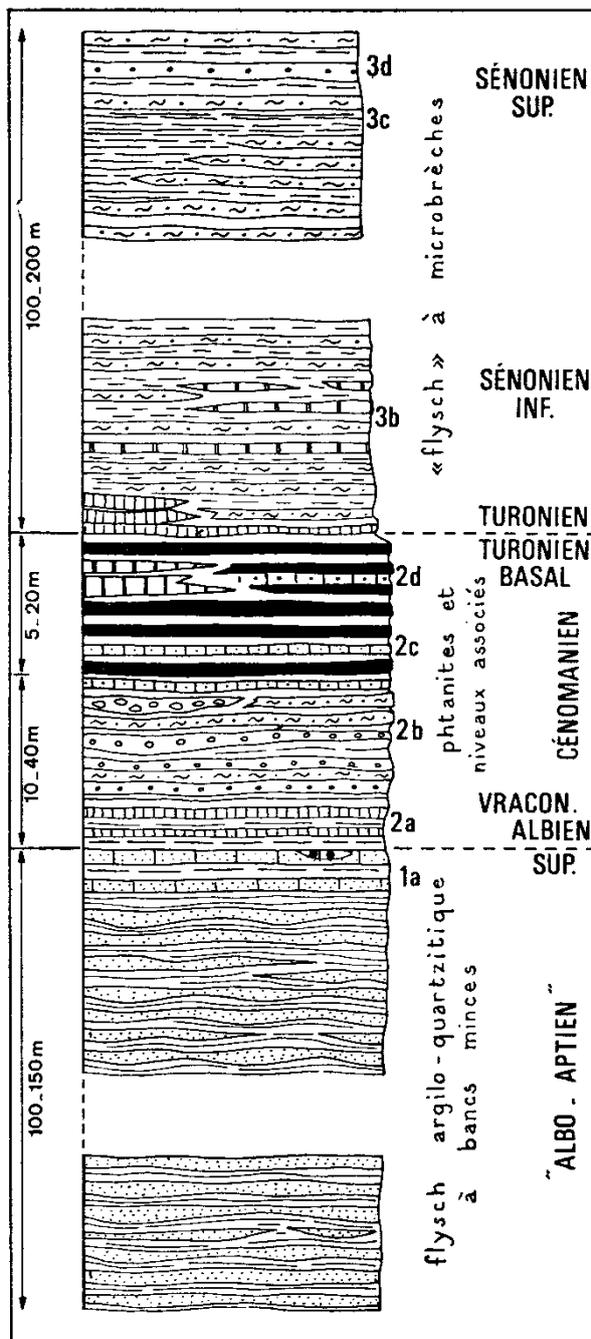


Figure II.12 : Colonne stratigraphique synthétique du flysch massylien à phtanites (Raoult, 1974).

E. Le flysch massylien (C_F) :

Le flysch massylien a été défini pour la première fois au Nord du Kef Sidi Driss par J.F. Raoult (1969b). Il comporte de la base au sommet les formations suivantes (Raoult 1969b ; 1974 ; 1975. Bouillin et al., 1970) (fig. II.12) :

- Flysch « albo-aptien » avec argiles et grès quartzitiques vert olivâtre, en bancs minces (10-30 cm).
- Complexe à phtanites, débutant par des marnes et calcaires fins jaunâtres du Vraconien-Albien supérieur, puis microbrèches et conglomérats à *Rotalipora* et *Orbitolina conica* du Cénomannien inférieur-moyen, puis phtanites jaune clair à noirâtres du Cénomannien supérieur. Les phtanites peuvent être remplacées par des brèches colorées, vertes et rouges, dans des parties plus externes (Sud du Kef Sidi Driss).
- Flysch à microbrèches du Sénonien, caractérisé par des bancs de microbrèches argilo-calcaires tendres, gris verdâtre, souvent riche en *Globotruncana* du Turonien au Maestrichtien ; intercalations à divers niveaux de bancs de calcaires fins, clairs, azoïques.

F. Les séries telliennes (T)

Dans la région d'étude, seules les séries ultra-telliennes sont représentées, où elles affleurent sur plus de 100 km d'Est en Ouest. On les trouve dans la région du Kef Sidi Driss, au Sud des Kef Toumiette, à l'Ouest et au Nord du Kef Hahouner. Deux séries ultra-telliennes ont définies dans la région (Raoult, 1974, 1975) (fig. II.13) :

F.1. La série ultra-tellienne de Braham :

- Marno-calcaires à Ammonites pyriteuses de l'Hautérivien supérieur au Barrémien supérieur-Aptien inférieur.
- Marno-calcaires gris de l'Aptien-Albien.
- Marnes et calcaires à Rotalipores du Cénomaniens, suivis d'une série lacuneuse et condensée de calcaires jaunâtres à *Globotruncana* du Turonien et du Sénonien inférieur.
- Marnes et calcaires clairs à *Globotruncana* du Campanien-Maestrichtien, surmontés de marnes noires, sans boules jaunes, du Maestrichtien supérieur.

F.2. La série ultra-tellienne d'Oulbene:

- Marnes et calcaires clairs à *Globotruncana* du Sénonien supérieur avec niveaux discontinus de calcaires microbréchiques et de conglomérats, de galets, blocs et klippes sédimentaires dispersés (calcaires du Jurassique au Sénonien inférieur).
- Marno-calcaires gris clairs à Globigérines du Danien, puis marnes noires à bancs et miches de calcaires jaunâtres du Paléocène.
- Calcaires noirâtres à silex de l'Yprésien-Lutétien inférieur
- Marnes noires à boules calcaires jaunes du Lutétien.

Série d'Ouelbane

Série de Braham

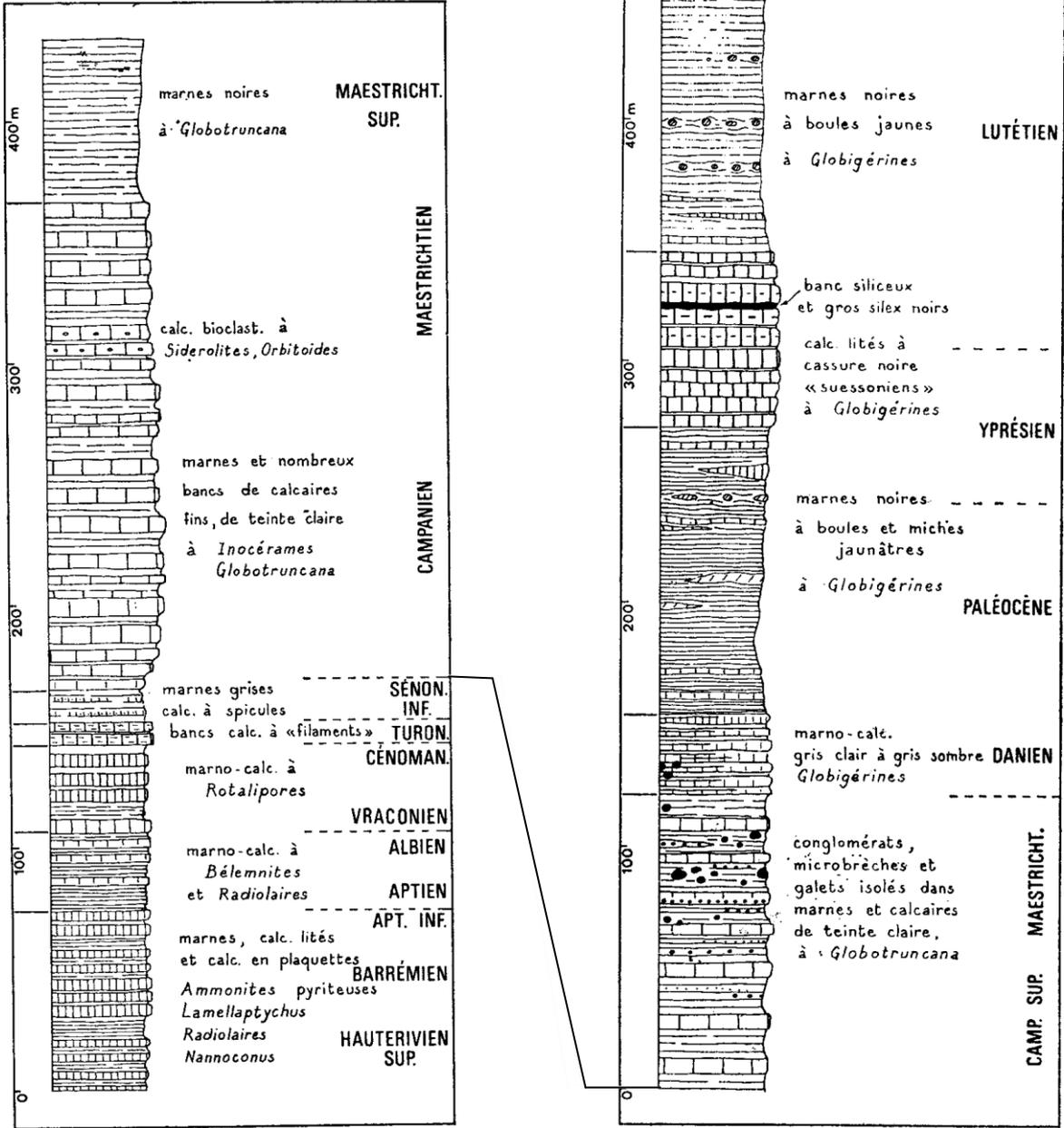
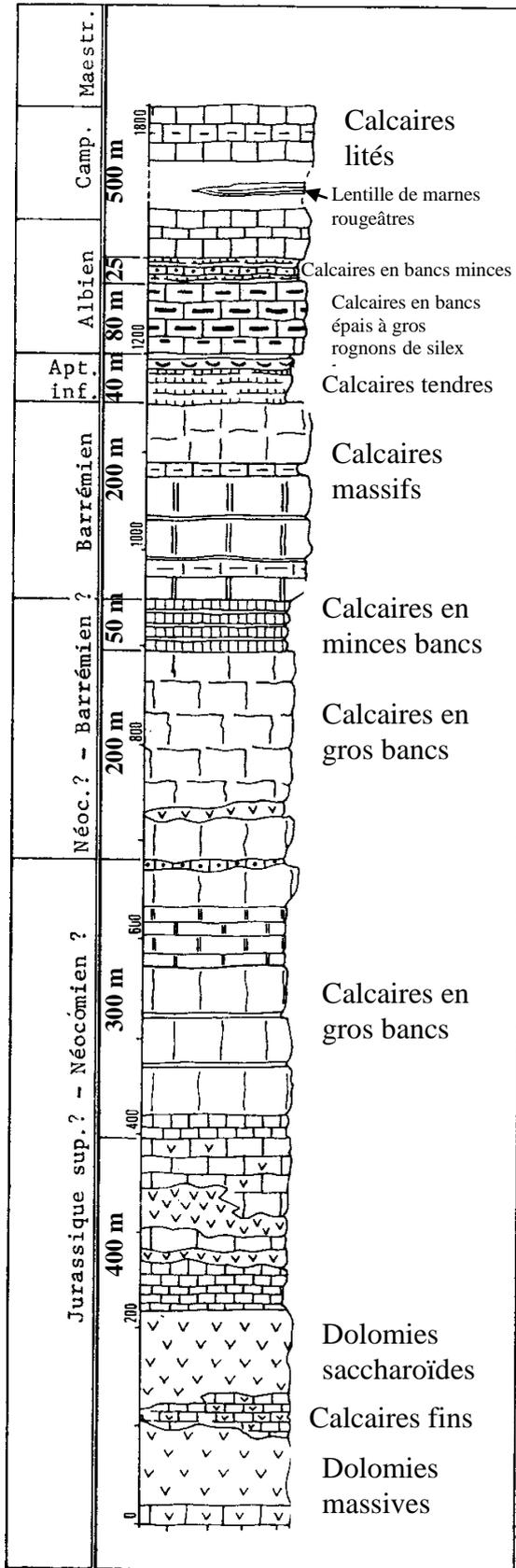


Figure II.13 : Colonnes stratigraphiques synthétiques des séries de Braham et d'Ouelbane, respectivement unité ultra-tellienne supérieure et inférieure du Kef Sidi Driss (Raoult, 1974).



G. Série néritique du Kef Hahouner (C_N): elle appartient à la nappe néritique constantinoise, dont les affleurements s'étendent de la Koudiat Touachra près de Sétif à la station du Nador près de Guelma, sur 160 km d'Ouest en Est, et du Hammam Oulad Ali aux monts d'Ain M'lila sur 80 km du Nord au Sud. L'allochtonie de cette nappe néritique du Constantinois a été démontrée par J.M. Vila (1978). La série du Kef Hahouner comporte (Fig. II.14) (Raoult, 1974 ; 1975) :

- Des dolomies et des calcaires dolomités du Jurassique supérieur – Néocomien.
- Des calcaires néritiques massifs ou lités, à Foraminifères benthiques et à Rudistes, datés du Barrémien, surmontés de calcaires noduleux à grandes Ammonites de l'Aptien inférieur.
- Des calcaires à gros silex de l'Albien, surmontés d'une série calcaireuse lacuneuse et condensée du Cénomanién au Sénonien inférieur.
- Des calcaires en gros bancs du Sénonien supérieur (Campanien à Maestrichtien).

Figure II.14 : Colonne stratigraphique synthétique du Kef Hahouner (nappe néritique du Constantinois) (Raoult, 1974).

Les séries stratigraphiques antérieures à la phase tectonique majeure du Miocène.

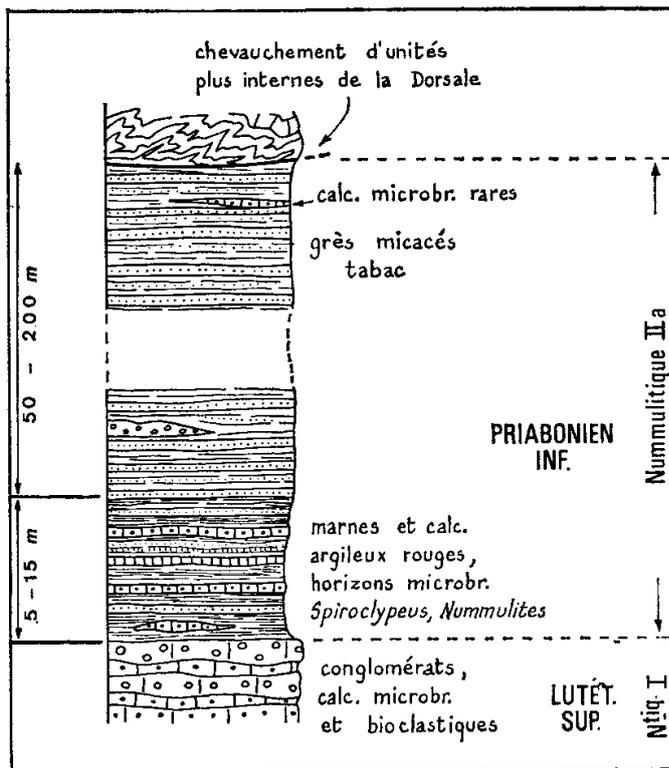


Figure II.15 : colonne stratigraphique du Nummulitique IIa du Dj. Tengout.

H. Nummulitique II

Ce terme a été défini par J.F. Raoult (1969c). Il s'agit d'un ensemble molassique de conglomérats et de grès micacés brunâtres (grès micacés tabac), à galets calcaires de la Dorsale et à nombreux débris du socle kabyle ; daté du Lutétien supérieur à sa base et de l'Oligocène supérieur (par des Lépidocyclines) au sommet (fig. II.15)

Ces formations constituent la couverture commune, postérieure à une tectonique importante, de diverses unités de la Dorsale kabyle, et de séries maurétaniennes, elles aussi antérieurement tectonisées (Raoult, 1974).

Sur certaines transversales (notamment celle du Kef Hahouner), ces formations du Nummulitique II ont été subdivisées en Nummulitique IIa (Lutétien terminal-Priabonien inférieur) (fig. II.15) et Nummulitique IIb (Priabonien inférieur-Oligocène supérieur).

Le Nummulitique IIa comporte à la base, des pélites et calcaires argileux ou microbréchiques rougeâtres, et au-dessus des grès micacés fins en minces bancs, de teinte brun tabac, épais de 200 m environ au S des Dj. Tengout et Tasselemt ; plus mince (10 à 50 m) et en général rougeâtre, dans les Douars Bou Taïeb et Ghezala situés au S de ces djebels (Raoult, 1975).

Le Nummulitique IIb comporte une série jaunâtre, à caractères flyschs souvent marqués, avec des marnes, des calcaires bioclastiques, des calcaires microbréchiques sableux et micacés, des conglomérats à débris de socle et des grès micacés abondants (surtout vers le sommet) (Raoult, 1975).

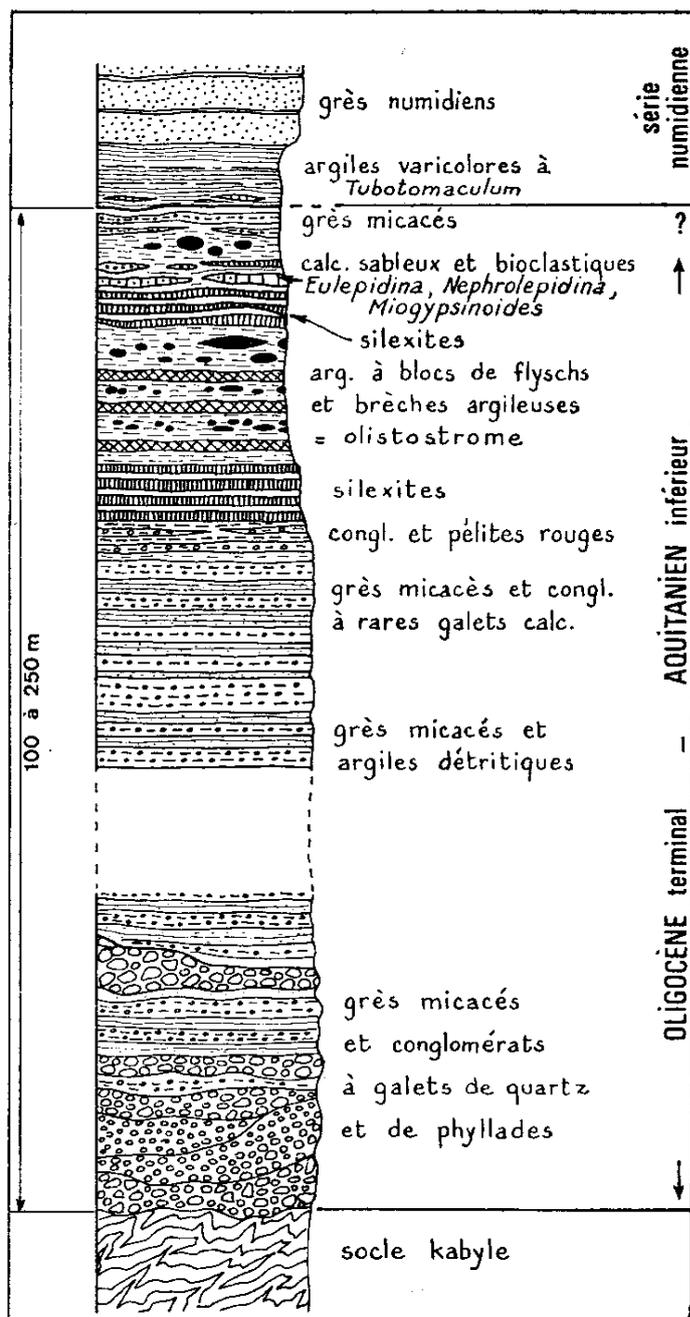


Figure II.16 : Colonne stratigraphique synthétique de l'Oligo-Miocène kabyle (Raoult, 1974)

J. L'Oligo-Miocène kabyle (m) :

Il est peu représenté dans le centre de la chaîne numidique. Il s'agit d'une série molassique de 20 à 300 m qui comporte (Raoult, 1974 ; 1975) (fig. II.16) :

- A la base, des conglomérats et de grès micacés à débris de socle (phyllades, schistes paléozoïques, lydiennes, et localement, rares galets calcaires de la Dorsale interne) ; datée de l'Oligocène terminal-Aquitanién inférieur (Lépidocyclines, *Miogypsinoïdes*, *Miogypsina*) ;
- au sommet, présence de silexites et d'un ensemble d'argiles et de pélites, et développement en de nombreux points d'un olistostrome à blocs et klippes (olistolites) issus des flyschs crétacés-nummulitiques (maurétanien et apparenté, le plus souvent) ayant glissé sur le toit de l'Oligo-Miocène kabyle.

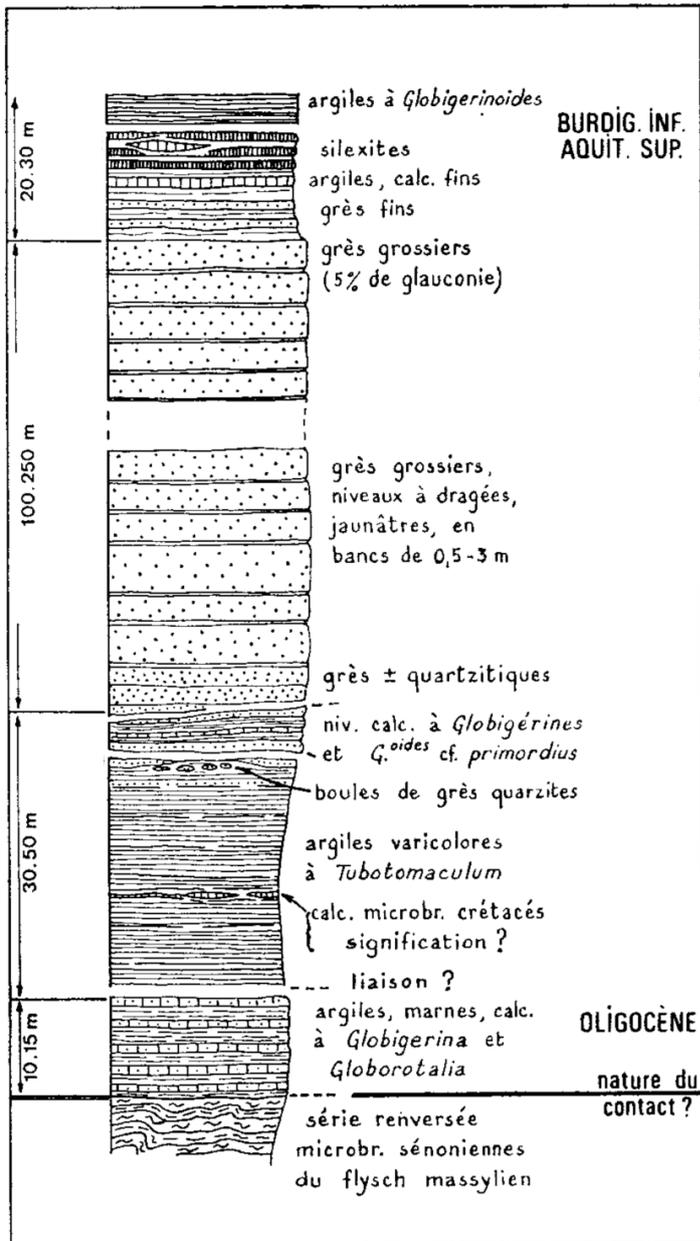


Figure II.17 : Colonne stratigraphique synthétique de la série numidienne (Raoult, 1974)

K. La série numidienne (N) :

La série numidienne est bien représentée dans la région d'étude et devient l'élément prépondérant plus à l'Est. Elle comporte les termes suivants, de bas en haut (fig. II.17) :

- Des argiles varicolores dites « sous-numidiennes » contenant des *Tubotomaculum*.
- Des grès grossiers, de couleur blanc jaunâtre, parfois à dragées de quartz. C'est les grès numidiens qui caractérisent cette série.
- Des argiles « supra-numidiennes » à intercalations de silexites .

L. Le Miocène continental du bassin de Constantine (m_c) (formations post-nappes)

Les formations du Miocène continental du bassin de Constantine sont discordantes sur toutes les unités antérieures et représentent des formations post-nappes. C'est au sein de ces formations que se sont mise en place les roches volcaniques étudiées dans ce travail. Le Miocène continental du bassin de Constantine comporte dans la région d'étude les formations suivantes (Raoult, 1974 ; Coiffait, 1992) (figure II.18) :

- Un ensemble conglomératique de base qui peut atteindre 300 m d'épaisseur et où l'on peut distinguer trois formations : (1) conglomérats rouge vif à matrice grés-argileuse et sans stratification marquée. La puissance de ce niveau peut atteindre 150 m (Conglomérats de Ras Bou Sioud) ; (2) Argiles sableuses brun rougeâtre, avec quelques passées d'argiles à galets et quelques niveaux conglomératiques. L'épaisseur de ce niveau varie de 0 à 100 m (argiles de l'Oued Kranga) ; (3) conglomérats rouge vif en venues brutales et grès alternant avec des argiles sableuses. L'épaisseur de ce niveau peut atteindre 150 m (conglomérats du Kef Mguerguet). Lorsque les argiles de l'Oued Kranga n'existent pas, il n'est pas possible de distinguer les formations (1) et (3).

Près du Kef Hahouner, les éléments de ces conglomérats sont composés de galets de grès numidiens, de calcaires ultra-telliens, de microbrèches du flysch massylien, et de calcaires du Crétacé néritique du Kef Hahouner.

C'est au sommet de cet ensemble conglomératique de base que se trouvent les roches lamproïtiques du Kef Hahouner étudiées dans ce travail.

- Un terme médian composé de grès jaunâtres à matrice pélitique entrecoupés de bancs d'argiles grises et vertes (formation des sables jaunes). La puissance de ce terme peut atteindre 100 m.
- Un terme supérieur (argiles de Zighoud Youcef) composé de pélites gris foncé, souvent gypseuses avec localement des intercalations ligniteuses.

Les termes basal et médian seraient d'âge Vallésien*, tandis que le terme supérieur a été daté du Turolien* inférieur et moyen (Coiffait, 1992).

**Le Vallésien correspond à la période qui va de 11,5 à 9 Ma, soit une partie du Tortonien. Le Turolien correspond à la période qui va de 9 à 5,5 Ma soit une partie du Tortonien et le Messinien).*

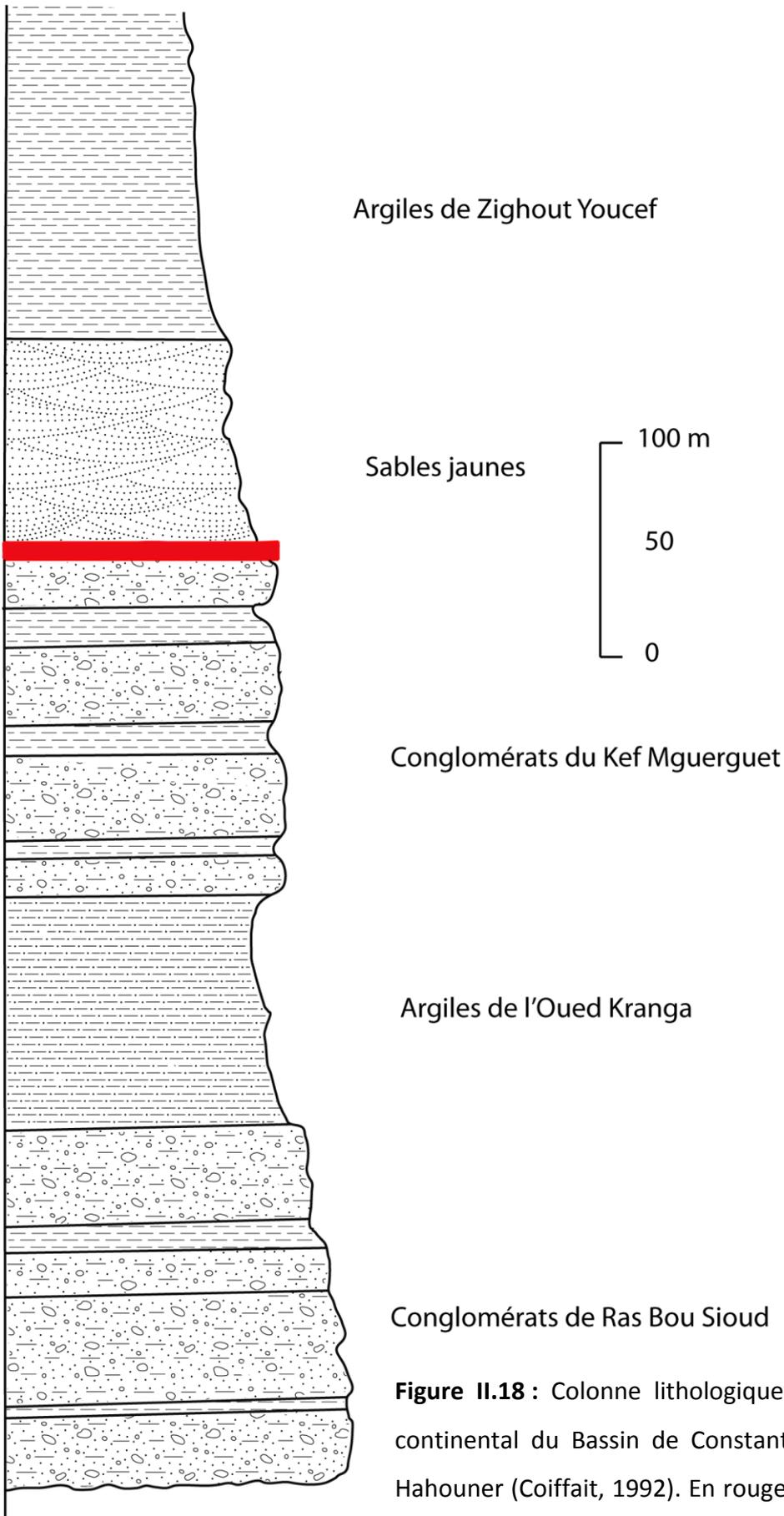


Figure II.18 : Colonne lithologique synthétique du Miocène continental du Bassin de Constantine au Sud-Ouest du Kef Hahouner (Coiffait, 1992). En rouge : roches lamproïtiques du Kef Hahouner.

II.2.4. Tectonique et évolution structurale de la région d'étude

Du Trias à la fin de l'Eocène, aucune phase tectonique majeure ou importante n'a été mise en évidence. Durant l'accumulation de séries sédimentaires, des discontinuités locales ont été observées dans la Dorsale kabyle, le domaine des flyschs et tellien, sans pour autant parler de phases tectoniques. Les phases tectoniques majeures se sont déroulées durant le Cénozoïque.

a. La phase tectonique de compression de l'Eocène supérieur.

Cette phase est appelée aussi phase atlasique ou phase fini-Lutétienne. C'est dans notre région d'étude que cette phase importante de compression et de raccourcissement a été mise en évidence (Raoult, 1974).

- Durant cette phase, les séries maurétaniennes sont plissées, localement renversées, probablement écaillées, et sur les unités formées se déposent les grès micacés fins du Nummulitique IIa (Raoult, 1975).
- Des chevauchements importants se sont produits dans le domaine de la Dorsale. Les unités de la Dorsale interne et médiane sont charriées sur la Dorsale externe et atteignent les séries maurétaniennes (Raoult, 1974).
- C'est durant cette phase que s'est produite la tectogenèse principale aboutissant à la superposition (socle kabyle)/Maurétanien/Massylien/Tellien (Bouillin, 1977).
- En conclusion, la Dorsale et les parties internes du flysch maurétanien sont violemment déformées, selon une tectonique cisailante. Ces structures sont recouvertes par une même couverture discordante du Nummulitique II qui correspond à une nouvelle paléogéographie (la Dorsale et le flysch maurétanien ont cessé d'exister en tant que domaines paléogéographiques individualisés) (Raoult, 1974).

b. La phase alpine fini-oligocène

Cette phase est marquée par l'accentuation des déformations antérieures, la formation de nouveaux cisaillements et les écoulements par gravité de lambeaux de flyschs (maurétaniens et massyliens) et des unités telliennes sur les zones internes. En effet, à l'Oligocène supérieur, la mer envahit le socle kabyle sur lequel se déposent les conglomérats, grès et silexites de l'Oligo-Miocène kabyle. A la bordure Sud du socle et de la

Dorsale, la zone où les flyschs et les terrains telliens sont accumulés tectoniquement est déformée en un bourrelet où se détachent des lambeaux qui glissent vers le Nord sous forme de nappes et d'olistostromes (Bouillin, 1977) (fig. II.19). Au Burdigalien inférieur-moyen, le socle kabyle progresse vers le Sud. Un bourrelet se forme à l'emplacement du domaine où, précédemment, s'est déposé le Numidien. Cette dernière formation glisse à son tour vers le Nord en position supra-kabyle, sur les olistostromes réalisés antérieurement (Bouillin, 1977), et vers le Sud, dans le Constantinois, au-dessus des séries telliennes et de la nappe néritique (fig. II.19). Ce dernier épisode (progression du socle kabyle vers le Sud) provoque également le charriage vers le Sud de la nappe néritique du Constantinois.

c. Les mouvements tectoniques post-nappes

Du Burdigalien supérieur au Quaternaire, des déformations tectoniques tangentielles se sont produites et ont été enregistrées dans les sédiments du Miocène continental du bassin de Constantine. Ces derniers sont plissés et chevauchés vers le Sud par la Dorsale kabyle, le Numidien et des marnes telliennes (Bouillin, 1977). Par ailleurs, diverses failles vont se développer après le Miocène supérieur ; ces failles sont normales, inverses et parfois décrochantes et découpent la totalité des nappes. L'un des accidents les plus importants est celui du **Kef Hahouner – Djebel Debar** (fig. II.20). Cet accident se suit sur 100 km d'Est en Ouest, du Djebel Debar au M'cid Aicha, en passant par le Kef Hahouner, le Kef Toumiette et le Dj. Sidi Driss. Cet accident est lié à des failles importantes et très profondes qui affectent les diverses zones telliennes, les flyschs et la dorsale. Cet accident a joué en distension pendant tout le Miocène, et son rejet est au moins de 3000 m (Raoult, 1974). On trouve le long de cet accident les roches volcaniques étudiées dans ce travail, de nombreuses sources thermales (notamment celle de Hammam Meskhoutine) et les dépôts du Mio-Pliocène sont redressés au contact de cet accident, qui a commencé à jouer juste après la phase tectonique fini-lutétienne (accident néotectonique).

Un autre accident important, de 35 km de long et de direction SW-NE, est connu dans la région d'étude. Il s'agit de l'accident du Col du Kantour (fig II.20) qui a joué à plusieurs reprises depuis la phase fini-lutétienne (Raoult, 1974).

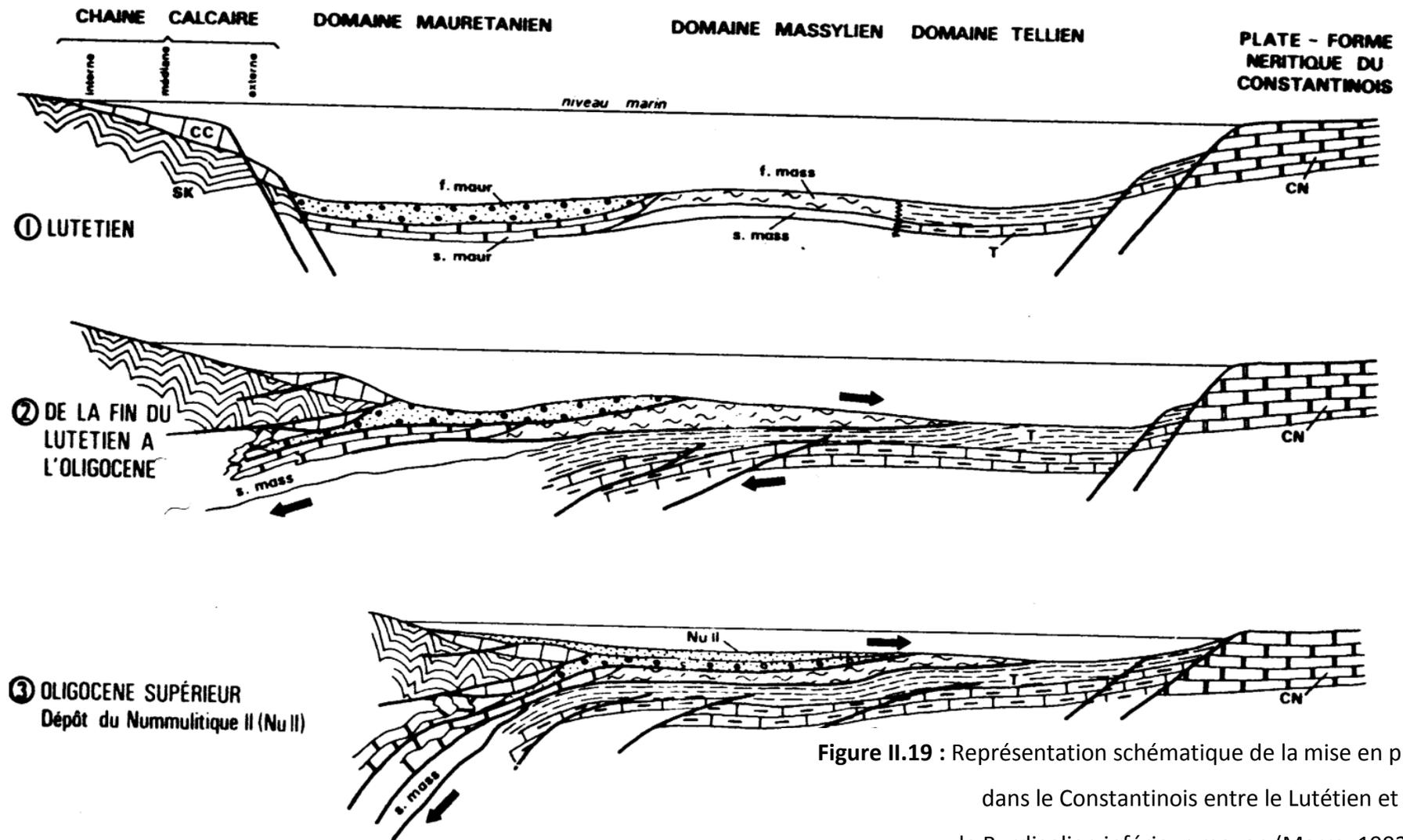


Figure II.19 : Représentation schématique de la mise en place des nappes dans le Constantinois entre le Lutétien et le Burdigalien inférieur-moyen (Marre, 1992).

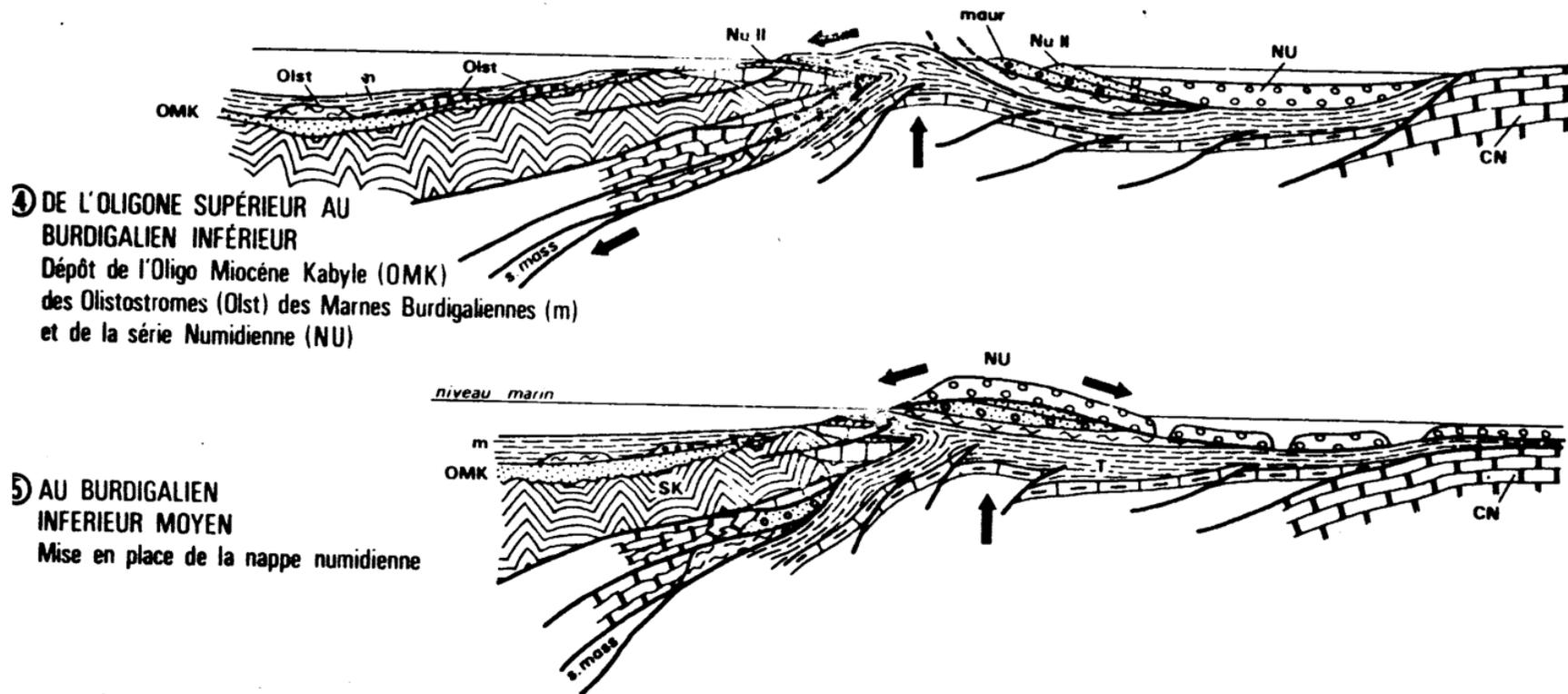
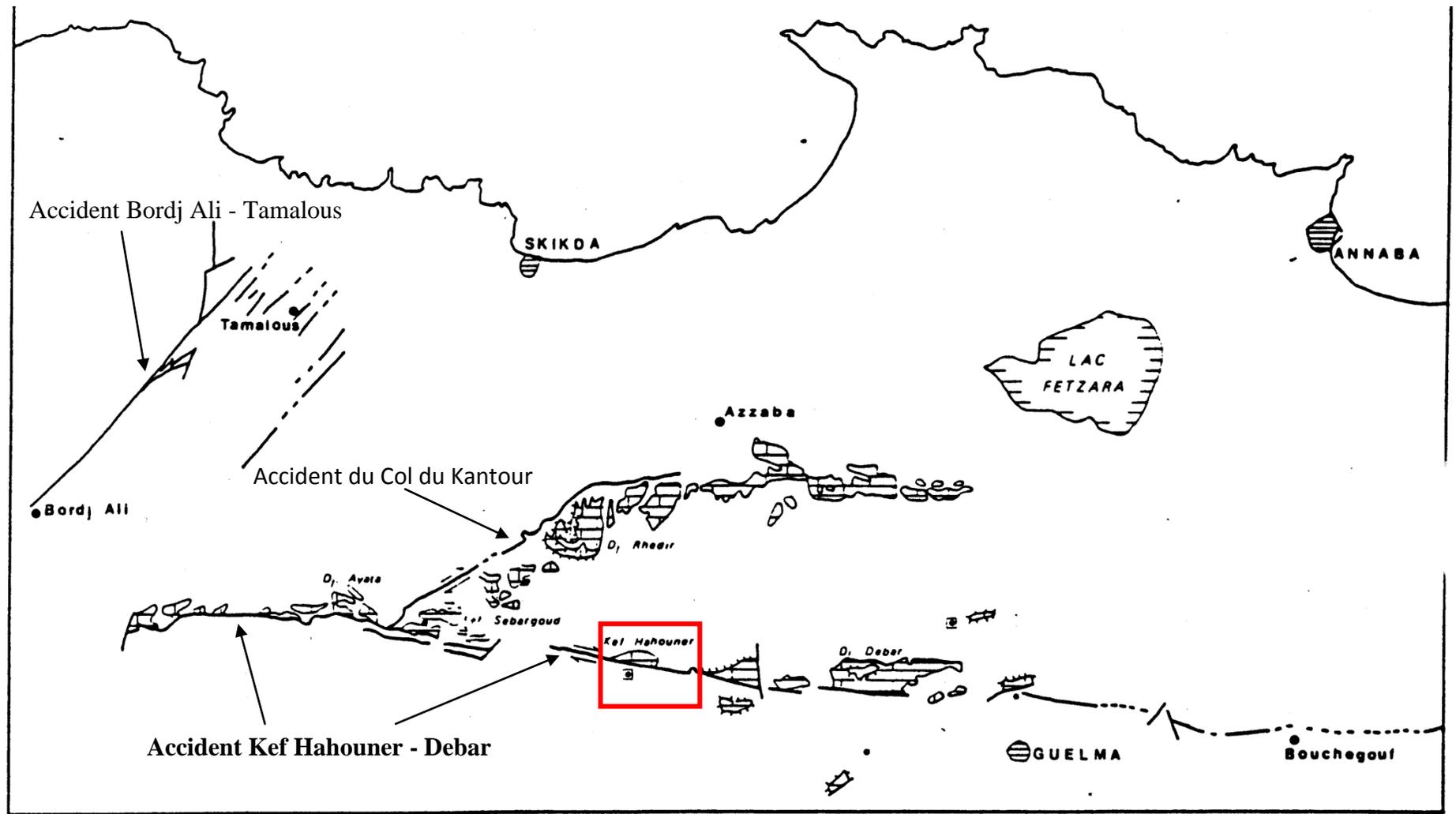


Figure II.19 : Représentation schématique de la mise en place des nappes dans le Constantinois entre le Lutétien et le Burdigalien inférieur-moyen (Marre, 1992) (...suite).

SK : socle kabyle ; CN : néritique Constantinois ; NU II : Numullitique II ; OMK : Oligo-Miocène kabyle ; Olst : olistostromes ; NU : Numidien ;



1. Massifs calcaires ; 2. sources thermales ; 3. roches éruptives fini-miocènes ou pliocènes.

Figure II.20 : Les accidents tectoniques post-nappes du Nord du Constantinois (Marre, 1992). En rouge : la région

II.2.5. Bref aperçu sur le magmatisme cénozoïque du Nord-Est algérien

La marge septentrionale du Maghreb a connu un magmatisme Miocène à Quaternaire dispersé le long des côtes du Maroc, de l'Algérie et de la Tunisie, sur plus de 1200 km de long (depuis Ras Tarf au Maroc à Mogods en Tunisie) (Maury et al., 2000). La mise en place de ce magmatisme s'est limitée à la bande littorale, à moins de 50 km de la côte méditerranéenne actuelle. Dans le Nord-Est de l'Algérie, ce magmatisme d'âge Langhien (16,4-15,1 Ma) est essentiellement calco-alcalin et généralement riche en potassium. Il comprend des granitoïdes métalumineux et peralumineux et d'andésites et dacites calco-alcalines associées (Maury et al., 2000). Il s'agit des massifs (d'Ouest en Est) de : Bejaia-Amizour, El Aouana, Beni Touffout-El Milia, Cap Bougaroun-Collo, Filfila, et Cap de fer-Edough (fig. II.21). L'ensemble des magmas s'est mis en place à un stade post-collisionnel, recoupant les nappes de la chaîne des Maghrébides. Ce magmatisme a débuté il y a 16 Ma dans le Nord-Est algérien puis s'est propagé vers l'Est et vers l'Ouest. Sa mise en place a été expliquée par un processus de rupture de lithosphère subduite (délamination lithosphérique) (Maury et al., 2000). Le volcanisme lamproïtique étudié dans ce travail, semble être différent de cet épisode magmatique langhien du Nord-Est de l'Algérie de par son âge (entre 10 et 9 Ma), sa position géographique et de par la nature des roches magmatiques produites.

Les principales caractéristiques de ces districts magmatiques sont résumées dans le tableau II.1.

District volcanique	Type de roches	Age (Ma)
Cap de fer – Edough	HKG/Gb	15,1 – 15,9 Ma
Filfila	SHG	15,3 Ma
Cap Bougaroun	HKG	15,2 – 16,4 Ma
Beni Touffout-El Milia	HKG	16,2 Ma
El Aouana	MKD	14,5 – 15,9 Ma
Béjaia-Amizour	SHG	15,3- 16,2 Ma

Tableau II.1 : Principales caractéristiques des différents districts volcaniques du Nord-Est algérien (Maury et al., 2000).

G : Granodiorites , granites et monzogranites
Gb : Gabbros
D : Dacites et rhyodacites
HK : Fortement potassique
MK : Moyennement potassique
SH : Shoshonitique

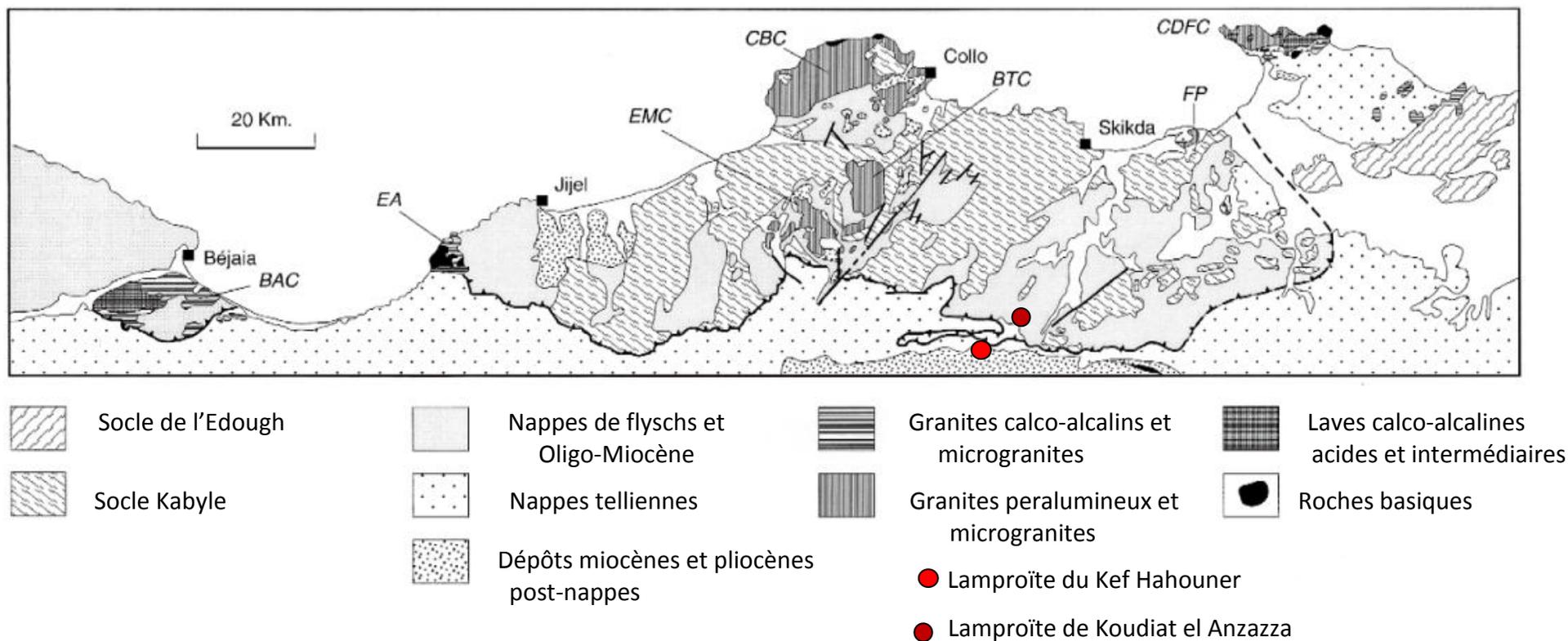


Figure II.21 : Carte géologique du Nord-Est de l'Algérie montrant la localisation des principaux districts volcaniques. CBC : Cap Bougaroun, BTC : Beni Touffout, EMC : El Milia, BAC : Béjaia-Amizour, EA : El Aouana, FP : Filfila et CDFC : Cap de Fer.

(Fourcade et al., 2001)

II.2.6. Les lamproïtes du Nord-Est algérien

a. Les lamproïtes du Kef Hahouner

Les roches lamproïtiques du Kef Hahouner ont été découvertes par J.F. Raoult et décrites sommairement dans une note parue en 1971 (Raoult et Velde, 1971). Les roches volcaniques ont été découvertes à 1 km au Sud-Sud Ouest du Kef Hahouner et sont bien visibles à la confluence des Oueds Oum Tourba et Ain Mira (fig. II.23). Les auteurs ont décrits les affleurements comme étant des coulées interstratifiées dans le Miocène continental rouge du bassin de Constantine. Ils situent ces coulées au sommet de l'ensemble conglomératique de base (conglomérats du Kef Mguergeut) ou entre ces conglomérats et le terme médian (formation des sables jaunes) (fig. II.18). L'épaisseur de ces coulées atteint une centaine de mètres et elles ont été observées sur 1300 m d'Est en Ouest (fig. II.23). Les auteurs ont distingué deux types de roches volcaniques : des trachytes potassiques à olivine (roches lamproïtiques) à la base et des andésites holoplagioclasiques à olivine au sommet des coulées. Des niveaux de Miocène rouge sont intercalés au sein de ces coulées. Selon Raoult et Velde (1971), cette association dans un même gisement d'andésites et de trachytes potassiques est un cas unique jamais observé auparavant. Les trachytes ont été décrites comme étant des roches vert sombre, compactes, grossièrement litées avec entre les bancs, une roche d'aspect scoriacée, rouge à rose violacé, de même nature pétrographique que la roche vert sombre. Les andésites ont été décrites comme étant des roches scoriacées, à nombreux dragées de calcite, de teinte gris violacé clair (Raoult et Velde, 1971).

Kaminsky et al. (1993) ont décrits les roches volcaniques du Kef Hahouner comme étant un corps magmatique ayant l'apparence d'un dyke fortement incliné, de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseurs et qui a été observé sur 1,2 km de distance. La roche est massive et dense avec parfois des amygdales de calcite (Kaminsky et al., 1993). Curieusement, la distinction entre les deux faciès pétrographiques n'a pas été mentionnée dans le papier de Kaminsky et al. (1993), où un seul échantillon a été étudié, et qui correspond probablement au trachyte potassique de Raoult et Velde (1971).

Ces roches volcaniques ont été datées par la méthode K-Ar et ont données des âges de $10,9 \pm 0,5$ Ma pour les trachytes potassiques à olivine et $9,3 \pm 0,5$ Ma pour les andésites

(tableau II.2) (Bellon et al., 1977). Ces âges sont accord avec la succession observée des coulées (trachytes à la base et andésites au sommet) et avec l'âge des sédiments au sein desquels ces coulées sont interstratifiées (Vallésien pour les conglomérats rouges de base et les sables jaunes du terme médian, soit entre 11,5 et 9 Ma).

Echantillon	Secteur	Nature pétrographique	Réf. expér.	% K ₂ O	Poids	% $\frac{40 \text{ Ar}^*}{40 \text{ Ar}_{\text{total}}}$	Age (M.A.)	
RA 4 006 RT ^ Kef Hahouner	Constantinois	Andésite	1 517 I	2,76	1,0599	37,8	9,3	9,3 ± 0,5
RA 5 045 RT Kef Hahouner	Constantinois	Trachyte hyperpotassique	1 518 I	4,60	1,0370	45,6	10,9	10,9 ± 0,5

Tableau II.2 : Datation K/Ar des lamproïtes du Kef Hahouner (Bellon et al., 1977).

b. Les lamproïtes de Koudiat el Anzazza

Un autre pointement d'une roche lamproïtique a été découvert par J.M. Vila à une vingtaine de kilomètres au Nord-Est du Kef Hahouner, à Koudiat el Anzazza entre Azzaba et Hammam Debagh (ex. Hammam-Meskoutine). Ces lamproïtes ont été décrites sommairement dans un article paru en 1974 (Vila et al., 1974) et étudiées avec plus de détails par Kaminsky et al. (1993). Vila et al. (1974) ont décrits trois minuscules affleurements subcirculaires (dont le diamètre n'excède pas 25 m) qui appartiennent, selon ces auteurs, à un dyke Nord-Sud qui recoupe le flysch maurétanien. Kaminsky et al. (1993) décrivent ces 3 affleurements comme appartenant à un pipe de 100 m de diamètre. Vila et al. (1974) ont distingué trois faciès : (i) un faciès vitreux à phénocristaux d'olivines ; (ii) un faciès altéré et (iii) un faciès entièrement cristallisé à olivine, sanidine et clinopyroxène. Les lamproïtes de Koudiat el Anzazza se distinguent de celles du Kef Hahouner par l'absence d'autres types de roches volcanique (à l'exemple des « andésites » du Kef Hahouner) et par leur mode de gisement différent.

D'un point de vue géochimique, des analyses chimiques en éléments majeurs, mineurs et terres rares ainsi que des analyses de la composition chimique des minéraux de trois échantillons de lamproïtes sont donnés dans l'article de Kaminsky et al. (1993). Ces analyses concernent un échantillon de lamproïte de Kef Hahouner (correspondant au trachyte potassique de Raoult et Velde (1971)) et deux échantillons de Koudiat el Anzazza. Deux autres échantillons de Koudiat el Anzazza ont également été analysés par Vila et al. (1974).

Enfin, une analyse géochimique en éléments majeurs, mineurs et terres rares des lamproïtes du Kef Hahouner et de Koudiat el Anzazza (moyenne de 4 analyses) est donnée dans l'article de Roman'ko et al. (1998). Ces analyses indiquent une composition ultrapotassique pour ces roches, celles de Koudiat el Anzazza étant plus riches en potassium que celles du Kef Hahouner. Ces roches sont également très riches en éléments incompatibles et en terres rares, et leur composition chimique est semblable à celle des lamproïtes. L'ensemble de ces résultats géochimiques est compilé dans les tableaux II.3 à II.5.

Notons qu'aucune étude ou analyse géochimique n'ont été réalisées sur les roches décrites comme étant des andésites du complexe volcanique du Kef Hahouner.

TABLE 1. Chemical Composition of Lamproites of Northern Algeria (1-3) and Spain (4-5)

	Kef Hahouner dike (R-16)	Kouidiat el Annazazza stock (R-26)		Orendite, average of four	Fortunite, average of six
	1	2	3	4	5
SiO ₂	53.90	56.18	56.55	54.12	56.68
TiO ₂	1.40	1.43	1.45	2.44	1.41
Al ₂ O ₃	15.00	12.80	13.15	9.74	10.81
Cr ₂ O ₃	0.08	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	2.10	1.80	1.70	3.42	1.85
FeO	5.29	3.32	2.87	0.80	4.09
MnO	0.14	0.08	0.08	0.06	0.04
MgO	7.80	8.83	8.24	7.74	10.17
CaO	5.14	3.16	3.42	3.69	2.62
Na ₂ O	2.10	1.61	1.21	1.24	2.15
K ₂ O	4.35	6.56	8.33	11.54	6.90
P ₂ O ₅	0.92	0.30	0.32	1.40	0.73
H ₂ O	1.02	2.99	1.51	—	—
L.O.I.	—	0.62	0.83	—	—
Sum	99.24	99.68	99.67	96.19	97.45

Tableaux II.3 : synthèse des analyses géochimiques sur roches totales et minéraux effectuées sur les lamproïtes du Nord-Est algérien (Kef Hahouner et Kouidiat El Anzazza).

(Kaminsky et al., 1993)

TABLE 2. Chemical Composition of Olivines from Algerian Lamproites

	Kef Hahouner dike (R-16)						Koudiat el Annazza stock (R-26)					
	1a*	1b*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	40.77	40.25	40.08	39.49	39.53	39.58	41.22	41.06	41.19	41.14	41.31	40.86
Cr ₂ O ₃	0.09	0.17	0.09	0.05	0.06	0.01	—	—	—	—	—	—
FeO	11.96	12.35	14.89	15.78	17.44	17.86	6.71	7.07	7.69	7.70	8.14	8.10
MnO	0.17	0.11	0.18	0.26	0.34	0.30	0.10	0	0.02	0.04	0.12	0.11
MgO	48.21	47.61	45.21	43.87	43.37	42.46	50.24	50.29	50.26	49.56	50.19	49.79
NiO	0.34	0.20	0.14	0.03	0.11	0	0.59	0.70	0.75	0.54	0.77	0.38
CaO	0.15	0.17	0.14	0.13	0.13	0.14	0.08	0.08	0.09	0.11	0.18	0.10
Sum	101.69	100.86	100.73	99.61	100.98	100.35	98.94	99.20	100.00	99.09	100.71	99.34

TABLE 4. Chemical Composition of Chromian Spinels Included in Olivine Grain from the Kef Hahouner Lamproite Dike

	Number of grains					
	1	2	3	4	5	6
TiO ₂	2.18	1.68	1.80	1.50	1.69	2.94
Al ₂ O ₃	13.60	15.53	15.65	15.87	16.74	12.26
Cr ₂ O ₃	49.02	47.04	47.03	46.13	43.47	43.20
FeO	23.50	24.42	25.36	24.66	27.23	32.14
MnO	0.54	0.31	0.34	0.37	0.35	0.42
MgO	10.69	10.38	10.29	10.16	9.60	7.75
Sum	99.53	99.36	100.47	98.69	98.54	98.71

TABLE 5. Chemical Composition of Sanidine from Groundmass of Kef Hahouner Lamproite Dike

Components	Content	Components	Content
SiO ₂	64.38	Si	2.971
TiO ₂	0.62	Ti	0.022
Al ₂ O ₃	17.50	Fe	0.025
Cr ₂ O ₃	0.02	Mg	0.043
FeO	0.65	Ca	0.052
MnO	n.det.	Na	0.229
MgO	0.63	K	0.707
CaO	1.06		
Na ₂ O	2.57		
K ₂ O	12.04		
Sum	99.47		

Tableaux II.3 : synthèse des analyses géochimiques sur roches totales et minéraux effectuées sur les lamproïtes du Nord-Est algérien (Kef Hahouner et Koudiat El Anzazza).

(Kaminsky et al., 1993) (...suite)

TABLE 6. Chemical Composition of Clinopyroxenes from the Koudiat el Annazza Lamproite Stock

	Grain number					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	52.90	51.42	52.02	51.80	52.03	49.56
TiO ₂	0	0.19	0.05	0.13	0.10	0.04
Al ₂ O ₃	0.23	1.77	0.51	1.65	0.62	1.57
Cr ₂ O ₃	0.03	0	0.04	0.07	0	0.02
FeO	7.67	10.86	11.26	11.67	12.76	22.01
MnO	0.06	0.30	0.12	0.44	0.19	0.66
MgO	13.78	11.14	11.18	10.74	9.72	3.92
NiO	0	0	0	0	0	0.15
CaO	24.88	23.21	24.38	23.12	23.63	22.77
Na ₂ O	0.18	0.51	0.42	0.49	0.24	0.17
K ₂ O	0.01	0	0	0	0.01	0
Sum	99.74	99.40	99.98	100.11	99.30	100.87

TABLE 7. Chemical Composition of Amphiboles from the Lamproite of the Koudiat el Annazza Stock

	Grain number						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	43.38	43.15	43.13	42.79	41.73	42.01	42.43
TiO ₂	0.94	1.07	0.99	0.96	0.87	1.16	0.96
Al ₂ O ₃	13.00	13.21	12.62	11.87	11.92	12.32	11.66
Cr ₂ O ₃	0.06	0.10	0.07	0.05	0.06	0.02	0.07
FeO	11.92	12.44	12.97	13.35	15.39	15.86	17.15
MnO	0.26	0.13	0.20	0.28	0.35	0.20	0.22
MgO	11.80	11.84	11.99	12.32	10.83	10.00	9.83
NiO	0.03	0	0	0.02	0.13	0.05	0.02
CaO	11.85	11.47	11.76	11.95	12.05	11.41	11.92
Na ₂ O	2.48	2.37	2.28	2.37	2.55	2.18	1.91
K ₂ O	0.49	0.71	0.49	0.58	0.58	0.33	0.50
Sum	96.21	96.49	96.50	96.54	96.46	95.54	96.67

TABLE 9. Chemical Compositions of Garnets from the Koudiat el Annazza Lamproite Stock

	Grain number		
	1	2	3
SiO ₂	37.55	37.45	37.76
TiO ₂	0.18	0.22	0.22
Al ₂ O ₃	20.47	19.82	20.22
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.05
FeO	20.90	21.84	23.04
MnO	2.17	0.80	0.68
MgO	3.58	3.10	3.10
CaO	11.17	12.95	13.71
Sum	96.03	96.19	98.78

Tableaux II.3 : synthèse des analyses géochimiques sur roches totales et minéraux effectuées sur les lamproïtes du Nord-Est algérien (Kef Hahouner et Koudiat El Anzazza).

(Kaminsky et al., 1993) (suite.....)

TABLE 8. Chemical Composition of Oxides from the Groundmass of the Kef Hahouner Lamproite Dike

	Grain number			
	1	2	3	4
TiO ₂	2.92	22.41	10.26	14.35
Al ₂ O ₃	13.48	1.49	5.21	3.82
Cr ₂ O ₃	39.93	1.02	22.62	17.99
FeO	34.93	63.64	53.79	58.98
MnO	0.47	0.61	0.52	0.62
MgO	4.89	1.74	1.61	1.58
Sum	96.82	90.91	94.01	97.34

TABLE 10. Trace-Element Contents in the Lamproites of Northern Algeria, in ppm

	Kef Hahouner dike	Koudiat el Annazza stock		Average of 14 Spanish jumillites	Average for kimberlites, after Mitchell [22]
	1	2	3		
Sc	21.4 (2a)	20.2 (2a)	—	16.4	14
Ti	8393 (1)	11390 (1)	8633 (1)	7823	11800
Cr	309 (2a)	288 (2a)	128 (3)	851	893
Mn	1084 (1)	232 (1)	619 (1)	—	1160
Co	31 (2a)	29 (2a)	—	47.4	65
Rb	—	—	372 (3)	252	73
Sr	—	—	707 (3)	1175	851
Y	—	—	55 (3)	35.5	22
Zr	—	—	927 (3)	704	184
Ba	2200 (2a)	1800 (2a)	5347 (3)	2609	1100
Hf	10.5 (2a)	10.0 (2a)	—	18.4	5.6
Ta	1.8 (2a)	2.3 (2a)	3.0 (2b)	3.36	11
Th	96.0 (2a)	90.5 (2a)	130 (2b)	127.6	17
U	20.0 (2a)	13.8 (2a)	40 (2b)	20.6	3.1
REE					
La	131 (2a)	123 (2a)	101 (2b)	124	150
Ce	228 (2a)	216 (2a)	142 (2b)	287	200
Nd	128 (2a)	106 (2a)	—	174	85
Sm	21 (2a)	19.1 (2a)	34.6 (2b)	38.4	13
Eu	4.0 (2a)	3.6 (2a)	4.5 (2b)	6.24	3.0
Tb	1.2 (2a)	1.2 (2a)	—	1.89	1.0
Yb	3.0 (2a)	2.2 (2a)	3 (2b)	2.03	1.2
Lu	0.31 (2a)	0.34 (2a)	—	0.29	0.16

Remarks: 1) Chemical analysis by T. V. Popova, TsNIGRI; 2) neutron activation analysis (a - by TsNIGRI, b - by *Ukrgeologiya*); 3 - X-ray fluorescence analysis by A. Ye. Moman'ko, Institute of the Lithosphere.

Tableaux II.3 : synthèse des analyses géochimiques sur roches totales et minéraux effectuées sur les lamproïtes du Nord-Est algérien (Kef Hahouner et Koudiat El Anzazza).
(Kaminsky et al., 1993) (suite)

Compo- nent	6	Ni	48
		Cr	128
SiO ₂	58.58	Cu	49
TiO ₂	1.69	Zn	45
Al ₂ O ₃	14.03	Ga	28
Fe ₂ O ₃	1.98	Pb	188
FeO	2.23	Zr	927
MnO	0.07	Y	108
MgO	4.66	Th	130
CaO	2.65	U	20
Na ₂ O	1.39	La	87
K ₂ O	8.80	Ce	142
P ₂ O ₅	1.01	Sm	34.6
<i>n</i>	4/2	Eu	4.5
Rb	372	Yb	3
Ba	5347	Ta	3.0
Sr	707		

Tableau II.4 : synthèse des analyses géochimiques sur roches totales sur les lamproïtes du Nord-Est algérien (Kef Hahouner et Koudiat El Anzazza). (Roman'ko et al., 1998)

TABLEAU

Analyses chimiques et normes CIPW de la roche vitreuse, et de la roche entièrement cristallisée du filon lamproïtique (analyses A. Bérard, 1972) et analyse à la microsonde électronique du verre contenu dans la première

SiO ₂ ..	56,18	56,56	65,00	Q ..	2,69	0,14	16,78
Al ₂ O ₃	12,80	13,15	13,99	Or .	38,77	49,23	57,44
Fe ₂ O ₃	1,80	1,70		Ab .	13,62	10,24	13,62
FeO...	3,32	2,87	2,09 (*)	An .	8,33	5,85	1,29
MgO .	8,83	8,24	0,29	Di .	4,25	7,09	
CaO ..	3,16	3,42	0,26	Hy .	22,39	18,82	2,18
Na ₂ O .	1,61	1,21	1,61	Mt .	2,61	2,46	
K ₂ O ..	6,56	8,33	9,72	Il ..	2,72	2,75	2,73
MnO .	0,08	0,08		Ap .	0,70	0,74	
TiO ₂ ..	1,43	1,45	1,44	C ..			0,35
P ₂ O ₅ .	0,30	0,32					
H ₂ O ⁺ .	2,99	1,51					
H ₂ O ⁻ .	0,62	0,83					
Total .	99,68	99,67	94,40				

(*) Fer total exprimé en FeO.

Tableau II.5 : synthèse des analyses géochimiques sur roches totales effectuées sur les lamproïtes de Koudiat El Anzazza. (Vila et al., 1974)

II.2.7. Observations sur le terrain et échantillonnage.

Deux missions sur leur terrain ont été effectuées dans la zone d'étude. Les principales unités géologiques qui existent autour du massif volcanique du Kef Hahouner sont : le Miocène continental rouge du bassin de Constantine dans lequel les roches volcaniques sont interstratifiées, des lambeaux de flysch maurétanien, massylien et numidien, et enfin la masse imposante des calcaires néritiques du Kef Hahouner (fig. II.22 et II.23).

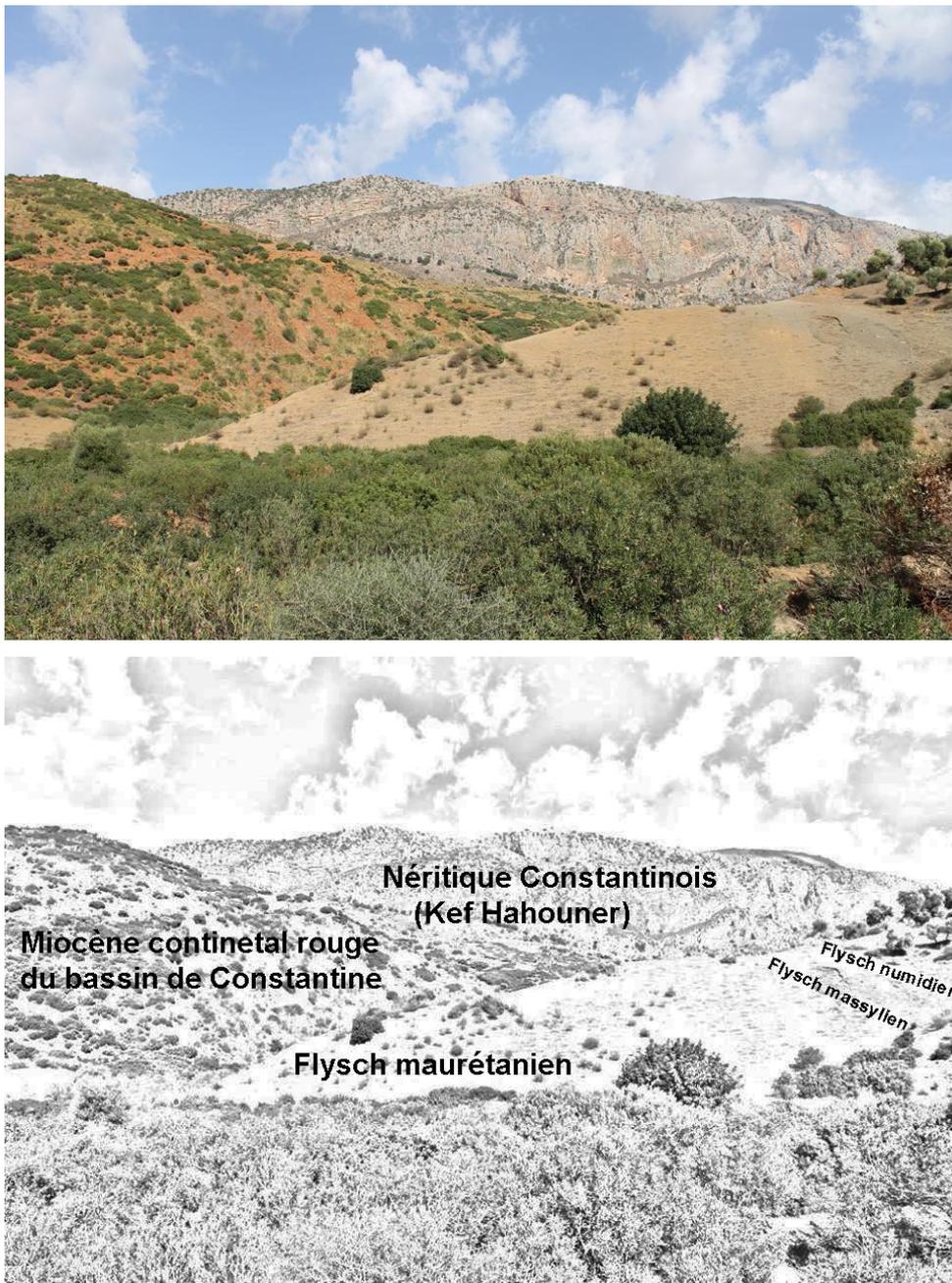


Figure II.22 : les principales unités géologiques observées dans les environs du Kef Hahouner. La photo a été prise à partir du massif volcanique du Kef Hahouner

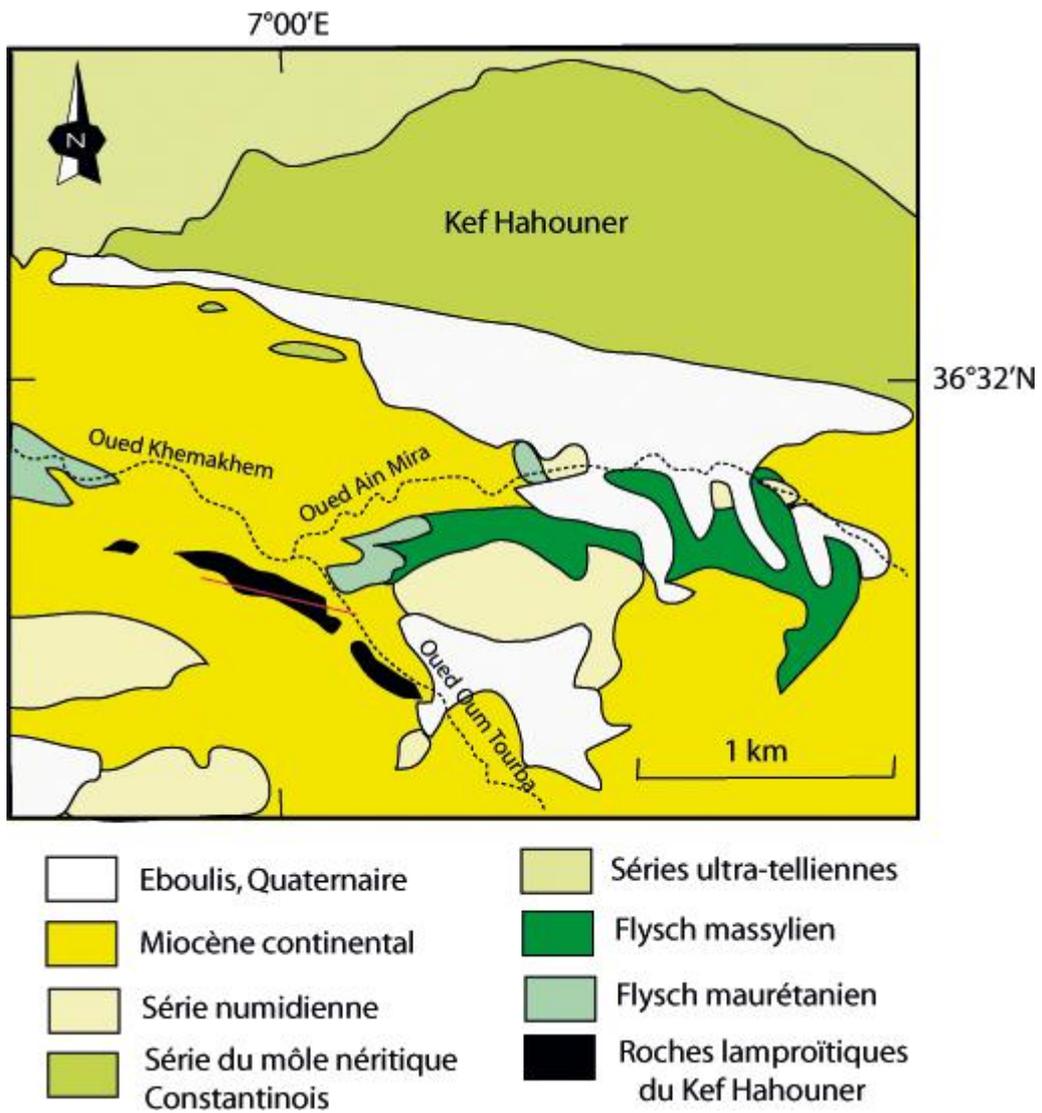


Figure II.23 : carte géologique des environs du Kef Hahouner montrant l’affleurement des roches lamproïtiques. Le trait rouge représente la coupe de la figure II.28 d’où ont été prélevés les échantillons étudiés dans ce travail.

Le massif volcanique se suit sur plus de 1,2 km de distance. Il est bien visible sur la rive droite d'Oued Khemakhem puis de celui d'Oum Tourba. La direction du massif est grossièrement NW-SE à WNW-ESE. Sa terminaison Nord-Ouest est mal visible, cachée sous les formations récentes. Sa terminaison Sud-Est est par contre bien visible. La masse volcanique semble former à cet endroit un dôme englobé dans les argiles rouges à Galets du Miocène continental (fig. II.24). La roche volcanique est ici massive. Elle se débite parfois en boule et sa patine est souvent marquée par des tâches blanches (fig. II.25.a). Le contact avec les argiles rouges du Miocène est clairement visible (fig. II.25.b) et la roche prend souvent un aspect scoriacé et vacuolaires à dragées de calcite fréquentes près des zones de contact (fig. II.25.c). Souvent le contact entre la roche volcanique et les argiles rouges du Miocène est souligné par un filonnet blanchâtre de calcite (fig. II.25.d). Les coordonnées géographiques de ce point pris à la limite entre les roches volcaniques et les argiles rouges du Miocène est : 36°31'23",7 N ; 07°00'16",6 E.

Le massif réapparaît ensuite sur la rive droite d'Oued Oum Tourba et se suit sans interruption. Une coupe complète des formations volcaniques qui constituent le massif est visible à la confluence des oueds Ain Mira et Oum Tourba. C'est le meilleur et unique affleurement du massif volcanique où l'on peut observer les formations volcaniques de la base au sommet. C'est sur cette coupe que l'échantillonnage a été effectué. Un aperçu de cette coupe est visible sur les figures II.26, II.27 et II.28.

Une description détaillée de cette coupe et de l'échantillonnage effectué est donnée dans ce qui suit. Les différents points et les figures associés sont donnés sur la figure II.28.

- La coupe débute par une coulée massive (fig. II.29.a). Le contact avec le Miocène continental sous-jacent est mal visible à cause des recouvrements récents. La roche est dense à patine rougeâtre. Les coulées sont à la verticale. L'échantillon KH1 a été prélevé de ce niveau, ses coordonnées géographiques étant : 36°31'35",05N – 07°00'04",4 E (Niveau 1 sur la figure II.27). L'échantillon KH6 a été prélevé de ce niveau en un point localisé près de l'Oued Khemakhem.
- Au dessus vient un niveau de roches scoriacées et vacuolaires friables.
- Puis, un niveau de roches volcaniques rougeâtres à dragées de calcite. L'échantillon KH2 a été prélevé de ce niveau. L'échantillon KH7 a été prélevé de ce niveau en un point localisé près de l'Oued Khemakhem (au dessus de KH6).

- Niveau de roches volcaniques noires amygdalaires à grains fins.
- Niveau à roches friables scoriacées à dragées de calcite.
- Niveau de roches volcaniques noires denses à grains très fins et à dragées de calcite. Les échantillons KH3 et KH4 ont été prélevés de ce niveau (Niveau 2).
- Niveau épais de roches friables à dragées de calcite orientées de couleur grisâtres et rougeâtres (fig. II.29.b et II.29.c). Des intercalations de roches volcaniques verdâtres et grisâtres sont visibles à l'intérieur de ce niveau (Niveau 3).
- Niveau de conglomérats et grès rouges du Miocène continental (fig. II.30a). La couleur de ce niveau devient jaunâtre au contact des roches volcaniques sus-jacentes (fig. II.30b) (Niveau 4).
- Niveau de roches leucocrates massives, vacuolaires (fig. II.30.d). Des filonets jaunâtres traversent les coulées. L'épaisseur de ce niveau est importante. L'échantillon KH5 a été prélevé de ce niveau (Niveau 5).
- Au sommet, les coulées sont emballées dans des argiles de couleur jaunâtres (fig. II.30.d). Ceci est caractéristique de coulées sous-marines. La roche devient fortement scoriacée et vacuolaire (fig. II.31.a). Les coordonnées géographiques d'un point pris à la fin de ce niveau et des coulées volcaniques du massif sont : 36°31'34",6N – 06°59'58"7 E.
- Niveau des sables jaunes : au sommet des coulées, on passe à un niveau de grès jaunâtre qui par altération donne des sables jaunes visibles à l'affleurement (fig. II.31.b et II.31.c). C'est le niveau des sables jaunes. Dans ce niveau, des calcaires fossilifères sont visibles (fig. II.31.d). C'est le niveau de calcaires marins décrits par Raoult et Velde (1971). Ce niveau est exceptionnel au sein de la formation continentale des sables jaunes dans la région, et ne semble exister que dans les environs (Niveau 6).

De cette description, il ressort clairement que le mode de gisement de ces roches volcaniques au niveau de cette coupe est sous forme de coulées volcaniques (sous-marines, niveau sup.), comme cela a été souligné par Raoult et Velde (1971). Le Niveau du Miocène continental rouge interstratifié entre deux coulées volcaniques le démontre clairement et la présence de ce niveau a été vérifiée sur le terrain. Ainsi, l'attribution de Kaminsky et al. (1993) à un dyke pour le mode de gisement ces roches volcaniques est erronée.

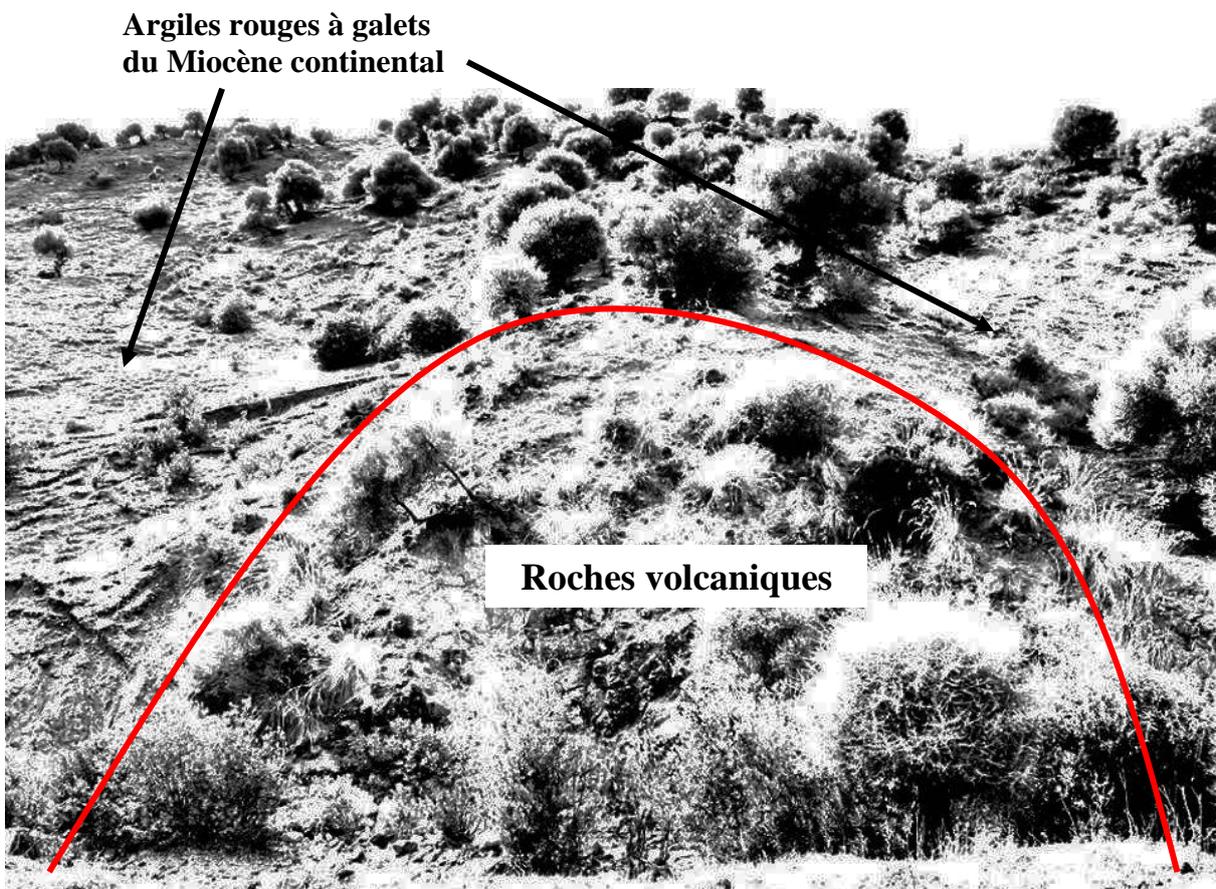


Figure II.24 : Terminaison SE du massif volcanique du Kef Hahouner

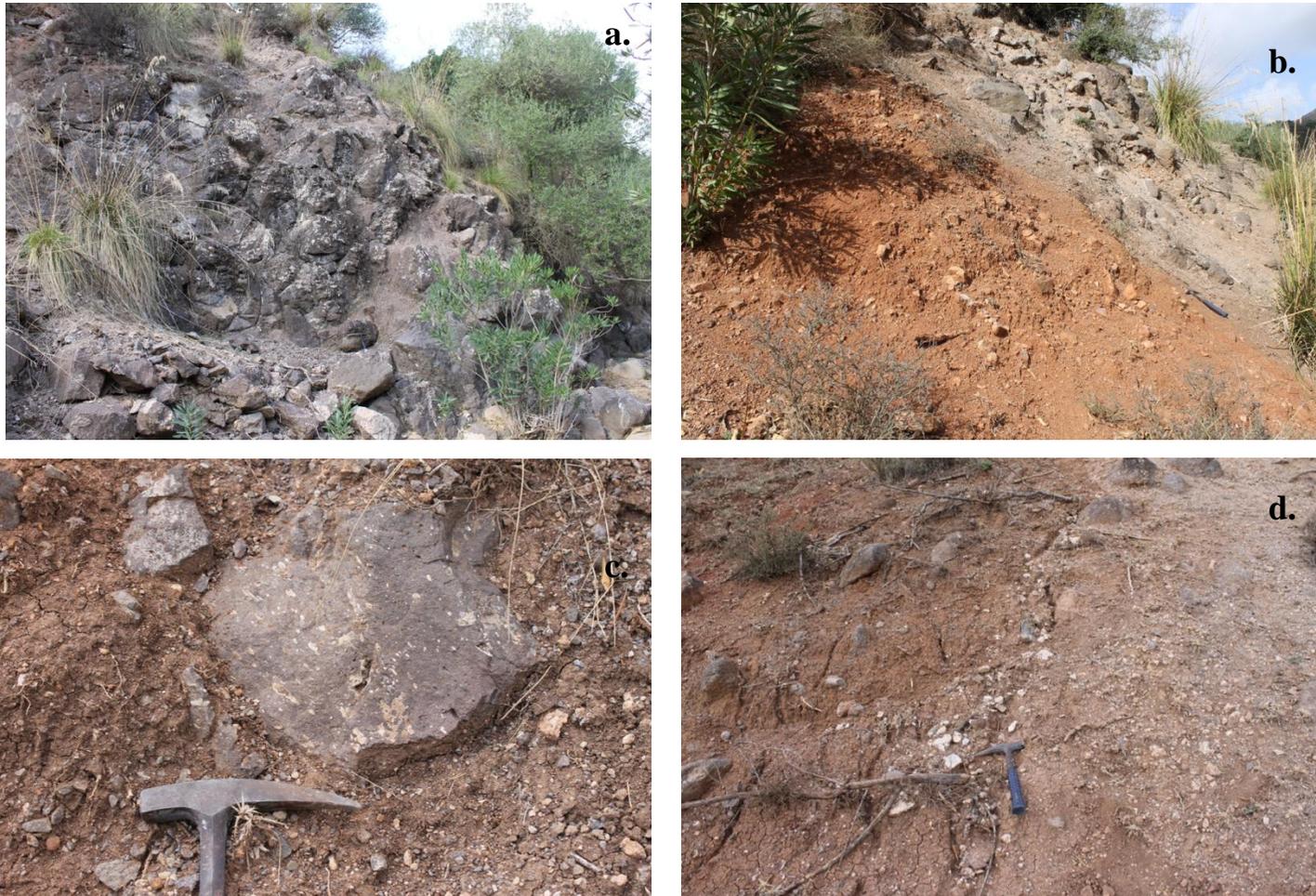


Figure II.25 : Quelques aspects du massif volcanique à sa terminaison SE. a. aspect général de la roche volcanique à l’affleurement ; b. Le contact entre les argiles rouges à galets du Miocène et les roches volcaniques est bien visible ; c. Structure amygdalaire de la roche à vacuoles remplies de calcite ; d. Le contact roches volcaniques/argiles rouges est souligné par un filonnet blanchâtre de calcite



Figure II.26 : Vue général de la coupe WNW-ESE du massif volcanique du Kef Hahouner



Figure II.27 : Localisation des principaux niveaux de la coupe WNW-ESE du massif volcanique du Kef Hahouner, qui sont décrits dans le texte.

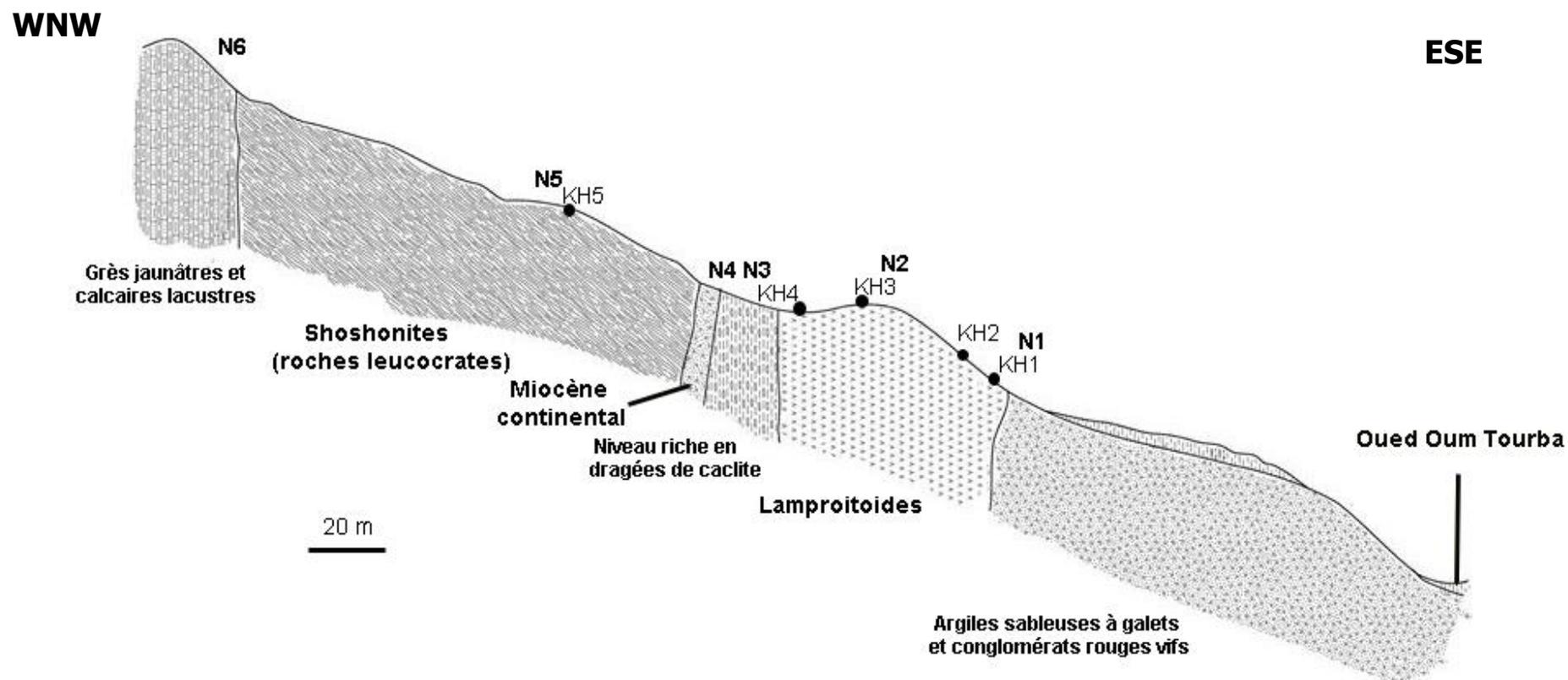


Figure II.28: Description géologique de la coupe WNW-ESE du massif volcanique du Kef Hahouner et localisation des échantillons prélevés et étudiés dans ce travail.



Figure II.29 : Quelques aspects des faciès rencontrés le long de la coupe WNE-ESE du massif volcanique du Kef Hahouner. a. roches massives de la base de la coupe (échantillon KH1). b. Niveau friable de couleur rougeâtre à dragées de calcite. c. Niveau friable de couleur grisâtre à dragées de calcite. d. Roche volcanique leucocrate emballée dans des argiles jaunâtres au sommet du massif (coulées sous-marines ?).

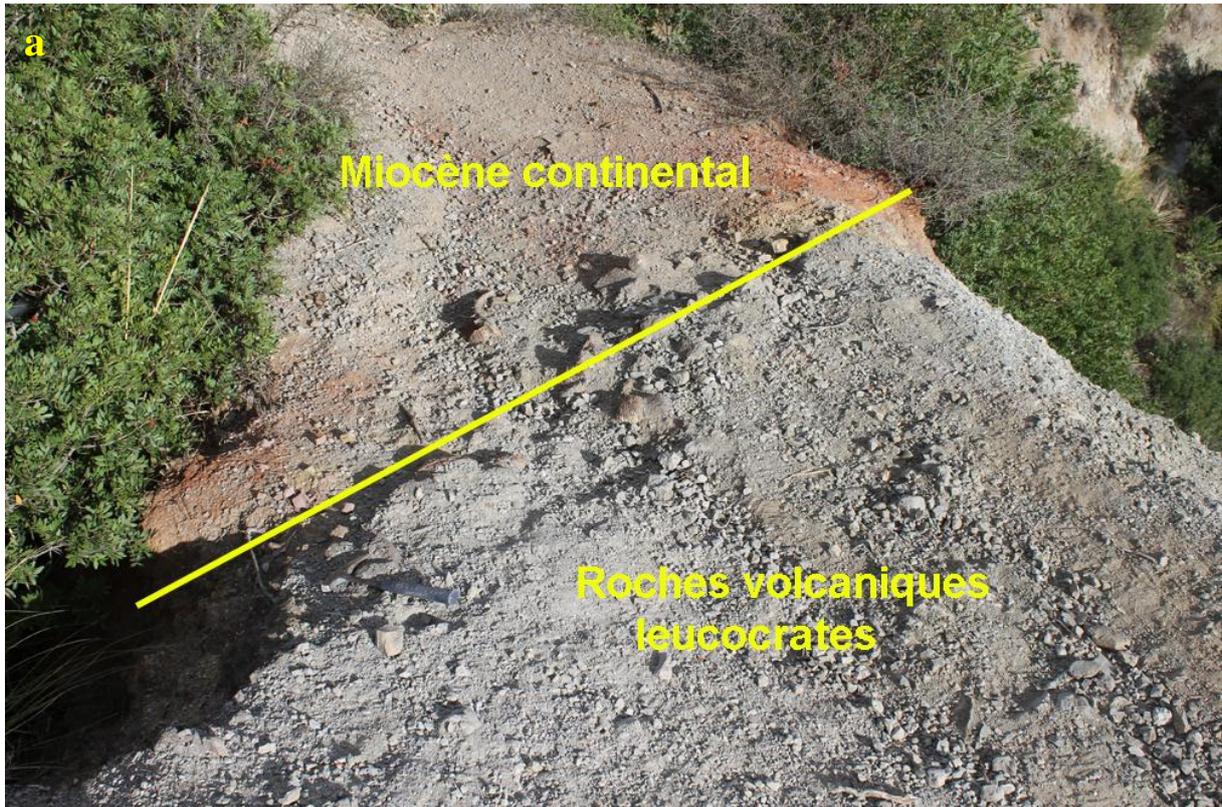


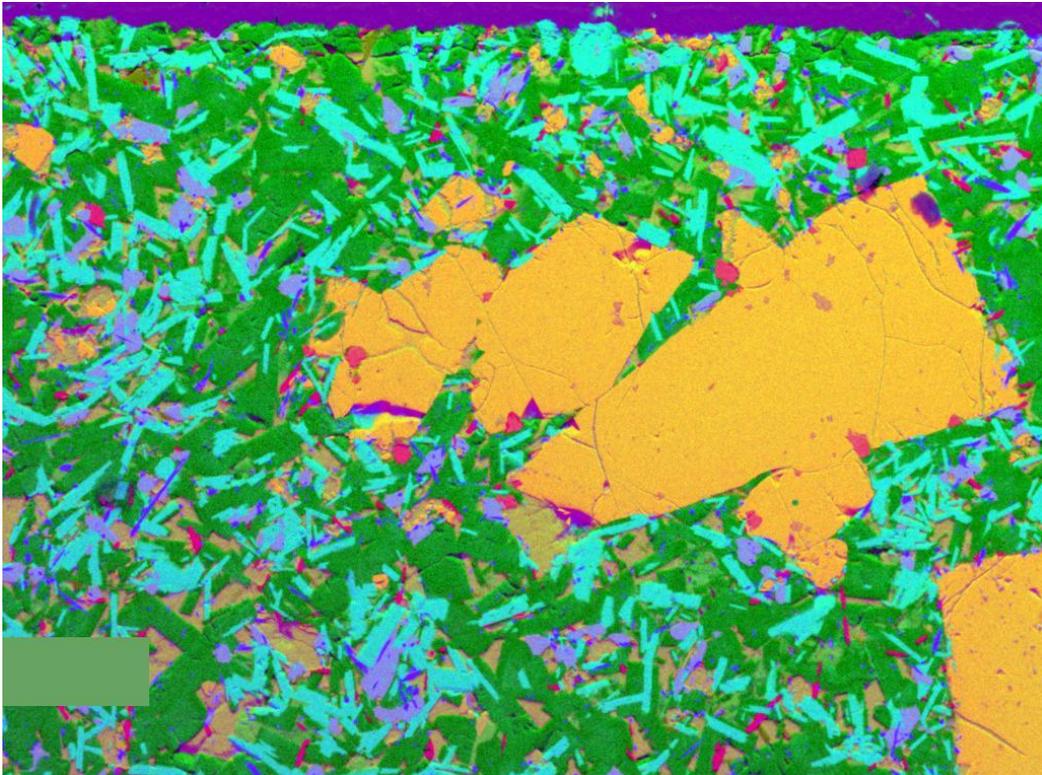
Figure II.30 : a. Contact entre le Miocène continental rouge (qui est interstratifié entre deux coulées volcaniques) et les roches volcaniques leucocrates du sommet de la coupe. b. Vue rapprochée de cette zone de contact souligné par un niveau argileux de couleur jaunâtre.



Figure II.31 : Quelques aspects du niveau sédimentaire du sommet de la coupe. a. Aspect vacuolaire de la roche volcanique au sommet de la coupe, au contact avec le niveau des sables jaunes. b. Grès jaunâtre dans le niveau des sables jaunes. c. Sables jaunes formés à partir des grès jaunâtres. Ces sables jaunes sont à l'origine du nom du terme médian de la coupe du Miocène continental de la région (fig. II.18). d. Calcaires fossilifères marins. Ces calcaires sont très rares dans le Miocène continental du bassin de Constantine.

Chapitre III

Etude pétrographique



III.1. Introduction

7 échantillons (KH1 à KH7) ont été prélevés et ont fait l'objet d'une étude pétrographique. Tous les faciès pétrographiques du massif volcanique ont été échantillonnés. Le positionnement de ces échantillons est donné dans le chapitre II (figure II.28, p.69).

Des lames minces ont été effectuées sur l'ensemble des échantillons. L'étude pétrographique des échantillons a été réalisée au microscope polarisant sur lames minces. Les deux échantillons KH1 et KH5, qui représentent les deux types de roches volcaniques rencontrés dans le massif, ont été étudiés en détail par un Microscope électronique à balayage (SEM) Zeiss ULTRA 55, de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris), équipé d'un détecteur d'électron rétrodiffusé (BSE) et d'un spectromètre à dispersion d'énergie (EDS).

III.2. Etude pétrographique des échantillons

Sur les 7 échantillons étudiés, on peut distinguer 4 faciès pétrographiques différents : KH1 et KH6, KH2 et KH7, KH3 et KH4, et enfin KH5

III.2.1. Description des échantillons KH1 et KH6

La roche est massive, dense et noire. Des cristaux d'olivine vert sombre sont visibles au milieu de la matrice. Des dragées de calcite sont parfois visibles, mais sont très rares dans ces échantillons. La patine est rougeâtre (fig. III.1).

Au microscope, la roche est très homogène et présente une texture microlithique porphyrique (fig. III.2). On observe des phénocristaux d'olivine, assez abondants, dans une pâte microlithique formée essentiellement par des feldspaths et de minuscules cristaux de pyroxènes (figure III.2). Des minéraux opaques et du verre de couleur brun sont également visibles dans la pâte. La nature exacte des minéraux composant la pâte est impossible à déterminer microscopiquement, étant donné la taille relativement petite de ces minéraux. Cependant, les résultats du MEB, notamment la combinaison des cartes d'éléments, nous permettent une détermination de la nature de ces minéraux (nature qui sera ensuite confirmée par l'étude minéralogique) (fig. III.3).



Figure III.1 : Aspect macroscopique des échantillons KH 1 (en haut) et KH6 (en bas)

Ainsi, en se basant sur les résultats donnés par le MEB et la microsonde (voir partie minéralogique), les principaux minéraux de la roche (cas de KH1) sont (fig. III.3) : l'olivine, la sanidine, les plagioclases, le clinopyroxène, la phlogopite, le spinelle chromifère et titanifère et chromite pure, l'ilménite et l'apatite. Les minéraux d'altération sont essentiellement la chlorophaïte, la bowlingite et l'iddingsite qui remplacent l'olivine. C'est la première fois que la phlogopite est mise en évidence dans ces roches d'affinité lamproïtque en Algérie.

L'olivine : est généralement automorphe à subautomorphe avec des formes variées : prismatique, tabulaire ou allongé. Elle est le plus souvent fraîche. La taille de la plupart de ces minéraux se situe entre 0,1 et 1 mm, avec des cristaux qui peuvent atteindre 1,5 mm. L'olivine est souvent craquelée (fig. III.4) et contient des inclusions de minéraux opaques (spinelles chromifères) (fig. III.4 et III.5). Certains cristaux sont légèrement zonés (fig. III.5) et l'étude minéralogique indique qu'il s'agit de forstérite fortement magnésienne. Parfois, l'olivine est altérée en iddingsite et le plus souvent en chlorophaïte et bowlingite. L'altération est visible le long des fractures et sur les bords des cristaux (fig. III.4).

Le feldspath alcalin : (sanidine) est le minéral le plus important qui compose la pâte. Il se présente sous forme de petits cristaux prismatiques et tabulaire. La taille des cristaux est généralement < 100 µm. Les images MEB en électrons rétrodiffusés montrent que les feldspaths alcalins sont fortement zonés : le cœur est très clair comparé aux bords des cristaux. Cette zonation est due à la présence de baryum (le cœur de certains feldspaths alcalins contient jusqu'à 4 % de BaO) (fig. III.6).

Les plagioclases : se présentent sous forme de minuscules baguettes ou lattes, disséminées dans la pâte (fig. III.7). La taille de ces lattes ne dépasse pas les 50 µm.

Les clinopyroxènes : apparaissent sous forme de minuscules cristaux prismatiques (entre 10 et 50 µm) dans la pâte. Ils ne sont pas très abondants dans la roche et sont souvent entourés ou groupés avec les plagioclases (fig. III.8). L'analyse minéralogique indique un clinopyroxène fortement calcique à la limite entre le domaine des augites et celui du diopside.

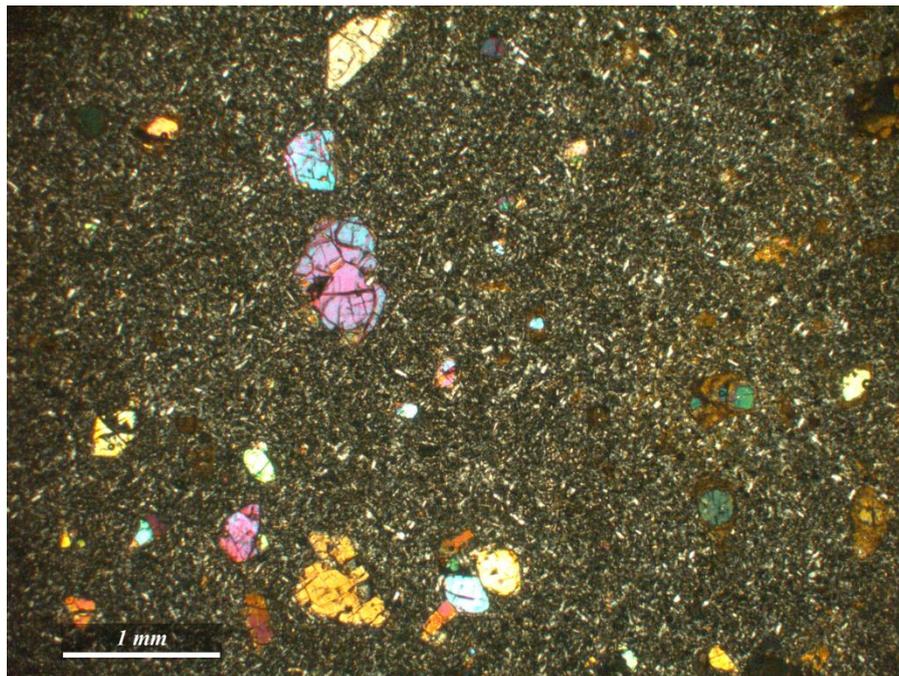
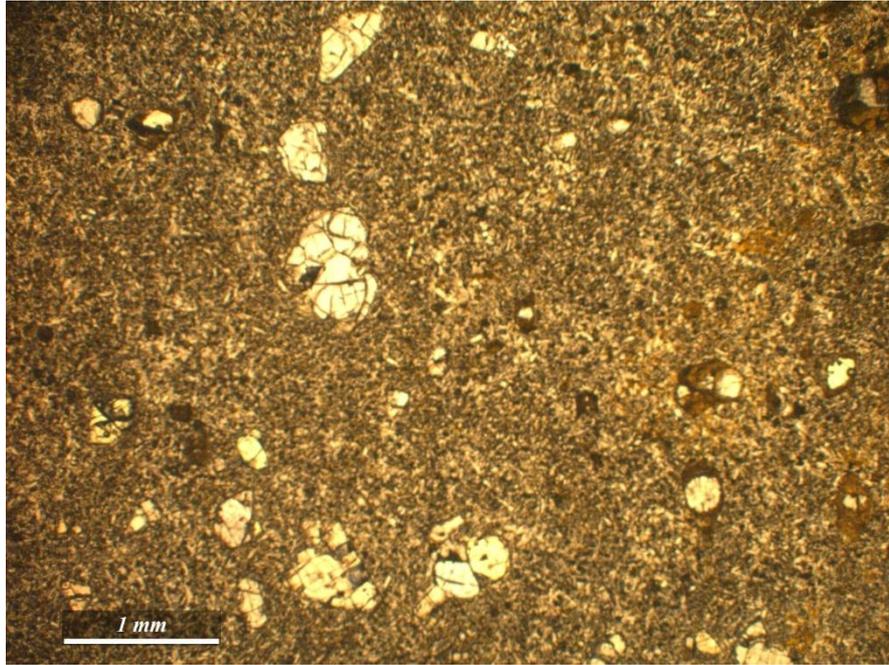


Figure III.2 : Lame mince de l'échantillon KH1, en lumière naturelle (en haut), et polarisée (en bas). On observe des phénocristaux d'olivine, certains sont altérés (à droite de l'image du bas), dans une pâte microlithique.

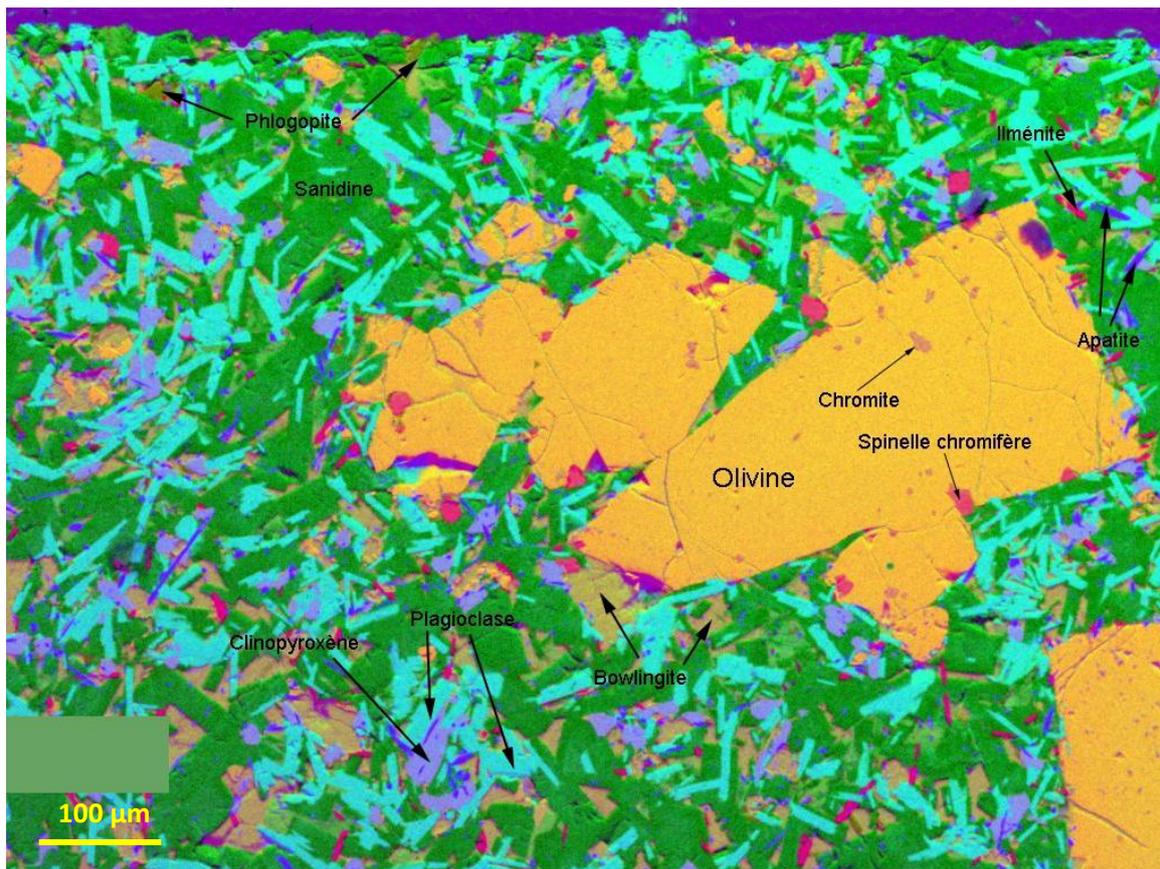


Figure III.3 : image MEB traitée en ACP 123 d'une zone de la lame mince de l'échantillon KH1 montrant les différentes phases minéralogiques présentes.

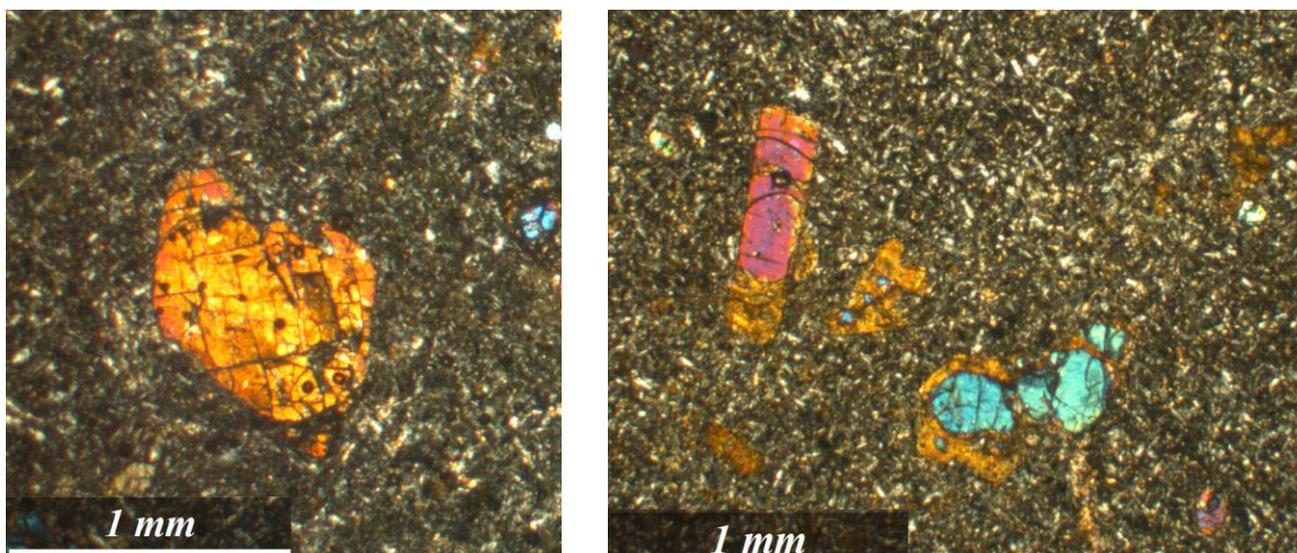


Figure III.4 : Quelques aspects des olivines des échantillons KH 1 – KH 6. A gauche, un phénocrystal d'olivine sub-automorphe typique (KH6) montrant les fractures caractéristiques des ces olivines. A droite, olivines partiellement à totalement altérée en bowlingite.

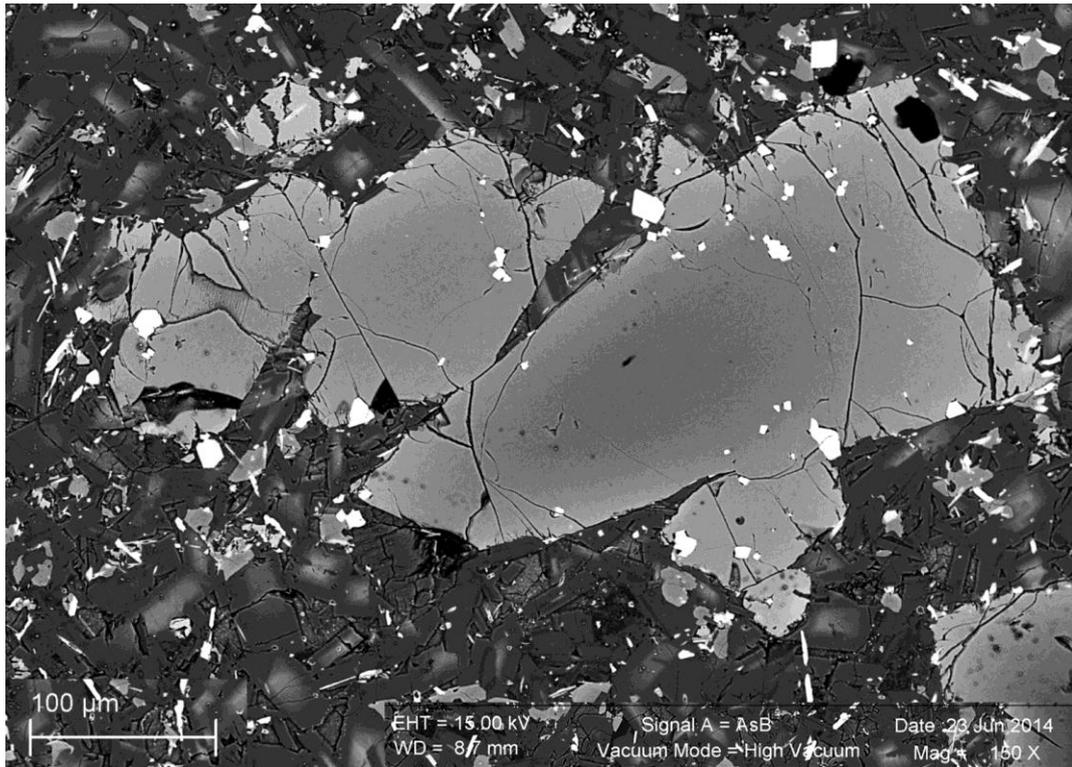


Figure III.5 : image MEB traitée (lame mince KH1) montrant des phénocristaux d’olivine avec des inclusions de spinelles chromifères et chromites (inclusions blanchâtre dans l’Olivine).
Les olivines sont légèrement zonées : les bords sont plus clairs que le cœur.

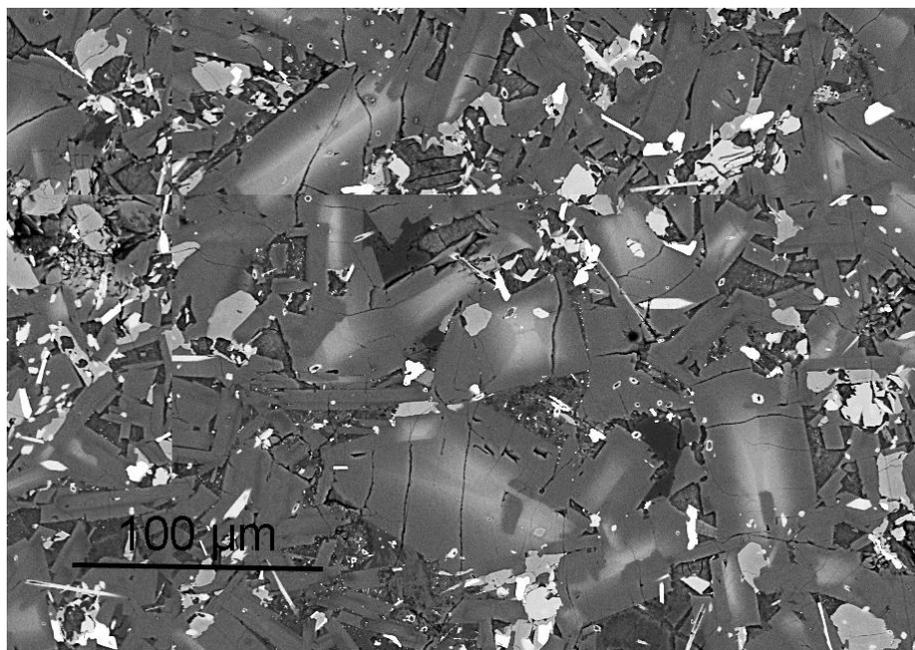


Figure III.6 : image MEB traitée (lame mince KH1) montrant des cristaux de feldspaths alcalins fortement zonés (clair au cœur et sombre sur les bords).

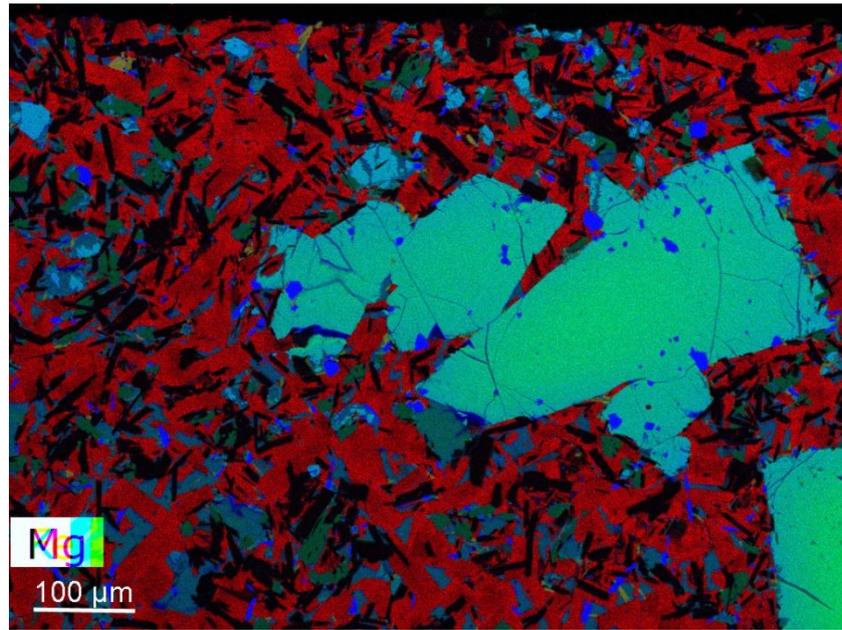


Figure III.7 : superposition des 3 cartes d'éléments (Fe, Mg et K) obtenus par MEB (lame mince KH1). Les plagioclases apparaissent en noir sur cette figure traitée. On peut ainsi avoir une idée sur la distribution et l'aspect général (sous forme de petites baguettes) des plagioclases dans la roche.

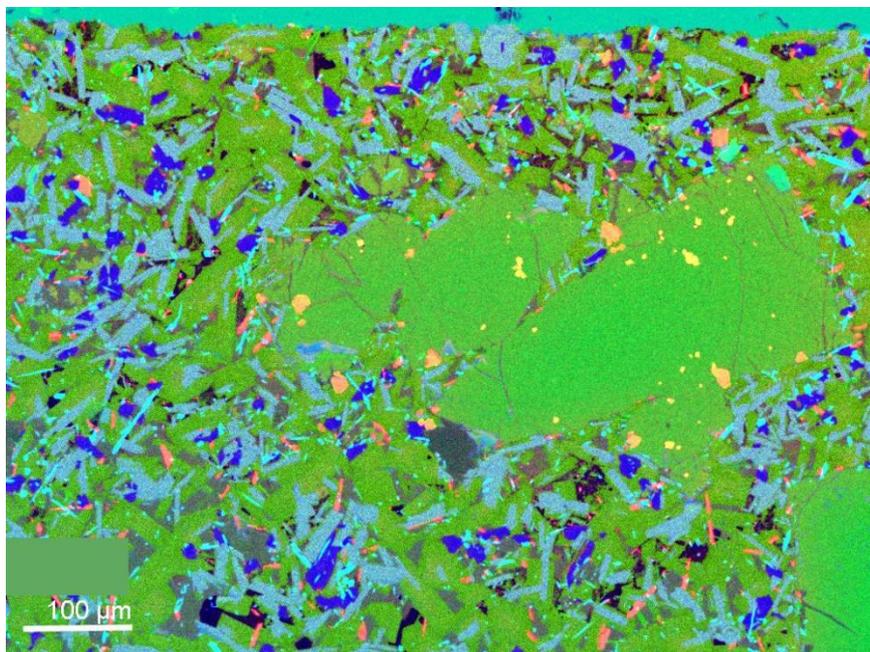


Figure III.8 : image MEB traitée en ACP 456 d'une zone de la lame mince de l'échantillon KH1 montrant les clinopyroxènes en bleu. On remarque l'association fréquente des clinopyroxènes avec les plagioclases (qui apparaissent sur cette photo en gris bleuté) dans la roche. Notons l'existence d'un minéral non analysé qui apparaît en bleu foncé (en bas)

La phlogopite : de très rares et minuscules cristaux de micas sont visibles dans la roche. Ils ont été mis en évidence grâce au MEB (fig. III.9). La nature du micas (phlogopite) a été déterminée grâce à la microsonde (voir partie étude minéralogique).

Spinelle chromifère et titanifère : le spinelle chromifère se présente en petits cristaux arrondis de quelques μm à 30 μm (fig. III.10), le plus souvent en inclusion dans l'olivine (fig. III.5). Dans la matrice (hors de l'olivine), c'est l'ilménite qui domine, et se présente le plus souvent en baguette de quelques μm à 30 μm (fig. III.11). Il semble y avoir une évolution des spinelles, de vraie chromite au cœur de l'olivine, vers ilménite dans la matrice, en passant par des spinelles chromifères et titanifères en inclusions dans la bordure des olivines ou proches de celles-ci (fig. III.12).

Apatite : elle apparaît sous forme de minuscules aiguilles ou grains disséminés dans la pâte (fig. III.13). La taille de ces aiguilles varie de quelques μm à 90 μm .

Minéraux d'altérations : les principaux minéraux d'altérations sont la chlorophaeite et la bowlingite (détermination par microsonde) qui remplace l'olivine. Certains phénocristaux d'olivine sont entièrement remplacés par les minéraux secondaires (fig. III.14). D'autres sont partiellement altérés (fig. III.4).

Le mode : il a été déterminé à partir de l'image MEB traitée en ACP 123 d'une zone de la lame mince de l'échantillon KH1 (fig. III.3). Pour cela on a utilisé le logiciel Multispec qui se base sur les différentes couleurs présentées par les minéraux sur l'image. Ces résultats doivent être prendre avec précaution, même si on peut, en première approximation, les généraliser sur toute la roche étant donné l'homogénéité de la lame mince. Le mode est le suivant : 22 % olivine, 36 % feldspath alcalin, 18 % plagioclase, 5 % clinopyroxène, 5 % phlogopite, 2 % apatite, 2% spinelle, 4 % minéral non analysé (qui apparaît en bleu foncé sur la figure III.8), 5 % chlorophaeite et bowlingite.

Ordre de cristallisation des minéraux : en utilisant les règles de Rosenbauch concernant la relation entre minéraux qui sont bien visibles sur les différentes images MEB traitées, l'ordre de cristallisation des minéraux est le suivant : Chromite, olivine, spinelle chromifère et titanifère, ilménite, apatite, clinopyroxène, plagioclase, phlogopite, feldspath alcalin.

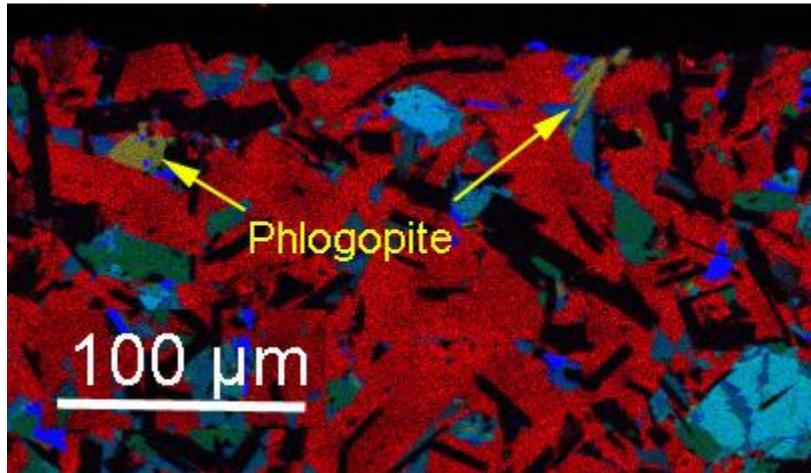


Figure III.9 : Phlogopites visibles sur cette superposition des 3 cartes d'éléments (Fe, Mg et K) obtenus par MEB (lame mince KH1).

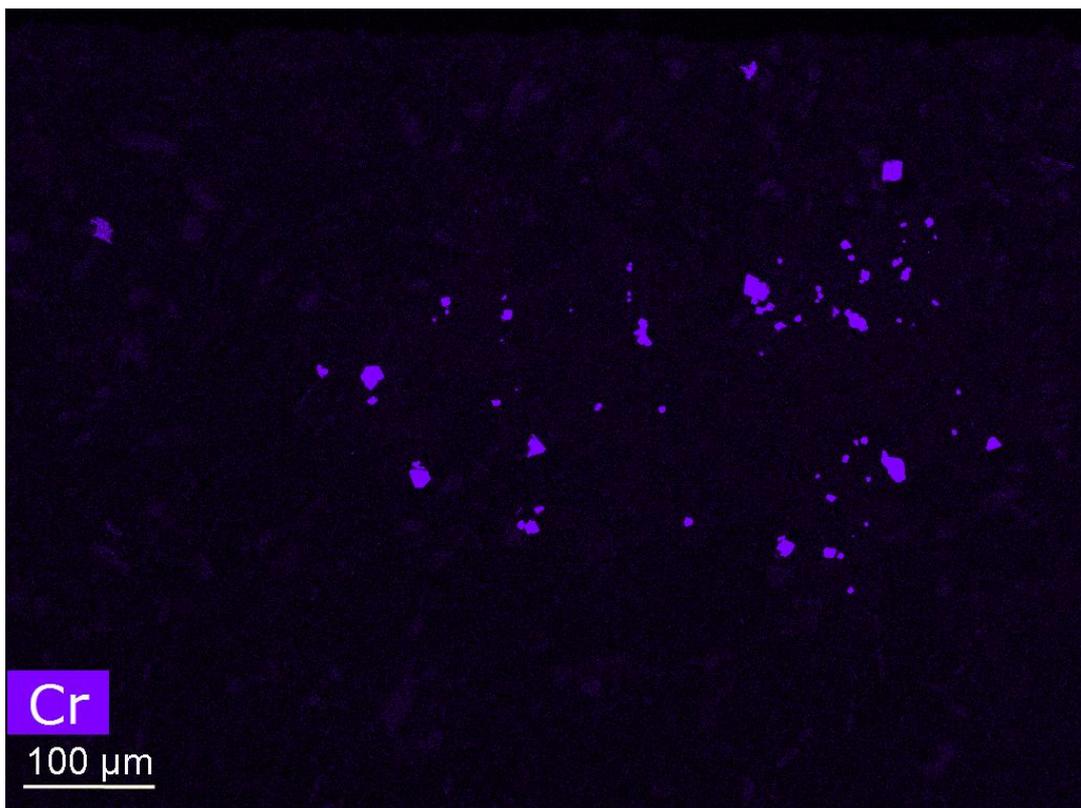


Figure III.10 : carte de l'élément Cr obtenue au MEB (échantillon KH1), montrant la distribution des spinelles chromifères.

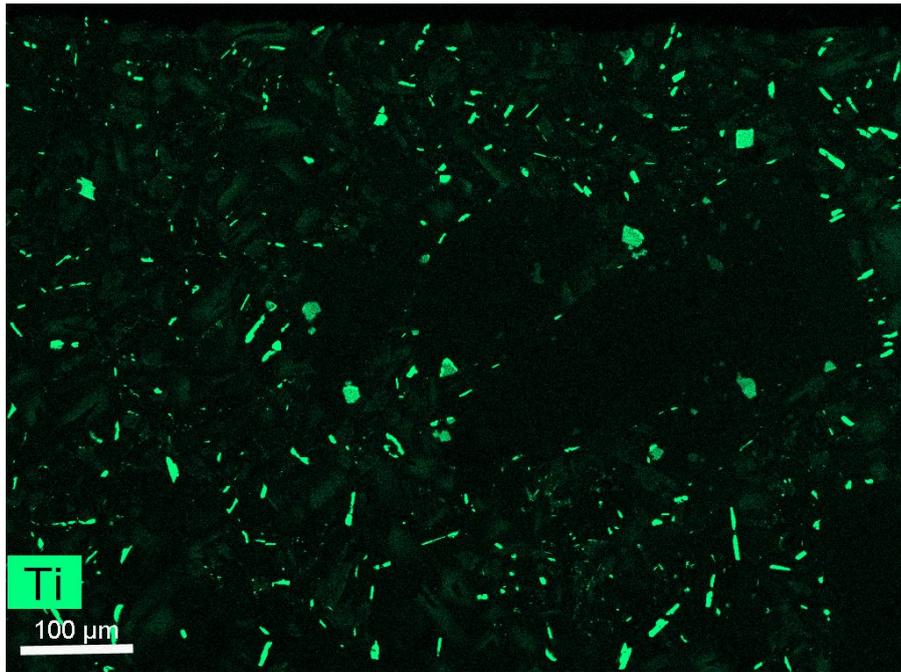


Figure III.11 : carte de l'élément Ti obtenue au MEB (échantillon KH1), montrant la distribution des spinelles titanifères et ilménites.

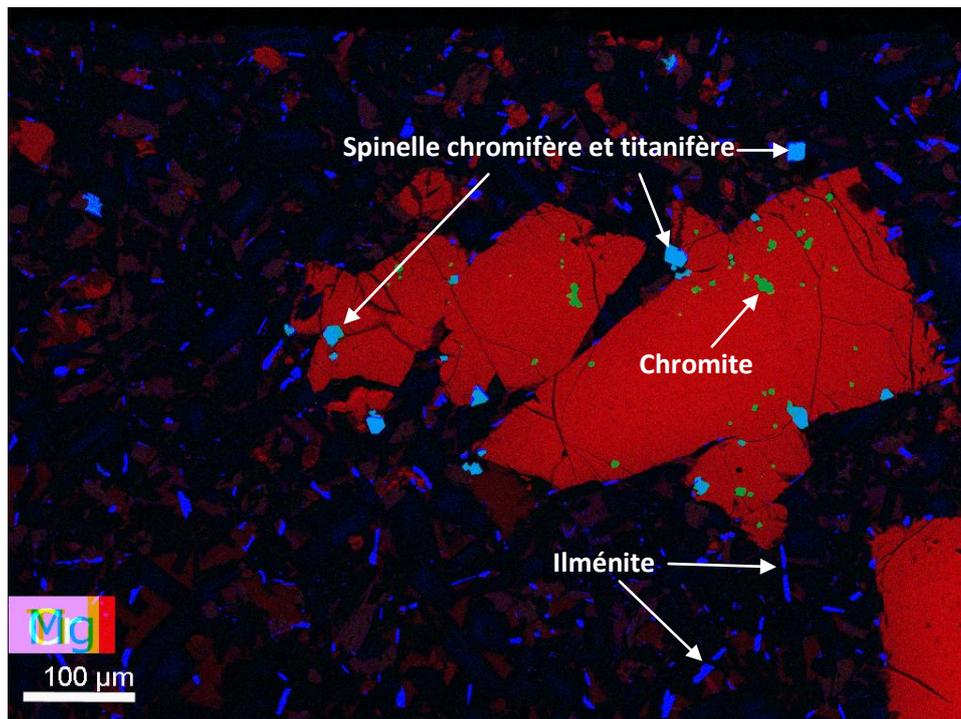


Figure III.12 : superposition des 3 cartes d'éléments (Mg, Cr et Ti) obtenus par MEB (lame mince KH1) montrant l'évolution des spinelles, depuis la chromite au cœur de l'olivine vers l'ilménite dans la matrice en passant par du spinelle chromifère et titanifère sur les bords de l'olivine.

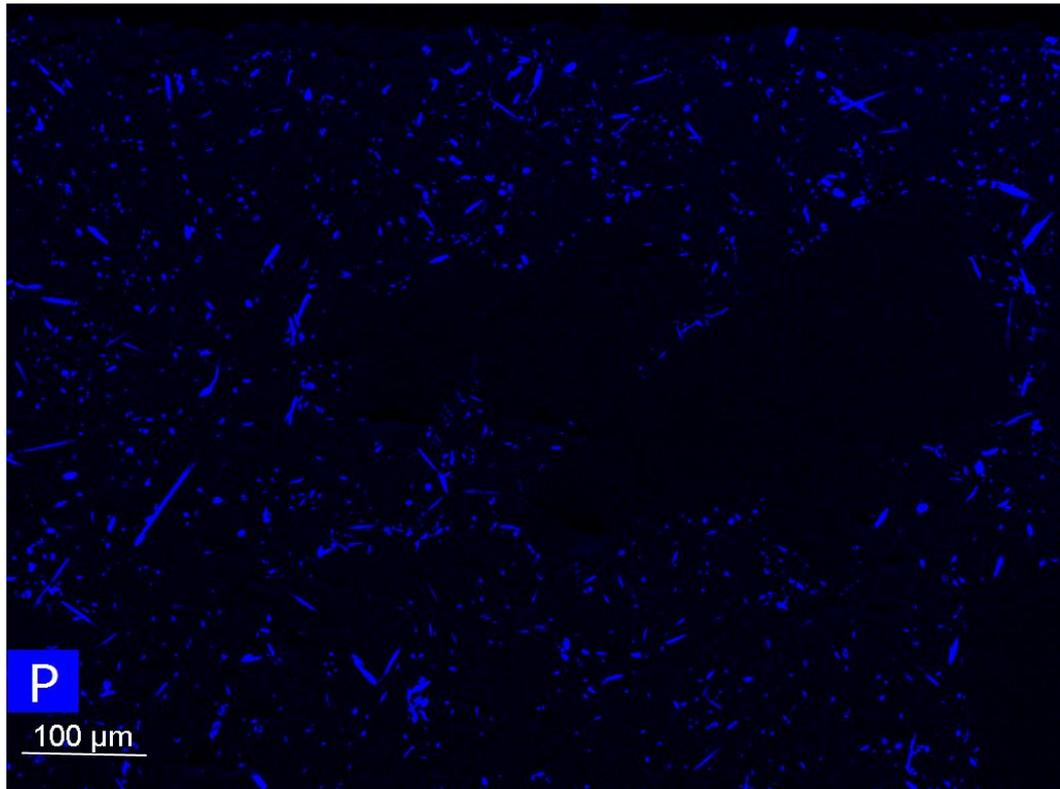


Figure III.13 : carte de l'élément P obtenue au MEB (échantillon KH1), montrant la distribution des aiguilles d'apatite.

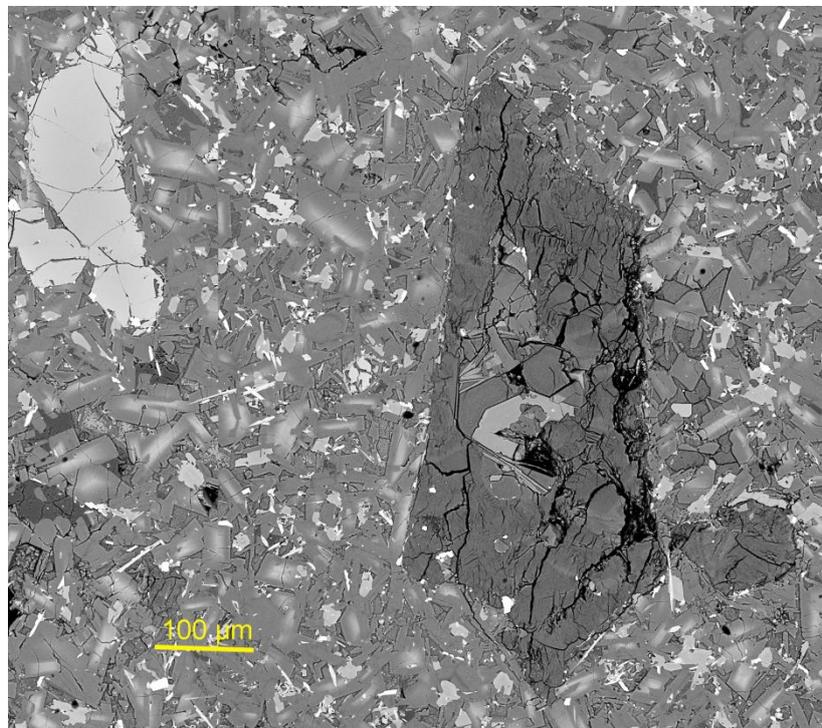


Figure III.14 : image MEB traitée (lame mince KH1) montrant une olivine altérée en chlorphaeite (à droite) et une olivine saine (à gauche).

III.2.2. Description des échantillons KH3 et KH4

La roche est dense, noire et dure, présentant une texture amygdalaire typique : la matrice est parsemée de vacuoles de forme ovale remplies de calcite ou de calcédoine (fig. III.15). Par ailleurs, le grain de la roche est plus fin que celui des échantillons KH1 et KH6.

Au microscope, la roche est très homogène et présente une texture microlithique porphyrique (fig. III.16). On observe des phénocristaux d'olivine, assez abondants, dans une pâte microlithique formée essentiellement par des feldspaths et de minuscules cristaux de pyroxènes. Des minéraux opaques et du verre de couleur brun sont également visibles dans la pâte. Ces roches sont donc semblables aux échantillons KH1 et KH6, la seule différence réside dans la taille de grains : elle est plus petite dans les échantillons KH3 et KH4.

Les olivines de l'échantillon KH3 sont presque entièrement altérées. Il ne reste plus que quelques reliques d'olivines saines. La matrice est microlithique composée de feldspaths, de grains minuscules de clinopyroxènes et des minéraux opaques.

Les olivines de l'échantillon KH4 sont de forme prismatique avec des dimensions de quelques dizaines à 500 μm (fig. III.17). Elles sont généralement fracturées, et parfois altérées (fig. III.18). La pâte très fine est composée de feldspaths, de grains minuscules de clinopyroxènes, des minéraux opaques et de verre brunâtre (fig. III.18).

III.2.3. Description des échantillons KH2 et KH7

Les deux échantillons de couleur rougeâtre montrent une texture amygdalaire avec une matrice rougeâtre parsemée de vacuoles de forme sphérique et ovale remplies de calcite (fig. III.19 ; fig. III.20).

Au microscope, les deux échantillons sont très altérés. Il ne subsiste que des fantômes d'olivine en phénocristaux totalement iddingsitisés. On devine dans la pâte des microlithes de feldspaths et des opaques dans un milieu envahis par des oxydes de fer.

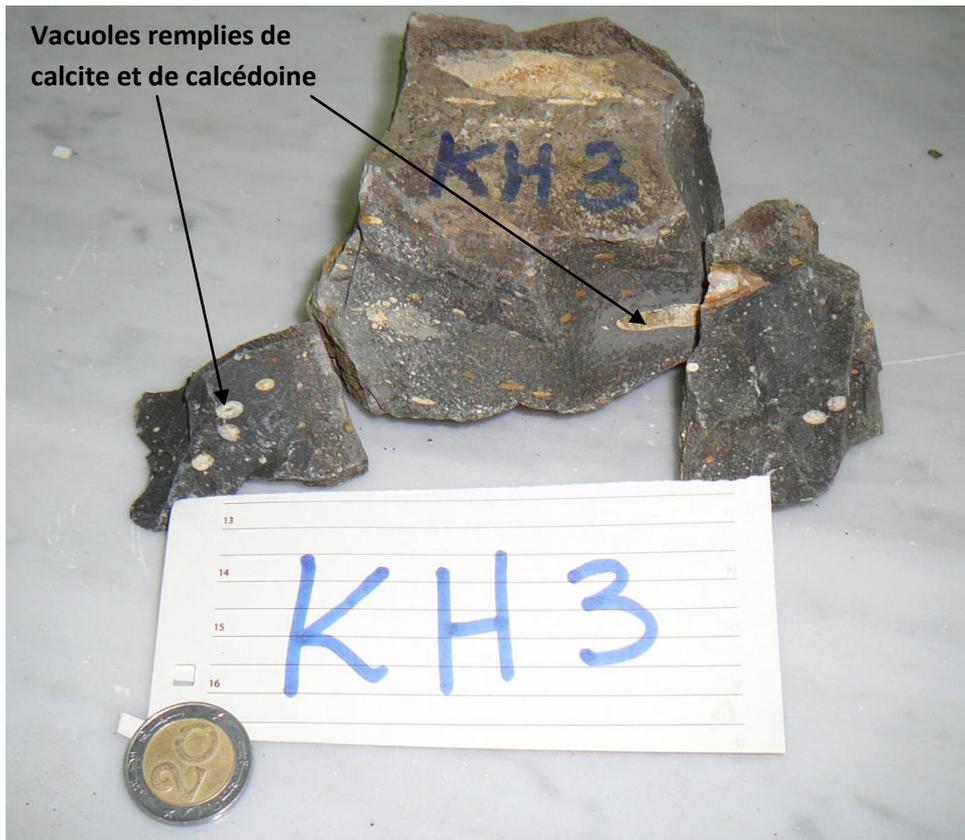


Figure III.15 : Aspect macroscopique des échantillons KH 3 (en haut) et KH4 (en bas)

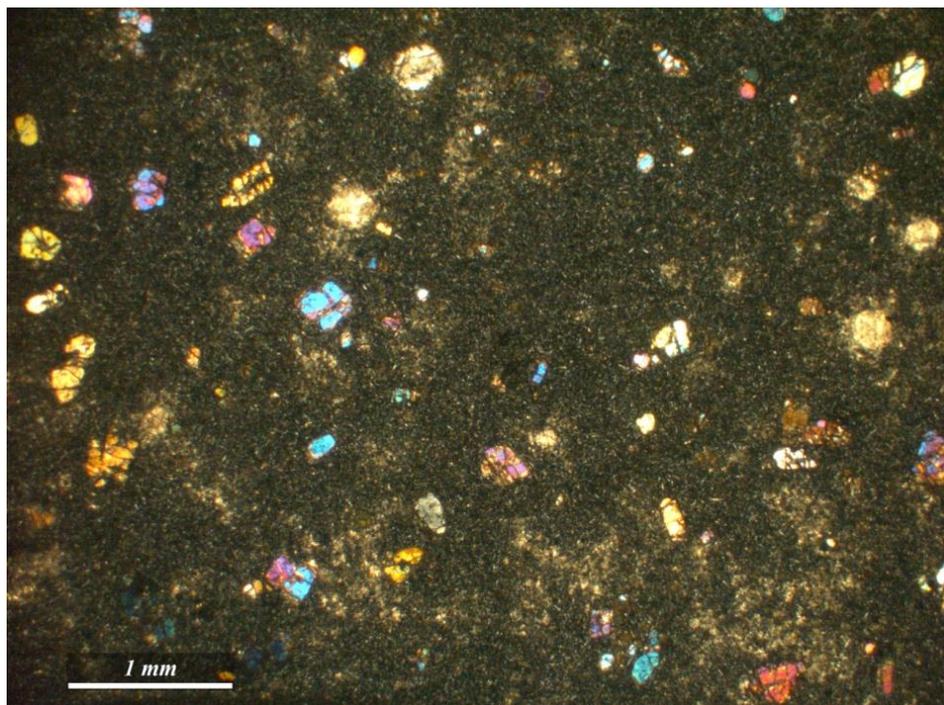
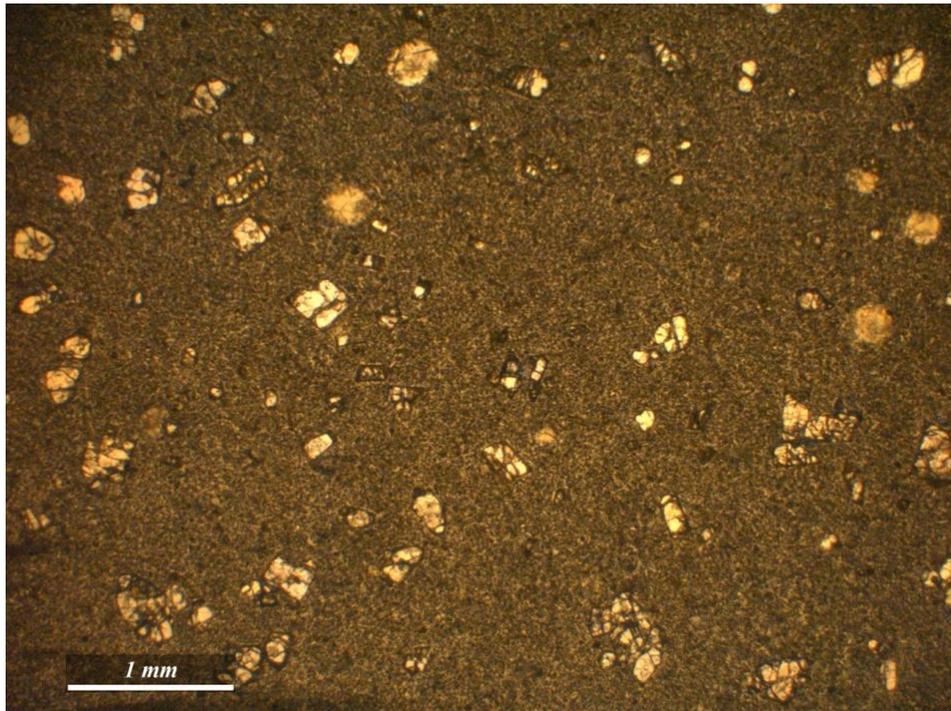


Figure III.16 : Lamme mince de l'échantillon KH4, en lumière naturelle (en haut), et polarisée (en bas). On observe des phénocristaux d'olivine dans une matrice microlithique très fine.

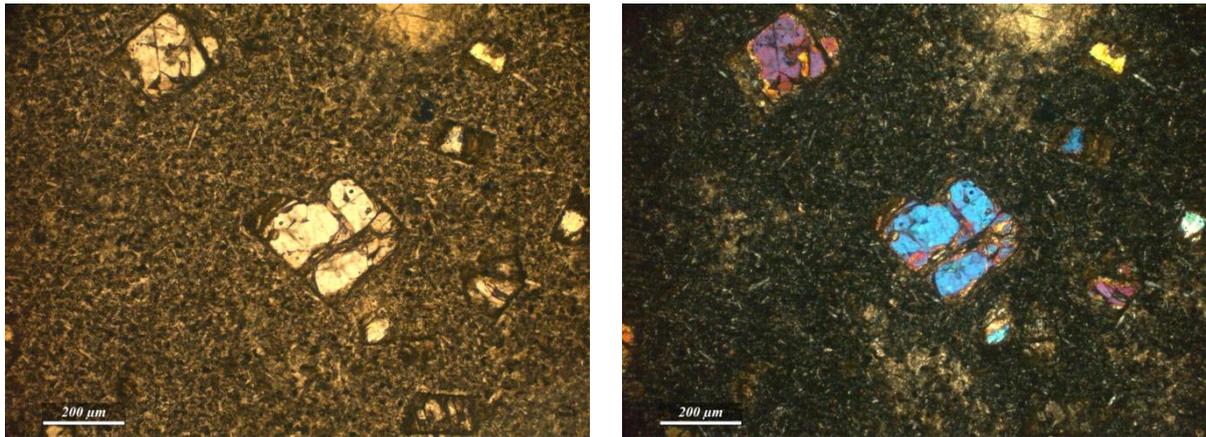


Figure III.17 : Quelques aspects des olivines de l'échantillon KH4. LPNA à gauche et LPA à droite.

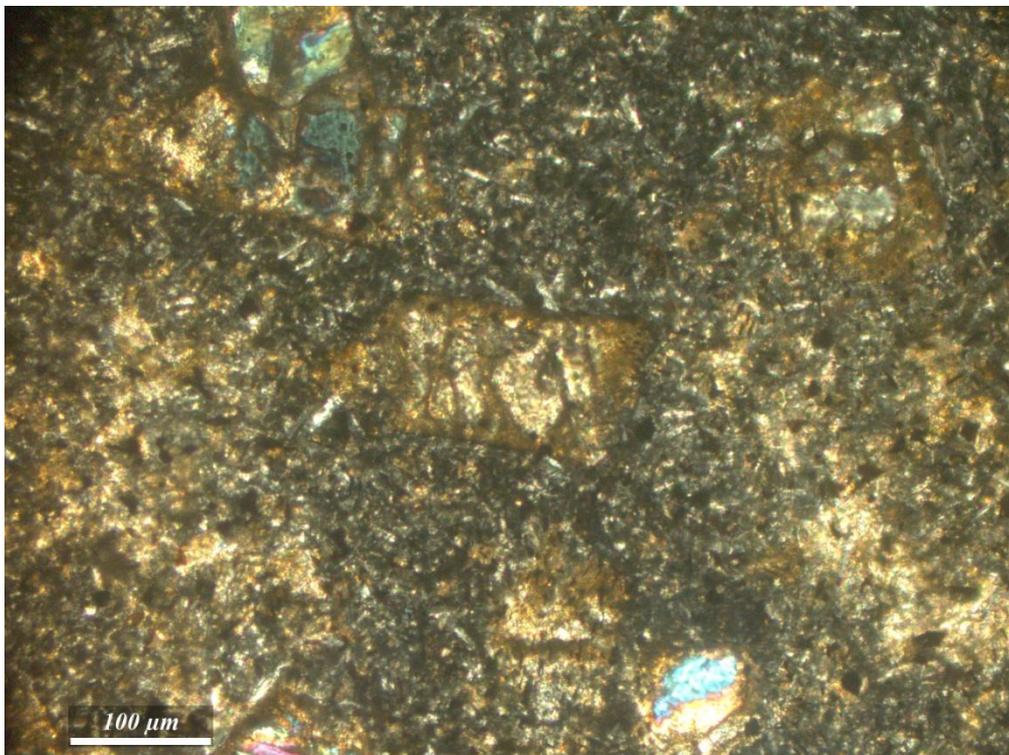


Figure III.18 : Olivines altérées, sur un fond microlithique très fin composé de feldspaths, minéraux opaques et verre.



Figure III.19 : Aspect macroscopique des échantillons KH 2 et KH7



Figure III.20 : sections de KH2 montrant la couleur rougeâtre de l'échantillon et les vacuoles remplies de calcite (texture amygdalaire).

III.2.4. Description de l'échantillon KH5

La roche est massive, dense et de couleur clair (fig. III.21). La texture est clairement vacuolaire et souvent amygdalaire. Des vacuoles de forme ovale et allongée et souvent orientées sont remplies de calcite (fig. III.22).

Au microscope, la roche est homogène et présente une texture intersertale (fig. III.23). On observe des lattes de plagioclases maclées, assez abondants, dans une pâte microlithique formée essentiellement par des feldspaths et de minuscules cristaux de pyroxènes (fig. III.23). Des minéraux opaques sont également visibles dans la pâte. Des phénocristaux de calcite sont abondants dans la roche. Il s'agit essentiellement de calcite secondaire ayant remplies les vacuoles de la roche. Enfin, des phénocristaux d'un minéral d'altération sont également visibles, et semblent avoir remplacés les olivines, dont certaines caractéristiques (à l'exemple des fractures caractéristiques des olivines) sont encore visibles. Comme dans le cas de l'échantillon KH1, la nature exacte des minéraux composant la pâte est impossible à déterminer microscopiquement, étant donné la taille relativement petite de ces minéraux. Cependant, les résultats du MEB, notamment la combinaison des cartes d'éléments, nous permettent une détermination de la nature de ces minéraux (nature qui sera ensuite confirmée par l'étude minéralogique) (fig. III.24).

Ainsi, en se basant sur les résultats donnés par le MEB et la microsonde (voir partie minéralogique), les principaux minéraux de la roche sont (fig. III.24) : les plagioclases, le feldspath alcalin, le clinopyroxène, l'ilménite et l'apatite. Les minéraux secondaires et d'altération sont essentiellement représentés par la calcite, qui est assez abondante dans la roche.

Les plagioclases : sont les principaux minéraux primaires de la roche. Ils se présentent le plus souvent sous forme de lattes maclées présentant la macle de l'albite. Selon la taille, il existe deux populations de plagioclases : la première se présente sous forme de petites lattes très minces dont la longueur varie de quelques dizaines à 200 μm . La deuxième montre de grandes lattes, dont les dimensions peuvent atteindre 100 μm de largeur et entre 400 μm et 2 mm de longueur. On observe également des cristaux rectangulaires de plagioclases, qui sont souvent zonés (fig. III.25). Certains plagioclases sont tordus et montrent localement une structure fluidale. Cependant, ces lattes ne présentent

aucune orientation préférentielle à grande échelle. L'analyse à la microsonde indique une composition de Labrador pour les plagioclases de KH5.

Le feldspath alcalin : est le minéral principal qui compose la matrice de la roche (fig. III.27). Il se présente sous forme de minuscules microlithes dont les dimensions sont généralement < 100 μm . Les images MEB en électrons rétrodiffusés montrent que les feldspaths alcalins sont zonés : le cœur est très clair comparé aux bords des cristaux. Cette zonation est due à la présence de baryum (le cœur de certains feldspaths alcalins contient jusqu'à 3 % de BaO) (fig. III.28).

Les clinopyroxènes : apparaissent sous forme de minuscules cristaux prismatiques et aciculaires (taille entre 10 et 100 μm) dans la pâte. Ils ne sont pas très abondants dans la roche (fig. III.29). L'analyse minéralogique indique un clinopyroxène fortement calcique et magnésien du type diopside.

L'ilménite : apparaît sous forme de minuscules baguettes de quelques μm de longueur (10 μm) disséminés dans la matrice (fig. III.30). On la trouve le plus souvent sur les bordures des lattes de plagioclases.

L'apatite : se présente sous forme de minuscules aiguilles dont la taille varie de quelques μm à 50 μm disséminées dans la matrice (fig. III.31).

La calcite : est assez abondante dans la roche (fig. III.32). On distingue deux populations de calcite : la première se présente en grandes plages qui occupent les vacuoles de la roche (fig. III.33). Souvent, une partie de ces vacuoles est occupée par du vide dans la lame mince. La seconde est disséminée dans la roche sous forme de petits cristaux et semble remplacer les minéraux ferromagnésiens qui sont probablement de l'olivine (fig. III.34). En effet, on peut reconnaître dans la roche des fantômes d'olivine, qui ont gardé la forme et les fractures caractéristiques de ce minéral.

Le mode : il a été déterminé à partir de l'image MEB traitée en ACP 123 d'une zone de la lame mince de l'échantillon KH5 (fig. III.24). Pour cela on a utilisé le logiciel Multispec qui se base sur les différentes couleurs présentées par les minéraux sur l'image. Ces résultats doivent être pris avec précaution, même si on peut, en première approximation, les

généraliser sur toute la roche étant donné l'homogénéité de la lame mince. Le mode est le suivant :

44 % plagioclases, 25% calcite, 17% sanidine, 5 % ilménite, 5% apatite et 4 % clinopyroxène.

Si nous éliminons la calcite (minéral qui remplit souvent les vacuoles, et donc considéré comme secondaire), on obtient le mode suivant :

59% plagioclases, 22% sanidine, 7 % ilménite, 7 % apatite et 5 % clinopyroxène.

La roche est donc holofeldspathique, avec une prédominance du plagioclase.

Ordre de cristallisation des minéraux : en utilisant les règles de Rosenbauch concernant la relation entre minéraux qui sont bien visibles sur les différentes images MEB traitées, l'ordre de cristallisation des minéraux est le suivant : Plagioclase, clinopyroxène, ilménite, apatite, feldspath alcalin et calcite.



Figure III.21 : Aspect macroscopique de l'échantillon KH 5

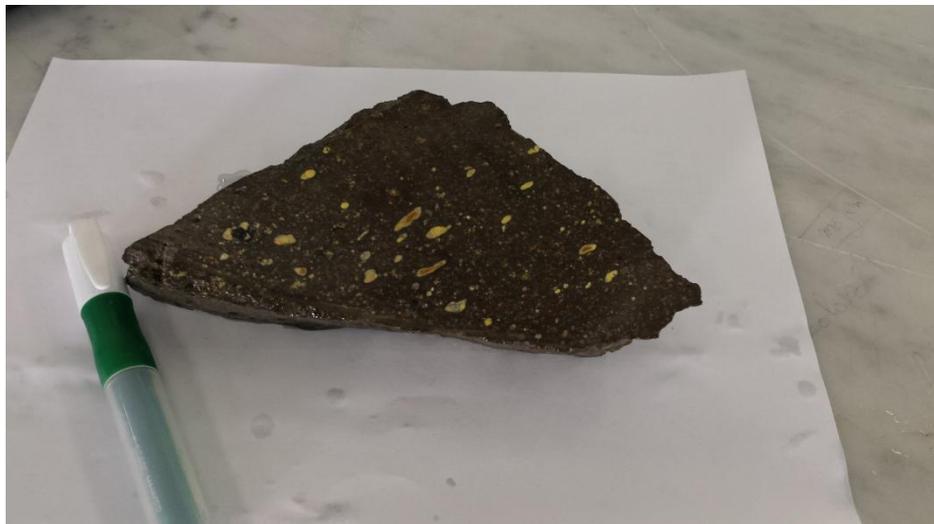


Figure III.22 : section de l'échantillon KH5 montrant la texture amygdalaire : des vacuoles de formes ovales et allongées sont remplies de calcite.

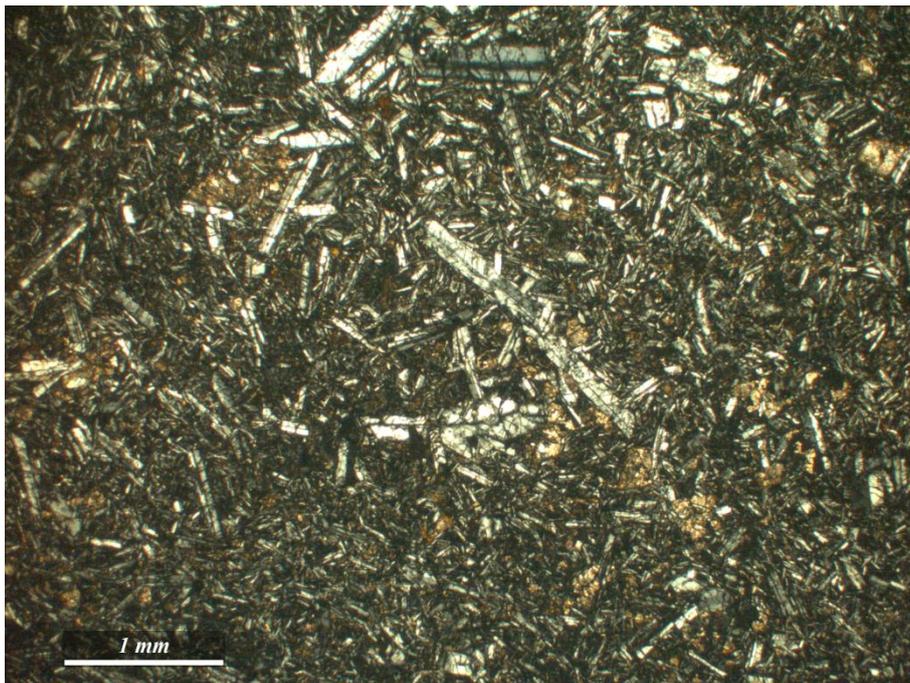
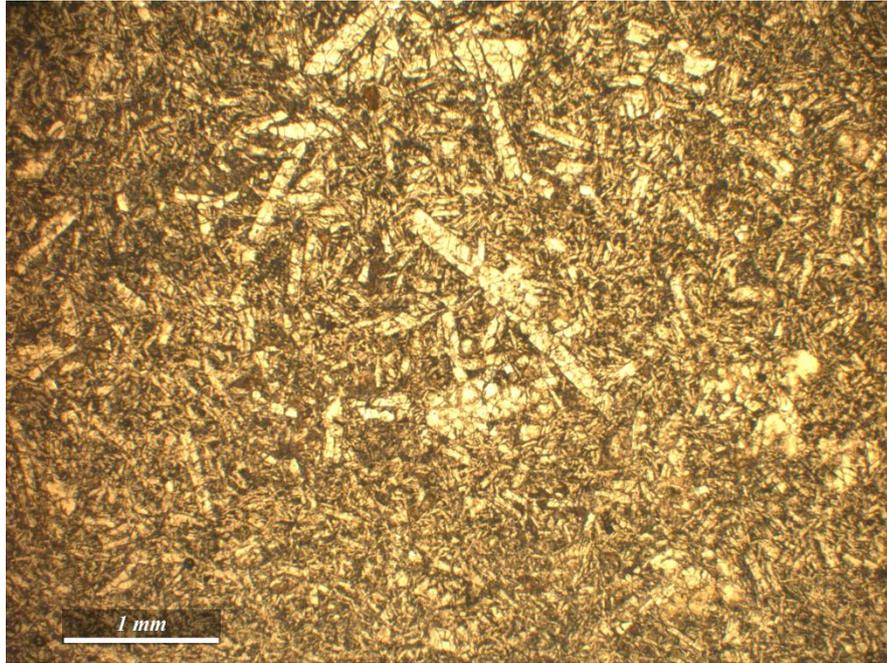


Figure III.23 : Lame mince de l'échantillon KH5, en lumière naturelle (en haut), et polarisée (en bas). On observe des lattes de plagioclases et de la calcite secondaire, dans une pâte microlithique.

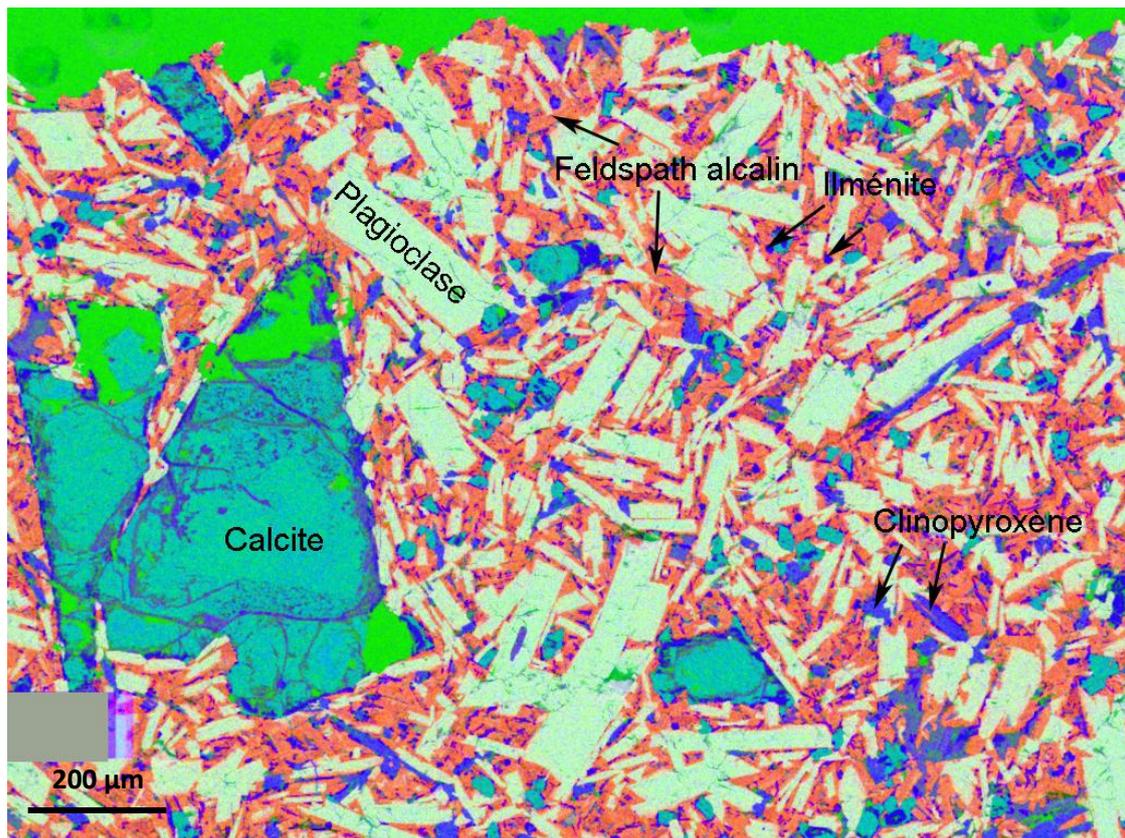


Figure III.24 : image MEB traitée en ACP 123 d'une zone de la lame mince de l'échantillon KH5 montrant les différentes phases minéralogiques présentes.

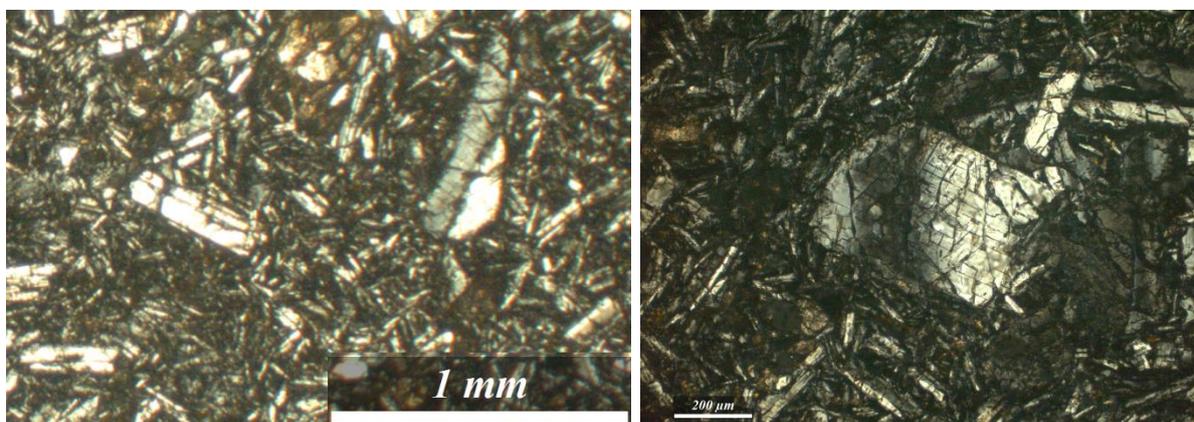


Figure III.25 : Quelques aspects des plagioclases de l'échantillon KH5. A gauche, les deux populations des lattes de plagioclases selon la taille. A droite, un cristal de plagioclase rectangulaire, zoné et présentant des plans de clivage.

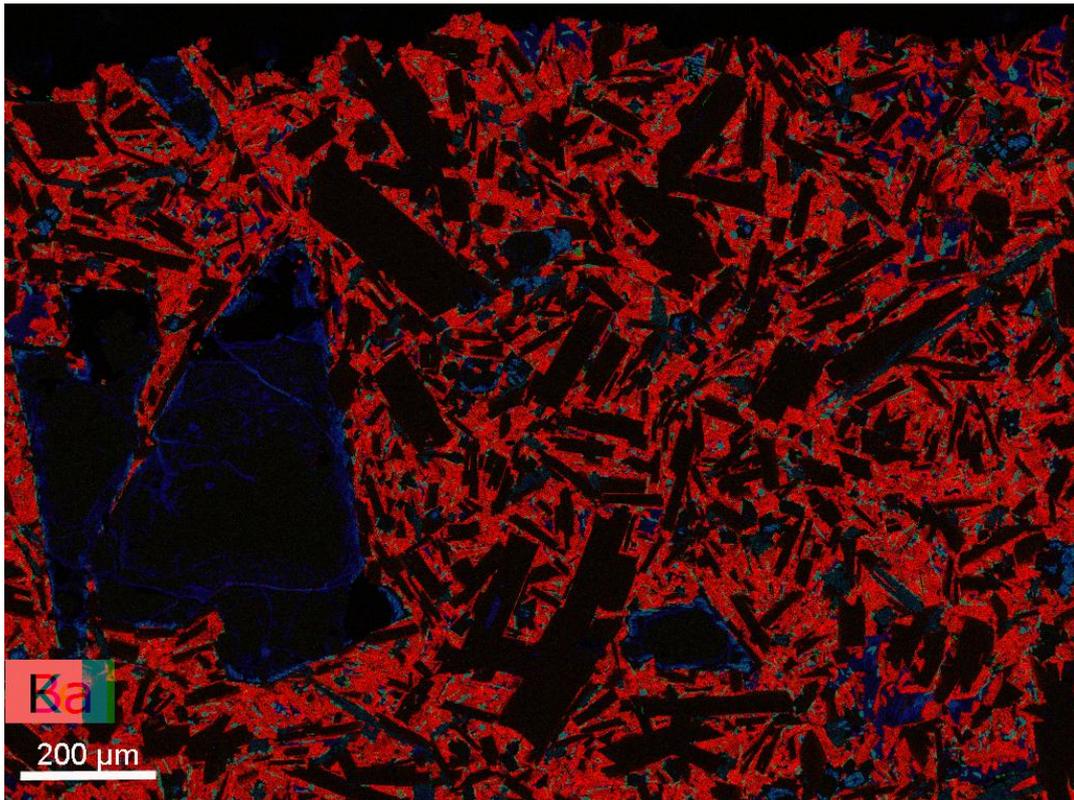


Figure III.26 : superposition des 3 cartes d'éléments (Fe, Ba et K) obtenus par MEB (lame mince KH5) montrant la répartition du feldspath alcalin dans la roche (en rouge).

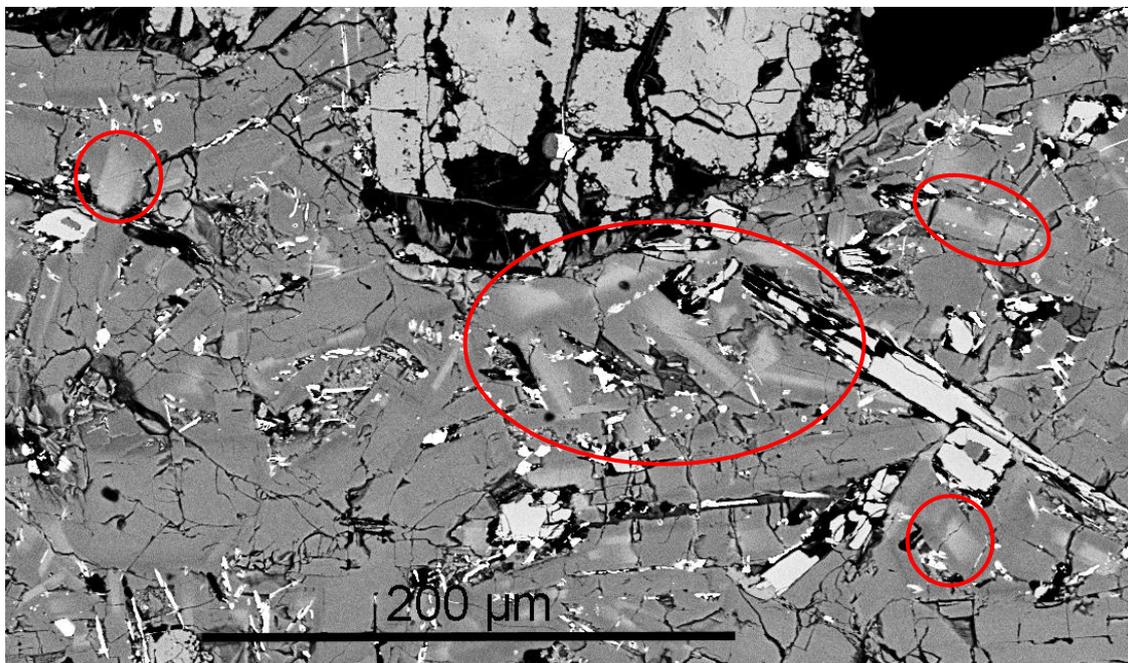


Figure III.27 : image MEB traitée (lame mince KH5) montrant des cristaux de feldspaths alcalins fortement zonés (clair au cœur et sombre sur les bords).

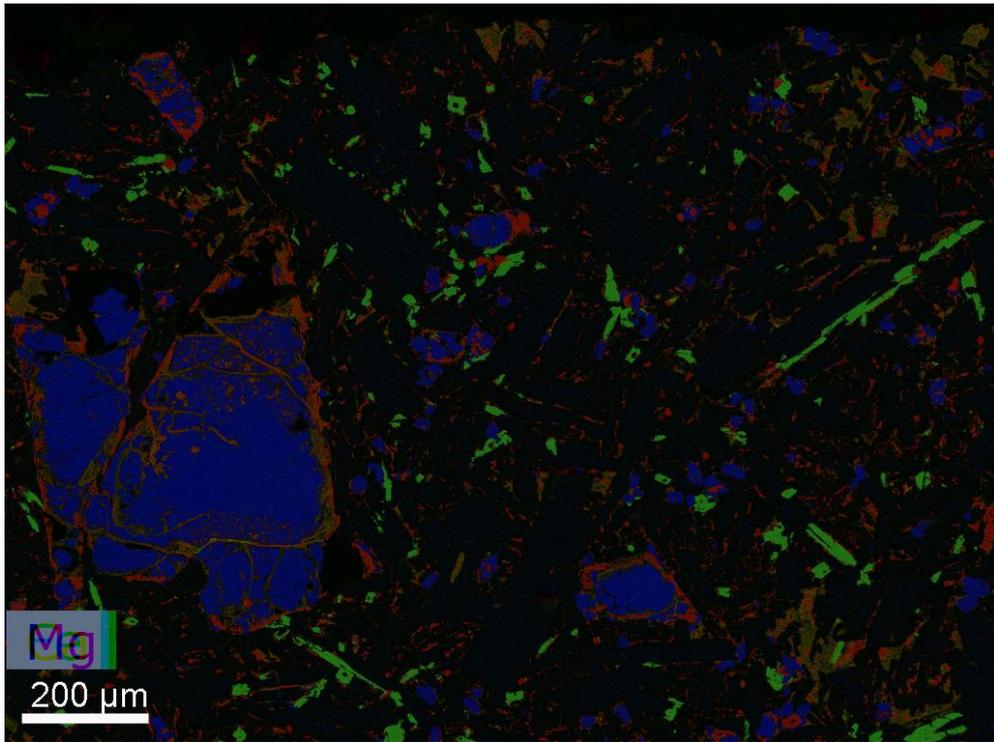


Figure III.28 : superposition des 3 cartes d'éléments (Fe, Mg et Ca) obtenus par MEB (lame mince KH5) montrant la répartition et la forme des clinopyroxènes dans la roche (en vert).

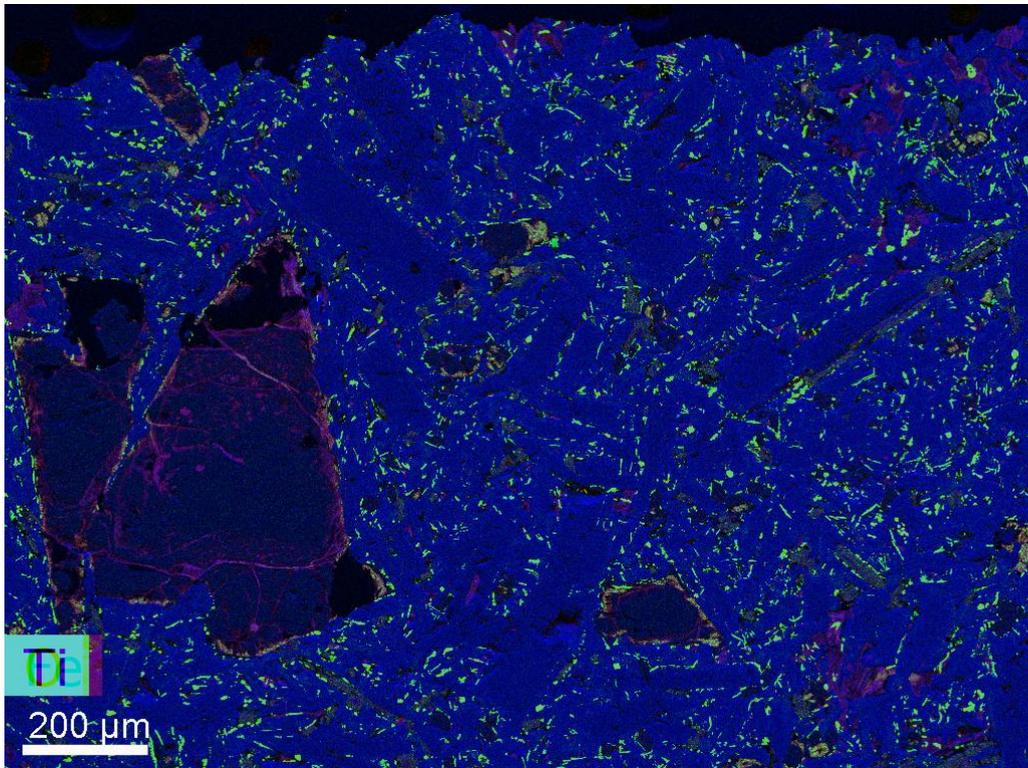


Figure III.29 : superposition des 3 cartes d'éléments (Ti, Fe et O) obtenus par MEB (lame mince KH5) montrant la répartition et la forme de l'ilménite dans la roche (en vert).

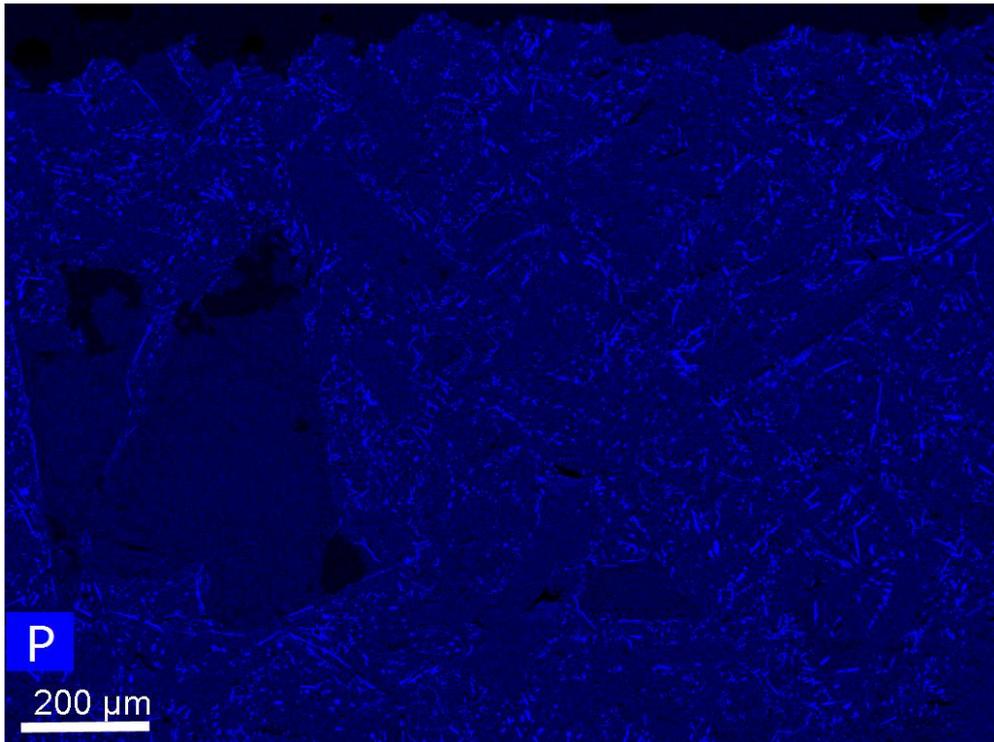


Figure III.30 : carte de l'élément P obtenue au MEB (échantillon KH5), montrant la distribution de l'apatite dans la roche.

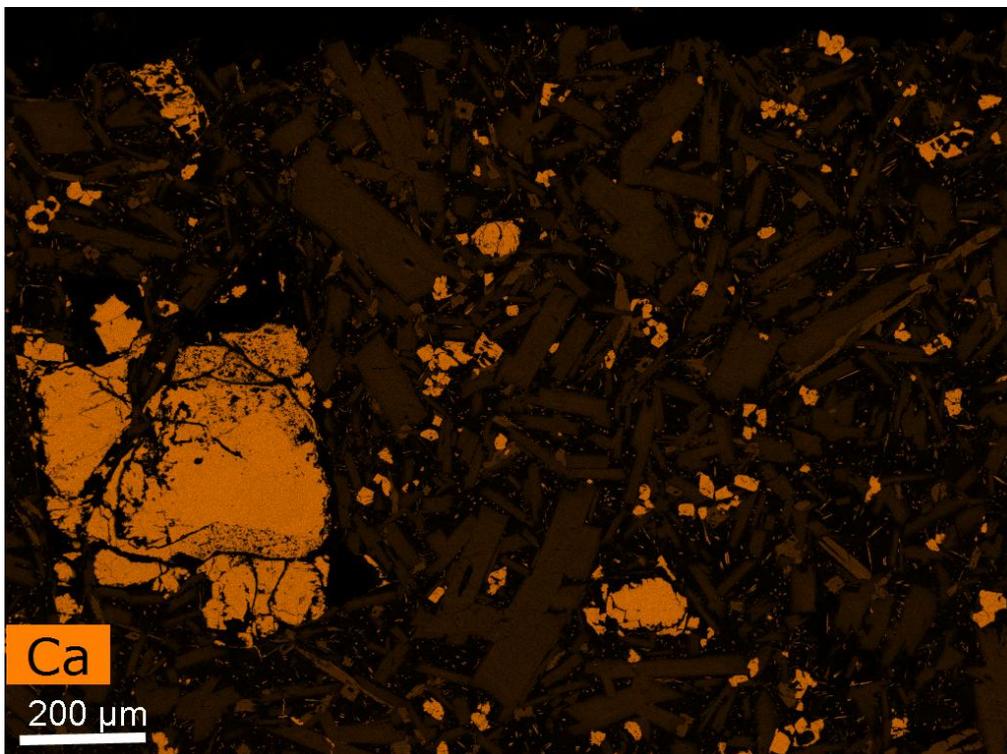


Figure III.31 : carte de l'élément Ca obtenue au MEB (échantillon KH5), montrant la distribution de la calcite dans la roche.

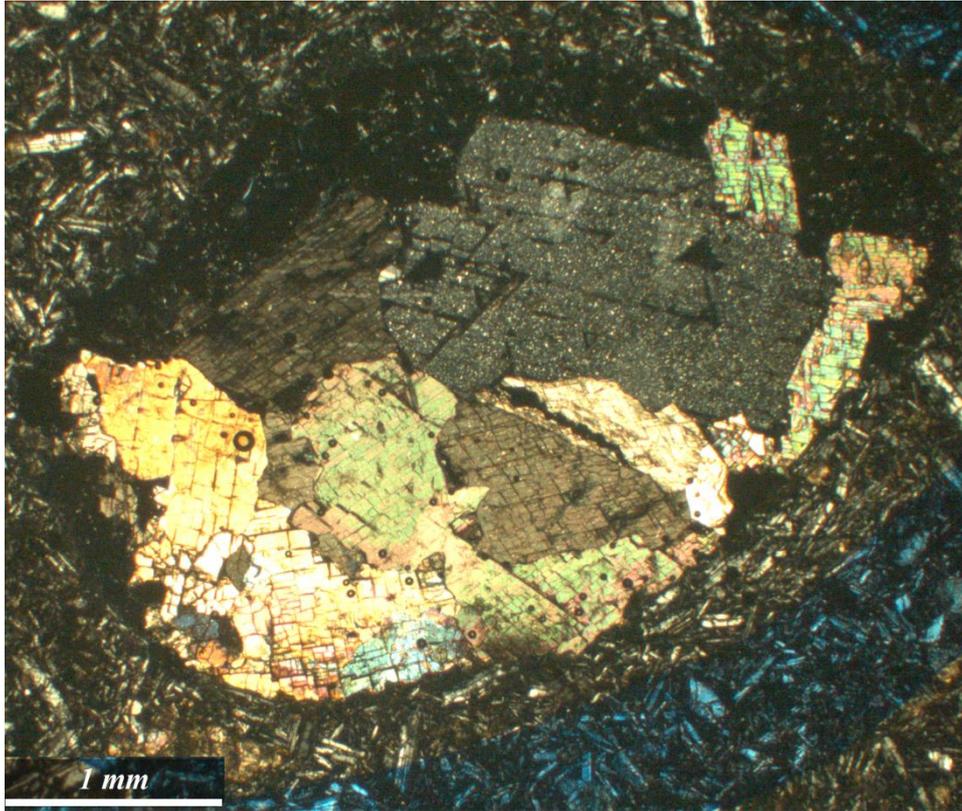


Figure III.32 : Vacuole remplie par de la calcite, lame mince de l'échantillon KH5 en LPA

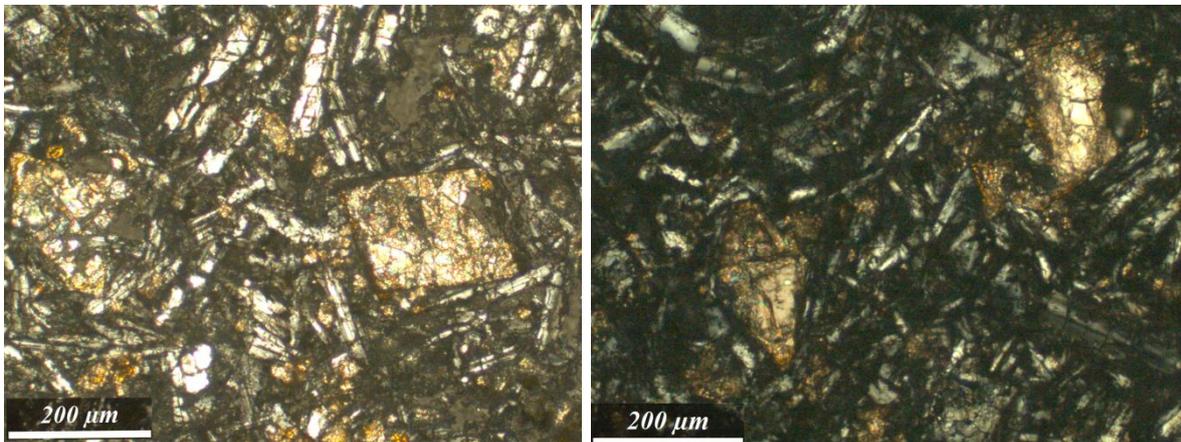


Figure III.33 : Exemples de calcites remplaçant des minéraux ferromagnésiens (olivines probables). Lame mince de l'échantillon KH5 en LPA

III.2.5. Conclusion

Le massif volcanique du Kef Hahouner contient deux types pétrographiques :

- Une roche volcanique de couleur sombre à texture porphyrique composée de phénocristaux d'olivines dans une mésostase composée de sanidine, clinopyroxène, plagioclase, apatite, phlogopite et verre. Les minéraux opaques sont composés de spinelles chromifères et titanifères, souvent en inclusion dans l'olivine. Dans ce dernier cas, il s'agit de chromites. A l'extérieur de l'olivine, on trouve des ilménites. Les minéraux d'altérations sont essentiellement composés de chlorophaeite et de bowlingite. Cette roche se localise dans la partie inférieure des coulées volcaniques du massif.
- Une roche volcanique leucocrate à texture intersertale et structure vacuolaire et amygdalaire. Elle est composée de lattes de plagioclases dans une mésostase composée de feldspaths alcalins, clinopyroxène, apatite et ilménite. De gros cristaux de calcite occupent souvent les vacuoles de la roche ou remplacent un minéral ferromagnésien, probablement de l'olivine. Cette roche se localise dans la partie supérieure des coulées volcaniques du massif.

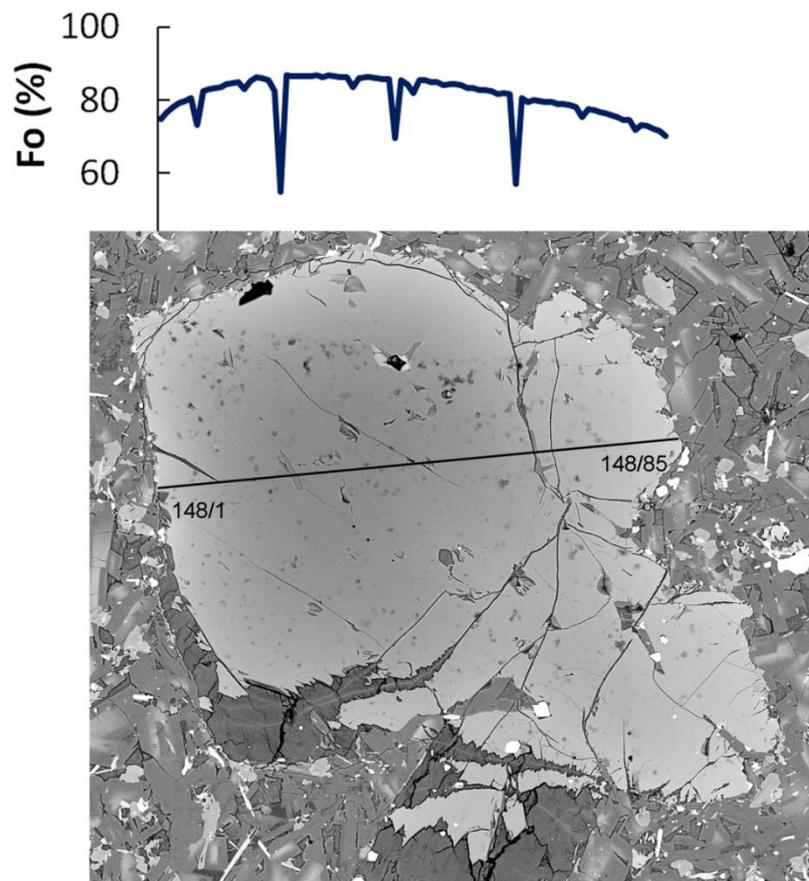
Le tableau III.1 résumé les principales caractéristiques des deux types de roches du massif volcanique du Kef Hahouner.

	Roche du 1 ^{er} Type	Roche du 2 ^{ème} type
Texture	Microlithique porphyrique	Intersertale
Minéraux primaires et mode	Olivine (22%), sanidine (36%), plagioclase (18%), clinopyroxène (5%), phlogopite (5%), apatite (2%), spinelle (2%)	Plagioclase (44%), clinopyroxène (4%), sanidine (17%), apatite (5%), ilménite (5%).
Minéraux secondaires et mode	Chlorophaeite, Bowlingite, Iddingsite (5%)	Calcite (25%)

Tableau III.1 : principales caractéristiques pétrographiques des deux types de roches du massif volcanique du Kef Hahouner

Chapitre IV

Etude minéralogique



IV.1. Introduction

L'étude minéralogique a pour but de déterminer la composition chimique des minéraux des roches étudiées en utilisant la microsonde électronique. Nous avons réalisé ces analyses sur les deux roches représentatives des deux types pétrographiques rencontrées dans le massif volcanique étudié dans notre travail. Il s'agit des échantillons KH1 et KH5. Un complément d'analyse a été effectué sur l'échantillon KH6, qui est semblable à KH1.

L'étude pétrographique, notamment les cartes d'éléments obtenues par MEB équipé de sonde EDS (voir chapitre III), a permis une détermination des principaux minéraux qui composent ces roches. Dans l'étude minéralogique, nous avons analysé par microsonde la composition chimique de chaque phase minérale. Les minéraux qui présentent une certaine zonation ont été analysés par traversée du minéral de bord en bord, en passant par le centre. Dans ce qui suit, nous présenterons ces résultats par échantillon.

Les calculs ont été effectués avec des programmes sur Excel de calcul de formules structurales. Ces feuilles de calcul peuvent être téléchargées gratuitement sur les sites suivants :

http://www.open.ac.uk/earth-research/tindle/AGT/AGT_Home_2010/Microprobe-2.html

<http://www.gabbrosoft.org/spreadsheets.html>

Les détails des calculs sont indiqués sur ces feuilles.

IV.2. Procédure analytique

Les analyses ont été effectuées en utilisant la microsonde électronique de marque Cameca SX-100 de Camparis, Paris, dans les conditions suivantes : le diamètre du faisceau est d'environ 1 micromètre, la tension d'accélération est de 15 kV ; un courant de faisceau de 20 nA. Des silicates naturels et des oxydes synthétiques ont été utilisés comme standards pour l'ensemble des éléments.

Quelques détails techniques sur l'appareillage sont donnés sur la page web suivante :

http://camparis.ecceterra.fr/?page_id=4

Des compléments d'analyse à la microsonde effectués sur les échantillons KH1, KH5 et KH6 ont été effectués avec la microsonde électronique de marque Cameca SX-100 de l'Université de Montpellier. Une description détaillée de cette machine (avec des fiches techniques à télécharger) est donnée sur la page web suivante :

<http://www.gm.univ-montp2.fr/spip.php?article111>

Le tableau IV.1 récapitule l'ensemble des points analysés par échantillon et par appareillage utilisé. Les détails de ces points analysés seront donnés dans les paragraphes suivants.

Points Analysés	Nombre de points totaux analysés	Echantillons	Appareillage utilisé
148/1 à 179	167 points	KH1	Cameca SX-100, Camparis, Paris.
25 à 35	11 points	KH1	Cameca SX-100 - Université de Montpellier
36 à 51	16 points	KH6	Cameca SX-100 - Université de Montpellier
134/1 à 147	31 points	KH5	Cameca SX-100, Camparis, Paris.
17 à 26	10 points	KH5	Cameca SX-100 - Université de Montpellier

Tableau IV.1 : Tableau récapitulatif des points analysés à la microsonde par échantillon et par appareillage utilisé.

IV.3. Etude minéralogique de l'échantillon KH1 (et KH6)

Les analyses ont été effectuées sur la zone de l'échantillon KH1 sur laquelle les cartes d'éléments ont été réalisées, et donc sur laquelle les différentes phases minéralogiques sont connues. Une olivine bien zonée et un minéral d'altération ont été analysés en dehors de cette zone. Le détail des points et des phases minéralogiques qui ont été analysés est donné sur les figures IV.1. à IV.3 et sur le tableau IV.2.

Par ailleurs, des compléments d'analyses à la microsonde ont été réalisés sur une autre lame mince de l'échantillon KH1 et une lame mince de l'échantillon KH6. Le détail des points et des phases minéralogiques qui ont été analysés est donné sur les figures IV.4. à IV.6.

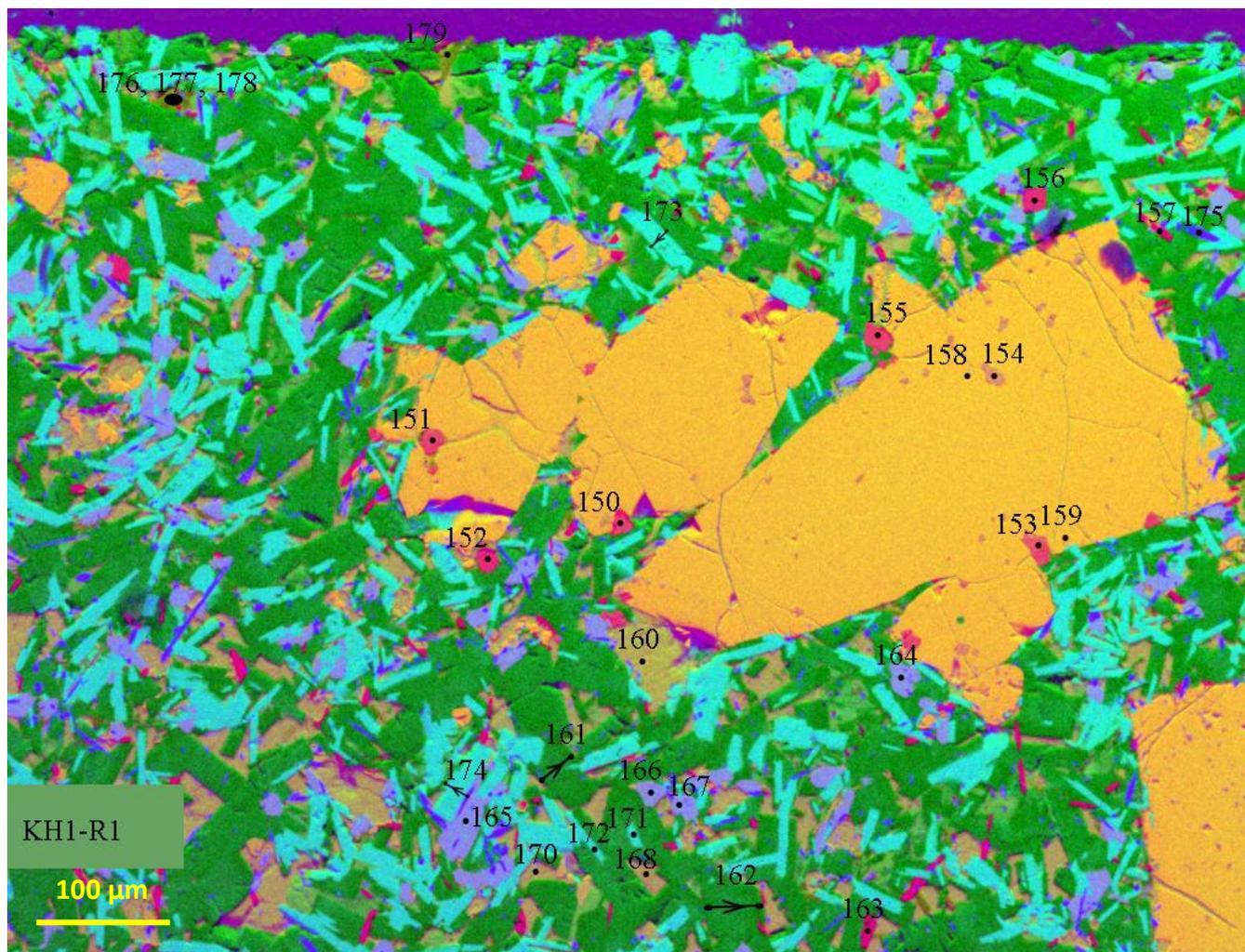


Figure IV.1 : image MEB traitée en ACP 123 de l'échantillon KH1 montrant les différents points qui ont été analysés à la microsonde. Pour la nature des différentes phases minérales, voir le tableau IV.2 ou la figure III.3.

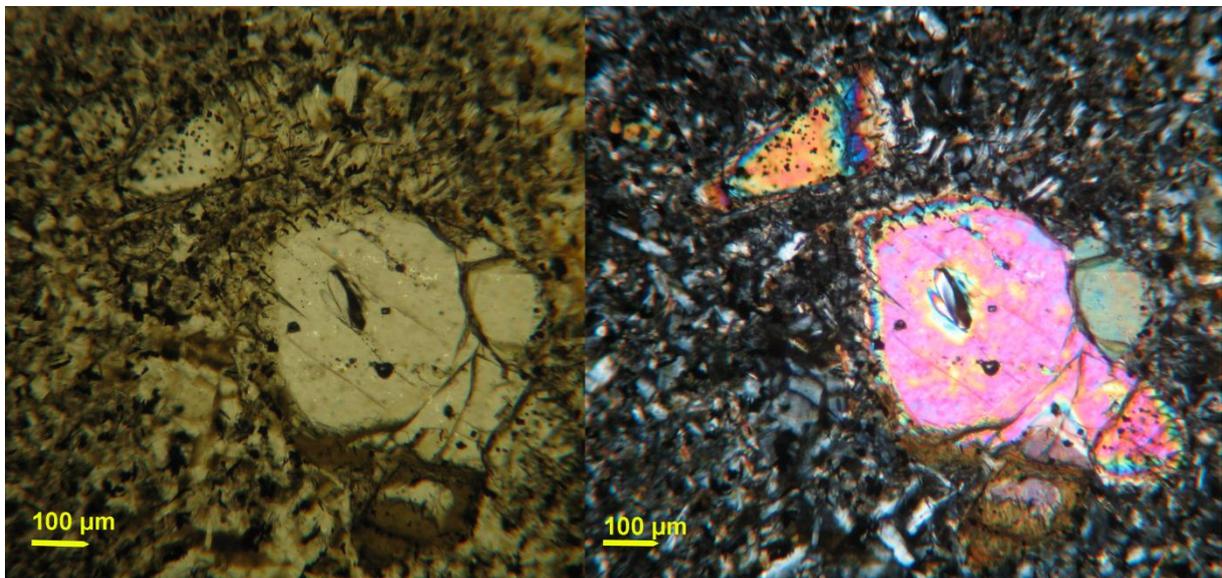
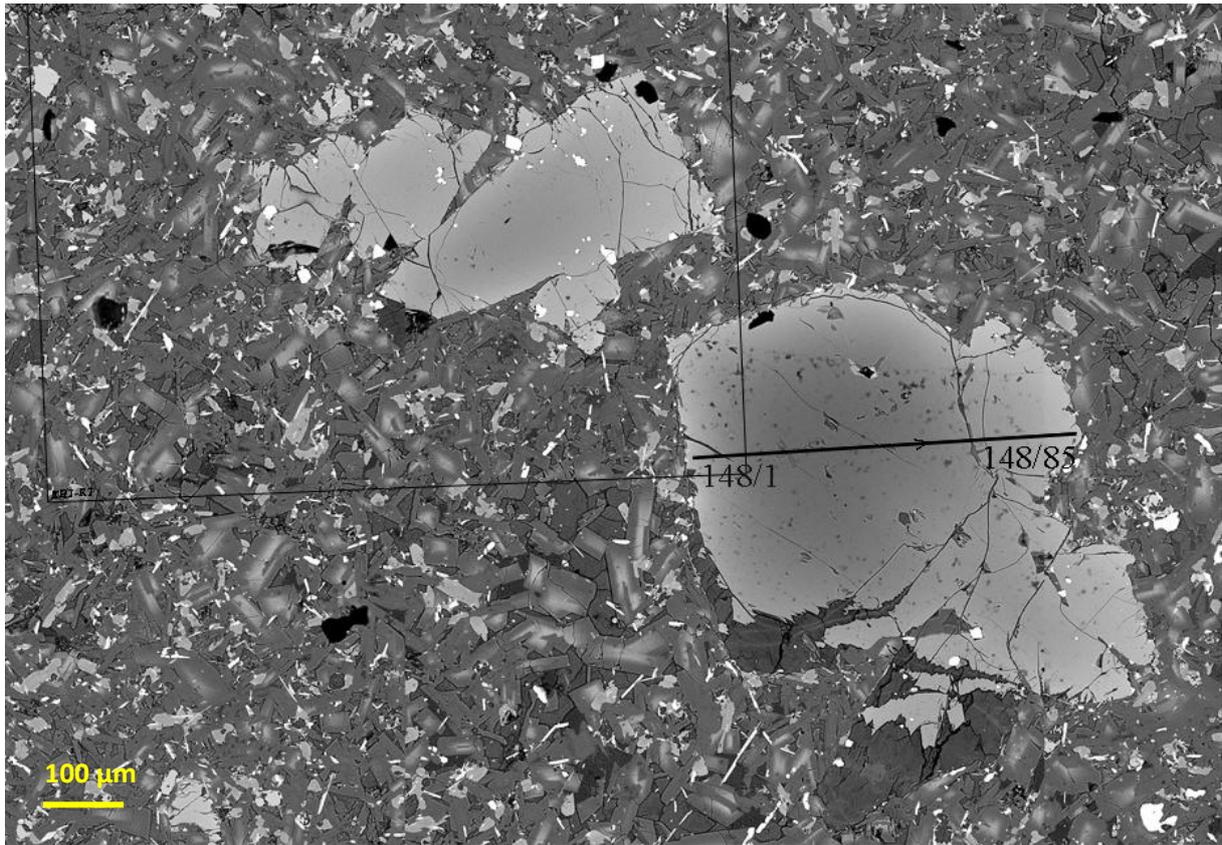


Figure IV.2 : image MEB traitée montrant la traversée de bord en bord d'un cristal d'olivine zoné (en haut). 85 points ont été analysés. La photo du bas montre la même région de la photo du haut observée au microscope pétrographique, en LPNA (à gauche) et en LPA (à droite)

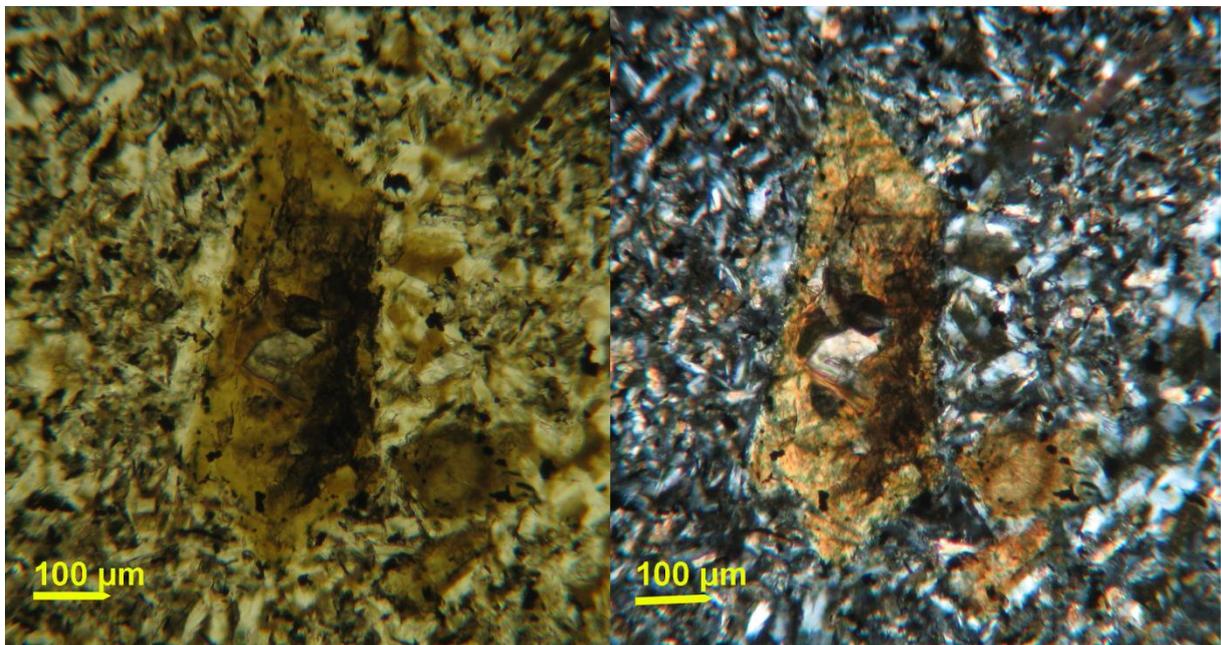
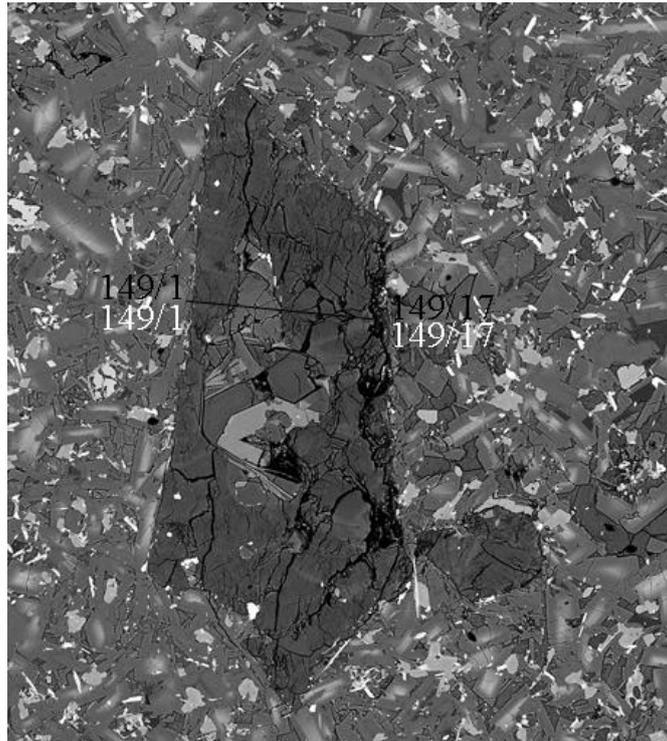


Figure IV.3 : image MEB traitée montrant la traversée de bord en bord d'un minéral d'altération (en haut). 17 points ont été analysés. La photo du bas montre le même minéral observé au microscope pétrographique en LPNA (à gauche) et en LPA (à droite).

Points	Images de repérage	Commentaire
148/1 à 148/85	Figure IV.2.	Traversée olivine zonée bord->cœur->bord au pas de 5 micromètres (85 points).
149/1 à 149/17	Figure IV.3.	Traversée minéral d'altération bord->cœur->bord au pas de 10 micromètres (17 points) en passant par une inclusion de plagioclase.
150, 151, 152, 153 et 155	Figure IV.1.	Spinelle chromifère et titanifère en inclusions dans la bordure des olivines ou proches de celles-ci.
154	Figure IV.1.	Vraie chromite (?) incluse dans l'olivine.
156	Figure IV.1.	Spinelle presque ilménite, hors de l'olivine.
157, 163	Figure IV.1.	Ilménite en baguette hors de l'olivine.
158	Figure IV.1.	Olivine (près spinelle 154).
159	Figure IV.1.	Olivine (bord).
160, 168, 169, 170	Figure IV.1.	Minéral d'altération (?) souvent interstitiel entre les autres cristaux (peut-être verre ?). (169 : hors image).
161/1 à 161/12	Figure IV.1.	Traversée feldspath alcalin bord->cœur baryfère->bord au pas de 2 micromètres (12 points).
162/1 à 162/19	Figure IV.1.	Traversée feldspath alcalin bord->cœur baryfère->bord au pas de 2 micromètres (19 points).
164, 165, 166, 167	Figure IV.1.	Clinopyroxène.
171, 172	Figure IV.1.	Plagioclase anorthitique au cœur des feldspaths baryfères. (fort risque de mélange avec le feldspath baryfère).
173/1 à 173/8	Figure IV.1.	Traversée plagioclase (entre 2 feldspaths alcalins) au pas de 2 micromètres (8 points)(risque de mélange avec le feldspath alcalin).
174/1 à 174/6	Figure IV.1.	Traversée plagioclase au pas de 2 micromètres (6 points) (risque de mélange aux bords).
175	Figure IV.1.	Tentative d'analyse d'une baguette d'apatite (mélange certain).
176, 177, 178, 179	Figure IV.1.	Biotite ou phlogopite ?

Tableau IV.2 : détails sur les points analysés à la microsonde (échantillon KH1)

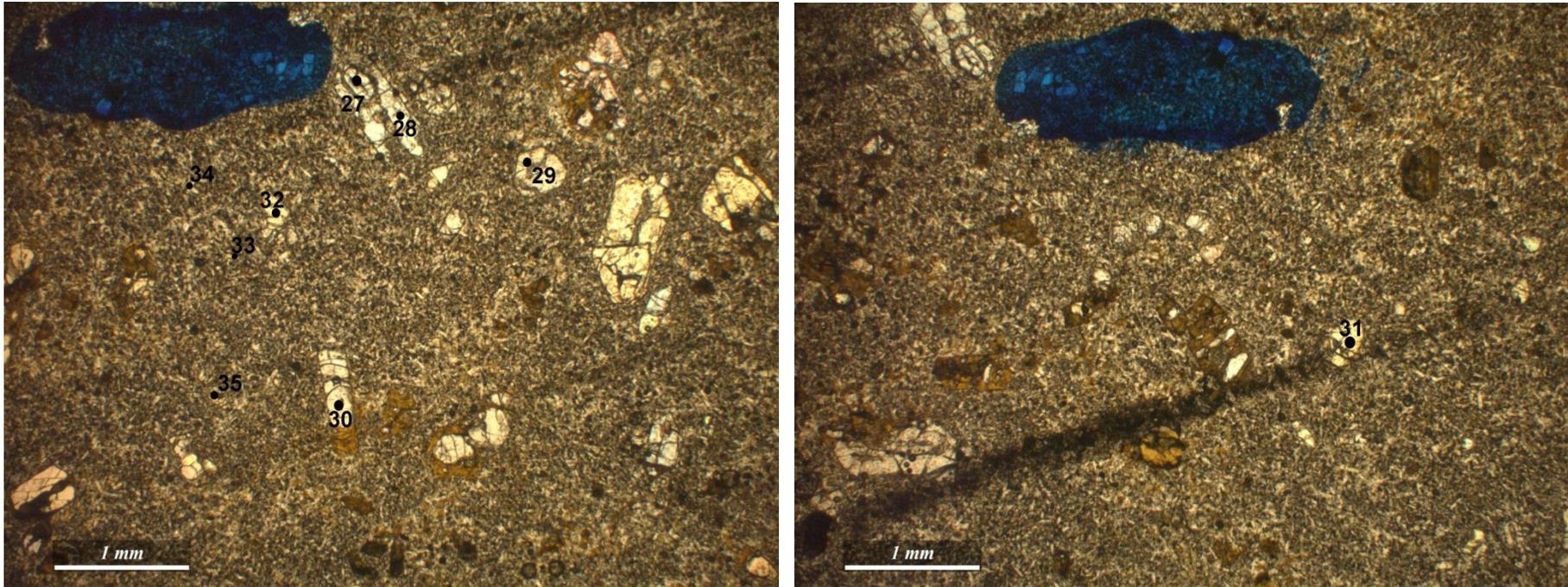


Figure IV.4 : Lame mince de l'échantillon KH1 en LPNA montrant des points analysés à la microsonde.

Points 27 à 32 : Phénocristaux d'olivines.

Points 33 à 35 : Feldspaths dans la mésostase.

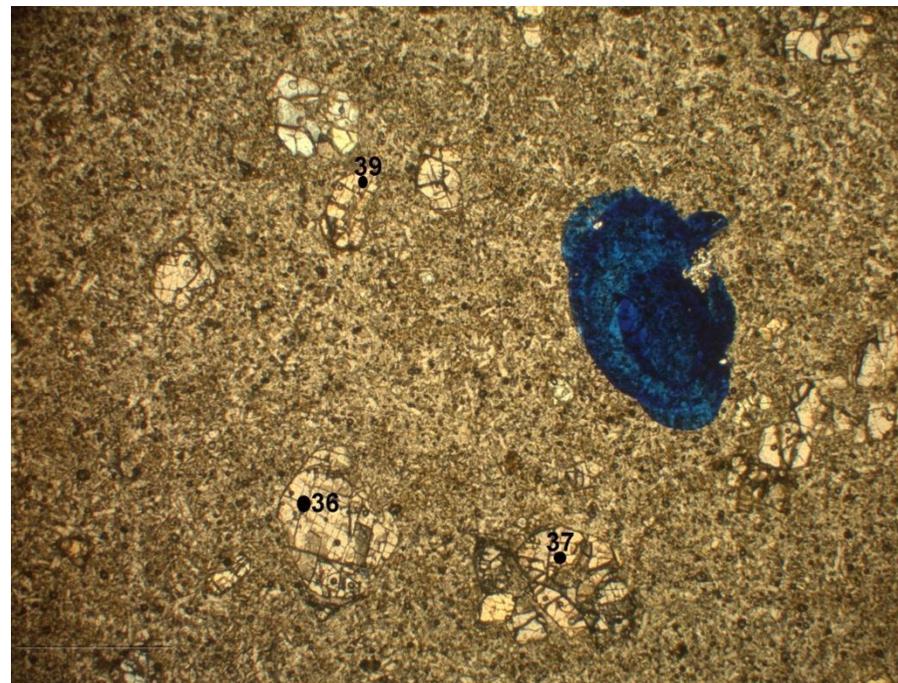
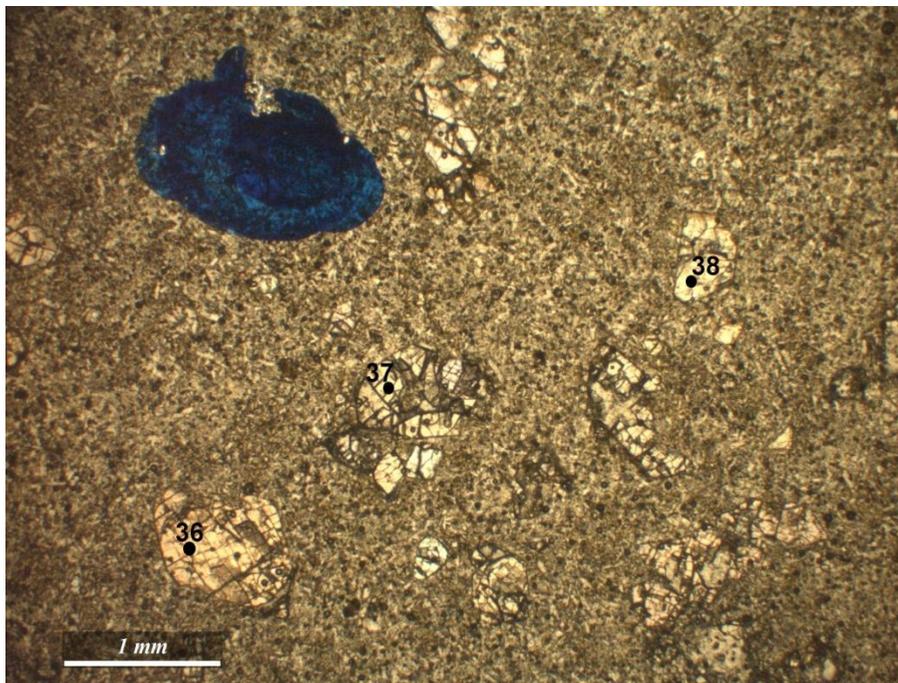


Figure IV.5 : Lame mince de l'échantillon KH6 en LPNA montrant des points analysés à la microsonde.

Points 36 à 39 : Phénocristaux d'olivines.

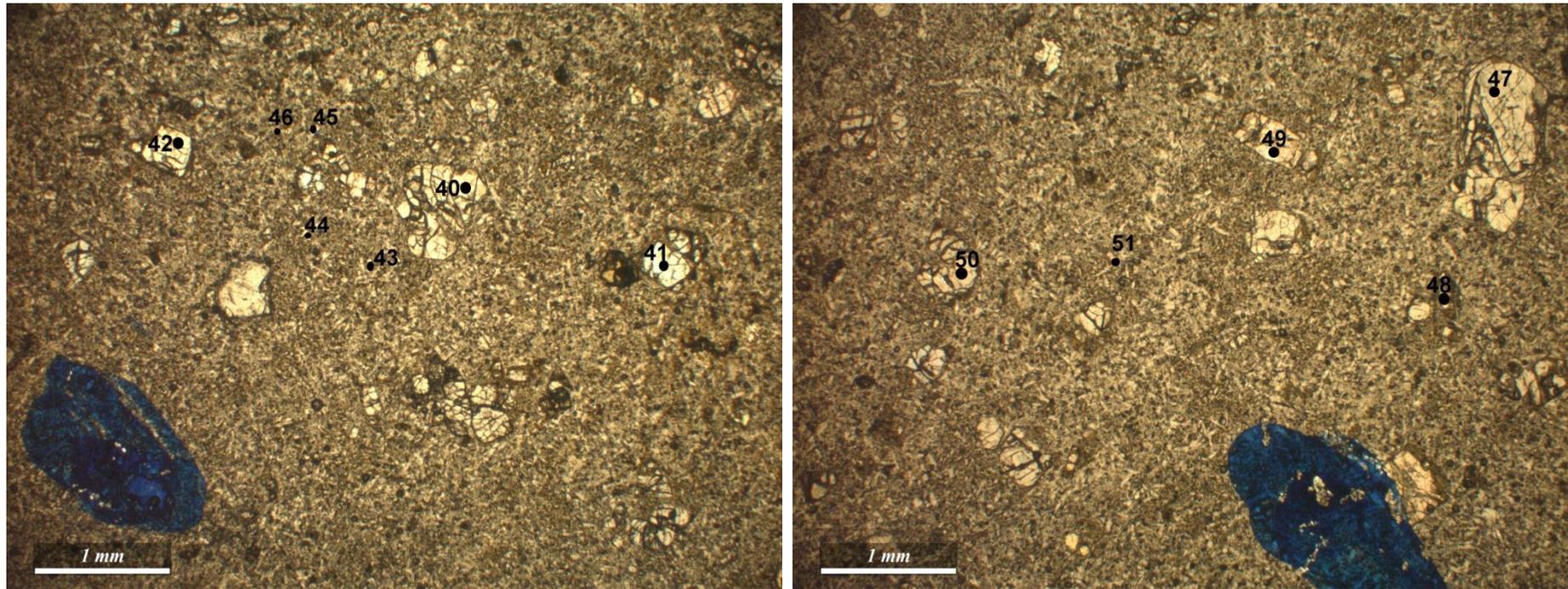


Figure IV.6: Lame mince de l'échantillon KH6 en LPNA montrant des points analysés à la microsonde.

Points 40 à 42 et 47 à 50 : Phénocristaux d'olivines.

Points 43 à 45 et 51 : feldspaths dans la mésostase.

Point 46 : minéral opaque dans la mésostase (ilménite).

IV.3.1. L'Olivine

Les résultats des analyses à la microsonde des olivines des échantillons KH1 et KH6 sont données dans le tableau IV.3. Les olivines analysées sont fortement magnésiennes : le pourcentage en forstérite (MgSiO_4) varie entre 72 et 87 % (Fo_{72} à Fo_{87}) (fig. IV. 7). Les valeurs les plus basses du pourcentage en forstérite (autour de 72 %) correspondent en général à la composition des bords des phénocristaux, tandis que ce pourcentage augmente lorsque l'on se rapproche du cœur des cristaux. Ceci est bien illustré par la variation du pourcentage en forstérite lors de la traversée d'un gros phénocristal d'olivine (fig. IV.8). Le pourcentage en forstérite est de l'ordre de 72-74 % sur les bords du cristal, et atteint 87 % au cœur. Sur la figure IV.8, la baisse brutale du pourcentage en forstérite, correspond à des analyses effectuées sur des fractures ou des inclusions dans le cristal d'olivine comme cela est bien visible sur l'image MEB de ce phénocristal. On n'a donc pas tenu compte de ces analyses dans la figure IV.7. Par ailleurs, l'image MEB traitée de la lame mince de l'échantillon KH1 montre que les phénocristaux d'olivines sont systématiquement zonés, ce qui correspond à une augmentation du pourcentage de magnésium du bord vers le centre. Enfin, les olivines analysées sont pauvres en MnO et en CaO (le pourcentage de la larnite est insignifiant, fig. IV.7).

IV.3.2. Le clinopyroxène

Les résultats des analyses à la microsonde des clinopyroxènes de l'échantillon KH1 sont donnés dans le tableau IV.4. Les clinopyroxènes analysés sont riches en calcium et en magnésium : trois cristaux sont des augites calciques et magnésiennes (avec une composition en Enstatite autour de 46 %) et un cristal (165/1) a une composition de diopside avec un pourcentage en Wollastonite de 45,9 %. Ceci est bien visible sur le diagramme ternaire de Morimoto (1988) (fig. IV.9). Le Mg number $[(\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^2)\cdot 100]$ de ces clinopyroxènes varie de 77 à 85. Enfin, les clinopyroxènes analysés sont relativement riches en aluminium (le pourcentage en Al_2O_3 varie entre 2 et 3,81 %) et pauvres en sodium (le pourcentage en Na_2O est autour de 0,20 %).

Points Oxydes	148/1	148/2	148/3	148/4	148/5	148/6	148/7	148/8	148/9	148/10
SiO ₂	38,15	38,62	38,70	38,88	38,99	38,47	39,87	40,14	39,46	39,80
TiO ₂	0,04	0,03	-0,01	0,00	0,05	-0,08	0,05	-0,07	-0,02	0,04
Al ₂ O ₃	0,01	0,02	0,00	0,04	0,04	0,04	0,30	0,04	0,00	0,02
FeO	22,60	21,33	20,11	18,81	18,59	17,49	15,52	16,26	15,90	15,38
MnO	0,36	0,33	0,34	0,35	0,32	0,24	0,11	0,28	0,21	0,23
MgO	38,39	40,03	40,67	41,07	42,16	42,05	25,36	43,52	44,50	43,90
CaO	0,20	0,20	0,17	0,35	0,24	0,40	0,87	0,18	0,16	0,16
Na ₂ O	0,01	0,03	-0,03	0,01	-0,01	0,01	0,07	0,01	0,01	-0,02
K ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,18	0,00	0,01	0,00
Total	99,77	100,62	99,95	99,50	100,39	98,63	82,32	100,37	100,23	99,51
Formule structurale sur la base de 4 oxygènes										
Si	1,00	0,99	1,00	1,00	0,99	0,99	1,29	1,01	0,99	1,01
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,49	0,46	0,43	0,40	0,40	0,38	0,42	0,34	0,33	0,33
Mg	1,49	1,53	1,56	1,58	1,60	1,61	1,23	1,63	1,67	1,66
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	74,68	76,49	77,81	78,87	79,63	80,43	72,97	82,22	82,94	83,19
Larnite	0,27	0,28	0,24	0,49	0,33	0,55	1,80	0,24	0,22	0,22
Forstérite (Fo)	74,97	76,77	78,09	79,17	79,91	80,64	73,11	82,47	83,12	83,40
Fayalite (Fa)	24,75	22,95	21,67	20,34	19,76	18,82	25,09	17,29	16,66	16,39

Points Oxydes	148/11	148/12	148/13	148/14	148/15	148/16	148/17	148/18	148/19	148/20
SiO ₂	39,59	39,93	40,07	39,48	38,40	40,05	40,07	39,63	40,21	41,50
TiO ₂	0,01	-0,02	0,00	0,00	-0,01	-0,04	0,00	-0,04	0,00	0,11
Al ₂ O ₃	0,00	0,01	0,01	0,02	0,09	0,03	0,00	0,03	0,04	2,48
FeO	14,85	14,46	14,38	14,01	12,65	13,86	12,73	12,84	12,74	10,52
MnO	0,15	0,20	0,23	0,23	0,18	0,17	0,16	0,18	0,20	0,12
MgO	44,37	45,14	45,35	45,53	42,94	46,04	45,89	45,28	43,34	38,00
CaO	0,50	0,20	0,18	0,36	2,29	0,22	0,18	0,26	0,30	3,07
Na ₂ O	0,05	-0,04	-0,01	-0,05	0,07	-0,04	0,03	0,01	0,03	0,52
K ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,91
Total	99,53	99,90	100,21	99,59	96,63	100,29	99,04	98,21	96,88	97,23
Formule structurale sur la base de 4 oxygènes										
Si	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	1,00	1,01	1,00	1,04	1,08
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,31	0,30	0,30	0,29	0,27	0,29	0,27	0,27	0,28	0,23
Mg	1,67	1,69	1,69	1,70	1,66	1,71	1,72	1,71	1,67	1,47
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,00	0,01	0,06	0,01	0,00	0,01	0,01	0,09
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	83,49	84,36	84,49	84,66	82,92	85,15	86,18	85,80	85,28	82,29
Larnite	0,68	0,27	0,24	0,48	3,19	0,29	0,24	0,35	0,43	4,79
Forstérite (Fo)	83,62	84,54	84,70	84,87	83,08	85,30	86,32	85,97	85,48	82,41
Fayalite (Fa)	15,70	15,19	15,07	14,65	13,73	14,40	13,44	13,67	14,09	12,80

Tableau IV.3 : Résultats d'analyse des olivines à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillons KH1 et KH6.

Points Oxydes	148/21	148/22	148/23	148/24	148/25	148/26	148/27	148/28	148/29	148/30
SiO ₂	65,19	39,90	39,83	40,07	39,61	39,86	39,65	39,92	39,79	40,07
TiO ₂	0,54	0,01	0,04	0,04	0,03	0,03	-0,01	-0,05	-0,08	0,06
Al ₂ O ₃	18,20	0,01	0,01	0,01	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02
FeO	1,01	12,43	12,74	12,48	12,75	12,60	12,63	12,63	11,89	12,62
MnO	-0,05	0,20	0,16	0,19	0,20	0,21	0,18	0,20	0,22	0,18
MgO	2,21	47,06	46,93	46,68	47,54	47,07	48,27	46,16	46,04	46,45
CaO	1,75	0,19	0,20	0,19	0,24	0,25	0,31	0,21	0,33	0,16
Na ₂ O	2,97	0,01	0,00	0,03	-0,02	0,02	0,01	-0,01	0,00	0,01
K ₂ O	7,17	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Total	98,99	99,83	99,92	99,68	100,41	100,07	101,08	99,13	98,21	99,56
Formule structurale sur la base de 4 oxygènes										
Si	1,81	0,99	0,99	1,00	0,98	0,99	0,97	1,00	1,00	1,00
Al	0,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,02	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,25	0,26
Mg	0,09	1,74	1,74	1,73	1,75	1,74	1,76	1,72	1,73	1,73
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Na	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	55,22	86,69	86,41	86,56	86,47	86,46	86,69	86,25	86,76	86,42
Larnite	31,12	0,25	0,27	0,26	0,31	0,33	0,40	0,29	0,45	0,22
Forstérite (Fo)	54,86	86,88	86,55	86,74	86,65	86,65	86,86	86,44	86,96	86,59
Fayalite (Fa)	14,02	12,87	13,18	13,00	13,04	13,02	12,75	13,27	12,59	13,19

Points Oxydes	148/31	148/32	148/33	148/34	148/35	148/36	148/37	148/38	148/39	148/40
SiO ₂	40,29	40,29	35,39	40,35	39,87	40,27	40,05	40,14	39,22	17,01
TiO ₂	0,00	-0,01	0,02	0,05	0,04	0,07	-0,04	0,10	0,04	0,07
Al ₂ O ₃	0,01	0,04	0,17	0,04	0,02	0,00	0,00	0,07	0,06	0,08
FeO	13,01	12,70	11,40	13,14	12,76	12,92	12,98	13,32	13,10	10,12
MnO	0,23	0,18	0,06	0,18	0,13	0,20	0,17	0,16	0,19	0,15
MgO	46,83	46,47	43,40	46,89	46,76	46,26	46,41	46,14	45,30	32,17
CaO	0,19	0,23	2,88	0,17	0,26	0,19	0,19	0,22	0,26	11,54
Na ₂ O	-0,03	0,01	0,13	0,00	0,02	0,02	-0,02	0,04	0,00	0,42
K ₂ O	-0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,11
Total	100,52	99,90	93,48	100,83	99,86	99,93	99,75	100,17	98,15	71,66
Formule structurale sur la base de 4 oxygènes										
Si	1,00	1,00	0,94	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	0,59
Al	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,27	0,26	0,25	0,27	0,27	0,27	0,27	0,28	0,28	0,29
Mg	1,73	1,72	1,71	1,72	1,73	1,72	1,72	1,71	1,71	1,65
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,08	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,43
Na	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	86,09	86,27	83,62	86,05	86,30	86,05	86,06	85,67	85,56	69,60
Larnite	0,25	0,31	3,99	0,23	0,34	0,25	0,26	0,29	0,35	17,97
Forstérite (Fo)	86,30	86,44	83,68	86,21	86,42	86,24	86,21	85,81	85,74	69,73
Fayalite (Fa)	13,45	13,25	12,33	13,56	13,23	13,51	13,53	13,90	13,91	12,31

Tableau IV.3 : Résultats d'analyse des olivines à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillons KH1 et KH6 (suite).

Points Oxydes										
	148/41	148/42	148/43	148/44	148/45	148/46	148/47	148/48	148/49	148/50
SiO ₂	40,31	37,86	41,49	39,94	39,57	40,00	40,02	39,66	39,30	39,69
TiO ₂	-0,04	0,10	0,03	0,04	0,00	-0,01	0,06	0,06	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	0,02	0,05	0,05	0,03	0,05	0,03	0,00	0,03	0,02	0,02
FeO	13,48	13,32	13,04	13,55	13,64	14,06	14,39	14,70	14,57	14,60
MnO	0,13	0,22	0,21	0,19	0,19	0,16	0,20	0,25	0,26	0,20
MgO	45,59	42,31	37,66	45,35	45,71	45,12	45,76	44,80	45,08	45,10
CaO	0,22	0,36	1,34	0,18	0,17	0,17	0,14	0,21	0,24	0,17
Na ₂ O	-0,01	0,01	0,05	-0,03	0,00	0,01	0,00	0,05	0,05	0,01
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-0,02	0,01	0,00	0,01
Total	99,70	94,24	93,88	99,25	99,33	99,53	100,54	99,77	99,54	99,83
Formule structurale sur la base de 4 oxygènes										
Si	1,01	1,01	1,13	1,00	0,99	1,01	1,00	1,00	0,99	1,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,28	0,30	0,30	0,29	0,29	0,30	0,30	0,31	0,31	0,31
Mg	1,70	1,68	1,53	1,70	1,71	1,69	1,70	1,68	1,69	1,69
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Ca	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	85,40	84,34	81,77	85,26	85,29	84,78	84,67	83,99	84,14	84,25
Larnite	0,29	0,51	2,09	0,24	0,23	0,23	0,18	0,29	0,33	0,23
Forstérite (Fo)	85,52	84,55	81,98	85,43	85,46	84,93	84,85	84,21	84,37	84,43
Fayalite (Fa)	14,19	14,94	15,93	14,32	14,31	14,84	14,97	15,50	15,30	15,34

Points Oxydes										
	148/51	148/52	148/53	148/54	148/55	148/56	148/57	148/58	148/59	148/60
SiO ₂	39,93	39,70	39,21	39,25	39,20	39,51	39,39	38,94	39,49	57,63
TiO ₂	0,00	-0,02	0,05	0,04	0,01	0,01	0,06	-0,02	0,02	0,34
Al ₂ O ₃	0,02	0,02	0,02	0,03	-0,01	0,03	0,01	0,02	0,03	15,55
FeO	14,79	15,51	15,56	16,05	16,06	15,99	16,90	16,95	17,15	5,48
MnO	0,26	0,11	0,22	0,27	0,23	0,30	0,23	0,26	0,29	0,05
MgO	44,52	44,03	44,28	43,80	43,93	43,31	43,23	43,68	43,18	6,02
CaO	0,14	0,23	0,18	0,17	0,17	0,19	0,21	0,16	0,13	2,03
Na ₂ O	0,04	-0,01	0,01	-0,02	0,00	0,00	-0,01	-0,02	0,00	1,88
K ₂ O	0,01	-0,01	0,01	0,00	-0,01	0,00	0,01	-0,01	0,00	7,32
Total	99,71	99,57	99,54	99,59	99,57	99,35	100,03	99,95	100,28	96,30
Formule structurale sur la base de 4 oxygènes										
Si	1,01	1,00	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	0,99	1,00	1,65
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,52
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ²⁺	0,31	0,33	0,33	0,34	0,34	0,34	0,36	0,36	0,36	0,13
Mg	1,67	1,66	1,67	1,65	1,66	1,64	1,63	1,65	1,63	0,26
Mn	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,06
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	83,89	83,14	83,13	82,52	82,59	82,35	81,57	81,72	81,38	56,91
Larnite	0,20	0,32	0,25	0,24	0,23	0,27	0,29	0,22	0,17	13,84
Forstérite (Fo)	84,13	83,23	83,33	82,75	82,80	82,62	81,78	81,94	81,64	57,06
Fayalite (Fa)	15,67	16,45	16,42	17,01	16,98	17,11	17,93	17,84	18,19	29,10

Tableau IV.3 : Résultats d'analyse des olivines à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillons KH1 et KH6 (suite).

Points Oxydes	148/61	148/62	148/63	148/64	148/65	148/66	148/67	148/68	148/69	148/70
SiO ₂	39,27	37,92	40,97	38,89	39,16	39,30	38,69	39,27	38,78	38,95
TiO ₂	0,02	0,00	0,02	-0,01	-0,01	0,01	0,08	0,04	-0,02	0,04
Al ₂ O ₃	0,02	0,03	0,23	0,04	0,00	0,02	0,02	-0,01	0,02	0,03
FeO	17,88	17,85	18,21	18,67	18,67	18,89	19,18	19,44	19,75	20,35
MnO	0,28	0,28	0,27	0,35	0,29	0,23	0,30	0,29	0,29	0,37
MgO	42,26	41,53	42,50	41,67	41,61	41,60	41,29	41,39	41,20	41,15
CaO	0,16	1,03	0,54	0,21	0,23	0,19	0,20	0,21	0,15	0,19
Na ₂ O	-0,03	0,02	-0,02	0,06	0,00	0,00	-0,02	0,01	-0,01	0,02
K ₂ O	0,02	0,01	0,04	-0,02	0,00	-0,02	0,02	0,02	-0,02	0,00
Total	99,87	98,67	102,78	99,86	99,94	100,22	99,75	100,66	100,14	101,09
Formule structurale sur la base de 4 oxygènes										
Si	1,00	0,98	1,02	0,99	1,00	1,00	0,99	1,00	0,99	0,99
Al	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,38	0,39	0,38	0,40	0,40	0,40	0,41	0,41	0,42	0,43
Mg	1,61	1,60	1,58	1,59	1,59	1,58	1,58	1,57	1,57	1,56
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	80,40	79,18	79,79	79,38	79,39	79,29	78,85	78,67	78,40	77,77
Larnite	0,22	1,41	0,73	0,29	0,31	0,26	0,28	0,29	0,20	0,26
Forstérite (Fo)	80,64	79,43	80,03	79,68	79,64	79,48	79,11	78,92	78,65	78,08
Fayalite (Fa)	19,14	19,16	19,24	20,03	20,05	20,25	20,61	20,79	21,15	21,66

Points Oxydes	148/71	148/72	148/73	148/74	148/75	148/76	148/757	148/78	148/79	148/80
SiO ₂	36,46	39,03	38,70	38,59	38,51	38,58	38,22	38,44	38,14	36,31
TiO ₂	0,02	-0,06	-0,01	0,06	0,02	-0,02	-0,02	-0,01	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	0,04	0,03	0,00	0,03	0,00	0,04	0,03	0,04	0,01	0,03
FeO	18,53	20,56	20,68	21,17	21,50	21,56	22,14	23,22	23,16	22,76
MnO	0,30	0,43	0,38	0,44	0,40	0,36	0,44	0,41	0,39	0,38
MgO	38,47	40,14	39,82	39,68	39,82	38,56	38,76	38,50	38,31	36,81
CaO	3,07	0,18	0,16	0,21	0,20	0,19	0,20	0,21	0,20	2,32
Na ₂ O	0,06	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,08
K ₂ O	0,01	-0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	-0,01	0,01	0,02	0,02
Total	96,95	100,33	99,75	100,20	100,46	99,30	99,76	100,83	100,26	98,71
Formule structurale sur la base de 4 oxygènes										
Si	0,97	1,00	1,00	1,00	0,99	1,01	1,00	0,99	0,99	0,96
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,41	0,44	0,45	0,46	0,46	0,47	0,48	0,50	0,50	0,50
Mg	1,52	1,54	1,54	1,53	1,53	1,50	1,51	1,49	1,49	1,45
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,09	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,07
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	75,08	77,12	76,94	76,36	76,21	75,61	75,16	74,16	74,15	71,54
Larnite	4,31	0,25	0,23	0,30	0,27	0,27	0,28	0,29	0,28	3,25
Forstérite (Fo)	75,33	77,48	77,26	76,73	76,55	75,92	75,52	74,50	74,47	71,84
Fayalite (Fa)	20,35	22,27	22,51	22,97	23,18	23,81	24,20	25,21	25,25	24,91

Tableau IV.3 : Résultats d'analyse des olivines à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillons KH1 et KH6 (suite).

Points Oxydes	148/81	148/82	148/83	148/84	148/85
SiO ₂	37,82	38,20	37,86	37,61	37,16
TiO ₂	0,06	0,09	-0,02	0,08	0,04
Al ₂ O ₃	0,03	0,01	0,00	0,02	0,06
FeO	23,95	24,42	24,78	25,50	26,20
MnO	0,43	0,44	0,46	0,38	0,44
MgO	37,57	37,16	36,43	36,32	35,05
CaO	0,40	0,19	0,17	0,17	0,14
Na ₂ O	0,03	-0,02	0,01	0,00	0,00
K ₂ O	0,02	0,00	0,03	0,03	0,03
Total	100,31	100,48	99,71	100,12	99,12
Si	0,99	1,00	1,00	0,99	1,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,52	0,53	0,55	0,56	0,59
Mg	1,46	1,45	1,44	1,43	1,40
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	72,90	72,52	71,84	71,27	69,97
Larnite	0,56	0,26	0,24	0,24	0,20
Forstérite (Fo)	73,24	72,87	72,21	71,57	70,32
Fayalite (Fa)	26,20	26,86	27,56	28,19	29,48

Points Oxydes	158/1	159/1	27	28	29	30	31	32	36	37
SiO ₂	38,63	39,09	39,26	38,75	39,80	38,56	38,78	40,18	39,58	40,24
TiO ₂	0,06	0,04	0,00	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
FeO	22,74	17,32	16,62	19,10	14,34	19,36	18,93	12,78	15,27	11,63
MnO	0,39	0,27	0,25	0,33	0,20	0,29	0,30	0,17	0,22	0,17
MgO	38,70	41,93	42,51	40,22	44,26	40,18	40,63	45,60	43,72	46,77
CaO	0,21	0,18	0,16	0,21	0,18	0,16	0,19	0,08	0,17	0,13
Na ₂ O	-0,02	0,00	0,01	0,03	-0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,01	0,00	0,00
Total	100,75	98,87	98,83	98,70	98,82	98,58	98,88	98,81	99,00	98,96
Formule structurale sur la base de 4 oxygènes										
Si	1,00	1,01	1,01	1,01	1,01	1,00	1,01	1,01	1,01	1,01
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,49	0,37	0,36	0,42	0,30	0,42	0,41	0,27	0,32	0,24
Mg	1,49	1,61	1,63	1,56	1,67	1,56	1,57	1,71	1,66	1,74
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	74,66	80,74	81,61	78,44	84,23	78,29	78,80	86,16	83,23	87,44
Larnite	0,29	0,26	0,22	0,29	0,25	0,23	0,26	0,11	0,23	0,17
Forstérite (Fo)	74,99	80,97	81,83	78,73	84,41	78,55	79,07	86,32	83,42	87,61
Fayalite (Fa)	24,72	18,77	17,95	20,98	15,34	21,23	20,67	13,57	16,35	12,22

Tableau IV.3 : Résultats d'analyse des olivines à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillons KH1 et KH6 (suite).

Oxydes \ Points	38	39	40	41	42	47	48	49	50
SiO ₂	38,59	38,65	39,55	38,78	40,58	38,59	38,84	38,61	38,59
TiO ₂	-0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,03	0,04	0,02	-0,01
Al ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
FeO	20,35	19,37	14,80	18,89	11,43	20,45	17,55	18,78	20,35
MnO	0,36	0,30	0,25	0,32	0,14	0,35	0,28	0,27	0,36
MgO	39,68	40,29	43,82	40,74	46,75	39,35	42,00	41,10	39,68
CaO	0,17	0,18	0,15	0,17	0,19	0,18	0,16	0,17	0,17
Na ₂ O	0,03	-0,02	0,03	-0,01	0,02	0,00	-0,01	0,02	0,03
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Total	99,20	98,79	98,60	98,93	99,13	98,98	98,88	99,01	99,20
Si	1,00	1,01	1,01	1,00	1,01	1,01	1,00	1,00	1,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,44	0,42	0,32	0,41	0,24	0,45	0,38	0,41	0,44
Mg	1,54	1,56	1,67	1,57	1,74	1,53	1,61	1,58	1,54
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	77,16	78,31	83,67	78,89	87,59	76,93	80,59	79,16	77,16
Larnite	0,24	0,25	0,21	0,24	0,25	0,26	0,22	0,24	0,24
Forstérite (Fo)	77,47	78,57	83,90	79,17	87,72	77,23	80,83	79,40	77,47
Fayalite (Fa)	22,29	21,18	15,90	20,59	12,03	22,51	18,95	20,36	22,29

Tableau IV.3 : Résultats d'analyse des olivines à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillons KH1 et KH6 (suite).

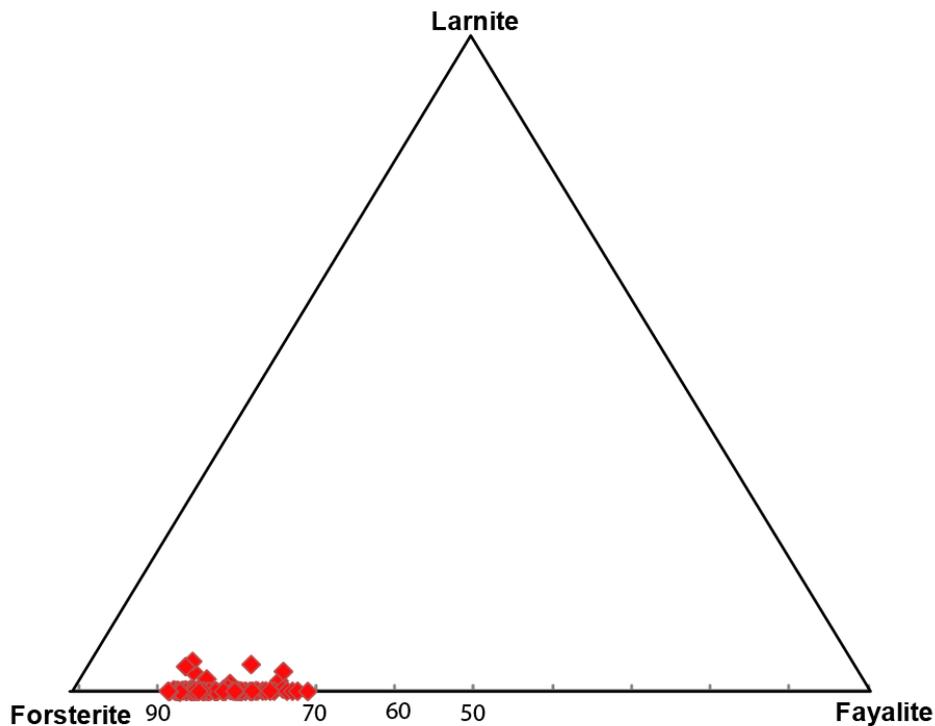


Figure IV.7 : composition des olivines des échantillons KH1 et KH6 dans le diagramme forstérite – fayalite – larnite.

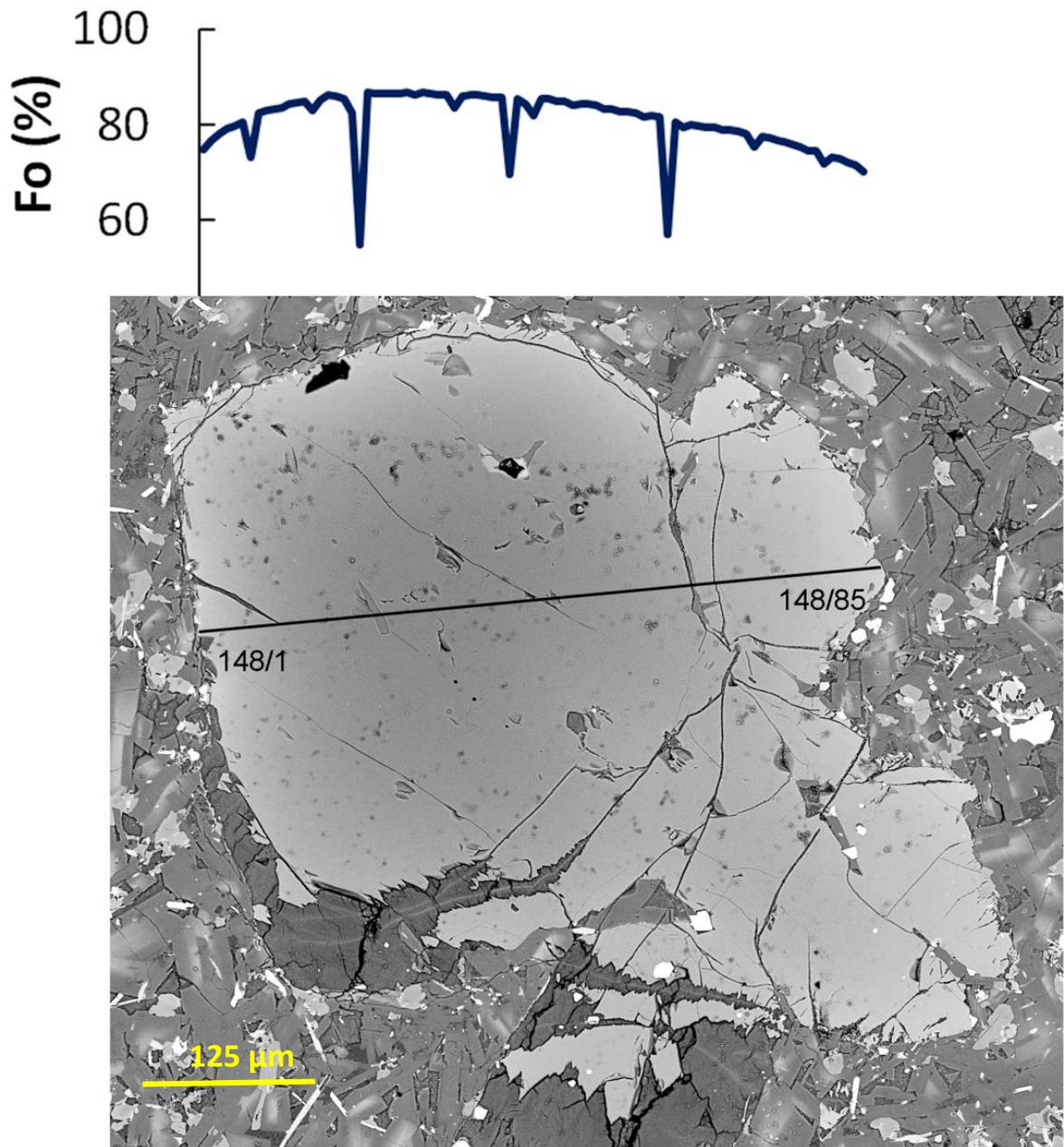


Figure IV.8 : variation de la composition d'une olivine zonée (exprimée en pourcentage de forstérite) au cours d'une traversée du cristal de bord en bord.

Echantillons	KH1				
	Points	164/1	165/1	166/1	167/1
Oxydes					
SiO ₂	50,87	48,89	51,85	49,66	
TiO ₂	1,28	1,53	1,28	2,06	
Al ₂ O ₃	3,24	3,81	2,00	3,33	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	
FeO	6,20	6,29	7,67	7,61	
MnO	0,12	0,23	0,23	0,22	
MgO	15,47	15,14	16,18	15,07	
CaO	20,33	20,93	19,37	19,72	
Na ₂ O	0,26	0,23	0,21	0,22	
K ₂ O	0,06	0,03	0,10	0,07	
Total	97,84	97,09	98,88	97,95	
Si	1,913	1,854	1,935	1,878	
Ti	0,036	0,044	0,036	0,059	
Al	0,144	0,170	0,088	0,148	
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	
Fe ³⁺	-0,021	0,052	-0,010	-0,001	
Fe ²⁺	0,216	0,147	0,249	0,242	
Mn	0,004	0,007	0,007	0,007	
Mg	0,867	0,856	0,900	0,849	
Ca	0,819	0,851	0,775	0,799	
Na	0,019	0,017	0,015	0,016	
K	0,003	0,001	0,005	0,003	
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	
WO	43,1	45,9	40,3	42,3	
EN	45,6	46,2	46,8	44,9	
FS	11,3	7,9	13	12,8	
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	80,1	85,3	78,3	77,8	

Tableau IV.4 : Résultats d'analyse des clinopyroxènes à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillon KH1.

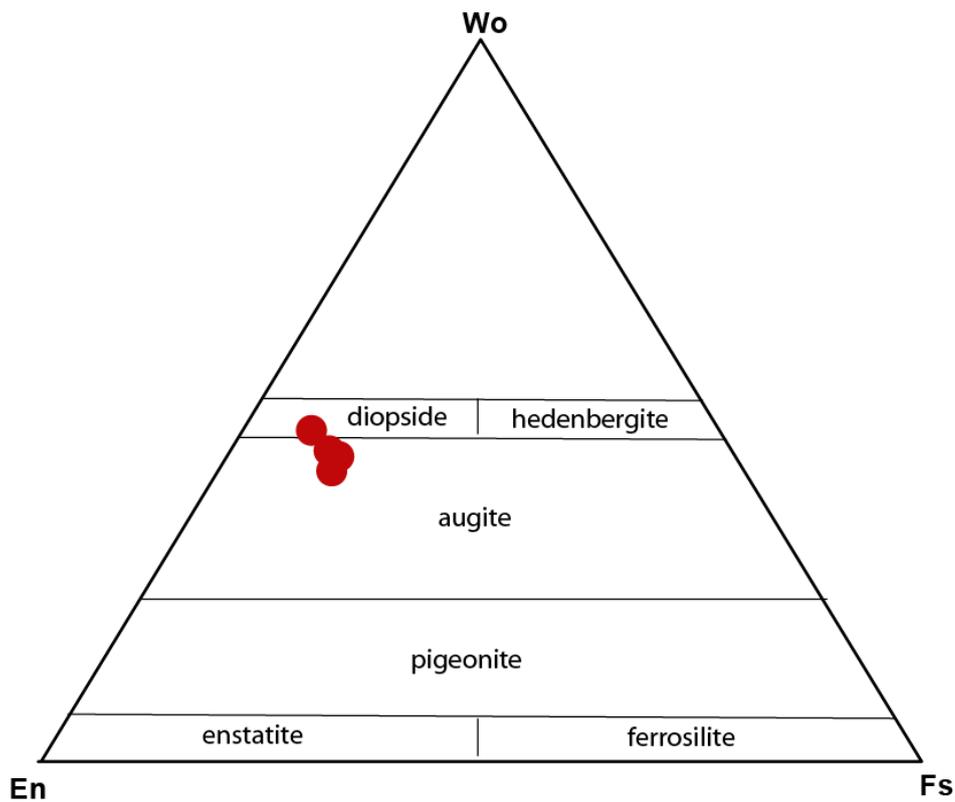


Figure IV.9 : Diagramme ternaire Wollastonite (Wo), Enstatite (En) et Ferrosilite (Fs) représentant la composition des clinopyroxènes (Morimoto, 1988) de l'échantillon KH1

IV.3.3. Les feldspaths alcalins

Les résultats des analyses à la microsonde des feldspaths alcalins de l'échantillon KH1 sont donnés dans le tableau IV.5. Il s'agit de sanidine assez riche en potassium avec des pourcentages en orthose qui varient de 56 à 79 % (fig. IV.10). En général, les sanidines sont zonées avec un cœur beaucoup plus pauvre en potassium que les bords des cristaux (fig. IV.11 et IV.12) (minimum de 56% d'orthose au cœur et maximum de 79 % sur le bord, points 162). Cette zonation est liée à la présence de baryum : le cœur de certaines sanidines contient jusqu'à 3,97 % de BaO (ce qui correspond à 7,59 % de Celsiane). Les courbes de variation du BaO (% poids) des bords jusqu'au cœur montrent une augmentation importante du % en poids du BaO (fig. IV.11 et IV.12). Sur les bords, le % en BaO est presque nul. Ceci se traduit sur les images MEB par un cœur très clair comparé aux bords des cristaux. La teneur en anorthite est inférieure à 10%, à l'exception de deux pics à 20 et 23 % observés lors de la

traversée du feldspath alcalin (points 161) qui correspondent à un mélange avec une inclusion de plagioclase. On observe également une augmentation de la teneur en anorthite des bords vers le cœur des cristaux. Il existe donc une corrélation directe entre les variations des teneurs en CaO et BaO du bord vers le cœur des cristaux de sanidine (fig. IV.13). Le pourcentage en Na₂O est assez constant (il se situe en général entre 2 et 3 % et la teneur en albite varie entre 20 et 30 % en mole) (fig. IV.13). Les teneurs en fer et en titane des sanidines est très faible, en général inférieur à 1% en poids.

IV.3.4. Les plagioclases

Les résultats des analyses à la microsonde des plagioclases de l'échantillon KH1 sont donnés dans le tableau IV.6. La composition des plagioclases est assez variable (fig. IV.14) et la teneur en orthose peut atteindre 30 %. Cette variabilité est essentiellement due à des mélanges avec du feldspath alcalin baryfère. En général, les fortes teneurs en potassium sont mesurées sur les bords de cristaux de plagioclases ou dans des minuscules lattes situées au cœur de feldspath baryfère ou le risque de mélange est fort. Ainsi le point 172/1 qui présente une teneur modérée en orthose et importante en celsiane (2,26 % en mole) est située au cœur d'un feldspath baryfère (fig. IV.15). Le point 173/1 qui présente la plus forte teneur en orthose (30 %) et en Celsiane (5,15 % en mole ; 2,80 % BaO) se trouve en contact avec un feldspath alcalin très riche en baryum (fig. IV.15). A l'opposé, le point 174/1 présente une teneur extrêmement élevée en CaO (98 % d'anorthite en mole). Il y'a a aussi dans ce cas mélange, mais avec une baguette d'apatite qui en contact avec ce point (fig. IV.15). L'analyse chimique de ce point ne boucle pas à 100 % (elle boucle à 78 %) et la teneur en CaO est très élevée (le P₂O₅ n'a pas été dosé pour les plagioclases, et les 22 % restant pour boucler à 100 sont probablement du P₂O₅). Ainsi, cette teneur en 98% d'anorthite n'est pas en réalité celle du plagioclase, mais reflète un mélange entre le plagioclase et l'apatite. Ainsi, en éliminant ces compositions extrêmes qui sont dues à des mélanges, la composition moyenne des plagioclases varie entre 50 et 65% en mole d'anorthite (fig. IV.14), avec des pourcentages en orthose inférieure à 5%. Cela correspond à une composition de Labrador. La figure IV.16 montre les variations de compositions en anorthite, albite, orthose et celsiane lors des traversées de bord en bord des plagioclases (points 173 et 174) : les variations sont brutales sur les bords et plus

Points Oxydes	Points											
	161 / 1	161 / 2	161 / 3	161 / 4	161 / 5	161 / 6	161 / 7	161 / 8	161 / 9	161 / 10	161 / 11	161 / 12
SiO ₂	62,55	59,54	60,35	60,60	60,36	61,00	58,97	59,95	62,34	64,13	63,85	64,17
TiO ₂	0,31	0,22	0,25	0,29	0,26	0,29	0,25	0,27	0,37	0,40	0,20	0,25
Al ₂ O ₃	17,97	19,21	19,35	19,52	19,23	19,70	22,29	22,13	19,88	19,22	18,10	18,02
FeO	2,26	1,33	1,36	0,48	1,12	0,77	0,53	0,40	0,35	0,27	0,39	0,75
MnO	-0,03	-0,04	0,02	0,02	-0,01	-0,01	0,01	0,05	-0,06	0,03	0,02	0,08
MgO	1,62	1,02	0,85	0,32	0,87	0,51	0,23	0,09	0,02	0,05	0,24	0,44
CaO	1,42	1,11	0,99	0,93	0,93	1,09	4,36	4,10	1,40	0,76	0,36	0,40
Na ₂ O	2,59	2,46	2,70	2,69	2,48	2,71	3,28	3,34	3,05	2,65	2,10	2,07
K ₂ O	9,83	8,75	9,37	9,94	9,69	9,76	6,63	8,03	10,48	11,58	12,20	11,67
BaO	0,99	3,25	3,50	3,35	3,25	2,82	1,47	1,25	0,86	0,32	0,09	0,04
Total	99,52	96,85	98,74	98,15	98,19	98,64	98,02	99,61	98,70	99,39	97,56	97,89
Formule structurale sur la base de 8 oxygènes												
Si	2,904	2,863	2,861	2,881	2,871	2,874	2,756	2,769	2,897	2,948	2,988	2,988
Al	0,983	1,088	1,081	1,094	1,078	1,094	1,228	1,205	1,089	1,041	0,998	0,989
Ti	0,011	0,008	0,009	0,011	0,009	0,010	0,009	0,009	0,013	0,014	0,007	0,009
Fe ²⁺	0,088	0,053	0,054	0,019	0,044	0,030	0,021	0,015	0,014	0,010	0,015	0,029
Mn	-0,001	-0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	-0,002	0,001	0,001	0,003
Mg	0,112	0,073	0,060	0,023	0,062	0,036	0,016	0,006	0,001	0,003	0,017	0,031
Ca	0,071	0,057	0,050	0,047	0,048	0,055	0,219	0,203	0,070	0,037	0,018	0,020
Na	0,234	0,230	0,248	0,248	0,229	0,247	0,297	0,299	0,275	0,236	0,191	0,187
K	0,582	0,537	0,567	0,603	0,588	0,587	0,395	0,473	0,621	0,679	0,728	0,693
Ba	0,018	0,061	0,065	0,062	0,061	0,052	0,027	0,023	0,016	0,006	0,002	0,001
Total	5,002	4,968	4,996	4,987	4,989	4,985	4,967	5,005	4,994	4,975	4,965	4,949
Orthose (Or)	64,36	60,66	60,96	62,76	63,55	62,32	42,16	47,39	63,26	70,89	77,61	76,97
Albite (Ab)	25,81	25,96	26,66	25,80	24,76	26,28	31,66	29,99	28,03	24,61	20,30	20,75
Anorthite (An)	7,83	6,45	5,39	4,93	5,14	5,87	23,31	20,34	7,11	3,89	1,90	2,19
Celsiane (Ce)	2,00	6,93	6,98	6,50	6,55	5,53	2,86	2,27	1,60	0,61	0,18	0,09

Points Oxydes	Points									
	162 / 1	162 / 2	162 / 3	162 / 4	162 / 5	162 / 6	162 / 7	162 / 8	162 / 9	162 / 10
SiO ₂	64,44	64,77	64,23	63,24	63,58	62,42	61,52	59,59	60,78	60,45
TiO ₂	0,32	0,34	0,45	0,38	0,28	0,42	0,36	0,41	0,32	0,29
Al ₂ O ₃	18,08	18,58	18,87	19,12	19,49	20,03	19,62	18,89	20,65	20,16
FeO	0,48	0,41	0,39	0,37	0,31	0,32	0,71	1,45	0,39	0,28
MnO	0,01	0,01	-0,04	0,04	-0,03	-0,01	-0,03	0,00	0,03	0,03
MgO	0,38	0,09	0,12	0,04	0,00	0,02	0,56	1,03	0,09	0,00
CaO	0,38	0,45	0,50	0,71	0,83	0,89	1,03	1,64	1,18	1,23
Na ₂ O	2,33	2,65	2,48	2,71	2,71	2,79	2,75	2,64	3,09	3,11
K ₂ O	12,10	11,78	12,07	11,35	10,94	10,36	9,87	9,06	9,17	9,27
BaO	0,02	0,04	0,46	1,11	1,38	2,52	3,03	3,06	3,97	3,99
Total	98,53	99,10	99,55	99,06	99,49	99,75	99,43	97,77	99,66	98,81
Formule structurale sur la base de 8 oxygènes										
Si	2,985	2,979	2,956	2,936	2,935	2,896	2,879	2,851	2,849	2,861
Al	0,987	1,007	1,024	1,046	1,060	1,095	1,082	1,065	1,141	1,124
Ti	0,011	0,012	0,016	0,013	0,010	0,015	0,013	0,015	0,011	0,010
Fe ²⁺	0,018	0,016	0,015	0,015	0,012	0,013	0,028	0,058	0,015	0,011
Mn	0,000	0,001	-0,002	0,002	-0,001	0,000	-0,001	0,000	0,001	0,001
Mg	0,026	0,006	0,008	0,003	0,000	0,002	0,039	0,073	0,006	0,000
Ca	0,019	0,022	0,025	0,035	0,041	0,044	0,052	0,084	0,059	0,062
Na	0,209	0,236	0,221	0,244	0,243	0,251	0,250	0,245	0,281	0,285
K	0,715	0,691	0,709	0,672	0,644	0,613	0,589	0,553	0,548	0,560
Ba	0,000	0,001	0,008	0,020	0,025	0,046	0,056	0,057	0,073	0,074
Total	4,972	4,970	4,981	4,986	4,969	4,974	4,987	5,001	4,984	4,989
Orthose (Or)	75,78	72,73	73,60	69,18	67,58	64,29	62,26	58,84	57,00	57,04
Albite (Ab)	22,19	24,87	22,95	25,10	25,47	26,27	26,39	26,08	29,25	29,06
Anorthite (An)	1,99	2,33	2,58	3,65	4,33	4,63	5,47	8,97	6,16	6,36
Celsiane (Ce)	0,04	0,07	0,87	2,07	2,62	4,80	5,87	6,10	7,59	7,55

Tableau IV.5 : Résultats d'analyse des fedlspaths alcalins à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillons KH1 et KH6.

Points Oxydes	Points								
	162 / 11	162 / 12	162 / 13	162 / 14	162 / 15	162 / 16	162 / 17	162 / 18	162 / 19
SiO ₂	60,47	60,89	61,83	63,96	63,46	64,69	64,92	65,11	59,89
TiO ₂	0,28	0,37	0,38	0,48	0,38	0,37	0,35	0,32	0,30
Al ₂ O ₃	20,39	20,55	20,67	19,26	19,20	18,98	18,71	18,43	15,48
FeO	0,38	0,36	0,33	0,28	0,29	0,46	0,41	0,47	1,17
MnO	0,01	0,05	-0,04	-0,03	0,05	0,09	0,00	-0,01	0,01
MgO	-0,01	-0,01	0,00	-0,01	-0,02	0,01	0,01	0,00	1,65
CaO	1,37	1,61	1,68	0,80	0,81	0,60	0,36	0,29	0,37
Na ₂ O	3,01	3,15	3,25	3,05	3,07	2,83	2,65	2,44	1,74
K ₂ O	9,23	9,28	9,55	11,16	11,39	11,74	12,12	12,35	11,69
BaO	3,74	3,65	2,15	0,72	0,49	0,14	0,04	0,00	0,05
Total	98,87	99,90	99,80	99,67	99,14	99,89	99,58	99,39	92,36
Si	2,855	2,847	2,861	2,939	2,934	2,959	2,976	2,990	2,983
Al	1,134	1,132	1,127	1,043	1,046	1,023	1,011	0,997	0,909
Ti	0,010	0,013	0,013	0,017	0,013	0,013	0,012	0,011	0,011
Fe ²⁺	0,015	0,014	0,013	0,011	0,011	0,018	0,016	0,018	0,049
Mn	0,001	0,002	-0,002	-0,001	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000
Mg	-0,001	0,000	0,000	0,000	-0,001	0,001	0,001	0,000	0,123
Ca	0,069	0,081	0,084	0,040	0,040	0,029	0,018	0,014	0,020
Na	0,276	0,285	0,291	0,272	0,275	0,251	0,236	0,218	0,168
K	0,555	0,553	0,564	0,654	0,672	0,685	0,709	0,723	0,743
Ba	0,069	0,067	0,039	0,013	0,009	0,002	0,001	0,000	0,001
Total	4,984	4,994	4,990	4,986	5,003	4,984	4,979	4,971	5,007
Orthose (Or)	57,29	56,12	57,67	66,87	67,46	70,82	73,60	75,74	79,68
Albite (Ab)	28,43	28,93	29,81	27,77	27,59	25,91	24,48	22,79	18,08
Anorthite (An)	7,15	8,18	8,54	4,05	4,05	3,02	1,84	1,47	2,14
Celsiane (Ce)	7,14	6,77	3,98	1,32	0,90	0,25	0,07	0,00	0,10

Points Oxydes	Points					
	34	35	43	44	45	51
SiO ₂	59,60	63,75	62,89	60,61	62,99	63,25
TiO ₂	0,36	0,28	0,34	0,42	0,39	0,42
Al ₂ O ₃	19,61	18,46	18,97	19,49	18,92	18,99
FeO	0,38	0,26	0,38	0,35	0,30	0,30
MnO	-0,02	-0,01	-0,01	0,00	-0,01	0,01
MgO	0,05	0,02	-0,01	0,02	0,00	0,01
CaO	1,49	0,50	0,62	1,02	0,71	0,64
Na ₂ O	2,95	2,58	2,58	2,75	2,94	2,71
K ₂ O	11,04	13,42	12,93	11,75	12,74	12,81
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	95,46	99,26	98,70	96,40	98,98	99,14
Si	2,867	2,958	2,933	2,888	2,930	2,934
Al	1,112	1,010	1,042	1,095	1,038	1,038
Ti	0,013	0,010	0,012	0,015	0,014	0,015
Fe ²⁺	0,015	0,010	0,015	0,014	0,012	0,012
Mn	-0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,003	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Ca	0,077	0,025	0,031	0,052	0,035	0,032
Na	0,275	0,232	0,233	0,254	0,265	0,244
K	0,677	0,794	0,769	0,714	0,756	0,758
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	5,040	5,040	5,035	5,033	5,048	5,033
Orthose (Or)	65,81	75,56	74,44	69,99	71,59	73,31
Albite (Ab)	26,72	22,07	22,55	24,88	25,08	23,61
Anorthite (An)	7,47	2,36	3,02	5,12	3,33	3,08
Celsiane (Ce)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tableau IV.5 : Résultats d'analyse des fedlspaths alcalins à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillons KH1 et KH6 (suite).

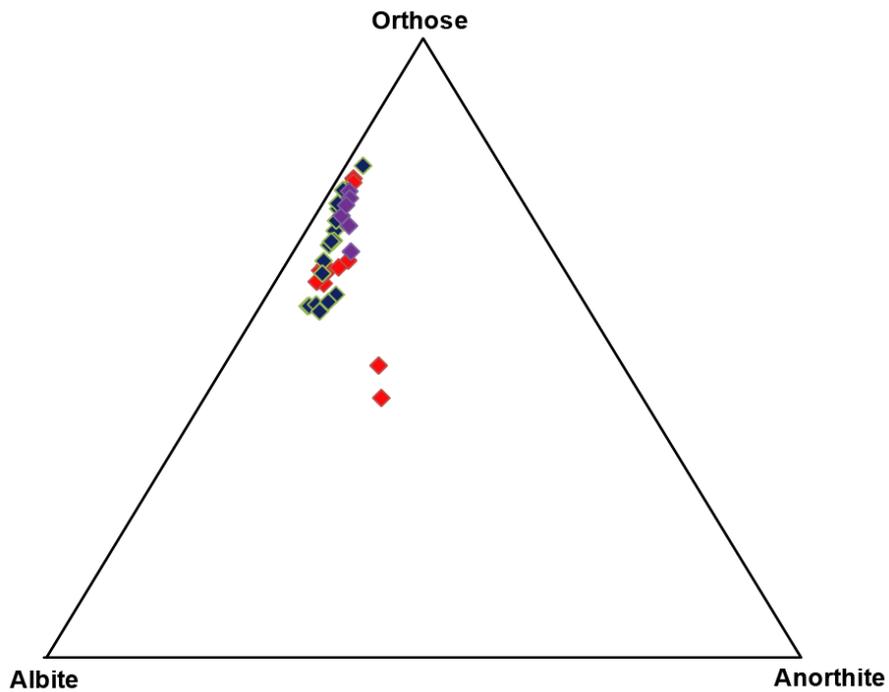


Figure IV.10 : Diagramme ternaire orthose, albite et anorthite représentant la composition des feldspaths alcalins des échantillons KH1 et KH6. En rouge : traversée du feldspath alcalin points 161/1 à 161/12 (KH1) ; en bleu : points 162/1 à 162/19 (KH1) ; en violet : analyse ponctuelle des feldspaths alcalin, points 34 et 35 (KH1) et 43, 44, 45 et 51 (KH6)

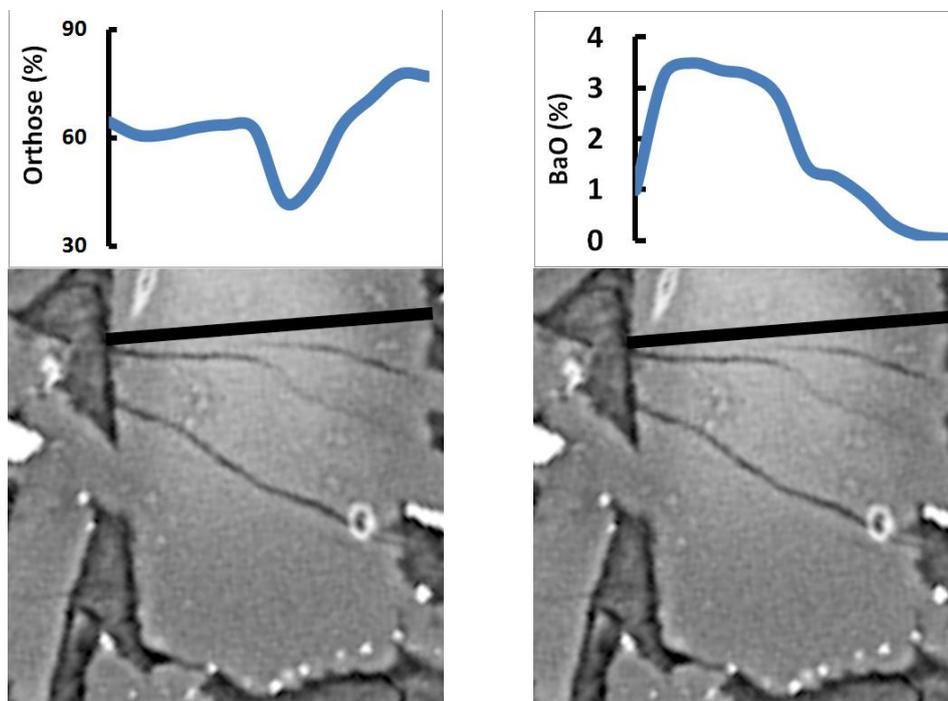


Figure IV.11 : variations de la composition en orthose (à gauche) et en BaO (%) (à droite) lors de la traversée du feldspath alcalin points 161/1 à 161/12 (KH1). La barre noire mesure 25 µm.

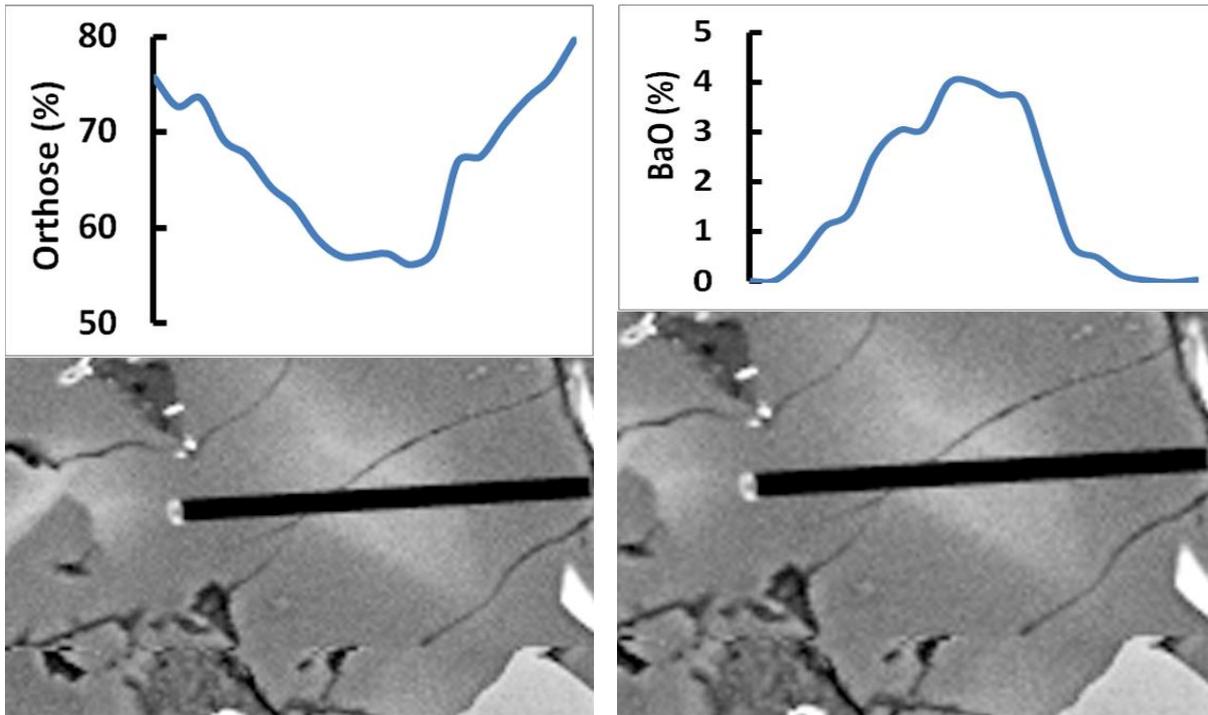


Figure IV.12 : variations de la composition en orthose (à gauche) et en BaO (%) (à droite) lors de la traversée du feldspath alcalin points 162/1 à 162/19 (KH1). La barre noire mesure 40 μm .

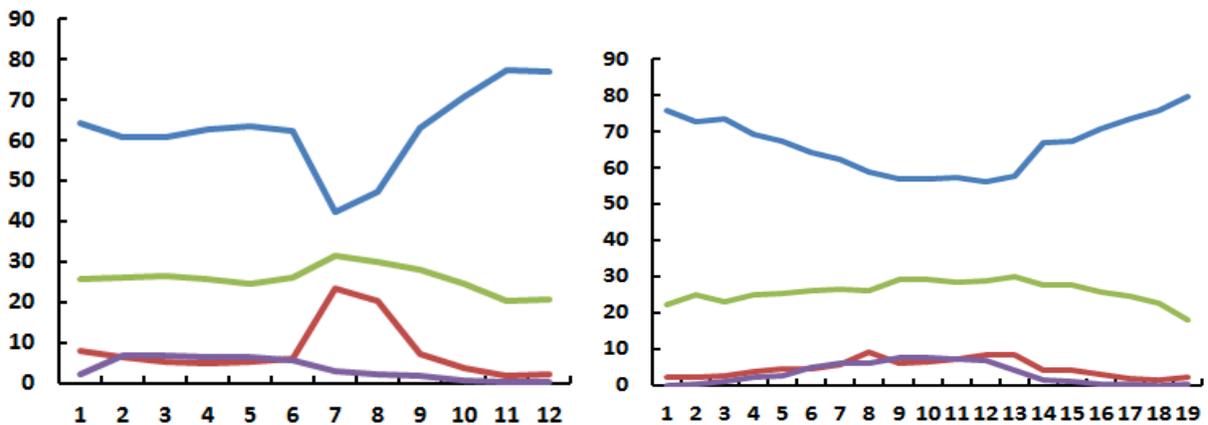


Figure IV.13 : variations de la composition en orthose, albite, anorthite et celsiane lors des traversées des feldspaths alcalins : points 161/1 à 161/12 (à gauche), et 162/1 à 162/19 (à droite)

- % Orthose
- % Anorthite
- % Albite
- % Celsiane

Points Oxydes	Points									
	171 / 1	172 / 1	173 / 1.	173 / 2.	173 / 3	173 / 4	173 / 5	173 / 6	173 / 7	173 / 8
SiO ₂	54,71	54,96	55,75	53,21	53,85	52,30	54,70	52,27	54,95	52,00
TiO ₂	0,06	0,07	0,16	0,20	0,12	0,37	1,03	0,14	0,17	0,18
Al ₂ O ₃	27,78	26,72	24,75	28,75	27,90	28,36	23,01	28,44	26,66	29,85
FeO	0,67	0,81	0,51	0,69	0,63	1,08	3,66	1,49	0,71	0,79
MnO	-0,06	0,05	0,02	-0,02	0,00	0,03	0,03	0,01	-0,01	0,05
MgO	0,16	0,26	0,06	0,11	0,05	0,24	1,21	0,54	0,07	0,13
CaO	10,98	8,66	6,03	11,39	10,52	11,62	9,00	11,44	8,90	12,33
Na ₂ O	3,80	3,57	3,41	4,33	3,97	3,94	3,28	3,63	3,33	3,69
K ₂ O	0,54	2,56	5,61	0,65	2,42	0,83	3,39	1,30	4,20	0,68
BaO	0,37	1,15	2,80	0,35	0,26	0,18	0,14	0,18	0,10	0,23
Total	99,00	98,83	99,09	99,65	99,72	98,95	99,45	99,44	99,09	99,93
Si	2,497	2,538	2,616	2,429	2,468	2,412	2,551	2,406	2,534	2,374
Al	1,494	1,455	1,369	1,547	1,507	1,542	1,265	1,543	1,449	1,606
Ti	0,002	0,002	0,006	0,007	0,004	0,013	0,036	0,005	0,006	0,006
Fe ²⁺	0,025	0,031	0,020	0,026	0,024	0,042	0,143	0,057	0,027	0,030
Mn	-0,002	0,002	0,001	-0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002
Mg	0,011	0,018	0,004	0,008	0,003	0,017	0,084	0,037	0,005	0,009
Ca	0,537	0,429	0,303	0,557	0,517	0,574	0,450	0,565	0,440	0,603
Na	0,336	0,320	0,310	0,383	0,352	0,352	0,297	0,324	0,298	0,326
K	0,032	0,151	0,336	0,038	0,141	0,049	0,202	0,076	0,247	0,040
Ba	0,007	0,021	0,052	0,006	0,005	0,003	0,003	0,003	0,002	0,004
Total	4,938	4,967	5,017	5,001	5,022	5,005	5,030	5,017	5,008	5,000
Orthose (Or)	3,46	16,38	33,56	3,85	13,94	4,98	21,21	7,89	25,04	4,09
Albite (Ab)	36,91	34,77	30,99	38,93	34,72	36,01	31,22	33,45	30,20	33,52
Anorthite (An)	58,91	46,59	30,30	56,59	50,89	58,68	47,30	58,33	44,57	61,96
Celsiane (Ce)	0,72	2,26	5,15	0,64	0,46	0,33	0,27	0,33	0,19	0,43

Points Oxydes	Points					
	174 / 1	174 / 2	174 / 3	174 / 4	174 / 5	174 / 6
SiO ₂	26,80	50,05	52,10	52,07	50,75	55,73
TiO ₂	0,78	0,39	-0,01	0,13	0,11	0,11
Al ₂ O ₃	2,24	24,05	29,45	29,09	30,16	27,16
FeO	3,80	1,45	0,73	1,19	0,73	0,64
MnO	0,04	0,09	0,05	0,00	0,02	0,01
MgO	7,49	3,13	0,03	0,41	0,00	0,11
CaO	36,67	14,68	12,06	11,74	12,76	9,71
Na ₂ O	0,36	3,08	3,94	3,74	3,58	5,91
K ₂ O	0,08	0,38	0,62	0,65	0,49	0,78
BaO	0,07	0,07	0,22	0,26	0,16	0,04
Total	78,32	97,39	99,18	99,28	98,76	100,21
Si	1,900	2,381	2,393	2,393	2,345	2,519
Al	0,187	1,348	1,595	1,576	1,642	1,447
Ti	0,042	0,014	0,000	0,004	0,004	0,004
Fe ²⁺	0,225	0,058	0,028	0,046	0,028	0,024
Mn	0,002	0,004	0,002	0,000	0,001	0,000
Mg	0,792	0,222	0,002	0,028	0,000	0,008
Ca	2,786	0,748	0,593	0,578	0,632	0,470
Na	0,050	0,284	0,351	0,333	0,321	0,518
K	0,007	0,023	0,036	0,038	0,029	0,045
Ba	0,002	0,001	0,004	0,005	0,003	0,001
Total	5,993	5,084	5,003	5,001	5,004	5,036
Orthose (Or)	0,24	2,20	3,67	3,99	2,92	4,37
Albite (Ab)	1,74	26,89	35,64	34,92	32,60	50,07
Anorthite (An)	97,95	70,79	60,29	60,59	64,18	45,48
Celsiane (Ce)	0,07	0,13	0,40	0,49	0,30	0,08

Tableau IV.6 : Résultats d'analyse des plagioclases à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillon KH1.

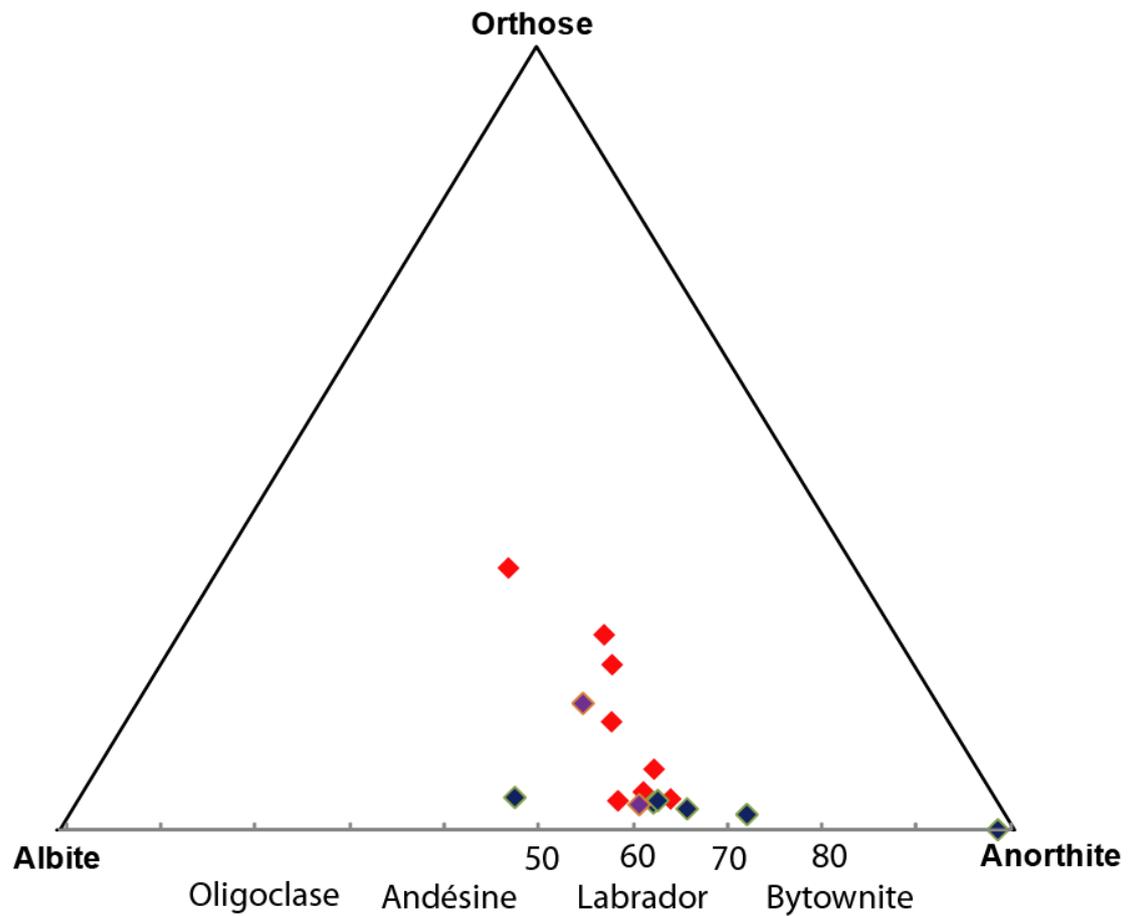


Figure IV.14 : Diagramme ternaire orthose, albite et anorthite représentant la composition des plagioclases de l'échantillon KH1. En rouge : traversée du plagioclase points 173/1 à 173/8 ; en bleu : points 174/1 à 174/6 ; en violet : analyse ponctuelle des plagioclases, points 171/1 et 172/1.

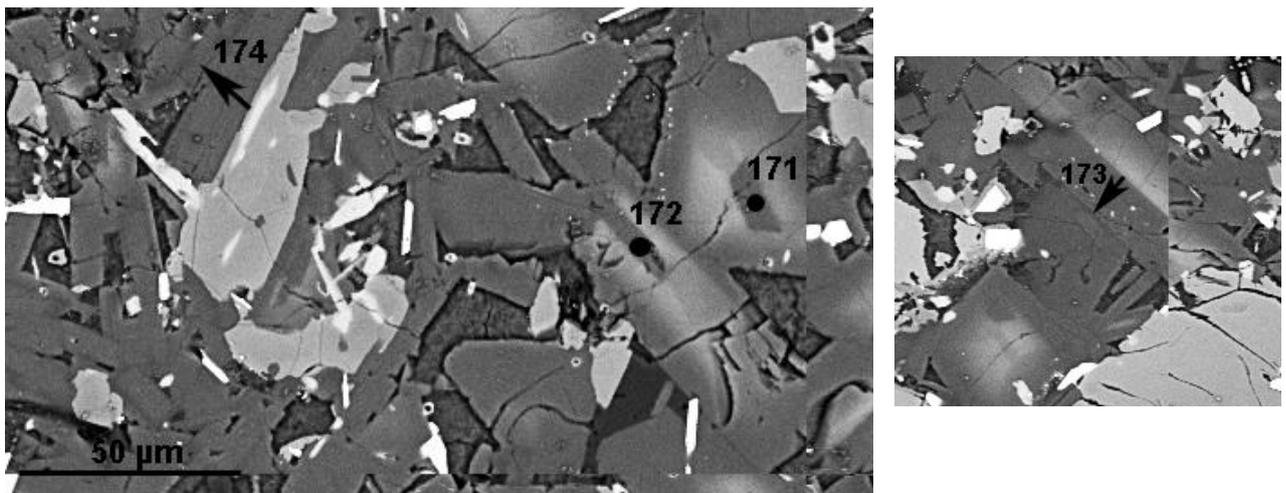


Figure IV.15 : image MEB traitée d'une zone de l'échantillon KH1 montrant les points 171, 172, 173 et 174 analysés à la microsonde.

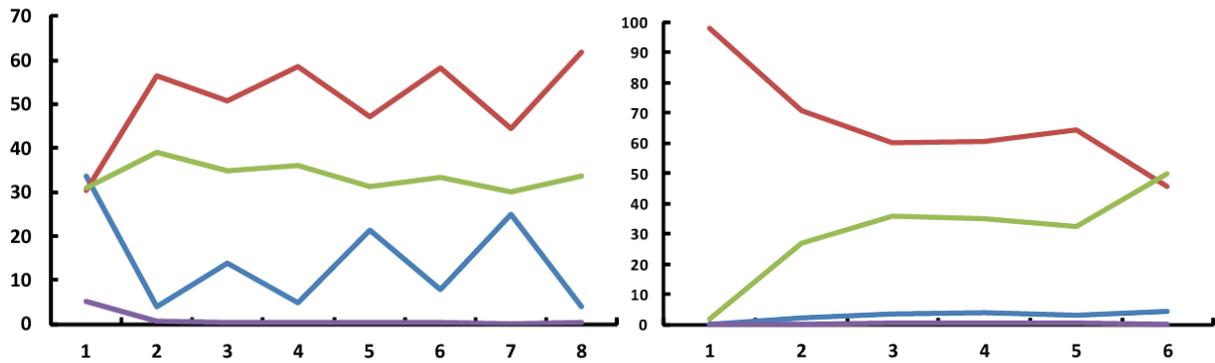
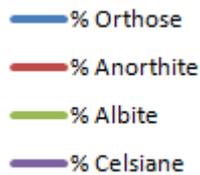


Figure IV.16 : variations de la composition (en %) en orthose, albite, anorthite et celsiane lors des traversées des plagioclases : points 173/1 à 173/8 (à gauche), et 174/1 à 174/6 (à droite)



IV.3.5. Les spinelles (chromite, spinelles titanifères et chromifères, ilménites)

Les résultats des analyses à la microsonde des spinelles de l'échantillon KH1 sont donnés dans le tableau IV.7. Ces spinelles sont titanifères, alumineuses, et magnésiennes avec des rapports $[Cr/(Cr+Al)]$ (entre 0,69 et 0,74) et $[Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)]$ (entre 0,7 et 0,91) élevés. Projeté sur le diagramme ternaire Cr-Al- Fe^{3+} (fig. IV.17), les spinelles montrent une évolution très nette de spinelles ferrifères et titanifères à des spinelles chromifères. Cette évolution est directement corrélée à la position des spinelles par rapport à l'olivine (fig. IV.17). On passe ainsi d'une vraie chromite pour le spinelle situé au cœur de l'olivine, à des spinelles chromifères localisés à l'intérieur de l'olivine près des bords, puis à des spinelles plus riches en fer et en titane pour ceux localisés sur les bords de l'olivine. Le spinelle qui se trouve hors de l'olivine (point 156) est le plus riche en fer et en titane. Sur le diagramme ternaire Cr- Fe^{3+} -Al (fig. IV.18), ceci se traduit par le passage d'une chromite, à des magnétites chromifères en passant par des chromites ferrifères. Sur le diagramme $Cr/(Cr+Al)$ vs. $Mg/(Mg+ Fe^{2+})$ (fig. IV.19), les spinelles se projettent dans le domaine des chromites. Les points 150/1 et 157/1 sont des ilménites avec une composition indiquant un mélange avec du feldspath potassique. Les points 163/1 et 46 sont des ilménites pures.

Points Oxydes	150/1	151/1	152/1	153/1	154/1	155/1	156/1	157/1	163/1	46
SiO ₂	12,55	0,07	0,17	0,63	0,13	0,19	0,12	35,95	1,98	0,15
TiO ₂	37,95	8,76	13,00	9,92	1,96	11,31	13,24	23,45	46,67	46,95
Al ₂ O ₃	2,66	6,13	3,44	5,55	10,98	4,31	2,59	12,68	0,53	0,10
FeO	36,12	49,35	58,07	50,91	32,85	55,30	66,84	22,50	44,94	41,22
MnO	0,43	0,19	0,35	0,20	-0,01	0,28	0,39	0,21	0,52	0,41
MgO	5,35	4,12	3,48	4,82	6,05	4,25	2,15	1,52	2,29	4,75
CaO	0,28	0,02	0,72	0,06	0,02	0,04	0,13	0,96	0,14	1,02
Na ₂ O	0,95	0,05	0,08	0,00	0,01	0,00	0,20	1,95	0,10	0,00
K ₂ O	1,41	0,02	0,10	0,10	0,00	0,02	0,08	5,25	0,38	0,10
BaO	0,14	0,09	0,06	0,03	-0,01	0,02	0,02	0,41	0,09	-
Cr ₂ O ₃	2,58	26,91	13,99	23,81	43,80	19,20	8,67	0,04	0,06	0,95
ZnO	0,07	0,22	0,18	0,12	0,24	0,17	0,22	0,08	0,03	-
Total	100,46	95,84	93,70	96,13	96,05	95,05	94,57	104,93	97,72	96,14
Formule atomique sur la base de 32 oxygènes										
Si	3,536	0,021	0,052	0,180	0,036	0,056	0,036	9,491	0,598	0,045
Al	0,884	2,092	1,217	1,880	3,618	1,488	0,919	3,944	0,190	0,036
Ti	8,043	1,906	2,934	2,145	0,413	2,491	2,997	4,656	10,615	10,658
Fe ²⁺	8,511	8,048	9,071	8,17	5,875	8,575	9,875	4,969	11,366	10,403
Fe ³⁺	-	3,897	5,494	4,061	1,804	4,970	6,952	-	-	-
Mn	0,103	0,047	0,089	0,048	0,003	0,070	0,101	0,047	0,132	0,105
Mg	2,249	1,778	1,554	2,063	2,521	1,855	0,966	0,598	1,034	2,137
Ca	0,085	0,007	0,232	0,017	0,006	0,011	0,041	0,271	0,044	0,330
Cr	0,575	6,157	3,317	5,409	9,681	4,447	2,069	0,009	0,014	0,227
Zn	0,014	0,047	0,040	0,026	0,050	0,036	0,050	0,015	0,006	-
100*Mg/(Mg+Fe ²⁺)	20,90	18,09	14,62	20,16	30,02	17,78	8,91	10,73	8,34	17,04
100*Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺)	79,1	81,91	85,38	79,84	69,98	82,22	91,09	89,27	91,66	82,96
100*Cr/(Cr+Al)	39,41	74,64	73,16	74,20	72,79	74,93	69,18	0,22	6,87	86,43

Tableau IV.7 : Résultats d'analyse des spinelles (chromites, spinelles titanifères et chromifères et ilménites) à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillon KH1.

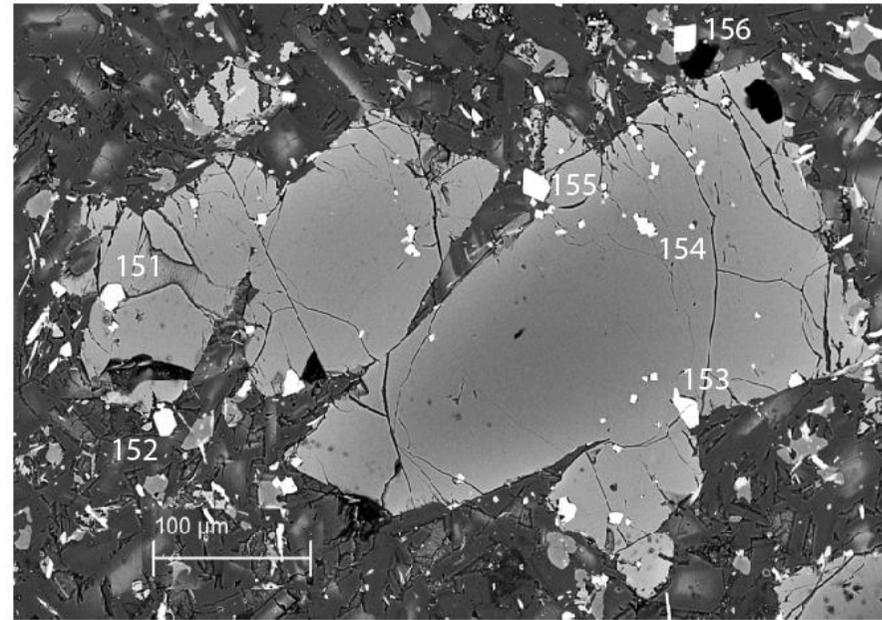
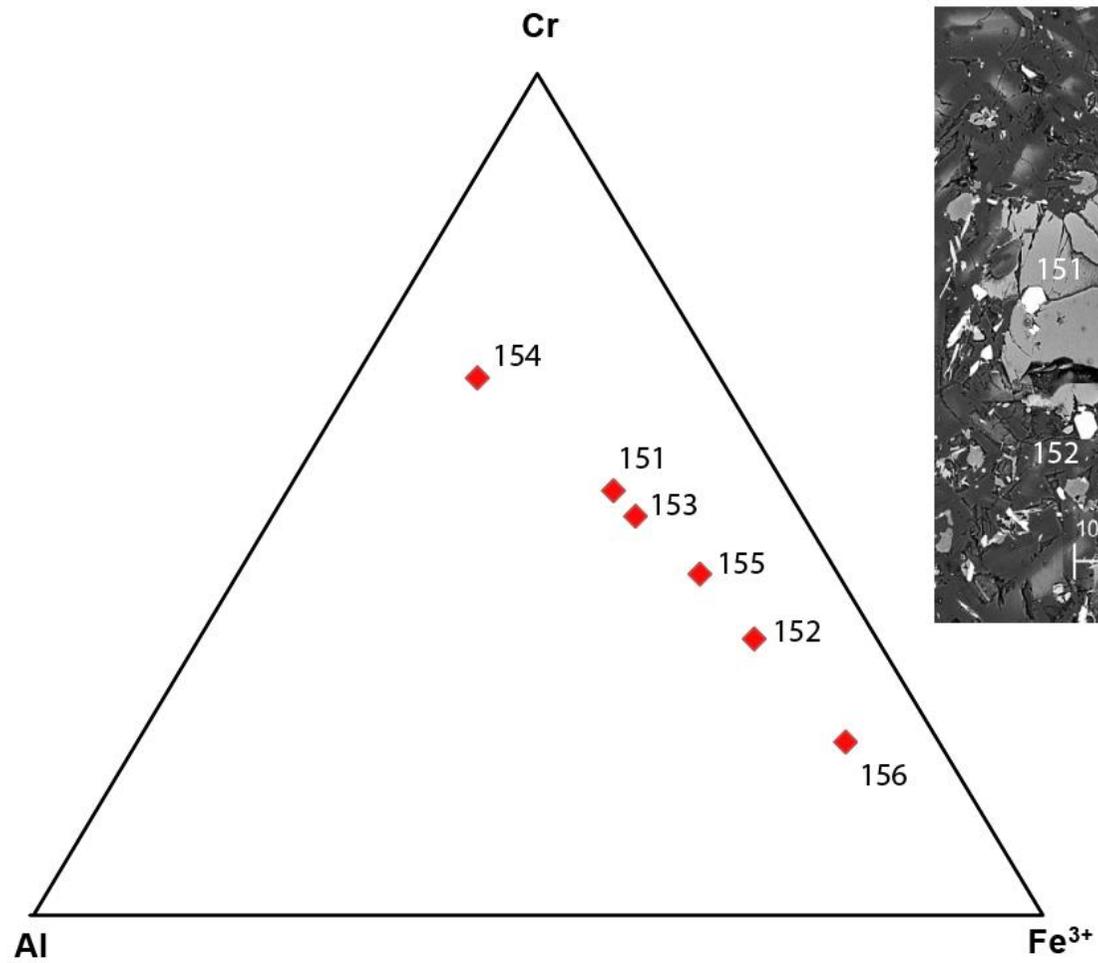


Figure IV.17 : Projection des spinelles de l'échantillon KH1 sur le diagramme ternaire Al-Cr-Fe³⁺. A droite : localisation des spinelles projetés sur une image MEB.

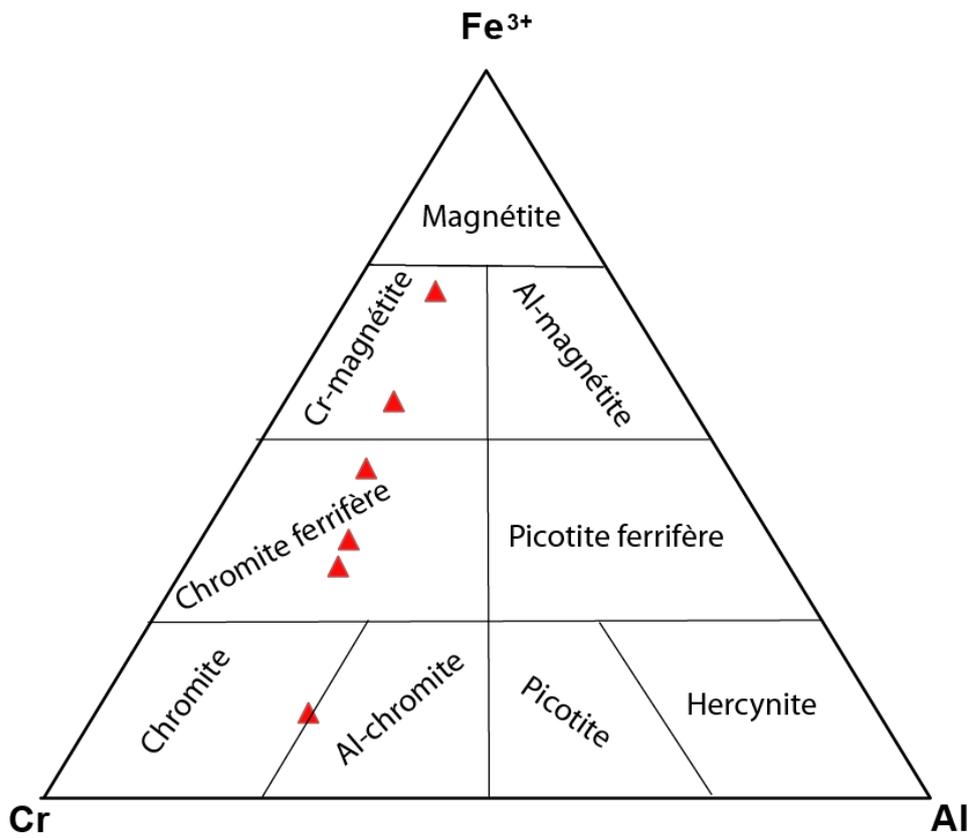


Figure IV.18 : Projection des spinelles de l'échantillon KH1 sur le diagramme ternaire Cr-Fe³⁺-Al.

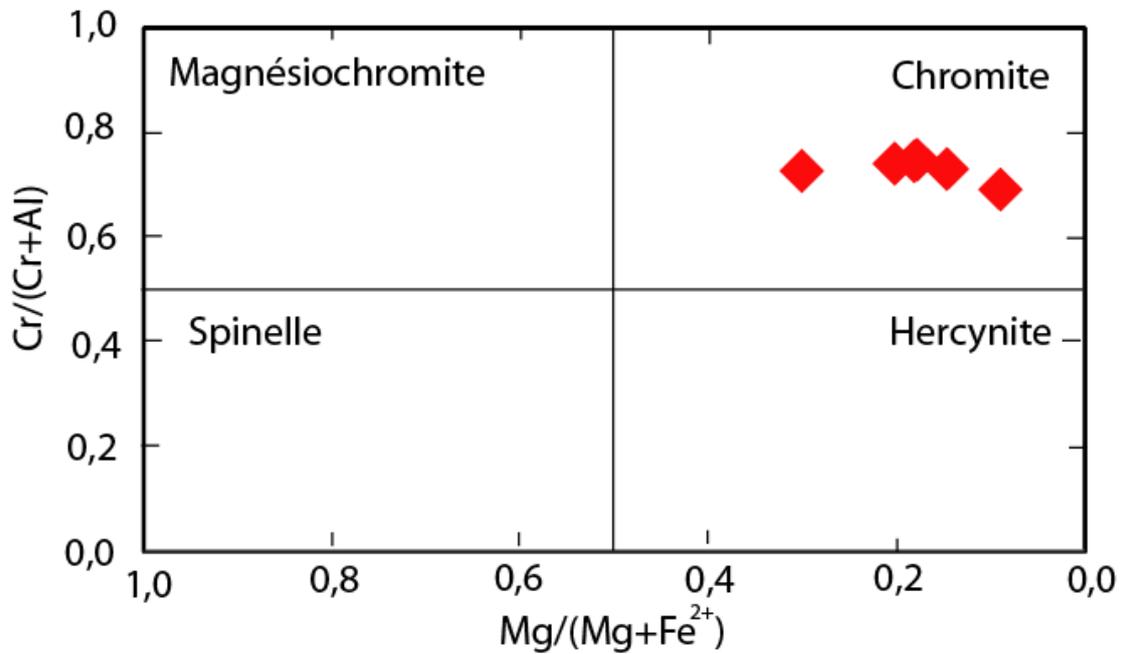


Figure IV.19 : Projection des spinelles de l'échantillon KH1 sur le diagramme Mg/(Mg+Fe²⁺) vs. Cr/(Cr+Al)

IV.3.6. La phlogopite

Les résultats des analyses à la microsonde des micas de l'échantillon KH1 sont donnés dans le tableau IV.8. Ces micas se projettent dans le domaine des phlogopites (fig. IV.20). Il s'agit de phlogopites pauvres en titane (%TiO₂ varie entre 1,06 et 2,10) avec un rapport Mg/(Mg+Fe) qui varie entre 0,81 et 0,87. Elles sont riches en fluor dont les teneurs varient entre 5,18 et 6,75 % et modérément riche en aluminium (Al₂O₃ varie entre 8,94 et 12,68 % en excluant l'échantillon 178/1 qui présente une teneur plus basse en Al₂O₃ et anormalement élevée en SiO₂ due probablement à un mélange).

IV.3.7. L'apatite

Les résultats des analyses à la microsonde d'une apatite de l'échantillon KH1 sont donnés dans le tableau IV.9. Il s'agit d'une apatite riche en fluor (fluorapatite) (F = 4,52% en poids) et pauvre en Cl (Cl = 0,40 %) et présentant une valeur négligeable en BaO (0,05 %).

IV.3.8. Les minéraux d'altération

Les minéraux d'altération remplacent essentiellement l'olivine. Les résultats des analyses à la microsonde de ces minéraux (échantillon KH1) sont donnés dans le tableau IV.10. Une traversée d'un minéral (149/1 à 149/17) a rencontré un plagioclase en inclusion qui présente des teneurs en anorthite de 45, 60 et 65% (points 149/5, 149/6 et 149/7 respectivement). La composition chimique des minéraux d'altération est assez homogène. Une comparaison avec les compositions chimiques de minéraux d'altération de l'olivine trouvées dans la littérature (Caillere et Henin, 1951 ; Delvigne et al., 1979 ; Hekinian, 1982) indique que les minéraux secondaires de l'échantillon KH1 se rapprochent de la composition chimique de la bowlingite (ou saponite) (bien qu'ils soient plus riches en SiO₂ et plus pauvre en Al₂O₃) et de la chlorophaeite. Les compositions chimiques de ce dernier minéral données dans le tableau 8.3 de l'ouvrage de Hekinian (1982) sont presque identiques à celles du tableau IV.10. Les minéraux d'altération de l'échantillon KH1 sont donc probablement de la chlorophaeite (Tableau IV.11).

Points	176/1	177/1	178/1	179/1
Oxydes	176/1	177/1	178/1	179/1
SiO ₂	45,73	44,04	67,92	48,31
TiO ₂	1,60	2,10	1,06	1,68
Al ₂ O ₃	8,94	9,39	4,94	12,68
FeO	5,81	6,57	4,80	4,76
MnO	0,01	0,05	0,06	0,06
MgO	23,26	22,57	11,88	16,04
CaO	0,04	0,05	0,28	0,44
Na ₂ O	0,50	0,48	0,27	1,27
K ₂ O	8,78	8,78	4,32	8,79
BaO	0,03	0,04	0,06	0,01
F	6,75	6,39	5,91	5,18
Cl	0,20	0,19	0,11	0,11
Total	99,70	98,99	100,92	98,92
Formule atomique sur la base de 22 oxygènes				
Si	6,476	6,325	8,723	6,776
Al ^{VI}	1,491	1,589	0,748	2,096
Ti	0,171	0,227	0,102	0,178
Fe ²⁺	0,688	0,789	0,516	0,558
Mn	0,001	0,006	0,006	0,007
Mg	4,911	4,833	2,275	3,354
Ba	0,002	0,002	0,003	0,001
Ca	0,006	0,008	0,039	0,066
Na	0,137	0,135	0,068	0,346
K	1,586	1,608	0,708	1,573
F	3,022	2,903	2,400	2,296
Cl	0,092	0,085	0,046	0,051
OH	0,886	1,012	1,554	1,653
100*Mg/(Mg+Fe ²⁺)	87,7	85,9	81,3	85,6

Tableau IV.8 : Résultats d'analyse des phlogopites à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillon KH1.

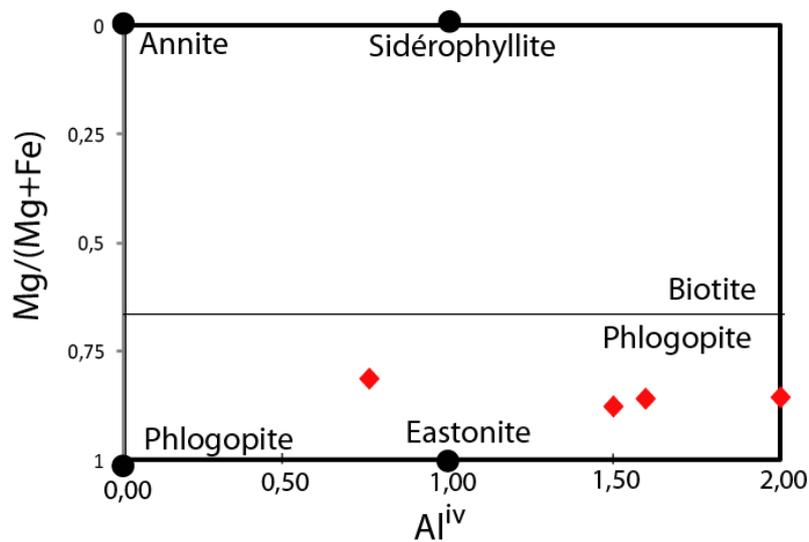


Figure IV.20 : Projection des micas de l'échantillon KH1 sur le diagramme $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ vs. Al^{IV}

Points Oxydes	175/1
SiO ₂	10,38
TiO ₂	0,25
Al ₂ O ₃	1,00
FeO	0,90
MnO	0,04
MgO	0,14
CaO	44,77
Na ₂ O	0,25
K ₂ O	0,61
BaO	0,05
P ₂ O ₅	36,98
F	4,52
Cl	0,40
Total	100,27
Formule atomique sur la base de 25 oxygènes	
Si	1,720
P	5,191
Ti	0,032
Al	0,097
Fe	0,125
Mn	0,006
Mg	0,035
Ca	7,956
Na	0,081
K	0,128
Ba	0,003
F	1,144
Cl	0,112
OH	0,744

Tableau IV.9 : Résultats d'analyse d'une apatite à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillon KH1.

Points/ Oxydes	149/1	149/2	149/ 3	149/4	149/5	149/6	149/7	149/8	149/9	149/10
SiO ₂	49,95	49,21	50,73	49,45	54,57	51,80	50,43	42,78	48,27	48,53
Al ₂ O ₃	2,31	2,24	1,80	2,16	25,92	29,42	29,10	2,22	1,84	1,83
TiO ₂	0,07	0,08	0,04	0,12	0,16	0,10	0,16	0,05	0,05	-0,01
FeO	14,04	13,60	13,15	13,64	1,03	0,62	0,83	10,78	13,69	12,23
MgO	17,19	17,05	18,38	18,42	0,60	0,07	0,09	13,61	16,30	19,89
MnO	0,00	0,06	0,03	0,02	-0,02	-0,05	0,00	0,03	0,02	0,06
CaO	1,51	1,39	1,18	1,45	8,63	11,94	12,92	1,71	1,34	2,26
K ₂ O	0,38	0,32	0,32	0,34	2,89	0,90	0,66	0,33	0,25	0,24
Na ₂ O	0,11	0,10	0,12	0,13	3,92	3,82	3,48	0,12	0,07	0,14
BaO	0,01	0,04	0,06	0,09	0,70	0,20	0,14	0,05	0,01	0,01
Total	85,58	84,09	85,80	85,81	98,40	98,82	97,84	71,68	81,83	85,18

Points/ Oxydes	149/11	149/12	149/13	149/14	149/15	149/16	149/17	160/1	168/1	169/1	170/1
SiO ₂	50,92	49,72	47,84	50,87	52,23	51,13	48,29	50,55	48,00	45,12	45,64
Al ₂ O ₃	1,98	2,09	1,97	2,06	2,35	2,34	2,14	1,29	3,95	3,45	3,81
TiO ₂	0,00	0,03	0,08	0,03	0,03	0,03	0,05	0,12	0,09	0,24	0,23
FeO	13,06	13,37	13,02	14,11	14,47	14,43	13,23	13,29	16,24	15,68	16,75
MgO	17,83	16,85	16,41	17,80	19,14	17,29	16,73	16,63	15,82	13,31	15,66
MnO	0,06	0,05	0,02	0,04	0,07	0,06	0,10	0,11	0,07	-0,01	0,08
CaO	1,40	1,46	1,40	1,53	2,01	1,56	2,19	1,35	1,70	1,69	1,63
K ₂ O	0,25	0,28	0,27	0,25	0,34	0,26	0,23	0,23	0,46	0,28	0,43
Na ₂ O	0,08	0,08	0,09	0,11	0,14	0,09	0,07	0,04	0,12	0,10	0,11
BaO	-0,02	0,10	0,04	-0,01	-0,01	0,08	0,05	0,01	0,03	0,02	0,04
Total	85,54	84,04	81,15	86,80	90,78	87,27	83,07	83,62	86,47	79,88	84,37

Tableau IV.10 : Résultats d'analyse des minéraux d'altération à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillon KH1.

	Chlorophaeite	Saponite	147/1 à 19	160/1	168/1	169/1	170/1
SiO ₂	50,89	39,89	49,28	50,55	48,00	45,12	45,64
Al ₂ O ₃	4,03	7,37	2,10	1,29	3,95	3,45	3,80
FeO	8,98	13,04	13,34	13,29	16,24	15,68	16,75
MgO	20,75	20,05	17,35	16,63	15,81	13,31	15,66
CaO	0,65	1,52	1,60	1,35	1,70	1,69	1,63
Na ₂ O	0,52	-	0,10	0,044	0,12	0,10	0,11
K ₂ O	0,84	-	0,29	0,23	0,46	0,28	0,43
Total	86,66	81,87	84,06	83,62	86,47	79,88	84,37

Tableau IV.11 : Comparaison entre les compositions chimiques de chlorophaeite (Hekinian, 1988), de saponite (bowlingite) (Caillere et Henin, 1951) et des minéraux d'altération analysés dans notre étude. Pour les points 147/1 à 19, on a pris la moyenne des mesures en excluant les trois analyses de plagioclases rencontrés au cours de la traversée du minéral.

IV.4. Etude minéralogique de l'échantillon KH5

Les analyses ont été effectuées sur la zone de l'échantillon KH5 sur laquelle les cartes d'éléments ont été réalisées, et donc sur laquelle les différentes phases minéralogiques sont connues. Le détail des points et des phases minéralogiques qui ont été analysés est donné sur la figure IV.21. et sur le tableau IV.12.

Par ailleurs, des compléments d'analyses à la microsonde ont été réalisés sur une autre lame mince de l'échantillon KH5. Le détail des points et des phases minéralogiques qui ont été analysés est donné sur la figure IV.22.

IV.4.1. Les plagioclases

Les résultats des analyses à la microsonde des plagioclases de l'échantillon KH5 sont donnés dans le tableau IV.13. Les courbes de variation de la composition chimique d'un plagioclase lors de sa traversée de bord en bord (points 134/1 à 134/18) montrent une diminution du pourcentage en anorthite sur les bords du plagioclase, et une augmentation du pourcentage en albite et en orthose (fig. IV.23). Après une augmentation brusque du pourcentage en anorthite, la composition du plagioclase est ensuite assez homogène avec un pourcentage en anorthite situé entre 60 et 70 % (fig. IV.23 et IV.24). Ceci est confirmé par les analyses ponctuelles effectuées sur d'autres plagioclases (points 17 à 22) qui montrent un pourcentage en anorthite identique (entre 60 et 70%) (fig. IV.24). Cette composition est celle du labrador (la moyenne du pourcentage en anorthite est de 65%). Le pourcentage en orthose est faible et ne dépasse pas les 3 % (fig. IV.23). En excluant les compositions des bords du plagioclase où des mélanges avec du feldspath alcalin de la mésostase est probable, la composition moyenne des plagioclases analysés est : $An_{65}Ab_{32}Or_3$.

IV.4.2. Les feldspaths alcalins

Les résultats des analyses à la microsonde des feldspaths alcalins de l'échantillon KH5 sont donnés dans le tableau IV.13. Le pourcentage en orthose n'est jamais très élevé (51 % au maximum) et celui de l'albite peut devenir prépondérant (cas du point 140/1 avec une composition de $An_{18}Ab_{56}Or_{26}$). Par ailleurs, les images MEB de KH5 indiquent que le cœur des feldspaths alcalins est plus clair que les bords (fig. IV.25), due à la présence de Baryum.

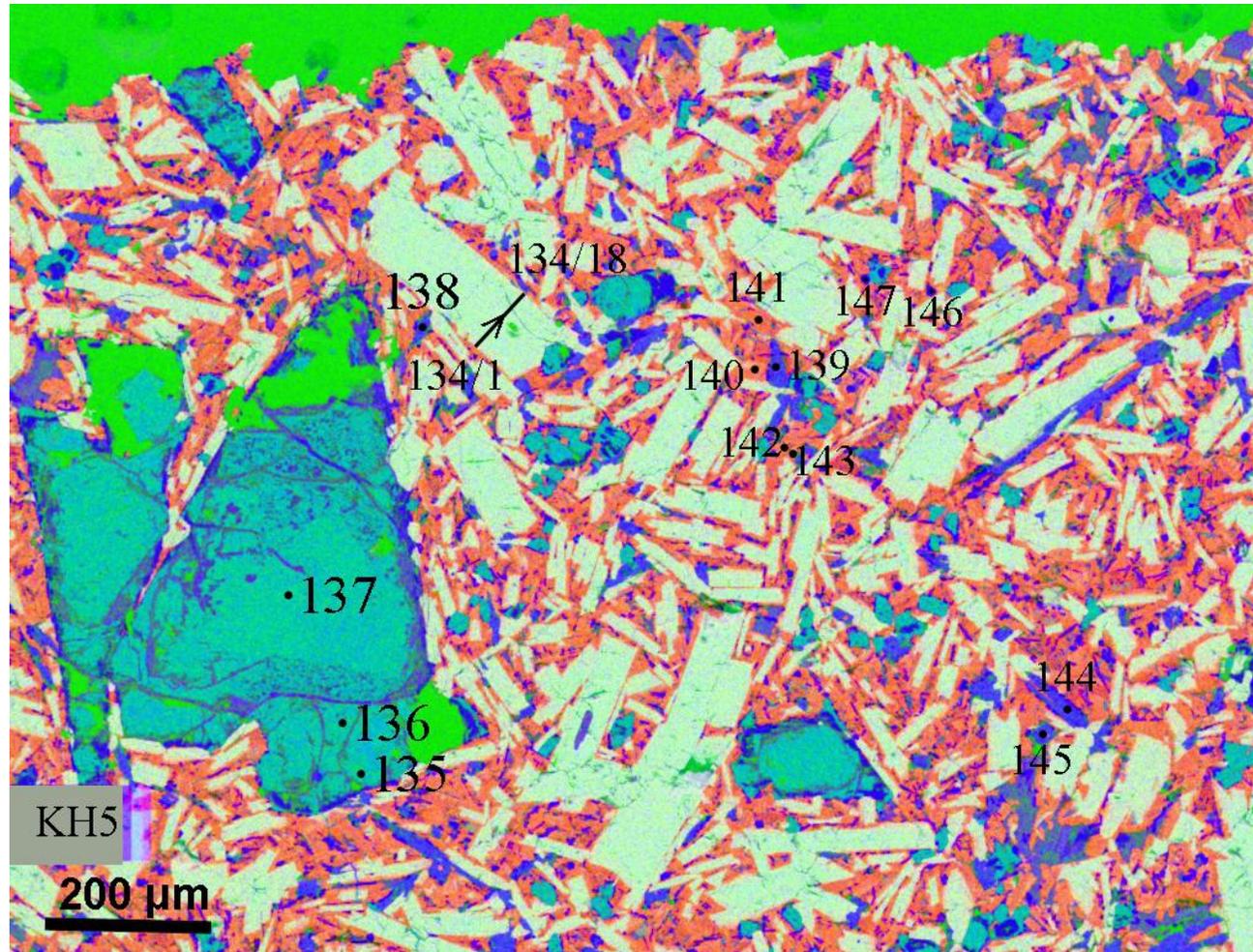


Figure IV.21 : image MEB traitée en ACP 123 de l'échantillon KH5 montrant les différents points qui ont été analysés à la microsonde. Pour la nature des différentes phases minérales, voir le tableau IV.3 ou la figure III.26.

Points	Images de repérage	Commentaire
134/1 à 134/18	Figure IV.16 .	Traversée d'un plagioclase anorthitique bord->cœur->bord, au pas de 5 micromètres (18 points).
135, 136, 137	Figure IV.16.	calcite du bord (135) au cœur (137).
138, 139, 144, 145	Figure IV.16.	Clinopyroxène
140, 141, 142, 143	Figure IV.16. et IV.20.	feldspath alcalin (un peu ternaire?) avec un peu de Ba pour 141 et 143?.
146, 147	Figure IV.16.	Ilménite (très petites; risque de mélange)

Tableau IV.12 : détails sur les points analysés à la microsonde (échantillon KH5)

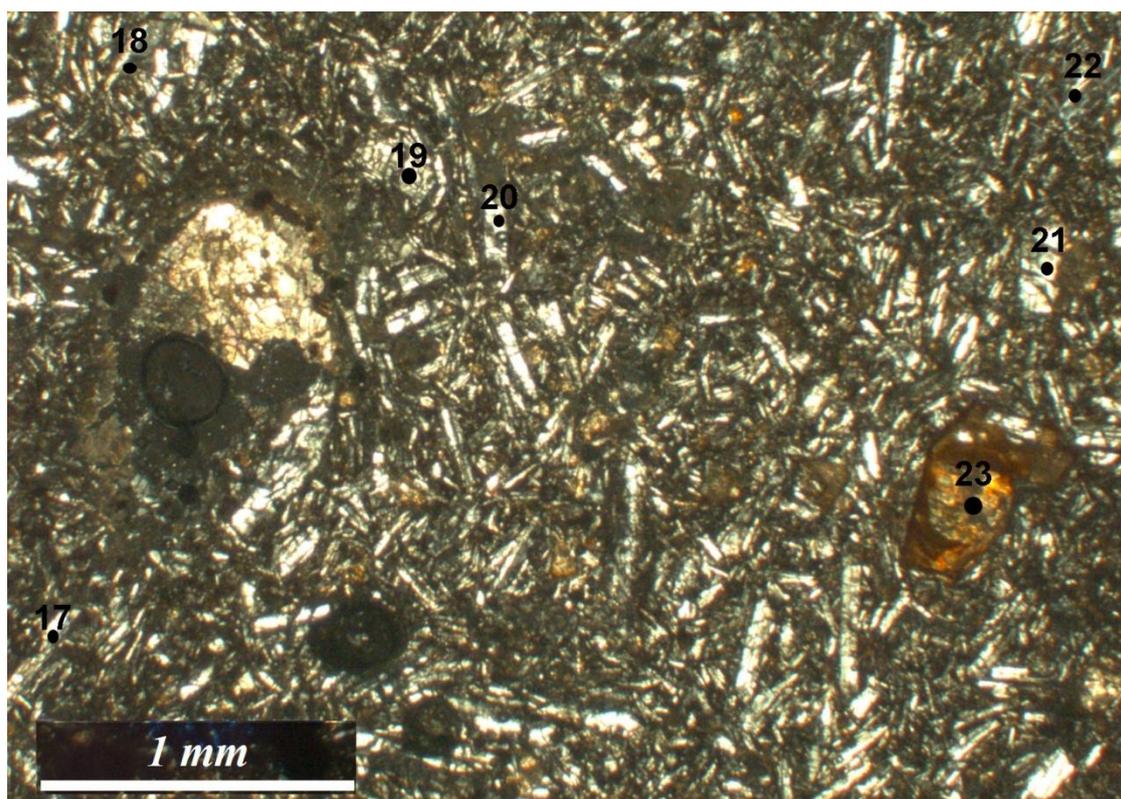


Figure IV.22 : Lame mince de l'échantillon KH5 en LPNA montrant des points analysés à la microsonde.

Points 17 à 22 : Plagioclases.

Point 23 : Minéral d'altération.

Points Oxydes	134 / 1	134 / 2	134 / 3	134 / 4	134 / 5	134 / 6	134 / 7	134 / 8	134 / 9	134 / 10	134/11
	SiO ₂	58,27	56,23	52,97	50,52	49,87	50,05	50,84	51,85	51,35	51,29
TiO ₂	0,46	0,30	0,11	0,09	0,05	0,07	0,05	0,08	0,07	0,02	0,08
Al ₂ O ₃	18,55	27,04	29,19	31,11	31,77	31,36	30,76	30,66	30,57	30,71	30,55
FeO	0,46	0,57	0,25	0,14	0,24	0,11	0,15	0,13	0,21	0,10	0,20
MnO	0,03	0,01	-0,05	0,04	0,01	-0,06	0,01	0,05	0,03	-0,05	0,01
MgO	0,01	0,07	0,07	0,04	0,04	0,01	0,05	0,05	0,05	0,08	0,04
CaO	3,74	9,12	11,35	13,38	14,00	13,96	13,00	12,82	12,60	13,23	12,59
Na ₂ O	4,96	5,96	4,52	3,33	3,17	3,24	3,73	3,81	3,79	3,60	3,94
K ₂ O	7,44	0,82	0,64	0,39	0,30	0,33	0,39	0,40	0,43	0,38	0,41
BaO	0,07	0,22	0,13	0,04	0,06	-0,01	0,10	0,09	0,09	0,03	0,17
Total	94,00	100,35	99,19	99,07	99,51	99,07	99,08	99,94	99,19	99,40	99,33
Formule structurale sur la base de 8 oxygènes											
Si	2,842	2,535	2,422	2,320	2,286	2,301	2,335	2,357	2,353	2,345	2,351
Al	1,066	1,437	1,573	1,684	1,716	1,699	1,665	1,643	1,651	1,655	1,649
Ti	0,017	0,010	0,004	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,001	0,003
Fe ²⁺	0,019	0,021	0,010	0,005	0,009	0,004	0,006	0,005	0,008	0,004	0,008
Mg	0,001	0,005	0,005	0,003	0,003	0,001	0,003	0,003	0,004	0,006	0,003
Mn	0,001	0,001	-0,002	0,001	0,000	-0,002	0,000	0,002	0,001	-0,002	0,000
Ca	0,196	0,440	0,556	0,658	0,687	0,688	0,640	0,624	0,619	0,648	0,618
Na	0,469	0,521	0,401	0,296	0,282	0,288	0,332	0,336	0,337	0,319	0,350
K	0,463	0,047	0,037	0,023	0,018	0,019	0,023	0,023	0,025	0,022	0,024
Ba	0,001	0,004	0,002	0,001	0,001	0,000	0,002	0,002	0,002	0,001	0,003
Total	5,074	5,021	5,007	4,994	5,004	5,001	5,008	4,998	5,000	4,997	5,008
Orthose (Or)	41,01	4,67	3,75	2,33	1,79	1,96	2,30	2,34	2,55	2,22	2,40
Albite (Ab)	41,55	51,43	40,24	30,28	28,53	28,97	33,32	34,11	34,29	32,21	35,16
Anorthite (An)	17,33	43,51	55,77	67,31	69,57	69,09	64,19	63,39	63,00	65,51	62,12
Celsiane (Ce)	0,11	0,39	0,24	0,08	0,11	-0,02	0,18	0,16	0,17	0,06	0,31

Points Oxydes	134 / 12	134 / 13	134 / 14	134 / 15	134 / 16	134 / 17	134 / 18
	SiO ₂	51,46	51,16	52,64	49,96	50,15	50,86
TiO ₂	0,13	0,07	0,04	0,13	0,03	0,06	0,12
Al ₂ O ₃	30,76	30,72	30,79	31,18	31,48	29,17	28,37
FeO	0,12	0,12	0,59	0,18	0,22	0,31	0,46
MnO	0,03	0,00	0,01	0,04	0,01	0,02	0,00
MgO	0,04	0,07	0,22	0,05	0,06	0,05	0,07
CaO	12,92	12,82	12,07	13,79	13,81	11,89	10,25
Na ₂ O	3,67	3,85	3,84	3,10	3,27	3,68	5,19
K ₂ O	0,41	0,41	0,43	0,32	0,36	0,43	0,73
BaO	0,08	0,06	0,08	0,02	0,08	0,17	0,18
Formule structurale sur la base de 8 oxygènes							
Total	99,62	99,27	100,72	98,77	99,48	96,64	100,49
Si	2,347	2,343	2,371	2,304	2,299	2,388	2,482
Al	1,654	1,658	1,635	1,695	1,701	1,614	1,506
Ti	0,004	0,002	0,001	0,004	0,001	0,002	0,004
Fe ²⁺	0,005	0,004	0,022	0,007	0,008	0,012	0,017
Mg	0,003	0,005	0,015	0,003	0,004	0,003	0,005
Mn	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000
Ca	0,632	0,629	0,583	0,681	0,678	0,598	0,495
Na	0,325	0,342	0,335	0,277	0,291	0,335	0,453
K	0,024	0,024	0,025	0,019	0,021	0,026	0,042
Ba	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,003	0,003
Total	4,996	5,008	4,989	4,992	5,005	4,983	5,008
Orthose (Or)	2,44	2,38	2,60	1,93	2,11	2,70	4,22
Albite (Ab)	33,07	34,31	35,51	28,35	29,31	34,79	45,66
Anorthite (An)	64,35	63,21	61,74	69,68	68,43	62,18	49,80
Celsiane (Ce)	0,14	0,11	0,15	0,04	0,15	0,33	0,32

Tableau IV.13 : Résultats d'analyse des plagioclases à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillon KH5.

Oxydes	Points					
	17 / 1	18 / 1	19 / 1	20 / 1	21 / 1	22 / 1
SiO ₂	49,84	50,67	50,97	50,28	51,46	50,96
TiO ₂	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Al ₂ O ₃	30,94	30,57	29,95	30,86	29,73	30,03
FeO	0,23	0,17	0,18	0,23	0,18	0,15
MnO	0,01	-0,01	0,00	0,00	0,00	-0,01
MgO	0,09	0,10	0,13	0,11	0,10	0,11
CaO	14,14	13,53	13,22	14,04	12,89	13,08
Na ₂ O	3,28	3,66	3,79	3,43	3,90	3,77
K ₂ O	0,44	0,46	0,49	0,41	0,52	0,51
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,04	99,24	98,80	99,43	98,86	98,67
Formule structurale sur la base de 8 oxygènes						
Si	2,299	2,328	2,350	2,309	2,368	2,351
Al	1,682	1,655	1,628	1,670	1,613	1,633
Ti	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002
Fe ²⁺	0,009	0,006	0,007	0,009	0,007	0,006
Mn	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,006	0,007	0,009	0,008	0,007	0,008
Ca	0,699	0,666	0,653	0,691	0,636	0,646
Na	0,294	0,326	0,339	0,305	0,348	0,337
K	0,026	0,027	0,029	0,024	0,030	0,030
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	5,017	5,019	5,017	5,018	5,012	5,014
Orthose (Or)	2,51	2,66	2,83	2,33	2,99	2,97
Albite (Ab)	28,83	32,00	33,22	29,95	34,31	33,27
Anorthite (An)	68,65	65,34	63,95	67,72	62,70	63,75
Celsiane (Ce)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tableau IV.13 : Résultats d'analyse des plagioclases à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillon KH5 (suite).

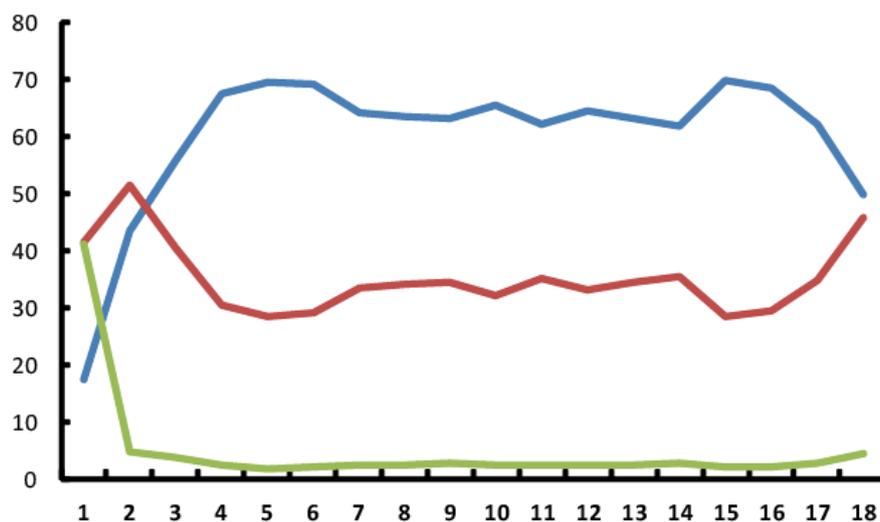


Figure IV.23 : variations de la composition (en %) en orthose, albite, et anorthite lors de la traversée d'un plagioclase de l'échantillon KH5 : points 134/1 à 134/18.

— Anorthite
— Albite
— Orthose

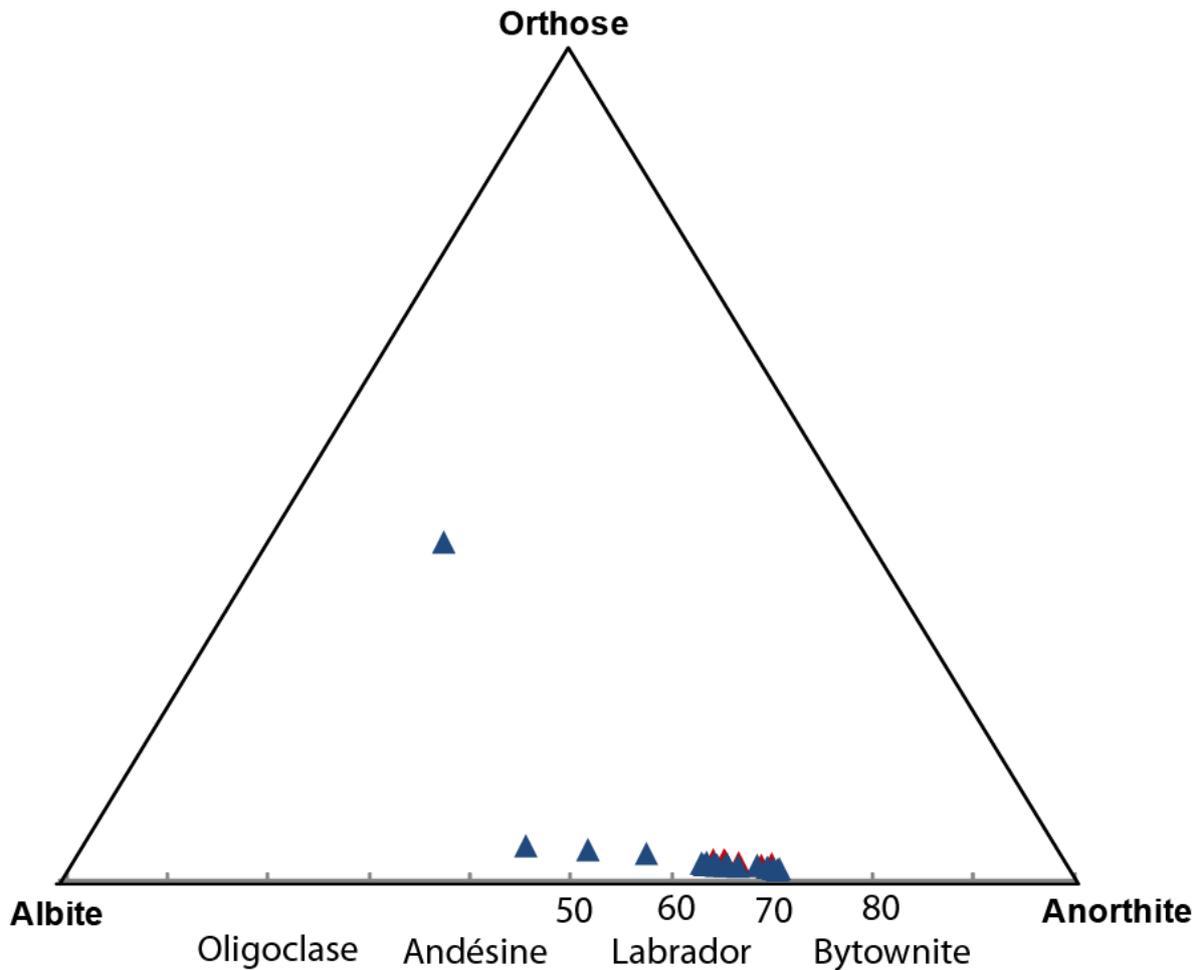


Figure IV.24 : Diagramme ternaire orthose, albite et anorthite représentant la composition des plagioclases de l'échantillon KH5. En bleu : traversée du plagioclase points 134/1 à 134/18 ; en rouge : analyse ponctuelle des plagioclases, points 17 et 22 (coïncident avec les analyses des points 134/1 à 134/18, donc ne sont pas bien visibles sur la figure).

Les compositions chimiques des points 141/1 et 143/1 qui sont centrés sur ces zones de couleur blanchâtre des feldspaths alcalins indiquent un pourcentage en Celsiane de 4,51 et 5,66 % respectivement (BaO : 2,5% et 3% en poids respectivement) (tableau IV. 13). Il s'agit donc de feldspaths alcalins dont le cœur est baryfère (comme c'était le cas pour les feldspaths alcalins de l'échantillon KH1). Le diagramme Orthose-Albite-Anorthite indique une composition ternaire pour les feldspaths alcalins de l'échantillon KH5 (fig. IV.26). La moyenne de cette composition est de $An_{10}Ab_{50}Or_{40}$. Ces feldspaths alcalins sont donc plus sodiques que potassiques.

Points Oxydes	140 / 1	141 / 1	142 / 1	143 / 1
SiO ₂	61,73	62,55	64,47	62,08
TiO ₂	0,38	0,35	0,42	0,28
Al ₂ O ₃	21,18	20,27	18,63	20,63
FeO	0,86	0,26	0,34	0,20
MnO	-0,02	0,05	0,04	-0,05
MgO	0,11	0,02	-0,02	0,00
CaO	3,34	1,02	2,36	1,19
Na ₂ O	6,13	4,33	5,03	4,61
K ₂ O	4,27	8,77	8,25	7,80
BaO	0,37	2,49	0,07	3,09
Total	98,36	100,10	99,60	99,84
Formule structurale sur la base de 8 oxygènes				
Si	2,826	2,882	2,939	2,869
Al	1,143	1,101	1,001	1,124
Ti	0,013	0,012	0,014	0,010
Fe ²⁺	0,033	0,010	0,013	0,008
Mg	0,008	0,001	-0,001	0,000
Mn	-0,001	0,002	0,002	-0,002
Ca	0,164	0,050	0,115	0,059
Na	0,544	0,387	0,444	0,413
K	0,249	0,516	0,480	0,460
Ba	0,007	0,045	0,001	0,056
Total	4,986	5,006	5,008	4,996
Orthose (Or)	25,87	51,68	46,11	46,57
Albite (Ab)	56,45	38,77	42,69	41,80
Anorthite (An)	16,99	5,04	11,08	5,96
Celsiane (Ce)	0,70	4,51	0,13	5,66

Tableau IV.14 : Résultats d'analyse des feldspaths alcalins à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillon KH5.

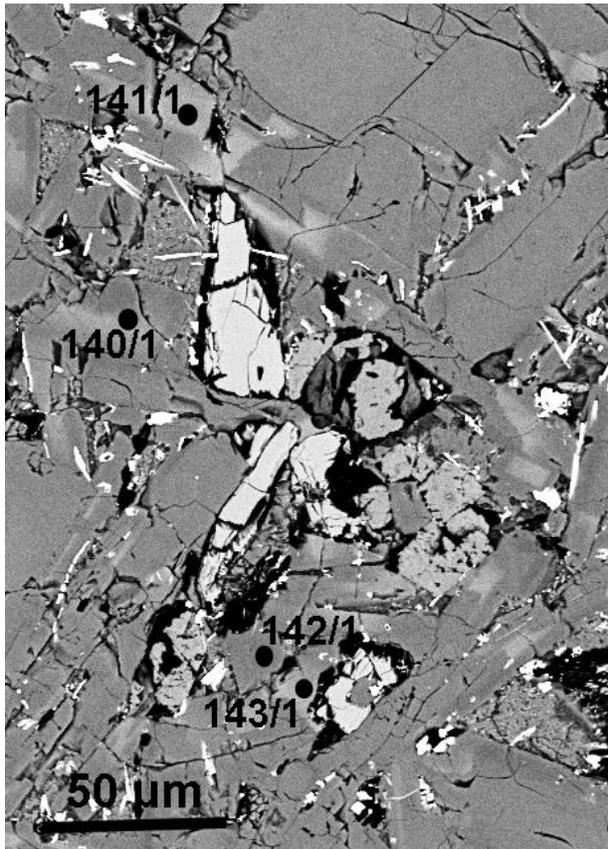


Figure IV.25 : image MEB traitée d'une zone de l'échantillon KH5 montrant les points feldspaths alcalins (points 140/1 à 143/1) analysés à la microsonde.

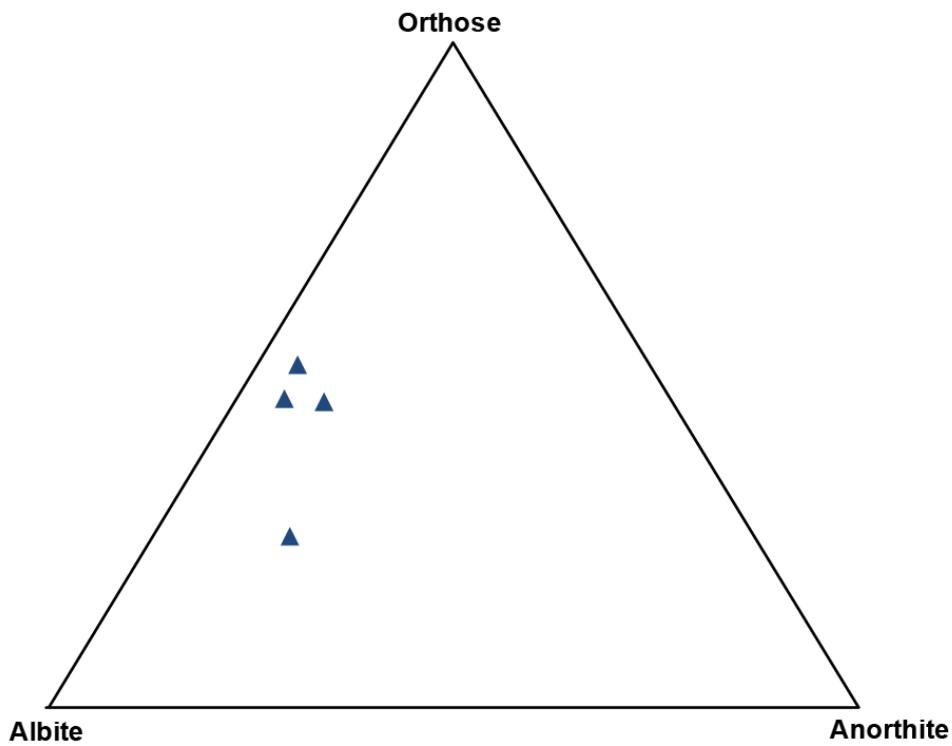


Figure IV.26 : Diagramme ternaire orthose, albite et anorthite représentant la composition des feldspaths alcalins de l'échantillon KH5.

IV.4.3. Les clinopyroxènes

Les résultats des analyses à la microsonde des clinopyroxènes de l'échantillon KH5 sont donnés dans le tableau IV.15. Les clinopyroxènes analysés sont riches en calcium et en magnésium : il s'agit de diopside avec un pourcentage en Wollastonite autour de 45 % et d'Enstatite autour de 41%. Ceci est bien visible sur le diagramme ternaire de Morimoto (1988) (fig. IV.27). Le Mg number $[(Mg/Mg+Fe^{2+}) * 100]$ de ces clinopyroxènes varie de 70 à 81. Enfin, les clinopyroxènes analysés sont relativement riches en aluminium (le pourcentage en Al_2O_3 varie entre 3,43 et 3,97 %), en titane (2,63 % en moyenne) et en fer (8,33% en moyenne) et pauvres en sodium (le pourcentage en Na_2O est autour de 0,43 %). La composition de ces clinopyroxènes est proche du groupe des salites.

IV.4.4. L'ilménite

Les résultats des analyses à la microsonde des deux ilménites de l'échantillon KH5 sont donnés dans le tableau IV.16. le premier point 146/1 correspond plutôt à une magnétite ou à une hématite titanifère (75% en poids de FeO). Le second point 147/1 correspond à une ilménite ferrifère. Cependant, le pourcentage en TiO_2 est assez bas pour une ilménite pure (20%) et les analyses ne bouclent pas à 100 (total : 80%). La phase représentant les 20% restante est inconnue (mélange probable à cause de la petite taille de ces ilménites analysées).

IV.4.5. La calcite

Les résultats des analyses à la microsonde de la calcite de l'échantillon KH5 sont donnés dans le tableau IV.17. Le phénocristal de cristal analysé ne montre aucune variation de CaO du bord au cœur.

Points Oxydes	138/1	139/1	144/1	145/1
SiO ₂	47,56	48,09	47,34	48,44
TiO ₂	2,92	2,72	2,43	2,46
Al ₂ O ₃	3,97	3,94	3,43	3,90
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	8,37	8,54	8,46	7,98
MnO	0,27	0,24	0,23	0,19
MgO	12,33	13,24	14,03	13,89
CaO	20,18	19,85	19,88	20,25
Na ₂ O	0,42	0,46	0,45	0,41
K ₂ O	0,04	0,06	0,05	0,02
Total	96,06	97,13	96,30	97,54
Si	1,855	1,848	1,827	1,846
Ti	0,086	0,079	0,071	0,071
Al	0,183	0,178	0,156	0,175
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	-0,030	0,005	0,085	0,023
Fe ²⁺	0,303	0,269	0,188	0,232
Mn	0,009	0,008	0,007	0,006
Mg	0,717	0,759	0,807	0,789
Ca	0,843	0,817	0,822	0,827
Na	0,032	0,034	0,034	0,031
K	0,002	0,003	0,003	0,001
Total	4,000	4,000	4,000	4,000
WO	45,3	44,3	45,2	44,8
EN	38,5	41,1	44,4	42,7
FS	16,3	14,6	10,4	12,5
100*Mg/(Mg+Fe ²⁺)	70,3	73,8	81,1	77,3

Tableau IV.15 : Résultats d'analyse des clinopyroxènes à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillon KH5.

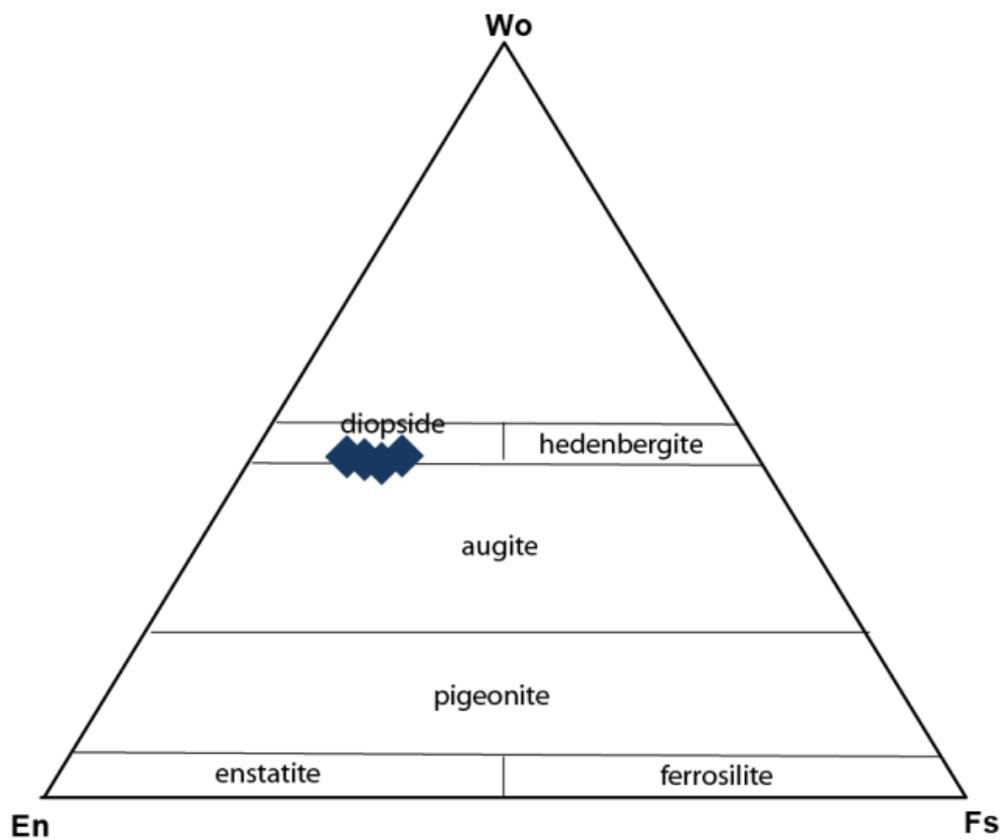


Figure IV.27 : Diagramme ternaire Wollastonite (Wo), Enstatite (En) et Ferrosilite (Fs) représentant la composition des clinopyroxènes (Morimoto, 1988) de l'échantillon KH5.

Oxydes \ Points	146/1	147/1
SiO ₂	1,00	1,47
TiO ₂	12,21	20,90
Al ₂ O ₃	0,23	4,34
FeO	74,93	48,92
MnO	0,44	0,38
MgO	0,20	1,63
CaO	0,15	2,17
Na ₂ O	0,01	0,21
K ₂ O	0,10	0,23
BaO	-0,01	0,03
Total	89,26	80,28
Formule atomique sur la base de 6 oxygènes		
Si	0,055	0,086
Al	0,014	0,299
Ti	0,497	0,921
Fe ²⁺	0,507	0,710
Fe ³⁺	2,883	1,686
Mn	0,020	0,019
Mg	0,016	0,142
Ca	0,009	0,136
100*Mg/(Mg+Fe ²⁺)	3,04	16,66

Tableau IV.16 : Résultats d'analyse des ilménites à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillon KH5.

Oxydes \ Points	135/1	136/1	137/1
SiO ₂	0,24	0,19	0,00
Al ₂ O ₃	0,02	0,012	0,01
FeO	0,15	0,27	0,02
MnO	0,09	0,20	0,09
MgO	0,18	0,25	-0,16
BaO	0,03	-0,04	-0,08
CaO	55,06	56,38	58,96
CO ₂	43,93	45,10	46,15
TOTAL	99,70	102,37	104,98
Si	0,008	0,006	0,000
Al	0,001	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,004	0,007	0,001
Mn	0,002	0,006	0,002
Mg	0,009	0,012	-0,007
Sr	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	-0,001	-0,001
Ca	1,967	1,962	2,005

Tableau IV.17 : Résultats d'analyse de la calcite à la microsonde exprimés en % poids et calcul de la formule structurale, échantillon KH5.

IV.5. Conclusion

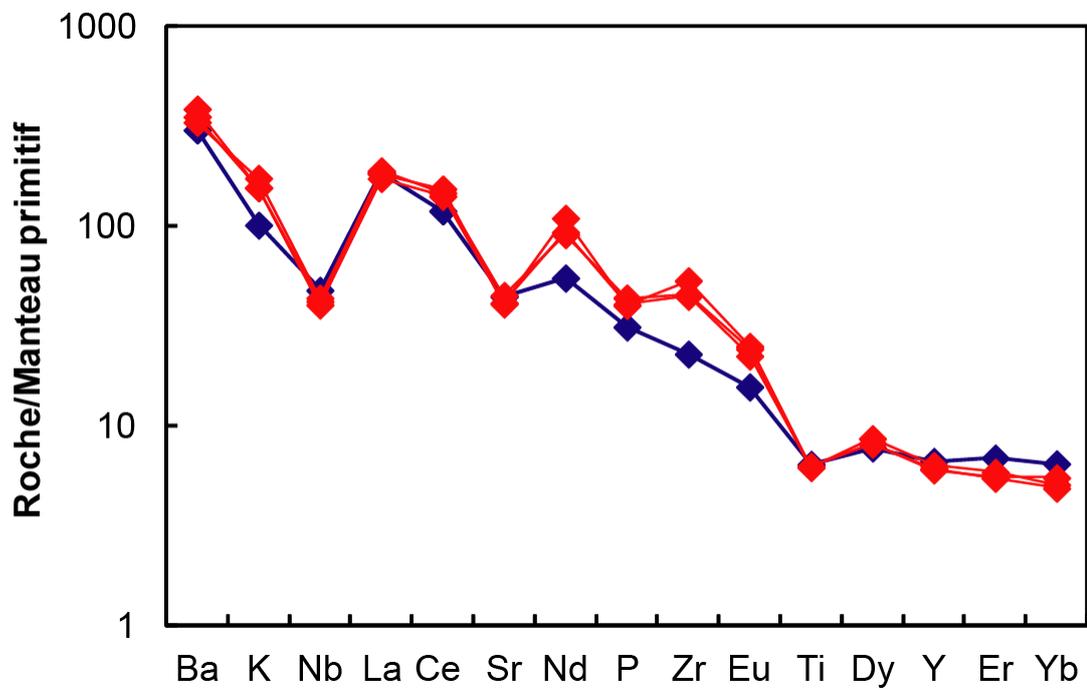
Les compositions minéralogiques des roches des deux types pétrographiques rencontrés dans le massif du Kef Hahouner sont résumées dans le tableau IV.18.

Echantillon	Phases minéralogiques	Composition
KH1	Olivine	Fe_{72-87}
	Clinopyroxène	$Wo_{43}En_{46}Fs_{11}$ (moyenne)
	Feldspath (sanidine) Alcalin	$Or_{72}Ab_{24}An_4$ (moyenne, feldspath alcalin non zoné) $Or_{59}Ab_{28}An_{07}Ce_{06}$ (Cœur des feldspaths alcalins zonés, moyenne) $Or_{74}Ab_{23}An_{03}Ce_{00}$ (bords des feldspaths alcalins non zonés, moyenne)
	Plagioclase	An_{50-65} (plagioclases purs)
	Chromite Spinelles chromifère et titanifère Ilménite	$(Fe_{0.73}Mg_{0.31})(Cr_{1.21}Al_{0.45}Ti_{0.05}Fe^{3+}_{0.23})O_4$ $(Fe_{1.06}Mg_{0.23})(Cr_{0.61}Al_{0.21}Ti_{0.30}Fe^{3+}_{0.59})O_4$ (moyenne)
	Phlogopite	$(K_{1.37}Na_{0.17})(Mg_{3.84}Fe_{0.64}Ti_{0.17})(Si_7Al_{1.48})O_{22}(OH_{1.27}F_{2.65})$ (moyenne)
	Apatite	
	Chlorophteite et Bowlingite (Minéraux secondaires).	
KH5	Plagioclase	$An_{65}Ab_{32}Or_3$
	Feldspath alcalin (sanidine)	$An_{10}Ab_{50}Or_{40}$
	Clinopyroxène	$Wo_{45}En_{42}Fs_{14}$ (moyenne)
	Ilménite ferrifère et magnétite ?	
	Apatite (non analysée)	
	Calcite (minéral secondaire)	

Tableau IV.18 : composition chimique des différentes phases minéralogiques des roches appartenant aux deux types pétrographiques rencontrés dans le massif volcanique du Kef Hahouner.

Chapitre V

Etude géochimique



V.1. Introduction

Les principaux objectifs de cette partie sont de présenter de nouvelles analyses chimiques d'éléments majeurs, traces et terres rares sur les lamproïtes et roches associées du massif volcanique du Kef Hahouner dans le but de classifier et déterminer les caractéristiques géochimiques de ces formations. Les analyses géochimiques ont été réalisées sur les échantillons KH1, KH4, KH6 et KH5. Le choix a porté sur les échantillons les plus frais et sur les roches qui appartiennent à des types pétrographiques différents. Les échantillons KH1, KH4 et KH6 appartiennent à un même type pétrographique : il s'agit des trachytes potassiques à olivine de Raoult et Velde (1971) et lamproïte de Kaminsky et al. (1993). L'échantillon KH5 appartient aux andésites supposées de Raoult et Velde (1971). Dans ce travail, nous présenterons pour la première fois des analyses géochimiques sur ces andésites supposées.

V.2. Procédure analytique

Les éléments majeurs et certains éléments en traces ont été analysés par ICP-AES (Plasma à couplage inductif – spectrométrie d'émission atomique) dans les laboratoires d'ALS global à Séville (Espagne).

Pour ces éléments, 0,200 gramme d'échantillon grillé à 1025°C est mélangé avec un fondant (métaborate de lithium : 80%, tétraborate de lithium : 20%) et le mélange, porté à fusion complète, est ensuite refroidi et dissous dans une mixture d'acide contenant des acides nitriques, hydrochloriques et hydrofluoriques. Cette solution est ensuite analysée par ICP-AES. Les limites de détection de ces éléments par cette méthode sont données dans le tableau V.1.

Elément	Symbole	Unités	Limite inférieure	Limite supérieure
Silicium	SiO ₂	%	0.01	100
Aluminium	Al ₂ O ₃	%	0.01	100
Fer	Fe ₂ O ₃	%	0.01	100
Calcium	CaO	%	0.01	100
Magnésium	MgO	%	0.01	100
Sodium	Na ₂ O	%	0.01	100
Potassium	K ₂ O	%	0.01	100
Chrome	Cr ₂ O ₃	%	0.01	100
Titane	TiO ₂	%	0.01	100
Manganèse	MnO	%	0.01	100
Phosphore	P ₂ O ₅	%	0.01	100
Strontium	SrO	%	0.01	100
Barium	BaO	%	0.01	100

Tableau V.1 : Limites de détections (supérieure et inférieure) des éléments majeurs et certains éléments en traces mesurés par ICP-AES (notre étude).

Les éléments en traces et les terres rares ont été analysés par ICP-MS (Plasma à couplage inductif – spectrométrie de masse) dans les laboratoires d'ALS global à Séville (Espagne).

Pour ces éléments, 0,100 gramme d'échantillon grillé à 1025°C est mélangé avec un fondant (métaborate de lithium : 80%, tétraborate de lithium : 20%) et le mélange, porté à fusion complète, est ensuite refroidi et dissous dans une mixture d'acide contenant des acides nitriques, hydrochloriques et hydrofluoriques. Cette solution est ensuite analysée par ICP-MS. Les limites de détection de ces éléments par cette méthode sont données dans le tableau V.2.

Élément	Symbole	Unités	Limite inférieure	Limite supérieure
Baryum	Ba	ppm	0.5	10000
Cérium	Ce	ppm	0.5	10000
Chrome	Cr	ppm	10	10000
Césium	Cs	ppm	0.01	10000
Dysprosium	Dy	ppm	0.05	1000
Erbium	Er	ppm	0.03	1000
Europium	Eu	ppm	0.03	1000
Gallium	Ga	ppm	0.1	1000
Gadolinium	Gd	ppm	0.05	1000
Hafnium	Hf	ppm	0.2	10000
Holmium	Ho	ppm	0.01	1000
Lanthane	La	ppm	0.5	10000
Lutétium	Lu	ppm	0.01	1000
Niobium	Nb	ppm	0.2	2500
Néodyme	Nd	ppm	0.1	10000
Praséodyme	Pr	ppm	0.03	1000
Rubidium	Rb	ppm	0.2	10000
Samarium	Sm	ppm	0.03	1000
Tin	Sn	ppm	1	10000
Strontium	Sr	ppm	0.1	10000
Tantale	Ta	ppm	0.1	2500
Terbium	Tb	ppm	0.01	1000
Thorium	Th	ppm	0.05	1000
Thallium	Tl	ppm	0.5	1000
Thulium	Tm	ppm	0.01	1000
Uranium	U	ppm	0.05	1000
Vanadium	V	ppm	5	10000
Tungstène	W	ppm	1	10000
Yttrium	Y	ppm	0.5	10000
Ytterbium	Yb	ppm	0.03	1000
Zirconium	Zr	ppm	2	10000

Tableau V.2 : Limites de détections (supérieure et inférieure) des éléments en traces et terres rares mesurés par ICP-MS (notre étude).

V.3. Résultats géochimiques

V.3.1. L'altération

La perte au feu des échantillons analysés varie de 3,24 à 4,62, ce qui indique que les roches sont plus ou moins altérées. Cependant, l'étude pétrographique a montré que mis à part certaines olivines qui sont transformées en chlorophaeite et bowlingite, les roches sont relativement fraîches. Cette perte au feu assez élevée est probablement liée à la présence de calcite dans les vacuoles des roches, et donc est due au dégazage du CO₂. Ceci est confirmé par la perte au feu élevée de l'échantillon KH5 (4,62) qui est très riche en vacuoles remplies de calcite.

V.3.2. Géochimie des éléments majeurs

Les résultats des analyses chimiques en éléments majeurs sont donnés dans le tableau V.3.

Les principales caractéristiques géochimiques qui ressortent de ces résultats sont les suivantes (les teneurs en oxydes données dans les paragraphes suivants sont celles qui ont été recalculées en base anhydre et normalisées à 100 %, tableau V.3) :

- Les roches étudiées sont à quartz et hypersthène normatif.
- Les teneurs en SiO₂ varient entre 54,24 et 55,42 % et correspondent à une composition basaltique.
- Les teneurs en Al₂O₃ sont relativement élevées pour les échantillons KH1, KH4 et KH6 (autour de 14,5 %) et très élevées pour l'échantillon KH5 (21,39 %), due probablement au fait que la roche soit pratiquement holofeldspathique.
- Les teneurs en FeO sont relativement faibles pour les échantillons KH1, KH4 et KH6 (moyenne de 6,4 %) et très faible pour l'échantillon KH5 (3,07 %).
- Les teneurs en MgO sont relativement élevées pour les échantillons KH1, KH4 et KH6 (moyenne de 7,54 %) et extrêmement faible pour l'échantillon KH5 (0,74 %). Ceci se traduit par des valeurs du [Mg] ([Mg] = Mg/(Mg+Fe²⁺)) autour de 0,71 pour les échantillons KH1, KH4 et KH6 ce qui démontre leur caractère primitif, et de 0,34 pour l'échantillon KH5, ce qui indique son caractère très différencié.

Echantillon	KH1	KH4	KH5	KH6
SiO ₂	52,2	51,0	50,7	52,5
Al ₂ O ₃	14,25	13,4	20,0	14,1
Fe ₂ O ₃	6,9	6,49	3,19	6,72
FeO				
MgO	7,24	6,39	0,69	7,71
CaO	5,73	6,76	10,0	5,11
Na ₂ O	1,88	1,75	3,71	1,87
K ₂ O	4,69	5,22	3,04	4,67
TiO ₂	1,34	1,35	1,39	1,36
P ₂ O ₅	0,95	0,87	0,68	0,88
MnO	0,08	0,11	0,07	0,09
H ₂ O ⁺	3,34	4,15	4,62	3,24
TOTAL	99,03	97,89	98,42	98,65
SiO ₂ *	54,95	54,79	54,24	55,42
Al ₂ O ₃ *	15	14,39	21,39	14,88
FeO*	6,54	6,27	3,07	6,38
MgO*	7,62	6,86	0,74	8,14
CaO*	6,03	7,26	10,7	5,39
Na ₂ O*	1,98	1,88	3,97	1,97
K ₂ O*	4,94	5,61	3,25	4,93
TiO ₂ *	1,41	1,45	1,49	1,44
P ₂ O ₅ *	1	0,93	0,73	0,93
MnO*	0,08	0,12	0,07	0,09
[Mg]	0,71	0,7	0,34	0,73
K ₂ O/Na ₂ O	2,50	2,98	0,82	2,50
Norme CIPW				
Qz	6,13	4,73	3,93	2,80
Or	4,14	4,55	5,02	9,04
Ab	20,98	20,13	21,41	17,17
An	25,62	26,41	26,07	27,90
Di	19,52	19,33	18,94	20,08
Hyp	18,34	19,97	19,93	18,01
Ol				
Mt	2,57	2,46	2,39	2,36
Ilm	2,36	2,13	2,03	2,28
Ap	0,32	0,28	0,28	0,32

Tableau V.3. Analyses chimiques (éléments majeurs) et normes CIPW des lamproïtes du Kef Hahouner. Les résultats sont donnés en pourcentage pondéral. Analyses réalisées par ICP-AES. [Mg] : Mg/(Mg+Fe²⁺) avec Fe³⁺/Fe²⁺ = 0,15. * : Analyses recalculées en base anhydre et normalisées à 100 %.

- Les teneurs en TiO_2 sont relativement homogènes (entre 1,34 et 1,39 %).
- Les teneurs en CaO sont relativement modérés pour les échantillons KH1, KH4 et KH6 (moyenne de 5,86 %) et élevé pour l'échantillon KH5 (10,7 %).
- Les teneurs en Na_2O sont relativement faibles pour les échantillons KH1, KH4 et KH6 (moyenne de 1,83 %) et relativement élevé pour l'échantillon KH5 (3,71 %).
- Les teneurs en K_2O qui varient entre 3,01 % (KH5) et 5,22 % (KH4) sont très élevées, et dénote le caractère fortement potassique des roches étudiées.

Dans le diagramme TAS (Total Alkali Silica, Le Bas et al., 1986) (fig. V.1), les roches étudiées se projettent dans le domaine des trachy-andésites basaltiques, et plus précisément dans le domaine des shoshonites : $\text{Na}_2\text{O} - 2 < \text{K}_2\text{O}$ pour l'ensemble des échantillons étudiés. Pour les échantillons KH1, KH4 et KH6, la valeur de $\text{Na}_2\text{O} - 2$ est négative, ce qui indique que le diagramme TAS est inadéquat pour classer ces roches fortement potassiques.

Dans le diagramme K_2O vs. SiO_2 (Ewart, 1982 ; Peccerillo et Taylor, 1976) (fig. V.2), les échantillons KH1, KH4 et KH6 se projettent très haut près de la limite supérieure du diagramme, dans le domaine des séries shoshonitiques. L'échantillon KH5 se projette dans le domaine des shoshonites.

Dans le diagramme triangulaire K_2O , MgO , Al_2O_3 (Bergman, 1987), les échantillons KH1, KH4 et KH6 se projettent dans le domaine des lamprophyres à la limite avec celui des lamproïtes (fig. V.3), tandis que dans celui Al_2O_3 , FeO , MgO (Bergman, 1987), ces mêmes échantillons se projettent dans le domaine des lamproïtes.

Le rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ est relativement élevé pour les échantillons KH1, KH4 et KH6 : il est de 2,5 pour KH1 et KH6 et 2,98 pour KH4. Ces échantillons sont donc classés dans la catégorie des roches ultrapotassiques selon la définition de Foley et al., (1987) ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2$; $\text{K}_2\text{O} > 3\%$ et $\text{MgO} > 3$) (fig. V.4). Ce rapport est faible pour l'échantillon KH5 : il n'est que de 0,82. Ce rapport est proche de celui des shoshonites (fig. V.4).

Dans les diagrammes des roches ultrapotassiques de Foley et al. (1987), les roches volcaniques du Kef Hahouner (échantillons KH1, KH4 et KH6) se projettent tantôt dans le domaine des roches ultrapotassiques de la Province de Roman en Italie (groupe 3 de la classification de Foley et al. (1987)) (diagrammes CaO vs. Al_2O_3 et $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ vs. SiO_2) (fig. V.5), tantôt dans celui des lamproïtes (groupe 1 de la classification de Foley et al. (1987)) (diagrammes CaO vs. MgO et CaO vs. SiO_2) (fig. V.5).

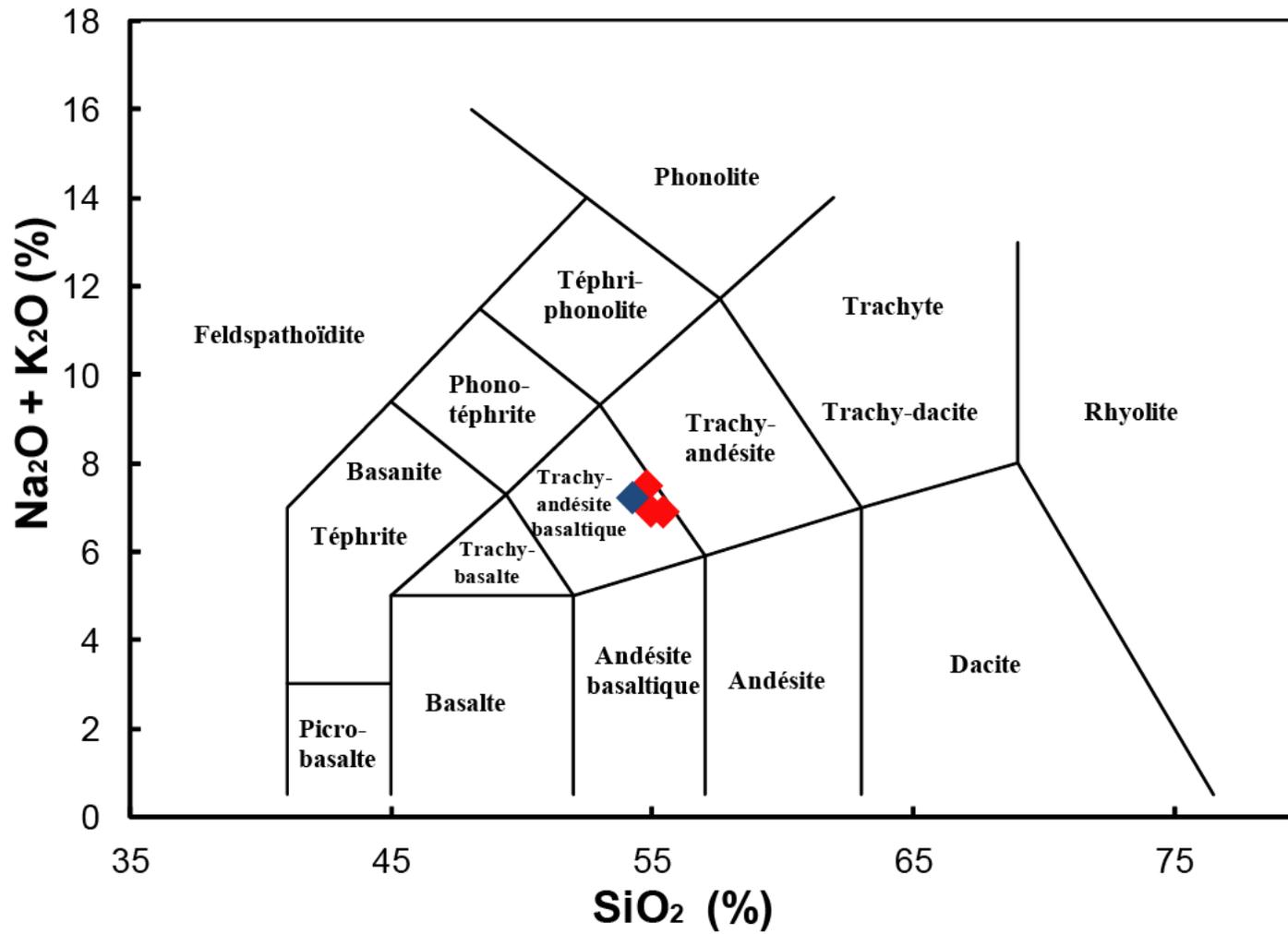


Figure V.1. Diagramme TAS (somme des alcalins en fonction de la silice ; Le Bas et al., 1986) des roches volcaniques du Kef Hahouner.

Les analyses ont été recalculées en base anhydre et normalisées à 100 %. En rouge : KH1, KH4 et KH6. En bleu : KH5.

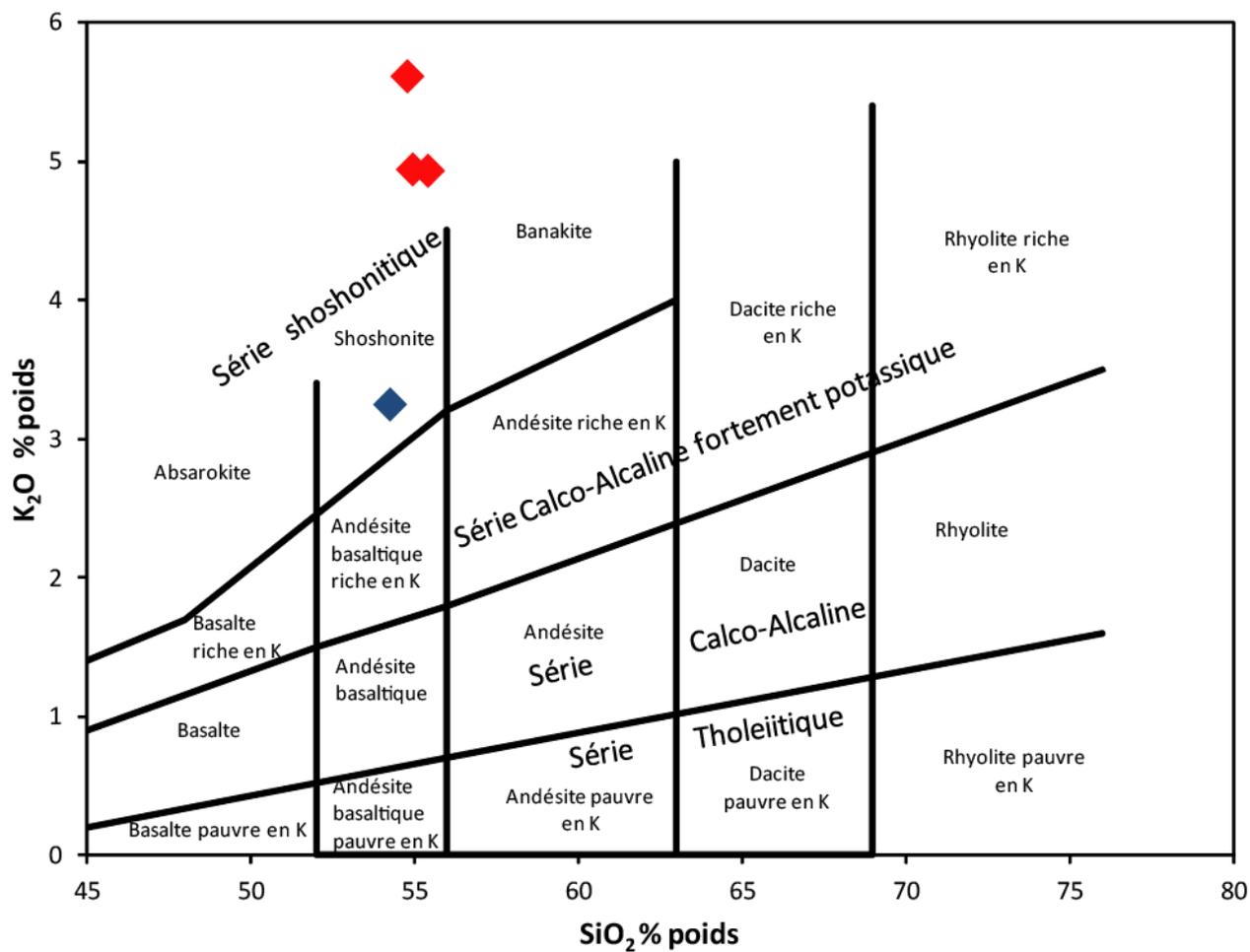


Figure V.2. Diagramme K_2O vs. SiO_2 (Ewart, 1982 ; Peccerillo et Taylor, 1976 pour les limites des séries) des roches volcaniques du Kef Hahouner. Les analyses ont été recalculées en base anhydre et normalisées à 100 %. En rouge : KH1, KH4 et KH6. En bleu : KH5.

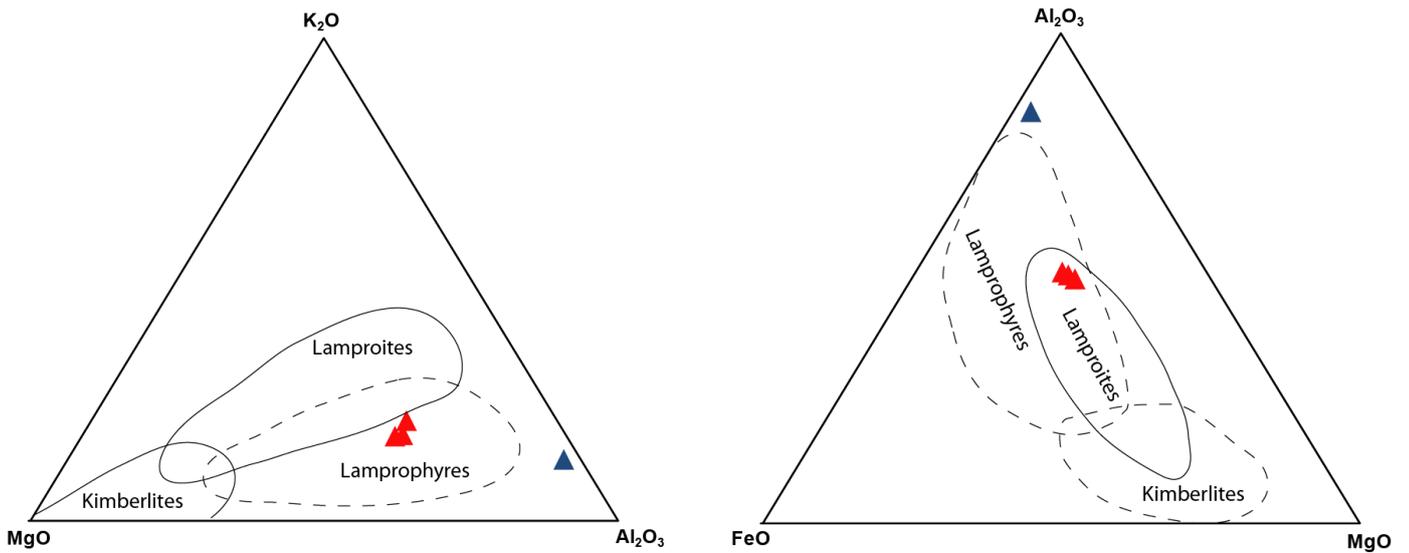


Figure V.3. Diagrammes triangulaire K_2O , MgO , Al_2O_3 et Al_2O_3 , FeO , MgO (Bergman, 1987), des roches volcaniques du Kef Hahouner. En rouge : KH1, KH4 et KH6. En bleu : KH5.

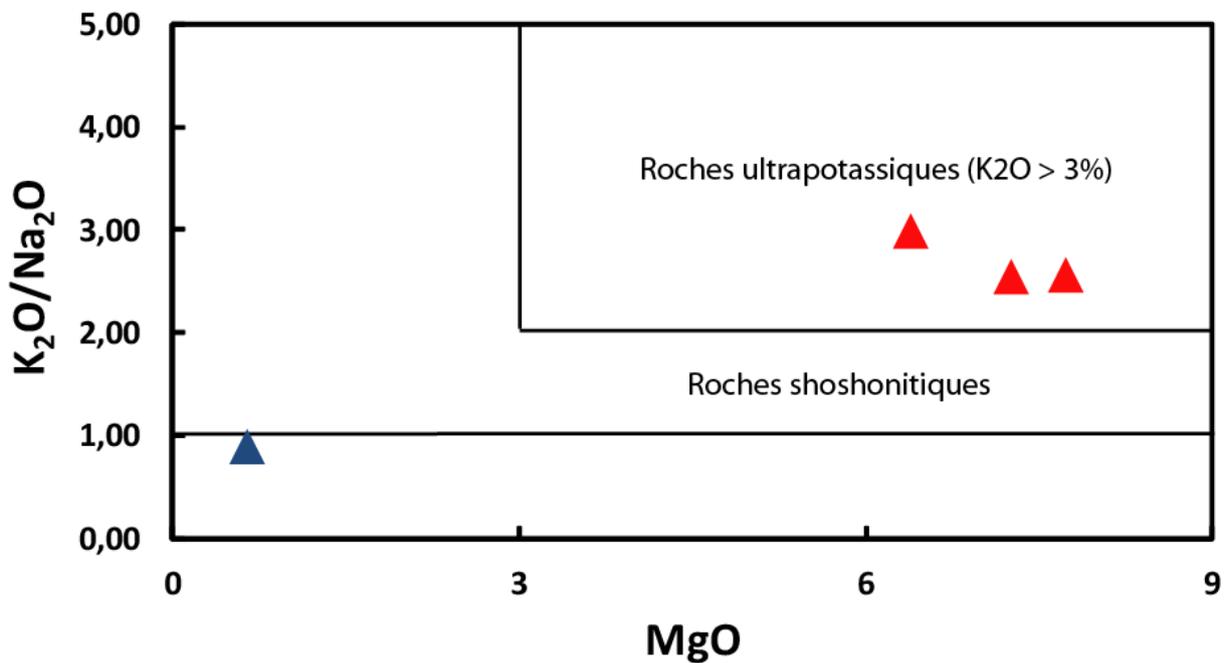


Figure V.4. Diagramme K_2O/Na_2O vs. MgO (Ersoy et al., 2014) des roches volcaniques du Kef Hahouner. En rouge : KH1, KH4 et KH6. En bleu : KH5.

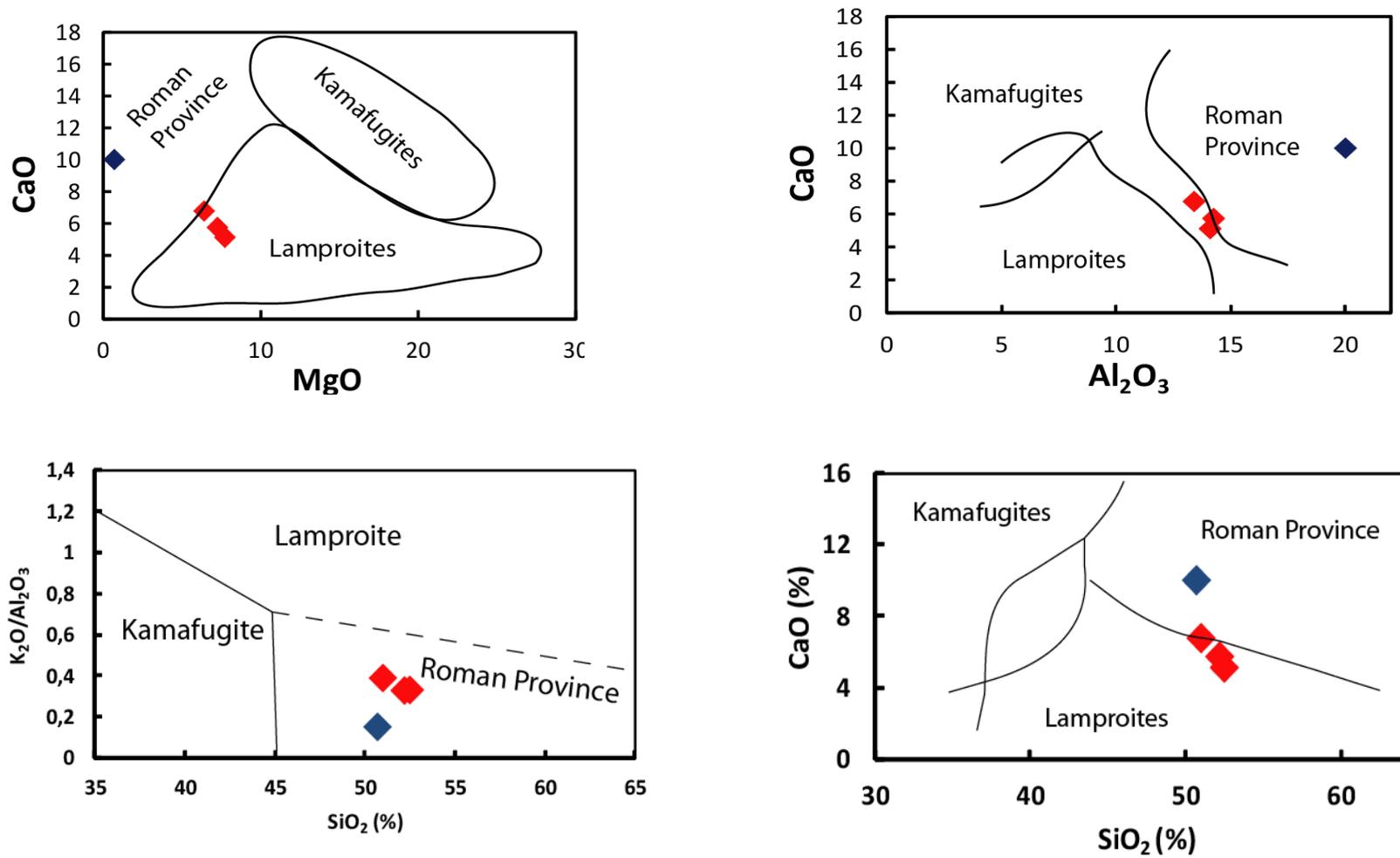


Figure V.5. Répartition des roches volcaniques du Kef Hahouner dans les diagrammes des roches ultrapotassiques de Foley et al. (1987).

En rouge : KH1, KH4 et KH6. En bleu : KH5.

V.3.3. Géochimie des éléments en traces et terres rares

Les résultats des analyses chimiques en éléments majeurs sont donnés dans le tableau V.4.

Les principales caractéristiques géochimiques qui ressortent de ces résultats sont les suivantes :

- Les teneurs en éléments lithophiles à grand rayon ionique (LILE) tels que Ba (2110-2690 ppm), Sr (859-948 ppm) et Rb (91-349 ppm) des roches étudiées sont très élevées.
- Les spectres des terres rares normalisés aux chondrites [selon Sun et McDonough (1989)] (fig. V.6) des ces échantillons présentent un enrichissement important en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) (avec un rapport $(La/Yb)_n$ qui varie de 27 à 36). Les teneurs en LREE sont très élevées (plus de 500 fois celles de la chondrite) et décroissent régulièrement avec une légère anomalie en Eu pour les échantillons KH1, KH4 et KH6. Les teneurs en HREE sont faibles, mais restent 10 fois supérieures à celles de la chondrite. L'échantillon KH5 présente un spectre plus plat au niveau des terres rares lourdes (HREE) par rapport à celui des échantillons KH1, KH4 et KH6 (avec un rapport $(Tb/Yb)_n$ de 1,49 pour KH5 et 2,36 pour les autres échantillons). Les échantillons KH1, KH4 et KH6 sont plus enrichis en LREE par rapport à KH5, tandis que ce dernier est plus enrichi en HREE que les autres échantillons. Les spectres de KH1, KH4, KH6 et celui de KH5 se recourent au niveau de l'élément Dy.
- Le diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) (figure V.7) montre un extrême enrichissement en terres rares légères (LREE) et autres éléments lithophiles à grands rayons ioniques (LILE : Cs, Ba, Rb, Th et U) avec des teneurs de 500 à 3000 fois supérieures à celle du manteau primitif. Les teneurs les plus élevées sont celles de Cs (la teneur de cet élément est plus de 3500 fois supérieure à celle du manteau primitif pour l'échantillon KH4), Th et U, ce qui provoque un creux dans le spectre multi-éléments en Ba et Rb (figure V.7).

Echantillon	KH1	KH4	KH5	KH6
Y	28,8	27,8	30,2	27,4
Sr	948	859	934	869
Rb	176,5	349	91,4	235
Zr	507	596	256	498
Nb	29,9	31,1	34	28,7
Cr	480	520	150	470
V	154	144	171	146
Ba	2690	2310	2110	2460
U	11,15	14,5	4,18	12,45
Th	96,9	145,5	38,4	117,5
Hf	14,1	16,3	5,8	13,1
Ta	1,5	1,8	1,5	1,4
Cs	7,31	28,1	2,09	6,58
Ga	18,9	19,6	18,8	20,2
Gd	12,4	12,4	7,21	11,4
W	36	35	43	15
Sn	4	4	2	2
La	124	119,5	121,5	113,5
Ce	260	272	211	250
Pr	31	34,4	21,2	30,3
Nd	122,5	148	74,3	126
Sm	20,3	24,6	10,25	20,4
Eu	4,07	4,19	2,63	3,75
Tb	1,35	1,32	1,04	1,27
Dy	6,36	5,97	5,71	6,01
Ho	1,14	1,1	1,21	1,08
Er	2,81	2,62	3,31	2,64
Tm	0,46	0,42	0,59	0,38
Yb	2,5	2,4	3,18	2,71
Lu	0,4	0,35	0,51	0,36

Tableau V.4. Analyses chimiques des éléments en traces et terres rares (exprimées en ppm) des lamproïtes du Kef Hahouner. Analyses réalisées par ICP-MS.

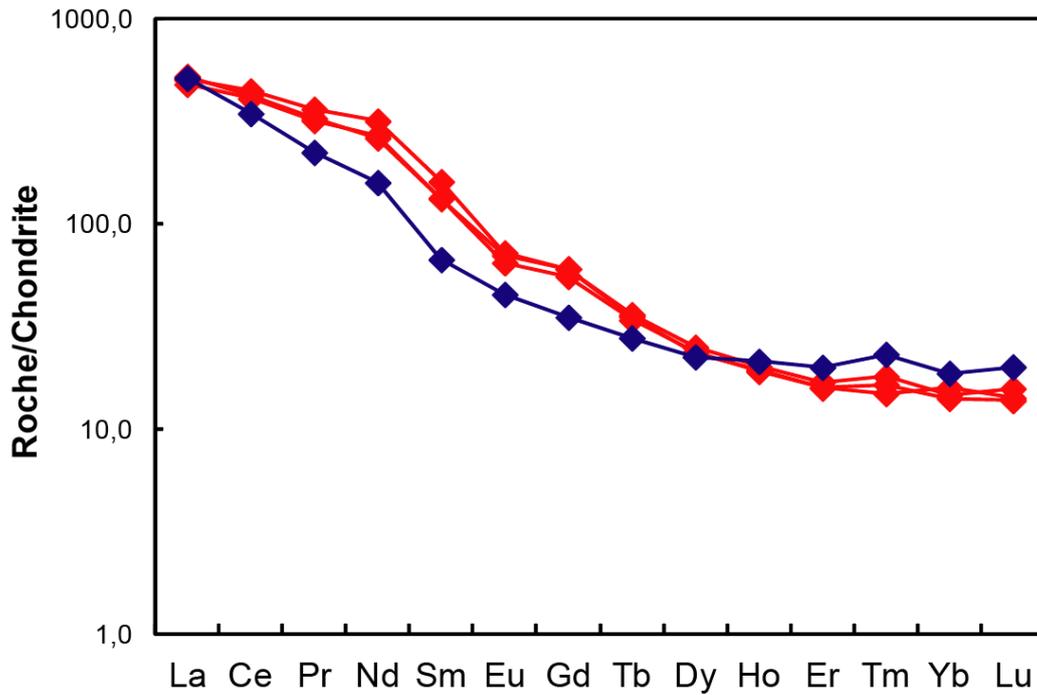


Figure V.6. Spectres d'éléments traces, normalisés à la chondrite selon Sun et McDonough (1989), des roches volcaniques du Kef Hahouner. En rouge : KH1, KH4 et KH6.
En bleu : KH5.

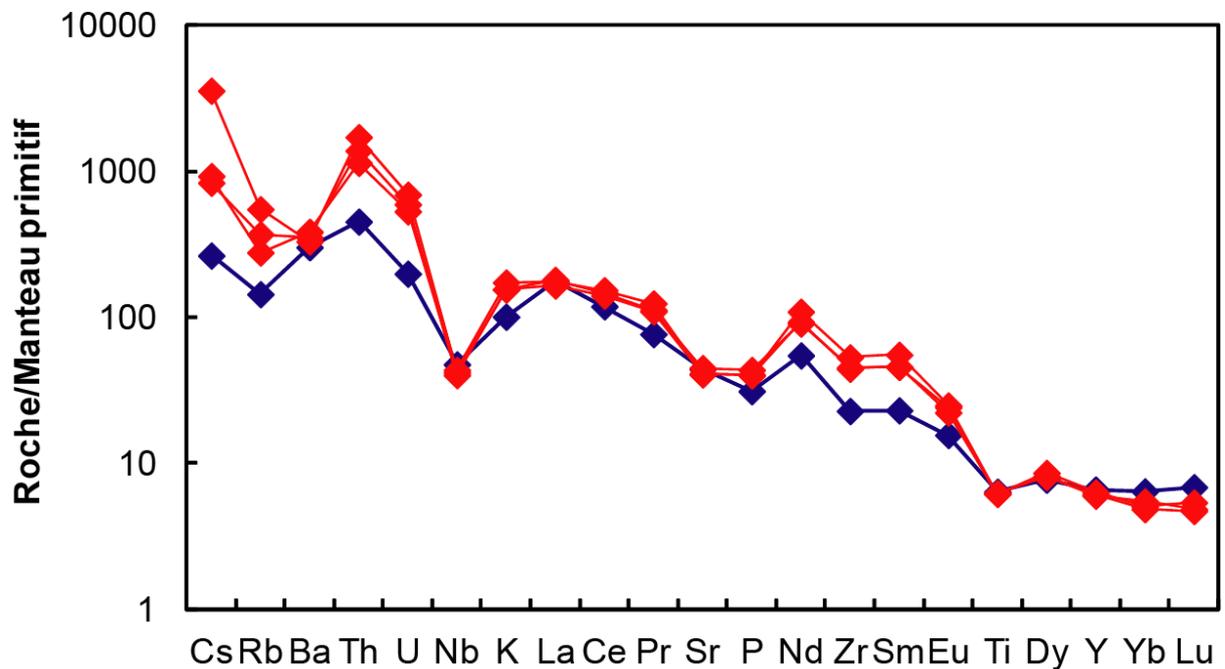


Figure V.7. Spectres multiéléments, normalisés au manteau primitif de Sun et McDonough (1989), des roches volcaniques du Kef Hahouner. En rouge : KH1, KH4 et KH6.
En bleu : KH5.

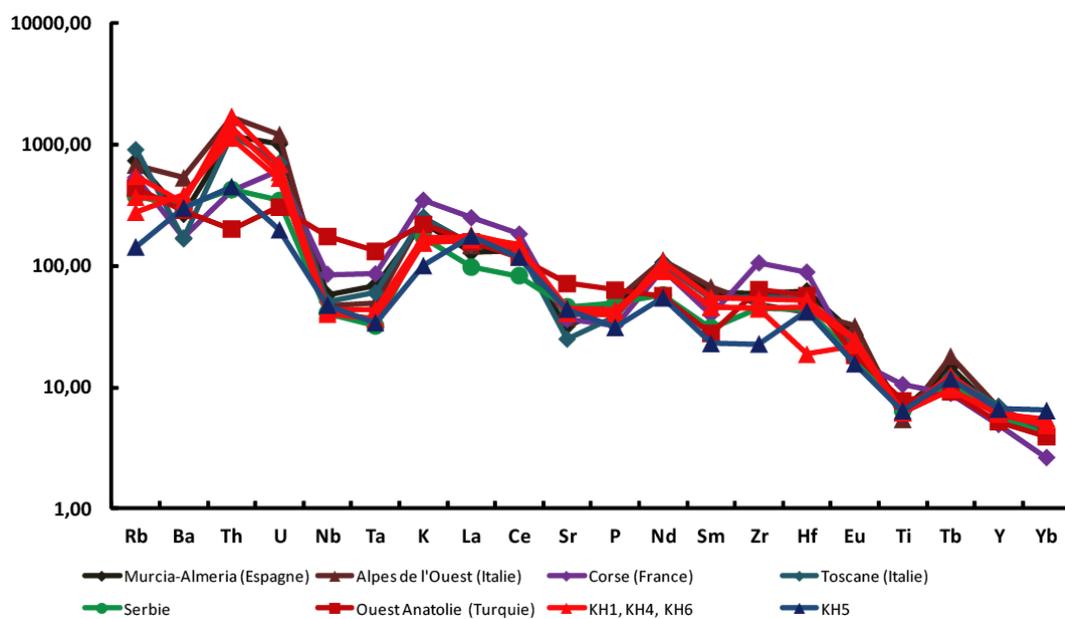
Ce spectre multi-éléments normalisé au manteau primitif montre par ailleurs une forte anomalie négative en Niobium (Nb) $[(\text{Nb}/\text{Nb}^*)_n = 0,13$ pour les échantillons KH1, KH4 et KH6 et 0,34 pour KH5, avec $\text{Nb}^* = \sqrt{\text{K} \times \text{U}}$] et des anomalies négatives moins prononcées en Sr, P et Ti. Les échantillons étudiés sont appauvris en HFSE (mis à part Th) et autres terres rares lourdes. Les teneurs en Th sont plus de 1000 fois supérieures à celles du manteau primitif chez les échantillons KH1, KH4 et KH6.

V.4. Conclusion

- Les échantillons KH1, KH4 et KH6 sont des roches ultrapotassiques ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2$; $\text{K}_2\text{O} > 3\%$ et $\text{MgO} > 3$) à $[\text{Mg}]$ élevé ($[\text{Mg}] = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$) autour de 0,71, ce qui est caractéristiques de roches primitives. Les spectres des terres rares normalisés aux chondrites des ces échantillons présentent un enrichissement important en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) (avec un rapport $(\text{La}/\text{Yb})_n$ de 33,8). Le diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif de ces échantillons montre un extrême enrichissement en terres rares légères (LREE) et autres éléments lithophiles à grands rayons ioniques (LILE : Cs, Ba, Rb, Th et U) avec des teneurs jusqu'à 3000 fois supérieures à celle du manteau primitif.
- L'échantillon KH5 montre des caractéristiques géochimiques proches de celles des shoshonites. Les spectres des terres rares normalisés aux chondrites et le diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif de cet échantillon est semblable à ceux des échantillons KH1, KH4 et KH6 mais avec des teneurs en LREE et LILE moins importantes.

Chapitre VI

Discussion des résultats et comparaisons avec les roches ultrapotassiques du pourtour méditerranéen



VI.1. Sur la nature et la nomenclature de ces roches

De par leur nature pétrographique, minéralogique et géochimique, on distingue deux types de roches volcaniques dans la zone d'étude.

- (i) Les échantillons KH1, KH4 et KH6 appartiennent au premier type, caractérisé du point de vue pétrographique et minéralogique par la présence de phénocristaux d'olivine de type forstérite (Fo) dans une matrice composée essentiellement de feldspaths alcalins (sanidine), avec un peu de plagioclases, de clinopyroxènes, d'oxydes ferro-titanés et d'apatite. D'un point de vue géochimique, il s'agit de roches présentant une teneur élevée en K_2O . Ce sont les roches désignés par Raoult et Velde (1971) de trachytes potassiques à olivine, et par Kaminsky et al. (1993) de lamproïtes.
- (ii) L'échantillon KH5, appartient au second type, caractérisé du point de vue pétrographique et minéralogique par la présence de lattes de plagioclases et de vacuoles remplies de calcite, dans une matrice composée essentiellement de sanidine et de clinopyroxènes. D'un point de vue géochimique, il s'agit d'une roche plus pauvre en K_2O que les échantillons du premier type, mais plus riche en Na_2O . Ce sont les roches désignés par Raoult et Velde (1971) d'andésites, et n'ont pas été citées dans le travail de Kaminsky et al. (1993).

Du point de vue volcanologique et stratigraphique, la mise en place de ces roches s'est faite sous forme de coulées successives au sein des formations rouges continentales du Miocène du bassin de Constantine, le premier type occupe la partie inférieure de ces coulées, tandis que le second type, qui est plus important en volume de roches mise en place, est observé dans la partie supérieure. Ces deux types sont séparés par un niveau de conglomérats et argiles rouges du Miocène. Le premier type s'est donc mis en place avant le second. Ceci est confirmé par les datations géochronologiques réalisées sur ces roches par Bellon et al. (1977) par la méthode K-Ar, et qui donne un âge de 10,3 Ma pour le premier type et 9,3 Ma pour le second type.

Il ressort des études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques réalisées dans notre travail les points suivants :

- Concernant le premier type de roches, il s'agit de roches ultrapotassiques selon la définition de Foley et al., (1987) ($K_2O/Na_2O > 2$; $K_2O > 3\%$ et $MgO > 3$). Pour les critères concernant les lamproïtes, les roches étudiées présentent les rapports suivants : $\frac{K_2O}{Na_2O} > 2,65$; $\frac{K_2O}{Al_2O_3} > 0,35$; $\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3} > 0,48$. Ces rapports sont inférieurs à ceux définis pour les lamproïtes selon les critères de Mitchell et Bergman (1991) (chapitre 1) qui sont de 3, 0,8 et 1 respectivement. Pour les critères minéralogiques, certains minéraux caractéristiques des lamproïtes ne sont pas présents (la phlogopite est par exemple très rares et interstitielles dans les échantillons étudiés), et la présence de plagioclases est problématique : ces échantillons ne peuvent être classés comme étant des lamproïtes si nous nous référons aux critères minéralogiques établis par Mitchell et Bergman (1991) et adoptés par l'IUGS qui stipulent entre-autre que l'existence de plagioclases dans une roche exclue son appartenance au clan des lamproïtes. Cependant, il est difficile de classer ces échantillons : la présence d'olivine et de sanidine en abondance, les teneurs relativement élevées en potassium les rapprochent des lamproïtes. Il est difficile de trouver dans la littérature des roches semblables à celles appartenant à ce premier type du Kef Hahouner. En fait, c'est les teneurs relativement élevées en aluminium de ces roches (autour de 14,5 %) qui posent problème. Ces teneurs sont plus élevées que celles généralement observées chez les lamproïtes, et c'est ce qui a sans doute permis aux plagioclases de cristalliser (même en faibles quantités). Les diagrammes qui font intervenir l'aluminium placent ces échantillons en dehors du domaine des lamproïtes, alors que ceux qui ne font pas intervenir cet élément, les font placer dans le domaine des lamproïtes (fig. V.5 par exemple). Les teneurs en K_2O sont légèrement inférieurs à celles observées chez les lamproïtes. Nous sommes en présence de roches qui sont intermédiaires entre de vraies lamproïtes et des roches shoshonitiques. Dans un récent article, Pe Piper et al. (2014) ont décrit des roches localisées dans le massif volcanique shoshonitique de l'île de Lesbos en Mer Egée qui sont proches de celles étudiées dans notre travail. Ces roches ressemblent aux lamproïtes, mais sont à plagioclases. Pe Piper et al. (2014) les ont nommés roches lamproïtiques.

Cette nomenclature est celle qui permet le mieux de caractériser les roches du premier type du Kef Hahouner. Nous les nommerons aussi roches lamproïtiques.

- Concernant le second type de roches, l'échantillon KH5 présente toutes les caractéristiques, tant minéralogique que géochimique d'une shoshonite. La teneur très faible en MgO pose cependant problème. Ceci n'est pas dû à une différenciation poussée de la roche étant donné que la teneur en SiO₂ est relativement faible (autour de 50%). L'explication la plus plausible est à rechercher dans l'absence presque totale de minéraux ferromagnésien dans la roche. Ces ferromagnésiens, dont ne subsiste que le fantôme, ont été transformés en calcite. Par ailleurs, cette roche n'est pas une andésite comme cela a été rapporté dans l'article de Raoult et Velde (1971). Les compositions des plagioclases (labrador essentiellement) et de la roche totale indiquent une nature plus basique de la roche. En conclusion, cette roche est une shoshonite vraie.

En conclusion, le massif volcanique du Kef Hahouner se présente en coulées, avec une association de roches lamproïtiques à la base et de shoshonites au sommet.

VI.2. Comparaison avec les données minéralogiques et géochimiques de Kaminsky et al. (1993).

Nous avons comparés les résultats obtenus dans notre travail avec ceux de Kaminsky et al. (1993) qui concernent les lamproïtoides du Kef Hahouner et de Koudiat el Anzazza qui sont compilés dans les tableaux II.3 à II.5 (chapitre II). Les compositions des olivines et des spinelles-chromites des lamproïtoides du Kef Hahouner obtenues par Kaminsky et al. (1993) coïncident avec celles des mêmes minéraux présentées dans notre travail (fig. VI.1 et VI.2). Les olivines et les clinopyroxènes des lamproïtoides de Koudiat el Anzazza ont des compositions chimiques légèrement différentes de celles que nous avons obtenues sur ces minéraux. Les olivines de Koudiat el Anzazza sont plus magnésiennes avec un pourcentage en forstérite qui avoisine les 90% (fig. VI.1). Les clinopyroxènes de Koudiat el Anzazza sont plus riches en Ca et en fer et se localisent dans le domaine des diopsides (fig. VI.3). Enfin, les spectres des terres rares normalisés à la chondrite des roches du Kef Hahouner et de Koudiat el Anzazza réalisés à partir des données de Kaminsky et al. (1993) coïncident exactement avec ceux des lamproïtoides du Kef Hahouner réalisés à partir des données obtenues dans notre travail (fig. VI.4).

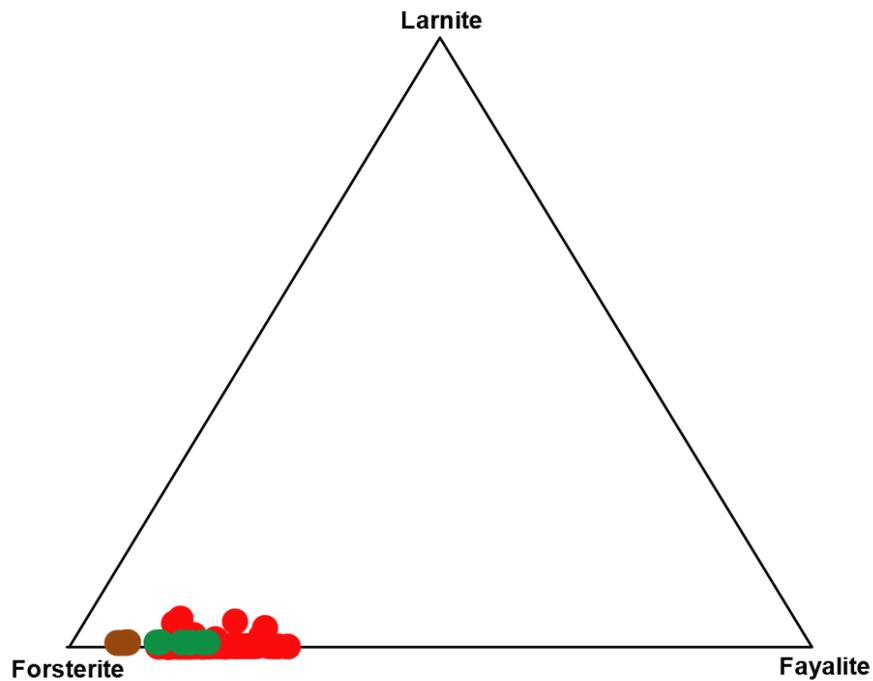


Figure VI.1 : Comparaison entre les compositions des olivines obtenues dans notre travail et celles de Kaminsky et al. (1993). En rouge : lamproïtoïdes du Kef Hahouner (ce travail). En vert : lamproïtoïdes du Kef Hahouner (Kaminsky et al., 1993). En marron : lamproïtoïdes de Koudiat el Anzazza (Kaminsky et al., 1993)

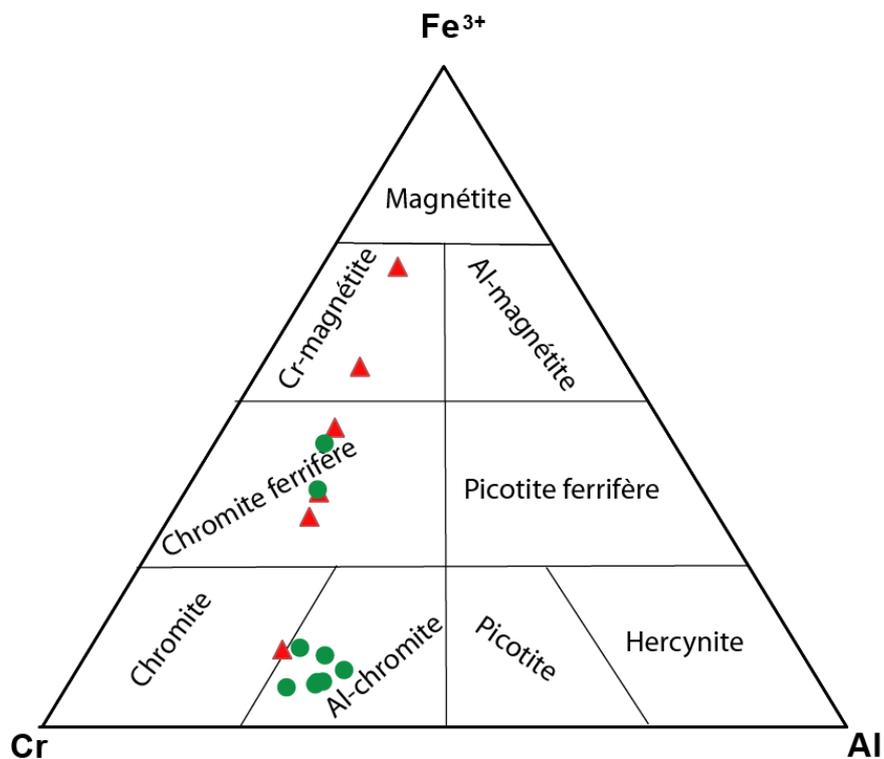


Figure VI.2 : Comparaison entre les compositions des chromites-spinelles obtenues dans notre travail et celles de Kaminsky et al. (1993). En rouge : lamproïtoïdes du Kef Hahouner (ce travail). En vert : lamproïtoïdes du Kef Hahouner (Kaminsky et al., 1993).

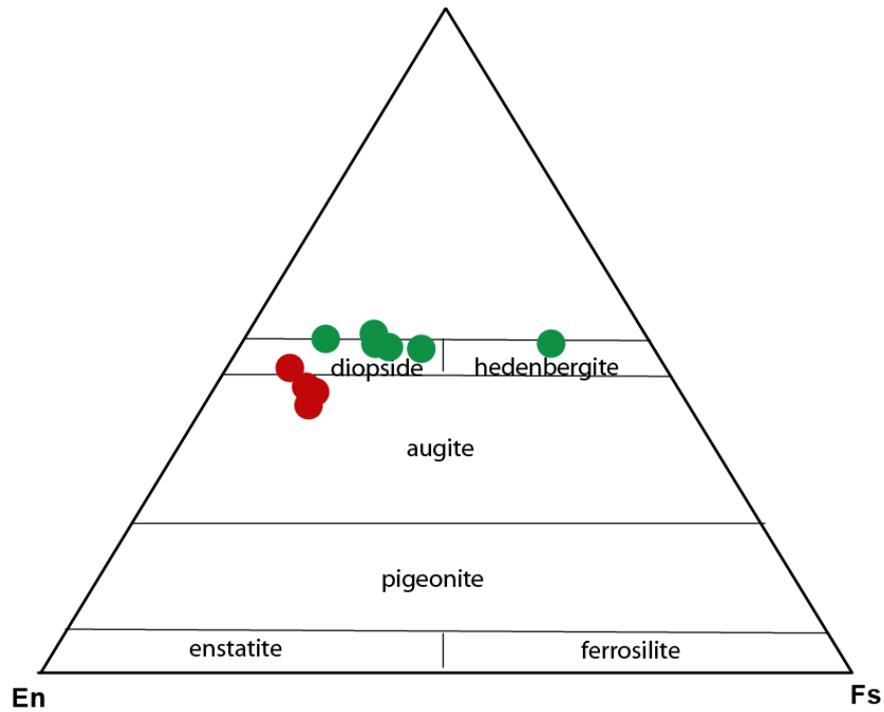


Figure VI.3 : Comparaison entre les compositions des clinopyroxènes obtenues dans notre travail et celles de Kaminsky et al. (1993). En rouge : lamproïtoïdes du Kef Hahouner (ce travail). En vert : lamproïtoïdes de Koudiat el Anzazza (Kaminsky et al., 1993)

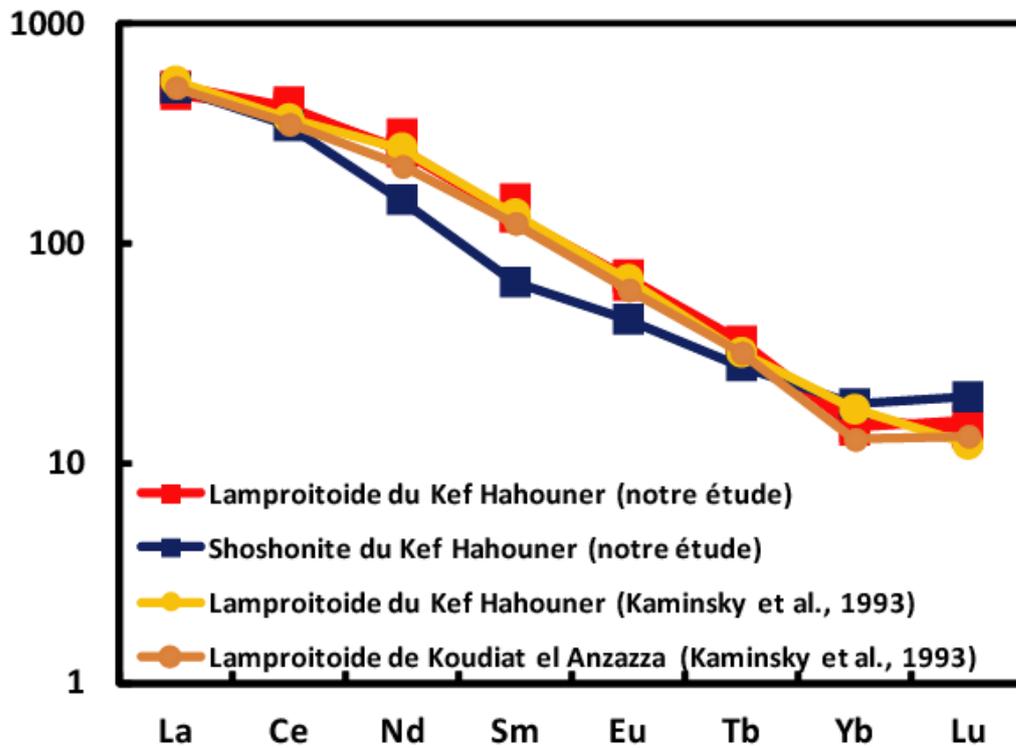


Figure VI.4 : Spectres des terres rares normalisés à la chondrite (Sun et McDonough, 1989) des lamproïtoïdes et shoshonite du Kef Hahouner (ce travail) et ceux des lamproïtoïdes du Kef Hahouner et de Koudiat el Anzazza (Kaminsky et al., 1993)

VI.3. Comparaison avec les roches du pourtour méditerranéen

Les résultats des analyses géochimiques obtenus dans ce travail ont été comparés à ceux des lamproïtes et autres shoshonites et roches potassiques du bassin méditerranéen. Sur le diagramme K_2O vs. SiO_2 , les roches lamproïtiques du Kef Hahouner se localisent dans un domaine intermédiaire entre les lamproïtes et les shoshonites. Elles sont parfois proches des lamproïtes, comme c'est le cas pour les jumilites d'Espagne (fig. VI.5). L'échantillon KH5 coïncide avec les shoshonites des différentes régions du pourtour méditerranéen, ce qui confirme l'attribution pétrographique (shoshonite) que nous lui avons donné. Sur les spectres des terres rares normalisés à la chondrite, les spectres des roches étudiées coïncident avec ceux des lamproïtes du bassin méditerranéen au niveau des LILE. Les teneurs en REE des roches étudiées diminuent ensuite par rapport à celles du pourtour méditerranéen, puis remontent à nouveau au niveau des terres rares lourdes (fig. VI.6). Les spectres des lamproïtes de Toscane (Italie) coïncident avec ceux des roches lamproïtiques du Kef Hahouner (fig. VI.6). Les spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif des roches étudiées coïncident avec ceux des lamproïtes du bassin méditerranéen (fig. VI.7). Tout cela indique que les roches du premier type du massif volcanique du Kef Hahouner ont une affinité lamproïtique.

VI.4. Réflexions sur le contexte géodynamique de mise en place des roches ultrapotassiques du Kef Hahouner

Tous les modèles de mise en place de roches ultrapotassiques, notamment dans le pourtour méditerranéen font intervenir un transfert de matériel crustal dans le manteau source par subduction. Le volcanisme post-collisionnel lamproïtique serait lié au retrait puis au détachement graduel de la plaque en subduction (délamination lithosphérique). Dans le cas de l'Algérie du Nord, les modèles géodynamiques des Maghrébides proposés jusqu'à maintenant font intervenir une subduction dirigée vers le Nord et une délamination post-collisionnel responsable du magmatisme calco-alcalin du Nord de l'Algérie. Ces modèles doivent être revues, du moins pour la partie Nord-Est de l'Algérie, où un magmatisme ultrapotassique à affinité lamproïtique est connu. Une subduction à vergence sud suivie d'une délamination post-collisionnel est peut-être responsable du volcanisme lamproïtique

dans cette partie des Maghrébides. Il est remarquable de noter aussi que le volcanisme du Kef Hahouner semble être associé au bassin miocène de Constantine, et se localise sur la marge Nord de ce bassin. En Espagne, les roches ultrapotassiques sont le produit d'un magmatisme post-collisionnel et la distribution des lamproïtes est associée dans l'espace à des bassins d'extension (essentiellement sur les marges de ces bassins) qui sont remplis par des sédiments continentaux et marins du Néogène dans les unités bétiques et sub-bétiques. On est donc dans le même contexte géodynamique de mise en place. Le bassin de Constantine ne serait-il pas un bassin d'extension post-collisionnel comme c'est le cas pour les bassins espagnols ? Des questions que notre étude ne peut apporter des réponses, faute d'une étude plus approfondie de ces roches lamproïtiques algériennes : une étude géochimique sur un nombre plus important d'échantillons et surtout des analyses isotopiques sont nécessaires pour apporter des éclaircissements à ces interrogations.

VI.5. Aspect métallogénique

En 1833, trois diamants ont été trouvés dans les graviers de l'Oued Ghoumel, près de Constantine. Un seul des diamants trouvés en 1833 a été conservé jusqu'à aujourd'hui, au MNHN de Paris. C'est un octaèdre de 4,8 mm qui pèse 91 mg, et dont les arêtes sont très émoussées (Godard et al., 2014). Des halos circulaires de 30 μm de diamètre, bien visibles en VPSE au microscope électronique, sont liés à la radioactivité ^{238}U . Très marqués et présents uniquement en surface y compris sur les parties émoussées, ces halos pourraient s'être formés après le transport du diamant dans un sédiment comportant des micro-cristaux uranifères et d'un âge très ancien, comme le suggère la demi-vie de ^{238}U (4,47 Ga). Les lamproïtes miocènes du Kef Hahouner étudiées dans ce travail sont sans doute trop récentes pour avoir produit de tels halos et être la roche-mère des diamants.

Par ailleurs, Romanko (1991) a signalé des teneurs relativement élevées en or dans les lamproïtes du Kef Hahouner. Il serait intéressant de refaire des analyses pour vérifier cela, car des pépites d'or ont également été trouvées dans les lamproïtes d'El Tale en Espagne (voir chapitre I).

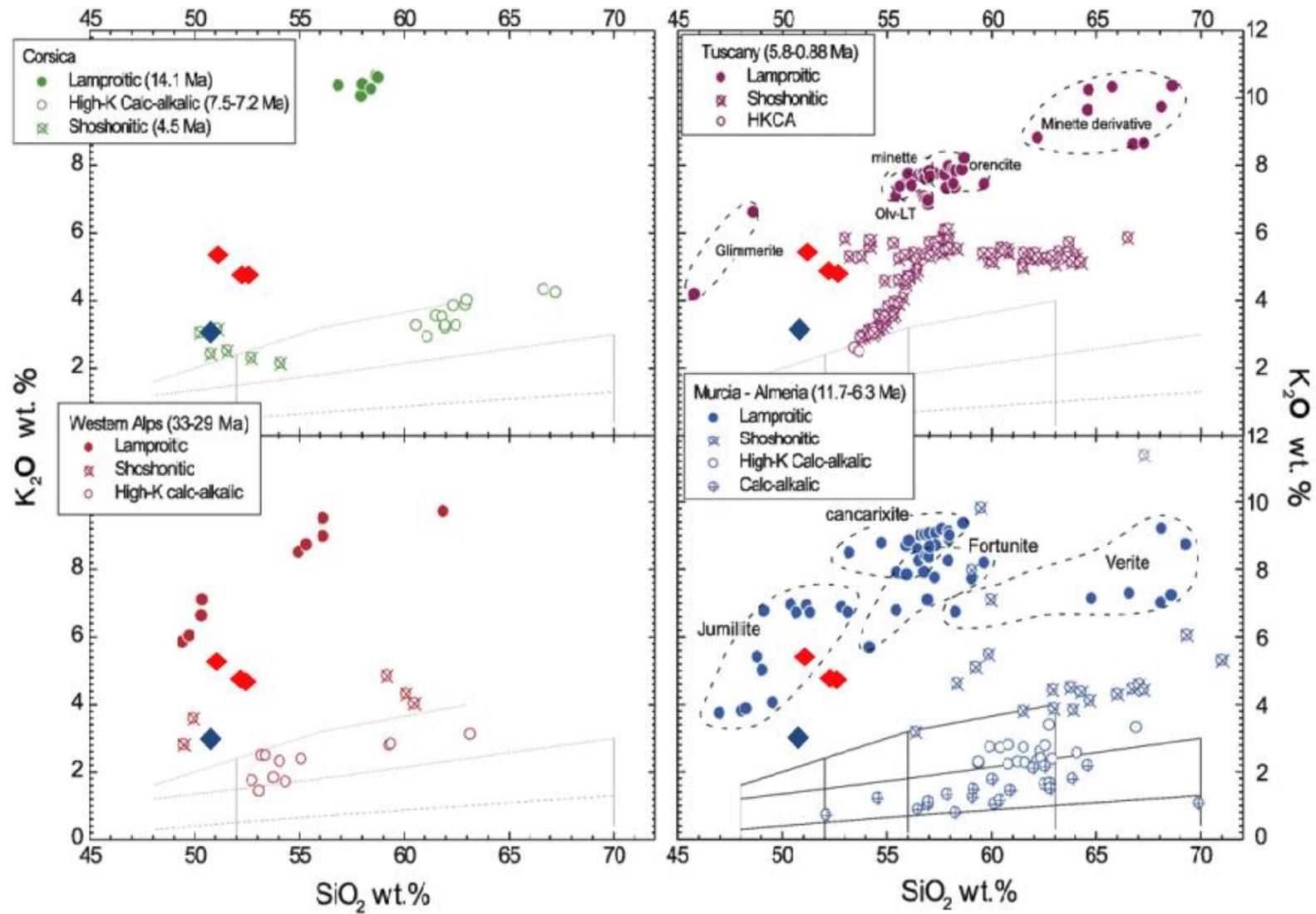


Figure VI.5 : Diagrammes K_2O vs. SiO_2 des roches lamproïtiques, shoshonites et autres roches calco-alkalines riches en K (Conticelli et al., 2009) comparées aux roches du massif volcanique du Kef Hahouner.

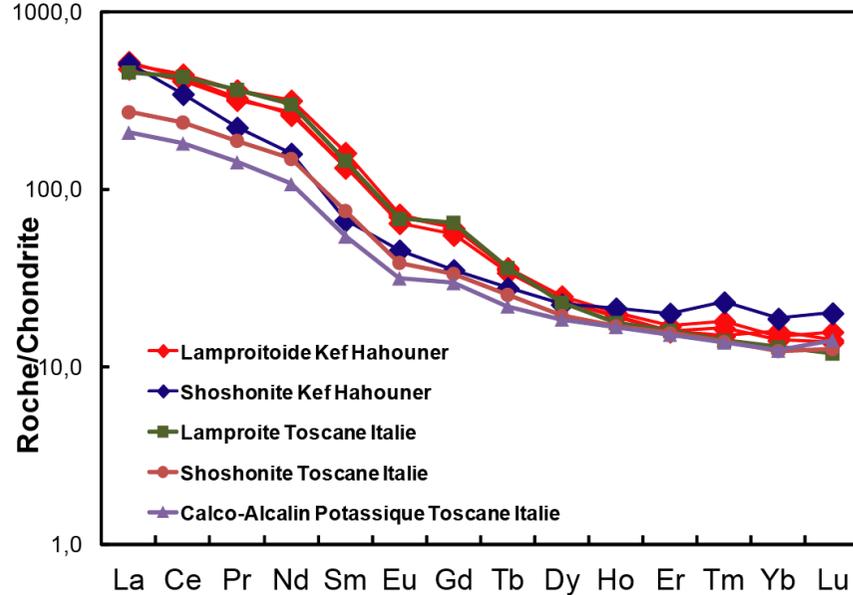
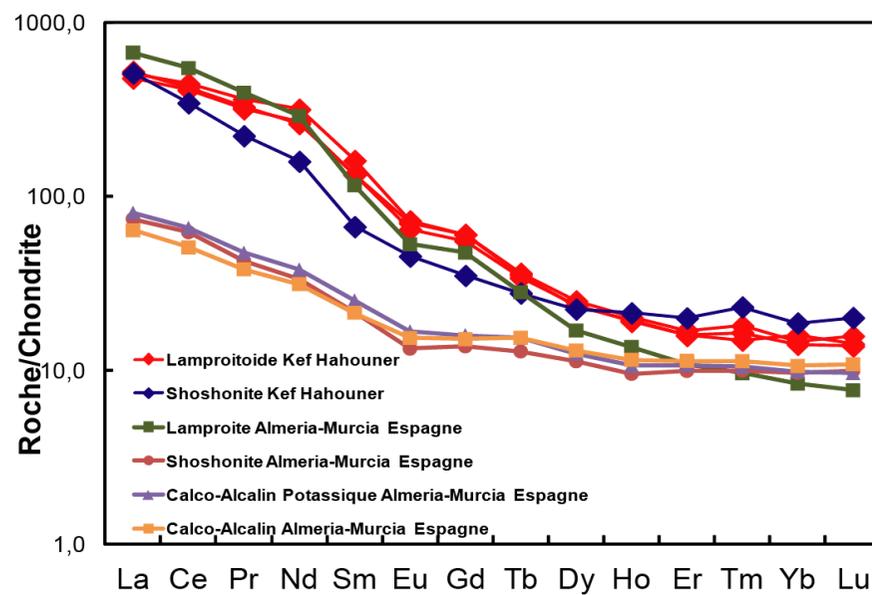
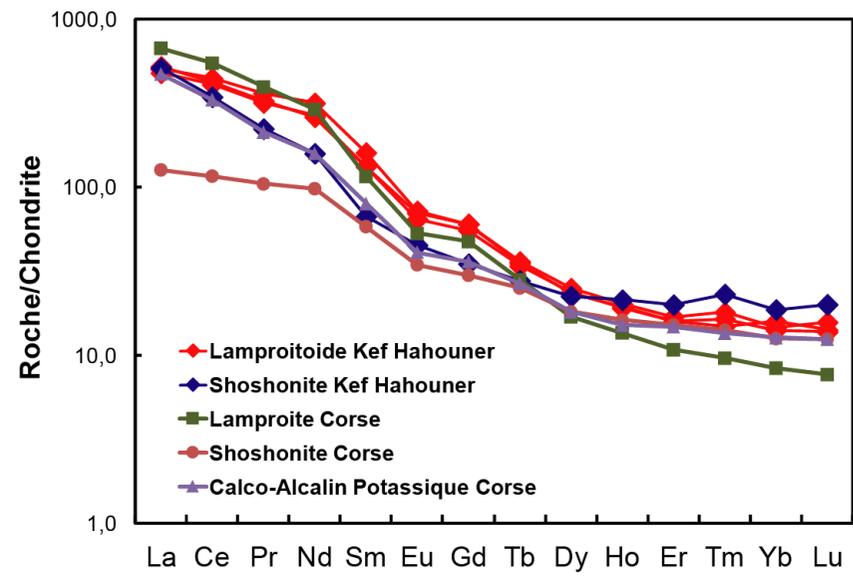
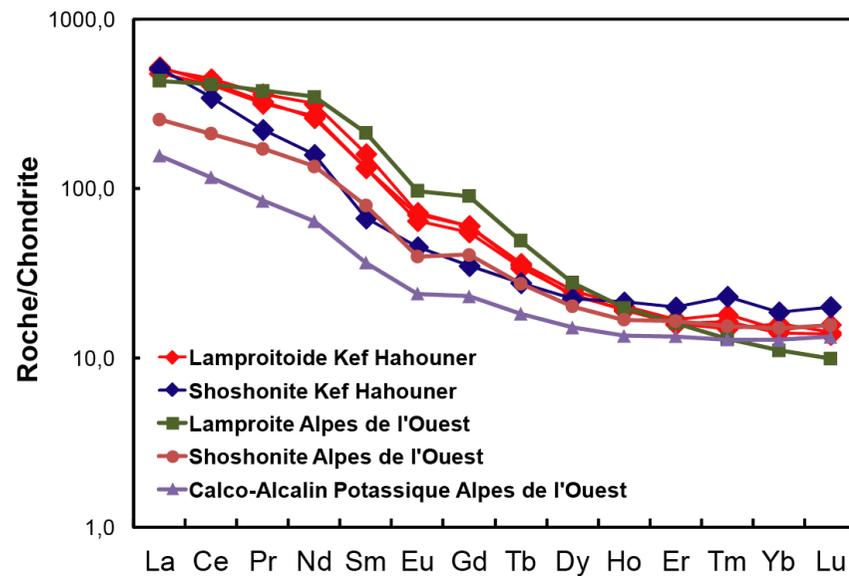


Figure VI.6. : spectres des terres rares normalisés à la chondrite (Sun et McDonough, 1989) des lamproïtes, shoshonites et autres roches calco-alkalines riches en potassium du pourtour méditerranéen (Données de Conticelli et al., 2009) comparées aux spectres des roches volcaniques du massif du Kef Hahouner

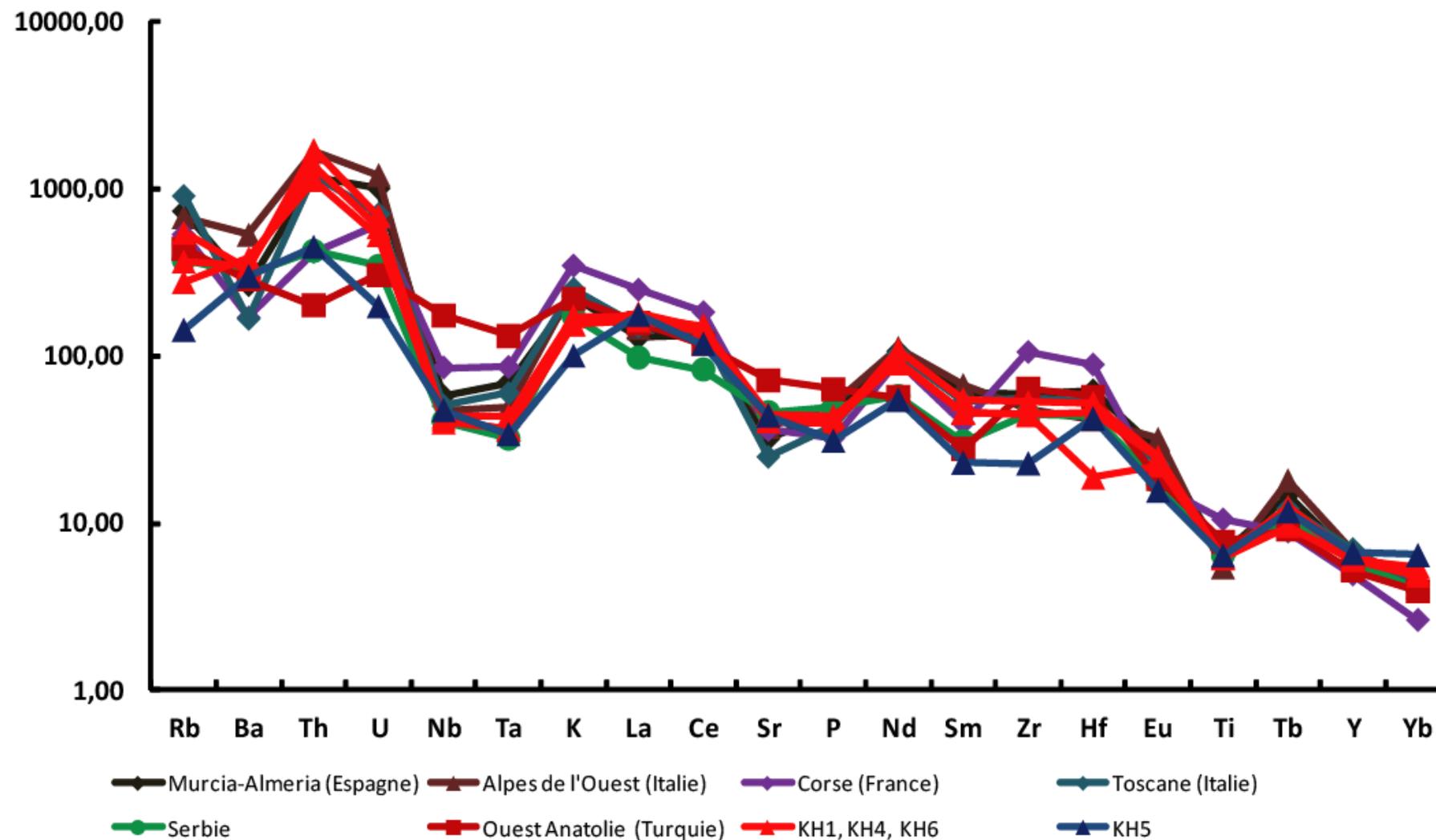


Figure VI.7 : Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des lamproïtes du pourtour méditerranéen (Données de Tommasini et al., 2011) comparées aux roches du massif volcanique du Kef Hahouner.

Conclusion générale

- Les lamproïtes sont des roches ultrapotassiques très rares dans le monde, mais d'une grande importance économique étant donné qu'elles peuvent constituer des roches mères du diamant.
- Des roches de nature lamproïtique ont été signalées dans le Nord-Est algérien, près du Kef Hahouner et de Koudiat el Anzazza, mais très peu d'études leur ont été consacrées. Ces roches affleurent sous forme de coulées au sein du Miocène continental du bassin de Constantine.
- Les études pétrographique, minéralogique et géochimique indiquent l'existence de deux types de roches : des roches lamproïtiques à la base, et des shoshonites au sommet. Ces deux types de roches sont séparés par un niveau du Miocène continental rouge.
- Les roches lamproïtiques sont composées de phénocristaux d'olivines (Fo_{72} à Fo_{87}) dans une mésostase composée de sanidine riche en baryum, de clinopyroxène (limite augite/diopside, $Wo_{43}En_{46}Fs_{11}$), plagioclase (labrado, An_{50-65}), apatite, phlogopite et verre. Les minéraux opaques sont composés de spinelles chromifères et titanifères, souvent en inclusion dans l'olivine. Les minéraux d'altérations sont essentiellement composés de chlorophaïte, de bowlingite et d'iddingsite.
- Les shoshonites sont composées de lattes de plagioclases (labrador, An_{60-70}) dans une mésostase composée de sanidine riche en baryum, clinopyroxène (diopside, $Wo_{45}En_{42}Fs_{14}$), apatite et ilménite. De gros cristaux de calcite occupent souvent les vacuoles de la roche ou remplacent un minéral ferro-magnésien, probablement de l'olivine.
- D'un point de vue géochimique, les roches lamproïtiques sont ultrapotassiques ($K_2O/Na_2O > 2$; $K_2O > 3\%$ et $MgO > 3$) à [Mg] élevé ($[Mg] = Mg/(Mg+Fe^{2+})$) autour de 0,71, ce qui est caractéristique de roches primitives. Les spectres des terres rares normalisés aux chondrites de ces roches présentent un enrichissement important en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) et le

diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif montre un extrême enrichissement en terres rares légères (LREE) et autres éléments lithophiles à grands rayons ioniques (LILE : Cs, Ba, Rb, Th et U) avec des teneurs jusqu'à 3000 fois supérieures à celle du manteau primitif.

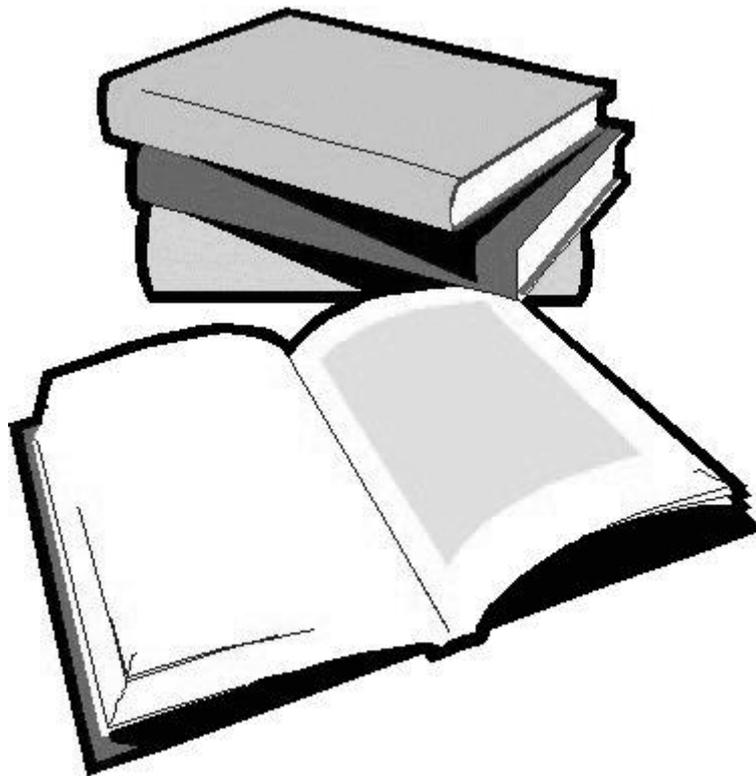
- Les shoshonites montrent un spectre des terres rares normalisé aux chondrites et un diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif semblable à ceux des roches lamproïtiques mais avec des teneurs en LREE et LILE moins importantes.
- Les spectres des terres rares et multiéléments des roches lamproïtiques du Kef Hahouner sont identiques à ceux des lamproïtes du pourtour méditerranéen, ce qui indique une affinité pétrographique et une origine commune. Les spectres des terres rares et multiéléments des shoshonites du Kef Hahouner sont identiques à ceux des shoshonites du pourtour méditerranéen.
- Une subduction à vergence sud suivie d'une délamination post-collisionnelle est peut-être responsable du volcanisme lamproïtique et shoshonitique dans cette partie des Maghrébides.

Recommandation

Afin de résoudre le problème de l'origine des roches lamproïtiques et shoshonites du Kef Hahouner, il est nécessaire de réaliser des études géochimiques et isotopiques sur un grand nombre d'échantillons du massif et étendre cette étude aux lamproïtoïdes de Koudiat el Anzazza.

L'aspect métallogénique de ces roches doit aussi être investigué, dans le but de déterminer leurs potentialités en terres rares et en or.

Bibliographie



- Bellon, H., Lepvrier, C., Magné, J., Raymond, D., 1977.** L'activité éruptive dans l'algérois : nouvelles données géochronologiques. *Géologie Méditerranéenne*, t. 4 (n°4), pp. 291-298.
- Bergman, S.C., 1987.** Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. In: J.G. Fitton, B.G.J. Upton (eds.), *Alkaline igneous rocks*, Geological Society, London, Special Publications, vol. 30, issue 1, pp. 103-190.
- Bernard, A., Ficheur, E., 1902.** Les régions naturelles de l'Algérie. *Annales de Géographie*, t.XI, p. 221-246, 339-365, 419-437.
- Bouillin, J.P., 1977.** La transversale de Collo et d'El Milia (Petite Kabylie) : une région-clef pour l'interprétation de la tectonique Alpine de la chaîne littorale d'Algérie. *Mémoires de la Société Géologique de France, Nouvelle Série*, N°135, 84 pages.
- Bouillin, J.P., Durand-Delga, M., Gélard, J.P., Leikine, M., Raoult, J.F., Raymond, D., Tefiani, M., Vila, J.M., 1970.** Définition d'un flysch massylien et d'un flysch mauretaniien au sein des flyschs allochtones de l'Algérie. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D: Sciences Naturelles*, 270(19):2249-2252.
- Bouillin, J.P., Raoult, J.F., 1971.** Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs ; le Numidien peut-il être un néo-autochtone ?. *Bulletin de la Société Géologique de France*, t.XIII, p. 338-362.
- Bouillin, J.P., Perret, M.F., 1981.** Datation par Conodontes du Carbonifère inférieur et mise en évidence d'une phase tectonique bretonne en Petite Kabylie (Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, t.295, p. 47-50.
- Caillere, S., Henin, S., 1951.** The properties and identification of saponite (bowlingite). *Clay Min. Bull.*, 1, 138-139.
- Chalouan, A., Michard, A., El Kadiri, Kh., Negro, F., Frizon de Lamotte, D., Soto, J.I., Saddiqi, O., 2008.** The Rif Belt, In : A. Michard et al. (Ed.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco. Lecture Notes in Earth Sciences*, 116, 203-302.
- Civetta, L., Orsi, G., Scandone, G. 1978.** Eastwards migration of the Tuscan anatectic magmatism due to anticlockwise rotation of the Appenines. *Nature* 276, 604-606.

Coiffait, P.E., (1992). Un bassin post-nappes dans son cadre structural : l'exemple du bassin de Constantine (Algérie Nord-Orientale). Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Nancy I, 501 pages.

Conticelli, S., Guarnieri, L., Farinelli, A., Mattei, M., Avanzinelli, R., Bianchini, G., Boari, E., Tommasini, S., Tiepolo, M., Prelević, D., Venturelli, G. (2009). Trace elements and Sr-Nd-Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: Genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. *Lithos* 107, 68-92.

Cross, C. W., 1897. The igneous rocks of the Leucite Hills and Pilot Butte, Wyoming. *Am. J. Sci.* 4, 115-141.

Cvetkovic, V., Prelevic, D., Downes, H., Jovanovic, M., Vaselli O., Pecskay, Z., 2004. Origin and geodynamic significance of Tertiary postcollisional basaltic magmatism in Serbia (central Balkan Peninsula). *Lithos* 73, 161-186.

Delvigne, J., Bisdorn, E.B.A., Sleeman, J., Stoops, G., 1979. Olivines, their pseudomorphs and Secondary Products. *Pedologie* 29, 247—309.

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.

Durand-Delga, M., 1969. Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, n°39, pp. 89-131.

Durand-Delga, M., Fontboté, J.M., 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. In : J. Auboin, J. Debeltmas et M. Latreille (Ed.), *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys*. Mémoire du B.R.G.M. n°115, Pp. 67-85.

Ersoy, Y.E., Palmer, M.R., Uysal, I., Gundogan, I., 2014. Geochemistry and petrology of the Early Miocene lamproites and related volcanic rocks in the Thrace Basin, NW Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 283, p. 143-158.

Ewart, A., 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range; p. 25-95 in, Thorp, R.S., ed., *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, John Wiley and Sons, New York, 724 p.

- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L., 1987.** The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Review*, 24: 81-134.
- Foucault, A., Raoult J.F., 2005.** Dictionnaire de géologie. 6^{ème} édition, Dunod, Paris. 382 p.
- Fourcade, S., Capdevila, R., Ouabadi, A., Martineau, F., 2001.** The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O, H, Sr, Nd) study. *Lithos*, 57 (2-3) 187-216.
- Fritschle, T., Prelević, D., Foley, S.F., Jacob, D.E. (2013).** Petrological characterization of the mantle source of Mediterranean lamproites: indications from major and trace elements of phlogopites. *Chemical Geology* 353, 267-279.
- Fuster, J. M., Gastesi, P., Sagredo, J., Feroso, M. L., 1967.** Las rocas lamproiticas del Sureste de Espana. *Estud. Geol.* 23, 35-69.
- Gillespie, M.R., Styles, M.T., 1999.** BGS rock classification scheme. Volume1. Classification of igneous rocks. British Geological Survey Research Report, (2nd edition), RR 99-06. 52 p.
- Godard, G., Chabou, M.C., Adjerid, Z., Bendaoud, A., 2014.** First African diamonds discovered in Algeria by the ancient Arabo-Berbers: History and insight into the source rocks. *Comptes Rendus Geoscience* 346, 179-189.
- Hekinian, R., 1982.** Petrology of the ocean floor. Elsevier, 392 p.
- Jolivet, L., Brun, J.P., Meyer B., Prouteau, G., Rouchy J.M., Scaillet, B., 2008.** Géodynamique méditerranéenne. Société Géologique de France, Vuibert, 218 pages.
- Kaminsky, F., Romanko, Y., Kolesnikov, S., Salkhi, M., 1993.** Lamproites of northern Algeria. *International Geology Review* 35, 235–252 (translated from: *Izvestiya Akademii Nauk SSSR. Seriya Geologicheskaya*, 1992, issue 10, pp. 56–71).
- Khelfaoui, F., 2008.** Ressources en eau et gestion intégrée dans le bassin versant du Saf-Saf (Nord-Est algérien). Mémoire de Magister, Université d'Annaba. 165 p.
- Larouzière (de), F.D., 1989.** Dictionnaire des roches d'origine magmatique. Editions du BRGM, Orléans. 188 p.
- LeBas, M.J., LeMaitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986.** A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750.
- Le Maitre, R.W., 2002.** Igneous rocks. A classification and glossary of terms. 2nd Edition. Cambridge University Press, Cambridge. 236 p.

- Lys, M., Raoult, J.F., 1970.** Découverte de carbonifère a fusulinides dans le nord du Constantinois (Algérie septentrionale). Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D: Sciences Naturelles, 270(23):2752-2755.
- Marchand, P., 2005.** Caractérisation de deux intrusions kimberlitiques au Témiscamingue, Notre-Dame-du-Nord 1 et Belleterre (BT 44) et de deux dykes ultramafiques des monts Torngat. Études pétrographique, minéralogique, géochimique et potentiel diamantifère. Mémoire de Maîtrise, Faculté des Sciences et Génie, Université Laval, Québec. 305 p.
- Marre, A., 1992.** Le Tell oriental algérien. 2 tomes, OPU, Alger. 624 p.
- Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotton, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Pique, A., Capdevila, R., Hernandez, J., Rehault, J.-P., 2000.** Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin : a consequence of slab breakoff. C. R. Ac. Sc., Série 2, Sciences de la terre et des planètes, 331 (3) 159 - 173.
- Mitchell, R.H., Bergman, S.C., 1991.** Petrology of Lamproites. Plenum Press, New York. 447 p.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G., 1988.** Nomenclature of pyroxenes. American Mineralogist, 73, 1123–1133.
- Osann, A., 1889.** Beitrage Zur Kentniss der Eruptivegesteine des Cabo de Gata I. Z. Deutsch Geol. Gesellschaft 41, 297-311.
- Osann, A., 1906.** Uber einige Alkaligestein aus Spanien. Festchr. Rosenbusch, Stuttgart, pp. 283-301.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976.** Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 58, p. 63-81.
- Peccerillo, A., Martinotti, G., 2006.** The Western Mediterranean lamproitic magmatism: origin and geodynamic significance. Terra Nova 18, 109-117.
- Pe Piper, G., Zhang, Y., Piper, D.J.W., Prelevic, D., 2014.** Relationship of Mediterranean type lamproites to large shoshonite volcanoes, Miocene of Lesbos, NE Aegean Sea. Lithos 184-187, 281-299.

Peterson, T.D., 1996. Lamproïtes. Dans : La recherche de diamants au Canada, AN. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N. W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 79-86.

Peybernes B., Chouabbi A., Vila J.M., Reconstitution du substratum jurassique-crétacé basal du domaine des Sellaoua (marge sud-téthysienne, Algérie nord-orientale) à partir des galets du bassin mio-pliocène d'Hamman N'Baïls. *Comptes Rendus Palevol*, 1(8) (2002) 681-688.

Prelevic, D., Foley, S.F., Romer, R., Conticelli, S., 2008. Mediterranean Tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 2125–2156.

Prelević, D., Akal, C., Foley, S.F., Romer, R.L., Stracke, A., van den Bogaard, P. (2012). Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for postcollisional mantle dynamics of lithosphere: the case of SW. Anatolia-Turkey. *Journal of Petrology* 53, 1019-105.

Raoult, J.F., 1966. Stratigraphie et tectonique des Kef Toumiette (Petite Kabylie). *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, n°33, p. 67-88.

Raoult, J.F., 1968. Chevauchement d'âge éocène dans la Dorsale du Djebel Bou Aded (Est de la Chaîne numidique, Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, t. 266, p. 861-864.

Raoult, J.F., 1969a. La série de Tengout : unité externe de la Dorsale kabyle annonçant le flysch de Penthièvre (Nord du Constantinois, Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, t. 268, p. 2548-2551.

Raoult, J.F., 1969b. Nouvelles données sur les flyschs au Nord du Kef Sidi Dris et dans la zone du col des Oliviers (Nord du Constantinois, Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. XI, p. 516-522.

Raoult, J.F., 1969c. Relations entre la Dorsale kabyle et les flyschs sur la transversale du Djebel Rhedir ; phases tangentielles éocènes, paléogéographie (Nord du Constantinois, Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. XI, p. 523-543.

Raoult, J.F., 1971. Etude géologique du Djebel bou Aded (Dorsale kabyle, Nord Constantinois, Algérie). *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, n°41, p. 95-127.

Raoult, J.F., 1974. Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie). *Mémoires de la Société Géologique de France*, n°121, p. 1-163.

- Raoult, J.F., 1975.** Évolution paléogéographique et structurale de la chaîne alpine entre le golfe de Skikda et Constantine (Algérie orientale). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 17(3) : 394-409.
- Raoult, J.F., Mouterde, R., 1969.** Nouvelles données sur les séries secondaires du Kef Msouna et du Kef Sebargoud (Nord Constantinois). *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, n°39, p. 171-186.
- Raoult, J.-F., Velde, D., 1971.** Découverte de trachytes potassiques à olivine et d'andésites en coulées dans le Miocène continental au Sud du Kef Hahouner (Nord du Constantinois, Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Série D* 272, 1051–1054.
- Roman'ko, E.F., 1991.** Principaux traits géologiques et métallogénie de la région de Skikda. Gisements types, métallogénie, critères de prévision et recommandations, E.R.E.M., Centre de recherche et développement, Département géologie et métallogénie, Boumerdès [rapport inédit, 2 Vol., 356 pages].
- Roman'ko, E.F., Roman'ko, A.E., Meskhi, A.M., 1998.** The geology and geochemistry of Meso-Cenozoic magmatic formations in Northeastern Algeria. *Doklady Earth Sciences*, 362(7) 925-927.
- Seghedi, I., Szakacs, A., Hernandez-Pacheco, A., 2007.** Miocene lamproite volcanoes in south-eastern Spain---an association of phreatomagmatic and magmatic products. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159, 210-224.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London, Special Publication, N° 42, pp. 313-345.
- Thomas, M.F.H., Bodin, S., Redfern, J., Irving, D.H.B., 2010.** A constrained African craton source for the Cenozoic Numidian Flysch: Implications for the palaeogeography of the western Mediterranean basin. *Earth-Science Reviews* 101, 1–23.
- Tommasini, S., Avanzinelli, R., Conticelli, S., 2011.** The Th/La and Sm/La conundrum of the Tethyan realm lamproites. *Earth and Planetary Science Letters* 301, 469-478.
- Toscani, L., 1999.** Magmatic gold grains in the El Tale lamproite, Fortune, SE Spain. *Mineralogical Magazine* 63, 595-602.

Vila J.M., 1978. Définition de la nappe néritique constantinoise, élément structural majeur de la chaîne alpine d'Algérie orientale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 20(5) : 791-794.

Vila, J.M., 1980. La chaîne Alpine d'Algérie Orientale et des confins Algéro-Tunisiens. Thèse de Doctorat ès Science, Paris VI, 3 Volumes, 655 p.

Vila, J.-M., Hernandez, J., Velde, D., 1974. Sur la présence d'un filon de roche lamproitique (trachyte potassique à olivine) recoupant le flysch de type Guerrouch entre Azzaba (ex-Jemmapes) et Hammam-Meskoutine, dans l'Est du Constantinois (Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Série D* 278, 2589–2592.

Wade, A., Prider, R. T. 1940. The leucite-bearing rocks of the West Kimberley area, Western Australia. *Q. J. Geol. Soc. London* 96, 39-98.

Wezel F.C., 1970. Numidian Flysch — an Oligocene – Early Miocene continental rise deposit off African platform. *Nature* 228 (5268), 275–276.

Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, vol. 24/3, pp. 201-297.

Woolley, A.R., 2001. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 3 : Africa. Geological Society of London, 384 pages.

Woolley, A.R., Bergman, S.C., Edgar, A.D., Le Bas, M.J., Mitchell, R.H., Rock, N.M.S., Smith, B.H.S., 1996. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks. *The Canadian Mineralogist*, volume 34, pages 175-186.