



THÈSE



En vue de l'obtention du DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

Cotutelle internationale : Université Cheikh Anta Diop de Dakar

Présentée et soutenue par

Ibrahima LABOU

Le 09 décembre 2019

Les complexes mafiques et ultramafiques birimiens de la ceinture de Mako (Sénégal oriental) témoins d'une évolution d'un domaine intra-océanique vers un domaine d'arc insulaire.

Ecole doctorale : **SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace**

Spécialité : **Sciences de la Terre et des Planètes Solides**

Unité de recherche :

GET - Geosciences Environnement Toulouse

Thèse dirigée par

Didier BEZIAT et Papa Moussa NDIAYE

Jury

M. Olivier Vanderhaeghe, Président - GET - Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

Mme Delphine Bosh, Rapporteuse - CNRS - Université de Montpellier

M. Dominique Gasquet, Rapporteur - Université de Savoie

Mme Isma Amri, Rapporteuse - Université Abdelmalek Essaadi (Maroc)

M. Christophe Hemond, Examineur - Université de Bretagne Occidentale (Brest)

M. Didier Béziat, Directeur de thèse - GET - Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

M. Papa Moussa Ndiaye, Directeur de thèse - Université Cheikh Anta Diop de Dakar (Sénégal)

M. Mathieu Benoit, Co-directeur de thèse - GET - Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

Mme Lenka Baratoux, Invitée - IRD - GET - Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

«Le plaisir dans le travail met la perfection dans le travail» (Aristote)

«Si j'ai pu voir plus loin, c'est que je me tenais sur les épaules de géants» (Newton)

DEDICACES

JE DEDIE CE TRAVAIL A :

-Mon Père Issa Labou et ma Mère Fatou Diouf.

-Mes frères et sœurs (Docteur Amie Labou Diop, Moussa Labou, Awa Labou, Daouda Labou, Seynabou Labou, Souleymane Labou) ainsi qu'à leurs familles respectives qui ont toujours cru en moi, en m'épaulant et en m'encourageant.

-Mon épouse Awa Ndong et à mes deux filles Sokhna Fatma et Hadjia Fatou qui se sont contentées du minimum au moment où j'essayais de frayer un chemin honorable.

-Mes demi-frères et sœurs et à toute la famille Labou.

-Oustaz Diouma Yoro Ba Maître coranique.

-Ma sœur Sokhna Fatma Ba l'homonyme de ma fille aînée et à toute sa famille.

-Mes amis (ies) et à leurs familles respectives (Omar Sarr, Ibrahima Sangoul Senghor, Seydina Ababacar Basse, Omar Basse, Ibrahima Basse, Moussa Sarr, Mbagnick Diouf, Babacar Waly Diouf, Khady Ndior, Sokhna Diome, Ayou Diome, Ndéye Maty Fall, Amy Coly... la liste est loin d'être exhaustive. Merci encore pour cette véritable amitié légendaire ; elle est inaltérable.

-Mon coussin Diène Thiam comptable à la société minière Torogold Ltd.

Je me suis toujours battu pour vous, j'espère être à la hauteur de vos attentes.

REMERCIEMENTS

Voici arrivé au terme de cette thèse, de cette aventure ambiguë et c'est le moment privilégié pour moi d'exprimer ma reconnaissance et ma profonde gratitude aux personnes qui ont enlevé les embûches de mon chemin sans quoi ce travail ne verrait pas le jour. Ma thèse est cofinancée par le projet d'exploration de l'Afrique de l'Ouest (WAXI) et le Service de Coopération dans le cadre de l'action culturelle de l'Ambassade de France au Sénégal ; elle est réalisée en cotutelle entre l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar au Sénégal et l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier en France.

Je remercie AMIRA International et les sponsors de l'industrie pour leur soutien au projet WAXI (P934B) coordonné par M. Mark Jessel, Professeur à l'Université de l'Ouest Australie. Je suis également reconnaissant de la contribution des différents départements d'études géologiques des mines d'Afrique de l'Ouest en tant que sponsors du projet WAXI. Je remercie le Service de Coopération Culturelle et d'Action qui m'a accordé une bourse de doctorat en cotutelle pour passer 12 mois de séjour en France avec un soutien financier pour le travail analytique.

Je tiens tout d'abord à remercier mes deux Directeurs de thèse :

M. Didier Béziat, chercheur au laboratoire de Géoscience Environnement Toulouse (GET) et Professeur émérite à l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier d'avoir accepté de diriger ce travail. Je lui exprime toute ma reconnaissance et ma profonde gratitude pour son encadrement scientifique constant, son aide, ses suggestions et ses corrections très avisées. Merci également pour les panoplies de services administratifs.

M. Papa Moussa Ndiaye, chercheur et Professeur titulaire au Département de Géologie de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar de m'avoir encadré en master et en thèse. Pour cela vous êtes mon mentor et c'est grâce à vous que j'ai pu bénéficier du financement du projet WAXI. J'ai toujours bénéficié de votre expertise et de votre soutien logistique pendant mes travaux de terrain et au-delà de cet aspect scientifique, vous m'avez toujours épaulé et encouragé et cela à tout point de vue. Ma reconnaissance et ma gratitude envers vous sont sans limites.

Je remercie également mes co-directeurs de thèse :

M. Mathieu Benoit, chargé de recherche et responsable scientifique de la salle de préparation d'échantillons, de la salle blanche et du TIMS du GET d'avoir accepté de co-encadrer cette thèse. Merci de m'avoir formé à mes débuts, avec autant de compétence, aux techniques de broyage et aux différents travaux analytiques de la salle blanche et du TIMS. Vous m'avez répété plusieurs fois les choses et grâce à votre expertise, votre patience et votre indulgence, j'ai pu acquérir une certaine autonomie. Merci d'avoir toujours été là pour répondre à mes nombreuses sollicitations et merci encore à vous et à votre formidable famille qui m'a accueilli plusieurs fois pour les repas de Noël.

Mme Lenka Baratoux, chargée de recherche à l'IRD, GET pour m'avoir intégré au projet WAXI et au même moment d'avoir accepté de co-encadrer cette thèse. J'ai eu à bénéficier de votre expérience et de votre assistance sans faille à tout point de vue et cela depuis tant d'années. Vous avez mis à ma disposition sans réserve aucune tous les moyens logistiques et matériels pendant mes travaux de terrain et vous avez payé toutes les analyses nécessaires à la réalisation de ma thèse. Merci également à vous, à votre époux M. David Baratoux ainsi qu'à vos merveilleuses filles pour m'avoir hébergé chez vous 2 mois durant.

Je remercie les rapporteurs Mme Delphine Bosh, Mme Isma Amri et M. Dominique Gasquet et les examinateurs M. Olivier Vanderhaeghe et M. Christophe Hemond qui m'ont fait l'honneur de lire et de juger ce travail malgré leurs emplois du temps bien chargés.

A la structure d'accueil Géoscience Environnement Toulouse (GET) :

Je remercie le Directeur du GET M. Etienne Ruellan et la Directrice de l'école doctorale Mme Genevieve Soucail et leurs secrétaires respectives Mme Carine Baritaud et Mme Marie-Claude Cathala pour la résolution des problèmes administratifs.

Mes remerciements vont également à l'endroit de M. Michel Grégoire, Directeur de recherche et ancien Directeur du GET pour son aide précieuse dans l'analyse des éléments en traces des minéraux au laser lors de mon absence. Merci pour toutes ces heures passées devant le laser et de la grande disponibilité dont vous avez fait preuve pendant mes comités de thèses et merci de vos corrections très avisées sur la partie pétrographique de la thèse.

Le mémoire de cette thèse n'aurait pas vu le jour sans l'aide d'une personne très spéciale pour moi. Je veux nommer M. Pierre Debat à la retraite depuis très longtemps mais qui continue à faire de la recherche. Il a été le Professeur de mes enseignants à Dakar et le Directeur de thèse de certains d'entre eux. J'ai eu la chance de croiser votre chemin comme cela a été le cas pour beaucoup d'étudiants Africains que vous avez encadrés. Pour toutes les fois que vous veniez dans mon bureau pendant mes séjours en France parfois trempé par la pluie et pour tous nos échanges fructueux, je vous dis Grand Merci et je vous serais reconnaissant toute ma vie. Vous incarnez la voie de la sagesse et de la modestie.

Merci à Mme Marieke Van Lichtervelde pour m'avoir initié au tout début de ma thèse à l'étude des pegmatites et à M. Jérôme Ganne qui m'a fait profiter de son expertise et de son expérience durant tout le processus.

Les analyses de cette thèse ont été réalisées grâce à la disponibilité, à l'amabilité et à l'expertise de Mme Fabienne de Parseval et de M. Jean-François Ména de l'atelier de lames minces, de M. Philippe de Parseval et de Mme Sophie Gouy des services de la microsonde électronique et de Mme Stéphanie Mounic du service du TIMS.

J'ai bénéficié aussi de l'expertise et du soutien constants de Mme AnneMarie Coussin infographiste. Qu'elle trouve ici ma reconnaissance et ma profonde gratitude.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude à Charlotte Magnette, étudiante qui a travaillé sur une partie de mes échantillons pour son stage de master et qui m'a permis d'avoir les premiers résultats de ma thèse.

Je remercie beaucoup Mathieu Rospabé pour m'avoir donné des documents et des logiciels de traitement.

Durant mes séjours au GET, j'ai fait la connaissance de personnes formidables comme Joëlle Sihon étudiante Camerounaise et son fils Kennedy, Aby Niang dite Mme Kébé employée au GET qui a donné plein de cadeaux à ma fille à la fin de chacun de mes séjours en France. Merci, grâce à vous j'ai trouvé ma seconde famille et je me sentais comme chez moi.

A la Faculté de Sciences et Techniques (FST) de l'U.C.A.D. :

Je remercie vivement l'ensemble du personnel administratif de la FST en particulier le Doyen M. Joseph Sarr, le Directeur de l'école doctorale M. Cheikh Sène et le Chef du Département de Géologie Mme Seynabou Cisse Faye ainsi qu'à leurs secrétaires respectives.

Je remercie également M. Edmond Dioh, Maître de Conférences et Directeur du laboratoire de Pétrologie et de Structurale de l'Institut Fondamentale d'Afrique Noire (IFAN) et M. Baba Sarr pour m'avoir accueilli dans votre Laboratoire et donné tous vos conseils et encouragements.

Je tiens également à remercier mes professeurs au Département de Géologie, M. Papa Malick Ngom, M. Dinna Pathé Diallo, M. Famara Diatta, M. Samba Cissokho, M. Moussa Dabo, M. Adrien Gozo et M. Abdoulaye Ndiaye et à l'IST, M. Mahamadane Diene.

Un très grand merci à M. Abdoulaye Ndour, assistant chercheur au Département de Géologie qui a toujours été un grand frère et un ami incontesté qui m'a beaucoup aidé depuis mes travaux de mémoire.

Je remercie également les techniciens de l'IFAN M. Babacar Mbaye à la retraite et Mme Sophie Senghor Thiam et celui du Département de Géologie M. Babacar Diop et l'ensemble des chauffeurs qui m'ont beaucoup aidé sur le terrain, en particulier Bénard Bassène (IRD), Ibou Dione (FST) et FauTidiane Diabaté (FST).

Je voudrais adresser mes sincères remerciements à mes frères et sœurs d'armes avec lesquels j'ai pris le navire dont certains ont déjà pris le large tandis que d'autres naviguent encore en haute mer. Cet équipage auquel j'ai pris part a fait naître une fraternité et une belle amitié. Je vaudrais nommer Jacques Kone, Dr Makhoudia Fall, François Ndiaye, Ndèye Marame Ngom, Cheikh Ahmadou Bamba Niang, Philomène Sène, Dr Diomaye Yatte, Issa Diallo, Malick Faye, Pascal Mangue Faye, Modou Mbaye (ITNA), Dr Augustin Yao Koffi et Dr Inza Coulibaly (Côte d'Ivoire), Wiledio Bonzi et Dr Pascal Ouyi (Burkina Faso), Dr Mahamadou Diallo et Kalidou Traoré (Mali) et Josey Poukesserandji (Centre Afrique).

Merci à M. Nicolas Thébaud, Maître de Conférences à l'Université de l'Ouest Australie pour les échantillons que vous m'avez apportés et pour vos conseils et vos encouragements.

Je souhaite également remercier les sociétés minières (Torogold Ltd, Randgold Ressources) et les Préfets de Saraya et de Kéniéba de m'avoir hébergé pendant mes travaux de terrain. Je remercie également la société minière Teranga Gold Corporation où j'avais fait mon stage de master.

J'espère n'avoir oublié personne ; si c'est le cas, veuillez m'en excuser et accepter tout de même mes sincères remerciements!

Résumé court

Les données isotopiques et en éléments en traces sur roches et minéraux de la région de Mako au Sénégal, mettent en évidence l'existence au sein de la croûte birimienne de roches magmatiques diversement différenciées (de cumulats ultramafiques à rhyolite) provenant de trois sources magmatiques parfaitement identifiées: une source déprimée plus juvénile à l'origine de la lignée tholéiitique 1; une source faiblement enrichie à l'origine de la lignée tholéiitique 2 et une source très enrichie dont est issue la lignée calco-alcaline. On peut ainsi proposer pour le groupe de Mako l'évolution géodynamique suivante : i) ouverture d'un océan entraînant la mise en place des roches de la lignée tholéiitique 1 au niveau d'une dorsale océanique, ces dernières ayant des caractéristiques proches des MORB; ii) subduction intra-océanique induisant un magmatisme conduisant à la formation d'un arc insulaire immature qui se caractérise par un magmatisme tholéiitique dont les roches de la lignée tholéiitique 2 seraient les témoins; iii) maturation de l'arc insulaire et mise en place des roches de la lignée calco-alcaline liée à l'enfoncement de la plaque plongeante et à l'épaississement de la partie crustale de l'arc.

Mots clés : Paléoprotérozoïque, Birimien, Craton Ouest Africain, isotopes Sr/Nd, éléments en traces, roches mafique-ultramafiques, bassin océanique, arc insulaire, subduction

Abstract

The isotopic and trace element data on rocks and minerals in the Birimian Mako region of Senegal reveal the existence of variously differentiated magmatic rocks (from ultramafic to rhyolite cumulates) from three perfectly identified magmatic sources: a more juvenile depleted source at the origin of the tholeiitic series 1; a weakly enriched source at the origin of the tholeiitic series 2 and a highly enriched source from which the calc-alkaline series originates. We can thus propose for the Mako group the following geodynamic evolution: i) opening of an ocean resulting in the emplacement of the rocks of the tholeiitic series 1 in the setting of an oceanic ridge, the rocks having characteristics close to the MORB ; ii) intra-oceanic subduction inducing magmatism leading to the formation of an immature insular arc which is characterized by a tholeiitic magmatism represented by the tholeiitic series 2; iii) Maturation of the insular arc and emplacement of rocks of the calc-alkaline series related to the subduction of the plate and thickening of the crustal portion of the arc.

Keywords: Paleoproterozoic, Birimian, West African Craton, Sr/Nd isotopes, trace elements, mafic-ultramafic rocks, oceanic basin, island arc, subduction

Résumé détaillé

Les formations magmatiques d'âge paléoprotérozoïque (hors granitoïdes) du groupe de Mako (Sénégal Oriental) ont été caractérisées dans le secteur du village de Mako, secteur clé où affleurent notamment des roches ultramafiques. Ces formations magmatiques sont représentées par: i) des séries mafiques, les plus abondantes, constituées de basaltes en coussin, de basaltes massifs et de gabbros qui forment soit des massifs homogènes, plus rarement lités, associés aux basaltes, soit des corps bordant les roches ultramafiques; ces roches mafiques peuvent également se retrouver en enclaves au sein des granitoïdes; ii) des roches ultramafiques de nature variée (lherzolite, harzburgite, wehrlite) réunies dans des massifs plurikilométriques (massif de Lamé) ou apparaissant sous forme de corps isolés monolithiques (wehrlite ou lherzolite) comme à Mako, Koulountou et Sofia; les roches ultramafiques forment des écailles en contact accidentel au sein de la série basique ; iii) des roches volcanoplutoniques mafiques à différenciées (gabbro, basalte, andésite, dacite, rhyolite) affleurant sous forme de filons d'épaisseur métrique à décamétrique recoupant les unités mafiques et ultramafiques précédentes. Les différentes séries sont affectées par une schistosité soulignée par une paragenèse de faciès schiste vert.

L'étude géochimique (majeurs et traces) des minéraux magmatiques (chromite, olivine, clinopyroxène, orthopyroxène, amphibole) et des roches a permis de distinguer comme dans l'ensemble du COA deux séries magmatiques: i) une série tholéiitique et ii) une série calco-alcaline. La série tholéiitique est composée de deux lignées, les tholéiites 1 et les tholéiites 2 constituée chacune de roches ultramafiques (harzburgites, lherzolites pour les tholéiites 1, wehrlites pour les tholéiites 2), de gabbros et de basaltes. Les trois lignées (tholéiites 1, tholéiites 2 et calco-alcaline) sont discriminées à partir des spectres de terres rares des roches. Les tholéiites 1 ont des spectres de LREE (Light Rare Earth Elements) et MREE (Middle Rare Earth Elements) déprimés et plats alors que les tholéiites 2 sont plus enrichies en LREE et MREE et présentent un fractionnement LREE/HREE (Heavy Rare Earth Elements) plus marqué. La lignée calco-alcaline clairement identifiée sur le terrain comme filonienne et donc postérieure aux lignées tholéiitiques 1 et 2 est plus enrichie en LREE et MREE et plus appauvrie en HREE avec des spectres plus fortement pentés et des anomalies négatives en Nb et en Ti très prononcées. L'étude de la lignée calco-alcaline a été complétée par l'analyse des roches ultramafiques (wehrlites, dunites) non reconnues à Mako mais affleurant à Loraboué dans la ceinture verte de Boromo au Burkina Faso.

Ces différences de composition géochimique sont confirmées par les données isotopiques. La lignée tholéiitique 1 (n = 27) a une composition isotopique initiale moyenne caractérisée par $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) = $0,701882 \pm 10$ et ϵNd (2,1 Ga) = $+3,6 \pm 0,01$. La lignée tholéiitique 2 (n = 14) a une composition isotopique initiale caractérisée par $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) = $0,703214 \pm 9$ et ϵNd (2,1 Ga) = $+3,4 \pm 0,01$. Enfin la lignée calco-alkaline (n = 9) a une signature isotopique initiale moyenne calculée de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) = $0,702039 \pm 9$ et ϵNd (2,1 Ga) = $+2,8 \pm 0,02$. Les valeurs positives en ϵNd (2,1 Ga) soulignent l'absence d'une contamination de la source mantellique par un composant crustal.

Ces trois lignées de roches magmatiques diversement différenciées (de cumulats ultramafiques à rhyolite) proviendraient de trois sources magmatiques parfaitement identifiées: une source déprimée plus juvénile à l'origine de la première lignée tholéiitique ; une source faiblement enrichie à l'origine de la deuxième lignée tholéiitique et une source très enrichie dont serait issue la lignée calco-alkaline. On peut ainsi proposer pour le groupe de Mako l'évolution géodynamique suivante : i) ouverture d'un océan entraînant la mise en place des roches de la lignée tholéiitique 1 au niveau d'une dorsale océanique, ces dernières ayant des caractéristiques proches des MORB; ii) subduction intra-océanique induisant la formation d'un arc insulaire immature qui se caractérise par un magmatisme tholéiitique dont les roches de la lignée tholéiitique 2 seraient les témoins; iii) maturation de l'arc insulaire et mise en place des roches de la lignée calco-alkaline liée à l'enfoncement de la plaque plongeante et à l'épaississement de la partie crustale de l'arc.

Mots clés : Paléoprotérozoïque, Birimien, Craton Ouest Africain, isotopes Sr/Nd, éléments en traces, roches mafiques-ultramafiques, bassin océanique, arc insulaire, subduction

Abstract

The Paleoproterozoic magmatic formations (except for granitoids) of the Mako group (Eastern Senegal) were collected in the Mako village sector, a key sector where ultramafic rocks are notably exposed. These magmatic formations are represented by: i) mafic series, which are the most abundant, consisting of pillow basalts, massive basalts and gabbros which crop out either as homogeneous massifs sometimes associated with basalts, or as bodies bordering ultramafic rocks; and they are also found as enclaves within the granitoids; (ii) ultramafic rocks composed of several types of rocks (lherzolite, harzburgite, wehrlite) plurikilometric in size (Lame massif), appearing as isolated bodies (wehrlite or lherzolite) as in Mako, Koulountou and Sofia; ultramafic rocks are inter-bedded within the basic series; (iii) mafic to differentiated volcanoplutonic rocks (gabbro, basalt, andesite, dacite, rhyolite) cropping out as metric to decametric dykes intersecting previous basic and ultramafic rocks. The different series are affected by a schistosity underlined by a paragenesis of greenschist facies.

The geochemical study (major and REE) of magmatic minerals (chromites, olivines, clinopyroxenes, orthopyroxenes, amphiboles) and rocks allows to distinguish, as in the whole COA, two magmatic suites: i) a tholeiitic suite and ii) a calc-alkaline suite. The tholeiitic suite is composed of two series, tholeiites 1 and tholeiites 2 each consisting of ultramafic rocks (harzburgites, lherzolites for tholeiites 1, wehrlites for tholeiites 2), gabbros and basalts. These three series (tholeiites 1, tholeiites 2 and calc-alkaline) are discriminated by their REE patterns. Tholeiites 1 have depleted and flat LREE (Light Rare Earth Elements) and MREE (Middle Rare Earth Elements) patterns. Tholeiites 2 are more enriched in LREE and MREE and show a more marked LREE / HREE (Heavy Rare Earth Elements) fractionation. The calc-alkaline series clearly identified in the field by their dyke nature is more enriched in LREE and in MREE and more depleted in HREE with strongly fractionated patterns and very pronounced negative Nb and Ti anomalies. The study of the calc-alkaline series was completed by the analysis of ultramafic rocks (wehrlites, dunites) unrecognized in Mako but cropping out in Loraboué in the greenstone belt of Boromo in Burkina Faso.

These geochemical characteristics are confirmed by the isotopic data. The tholeiitic series 1 ($n = 27$) has an average initial isotopic composition characterized by $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (2.1 Ga) = 0.701882 ± 10 and ϵNd (2.1 Ga) = $+3.59 \pm 0.01$. The tholeiitic series 2 ($n = 14$) has an initial isotopic composition characterized by $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (2.1 Ga) = 0.703214 ± 9 and ϵNd (2.1 Ga) = $+3.39 \pm 0.01$. Finally, the calc-alkaline series ($n = 9$) has a calculated mean initial

isotopic signature of $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} (2.1 \text{ Ga}) = 0.702039 \pm 9$ and $\epsilon\text{Nd} (2.1 \text{ Ga}) = +2.82 \pm 0.02$. The positive values in $\epsilon\text{Nd} (2.1 \text{ Ga})$ confirm the absence of continental crust contamination.

The isotopic and trace element data on rocks and minerals reveal the existence of three perfectly identified magmatic sources within the Birimian crust: a more juvenile depleted source (tholeiites 1); an enriched source (tholeiites 2) and a highly enriched source (calc-alkaline series). We can thus propose for the Mako group the following geodynamic evolution: i) opening of an ocean resulting in the emplacement of the rocks of the tholeiitic series 1 at the level of an oceanic ridge, the latter having characteristics close to MORB; ii) formation of an intra-oceanic subduction inducing a magmatism leading to the formation of an immature insular arc comprising rocks of the tholeiitic series 2; iii) maturation of the insular arch and placement of the calc-alkaline series rocks related to the subduction of the plate and the thickening of the crustal portion of the arc.

Keywords: Paleoproterozoic, Birimian, West African Craton, Sr/Nd isotopes, trace elements, mafic-ultramafic rocks, oceanic basin, island arc, subduction

TABLE DES MATIERES

PREMIERE PARTIE: INTRODUCTION GENERALE.....	32
CHAPITRE I: CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE.....	35
I-1. Contexte géographique.....	35
I-2. Contexte géologique.....	36
I-2-1. Le Craton Ouest Africain (COA)	36
I-2-2. La Boutonnière de Kédougou-Kéniéba (BKK).....	44
I-2-2-1. Le groupe de Mako	46
I-2-2-2. Le groupe du Dialé-Daléma	47
I-2-2-3. Les granitoïdes	48
I-2-2-4. Les données géochronologiques.....	48
I-2-2-5. Tectonique et métamorphisme	50
I-2-2-6. Contexte géodynamique	50
DEUXIEME PARTIE: METHODOLOGIES	53
CHAPITRE II : TRAVAUX DE TERRAIN ET DE LABORATOIRE.....	53
II-1. Travaux de terrain	53
II-2. Travaux analytiques	53
II-2-1. Méthode d'analyse à la microsonde électronique	53
II-2-2. Travaux à la salle blanche et à la salle de préparation d'échantillon.....	54
II-2-3. Méthode de mesure à l'ICP-MS	55
II-2-4. Méthode de mesure au laser-ICP-MS	57
II-2-5. Méthode de mesure au TIMS (Spectromètre de masse à thermo-ionisation)....	58
TROISIEME PARTIE: RESULTATS ET INTERPRETATIONS	60
CHAPITRE III : ETUDE PETROGRAPHIQUE.....	60
III-1. Les roches mafiques	62
III-1-1. Les basaltes.....	62
III-1-1-1. Les basaltes en coussin	62

III-1-1-2. Les basaltes massifs	66
III-1-2. Les massifs de gabbros	69
III-2. Les roches ultramafiques	79
III-2-1. Diversité des types pétrographiques	81
III-2-2. Les massifs de lherzolites et de la harzburgite	82
III-2-3. Les massifs de wehrlites	85
III-3. Les formations filoniennes	90
III-3-1. Les gabbros.....	91
III-3-2. Les basaltes.....	93
III-3-3. Les andésites.....	95
III-3-3-1. Les andésites riches en amphiboles	95
III-3-3-2. Les andésites riches en plagioclases ou clinopyroxènes	96
III-3-4. Les dacites	99
III-3-5. Les rhyolites	102
III-4. Conclusion sur l'étude pétrographique	103
CHAPITRE IV : ETUDE MINERALOGIQUE ET COMPOSITION CHIMIQUE	
DES MINERAUX (ELEMENTS MAJEURS).....	105
IV-1. Composition chimique des minéraux des roches mafiques et ultramafiques.....	105
IV-1-1. Composition chimique des olivines	105
IV-1-1-1. Les olivines du complexe ultramafique.....	105
IV-1-1-2. Les olivines des massifs de wehrlites.....	107
IV-1-2. Composition chimique des clinopyroxènes.....	108
IV-1-2-1. Les clinopyroxènes des basaltes en coussin	108
IV-1-2-2. Les clinopyroxènes des massifs de gabbros	110
IV-1-2-3. Les clinopyroxènes des roches ultramafiques	112
IV-1-3. Composition chimique des orthopyroxènes	117
IV-1-3-1. Nomenclature	117

IV-1-3-2. Caractéristiques chimiques des orthopyroxènes des roches UM	118
IV-1-4. Composition chimique des oxydes	119
IV-1-4-1. Nomenclature	119
IV-1-4-2. Caractères chimiques des chromites.....	120
IV-1-5. Composition chimique des amphiboles.....	121
IV-1-5-1. Les amphiboles des basaltes en coussin et massifs	121
IV-1-5-2. Les amphiboles des massifs de gabbro.....	124
IV-1-5-3. Les amphiboles des roches ultramafiques	125
IV-1-6. Composition chimique des plagioclases.....	130
IV-2. Compositions chimiques des minéraux des roches filoniennes	132
IV-2-1. Composition chimique des clinopyroxènes.....	132
IV-2-1-1. Les clinopyroxènes des gabbros.....	132
IV-2-1-2. Les clinopyroxènes des andésites.....	134
IV-2-2. Composition chimique des amphiboles.....	136
IV-2-2-1. Les amphiboles des andésites.....	136
IV-2-2-2. Les amphiboles des dacites porphyriques	140
IV-2-3. Composition chimique des plagioclases.....	143
IV-3. Synthèse des données	145
IV-3-1. Comparaison des olivines des roches ultramafiques.....	145
IV-3-2. Comparaison des clinopyroxènes des roches mafiques de ceux des formations filoniennes	146
IV-3-3. Comparaison des clinopyroxènes des roches ultramafiques	148
IV-3-4. Comparaison des amphiboles primaires des roches ultramafiques de celles des formations filoniennes.....	149
IV-4. Affinité magmatique et contexte géotectonique.....	150
IV-4-1. Les roches mafiques	150
IV-4-2. Les roches filoniennes	151
IV-5. Conclusion à l'étude minéralogique.....	153

CHAPITRE V : ETUDES GEOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES	155
V-1. Caractéristiques géochimiques	155
V-1-1. Classification et nomenclature des roches	155
V-1-1-1. Les basaltes en coussin et massifs	155
V-1-1-2. Les massifs de gabbro	156
V-1-1-3. Les formations filoniennes	157
V-1-2. Mobilité des éléments chimiques.....	157
V-1-2-1. Les éléments majeurs.....	158
V-1-2-2. Les éléments en traces	160
V-1-3. Caractéristiques chimiques des séries magmatiques	160
V-1-3-1. La série tholéiitique mafique	161
V-1-3-2. La série ultramafique	172
V-1-3-3. La série calco-alkaline	182
V-1-4. Identification de trois lignées pétrogénétiques	187
V-1-4-1. La lignée tholéiitique 1	187
V-1-4-2. La lignée tholéiitique 2	187
V-1-4-3. La lignée calco-alkaline	188
V-2. Les signatures isotopiques du Sr et du Nd.....	192
V-2-1. Les lignées tholéiitiques 1 et 2.....	193
V-2-2. La lignée calco-alkaline	194
V-2-3. Identification de trois sources magmatiques.....	195
V-3. Contexte géodynamique	198
V-3-1. Approche du contexte géodynamique à partir des éléments majeurs et des éléments en traces.....	198
V-3-1-1. Les lignées tholéiitiques 1 et 2.....	198
V-3-1-2. La lignée calco-alkaline	201
V-3-2. Approche du contexte géodynamique à partir des isotopes.....	205

LISTE DES FUGURES

Figure 1: Les grands ensembles litho-structuraux du Craton Ouest Africain.	37
Figure 2 : Section schématique montrant le Tarkwaien recouvrant le Birimien.....	39
Figure 3 : Les colonnes stratigraphiques des trois ceintures de roches vertes du Birimien échantillonnées (Milési et al., 1991)	40
Figure 4: Périodes métallogéniques post orogéniques (D2- D3) (Milési et al., 1992).....	41
Figure 5: Modèle géodynamique pour la région de la Haute-Comoé.	42
Figure 6: Modèle ou croissance de la croûte birimien (Feybesse et al., 1989 modifié par Boher et al., 1990).	43
Figure 7 : Modèle géodynamique pour l'évolution tectonique de la croûte Birimienne du Paléoprotérozoïque (2.2-2.0 Ga) dans le COA	44
Figure 8: Carte géologique de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Dioh et al., 2006 modifiée).	45
Figure 9: Mise en place du bassin intrabloc à l'intérieur du panneau de Mako sous régime transpressif accompagnée de la remontée des UB (Ngom et al. 2007, modifiée par Diene, 2012).....	47
Figure 10 : Microsonde électronique Cameca SX Five	54
Figure 11 : Hotte à flux laminaire vertical de la salle blanche; concasseur et broyeur.....	55
Figure 12: HR-ICP-MS	56
Figure 13: Laser HR-ICP-MS	57
Figure 14: TIMS Triton TM Plus.....	58
Figure 15: Carte d'affleurement des basaltes avec la localisation des sites d'échantillonnage.	63
Figure 16: Caractères macroscopiques et microscopiques des basaltes en coussin.	65
Figure 17: Caractères macroscopiques et microscopiques des basaltes massifs.....	68
Figure 18: Carte d'affleurement des massifs de gabbros avec la localisation des sites d'échantillonnage.	69
Figure 19: Caractères macroscopiques et microscopiques des massifs de gabbro.....	75
Figure 20 : Caractères macroscopiques et microscopiques des massifs de gabbro.....	76
Figure 21: Caractères macroscopiques et microscopiques des massifs de gabbro.....	77
Figure 22: Carte d'affleurement des massifs d'ultramafiques avec la localisation des sites d'échantillonnage.	79
Figure 23: Carte géologique interprétative modifiée à partir de Thiévenaut et al. (2010).....	81

Figure 24: Diagramme de classification des roches ultramafiques (Lebas et Streckeisen, 1991).....	82
Figure 25: Caractères macroscopiques et microscopiques des roches ultramafiques	89
Figure 26: Carte d’affleurement des formations filoniennes avec la localisation des sites d’échantillonnage.	91
Figure 27: Caractères macroscopiques et microscopiques des filons de gabbro.....	92
Figure 28: Caractères macroscopiques et microscopiques des filons de basalte.....	94
Figure 29: Caractères macroscopiques et microscopiques des filons d’andésite	98
Figure 30: Caractères macroscopiques et microscopiques des filons de dacite	101
Figure 31: Caractères macroscopiques et microscopiques des filons de rhyolite	103
Figure 32: Variations des oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} des olivines du complexe ultramafique.	107
Figure 33: Variations des oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} des olivines des massifs de wehrlites.	108
Figure 34: Nomenclature des clinopyroxènes des basaltes en coussin de Bafoundou dans le diagramme de Morimoto et al. (1988).	109
Figure 35: Variation des principaux oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} des clinopyroxènes des basaltes en coussin.	110
Figure 36: Nomenclature des clinopyroxènes des massifs de gabbros dans le diagramme de Morimoto et al. (1988).	111
Figure 37: Variation des principaux oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} des clinopyroxènes des massifs de gabbros.	112
Figure 38: Nomenclature des clinopyroxènes des lherzolites dans le diagramme de classification de Morimoto et al. (1988).	113
Figure 39: Composition chimique des oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} des clinopyroxènes dans le complexe ultramafique.	114
Figure 40: Profil bord-bord montrant les variations de compositions chimiques des principaux oxydes dans les clinopyroxènes zonés de la lherzolite <i>IL10</i> de Lamé.	115
Figure 41: Nomenclature des pyroxènes des massifs de wehrlites dans le diagramme de classification de Morimoto et al. (1988).	115
Figure 42: Composition chimique des oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} des clinopyroxènes des wehrlites.	116
Figure 43: Nomenclature des orthopyroxènes des roches ultramafiques dans le diagramme de classification de Morimoto et al. (1988).	117

Figure 44: Variation des compositions des orthopyroxènes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} du complexe ultramafique et des massifs de wehrlites.	119
Figure 45: Diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Cr}_2\text{O}_3$ montrant la position des oxydes des roches du complexe ultramafique et des massifs de wehrlites.	120
Figure 46: Composition chimique des oxydes en fonction de X_{Mg} dans les chromites des roches du complexe ultramafique et des massifs de wehrlites.	121
Figure 47: Nomenclature des amphiboles des basaltes en coussin et massifs dans le diagramme de Leake et al. (2003).	122
Figure 48: Substitution des éléments chimiques des amphiboles des basaltes en coussin et massifs.	123
Figure 49: Nomenclature des amphiboles secondaires des massifs de gabbro dans le diagramme de Leake et al. (2003).	124
Figure 50: Substitution des éléments chimiques des amphiboles secondaires des massifs de gabbro.	125
Figure 51: Nomenclature des amphiboles primaires des roches du complexe ultramafique et des massifs de wehrlites dans le diagramme de classification de Leake et al. (2003).	126
Figure 52: Diversité des compositions chimiques des amphiboles primaires des roches du complexe ultramafique et des massifs de wehrlites.	128
Figure 53: Substitution des éléments chimiques dans les amphiboles primaires des roches du complexe ultramafique et des massifs de wehrlites.	129
Figure 54: Classification des plagioclases des massifs de gabbro dans le diagramme Albite-Orthoclase-Anorthite.	131
Figure 55: Profil de composition bord-bord d'un plagioclase d'une enclave de gabbro dans la granodiorite de Tinkoto (IL7).	131
Figure 56: Nomenclature des clinopyroxènes des filons de gabbro dans le diagramme de Morimoto et al. (1988).	132
Figure 57: Variation des principaux oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} des clinopyroxènes des filons de gabbro.	134
Figure 58: Nomenclature des clinopyroxènes des andésites porphyriques de Boto dans le diagramme de Morimoto et al. (1988).	135
Figure 59: Variation des principaux oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} des clinopyroxènes des andésites porphyriques de Boto.	136
Figure 60: Nomenclature des amphiboles primaires des andésites microlitiques et porphyriques dans le diagramme de classification de Leake et al. (2003).	137

Figure 61: Variations des éléments chimiques en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} des amphiboles primaires des andésites microlitiques et porphyriques.....	138
Figure 62: Substitution des éléments chimiques des amphiboles primaires dans les andésites microlitiques et porphyriques.....	139
Figure 63: Nomenclature des amphiboles primaires des dacites porphyriques dans le diagramme de classification de Leake et al. (2003).	140
Figure 64: Variations des éléments chimiques en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} des amphiboles primaires des dacites porphyriques.	141
Figure 65: Substitution des éléments chimiques des amphiboles primaires dans les dacites porphyriques.....	142
Figure 66: Classification des plagioclases des formations filoniennes dans le diagramme Albite-Orthoclase-Anorthite.....	144
Figure 67: Profils sur les plagioclases zonés de la dacite porphyrique: zonations normales et zonation oscillatoire.	144
Figure 68: Comparaison des oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} entre les olivines du complexe ultramafique et celles des massifs de wehrlites.	145
Figure 69: Comparaison des oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} entre les clinopyroxènes des roches mafiques de ceux des formations filoniennes.....	147
Figure 70: Comparaison des oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} entre les clinopyroxènes du complexe ultramafique et ceux des massifs de wehrlites.....	148
Figure 71 : Comparaison des oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} entre les amphiboles primaires des roches ultramafiques de celles des roches filoniennes.....	149
Figure 72: Diagramme de Lebas et al. (1962) et de Leterrier et al. (1982) montrant le caractère non alcalin ou sub-alcalin des clinopyroxènes des basaltes en coussin et des massifs de gabbro et diagramme géotectonique de Leterrier et al. (1982) et de Molard et al. (1983) montrant la position géotectonique des clinopyroxènes des basaltes en coussin et des massifs de gabbro.	151
Figure 73: Diagramme de Lebas et al. (1962) et de Leterrier et al. (1982) montrant le caractère non alcalin ou sub-alcalin des clinopyroxènes des filons de gabbros et d'andésite et diagramme géotectonique de Leterrier et al. (1982) et de Molard et al. (1983) montrant la position géotectonique des clinopyroxènes des filons de gabbro et d'andésite	152
Figure 74: Classification des basaltes en coussin et massifs dans les diagrammes Le Maitre et al. (1989) et de Winchester et Floyd (1977) modifié par Pearce (1996).....	156
Figure 75 : Classification des massifs de gabbro dans le diagramme de Cox et al. (1979). .	156

Figure 76: Classification des filons d'andésite et de dacite dans les diagrammes Le Maitre et al. (1989) et de Winchester et Floyd (1977) modifié par Pearce (1996).	157
Figure 77: Diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971) montrant l'affinité magmatique des roches du secteur du village de Mako.	161
Figure 78: Diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971) pour les basaltes tholéiitiques comparés à ceux de la littérature dans le groupe de Mako.	162
Figure 79 : Diagramme de Harker pour les basaltes tholéiitiques de cette étude comparés aux basaltes tholéiitiques des travaux antérieurs dans le groupe de Mako.	164
Figure 80 : Spectres de terres rares normalisées aux chondrites et diagrammes élargis des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des basaltes tholéiitiques montrant deux ensembles de roches.	165
Figure 81: Diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971) pour les gabbros tholéiitiques de cette thèse comparés à ceux de la littérature dans le groupe de Mako.	167
Figure 82 : Diagramme de Harker pour les gabbros tholéiitiques de cette thèse comparés aux gabbros tholéiitiques des travaux antérieurs dans le groupe de Mako.	168
Figure 83: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites et diagrammes multi-éléments des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des gabbros tholéiitiques.	170
Figure 84: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites et diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des roches des séries tholéiitiques 1 et 2.	172
Figure 85: Diagrammes de Harker des roches UM de Mako comparées aux autres roches UM du COA	174
Figure 86: Spectres de REE normalisées aux chondrites et diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif des roches totales, des clinopyroxènes et des amphiboles pour les roches UM de Mako et de Loraboué	180
Figure 87: Diagramme Sm_{PM}/Yb_{PM} vs Nb_{PM}/La_{PM} montrant les compositions en éléments en traces des roches totales, des clinopyroxènes et des amphiboles pour les roches UM de Mako et de Loraboué	181
Figure 88: Diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971) montrant l'affinité magmatiques des roches de la série calco-alcaline du secteur du village de Mako.	182
Figure 89: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites et diagrammes élargis des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des roches de la série calco-alcaline.	186

Figure 90: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites et diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des roches de la lignée tholéiitique 1, de la lignée tholéiitique 2 et de la lignée calco-alkaline.....	189
Figure 91: Discrimination et évolution de la source des lignées tholéiitiques 1 et 2 et de la lignée calco-alkaline dans le diagramme Gd_N/Yb_N en fonction de La_N/Sm_N	190
Figure 92: Diagramme TiO_2 en fonction de X_{Mg} montrant l'évolution par cristallisation fractionnée des lignées magmatiques.	191
Figure 93: Diagrammes Al_2O_3 , Cr_2O_3 et CaO en fonction de MgO montrant la différenciation des trois lignées magmatiques.	192
Figure 94: Diagrammes isochrones Rb/Sr et Sm/Nd pour les roches UM de Mako dans lequel un isochrone hypothétique calculé à 2,1 Ga est rapporté.	194
Figure 95: Diagrammes isochrones calculés à 2,1 Ga de $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $^{87}Rb/^{86}Sr$ et de $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{147}Sm/^{144}Nd$ des roches de la série calco-alkaline du secteur de Mako.....	195
Figure 96: Diagrammes $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $^{87}Rb/^{86}Sr$ et $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{147}Sm/^{144}Nd$ de la lignée tholéiitique 1, de la lignée tholéiitique 2 et de la lignée calco-alkaline sur l'isochrone calculé à 2,1 Ga et Diagramme ϵNd (2,1 Ga) vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ (2,1 Ga) où les trois lignées magmatiques sont comparées à toutes les données birimiennes disponibles dans la littérature et leurs positions par rapport au manteau appauvri contemporain (DM) de Ben Othman et al. (1984).	197
Figure 97: Diagramme $MgO - FeO(t) - Al_2O_3$ de Pearce et al. (1977) montrant la position géotectonique des roches des lignées tholéiitiques 1 et 2 du secteur du village de Mako et Diagramme de Wood (1980) montrant la position géotectonique des roches des lignées tholéiitiques 1 et 2 du secteur du village de Mako	199
Figure 98: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites et diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des basaltes tholéiitiques 1 et 2 de Mako comparés aux basaltes de différents sites géotectoniques	201
Figure 99: Diagrammes géotectoniques discriminants de Wood (1980) et de Pearce et al. (1984) montrant la mise en place des roches de la lignée calco-alkaline du secteur de Mako.	202
Figure 100: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites et diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des basaltes, des andésites et de la dacite de la série calco-alkaline de Mako comparés à ceux des mêmes faciès des arcs des Mariannes et des Nouvelles Hébrides.	204

Figure 101: Diagramme ε_{Nd} (2,1 Ga) vs $\alpha(Sm/Nd)$ montrant la position à différents endroits des trois lignées magmatiques sur la droite de corrélation mantellique birimienne décalée de la droite de corrélation mantellique actuelle sur laquelle s'alignent les roches de la dorsale Pacifique et les roches des arcs des Mariannes et des Nouvelles Hébrides.	206
Figure 102: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des basaltes tholéiitiques 1 et 2 de cette étude comparés aux basaltes tholéiitiques de Dia (1988).	211
Figure 103: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites et diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des basaltes tholéiitiques 1 et 2 de cette étude comparés aux basaltes tholéiitiques d'Abouchami et al. (1990) et au basalte tholéiitique du plateau de Nauru (Floyd, 1989).	213
Figure 104: Position géodynamique des lignées tholéiitiques 1 et 2 (basalte et gabbro) de cette étude comparées aux basaltes tholéiitiques d'Abouchami et al. (1990) et de Ngom et al. (2010) dans le diagramme (Ce/Nb) (ppm) vs Ce (ppm).	213
Figure 105: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des basaltes et des gabbros de la lignée tholéiitiques 1 de cette étude comparés aux basaltes et aux gabbros tholéiitiques de Dioh (1995).	214
Figure 106: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des basaltes tholéiitiques 1 et 2 de cette étude comparés aux basaltes tholéiitiques de Diallo (2001).	215
Figure 107: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des basaltes tholéiitiques 1 et 2 de cette étude comparés aux basaltes de Pawlig et al. (2006).	216
Figure 108: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des basaltes tholéiitiques 1 et 2 et des calco-alcalins de notre étude comparés aux basaltes en coussin et aux basaltes massifs de Ngom et al. (2007).	217
Figure 109: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des basaltes et des gabbros de notre série tholéiitique 1 comparés aux basaltes et aux gabbros de la série tholéiitique étudiée par Ngom et al. (2010).	219
Figure 110: Carte géologique du COA montrant les ceintures comparées à celle de Mako étudié dans cette thèse.	221
Figure 111: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des basaltes tholéiitiques 1 de cette étude comparés aux basaltes des groupes I et II de la première lignée tholéiitique de Zonou (1987).	222

Figure 112: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites et diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des basaltes tholéiitiques 1 et 2 de cette étude comparés aux basaltes tholéiitiques étudiés par Baratoux et al. (2011).	224
Figure 113: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites et diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des basaltes et des gabbros des séries tholéiitiques 1 et 2 de cette étude comparés aux différents basaltes tholéiitiques étudiés par Ama Salah et al. (1996).	226
Figure 114: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des basaltes tholéiitiques 1 et 2 de cette étude comparés aux deux groupes de basaltes tholéiitiques séparés par Pouclet et al. (1996).	227
Figure 115: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites et diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des basaltes et des gabbros des séries tholéiitiques 1 et 2 de cette étude comparés aux deux types de basaltes et d'andésites basaltiques et aux gabbros étudiés par Dampare et al. (2008, 2009 et 2019).	230
Figure 116: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites et diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des gabbros tholéiitiques 1 de cette étude comparés au gabbro-norite et au norite d'affinité tholéiitique étudiés par Sangaré (2008).	231
Figure 117: Diagrammes de Harker : compositions des chromites; des clinopyroxènes et des amphiboles primaires des wehrlites de Mako comparées à celles des wehrlites de Loraboué.	235
Figure 118: Diagramme Tb_N/Yb_N vs La_N/Sm_N montrant les compositions des éléments en traces des roches totales et des clinopyroxènes pour les roches UM de Mako comparées aux wehrlites de Loraboué	236
Figure 119: Diagramme Gd_N/Yb_N vs La_N/Sm_N montrant les compositions des éléments en traces des roches UM de Mako comparées aux autres roches UM du COA.	237
Figure 120: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des andésites de la thèse comparées à celles recoupant la série tholéiitique du groupe de Mako étudiées par Diallo (2001) et par Ngom et al. (2007) et à celles associées aux séries sédimentaires affleurant à Fouldé (Dioh, 1995 et Dioh et al., 2009) et dans le secteur de la Daléma (Ndiaye, 1994).	240

Figure 121: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites et diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des roches de la série calco-alkaline de Mako de la thèse comparées à celles de la série calco-alkaline étudiée par Béziat et al. (2000) à Loraboué au Burkina Faso.	242
Figure 122: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites et diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des roches de la série calco-alkaline de Mako de la thèse comparées à celles de la série calco-alkaline étudiée par Ama Salah et al. (1996) à Liptako au Niger.	243
Figure 123 : Modèle schématique du contexte géodynamique du secteur de Mako.	251

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Synthèse des données géochronologiques de la BKK..	49
Tableau 2: Tableau récapitulatif du contexte géologique de la BKK.	52
Tableau 3 : Tableau montrant les valeurs de standards analysées comparer aux standards de références.	57
Tableau 4: Tableau des valeurs de standards et de blancs mesurées	59
Tableau 5 : Localisation et nature lithologique des échantillons du secteur de Mako.....	62
Tableau 6: Composition modale de roches ultramafiques représentatives	81
Tableau 7: Tableau récapitulatif à l'étude pétrographique et minéralogique des roches du secteur du village de Mako.....	154
Tableau 8: Eléments majeurs des roches basaltiques et gabbroïques silicifiées	159
Tableau 9: Eléments majeurs des roches calcitisées et albitisées	160
Tableau 10: Tableau récapitulatif des caractéristiques géochimiques et isotopiques des trois lignées magmatiques du secteur du village de Mako.	208
Tableau 11: Tableau récapitulatif des caractéristiques géochimiques des lignées tholéitiques 1 et 2 mafiques de cette étude comparées à celles étudiées dans les travaux antérieurs du groupe de Mako.....	220
Tableau 12: Tableau récapitulatif des caractéristiques des deux séries tholéitiques mafiques de cette étude comparées à celles étudiées dans les autres ceintures du COA.....	233
Tableau 13: Tableau récapitulatif des caractéristiques géochimiques des roches ultramafiques de cette étude comparées à celles étudiées dans les autres ceintures du COA.....	238
Tableau 14: Tableau récapitulatif des caractéristiques géochimiques des roches de la lignée calco-alcaline de cette étude comparées à celles étudiées dans les travaux antérieurs de la boutonnière de Kégougou-Kéniéba et dans les autres ceintures du COA.....	244

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1: Protocole de séparation Sr et Nd: chimie Elution	269
Annexe 2: Analyses chimiques des minéraux des roches mafiques et ultramafiques	271
A2.1: Analyses chimiques des olivines des roches ultramafiques	271
A2.2 : Analyses chimiques des clinopyroxènes des basaltes.....	274
A2.3 : Analyses chimiques des clinopyroxènes des massifs de gabbros	274
A2.4 : Analyses chimiques des clinopyroxènes des lherzolites	277
A2.5 : Analyses chimiques des clinopyroxènes des wehrlites	279
A2.6 : Analyses chimiques des orthopyroxènes des roches ultramafiques.....	281
A2.7 : Analyses chimiques des oxydes des roches ultramafiques	282
A2.8 : Analyses chimiques des amphiboles des basaltes et des gabbros	283
A2.9 : Analyses chimiques des amphiboles primaires des roches ultramafiques ...	285
A2.10 : Analyses chimiques des plagioclases des massifs de gabbros	285
A2.11 : Profil de composition bord-bord d'un plagioclase de gabbro	286
Annexe 3: Analyses chimiques des minéraux des roches filoniennes	287
A3.1 : Analyses chimiques des clinopyroxènes des gabbros	287
A3.2 : Analyses chimiques des clinopyroxènes des andésites	288
A3.3 : Analyses chimiques des amphiboles primaires des andésites et de la dacite	289
A3.4 : Analyses chimiques des plagioclases des roches filoniennes	289
Annexe 4: Concentrations des éléments majeurs et des éléments en traces des roches totales et des minéraux.....	292
A4.1 : Concentrations des éléments majeurs et traces des roches mafiques tholéitiques	292
A4.2 : Concentrations des éléments majeurs et traces des roches ultramafiques ...	294
A4.3 : Concentrations des éléments en traces des minéraux des roches ultramafiques.....	295
A4.4 : Concentrations des éléments majeurs et traces des roches calco-alkalines..	295
Annexe 5: Données isotopiques du Rb/Sr et du Sm/Nd	298
A5.1 : Données isotopiques des roches mafiques tholéitiques	298
A5.2 : Données isotopiques des roches ultramafiques	298
A5.3 : Données isotopiques des roches calco-alkalines	299
Annexe 6: Article publié au journal of African Earth Sciences signé en premier auteur	300

PREMIERE PARTIE: INTRODUCTION GENERALE

Jusque dans les années 70, les études sur les formations d'âge paléoprotérozoïque (Birimien) du Craton Ouest Africain (COA) ont été peu nombreuses, si on excepte celles concernant le Ghana où affleure la mine d'or historique d'Ashanti (Junner, 1932, 1935 et 1940). Dans le COA francophone, elles se résument à de rares articles et à des études régionales mais fondamentales comme celles de Witschard (1965) et de Bassot (1966) dans la boutonnière de Kédougou-Kéniéba ou de Ducellier (1963) au Burkina Faso. Ces études ont été synthétisées par Bessoles (1977) qui propose une vision globale de la géologie de l'ensemble du COA. A la fin des années 70 et au début des années 80, la coopération universitaire entre la France et les états africains francophones a permis l'émergence de jeunes chercheurs nationaux (par exemple Pr Ngom, Dr Diallo, Dr Dioh, Pr Dia, Pr Ndiaye au Sénégal, Dr Zonou et Dr Ouédraogo au Burkina, Dr Ama Salah au Mali ; liste non exhaustive) dont les travaux vont permettre une meilleure compréhension de la géologie de l'Afrique de l'Ouest. Ces études serviront de base à l'analyse d'Abouchami et al. (1990) et de Boher et al. (1992) sur la géochimie des formations d'âge paléoprotérozoïque dites birimiennes du nom de la rivière Birim au Ghana (Kitson, 1928 ; Junner, 1954) ainsi qu'à la proposition d'un modèle géodynamique original. Parallèlement à ces études universitaires, le BRGM a mené une campagne géologique et minière sur l'ensemble des formations du craton. Ces travaux ont abouti à un article synthétique de Milési et al. (1989) proposant un modèle d'évolution du Birimien et recensant les principaux gisements miniers, avec en particulier une classification des gisements aurifères. Cet article et ceux de Bourges et al. (1994 et 1998) et de Béziat et al. (1998, 1999 et 2008) ont mis en évidence les fortes potentialités minières de l'Afrique de l'Ouest francophone. En conséquence, l'augmentation du prix de l'or en bourse dans les années 90-2000 va susciter un grand intérêt et les sociétés minières internationales vont investir en Afrique de l'Ouest francophone. L'activité minière va entraîner une multiplication des études et apporter de nouvelles informations notamment dans des régions jusque-là négligées. C'est le cas par exemple pour la série de Kofi dans la partie orientale de la boutonnière de Kédougou-kéniéba où la stratigraphie et la structure ont été définies ces dernières années à partir de l'analyse de nouveaux gites aurifères (e.g., Lawrence et al., 2013 ; Lambert Smith et al., 2016 ; Masurel et al., 2017).

Cependant, en dépit de l'abondance récente de publications, des points essentiels sur la géologie du Birimien demeurent toujours mal connus ou controversés. C'est le cas notamment des caractéristiques et de l'origine de la série tholéitique à la base du Birimien. L'analyse

bibliographique montre que, suivant les occurrences, les spectres de terres rares de cette série présentent soit des profils déprimés à faiblement enrichis, soit des profils enrichis en terres rares légères alors que dans certains sites, on peut rencontrer les deux types de tholéiites superposés. Se pose alors la question de l'existence pour les deux types de tholéiites de deux sources magmatiques ou d'une source évoluant dans le temps et donc d'un modèle géodynamique complexe. Par ailleurs, dans la plupart des travaux, l'analyse de la série tholéiitique n'intègre pas ou peu les roches ultramafiques (UM) qui affleurent en son sein sous forme de rares écailles dans l'ensemble du COA.

L'étude de la série tholéiitique *s.l.* est l'objet principal de cette thèse. Elle a été réalisée dans la région de Mako, région de référence, et complétée par l'étude de la série calco-alcaline pour obtenir une vision globale de la croûte birimienne. Elle correspond à une analyse conjointe des différents composants de la série (roches UM et roches mafiques), analyse pétrographique, géochimique (majeurs, traces et autres terres rares des roches et des minéraux) et isotopique, dans le but de contraindre l'évolution géodynamique. L'analyse de la série calco-alcaline de Mako a été complétée par des données sur les roches UM composantes de cette série ; ces roches UM non affleurantes à Mako ont été observées à Loraboué dans la ceinture de Boromo au Burkina Faso (Béziat et al., 2000).

Le but de cette thèse est de : identifier de façon exhaustive les principaux faciès magmatiques affleurant dans la région de Mako, une attention particulière étant apportée aux roches UM ; proposer un large éventail d'analyses géochimiques (éléments en traces des roches) et isotopiques à la fois sur les roches mafiques et UM (seulement 5 analyses isotopiques existent à ce jour sur les roches UM de l'ensemble du COA (Ngom et al., 2010 ; Dampare et al., 2019)); fournir des données inédites sur les traces des minéraux notamment les pyroxènes et les amphiboles des roches UM. L'ensemble des études doit permettre de comprendre et d'élucider le caractère hétérogène de la série tholéiitique de Mako souligné par les travaux antérieurs, de contraindre le modèle pétrogénétique de la formation des séries magmatiques et le scénario géodynamique.

Le mémoire de la thèse s'articule sur quatre grandes parties:

- une première partie consacrée à l'introduction met en exergue le but et les objectifs de l'étude et fait la synthèse des travaux antérieurs ;

- une deuxième partie détaillant l'ensemble des méthodes analytiques utilisées pour élaborer cette étude ;
- une troisième partie exposant les principaux résultats de la thèse (pétrographie, minéralogie, géochimie, géochimie isotopique) et les situant par rapport aux données de la bibliographie ;
- une quatrième partie de discussion-conclusion mettant en évidence les résultats nouveaux et ouvrant des pistes de réflexion sur l'évolution du contexte géodynamique de cette région du Craton Ouest-Africain.

CHAPITRE I: CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

I-1. Contexte géographique

La boutonnière de Kédougou-Kéniéba, objet de cette étude, à cheval entre le Sénégal et le Mali, occupe la partie la plus occidentale du COA. La partie sénégalaise de cette boutonnière est représentée par la région de Kédougou d'une superficie de 16 800 km² limitée à l'Ouest et au Nord par la région de Tambacounda, à l'Est par la République du Mali et au Sud par la République de Guinée Conakry. Cette région du Sénégal oriental abrite notre secteur d'étude localisé autour du village de Mako entre les longitudes 12° 27' et 12° 50' W et les latitudes 12° 44' et 12° 59' N.

La région de Kédougou est facilement accessible par voie routière assurée par la nationale RN7 reliant Dakar-Tambacounda-Kédougou et par voie aérienne. L'accès au secteur d'étude est très facile même possible pendant l'hivernage à l'aide d'un réseau de pistes très dense aménagé surtout par les sociétés minières.

La géomorphologie du secteur, comme le reste du Sénégal oriental est beaucoup plus accidentée que le reste du pays. Ce relief est matérialisé par des collines de latérites et de roches vertes avec quelques buttes d'affleurements sporadiques entrecoupées par des plateaux et des vallées qui constituent les principales zones de culture. Les deux principaux types de sols qui dominent sont : les sols ferrugineux tropicaux et les sols peu évolués d'érosion gravillonnaire.

L'élevage est dominé par des bovins, ovins, caprins, asins, équins et porcins et l'agriculture par la culture du mil qui occupe une grande place, mais aussi celle du riz, du sorgho, du fonio, de l'arachide et du maïs. Les cultures industrielles sont l'arachide d'huilerie et le coton.

Kédougou est la région la moins peuplée du Sénégal avec une densité de 9 habitants au km². La population, caractérisée par sa diversité ethnique est composée de Mandingues (Soninkés, Malinkés, Diakhankés, Dialonkés, Bédiks et Bambaras), de Peulhs, de Toucouleurs et de Sarakollés.

Le climat est de type soudano-guinéen avec alternance de deux grandes périodes de régime thermique : une période de basses températures (juillet à février) et une période de hautes températures (mars à juin).

La région de Kédougou est la plus pluvieuse du pays avec une saison des pluies qui dure environ 6 mois (mai à octobre) et une saison sèche (novembre à mai).

La végétation est caractérisée par une grande biodiversité qui dépend du climat et de l'importance des pluies. On y observe un paysage de savane arborée avec une bonne biomasse (*Khaya sénégalsis*, *Ptérocarpus érinaceus*, *Parkia bigobosa*, *Acacia raddiana*, *Combretum glutinosum*, *Borassus eathiopum*, *Borassus flabellifer* et des Bambous).

La faune très diversifiée est composée d'antilopes, d'élans de derby, de lions, d'hyènes, de buffles noirs, d'hippopotames, de phacochères, de panthères, de crocodiles, d'oiseaux et de serpents et la région abrite le plus grand Parc National (Parc de Niokolo Koba).

Les vents qui soufflent sont les alizés continentaux de direction Nord-Est, l'harmattan avec de l'air chaud et sec et la mousson avec de l'air chaud et humide.

Le réseau hydrographique est très dense avec deux grands fleuves pérennes que sont la Falémé et la Gambie et de multitudes petits cours d'eau qui se tarissent pendant la saison sèche.

La région de Kédougou est la province métallogénique du Sénégal avec beaucoup de gisements et d'indices d'or, de fer, d'uranium, de lithium, d'étain, de molybdène, de cuivre et de nickel. Ce potentiel minier exploité de façon artisanale (orpaillages) et industrielle (sociétés minières) fait de la région de Kédougou un des poumons économiques du Sénégal.

I-2. Contexte géologique

I-2-1. Le Craton Ouest Africain (COA)

Le COA (**Fig. 1**) (Bessoles, 1977 ; Black, 1980) est limité au Nord par l'Anti Atlas, à l'Ouest par une zone mobile paléozoïque, la chaîne des Mauritanides-Rockélides (Bassot, 1966), à l'Est par une zone mobile correspondant aux chaînes panafricaines du Hoggar et de l'Adrar des Iforas au Nord et des Dahoméyides au Sud. Le COA comprend trois domaines : au Nord la dorsale Réguibat affleurant en Algérie, au Maroc et en Mauritanie constituée de formations archéennes et paléoprotérozoïques ; au Sud la dorsale de Léo-Man constituée par les séries archéennes du bouclier du Libéria et les formations paléoprotérozoïques du domaine Baoulé-Mossi recouvrant le Ghana, la Côte d'Ivoire, la Guinée, le sud du Mali, le Burkina Faso et le Niger ; enfin entre les deux dorsales les boutonnières de Kédougou-Kéniéba située

de part et d'autre de la Falémé à la frontière sénégal-malienne et de Kayes située entièrement en territoire malien ; ces boutonnières sont uniquement composées de formations d'âge paléoprotérozoïque.

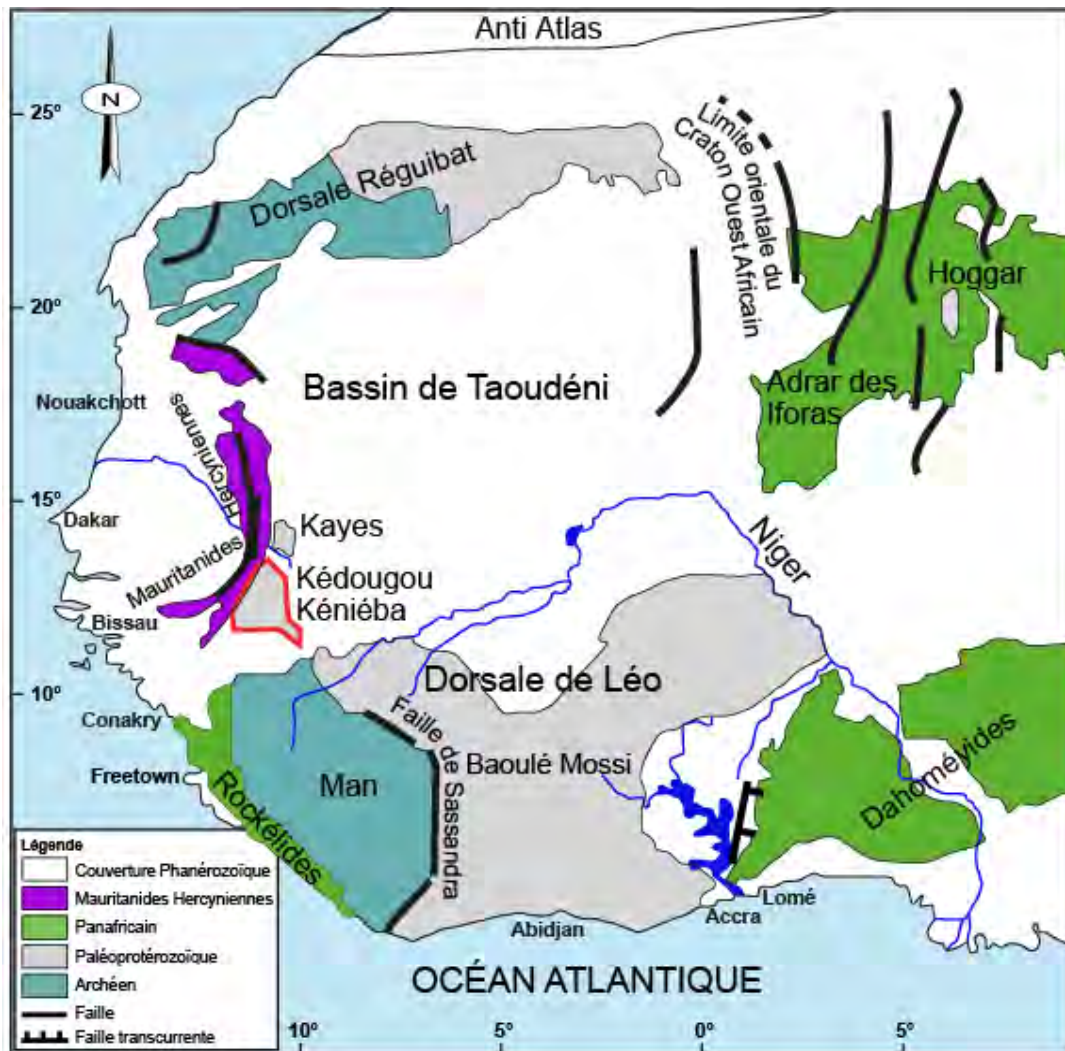


Figure 1: Les grands ensembles litho-structuraux du Craton Ouest Africain (Black, 1980; modifiée).

Les formations paléoprotérozoïques apparaissent cartographiquement sous forme d'alternances de ceintures de roches vertes à dominance volcanique (greenstone belts) étroites et allongées et de bassins essentiellement sédimentaires affleurant plus largement. Elles ont été déformées et métamorphisées lors de l'orogénèse éburnéenne ($\approx 2,0$, Bonhomme 1962) au cours de laquelle se mettent en place plusieurs générations de granitoïdes (Boher et al., 1992 ; Pons et al., 1995 ; Doumbia et al., 1998 ; Gasquet et al., 2003; Dioh et al., 2006 ; Gueye et al., 2007 et 2008 ; de Kock et al., 2011 ; Lambert-Smith et al., 2016 ; Parra-Avila et al., 2017).

La stratigraphie des formations d'âge paléoprotérozoïque a fait l'objet de controverses (voir discussion dans Vidal et al., 1996). Il paraît établi désormais que contrairement aux interprétations de Junner (1940) ; Lemoine et al. (1985) ; Zonou et al. (1985) ; Milési et al. (1986) ; Zonou (1987) ; Fabre et al. (1989) ; Ledru et al. (1991) ; Milési et al. (1991) (**Fig. 2**) ; Milési et al. (1992) ; Feybesse et Milési (1994) et Ndiaye et al. (1997), la base du birimien est constituée principalement par des séries volcaniques basiques à affinité tholéiitique surmontées par des séries essentiellement sédimentaires (Bassot, 1966 ; Abouchami et al., 1990 ; Sylvester et Attoh, 1992 (**Fig. 3**) ; Boher et al., 1992 ; Béziat et al., 2000). La partie sommitale de la série sédimentaire à caractère détritique correspond au Tarkwaïen (Bessoles, 1977 ; Cahen et al., 1984 ; Kesse, 1986 ; Milési et al., 1991 ; Nikiéma, 1992 ; Bossière et al., 1996 ; Hirdes et al., 1996 ; Oberthür et al., 1998). Dans le détail, les séries magmatiques appartiennent à deux suites : une suite à affinité tholéiitique et une suite à affinité calco-alcaline. La suite à affinité tholéiitique est formée de roches mafiques abondantes (gabbros, basaltes en coussin et massifs) et de rares corps de roches UM (dunites, harzburgites, lherzolites, wehrlites) ; ces corps UM ont été reconnus dans l'ensemble du COA : au Ghana (Loh et Hirdes, 1999 ; Attoh et al., 2006 ; Dampare et al., 2019), en Côte d'Ivoire (Poulet et al., 2006), au Mali (Sangaré, 2008), au Burkina Faso (Ouédraogo, 1985 ; Béziat et al., 2000 ; Castaing et al., 2003) et au Sénégal (Bassot, 1966 ; Dia, 1988 ; Ngom, 1995 ; Ngom et al., 1998 et 2010 ; Cissokho, 2010 ; Dabo et al., 2017). La suite à affinité calco-alcaline est représentée par une série volcanique basique à différenciée (UM, gabbros, basaltes, andésite, dacite, rhyolite) formant des coulées au sein des séries métasédimentaires ou des filons recoupant la série tholéiitique et par un cortège de granitoïdes largement affleurant (Bassot ; 1966 ; Boher et al. 1992).

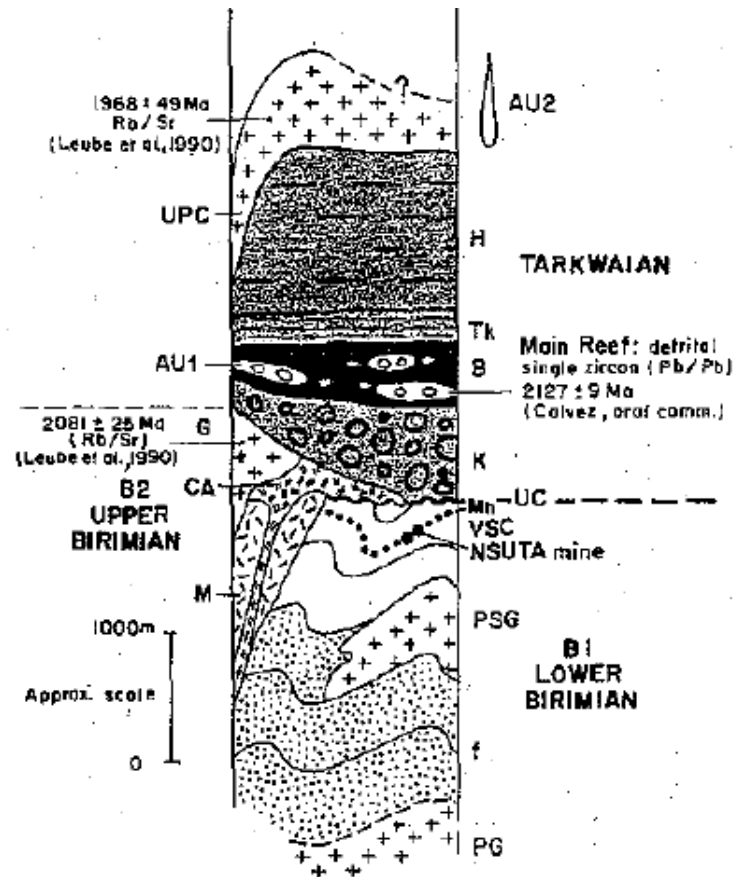


Figure 2 : Section schématique montrant le Tarkwaïen recouvrant le Birimien (Milési et al., 1991). AU2 = emplacement de la déformation tardive D2 de type gisement d'or d'Ashanti ; UPC = complexe plutonique supérieur : granite riche en K et gabbro, déformation syn- à tardive D2 ; H = formation de Huni (Grès à grains fins) ; Tk = formation phyllitique de Tarkwa ; B = formation sablo-conglomératique contenant AU1 ; AU1 = formation aurifère conglomératique de quartz-cailloux ; K = formation conglomératique sableux de Kawere ; G = granite pré-tarkwaïen ; CA = volcanique calco-alkalin B2 ; M = roches intrusives mafiques et peu de roches volcaniques tholéiitiques ; VC = discordance de la déformation post-D1 ; VSC = roches volcano-sédimentaires et les dépôts de sédiments chimiques B1: sédiments riches en carbone, roches volcanoclastiques et cherts ; PSG = granite pré à syn-D1, assemblage de type flysch ; PG = présumé granite du Protérozoïque inférieur et/ou sous-sol libérien.

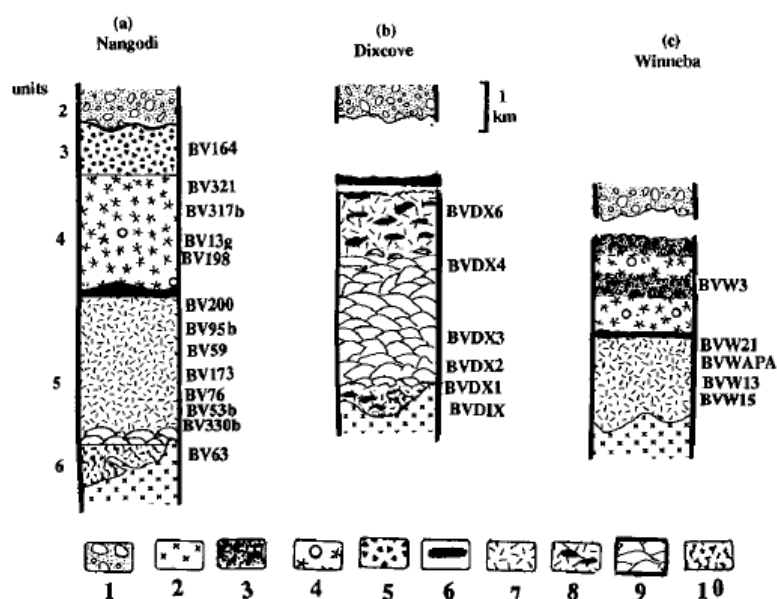


Figure 3 : Les colonnes stratigraphiques des trois ceintures de roches vertes du Birimien échantillonnées (Sylvester et Attoh, 1992). (a) ceinture de Nangodi, (b) ceinture de Dixcove et (c) ceinture de Winneba. 1) les sédiments tardifs (molasse) ; 2) les roches granitiques ; 3) la rhyolite ; 4) tufs et flux dacitiques ; 5) tuffs andésitique ; 6) oxyde de manganèse; 7) lave massif tholéiitique ; 8) hyaloclastique, pillow bréchifié intercalé avec des sills et des coulées massifs ; 9) lave en coussin ; 10) dômes en greywacke, tuff et rhyolite.

L'évolution structurale fait également l'objet de discussions (voir Vidal et al., 2009). Pour de nombreux auteurs la tectonique éburnéenne est de type « moderne » avec une succession de phases de déformation : une phase de déformation marquée par des plis isoclinaux et des chevauchements produisant un épaissement crustal et plusieurs phases de cisaillement transcurrent senestres ou dextres d'importance régionale auxquelles est associé la mise en place des granitoïdes (Ledru et al., 1989 ; Feybesse et al., 1989 ; Milési et al., 1989 ; Ledru et al., 1991 ; Milési et al., 1992 (**Fig. 4**); Feybesse et Milési, 1994 ; Pons et al., 1995 ; Allibone et al., 2002 ; Hein et al., 2004 ; Cissokho, 2010 ; Lompo, 2010 ; Lawrence, 2010 ; Théveniaut et al., 2010 ; Baratoux et al., 2011 ; Dabo et Aïfa, 2011; Diene et al., 2012 ; Lawrence et al., 2013 ; Lambert-Smith et al., 2016; Masurel et al., 2017). Pour d'autres auteurs la tectonique éburnéenne est de type « archéen » (Pons et al., 1995 ; Vidal et al., 1996 (**Fig. 5**); Doumbia et al., 1998 ; Debat et al., 2003 ; Dioh et al., 2006 ; Vidal et al., 2009), la structuration de la croûte en dômes et bassins et les accidents d'importance régionale étant la résultante d'un raccourcissement WNW-ESE (sans chevauchements majeurs) associé à la mise en place diapirique des plutons de granitoïdes.

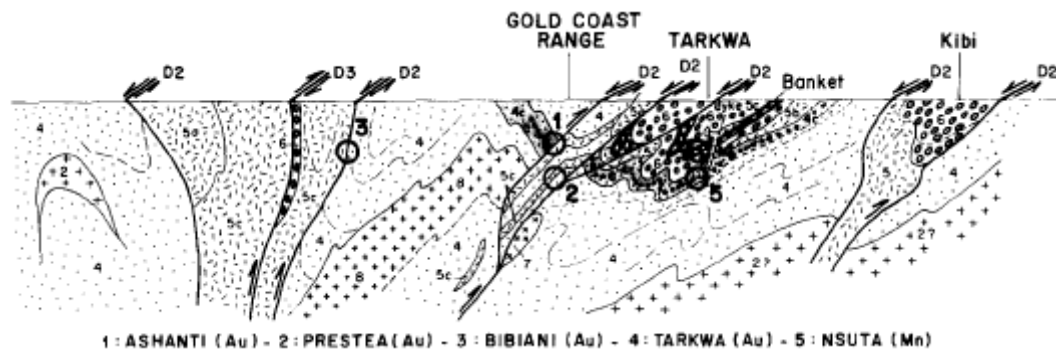
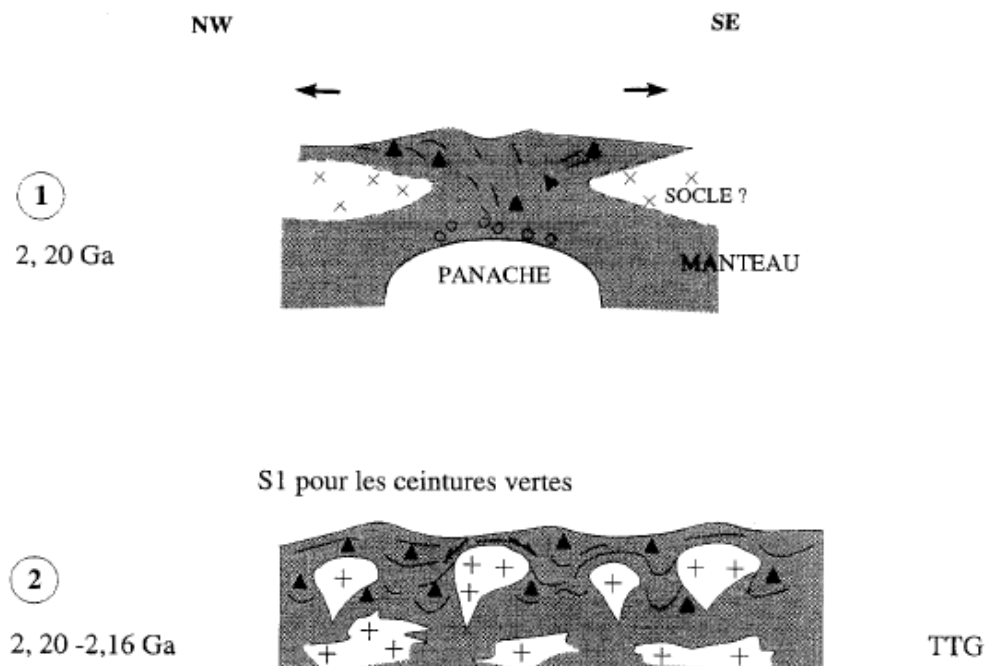


Figure 4: Périodes métallogéniques post orogéniques (D2- D3) (Milési et al., 1992). 1 = Complexes de granite et de gneiss de l'Archéen de Man avec BIF, ceintures de roches vertes et complexes ultrabasiques ; 2 = Granites protérozoïques précoces ; 3 = croûte composite (y compris 1 et 2 ci-dessus) ; 4 = formations du Birimien inférieur ; 4 = indifférenciées, principalement des formations sédimentaires ; 4a = roches volcaniques tholéiitiques ; 4b = roches de type flysch (Zr : rares zircons archéens) ; 4c = complexes volcano-sédimentaires avec : (a) grès tourmalinisé (blanc), (b) chert, (c) formations de Mn ; 4d = formations carbonatées ; 5 = formations du Birimien supérieur : formations volcaniques indifférenciées ; 5a = tholéiitiques roches volcaniques ; 5b = Dôme de rhyodacite calco-alcaline ; 5c = zone volcano-plutonique ; 6 = formations clastiques de Tarkwaïen (Tarkwa, Bondoukou) ; 7 = granite syn-D2 ; 8 = granite indifférencié.



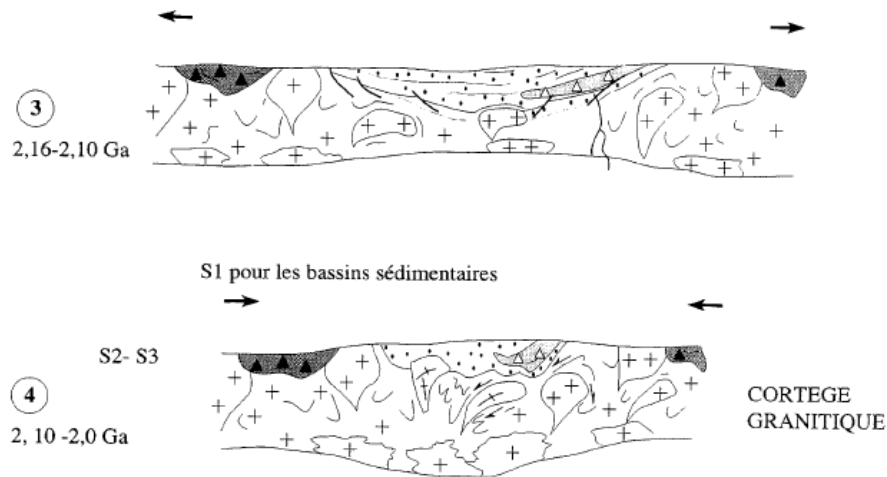


Figure 5: Modèle géodynamique pour la région de la Haute-Comoé (Vidal et al., 1996).

- 1- Période d'empilement de basaltes tholéitiques.
- 2- Epaississement et fusion de la croûte juvénile (montée des TTG et déformation périplutonique).
- 3- Réajustement isostatique, ouverture de bassins sédimentaires, montée de granites.
- 4- Raccourcissement tangential et mouvements décrochants, montée de leucogranites.

Les granitoïdes représentent dans l'ensemble du COA près de 50% des affleurements, jusqu'à 80% au Burkina Faso. Ils ont fait l'objet d'un très grand nombre de travaux (Roques, 1948 ; Ducellier, 1963 ; Witschard, 1965 ; Bassot, 1966 ; voir bibliographie exhaustive dans Doumbia et al., 1998 ; Dioh et al., 2006 ; de Kock et al., 2011 ; Parra-Avila et al., 2017). Les granitoïdes éburnéens forment une série calco-alcaline, localement alcaline. Ils montrent une composante négligeable de croûte archéenne (Boher et al., 1992 ; Doumbia et al., 1998 ; Gasquet et al., 2003) sauf les granitoïdes proches du noyau archéen du Libéria (Kouamelan et al., 1997 ; Egal et al., 2002) et dans la région de Winneba dans le SW du Ghana (Taylor et al., 1992) où le recyclage de matériel archéen est affirmé.

Le métamorphisme lié à l'orogénèse éburnéenne est dans l'ensemble des formations d'âge paléoproterozoïque de faciès schiste vert (Bessoles, 1977). Cependant, il peut atteindre localement le faciès amphibolite comme au Ghana (John et al., 1999 ; Ganne et al., 2014 ; Block et al., 2015), au Burkina Faso (Hein et al., 2004 ; Ganne et al., 2012) et dans la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Masurel et al., 2017 ; Ganne et al., 2012) où le métamorphisme de haute pression vers le faciès schiste bleu dans ces mêmes localités précitées (Ganne et al., 2012). Par ailleurs, dans l'ensemble du craton des secteurs caractérisés par une paragenèse à disthène + staurotide $\pm$ chloritoïde ont été décrits et interprétés comme significatifs de l'épaississement crustal (Feybesse et Milési, 1994). Debat et al. (2003) ont

analysé au Burkina Faso deux gisements où apparaissent ces associations minérales et montré qu'elles résultent d'un phénomène de métamorphisme de contact au voisinage de plutons granitiques rejoignant en cela l'interprétation de Junner (1940).

Enfin le contexte géodynamique fait aussi l'objet de débat. Si un consensus apparaît au niveau de l'interprétation de la série calco-alcaline (roches volcaniques calco-alcalines et granitoïdes formés dans un contexte d'arc), le contexte de formation et d'évolution des séries tholéiitiques fait l'objet de discussions. Ainsi, les séries tholéiitiques sont suivant Abouchami et al. (1990), Boher et al. (1992) (**Fig. 6**), Pouclet et al. (1996 et 2006) ; Cissokho (2010), Ngom et al. (2010), Baratoux et al. (2011) formées dans un environnement de plateaux océaniques, suivant Zonou (1987), Ngom (1995), Ngom et al. (2007), Theveniaut et al. (2010) formées dans un contexte de MORB, suivant Dia (1988), Ama Salah et al. (1996), Dia et al. (1997), Béziat et al. (2000), Diallo (2001), Pawlig et al. (2006), Sangaré (2008), Ganne et al. (2014) (**Fig. 7**) formées dans un contexte d'arc et suivant Sylvester et Atttoh, (1992), Atttoh et al. (2006), Dampare et al. (2008 et 2009) formées dans un contexte d'arrière arc. Par ailleurs, suivant Atttoh et al. (2006), Dabo et al. (2017), Dampare et al. (2019), ces formations tholéiitiques seraient représentatives d'une série ophiolitique.

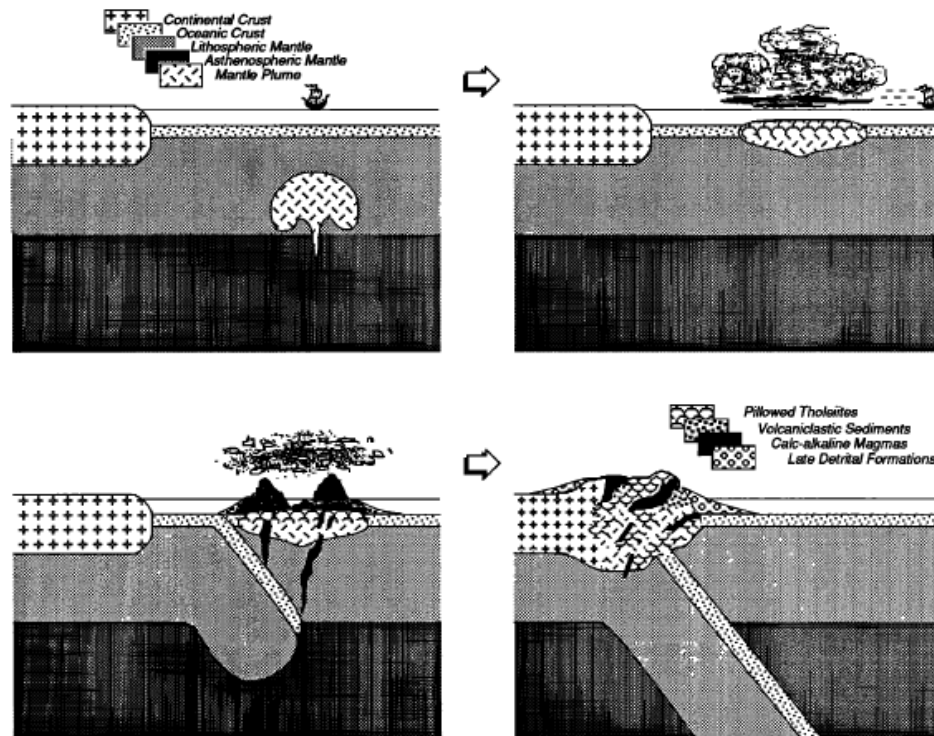


Figure 6: Modèle ou croissance de la croûte birimienne. Le magmatisme est lié à l'obduction intra-océanique qui se produit sur les plateaux avec des noyaux continentaux archéens (Feybesse et al., 1989 modifié par Boher et al., 1992).

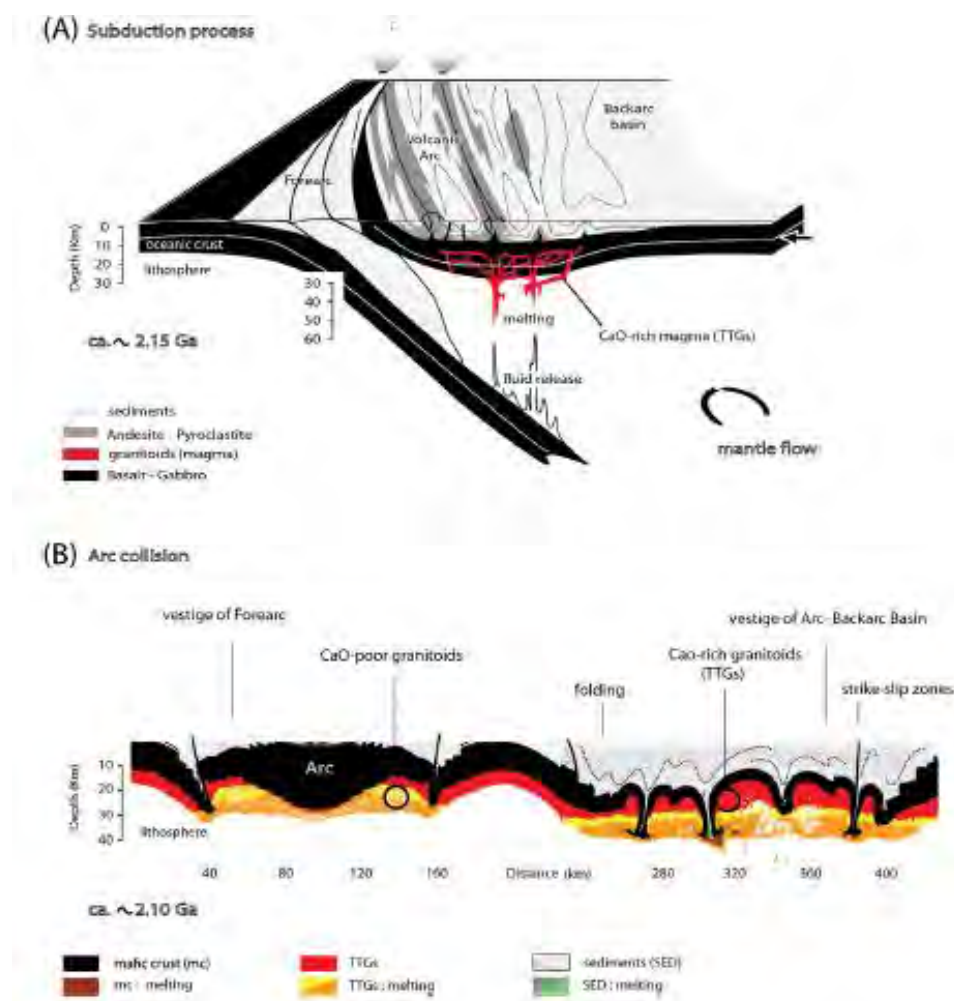


Figure 7 : Modèle géodynamique pour l'évolution tectonique de la croûte birimienne du Paléoprotérozoïque (2.2-2.0 Ga) dans le COA, des processus de subduction (A) à la collision des arcs (B), et l'évolution métamorphique associée des méta-sédiments de moyenne et haute pression (Ganne et al., 2014).

Dans ce bref rappel bibliographique, il apparaît que le paléoprotérozoïque du domaine Baoulé Mossi et de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba a fait l'objet d'un très grand nombre de travaux mais que la plupart des problèmes géologiques font toujours l'objet sinon de controverses tout au moins de discussions.

I-2-2. La Boutonnière de Kédougou-Kéniéba (BKK)

La BKK (**Fig. 8**) formée de séries exclusivement d'âge paléoprotérozoïque se situe de part et d'autre de la frontière sénégal-malienne marquée par la rivière Falémé. Elle est en contact à l'Ouest avec la chaîne hercynienne des Mauritanides et recouverte en discordance au Nord, à l'Est et au Sud par les sédiments détritiques néoprotérozoïques du bassin de Taoudéni (Bassot, 1966 ; Bessoles, 1977).

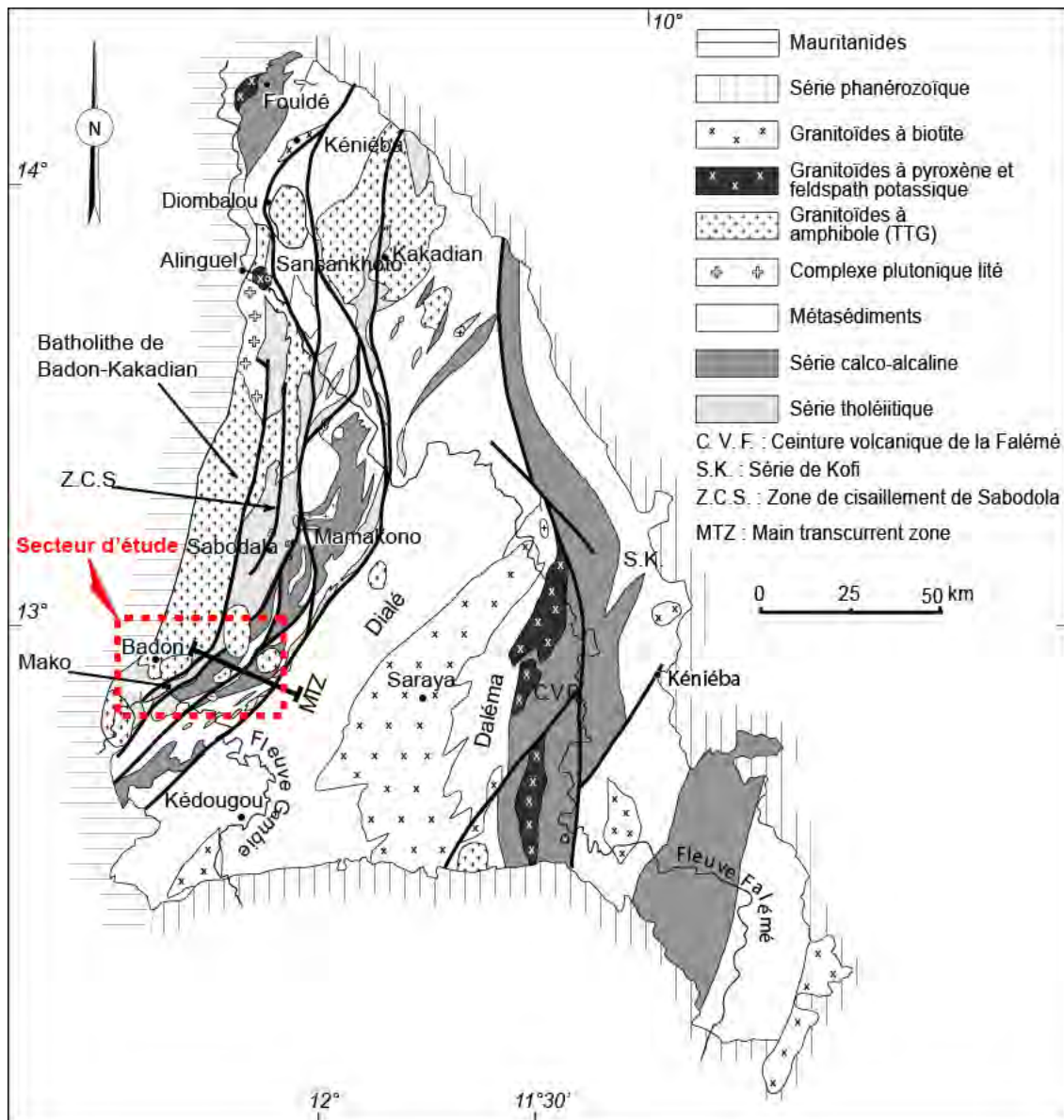


Figure 8: Carte géologique de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Dioh et al., 2006 modifiée).

Les formations paléoprotérozoïques de la boutonnière ont fait l'objet de très nombreux travaux (voir bibliographie exhaustive dans Pawlig et al., 2006 ; Gueye et al., 2007 et 2008 ; Lawrence et al., 2013 ; Dabo et al., 2017) qui tous se réfèrent aux études de Bassot (1966) qui a défini les grands ensembles lithologiques et leurs relations. Selon Bassot (1966), les formations paléoprotérozoïques sont représentées par deux séries orientées NNE-SSW; à l'Ouest la ceinture verte de Mako et à l'Est le bassin à dominance sédimentaire du Dialé-Daléma. Les formations méta-sédimentaires se retrouvent au NW de la série de Mako dans le secteur de Kéniéba-Fouldé (**Fig. 8**). Les deux séries sont recoupées par un cortège de granitoïdes de nature variée (Witschard, 1965). Récemment, la série de la Daléma a été

subdivisée en deux ensembles situés de part et d'autre d'un grand accident N-S la « Faille Sénégal-Malienne » (**Fig. 8**) (Bassot et Dommanget, 1986) avec : à l'Ouest de l'accident un ensemble magmatique, la « ceinture volcanique de la Falémé » et à l'Est de la faille le bassin de Kofi (Lawrence, 2010 ; Lawrence et al., 2013 ; Lambert-Smith et al., 2016 ; Masurel et al., 2017). Le contact entre la série de Mako et la série du Dialé est tectonique et marqué par une zone de 20 à 30 km de large, orientée NNE-SSW riches en accidents longitudinaux (**Fig. 8**). Cette zone est appelée par Ledru et al. (1989 et 1991), la MTZ (Main Transcurrent Zone) (voir aussi Gueye et al., 2007 et 2008). Au sein de cette zone, les formations sont fortement déformées avec localement des juxtapositions des composants des deux séries suivant un dispositif similaire à celui observé au Ghana par Sylvester et Atttoh (1992) et au Burkina Faso par Béziat et al. (2000). Ainsi donc, la BKK apparaît constituée de trois ensembles lithologiques : i) la série de Mako à dominance magmatique mafique ; ii) la série du Dialé-Daléma s.l. et ses composantes à dominance sédimentaire et iii) les granitoïdes. Les caractéristiques générales de ces trois ensembles seront ici brièvement rappelées.

I-2-2-1. Le groupe de Mako

Le groupe de Mako situé dans la partie occidentale de la BKK (**Fig. 8**) a fait l'objet depuis Bassot (1963 et 1966) d'un nombre considérable de travaux (voir bibliographie exhaustive dans Pawlig et al., 2006 ; Ngom et al., 2007 ; Cissokho, 2010 ; Théveniaut et al., 2010 ; Dabo et al., 2017). Il est constitué (Bassot, 1966) par, outre les granitoïdes, deux suites magmatiques : i) une suite à affinité tholéiitique ; ii) une suite à affinité calco-alkaline. La suite tholéiitique, la plus abondante, est représentée essentiellement par des basaltes en coussin et massifs et par des gabbros avec des intercalations de roches méta-volcanosédimentaires et méta-sédimentaires dont dans le secteur de Sabodala-Kérékounda de calcaires (Bassot, 1966 ; Debat et al., 1984 ; Ngom, 1985 ; Diallo, 1994). Elle comporte également dans le secteur du village de Mako donc au sein de la zone de forte déformation MTZ (Ledru et al., 1989 et 1991) des lentilles dispersées de roches UM en contact tectonique avec la série mafique (**Fig. 9**). La suite calco-alkaline est représentée par des roches mafiques à différenciées (gabbros, basaltes, andésites, dacites, rhyolites) affleurant en filons recoupant la série tholéiitique (voir bibliographie dans Bassot et al., 1987 ; Dioh et al., 2009 ; Théveniaut et al., 2010 ; Gozo, 2017).

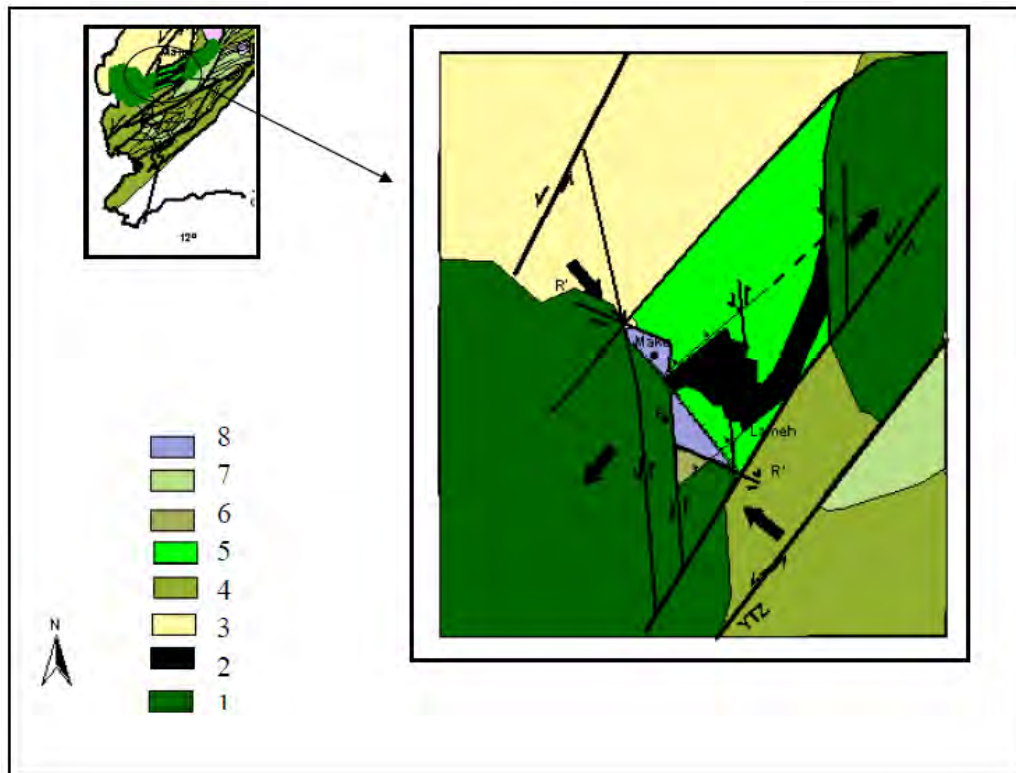


Figure 9: Mise en place du bassin intrabloc à l'intérieur de la ceinture de Mako sous régime transpressif accompagnée de la remontée des UM (Ngom et al. 2007, modifiée par Diene, 2012).

1 = Basalte en coussin ; 2 = UM ; 3 = Granite de Badon ; 4 = Méta-andésites ; 5 = Basalte massif ; 6 = Volcano-détritiques ; 7 = Méta-sédiments ; 8 = Volcanisme acide.

I-2-2-2. Le groupe du Dialé-Daléma

Ce groupe est décomposé désormais en trois séries : la série du Dialé-Daléma au s.s., la série de la ceinture volcanique de la Falémé et la série de Kofi (**Fig. 8**). Ces différentes séries présentent sensiblement les mêmes caractéristiques lithologiques (voir Bassot, 1966 et 1997 ; Ndiaye, 1994 ; Ndiaye et al., 1997 ; Lawrence et al., 2013 ; Lambert-Smith et al., 2016 ; Masurel et al., 2017). Ce sont des séries sédimentaires détritiques (shales, grès, microconglomérats, conglomérats) avec des intercalations carbonatées. Elles contiennent aussi des intercalations de roches volcano-sédimentaires mais aussi des coulées andésitiques et des filons et des corps de dacite et de rhyolite (Ndiaye et al., 1997). Ces roches volcaniques affleurent dans l'ensemble de la série mais sont particulièrement abondantes dans la ceinture volcanique de la Falémé. Enfin, la série de Kofi se singularise par l'abondance des gisements aurifères (voir bibliographie dans Masurel et al., 2017) dont en particulier le gisement historique de Loulo (Dommanget et al., 1993).

I-2-2-3. Les granitoïdes

Les principaux massifs de granitoïdes qui recoupent l'ensemble des séries ont été cartographiés par Witschard (1965) et Bassot (1966). Leurs caractéristiques pétrographiques et chimiques ont été synthétisées par Dioh et al. (2006). Dioh et al. (2006) distinguent ainsi quatre types de granitoïdes représentatifs d'une suite calco-alkaline évoluant dans le temps de termes sodiques à des termes potassiques avec : i) le complexe plutonique lité affleurant au Nord de la boutonnière formé de granitoïdes sodiques calco-alkalins montrant des similarités avec les adakites ; ii) des granitoïdes à amphibole avec des caractères de TTG (massifs de Badon-Kakadian, de Tinkoto, de Mamakono, de Soukouta ; iii) des granitoïdes potassiques à orthopyroxène-clinopyroxène mis en place préférentiellement dans les séries du Dialé-Daléma (massif de Balangouma et de Boboti) ; iv) des granites à biotite mis en place dans les séries méta-sédimentaires (massif de Kéniéba, de Saraya, de Gamaye) (**Fig. 8**).

I-2-2-4. Les données géochronologiques

Les données géochronologiques sur les roches vertes de la ceinture de Mako sont très limitées contrairement à celles des plutons granitiques qui ont fait l'objet d'une très grande quantité de datations. Les données géochronologiques obtenues dans la BKK (**Tableau 1**) ont été compilées à partir des tableaux de Gueye et al. (2007), Cissokho (2010) et Lambert Smith et al. (2016). Le basalte tholéiique de Mako a été daté à ≈ 2.2 Ga par Dia et al. (1997) comme le complexe magmatique lité (gneiss de Sandikounda de Dia et al., 1997 et de Gueye et al., 2007) et le batholite de Badon-Kakadian (Gueye et al., 2007) ; les petits plutons de granitoïdes à amphibole (Tinkoto, Mamakono, Badon) à ≈ 2080 Ma (Hirdes et Davis, 2002 ; Gueye et al., 2007) ; les granitoïdes potassiques à clinopyroxène (Balangouma, Boboti) à ≈ 2080 (Hirdes et Davis, 2002 ; Lambert Smith et al., 2016) tout comme les granites à biotite de Saraya (Hirdes et Davis, 2002). Les données géochronologiques sur les granitoïdes confirment l'évolution du magmatisme dans le temps vers des termes plus potassiques.

Séries	Lithologies	Age (Ga)	Méthodes	Références
Mako	Basalte tholéitique	2063 ± 41	Sm/Nd (RT)	Abouchami et al. (1990)
		2187 ± 13	Sm/Nd (RT)	Dia et al. (1997)
		2195 ± 11	Pb/Pb (RT)	Dia et al. (1997)
	Andésite	2160 ± 16	Sm/Nd (RT)	Boher et al. (1992)
	Complexe plutonique lité	2158 ± 8	Pb/Pb (Zr)	Dia et al. (1997)
	Pluton de Kaourou	2079 ± 6	Pb/Pb (Zr)	Dia et al. (1997)
	Pluton de Médina Fouldé	2138 ± 6	Pb/Pb (Zr)	Dia et al. (1997)
	Gneiss tonalitique de Sandikounda	2194 ± 9	Pb/Pb (Zr)	Gueye et al. (2007)
		2112 ± 12	Ar/Ar (Hb)	Gueye et al. (2007)
		2118 ± 31	K/Ar (Hb)	Gueye et al. (2007)
		2202 ± 6	Pb/Pb (Zr)	Dia et al. (1997)
	Gneiss dioritique de Sandikounda	2205 ± 15	U/Pb (Zr)	Gueye et al. (2007)
	Pluton de Mamakono	2067 ± 12	Pb/Pb (Zr)	Gueye et al. (2007)
		2076 ± 3	Pb/Pb (Zr)	Hirdes et Davis (2002)
	Batholithe de Kakadian	2199 ± 68	Rb/Sr (RT)	Bassot et Caen-Vachette (1984)
	Granodiorite de Badon	2198 ± 2	Pb/Pb (Zr)	Gueye et al. (2007)
		2213 ± 3	Pb/Pb (Zr)	Gueye et al. (2007)
		2098 ± 26	Ar/Ar (Biot)	Gueye et al. (2007)
		2090 ± 21	K/Ar (Biot)	Gueye et al. (2007)
	Pluton de Tinkoto	2074 ± 5	Pb/Pb (Zr)	Gueye et al. (2007)
Dialé-Daléma	Sédiment	2096 ± 8	Pb/Pb (Zr)	Hirdes et Davis (2002)
	Granite de Saraya	2008 ± 35	Rb/Sr (RT)	Bassot et Caen-Vachette (1984)
		1973 ± 33	Rb/Sr (RT)	Bassot et Caen-Vachette (1984)
		2008 ± 16	Rb/Sr (RT)	Ndiaye et al. (1997)
		2079 ± 2	U/Pb (Zr)	Hirdes et Davis (2002)
		2064 ± 4	U/Pb (Mo)	Hirdes et Davis (2002)
Falémé	Andésite	2070 ± 10	Pb/Pb (Zr)	Milési et al. (1989)
		2072 ± 9	Pb/Pb (Zr)	Calvez et al. (1990)
	Pluton de Balangouma	2118 ± 16	U/Pb (Zr)	Lambert Smith et al. (2016)
		2105 ± 9,8	U/Pb (Zr)	Lambert Smith et al. (2016)
	Granodiorite de Boboti	1989 ± 28	Rb/Sr (RT)	Bassot et Caen-Vachette (1984)
		2080 ± 0,9	U/Pb (Zr)	Hirdes et Davis (2002)
		2008 ± 16	Rb/Sr (RT)	Ndiaye et al. (1997)
		2088 ± 8	U/Pb (Zr)	Lambert Smith et al. (2016)
	Rhyolite au Sud de la rivière Falémé	2082 ± 1	U/Pb (Zr)	Hirdes et Davis (2002)
		2099 ± 4	U/Pb (Zr)	Hirdes et Davis (2002)
Kofi	Sédiment	2093 ± 7	Pb/Pb (Zr)	Boher et al. (1992)
		2125 ± 27	Pb/Pb (Zr)	Boher et al. (1992)
	Granite de Gamaye	2045 ± 27	Rb/Sr (RT)	Bassot et Caen-Vachette (1984)

Tableau 1: Synthèse des données géochronologiques de la BKK. (RT) : roche totale ; (Zr) : zircon ; (Hb) : hornblende ; (Biot) : biotite ; (Mo) : monazite. Tableau compilé à partir de Gueye et al. (2007) ; Cissokho (2010) et Lambert Smith et al. (2016).

I-2-2-5. Tectonique et métamorphisme

A l'échelle régionale, la tectonique de la BKK se traduit par l'individualisation de trois unités structurales orientées NNE-SSW : i) la zone Sud-orientale correspondant à la série du Dialé-Daléma caractérisée par une succession de plis droits à surface axiale NNE-SSW, les cœurs des anticlinaux étant occupés par les plutons de granitoïdes comme le massif de Saraya (Ledru et al., 1991 ; Pons et al., 1992) ; ii) la zone de contact entre la série de Mako et la série du Dialé correspondant à la Main Transcurrent Shear Zone (Ledru et al., 1989) ; c'est un couloir de déformation limité et affecté par de grands accidents longitudinaux au sein duquel les formations sont verticalisées ; iii) la zone occidentale où la série de Mako avec une orientation NNE-SSW et un pendage NW $\approx 70^\circ$ bien visible dans le secteur de Kérékounda-Sabodala (Debat et al., 1984 ; Ngom, 1995) est recoupée par le batholite de Badon. La tectonique de la boutonnière est également marquée par la présence d'accidents régionaux comme la Faille Sénégal-Malienne (Bassot et Dommanget, 1986) ou la zone de cisaillement de Sabodala. Ces accidents sont interprétés comme des accidents transcurrents (Ledru et al., 1989, Milési et al., 1989 ; voir bibliographie exhaustive dans Diene et al., 2015 ; Lambert-Smith et al., 2016 ; Diatta et al., 2017 ; Masurel et al., 2017). Enfin de façon générale pour la plupart des auteurs depuis Bassot (1966), la structure du birimien de la BKK serait la résultante d'un raccourcissement régional NNW-SSE et de la mise en place des plutons de granitoïdes comme le massif de Saraya (Ledru et al., 1991 ; Pons et al., 1992).

La structuration des séries s'accompagne du développement du métamorphisme de faciès schiste vert (Bassot, 1966) avec dans les roches mafiques la formation de chlorite + albite + épidote + trémolite et dans les méta-sédiments de micas blancs + albite. On notera toutefois un métamorphisme local de degré plus élevé comme dans l'auréole de contact du granite de Diombalou où on a retrouvé du disthène (Gueye et al., 2008) ou du granite de Saraya où se développe une paragenèse à grenat + staurotide (Ndiaye et al., 1997).

I-2-2-6. Contexte géodynamique

Si le contexte géodynamique de la formation des séries calco-alkalines fait consensus, ces séries se formant dans un contexte d'arc volcanique (Bassot et al., 1987 ; Dia, 1988 ; Boher et al., 1992 ; Diallo, 1994 ; Dioh, 1995 ; Moussolo, 2000 ; Diallo, 2001 ; Dioh et al., 2009 ; Théveniaut et al., 2010 ; Gozo et al., 2015 ; Gozo, 2017), le contexte de formation des séries tholéiitiques fait l'objet d'interprétations variées. Ainsi : pour Bassot (1966), les formations du groupe de Mako sont mises en place dans un environnement de plancher océanique ; pour Abouchami et al. (1990), le volcanisme de Mako s'est mis en place dans un environnement

comparable aux basaltes des plateaux océaniques sans aucune influence d'une croûte continentale ; pour Ngom (1995) ; Ngom et al. (2007 et 2010), Cissokho (2010) et Thiévenaut et al. (2010), ce volcanisme est comparable à des N-MORB ou à des basaltes de plateaux océaniques ; pour Dia (1988) et Dia et al. (1997) dans la partie septentrionale du groupe de Mako, le volcanisme tholéitique a des caractères géochimiques transitionnels entre les N-MORB et ceux des IAT ; ceci les rapproche des tholéiites d'arcs intra-océaniques immatures où des basaltes d'arrière arc actuels ; pour Diallo (1994) ; Dioh et al. (1995) et Diallo (2001), la série tholéitique de Mako se met en place dans un environnement d'arc insulaire océanique ; pour Pawlig et al. (2006), les roches du groupe de Mako sont juvéniles et issues d'une source mantellique appauvrie dans un contexte d'arc insulaire ; enfin pour Dabo et al. (2017), le complexe mafique-ultramafique de Mako représenterait l'unité inférieure d'un fragment lithosphérique de la croûte birimienne de type ophiolite proche des OIB ou N-MORB.

Cette multiplicité d'interprétations du contexte géodynamique justifie pleinement le sujet de cette thèse.

Groupe	Mako		Dialé-Daléma
Séries			Dialé-Daléma s.s.
			Ceinture volcanique de la Falémé
			Kofie
Pétrographie	Suite tholéitique	Basaltes et gabbros avec des intercalations de quartzites, de pélites et de carbonates Lentilles de roches UM	
	Suite calco-alcaline	gabbros, basaltes, andésites, dacites, rhyolites Cortège de granitoïdes (Badon-Kakadian, (Kéniéba, Tinkoto, Makana, Mamakono, Soukouta)	Shales, grès, conglomérats avec des intercalations de roches carbonatées et volcano-sédimentaires, des coulées d'andésites et des filons et corps de dacite et rhyolite Massifs de granitoïdes (Saraya, Balangouma, Boboti, Gamaye)
Géochronologie	Suite tholéitique	Basaltes datés à 2,2 Ga (Dia et al., 1997)	
	Suite calco-alcaline	plutons granitiques $\approx$ 2080 Ga (Dia et al., 1997; Gueye et al., 2007; Hirdes et Davis, 2002)	plutons granitiques $\approx$ 2080 Ga (Hirdes et Davis, 2002; Lambert Smith et al., 2016)
Tectonique		Structures orientées NNE-SSW avec un pendage NW $\approx$ 70° Faille de Sabodala	succession de plis droits à surface axiale NNE-SSW, le cœur des anticlinaux étant occupés par les plutons de granitoïdes (Saraya) Faille Sénégal-malienne
		Contact entre Mako et Dialé-Daléma est affecté par la MTZ (Main Transcurrent Zone)	
Métamorphisme	Faciès schist vert (chlorite, albite, épidote, trémolite, calcite, micas blancs)	Métamorphisme de contact avec disthène dans le granite de Diombalou (Gueye et al., 2008)	Métamorphisme de contact avec grenat + staurotide dans le granite de Saraya (Ndiaye et al., 1997)
Contexte Géodynamique	Suite tholéitique	Plateau océanique (Abouchami et al., 1990, Cissokho, 2010, Ngom et al., 2010) MORB (Ngom, 1995; Ngom et al., 2007; Théveniaut et al., 2010) Arc (Dia, 1988; Diallo, 2001; Pawlig et al., 2006) Transition MORB-IAT (Dioh, 1995) Transition MORB-OIB (Dabo et al., 2017)	
	Suite calco-alcaline	Arc volcanique	Arc volcanique

Tableau 2: Tableau récapitulatif du contexte géologique de la BKK.

DEUXIEME PARTIE: METHODOLOGIES

CHAPITRE II : TRAVAUX DE TERRAIN ET DE LABORATOIRE

II-1. Travaux de terrain

Sur la base des connaissances acquises pendant l'école de terrain et du stage de master et à l'aide de la carte géologique du PASMI, quatre missions de caractérisations et d'échantillonnages ont été effectuées dans le secteur du village de Mako. L'objectif principal était de collecter le maximum de faciès mafiques et ultramafiques et de leurs différenciés intermédiaires à acides le long du couloir MTZ (Main Transcurrent Zone) depuis le village de Badian au Sud-Ouest de Mako jusqu'au prospect de Sofia dans la partie Nord-Est du groupe de Mako. Cette collection concerne 64 échantillons dont 11 basaltes, 30 gabbros, 16 UM, 4 andésites, 1 dacite et 2 rhyolites. Il s'y ajoute 5 échantillons dont 1 basalte, 2 UM, 1 andésite et 1 rhyolite qui proviennent de la collection de Nicolas THEBAUD.

II-2. Travaux analytiques

Après échantillonnage, les concentrations des éléments majeurs des roches ont été obtenues par spectrométrie de fluorescence X (XRF) au Central Analytical Facilities, Stellenbosch University (Afrique du Sud) et à l'ALS (Espagne).

II-2-1. Méthode d'analyse à la microsonde électronique

Les analyses des minéraux ont été effectuées à la microsonde électronique Cameca SX Five (**Fig. 10**) du centre de micro-caractérisation Raimond Castaing de Toulouse (Université Toulouse III - Paul Sabatier). Elles permettent de quantifier la composition chimique des minéraux afin de mieux caractériser qualitativement les phases minérales. Les analyses ont été réalisées sur des échantillons préparés sous forme de lames minces polies recouvertes d'une fine couche de carbone (environ 50 nm) déposée par évaporation avec un évaporateur à carbone Leica EM ACE600. Les conditions d'analyses étaient de 15kV pour la tension d'accélération, pour des courants de 10 ou 20 nA en fonction de la résistance des minéraux au faisceau électronique. Les temps d'acquisition sont de 10 secondes sur le pic et 5 secondes de part et d'autre du pic pour le fond continu. Le volume d'analyse est de l'ordre de $5\text{ }\mu\text{m}^3$. Les standards utilisés pour la mesure des concentrations sont des minéraux naturels ou synthétiques ainsi que des métaux purs : albite pour Na, périclase pour Mg, sanidine pour K, corindon pour Al, hématite pour Fe, pyrophanite pour Mn et Ti, wollastonite pour Si et Ca, Cr_2O_3 pour Cr, nickel métal pour Ni, sphalérite pour Zn, barytine pour Ba, tugtupite pour Cl et topaze pour F.



Figure 10 : Microsonde électronique Cameca SX Five

II-2-2. Travaux à la salle blanche et à la salle de préparation d'échantillon

Les analyses des concentrations des éléments en traces (roches et minéraux) et les mesures isotopiques en Sr et Nd ont été effectuées au laboratoire de Géosciences Environnement Toulouse (GET) - Observatoire Midi-Pyrénées (OMP) de l'Université Toulouse III Paul Sabatier (France). Afin d'effectuer ces analyses, nous avons réalisé des travaux minutieux dans une salle blanche de classe 10000 ($10000 \text{ particules/m}^3/\text{h}$) (**Fig. 11a**). Il s'agit d'une salle spéciale qui est utilisée pour dissoudre des échantillons (exemple roche) dans un milieu hautement propre qui évite toute contamination. La méthode utilisée pour dissoudre les roches concassées (**Fig. 11b**) et broyées (**Fig. 11c**) en poudre dans un bol d'agate est la minéralisation par voie acide sur plaque chauffante. Elle consistait en une digestion par HNO_3 15,15N (acide nitrique) et HF (acide fluorhydrique) selon la procédure de Cordier et al. (2010) couplée par l'ajout dosé de thulium (Tm) suivant le protocole de Barrat et al. (1996). En revanche, dans le cas des roches ultramafiques et certaines roches mafiques la dissolution complète des spinelles ou chromites est particulièrement difficile, d'où une digestion par HF et HClO_4 (acide perchlorique) à haute température favorisant la dissolution de cette phase minérale réfractaire (Yokoyama et al., 1999 ; Nakamura et Chang, 2007 ; modifiée par Rospabé et al., 2018).

Après dissolution, 1 ml de la solution est prélevé et mis à évaporation pour la chimie du Sr et du Nd dans le cas où il est nécessaire d'effectuer des mesures isotopiques pour tracer et dater les roches. Le protocole de séparation chimique (adapté de Pin et al., 1994) est détaillé en **Annexe 1**.



Figure 11 : (a) Hotte à flux laminaire vertical de la salle blanche; (b) concasseur et (c) broyeur.

II-2-3. Méthode de mesure à l'ICP-MS

Après dissolution des échantillons à la salle blanche, les concentrations des éléments en traces des roches ont été obtenues par l'HR-ICP-MS (high Resolution- Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometer) ELEMENT XRTM (Thermo ScientificTM) (**Fig. 12**). Deux géostandards (PMS et BCR-2) et deux blancs (blanc d'acide 2,5% HNO₃, blanc de chimie) ont été utilisés pour vérifier la fiabilité des données. Un autre géostandard (BHVO₂) de concentration bien connue est inséré tous les 6 échantillons pour corriger les mesures de la dérive instrumentale et recalculer les concentrations. Les résultats obtenus avec l'ICP-MS sont sous la forme d'intensités en coups par seconde (cps) qu'il faudra transformer en concentration pour chaque échantillon. Pour cela, il est nécessaire de faire des calculs de corrections d'interférences d'oxydes et des moyennes glissantes entre deux mesures de BHVO₂. Les concentrations des différents éléments dans la solution (Cx) ont été calculées à partir des concentrations de référence de BHVO₂ (μg/g), de BHVO₂ mesuré (cps) corrigé du blanc et des mesures des éléments (cps) corrigé du blanc : $C_x = [CBHVO_2 / (IBHVO_2 - \text{blanc})] * (I_x - \text{blanc})$. La concentration de Tm (C_{Tm}*) a été interpolée à partir des

concentrations C_{Er} et C_{Yb} : $C_{Tm}^* = 0,02513 * ((C_{Er}/0,166)*(C_{Yb}/0,1651))^{1/2}$. Ensuite il a fallu calculer le « rendement chimique » (R) à partir de la C_{Tm}^* : $R = M_{sol} (C_{Tm} - C_{Tm}^*) / M_{Tm}$. La concentration de chaque élément de chaque échantillon est calculée à partir du facteur R et de la concentration C_x : $[X] = C_x * R$.



Figure 12: HR-ICP-MS

N° Ech	O8 BEN	BEN ref	O9 BCR2	BCR-2	NCR2 ref	L13 UBN	L14 UBN	UBN ref	PMS	PMS	PMS ref
Li	15,01	7,79-15	10,88	9,63	9-9,13	39,01	41,24	20,59-32	7,44	7,39	7,3-8
Cs	0,72	0,729-0,8	1,14	1,13	1,1-1,16	14,28	14,77	9,25-13,95	0,31	0,30	0,028-0,1
Rb	49,71	47-47,61	47,44	47,10	46,02-48	3,34	3,48	2,54-6,6	0,78	0,79	
Ba	1019,65	1025-1039	656,89	657,07	677-683,9	27,24	28,38	26,81-27	142,57	140,50	0,35-0,372
Th	11,44	10,4-10,58	6,03	5,85	5,7-6,2	0,07	0,07	0,07-0,084	0,04	0,04	0,05-0,06
U	2,53	2,4-2,44	1,64	1,62	1,683-1,69	0,06	0,06	0,057-0,07	0,01	0,01	0,019-0,03
Nb	112,24	105-113,2	12,39	10,85	12,44-12,6	0,04	0,04	0,04-2,5	2,02	2,01	38,2-40
La	76,85	82,00	22,94	23,66	24,9-25,08	0,33	0,35	0,31-0,35	2,39	2,35	148-150
Ce	156,84	152,00	53,13	51,91	52,9-53,12	0,85	0,89	0,8-0,83	6,35	6,32	2,683-2,9
Pb	4,37	4,00	10,75	10,40	10,59-11	16,61	16,94	4,82-25	1,96	1,91	2,47-2,9
Pr	18,59	17,40	6,86	6,65	6,7-6,827	0,12	0,13	0,12	0,99	0,98	6,8-6,87
Sr	1453,86	1370-1392	345,55	336,93	337,4-346	4,00	4,09	6,7-11,8	262,91	271,20	0,978-1,2
Nd	70,86	66,35-67	28,47	27,92	28,-28,7	0,60	0,64	0,62	5,24	5,27	1,069-0,08
Zr	298,16	260-272,9	201,62	174,96	184-188	3,34	3,51	2,94-8	33,18	32,78	11-11,31
Sm	12,67	12,03-12,2	6,62	6,42	6,547-6,7	0,22	0,23	0,22	1,71	1,69	5,5-5,6
Eu	3,95	3,6-3,679	2,03	1,92	1,96-2	0,09	0,09	0,08	1,03	1,02	1,75-1,8
Gd	12,07	9,7-10,09	6,87	6,49	6,75-6,811	0,28	0,30	0,30	1,99	1,99	1,069-1,07
Ti	20846,60	12844-16400	18782,57	12995,26	13500,00	581,90	602,64	529-677	6255,91	6134,74	6049-6890
Dy	6,66	6,40	6,34	6,31	6,41-6,424	0,44	0,46	0,38-0,44	2,02	2,00	0,338-0,36
Ho	1,15	1,10	1,32	1,29	1,28-1,33	0,10	0,11	0,09-0,1	0,41	0,41	2-2,1
Er	2,68	2,5-2,6	3,66	3,55	3,66-3,67	0,30	0,31	0,28-0,29	1,13	1,09	0,42-0,428
Y	31,81	29,44-30	38,18	35,98	36,07-37	2,65	2,76	2,1-5,5	10,87	10,60	275-280
Yb	1,94	1,80	3,34	3,28	3,38-3,5	0,30	0,32	0,28-0,3	0,94	0,93	0,997-1
Lu	0,26	0,24-0,2489	0,49	0,48	0,503-0,51	0,05	0,05	0,045-0,049	0,14	0,14	0,15-0,16
Sn	1,68	1,68-2	1,85	2,02	2,28	0,14	0,19	0,262-0,39	2,45	2,44	0,078-0,12
Tb	1,42	1,30	1,07	1,03	1,07-1,077	0,06	0,06	0,06	0,32	0,33	2-2,04
W	24,33	28-29	0,89	0,40	0,47	10,89	9,95	10,8-25,7	0,17	0,21	0,3-0,33
Ta	5,34	5,64-5,7	0,76	0,70	0,74-0,785	0,02	0,02	0,02-0,08	0,17	0,16	0,18-0,19
Mo	3,41	2,75-2,8	298,54	303,27	248-250,6	0,33	0,33	0,3-0,53	1,84	1,90	2,44-2,8
Hf	7,32	5,6-5,72	5,84	4,80	4,8-4,972	0,16	0,17	0,1-0,14	1,06	1,03	1,07-1,12
Cd	0,12	0,12-0,2	0,31	0,28	0,69	0,05	0,03	0,0133-0,06	0,02	0,02	1,7-1,9
Sc	23,61	22-22,55	36,67	33,42	33-33,53	12,54	12,98	10,7-16	31,02	30,55	34,00
V	313,24	231,9-235	598,47	404,46	416-417,6	62,26	64,70	56,67-82,06	177,29	174,93	186,4-192

Cr	382,19	298,1-410		15,89	2515,87	2732,56	1905-2516	293,69	292,65	314-319
Mn	1563,79	1000-1600	1627,68	1457,02	936,05	983,21	906-973	1139,87	1135,99	1240,00
Co	63,18	59-60	39,61	36,85	98,40	101,99	88,5-120,2	47,35	47,29	48-49
Ni	280,52	267-269,7	12,06	12,69	2025,97	2109,16	1740-2130	117,30	116,99	113-117,8
Cu	68,96	68,8-72	17,40	16,22	23,65	23,75	19,9-32,12	53,37	53,58	57,2-59
Zn	129,92	120-122,9	146,91	125,63	81,52	85,64	59-111	50,55	49,83	60-61
Ga	17,42	17-17,2	22,87	20,74	2,32	2,38	2,25-6,3	14,12	13,95	15,6-16

Tableau 3 : Tableau montrant les valeurs de standards analysées (en noir) comparer aux standards de références (en rouge).

II-2-4. Méthode de mesure au laser-ICP-MS

Les analyses des éléments en traces des minéraux ont été effectuées avec une machine Thermo Scientific HR-ICP-MS Element XR couplée à une unité d'ablation laser New Wave Research NWR213 Nd YAG à 213 nm (**Fig. 13**). Le temps de comptage pour une analyse était généralement de 210 s (60 s sur un blanc de gaz pour établir le background, puis 120 s pour la collecte de données suivie par un lavage de 30 s). Le diamètre du faisceau laser était d'environ 40 à 50 μm , la fréquence de 7 Hz et 4 à 5 J/cm^2 pour la fluence du laser. Deux standards internes ont été analysés toutes les 10 analyses: un principal, le NIST SRM 612 et un secondaire, le NIST SRM 610. L'étalon secondaire a été analysé comme inconnu, permettant ainsi de vérifier la précision et l'exactitude de la session d'analyses. Le standard externe utilisé est la teneur en CaO obtenue à la microsonde électronique. La précision et l'exactitude relatives pour une analyse au laser varient de 1 à 10% pour la plupart des éléments, mais pour Nb et Ta, elles sont proches de 15%. Les limites de détection théoriques pour chaque élément sont comprises entre 10 et 60 ppb, à l'exception de Sc et V (100 ppb), de Ti (2 ppm) et de Ni et Cr (0,7 ppm). La réduction des données a été réalisée avec le logiciel Glitter (Griffin, 2008).



Figure 13: Laser HR-ICP-MS

II-2-5. Méthode de mesure au TIMS (Spectromètre de masse à thermo-ionisation)

Les mesures isotopiques pour les deux systèmes radiogéniques Rb/Sr et Sm/Nd utilisés dans cette étude ont été effectuées pour une partie avec un Spectromètre de masse à thermo-ionisation TIMS "MAT 261 » datant de 1987 et pour l'autre partie avec un nouveau spectromètre : Triton™ Plus livré en juin 2016 (**Fig. 14**). Pour cela, les deux éléments Sr et Nd purifiés au préalable en salle blanche selon le protocole décrit par Pin et al. (1994) sont déposés respectivement sur des filaments de Rhénium et de Tungstène à l'aide d'une micro-seringue puis introduits dans la source du spectromètre de masse. Après mise en pompage, chaque filament est parcouru sous vide par un courant électrique qui provoque son échauffement par effet Joule. L'échantillon chauffé s'évapore et s'ionise, le plus souvent positivement par la perte d'un électron, pour former un faisceau d'ions qui est accéléré par un champ électrique ; ce faisceau est ensuite analysé dans le spectromètre de masse par une séparation en masse donnant plusieurs faisceaux détectés par des collecteurs d'ions. Les résultats sont présentés sous forme de rapports isotopiques, donnés par les intensités relatives mesurées des différents faisceaux. Les standards utilisés sont le NBS 987 pour le Strontium et La Jolla pour le Néodyme avec des valeurs de référence $0,710274 \pm 4$ et $0,511842 \pm 2$ respectivement. Les blancs de procédure typiques sont 150 ng pour Sr et 24 ng pour Nd.



Figure 14: TIMS Triton™ Plus

Standards		Blancs	
NBS 987	La jolla	150/146	144/146
0,710275 ± 3	0,511849 ± 6	222,6 ± 0,06	1,13 ± 0,0001
0,710277 ± 4	0,511840 ± 5		
0,710272 ± 4	0,511842 ± 2		
0,710274 ± 4	0,511843 ± 2		

Tableau 4: Tableau des valeurs de standards et de blancs mesurées

TROISIEME PARTIE: RESULTATS ET INTERPRETATIONS

CHAPITRE III : ETUDE PETROGRAPHIQUE

Dans le secteur du village de Mako, les roches magmatiques birimiennes sont représentées par : (i) des associations de roches volcaniques et plutoniques mafiques (basaltes et gabbros) ; (ii) des roches ultramafiques ; (iii) des roches filoniennes mafiques à différenciées et (iv) des roches de type granitoïdes.

Les associations mafiques sont constituées de basaltes en coussin, de basaltes massifs et de gabbros. Les basaltes forment des coulées alternant avec des passées sédimentaires détritiques (quartzites) et dans la partie centrale du groupe de Mako (secteurs de Sabodala et Kérékunda) avec des séries carbonatées (Bassot, 1966 ; Debat et al., 1984 ; Ngom, 1985). Les gabbros forment soit des massifs homogènes ou lités, associés aux basaltes, soit des corps bordant les roches ultramafiques. Par ailleurs, des gabbros se retrouvent en enclaves au sein des séries volcaniques filoniennes (basaltes, andésites, dacites) et des granitoïdes. De très nombreuses études (Bassot, 1966 ; Diallo, 1983 ; Debat et al., 1984 ; Ngom, 1985 ; Dioh, 1986 ; Dia, 1988 ; Ngom, 1989 ; Abouchami et al., 1990 ; Dioh et al., 1990 ; Diallo, 1994 ; Dioh, 1995 ; Ngom, 1995 ; Diallo, 2001 ; Pawlig et al., 2006 ; Ngom et al., 2007 et 2010 ; Cissokho, 2010 ; Théveniaut et al., 2010 ; Dabo et al., 2017) ont montré que ces unités (basaltes et gabbros), qui forment la majorité des affleurements, sont à affinité tholéiitique.

Les roches ultramafiques apparaissent sous forme de massifs polycristallins (lherzolite, harzburgite $\pm$ wehrlite) comme à Lamé et de corps formés d'un seul type de roche (wehrlite ou lherzolite) comme à Mako, Koulountou et Sofia ; les roches UM sont en contact par faille avec les basaltes, les gabbros et les roches volcano-sédimentaires qui les encaissent.

Les roches volcanoplutoniques mafiques à différenciées (gabbros, basaltes, andésites, dacites, rhyolites) forment des filons d'épaisseur métrique à décamétrique recoupant les unités mafiques et les roches ultramafiques. Certains de ces filons contiennent des enclaves centimétriques à décamétriques de gabbros. Il a été démontré que cette série volcanique présentait une affinité avec les laves des séries calco-alcalines de la région (Bassot et al., 1987 ; Dia, 1988 ; Diallo, 1994 ; Dioh, 1995 ; Ngom, 1995 ; Moussolo, 2000 ; Diallo, 2001 ; Pawlig et al., 2006 ; Dioh et al., 2009 ; Cissokho, 2010 ; Gozo et al., 2015 ; Gozo, 2017).

Les granitoïdes (granodiorites, granites, microgranite, rhyolite), forment des plutons intrusifs au sein des entités précédentes (batholithe de Badon-Kakadian, massif de Badon s.s. bordé par l'auréole de microgranite et rhyolite de Niéméniké, de Tinkoto et de Soukouta).

Mon travail de thèse porte exclusivement sur les trois premières unités (roches mafiques, roches ultramafiques et roches filoniennes mafiques à différenciées) dont la localisation et la nature lithologique des échantillons sont données dans le **tableau 5**.

Unités	Lithologies	N°Ech	Latitude (N)	Longitude (W)	Localités
Roches mafiques	Basalte en coussin	IL4	12°50'96"	12°26'13"	Linguékoto
	Basalte en coussin	IL25	12°49'77"	12°22'84"	Badian
	Basalte en coussin	IL40	12°52'59"	12°23'08"	Carrière de Niéméniké
	Basalte en coussin	IL59	12°49'36"	12°20'45"	Bafoundou
	Basalte en coussin	IL57	12°53'98"	12°23'72"	Séguéko Peul
	Basalte mylonitisé	IL48	12°54'12"	12°23'51"	Séguéko Peul
	Enclave de basalte	IL44	12°54'04"	12°23'83"	Séguéko Peul
	Basalte massif	IL13	12°50'37"	12°19'96"	Lamé
	Gabbro	IL16	12°49'71"	12°19'42"	Lamé
	Gabbro	IL19	12°50'74"	12°21'49"	Fleuve Gambie
	Gabbro	IL20	12°50'72"	12°21'51"	Fleuve Gambie
	Gabbro	IL33	12°49'97"	12°21'54"	Fleuve Gambie
	Gabbro	IL50	12°50'51"	12°20'36"	Lamé
	Gabbro	IL22	12°50'57"	12°21'81"	Fleuve Gambie
	Gabbro	IL26	12°50'10"	12°22'12"	Badian
	Gabbro	IL27	12°50'19"	12°22'08"	Badian
	Gabbro	IL30	12°49'72"	12°20'54"	Bafoundou
	Gabbro	IL37	12°50'61"	12°21'75"	Fleuve Gambie
	Gabbro	IL41	12°52'59"	12°23'08"	Carrière de Niéméniké
	Gabbro	IL43	12°50'61"	12°21'75"	Fleuve Gambie
	Gabbro	IL46	12°54'00"	12°23'85"	Séguéko Peul
	Gabbro	IL49	12°54'12"	12°23'51"	Séguéko Peul
	Gabbro	IL62	12°49'93"	12°19'80"	Lamé
	Gabbro	IL66	12°49'98"	12°19'72"	Lamé
	Gabbro	IL67	12°50'61"	12°21'75"	Fleuve Gambie
	Gabbro rubané	IL61	12°53'97"	12°23'63"	Séguéko Peul
	Gabbro leucocrate	IL11	12°50'02"	12°19'59"	Lamé
	Gabbro leucocrate	IL31	12°50'88"	12°21'61"	Mako
	Gabbro porphyroïde	IL47	12°53'99"	12°23'84"	Séguéko Peul
	Gabbro pégmatisé	IL36	12°51'39"	12°21'95"	Mako
	Gabbro pégmatisé	IL52	12°49'69"	12°19'43"	Lamé
	Gabbro pégmatisé	IL53	12°50'12"	12°19'79"	Lamé
	Enclave de gabbro	IL45	12°54'04"	12°23'83"	Séguéko Peul
	Enclave de Gabbro	IL54	12°50'15"	12°19'82"	Lamé
	Enclave de gabbro	IL7	12°54'91"	12°07'98"	Tinkoto
Roches ultramafiques	Lherzolite	IL9	12°54'16"	12°14'41"	Koulountou
	Lherzolite	IL10	12°49'59"	12°19'35"	Lamé
	Lherzolite	ILL4	12°50'40"	12°20'38"	Lamé
	Lherzolite	53	12°50'02"	12°19'01"	Lamé
	Lherzolite	107	12°54'00"	12°14'52"	Koulountou
	Lherzolite	126A	12°50'00"	12°19'01"	Lamé
	Lherzolite	128	12°49'55"	12°19'27"	Lamé
	Lherzolite	136	12°58'24"	12°08'51"	Sofia
	Lherzolite porphyroïde	IL12	12°49'56"	12°19'25"	Lamé
	Lherzolite porphyroïde	ILL5	12°49'59"	12°19'08"	Lamé
	Harzburgite	IL51	12°50'03"	12°19'48"	Lamé

Unités	Lithologies	N°Ech	Latitude (N)	Longitude (W)	Localités
Roches ultramafiques	Wehrlite	IL18	12°50'47"	12°21'24"	Mako
	Wehrlite	IL32	12°50'52"	12°21'36"	Mako
	Wehrlite	ILL3	12°50'34"	12°20'27"	Lamé
	Wehrlite	77	12°50'38"	12°20'19"	Lamé
	Wehrlite	116	12°54'02"	12°15'24"	Koulountou
	Wehrlite	MKNT312	12°50'98"	12°21'66"	Mako
	Wehrlite	MKNT313	12°50'96"	12°21'60"	Mako
Roches filoniennes	Gabbro	IL64	12°54'43"	12°14'91"	Koulountou
	Gabbro	IL68	12°35'26"	12°22'61"	Bandafassi-Landiéné
	Gabbro	69	12°49'57"	12°19'26"	Lamé
	Gabbro	125	12°50'70"	12°19'24"	Lamé
	Basalte amygdalaire	IL17	12°50'32"	12°19'92"	Lamé
	Basalte	IL23	12°50'49"	12°21'97"	Fleuve Gambie
	Andésite microlitique	IL42	12°52'80"	12°21'31"	Niéméniké
	Andésite microlitique	IL63	12°54'33"	12°15'17"	Kanouméring
	Andésite à phénocristaux de Plg	IL34	12°51'24"	12°21'81"	Mako
	Andésite à phénocristaux de Cpx	ILN7	12°54'01"	12°23'83"	Séguéko Peul
	Andésite à phénocristaux de Cpx	MKNT318	12°49'27"	12°19'38"	Boto
	Dacite porphyrique	IL5	12°54'74"	12°08'52"	Tinkoto
	Rhyolithe porphyrique	IL15	12°51'79"	12°20'26"	Mako
	Rhyolithe porphyrique	IL60	12°52'28"	12°20'54"	Mako

Tableau 5 : Localisation et nature lithologique des échantillons du secteur du village de Mako.

III-1. Les roches mafiques

Elles sont représentées par des formations volcanoplutoniques composées de basaltes et de gabbros. Les laves basaltiques sont massives ou structurées en coussin attestant de leurs émissions sous-marines. Depuis les travaux de Bassot (1963 et 1966), elles ont été décrites et analysées par de nombreux auteurs, dans les parties centrale et méridionale du groupe de Mako (Diallo, 1983 ; Debat et al., 1984 ; Ngom, 1985 et 1989 ; Abouchami et al., 1990 ; Diallo, 1994 ; Ngom, 1995 ; Ngom et al., 1998 ; Diallo, 2001 ; Ngom et al., 2007 et 2010 ; Cissokho, 2010 ; Théveniaut et al., 2010 ; Dabo et al., 2017) et dans sa partie septentrionale (Dioh, 1986 ; Dia, 1988 ; Dioh et al., 1990 ; Dioh, 1995 ; Pawlig et al., 2006).

III-1-1. Les basaltes

III-1-1-1. Les basaltes en coussin

III-1-1-1-1. Affleurements

Les basaltes en coussin (pillow lavas) qui résulte d'un volcanisme sous aquatique représentent l'essentiel des affleurements à l'Ouest du secteur du village de Mako. Sur le terrain, on les retrouve du Sud au Nord dans les secteurs de Bafoundou, Badian, Linguékoto, Niéméniké et Séguéko Peul (**Fig. 15**).

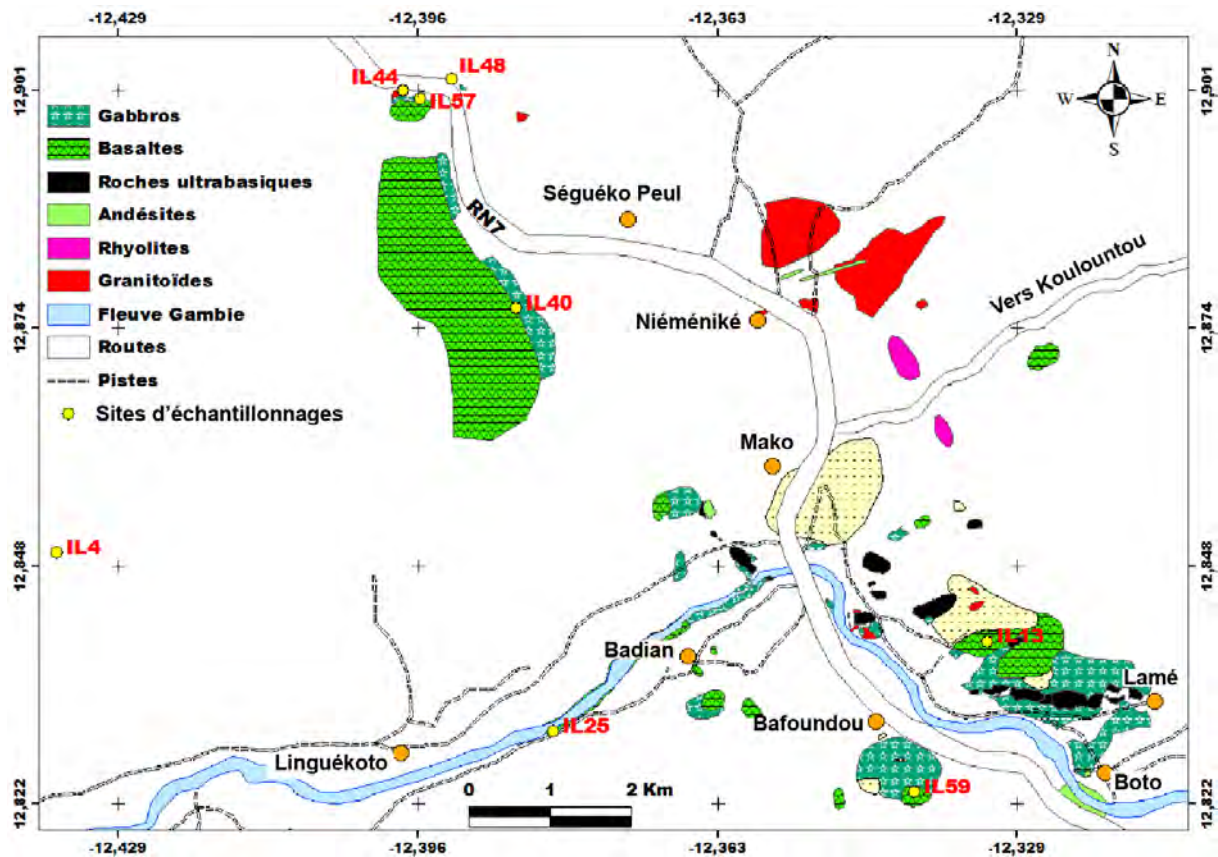


Figure 15: Carte d'affleurement des basaltes avec la localisation des sites d'échantillonnage.

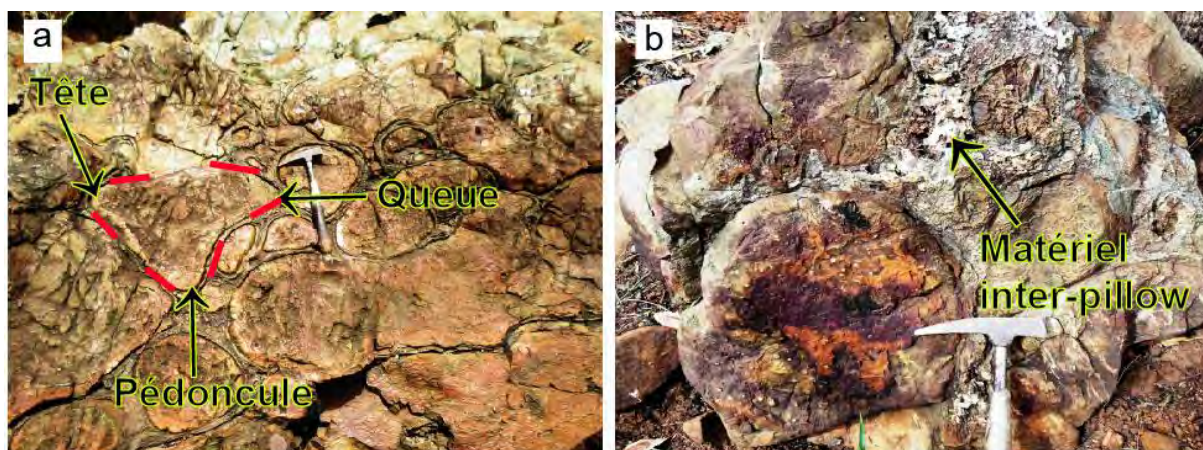
Les coussins de forme elliptique et de taille variable (5,5 cm à 1,2 m) affleurent au Nord-Ouest de Séguéko Peul (*IL57*), dans la carrière à l'Ouest de Niéméniké (*IL40*) où ils reposent sur un gabbro, au Sud de Bafoundou (*IL59*) et à l'Ouest de Badian sur la bordure Sud du fleuve Gambie (*IL25*). Ce dernier affleurement constitue un parfait site d'observation car à cet endroit les coussins sont très bien conservés et notamment montrent une tête, une queue et un pédoncule (partie convexe où sort la lave), le tout recouvert par une carapace appelée cortex (**Fig. 16a**). Les coussins sont réunis par un ciment inter-pillow constitué de quartz et de calcite bien visible au Sud de Bafoundou (*IL59*) (**Fig. 16b**). Au sein de ces coussins, on observe également de nombreuses vésicules (2 - 5 mm de diamètre) témoin de l'évaporation de gaz dont l'exemple le plus spectaculaire se trouve dans le secteur Nord-Ouest de Séguéko Peul (*IL57*) (**Fig. 16c**). Ces vésicules sans orientation particulière à l'échelle de l'affleurement ont été ultérieurement colmatées par du quartz secondaire. Dans le secteur de Linguékoto (*IL4*) en revanche, les coussins elliptiques sont de petite taille (8,5 - 20 cm) (**Fig. 16d**); ils constituent le toit du gisement d'or de Torogold. Sur le terrain les coulées de basaltes en coussin sont débitées en blocs polygonaux de couleur verdâtre ou bleuâtre.

III-1-1-1-2. Pétrographie

Les basaltes en coussin sont caractérisés par une texture microlitique avec une paragenèse primaire presque complètement déstabilisée composée de plagioclase, de clinopyroxène et d'amphibole et une paragenèse secondaire avec, en proportion variable, actinote, épidote, chlorite, calcite, quartz et minéraux opaques.

Les plagioclases forment des microlites en lattes très allongées (0,03 - 0,1 mm) partiellement ou totalement saussuritisés (transformation hydrothermale ou altération des plagioclases en épidote, lawsonite, albite). Les clinopyroxènes non altérés sont uniquement observés dans le basalte en coussin de Bafoundou (IL59). Ils sont à composition d'augite (Wo_{28-38} ; En_{44-53} ; Fs_{15-22}), de forme et de taille variable représentant jusqu'à 60% du mode de la roche (**Fig. 16e**). En revanche, dans les autres basaltes en coussin, les clinopyroxènes sont complètement transformés en amphiboles secondaires de type actinote formant des fibres de petite taille (0,06 - 0,2 mm). Ces actinotes sont regroupées en agrégat polycristallin disposées en gerbe (**Fig. 16f et g**). Dans les micro-coussins elliptiques de Linguékoto (IL4), les actinotes de même que les minéraux d'altération sont orientés localement par la schistosité métamorphique (**Fig. 16h**). Cependant, on peut parfois reconnaître l'amphibole primaire de type édénite ($Si = 7,8 - 7,4$ p.f.u. ; $X_{Mg} = 0,8 - 0,7$) ; elle apparaît en très faible proportion (1 à 2% du mode dans certains faciès) sous forme de prisme trapu, losangique, hexagonal et en très fine baguette (0,1 - 0,5 mm). Ces amphiboles sont souvent transformées en épidote, chlorite, calcite et minéraux opaques en treillis de taille variable (0,01 - 0,1 mm).

La mésostase est constituée de microlites squelettiques de plagioclase, de clinopyroxène et d'amphibole, de quartz recristallisé et associé à l'épidote, chlorite, calcite et minéraux opaques relativement abondants. Les coussins et le matériel inter-coussin sont recoupés par un réseau anastomosé de filonnets de quartz, calcite, chlorite et épidote.



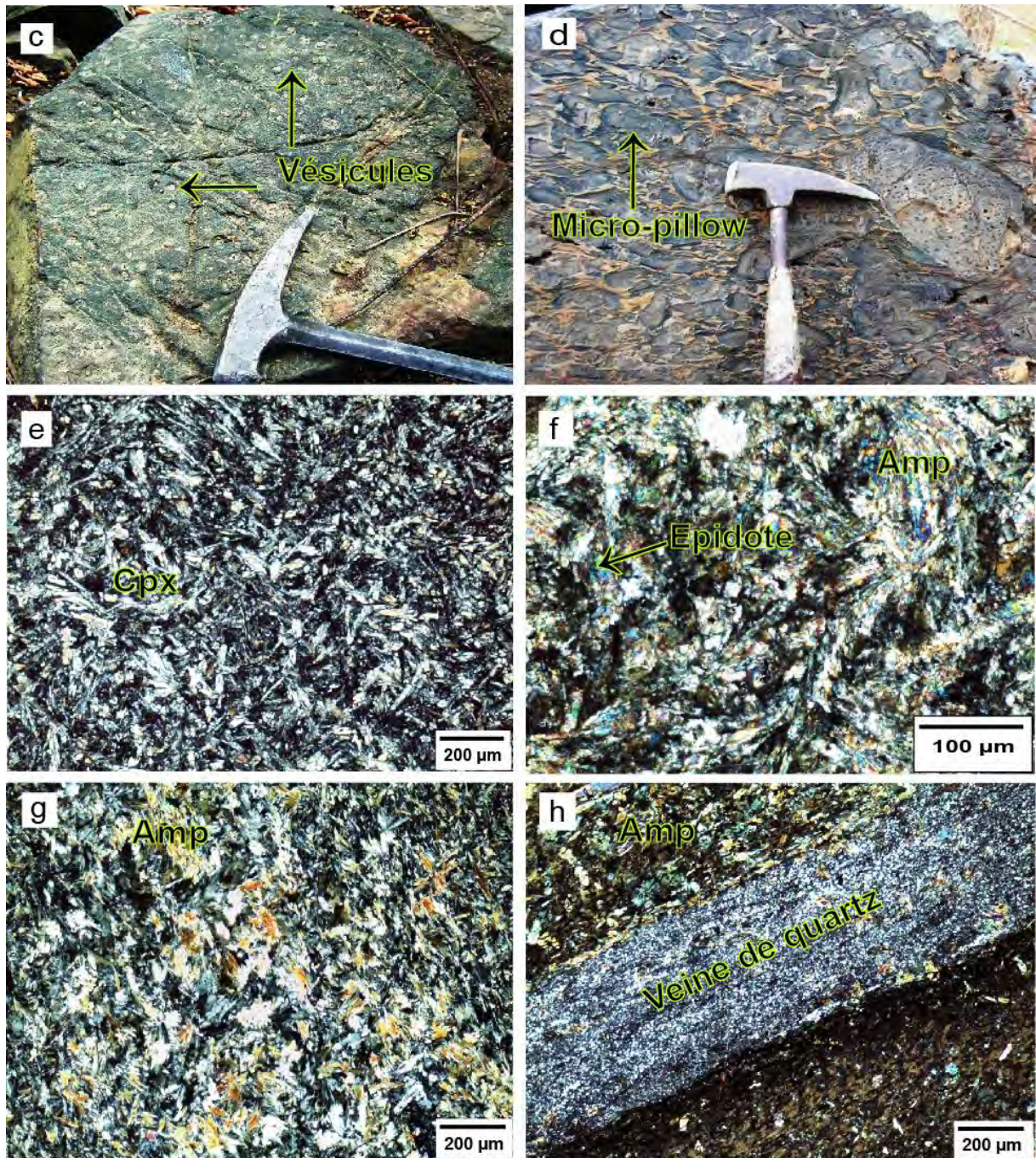


Figure 16: (a) Basalte de Badian (IL25) montrant des coussins avec une tête, une queue et un pédoncule dirigé vers le bas. (b) Basalte en coussin de Bafoundou (IL59) qui présente un matériel inter-coussin constitué de quartz et de calcite. (c) Basalte en coussin au Nord-Ouest de Séguéko Peul (IL57) qui laisse apparaître des vésicules témoin d'une évaporation de gaz. (d) Basalte structuré en micro-coussin elliptiques de Linguékoto (IL4). (e) Caractères microscopiques du basalte en coussin de Bafoundou (IL59) montrant des fibres de clinopyroxène (Cpx). (f) Basalte en coussin de Badian (IL25) montrant au microscope des baguettes d'amphibole (Amp) disposées en gerbe. L'amphibole est déstabilisée en épidote,

chlorite, calcite et minéraux opaques. (g) Caractères microscopiques du basalte en coussin au niveau de la carrière de Niéméniké (*IL40*) montrant des aiguilles d'amphibole disposées en gerbe. (h) Basalte en micro-coussin de Linguékoto (*IL4*) recoupé par une veine de quartz et montrant des cristaux orientés d'amphibole parfois chloritisés et des minéraux opaques en treillis.

III-1-1-2. Les basaltes massifs

III-1-1-2-1. Affleurements

Contrairement aux basaltes en coussin, les basaltes massifs ne montrent aucune structure particulière à l'échelle de l'affleurement. Ces basaltes massifs sont généralement associés aux basaltes en coussin et aux gabbros dans les secteurs de Lamé (*IL13*) et de Séguéko Peul (*IL44*, *IL48*) (**Fig. 15**). Ils affleurent sous forme de coulées débitées en blocs isolés de grande taille ou sous forme de petites buttes homogènes allongées dans la direction NE-SW.

Les basaltes massifs affleurent à Lamé (*IL13*) (**Fig. 17a**) et au Nord-Ouest de Séguéko Peul (*IL48*) où ils sont très schistosés (N105-70) et recoupés par un filon de gabbro N40 et montrant une zone de relais extensif avec un réseau de veines et de veinules de quartz fumés disposées en échelon (**Fig. 17b**). Par ailleurs, ils apparaissent sous forme d'enclaves dans la diorite au Nord-Ouest de Séguéko Peul (*IL44*) (**Fig. 17c**). Ces enclaves basaltiques arrachées lors de la remontée du magma dioritique montrent des limites curvilignes et des interpénétrations en forme de doigt de gant avec la roche hôte. On parle de contact en choux-fleur (Dia, 1988). Ce phénomène traduit un état non encore consolidé de la roche hôte au moment de la mise en place des fragments d'enclave de roche.

III-1-1-2-2. Pétrographie

Les basaltes massifs présentent une texture microlitique porphyrique avec des phénocristaux de plagioclase et d'amphibole. La minéralogie est la même que celle des basaltes en coussin avec plagioclase, amphibole comme paragenèse primaire et actinote comme produit du remplacement des clinopyroxènes et épidote, chlorite, calcite, quartz et minéraux opaques comme paragenèse secondaire.

Dans le secteur de Lamé (*IL13*), les plagioclases en agrégats polycristallins forment des phénocristaux automorphes (0,5 - 0,9 mm) complètement saussuritisés (**Fig. 17d**). Dans le secteur Nord-Ouest de Séguéko Peul (*IL48*) en revanche où les minéraux sont beaucoup plus

frais, les plagioclases apparaissent sous forme de phénocristaux et de microlites. Les phénocristaux de plagioclases (0,03 - 0,14 cm) sont automorphes à sub-automorphes à bords irréguliers présentant des macles simples et polysynthétiques bien visibles (**Fig. 17e**). Les plagioclases forment également des microlites limpides en lattes parfois regroupés en amas polycristallins. Les amphiboles sont représentées par la magnésio-hornblende ($Si = 7,4 - 7,3$ p.f.u; $X_{Mg} = 0,8$) formant des microcristaux (0,2 - 0,4 mm) en lattes dans le secteur de Lamé alors que dans le secteur de Séguéko Peul, elles forment des petits cristaux (0,05 - 0,07 mm) parfois hexagonaux, losangiques ou trapus pouvant atteindre 50% du volume total de la roche. La magnésio-hornblende est maclée et contient beaucoup de sections de quartz globuleux et de minéraux opaques. Elle est altérée en actinote, épidote, chlorite, calcite et minéraux opaques xénomorphes relativement abondants (15%). Les minéraux d'altération tout comme les microlites de plagioclases et quelques fantômes de minéraux ferromagnésiens apparaissent dans une mésostase très peu abondante dans le secteur de Séguéko Peul et presque complètement vitreuse dans le secteur de Lamé.

Les basaltes massifs à texture microlitique porphyrique apparaissent également en enclave dans la diorite au Nord-Ouest de Séguéko Peul (*IL44*) (**Fig. 17f**). Ces enclaves se distinguent des autres basaltes massifs et en coussin par la présence occasionnelle de biotite (0,05 - 0,3 mm) représentant jusqu'à 10% du mode de la roche. La biotite englobe des sections minérales de plagioclase, d'amphibole et de minéraux opaques qui soulignent ses clivages. Les amphiboles primaires sont de type magnésio-hornblende ($Si = 7 - 6,6$ p.f.u.; $X_{Mg} = 0,6$) formant de gros cristaux tabulaires (0,2 - 0,7 mm) et secondaires de type actinote en aiguilles de petite taille ($< 0,2$ mm) très effilochées. La magnésio-hornblende présente des bordures très corrodées par la mésostase. Les plagioclases forment des cristaux en lattes totalement saussuritisées. La mésostase peu abondante constituée de microlites de plagioclase est tapissée de quartz xénomorphes localement très abondants associés à l'épidote, chlorite, calcite et minéraux opaques.

Le caractère porphyrique et les relations mutuelles entre les cristaux dans les basaltes en coussin et massifs définissent la succession de la cristallisation des minéraux comme suit: plagioclase + clinopyroxène + amphibole de type magnésio-hornblende comme paragenèse primaire; amphibole de type actinote + épidote + chlorite + calcite + quartz + opaques et $\pm$ biotite, représentant la paragenèse hydrothermale et de métamorphisme de faciès schiste vert.

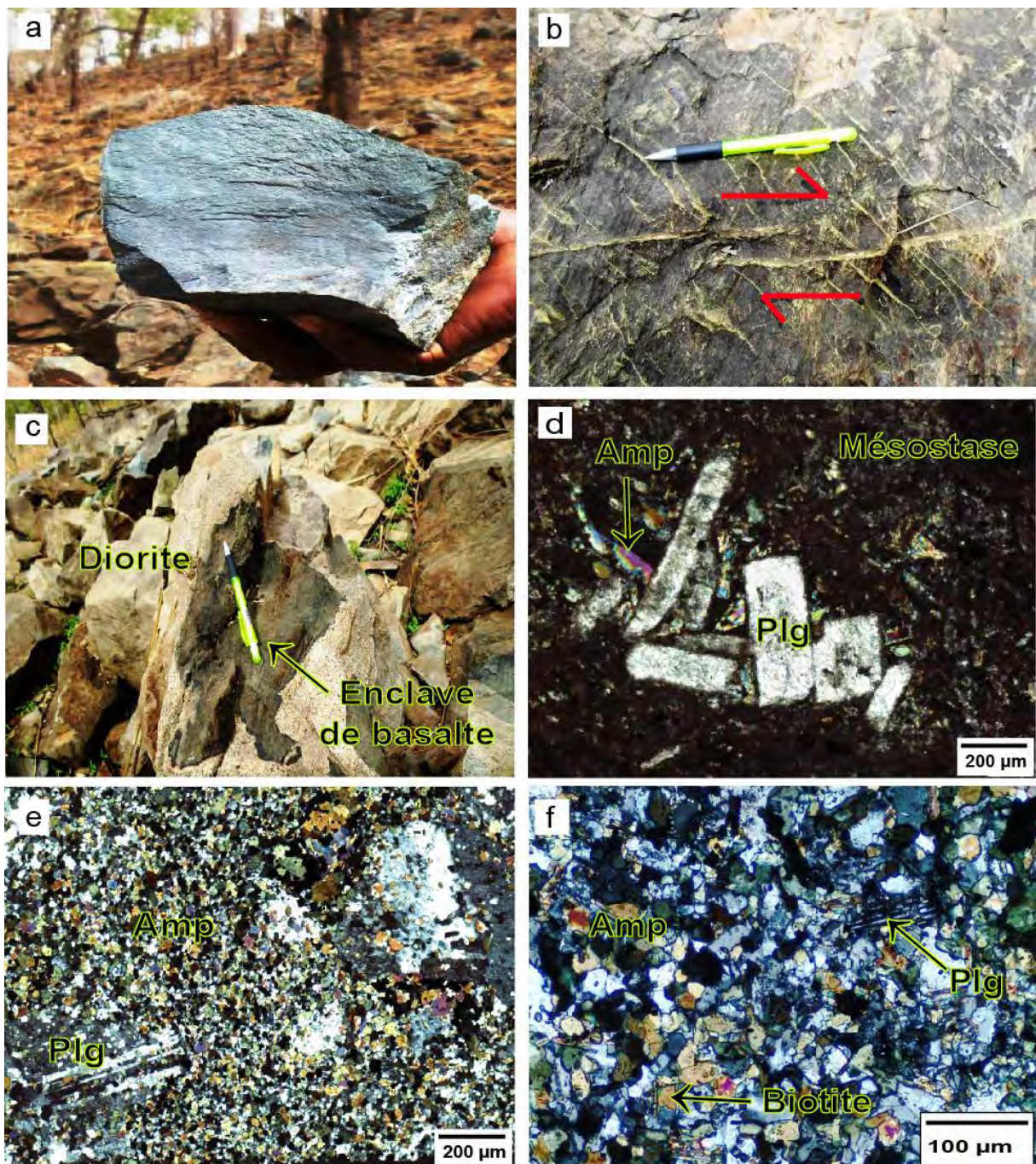


Figure 17: Caractères macroscopiques du basalte massif de Lamé (IL13). (b) Basalte massif au Nord-Ouest de Séguéko Peul (IL48) indiquant une zone de relais extensif avec des veines de quartz disposées en échelon. (c) Enclaves de basalte massif montrant des contacts curvilignes et des interpénétrations sous forme de doigts de gant avec la diorite au Nord-Ouest de Séguéko Peul (IL44). (d) Caractères microscopiques du basalte massif de Lamé (IL13) montrant des phénocristaux de plagioclase (Plg) complètement saussuritisés et des microlites d'amphibole (Amp) qui baignent dans une mésostase presque vitreuse. (e) Basalte massif de Séguéko Peul (IL48) montrant des phénocristaux de plagioclase avec la macle

polysynthétique et des microcristaux d'amphibole fortement déstabilisés en minéraux opaques. (f) Caractères microscopiques de l'enclave de basalte massif au Nord-Ouest (IL44) constituée d'amphiboles altérées en minéraux opaques, de plagioclases complètement transformés et exceptionnellement de biotite.

III-1-2. Les massifs de gabbros

III-1-2-1. Affleurements

Les gabbros sont un composant essentiel de la suite mafique de la série de Mako. Dans le secteur de Mako village, les gabbros affleurent largement et se présentent sous diverses formes : i) massifs décamétriques à hectométriques homogènes ou lités associés aux basaltes; ii) corps décamétriques à kilométriques associés aux roches ultramafiques; iii) enclaves centimétriques à décimétriques au sein des basaltes, des andésites, des dacites et des granitoïdes.

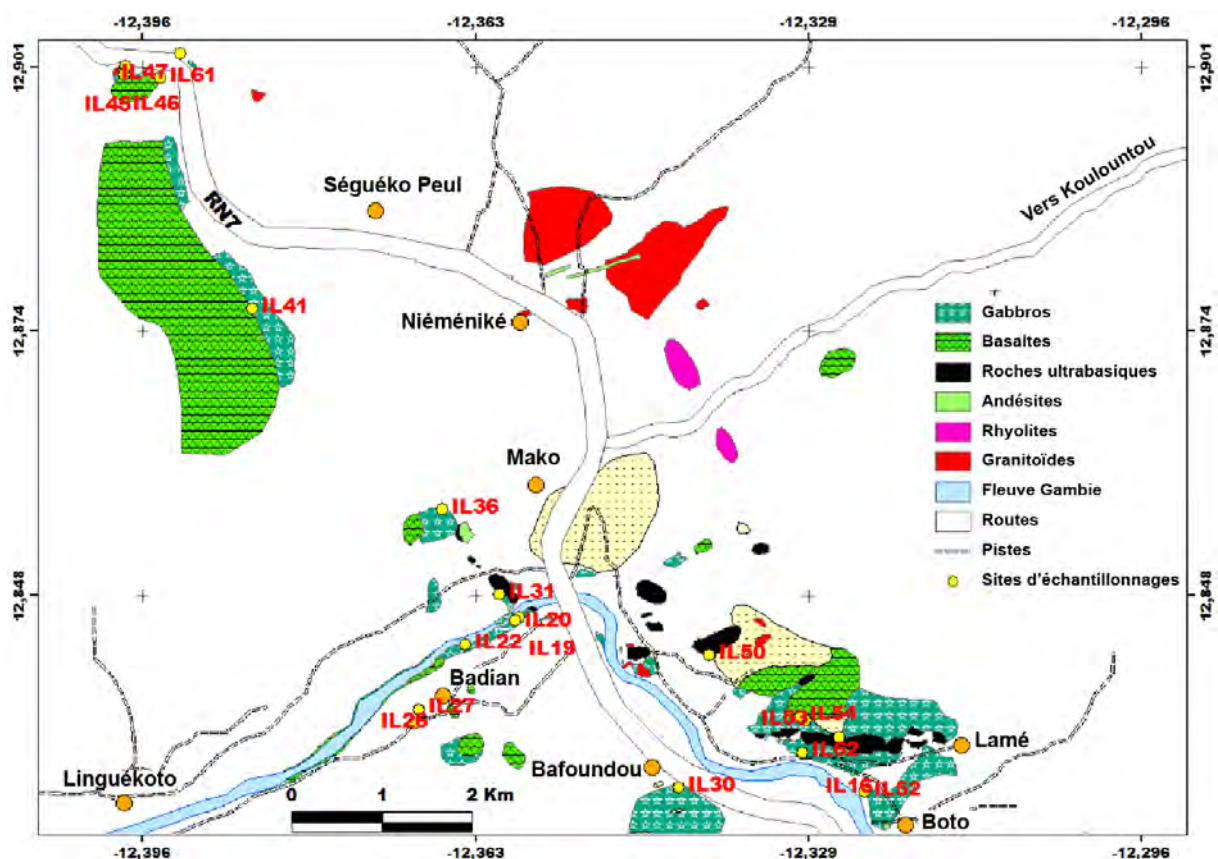


Figure 18: Carte d'affleurement des massifs de gabbro avec la localisation des sites d'échantillonnage.

Les principaux massifs homogènes sont observables dans plusieurs affleurements qui sont d'Est en Ouest (**Fig. 18**): i) à l'Ouest du village de Tinkoto (*IL6*); ii) dans une carrière à l'Ouest de Niéméniké (*IL41*) où ils sont surmontés par un basalte en coussin (**Fig. 19a**); iii) au Nord-Ouest du village de Séguéko Peul du côté gauche de la RN7 qui mène vers Tambacounda (*IL47*); iv) au Sud du village de Bafoundou (*IL30*); v) dans le lit du fleuve Gambie (*IL20*) et enfin; vi) au Sud et à l'Ouest du village de Badian (*IL27*). Les gabbros lités affleurent localement au Nord-Ouest de Séguéko Peul (*IL61*) avec des niveaux sombres ferro-magnésiens alternant avec des niveaux clairs quartzo-feldspathiques ponctués de quelques minéraux sombres. Les niveaux clairs plus épais, montrent une linéation d'étirement minérale parallèle aux épontes (**Fig. 19b**). Les affleurements de gabbros homogènes et de gabbros lités sont débités en blocs de couleur noirâtre formant des collines ou des buttes.

Les gabbros sont recoupés par des filons dacitiques, andésitiques, microgranitiques, dioritiques et microgranodioritiques dans les secteurs de Koulountou (*110* et *176*), de Lamé (*IL53*) et de Séguéko Peul (*IL61*) (**Fig. 18**). Certains de ces filons contiennent des enclaves de gabbros de formes triangulaires, hexagonales, arrondies à sub-arrondies mais le plus souvent étirées. C'est le cas de la dacite affleurant sur le flanc Est de la colline de gabbro à l'Ouest du village de Tinkoto (*IL5*) et de l'andésite sur le flanc Est de la colline de roches ultramafiques située à l'Ouest du village de Koulountou (*110* et *176*) (**Fig. 19c**).

Les gabbros apparaissent également en enclaves anguleuses à sub-anguleuses ou arrondies dans les granitoïdes comme on peut le voir dans la granodiorite à l'Est du village de Tinkoto (*IL7*) (**Fig. 19d**) et dans la diorite (**Fig. 19e**) au Nord-Ouest de Séguéko Peul (*IL45*) (**Fig. 18**). Les enclaves de gabbros dans les filons et dans les granitoïdes sont de dimension centimétrique à pluridécimétrique montrant des contacts nets avec les roches hôtes. Enfin les gabbros formant des enclaves centimétriques à décimétriques au sein des coulées de basaltes massifs apparaissent à Lamé (*IL54*) (**Fig. 19f**). Ces enclaves de forme arrondies à sub-arrondies montrent des contacts curvilignes à bordures réactionnelles discrètes.

Les corps de gabbros associés aux roches ultramafiques affleurent à l'Ouest des villages de Koulountou (*IL64*), de Lamé (*IL11*) et de Mako (*IL31*) (**Fig. 18**). Ces gabbros qui constituent l'essentiel des affleurements se situent en bordure des massifs ultramafiques. La proportion changeante de minéraux clairs et sombres imprime une teinte variée : mésocrate aux gabbros de bordure affleurant dans le secteur de Koulountou et leucocrate aux gabbros situés dans les secteurs de Lamé et de Mako.

III-1-2-2. Pétrographie

Les gabbros des différents gisements sont constitués par la même association minérale constituée de clinopyroxène, de plagioclase et d'amphibole représentant la paragenèse magmatique avec des compositions modales différentes mais surtout des textures variées. On observe ainsi des gabbros à texture grenue, à texture grenue porphyroïde, à texture granophyrique, à texture dite « en rosette » et à texture pegmatitique.

Les gabbros à texture grenue sont les plus représentés (*IL19, IL26, IL41, IL50, IL64*). Le type commun est constitué de ~ 40% de clinopyroxène, ~ 30% de plagioclase et ~ 30% d'amphibole. Cependant, la composition modale peut varier. Ainsi, dans certains échantillons (*IL6, IL11, IL30, IL31, IL47*), le plagioclase peut atteindre 70% du mode de la roche. Dans d'autres faciès, les clinopyroxènes (*IL16*) ou les amphiboles (*IL20, IL27, IL62*) sont très nombreux et peuvent atteindre 60 - 65% du mode.

Les gabbros communs montrent une texture grenue avec, pour certains faciès, une tendance porphyroïde marquée par les cristaux de plagioclase (*IL47*) (**Fig. 19g**). Les clinopyroxènes ont une composition d'augite ; ils se présentent en cristaux xénomorphes (0,3 – 2,5 mm) maclés et aux limites indentées. Ils sont pœcilitiques et renferment totalement ou partiellement des lattes automorphes de plagioclases complètement saussuritisés (**Fig. 19h**). Localement comme dans les secteurs de Lamé (*IL16*) et de Badian (*IL27*), les lattes de pyroxènes s'organisent suivant un dispositif de « pattes d'oiseau ». Cette texture particulière que nous appelons en rosette (**Fig. 20a, b et c**) a été décrite dans le secteur comme une texture spinifex (Ngom 1995 ; Cissokho, 2010).

Dans d'autres échantillons (*IL50*), les clinopyroxènes ne forment plus des plages pœcilitiques mais des prismes étroits et allongés (longueur = 2 mm et largeur = 0,4 mm) à bords irréguliers (**Fig. 20d**). Les clinopyroxènes sont parfois fracturés ; ce qui traduit une cataclase post-magmatique. Les clinopyroxènes de petite taille (< 0,3 mm) nettement moins abondants forment des grains arrondis cristallisant à la périphérie des phénocristaux. Ils sont dépourvus d'inclusions. Les plagioclases sont dans la plupart des cas fortement ou complètement saussuritisés. Ils se présentent sous deux formes: en phénocristaux de grande taille (0,2 - 0,4 mm) et en microlattes (0,03 - 0,2 mm). Ils sont automorphes à sub-automorphes de forme rectangulaire à hexagonale. Les individus les moins altérés ont une composition d'andésine-labrador (An_{45-55}). Les cristaux isolés ou regroupés en amas

polycristallins totalement ou partiellement englobés par les clinopyroxènes pœcilitiques sont complètement déstabilisés et ont une composition d'albite ($An_{0,5-10}$).

Les amphiboles se présentent avec deux habitus distincts, chacun correspondant à une composition particulière : des baguettes allongées (0,2 - 0,3 mm) de magnésio-hornblende et des fibres d'actinote regroupées en gerbe sur les clinopyroxènes. Dans certains faciès (*IL61*), l'actinote se développant au dépend d'anciens clinopyroxènes est localement très abondante (70% du mode) et se concentre sous forme de lits alternant avec des lits riches en plagioclase et quartz, définissant ainsi un litage magmatique. Ces actinotes en lattes sont parfois regroupées en amas polycristallins définissant un dispositif en gerbe ou en charpente (**Fig. 20e**).

Le quartz se retrouve parfois en fines baguettes en association granophyrique avec les plagioclases. Cependant, la majorité du quartz est secondaire et forme des plages xénomorphes monocristallines de grande taille (0,1 - 0,3 mm) de forme ovoïde ou globulaire englobant des aiguilles d'actinote ou des plages de plagioclase. Dans certains gabbros, ces plages quartzueuses sont polycristallines formées par l'association de nombreux cristaux unidimensionnels correspondant à des sous grains résultant de la recristallisation dynamique.

Les gabbros à texture grenue contenus sous forme d'enclaves dans la diorite de Séguéko Peul (*IL45*) (**Fig. 20f**) et dans la granodiorite de Tinkoto (*IL7*) (**Fig. 21a**) se distinguent des gabbros décrits ci-dessus par la présence de biotite atteignant parfois 15% du mode de la roche et de quartz en petits cristaux xénomorphes isolés ou en fines baguettes dans les plagioclases définissant une texture granophyrique. La biotite forme des feuillets xénomorphes à bords irréguliers. Sa présence pourrait être la conséquence d'une interaction magma-enclave. Les plagioclases dans ces enclaves sont partiellement saussuritisés et montrent une composition très variable d'andésine (An_{44-50}) à oligoclase (An_{12-24}) en fonction de l'importance de l'altération hydrothermale. Les amphiboles (50 à 60% du mode) se présentent comme des baguettes aux limites irrégulières et effilochées. Elles ont une composition de magnésio-hornblende remplacée partiellement par l'actinote qui contient en inclusion des minéraux accessoires : ferritchromite, apatite et ilménite.

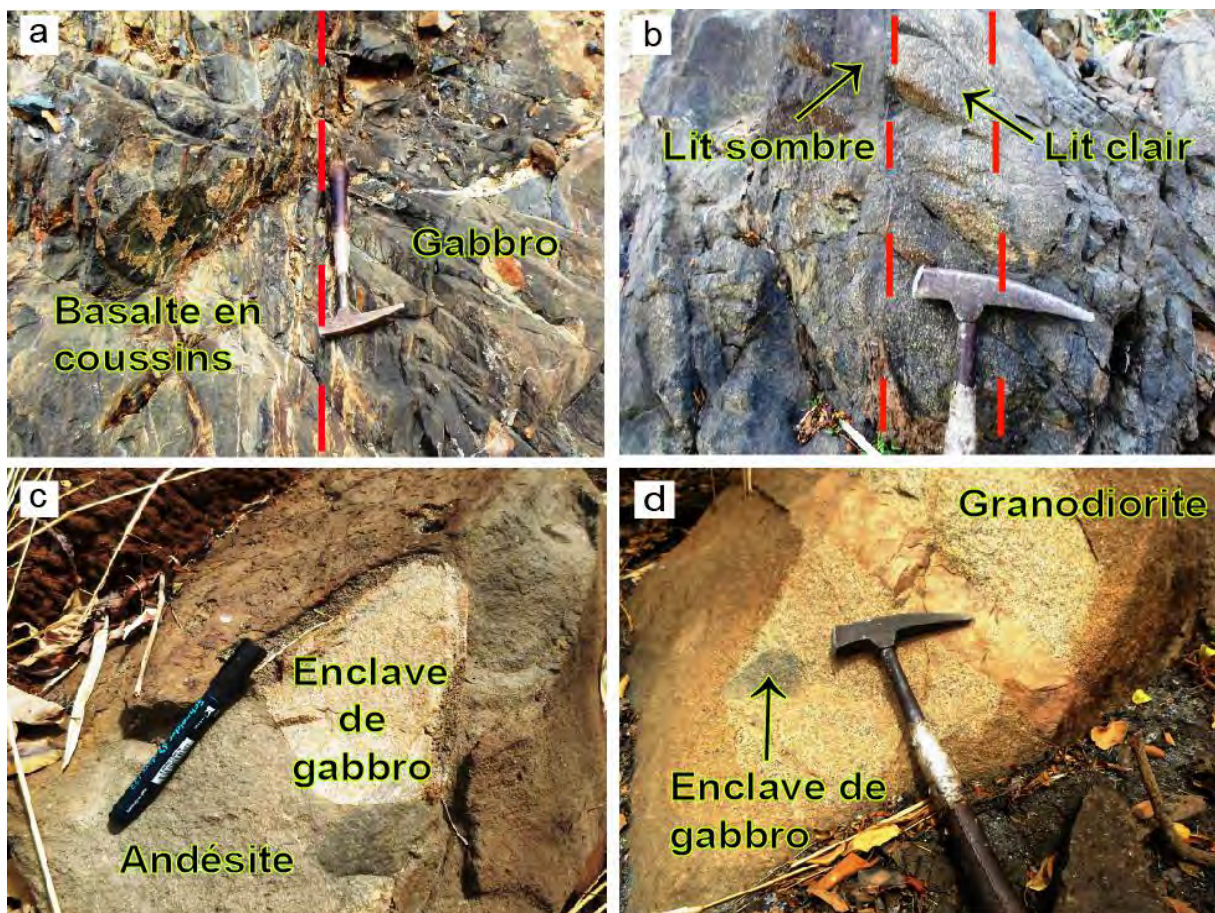
Les gabbros pegmatitiques qui se distinguent des autres gabbros du secteur par une augmentation spectaculaire de la taille des cristaux affleurent à l'Ouest de Lamé (*IL52* et *IL53*) et sur le flanc droit de la colline de gabbro leucocrate à l'Ouest de Mako (*IL36*). Ils forment des zones décimétriques apparaissant au sein d'autres gabbros. Ils ont une

composition minéralogique similaire à celle des gabbros précités avec clinopyroxènes, plagioclases, amphiboles, quartz, oxydes et minéraux secondaires (épidote, chlorite, calcite) mais leurs cristaux ont une taille plurimillimétrique à centimétrique. Les clinopyroxènes (35%) en gros cristaux (2 - 3 cm) pœcilitiques sont en voie d'ouraltisation et englobent des plagioclases automorphes complètement saussuritisés dans les faciès de Lamé. Les clinopyroxènes ont une composition d'augite, plus rarement de diopside. Ils sont de teintes vives avec des macles et des clivages marqués (**Fig. 21b**). Les plagioclases (30%) en cristaux (0,6 - 1 cm) prismatiques et tabulaires sont complètement déstabilisés sauf dans le faciès de Mako où ils subsistent sous forme de reliques. Leur contact avec les clinopyroxènes est marqué par un liséré de chlorite. Les amphiboles (15%) se présentent également sous forme de phénocristaux (3 - 5 cm) xénomorphes avec des bordures irrégulières. Ces phénocristaux d'amphiboles aux extrémités fourchues sont déstabilisés en de petites fibres à composition d'actinote faiblement pléochroïques (**Fig. 21c**). L'actinote contient des inclusions globuleuses d'ilménite. Le quartz (10% du mode) apparaît avec deux habitus : en gros cristaux xénomorphes (0,2 - 0,4 mm) englobant clinopyroxènes, plagioclases et minéraux opaques et en fines baguettes au sein des plagioclases définissant une texture granophyrique (**Fig. 21d**).

Les gabbros sont affectés par des phénomènes post-magmatiques comme l'hydrothermalisme, le métamorphisme et la déformation qui modifient partiellement ou totalement leurs textures magmatiques et leur paragenèse primaire qui est alors remplacée par une paragenèse secondaire souvent largement développée. Ainsi, les clinopyroxènes sont fréquemment pseudomorphosés en amphibole de type actinote mais aussi en épidote, chlorite, calcite et minéraux opaques. L'altération peut être largement développée, le clinopyroxène subsistant alors uniquement sous forme de reliques (**Fig. 21e**). Les plagioclases automorphes sont souvent opacifiés car totalement saussuritisés. Ils montrent un cœur très altéré en séricite et une fine bordure albitisée (An_9). Dans les zones altérées, la séricite est souvent associée à des granules d'épidote, à la chlorite, à la calcite et aux minéraux opaques. Les amphiboles montrent des cristaux avec des bordures chloritisées et des cœurs transformés en épidote, chlorite, calcite et minéraux opaques. Certaines amphiboles de type magnésio-hornblende sont déstabilisées en fines aiguilles d'actinote, de chlorite, de calcite et minéraux opaques. La biotite qui apparaît exceptionnellement dans certaines enclaves de gabbros s'altère en chlorite et contient de l'épidote, de la calcite et des minéraux opaques ceux-ci se développant le long des clivages du mica. Dans ces enclaves, on observe également la présence de titanite. Les minéraux opaques sont, soit des oxydes ferro-titanés automorphes et de petite taille (0,01 -

0,09 mm) qui cristallisent dans les clinopyroxènes, les plagioclases et les amphiboles, soit des plages d'hématite et de rutile xénomorphes. Enfin de multiples veines et veinules formées de quartz, calcite, épidote et chlorite recourent les gabbros et forment un réseau dense et anastomosé attestant d'un hydrothermalisme intense.

A partir de l'analyse des relations texturales on peut définir au sein des gabbros un ordre de cristallisation avec : i) une première paragenèse magmatique à chromite + apatite + ilménite + oxyde ferro-titané + plagioclase + clinopyroxène + amphibole de type magnésio-hornblende $\pm$ quartz participant à la texture granophyrique; ii) une deuxième paragenèse avec amphibole de type actinote + chlorite + titanite + séricite + calcite + quartz + rutile $\pm$ biotite ; elle correspond à la paragenèse hydrothermale de fin de cristallisation (donc tardive magmatique) et au métamorphisme de faciès schiste vert.



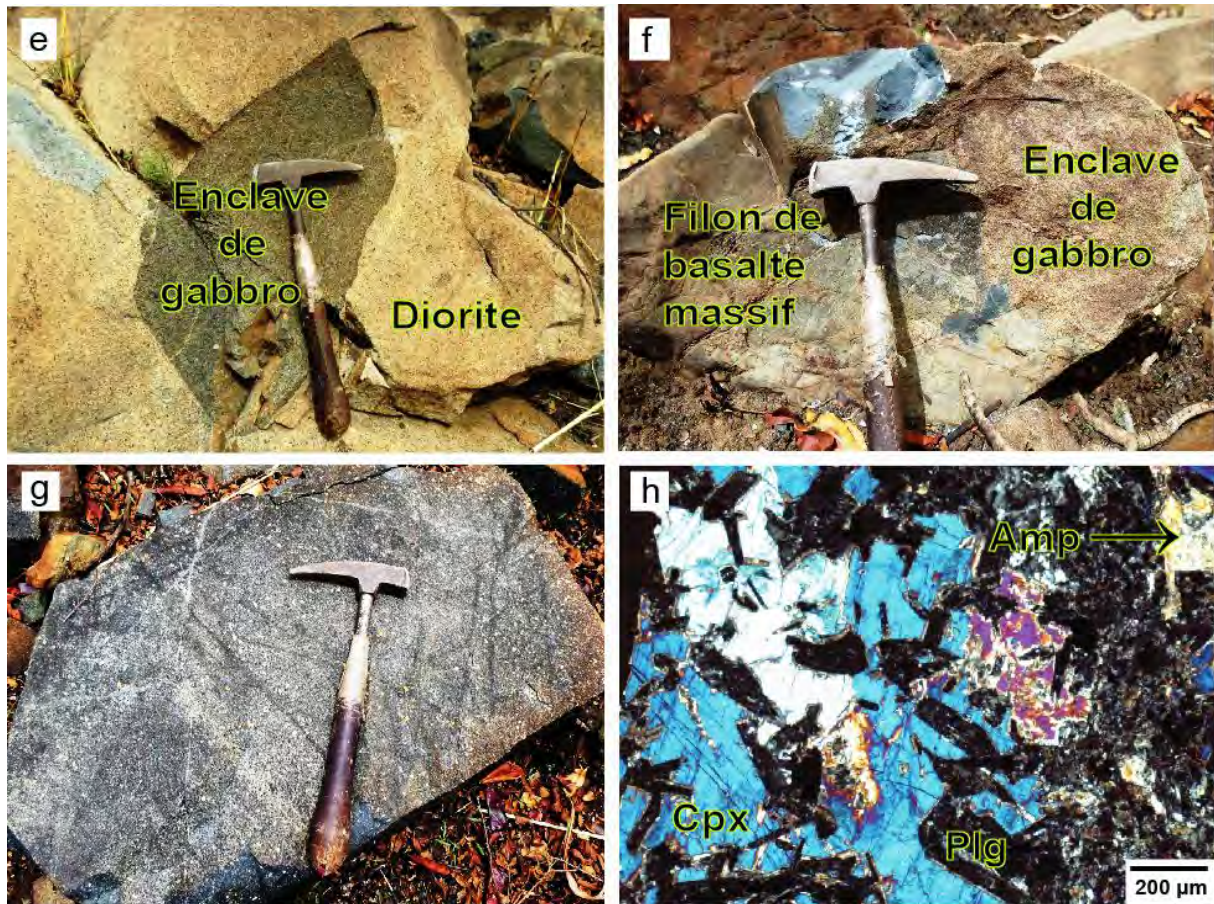


Figure 19: (a) Gabbro (*IL41*) surmonté par un basalte en coussin au niveau de la carrière de Niéméniké. (b) Gabbro lité au Nord-Ouest de Séguéko Peul (*IL61*). La roche montre des lits sombres ferro-magnésiens alternant avec des lits quartzo-feldspathiques plus épais ponctués de quelques tâches de minéraux sombres. Noter la présence d'une linéation d'étirement minéral au niveau des lits clairs. (c), (d) et (e) Enclaves de gabbros aux limites rectilignes, de formes rectangulaires légèrement allongées situées respectivement dans une andésite composite (*176*) à l'Ouest de Koulountou, dans la granodiorite (*IL7*) à l'Est de Tinkoto et dans la diorite (*IL45*) au Nord-Ouest de Séguéko Peul. (f) Enclaves arrondies à sub-arrondies de gabbros avec des contacts curvilignes dans le basalte massif du secteur de Lamé (*IL54*). (g) Gabbro (*IL47*) au Nord-Ouest de Séguéko Peul montrant des phénocristaux de plagioclases (Plg) noyés dans une masse grenue porphyroïde. (h) Gabbro de Bafoundou (*IL30*) avec des clinopyroxènes (Cpx) poëcilitiques renfermant partiellement ou totalement des baguettes de plagioclases entièrement saussuritisées. Les clinopyroxènes sont partiellement ouralitisés en amphiboles (Amp) de type actinote.

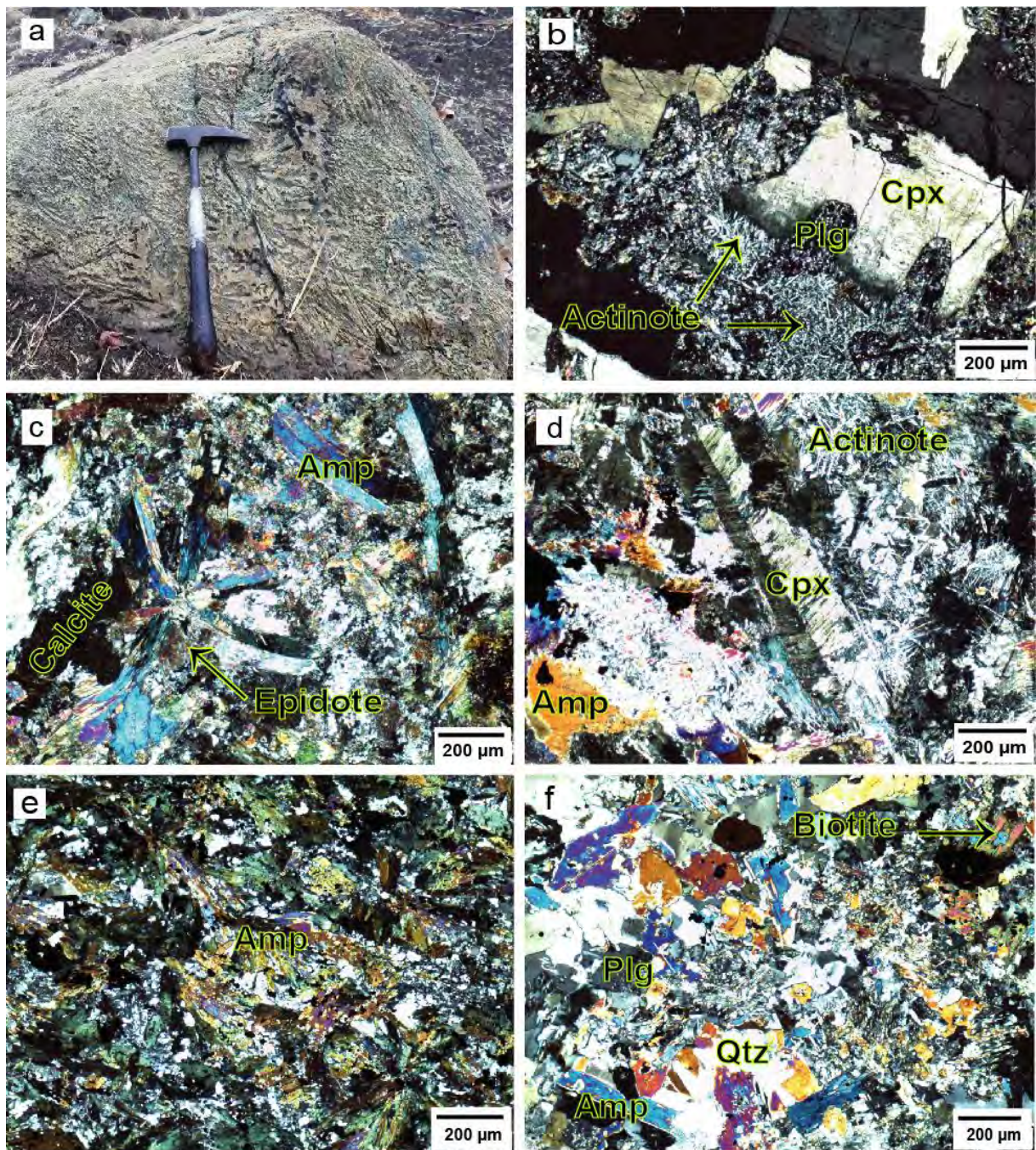


Figure 20 : (a et b) Caractères macroscopiques et microscopiques du gabbro de Lamé (*IL16*) constitué de pyroxènes en lattes très allongées dessinant des pattes d’oiseau disposées en éventail et définissant une texture en rosette . La roche montre des clinopyroxènes à bords chloritisés déstabilisés en paillettes d’actinote et contenant partiellement ou totalement des plages de plagioclases complètement saussuritisées. (c) Gabbro de Badian (*IL27*) montrant des lattes d’amphibole actinolitiques incurvées et disposées en rosette qui s’altèrent en épidote, chlorite et minéraux opaques. (d) Gabbro de Lamé (*IL50*) montrant des clinopyroxènes effilochés étroits et allongés présentant des clivages. Les clinopyroxènes sont

déstabilisés sous forme de fibres d'actinote et en minéraux opaques. (e) Gabbro rubané du Nord-Ouest de Séguéko Peul (IL61). La roche montre de l'actinote disposée en gerbe se concentrant sous forme de lits alternant avec des lits riches en plagioclase (Plg) et quartz (Qtz). (f) Enclave de gabbro dans la diorite de Séguéko Peul (IL45) montrant des amphiboles (Amp) maciées, des plagioclases partiellement déstabilisés, du quartz et de la biotite.

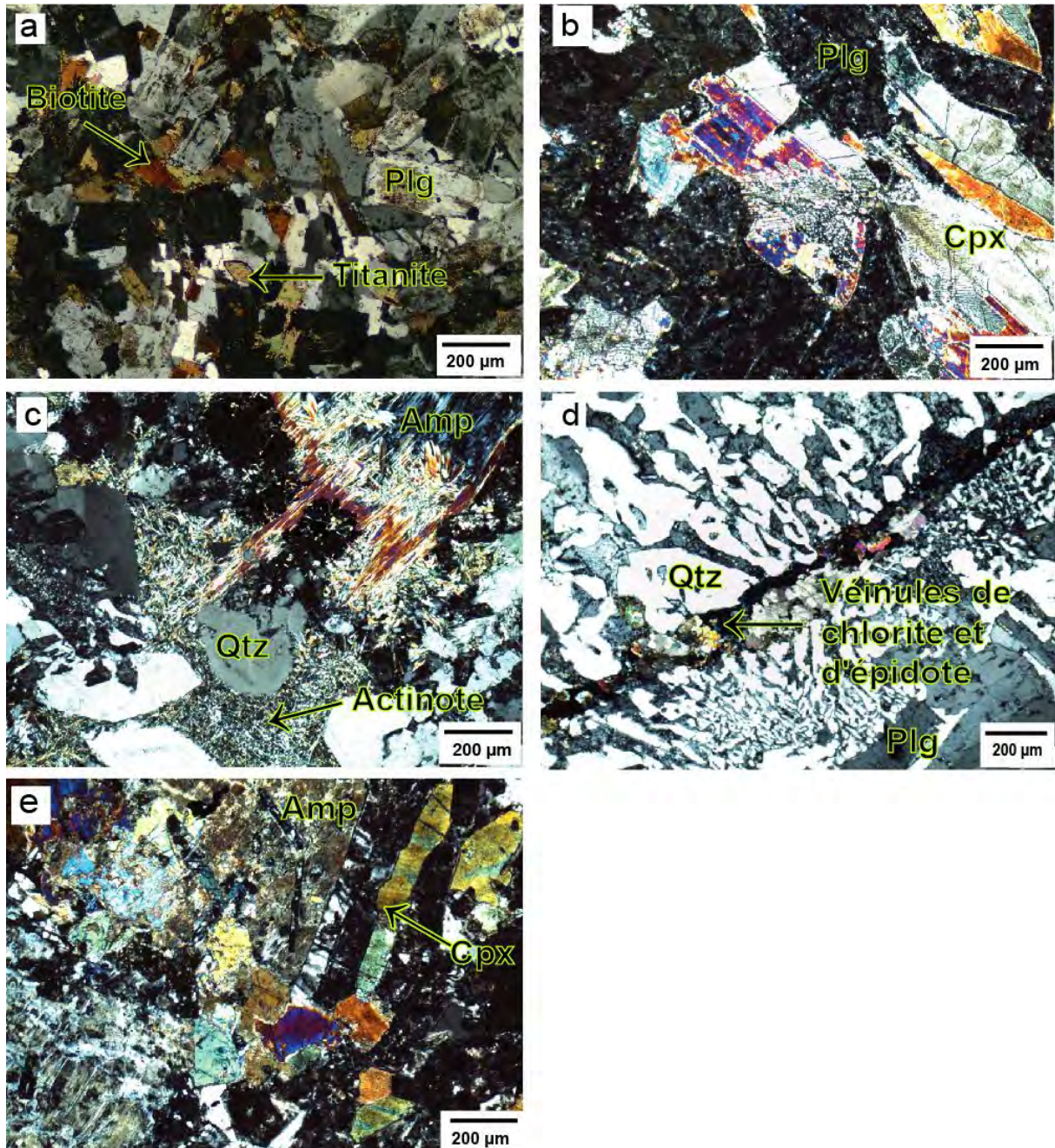


Figure 21: (a) Enclave de gabbro dans la granodiorite de Tinkoto (IL7) qui laisse apparaître des plagioclases maciés et zonés mais le plus souvent complètement calcitisés et séricitisés. De la biotite relativement abondante en feuillets, du quartz et de la titanite cristallisent au

dépend des plagioclases. (b) Gabbro pegmatitique de Lamé (*IL53*) présentant des clinopyroxènes (Cpx) pœcilitiques à bords très corrodés par les plages de plagioclase complètement transformés. (c) Gabbro pegmatitique de Lamé (*IL52*) montrant des amphiboles aux extrémités fourchues déstabilisées en paillettes d'actinote. Noter la présence de quartz avec des bordures corrodées. (d) Gabbro pegmatitique de Mako (*IL36*) montrant du quartz en fines baguettes au sein des plagioclases définissant une texture granophyrique. La roche est traversée par des veinules de chlorite associées à l'épidote. (e) Gabbro de Lamé (*IL62*) qui laisse apparaître des clinopyroxènes fortement pseudomorphosés en amphibole de type actinote et dont certains ne subsistent que sous forme de reliques aux cœurs.

III-2. Les roches ultramafiques

Les roches ultramafiques de Mako forment deux types de gisement (**Fig. 22 et 23a**): i) en massifs constitués de plusieurs types de roches ultramafiques (lherzolite, harzburgite, wehrlite); ii) en corps isolés constitués d'un seul type de roche (lherzolite, ou wehrlite). Les massifs forment des unités de taille décamétrique à kilométrique comme à Lamé et à Koulountou au sein des basaltes, des gabbros et des volcano-sédiments (tufs et quartzites) qui les encaissent. Le contact roches ultramafiques-encaissants est de nature tectonique (**Fig. 23 b, c et d**). L'étude pétrographique de ces roches a été réalisée à partir des exemples affleurant dans le secteur de Lamé qui sont les plus diversifiés et où les relations entre les différents faciès sont les plus claires. A Lamé, on reconnaît ainsi les différents types de roches : lherzolites (*IL10 et IL12, ILL4*), harzburgite (*IL51*) et wehrlite (*ILL3*). Cette étude sera complétée par la description de corps isolés comme les lherzolites affleurant à l'Ouest du village de Koulountou (*IL9*) et dans le prospect de Sofia (*I36*) et les wehrlites à l'Ouest des villages de Mako (*IL18 et IL32*) et de Koulountou (*IL16*).

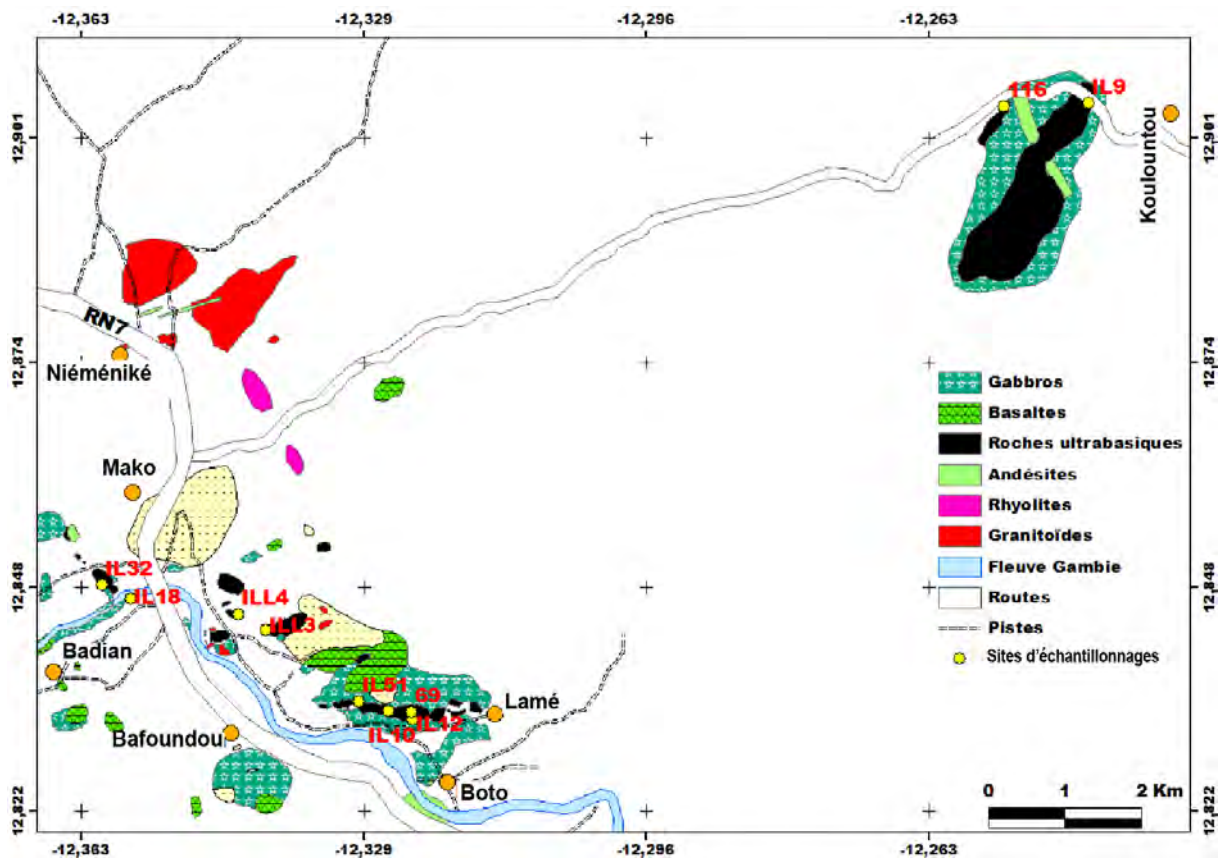
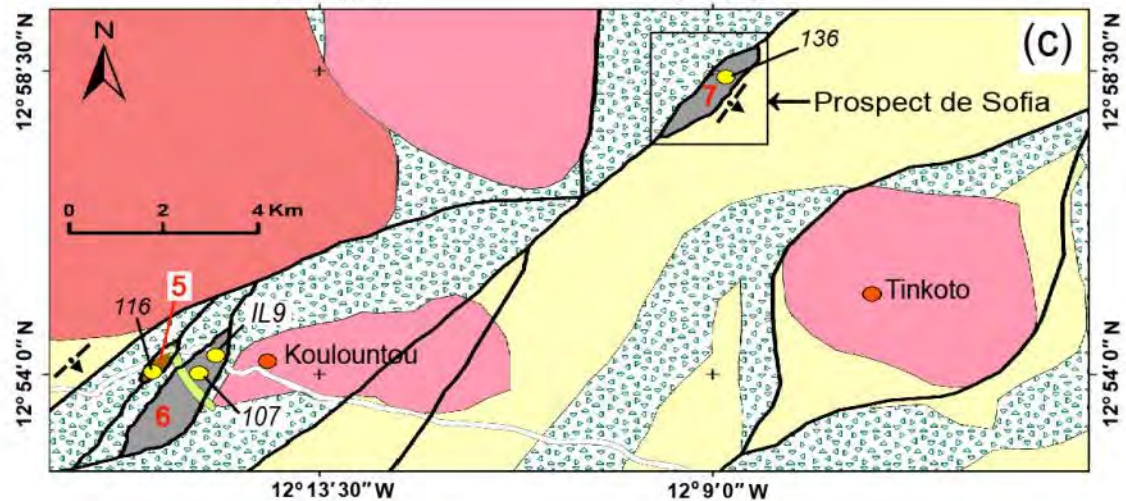
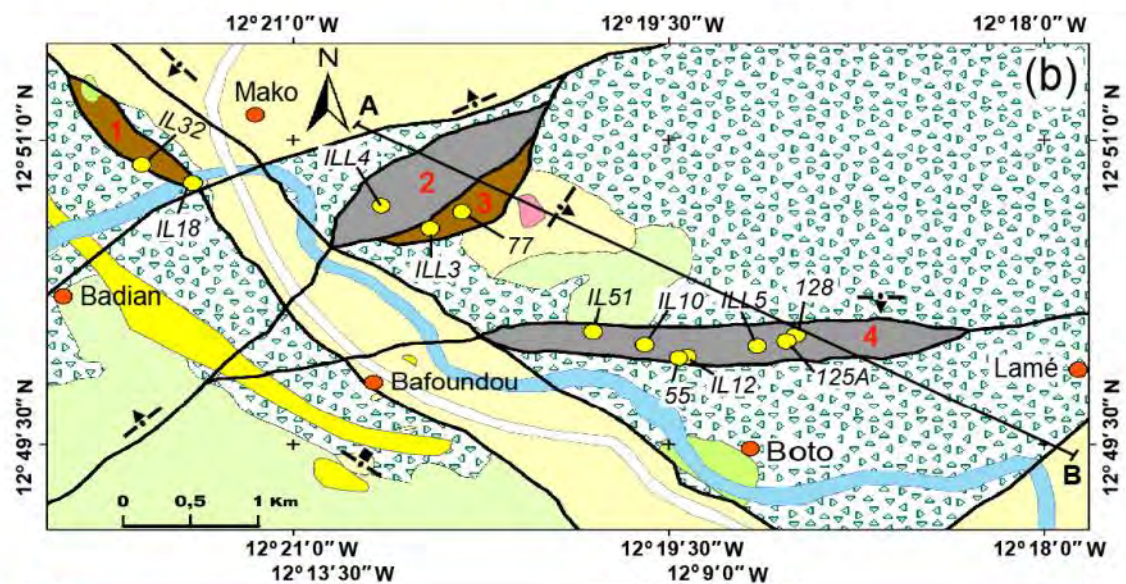
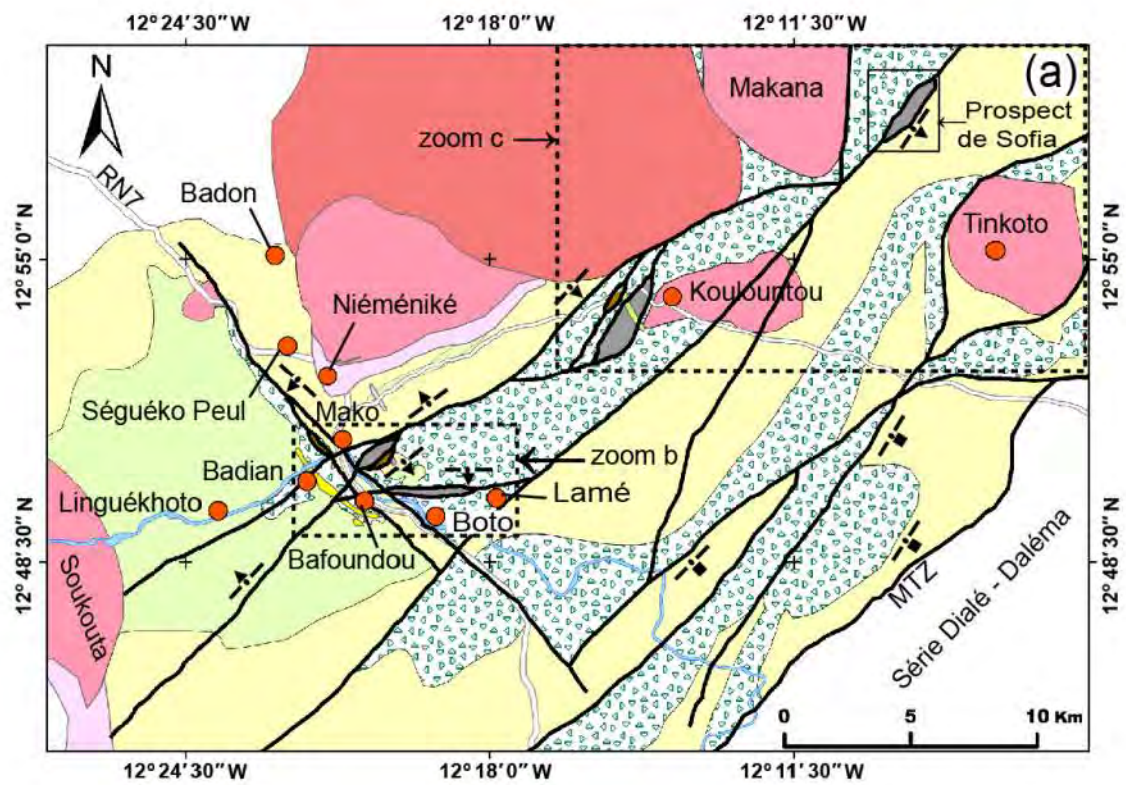


Figure 22: Carte d'affleurement des massifs d'ultramafique avec la localisation des sites d'échantillonnage.



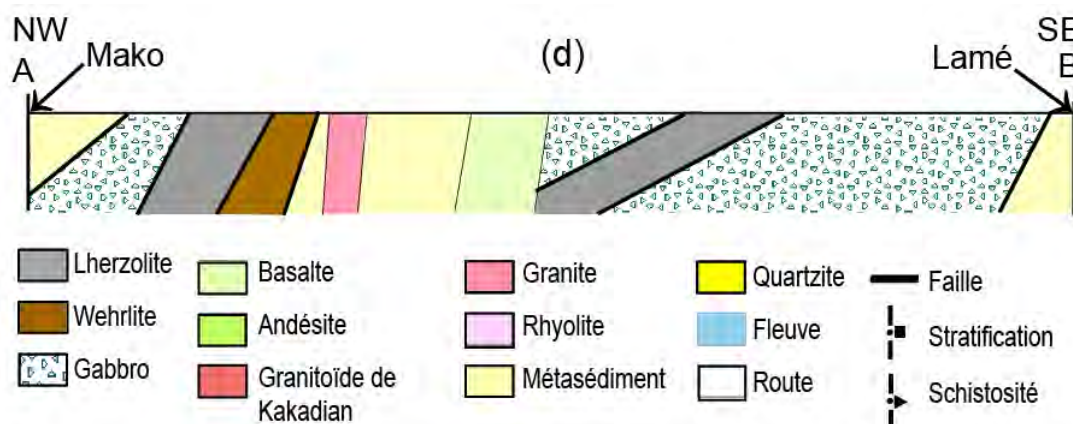


Figure 23: (a) Carte géologique interprétative modifiée à partir de Thiévenaut et al. (2010). (b) et (c) Agrandissement des secteurs où affleurent les roches ultramafiques et (d) coupe géologique montrant les contacts tectoniques entre les roches ultramafiques et leurs encaissants mafique et méta-sédimentaire.

III-2-1. Diversité des types pétrographiques

La composition modale des roches ultramafiques (**Tableau 6**) reportée dans le diagramme de classification de Streckeisen (1974) (**Fig. 24**) permet de définir les différents types pétrographiques: lherzolite, wehrlite et plus rarement harzburgite. Certains faciès (lherzolite *IL10*, *IL12*, harzburgite *IL51*, wehrlite *116*, *ILL3*, *136*) contiennent des proportions notables d'amphibole (Amp) et de phlogopite (Phlo); d'autres comme la wehrlite *ILL3* des proportions notables d'orthopyroxène (Opx). Ol : olivine ; Cpx : clinopyroxène.

Lithologies	N° Ech	Ol	Cpx	Opx	Amp	Phlo	Opaques
Lherzolite	IL9	48	41	9			2
Lherzolite	IL10	53	35	8	1	0,5	2,5
Lherzolite porphyroïde	IL12	50	32	15	2	0,5	1
Lherzolite	136	49	37	7	4	0,5	3
Harzburgite	IL51	53		41	2		4
Wehrlite	IL18	73	23				4
Wehrlite	IL32	72	25				3
Wehrlite	116	64	28		3	2	3
Wehrlite à Opx	ILL3	62	27	4	2	1	4

Tableau 6: Composition modale de roches ultramafiques représentatives

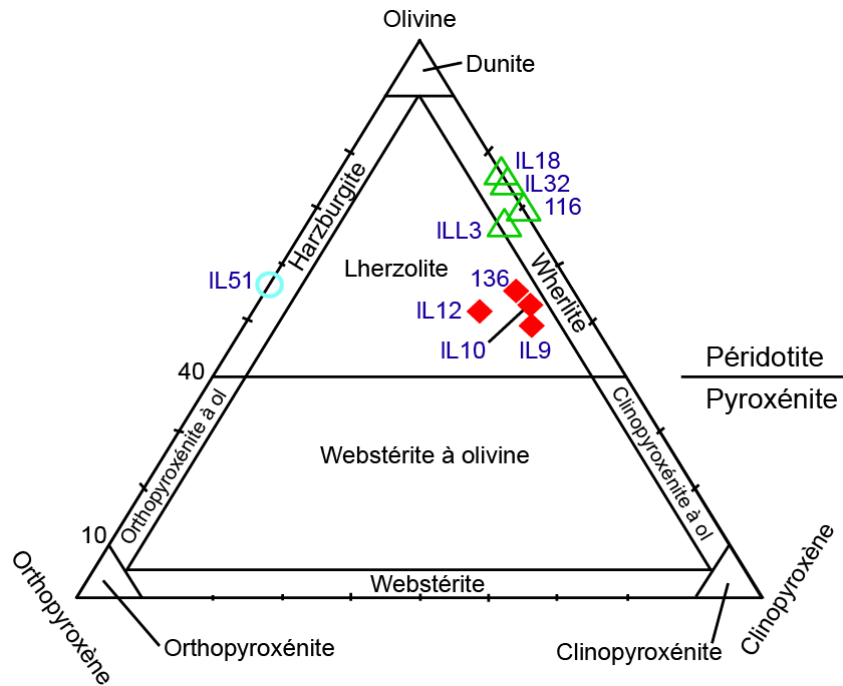


Figure 24: Diagramme de classification des roches ultramafiques (Streckeisen, 1974).

III-2-2. Les massifs de lherzolites et de la harzburgite

III-2-2-1. Affleurements

Le massif de Lamé situé au SE de Mako se présente comme un corps ultramafique (UM) orienté EW de 2 km de long, 250 m de large entouré par des basaltes et des gabbros, le contact entre les formations étant un contact par faille. La dimension réelle du massif UM ne peut être définie compte tenu de la rareté et même de l'absence totale par endroit d'affleurements, notamment au Sud. Le massif UM est constitué essentiellement par des lherzolites grenues (IL10) (~ 85% du massif) formant des affleurements de puissance hectométriques (102 m) à kilométriques (1,12 km) et définissant des collines discontinues et des buttes orientées E-W et NNE-SSW. Dans la partie Sud du massif, les lherzolites (IL12) contiennent en abondance des phénocristaux d'orthopyroxène (**Fig. 25a**) et ont une texture porphyroïde ; elles représentent ~ 4% du massif. Les harzburgites (IL51) ont une extension très limitée (6%), forment localement des poches de forme irrégulière (sans litage apparent) au sein des lherzolites grenues. Le changement de faciès se traduit visuellement par une augmentation du mode des orthopyroxènes dans les harzburgites qui leur donne une teinte plus mélanocrate que celle des lherzolites. D'autres lherzolites grenues appartenant au massif de Lamé (s.l.), affleurent à l'Ouest du village de Koulountou (IL9) et dans le prospect de Sofia (136) situé à 11 km à vol d'oiseau du village de Koulountou dans la direction NE (**Fig. 23**).

La lherzolite de Koulountou affleure sur 3 km et forme des collines discontinues et des buttes. Cet affleurement de lherzolite allongé NNE-SSW est bordé par un gabbro mésocrate et recoupé par une andésite contenant des enclaves de gabbro. Dans le prospect de Sofia enfin, les lherzolites affleurent sous forme de petites buttes disposées en échelon sur une distance de 800 m dans la direction NNE-SSW et constituant le toit du gisement d'or. Dans ce secteur, elles sont bordées par des roches volcano-sédimentaires constituées de tufs schistosés orientés N140-55.

Les divers faciès du complexe de Lamé et ceux des massifs isolés de Koulountou et du prospect de Sofia sont débités en blocs de teinte noire par des diaclases et sont parcourus par un réseau spectaculaire de veinules anastomosées constituées d'oxydes de fer; ce réseau doit être associé au phénomène d'altération supergène (**Fig. 25b**).

III-2-2-2. Pétrographie

III-2-2-2-1. Les lherzolites grenues

Les lherzolites grenues du massif de Lamé (*IL10*), de Koulountou (*IL9*) et du prospect de Sofia (*I36*) ont une texture d'hétéradcumulat associant olivine (48-53% de la composition modale), clinopyroxène (32 - 41%), orthopyroxène (7 - 15%), amphibole (1%), phlogopite (0,5%) et minéraux opaques (2 - 2,5%).

Les olivines (Fo_{77-80}) forment des cristaux automorphes de forme arrondie à sub-arrondie de taille variable (0,03 - 0,9 mm). Les olivines forment donc des cristaux cumulus, le plus souvent en inclusion dans les clinopyroxènes et les orthopyroxènes pœcilitiques. Les nombreuses craquelures de l'olivine divisent les gros cristaux en petits cristaux formant parfois dans les pyroxènes pœcilitiques des mosaïques avec des formes polygonales. Les olivines sont partiellement ou totalement altérées en serpentine et en minéraux opaques. La serpentinisation affecte préférentiellement les cristaux de grande taille ; il s'agit de chrysotile fibreux dans le secteur de Lamé. Dans le massif isolé de Koulountou, on observe également de l'iddingsite rougeâtre en périphérie et dans les craquelures de l'olivine.

Les clinopyroxènes de type augite ($X_{Mg} = 0,8$) forment des cristaux pœcilitiques sub-automorphes à xénomorphes de grande taille (1,1 - 1,2 mm) englobant partiellement ou totalement des cristaux d'olivine. Ils sont maclés et leurs clivages sont soulignés par des minéraux opaques. Les clinopyroxènes sont partiellement transformés en épidote, chlorite, calcite et minéraux opaques.

Les orthopyroxènes à composition d'enstatite ($X_{Mg} = 0,8$) également pœcilitiques, sont faiblement représentés (8 - 9%). Ils forment des cristaux de plus grande taille (1,9 - 3 mm) englobant des cristaux d'olivine et de clinopyroxène (**Fig. 25c et d**). Les orthopyroxènes montrent des sections à bordures effilochées partiellement altérées en épidote, chlorite, calcite et minéraux opaques. Leurs clivages sont soulignés par des minéraux opaques.

Les amphiboles (0,2 - 0,3 mm) brunes de type pargasite ($Si = 6,1$ p.f.u.; $X_{Mg} = 0,8$) sont interstitielles entre les cristaux d'olivine et de pyroxènes.

La phlogopite ($X_{Mg} = 0,8$) est également interstitielle et apparaît sous forme de paillettes de petite taille (0,06 - 0,1 mm).

III-2-2-2. Les lherzolites porphyroïdes

Au Sud du massif de Lamé, on observe un faciès de lherzolite caractérisé par une augmentation de la dimension des cristaux d'orthopyroxène. Ces lherzolites (*IL12*) ont une texture de mésocumulus associant olivine (50%), clinopyroxène (27%), orthopyroxène (20%), amphibole (2%) et minéraux opaques (1%).

Les olivines (For_{75-77}) sont généralement fraîches et se présentent sous deux habitus: en cristaux xénomorphes de grande taille (0,6 - 0,7 mm) et en cristaux automorphes à sub-automorphes de petite taille (0,2 - 0,45 mm). Ces derniers sont en inclusion dans les pyroxènes pœcilitiques et dans les amphiboles. De rares serpentines et minéraux opaques remplissent les craquelures et les joints inter-granulaires.

Les clinopyroxènes de type augite ($X_{Mg} = 0,8$), de grande taille (1,7 - 1,9 mm), englobent des cristaux d'olivine. Ils montrent des macles simples et polysynthétiques et des sections déchiquetées. Ils sont altérés en épidote et calcite. Les clinopyroxènes peuvent être aussi de petite taille (0,12 - 0,35 mm) et englobés dans les orthopyroxènes.

Les orthopyroxènes à composition d'enstatite ($X_{Mg} = 0,8$) forment des phénocristaux (0,5 - 1 cm) pœcilitiques englobant plusieurs cristaux automorphes et xénomorphes d'olivine et de clinopyroxène (**Fig. 25e**). Ils sont plus abondants que dans les lherzolites grenues (20% du mode contre 8 - 9% respectivement). Les orthopyroxènes ont des bordures chloritisées et déstabilisées en amphibole actinolitique d'aspect fibreux.

Les amphiboles primaires de type magnésio-hornblende ($Si = 7,3$ p.f.u ; $X_{Mg} = 1$) sont interstitielles entre les grains de pyroxènes et englobent parfois des cristaux d'olivine.

III-2-2-3. Les harzburgites

Les harzburgites affleurant à Lamé ont une texture d'hétéradcumulat (**Fig. 25f**); elles sont constituées de chromite (4%) et d'olivine (53%) cumulus et d'orthopyroxène (41%) et d'amphibole (2%) intercumulus.

Les olivines (Fo_{79-81}) sont automorphes à sub-automorphes. Les cristaux d'olivine de grande taille (0,3 - 0,5 mm) sont morcelés en petits cristaux (0,05 - 0,22 mm) de forme arrondie à sub-arrondie, prismatique ou hexagonale. Les olivines sont complètement englobées dans les orthopyroxènes pœcilitiques avec lesquels elles montrent des bordures réactionnelles. Certains cristaux d'olivine peuvent être complètement serpentinisés.

Les orthopyroxènes (enstatite avec $X_{\text{Mg}} = 0,8$) forment des sections xénomorphes pœcilitiques (1,3 - 2 mm). Ils sont parfois altérés en épidote, chlorite et calcite et minéraux opaques.

Les amphiboles (0,2 - 1 mm) sont de type édénite ($\text{Si} = 6,5 - 6,7$ p.f.u ; $X_{\text{Mg}} = 0,9$) et magnésio-hornblende ($\text{Si} = 6,7 - 7,1$ p.f.u ; $X_{\text{Mg}} = 0,8 - 0,9$) brunes à bleues-verdâtres montrant des clivages soulignés par des minéraux opaques. Elles sont interstitielles entre les cristaux d'orthopyroxène et pœcilitiques englobant des cristaux d'olivine automorphes partiellement altérés.

III-2-3. Les massifs de wehrlites

III-2-3-1. Affleurements

Les wehrlites se présentent sous deux types de massifs : des massifs monolithiques et des massifs associés aux lherzolites. Les massifs monolithiques de wehrlites affleurent d'Ouest en Est à l'Ouest des villages de Mako (*IL32 et IL18*) et de Koulountou (*IL16*) (**Fig. 23**). Les affleurements de wehrlites sont diversement orientés et de dimensions variables. A Mako, ces wehrlites affleurent largement sur près de 1,5 km de long sous forme de collines discontinues orientées NNW- SSE depuis le lit du fleuve Gambie au Sud-Est. Dans ce secteur, elles sont bordées à l'Ouest par un gabbro leucocrate à texture grenue et à l'Est par un gabbro à texture en rosette . A Koulountou, les wehrlites affleurent en continu sur 680 m. Dans ce secteur, la colline de wehrlite est bordée par un gabbro mésocrate et elle est parallèle, bien que séparée par des gabbros, à une grande colline de lherzolite dans la direction NNE-SSW. Les massifs de wehrlites (*ILL3, 77*) associées aux lherzolites (*ILL4*) affleurent au Sud-Est de

Mako. Elles sont encaissées dans les gabbros et dans les volcano-sédiments et affleurent en continu sur une distance de 550 m sous forme de collines alignées dans la direction NE-SW.

A l'affleurement, toutes les wehrlites sont débitées en blocs décimétriques à métriques de couleur mélanocrate. Ces blocs présentent un son métallique et une cassure onduleuse ou esquilleuse. Par endroits, les blocs sont très bréchifiés, chloritisés et affectés par des diaclases variées. Une cassure fraîche d'un bloc montre deux parties; une partie externe très serpentinisée contrastant nettement avec une partie interne saine de couleur noire (**Fig. 25g**). La minéralogie est constituée d'olivines parfois serpentinisées de couleur verdâtre et de pyroxènes, formant une texture de cumulat. Les roches sont traversées par un réseau de fentes d'extension marqué par des filonnets de quartz et $\pm$ magnétite et des veinules anastomosées remplies par une association calcite + chlorite.

III-2-3-2. Pétrographie

Les massifs monolithiques de wehrlites ont une texture d'hétéradcumulat avec olivine (64 - 73%), clinopyroxène (23 - 28%), amphibole (2 - 3%), phlogopite (1 - 2%) et minéraux opaques (3 - 4%).

Les olivines ($Fe_{0.82-0.85}$) en phase cumulus sont automorphes à sub-automorphes présentant des teintes vives. Les olivines de petite taille (0,03 - 0,5 mm) sont arrondies ou sub-arrondies alors que celles de grande taille (0,9 - 1,3 mm) sont rectangulaires, losangiques ou hexagonales. Les olivines montrent de nombreuses craquelures et les cristaux sont partiellement voire totalement transformés en serpentine, calcite et minéraux opaques (**Fig. 25h**). La serpentine de type chrysotile est fibroradiée et souligne avec la calcite et les minéraux opaques les craquelures pré-existantes de l'olivine ou les joints des grains d'olivine serpentinisés.

Les clinopyroxènes (majoritairement des augites avec $X_{Mg} = 0,9$ avec de rares diopsides avec $X_{Mg} = 1 - 0,9$) sont en phase cumulus. Ils présentent des sections xénomorphes (1,7 - 2 mm) peu altérées en épidote, chlorite et calcite, mais très déstabilisées en minéraux opaques qui occupent les clivages.

Les amphiboles (0,15 - 0,7 mm), en phase intercumulus, ont des compositions de pargasite ($Si = 6,4$ p.f.u.; $X_{Mg} = 0,9 - 0,8$). Elles sont interstitielles entre les clinopyroxènes et englobent des cristaux d'olivine. Les amphiboles sont de teinte brune et jaune-verdâtre avec des clivages très nets soulignés par des minéraux opaques.

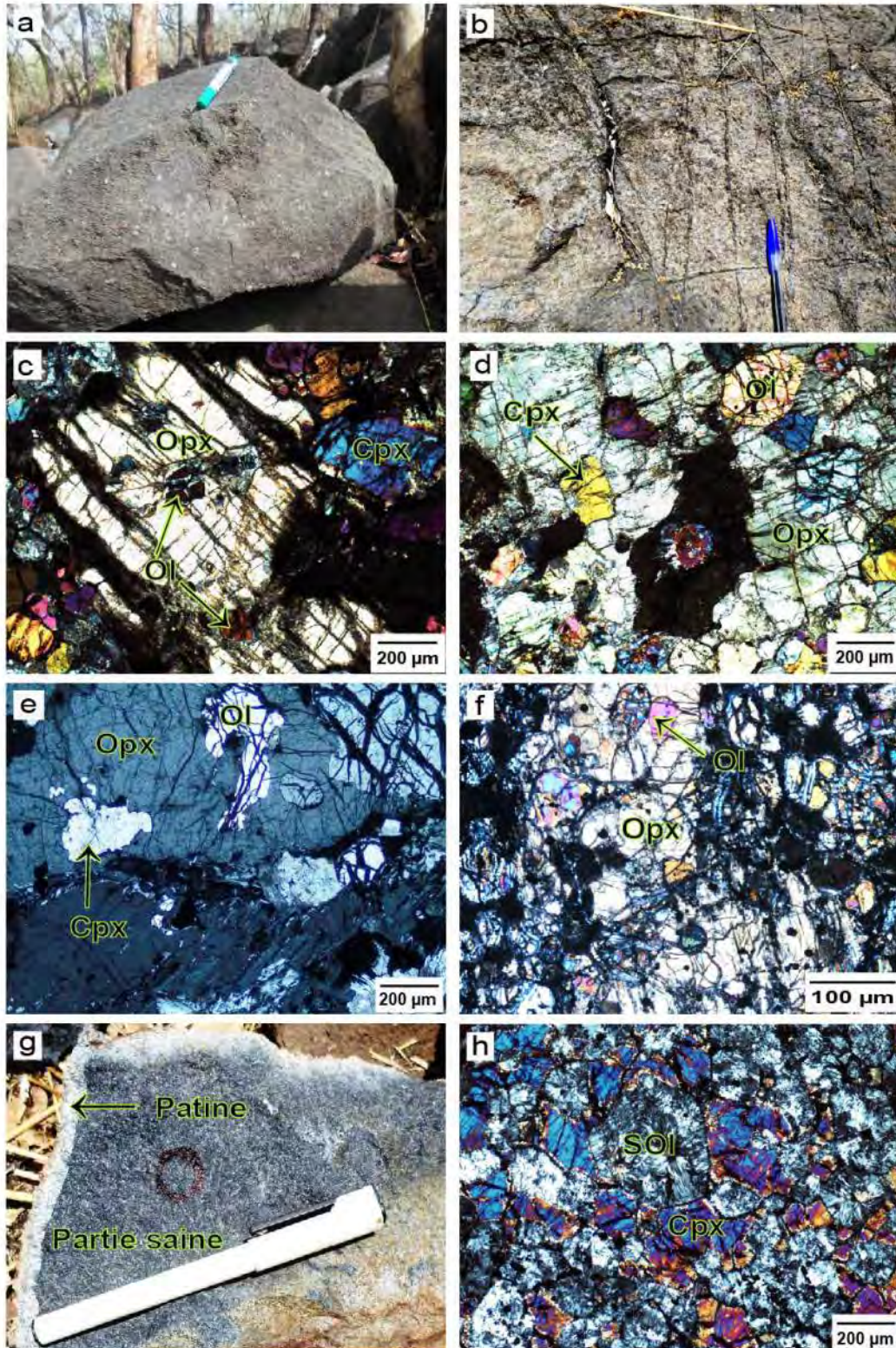
La phlogopite (1%) en petites lamelles également interstitielles est brune à rougeâtre et ses clivages sont soulignés par des minéraux opaques (**Fig. 25i**).

Les massifs de wehrlites associées aux lherzolites se singularisent par la présence d'orthopyroxène (~ 4% de la composition modale) et d'amphibole de type pargasite - édénite (2,5 - 4% de la composition modale). Les orthopyroxènes (enstatite avec $X_{Mg} = 0,9 - 0,8$) sont pœcilitiques englobant uniquement des cristaux d'olivine. Ils sont de petite taille (0,8 - 3,5 mm) par rapport aux clinopyroxènes et montrent des teintes claires et des clivages très nets (**Fig. 25j**). Les amphiboles sont interstitielles. Elles ont une composition essentiellement de pargasite (Si = 6,4 p.f.u ; $X_{Mg} = 0,9 - 0,8$) accompagnées de rares édénites (Si = 6,5 p.f.u ; $X_{Mg} = 0,9$).

Toutes les roches UM (lherzolites, harzburgites et wehrlites) contiennent les mêmes types de minéraux opaques mais dans des proportions différentes (1 à 4,5%). Ces minéraux opaques sont de trois types: i) chromite ferrière en cristaux automorphes de petite taille (0,001 - 0,004 mm) inclus dans les olivines et les pyroxènes, ce qui atteste de leur cristallisation précoce ; ii) magnétite chromifère en cristaux automorphes à sub-automorphes de grande taille (0,005 - 0,02 mm) isolés ou en groupe de 2 ou 3 individus disposés de façon sporadique dans les pyroxènes, les amphiboles, la phlogopite et dans les espaces inter-cristallins ; ces relations permettent de conclure que cette magnétite chromifère est probablement d'origine magmatique; iii) oxydes de fer en cristaux xénomorphes (0,001 - 0,002 mm) d'aspect fibreux ou lamellaire souvent associés à la serpentine et à la chlorite pour constituer des trainées colmatant les craquelures de l'olivine, les clivages des pyroxènes, de l'amphibole et de la phlogopite ainsi que les joints des minéraux. Dans ces trainées, les oxydes de fer occupent la partie centrale et la serpentine fibreuse de type chrysotile ou rougeâtre de type iddingsite la zone bordière. Les oxydes de fer de forme xénomorphe sont également associés à la chlorite pour former des filonnets recoupant les roches ultramafiques; ils sont le résultat d'un phénomène d'altération tardif.

En résumé, les roches UM forment des massifs associant plusieurs types de roches ou des corps isolés de composition monolithique. Elles sont en contact accidentel avec les basaltes, les gabbros et les volcanosédiments au sein desquels elles apparaissent « intrusives ». Les massifs sont formés de lherzolite, harzburgite ± wehrlite parfois recoupées par des filons d'andésite et de gabbros pegmatitiques. Les corps monolithiques sont formés de wehrlites ou de lherzolites. Toutes les roches UM montrent une texture cumulative avec l'ordre de cristallisation suivant : chromite, olivine, clinopyroxène, ± orthopyroxène,

amphibole (édénite, pargasite, magnésio-hornblende, tschermakite), $\pm$ phlogopite, magnétite chromifère. Cette association représente la paragenèse magmatique. Une deuxième paragenèse se superpose à cette paragenèse magmatique. Elle est constituée par des amphiboles de type actinote, des épidotes, chlorites, calcites, serpentines et magnétites ; elle traduit les effets du métamorphisme de faciès schiste vert affectant l'ensemble des formations.



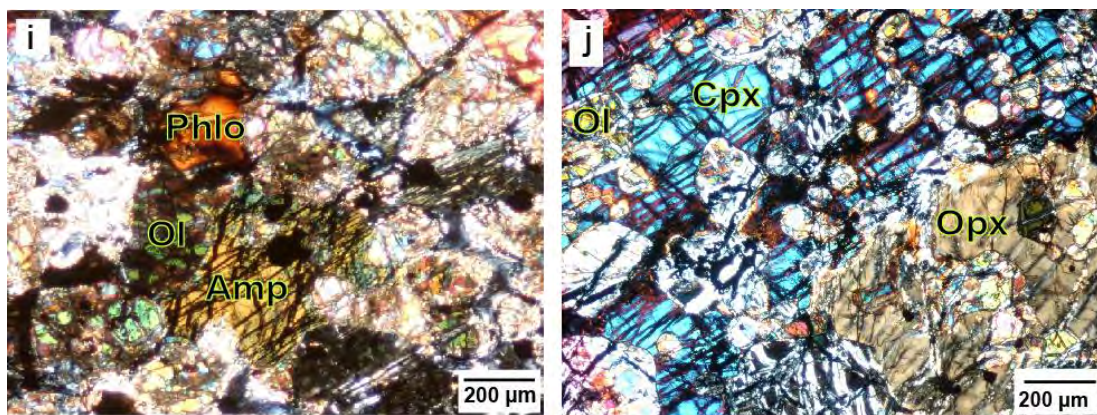


Figure 25: (a) Caractères macroscopiques de la lherzolite porphyroïde de Lamé (*IL12*) montrant des phénocristaux d'orthopyroxène (Opx). (b) Lherzolite grenue de Lamé (*IL10*) parcourue par un réseau spectaculaire de veinules constituées d'oxydes de fer. (c) et (d) Caractères microscopiques des lherzolites grenues respectivement de Lamé (*IL10*) et de Koulountou (*IL9*). Les roches sont constituées d'orthopyroxène pœcilitiques de grande taille englobant de petits cristaux d'olivine (Ol) et de clinopyroxène (Cpx). (e) Caractères microscopiques de la lherzolite porphyroïde de Lamé (*IL12*) montrant des phénocristaux d'orthopyroxène qui incluent des cristaux d'olivine et de clinopyroxène. (f) Caractères microscopiques de la harzburgite de Lamé (*IL51*) montrant des cristaux d'olivine englobés avec des bordures réactionnelles dans des cristaux pœcilitiques d'orthopyroxène. (g) Wehrlite de Mako (*IL32*) qui présente une partie saine noirâtre et une partie altérée qui forme la patine. (h) Caractères microscopiques de la wehrlite de Mako (*IL32*) montrant des clinopyroxènes intercumulus et des olivines cumulus complètement altérées en serpentine (SOl) d'aspect fibreux et en minéraux opaques. La serpentine et les minéraux opaques occupent les craquelures, les clivages et les joints des minéraux. (i) Caractères microscopiques de la wehrlite de Koulountou (*IL16*) qui laisse apparaître de la phlogopite (Phlo) marron et de l'amphibole jaune-verdâtre qui englobe partiellement des cristaux d'olivine. (j) Caractères microscopiques de la wehrlite de Lamé (*ILL3*) montrant des cristaux pœcilitiques de clinopyroxène et d'orthopyroxène englobant des cristaux d'olivine partiellement ou totalement altérés.

III-3. Les formations filoniennes

Les séries volcaniques (basaltes massifs et en coussin) et plutoniques (gabbros) mafiques ainsi que les massifs ultramafiques précédemment décrits sont fréquemment recoupés par de nombreux filons d'épaisseur décimétrique à décamétrique. Ces filons, dont des exemples démonstratifs peuvent être observés à l'Ouest des villages de Tinkoto (*IL5*), de Koulountou (*IL63, 110, 176*) et de Mako (*IL34*), à l'Est de Mako (*IL15, IL60*), au Nord-Ouest de Lamé (*69, 125*), au Sud-Ouest de Boto (*MKNT318*), au Nord de Niéméniké (*IL42*), au Nord-Ouest de Séguéko Peul (*ILN7, IL49*) et dans le secteur de Linguékoto (sondage carotté *MKNT54948*), sont formés par des gabbros et par une série de roches volcaniques de nature pétrographique variée (basalte, andésite, dacite, rhyolite) (**Fig. 26**). Ces filons définissent une série différenciée à affinité calco-alkaline reconnue dans l'ensemble de la série de Mako (Bassot et al., 1987 ; Dia, 1988 ; Diallo, 1994 ; Dioh, 1995 ; Ngom, 1995 ; Moussolo, 2000 ; Pawlig et al., 2006 ; Dioh et al., 2009 ; Cissokho, 2010 ; Gozo et al., 2015 ; Gozo, 2017).

Ces roches à affinité calco-alkaline apparaissent également dans le groupe du Dialé-Daléma sous forme de coulées pour les basaltes et andésites ou d'extrusions pour les dacites et les rhyolites, au sein des formations méta-sédimentaires (Bassot, 1987 ; Milési et al., 1989 ; Boher et al., 1992 ; Ndiaye, 1994 ; Ndiaye et al., 1996 ; Bassot, 1997 ; Hirdes et Davis, 2002 ; Théveniaut et al., 2010 ; Lawrence et al., 2013 a et b ; Lambert-Smith et al., 2016).

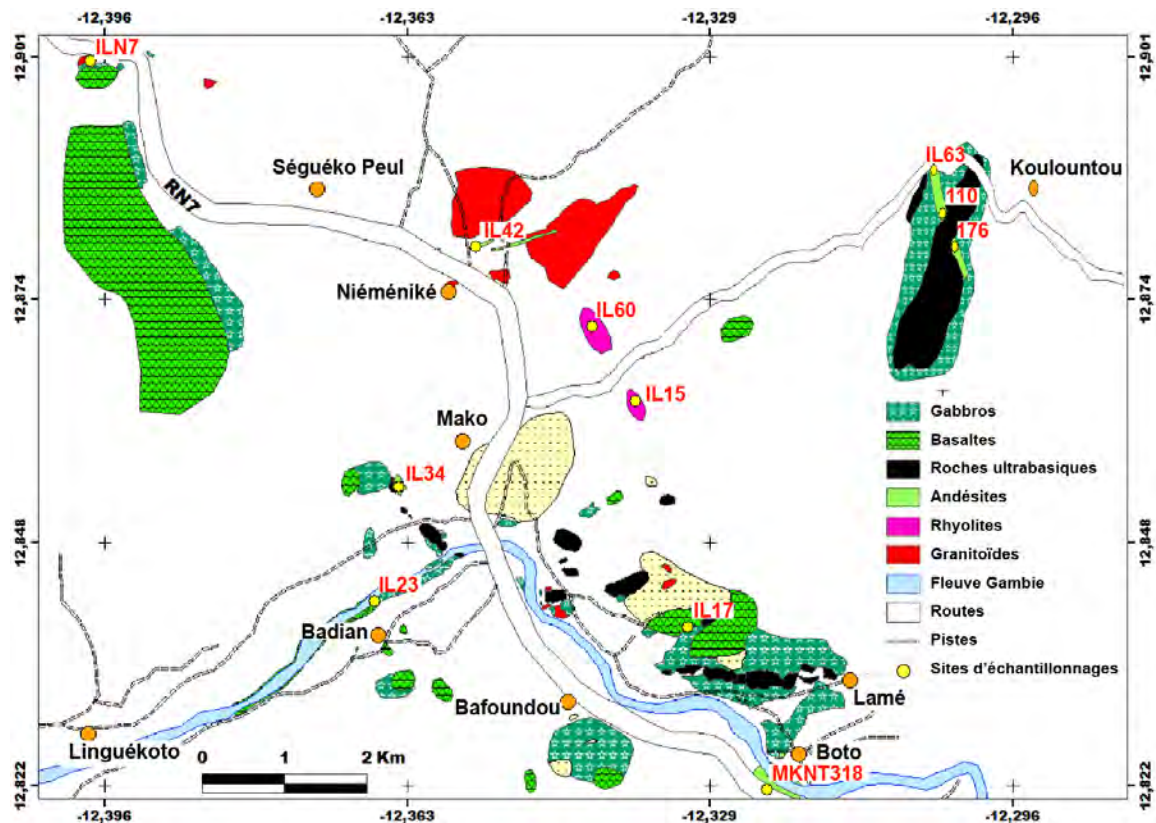


Figure 26: Carte d'affleurement des formations filoniennes avec la localisation des sites d'échantillonnage.

III-3-1. Les gabbros

Les gabbros forment des filons décimétriques à métriques recoupant au Nord-Ouest de Séguéko Peul un basalte mylonitisé (IL49) (**Fig. 27a**) et au Nord-Ouest de Lamé une lherzolite grenue (69) (**Fig. 27b**) et un gabbro à texture grenue (125) (**Fig. 27c**). Les filons de gabbros présentent une texture grenue (**Fig. 27d**) dans le secteur de Séguéko Peul (IL49) et une texture pegmatitique dans le secteur de Lamé (69, 125). Ils sont constitués par la même association minéralogique à plagioclase et clinopyroxène complètement déstabilisée sauf dans les faciès pegmatitiques où les clinopyroxènes sont encore très frais. Les filons de gabbros pegmatitiques se démarquent des filons de gabbros grenus et des roches encaissantes par une taille des cristaux beaucoup plus importante. Les clinopyroxènes de type augite ($X_{Mg} = 0,8$) forment des cristaux de grande taille (0,9 - 2,6 cm) montrant des clivages et des bordures très corrodées. Les sections de clinopyroxène sont déchiquetées et déstabilisées en amphibole de type actinote, épidote, chlorite et minéraux opaques (**Fig. 27e et f**). Les plagioclases (1,1 - 2,1 cm) sont albitisés ($An_{0.2}$) mais les macles polysynthétiques subsistent. Ils sont également déstabilisés en épidote, calcite et séricite. Les minéraux opaques sont parfois automorphes et sont probablement des oxydes de fer et titane.

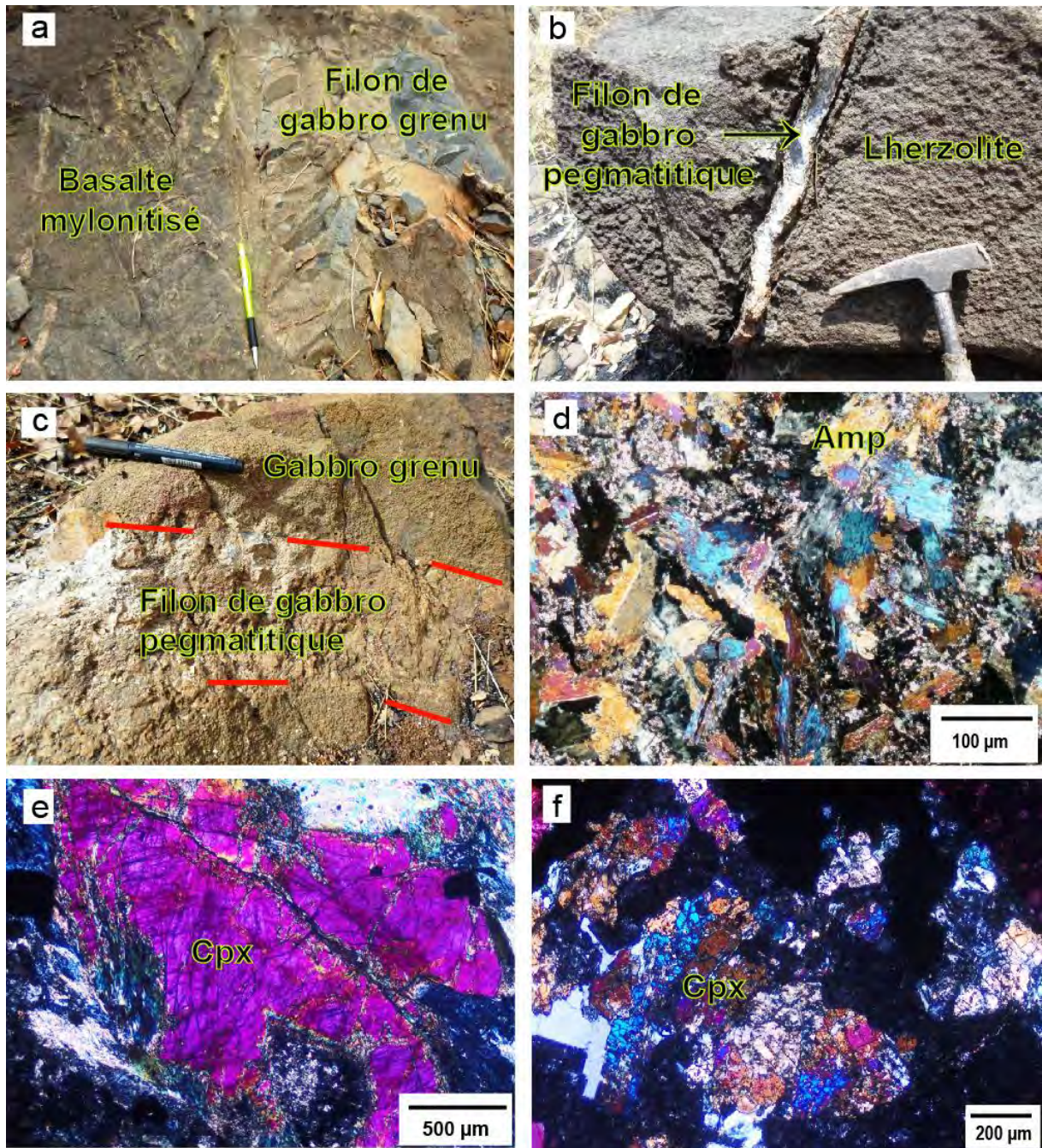
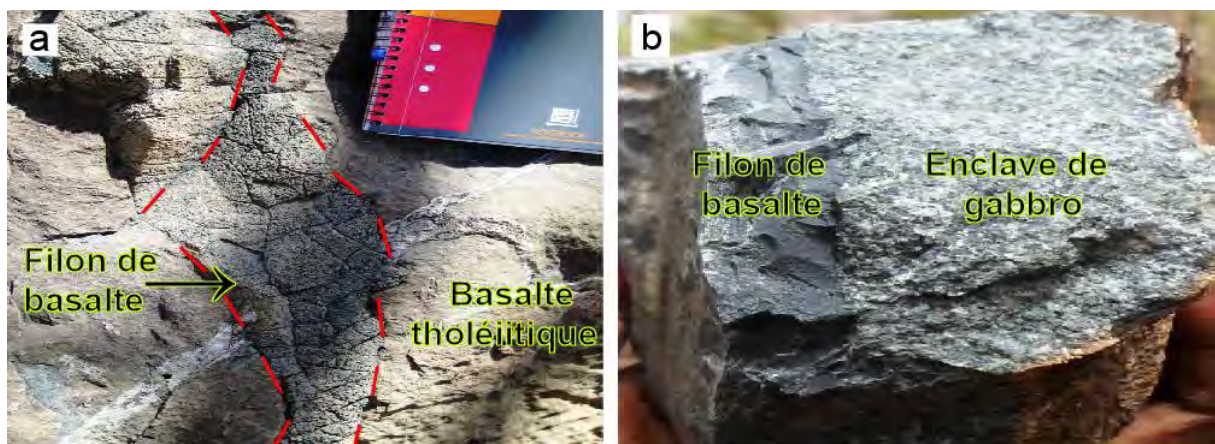


Figure 27: (a) Filon de gabbro à texture grenue recoupant un basalte mylonitisé au Nord-Ouest de Séguéko Peul (*IL49*). (b) Filon de gabbro pegmatitique qui recoupe une lherzolite grenue du secteur de Lamé (*69*). (c) Filon de gabbro pegmatitique (*125*) recoupant un gabbro à texture grenue dans le secteur de Lamé. (d) Caractères microscopiques du filon de gabbro à texture grenue de Séguéko Peul montrant des clinopyroxènes (Cpx) complètement déstabilisés en amphiboles (Amp) secondaires. (e et f) Caractères microscopiques des filons de gabbros pegmatitiques du secteur de Lamé (*69 et 125* respectivement) montrant des clinopyroxènes de grande taille à sections corrodées et déstabilisées en minéraux secondaires.

III-3-2. Les basaltes

Dans la région du village de Mako, les affleurements les plus spectaculaires de basaltes filoniens se situent dans le lit du fleuve Gambie et dans le secteur de Lamé. Dans le lit du fleuve Gambie, le filon de basalte (IL23) se situe au contact entre un gabbro à texture grenue dans la partie Est et le basalte en coussin de Badian (IL25) à l'Ouest. Sur la bordure Sud-Ouest de l'encaissant de Lamé, le basalte forme un filon de 30 cm de puissance recoupant les basaltes tholéïtiques (**Fig. 28a**). Dans le même secteur de Lamé en revanche, les contacts avec les autres faciès ne sont pas visibles mais ces basaltes contiennent des enclaves centimétriques à décimétriques de gabbros (IL54) (**Fig. 28b**) ; d'autres rares basaltes (IL17), contiennent des amygdales de teinte claire aux formes arrondies ou polygonales (**Fig. 28c**). Les amygdales ou vésicules dont la dimension peut atteindre 3 cm sont essentiellement remplies de quartz ou de plagioclase ou d'une association quartz-plagioclase.

Les filons de basaltes montrent la même texture microlitique et la même minéralogie avec plagioclase, clinopyroxène et oxydes définissant la paragenèse primaire et actinote, chlorite, calcite, quartz, opaques représentant la paragenèse secondaire. Les plagioclases constituent environ 30% du volume total de la roche sous forme de microlites (0,003 - 0,1 mm) complètement albitisés ($An < 10$) qui définissent une orientation planaire discrète matérialisant la foliation régionale synchrone du métamorphisme de faciès schiste vert (**Fig. 28d, e et f**). Les clinopyroxènes (0,2 - 0,7 mm) plus abondants dans les basaltes amygdalaires (leur mode peut atteindre 35% des microlites) forment des micro-phénocristaux très largement altérés en fibres d'actinote, en chlorite, épidote, calcite et minéraux opaques. Certaines amygdales contiennent, mais en faible quantité, titanite, épidote et opaques (**Fig. 28g et h**).



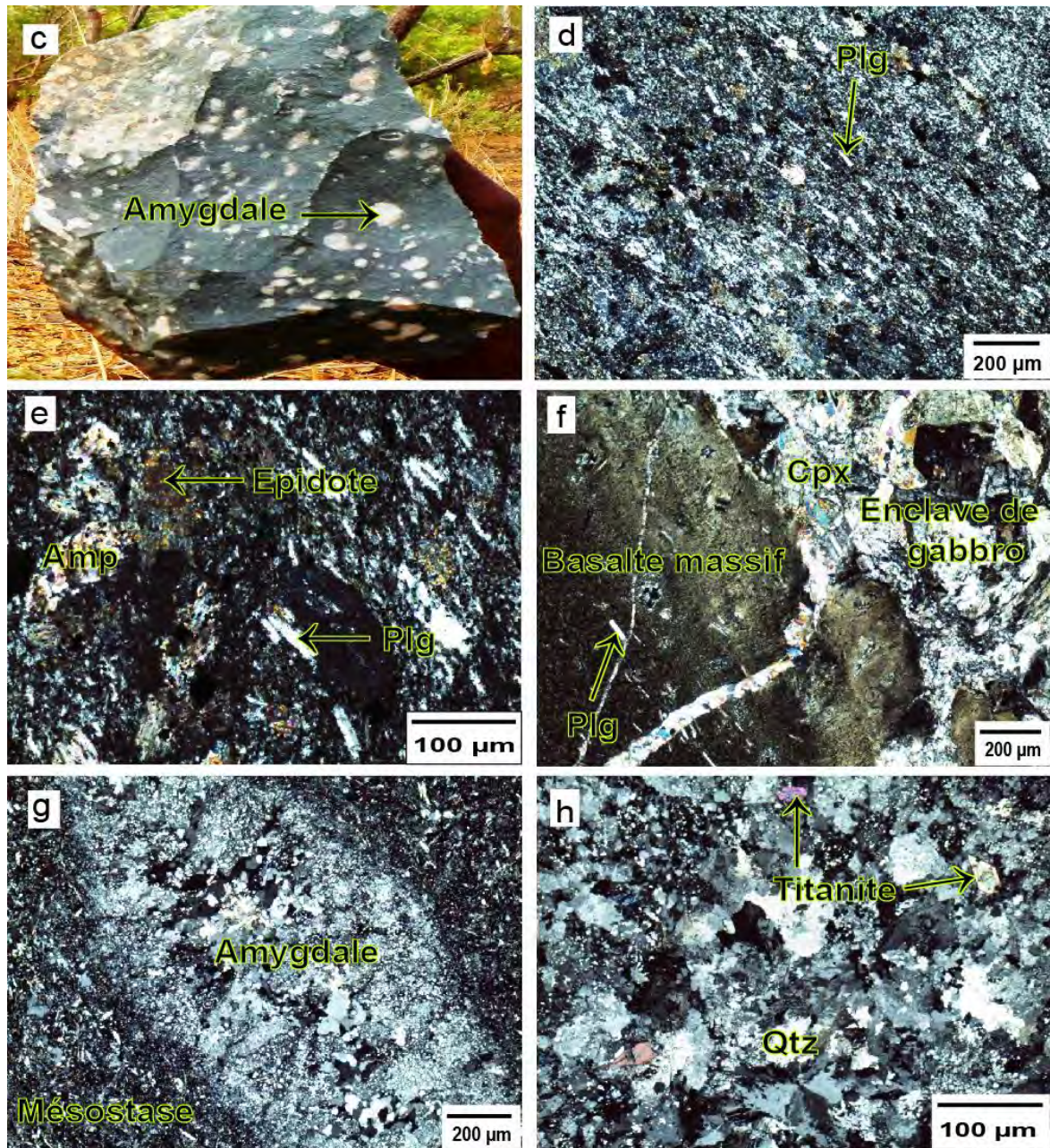


Figure 28: (a) Caractères macroscopiques du filon de basalte affleurant dans le lit du fleuve Gambie (*IL23*). (b) Basalte massif de Lamé (*IL54*) contenant des enclaves de gabbros. (c) Basalte de Lamé (*IL17*) montrant à l’affleurement des amygdales de quartz et/ou de plagioclase dans une masse microlitique de couleur verdâtre. (d et e) Caractères microscopiques du filon de basalte du fleuve Gambie (*IL23*) montrant des microlites de plagioclase (Plg) albitisés et orientés et des amphiboles (Amp) de type actinote partiellement ou totalement déstabilisées en épidote, chlorite et minéraux opaques. (f) Caractères microscopiques du basalte massif de Lamé contenant des enclaves de gabbros. Le basalte montre des microlites de plagioclase albitisés et orientés dans une mésostase complètement vitreuse. Le basalte et l’enclave de gabbro sont parcourus par des filonnets d’épidote.

(g) Caractères microscopiques du basalte amygdalaire de Lamé (*IL17*). La roche montre des amygdales polygonales remplies de quartz en grains de grande taille au centre alors que sur la bordure le quartz est de petite taille associé à l'épidote et à la calcite. La mésostase relativement abondante est constituée de microlites de pyroxène amphibolitisés et de plagioclase montrant une orientation fruste. (h) Agrandissement d'une amygdale montrant du quartz de grande taille au cœur et de la titanite contenant de l'épidote.

III-3-3. Les andésites

On peut les observer, par exemple, à l'Ouest de Koulountou sur les flancs Est (*176*) et Ouest (*IL63 et 110*) de la colline constituée par des lherzolites où elles recoupent les gabbros qu'elles contiennent en enclaves (**Fig. 29a**). Elles peuvent recouper également les granitoïdes comme au Nord de Niéméniké (*IL42*) où un filon (2 m d'épaisseur) vertical N80 affecte le granite rose du secteur (**Fig. 29b**) ou au Nord-Ouest de Séguéko Peul (*ILN7*) où des filons d'épaisseur centimétrique à décimétrique de direction N150 recoupent une diorite. Les andésites apparaissent également à l'Ouest de Mako (*IL34*) et au Sud-Ouest de Boto (*MKNT318*).

Selon la texture et la composition minéralogique, on peut distinguer deux types de faciès: les andésites à texture microlitique riches en amphiboles et les andésites à texture microlitique porphyrique riches en plagioclases ou en clinopyroxènes.

III-3-3-1. Les andésites riches en amphiboles

Ces andésites affleurant au Nord de Niéméniké (*IL42*) et à l'Ouest de Koulountou sur les flancs Est (*176*) et Ouest (*IL63 et 110*) de la colline « de lherzolite » sont débitées en blocs décimétriques à centimétriques de couleur noirâtre et composées d'amphibole et de plagioclase associés en une texture microlitique.

Les amphiboles très abondantes (jusqu'à 70% du volume total de la roche) (**Fig. 29c**) ont une composition de pargasite ($Si = 6,2 - 6,1$ p.f.u ; $X_{Mg} = 0,8 - 0,7$) avec de rares individus tschermakitiques ($Si = 6,3 - 6,2$ p.f.u ; $X_{Mg} = 0,8$). Elles forment des microlites trapus et hexagonaux de petite taille (0,04 - 0,1 mm) et des lattes de plus grande taille (0,3 - 0,5 mm). Les amphiboles en lattes sont parfois jointives définissant une disposition en charpente ou en aster. Les amphiboles sont partiellement remplacées par la goethite, l'épidote, la chlorite, la calcite et les minéraux opaques très faiblement représentés (1%).

Les plagioclases (20%) dont les macles polysynthétiques sont encore reconnaissables malgré le fort degré d'altération forment des microlites se regroupant localement en amas polycristallins. L'assemblage, goethite, épidote, chlorite et calcite représente les produits d'altération de l'amphibole et/ou du plagioclase. Enfin au sein de la mésostase, on observe des concentrations de petits grains de quartz recristallisés formant dans certains faciès jusqu'à 10% du mode de la roche.

III-3-3-2. Les andésites riches en plagioclases ou clinopyroxènes

En fonction de la nature des phénocristaux, on peut distinguer deux types d'andésites porphyriques: les andésites à phénocristaux de plagioclase et les andésites à phénocristaux de clinopyroxène. Les andésites à phénocristaux de plagioclase (*IL34*) affleurent à l'Ouest de Mako (**Fig. 29d**) alors que les andésites à phénocristaux de clinopyroxène s'observent au Nord-Ouest de Séguéko Peul (*ILN7*) (**Fig. 29e**) et au Sud-Ouest de Boto (*MKNT318*).

Les andésites à phénocristaux de plagioclases sont formées par 70% de plagioclase, soit en phénocristaux automorphes à sub-automorphes, soit sous forme de microlites (*IL34*) (**Fig. 29f**). Les phénocristaux (0,8 - 3 mm) en baguettes sont regroupés en agrégat polycristallin et montrent des macles simples et polysynthétiques dont les surfaces sont piquetées de micas blancs. Les phénocristaux de plagioclase présentent aussi des plans de fractures soulignés par des minéraux secondaires (épidote, chlorite, calcite, quartz et minéraux opaques). Les microlites de plagioclase en lattes sont abondants représentant jusqu'à 30% des plagioclases. Ils sont limpides et ont des compositions d'albite (An_1). Les amphiboles (10%) sont de deux types: i) des amphiboles à composition de magnésio-hornblende ($Si = 7,5 - 7$ p.f.u ; $X_{Mg} = 0,7 - 0,6$); ce sont les amphiboles primaires ; ii) des amphiboles à composition d'actinote qui peuvent être associées au processus d'altération ou de métamorphisme. Elles forment des microlites en lattes quelques fois entièrement chloritisées ou remplacées par une association d'épidote, calcite, quartz et minéraux opaques de petite taille. La mésostase très abondante (20%) est constituée de microlites non orientés de plagioclase et d'amphibole associés à une paragenèse secondaire à épidote, chlorite, calcite, quartz recristallisé et minéraux opaques. Ces andésites contiennent également des glomérules sphériques de quartz et de plagioclase entourés par une couronne de chlorite.

Les andésites à phénocristaux de clinopyroxène affleurant au Sud-Ouest de Boto (*MKNT318*) et au Nord-Ouest de Séguéko Peul (*ILN7*) ont des clinopyroxènes à composition d'augite, le mode des phénocristaux variant de 15 à 55% (**Fig. 29g et h**).

Les clinopyroxènes sont automorphes à sub-automorphes et leur taille varie de 0,4 - 1,8 mm pour certains cristaux, à 0,2 - 0,8 mm pour d'autres. Ils sont partiellement altérés en amphibole de type actinote, épidote, chlorite, calcite et minéraux opaques. Les amphiboles (10%) de composition pargasitique ($\text{Si} = 6,1 - 6 \text{ p.f.u.}$; $X_{\text{Mg}} = 0,9 - 0,8$) et tschermakitique ($\text{Si} = 6,2 - 6 \text{ p.f.u.}$; $X_{\text{Mg}} = 0,9 - 0,8$) forment des phénocristaux automorphes (0,2 - 0,5 mm) cristallisant sur les bordures corrodées des clinopyroxènes. Ces amphiboles primaires sont également déstabilisées en épidote, chlorite, calcite et minéraux opaques. Les plagioclases sont totalement épidotisés. Enfin la mésostase est dominée par la paragenèse d'altération à épidote, chlorite, calcite, quartz et minéraux opaques associés au verre.

L'ordre de cristallisation dans les laves andésitiques, en tenant compte des relations mutuelles entre les différentes phases minérales, peut être défini comme suit: une première paragenèse magmatique constituée de plagioclase, de clinopyroxène et d'amphibole primaire suivie d'une paragenèse secondaire d'altération et/ou de métamorphique formée d'actinote, goethite, épidote, chlorite, calcite, quartz et minéraux opaques.



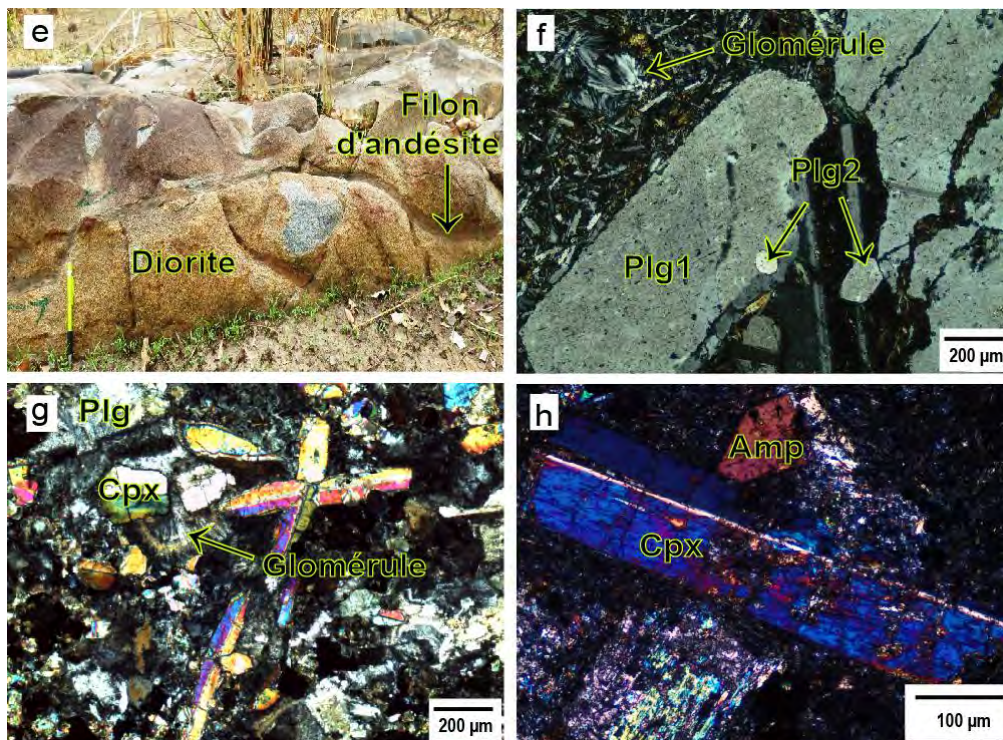


Figure 29: (a) Andésite contenant des enclaves de gabbros affleurant sur le flanc Est de la colline « de Iherzolite » à l'Ouest du village de Koulountou (176). (b) Caractères macroscopiques du filon d'andésite (IL42) qui recoupe le granite rose de Niéméniké. (c) Caractères microscopiques du filon d'andésite (IL42) au Nord de Niéméniké montrant beaucoup d'amphibole (Amp) et de plagioclase (Plg) complètement déstabilisés, le tout baignant dans une mésostase peu abondante. (d) Andésite à phénocristaux de plagioclase affleurant à l'Ouest de Mako (IL34). (e) Filon d'andésite plissé et cisailé dans une diorite au Nord-Ouest de Séguéko Peul (ILN7). (f) Caractères microscopiques du filon d'andésite à l'Ouest de Mako (IL34) montrant des phénocristaux de plagioclases automorphes à sub-automorphes avec des plans de fractures occupés par l'épidote et la chlorite. La mésostase est constituée de microlites de plagioclase et d'amphibole et des glomérules sphériques de quartz et de plagioclase associés à une paragenèse secondaire à épidote, chlorite, calcite. (g) Caractères microscopiques de l'andésite au Sud-Ouest de Boto (MKNT318) montrant des phénocristaux de clinopyroxène (Cpx) avec des teintes vives et des macles. Les clinopyroxènes sont parfois regroupés en agrégat polycristallin définissant une disposition en charpente. La mésostase peu abondante est vitreuse et contient des glomérules de quartz et de plagioclase sur lesquels cristallisent des phénocristaux de clinopyroxène. (h) Caractères microscopiques du filon d'andésite au Nord-Ouest de Séguéko Peul (ILN7) qui laisse apparaître des phénocristaux de clinopyroxène et d'amphibole primaire dans une mésostase essentiellement vitreuse.

III-3-4. Les dacites

Les dacites (IL5) affleurent localement à l'Ouest du village de Tinkoto où elles recoupent un gabbro dont certains fragments se retrouvent en enclaves (**Fig. 30a et b**). Elles présentent une texture porphyrique avec des phénocristaux de plagioclase, d'amphibole et de quartz dans une masse microlitique. Elles sont composées essentiellement de plagioclase et d'amphibole auxquels sont associés en plus faible quantité biotite et quartz. Les minéraux d'altération tapissent l'ensemble de la roche avec épidote, chlorite, calcite, séricite et minéraux opaques.

Les plagioclases (40%) se présentent avec deux habitus: phénocristaux et microlites. Les phénocristaux sont automorphes à sub-automorphes de grande taille (1,4 - 2,8 mm) avec des bordures découpées séricitisées et des cœurs partiellement transformés en épidote et en calcite. Les phénocristaux de plagioclases isolés ou groupés montrent des macles doubles et une zonation variable avec : i) pour certains cristaux une zonation normale marquée par des bordures à composition d'oligoclase (An_{21-29}) et des cœurs à composition d'andésine (An_{30-38}) : ii) pour d'autres cristaux une zonation oscillatoire, la composition des zones alternant entre oligoclase (An_{23-30}) et andésine (An_{30-35}). Les plagioclases zonés (Plg1) englobent partiellement des cristaux d'amphibole, de quartz et d'autres plagioclases zonés (Plg2) de même composition mais de plus petite taille (0,6 mm) (**Fig. 30c**). Les phénocristaux de plagioclases de forme prismatique ou tabulaire sont également accolés en syneusis marquées par l'accolement de cristaux suivant des faces cristallines relativement développées. Ceci atteste une cristallisation en milieu magmatique dans lequel des mouvements relativement libres des cristaux étaient possibles (Pons, 1971). Les plagioclases forment également des microlites limpides de composition probablement albitique.

Les amphiboles (35%) apparaissent sous forme de phénocristaux et de microlites à composition de magnésio-hornblende ($Si = 6,9 - 6,8$ p.f.u.; $X_{Mg} = 0,7 - 0,6$) avec de rares individus édénitiques ($Si = 6,8$ p.f.u.; $X_{Mg} = 0,7$). Elles sont automorphes (0,2 - 1,6 mm) de forme triangulaire, hexagonale, cubique, trapue et losangique. De teintes vives, elles sont souvent maclées et présentent des relations de syneusis (**Fig. 30d**). Les phénocristaux d'amphibole parfois regroupés en amas polycristallins englobent des sections d'apatite et sont déstabilisés en épidote, chlorite et minéraux opaques. Les amphiboles forment également des microlites en lattes très allongées (0,02 - 0,04 mm).

La biotite (5%) en feuillets de teinte verte-brunâtre se présente sous forme de phénocristaux (0,3 - 0,4 mm) avec des extrémités dentelées et des clivages soulignés par des minéraux opaques. Elle est parfois chloritisée et cristallise en bordure des amphiboles ou des plagioclases (**Fig. 30e**).

Le quartz (15%) forme des phénocristaux (2,4 mm) de forme globuleuse présentant des bordures corrodées remplies d'épidote, chlorite, calcite et séricite. Les cristaux sont fracturés, craquelés et englobent partiellement des sections d'amphibole et de biotite (**Fig. 30f**).

La mésostase est constituée de microlites de plagioclase, d'amphibole et d'un assemblage composé d'épidote, chlorite, quartz, séricite et minéraux opaques.

Les relations mutuelles entre les cristaux permettent de définir l'ordre d'apparition des minéraux avec plagioclase + amphibole + biotite + quartz comme paragenèse primaire suivie d'un assemblage à épidote, chlorite, calcite, séricite, minéraux opaques représentant la paragenèse secondaire.

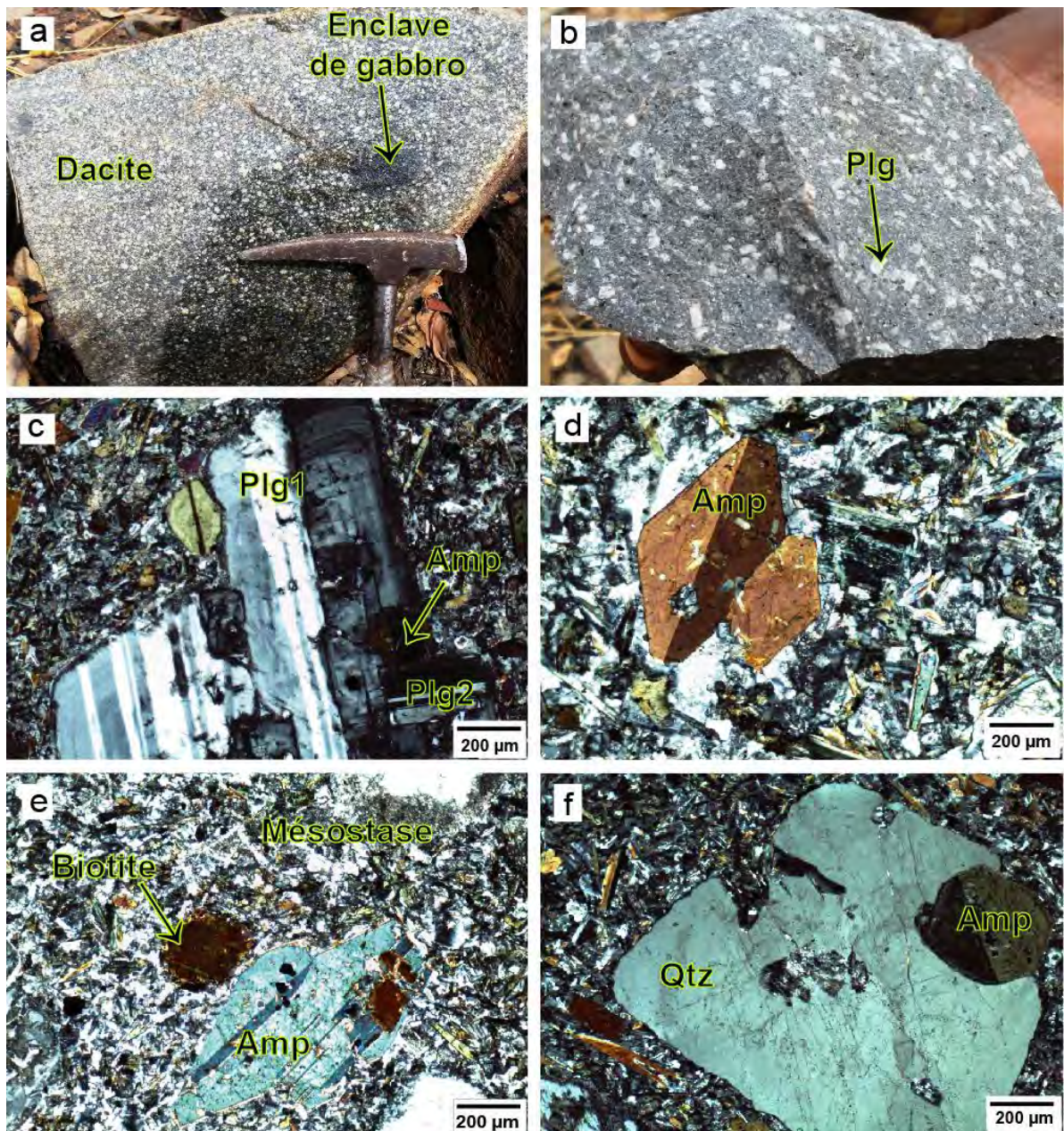


Figure 30: Dacite porphyrique de Tinkoto (IL5). (a) et (b) Caractères macroscopiques montrant des enclaves de gabbro et des phénocristaux de plagioclase (Plg), d'amphibole (Amp) et de quartz (Qtz) dans une masse microlitique. (c) Caractères microscopiques montrant des phénocristaux de plagioclase (Plg1) maclés, zonés et accolés en syneusis sur lesquels cristallisent en corrodant leurs bordures des cristaux d'amphibole et de plagioclase de plus petite taille (Plg2). (d) Cristaux d'amphibole maclés et accolés en syneusis. (e) Biotite verte-brunâtre cristallisant sur les amphiboles. La mésostase est constituée de microlites de plagioclase et d'amphibole mais aussi des minéraux opaques. (f) Quartz globuleux craquelé montrant des bordures corrodées remplies d'épidote, chlorite, calcite, séricite et contenant partiellement des cristaux d'amphibole maclés.

III-3-5. Les rhyolites

Des affleurements de rhyolite sont observables dans le secteur de Linguékoto au niveau de sondage (*MKNT 54948*) et dans le secteur de Mako près de Niéméniké de part et d'autre de la route qui mène vers Koulountou ; ils correspondent à deux filons orientés suivant une direction NNW-SSE (*IL15* et *IL60*) recoupant les basaltes. L'affleurement (*IL15*) mis en relief à la faveur d'un cours d'eau révèle une roche très schistosée fortement décolorée par la circulation d'eau pendant l'hivernage (**Fig. 31a et b**). Les rhyolites de couleur jaune-blanchâtre ou rougeâtre sont, sur le terrain, débitées en blocs centimétriques. Elles présentent une texture microlitique porphyrique avec des phénocristaux de quartz et de feldspaths (**Fig. 31c**).

Le quartz forme des phénocristaux et des microcristaux. Les phénocristaux de quartz (30%) sont automorphes à sub-automorphes (0,4 - 1,6 mm) de forme globuleuse. Ils montrent des surfaces craquelées et des indentations liées à l'inclusion partielle de la mésostase formée d'épidote, chlorite, calcite, silice, micas blancs, minéraux opaques et un peu de verre. Le quartz est déformé avec : i) la formation de sous grains accompagnant une extinction roulante traduisant un processus de recristallisation dynamique ; ii) pour d'autres cristaux, une cataclase.

Les feldspaths sont représentés par le plagioclase (20%) formant des phénocristaux et des microlites. Les phénocristaux apparaissent en lattes automorphes à sub-automorphes (0,2 - 0,8 mm) isolées ou regroupées en agrégat de plusieurs individus. Ils montrent des macles simples, polysynthétiques et doubles (Albite plus Carlsbad), piquetés de fines paillettes de micas blancs. Les plagioclases sont souvent partiellement altérés en épidote, calcite et séricite. Les plagioclases de la mésostase présentent les mêmes caractéristiques morphologiques.

Le mica (5%) est représenté par la muscovite et la biotite très souvent chloritisée dont les clivages sont soulignés par des oxydes.

La calcite avec sa macle losangique est localement abondante et occupe les espaces interstitiels.

La mésostase très abondante (elle représente jusqu'à 25% de la roche) est riche en produits d'altération : épidote, chlorite, calcite, séricite, quartz, verre et minéraux opaques.

La rhyolite de Linguékoto (*MKNT 54948*) contient des sphérolites (**Fig. 31d**) formés de fibres de quartz et de plagioclase rayonnant depuis le centre (minéraux fibroradiés); ces sphérolites résultent possiblement de la recristallisation partielle du verre de la mésostase.

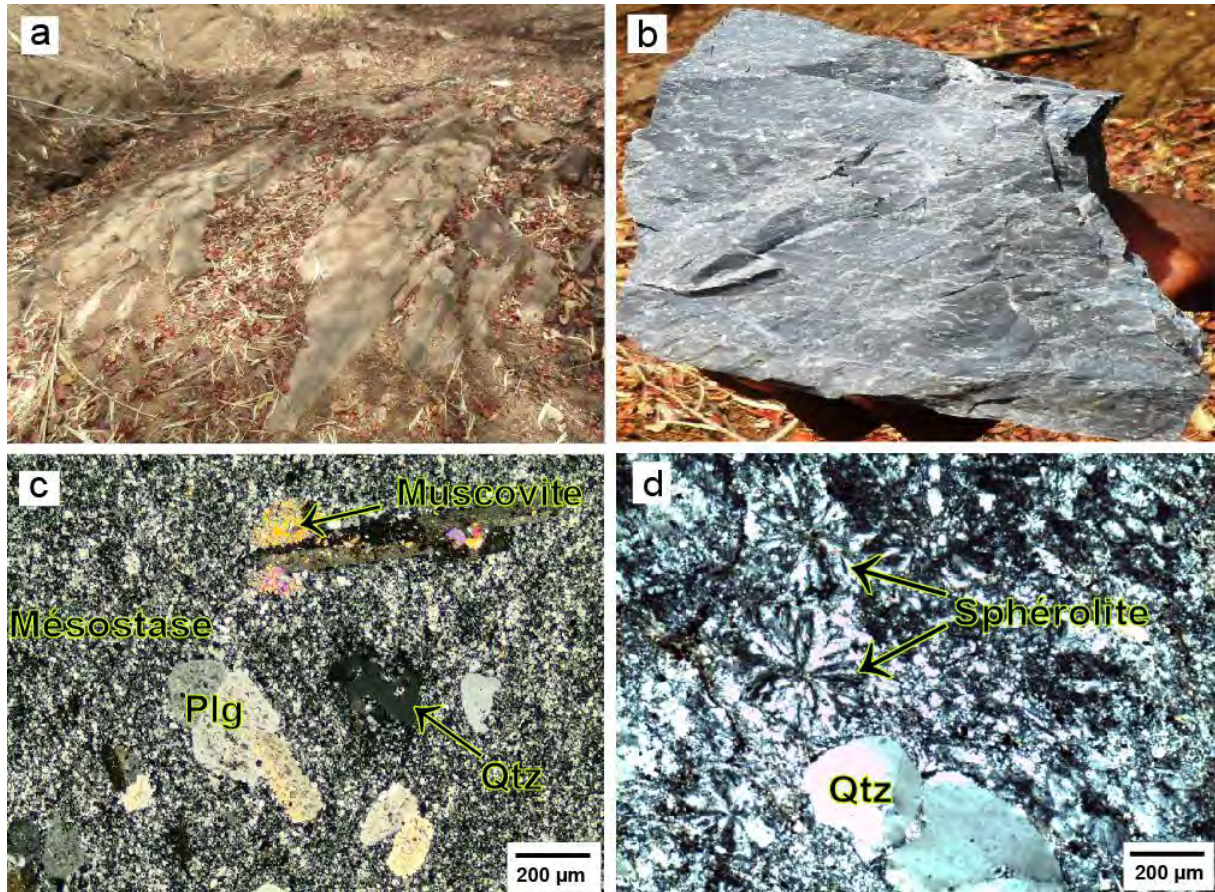


Figure 31: (a) et (b) Rhyolite porphyrique très schistosée affleurant dans un cours d'eau au Nord-Est de Mako et montrant des phénocristaux de quartz (Qtz) et de plagioclase (Plg) (*IL15*). (c) Caractères microscopiques de la rhyolite porphyrique (*IL15*) montrant des phénocristaux de quartz à bordures corrodées et des phénocristaux de plagioclase maclés et séricitisés, le tout noyé dans une mésostase très fine. (d) Rhyolite porphyrique de Linguékoto montrant des phénocristaux de quartz corrodés et de nombreux sphérolites de quartz et de plagioclase (*MKNT 54948*).

III-4. Conclusion sur l'étude pétrographique

L'étude pétrographique du secteur de Mako met en évidence une diversité de faciès avec une première série représentée par des roches mafiques (basalte, gabbro) et des roches ultramafiques (lherzolite, harzburgite, wehrlite) recoupées par de nombreux filons de nature variée plus ou moins différenciés (gabbro, basalte, andésite, dacite, rhyolite) définissant une deuxième série.

Les roches ultramafiques forment des écaïlles au sein des gabbros et des basaltes de la première série. Elles sont caractérisées par une texture cumulative associant olivine, clinopyroxène, opaque (chromite ferrière, magnétite chromifère, magnétite) et en moindre pourcentage orthopyroxène, amphibole pargasitique et encore plus rarement phlogopite. Les variations de composition modale conduisent à définir trois types principaux de roches ultramafiques: lherzolites, harzburgites $\pm$ wehrlites souvent associées dans un même massif (massif de Lamé) et wehrlites ou lherzolites formant des corps monocristallins (massifs de Mako, Koulountou et Sofia). Dans ces roches ultramafiques, la présence généralisée d'amphibole primaire et plus rare de la phlogopite traduit le caractère hydraté du magma. Par rapport aux précédents auteurs qui ont décrits la série de Mako (Bassot, 1966 ; Ngom, 1995 ; Ngom et al., 1998 et 2010 ; Cissokho, 2010 ; Dabo et al., 2017), nous avons pu mettre en évidence la présence d'un nouveau type de roche, la harzburgite, mais aussi une séquence paragenétique plus détaillée avec la cristallisation précoce des chromites et la cristallisation tardive d'amphibole primaire (édénite, pargasite, magnésio-hornblende, tschermakite) et de phlogopite dans la partie ultramafiques. Par ailleurs, dans le massif de Lamé et dans les massifs isolés, nous considérons qu'il n'y a pas de litage magmatique entre wehrlite, lherzolite et harzburgite mais plutôt des phénomènes cumulatifs hétérogènes conduisant à des ségrégations minérales et donc à des variations modales non organisées. La série mafique (basalte et gabbro) est la plus largement représentée. Les basaltes montrent deux types de structure : massive ou en coussin (pillow lavas) mais une même texture microlitique ou microlitique porphyrique et une composition homogène avec une paragenèse primaire représentée par plagioclase + clinopyroxène en proportions variables, accompagnée parfois d'amphibole. Les gabbros se caractérisent par une grande variété de texture : grenue, grenue porphyroïde, granophyrique, « rosette » et pegmatitique et une composition minéralogique identique à celle des basaltes. Les roches filoniennes recoupant roches ultramafiques, gabbros et basaltes massifs et en coussin appartiennent à une série différenciée dont la composition évolue des gabbros jusqu'aux rhyolites en passant par les basaltes, les andésites et les dacites.

L'ensemble de ces formations est affecté par la schistosité régionale se traduisant par la cristallisation généralisée d'une paragenèse secondaire souvent très développée et composée d'actinote, de quartz, d'albite, de calcite, de titanite, de mica blanc et d'opagues.

CHAPITRE IV : ETUDE MINERALOGIQUE ET COMPOSITION CHIMIQUE DES MINERAUX (ELEMENTS MAJEURS)

Les minéraux analysés concernent la paragenèse magmatique, à savoir chromite, olivine, pyroxènes, plagioclase et amphibole primaire et la paragenèse métamorphique ou hydrothermale représentée notamment par les amphiboles secondaires. En outre, d'autres minéraux ont été analysés en vue d'une détermination minéralogique. Il s'agit de minéraux accessoires (zircon, rutile, apatite, titanite, titano-magnétite, ilménite) et de minéraux secondaires (épidote, chlorite, calcite, serpentine, hématite et goethite). Les analyses et le traitement des données ont été faits en tenant compte des observations pétrographiques. En effet, ces dernières ont montré que certains minéraux contiennent parfois des inclusions pouvant perturber les analyses et que d'autres sont largement altérés.

Dans ce chapitre nous analyserons les principaux composants des roches définies dans l'étude pétrographique (roches mafiques, roches UM, roches filoniennes). Ces minéraux sont les clinopyroxènes et l'amphibole ubiquiste dans les roches mafiques et UM, les chromites, les olivines et les orthopyroxènes présents dans les roches UM et les plagioclases composants des roches mafiques et des termes différenciés.

IV-1. Composition chimique des minéraux des roches mafiques et ultramafiques

Les analyses chimiques des minéraux des roches mafiques et ultramafiques sont données en **Annexe 2**.

IV-1-1. Composition chimique des olivines

L'olivine est un constituant majeur des roches du complexe ultramafique à savoir lherzolite et harzburgite affleurant à Lamé, Koulountou et Sofia et des massifs de wehrlites comme à Mako, Lamé et Koulountou.

IV-1-1-1. Les olivines du complexe ultramafique

Les olivines ont été analysées dans les lherzolites (*IL10 et IL12*) et dans les harzburgites (*IL52*) du massif de Lamé et dans les lherzolites des massifs de Koulountou (*IL9*) et de Sofia (*136*). Dans les lherzolites et dans les harzburgites, les olivines sont en phase cumulus et forment des cristaux automorphes à sub-automorphes parfois libres mais le plus souvent partiellement ou complètement englobées par les pyroxènes pécilitiques et les amphiboles. Les olivines sont partiellement altérées en serpentine et en magnétite.

Les teneurs en MgO exprimées en pourcentage de forstérite (Fo) permettent de distinguer parfaitement les olivines des différents gisements de lherzolites. Ainsi, on retrouve les plus faibles valeurs en Fo successivement dans les olivines des lherzolites de Lamé (Fo₇₅₋₇₇), les olivines des lherzolites de Koulountou (Fo₈₀) et enfin dans celles des lherzolites de Sofia (Fo₈₄₋₈₅). Les variations de composition des olivines en fonction de SiO₂ et de X_{Mg} permettent également de distinguer très nettement ces trois gisements de lherzolites (**Fig. 32**). On retrouve les olivines présentant les plus faibles concentrations en SiO₂ et au contraire les plus riches en FeO(t) avec les plus faibles rapports X_{Mg} successivement dans les lherzolites de Lamé (SiO₂ = 38% à 39% ; FeO(t) = 20% à 22% ; X_{Mg} = 0,7 à 0,8), des lherzolites de Koulountou (SiO₂ = 39% à 40% ; FeO(t) = 18% à 19% ; X_{Mg} = 0,8) et des lherzolites de Sofia (SiO₂ = 40% à 41% ; FeO(t) = 14% à 15% ; X_{Mg} = 0,8). De plus, les olivines des lherzolites de Sofia se discriminent clairement de par leurs plus fortes teneurs en NiO (0,3% à 0,4%) de celles des lherzolites de Lamé (0,1% à 0,3%) et de Koulountou (0,2% à 0,3%) qui ont des teneurs presque identiques. Cette différence de composition dans les lherzolites du complexe ultramafique du secteur de Mako traduirait des différences d'évolution du magma parent, celui à l'origine des lherzolites de Sofia étant moins évolué que celui à l'origine des lherzolites de Lamé, celui des lherzolites de Koulountou étant intermédiaire. Par ailleurs, les olivines des harzburgites de Lamé présentent des compositions identiques à celles des lherzolites du massif de Koulountou ; la seule différence se trouve dans les teneurs en NiO globalement plus élevées dans les olivines des harzburgites (0,3% à 0,4% contre 0,2% à 0,3%).

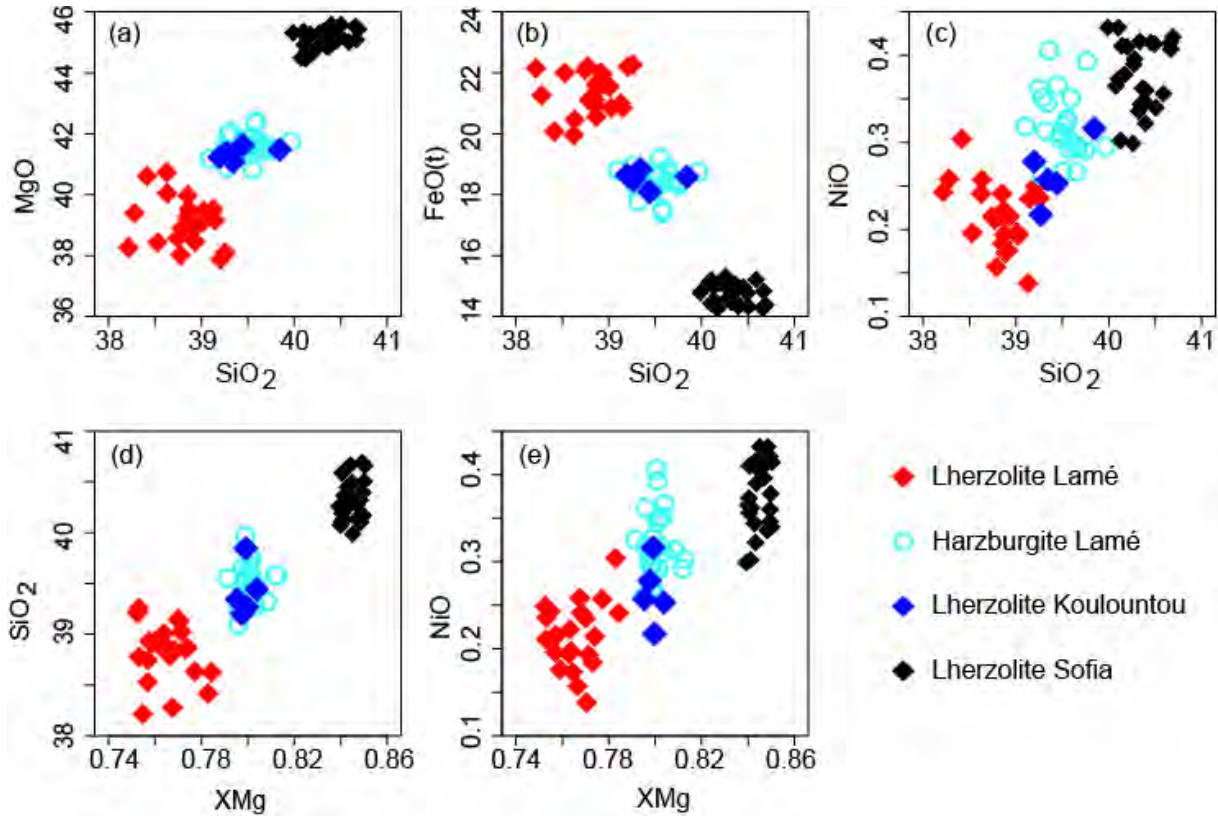


Figure 32: Variations des oxydes en fonction de SiO₂ et de X_{Mg} des olivines du complexe ultramafique.

IV-1-1-2. Les olivines des massifs de wehrlites

Dans les wehrlites, l'étude pétrographique a permis de distinguer deux types de roches: les wehrlites typiques dépourvues d'orthopyroxène qui affleurent en corps isolés à Mako (*IL18*, *IL32*, *MKNT312*, *MKNT313*) et à Koulountou (*116*) et les wehrlites à orthopyroxène (le mode varie entre 3 et 4%) qui se trouvent à Lamé (*ILL3*) où elles sont en contact avec les lherzolites. Les olivines étudiées dans les wehrlites sont en cristaux cumulus automorphes à sub-automorphes entourés par des clinopyroxènes inter-cumulus dans le premier type et complètement englobées par les clinopyroxènes et les orthopyroxènes pœcilitiques dans le second type. Les olivines sont partiellement altérées en serpentine et en magnétite comme celles du complexe ultramafique.

Les olivines des différents gisements de wehrlites montrent des compositions relativement homogènes (Fo = 85 dans les olivines des wehrlites de Mako, varie entre 83 et 85 dans celles des wehrlites de Koulountou et entre 84 et 85 dans les olivines des wehrlites à Opx de Lamé), celles de Koulountou étant les plus évoluées (**Fig. 33**).

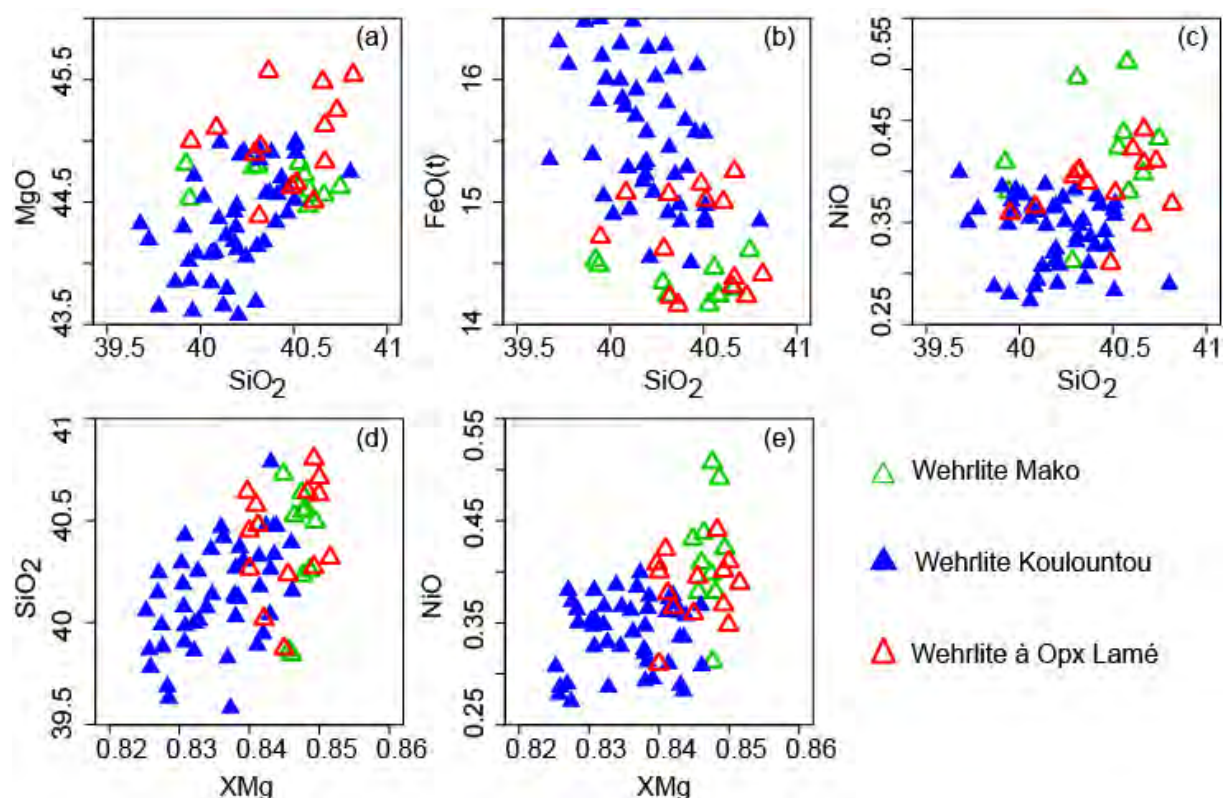


Figure 33: Variations des oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} des olivines des massifs de wehrlites.

IV-1-2. Composition chimique des clinopyroxènes

IV-1-2-1. Les clinopyroxènes des basaltes en coussin

Les clinopyroxènes des basaltes sont généralement très altérés en actinote, chlorite, calcite, opaques et donc non analysables. Cependant, des cristaux sains ont été reconnus et analysés dans le basalte en coussin de Bafoundou (IL59).

IV-1-2-1-1. Nomenclature

Les clinopyroxènes des basaltes en coussin présentent une composition d'augite (Wo_{28-41} , En_{42-58} , Fs_{12-21}) (Fig. 34).

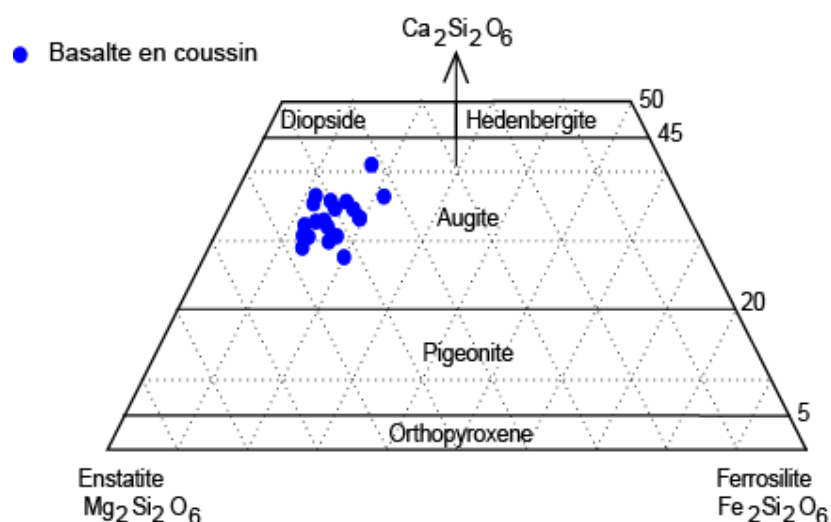
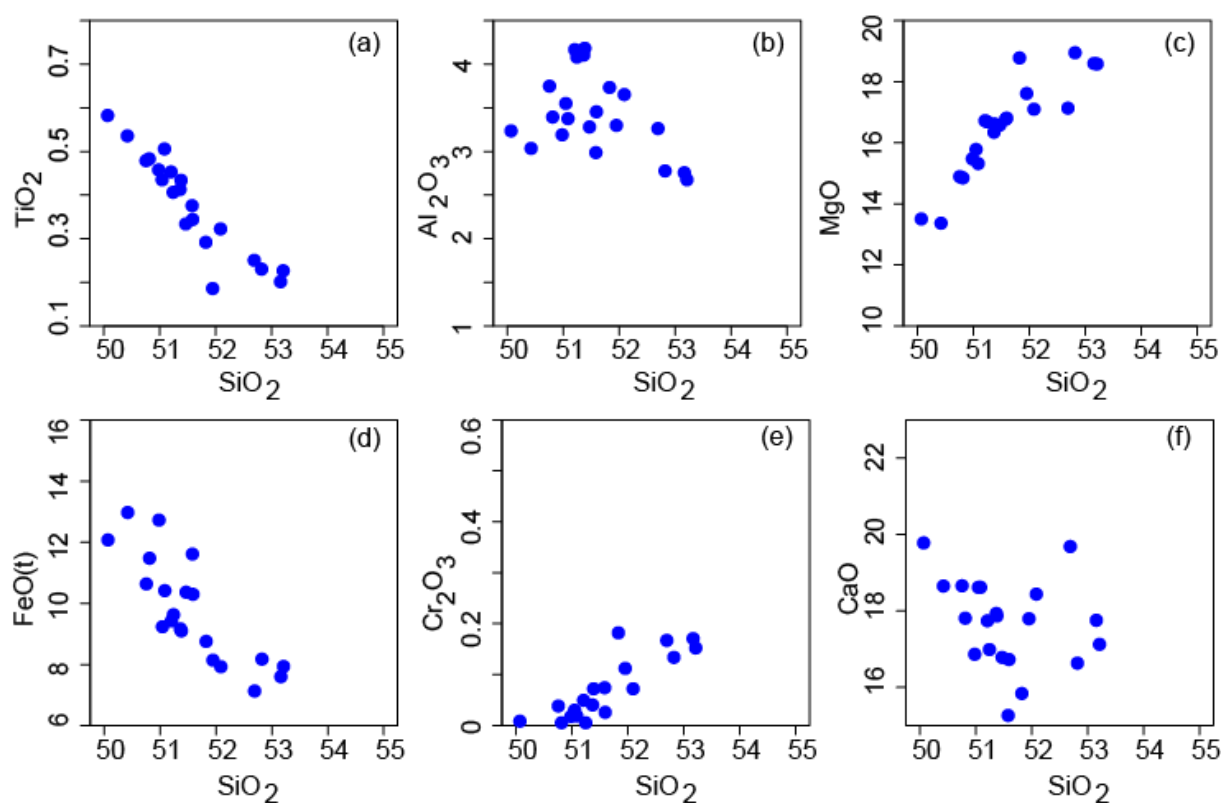


Figure 34: Nomenclature des clinopyroxènes des basaltes en coussin de Bafoundou dans le diagramme de Morimoto et al. (1988).

IV-1-2-1-2. Caractéristiques chimiques

Les augites des basaltes en coussin (*IL59*) montrent de fortes teneurs en Al_2O_3 (moyenne de 3,5%), de relativement faibles teneurs en CaO (moyenne de 17,5%) et de bonnes corrélations négatives $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$, $\text{TiO}_2/X_{\text{Mg}}$ et $\text{FeO(t)}/\text{SiO}_2$ (**Fig. 35a, d et h**) et positives MgO/SiO_2 , $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, $\text{Cr}_2\text{O}_3/X_{\text{Mg}}$ et $\text{SiO}_2/X_{\text{Mg}}$ (**Fig. 35c, e, g et j**).



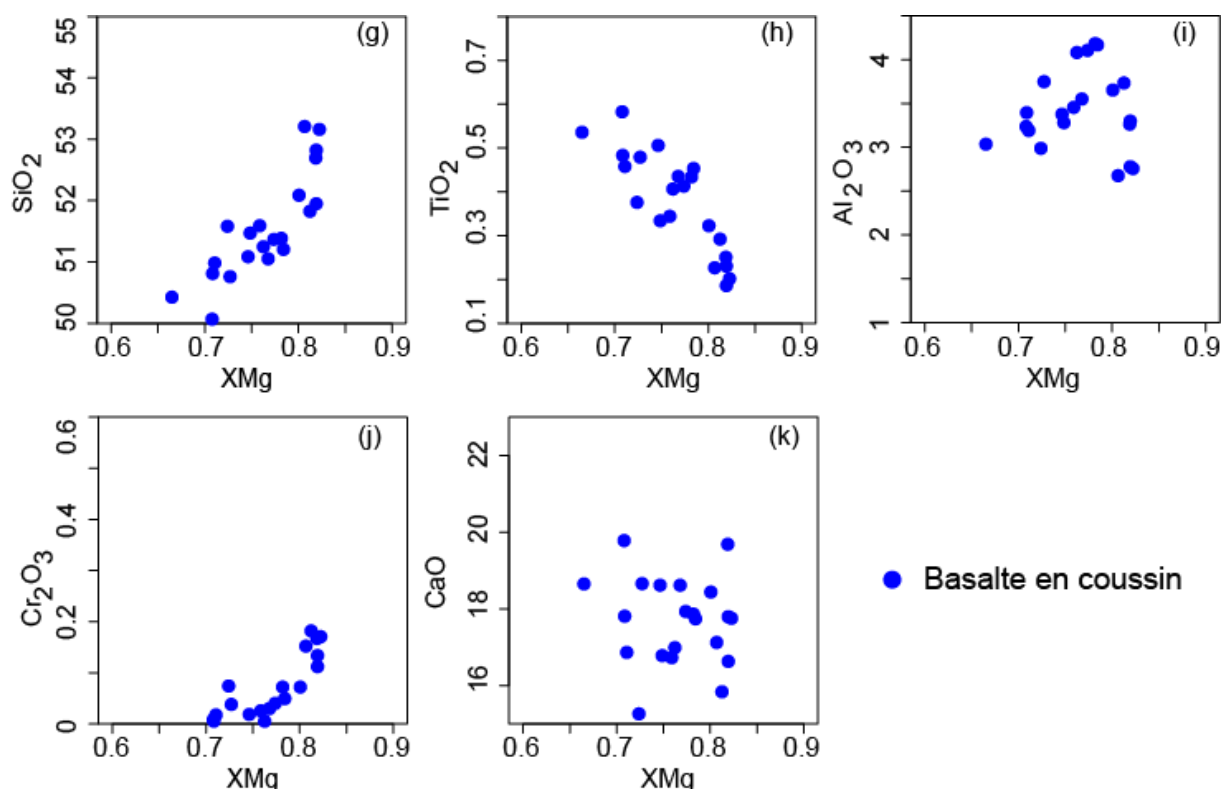


Figure 35: Variation des principaux oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} des clinopyroxènes des basaltes en coussin de Bafoundou.

IV-1-2-2. Les clinopyroxènes des massifs de gabbro

Dans les gabbros (*IL11*, *IL16*, *IL30*, *IL52*, *IL53A*, *IL54*, *IL62*), les clinopyroxènes sont omniprésents et apparaissent sous forme de cristaux xénomorphes à sub-automorphes partiellement altérés avec donc une partie saine analysable. Ces clinopyroxènes sont pœcilitiques englobant partiellement ou totalement des cristaux de plagioclase.

IV-1-2-2-1. Nomenclature

Le report des analyses des pyroxènes des gabbros dans le diagramme de nomenclature de Morimoto et al. (1988) (**Fig. 36**), montre que ce sont des augites avec une composition Wo_{34-44} , En_{36-54} , Fs_{9-24} . On doit noter que les gabbros renferment de rares individus à composition de diopside (Wo_{46-48} , En_{38-41} , Fs_{13-16}) ; ils apparaissent dans les faciès de Lamé à texture pegmatitique (*IL53*) et en enclave dans un filon de basalte (*IL54*).

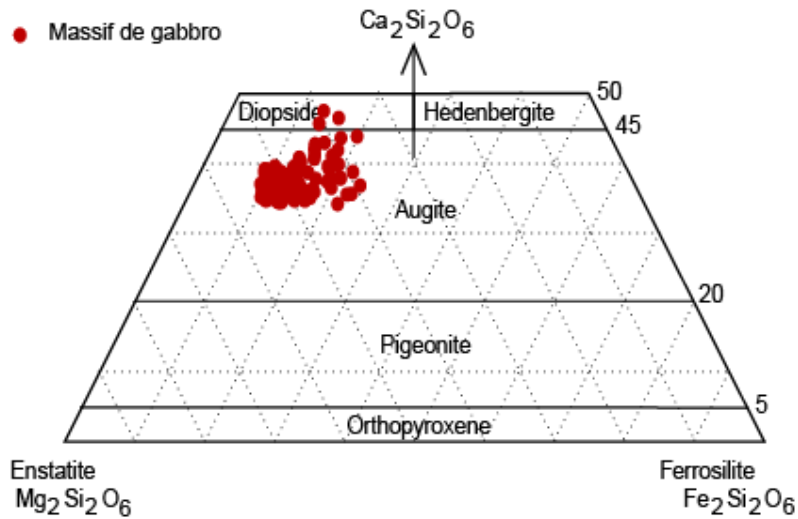
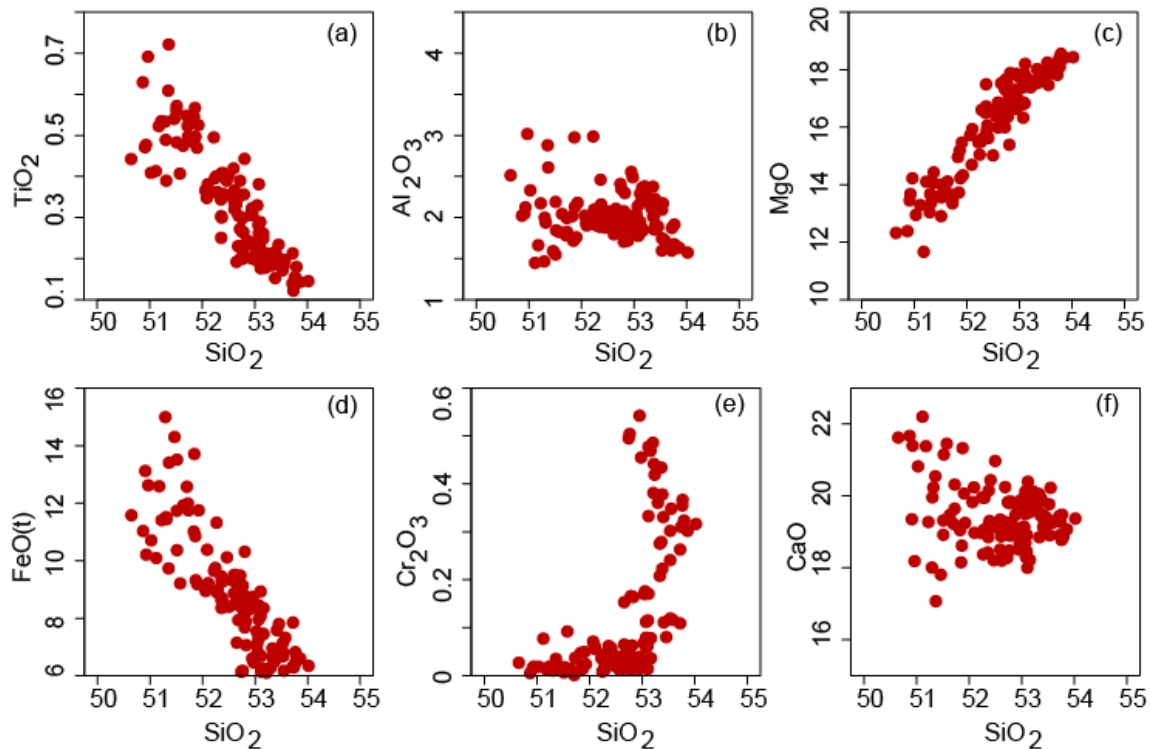


Figure 36: Nomenclature des clinopyroxènes des massifs de gabbro dans le diagramme de Morimoto et al. (1988).

IV-1-2-2-2. Caractéristiques chimiques

L'évolution des compositions chimiques a été analysée en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} considérés comme représentant des indices de différenciation magmatique. Ainsi, les clinopyroxènes des massifs de gabbros montrent une évolution de composition continue des divers oxydes avec les teneurs en SiO_2 et X_{Mg} . Cette évolution est marquée par de bonnes corrélations négatives $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$, $\text{TiO}_2/X_{\text{Mg}}$ et $\text{FeO(t)}/\text{SiO}_2$ (Fig. 37a, d, h) et positives MgO/SiO_2 , $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, $\text{Cr}_2\text{O}_3/X_{\text{Mg}}$, $\text{SiO}_2/X_{\text{Mg}}$ et CaO/X_{Mg} (Fig. 37c, e, g, j, k).



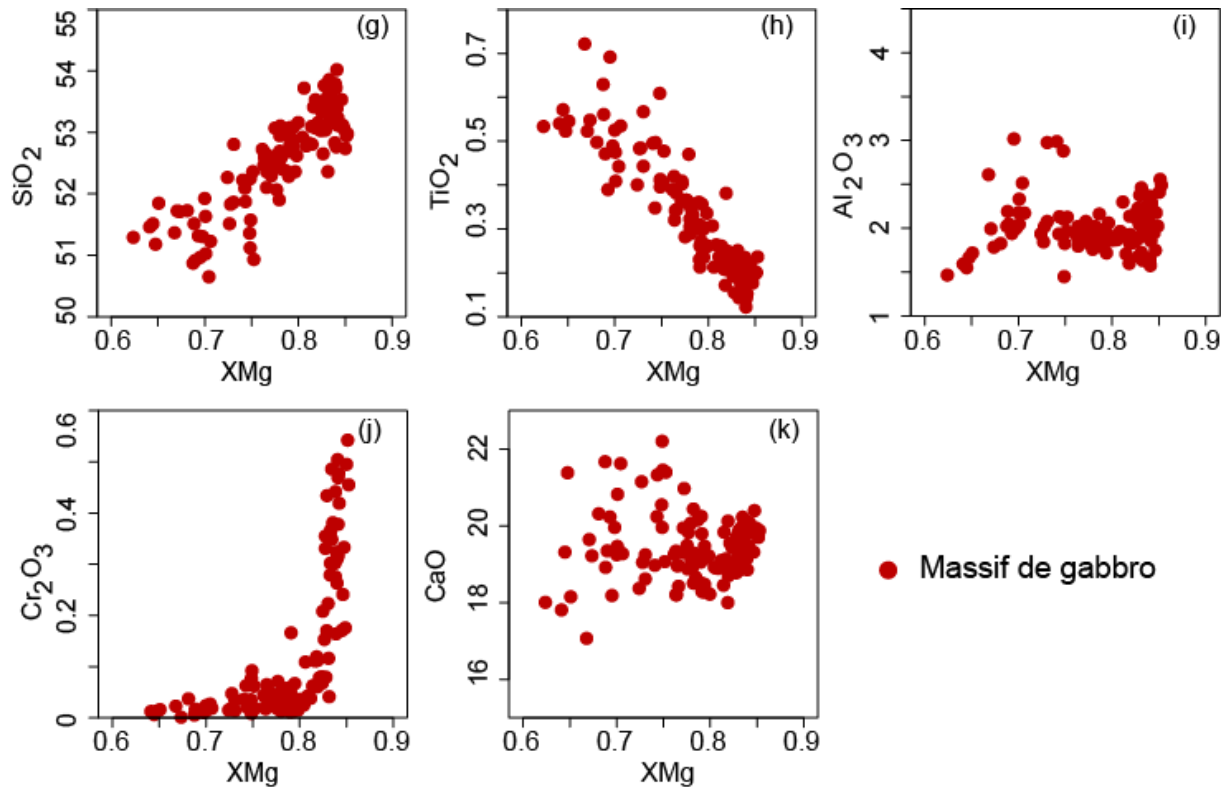


Figure 37: Variation des principaux oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} des clinopyroxènes des massifs de gabbro.

IV-1-2-3. Les clinopyroxènes des roches ultramafiques

Les clinopyroxènes constituent avec les olivines les minéraux communs des roches ultramafiques. Ils occupent la phase inter-cumulus avec des proportions variables suivant les faciès ; ce qui confère aux roches une texture d'adcumulat ou de mésocumulat en fonction de l'abondance de la phase inter-cumulus. Dans les roches ultramafiques du secteur de Mako, les clinopyroxènes apparaissent dans les lherzolites et dans les wehrlites et sont sub-automorphes à xénomorphes dépourvus d'inclusions ou pœcilitiques englobant des cristaux d'olivine. Ils sont très faiblement pseudomorphosés en amphiboles de type actinote, épidote, chlorite, calcite et minéraux opaques.

IV-1-2-3-1. Les clinopyroxènes des lherzolites

IV-1-2-3-1-1. Nomenclature

Dans le diagramme de classification de Morimoto et al. (1988) (**Fig. 38**), tous les clinopyroxènes des lherzolites analysés sont des augites et ont des compositions très proches de type Wo_{35-43} , En_{48-55} , Fs_{6-12} pour les lherzolites de Lamé (*IL10*, *IL12*),

Wo₃₅₋₄₁, En₅₀₋₅₄, Fs₈₋₁₀ pour celles de Koulountou (*IL9*) et Wo₃₄₋₄₄, En₅₁₋₅₇, Fs₄₋₉ pour celles de Sofia (*I36*); les augites des lherzolites de Lamé montrent des valeurs plus étalées en fer.

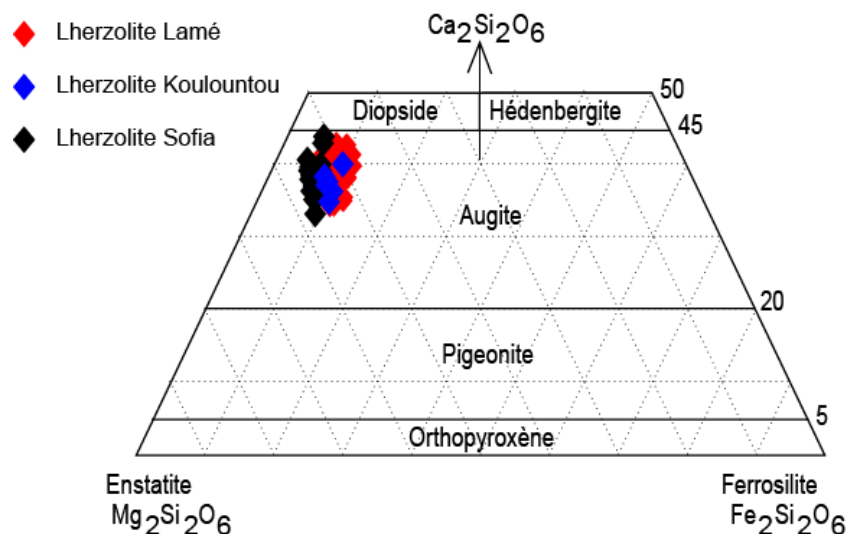


Figure 38: Nomenclature des clinopyroxènes des lherzolites dans le diagramme de classification de Morimoto et al. (1988).

IV-1-2-3-1-2. Caractéristiques chimiques des clinopyroxènes des lherzolites

La composition chimique détaillée des clinopyroxènes peut être analysée à partir des diagrammes de Harker oxydes/SiO₂ et oxydes/X_{Mg} (**Fig. 39**).

L'étude des oxydes en fonction de SiO₂ et de X_{Mg} dans les clinopyroxènes ne permet pas de discriminer les clinopyroxènes des lherzolites de Lamé (*IL10*, *IL9*) de ceux de Koulountou (*IL9*), les clinopyroxènes des lherzolites de Lamé étant globalement les plus différenciés (X_{Mg} = 0,81 à 0,89 contre 0,84 à 0,87) avec les valeurs les plus étalées. En revanche, les clinopyroxènes des lherzolites de Sofia (*I36*) se distinguent grossièrement des clinopyroxènes des lherzolites de Lamé et de Koulountou par leurs plus fortes teneurs en SiO₂ (53% à 54% contre 51% à 53% dans les lherzolites de Lamé et 53% pour celles de Koulountou) et MgO (17% à 19% contre 15% à 18% pour les lherzolites de Lamé et 16% à 18% pour celles de Koulountou) avec les plus forts rapports X_{Mg} (0,86 à 0,93 contre 0,81 à 0,89 pour les lherzolites de Lamé et 0,84 à 0,87 pour celles de Koulountou). Cependant, la distinction est parfaite dans le diagramme FeO(t) vs SiO₂ (**Fig. 39d**), les clinopyroxènes des lherzolites de Sofia ayant les plus faibles teneurs en FeO(t) (4% à 5% contre 6% à 7% pour les lherzolites de Lamé et 6% pour celles de Koulountou).

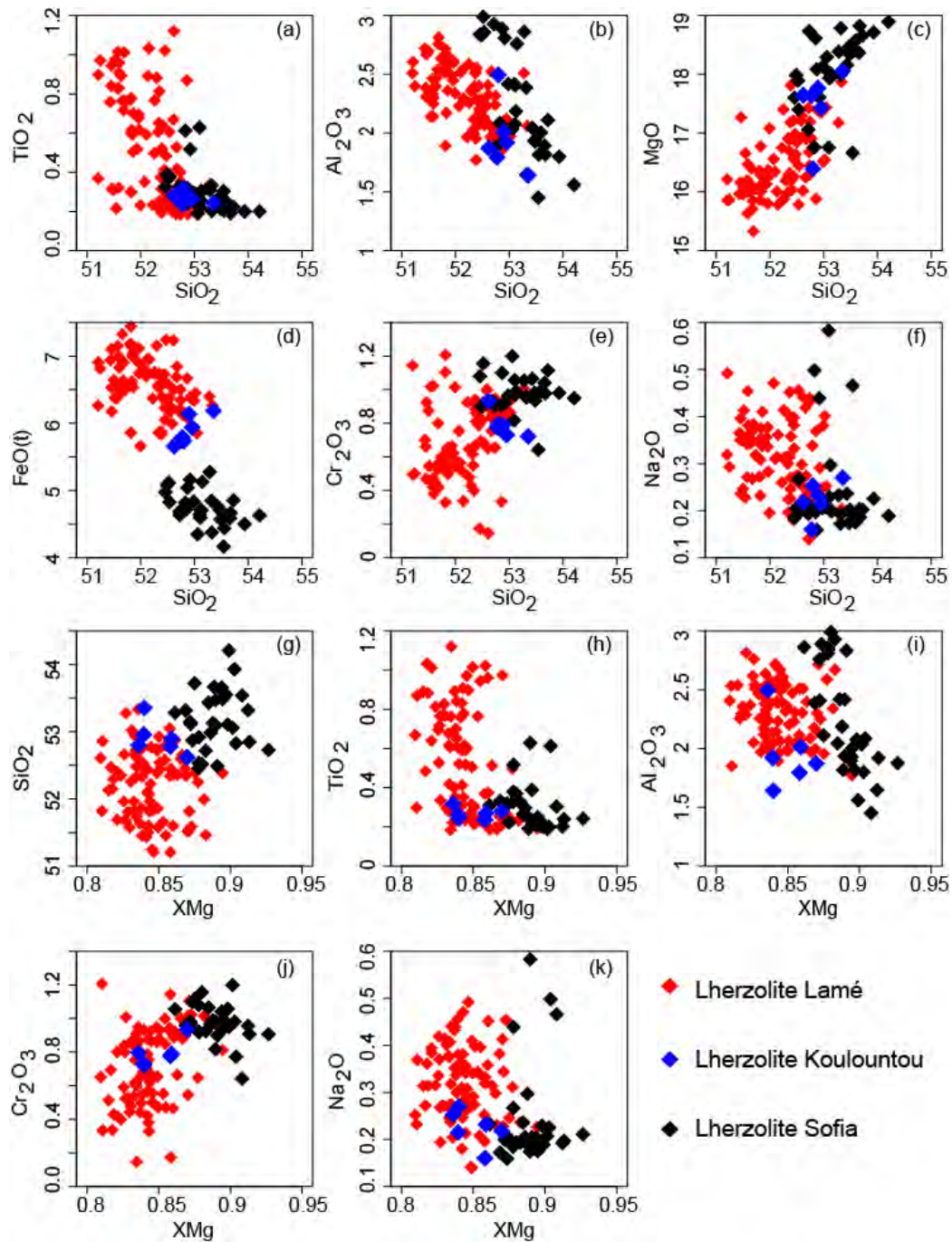


Figure 39: Composition chimique des oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} des clinopyroxènes dans le complexe ultramafique.

L'étude des principaux oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} pour les clinopyroxènes des lherzolites du complexe ultramafique montre des compositions très variables. Ces variations de compositions se retrouvent également au sein d'un même cristal. Ainsi, un profil bord-bord (**Fig. 40**) sur un clinopyroxène de lherzolite de Lamé (*IL10*) montre un cœur riche en Cr, Al et pauvre en Ti, Na par rapport aux bordures indiquant une distribution symétrique à l'inverse du Fe qui montre une variation oscillatoire.

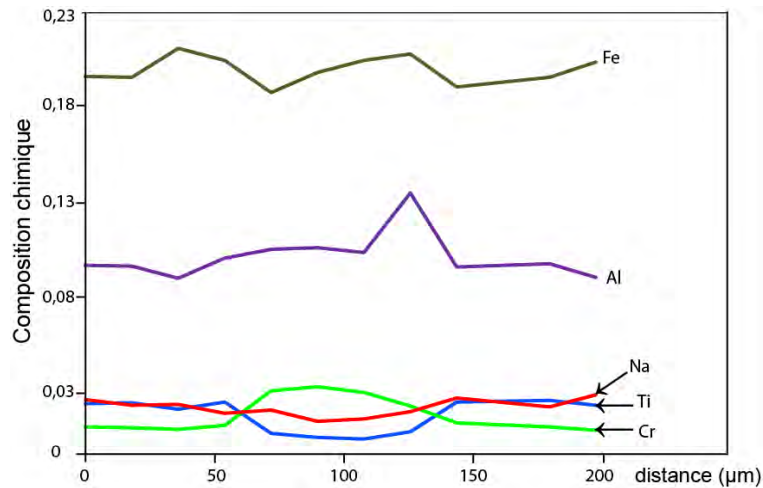


Figure 40: Profil bord-bord montrant les variations de compositions chimiques des principaux oxydes dans les clinopyroxènes zonés de la lherzolite *IL10* de Lamé.

IV-1-2-3-2. Les clinopyroxènes des wehrlites

IV-1-2-3-2-1. Nomenclature

Dans le diagramme de classification de Morimoto et al. (1988) (**Fig. 41**), les clinopyroxènes qui apparaissent dans toutes les wehrlites sont des augites à l'exception de rares individus diopsidiques dans les wehrlites de Mako (*MKNT313*). Ces augites sont de composition Wo_{35-41} , En_{52-58} , Fs_{4-9} dans les wehrlites de Mako (*IL18*), Wo_{29-41} , En_{53-61} , Fs_{6-11} dans les wehrlites de Koulountou (*116*) et Wo_{29-42} , En_{53-61} , Fs_{6-10} dans les wehrlites à orthopyroxène de Lamé (*ILL3*). Les diopsides des wehrlites de Mako sont de composition Wo_{47-48} , En_{50-51} , Fs_{1-3} . Les augites des wehrlites de Koulountou sont plus ferrifères ($FeO = 5,8\%$) que les augites des wehrlites de Mako ($FeO = 4,3\%$).

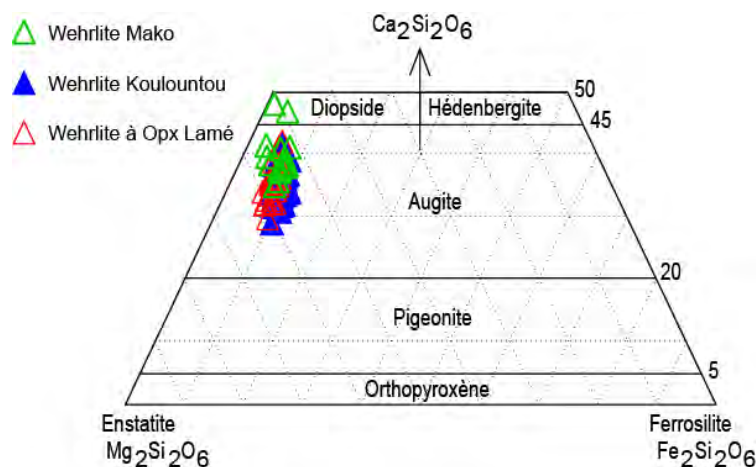


Figure 41: Nomenclature des clinopyroxènes des massifs de wehrlites dans le diagramme de classification de Morimoto et al. (1988).

IV-1-2-3-2.2. Caractéristiques chimiques des clinopyroxènes des wehrlites

Les clinopyroxènes des wehrlites du secteur de Mako se caractérisent par une grande homogénéité, SiO_2 variant faiblement entre 51,5% à 54% et X_{Mg} de 0,8 à 0,9. Les clinopyroxènes des wehrlites de Koulountou présentent globalement de plus faibles teneurs en SiO_2 et de plus fortes teneurs en FeO ; leur X_{Mg} est également plus faible. De plus, les clinopyroxènes des wehrlites de Mako ont de plus fortes teneurs en TiO_2 (0,2% - 1,1%) que les clinopyroxènes des wehrlites à orthopyroxène (Opx) de Lamé (0 à 0,3%) (Fig. 42a et h).

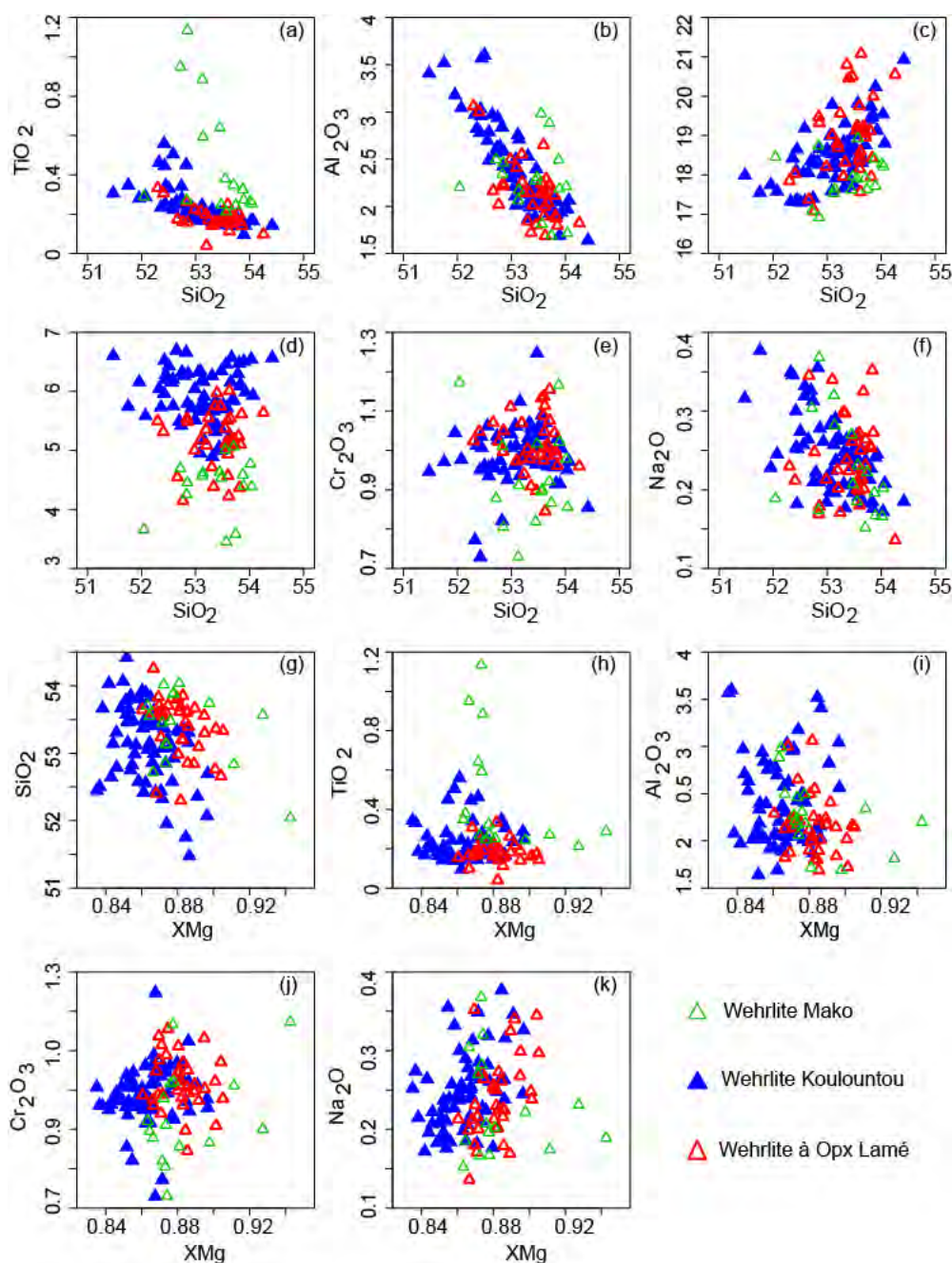


Figure 42: Composition chimique des oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} des clinopyroxènes des wehrlites.

IV-1-3. Composition chimique des orthopyroxènes

Les orthopyroxènes sont uniquement observés dans les lherzolites (*IL9*, *IL10*, *IL12*) et dans les harzburgites (*IL51*) mais en faible proportion. Ils forment des phénocristaux pœcilitiques englobant des cristaux d'olivine et de clinopyroxène dans certaines lherzolites porphyroïdes du secteur de Lamé (*IL12*, 55). Cependant, certaines wehrlites affleurant dans le secteur de Lamé (*ILL3*) contiennent quelques cristaux d'orthopyroxène qui sont pœcilitiques, englobant des cristaux d'olivine.

IV-1-3-1. Nomenclature

Dans le diagramme de Morimoto et al. (1988) (**Fig. 43**), les orthopyroxènes ont des compositions d'enstatite montrant de faibles variations : Wo_{1-3} , En_{77-79} , Fs_{19-21} pour les lherzolites de Lamé (*IL10*, *IL12*), Wo_{2-3} , En_{80-81} , Fs_{17-18} pour les lherzolites de Koulountou (*IL9*), Wo_{1-3} , En_{83-84} , Fs_{14-15} pour les lherzolites de Sofia (*I36*) et enfin Wo_{1-3} , En_{80-82} , Fs_{16-18} pour les harzburgites de Lamé (*ILL3*). Les teneurs en magnésium augmentent à l'inverse celles du fer diminuent des orthopyroxènes des lherzolites de Lamé à ceux des lherzolites de Sofia en passant par ceux des lherzolites de Koulountou qui ont des valeurs similaires aux orthopyroxènes des harzburgites de Lamé. Les rares orthopyroxènes apparaissant dans les wehrlites de Lamé sont des enstatites avec des compositions homogènes (Wo_{1-3} , En_{83-85} , Fs_{13-15}).

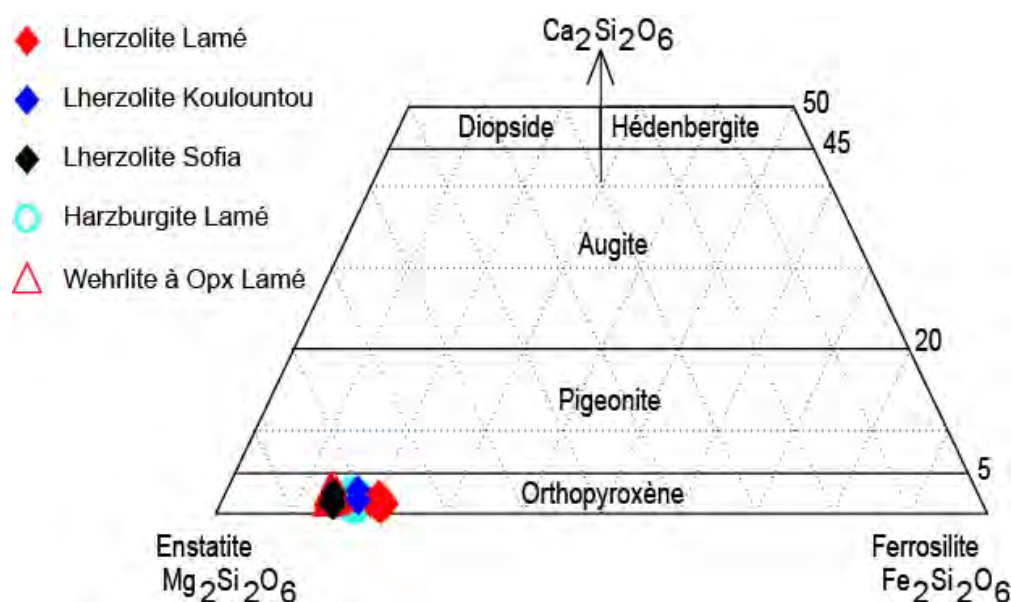
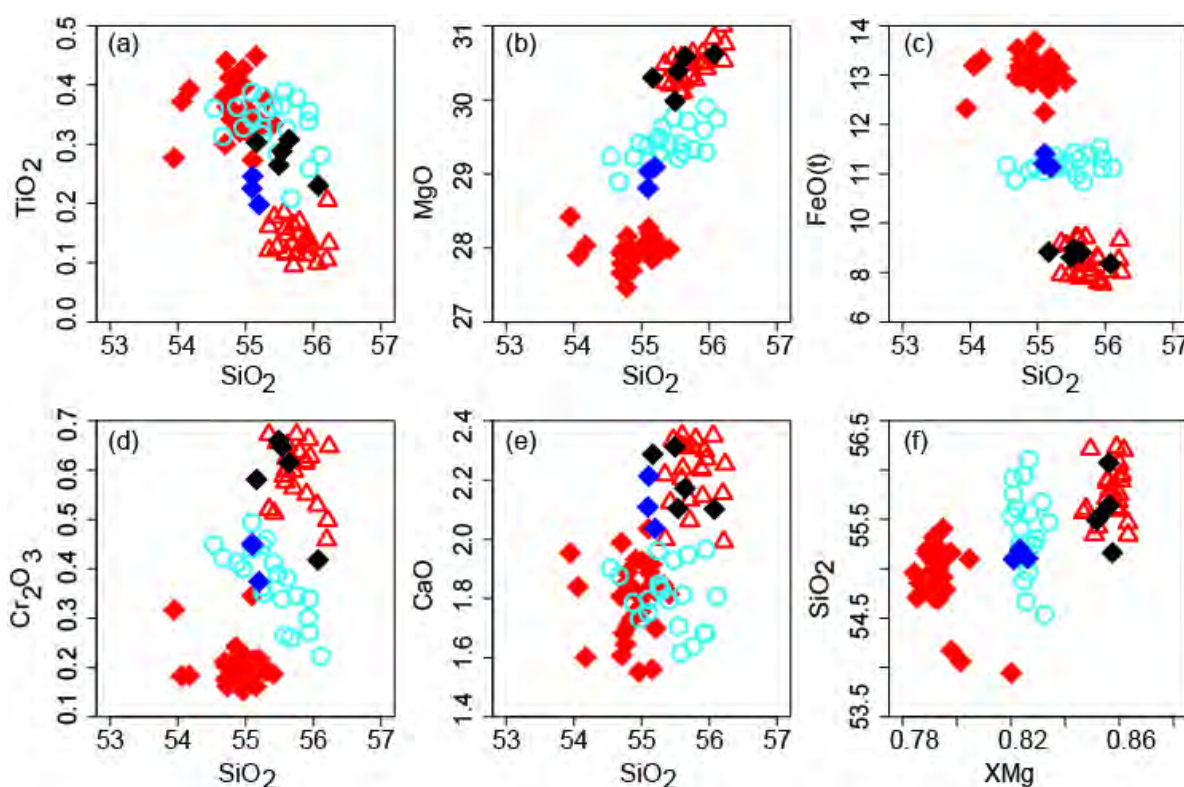


Figure 43: Nomenclature des orthopyroxènes des roches ultramafiques dans le diagramme de classification de Morimoto et al. (1988).

IV-1-3-2. Caractéristiques chimiques des orthopyroxènes des roches ultramafiques

L'étude des oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} permet de discriminer les orthopyroxènes des différents faciès au sein d'un même litho-type d'une part et entre ceux des roches du complexe ultramafique et des massifs de wehrlites d'autre part (**Fig. 44**). Ainsi, on observe les teneurs les plus élevées en FeO(t) et les plus faibles en MgO et en Cr_2O_3 avec les plus faibles rapports X_{Mg} successivement dans les orthopyroxènes des lherzolites de Lamé ($\text{FeO(t)} = 12\%$ à 14% ; $\text{MgO} = 28\%$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,2\%$ à $0,4\%$ et $X_{\text{Mg}} = 0,78$ à $0,8$), des lherzolites de Koulountou ($\text{FeO(t)} = 11\%$; $\text{MgO} = 29\%$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,4\%$ à $0,5\%$ et $X_{\text{Mg}} = 0,82$ à $0,83$) et enfin des lherzolites de Sofia ($\text{FeO(t)} = 9\%$ à 10% ; $\text{MgO} = 30\%$ à 31% ; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,4\%$ à $0,7\%$ et $X_{\text{Mg}} = 0,85$ à $0,86$). Les orthopyroxènes des harzburgites de Lamé ressemblent beaucoup à ceux des lherzolites de Koulountou mais s'en distinguent de par leurs plus fortes teneurs en TiO_2 ($0,2\%$ à $0,4\%$ contre $0,2\%$ à $0,3\%$), en MgO (29% à 30% contre 29%) et plus faibles en CaO ($1,6\%$ à 2% contre 2% à $2,2\%$). Les orthopyroxènes des wehrlites de Lamé montrent des compositions très similaires à ceux des lherzolites de Sofia, la différence se trouvant dans les plus fortes teneurs en TiO_2 rencontrées dans les orthopyroxènes des lherzolites de Sofia ($0,2\%$ à $0,3\%$ contre $0,1\%$ à $0,2\%$). Enfin les orthopyroxènes des massifs de wehrlites se discriminent parfaitement de ceux des lherzolites et des harzburgites du complexe ultramafique par leurs plus faibles teneurs en TiO_2 ($0,1\%$ à $0,2\%$).



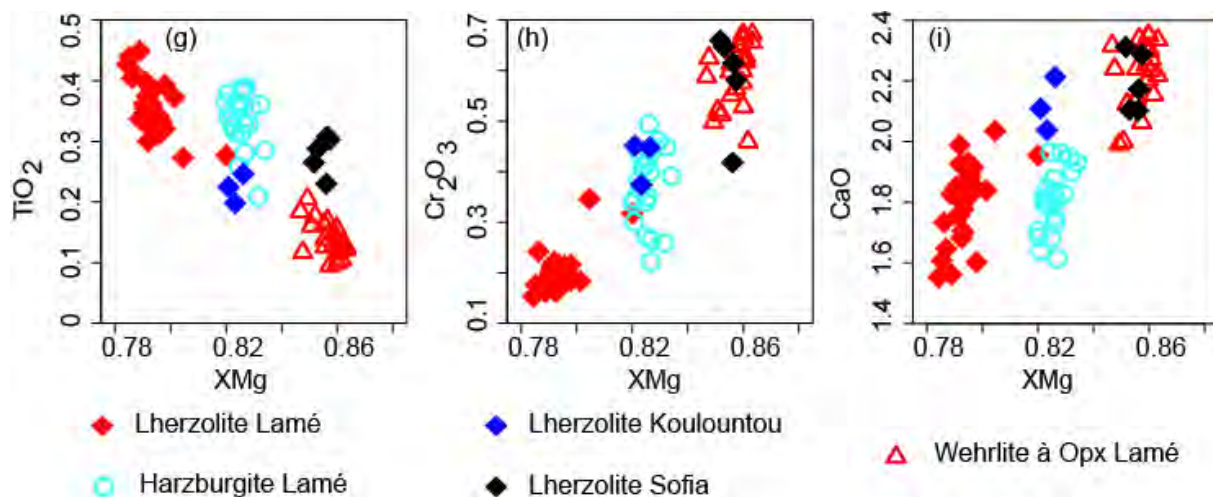


Figure 44: Variation des compositions des orthopyroxènes en fonction de SiO₂ et de X_{Mg} du complexe ultramafique et des massifs de wehrlites.

IV-1-4. Composition chimique des oxydes

Les oxydes se rencontrent dans tous les faciès de roches ultramafiques. Ils sont faiblement représentés et uniformément répartis dans les roches (1 - 4 % du mode de la roche).

IV-1-4-1. Nomenclature

Dans le diagramme de nomenclature Al₂O₃ - Fe₂O₃ - Cr₂O₃ (**Fig. 45**), les oxydes des roches ultramafiques sont de plusieurs types: chromites ferrifères, magnétites chromifères et magnétites. Les chromites ferrifères se rencontrent dans les lherzolites de Sofia (136), dans les harzburgites de Lamé (IL51), dans les wehrlites de Mako (IL18, IL32) et de Koulountou (116) et dans les wehrlites à orthopyroxène de Lamé (ILL3). Les chromites ferrifères forment des cristaux automorphes de petite taille (0,001 - 0,004 mm) en inclusion dans les olivines et dans les pyroxènes ; ce qui atteste de leurs cristallisations précoces. Les magnétites chromifères se rencontrent dans les lherzolites de Lamé (IL10, IL12) et de Sofia (136), dans les harzburgites de Lamé (IL51) et dans les wehrlites de Mako (IL18, IL32, MKNT312, MKNT313) et de Koulountou (116); elles forment des cristaux automorphes à sub-automorphes de grande taille (0,005 – 0,02 mm) isolés ou en groupe de 2 ou 3 individus disposés de façon éparse dans les pyroxènes, les amphiboles, la phlogopite et dans les espaces inter-cristallins; ces relations permettent de suggérer une origine magmatique pour les magnétites chromifères. Elles se démarquent des chromites ferrifères par de plus fortes teneurs en FeO, Fe₂O₃ et TiO₂ et plus faibles en Cr₂O₃, Al₂O₃, MgO, et leur composition se distribue de façon régulière entre le pôle « chromite ferrière » et le pôle magnétite s.s. ; elles pourraient donc dériver par altération des

chromites magmatiques et auraient une composition de ferritchromite (Kimball, 1990 ; Béziat et al. 2000). Par ailleurs, les magnétites présentes dans les lherzolites (*ILL10*) et dans les wehrlites à orthopyroxène (*ILL3*) de Lamé en cristaux xénomorphes (0,001 – 0,002 mm) associés à la serpentine et à la chlorite constituant des trainées colmatant les craquelures de l'olivine, les clivages des pyroxènes, de l'amphibole et de la phlogopite et les joints des minéraux, résulteraient de l'altération de l'olivine en serpentine, le fer présent dans l'olivine précipitant sous la forme de magnétite. Seules les chromites ferrifères seront traitées dans la suite de l'étude.

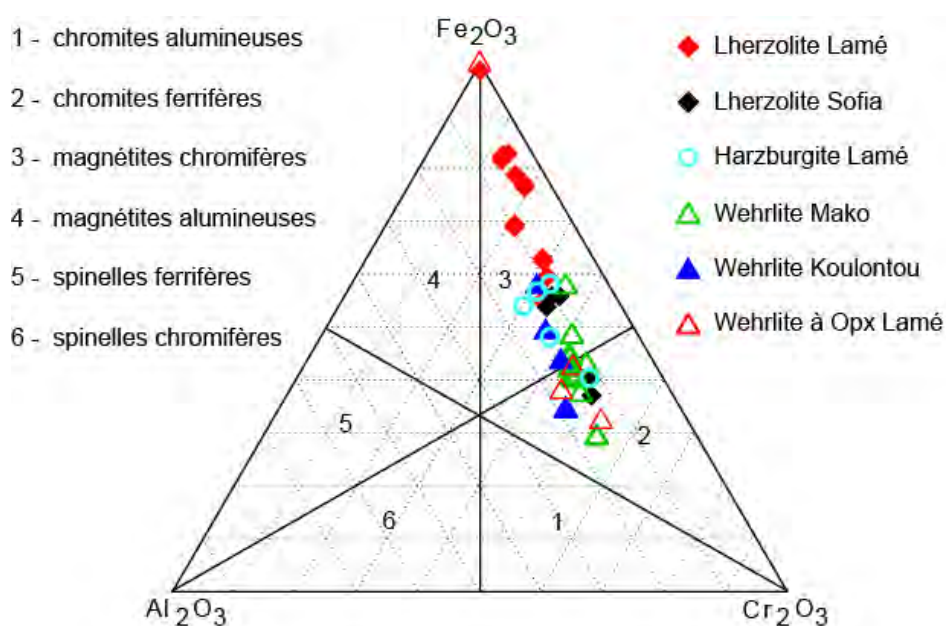


Figure 45: Diagramme Al₂O₃ - Fe₂O₃ - Cr₂O₃ montrant la position des oxydes des roches du complexe ultramafique et des massifs de wehrlites.

IV-1-4-2. Caractères chimiques des chromites

Dans le complexe ultramafique, les chromites des lherzolites de Sofia ont des teneurs en Cr (45% à 46% wt% Cr₂O₃) plus élevées et des rapports X_{Mg} (0,3) identiques que ceux des harzburgites (Cr₂O₃ = 44% et X_{Mg} = 0,3). Par ailleurs, X_{Mg} permet de discriminer les chromites des différents faciès de wehrlites (**Fig. 46**). Ainsi, on observe une augmentation des rapports X_{Mg} depuis les chromites des wehrlites de Mako (0,3), celles des wehrlites de Koulountou (0,4) et enfin celles des wehrlites à orthopyroxène de Lamé (0,5). Cependant, X_{Mg} ne permet pas de distinguer les chromites des wehrlites de celles des faciès du complexe ultramafique, ces dernières ayant des teneurs intermédiaires entre les plus faibles valeurs rencontrées dans les wehrlites de Mako et les plus fortes valeurs observées dans les wehrlites de Koulountou et dans les wehrlites à orthopyroxène de Lamé.

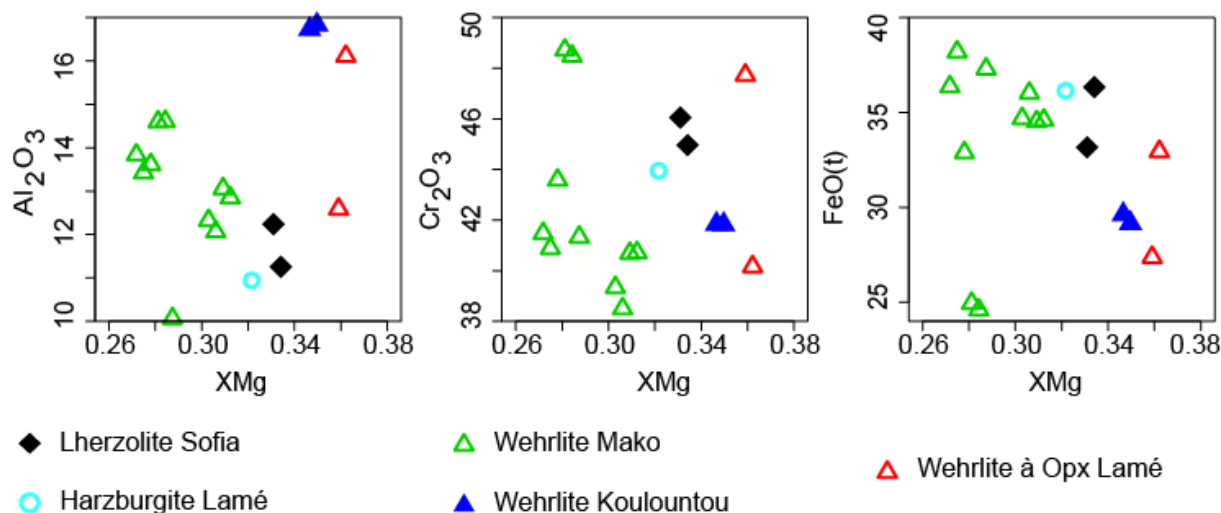


Figure 46: Composition chimique des oxydes en fonction de X_{Mg} dans les chromites des roches du complexe ultramafique et des massifs de wehrlites.

IV-1-5. Composition chimique des amphiboles

IV-1-5-1. Les amphiboles des basaltes en coussin et massifs

Les amphiboles sont analysées dans les basaltes structurés en coussin de la carrière de Niéméniké (IL40), dans les basaltes massifs de Lamé (IL13) et de Séguéko Peul (IL44) où ils sont en enclave dans une diorite. Elles forment des phénocristaux sub-automorphes dans les basaltes massifs de Lamé et plutôt des baguettes trapues, losangiques à hexagonales de petite taille dans les autres faciès.

IV-1-5-1-1. Nomenclature

Selon la classification de Leake et al. (2003), toutes les amphiboles analysées sont calciques avec $Ca_B \geq 1,50$ p.f.u.; la proportion en alcalins dans le site A varie et peut être supérieure ou inférieure à 0,50 (**Fig. 47**). Elles sont à composition de magnésio-hornblende ($Si = 6,6 - 7,4$ p.f.u.; $X_{Mg} = 0,6 - 0,8$).

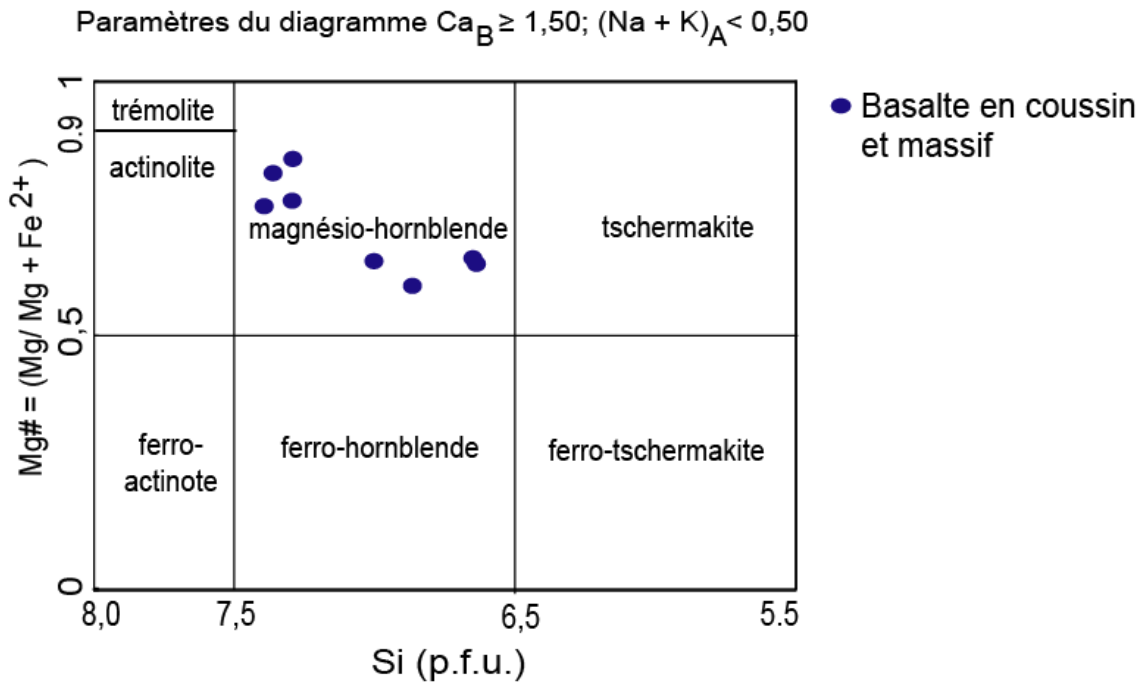


Figure 47: Nomenclature des amphiboles des basaltes en coussin et massifs dans le diagramme de Leake et al. (2003).

IV-1-5-1-2. Principales substitutions

En plus des substitutions isovalentes simples ($Fe^{2+} \Leftrightarrow Mg^{2+}$ et $[A]K \Leftrightarrow [A]Na$), la variabilité compositionnelle des amphiboles est communément exprimée en termes de réactions d'échange avec des cations de valences différentes dans les divers sites structuraux. Dans le cas des Ca-amphiboles, les substitutions les plus fréquemment discutées sont les substitutions édénitique, tschermakitique et Tr-hastingite comme le montrent les divers diagrammes de la **figure 48**. Les amphiboles des basaltes en coussin et massifs affichent une évolution de composition par substitution de type édénitique (**Fig. 48b, j**), tschermakitique (**Fig. 48c**) et Tr-hastingite (**Fig. 48h**). La substitution édénitique est tributaire d'une variation de température. Elle est liée à une augmentation en aluminium et en alcalins et à une baisse de la température au cours de la cristallisation ou de la recristallisation des amphiboles. L'enrichissement en alcalins peut également résulter d'un phénomène d'albitisation tardif mis en évidence dans le secteur de la Daléma dans la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Bassot, 1987 ; Boher, 1987). La baisse de la température est cohérente avec la paragenèse secondaire de basse température et de basse pression caractéristique du métamorphisme de faciès schiste vert déjà mise en évidence dans ces roches lors de l'étude pétrographique. Les effets de la température sur la cristallisation ou la recristallisation des amphiboles étudiées sont également mis en évidence à travers la substitution tchermackitique.

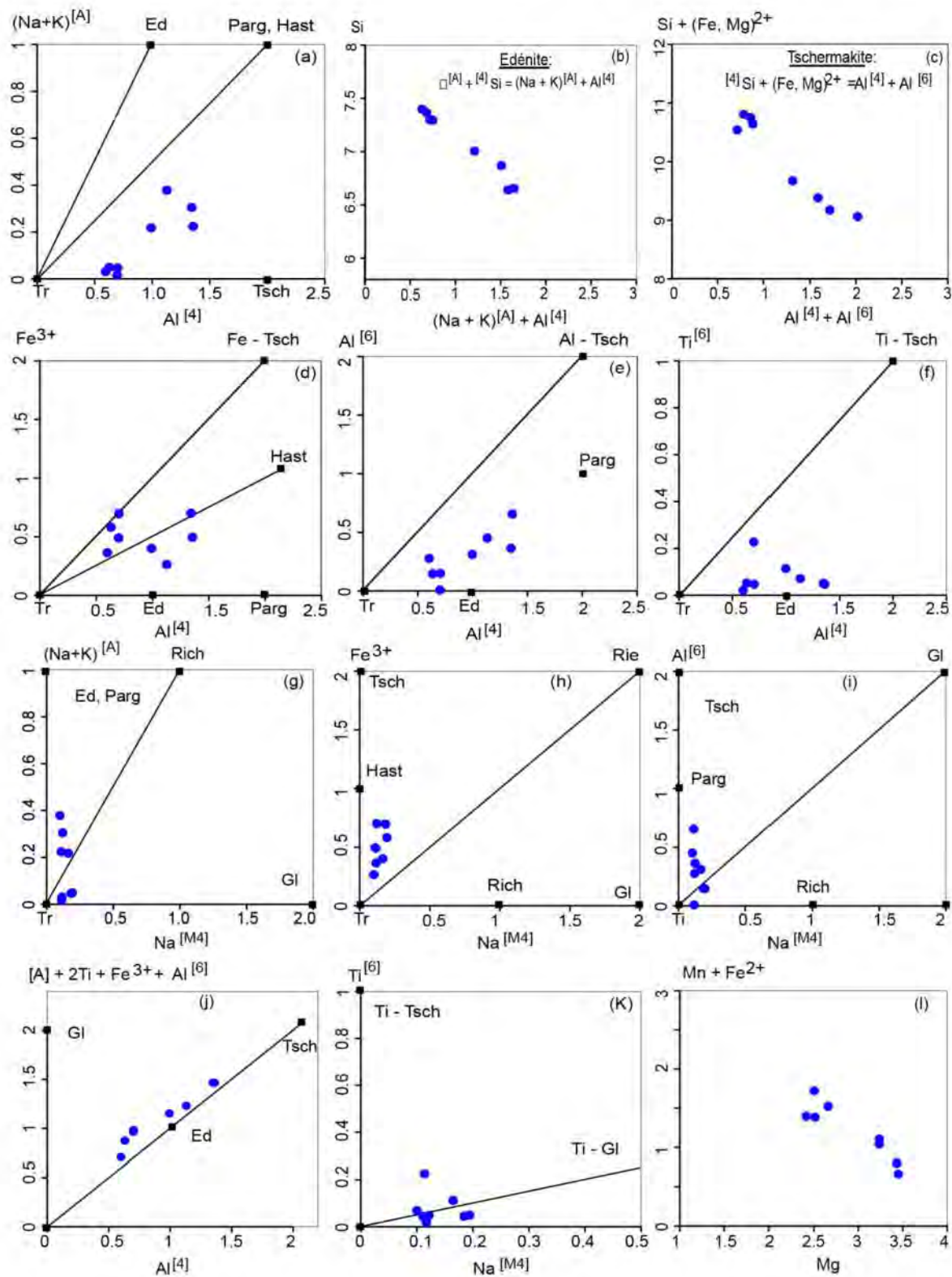


Figure 48: Substitution des éléments chimiques des amphiboles des basaltes en coussin et massifs.

IV-1-5-2. Les amphiboles des massifs de gabbro

Les amphiboles apparaissent dans tous les faciès de gabbros mais avec des proportions variables pouvant atteindre 65 à 70% du mode dans certains gabbros lités (*IL61*). Elles se présentent sous forme de fibres souvent regroupées en gerbe ou en charpente.

IV-1-5-2-1. Nomenclature

Selon la classification de Leake et al. (2003), toutes les amphiboles analysées sont calciques avec $Ca_B \geq 1,50$ p.f.u.; la proportion en alcalins dans le site A est variable et peut être supérieure ou inférieure à 0,50 (**Fig. 49**). La quasi-totalité des amphiboles rencontrées dans les massifs de gabbros (*IL6*, *IL11*, *IL16*, *IL19*, *IL27*, *IL36*, *IL41*, *IL67*) sont secondaires à composition d'actinote qui est le produit de remplacement des amphiboles primaires et de l'ouralitisation des clinopyroxènes. Cependant, de rares amphiboles à composition de magnésio-hornblende (0,5% du mode) sont analysées dans les gabbros à texture en rosette affleurant dans le lit du fleuve Gambie (*IL19*) et à texture pegmatitique à Mako (*IL36*).

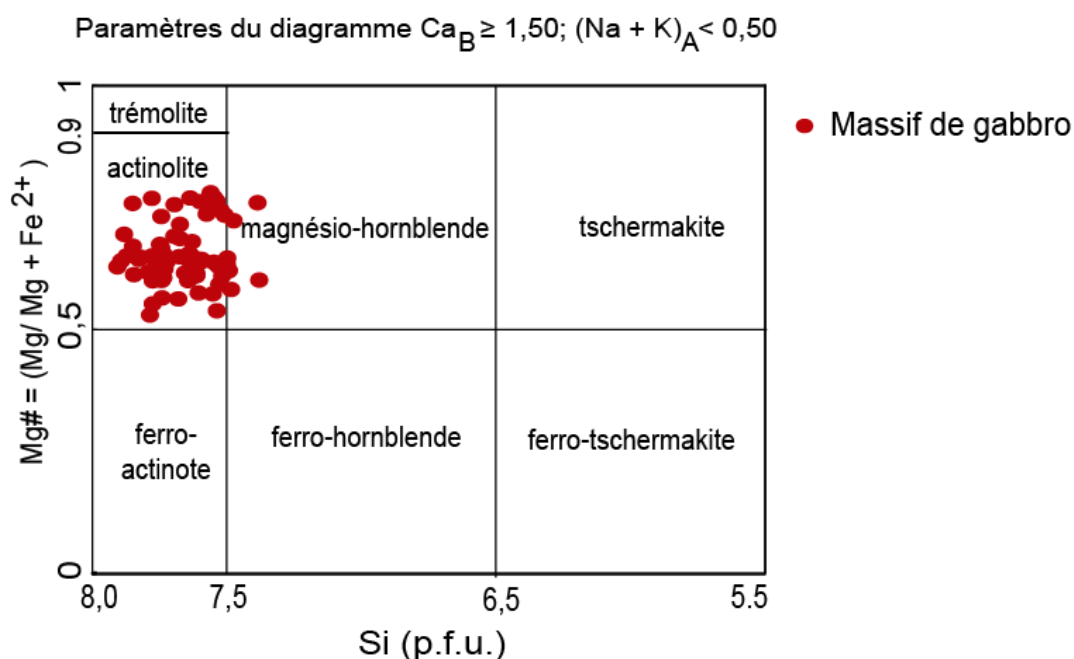


Figure 49: Nomenclature des amphiboles secondaires des massifs de gabbro dans le diagramme de Leake et al. (2003).

IV-1-5-2-2. Principales substitutions

Les amphiboles secondaires des massifs de gabbro présentent des substitutions isovalentes simples ($Fe^{2+} \Leftrightarrow Mg^{2+}$ et $[A]K \Leftrightarrow [A]Na$) et des substitutions de type édénite (**Fig. 50b, j**), tschermakite (**Fig. 50c**), Tr-pargasite (**Fig. 50e**), Tr-édénite (**Fig. 50f**) et Ti-pargasite (**Fig. 50i**).

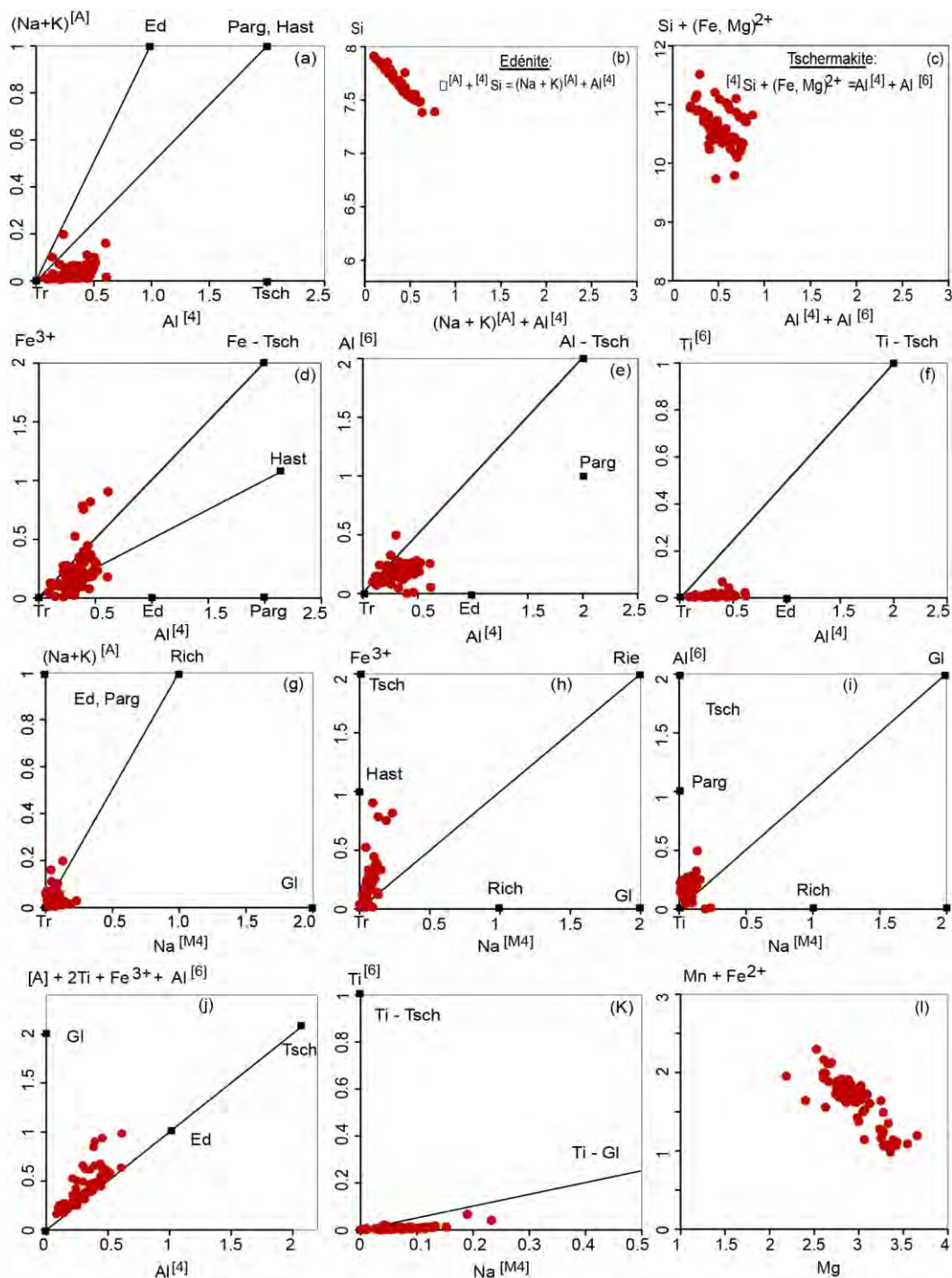


Figure 50: Substitution des éléments chimiques des amphiboles secondaires des massifs de gabbro.

IV-1-5-3. Les amphiboles des roches ultramafiques

Les amphiboles appartenant à la paragenèse magmatique ont été analysées: i) dans les lherzolites de Lamé (IL12), de Koulountou (IL9) et de Sofia (I36), ii) dans les harzburgites de Lamé (IL51), iii) dans les wehrlites de Koulountou (I16) et dans les wehrlites à orthopyroxène de Lamé (ILL3). Elles sont faiblement représentées (1 - 4% du mode de la

roche). Les amphiboles forment des cristaux interstitiels s'insinuant entre les grains de pyroxènes et des cristaux pœcilitiques englobant des cristaux d'olivine.

IV-1-5-3-1. Nomenclature

Les amphiboles primaires sont toutes calciques avec $Ca_B \geq 1,50$ p.f.u.; la proportion en alcalins dans le site A varie et peut être supérieure ou inférieure à 0,50 d'où une plus grande diversité des noms (**Fig. 51a et b**) (Leake et al., 2003). Elles sont magmatiques primaires à composition pargasitique ($Si = 6,1 - 6,4$ p.f.u. et $X_{Mg} = 0,8 - 0,9$) pour les amphiboles des lherzolites de Koulountou et de Sofia, des wehrlites de Koulountou et des wehrlites à orthopyroxène de Lamé; à composition édénitique ($Si = 6,5 - 6,7$ p.f.u. et $X_{Mg} = 0,9$) et magnésio-hornblende ($Si = 6,5 - 7,3$ p.f.u. et $X_{Mg} = 0,9 - 1$) pour les amphiboles des lherzolites et des harzburgites de Lamé et des wehrlites à orthopyroxène de Lamé et enfin à composition tschermakitique ($Si = 6,3$ p.f.u. et $X_{Mg} = 0,9$) pour les amphiboles des lherzolites de Sofia.

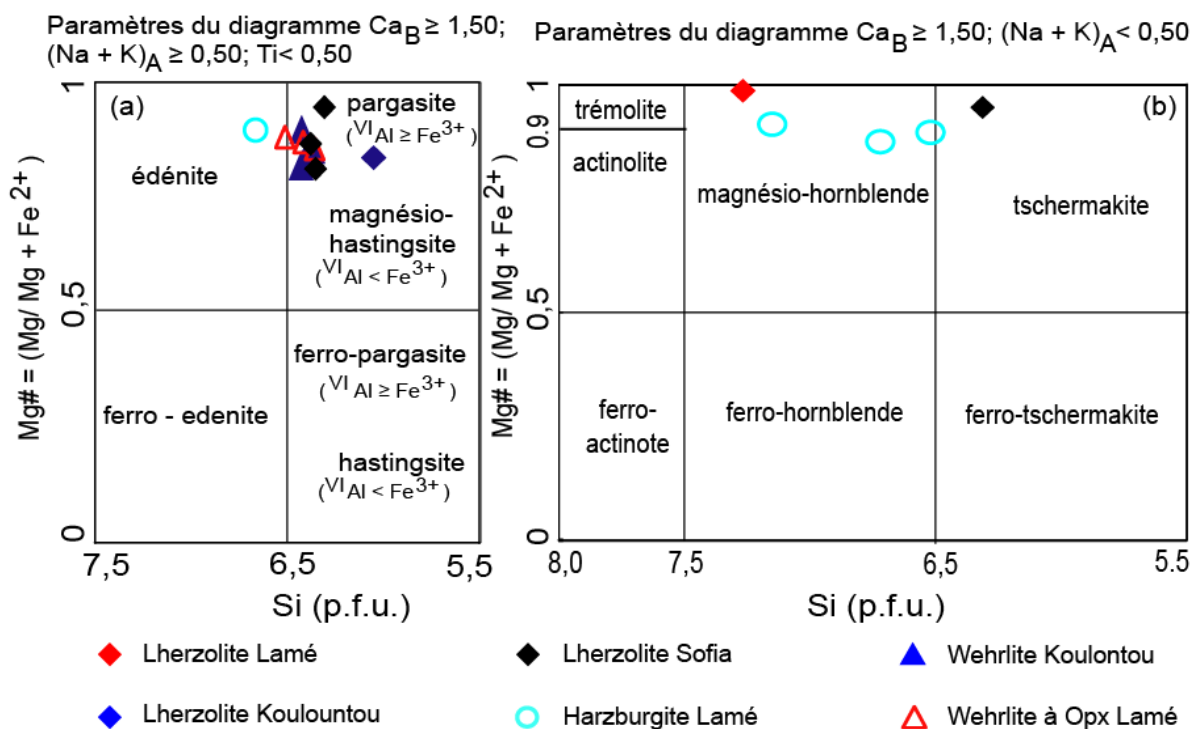


Figure 51: Nomenclature des amphiboles primaires des roches du complexe ultramafique et des massifs de wehrlites dans le diagramme de classification de Leake et al. (2003).

IV-1-5-3-2. Caractéristiques chimiques

Les variations des oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} sont illustrées sur la **figure 52**. Les variations des oxydes en fonction de SiO_2 permettent de discriminer les amphiboles primaires des différents gisements de lherzolites. Ainsi, on trouve les fortes teneurs en Al_2O_3 et faibles en MgO et SiO_2 successivement dans les amphiboles primaires des lherzolites de Koulountou ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,8\%$; $\text{MgO} = 14,8\%$; $\text{SiO}_2 = 41,9\%$), des lherzolites de Sofia ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 9,4\%$ à 10% ; $\text{MgO} = 16\%$ à $17,4\%$; $\text{SiO}_2 = 43,4\%$ à $44,3\%$) et des lherzolites de Lamé ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 5,4\%$; $\text{MgO} = 18,7\%$; $\text{SiO}_2 = 52,6\%$). De plus, les amphiboles primaires des lherzolites de Koulountou et de Lamé avec des teneurs en FeO(t) et en Cr_2O_3 presque identiques se distinguent clairement des amphiboles primaires des lherzolites de Sofia. Ces dernières ayant les plus faibles teneurs en FeO(t) et les plus fortes en Cr_2O_3 et en TiO_2 . Par ailleurs, les amphiboles primaires des harzburgites de Lamé se distinguent des amphiboles primaires des lherzolites de Koulountou par leurs plus fortes teneurs en SiO_2 , MgO et Cr_2O_3 et leurs plus faibles teneurs en Al_2O_3 et FeO(t) . De plus, les amphiboles primaires des harzburgites de Lamé se démarquent de celles des lherzolites de Sofia par leurs plus faibles valeurs en Al_2O_3 et Cr_2O_3 et plus fortes valeurs en SiO_2 . Les amphiboles primaires des harzburgites de Lamé se différencient de celles des lherzolites de Lamé par leurs plus fortes teneurs en TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 et $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ et leurs plus faibles teneurs en SiO_2 et FeO(t) . Les amphiboles primaires des wehrlites de Koulountou ne peuvent être distinguées des amphiboles primaires des wehrlites à orthopyroxène de Lamé car elles présentent des compositions chimiques identiques. Enfin, les amphiboles primaires des wehrlites ont des teneurs intermédiaires entre les fortes teneurs en FeO(t) et faibles en Cr_2O_3 rencontrées d'une part dans les amphiboles primaires des lherzolites de Lamé et de Koulountou et d'autre part dans celles des lherzolites de Sofia et des harzburgites de Lamé. Dans les amphiboles primaires des lherzolites de Sofia, les oxydes comme Al_2O_3 , FeO(t) et Cr_2O_3 montrent de bonnes corrélations négatives avec SiO_2 alors qu'avec X_{Mg} seuls les alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) montrent une bonne corrélation négatives. Dans les amphiboles primaires des harzburgites, la corrélation avec SiO_2 est négative pour TiO_2 , Al_2O_3 , FeO(t) et $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ et positive pour MgO . Dans les amphiboles primaires des wehrlites à orthopyroxène de Lamé, Al_2O_3 et Cr_2O_3 montrent de parfaites corrélations négatives avec SiO_2 et X_{Mg} alors que les corrélations sont positives pour MgO/SiO_2 et $\text{SiO}_2/X_{\text{Mg}}$. Enfin, les amphiboles primaires des wehrlites de Koulountou montrent une dispersion de leurs oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} .

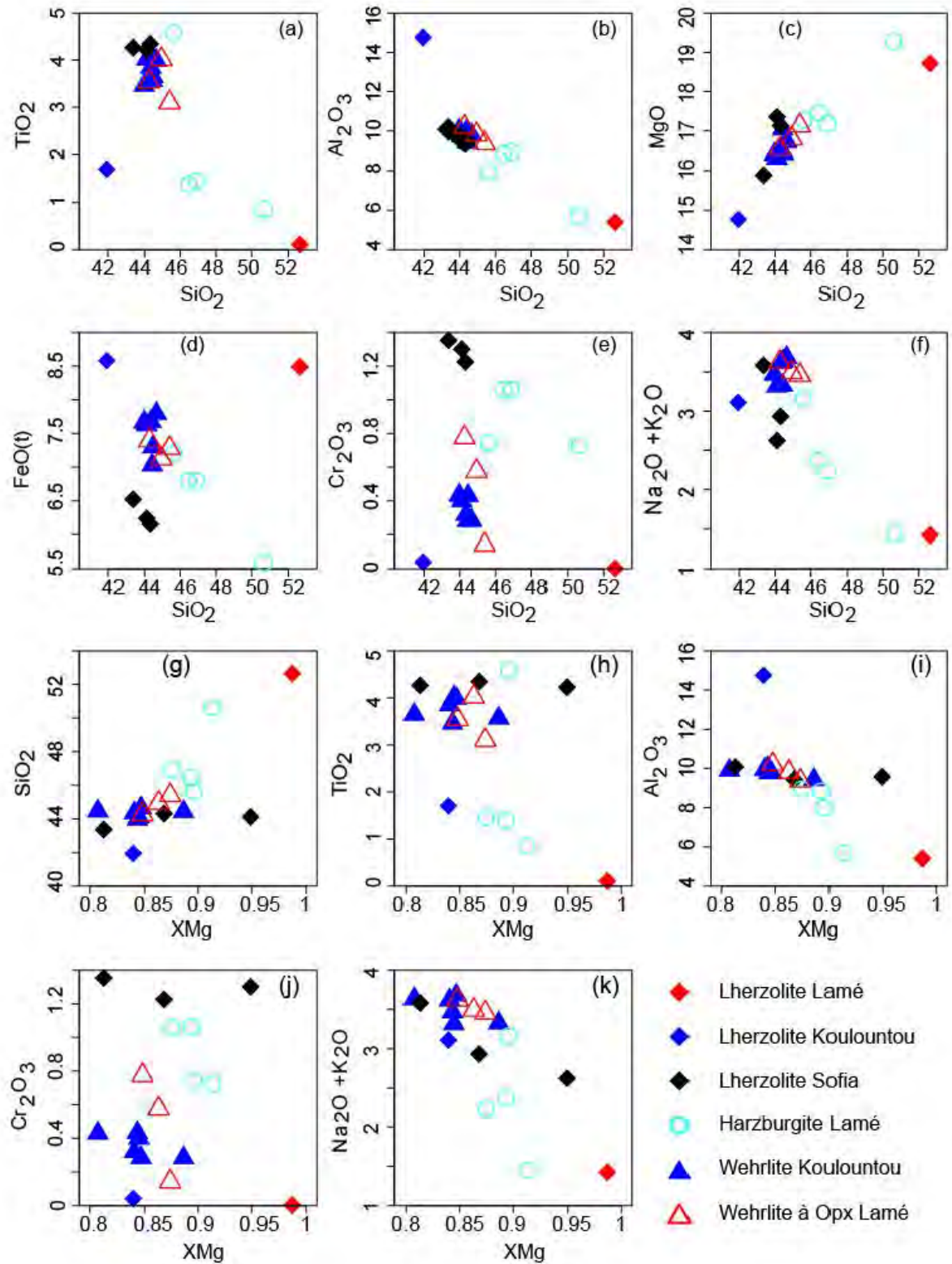


Figure 52: Diversité des compositions chimiques des amphiboles primaires des roches du complexe ultramafique et des massifs de wehrlites.

IV-1-5-3-3. Principales substitutions

Les amphiboles primaires des roches ultramafiques affichent une évolution de composition par substitution de type édénite (**Fig. 53b**) et tschermakite (**Fig. 53c, j**) avec aussi une plus forte contribution de la substitution Ti-tschermakite (**Fig. 53f**).

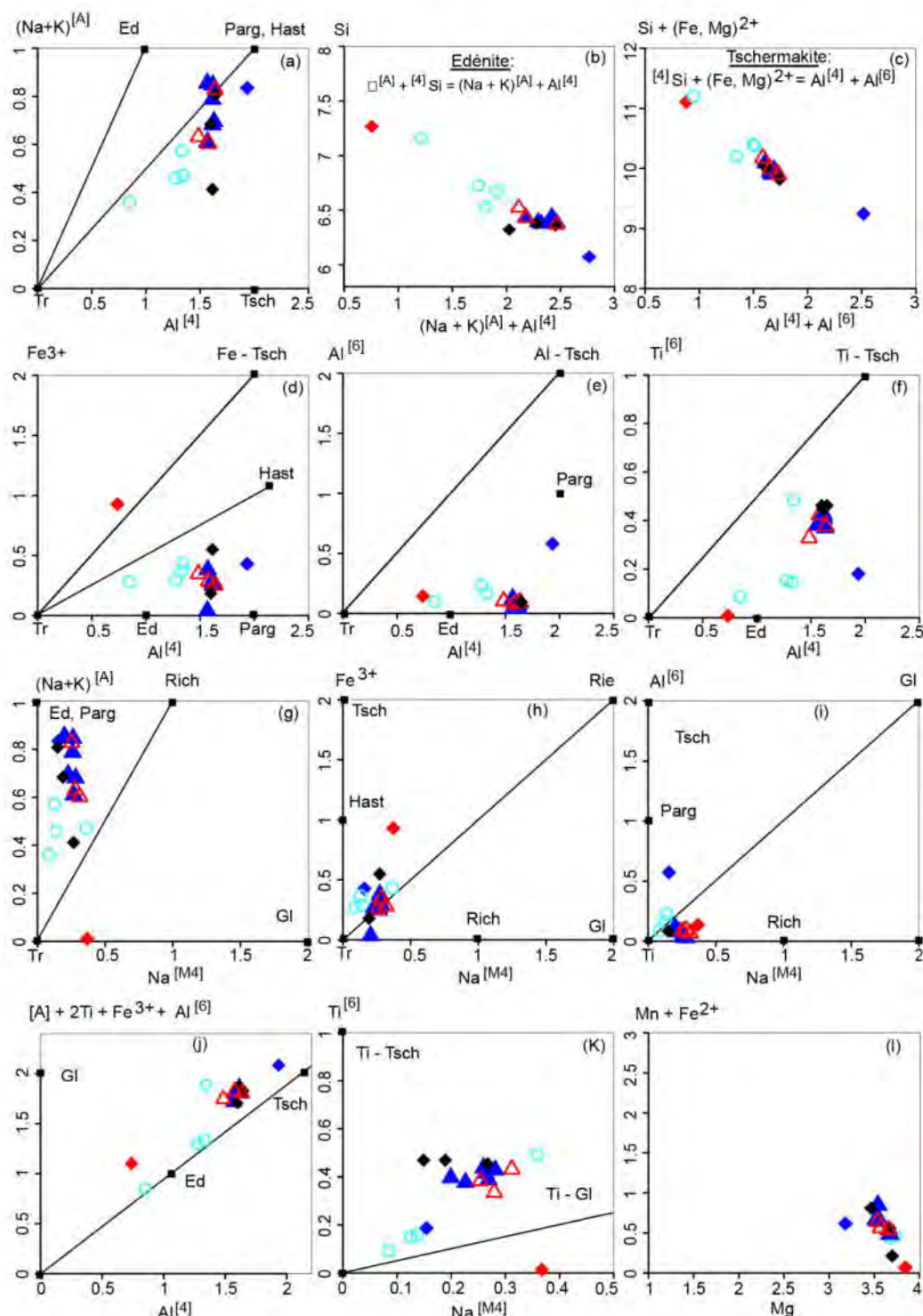


Figure 53: Substitution des éléments chimiques dans les amphiboles primaires des roches du complexe ultramafique et des massifs de wehrlites.

IV-1-6. Composition chimique des plagioclases

Les plagioclases sont des minéraux communs des roches mafiques avec des proportions variables suivant les faciès. Ils ont été analysés dans les massifs de gabbro où ils ne sont que partiellement altérés contrairement aux autres faciès (basaltes tholéiitiques) où ils sont le plus souvent totalement transformés. Les plagioclases ne sont pas observés dans les roches ultramafiques.

Dans les massifs de gabbro (**Fig. 54**), les plagioclases ont été analysés dans les faciès à texture grenue affleurant au niveau de la carrière à l'Ouest de Niéméniké (*IL41*), à l'Ouest de Lamé (*IL54*) et en enclave dans la diorite au Nord-Ouest de Séguéko Peul (*IL45*) et dans la granodiorite de Tinkoto (*IL7*), dans les gabbros en rosette du fleuve Gambie (*IL19*) et également dans les gabbros pegmatitiques situés dans le secteur de Lamé (*IL53*). Dans les gabbros à texture grenue, les plagioclases sont en cristaux de grande taille et en petites lattes avec la macle polysynthétique. Ils ont des teneurs en anorthite qui correspondent à une andésine-labrador (An_{45-55}). Dans les gabbros à texture grenue rencontrés en enclave dans la diorite, les plagioclases sont partiellement saussuritisés et montrent une composition très variable d'andésine (An_{44-49}) à oligoclase (An_{22-23}) en fonction de l'importance de l'altération hydrothermale alors que dans les enclaves au sein de la granodiorite, les plagioclases sont automorphes à sub-automorphes et une analyse suivant une coupe bord-bord d'un de ces phénocristaux avec une zonation optique montre qu'ils ont une composition assez constante d'oligoclase (An_{20-24}) proche de celle des plagioclases non zonés (An_{12-24}) (**Fig. 55**). Dans les gabbros à texture en rosette les plagioclases partiellement ou totalement englobés par les clinopyroxènes pœcilitiques sont presque entièrement épidotisés mais les parties fraîches ont une composition de labrador (An_{54}) avec des bordures albitiques (An_9). Dans les gabbros pegmatitiques en revanche, les plagioclases automorphes à sub-automorphes partiellement ou totalement englobés par les clinopyroxènes pœcilitiques sont complètement déstabilisés et ont une composition d'albite (An_{1-3}).

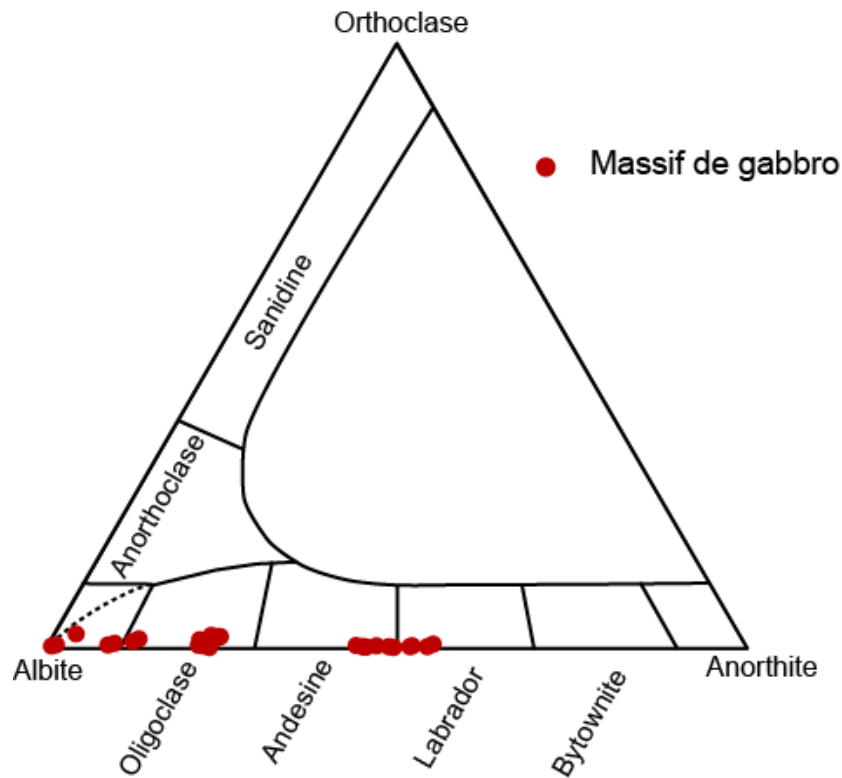


Figure 54: Classification des plagioclases des massifs de gabbro dans le diagramme Albite-Orthoclase-Anorthite.

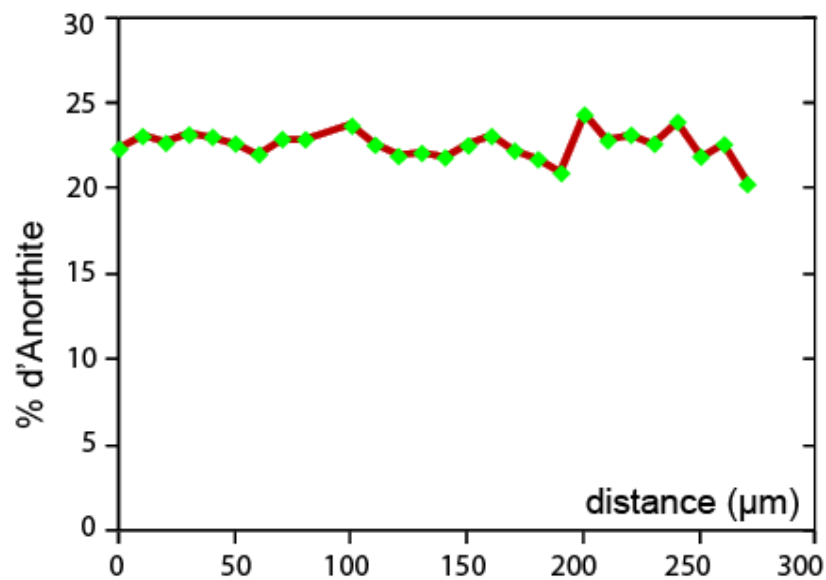


Figure 55: Profil de composition bord-bord d'un plagioclase d'une enclave de gabbro dans la granodiorite de Tinkoto (IL7).

IV-2. Compositions chimiques des minéraux des roches filoniennes

Les roches filoniennes sont représentées par des volcanoplutonites constituées de gabbro, basalte, andésite, dacite et rhyolite recoupant les roches mafiques (basaltes, gabbros) et ultramafiques (wehrlites, lherzolites, harzburgites). Les analyses chimiques des minéraux des roches filoniennes sont données en **Annexe 3**.

IV-2-1. Composition chimique des clinopyroxènes

IV-2-1-1. Les clinopyroxènes des gabbros

Dans les gabbros, les clinopyroxènes analysés appartiennent à deux filons avec des textures pegmatitiques affleurant dans le secteur de Lamé: l'un recoupe les UM dénommé filon 1 de gabbro (69) et l'autre les massifs de gabbros dénommé filon 2 de gabbro (125).

IV-2-1-1-1. Nomenclature

Le report des analyses des filons de gabbro dans le diagramme de nomenclature de Morimoto et al. (1988) (**Fig. 56**), montre que les clinopyroxènes sont des augites avec des compositions variables suivant la nature de leurs encaissants. Les clinopyroxènes dans le filon 1 de gabbro (69) recoupant les UM ont une composition Wo_{39-44} , En_{49-50} , Fs_{8-11} alors que ceux dans le filon 2 de gabbro (125) recoupant les massifs de gabbro ont une composition Wo_{34-45} , En_{29-34} , Fs_{22-29} . Les clinopyroxènes du filon 1 de gabbro sont plus magnésiens mais moins ferrifères que les clinopyroxènes du filon 2 de gabbro. Cette différence dans la composition des clinopyroxènes est probablement la conséquence de degré d'évolution différent pour les magmas parents, mais on ne peut toutefois pas écarter un processus de contamination des magmas par leurs encaissants, ce qui témoignerait d'une interaction entre magma et roches hôtes.

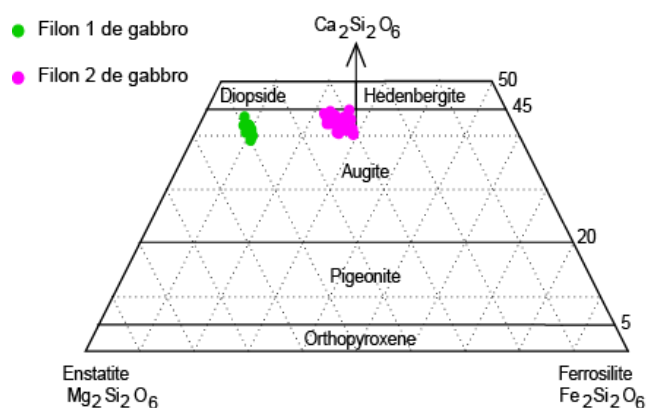
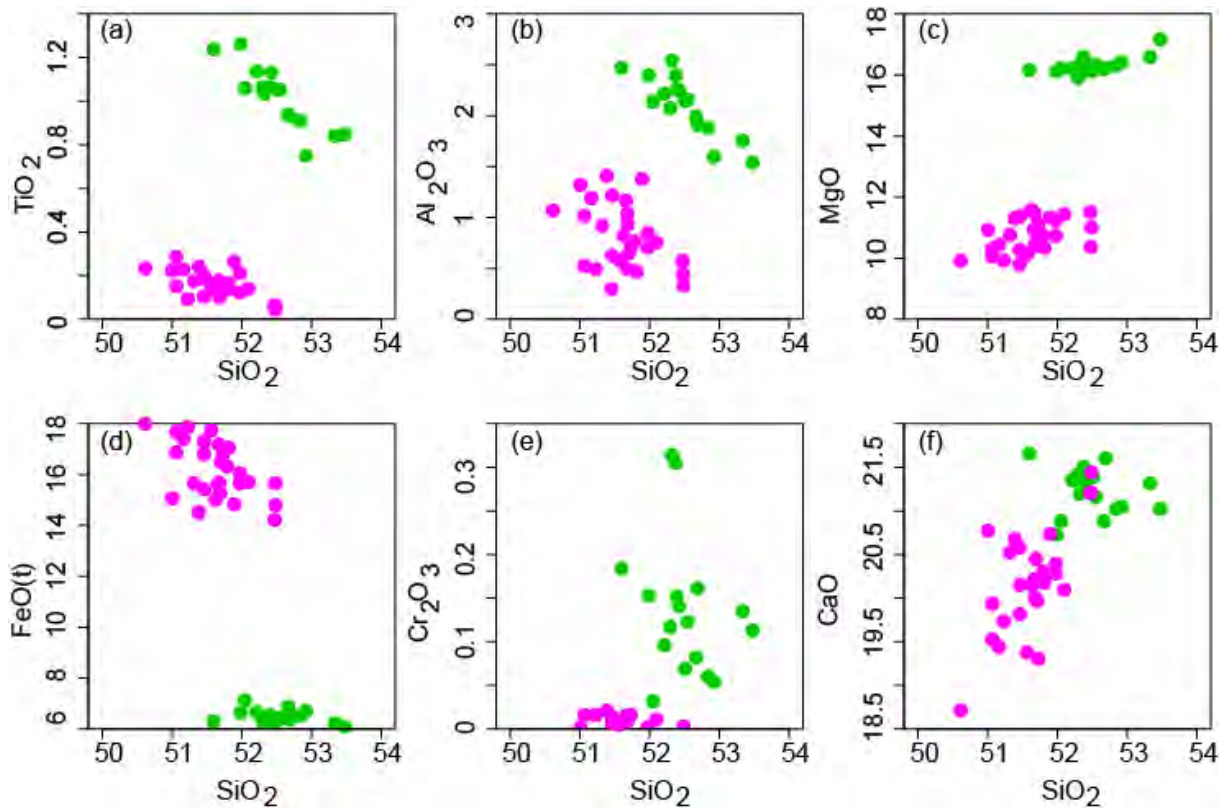


Figure 56: Nomenclature des clinopyroxènes des filons de gabbro dans le diagramme de Morimoto et al. (1988).

IV-2-1-1-2. Diversité de composition

L'évolution des compositions chimiques a été analysée en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} considérés comme représentant des indices de différenciation magmatique (**Fig. 57**). Ces deux paramètres combinés aux autres concentrations en oxydes permettent de discriminer parfaitement les différents filons de gabbro en fonction de la nature de leurs encaissants.

Les clinopyroxènes du filon 1 de gabbro recoupant les UM se discriminent parfaitement des clinopyroxènes du filon 2 de gabbro recoupant les massifs de gabbro par des teneurs plus élevées en TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Cr_2O_3 , CaO et des teneurs plus faibles en FeO(t) avec les plus fortes rapports X_{Mg} . Les clinopyroxènes du filon 1 de gabbro sont donc moins différenciés et montrent de bonnes corrélations négatives $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, $\text{FeO(t)}/\text{SiO}_2$ et $\text{TiO}_2/X_{\text{Mg}}$ et positives de MgO/SiO_2 , CaO/SiO_2 , $\text{SiO}_2/X_{\text{Mg}}$, $\text{Al}_2\text{O}_3/X_{\text{Mg}}$ et CaO/X_{Mg} . Les clinopyroxènes du filon 2 de gabbro montrent les mêmes corrélations négatives $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ et positives MgO/SiO_2 avec des droites d'évolution parallèles à celles des clinopyroxènes du filon 1 de gabbro. En revanche, les corrélations sont nulles pour FeO(t) , Cr_2O_3 et CaO en fonction de SiO_2 et positives à presque verticales en fonction de X_{Mg} pour tous les oxydes à l'exception du SiO_2 qui montre une corrélation négative avec X_{Mg} .



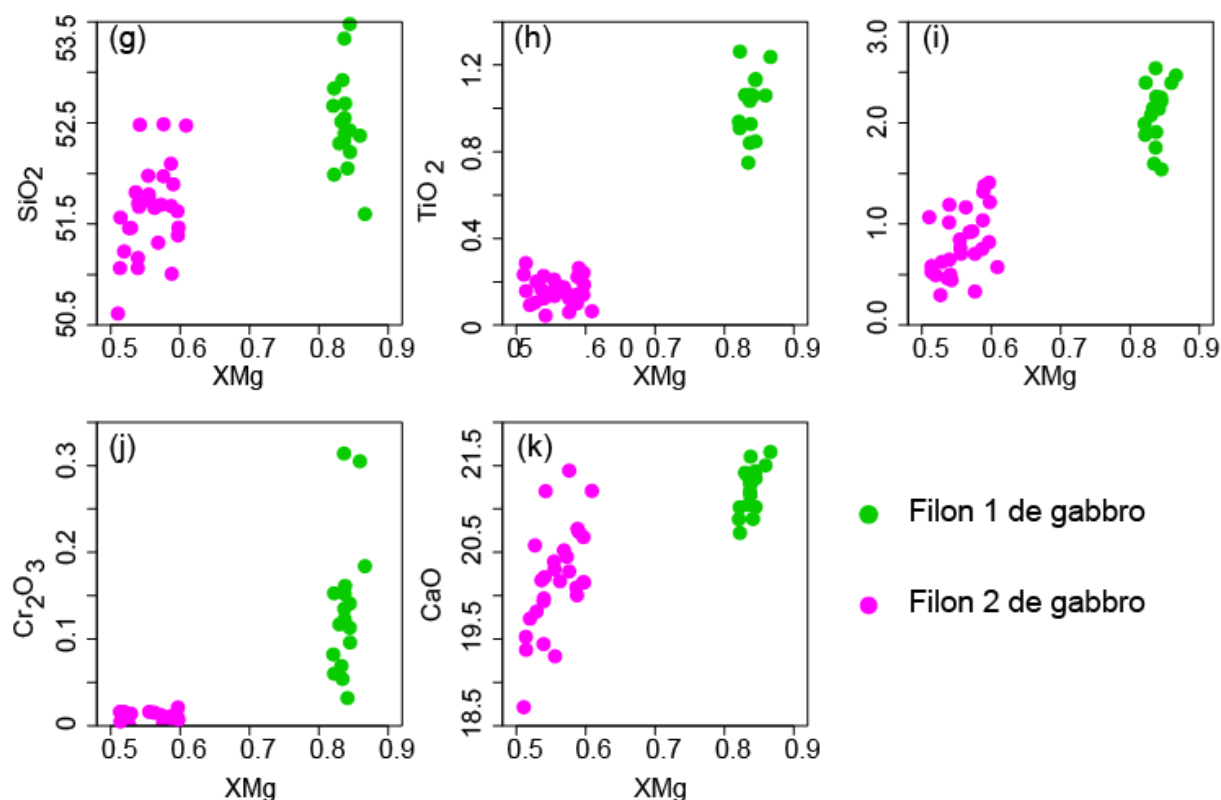


Figure 57: Variation des principaux oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} des clinopyroxènes des filons de gabbro.

IV-2-1-2. Les clinopyroxènes des andésites

Les clinopyroxènes sont observés et analysés dans les andésites porphyriques affleurant au Sud-Ouest de Boto (*MKNT318*) et au Nord-Ouest de Séguéko Peul (*ILN7*). Ils sont automorphes à sub-automorphes en quantité et de taille variables (15% du mode de la roche et 0,2 - 0,8 mm dans les andésites de Séguéko Peul contre 55% du mode et 0,4 - 1,8 mm dans celles de Boto). Les clinopyroxènes sont plus ou moins altérés en actinote, en épidote, chlorite, calcite et minéraux opaques. Seules les analyses des clinopyroxènes de Boto seront retenues, les analyses des andésites de Séguéko Peul étant de qualité médiocre.

IV-2-1-2-1. Nomenclature

Les analyses chimiques des clinopyroxènes des andésites porphyriques de Boto (*MKNT318*) reportées dans le diagramme de nomenclature de Morimoto et al. (1988) (**Fig. 58**), montrent que ce sont des augites à composition Wo_{33-41} , En_{42-53} , Fs_{10-21} .

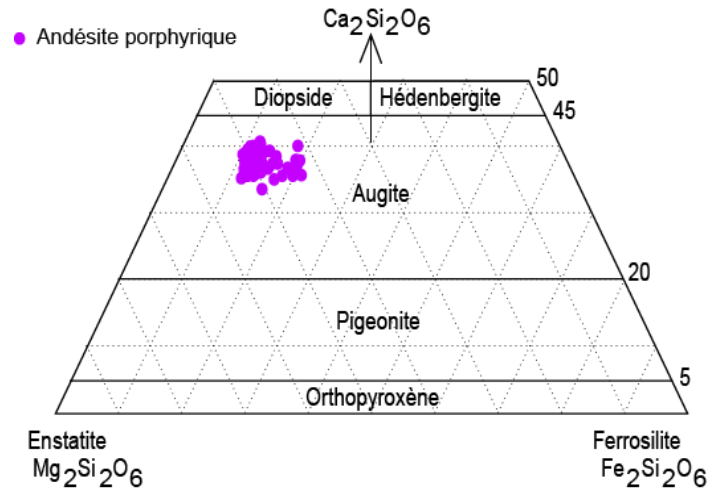
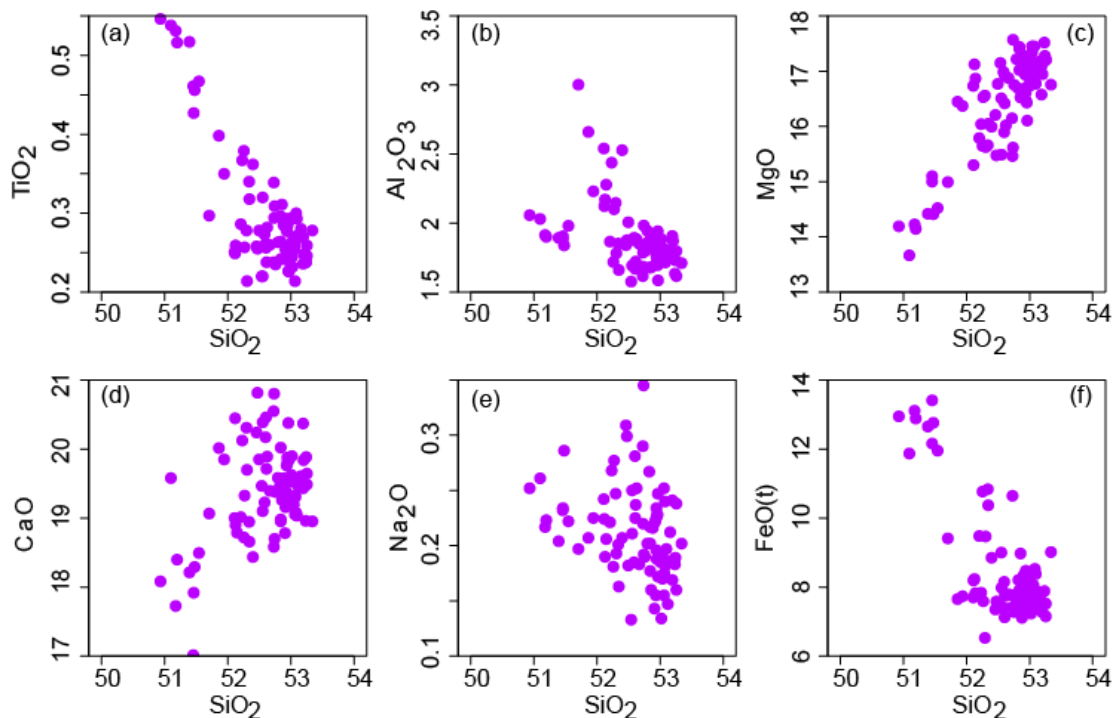


Figure 58: Nomenclature des clinopyroxènes des andésites porphyriques de Boto dans le diagramme de Morimoto et al. (1988).

IV-2-1-2-2. Composition chimique

Les analyses font apparaître de faibles variations de SiO_2 (51% à 53%) et du X_{Mg} (0,7 à 0,8). Les teneurs en Al_2O_3 sont faibles (2% à 3%) ainsi que celles en Na_2O , TiO_2 et Cr_2O_3 (respectivement 0,1% à 0,4%, 0,2% à 0,6% et 0% à 0,7%). Les teneurs en CaO varient peu (17% à 21%). Le report des analyses dans les diagrammes de Harker (**Fig. 59**) fait apparaître :

- i) avec SiO_2 une bonne corrélation négative pour TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O et FeO(t) et une corrélation positive pour MgO et CaO ;
- ii) avec X_{Mg} une corrélation positive pour SiO_2 , CaO et Na_2O et négative pour TiO_2 .



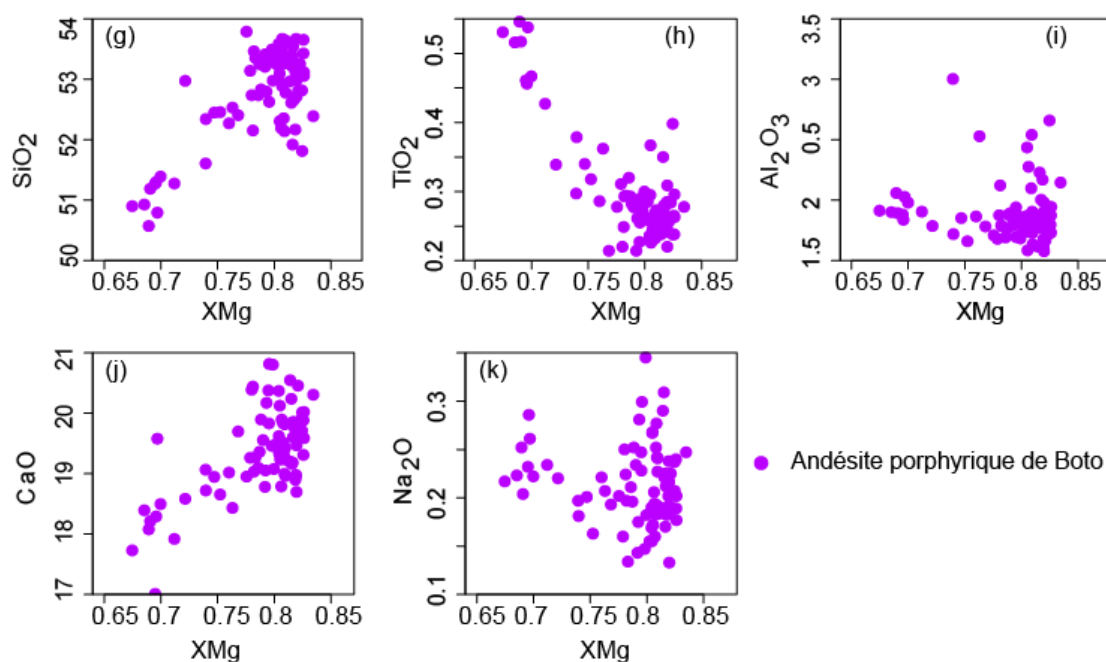


Figure 59: Variation des principaux oxydes en fonction de SiO₂ et de X_{Mg} des clinopyroxènes des andésites porphyriques de Boto.

IV-2-2. Composition chimique des amphiboles

Les amphiboles sont observées dans les basaltes, les andésites et les dacites des laves volcaniques filoniennes. Elles sont complètement déstabilisées dans les basaltes et relativement bien conservées dans les andésites et les dacites où elles ont pu être analysées.

IV-2-2-1. Les amphiboles des andésites

Les amphiboles sont très abondantes (70% du mode de la roche) dans les andésites microlitiques affleurant au Nord de Niéméniké (*IL42*) et à l'Ouest de Koulountou (*IL63*, *110*, *176*). Elles forment des microcristaux en lattes, trapus et losangiques. En revanche, dans les andésites porphyriques à phénocristaux de clinopyroxènes de Séguéko Peul (*ILN7*), les amphiboles correspondent à quelques phénocristaux automorphes (10% du mode).

IV-2-2-1-1. Nomenclature

Selon la classification de Leake et al. (2003), toutes les amphiboles analysées sont calciques avec $Ca_B \geq 1,50$ p.f.u.; la proportion en alcalins dans le site A varie et peut être supérieure ou inférieure à 0,50, d'où la distinction de plusieurs types (**Fig. 60**). Les andésites microlitiques (*IL42*) et les andésites porphyriques (*ILN7*) ont les mêmes amphiboles de composition variable de type pargasite à tendance magnésio-hastingite (Si = 6,1 - 6 p.f.u.; X_{Mg} = 0,9 - 0,7) et tschermakite (Si = 6,3 - 6 p.f.u.; X_{Mg} = 0,9 - 0,8).

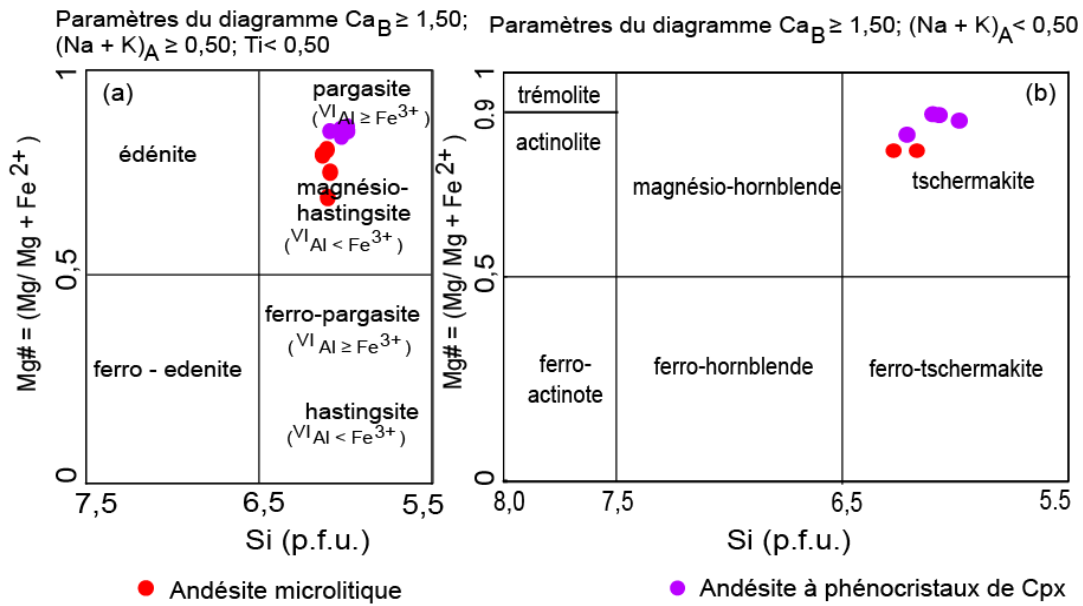


Figure 60: Nomenclature des amphiboles primaires des andésites microlitiques et porphyriques dans le diagramme de classification de Leake et al. (2003).

IV-2-2-1-2. Caractères chimiques

Les variations des oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} (**Fig. 61**) permettent de discriminer les amphiboles primaires des andésites porphyriques de celles des andésites microlitiques, les premières étant plus alumineuses (12% à 14% contre 11% à 13%), plus magnésiennes (14% à 15% contre 11% à 13%) et moins ferrifères (13% à 15% contre 11%) avec le X_{Mg} (0,8 à 0,9 contre 0,7 à 0,8) le plus élevé que les amphiboles primaires des andésites microlitiques. Les oxydes montrent une dispersion avec SiO_2 et X_{Mg} dans les amphiboles primaires des andésites porphyriques et microlitiques à l'exception des corrélations médiocres négatives de Al_2O_3 et positives de MgO avec SiO_2 .

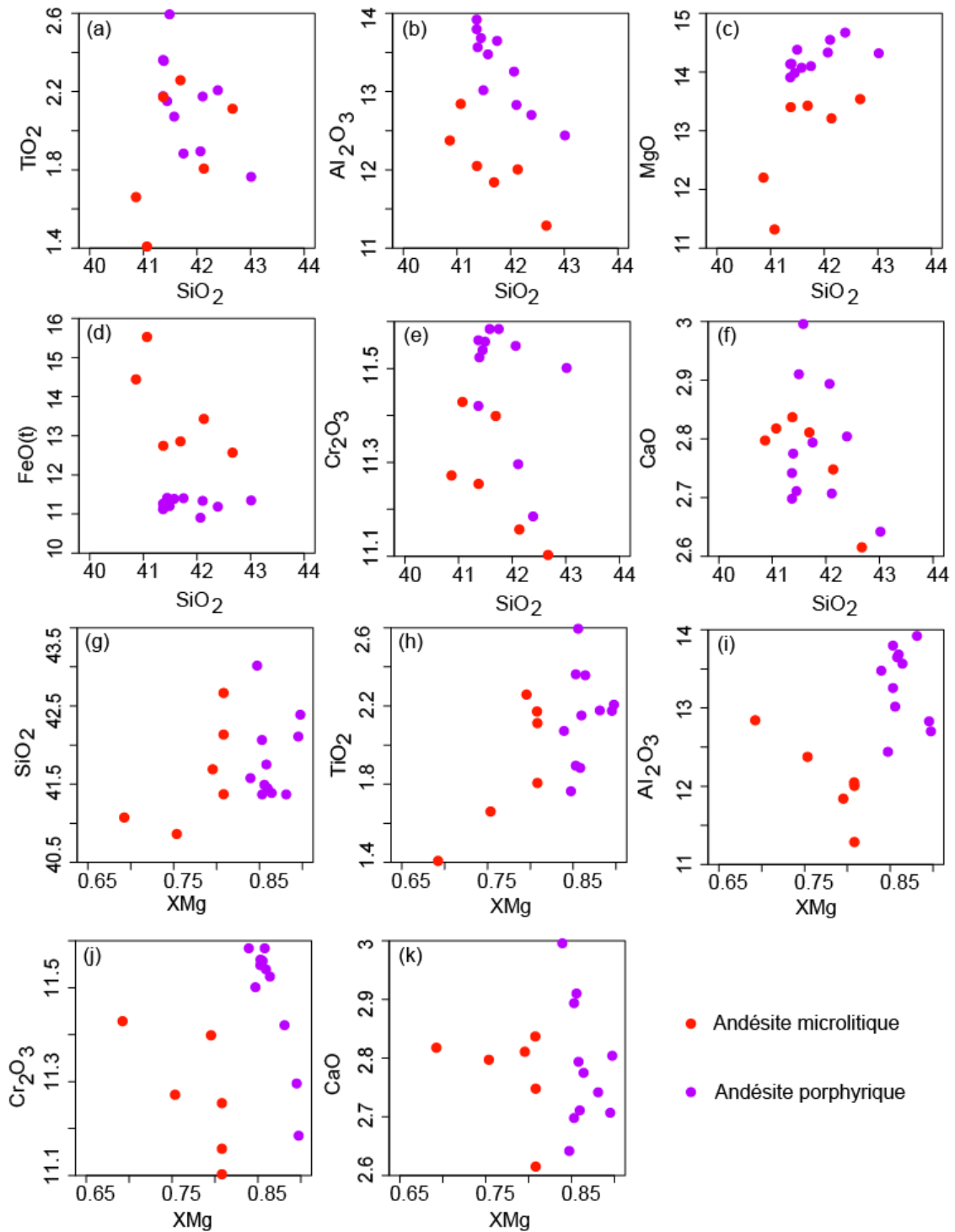


Figure 61: Variations des éléments chimiques en fonction de SiO_2 et de XMg des amphiboles primaires des andésites microlitiques et porphyriques.

IV-2-2-1-3. Principales substitutions

Les amphiboles primaires rencontrées dans les andésites microlitiques et porphyriques et dans les dacites porphyriques obéissent à des substitutions de type édénite (**Fig. 62b**), tschermakite (**Fig. 62c, j**), Tr-hastingsite (**Fig. 62d**) mais aussi Ti-glaucophane (**Fig. 62k**).

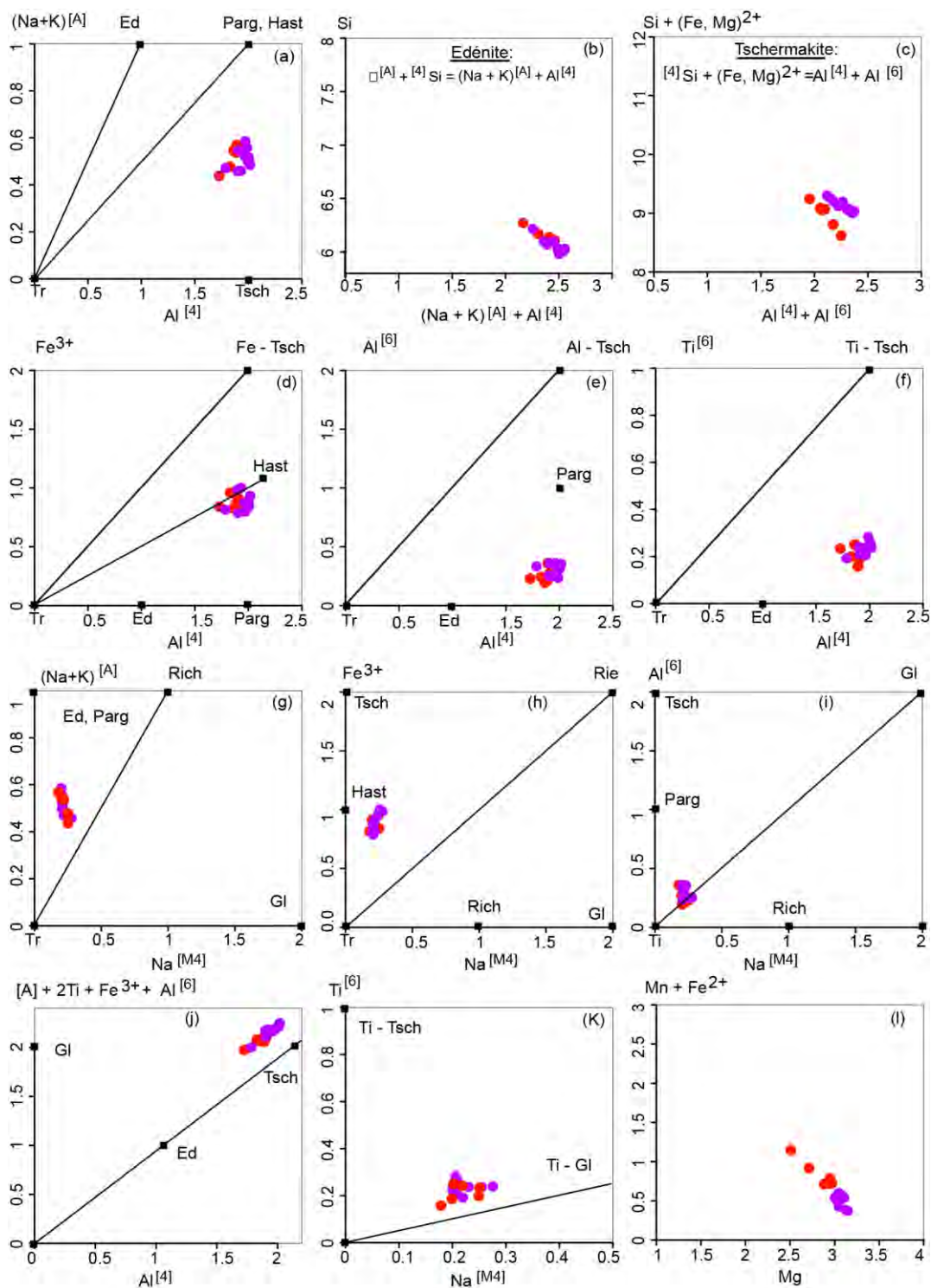


Figure 62: Substitution des éléments chimiques des amphiboles primaires dans les andésites microlitiques et porphyriques. Même légende que la figure 61.

IV-2-2-2. Les amphiboles des dacites porphyriques

IV-2-2-2-1. Nomenclature

Dans les dacites (IL5), les amphiboles (35%) forment des phénocristaux automorphes de formes variables et des microlites. Elles sont à composition de magnésio-hornblende (Si = 6,9 - 6,8 p.f.u.; $X_{Mg} = 0,7 - 0,6$) avec partiellement des individus édénitiques (Si = 6,8 p.f.u.; $X_{Mg} = 0,7$) dans le diagramme de classification de Leake et al. (2003) (**Fig. 63**).

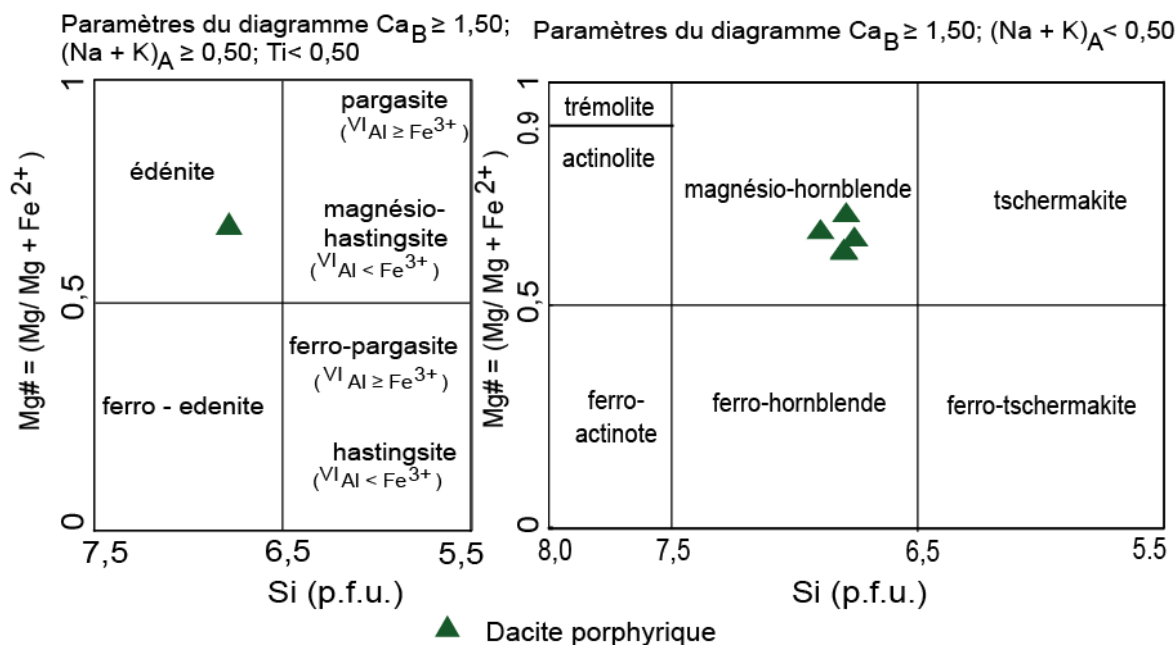


Figure 63: Nomenclature des amphiboles primaires des dacites porphyriques dans le diagramme de classification de Leake et al. (2003).

IV-2-2-2-2. Caractères chimiques

Les amphiboles primaires des dacites porphyriques (IL5) montrent des compositions qui varient très peu (**Fig. 64**). Les valeurs sont faibles en TiO_2 (1% à 2%), Al_2O_3 (6% à 8%), MgO (12% à 13%), CaO (11% à 12%), $Na_2O + K_2O$ (2%) et X_{Mg} (0,6 à 0,7) et relativement élevées en $FeO(t)$ (14% à 16%) et SiO_2 (45% à 46%) avec une forte dispersion en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} .

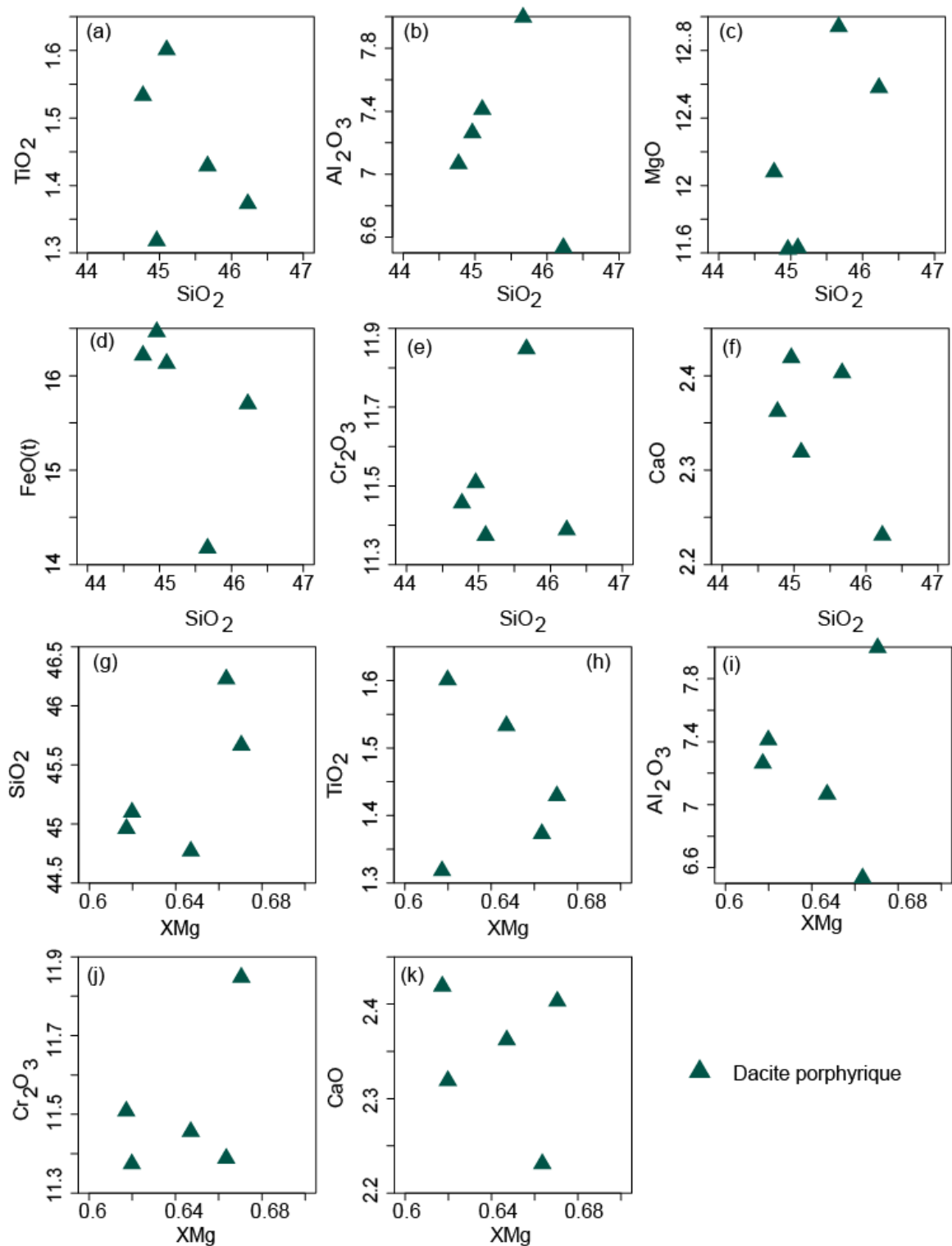


Figure 64: Variations des éléments chimiques en fonction de SiO_2 et de XMg des amphiboles primaires des dacites porphyriques.

IV-2-2-2-3. Principales substitutions

Les amphiboles primaires rencontrées dans les dacites porphyriques (*IL5*) obéissent à des substitutions de type Tr-pargasite-hastingsite (**Fig. 65a**), édénite (**Fig. 65b**), tschermakite (**Fig. 65c, j**) et Ti-glaucophane (**Fig. 65k**).

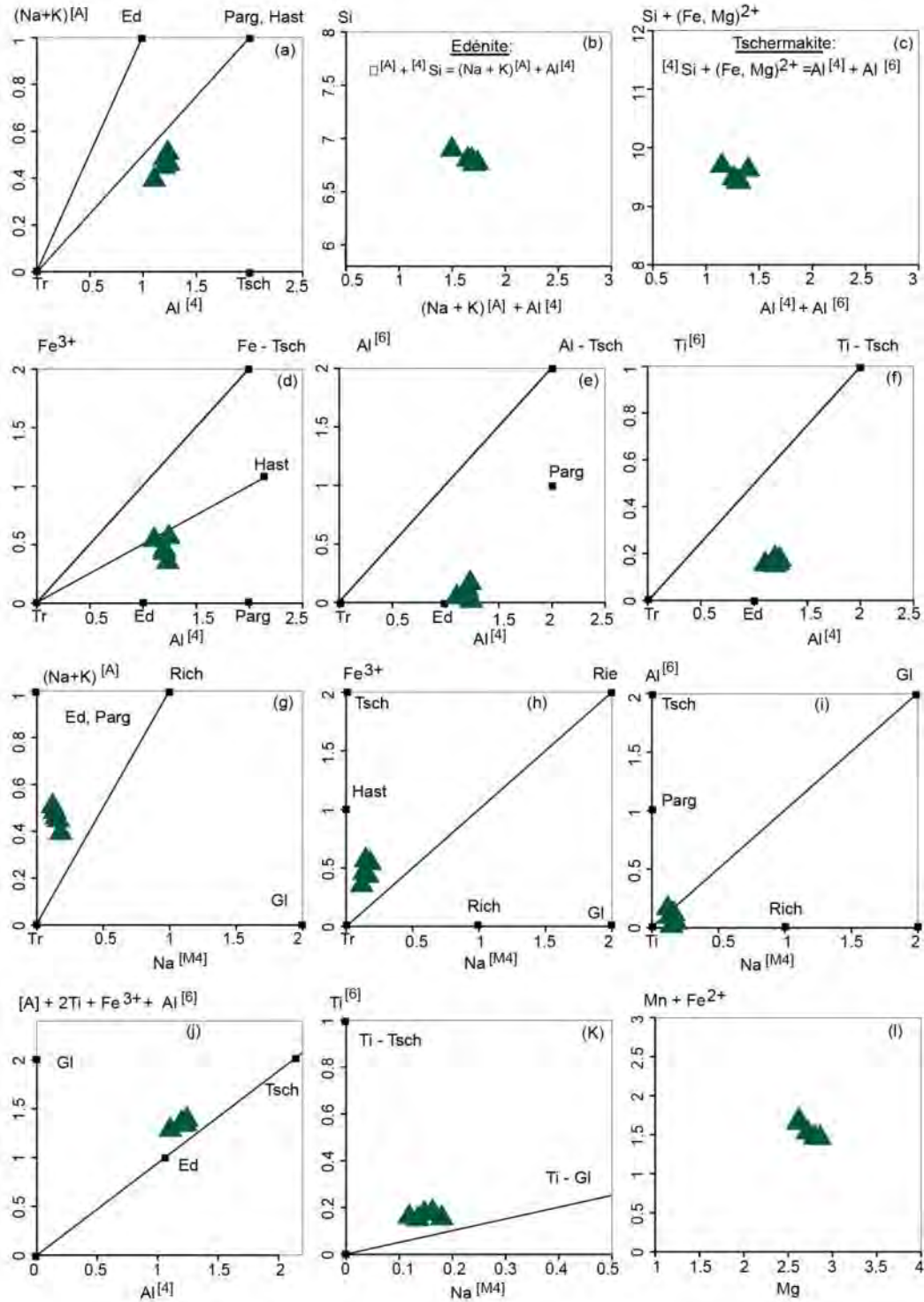


Figure 65: Substitution des éléments chimiques des amphiboles primaires dans les dacites porphyriques.

IV-2-3. Composition chimique des plagioclases

Ils apparaissent dans tous les faciès des formations filoniennes avec des tailles et des proportions variables. Leurs compositions sont reportées dans le diagramme de classification de la **figure 66** ci-dessous.

Dans les gabbros, les plagioclases analysés proviennent des filons de gabbros pegmatitiques recoupant les UM (69) et les massifs de gabbro (125) du secteur de Lamé. Dans ces filons pegmatitiques, les plagioclases sont complètement déstabilisés et ont une composition d'albite (An_{0-2}).

Dans les basaltes affleurant dans le lit du fleuve Gambie (IL23) et dans le secteur de Lamé contenant des enclaves de gabbros (IL54), les plagioclases forment des microlites limpides de composition d'albite (An_{10}). Ces microlites sont orientés par la schistosité syn-métamorphique de faciès schiste vert.

Dans les andésites microlitiques au Nord de Niéméniké (IL42) et à l'Ouest de Koulountou sur les flancs Est (176) et Ouest (IL63 et 110) de la colline de Iherzolite et dans les andésites porphyriques à phénocristaux de clinopyroxène au Nord-Ouest de Séguéko Peul (ILN7) et au Sud-Ouest de Boto (MKNT318), les plagioclases forment des microlites totalement déstabilisés donc non analysables. En revanche, ils ont été analysés dans l'andésite porphyrique à phénocristaux de plagioclase de Mako (IL34) où les cristaux sont encore frais. Dans ce faciès, les plagioclases (70% du mode de la roche) sont en phénocristaux automorphes à sub-automorphes et en microlites limpides. Les phénocristaux ont des teneurs en anorthite qui correspondent à l'oligoclase (An_{15-21}) alors que les microlites ont une composition d'albite. Ainsi donc, dans les gabbros, les basaltes et les andésites les teneurs en An obtenues sont manifestement trop faibles relativement à la nature de la roche hôte. Ceci est la résultante des phénomènes d'altération (albitisation) liés au développement du métamorphisme de faciès schiste vert.

Dans les dacites porphyriques (IL5), les plagioclases (40% du mode) sont également en phénocristaux automorphes à sub-automorphes et en microlites. Seuls les phénocristaux montrant des zonations visibles sont analysés. Ainsi, certains cristaux sont faiblement zonés avec une composition assez constante d'oligoclase (An_{21-27}) (**Fig. 67a** ; profil P1) alors que d'autres montrent une zonation normale avec des bordures à composition d'oligoclase (An_{23-29}) et des cœurs à composition d'andésine (An_{30-38}) (**Fig. 67b** ; profil P2) et que d'autres enfin présentent une zonation oscillatoire, la composition des zones alternant entre oligoclase (An_{23-29})

30) et andésine (An₃₀₋₃₅) (**Fig. 67c** ; profil P3).

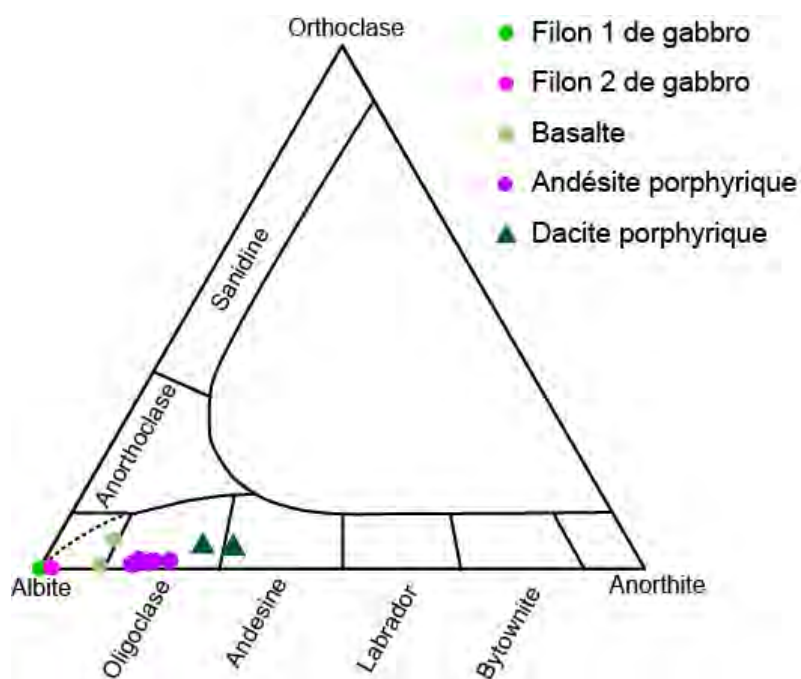


Figure 66: Classification des plagioclases des formations filoniennes dans le diagramme Albite-Orthoclase-Anorthite.

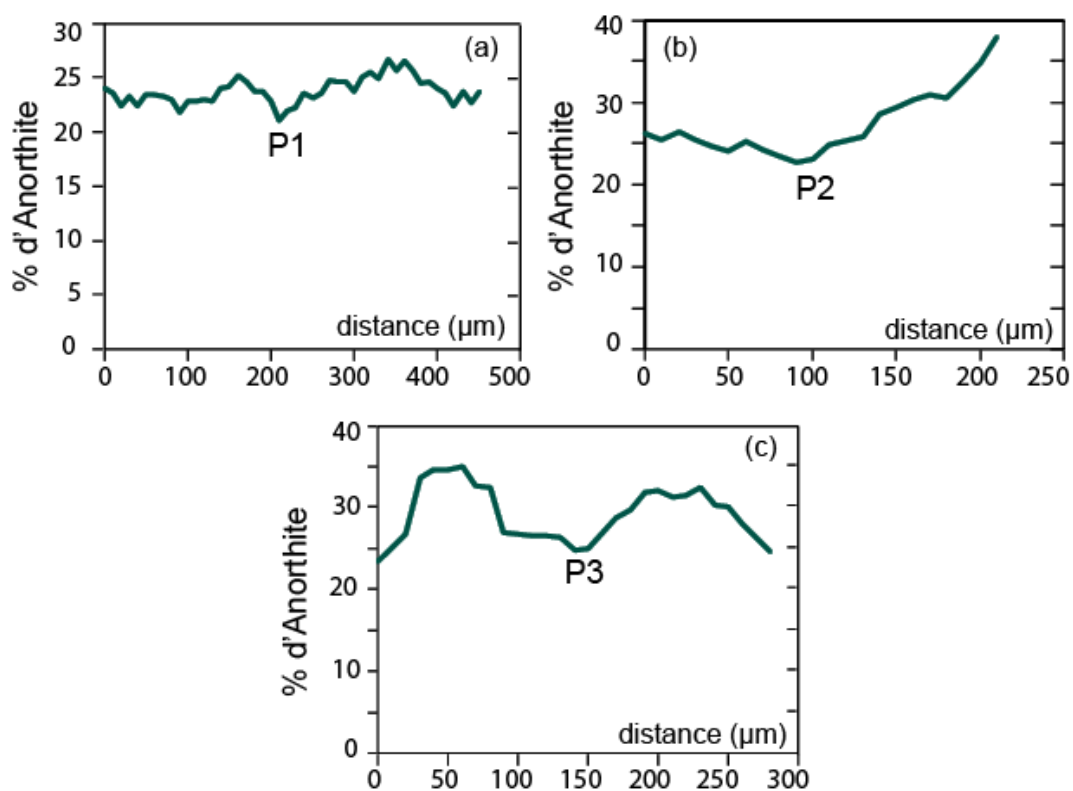


Figure 67: Profils sur les plagioclases zonés de la dacite porphyrique: (a) et (b) zonations normales (P1 et P2 respectivement) et (c) zonation oscillatoire (P3).

IV-3. Synthèse des données

IV-3-1. Comparaison des olivines des roches ultramafiques

Si on reporte dans un même diagramme toutes les compositions des olivines des roches ultramafiques (**Fig. 68**), on constate à l'exception des olivines des lherzolites de Sofia qui ont des compositions similaires à celles des wehrlites de Mako et des wehrlites à orthopyroxène de Lamé une évolution des compositions depuis les olivines des wehrlites qui présenteraient le caractère le plus primitif (X_{Mg} les plus élevées) avec leur plus forte concentration en MgO, SiO_2 et NiO relativement à celles des harzburgites, des lherzolites de Koulountou et des lherzolites de Lamé, ces dernières montrant un caractère plus évolué que les autres roches ultramafiques.

Ces nouvelles données sont globalement comparables à celles présentées dans les études précédentes (Ngom, 1995 ; Cissokho, 2010), seules les olivines analysées à Lamé et à Koulountou présentent des compositions un peu plus évoluées que celles précédemment analysées par ces deux auteurs.

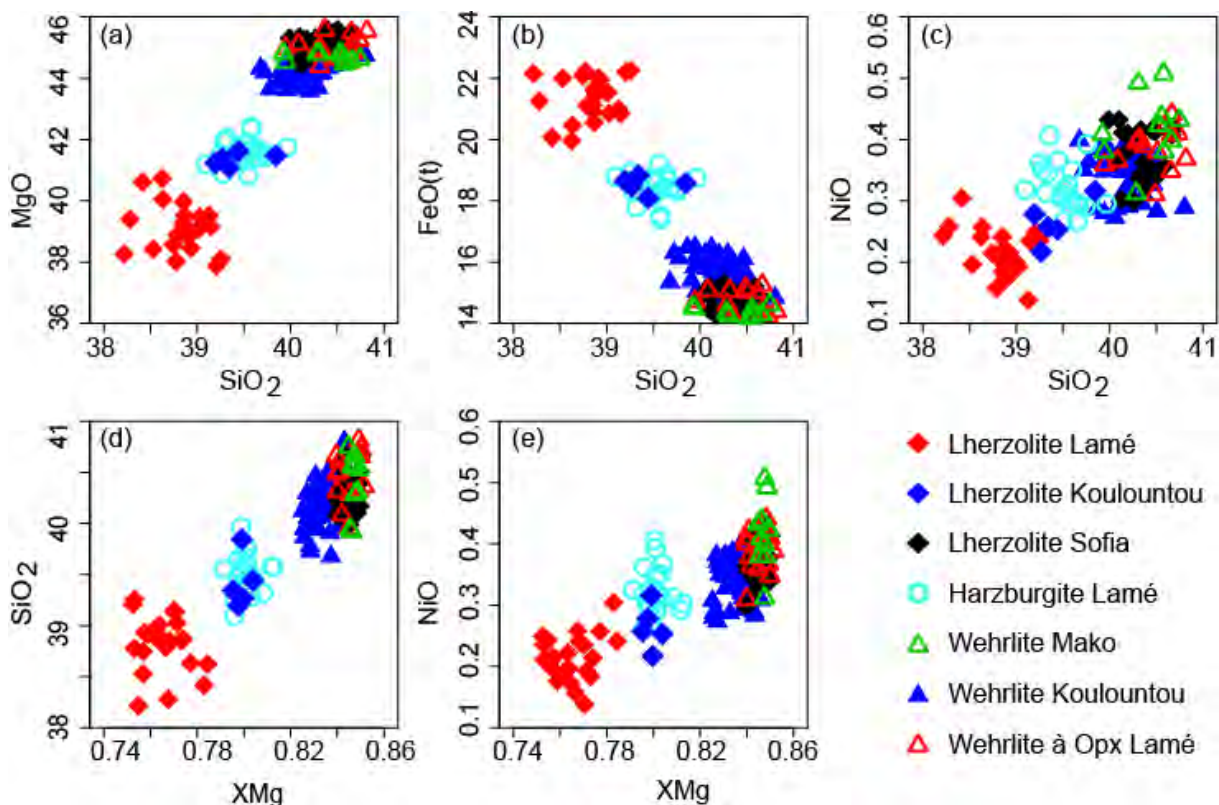


Figure 68: Comparaison des oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} entre les olivines du complexe ultramafique et celles des massifs de wehrlites.

IV-3-2. Comparaison des clinopyroxènes des roches mafiques de ceux des formations filoniennes

Les indices de différenciation magmatique SiO_2 et X_{Mg} combinés aux autres concentrations en oxydes permettent de discriminer parfaitement les différents groupes de roches (**Fig. 69**). Les clinopyroxènes des basaltes en coussin sont plus pauvres en CaO et plus riches en Al_2O_3 que ceux des massifs de gabbro. Les clinopyroxènes du filon 1 de gabbro recoupant les UM se distinguent nettement des clinopyroxènes des basaltes en coussin par leurs plus fortes teneurs en TiO_2 et en CaO avec les plus forts rapports X_{Mg} et des clinopyroxènes des massifs de gabbro par leurs plus fortes teneurs en TiO_2 . Les clinopyroxènes du filon 2 de gabbro se distinguent clairement des clinopyroxènes des basaltes en coussin et des massifs de gabbros par leurs plus faibles teneurs en Al_2O_3 et MgO et leurs plus fortes teneurs en FeO(t) avec les plus faibles rapports X_{Mg} . Les clinopyroxènes des andésites ne peuvent être discriminés de ceux des massifs de gabbros car ils montrent une évolution de composition identique. En revanche, ils se distinguent des clinopyroxènes du filon 1 de gabbro par leurs caractères plus différenciés avec de plus faibles teneurs en TiO_2 et en CaO et plus fortes teneurs en FeO(t) et des clinopyroxènes du filon 2 de gabbro par leurs caractères moins évolués et leurs plus fortes teneurs en TiO_2 , Al_2O_3 , MgO, Cr_2O_3 et faibles en FeO(t) .

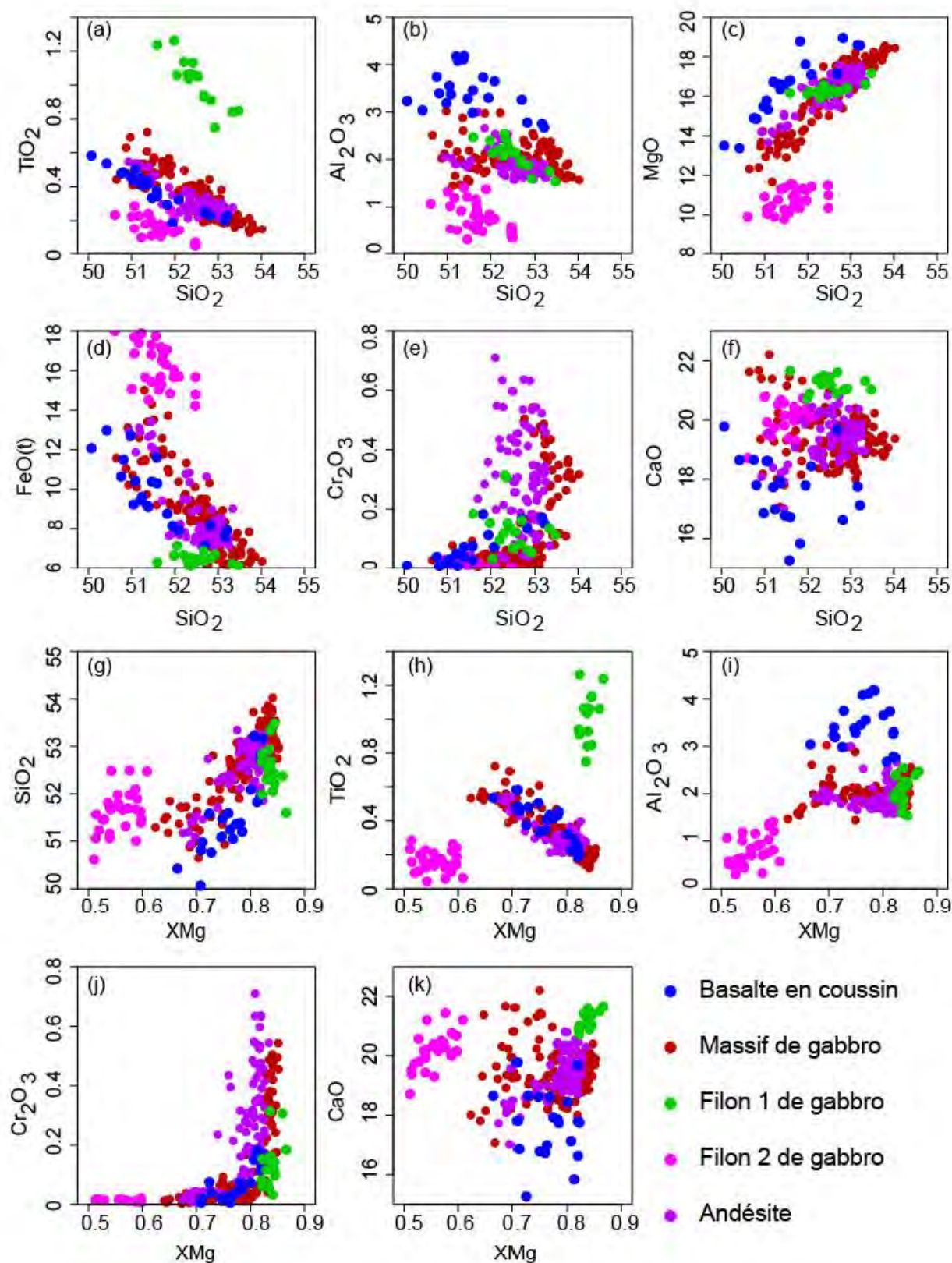


Figure 69: Comparaison des oxydes en fonction de SiO_2 et de XMg entre les clinopyroxènes des roches mafiques de ceux des formations filoniennes.

IV-3-3. Comparaison des clinopyroxènes des roches ultramafiques

L'analyse conjointe des clinopyroxènes des lherzolites et des wehrlites montre qu'on peut discriminer les compositions des deux groupes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} malgré leur recouvrement partielle. Ainsi, les clinopyroxènes des lherzolites ont globalement les plus fortes teneurs en TiO_2 , FeO(t) , Na_2O et les plus faibles teneurs en SiO_2 , MgO et Cr_2O_3 avec les plus faibles rapports X_{Mg} (**Fig. 70**).

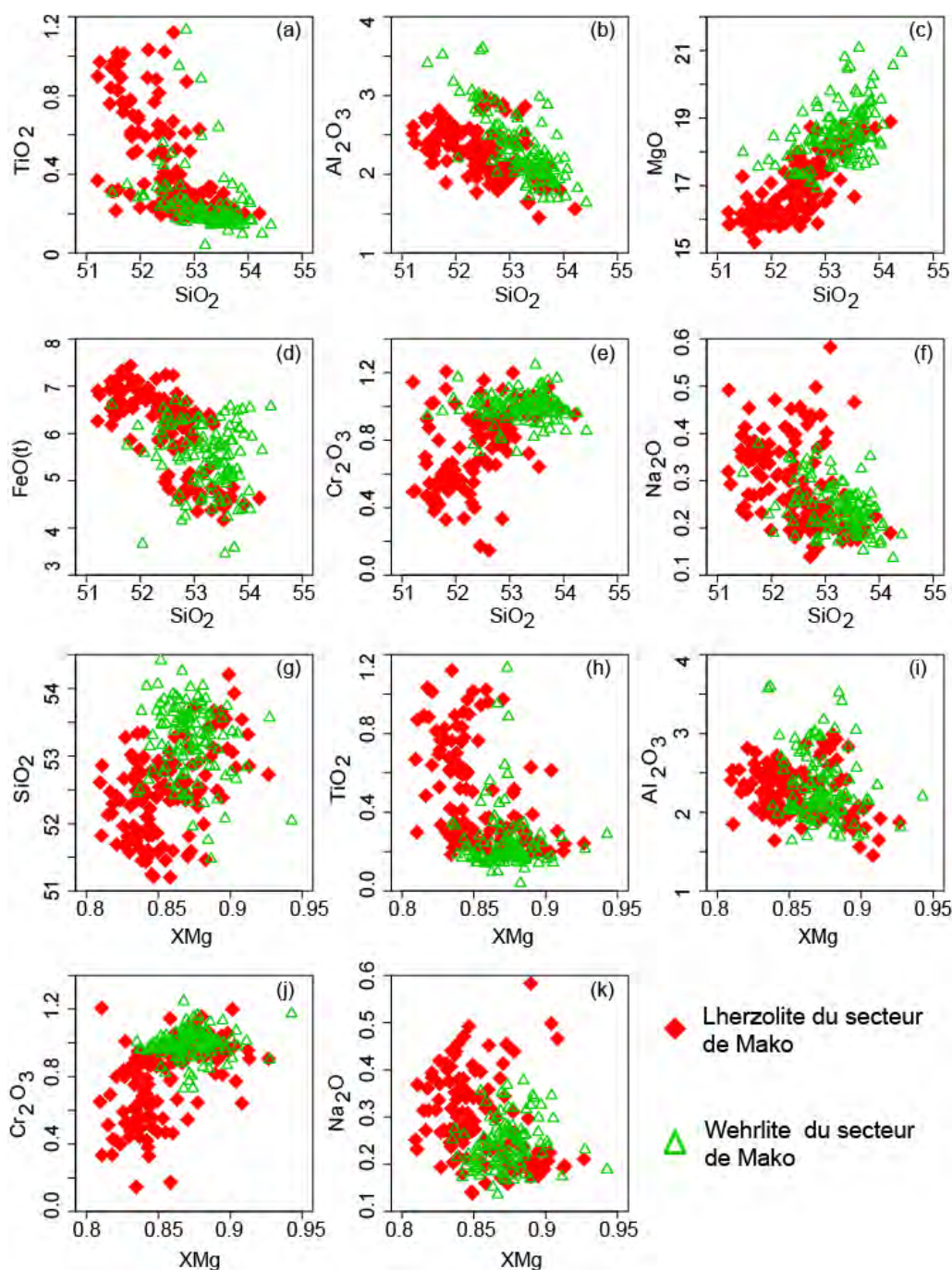


Figure 70: Comparaison des oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} entre les clinopyroxènes du complexe ultramafique et ceux des massifs de wehrlites.

IV-3-4. Comparaison des amphiboles primaires des roches ultramafiques de celles des formations filoniennes

Les variations des oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} permettent de discriminer les amphiboles primaires des roches ultramafiques de celles des andésites et de la dacite porphyrique des formations filoniennes. Les amphiboles primaires des roches ultramafiques étant plus riches en MgO (15% à 19% contre 11% à 15%) et plus pauvres en FeO(t) (6% à 9% contre 11% à 16%) (**Fig. 71a et b**). De plus, les amphiboles primaires des roches filoniennes sont également discriminées. Ainsi, celles des andésites sont moins évoluées ($X_{\text{Mg}} = 0,7$ à $0,9$ contre $0,6$ à $0,7$) et plus riches en TiO_2 , en Al_2O_3 , en $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ et plus pauvres en SiO_2 que celles de la dacite porphyrique (**Fig. 71c, d, e, f, g, h et i**).

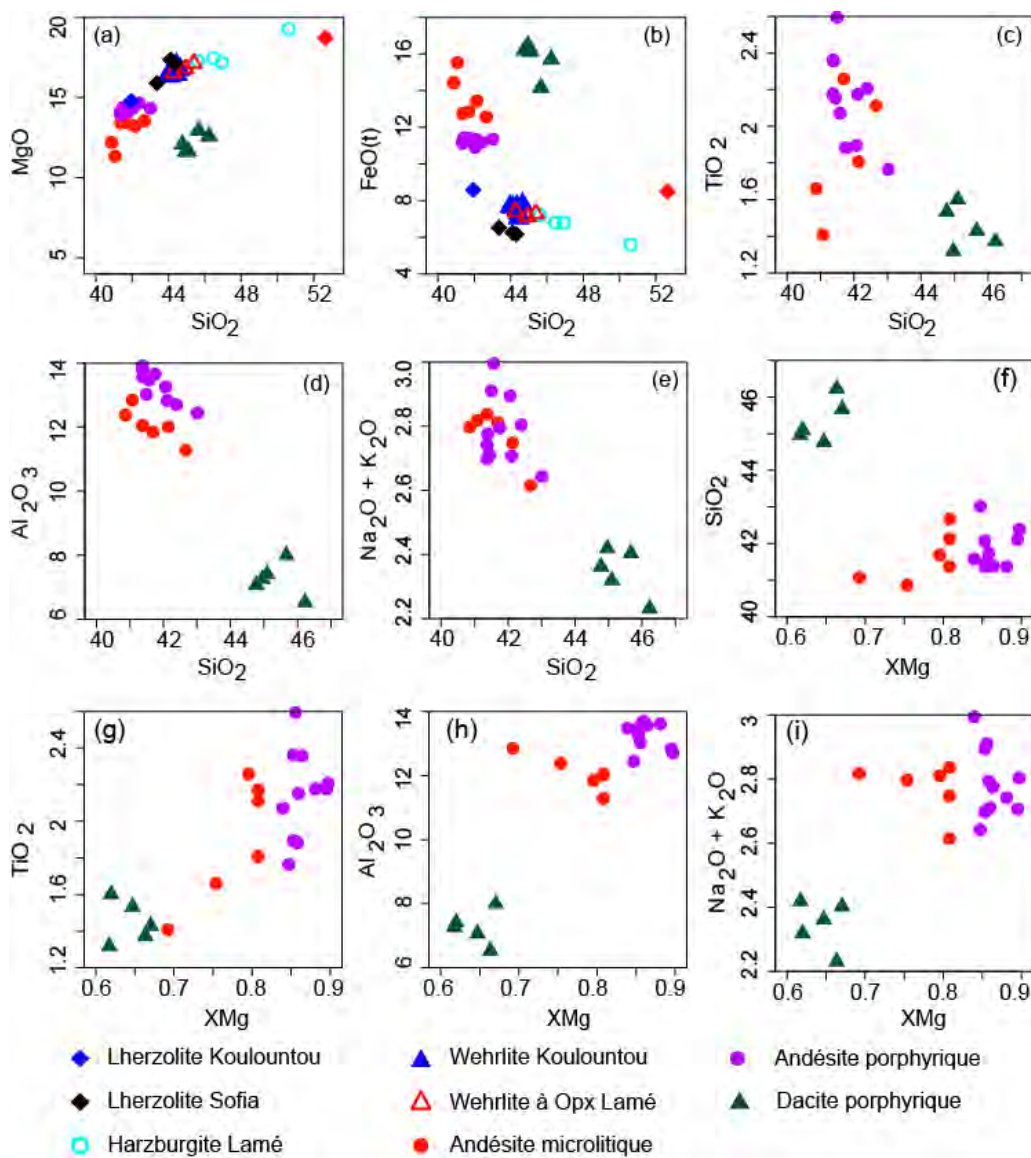
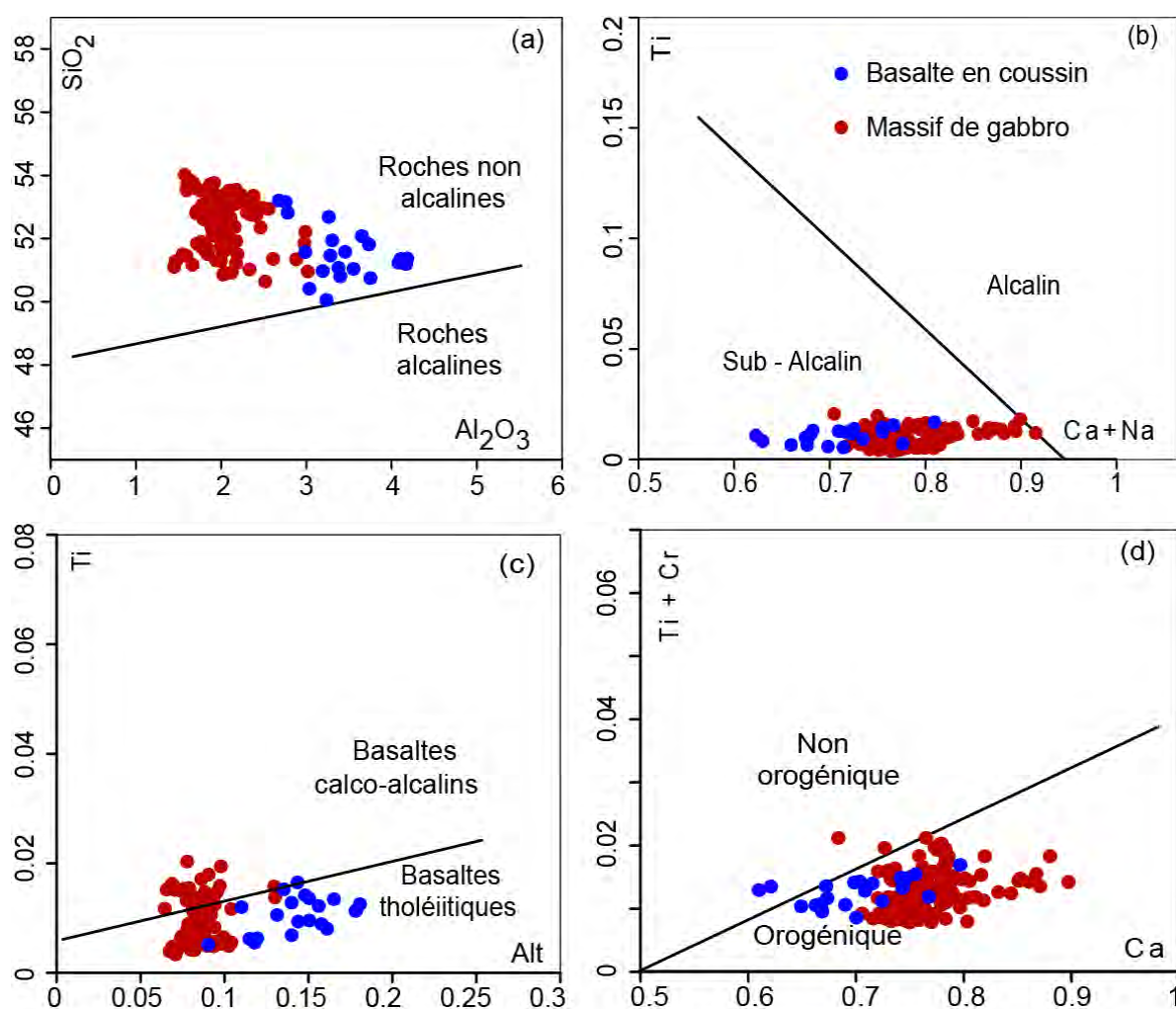


Figure 71 : Comparaison des oxydes en fonction de SiO_2 et de X_{Mg} entre les amphiboles primaires des roches ultramafiques de celles des roches filoniennes.

IV-4. Affinité magmatique et contexte géotectonique

IV-4-1. Les roches mafiques

Les fortes teneurs en silice et faibles en aluminium combinées aux très faibles teneurs en titane et en alcalino-terreux (Ca+Na) placent les clinopyroxènes des basaltes en coussin et des massifs de gabbro dans le champ des roches non alcalines (**Fig. 72a** de Lebas et al. 1962) ou des basaltes sub-alcalins (**Fig. 72b** de Leterrier et al. 1982). Cependant, le diagramme de Leterrier et al. (1982) montre l'affinité tholéiitique des clinopyroxènes des basaltes en coussin ; les clinopyroxènes des massifs de gabbro se situant à la limite des domaines tholéiitiques et calco-alcalins. De plus, le report des analyses sur les diagrammes géotectoniques de Leterrier et al. (1982) (**Fig. 72d**) et de Molard et al. (1983) (**Fig. 72e et f**) fait apparaître que les clinopyroxènes des basaltes en coussin et des massifs de gabbro se situent dans le champ des basaltes orogéniques.



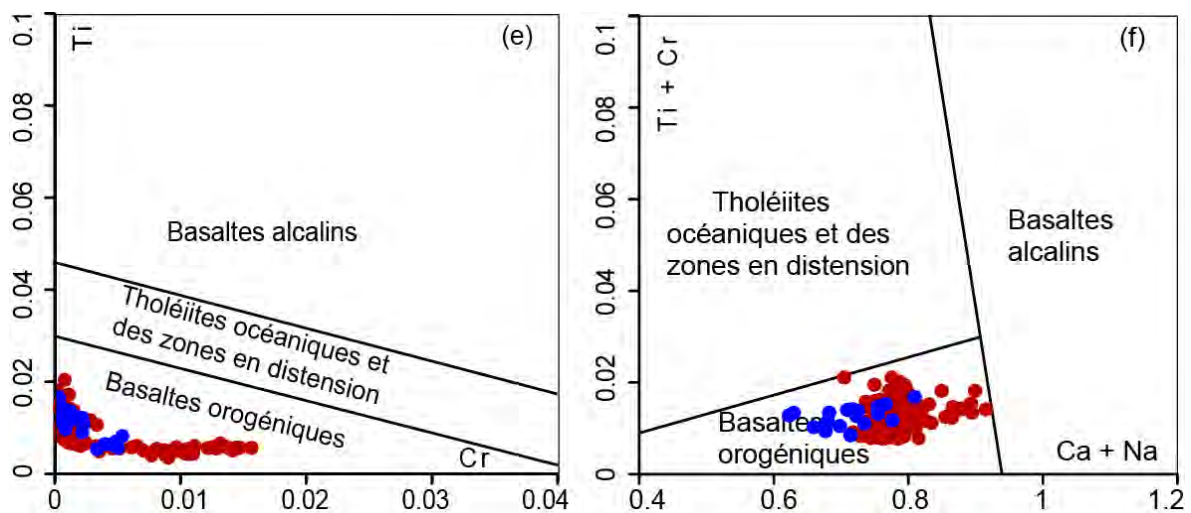


Figure 72: Diagramme de Lebas et al. (1962) (a) et de Leterrier et al. (1982) (b) montrant le caractère non alcalin ou sub-alcalin des clinopyroxènes des basaltes en coussin et des massifs de gabbro. Disposition des clinopyroxènes des basaltes en coussin et des massifs de gabbro dans le diagramme de Leterrier et al. (1982) (c). Diagramme géotectonique de Leterrier et al. (1982) (d) et de Molard et al. (1983) (e et f) montrant la position géotectonique des clinopyroxènes des basaltes en coussin et des massifs de gabbro.

IV-4-2. Les roches filoniennes

Dans le diagramme de Lebas et al. (1962), les fortes teneurs en silice et faibles en aluminium placent les clinopyroxènes des filons de gabbro et d'andésite dans le champ des roches non alcalines (**Fig. 73a**). Ce résultat est confirmé par les teneurs nulles à très faibles en titane et en alcalino-terreux (Ca+Na). Ces caractéristiques chimiques classent les clinopyroxènes des filons de gabbro et d'andésite dans le domaine des basaltes sub-alcalins du diagramme de Leterrier et al. (1982) (**Fig. 73b**). Cependant, il existe une contradiction entre l'affinité magmatique et le contexte géotectonique de ces roches. En effet, les clinopyroxènes du filon 2 de gabbro et ceux des andésites se situent dans le domaine des basaltes des zones orogéniques (**Fig. 73d** de Leterrier et al., 1982 et **e et f** de Molard et al., 1983) et montrent une affinité tholéiitique (**Fig. 73c** de Leterrier et al., 1982) à l'exception des clinopyroxènes du filon 1 de gabbro qui ont pu être contaminés par leur encaissant ultramafique.

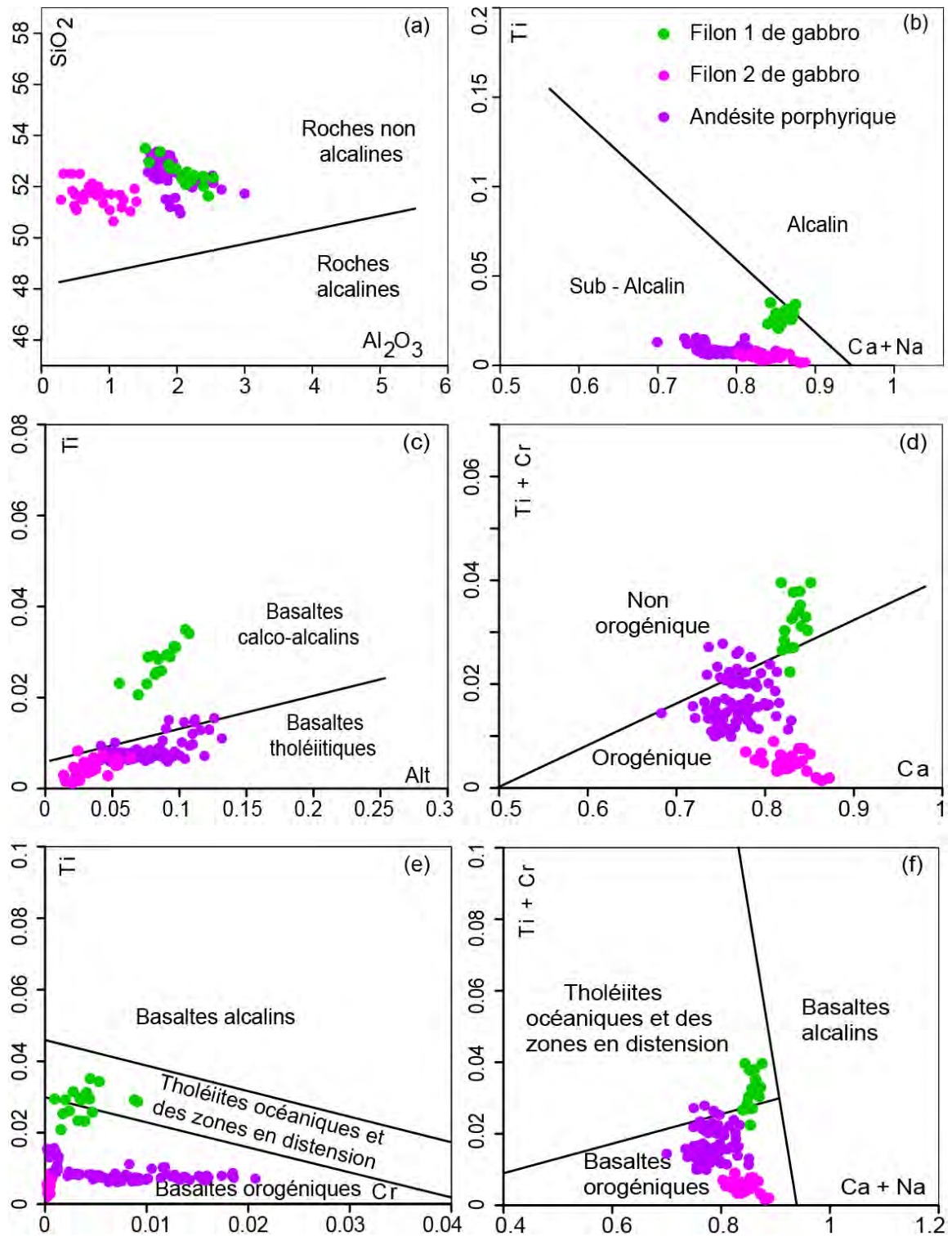


Figure 73: Diagramme de Lebas et al. (1962) (a) et de Leterrier et al. (1982) (b) montrant le caractère non alcalin ou sub-alcalin des clinopyroxènes des filons de gabbros et d'andésite. Disposition des clinopyroxènes des filons de gabbro et d'andésite dans le diagramme de Leterrier et al. (1982) (c). Diagramme géotectonique de Leterrier et al. (1982) (d) et de Molard et al. (1983) (e et f) montrant la position géotectonique des clinopyroxènes des filons de gabbro et d'andésite.

En conclusion, l'étude des clinopyroxènes pour contraindre les affinités magmatiques et les environnements géotectoniques montre sans ambiguïté le caractère non alcalin ou sub-alcalin des magmas à l'origine des roches mafiques (basalte, gabbro) et des roches filoniennes (gabbro, andésite). Ensuite, elle indique pour les clinopyroxènes des roches filoniennes, un contexte orogénique.

IV-5. Conclusion à l'étude minéralogique

Dans les roches mafiques et ultramafiques du secteur de Mako, deux minéraux sont ubiquistes : le clinopyroxène et l'amphibole. Ces minéraux permettent de discriminer les différents types de roches au sein d'un même groupe lithologique ou entre les roches de formations différentes. De plus, l'étude des compositions chimiques des olivines et des orthopyroxènes dans les roches ultramafiques montre le caractère plus évolué des lherzolites et des harzburgites du complexe ultramafique par rapport aux massifs de wehrlites. Les variations compositionnelles de ces minéraux sont compatibles avec une différenciation magmatique. La présence de minéraux hydratés comme l'amphibole primaire (pargasite, édénite, magnésio-hornblende et tschermakite) et la phlogopite contrairement aux travaux antérieurs (Ngom, 1995 ; Ngom et al., 1998 et 2010 ; Cissokho, 2010), témoigne de l'importance de l'activité de l'eau (PH_2O) et de la fugacité d'oxygène ($f\text{O}_2$) dans les magmas générateurs des roches ultramafiques. La cristallisation des amphiboles primaires dans les roches mafiques et ultramafiques est contrôlée par la température à côté des facteurs tels que PH_2O et $f\text{O}_2$. En revanche, dans les andésites et les dacites en filons, la cristallisation des amphiboles primaires semble se dérouler dans des conditions de plus forte pression, comme le témoigne la substitution Ti-glaucophanique de ces amphiboles.

Formations	Lithologie	Minéralogie	texture	Composition des minéraux	Substitution des minéraux	Affinité magmatique	Contexte géotectonique
Mafiques	Basalte massif et en coussin	Plg + Cpx + Amp	Microlitique et microlitique porphyrique	Plg: albite Cpx: augite (Wo ₂₈₋₄₁ , En ₄₂₋₅₈ , Fs ₁₂₋₂₁) Amp: Hb (Si = 6,6 - 7,4 p.f.u.; X _{Mg} = 0,6 - 0,8)	Edénitique, tschermakitique, Tr-hastingsite		
	Gabbro	Chr + Apa + Ilm + Oxyde ferro-titané + Plg + Cpx + Amp + Qtz	Grenue, genue porphyroïde, granophyrique, en rosette, pegmatitique	Plg: albite (An ₁₋₃); oligoclase (An ₂₀₋₂₄); andésine (An ₄₄₋₄₉); labrador (An ₅₄) Cpx: augite (Wo ₃₄₋₄₄ , En ₃₆₋₅₄ , Fs ₉₋₂₄), X _{Mg} = 0,6 - 0,8), diopside (Wo ₄₆₋₄₈ , En ₃₈₋₄₁ , Fs ₁₃₋₁₆ ; X _{Mg} = 0,7) Amp: Hb (Si = 6,6 - 7,4 p.f.u.; X _{Mg} = 0,6 - 0,8)	Edénitique, tschermakitique, Tr-pargasite, Tr-édénite, Ti-pargasite	Transition TH-CA	Orogénique
Ultramafiques	Lherzolite	Chr + Ol + Cpx + Opx + Amp + Phlo + Mt chr	Hétéradcumulat à mésocumulat	Chromite : X _{Mg} = 0,3; Cr ₂ O ₃ = 45% à 46% Olivine : Fo ₇₅₋₈₅ Cpx : Wo ₃₄₋₄₄ , En ₄₈₋₅₇ , Fs ₄₋₁₂ ; X _{Mg} = 0,8 - 0,9 Opx : enstatite (Wo ₁₋₃ , En ₇₇₋₈₂ , Fs ₁₄₋₂₁ ; X _{Mg} = 0,8 - 0,9) Amph : pargasite (Si = 6,1 p.f.u. et X _{Mg} = 0,8), magnésio-hornblende (Si = 7,3 p.f.u. et X _{Mg} = 1), tschermakite (Si = 6,3 p.f.u.; X _{Mg} = 0,9) Phlogopite (X _{Mg} = 0,8)	Edénitique, tschermakitique, Ti-tschermakite		
	Harzburgite	Chr + Ol + Opx + Amp + Mt chr	Hétéradcumulat	Chromite : X _{Mg} = 0,3; Cr ₂ O ₃ = 44% Olivine : Fo ₇₉₋₈₁ Opx : enstatite (Wo ₁₋₃ , En ₈₀₋₈₂ , Fs ₁₆₋₁₈ ; X _{Mg} = 0,8) Amph : édénite (Si = 6,5 - 6,7 p.f.u. et X _{Mg} = 0,9), magnésio-hornblende (Si = 6,7 - 7,1 p.f.u. et X _{Mg} = 0,8 - 0,9)	Edénitique, tschermakitique, Ti-tschermakite		
	Wehrliite	Chr + Ol + Cpx ± Opx + Amp + Phlo + Mt chr	Hétéradcumulat	Chromite : X _{Mg} = 0,3 - 0,5; Cr ₂ O ₃ = 38% à 49% Olivine : Fo ₈₂₋₈₅ Cpx : augite (Wo ₂₉₋₄₂ , En ₅₂₋₆₁ , Fs ₄₋₁₁ ; X _{Mg} = 0,8 - 0,9), diopside Wo ₄₇₋₄₈ , En ₅₀₋₅₁ , Fs ₁₋₃ ; X _{Mg} = 0,9 - 1) Opx : enstatite (Wo ₁₋₃ , En ₈₃₋₈₅ , Fs ₁₃₋₁₅ ; X _{Mg} = 0,8 - 0,9) Amp : pargasite Si = 6,4 p.f.u.; X _{Mg} = 0,9 - 0,8), édénite (Si = 6,5 p.f.u. et X _{Mg} = 0,9), Phlogopite (X _{Mg} = 0,8 - 0,9)	Edénitique, tschermakitique, Ti-tschermakite		
Filoniennes	Gabbro	Plg + Cpx + Oxyde	Grenue et grenue pegmatitique	Plg: albite (An ₀₋₂) Cpx: augite (Wo ₃₉₋₄₄ , En ₄₉₋₅₀ , Fs ₈₋₁₁), X _{Mg} = 0,8 - 0,9 pour le filon 1 Cpx: augite (Wo ₃₄₋₄₅ , En ₂₉₋₃₄ , Fs ₂₂₋₂₉), X _{Mg} = 0,5 - 0,6 pour le filon 2		Filon 1 (CA) Filon 2 (TH)	Non orogénique Orogénique
	Basalte	Plg + Cpx + Oxyde	Microlitique	Plg: albite (An<10)			
	Andésite	Plg + Cpx + Amp	Microlitique et microlitique porphyrique	Plg: albite (An ₁), oligoclase (An ₁₅₋₂₁) Cpx: augite (Wo ₃₃₋₄₁ , En ₄₂₋₅₃ , Fs ₁₀₋₂₁), X _{Mg} = 0,7 - 0,8 Amp: pargasite-magnésio-hastingsite (Si = 6,1 - 6 p.f.u.; X _{Mg} = 0,9 - 0,7), tschermakitique (Si = 6,3 - 6 p.f.u.; X _{Mg} = 0,8 - 0,9)	Edénitique, tschermakitique, Tr-hastingsite, Ti-glaucofane	TH	Orogénique
	Dacite	Plg + Amp + Biot + Qtz	Microlitique porphyrique	Plg: oligoclase (An ₂₁₋₃₀), andésine (An ₃₀₋₃₈) Amp: magnésio-hornblende (Si = 6,9 - 6,8 p.f.u.; X _{Mg} = 0,7 - 0,6), édénitique (Si = 6,8 p.f.u.; X _{Mg} = 0,7)	Tr-pargasite-hastingsite, édénitique, tschermakitique, Ti-glaucofane		
	Rhyolite	Qtz + Plg + Biot + Musc	Microlitique porphyrique				

Tableau 7: Tableau récapitulatif à l'étude pétrographique et minéralogique des roches du secteur du village de Mako.

CHAPITRE V : ETUDES GEOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES

V-1. Caractéristiques géochimiques

Les concentrations en éléments majeurs et en éléments en traces des roches totales sont données en **Annexe 4**.

V-1-1. Classification et nomenclature des roches

La classification et la nomenclature des roches constituant les séries magmatiques sont basées en premier temps sur les teneurs en SiO_2 et en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). Cette tentative de classification et de nomenclature des roches du secteur de Mako est plutôt risquée dans la mesure où certains éléments majeurs utilisés sont très mobiles au cours des phénomènes post-magmatiques. C'est la raison pour laquelle cette classification sera contrôlée par une autre classification utilisant des éléments en traces qui ont acquis une grande réputation de stabilité mais également par des données pétrographiques et isotopiques.

V-1-1-1. Les basaltes en coussin et massifs

Le diagramme de classification de Le Maitre et al. (1989) (**Fig. 74a**) montre le caractère sub-alkalin des basaltes en coussin et massifs du secteur du village de Mako. Cependant, deux basaltes *IL13* et *IL44* (enclave) se retrouvent dans le champ des basaltes alcalins du fait d'une augmentation de leurs teneurs en alcalins. Les basaltes se répartissent entre les domaines des basaltes, des basaltes andésitiques et des andésites. Enfin dans le diagramme de classification Zr/TiO_2 en fonction de Nb/Y de Winchester et Floyd (1977) modifié par Pearce (1996) (**Fig. 74b**) utilisant des éléments réputés immobiles, toutes les roches se placent dans le champ des basaltes excepté l'échantillon *IL57* qui est positionné dans le champ des basaltes andésitiques et des andésites.

V-1-1-3. Les formations filoniennes

Le diagramme de classification de Le Maitre et al. (1989) (**Fig. 76a**) montre le caractère sub-alkalin des roches volcaniques filoniennes du secteur du village de Mako. Cependant, la très forte teneur en alcalin de l'andésite à phénocristaux de plagioclase (*IL34*) la situe dans le champ des trachy-andésites du domaine des basaltes alcalins. L'andésite à phénocristaux de clinopyroxène (*ILN7*) occupe le champ des basaltes et l'andésite microlitique riche en amphibole (*IL42*), le champ des basaltes andésitiques. La dacite porphyrique se trouve dans le champ des andésites à cause d'une faible teneur en SiO_2 et les volcanites riches en quartz se situent dans le champ des rhyolites. Enfin dans le diagramme de classification Zr/TiO_2 en fonction de Nb/Y de Winchester et Floyd (1977) modifié par Pearce (1996) (**Fig. 76b**), l'andésite microlitique riche en amphibole et l'andésite à phénocristaux de clinopyroxène se situent à la limite des domaines des basaltes et des andésites et basaltes andésitiques où sont localisées l'andésite à phénocristaux de plagioclase et la dacite.

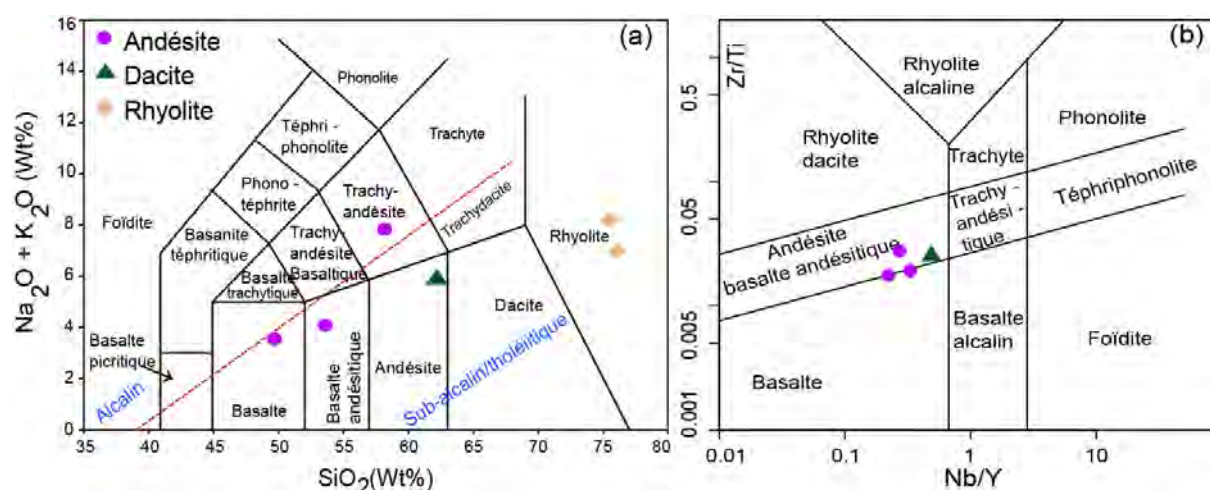


Figure 76: Classification des filons d'andésite et de dacite dans les diagrammes Le Maitre et al. (1989) (a) et de Winchester et Floyd (1977) modifié par Pearce (1996) (b).

V-1-2. Mobilité des éléments chimiques

La position de certains faciès dans les diagrammes de classification et de nomenclature des roches ci-dessus suggère une certaine mobilité des éléments chimiques au cours des phénomènes post-magmatiques comme le métamorphisme, l'hydrothermalisme, l'altération par l'eau de mer et l'oxydation entraînant des pertes ou des enrichissements d'éléments chimiques susceptibles de modifier la composition chimique des minéraux et par conséquent celle du chimisme global de la roche. Ces processus post-magmatiques peuvent se manifester du point de vue pétrographique, minéralogique et géochimique. Seuls les effets sur la

géochimie, faisant l'objet de nombreux travaux dans le but de caractériser les éléments (majeurs, traces) mobiles ou immobiles au cours des phénomènes post-magmatiques seront abordés dans cette étude.

V-1-2-1. Les éléments majeurs

La classification et la nomenclature des basaltes et des roches volcaniques filoniennes établies à partir des données géochimiques notamment les teneurs en SiO_2 dans les diagrammes précédents Le Maitre et al. (1989) (a) et de Winchester et Floyd (1977) modifié par Pearce (1996) permettent d'avoir les subdivisions suivantes :

-Roches mafiques (basaltes)

$$45\% \leq \text{SiO}_2 < 52\%$$

-Roches intermédiaires (basaltes andésitiques, andésites)

$$52\% \leq \text{SiO}_2 < 63\%$$

-Roches acides (dacites, rhyolites)

$$\text{Dacites } 63\% \leq \text{SiO}_2 < 70\%$$

$$\text{Rhyolites } \text{SiO}_2 > 70\%$$

Partant de cette classification et de cette nomenclature, on peut donc remarquer des teneurs élevées en SiO_2 dans certains basaltes en coussin (*IL57*, *IL59*) et massifs (*IL17*, *IL23*) (**Tableau 8**). Ces teneurs anormales en SiO_2 sont le reflet de la silicification secondaire qu'ont subi les roches pendant les phénomènes hydrothermaux tardifs ou de la déstabilisation des minéraux originels. Cette silicification secondaire se manifeste à l'échelle de la lame mince surtout de l'échantillon *IL57* (basalte en coussin de Séguéko Peul), le plus silicifié ($\text{SiO}_2 = 58\%$) par des filonnets entrelacés de veines de quartz et par des microgranules de quartz formant des sous grains. Pour les massifs de gabbro, seul l'échantillon *IL64* qui tombe dans le champ des diorites du diagramme de classification de Cox et al. (1979) est considéré comme silicifié ($\text{SiO}_2 = 56\%$). La hausse des teneurs en SiO_2 est contrebalancée par une diminution de celles en MgO et CaO.

Les teneurs en CaO sont très élevées dans le gabbro *IL43* et dans l'andésite à phénocristaux de clinopyroxène (*ILN7*) (**Tableau 9**). Cet accroissement des teneurs en CaO est compensé par une baisse des teneurs en SiO₂. C'est ce phénomène de calcitisation qui a pour effet d'abaisser les teneurs en SiO₂ qui explique la position du gabbro *IL43* dans le champ des roches ultramafiques du diagramme de Cox et al. (1979) plutôt qu'à un effet de cumulat. Il en est de même de la position particulière dans le champ des basaltes du diagramme de Le Maitre et al. (1989) de l'andésite à phénocristaux de clinopyroxène (*ILN7*). Le processus de calcitisation s'accompagne également d'une forte épidotisation résultat de l'altération des plagioclases basiques, des amphiboles ou des pyroxènes.

L'enrichissement exagéré en Na₂O observé dans l'andésite à phénocristaux de plagioclase (*IL34*) qui affleure à l'Ouest du village de Mako (**Tableau 9**) est lié à un phénomène d'albitisation tardif des plagioclases. L'augmentation des teneurs en Na₂O s'accompagne d'une élévation de celles en Al₂O₃ et d'une diminution des teneurs en K₂O, MgO et CaO. Ce phénomène d'albitisation a déjà été signalé par Bassot (1987) et Boher (1987) dans le secteur de la Daléma (Bouttonnière de Kédougou-Kéniéba).

Lithologies	Basaltes				Gabbros
N° Ech	IL17	IL23	IL57	IL59	IL64
SiO ₂	54,93	55,76	57,72	53,70	55,87
TiO ₂	1,03	0,94	2,09	0,64	0,86
Al ₂ O ₃	15,90	18,52	12,33	13,83	15,13
CaO	7,19	5,35	5,24	6,69	7,77
Cr ₂ O ₃	0,04	0,02	0,07	0,03	0,06
Fe ₂ O ₃	9,68	8,43	13,06	11,77	9,37
FeO	10,76	9,37	14,51	13,08	10,41
K ₂ O	0,57	0,38	0,53	0,11	0,55
MgO	4,43	3,48	1,70	7,84	6,26
MnO	0,14	0,09	0,12	0,20	0,14
Na ₂ O	4,15	3,71	3,94	3,31	2,86
P ₂ O ₅	0,14	0,12	1,96	0,05	0,12
LOI	1,95	3,19	1,16	2,56	1,52
Total	100,15	99,99	99,92	100,73	100,51
X _{Mg}	0,48	0,45	0,55	0,57	0,52
Na ₂ O+K ₂ O	4,72	4,09	4,47	3,42	3,41

Tableau 8: Eléments majeurs des roches basaltiques et gabbroïques silicifiées.

Lithologies	Gabbro	Andésite à phénocristaux de Cpx	Andésite à phénocristaux de Plg
N° Ech	IL43	ILN7	IL34
SiO ₂	43,92	49,70	58,21
TiO ₂	1,26	0,85	1,01
Al ₂ O ₃	16,60	12,70	16,09
CaO	17,77	10,10	3,47
Fe ₂ O ₃ (t)	13,19	9,40	9,03
FeO	14,66	10,44	10,03
K ₂ O	0,18	0,70	0,20
MgO	4,16	9,66	3,45
MnO	0,23	0,15	0,12
Na ₂ O	0,60	2,84	7,62
P ₂ O ₅	0,10	0,25	0,16
LOI	1,81	2,71	1,01
Total	99,82	99,29	100,37
X _{Mg}	0,34	0,62	0,38
Na ₂ O+K ₂ O	0,78	3,54	7,82

Tableau 9: Eléments majeurs des roches calcitisées (*IL43*, *ILN7*) et albitisées (*IL34*).

V-1-2-2. Les éléments en traces

Au cours des phénomènes post-magmatiques, certains éléments en traces (Ni, Cr, Th, Zr, Nb, Hf, Ta) et les terres rares (REE) sont réputés immobiles tandis que d'autres comme les éléments lithophiles (Rb, Cs, Ba, Sr) sont très souvent mobilisés. Cependant, parmi les éléments considérés comme immobiles, les REE peuvent être mobilisés par l'altération hydrothermale (haute température), l'eau de mer (basse température) ou le métamorphisme de faciès schiste vert (Pearce et Cann, 1973 ; Condie, 1976 ; Winchester et Floyd, 1976 ; Wood et al., 1979). Les terres rares légères (LREE) étant plus sensibles à l'altération, elles sont donc plus mobilisées que les terres rares lourdes (HREE). En conclusion, on montre une plus grande instabilité des éléments majeurs par rapport aux éléments en traces lors des processus d'altération. En conséquence, pour la caractérisation géochimique des roches, nous allons essentiellement utiliser les roches les moins altérées et nous focaliser sur les éléments en traces dans le cas des roches altérées.

V-1-3. Caractéristiques chimiques des séries magmatiques

Le report des analyses sur le diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971) (**Fig. 77**) permet de distinguer une série tholéiitique et une série calco-alcaline pour les formations magmatiques du secteur du village de Mako.

-La série tholéiitique

La série tholéiitique la plus représentée est constituée par des roches volcano-plutoniques mafiques (basaltes en coussin et massifs, gabbros) laquelle nous allons rattacher les roches ultramafiques (lherzolites, harzburgites, wehrlites).

-La série calco-alcaline

La série calco-alcaline de nature volcano-plutonique mafique à différenciée (gabbros, basaltes, andésites, dacites, rhyolites) forme soit des filons qui recoupent la série tholéiitique, soit des enclaves au sein de la série tholéiitique et dans les granitoïdes.

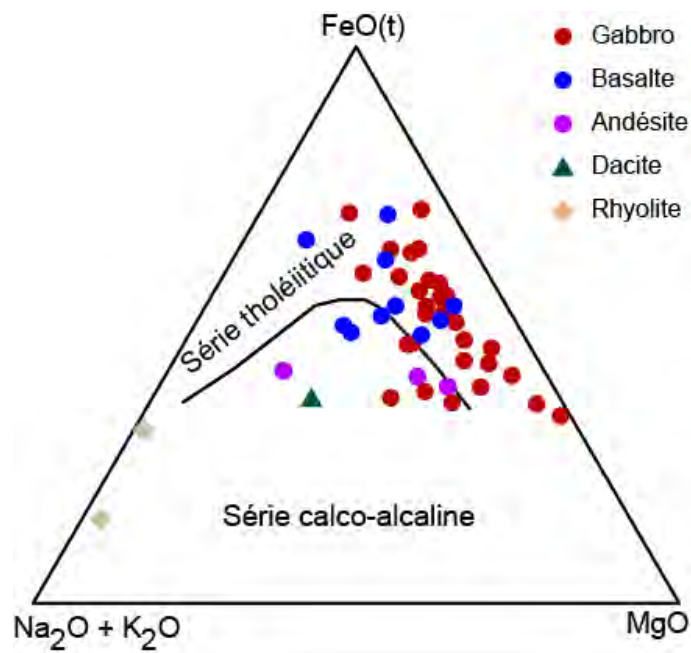


Figure 77: Diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971) montrant l'affinité magmatique des roches du secteur du village de Mako.

V-1-3-1. La série tholéiitique mafique

Dans cette étude, les roches tholéiitiques sont comparées aux roches tholéiitiques de la littérature traitant du secteur de Mako (Dia, 1988 ; Abouchami et al. 1990 ; Dioh, 1995 ; Ngom, 1995 ; Diallo, 2001 ; Pawlig et al., 2006 ; Ngom et al., 2007 et 2010). Ces travaux antérieurs ont montré que les phénomènes post-magmatiques qui ont affecté les roches tholéiitiques du groupe de Mako ont très peu modifié les compositions chimiques originelles des roches.

V-1-3-1-1. Les basaltes tholéitiques

✓ Les éléments majeurs

Le diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971) (**Fig. 78**) confirme l'affinité tholéitique des laves basaltiques du secteur du village de Mako à l'exception du basalte massif de Lamé (*IL13*) légèrement décalé dans le champ calco-alcalin à cause de son enrichissement en K_2O (2%). Les basaltes présentent des compositions hétérogènes mais similaires à celles des basaltes tholéitiques analysées lors des études précédentes dans le groupe de Mako à l'exception des basaltes komatiitiques de Ngom (1995) situés plus au Nord-Est dans le secteur de Sabodala caractérisés par leurs faibles teneurs en Al_2O_3 (**Fig. 79**). Les basaltes frais ont des valeurs en SiO_2 et X_{Mg} comprises entre 47% et 54% et 0,33 et 0,57 respectivement. Les valeurs relativement faibles en X_{Mg} indiquent le caractère un peu évolué des liquides basaltiques. Al_2O_3 , MgO et CaO montrent une corrélation négative avec SiO_2 . Les teneurs en TiO_2 et en $FeO(t)$ varient beaucoup. Elles augmentent corrélativement de 0,6% à 2% et de 12% à 18% respectivement au cours de la différenciation. En revanche, les teneurs en Al_2O_3 et MgO varient peu et diminuent respectivement de 16% à 11% et de 8% à 5% avec la diminution des valeurs de X_{Mg} . Cependant, le basalte structuré en micro-coussin de Linguékoto (*IL4*) présente une teneur en MnO anormalement élevée (0,3%). De plus, le basalte massif de Lamé (*IL13*) présente également des teneurs particulières ; teneurs anormalement élevées en K_2O (2%) et anormalement basses en MnO (0,1%). Enfin, il faut noter que l'échantillon le plus évolué ($X_{Mg} = 0,2$) avec la plus faible teneur en MgO (2%) et la plus forte teneur en P_2O_5 (2%) correspond au basalte en coussin silicifié ($SiO_2 = 58\%$) de Séguéko Peul (*IL57*).

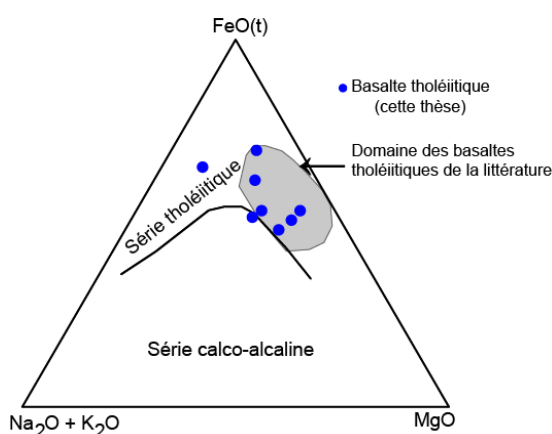
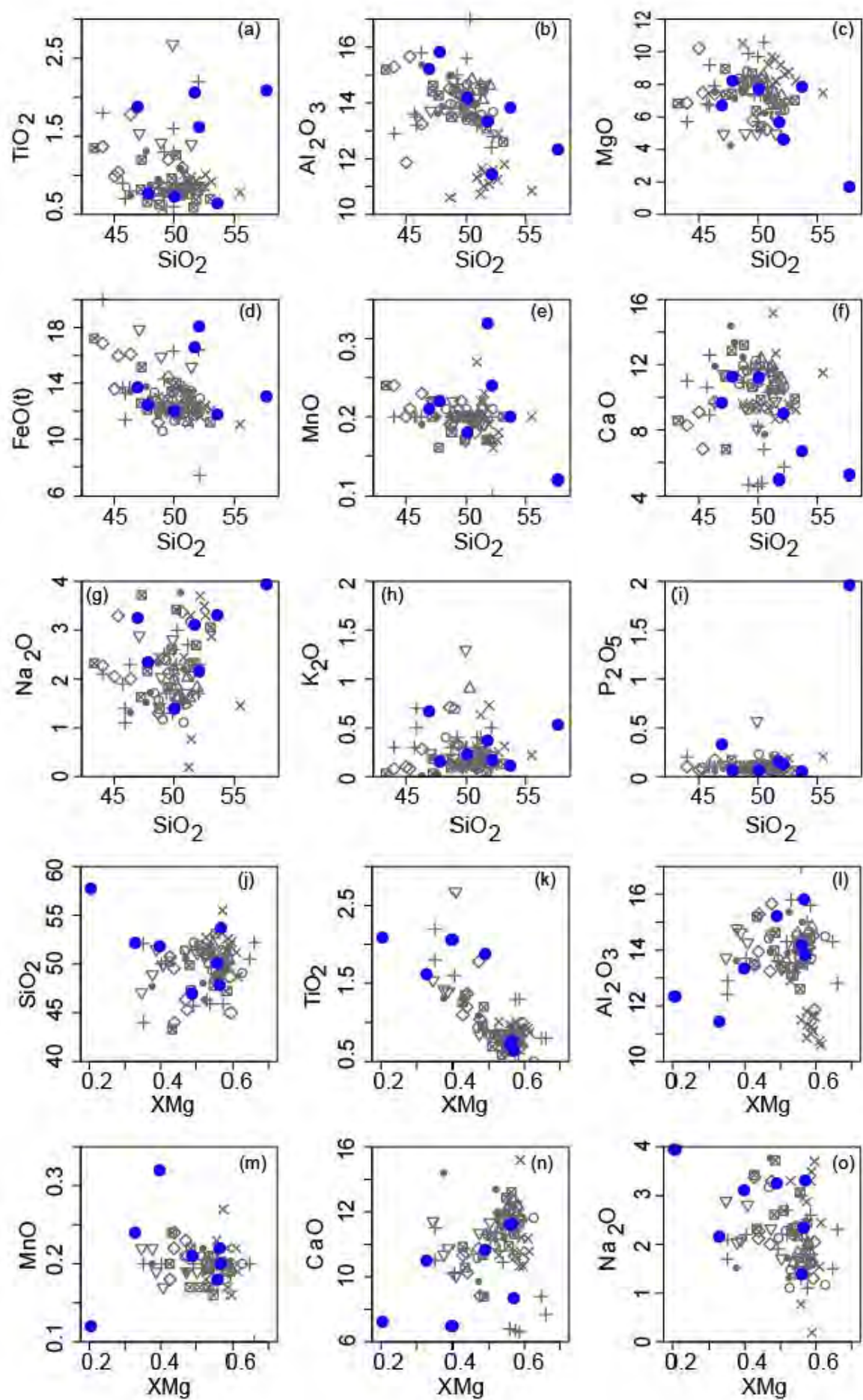


Figure 78: Diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971) pour les basaltes tholéitiques comparés à ceux de la littérature dans le groupe de Mako.



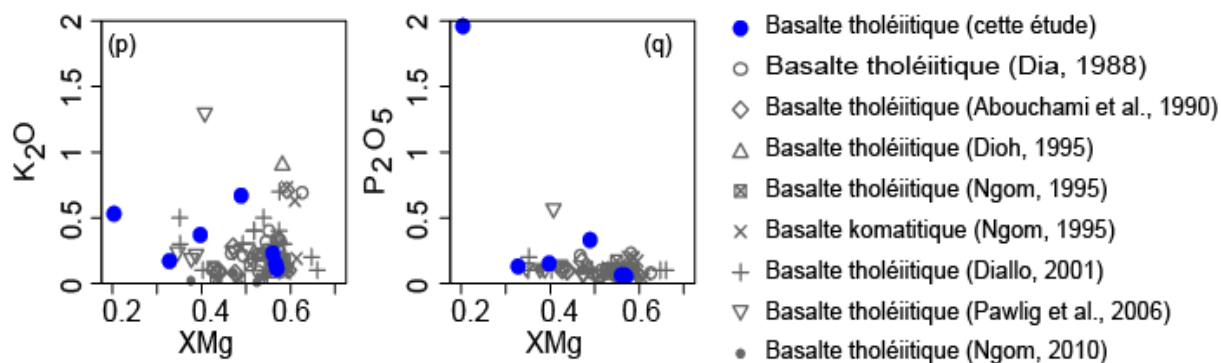


Figure 79 : Diagramme de Harker des basaltes tholéiitiques de cette étude comparés aux basaltes tholéiitiques des travaux antérieurs dans le groupe de Mako.

✓ *Les éléments en traces*

Dans les basaltes tholéiitiques peu altérés, le Ni varie de 13 à 381 ppm avec une moyenne de 197 ppm et le Cr de 16 à 735 ppm avec une moyenne de 376 ppm indiquant très probablement des compositions partiellement cumulatives pour ces basaltes, avec des échantillons enrichis en olivine (fortes teneurs en Ni) ou/et en chromite (fortes teneurs en Cr). Les éléments incompatibles montrent également de fortes variations de teneurs au sein des basaltes. Dans le détail, Nb varie de 1,2 à 11 ppm avec une moyenne de 6 ppm et Y de 16 à 84 ppm avec une moyenne de 50 ppm. Le basalte tholéiitique silicifié (*IL57*) est plus riche en Nb (= 16 ppm) que les basaltes tholéiitiques frais, l'altération conduisant à une surconcentration des éléments immobiles.

✓ *Les terres rares (REE)*

Le report des analyses en REE des basaltes tholéiitiques sur le diagramme normalisé aux chondrites (Barrat et al., 2014) fait apparaître deux ensembles (**Fig. 80a**): un premier ensemble de roches caractérisées par des spectres plats ($La_N/Yb_N = 0,8 - 1,9$) et un deuxième ensemble de roches enrichies en REE légères (LREE) et plus fractionnées en LREE/HREE ($La_N/Yb_N = 2,8 - 3,7$). Dans le premier ensemble, la somme des REE varie de 175 à 1058 ppm avec une moyenne de 616 ppm. Cet ensemble est enrichi de 9 à 89 fois les chondrites (Barrat et al., 2014) pour les LREE et de 10 à 40 fois les chondrites pour les REE lourdes (HREE). Les roches sont caractérisées par des spectres de REE déprimés à légèrement enrichis en LREE ($La_N/Nd_N = 0,9 - 1,1$) et MREE ($Sm_N/Gd_N = 0,9 - 1,1$) et un léger appauvrissement en HREE ($Dy_N/Lu_N = 1,3 - 1,7$) avec des anomalies négatives en europium ($Eu/Eu^* = 0,7 - 0,9$) qui sont de plus en plus marquées dans les termes les plus riches en REE à l'exception de

l'échantillon *IL59* le plus pauvre en REE qui a une anomalie en europium très prononcée ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,8$).

Le second ensemble avec une somme des REE qui varie de 299 à 1294 ppm (moyenne de 796 ppm) montre des spectres parallèles caractérisés par un enrichissement régulier en LREE de 36 à 134 fois les chondrites et un appauvrissement en HREE de 9 à 42 fois les chondrites (Barrat et al., 2014). Ceci se traduit par des spectres à pentes négatives en LREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 1,1 - 1,3$) ; MREE ($\text{Sm}_\text{N}/\text{Gd}_\text{N} = 1,2$) et en HREE ($\text{Dy}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,6$). Ce second ensemble de basaltes tholéiitiques présente des anomalies négatives en europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,7 - 0,9$). Le diagramme élargi normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) (**Fig. 80b**) montre une dispersion des LILE (Cs, Rb, Ba) sans doute liée aux phénomènes d'altérations. Le premier ensemble a des anomalies négatives en Th, Pb et Ti et positives en Nb à l'exception de l'échantillon *54933* qui a une anomalie positive en Th, de l'échantillon *IL4* qui a une anomalie positive en Pb et enfin des échantillons *IL48* et *IL59* avec des anomalies négatives en Nb. Le second ensemble montre des anomalies négatives en Th, Nb, Pb, Sr et Ti à l'exception de l'échantillon *IL44* (enclave dans une diorite) qui a des anomalies positives en Nb, Pb et Sr.

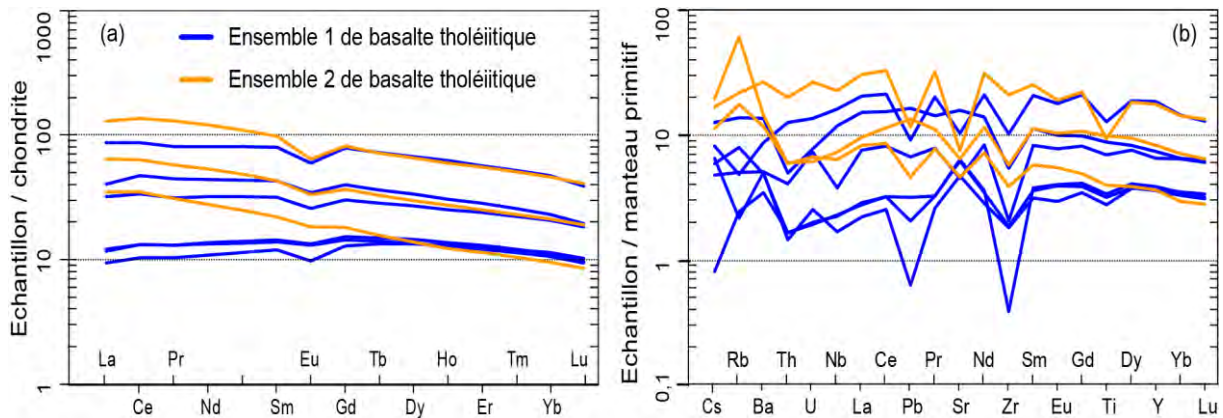


Figure 80 : (a) Spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) et (b) diagrammes élargis des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des basaltes tholéiitiques montrant deux ensembles de roches.

V-1-3-1-2. Les gabbros tholéitiques

✓ Les éléments majeurs

Les compositions chimiques des gabbros tholéitiques (AFM d'Irvine et Baragar, 1971) (**Fig. 81**) sont également comparées aux rares données disponibles dans la bibliographie (Dioh, 1995 ; Ngom, 1995). Les gabbros tholéitiques frais présentent des teneurs en SiO_2 et en X_{Mg} qui varient de 47% à 52% et de 0,4 à 0,8 respectivement. Certains ont des rapports X_{Mg} plus élevés que ceux des basaltes tholéitiques suggérant ainsi leurs caractères moins évolués. Les compositions des divers oxydes varient beaucoup avec les teneurs en SiO_2 et en X_{Mg} suggérant à la fois une évolution par différenciation magmatique mais aussi des phénomènes d'accumulation de cristaux (**Fig. 82**). TiO_2 varie de 0,5% à 3% ; Al_2O_3 de 4% à 18% ; MgO de 4% à 19% ; FeO(t) de 9% à 16% ; MnO de 0,1% à 0,4% ; CaO de 8% à 20% ; Na_2O de 0,1% à 3% ; K_2O de 0 à 1,4% et enfin P_2O_5 de 0 à 0,4%. Ainsi, certains gabbros fortement magnésiens ($X_{\text{Mg}} \geq 70$) montrent un caractère cumulatif avec la présence de cristaux cumulus d'olivine et de chromite, expliquant leurs fortes teneurs en MgO et en Cr_2O_3 et leurs très faibles teneurs en Al_2O_3 et en Na_2O dues à la pauvreté en plagioclases. Ce sont par exemple les échantillons *IL66* ($X_{\text{Mg}} = 0,7$; $\text{MgO} = 13\%$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,3\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 7\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 1,3\%$) ; *IL31* ($X_{\text{Mg}} = 0,8$; $\text{MgO} = 15\%$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,2\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 6\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,9\%$), *126B* ($X_{\text{Mg}} = 0,8$; $\text{MgO} = 16\%$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,6\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 4\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,1\%$) et *IL50* ($X_{\text{Mg}} = 0,8$; $\text{MgO} = 19\%$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,3\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 7\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,4\%$). La richesse en TiO_2 observée dans les termes les plus évolués comme par exemple dans l'échantillon *IL61* ($\text{TiO}_2 = 3\%$ et $X_{\text{Mg}} = 0,4$) se conjugue avec la hausse de leurs teneurs en FeO(t) (16%) et ceci est en adéquation avec l'abondance des oxydes ferro-titanés mise en relief par la pétrographie et confirmée par la microsonde. Cet échantillon (*IL61*) présente également des teneurs anormalement élevées en MnO (0,4%) et en P_2O_5 (0,4%). Enfin, le filon de gabbro (*IL49*) qui recoupe le basalte mylonitisé (*IL48*) de Séguéko Peul présente une teneur anormalement élevée en K_2O (1,4%). Les gabbros altérés concernent un échantillon qui est le plus évolué (X_{Mg} inférieur à 0,4) et présentant des teneurs en éléments majeurs particulières comparées aux faciès sensu stricto. Il s'agit du gabbro (*IL43*) montrant une altération en calcite qui augmente sa teneur en CaO (18%) et abaisse ses teneurs en SiO_2 (44%) et en MgO (4%) d'où sa faible valeur en X_{Mg} (0,4). Hormis les gabbros cumulatifs et le gabbro altéré, les gabbros typiques montrent des corrélations avec SiO_2 négatives pour TiO_2 , Al_2O_3 , FeO(t) et P_2O_5 et positives pour MgO et CaO . De plus, avec X_{Mg} les corrélations sont négatives pour TiO_2 , FeO(t) , MnO , Na_2O , K_2O et P_2O_5 et positives pour SiO_2 , Al_2O_3 , MgO et CaO .

En conclusion, l'évolution des compositions présentée par cette série de gabbro est conforme à une évolution tholéiitique, avec un enrichissement marqué en fer et titane pour les gabbros les plus évolués, pouvant être considérés comme des ferro-gabbros.

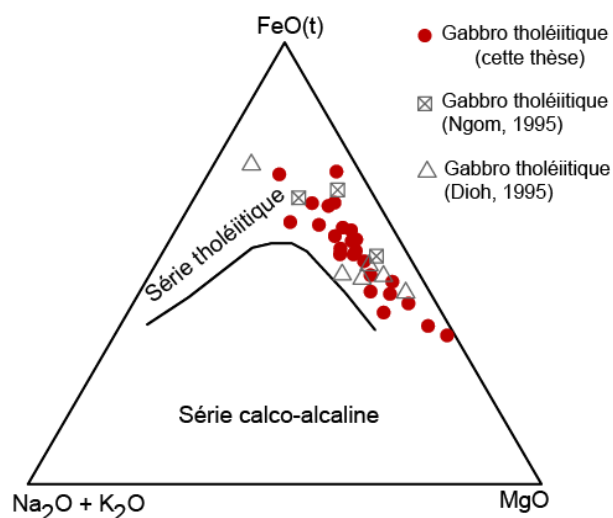
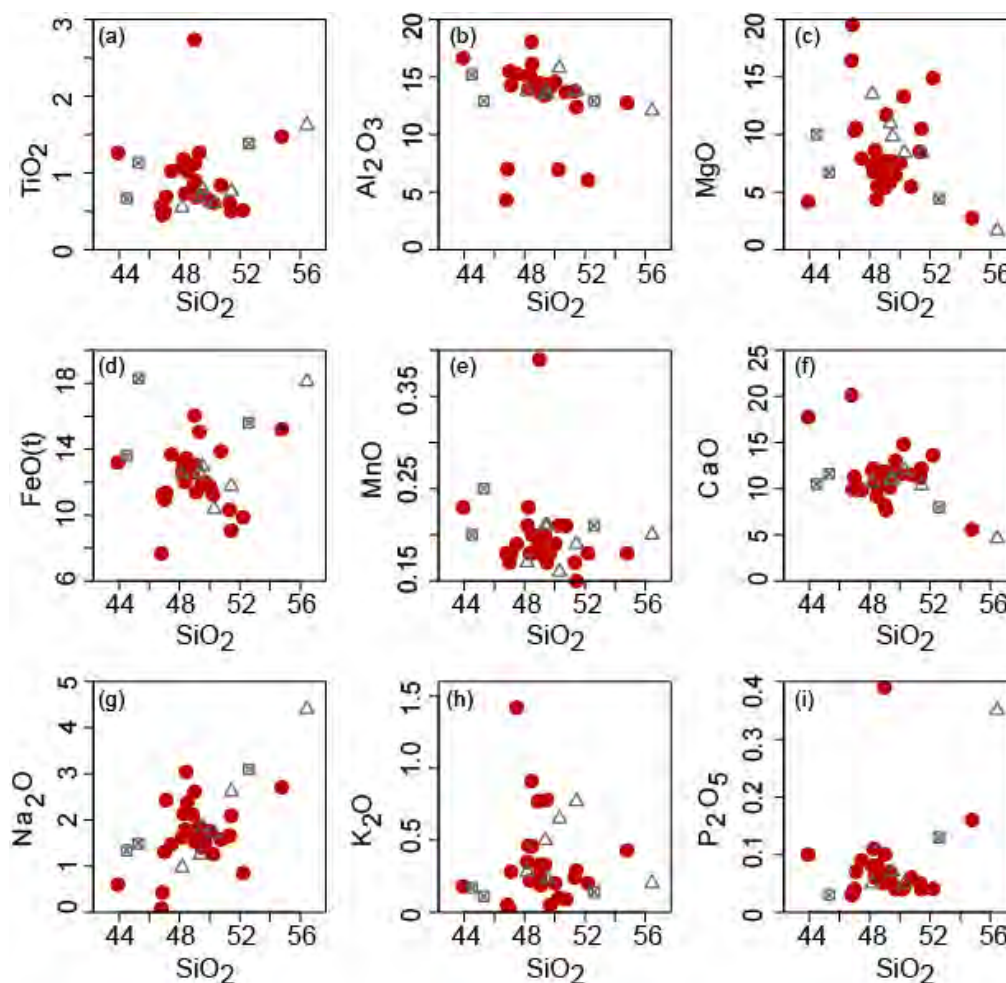


Figure 81: Diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971) pour les gabbros tholéiitiques de cette thèse comparés à ceux de la littérature dans le groupe de Mako.



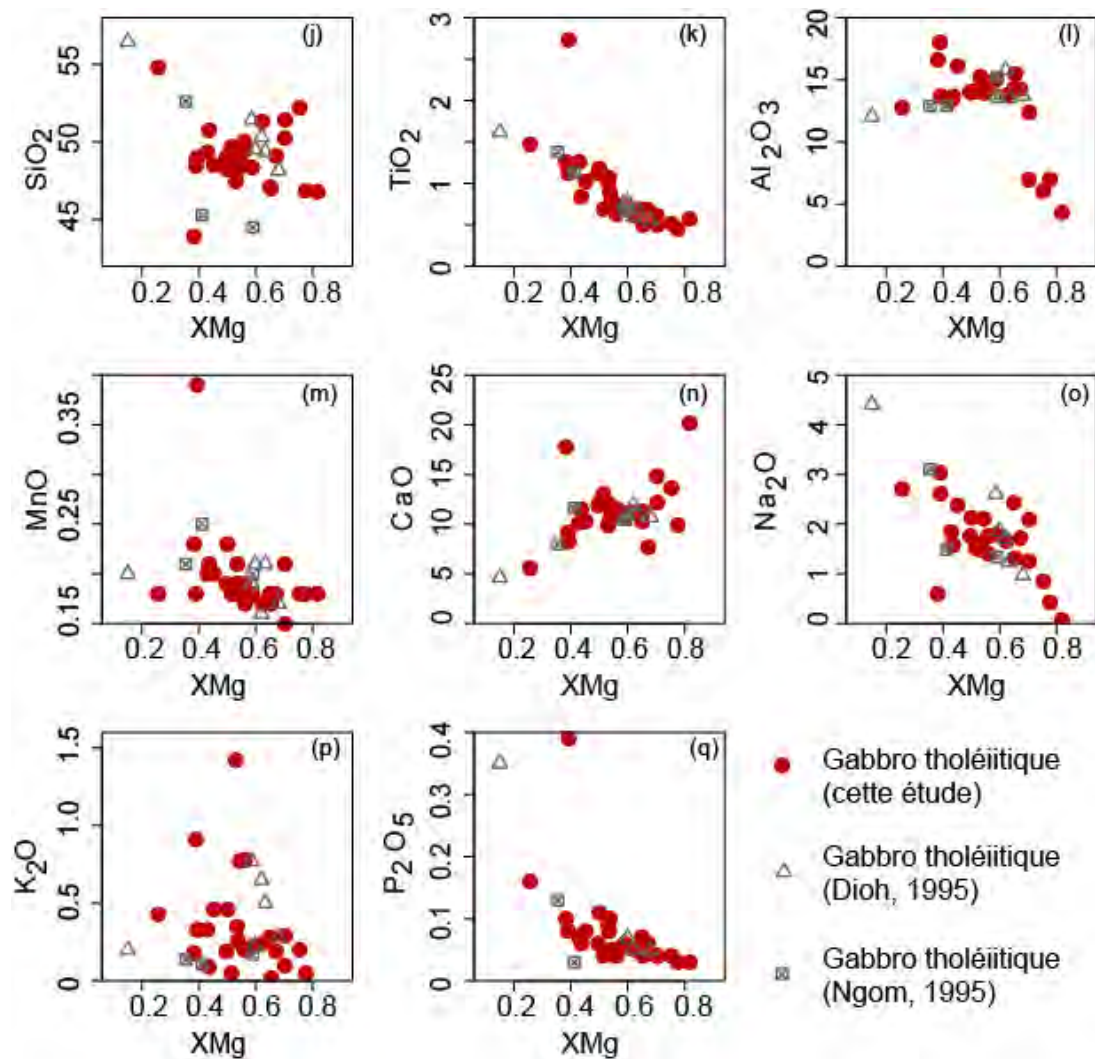


Figure 82 : Diagramme de Harker pour les gabbros tholéiitiques de cette thèse comparés aux gabbros tholéiitiques des travaux antérieurs dans le groupe de Mako.

✓ Les éléments en traces

Dans les gabbros tholéiitiques frais, les teneurs en éléments en traces compatibles (Ni, Cr) et incompatibles (Nb, Y) montrent de très fortes variations ; les teneurs en Ni varient de 24 à 910 ppm (moyenne 467 ppm) et celles en Cr de 36 à 3299 ppm (moyenne 1667 ppm), les cumulats de gabbros tholéiitiques ayant les valeurs les plus élevées en chrome. Nb varie de 1 à 12 ppm (moyenne 7 ppm) et Y de 9 à 47 ppm (moyenne 28 ppm). Le gabbro tholéiitique qui montre une altération en calcite (*IL43*) a des teneurs en Ni = 63 ppm, Cr = 119 ppm, Nb = 4 ppm et Y = 28 ppm. Nous pouvons remarquer que les teneurs en éléments en traces compatibles et incompatibles du gabbro tholéiitique altéré sont comparables à celles des gabbros tholéiitiques frais. Ceci confirme le caractère assez stable de ces éléments en traces au cours des phénomènes d'altérations.

✓ *Les terres rares*

D'après la configuration des spectres de REE, les gabbros tholéiitiques peuvent être, comme les basaltes, subdivisés en deux ensembles.

Le premier ensemble est caractérisé par des spectres quasi-plats ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 0,8 - 2$ avec une moyenne de 1,4) avec une somme des REE qui varie de 128 à 448 ppm (moyenne de 288 ppm). Il est enrichi en LREE de 8 à 34 fois et appauvris en HREE de 6 à 16 fois les chondrites (Barrat et al., 2014). Les REE normalisées aux chondrites montrent un fractionnement marqué par des spectres déprimés à légèrement plats du côté des LREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 0,8 - 1,1$) et MREE ($\text{Sm}_\text{N}/\text{Gd}_\text{N} = 0,9 - 1,1$) et des spectres faiblement déprimés avec des pentes négatives du côté des HREE ($\text{Dy}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,3 - 1,9$) à l'exception de l'échantillon *IL27* qui est enrichi en HREE (**Fig. 83a**). Les roches de cet ensemble présentent des anomalies négatives en europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,8 - 0,9$) à l'exception de l'échantillon *IL62* qui est non anomalique ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1$) et de l'échantillon *IL22* dont l'anomalie en europium est très légèrement positive ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,1$). Comme on a vu précédemment que ces gabbros étaient en partie cumulatifs, avec des proportions variables de plagioclase, ces différences de concentration en Eu reflètent les variations de proportions de plagioclase avec des anomalies positives en Eu dans le cas où on observe une plus forte quantité de plagioclase cumulatif, et au contraire une anomalie négative plus prononcée pour les termes les plus évolués renfermant des plagioclases moins calciques.

Le second ensemble de gabbros tholéiitiques ($\Sigma\text{REE} = 139$ à 944 ppm) est caractérisé par des spectres de REE plus enrichies (14 à 120 fois les chondrites en LREE et 5 à 30 fois les chondrites en HREE) avec des spectres plus pentés ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 2,1 - 3,6$). Ceci se traduit par un appauvrissement progressif des LREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 1,2 - 1,5$) vers les HREE ($\text{Dy}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,4 - 1,7$) en passant par les MREE ($\text{Sm}_\text{N}/\text{Gd}_\text{N} = 1 - 1,2$). Ce second ensemble présente des anomalies négatives en europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,8 - 0,9$) (**Fig. 83a**).

Sur les diagrammes étendus normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) (**Fig. 83b**), on remarque une dispersion des éléments les plus incompatibles à grand rayon ionique comme Cs, Rb, Ba due probablement aux phénomènes d'altération post-magmatiques. Les gabbros tholéiitiques du premier ensemble présentent des anomalies négatives en Th, Nb et Ti à exception des échantillons *ILM9* et *IL37* qui ont des anomalies positives en Nb et de l'échantillon *IL53* qui a une anomalie positive en Ti. Le Pb présente des anomalies négatives et positives. Cet ensemble présente également des anomalies positives en

Sr à l'inverse du gabbro cumulatif (*IL66*) dont l'anomalie est négative et du gabbro *IL26* qui est sans anomalie. Les gabbros tholéitiques du second ensemble montrent des anomalies négatives en Th, Nb et Ti à l'exception de l'échantillon *IL61* qui n'a pas d'anomalies en Th, Nb et Ti, de l'échantillon *IL20* qui a une anomalie positive en Th, de l'échantillon *IL19* qui a une anomalie positive en Ti et enfin de l'échantillon *IL16* qui est sans anomalie en Ti. De plus, ce groupe présente des anomalies positives en Sr à l'inverse des gabbros cumulatifs (*IL31*, *IL50*) et des gabbros évolués (*IL33*, *IL61*) qui ont des anomalies négatives en Sr et enfin du gabbro (*IL19*) qui est sans anomalies. Les anomalies positives en Sr des gabbros sont compatibles avec l'abondance des plagioclases marquée par leurs fortes teneurs en Al_2O_3 (12% - 18%) alors que les anomalies négatives en Sr des cumulats de gabbros sont compatibles avec le fractionnement d'une très faible quantité de plagioclases ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 4 - 7\%$). En revanche, les anomalies négatives en Sr des gabbros évolués seraient plutôt liées aux transformations post-magmatiques.

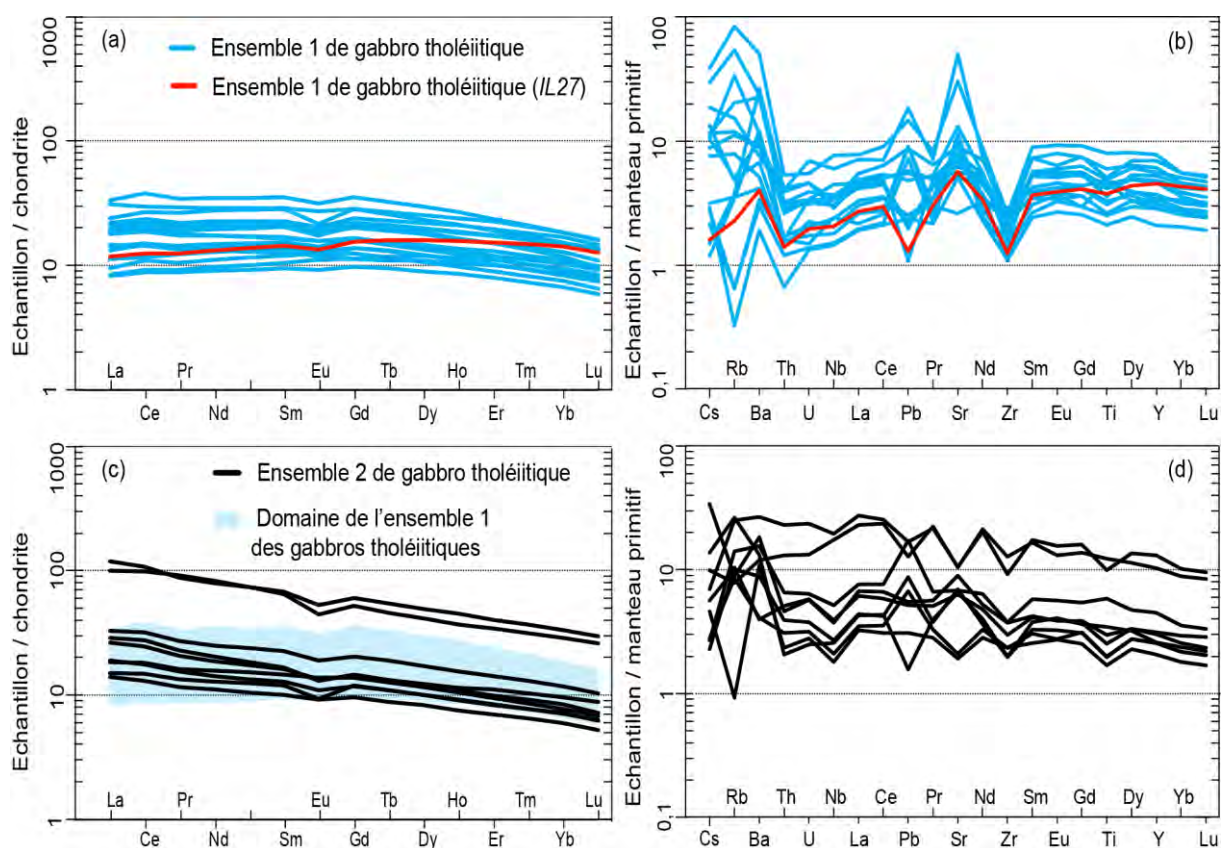
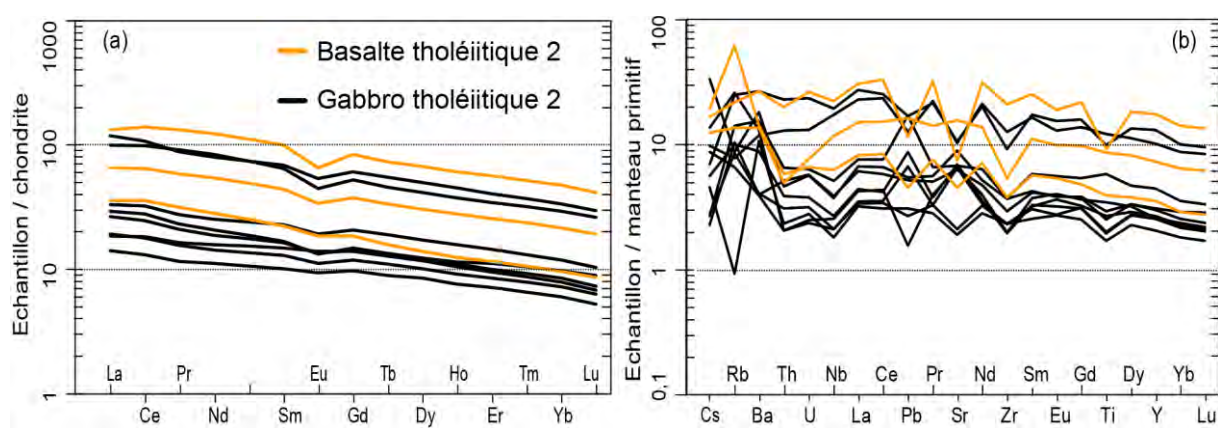


Figure 83: (a) Spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) et (b) diagrammes multi-éléments des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des gabbros tholéitiques.

V-1-3-1-3. Conclusion partielle à l'étude de la série tholéiitique mafique

L'analyse des éléments en traces dans les roches mafiques (basaltes et gabbros), montre une variabilité de composition, d'enrichissement et de fractionnement. Ces variations sont ordonnées, ce qui permet de subdiviser ces roches mafiques en deux ensembles et d'identifier aussi bien dans les basaltes que dans les gabbros deux séries tholéiitiques distinctes (1 et 2). Ainsi, la série tholéiitique 2 se démarque nettement de la série tholéiitique 1 par un plus fort enrichissement en LREE (14 à 133 fois contre 9 à 89 fois les chondrites) mais également par un fractionnement général plus marqué (La_N/Yb_N : 2,1 - 3,7 contre 0,8 - 2 que les roches de la première série) (**Fig. 84a**). De plus, les divers rapports en éléments fortement incompatibles sont différents, soit plus élevés dans la série tholéiitique 2 avec Gd_{PM}/Yb_{PM} égalant en moyenne à 1,5 ppm contre 1,3 ppm pour les roches de la série tholéiitique 1, soit plus faibles avec Y_{PM}/Nb_{PM} égalant en moyenne à 0,9 ppm contre 1,6 ppm pour les roches de la série tholéiitique 1. Enfin, les gabbros de la série tholéiitique 2 montrent une légère anomalie négative en Nb et Ti, anomalies presque absentes dans les gabbros de la série tholéiitique 1 (**Fig. 84b et d**). Par ailleurs, l'analyse des terres rares mais aussi de certains éléments majeurs et de traces met en évidence une évolution en particulier au sein de la série des tholéiites 1. Dans cette série, on observe, une évolution progressive des compositions depuis des roches riches en MgO, Ni et Cr et très pauvres en REE et en TiO_2 , donc représentant les liquides magmatiques les moins évolués, vers des roches plus pauvres en MgO, Ni et Cr et plus riches en REE avec l'apparition pour les termes les plus évolués d'un léger fractionnement LREE/HREE (**Fig. 84c**).



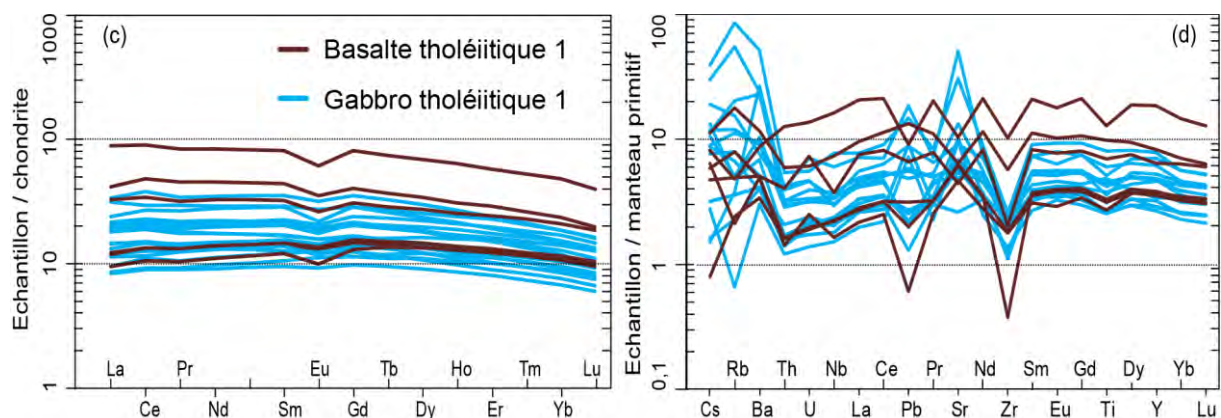


Figure 84: Spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) et diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des roches des séries tholéiitiques 1 (a et b) et 2 (c et d).

V-1-3-2. La série ultramafique

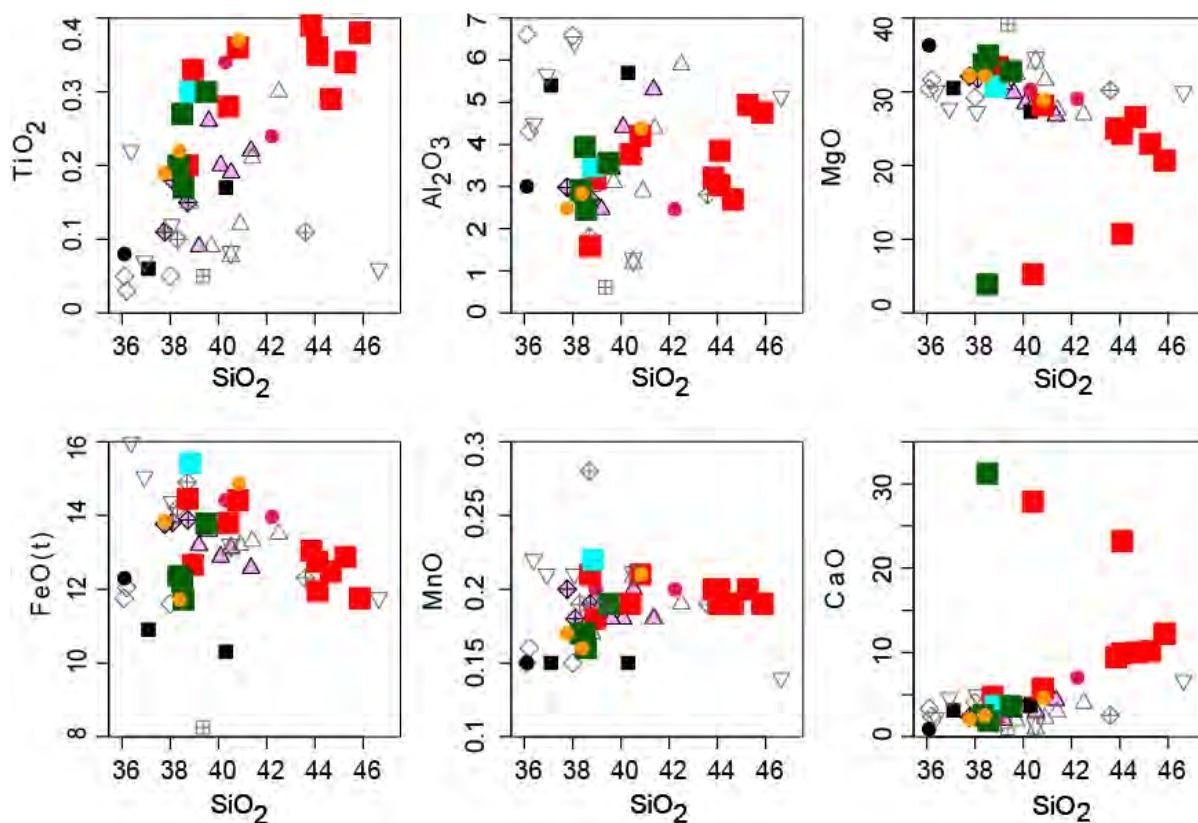
Les roches ultramafiques de Mako se présentent avec deux types de gisement : i) en massifs constitués de plusieurs types de roches ultramafiques (lherzolite, harzburgite; ii) en corps isolés constitués d'un seul type de roche (lherzolite ou wehrlite). La partie géochimique des roches et des minéraux de la série ultramafique présentée ci-dessous a fait l'objet d'une publication dans *Journal of African Earth Sciences* : Labou, I., Benoit, M., Baratoux, L., Grégoire, M., Ndiaye, P.M., Thebaud, N., Béziat, D., Debat, P., 2020. **Petrological and geochemical study of Birimian ultramafic rocks within the West African Craton: insights from Mako (Senegal) and Loraboué (Burkina Faso) lherzolite/harzburgite/wehrlite associations.** *Journal of African Earth Sciences*, **162**. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2019.103677. Cette publication est attachée en **Annexe 6**.

V-1-3-2-1. Les éléments majeurs

Les lherzolites ont des teneurs typiques en SiO_2 comprises entre 38,7 % et 44,6 %. Elles présentent les teneurs en MgO les plus faibles (24,3% à 33,4%) et les teneurs en TiO_2 (0,2% à 0,4%) les plus élevées de toutes les lithologies ultramafiques du Birimien du COA (**Fig. 85**). Leur teneur en SiO_2 présente une faible corrélation négative avec MgO et FeO(t) et une corrélation positive avec TiO_2 et Al_2O_3 . Na_2O , K_2O , P_2O_5 et MnO ne montrent aucune corrélation avec SiO_2 au contraire de CaO . Il est à noter que certaines lherzolites (*ILL4*, *ILL5*) présentent des teneurs anormales en CaO (23,2 à 31,2%) comparées aux faciès sensu stricto. Cet accroissement est corrélé avec une augmentation des teneurs en FeO(t) (11,9 à 13,8%) et une diminution de celles en SiO_2 (44,1 à 38,5%), en MgO (10,7 à 3,9%) et en X_{Mg} (0,6 à 0,3).

La seule harzburgite échantillonnée a une composition qui se situe globalement dans les lithologies birimiennes du COA, avec $\text{SiO}_2 = 38,8\%$ et $\text{MgO} = 30,7\%$. Cependant, cet échantillon présente la teneur en FeO(t) la plus élevée ($\text{FeO(t)} = 15,4\%$) de nos échantillons, semblable à celle des lherzolites de Bouroum Yalogo (Ouédraogo, 1985). TiO_2 ($0,3\%$) et Al_2O_3 ($3,48\%$) sont dans les limites de ce qui est attendu pour cette lithologie.

Les wehrlites présentent une gamme relativement large de SiO_2 , entre $38,3\%$ et $41,5\%$ et des teneurs élevées en MgO , jusqu'à 35% . Dans les diagrammes de Harker (**Fig. 85**), elles n'entrent pas systématiquement dans le champ des wehrlites rapportées dans la littérature, partageant certaines caractéristiques d'éléments majeurs avec les wehrlites de Mako analysées par Ngom et al. (2010) pour TiO_2 et Al_2O_3 , mais avec des teneurs en MgO supérieures et en FeO(t) inférieures. Les wehrlites de Mako ont des teneurs en MgO , FeO(t) , TiO_2 plus élevées et des teneurs en Al_2O_3 plus faibles que celles des wehrlites de Loraboué dans la ceinture de Boromo au Burkina Faso (Béziat et al., 2000). En termes de corrélations, SiO_2 montre une corrélation négative avec MgO , et une corrélation positive avec TiO_2 , CaO et Al_2O_3 . Un de nos échantillons analysés présente un K_2O relativement élevé ($0,3\%$). Il est à noter que les wehrlites à orthopyroxène ont des teneurs en SiO_2 , CaO et MgO , Cr_2O_3 et X_{Mg} plus élevées que les wehrlites sans orthopyroxène. Tout comme les lherzolites, certaines wehrlites (*ILL3*) ont également des teneurs anormalement élevées en CaO jusqu'à $31,2\%$.



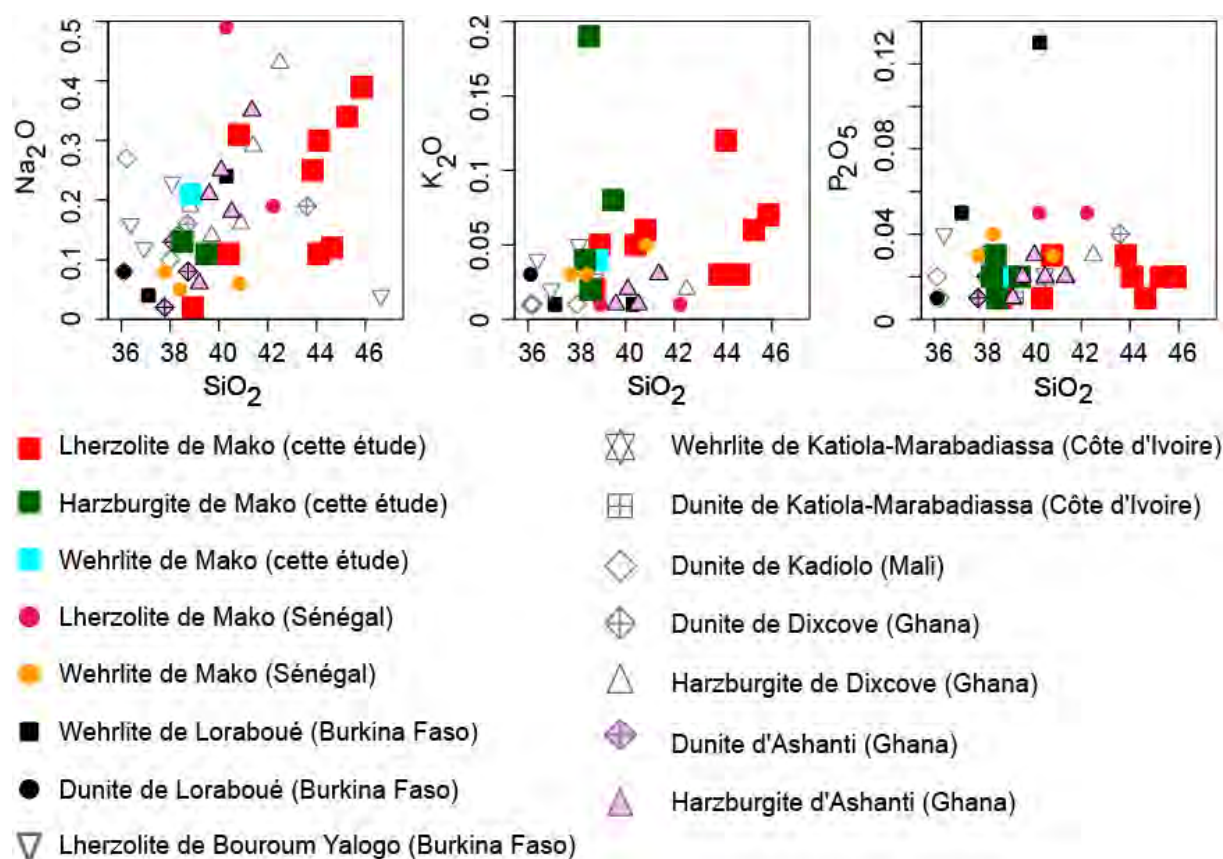


Figure 85: Diagrammes de Harker des roches UM de Mako comparées aux autres roches UM du COA. Les données proviennent des sources suivantes: Ceinture de Mako (Ngom et al., 2010), région de Loraboué (Béziat et al., 2000), sillon de Bouroum Yalogo, Nord-Est du Burkina Faso (Ouédraogo, 1985), ceinture de Katiola-Marabadiassa, Côte d'Ivoire (Poulet et al, 2006), ceinture de Kadiolo, Mali (Sangaré, 2008), ceintures de roches vertes de Dixcove (Attoh et al., 2006) et d'Ashanti, Ghana (Dampare et al., 2019).

V-1-3-2-2. Les éléments en traces

V-1-3-2-2-1. Les Lherzolites et la harzburgite

➤ Les roches totales

✓ Les éléments de transition (Ni, Cr)

Les lherzolites fraîches présentent des teneurs en Ni qui varient de 887,8 à 1080,9 ppm (moyenne 984,4 ppm) et en Cr de 2519 à 3090 ppm (moyenne 2804,5 ppm). Ces teneurs sont plus élevées respectivement dans la lherzolite grenue de Koulountou (*IL9*), les lherzolites grenues de Lamé (*IL10*, *126A*) et enfin les lherzolites porphyroïdes de Lamé (*77*, *128*). La harzburgite (*IL51*) (Ni = 1651,1 ppm et Cr = 3435,2 ppm) a des teneurs plus élevées que celles des lherzolites fraîches.

✓ *Les éléments à champ d'action élevé (Zr, Nb, Y)*

Dans les lherzolites fraîches Zr varie de 10,7 à 16,8 ppm (moyenne 13,2 ppm) ; Nb de 0,5 à 0,8 ppm (moyenne 0,7 ppm) et Y de 5,3 à 6,7 ppm (moyenne 6,1 ppm). Les teneurs en Zr et Y sont plus faibles dans la lherzolite grenue de Koulountou (*IL9*) qui est plus riche en éléments compatibles (Ni, Cr). En revanche, les teneurs en Nb sont plus faibles dans les lherzolites porphyroïdes de Lamé (77, 128) qui sont plus pauvres en éléments compatibles. Dans la harzburgite, Zr est égal à 13,8 ppm ; Nb à 0,7 ppm et Y à 4,9 ppm. Pour des teneurs moyennes en Nb identiques, les lherzolites fraîches sont plus riches en Y et plus pauvres en Zr que la harzburgite.

✓ *Les terres rares (REE)*

Les lherzolites sont modérément appauvries en terres rares (REE) ($\Sigma\text{REE} = 35$ à 113 ppm), de 2 à 7 fois les chondrites (Ch.) pour les LREE et de 2 à 5 fois les chondrites pour les HREE. Elles sont caractérisées par des spectres convexes marqués par un léger appauvrissement conjoint des LREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 0,76 - 0,96$) et des HREE ($\text{Dy}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,5 - 1,7$) par rapport aux MREE ($\text{Sm}_\text{N}/\text{Gd}_\text{N} = 0,94 - 1,18$) (**Fig. 86a**). Toutes les lherzolites analysées sauf une présentent une anomalie négative en europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,8 - 0,97$). La lherzolite (échantillon *107*) sans anomalie en europium est caractérisée par une plus faible quantité de REE, environ 2 fois moins que les autres échantillons. La harzburgite ($\Sigma\text{REE} = 70$ ppm), 5 fois plus enrichie que les chondrites est caractérisée par un spectre moins convexe, avec des LREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 1,1$) et des MREE ($\text{Sm}_\text{N}/\text{Gd}_\text{N} = 1$) plates et des HREE ($\text{Dy}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,5$) toujours fractionnées comme dans le cas des lherzolites et sans anomalies en europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1$).

Sur les diagrammes élargis normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) (**Fig. 86c**), les lherzolites présentent des spectres plats ou légèrement appauvris en éléments les plus incompatibles (Cs, Rb, Ba) à l'exception de l'échantillon *ILL4* qui a un léger enrichissement en Ba. Les lherzolites se trouvent systématiquement au-dessus du manteau primitif, loin de toute composition résiduelle typique du manteau (Sun et McDonough, 1989). Les lherzolites sont également caractérisées par des anomalies systématiques négatives en Th, Nb et Zr, positives en Rb, Ba, et positives à négatives en Pb, Sr et Ti. La configuration de la lherzolite anormalement basse est caractérisée par l'absence d'anomalies en Nb, Pb et Th et présente des anomalies négatives en Sr et Zr et positives en Ti. La harzburgite est proche des lherzolites avec des anomalies positives en Rb, U et négatives en Nb, Pb et Ti.

➤ Les minéraux

✓ Clinopyroxènes

L'étude des éléments en traces a été faite sur les clinopyroxènes des lherzolites de Lamé (*IL10*, *ILL4*) et de Sofia (*136*), des wehrlites de Koulountou (*116*) et de Lamé (*ILL3*) mais également des wehrlites de Loraboué (*Lo113*). Dans la lherzolite *IL10*, les clinopyroxènes montrent deux populations aux spectres de LREE parallèles mais qui diffèrent par l'importance des niveaux de concentration et l'importance de l'anomalie en europium (**Fig. 86b**). La première population plus pauvre en REE ($\Sigma\text{REE} = 53,5 \text{ à } 75,2 \text{ ppm}$) montre un spectre d'allure générale convexe caractérisé par des rapports $\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N}$, $\text{Dy}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N}$ et $\text{Sm}_\text{N}/\text{Tb}_\text{N}$ compris respectivement entre 0,42 - 0,45, 1,16 - 1,31 et 0,93 - 0,95. L'euprimum montre des anomalies négatives très peu marquées ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,91 - 0,93$). La seconde population plus riche en REE ($\Sigma\text{REE} = 124 \text{ à } 131 \text{ ppm}$) montre également des spectres convexes avec un appauvrissement en LREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 0,4 - 0,5$) et en HREE ($\text{Dy}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,7 - 1,8$) par rapport aux MREE ($\text{Sm}_\text{N}/\text{Tb}_\text{N} = 0,9 - 1,1$). Les anomalies négatives en europium sont beaucoup plus marquées ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,6 - 0,7$). Dans la lherzolite *ILL4* de Lamé, les clinopyroxènes ($\Sigma\text{REE} = 123,5 - 125,9 \text{ ppm}$) montrent des spectres différents de ceux de la lherzolite *IL10*. Ils sont caractérisés par respectivement un très léger appauvrissement en LREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 0,7 - 0,8$) et un très léger enrichissement en MREE par rapport aux HREE ($\text{Dy}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,1$). L'euprimum montre une anomalie négative très peu marquée ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,9$). Les clinopyroxènes de la lherzolite *136* de Sofia ($\Sigma\text{REE} = 33,8 \text{ à } 66,7 \text{ ppm}$) montrent des spectres de LREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 0,3 - 0,4$) et MREE ($\text{Sm}_\text{N}/\text{Tb}_\text{N} = 0,8 - 1$) et des anomalies en europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,9 - 0,94$) similaires à ceux des clinopyroxènes de la première population de la lherzolite *IL10* de Lamé mais les HREE sont plus fractionnées ($\text{Dy}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,7 - 2,4$). Sur le diagramme élargi normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) (**Fig. 86d**), la plupart des éléments les plus incompatibles sont en dessous du seuil de détection, ce qui est probablement lié aux phénomènes d'altération. Les clinopyroxènes des lherzolites *IL10* et *ILL4* de Lamé et de la lherzolite *136* de Sofia présentent des anomalies négatives en Nb, Pb, Sr, Zr et Ti et des anomalies positives en Th et Y à l'exception des clinopyroxènes de la première population de la lherzolite *IL10* qui ont des anomalies négatives en Th et des clinopyroxènes de la lherzolite *136* de Sofia qui présentent des anomalies positives en Pb.

✓ *Les amphiboles*

Les seules données sur les éléments en traces des amphiboles ont été obtenues sur la lherzolite *ILL4*. Les amphiboles sont caractérisées par un enrichissement en terres rares ($\Sigma\text{REE} = 811 - 1161 \text{ ppm}$), un fractionnement général des LREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 1,3 - 1,7$) aux HREE ($\text{Dy}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,2 - 1,3$) et l'absence d'une anomalie en europium (**Fig. 86b**). Sur le diagramme élargi, les amphiboles sont caractérisées par des anomalies nettement négatives en Rb, U, Pb et Sr. Comme pour les terres rares, les autres éléments en traces sont enrichis (10 à 100 fois), comparativement aux clinopyroxènes du même échantillon (**Fig. 86d**).

V-1-3-2-2. Les wehrlites

➤ **Les roches totales**

✓ *Les éléments de transition (Ni, Cr)*

Dans les wehrlites sans orthopyroxène, les teneurs en Ni varient de 2274 à 2349 ppm (moyenne 2312 ppm) et celles en Cr de 2269 à 2721 ppm (moyenne 2495 ppm).

✓ *Les éléments à champ d'action élevé (Zr, Nb, Y)*

Les teneurs en Zr varient de 9,7 à 13 ppm (moyenne 11,4 ppm), en Nb de 0,5 à 0,7 ppm (moyenne 0,6 ppm) et enfin en Y de 3,2 à 3,8 ppm (moyenne 3,5 ppm).

✓ *Les terres rares*

Les wehrlites ont les teneurs en terres rares et en éléments en traces les plus élevées comparées aux lherzolites et à la harzburgite. Elles présentent des spectres de REE assez similaires ($\Sigma\text{REE} = 45 \text{ à } 119 \text{ ppm}$), fractionnés de façon homogène ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 2 - 2,5$). Elles sont caractérisées par de faibles anomalies négatives en europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,9$). Par rapport aux lherzolites et à la harzburgite, elles sont systématiquement plus enrichies en LREE et MREE mais ont les mêmes valeurs de HREE (**Fig. 86e**). Dans les diagrammes élargis normalisés au manteau primitif (**Fig. 86i**), les wehrlites sont caractérisées par des anomalies négatives en Nb, Sr et dans une moindre mesure en Ti, des anomalies positives en Ba, U et des anomalies positives à négatives en Pb. Comme pour les lherzolites, elles se situent au-dessus des valeurs du manteau primitif, étant ainsi enrichies par rapport au manteau supérieur résiduel normal, épuisé ou non.

➤ Les minéraux

✓ Clinopyroxènes

Le clinopyroxène de la wehrlite 116 de Koulountou se distingue par l'allure de son spectre des clinopyroxènes de la wehrlite à orthopyroxène *ILL3* de Lamé (**Fig. 86f**). Le clinopyroxène de la wehrlite 116 ($\Sigma\text{REE} = 45,9$ ppm) montre en effet un spectre quasiment plat pour les LREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 0,97$; $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 1,3$) et MREE ($\text{Sm}_\text{N}/\text{Tb}_\text{N} = 1,1$) et un très faible appauvrissement pour les HREE ($\text{Dy}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,4$) avec une anomalie négative très peu prononcée en europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,94$). Les clinopyroxènes de la wehrlite à orthopyroxène (*ILL3*) en revanche sont caractérisés par leur appauvrissement en LREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 0,28 - 0,49$) et en HREE ($\text{Dy}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,18 - 1,81$) par rapport aux MREE. Ceci se traduit par des spectres convexes. L'euporium présente des anomalies négatives peu marquées ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,88 - 0,94$). Sur les spectres élargis normalisés au manteau primitif (**Fig. 86j**), la plupart des éléments les plus incompatibles sont en dessous du seuil de détection comme c'est le cas pour les clinopyroxènes des lherzolites. Le Sr, le Zr et le Ti montrent des anomalies négatives à l'exception du clinopyroxène de la wehrlite sans orthopyroxène qui est dépourvu d'anomalie en Ti. L'yttrium montre une anomalie positive dans le clinopyroxène de la wehrlite (116) de Koulountou et généralement des anomalies négatives dans les clinopyroxènes de la wehrlite à orthopyroxène (*ILL3*) de Lamé.

✓ Amphiboles

Des teneurs en éléments en traces ont été déterminées sur les amphiboles de l'échantillon 116. Dans cet échantillon, les amphiboles se caractérisent par des teneurs élevées en REE ($\Sigma\text{REE} = 1557 - 1705$ ppm) et des spectres fractionnés. Les spectres sont presque parallèles à ceux de l'amphibole dans la lherzolite *ILL4*, mais sont globalement plus enrichis et présentent systématiquement des anomalies négatives en europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,5$) (**Fig. 86f**). Comme pour les amphiboles de la lherzolite *ILL4*, les diagrammes élargis présentent des anomalies nettement négatives en Rb, U, Pb, Sr, Th et Ti (**Fig. 86j**).

V-1-3-2-3. Conclusion partielle

Il ressort de l'analyse des éléments majeurs et des éléments en traces que les wehrlites ont des teneurs en FeO(t) similaires (12,5% à 14,4% contre 11,7% à 13,9%) avec des valeurs plus élevées en nickel mais plus faibles en chrome et en éléments incompatibles à champ d'action élevé (Zr, Nb, Y) que les roches du complexe ultramafique (lherzolites, harzburgite). De plus, les rapports entre éléments incompatibles normalisés au manteau primitif permettent

de discriminer parfaitement les roches du complexe (lherzolites et harzburgite) de celles des massifs de wehrlites. Ainsi, dans les wehrlites on retrouve par rapport aux lherzolites et à la harzburgite, les rapports les plus élevés pour Y/Nb (1,09 - 2,16 contre 0,79 - 1,06) et Nb/Th (1,22 - 3,31 contre 0,71 - 0,93) et les rapports les plus faibles pour Zr/Y (0,79 - 1,13 contre 1,23 - 1,38) et Zr/Sm (0,66 - 0,89 contre 1,03 - 1,16). Par ailleurs, les lherzolites et la harzburgite montrent : i) des spectres de LREE déprimés à plats ($La_N/Sm_N = 0,74 - 1,05$; $La_N/Yb_N = 1,13 - 1,79$) avec un fractionnement positif ($La_N/Yb_N = 1,13 - 1,79$) alors que les wehrlites sont légèrement enrichies en LREE (2 fois) marquant un fractionnement négatif avec des spectres plus pentés ($La_N/Sm_N = 1,34 - 1,52$; $La_N/Yb_N = 2,04 - 2,47$) ; ii) des spectres de HREE parallèles ($Gd_N/Yb_N = 1,56 - 1,84$ dans les lherzolites et la harzburgite et 1,45 - 1,61 dans les wehrlites), les lherzolites de Lamé étant légèrement plus enrichies. Enfin dans les lherzolites et la harzburgite, les anomalies négatives en Zr et dans une moindre mesure en Th sont bien marquées alors que dans les wehrlites ce sont les anomalies négatives en Nb et Ti.

V-1-3-2-2-3. Nouvelles données sur les wehrlites de Loraboué

Les wehrlites de Loraboué présentent pour les roches totales des spectres de REE normalisés aux chondrites différents de ceux des roches ultramafiques de Mako. Elles montrent des spectres enrichis en LREE avec une forme plate des MREE aux HREE ($\Sigma REE = 32 - 87$ ppm; $La_N/Nd_N = 1.8 - 1.9$; $Sm_N/Gd_N = 1.1 - 1.2$; $Dy_N/Lu_N = 0.9 - 1$) (**Fig. 86k**). Comparativement, les trajectoires des spectres des REE des clinopyroxènes et des amphiboles tombent systématiquement au-dessus du spectre de la roche totale. Les clinopyroxènes ont des profils concaves marqués par un enrichissement en LREE ($La_N/Nd_N = 1,7 - 1,9$) et en HREE ($Dy_N/Lu_N = 0,7 - 0,8$) et de faibles anomalies négatives en europium. Les amphiboles en revanche, présentent des spectres convexes, avec des anomalies négatives en europium marquées. Elles se caractérisent par un appauvrissement en LREE et en HREE avec une forme des REE très proche de celle des clinopyroxènes des lherzolites de Mako, tout en étant 10 fois plus riches (**Fig. 86k**). Dans les diagrammes élargis (**Fig. 86l**), les roches totales sont caractérisées par des anomalies négatives en Nb, Sr, Ti et positives en Pb et Zr. Les clinopyroxènes présentent des anomalies négatives en Ba, Nb, Sr et Ti et des anomalies positives en Th, U alors que les amphiboles présentent des anomalies négatives en Th, U, Pb, Sr, Zr, Ti et positives Ba. Il est à noter que la werhlite de Loraboué, tant en termes de concentrations de roches totales que d'éléments en traces des minéraux, présente des profils très différents de ceux des werhlites de la ceinture de Mako.

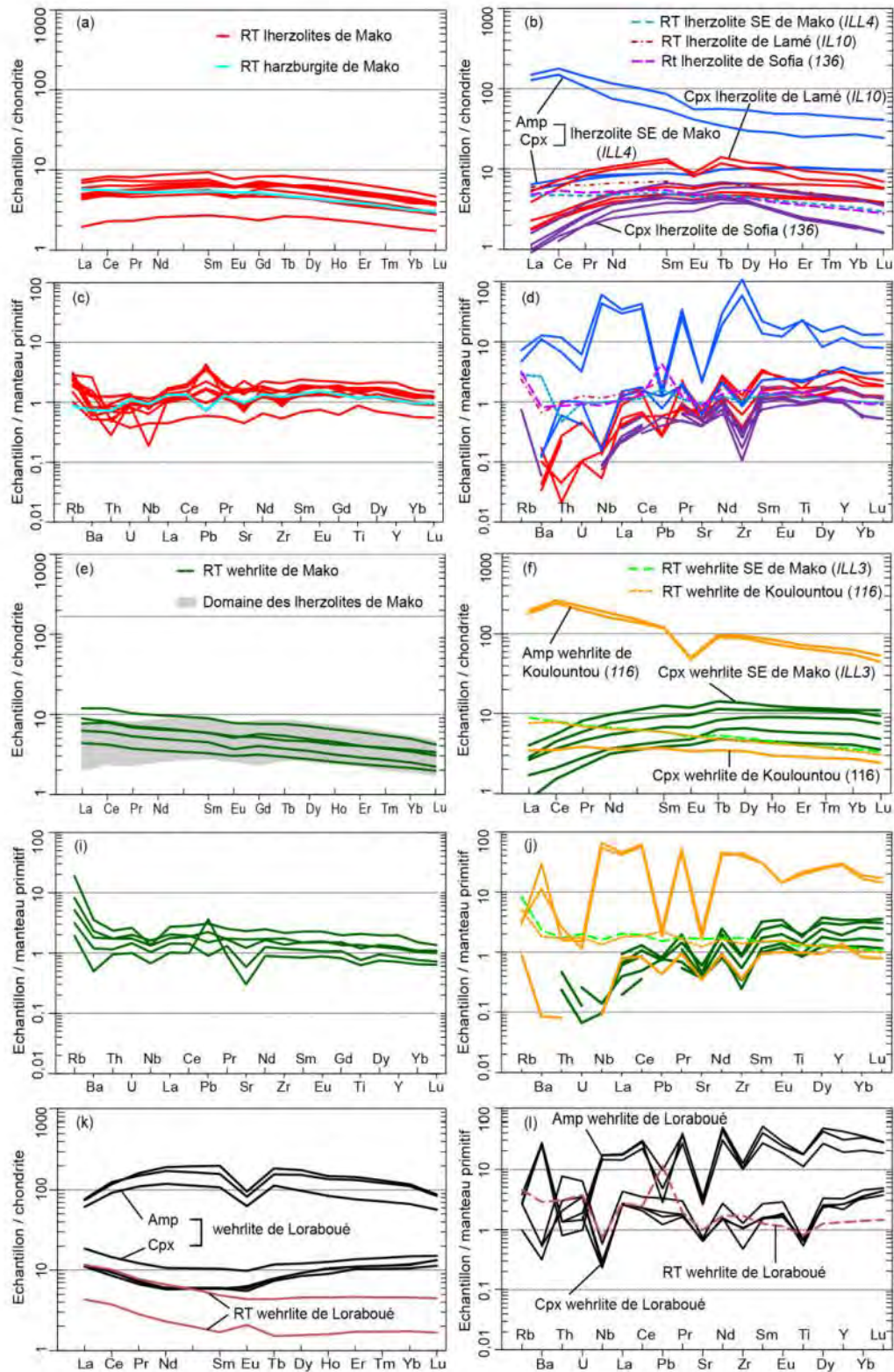


Figure 86: (a, c, e, i, k) spectres de REE normalisées aux chondrites et (b, d, f, j, l) diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif des roches totales (RT), des clinopyroxènes (Cpx) et des amphiboles (Amp) pour les roches UM de Mako et de Loraboué. Les valeurs de normalisations aux chondrites et au manteau primitif sont celles de Barrat et al. (2014) et de Sun et McDonough, (1989) respectivement.

V-1-3-2-2-4. Comparaison entre les données des éléments en traces des roches totales, des clinopyroxènes et des amphiboles

Si nous reportons les compositions des éléments en traces des roches totales et des minéraux (clinopyroxène et amphibole) de la lherzolite (ILL4) et de la wehrlite (116) de la ceinture de Mako et de la wehrlite (Lo113) de la région de Loraboué dans un diagramme Sm_{PM}/Yb_{PM} vs Nb_{PM}/La_{PM} (Fig. 87), on constate que les roches UM de Mako et de Loraboué présentent des caractéristiques distinctes. Il est à noter que pour tous les échantillons, la composition de la roche totale (RT) se situe entre les champs de composition des clinopyroxènes et des amphiboles, montrant une corrélation linéaire pour les échantillons du village de Mako et une corrélation hyperbolique pour ceux de Loraboué. Cela suggère que les signatures des éléments en traces pour les roches totales sont presque entièrement contrôlées par ces deux minéraux, mais différemment pour les deux localités. Le fait que la wehrlite de Loraboué ne présente pas le même type de corrélation peut être lié soit à l'abondance relative de Nb, La, Sm et Yb dans les deux minéraux de cet échantillon, soit à la présence d'un autre minéral contenant suffisamment d'éléments en traces pour influencer la courbe de mélange. Ce minéral peut être l'orthopyroxène ou la phlogopite. Cependant, ces minéraux sont également présents dans la wehrlite de Mako. L'autre raison peut être la teneur relativement faible en Nb des clinopyroxènes de la wehrlite de Loraboué, qui peut influencer sur la courbure de la ligne de mélange.

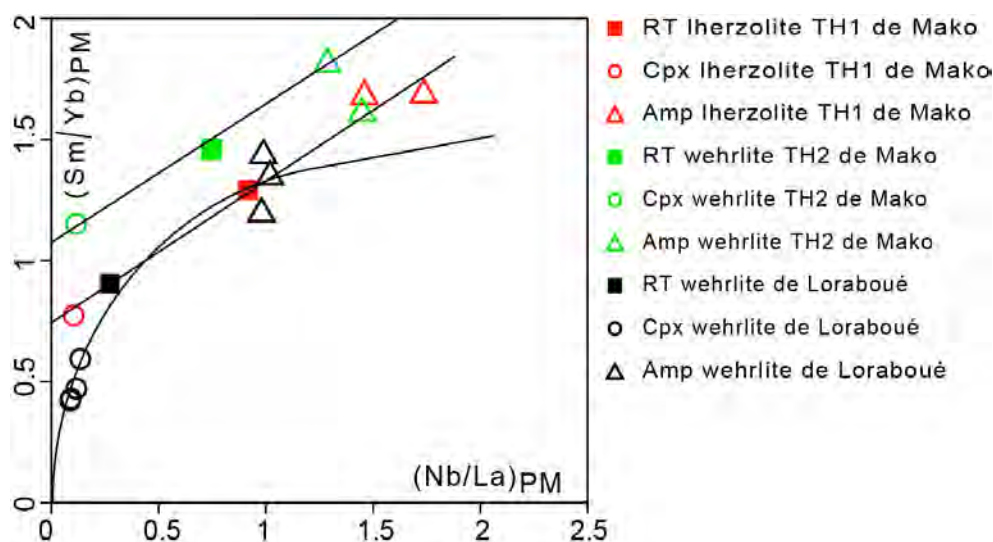


Figure 87: Diagramme Sm_{PM}/Yb_{PM} vs Nb_{PM}/La_{PM} montrant les compositions en éléments en traces des roches totales (RT), des clinopyroxènes (Cpx) et des amphiboles (Amp) pour les roches UM de Mako et de Loraboué (Normalisation au manteau primitif en utilisant les valeurs de Sun et McDonough, 1989).

V-1-3-3. La série calco-alcaline

La série calco-alcaline (diagramme AFM d'Irvine et Baragar, 1971, **Fig. 88**) regroupe des roches mafiques à différenciées (gabbros, basaltes, andésites, dacites, rhyolites) formant des gisements filoniens qui recoupent la série tholéiitique. Les compositions originelles des roches de la série calco-alcaline sont fortement perturbées par les phénomènes post-magmatiques. Ces derniers ont déjà été évoqués dans le chapitre relatif à la mobilité des éléments chimiques.

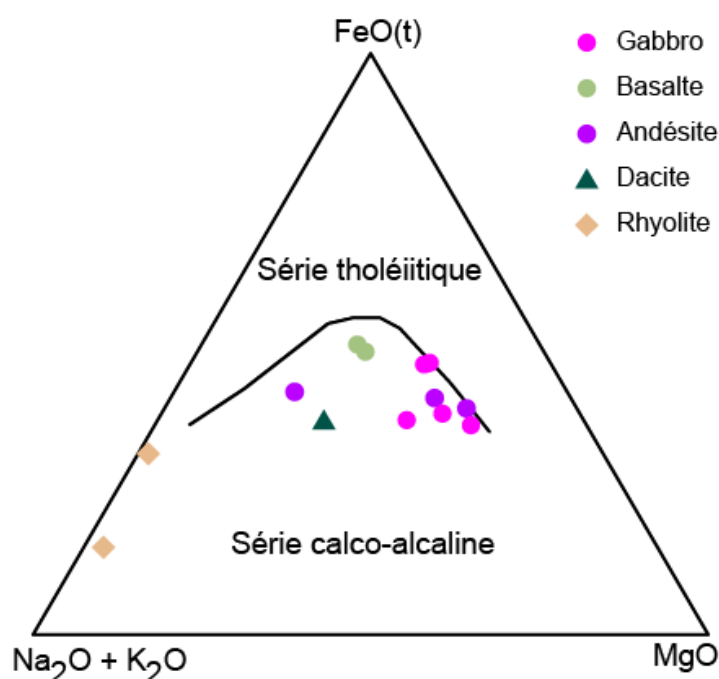


Figure 88: Diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971) montrant l'affinité magmatique des roches de la série calco-alcaline du secteur du village de Mako.

V-1-3-3-1. Les gabbros calco-alcalins

✓ Les éléments majeurs

Dans les gabbros peu altérés, les teneurs en SiO_2 et en X_{Mg} varient de 48% à 52% et de 0,58 à 0,68 respectivement. Les filons de gabbros à texture pegmatitique sont ceux qui ont de plus faibles teneurs en SiO_2 (48% à 49% contre 52%), FeO(t) (6% à 7% contre 11%) et MgO (5% à 7% contre 8%) et de plus fortes teneurs en CaO (14% contre 7%) et TiO_2 (2% à 3% contre 1%) avec les plus forts rapports X_{Mg} (0,66 à 0,68 contre 0,58). Certains faciès présentent des teneurs élevées en silice (54% à 56%), dues vraisemblablement à la silicification secondaire.

✓ *Les éléments en traces*

Les teneurs en Ni varient de 137 à 230 ppm dans les gabbros calco-alcalins frais et de 22 à 272 ppm dans les gabbros calco-alcalins altérés. Celles en Nb varient de 5 à 21 ppm et en Y de 18 à 49 ppm dans les gabbros frais alors que Nb varie de 3 à 6 ppm et Y de 16 à 20 ppm dans les gabbros altérés. Dans les gabbros frais, les filons pegmatitiques sont plus riches en éléments compatibles (Ni) et en éléments incompatibles (Nb, Y).

✓ *Les terres rares (REE)*

Les gabbros calco-alcalins avec une somme des REE qui varie de 326 à 862 ppm (moyenne 594 ppm) sont enrichis en LREE de 51 à 104 fois les chondrites ($La_N/Sm_N = 1,4 - 2,7$) et nettement appauvris en HREE de 7 à 17 fois les chondrites ($Gd_N/Yb_N = 1,7 - 2,7$) (**Fig. 89a et b**). Cela se traduit par une allure générale très pentée des spectres ($La_N/Yb_N = 4,5 - 5,7$). L'euporium montre des anomalies négatives ($Eu/Eu^* = 0,8 - 0,9$). Les filons pegmatitiques de gabbros calco-alcalins (69, 125) sont plus riches en REE que les autres gabbros calco-alcalins. Ils sont moins fractionnés en LREE ($La_N/Nd_N = 1,2$) et plus fractionnés en HREE ($Dy_N/Yb_N = 2,3 - 2,4$). Ils avaient été subdivisés en deux selon la nature de leurs encaissants. Ainsi, le filon 1 de gabbro calco-alcalin recoupant les UM (69) est plus riche en REE que le filon 2 de gabbro calco-alcalin recoupant les gabbros tholéitiques (125). Sur les diagrammes étendus normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989), on note dans les filons pegmatitiques de gabbros calco-alcalins des enrichissements en HFSE (Nb, Y) avec des anomalies négatives en Rb, U et Pb et positives en Ba, Sr et Ti. En revanche, les autres gabbros calco-alcalins sont moins enrichis en HFSE avec des anomalies négatives en Nb et Ti et positives en U et Sr à l'exception de l'échantillon *IL64* qui a une anomalie négative en Sr.

V-1-3-3-2. Les basaltes calco-alcalins

✓ *Les éléments majeurs*

Les basaltes calco-alcalins présentent des teneurs en SiO_2 qui varient de 55% à 56% suggérant également une silicification secondaire qui les positionne dans le domaine des basaltes andésitiques du diagramme de Le Maitre et al. (1989).

✓ *Les éléments en traces*

Dans les basaltes calco-alcalins silicifiés, les teneurs en Ni et Cr varient de 36 à 104 ppm et de 57 à 256 ppm respectivement. Celles en Nb et Y varient respectivement de 6 à 7 ppm et de 21 à 26 ppm.

✓ *Les terres rares*

Les basaltes calco-alcalins ont une somme des REE qui varie de 432 à 574 ppm (moyenne 503 ppm). Ils sont caractérisés par un enrichissement en LREE de 70 à 109 fois les chondrites ($La_N/Sm_N = 2,4 - 2,9$) et un net appauvrissement en HREE de 10 à 11 fois les chondrites ($Gd_N/Yb_N = 1,8 - 2,1$). Ces valeurs se traduisent pour les basaltes calco-alcalins par des spectres très pentés ($La_N/Yb_N = 5,7 - 8,2$) avec des anomalies négatives en europium ($Eu/Eu^* = 0,8 - 0,9$) (**Fig. 89c**). Sur les diagrammes étendus normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) (**Fig. 89d**), les basaltes calco-alcalins montrent une dispersion en Cs, Rb, Ba, Th et U et des anomalies négatives marquées en Nb, Sr et Ti.

V-1-3-3-3. Les andésites calco-alcalines

✓ *Les éléments majeurs*

Les andésites sont affectées par deux phénomènes post-magmatiques : la calcitisation et l'albitisation. La calcitisation qui affecte l'andésite pauvre en phénocristaux de clinopyroxène (*ILN7*) ($CaO = 10\%$ et $SiO_2 = 50\%$) et l'andésite microlitique riche en amphibole (*IL42*) ($CaO = 9\%$ et $SiO_2 = 54\%$) les place dans les champs des basaltes et des basaltes andésitiques. L'albitisation affecte l'andésite à phénocristaux de plagioclase (*IL34*) ($Na_2O = 8\%$ et $SiO_2 = 58\%$) et la cantonne dans le champ des trachy-andésites du diagramme de Le Maitre et al. (1989) (**Fig. 76a**).

✓ *Les éléments en traces*

Dans les andésites, les teneurs en Ni et en Cr sont plus élevées dans les faciès calcitisés (Ni = 137 ppm et Cr = 708 ppm pour *IL42* et Ni = 302 ppm et Cr = 746 ppm pour *ILN7*) que dans les faciès albitisés (Ni = 93 ppm et Cr = 111 ppm pour *IL34*). En revanche, l'élément incompatible tel que Nb a une teneur plus élevée dans les faciès albitisés (Nb = 8 ppm contre 4 à 6 ppm dans le faciès calcitisé). Y égal 28 ppm dans les andésites albitisées et varie de 17 à 43 ppm dans les andésites calcitisées.

✓ *Les terres rares*

Les andésites avec une somme des REE qui varie de 544 à 703 ppm montrent des spectres parallèles caractérisés par leurs enrichissements de 91 à 124 fois les chondrites en LREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 2,2 - 3,1$) et leurs nettes dépressions de 8 à 22 fois les chondrites en HREE ($\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 1,6 - 3$) ; ceci est souligné par des spectres très fortement pentés ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 4,7 - 13,5$ (**Fig. 89e**). L'andésite pauvre en phénocristaux de clinopyroxène de Séguéko Peul (*ILN7*) présente des HREE plus déprimées que les autres andésites. L'euporium se caractérise par des anomalies négatives ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,7 - 0,8$). Sur les diagrammes étendus normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) (**Fig. 89f**), les andésites montrent un enrichissement en LILE et des anomalies négatives en Th, Nb, Pb, Sr et Ti à l'exception de l'andésite à phénocristaux de plagioclase (*IL34*) qui a des anomalies positives en Th et de l'andésite pauvre en phénocristaux de clinopyroxène de Séguéko Peul (*ILN7*) qui a une anomalie positive en Sr.

V-1-3-3-4. La dacite calco-alkaline

✓ *Les éléments majeurs*

La dacite porphyrique ($\text{SiO}_2 = 62\%$) est caractérisée par sa faible teneur en Al_2O_3 (15%) et forte en K_2O (2%).

✓ *Les terres rares*

La dacite porphyrique avec une somme des REE égal à 456 ppm est enrichie en LREE par rapport aux chondrites de 101 fois ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 3,5$) et très nettement appauvrie en HREE de 6 fois ($\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 2,5$). Elle montre un spectre très penté ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 14$) avec une anomalie négative en europium peu marquée ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,8$) (**Fig. 89g**). Sur le diagramme étendu normalisé au manteau primitif (**Fig. 89h**), la dacite montre un enrichissement en LILE avec des anomalies négatives en Th, Nb, Ti et positives en Pb et Sr.

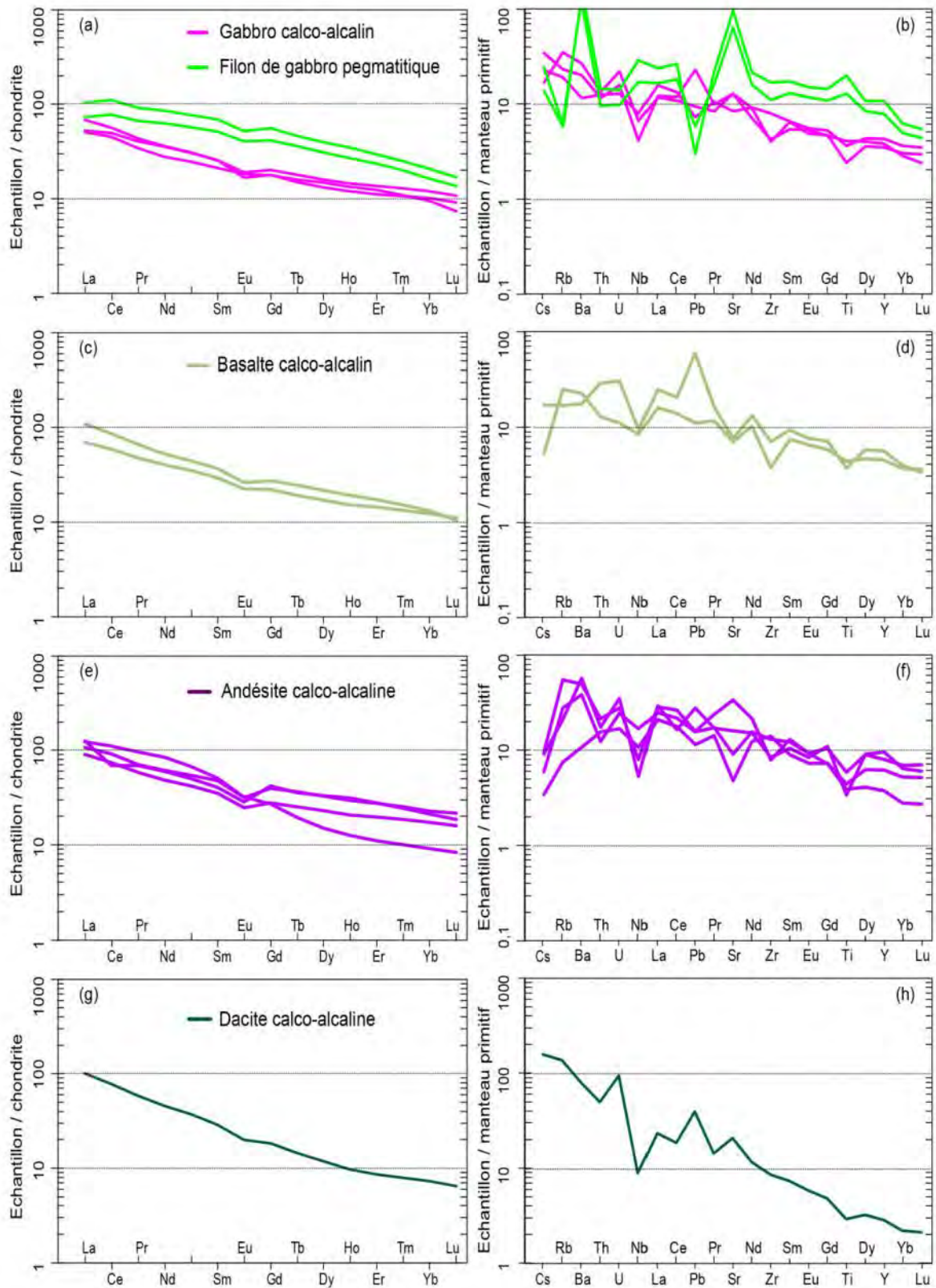


Figure 89: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) (a, c, e et g) et diagrammes élargis des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) (b, d, f et h) des roches de la série calco-alcaline.

V-1-4. Identification de trois lignées pétrogénétiques

Les formations magmatiques du groupe de Mako sont diverses et couvrent une large gamme de faciès allant des roches ultramafiques (lherzolites, harzburgites, wehrlites) aux roches mafiques (basaltes, gabbros) et à des termes intermédiaires à acides (andésites, dacites, rhyolites). Les données de terrain et les données géochimiques ont permis de définir les deux séries classiquement décrites dans le paléoprotérozoïque du COA avec successivement une série magmatique tholéiitique et une série magmatique calco-alkaline (Sylvester et Attoh, 1987 ; Abouchami et al., 1990 ; Boher et al., 1992). Cependant l'étude géochimique, notamment celle des traces et plus particulièrement celle des autres REE, nous a permis de montrer pour les différents faciès de la série tholéiitique une plus grande complexité (ou hétérogénéité). Ceci nous a conduit à définir deux lignées : une lignée tholéiitique 1 regroupant lherzolites, harzburgites, gabbros tholéiitiques 1 et basaltes tholéiitiques 1 ; une lignée tholéiitique 2 associant wehrlites, gabbros tholéiitiques 2 et basaltes tholéiitiques 2. L'étude pétrogénétique qui va suivre a pour but d'établir les liens entre les différentes lignées et de caractériser l'évolution du magmatisme (hors granitoïdes) de la série de Mako

V-1-4-1. La lignée tholéiitique 1

La lignée tholéiitique 1 regroupe les lherzolites, les harzburgites, les gabbros tholéiitiques 1 et les basaltes tholéiitiques 1. Ces différents faciès pétrographiques montrent un léger appauvrissement en LREE et MREE avec des spectres à allure déprimée à plat ($La_N/Nd_N = 0,8 - 1,1$; $Sm_N/Gd_N = 0,9 - 1,1$; $La_N/Yb_N = 0,8 - 2$) (**Fig. 90a**). Ces spectres de REE sont parallèles suggérant ainsi une source magmatique commune. Sur les diagrammes multi-élémentaires, les roches de ce groupe ont la particularité de présenter des anomalies négatives très prononcées en Th à l'exception des lherzolites (*IL9* et *IL10*) et du basalte le plus différencié (*54933*) qui ont des anomalies positives en Th (**Fig. 90b**). Les roches de la lignée tholéiitique 1 dériveraient d'un magma issu de la fusion partielle d'une source mantellique appauvrie en éléments incompatibles, notamment en LREE et MREE.

V-1-4-2. La lignée tholéiitique 2

Elle est représentée par les wehrlites, les gabbros tholéiitiques 2 et les basaltes tholéiitiques 2. Les roches de ce groupe se distinguent de celles de la lignée tholéiitique 1 par un enrichissement modéré (44 fois les chondrites) en LREE ($La_N/Nd_N = 1,2 - 1,5$ contre $0,8 - 1,1$) et en MREE ($Sm_N/Gd_N = 1 - 1,2$ contre $0,92 - 1,1$) avec un fractionnement LREE/HREE plus marqué ($La_N/Yb_N = 2 - 3,7$ contre $0,8 - 2$) (**Fig. 90c**). De plus, la lignée tholéiitique 2 a des anomalies négatives en Nb et en Ti plus prononcées (**Fig. 90d**). Le parallélisme parfait

des profils de REE des roches de la lignée tholéiitique 2 laisse présager une origine comagmatique à partir d'un liquide de fusion partielle d'une source mantellique non appauvrie en éléments incompatibles, notamment en LREE et MREE.

V-1-4-3. La lignée calco-alcaline

Elle regroupe des roches mafiques à différenciées (gabbro, basalte, andésite, dacite, rhyolite). Cette lignée calco-alcaline est clairement identifiée sur le terrain par sa nature volcanique filonienne recoupant les lignées tholéiitiques 1 et 2. En revanche, la discrimination des gabbros calco-alcalins par rapport aux gabbros des lignées tholéiitiques n'est possible que lorsqu'ils forment des filons, mais impossible si par contre ils se retrouvent en enclaves. Les roches de ce groupe à l'exception des filons pegmatitiques de gabbros sont par rapport aux roches des lignées tholéiitiques 1 et 2 enrichies en LREE ($La_N/Nd_N = 1,5 - 2,2$) et MREE ($Sm_N/Gd_N = 1 - 1,9$) et appauvris en HREE ($Dy_N/Yb_N = 1,4 - 2,1$) avec un fractionnement LREE/HREE marqué par des spectres encore fortement pentés ($La_N/Yb_N = 4,7 - 14$) (**Fig. 90e**). De plus, elles sont caractérisées par des anomalies négatives très marquées en Nb, Ti (**Fig. 90f**) et par un appauvrissement modéré en éléments les moins incompatibles. A l'exception de l'andésite pauvre en phénocristaux de clinopyroxène et de la dacite porphyrique qui se singularisent par leur très grande pauvreté en HREE, les spectres des roches de la lignée calco-alcaline montrent un parallélisme parfait avec les REE qui augmentent depuis les gabbros jusqu'aux andésites en passant par les basaltes suggérant un lien génétique.

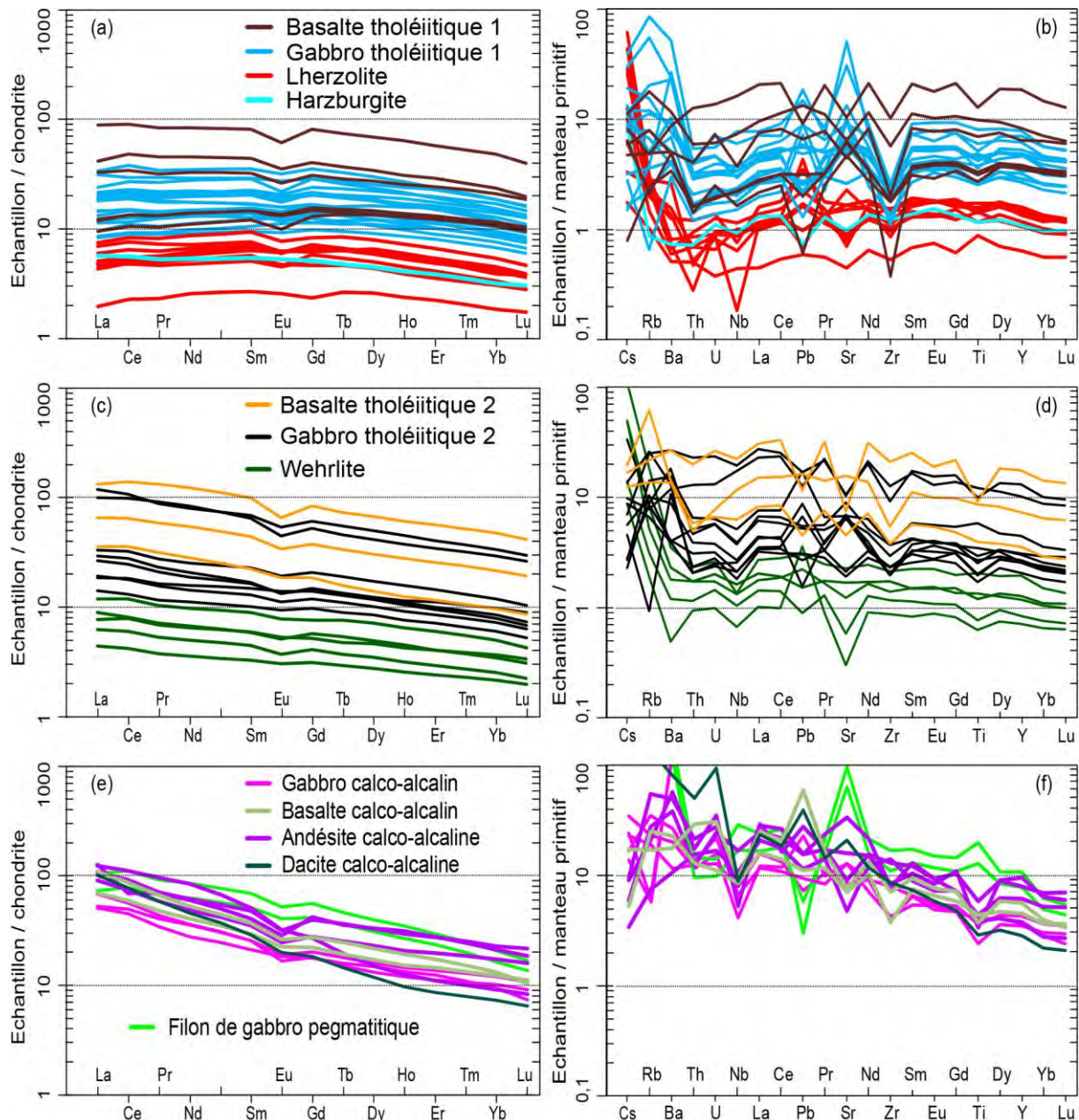


Figure 90: Spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) et diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et Mc Donough, 1989) des roches de la lignée tholéiitique 1 (a et b), de la lignée tholéiitique 2 (c et d) et de la lignée calco-alcaline (e et f).

La discrimination entre les trois lignées magmatiques est bien illustrée par le diagramme binaire montrant l'évolution du rapport Gd_N/Yb_N avec celui de La_N/Sm_N (**Fig. 91**). Sur ce diagramme, il apparaît nettement une évolution depuis des liquides provenant d'une source appauvrie en LREE et MREE représentée par la lignée tholéiitique 1 ($La_N/Sm_N = 0,7 - 1,1$) à des liquides à l'équilibre avec une source plus enrichie en ces éléments représentées

respectivement par la lignée tholéiitique 2 ($La_N/Sm_N = 1,2 - 1,7$), puis vers une source enrichie en éléments incompatibles alcalins et en REE, à l'origine des magmas représentatifs de la lignée calco-alcaline ($La_N/Sm_N = 2,1 - 3,5$). En revanche, les filons pegmatitiques de gabbro calco-alcalin caractérisés par de faibles rapports La_N/Sm_N (1,4 - 1,5) tombent dans un domaine différent des autres roches de la lignée calco-alcaline. Ces caractéristiques particulières des filons de gabbro calco-alcalin à texture pegmatitique apparaissent également dans leurs éléments majeurs et traces (voir précédemment). Ils se sont donc formés à partir de magmas déjà bien évolués, et sont en partie cumulatifs et donc plus représentatifs du liquide primaire.

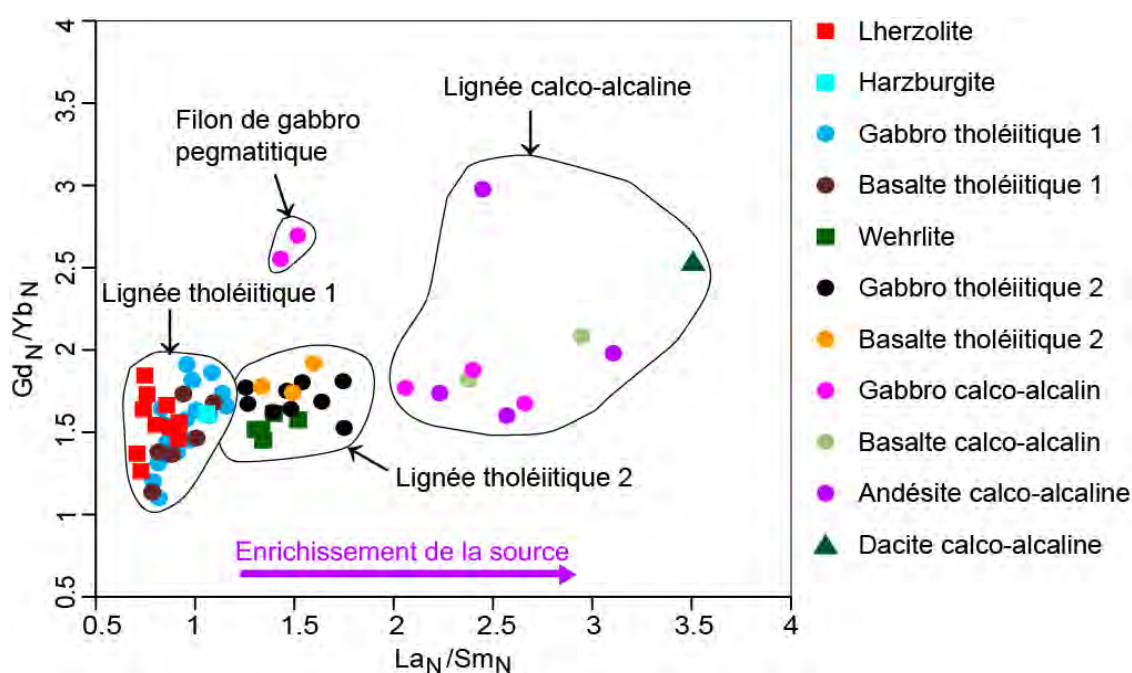


Figure 91: Discrimination et évolution de la source des lignées tholéiitiques 1 et 2 et de la lignée calco-alcaline dans le diagramme Gd_N/Yb_N en fonction de La_N/Sm_N (valeurs normalisées aux chondrites NWA974 de Barrat et al., 2014).

L'évolution des différentes lignées magmatiques peut être analysée à partir du diagramme TiO_2/X_{Mg} et de l'évolution des éléments compatibles (Ni et Cr) et des éléments incompatibles (Nb, Y). Il apparaît que si on exclut les gabbros pegmatitiques que les trois lignées magmatiques clairement identifiées évoluent chacune par cristallisation fractionnée. Ainsi dans chacune des lignées, TiO_2 montre une corrélation négative avec X_{Mg} (Fig. 92) et par ailleurs des termes les plus primitifs aux termes les plus différenciés on constate une diminution progressive des teneurs en éléments compatibles (Ni, Cr), de MgO et conjointement une augmentation des teneurs des éléments incompatibles (Nb, Y), du TiO_2 et

du FeO(t). Les variations liées à la cristallisation fractionnée sont bien mises en évidence par les diagrammes Al_2O_3 , Cr_2O_3 et CaO en fonction de MgO considéré comme indice de différenciation magmatique. Ainsi, si on fait abstraction des roches ultramafiques (*ILL3*, *ILL4*, *ILL5*) riches en CaO et pauvres en MgO et du gabbro (*IL43*) calcitisés, on observe dans les lignées tholéitiques une diminution continue des teneurs en MgO, Cr_2O_3 et une augmentation des teneurs en Al_2O_3 des termes les plus primitifs représentés par les roches ultramafiques et les gabbros cumulatifs aux termes les plus différenciés représentés par les roches mafiques (basalte, gabbro) (**Fig. 93a et b**). En revanche, CaO a deux tendances évolutives avec MgO (**Fig. 93c**). Il augmente avec la diminution de MgO dans les roches ultramafiques et dans les gabbros cumulatifs alors que dans les roches mafiques, le CaO a une évolution inverse. Il diminue avec la diminution de MgO. Ces caractéristiques suggèrent que la cristallisation fractionnée débute dans les roches ultramafiques par le fractionnement de la chromite et des minéraux ferromagnésiens (olivine, pyroxène, amphibole) comme en témoigne leurs fortes teneurs en MgO, Cr_2O_3 , Ni et faibles en Al_2O_3 et par le clinopyroxène dans les gabbros cumulatifs alors que dans les roches mafiques, la cristallisation de l'olivine et de l'orthopyroxène s'estompe et est relayée par celle du plagioclase suivie par le fractionnement d'une grande quantité d'oxydes ferro-titanés (richesse en TiO_2 et en FeO(t)) dans les faciès les plus évolués. Enfin, il faut noter que les roches de la série calco-alcaline à l'exception des filons pegmatitiques de gabbros montrent les mêmes comportements que les roches mafiques des lignées tholéitiques.

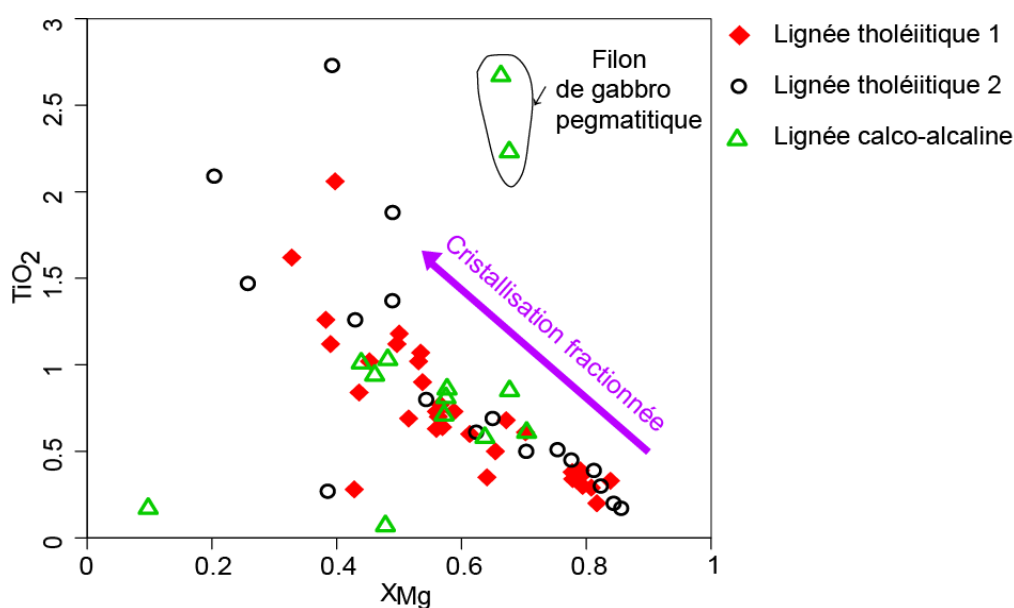


Figure 92: Diagramme TiO_2 en fonction de X_{Mg} montrant l'évolution par cristallisation fractionnée des lignées magmatiques.

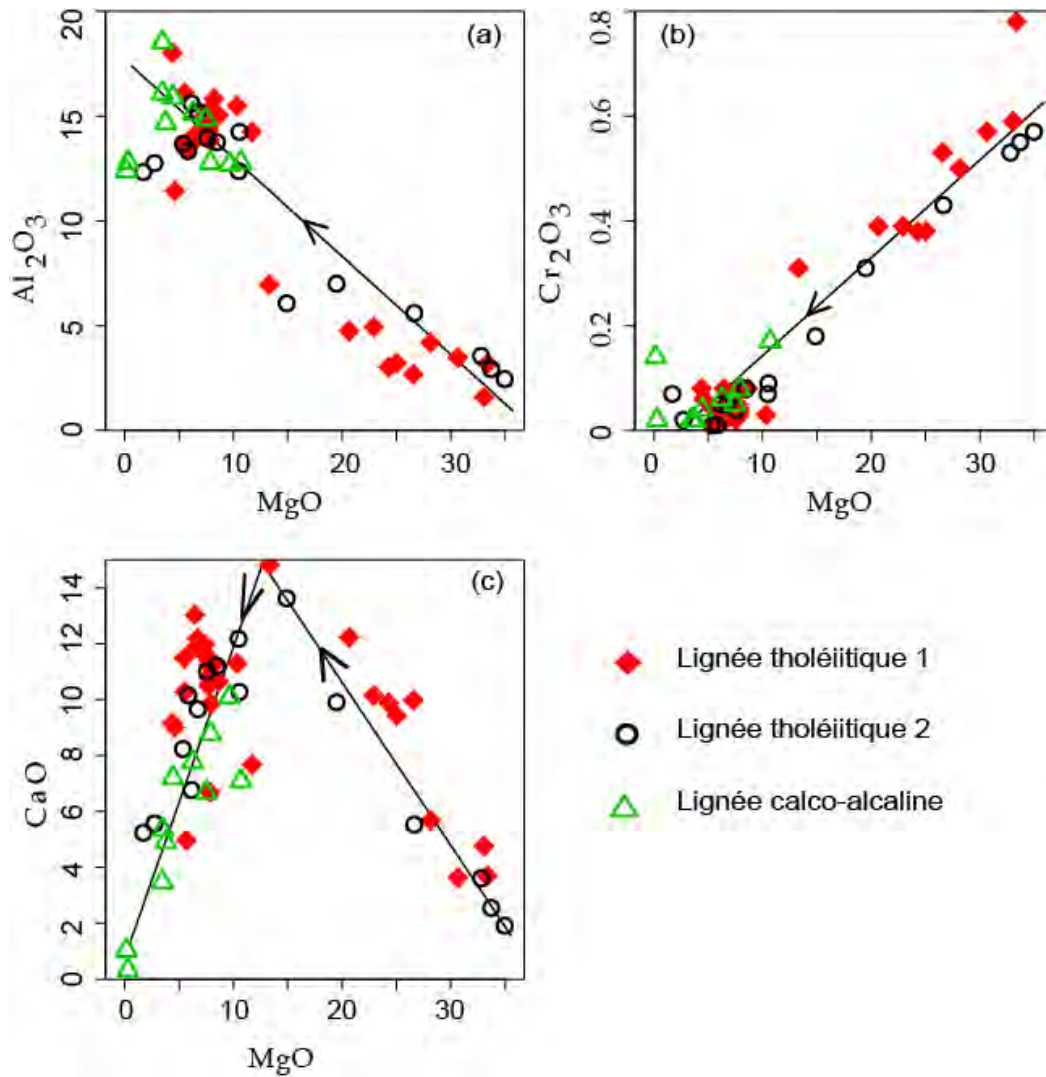


Figure 93: Diagrammes Al_2O_3 , Cr_2O_3 et CaO en fonction de MgO montrant la différenciation des trois lignées magmatiques.

V-2. Les signatures isotopiques du Sr et du Nd

Les rapports isotopiques du Sr et du Nd ont été déterminés sur 41 échantillons appartenant aux différentes lignées magmatiques précédemment définies par la géochimie (**Annexe 5**). Parmi ces échantillons, 6 concernent les basaltes tholéiitiques 1, 3 les basaltes tholéiitiques 2, 13 les gabbros tholéiitiques 1, 7 les gabbros tholéiitiques 2 et 12 les roches de la série calco-alcaline. A cela s'ajoutent les 14 échantillons de roches ultramafiques dont l'étude a fait l'objet d'un article publié au journal of African Earth Sciences attaché en **Annexe 6**. En l'absence de datation fiable sur ces formations, les rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{144}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et ϵNd ont été calculés pour un âge de 2,1 Ga considéré comme l'âge de formation (de l'accrétion) de la croûte paléoprotérozoïque au cours de l'orogénèse éburnéenne (Abouchami et al., 1990 ; Boher et al., 1992 ; Dia et al., 1997 ; Pawlig et al., 2006 ; Ngom et al., 2010).

V-2-1. Les lignées tholéitiques 1 et 2

La lignée tholéitique 1 est constituée de lherzolites, de harzburgites, de basaltes tholéitiques 1 et de gabbros tholéitiques 1. Les lherzolites sont caractérisées par des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) variant entre 0,703294 et 0,708842 et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2,1 Ga) variant entre 0,512989 et 0,513167 ; la harzburgite a un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) égal à 0,703125 et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2,1 Ga) égal à 0,512792. Les basaltes tholéitiques 1 sont caractérisés par des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) variant entre 0,701573 et 0,702200, des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2,1 Ga) variant entre 0,510079 et 0,510190 et des valeurs d' ϵNd (2,1 Ga) comprises entre +(3,1 et 5,3). Enfin, les gabbros tholéitiques 1 présentent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) variant de 0,701079 à 0,703734, des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2,1 Ga) variant de 0,509865 à 0,510165 et des valeurs d' ϵNd (2,1 Ga) comprises entre -1 à +4,8.

La lignée tholéitique 2 est composée de wehrlites, de basaltes tholéitiques 2 et de gabbros tholéitiques 2. Les wehrlites ont des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) variant entre 0,711904 et 0,719083 et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2,1 Ga) entre 0,512509 et 0,512643. Les basaltes tholéitiques 2 montrent eux des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) variant entre 0,701856 et 0,702787, des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2,1 Ga) variant entre 0,510060 et 0,510120 et des valeurs d' ϵNd (2,1 Ga) comprises entre +(2,8 et 4). Les gabbros tholéitiques 2 ont des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) variant de 0,701392 à 0,702989, des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2,1 Ga) variant de 0,510018 à 0,510271 et des valeurs d' ϵNd (2,1 Ga) variant de +(2 à 6,9).

Si nous reportons dans les diagrammes isochrones, les données non corrigées de l'âge des échantillons de la lignée tholéitique 1 (**Fig. 94a et b**) et de la lignée tholéitique 2 (**Fig. 94c et d**), nous observons que leurs rapports isotopiques sont globalement proportionnels à leurs rapports père/fils (excepté l'échantillon *IL49*), aussi bien pour le système Rb/Sr que pour le système Sm/Nd et qu'ils s'alignent le long d'un isochrone calculé à 2,1 Ga environ. Cette observation confirme que ces échantillons sont liés à un même épisode magmatique, le birimien, et qu'ils ne sont pas déconnectés de l'ensemble du magmatisme de Mako (Abouchami et al., 1990 ; Boher et al., 1992 ; Pawlig et al., 2006 ; Ngom et al., 2010). Il faut noter cependant que les données ne correspondent pas parfaitement aux isochrones calculés. Les problèmes d'hétérogénéité des poudres peuvent être exclus puisque les concentrations des éléments en traces et les compositions isotopiques ont été mesurées sur le même lot de dissolution. Tous les échantillons des lignées tholéitiques 1 et 2 ont des valeurs ϵNd (2,1 Ga) positives à l'exception du filon de gabbro tholéitique 1 (*IL49*) recoupant le basalte

tholéiitique 1 mylonitisé (IL48) au Nord-Ouest de Séguéko Peul. Cette valeur négative en ϵNd (2,1 Ga) peut suggérer une légère contamination crustale du gabbro avant sa mise en place au sein du basalte hôte. Deux échantillons sont très radiogéniques en Sr ; il s'agit du filon de gabbro tholéiitique 1 (IL49) avec un ϵNd négatif ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,726654$) (Fig. 94c) et du seul basalte massif (IL13) de la lignée tholéiitique 2 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,737926$) comparé aux autres basaltes en coussin (Fig. 94a).

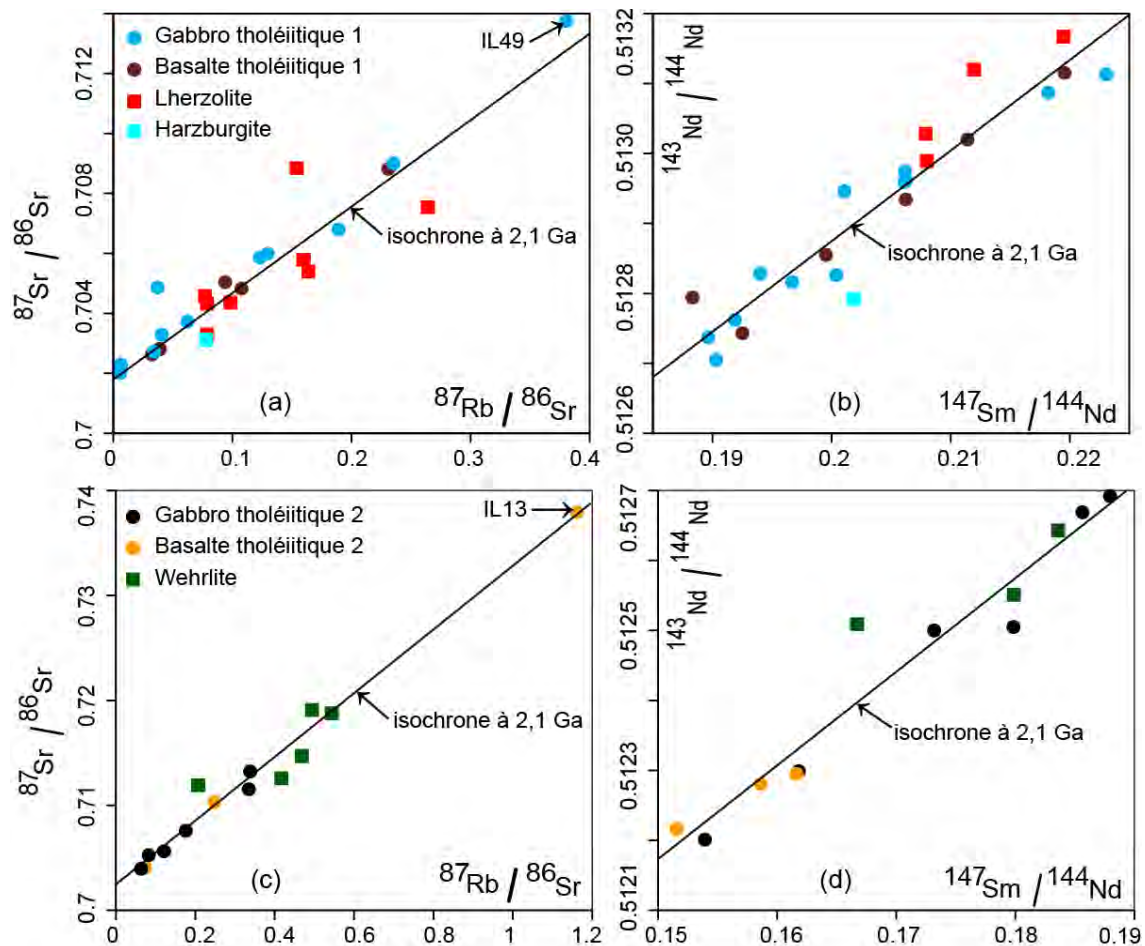


Figure 94: Diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de la lignée tholéiitique 1 (a et b) et de la lignée tholéiitique 2 (c et d) pour les roches UM de Mako dans lequel un isochrone hypothétique calculé à 2,1 Ga est rapporté.

V-2-2. La lignée calco-alcaline

Dans les gabbros calco-alcalins les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) varient entre 0,701956 et 0,702317, les rapports $^{144}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2,1 Ga) entre 0,509997 et 0,510124 alors que ϵNd (2,1 Ga) varie entre +(1,6 et 4). Dans les basaltes calco-alcalins, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) varient de 0,696153 à 0,702225, les rapports $^{144}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2,1 Ga) de 0,510038 à 0,510047 et ϵNd (2,1 Ga) de +(2,3 à 2,5). Les andésites calco-alcalines ont des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga),

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2,1 Ga) et ϵNd (2,1 Ga) variant entre 0,701697 et 0,706552, entre 0,510023 et 0,510146 et entre +(2,1 et 4,5) respectivement. La dacite calco-alcaline est caractérisée par $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) = 0,701754, $^{144}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2,1 Ga) = 0,510098 et ϵNd (2,1 Ga) = +3,5. Un échantillon de basalte calco-alcalin (*IL17*) présente un faible rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) de 0,696153 inférieur à 0,700 traduisant une perturbation du système isotopique du Rb/Sr très sensible au métamorphisme ou à l'altération hydrothermale superficielle qui a due mobiliser le Rb ou le Sr préférentiellement. De plus, la dacite est très radiogénique en Sr comparée aux autres roches de la série calco-alcaline. Dans les diagrammes isochrones des systèmes Rb/Sr et Sm/Nd (**Fig. 95a et b**), les rapports isotopiques des roches de la série calco-alcaline s'alignent sur un isochrone calculé à 2,1 Ga à l'exception de l'andésite porphyrique riche en phénocristaux de clinopyroxène de Boto (*MKNT318*). Ces caractéristiques confirment également que les roches de la série calco-alcaline sont liées à l'épisode birimien du secteur de Mako.

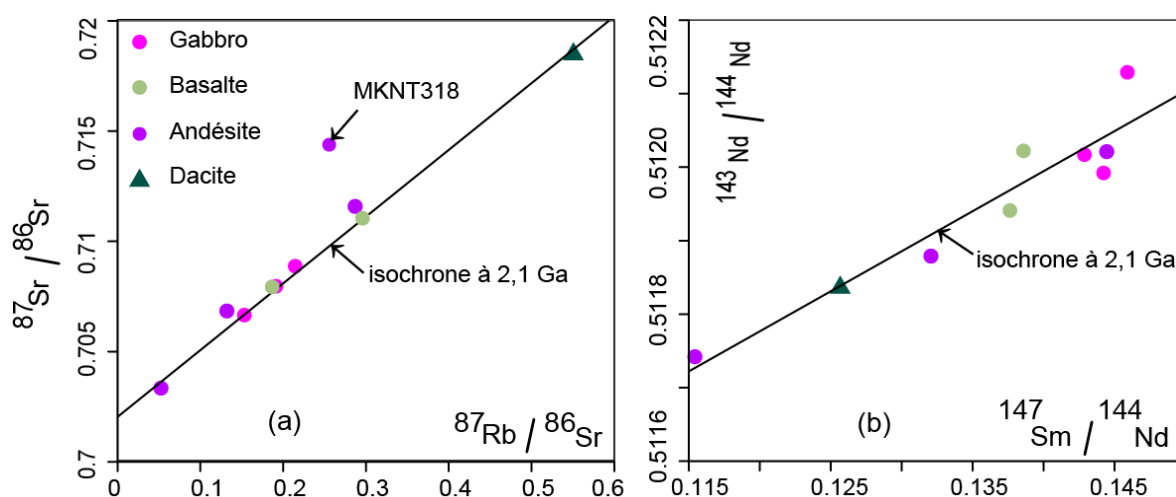


Figure 95: Diagrammes isochrones calculés à 2,1 Ga de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (a) et de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (b) des roches de la lignée calco-alcaline du secteur de Mako.

V-2.3. Identification de trois sources magmatiques

Si on traite les données isotopiques en fonction des trois lignées magmatiques définies par la géochimie des éléments en traces en excluant les données ambiguës concernant le filon de gabbro tholéiitique 1 (*IL49*) avec un ϵNd négatif et les filons pegmatitiques de gabbro calco-alcalin (*69*, *125*), on observe une homogénéité isotopique dans chaque groupe. Ainsi, la lignée tholéiitique 1 ($n = 27$) à une composition isotopique initiale moyenne caractérisée par $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) = $0,701882 \pm 10$ et ϵNd (2,1 Ga) = $+3,5 \pm 0,01$. La lignée tholéiitique 2 ($n = 14$) a une composition isotopique initiale moyenne caractérisée par $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) =

0,703214 $\pm$ 9 et ϵNd (2,1 Ga) = +3,4 $\pm$ 0,01. Enfin la lignée calco-alkaline (n = 9) a une signature isotopique initiale moyenne calculée de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) = 0,702039 $\pm$ 9 et ϵNd (2,1 Ga) = +2,8 $\pm$ 0,02. Ces valeurs moyennes indiquent une augmentation du rapport isotopique initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) et à l'inverse une diminution d' ϵNd (2,1 Ga) de la lignée tholéiitique 1 à la lignée calco-alkaline en passant par la lignée tholéiitique 2. Cependant, il convient de signaler que la lignée calco-alkaline a une valeur $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) inférieure à celle de la lignée tholéiitique 2. Ceci est probablement lié aux caractéristiques du chronomètre Rb/Sr qui est connu pour être sensible aux processus métamorphiques et donc assujetti à des perturbations, ce qui entraîne la propagation d'incertitudes dans les données isotopiques corrigées. Le système Sm/Nd en revanche, est moins sensible aux processus métamorphiques mais présente tout de même une dispersion similaire des données comme dans le cas du système Rb/Sr. Selon ces observations, nos données ont été corrigées à partir d'un âge d'environ 2,1 Ga afin de les comparer aux données sur les roches d'âge paléoprotérozoïque disponibles dans la bibliographie. Dans le diagramme de corrélation ϵNd (2,1 Ga) en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) (**Fig. 96**), nos données sont comparables aux données publiées sur le COA (Abouchami et al., 1990 ; Alric, 1990 ; Boher et al., 1992 ; Ama Salah et al., 1996 ; Dia et al., 1997 ; Gasquet et al., 2003 ; Pawlig et al., 2006 ; Dampare et al., 2009 ; Ngom et al., 2010 ; Dampare et al., 2019). Dans ce diagramme, on observe que la majorité des roches de la lignée tholéiitique 1 sont dans le domaine mantellique autour du manteau appauvri (DM) défini par Ben Othman et al. (1984) alors que l'essentiel des roches de la lignée tholéiitique 2 et de la lignée calco-alkaline sont plutôt dans le domaine du manteau légèrement enrichi.

En conclusion, les données isotopiques dans le secteur du groupe de Mako mettent en évidence, comme les éléments en traces, une évolution magmatique depuis une source juvénile (lignée tholéiitique 1) jusqu'à des sources plus enrichies représentées respectivement par la lignée tholéiitique 2 et la lignée calco-alkaline. De plus, les valeurs positives en ϵNd (2,1 Ga) soulignent l'absence de contamination contrairement aux travaux antérieurs qui avaient suggéré une contamination soit par une plume mantellique pour expliquer les caractéristiques géochimiques du groupe de Mako (Abouchami et al., 1990), soit par des formations inconnues sous jacentes au volcanisme de Mako (Ngom, 1995), soit par un composant crustal comme cela a été suggéré par Pawlig et al. (2006) dans le groupe de Mako où observé près du noyau archéen de Man (en Guinée par Boher et al., 1992 ; en Côte d'Ivoire par Kouamélan et al., 1997 et 2018 et dans la ceinture d'Ashanti au Ghana par Dampare et al., 2019).

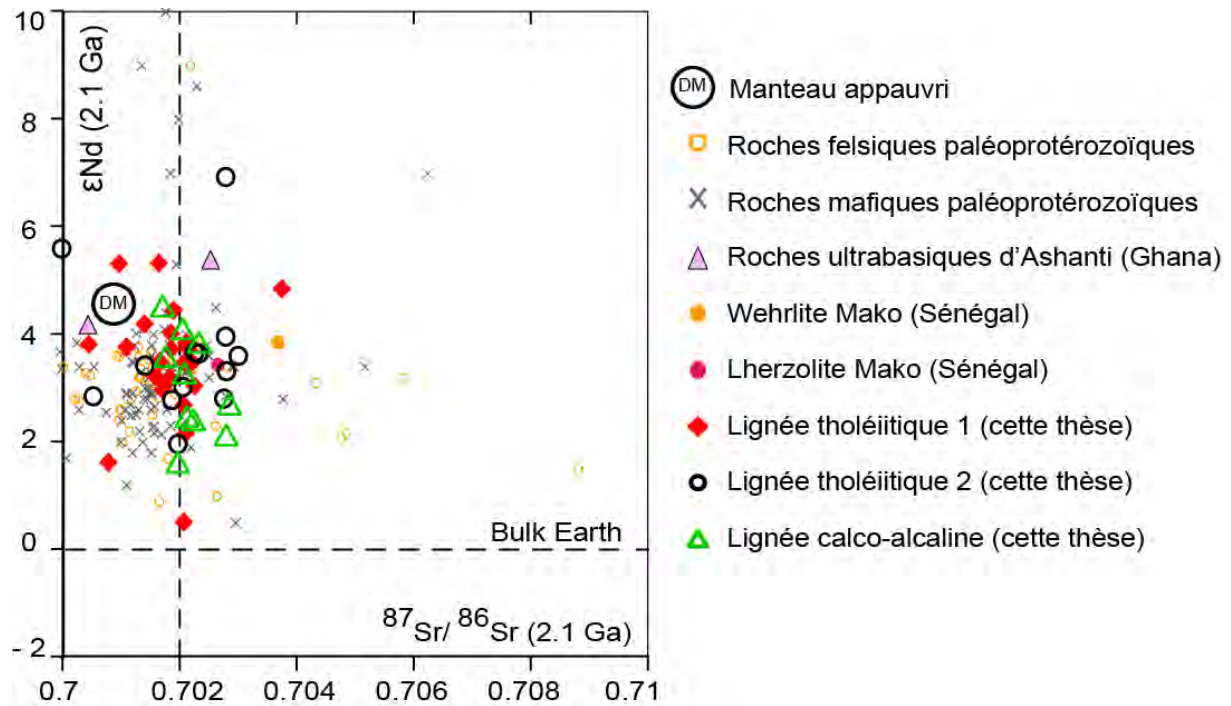


Figure 96: Diagramme ϵNd (2,1 Ga) vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) dans lequel les trois lignées magmatiques sont comparées à toutes les données d'âge paléoprotérozoïque disponibles dans la littérature (Abouchami et al., 1990 ; Alric, 1990 ; Boher et al., 1992 ; Ama Salah et al., 1996 ; Dia et al., 1997 ; Gasquet et al., 2003 ; Pawlig et al., 2006 ; Dampare et al., 2009 ; Ngom et al., 2010 ; Dampare et al., 2019) et leurs positions par rapport au manteau appauvri contemporain (DM) de Ben Othman et al. (1984).

V-3. Contexte géodynamique

L'étude isotopique des roches de Mako a permis de mettre en évidence l'existence de trois sources bien individualisées : une source appauvrie correspondant à la formation des lherzolites et harzburgites, des basaltes et des gabbros tholéitiques 1 ; une source plus enrichie à partir de laquelle se forment les wehrlites et les basaltes et les gabbros tholéitiques 2 et une source très enrichie formant la lignée calco-alcaline. Il y a donc une évolution du contexte géodynamique qui sera analysée à partir des caractères des éléments majeurs, des éléments en traces et des isotopes.

V-3-1. Approche du contexte géodynamique à partir des éléments majeurs et des éléments en traces

V-3-1-1. Les lignées tholéitiques

A Mako, il apparaît que les diagrammes classiquement utilisés pour contraindre les environnements de mise en place des roches des lignées tholéitiques 1 et 2 ne sont pas pertinents. En effet, par exemple, dans le diagramme de Pearce et al. (1977) $\text{FeO}(t) - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (**Fig. 97a**), si on exclut les roches cumulatives (UM et gabbro) et les faciès altérés, les roches des deux lignées (tholéitiques 1 et 2) occupent les mêmes sites géotectoniques se répartissant dans les champs des basaltes de ride ou de plancher océanique, des basaltes des îles océaniques et des basaltes continentaux. De plus, dans ce diagramme le gabbro (*IL37*) de la lignée tholéitique 1 se situe dans les champs des SCI (Spreading center island) à cause de sa richesse en Al_2O_3 (18%). Les mêmes problèmes apparaissent pour les diagrammes de Wood (1980) (**Fig. 97b et c**) faisant intervenir des éléments en traces réputés immobiles tels que l'Hf, Th, Ta et Nb. Dans ces diagrammes, les roches des lignées tholéitiques 1 et 2 occupent le champ commun des E-MORB et des basaltes tholéitiques intra-plaques (WPT) à l'exception de quelques échantillons se situant dans le champ des N-MORB ou légèrement déportés vers les champs des tholéites des arcs insulaires (IAT) et des basaltes calco-alcalins des arcs volcaniques (CAB).

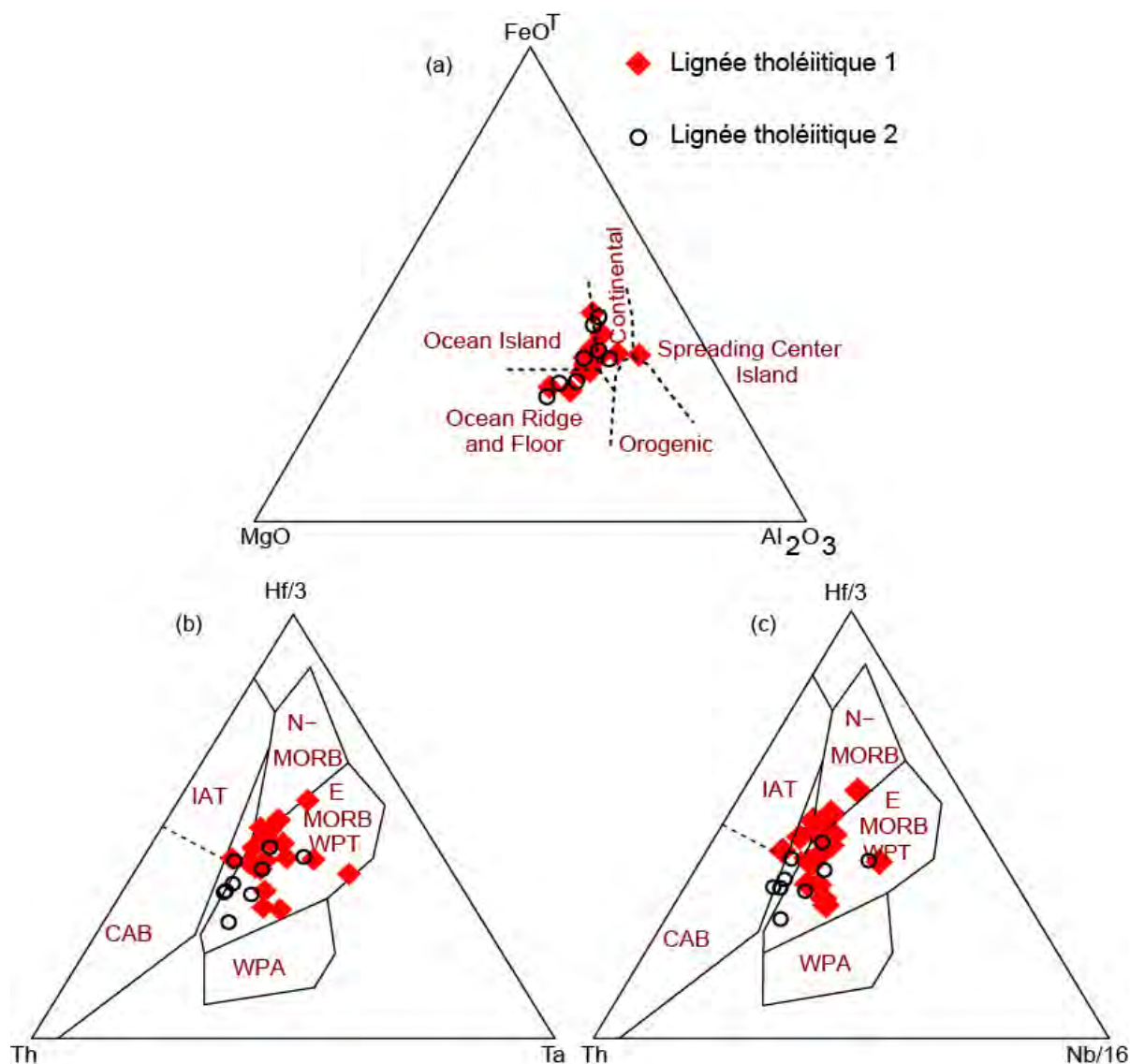


Figure 97: (a) Diagramme $\text{MgO} - \text{FeO}(\text{t}) - \text{Al}_2\text{O}_3$ de Pearce et al. (1977) montrant la position géotectonique des roches des lignées tholéiitiques 1 et 2 du secteur du village de Mako. (b et c) Diagramme de Wood (1980) montrant la position géotectonique des roches des lignées tholéiitiques 1 et 2 du secteur du village de Mako. IAT = Basalte tholéiitique des arcs volcaniques ; WPT = Basalte tholéiitique intra-plaque ; CAB = Basalte calco-alcalin des arcs volcaniques ; WPA = Basalte alcalin intra-plaque.

Les diagrammes géotectoniques ne permettant pas une discrimination des environnements de mise en place des roches des lignées tholéiitiques 1 et 2, une autre approche a été faite en comparant les éléments en traces des roches de Mako à ceux de basaltes provenant de sites géodynamiques actuels donc bien identifiés. Les basaltes tholéiitiques 1 du secteur de Mako ont été comparés aux basaltes tholéiitiques des MORBs du Pacifique (Bach et al., 1995 ; Castillo, 2000). Dans les deux sites, les basaltes tholéiitiques présentent des spectres parallèles

caractérisés par leurs LREE très légèrement appauvries ($La_N/Nd_N = 0,8 - 1,1$ pour Mako et $0,7 - 0,9$ pour le Pacifique) avec des spectres présentant un fractionnement général plat ($La_N/Yb_N = 0,8 - 1,8$ pour Mako et $0,9 - 1,5$ pour le Pacifique) (**Fig. 98a**). Cependant, les basaltes tholéiitiques des MORBs du Pacifique sont légèrement moins fractionnés en HREE que les basaltes tholéiitiques 1 de Mako. Dans les diagrammes élargis (**Fig. 98b**), les basaltes tholéiitiques des deux sites sont caractérisés par l'absence d'anomalies négatives en Nb à l'exception de deux échantillons de Mako (*IL48*, *IL59*). Si on compare les éléments majeurs, les basaltes tholéiitiques 1 de Mako sont légèrement plus riches en FeO(t) (12% contre 11% - 12%) et en MgO (8% contre 7% - 8%) et plus pauvres en CaO (7% - 11% contre 12%) et très fortement en TiO₂ (1% contre 2%) que les basaltes tholéiitiques des MORBs du Pacifique. Par ailleurs, les basaltes tholéiitiques 1 de Mako sont très différents des autres types de MORBs (I, E et T (Geist et al., 1995), du basalte du plateau de Nauru (Floyd, 1989), du basalte à l'arrière de l'arc du Vanuatu (BAAV) et du MORB archéen (Ohta et al., 1996) qui sont plus enrichis en LREE par rapport aux HREE.

De plus, les basaltes tholéiitiques 2 de Mako sont également comparés aux basaltes tholéiitiques de l'arc des Nouvelles Hébrides (Peate et al., 1997). Dans les deux sites, les basaltes montrent des spectres comparables avec un fractionnement LREE/HREE assez marqué ($La_N/Yb_N = 2,8 - 3,7$ pour Mako et $1,6 - 3,9$ pour les Nouvelles Hébrides) (**Fig. 98c**). En revanche, les basaltes tholéiitiques de l'arc des Nouvelles Hébrides présentent des anomalies négatives très prononcées en Nb comparées à celles des basaltes tholéiitiques 2 de Mako qui en ont presque dépourvu (**Fig. 98d**). De plus, les basaltes tholéiitiques 2 de Mako sont plus titanifères que ceux de l'arc des Nouvelles Hébrides (1,4% - 1,9% contre 0,6 - 1,1%). La présence d'anomalie négative en Nb dans les basaltes tholéiitiques de l'arc des Nouvelles Hébrides mises en place dans une zone de subduction est une caractéristique qui les distingue des basaltes tholéiitiques des MORBs du Pacifique.

En conclusion, nous pouvons dire que, dans l'état actuel des données, les basaltes tholéiitiques 1 de Mako ont des signatures comparables à ceux des basaltes des MORBs du Pacifique alors que les basaltes tholéiitiques 2 de Mako évoluent vers un environnement d'arc comme c'est le cas des basaltes tholéiitiques des Nouvelles Hébrides. Ce modèle géotectonique établi pour les différents types de basaltes et par conséquent pour les roches qui leurs sont affiliées (gabbros tholéiitiques 1 et 2, roches UM) sera discuté à partir des données isotopiques.

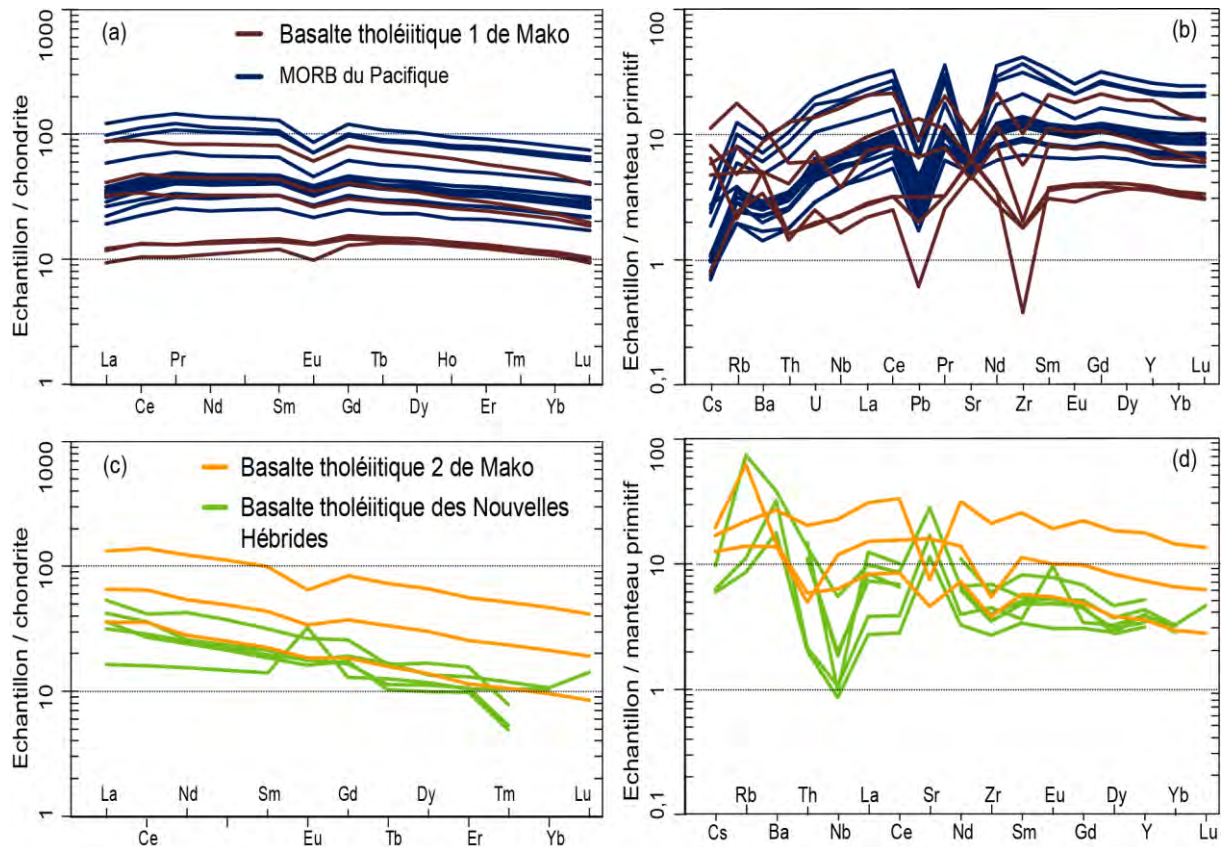


Figure 98: Spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) (a, c et d) et diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et Mc Donough, 1989) (b et e) des basaltes tholéiitiques 1 et 2 de Mako comparés aux basaltes de différents sites géotectoniques.

V-3-1-2. La lignée calco-alkaline

Le contexte géodynamique de mise en place des roches calco-alkalines de Mako sera défini à partir de diagrammes géotectoniques (Wood, 1980 ; Pearce et al., 1984; Garcia Diaz, 2004). Le report des analyses sur les diagrammes de Wood (1980) utilisant des éléments en traces tels que l'Hf, Th, Ta et Nb montre que les roches de la série calco-alkaline de Mako se mettent en place dans le domaine des basaltes calco-alkalins des arcs volcaniques (CAB) (**Fig. 99a et b**). Par ailleurs, le diagramme de Pearce et al. (1984) agréé par Garcia Diaz (2004) (**Fig. 99c et d**) confirme la situation géotectonique des roches de la série calco-alkaline de Mako en les plaçant dans le champ des roches des arcs volcaniques.

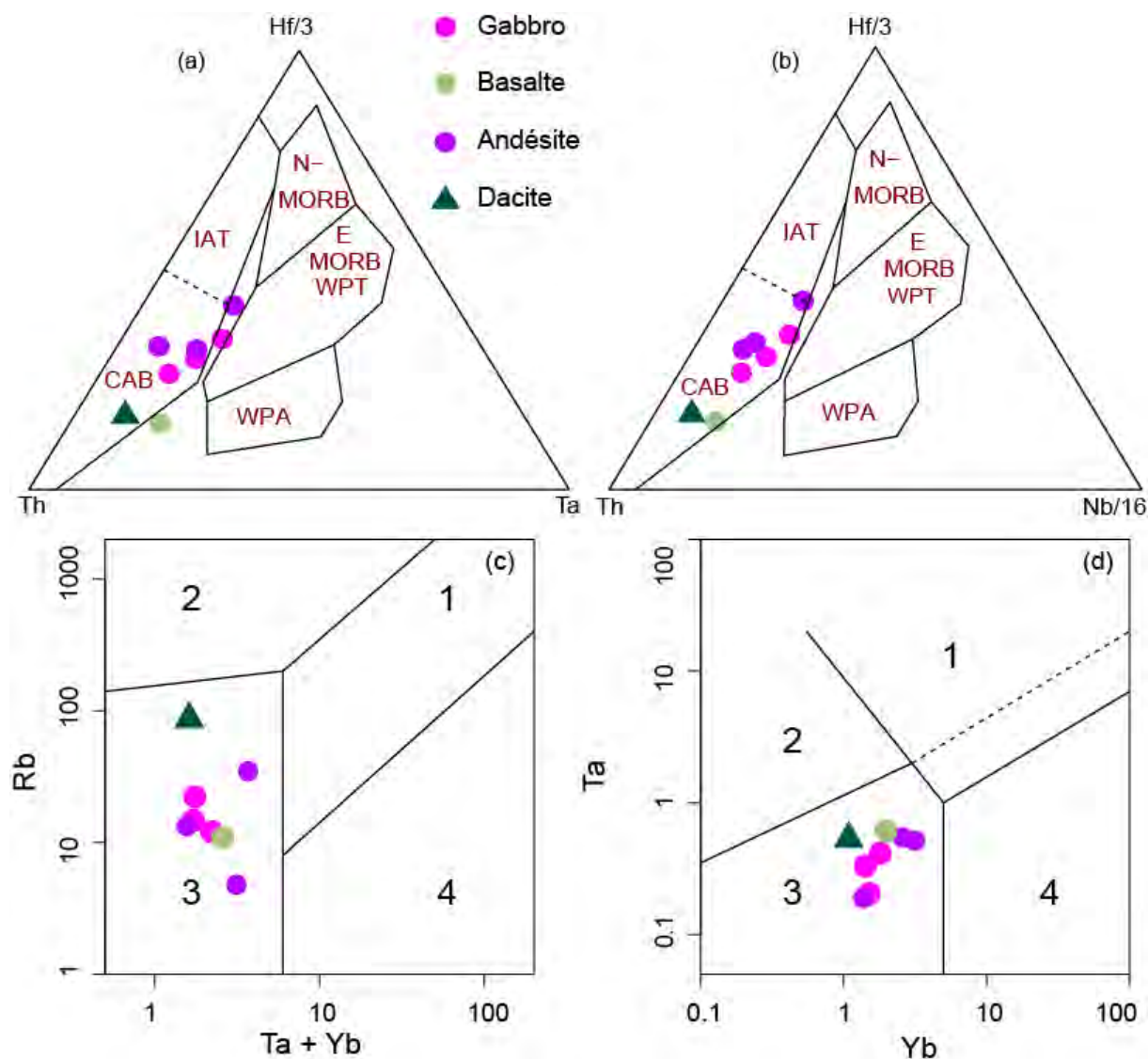


Figure 99: Diagrammes géotectoniques discriminants de Wood (1980) (a et b) et de Pearce et al. (1984) (c et d) montrant la mise en place des roches de la lignée calco-alkaline du secteur de Mako. 1 = Syn-collisionnel; 2 = Intra-plaque ; 3 = Arc volcanique ; 4 = Dorsale océanique.

Nous avons également comparé les éléments en traces des roches calco-alkalines de Mako à ceux des roches calco-alkalines des Mariannes et des Nouvelles Hébrides. Ainsi, si on analyse la géométrie des spectres des éléments en traces des roches de la lignée calco-alkaline de Mako, on constate qu'elle est similaire à celle observée dans les roches calco-alkalines des Mariannes (Bloomer et al., 1987 et 1989 ; Lin et al., 1989 ; Elliott et al., 1997) et des Nouvelles Hébrides (Peate et al., 1997) mise en place dans un contexte d'arc volcanique. Les basaltes calco-alkalins de Mako ont des spectres de REE comparables à ceux des basaltes calco-alkalins de l'arc des Nouvelles Hébrides surtout pour ce qui concerne les LREE ($\text{La}_N/\text{Nd}_N = 1,7 - 2,1$ et $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 5,7 - 8,2$ pour Mako et $\text{La}_N/\text{Nd}_N = 1,2 - 1,9$ et $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3$

- 9,7 pour les Nouvelles Hébrides), les HREE étant légèrement plus fractionnées dans les basaltes calco-alcalins de Mako ($Dy_N/Lu_N = 1,5 - 2,1$ contre $1,1 - 1,5$) (**Fig. 100a**). En revanche, dans les diagrammes élargis les basaltes calco-alcalins de Mako ont des teneurs plus fortes en Nb marquées par des anomalies négatives moins prononcées et des anomalies négatives typiques en Sr à l'inverse des anomalies positives rencontrées dans les basaltes calco-alcalins de l'arc des Nouvelles Hébrides (**Fig. 100b**). Par ailleurs, les éléments majeurs ne peuvent être comparés car les basaltes calco-alcalins de Mako sont affectés par une silicification secondaire ($SiO_2 = 55\% - 56\%$) pouvant entraîner la dérive de certains éléments.

Les andésites calco-alcalines de Mako montrent des spectres de REE identiques à ceux des andésites calco-alcalines de l'arc des Mariannes (Elliott et al., 1997) à l'exception de l'andésite pauvre en phénocristaux de clinopyroxène de Séguéko Peul (*ILN7*) très fortement déprimée en HREE. Cependant, les andésites calco-alcalines de Mako sont plus enrichies et globalement plus fractionnées en LREE (90 à 127 fois contre 20 à 72 fois les chondrites et $La_N/Nd_N = 1,5 - 2,1$ contre $0,9 - 1,6$) (**Fig. 100c**). De plus, les andésites calco-alcalines de Mako sont plus enrichies en éléments les moins incompatibles (Th, U, Nb, La, Ce) avec des anomalies négatives en Pb et Sr à l'exception de l'andésite microlitique riche en amphibole (*IL42*) et de l'andésite pauvre en phénocristaux de clinopyroxène (*ILN7*) qui ont respectivement des anomalies positives en Pb et Sr (**Fig. 100d**). Hormis les andésites altérées de Mako, les andésites fraîches dans les deux sites ont des compositions en éléments majeurs comparables.

La dacite calco-alcaline de Mako montre un spectre de REE comparable à ceux des dacites de l'arc des Mariannes. Cependant, la dacite de Mako ($La_N/Yb_N = 14$) présente une composition intermédiaire entre les dacites analysées par Bloomer et al. (1987) ($La_N/Yb_N = 4,6 - 6,4$) qui sont les moins enrichies en REE avec des anomalies positives en Sr plus prononcées et celles analysées par Bloomer et al. (1989) ($La_N/Yb_N = 4,6$) et par Lin (1989) ($La_N/Yb_N = 7,7 - 11,9$) qui sont les plus enrichies en REE avec ou sans anomalies négatives en Sr (**Fig. 100e et f**).

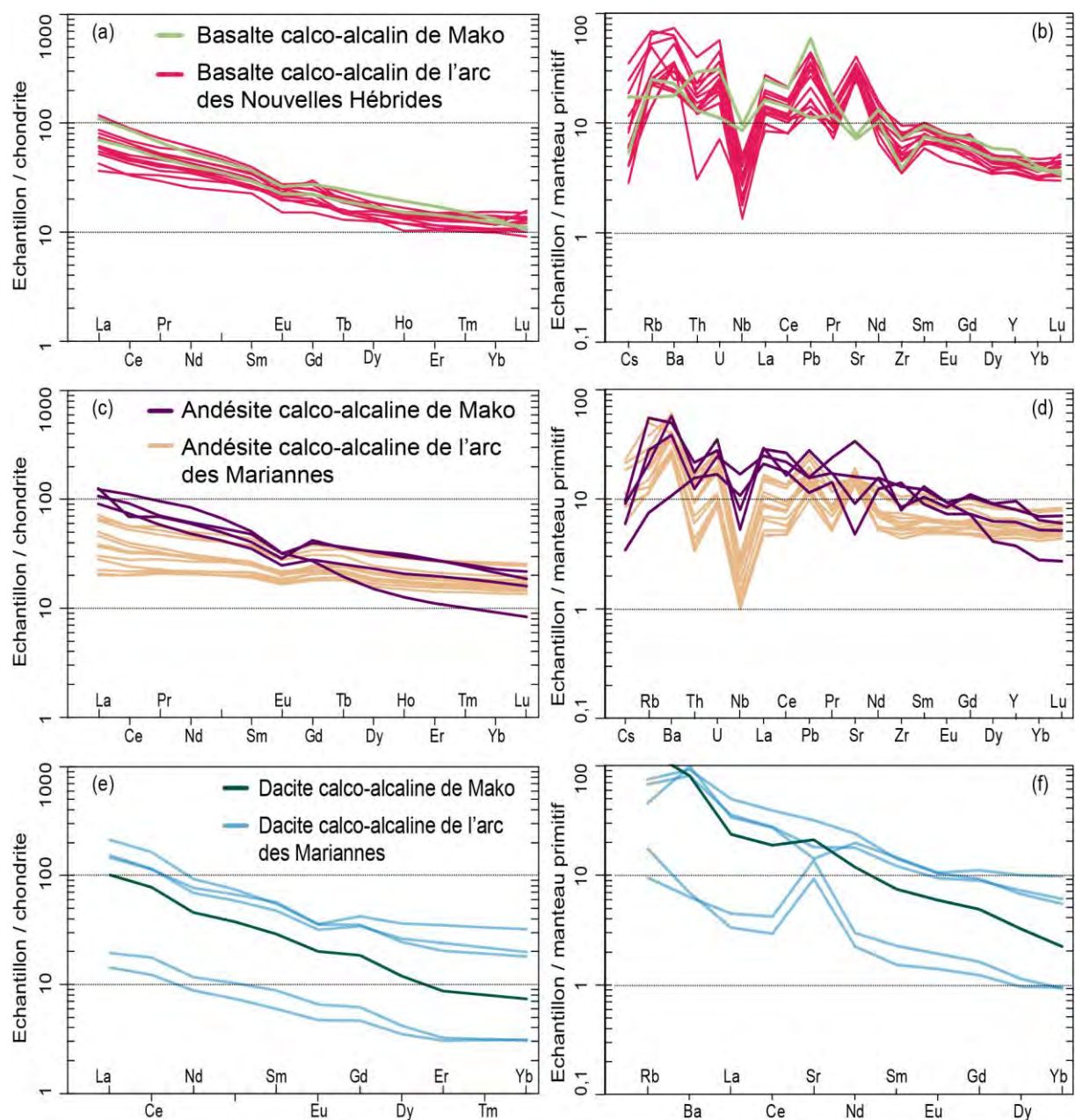


Figure 100: Spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) et diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et Mc Donough, 1989) des basaltes (a et b), des andésites (c et d) et de la dacite (e et f) de la série calco-alcaline de Mako comparés à ceux des mêmes faciès des arcs des Mariannes et des Nouvelles Hébrides.

V-3-2. Approche du contexte géodynamique à partir des isotopes

Les compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb) sont souvent utilisées pour discriminer les environnements de mise en place des roches. Pour contraindre le contexte géodynamique du secteur de Mako, nous avons présenté nos données sous forme d' ϵNd corrigés à 2,1 Ga en fonction d'un facteur $\alpha(\text{Sm}/\text{Nd})$ (De Paolo et Wasserburg, 1976 ; De Paolo, 1988) correspondant au fractionnement en éléments en traces estimé de la source des liquides. Les valeurs en ϵNd corrigées de l'âge de nos échantillons d'âge paléoprotérozoïque de Mako sont obtenues en multipliant le facteur lié au temps par les rapports de concentrations (Sm/Nd). Or, les rapports de concentrations (Sm/Nd) sont obtenus avec une précision bien moindre que la précision à laquelle sont mesurées les compositions isotopiques (10^{-6}). Ainsi, en appliquant une correction d'âge de 2,1 Ga à nos échantillons, nous propageons une erreur beaucoup plus grande liée aux rapports de concentrations (Sm/Nd). Par contre, dans le diagramme ϵNd (2,1 Ga) en fonction d' $\alpha(\text{Sm}/\text{Nd})$ (**Fig. 101**), nous pouvons observer que les échantillons de Mako ainsi que tous les échantillons d'âge paléoprotérozoïque du COA (Abouchami et al., 1990 ; Alric, 1990 ; Boher et al., 1992 ; Ama Salah et al., 1996 ; Dia et al., 1997 ; Gasquet et al., 2003 ; Pawlig et al., 2006 ; Dampare et al., 2009 ; Ngom et al., 2010 ; Dampare et al., 2019) s'alignent sur une droite appelée droite de corrélation mantellique paléoprotérozoïque décalée par rapport à la droite de corrélation mantellique actuelle sur laquelle s'alignent les roches de la dorsale Pacifique et les roches des arcs des Mariannes et des Nouvelles Hébrides, à l'équilibre avec des sources mantelliques d'âge 0. Sur la droite de corrélation mantellique actuelle, on observe une forte corrélation entre les valeurs ϵNd (2,1 Ga) et $\alpha(\text{Sm}/\text{Nd})$; ces valeurs sont élevées dans les MORBs du Pacifique issues de source juvénile et faibles dans les arcs des Mariannes et des Nouvelles Hébrides générés à partir des sources plus enrichies. En revanche, les roches des trois lignées magmatiques de Mako présentent sensiblement les mêmes valeurs en ϵNd (2,1 Ga) mais des valeurs en $\alpha(\text{Sm}/\text{Nd})$ différentes. La différence entre les deux corrélations mantelliques (actuelle et paléoprotérozoïque) est liée à la maturité isotopique du manteau supérieur, moins radiogénique au paléoprotérozoïque. Ainsi, en refermant le ciseau que font les deux droites de corrélation c'est-à-dire en projetant nos échantillons d'âge paléoprotérozoïque sur la ligne d'évolution mantellique actuelle, on constate que : i) la lignée tholéitique 1 (lherzolite, harzburgite, basalte et gabbro tholéitiques 1) caractérisée par une signature juvénile avec les plus fortes valeurs en $\alpha(\text{Sm}/\text{Nd})$ (1,02 - 1,2) tombent dans les MORBs ; ii) la lignée tholéitique 2 (wehrlite, basalte et gabbro tholéitiques 2) et la lignée calco-alcaline issues de sources et ayant des valeurs en $\alpha(\text{Sm}/\text{Nd})$ respectivement moins enrichies et plus élevées ($\alpha(\text{Sm}/\text{Nd}) = 0,82 - 1,01$ et $0,63 - 0,79$) se

situent dans les arcs de même que les roches felsiques paléoprotérozoïques avec de plus faibles valeurs $\alpha(\text{Sm/Nd})$ (0,33 - 0,63).

En conclusion, les données isotopiques indiquent que les trois lignées magmatiques clairement identifiées par la géochimie des éléments en traces et des spectres de LREE sont issues de trois sources différentes et qu'elles sont générées dans des contextes géodynamiques différents. Ainsi, en combinant les données d'éléments en traces et isotopiques, nous pouvons proposer le modèle géodynamique suivant avec:

- ouverture d'un océan entraînant la mise en place des roches de la lignée tholéiitique 1 au niveau d'une dorsale océanique, ces dernières ayant des caractéristiques proches des MORB;
- formation d'une subduction intra-océanique induisant un magmatisme conduisant à la formation d'un arc insulaire immature dont les roches de la lignée tholéiitique 2 seraient les témoins;
- maturation de l'arc insulaire et mise en place des roches de la lignée calco-alcaline liée à l'enfoncement de la plaque plongeante et à l'épaississement de la partie crustale de l'arc.

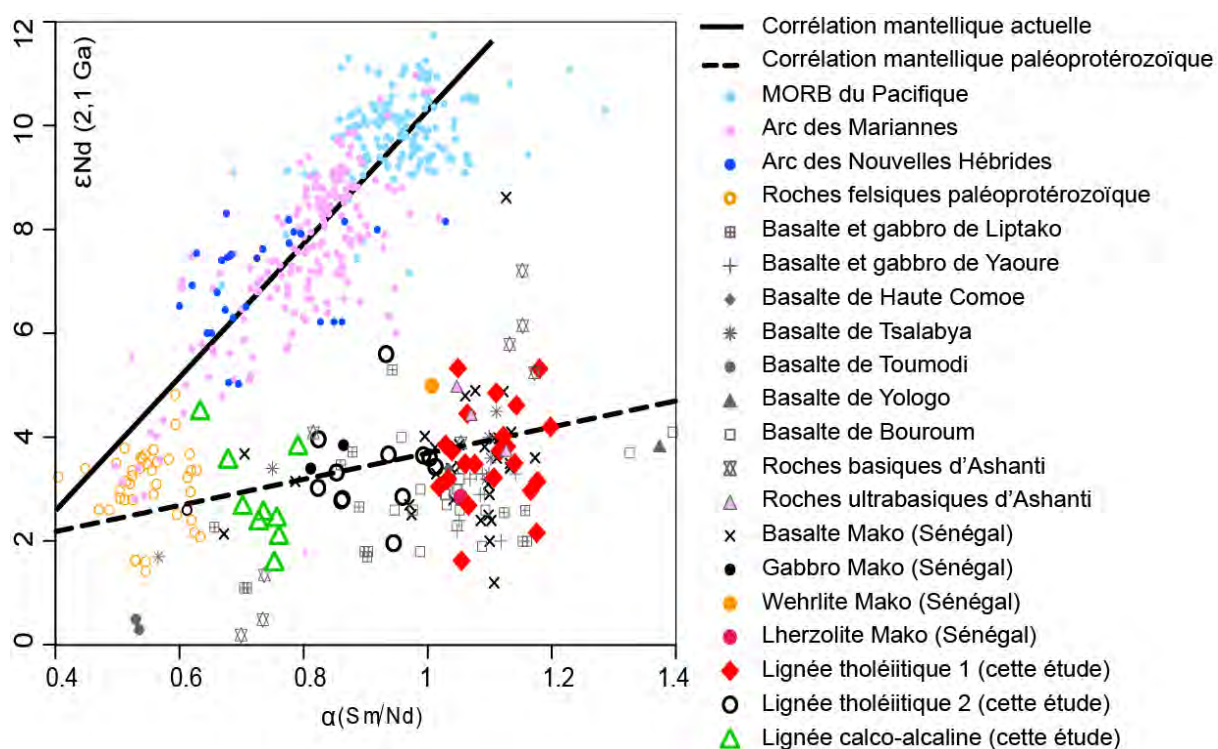


Figure 101: Diagramme $\epsilon_{\text{Nd}} (2,1 \text{ Ga})$ vs $\alpha(\text{Sm/Nd})$ montrant la position à différents endroits des trois lignées magmatiques sur la droite de corrélation mantellique paléoprotérozoïque (Abouchami et al., 1990 ; Alric, 1990 ; Boher et al., 1992 ; Ama Salah et al., 1996 ; Dia et al.,

1997 ; Gasquet et al., 2003 ; Pawlig et al., 2006 ; Dampare et al., 2009 ; Ngom et al., 2010 ; Dampare et al., 2019) décalée de la droite de corrélation mantellique actuelle sur laquelle s'alignent les roches de la dorsale Pacifique (Cohen et al., 1980 ; Hofmann et al., 1983 ; Byers et al., 1986 ; Macdougall et al., 1986 ; Hekinian et al., 1989 ; Natland, 1989 ; Prinzhofer et al., 1989 ; Ben othman et al., 1990 ; Mahoney et al., 1993 ; Bach et al., 1995 ; Batiza et al., 1996 ; Nui et al., 1999 ; Regelous et al., 1999 ; Castillo et al., 2000) et les roches des arcs des Mariannes (Meijer, 1976 ; Meijer et al., 1981 ; Hickey et al., 1982 ; Stern et al., 1984 ; White et al., 1984 ; Hawkins et al., 1985 ; Bloomer et al., 1987 ; Volpe et al., 1987 ; Woodhead, 1988 ; Bloomer et al., 1989 ; Lin et al., 1989 ; Hawkins et al., 1990 ; Stern et al., 1990 ; Volpe et al., 1990 ; Hickey-vargas, 1991 ; Stern et al., 1991 ; Alt et al., 1993 ; Stolper et al., 1994 ; Gribble et al., 1996 ; Elliott et al., 1997 ; Pickett et al., 1997 ; Gribble et al., 1998 ; Hickey-vargas, 1998 ; Ikeda et al., 1998 ; Newman et al., 2000) et des Nouvelles Hébrides (Peate et al., 1997).

Lignées		Tholéiitique 1	Tholéiitique 2	Calco-alcaline		
Lithologie		Lherzolite	Wehrlite	Gabbro		
		Harzburgite	Basalte 2	Basalte		
		Basalte 1	Gabbro 2	Andésite		
		Gabbro 1		Dacite Rhyolite		
Traces roches		$\sum\text{REE} = 35 - 1058$	$\sum\text{REE} = 45 - 1294$	$\sum\text{REE} = 326 - 862$		
		$\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 0,8 - 1,1$	$\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 1,2 - 1,5$	$\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 1,5 - 2,2$		
		$\text{Sm}_\text{N}/\text{Gd}_\text{N} = 0,9 - 1,1$	$\text{Sm}_\text{N}/\text{Gd}_\text{N} = 1 - 1,2$	$\text{Sm}_\text{N}/\text{Gd}_\text{N} = 1 - 1,9$		
		$\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 0,8 - 2$	$\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 2 - 3,7$	$\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 4,7 - 14$		
		$\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 0,7 - 1,1$	$\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 1,2 - 1,7$	$\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 2,1 - 3,5$		
Traces minéraux	Clinopyroxène	IL10 $\sum\text{REE} = 53 - 131$	116 $\sum\text{REE} = 46 \text{ ppm}$ $\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 1$ $\text{Dy}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,4$ ILL3 $\sum\text{REE} = 49 - 149$ $\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 0,3 - 0,5$ $\text{Dy}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,2 - 1,8$			
		$\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 0,4 - 0,5$				
		$\text{Dy}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,2 - 1,8$				
		ILL4 $\sum\text{REE} = 123 - 126$				
		$\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 0,7 - 0,8$				
		$\text{Dy}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,2 - 1,8$				
		136 $\sum\text{REE} = 34 - 67$				
		$\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 0,3 - 0,4$				
	$\text{Dy}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,7 - 2,4$					
	Amphibole	ILL4 $\sum\text{REE} = 811 - 1161$	$\sum\text{REE} = 1557 - 1705$ $\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 0,3 - 0,5$ $\text{Dy}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,2 - 1,8$			
		$\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N} = 1,3 - 1,7$				
		$\text{Dy}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,2 - 1,3$				
Isotopes		$n = 27$ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (2,1 \text{ Ga}) = 0,701882 \pm 10$ $\epsilon\text{Nd} (2,1 \text{ Ga}) = +3,6 \pm 0,01$	$n = 14$ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (2,1 \text{ Ga}) = 0,703214 \pm 9$ $\epsilon\text{Nd} (2,1 \text{ Ga}) = +3,4 \pm 0,01$	$n = 9$ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (2,1 \text{ Ga}) = 0,702039 \pm 9$ $\epsilon\text{Nd} (2,1 \text{ Ga}) = +2,8 \pm 0,02$		
		Sources		Juvénile	Enrichie	Très enrichie
				$\alpha(\text{Sm}/\text{Nd}) = 1,02 - 1,2$	$\alpha(\text{Sm}/\text{Nd}) = 0,82 - 1,01$	$\alpha(\text{Sm}/\text{Nd}) = 0,33 - 0,63$
Contexte géodynamique		MORBs	Arc insulaire	Arc insulaire		

Tableau 10: Tableau récapitulatif des caractéristiques géochimiques et isotopiques des trois lignées magmatiques du secteur du village de Mako.

V-4. Comparaison avec les données de la bibliographie

Les roches d'âge paléoproterozoïque du COA et en particulier celles de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba ont fait l'objet d'un très grand nombre de travaux (Bassot, 1966 ; Diallo, 1983 ; Debat et al., 1984 ; Ngom, 1985 ; Dioh, 1986 ; Dia, 1988 ; Ngom, 1989 ; Abouchami et al., 1990 ; Dioh et al., 1990 ; Boher et al., 1992 ; Diallo, 1994 ; Dioh, 1995 ; Ngom, 1995 ; Ngom et al., 1998 ; Dioh et al., 2006 ; Pawlig et al., 2006 ; Gueye et al., 2007 ; Ngom et al., 2007 ; Gueye et al., 2008 ; Cissokho, 2010 ; Lawrence, 2010 ; Ngom et al., 2010 ; Théveniaut et al., 2010 ; Ngom et al., 2011 ; Diene et al., 2012 ; Lawrence et al., 2013 ; Diene et al., 2015 ; Gozo et al., 2015 ; Lambert-Smith et al., 2016 ; Dabo et al., 2017 ; Masurel et al., 2017 ; Gozo, 2017). Les roches paléoproterozoïques du COA sont classiquement subdivisées en deux séries (Bassot, 1966 ; Bessoles, 1977 ; Sylvester et Attoh, 1992) : une série tholéiitique et une série calco-alcaline à laquelle sont rattachés les nombreux massifs de granitoïdes. La série tholéiitique est représentée par des roches UM, des basaltes et des gabbros ; la série calco-alcaline par une suite différenciée avec des roches UM, des basaltes, des andésites, des dacites et des rhyolites. La série tholéiitique est hétérogène ; ce qui a conduit certains auteurs à identifier deux séries : une série tholéiitique 1 et une série tholéiitique 2. C'est le cas de Zonou (1987) au Burkina Faso, d'Ama Salah et al. (1996) au Niger et de Pouclet et al. (1996) en Côte d'Ivoire. Ces auteurs ont identifiés clairement deux séries tholéiitiques alors que ceux qui ont travaillé dans la boutonnière (Dia, 1988, Abouchami et al., 1990 ; Diallo, 1994 ; Dioh, 1995 ; Ngom, 1995 ; Ngom et al., 1998 ; Diallo, 2001 ; Pawlig et al., 2006 ; Ngom et al., 2007 et 2010 ; Cissokho, 2010 ; Dabo et al., 2017), s'ils soulignent l'hétérogénéité de la série, ne définissent pas deux suites séparées. Ils se basent pour l'essentiel sur l'analyse géochimique des roches. L'hétérogénéité de la série explique que plusieurs modèles tectoniques différents ont été proposés pour la genèse de ces roches : MORB (Ngom, 1995 ; Ngom et al., 2007), plateau océanique (Abouchami et al., 1990 ; Cissokho, 2010 ; Ngom et al., 2010), arc (Dia, 1988 ; Diallo, 2001 ; Pawlig et al., 2006), transition entre MORB et arc (Dioh, 1995) et MORB ou OIB (Dabo et al., 2017). Enfin s'il y a des divergences sur l'interprétation géodynamique de la série tholéiitique, il existe en revanche un consensus sur les caractéristiques de la série calco-alcaline dont la genèse est unanimement reliée au fonctionnement d'un arc.

V-4-1. Comparaison avec la série tholéiitique mafique

V-4-1-1. Comparaison avec les travaux précédents au niveau du groupe de Mako (BKK)

Depuis les travaux du pionnier (Bassot, 1963), les études sur la série tholéiitique de Mako se sont multipliées (Bassot, 1966 ; Diallo, 1983 ; Debat et al., 1984 ; Ngom, 1985 ; Dioh, 1986 ; Dia, 1988 ; Ngom, 1989 ; Abouchami et al., 1990 ; Dioh et al., 1990 ; Diallo, 1994 ; Dioh, 1995 ; Ngom, 1995 ; Diallo, 2001 ; Pawlig et al., 2006 ; Ngom et al., 2007 et 2010 ; Cissokho, 2010 ; Théveniaut et al., 2010 ; Dabo et al., 2017). S'il y a un relatif consensus sur les caractéristiques pétrographiques et géochimiques, l'interprétation géodynamique est variée. Dans ce paragraphe nous comparerons nos données avec les principales études ayant analysé la série tholéiitique de Mako (Dia, 1988 ; Abouchami et al., 1990 ; Dioh, 1995 ; Diallo, 2001 ; Pawlig et al., 2006 ; Ngom et al., 2007 et 2010).

V-4-1-1-1. Comparaison avec les travaux de Dia (1988)

Les basaltes tholéiitiques étudiés par Dia (1988) dans le secteur de Laminia-Sandikounda situé plus au Nord dans le groupe de Mako sont caractérisés par un léger enrichissement en LREE ($La_N/Sm_N = 0,9 - 1,2$) par rapport au HREE ($Gd_N/Yb_N = 1,3 - 2,4$) marqué par des spectres modérément pentés ($La_N/Yb_N = 1,5 - 4,9$) (**Fig. 102**). Ces caractéristiques des basaltes tholéiitiques de Dia (1988) sont identiques à celles des basaltes tholéiitiques 2 de cette thèse ($La_N/Sm_N = 1,3 - 1,6$; $Gd_N/Yb_N = 1,7 - 1,9$ et $La_N/Yb_N = 2,8 - 3,7$). Cependant, les basaltes tholéiitiques de Dia (1988) sont moins enrichis en LREE (19 à 61 fois contre 35 à 134 fois les chondrites) avec des enrichissements caractéristiques en Ce comparés aux basaltes tholéiitiques 2. L'enrichissement en Ce constaté dans les basaltes tholéiitiques de Dia (1988) est interprété par l'auteur comme une caractéristique des processus magmatiques et serait surtout lié au fractionnement précoce de l'olivine et du clinopyroxène. Or, la pétrographie de ces roches n'a pas décelée la présence d'olivine, ni de clinopyroxène frais et l'auteur a montré que la paragenèse primaire est presque complètement déstabilisée en paragenèse de basse température et de basse pression. Pour notre part, nous considérons que cet enrichissement en Ce est secondaire et probablement lié à la mobilité du Ce comme toutes les autres LREE lors des processus post-magmatiques. Les données isotopiques de Dia (1988) fournissent des valeurs moyennes $^{143}Nd/^{144}Nd$ (2,1 Ga) (0,510062) et des ϵNd (2,1 Ga) (+2,8) ; ces valeurs sont plus faibles que celles rencontrées dans nos basaltes tholéiitiques 2 ($^{143}Nd/^{144}Nd$ (2,1 Ga) = 0,510089 et ϵNd (2,1 Ga) = +3,4).

En résumé, Dia (1988) souligne le caractère transitionnel des basaltes tholéiitiques entre les IAT et les MORBs et propose leur mise en place dans un environnement d'arc insulaire ; il aboutit ainsi à la même conclusion que celle proposée pour les tholéiites 2 de la thèse.

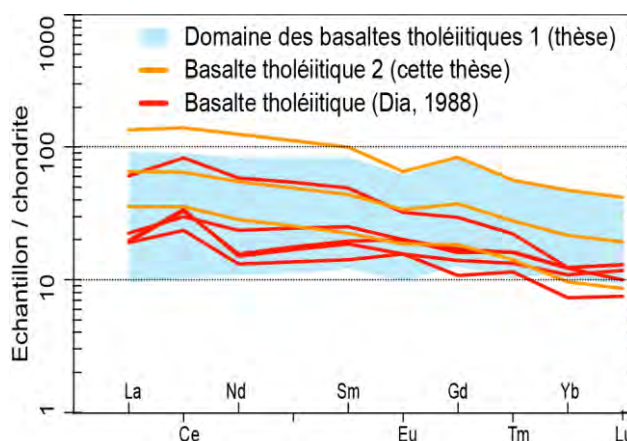


Figure 102: Spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) des basaltes tholéiitiques 1 et 2 de cette étude comparés aux basaltes tholéiitiques de Dia (1988).

V-4-1-1-2. Comparaison avec les travaux d'Abouchami et al. (1990)

Abouchami et al. (1990) ont analysé les basaltes tholéiitiques dans l'ensemble du COA (Sénégal, Côte d'Ivoire, Burkina Faso, Niger et Mauritanie) dont 18 échantillons provenant de Mako. Ils ont en outre utilisé les données des thèses de Zonou (1987) au Burkina Faso et de Dia (1988) au Sénégal.

A Mako, l'examen des spectres de REE des basaltes tholéiitiques d'Abouchami et al. (1990) fait apparaître deux types. Le premier type (en vert) est caractérisé par des spectres quasiment plats ($La_N/Yb_N = 1,2 - 1,9$) comparables aux spectres des basaltes tholéiitiques 1 ($La_N/Yb_N = 0,8 - 1,8$) et au basalte du plateau de Nauru ($La_N/Yb_N = 1,4$) (Floyd, 1989) (**Fig. 103a**). En revanche, les rapports isotopiques moyens $^{87}Sr/^{86}Sr$ (2,1 Ga) (0,701513) et les ϵNd (2,1 Ga) (+3) du premier type de basaltes d'Abouchami et al. (1990) sont légèrement inférieurs à ceux des basaltes tholéiitiques 1 ($^{87}Sr/^{86}Sr$ (2,1 Ga) = 0,701887 et ϵNd (2,1 Ga) = +4,2). Le second type (en rouge) de basaltes tholéiitiques d'Abouchami et al. (1990) est légèrement plus fractionné que le premier type ($La_N/Yb_N = 2,2 - 2,3$ contre 1,2 - 1,9) et montre des spectres similaires aux basaltes tholéiitiques 2 ($La_N/Yb_N = 2,8 - 3,7$) (**Fig. 103b**) mais des compositions isotopiques moyennes très légèrement supérieures ($^{87}Sr/^{86}Sr$ (2,1 Ga) = 0,703184 contre 0,702321 et ϵNd (2,1 Ga) = +3,6 contre +3,4).

Abouchami et al. (1990) définissent le contexte géodynamique en montrant la similitude des spectres de REE des échantillons de Mako avec ceux des basaltes de Nauru qui montrent le même fractionnement ($La_N/Yb_N = 1,4$ pour Nauru (Floyd, 1989) et $La_N/Yb_N = 0,8 - 1,8$ pour les basaltes tholéitiques 1) et par le report des analyses sur le diagramme Ce/Nb en fonction de Ce (**Fig. 104**). Dans ce diagramme, la plupart des échantillons de Mako d'Abouchami et al. (1990) mais aussi de Dia (1988) se situent dans le domaine des basaltes de Nauru. Les auteurs en concluent que les basaltes tholéitiques se forment dans un contexte de plateau océanique. Cette conclusion sera reprise par Ngom et al. (2010). Elle nous paraît discutable. En effet, l'utilisation de Ce dans un diagramme de discrimination est dangereuse, cet élément étant considéré comme potentiellement mobile. Par ailleurs, le report des analyses plus complètes et plus récentes (Ngom et al., 2010 et cette thèse) sur ce même diagramme montrent qu'elles se situent en très grande majorité entre le domaine des MORBs et celui des IAB ; les échantillons qui s'en écartent présentent des teneurs plus élevées en Ce mais gardent le même rapport Ce/Nb. Enfin, le contexte de plateau océanique n'est pas compatible avec l'anomalie négative en Nb des basaltes observée par Abouchami et al. (1990) et pour les basaltes de cette thèse (**Fig. 103c**) et non plus avec la présence dans l'ensemble de la série de Mako de métasédiments (quartzites, métapélites) et de carbonates alternant avec les coulées basaltiques (Bassot, 1966 ; Debat et al., 1984 ; Ngom, 1985 ; Diallo, 1994).

En conclusion, nous pouvons dire que le premier type de basaltes tholéitiques d'Abouchami et al. (1990) et les basaltes tholéitiques 1 sont comparables aux MORBs du Pacifique et que le second type de basaltes tholéitiques le plus fractionné d'Abouchami et al. (1990) est comparable aux basaltes tholéitiques 2 qui comme nous l'avons montré au chapitre V-3. sont similaires aux basaltes tholéitiques des arcs des Nouvelles Hébrides.

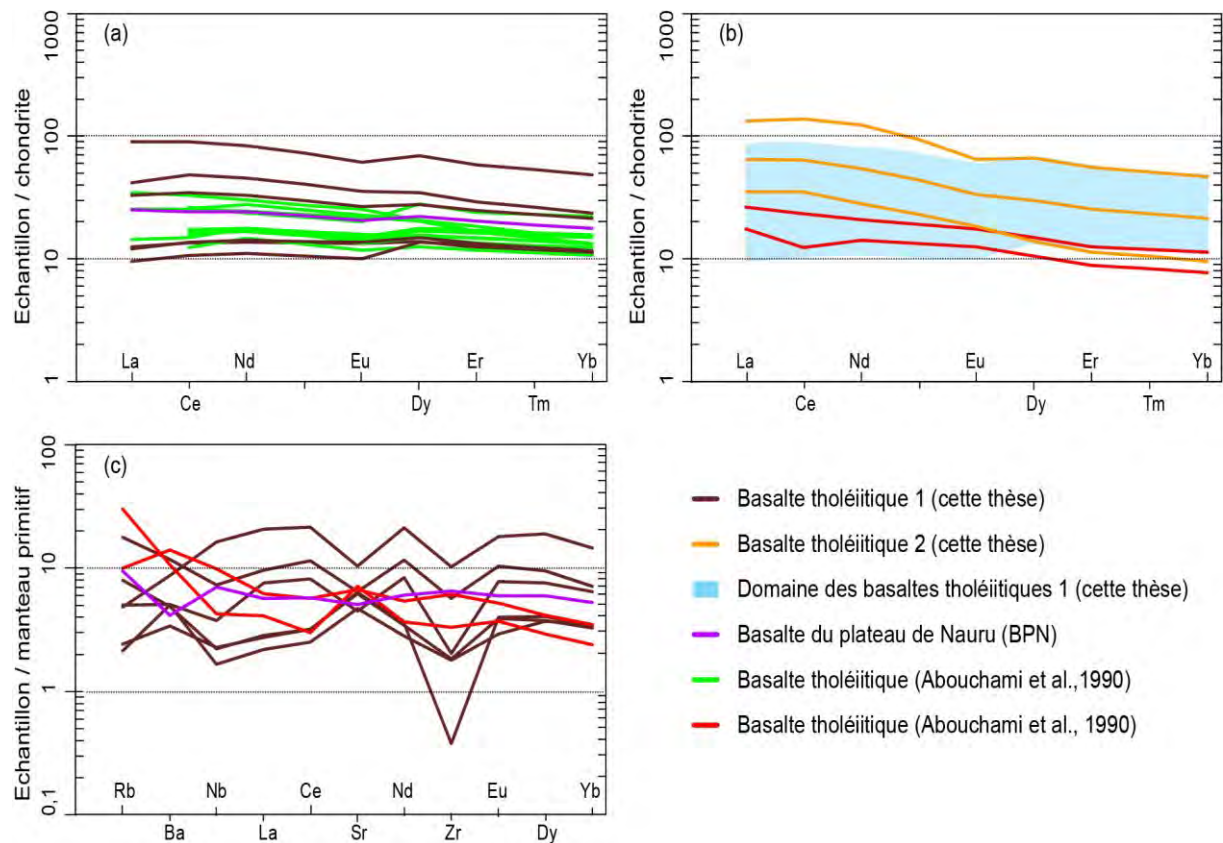


Figure 103: (a et c) spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) et (b) diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des basaltes tholéitiques 1 et 2 de cette étude comparés aux basaltes tholéitiques d'Abouchami et al. (1990) et au basalte tholéitique du plateau de Nauru (Floyd, 1989).

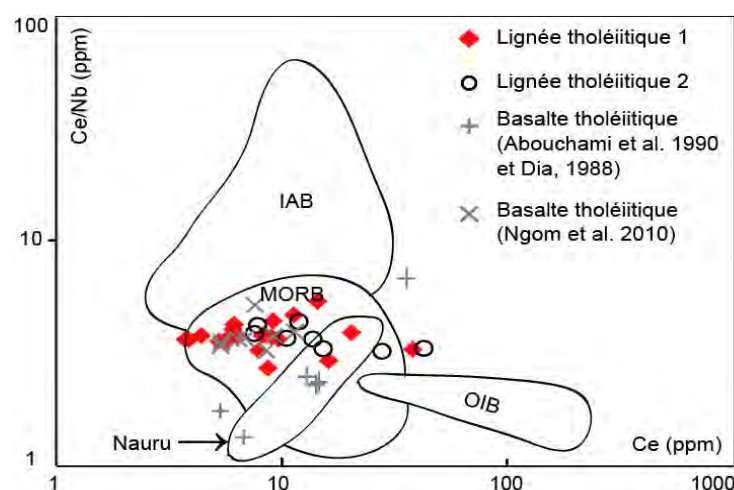


Figure 104: Position géodynamique des lignées tholéitiques 1 et 2 (basalte et gabbro) de cette étude comparées aux basaltes tholéitiques d'Abouchami et al. (1990) et de Ngom et al. (2010) dans le diagramme (Ce/Nb) (ppm) vs Ce (ppm) (Abouchami et al., 1990).

V-4-1-1-3. Comparaison avec les travaux de Dioh (1995)

Les basaltes et les gabbros d'affinité tholéiitique étudiés par Dioh (1995) dans le complexe de Tinkoto situé dans la partie septentrionale du groupe de Mako sont comparables respectivement aux basaltes et aux gabbros de la lignée tholéiitique 1 de cette étude. Si on exclut le Ce qui montre suivant les spectres soit un enrichissement soit un appauvrissement, les basaltes tholéiitiques de Dioh (1995) présentent des spectres déprimés à plats en LREE ($La_N/Sm_N = 0,9 - 1$; $La_N/Yb_N = 1,1 - 1,6$) avec des HREE encore plus déprimées ($Gd_N/Yb_N = 1,1 - 1,7$). Ces caractéristiques sont identiques à celles des basaltes tholéiitiques 1 ($La_N/Sm_N = 0,8 - 1,1$; $Gd_N/Yb_N = 1,1 - 1,7$; $La_N/Yb_N = 0,8 - 1,8$) (**Fig. 105a**). Les gabbros tholéiitiques de Dioh (1995) montrent également des spectres ($La_N/Sm_N = 0,9$; $Gd_N/Yb_N = 1,4 - 1,6$; $La_N/Yb_N = 1,3 - 1,8$) très similaires aux gabbros tholéiitiques 1 ($La_N/Sm_N = 0,8 - 1,1$; $La_N/Yb_N = 0,8 - 2$; $Gd_N/Yb_N = 1,1 - 1,9$) (**Fig. 105b**). Dioh (1995) indique le caractère transitionnel des basaltes et des gabbros d'affinité tholéiitique de Tinkoto entre les IAT et les MORBs alors que les basaltes et les gabbros tholéiitiques 1 de cette étude qui leurs sont similaires sont comparables aux MORBs du Pacifique.

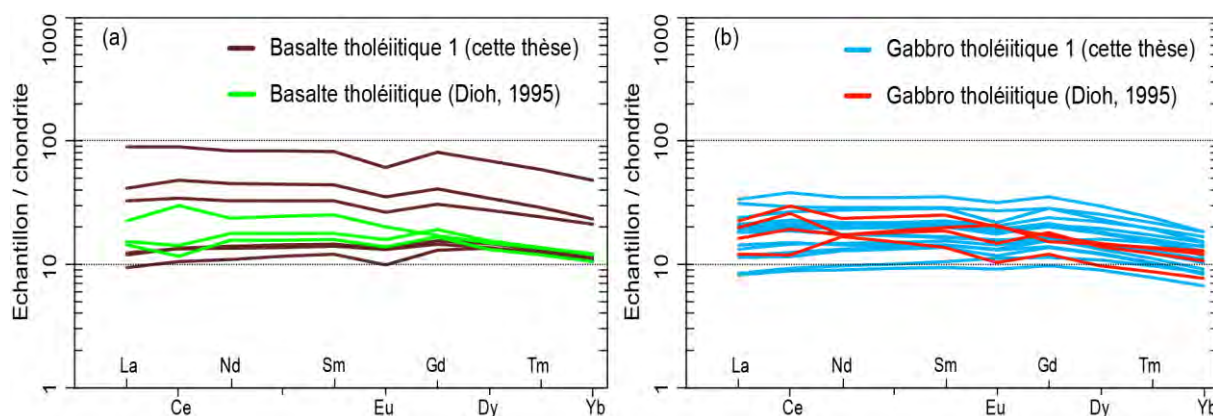


Figure 105: (a et b) spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) des basaltes et des gabbros de la lignée tholéiitiques 1 de cette étude comparés aux basaltes et aux gabbros tholéiitiques de Dioh (1995).

V-4-1-1-4. Comparaison avec les travaux de Diallo (2001)

Les basaltes tholéiitiques analysés par Diallo (2001) dans les parties centrale et méridionale du groupe de Mako montrent des spectres déprimés à plats en LREE ($La_N/Sm_N = 0,4 - 1$) et des spectres appauvris en HREE ($Gd_N/Yb_N = 1,2 - 2,3$). Cela se traduit par une allure générale des spectres quasi-plats ($La_N/Yb_N = 0,5 - 1,4$). Ces caractéristiques s'apparentent à celles des basaltes tholéiitiques 1 ($La_N/Sm_N = 0,8 - 1,1$; $La_N/Yb_N = 0,8 - 1,8$;

$Gd_N/Yb_N = 1,1 - 1,7$) (**Fig. 106a**). Cependant, un échantillon de Diallo (2001) montre un léger enrichissement en LREE ($La_N/Sm_N = 1,7$) avec un spectre plus fractionné ($La_N/Yb_N = 3,9$) comparable aux spectres des basaltes tholéiitiques 2 ($La_N/Sm_N = 1,3 - 1,6$; $La_N/Yb_N = 2,8 - 3,7$) (**Fig. 106b**). Diallo (2001) a retenu un contexte d'arc insulaire océanique pour la mise en place de sa série alors que nous interprétons les basaltes tholéiitiques 1 de cette étude comme formés dans un contexte de ride médio-océanique (MORB).

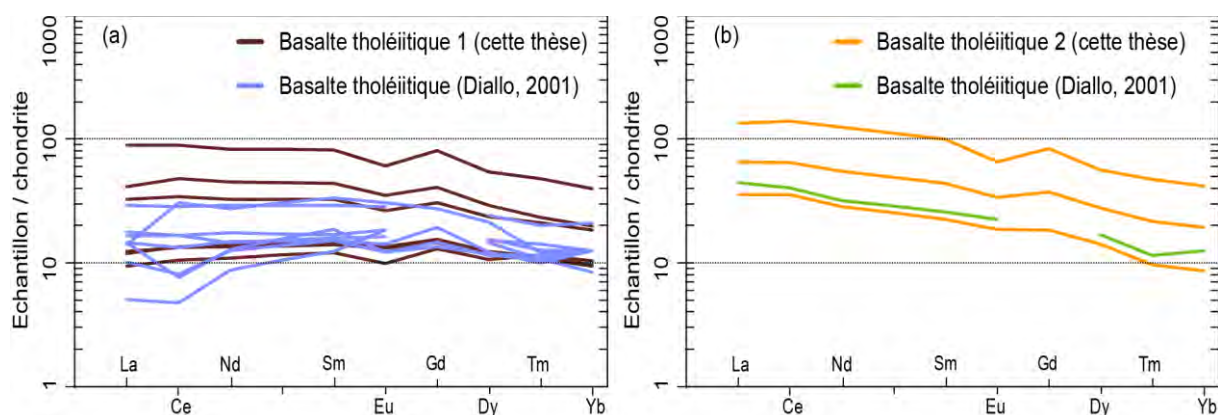


Figure 106: (a et b) spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) des basaltes tholéiitiques 1 et 2 de cette étude comparés aux basaltes tholéiitiques de Diallo (2001).

V-4-1-1-5. Comparaison avec les travaux de Pawlig et al. (2006)

Pawlig et al. (2006) ne distinguent pas les roches de la série tholéiitique de celles de la série calco-alcaline, ils considèrent qu'il y a une série volcanique unique et placent les andésites et les rhyolites dans le même ensemble que les basaltes. Selon ces auteurs, la géométrie plate des REE de beaucoup d'échantillons du groupe de Mako représente probablement la distribution originelle de ces REE alors que les spectres partiellement fractionnés peuvent être dus à des changements chimiques tardifs. Pour eux, la présence de veines de quartz dans le groupe de Mako et le remplacement de la hornblende par la chlorite sont des arguments pour cette altération. En comparant leurs données avec les nôtres, on remarque que les basaltes avec des spectres déprimés à plats (couleur bleue foncée) ($La_N/Sm_N = 0,8 - 1$; $Gd_N/Yb_N = 1 - 1,2$; $La_N/Yb_N = 1 - 1,4$) sont comparables aux basaltes tholéiitiques 1 ($La_N/Sm_N = 0,8 - 1,1$; $Gd_N/Yb_N = 1,1 - 1,7$; $La_N/Yb_N = 0,8 - 1,8$) (**Fig. 107a**) alors que les basaltes légèrement fractionnés en LREE (couleur verte foncée) ($La_N/Sm_N = 1,2 - 1,6$; $La_N/Yb_N = 2 - 2,7$) correspondraient aux basaltes tholéiitiques 2 ($La_N/Sm_N = 1,3 - 1,6$; $La_N/Yb_N = 2,8 - 3,7$) hormis leurs HREE moins fractionnées ($Gd_N/Yb_N = 1,3 - 1,4$ contre $1,6 - 3$) (**Fig. 107b**). En ce qui concerne les données isotopiques, les basaltes de Pawlig et al.

(2006) avec des spectres de REE déprimés à plats présentent des valeurs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) inférieures à 0,700 qui selon les auteurs traduisent des perturbations dans le système isotopique Rb/Sr ou une contamination par un composant crustal responsable de l'affaiblissement des signatures primitives. En revanche, leurs valeurs moyennes en ϵNd (2,1 Ga) (+4,9) sont comparables à celles des basaltes tholéiitiques 1 (ϵNd (2,1 Ga) = +4,2). Les basaltes de Pawlig et al. (2006) faiblement fractionnés en REE ont des rapports moyens $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) inférieurs mais des valeurs moyennes en ϵNd (2,1 Ga) presque identiques à ceux rencontrés dans les basaltes tholéiitiques 2 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) = 0,701245 contre 0,702321 et ϵNd (2,1 Ga) = +3,5 contre +3,4). En conséquence, en tenant compte de la présence de basaltes en coussin, ils considèrent que les caractéristiques géochimiques du groupe de Mako sont intermédiaires entre les MORBs et les IAT avec probablement une source faiblement enrichi et ils proposent un contexte d'arc.

En conclusion, les basaltes avec des spectres déprimés à plats et les basaltes légèrement enrichis de Pawlig et al. (2006) pourraient partager respectivement les mêmes environnements géodynamiques que les basaltes tholéiitiques 1 (MORB) et les basaltes tholéiitiques 2 (arc) de notre étude.

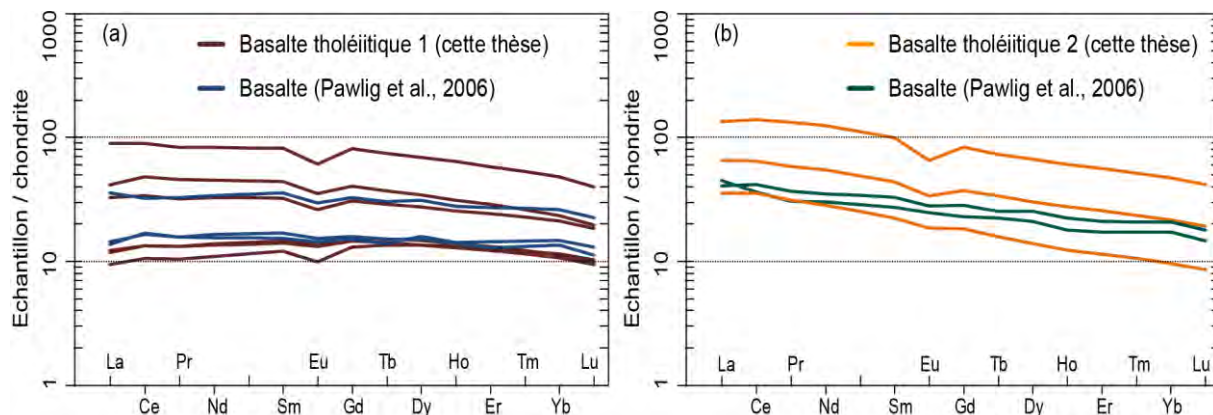


Figure 107: (a et b) spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) des basaltes tholéiitiques 1 et 2 de cette étude comparés aux basaltes de Pawlig et al. (2006).

V-4-1-1-6. Comparaison avec les travaux de Ngom et al. (2007)

Les travaux de Ngom et al. (2007) dans la partie méridionale du groupe de Mako mettent en évidence deux épisodes volcaniques différents nettement séparés. Le premier épisode est constitué de basaltes en coussin d'affinité tholéiitique comparables à des N-MORB. Ces basaltes en coussin montrent des spectres de LREE déprimés à plats ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} =$

0,7 - 1) avec un fractionnement LREE/HREE quasi-plat ($La_N/Yb_N = 0,8 - 1,2$). Ces caractéristiques sont presque les mêmes que celles rencontrées dans les basaltes tholéiitiques 1 également structurés en coussin ($La_N/Sm_N = 0,8 - 1,1$; $La_N/Yb_N = 0,8$) (**Fig. 108a**) qui partagent les mêmes environnements de mise en place. Le second épisode est constitué de basaltes massifs d'affinité E-MORB plus enrichis (41 à 89 fois contre 11 à 19 fois les chondrites) et plus fractionnés en LREE ($La_N/Sm_N = 1,6 - 2,6$ contre 0,7 - 1) avec un fractionnement général plus marqué ($La_N/Yb_N = 3,5 - 5,8$ contre 0,8 - 1,2) que les basaltes en coussin du premier épisode. Cependant, certains basaltes massifs de Ngom et al. (2007) montrent des spectres comparables à ceux des basaltes tholéiitiques 2 ($La_N/Sm_N = 1,3 - 1,6$; $La_N/Yb_N = 2,8 - 3,7$) (**Fig. 108b**) alors que d'autres basaltes massifs montrent des spectres plus fractionnés qui pourraient correspondre aux basaltes calco-alcalins de notre étude ($La_N/Sm_N = 2,4 - 2,9$; $La_N/Yb_N = 5,7 - 8,2$) (**Fig. 108c**). Cette hétérogénéité des basaltes massifs de Ngom et al. (2007) peut être expliquée par le fait que les auteurs n'ont pas séparé les deux séries magmatiques et montrent que les basaltes massifs ont des caractères intermédiaires entre les basaltes tholéiitiques et les basaltes calco-alcalins. Cette confusion est à l'origine de la difficulté de la définition d'un modèle géodynamique, les auteurs proposant pour ces basaltes massifs associés aux andésites une mise en place subaérienne de type E-MORB ou à affinité de tholéiites continentales récentes.

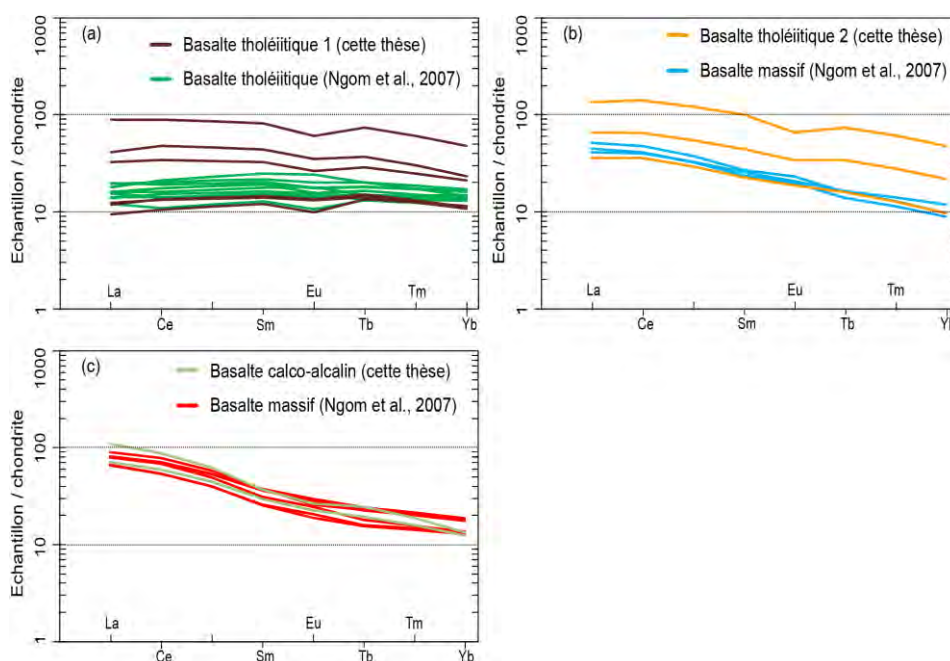


Figure 108: Spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) des basaltes tholéiitiques 1 et 2 (a et b) et des basaltes calco-alcalins (c) de notre étude comparés aux basaltes en coussin et aux basaltes massifs de Ngom et al. (2007).

V-4-1-1-7. Comparaison avec les travaux de Ngom et al. (2010)

Sur le plan géochimique, il y a peu de différences avec les études de Ngom et al. (2007). Les basaltes en coussin et les gabbros de la série tholéiitique étudiés par Ngom et al. (2010) dans la partie centrale du groupe de Mako montrent des spectres de REE très similaires aux basaltes et aux gabbros de notre série tholéiitique 1. Les HREE ($Gd_N/Yb_N = 1,4 - 1,9$) des basaltes tholéiitiques de Ngom et al. (2010) avec une pente négative sont plus déprimées que les LREE ($La_N/Sm_N = 0,8 - 1$) avec une pente positive se traduisant par des spectres presque plats ($La_N/Yb_N = 1,4 - 1,9$) identiques à ceux que nous avons dans les basaltes tholéiitiques 1 ($La_N/Sm_N = 0,8 - 1,1$; $La_N/Yb_N = 0,8 - 1,8$) (**Fig. 109a**). Les gabbros d'affinité tholéiitiques analysés par Ngom et al. (2010) ont des spectres de LREE plats ($La_N/Sm_N = 1,1$; $La_N/Yb_N = 2 - 2,2$) comparables aux spectres des gabbros tholéiitiques 1 ($La_N/Sm_N = 0,8 - 1,1$; $La_N/Yb_N = 0,8 - 2$) (**Fig. 109b**). Si nous comparons les isotopes, les basaltes tholéiitiques en coussin de Ngom et al. (2010) présentent des rapports moyens $^{87}Sr/^{86}Sr$ (2,1 Ga) (0,703442) supérieurs mais des ϵNd (2,1 Ga) moyens (+2,4) inférieurs à ceux rencontrés dans les basaltes tholéiitiques 1 ($^{87}Sr/^{86}Sr$ (2,1 Ga) = 0,701886 ; ϵNd (2,1 Ga) = +4,2). Les gabbros d'affinité tholéiitique de Ngom et al. (2010) ont des rapports moyens $^{87}Sr/^{86}Sr$ (2,1 Ga) (0,708215) supérieurs et des valeurs moyennes en ϵNd (2,1 Ga) (+1,8) inférieures à ceux trouvés dans les gabbros tholéiitiques 1 ($^{87}Sr/^{86}Sr$ (2,1 Ga) = 0,702066 et ϵNd (2,1 Ga) = +3,6).

En résumé, les basaltes et les gabbros de la série tholéiitique analysés par Ngom et al. (2010) montrent des spectres de REE très similaires aux spectres des basaltes et des gabbros de notre série tholéiitique 1 mis en place dans un contexte de MORB. Cependant, ces auteurs montrent que la géochimie des spectres des roches volcaniques marines (basaltes en coussin) est en accord avec celle des basaltes des plateaux océaniques qui sont l'équivalent moderne des ceintures archéennes. Ce modèle géodynamique comme nous l'avons déjà montré a été proposé auparavant par Abouchami et al. (1990) pour expliquer la mise en place des basaltes tholéiitiques du groupe de Mako et a été discuté plus haut.

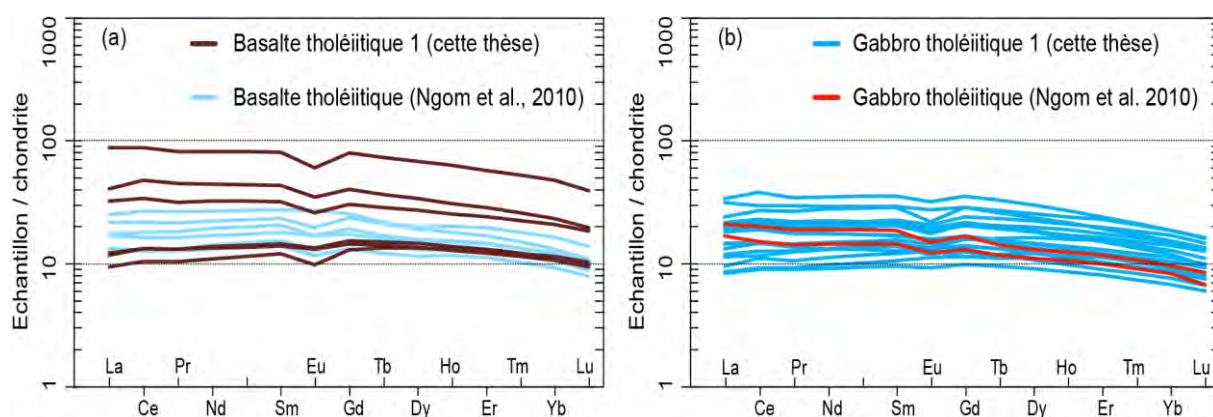


Figure 109: Spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) des basaltes et des gabbros de notre série tholéiitique 1 comparés aux basaltes et aux gabbros de la série tholéiitique étudiée par Ngom et al. (2010).

V-4-1-1-8. Conclusion partielle sur la comparaison avec les travaux du groupe de Mako

En passant en revue les travaux antérieurs les plus complets du groupe de Mako, nous remarquons que certains auteurs définissent deux types de roches tholéiitiques : des roches à spectres déprimés à plats et des roches à spectres légèrement plus fractionnés tandis que d'autres auteurs décrivent un seul type soit les premiers, soit les deuxièmes ; ces derniers étant parfois interprétés comme la conséquence des transformations post-magmatiques (Pawlig et al., 2006). Ainsi, la complexité géochimique du groupe de Mako serait la cause des difficultés d'interprétations responsables des nombreux modèles géodynamiques proposés. A cela, s'ajoutent parfois des données parcellaires ou très peu nombreuses, surtout pour les roches les plus fractionnées de la série tholéiitique. Notre étude basée sur un grand nombre de données comparativement aux autres auteurs, ainsi que sur des données inédites comme les caractères chimiques des minéraux et isotopiques, nous permettent de distinguer deux séries tholéiitiques mises en place dans des contextes géodynamiques différents (MORB et arc). Cette dualité se retrouve sur les roches UM, les lherzolites et les harzburgites étant associées à la série tholéiitique 1, les wehrlites à la série tholéiitique 2.

Références	Lithologies	Caractéristiques géochimiques	Caractéristiques isotopiques	Contexte géodynamique
Cette étude	Basaltes tholéïitiques 1	La _N /Sm _N = 0,8 - 1,1 Gd _N /Yb _N = 1,1 - 1,7 La _N /Yb _N = 0,8 - 1,8	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (2,1 Ga) = 0,701887 ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (2,1 Ga) = 0,510135 εNd (2,1 Ga) = + 4,2	MORBs
	Gabbros tholéïitiques 1	La _N /Sm _N = 0,8 - 1,1 Gd _N /Yb _N = 1,1 - 1,9 La _N /Yb _N = 0,8 - 2	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (2,1 Ga) = 0,702066 ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (2,1 Ga) = 0,510015 εNd (2,1 Ga) = + 3,6	
	Basaltes tholéïitiques 2	La _N /Sm _N = 1,3 - 1,6 Gd _N /Yb _N = 1,7 - 1,9 La _N /Yb _N = 2,8 - 3,7	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (2,1 Ga) = 0,702321 ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (2,1 Ga) = 0,510089 εNd (2,1 Ga) = + 3,4	Arc insulaire
	Gabbros tholéïitiques 2	La _N /Sm _N = 1,2 - 1,7 Gd _N /Yb _N = 1,5 - 1,8 La _N /Yb _N = 2,1 - 3,6	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (2,1 Ga) = 0,702191 ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (2,1 Ga) = 0,510145 εNd (2,1 Ga) = + 4,3	
Dia (1988) dans la partie septentrionale	Basaltes comparés aux basaltes tholéïitiques 2	La _N /Sm _N = 0,9 - 1,2 Gd _N /Yb _N = 1,3 - 2,4 La _N /Yb _N = 1,5 - 4,9	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (2,1 Ga) = 0,510062 εNd (2,1 Ga) = + 2,8	Arc insulaire
Abouchami et al. (1990)	Basaltes comparés aux basaltes tholéïitiques 1	La _N /Yb _N = 1,2 - 1,9	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (2,1 Ga) = 0,701513 εNd (2,1 Ga) = + 3	Plateau océanique
	Basaltes comparés aux basaltes tholéïitiques 2	La _N /Yb _N = 2,2 - 2,3	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (2,1 Ga) = 0,703184 εNd (2,1 Ga) = + 3,6	
Dioh (1995) dans la partie septentrionale	Basaltes comparés aux basaltes tholéïitiques 1	La _N /Sm _N = 0,9 - 1 Gd _N /Yb _N = 1,1 - 1,7 La _N /Yb _N = 1,1 - 1,6		Transition MORBs-IAT
	Gabbros comparés aux gabbros tholéïitiques 2	La _N /Sm _N = 0,9 Gd _N /Yb _N = 1,4 - 1,6 La _N /Yb _N = 1,3 - 1,8		
Diallo (2001) dans les parties centrale et méridionale	Basaltes comparés aux basaltes tholéïitiques 1	La _N /Sm _N = 0,4 - 1 Gd _N /Yb _N = 1,2 - 2,3 La _N /Yb _N = 0,5 - 1,4		Arc insulaire
	Basaltes comparés aux basaltes tholéïitiques 2	La _N /Sm _N = 1,7 La _N /Yb _N = 3,9		
Pawlig et al. (2006)	Basaltes comparés aux basaltes tholéïitiques 1	La _N /Sm _N = 0,8 - 1 Gd _N /Yb _N = 1 - 1,2 La _N /Yb _N = 1 - 1,4	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (2,1 Ga) < à 0,700 εNd (2,1 Ga) = + 4,9	Arc insulaire
	Basaltes comparés aux basaltes tholéïitiques 2	La _N /Sm _N = 1,2 - 1,6 Gd _N /Yb _N = 1,3 - 1,4 La _N /Yb _N = 2,8 - 3,7	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (2,1 Ga) = 0,701245 εNd (2,1 Ga) = +3,5	
Ngom et al. (2007) dans la partie méridionale	Basaltes comparés aux basaltes tholéïitiques 1	La _N /Sm _N = 0,7 - 1 La _N /Yb _N = 0,8 - 1,2		N-MORBs
	Basaltes comparés aux basaltes tholéïitiques 2	La _N /Sm _N = 1,6 - 2,6 La _N /Yb _N = 3,5 - 5,8		E-MORBs
Ngom et al. (2010) dans la partie centrale	Basaltes comparés aux basaltes tholéïitiques 1	La _N /Sm _N = 0,8 - 1 Gd _N /Yb _N = 1,4 - 1,9 La _N /Yb _N = 1,4 - 1,9	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (2,1 Ga) = 0,703442 εNd (2,1 Ga) = + 2,4	Plateau océanique
	Gabbros comparés aux gabbros tholéïitiques 1	La _N /Sm _N = 1,1 La _N /Yb _N = 2 - 2,2	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (2,1 Ga) = 0,708215 εNd (2,1 Ga) = + 1,8	

Tableau 11: Tableau récapitulatif des caractéristiques géochimiques des lignées tholéïitiques 1 et 2 mafiques de cette étude comparées à celles étudiées dans les travaux antérieurs du groupe de Mako.

V-4-1-2. Comparaison avec d'autres travaux du Craton Ouest Africain (COA)

Le but de cette partie de la thèse est de comparer les deux séries tholéïtiques (1 et 2) de Mako avec d'autres séries tholéïtiques mafiques dans les mêmes formations d'âge paléoprotérozoïque du COA. Il s'agit de la série de Bouroum-Nord (Zonou, 1987) et des ceintures de Boromo et de Houndé (Baratoux et al., 2011) au Burkina Faso; du sillon de Liptako au Niger (Ama Salah et al., 1996); du sillon de la Haute-Comoé en Côte d'Ivoire (Pouclet et al., 1996), de la ceinture d'Ashanti au Ghana (Dampare et al., 2008, 2009 et 2019) et de la ceinture de Kadiolo au Mali (Sangaré, 2008) (**Fig. 110**).

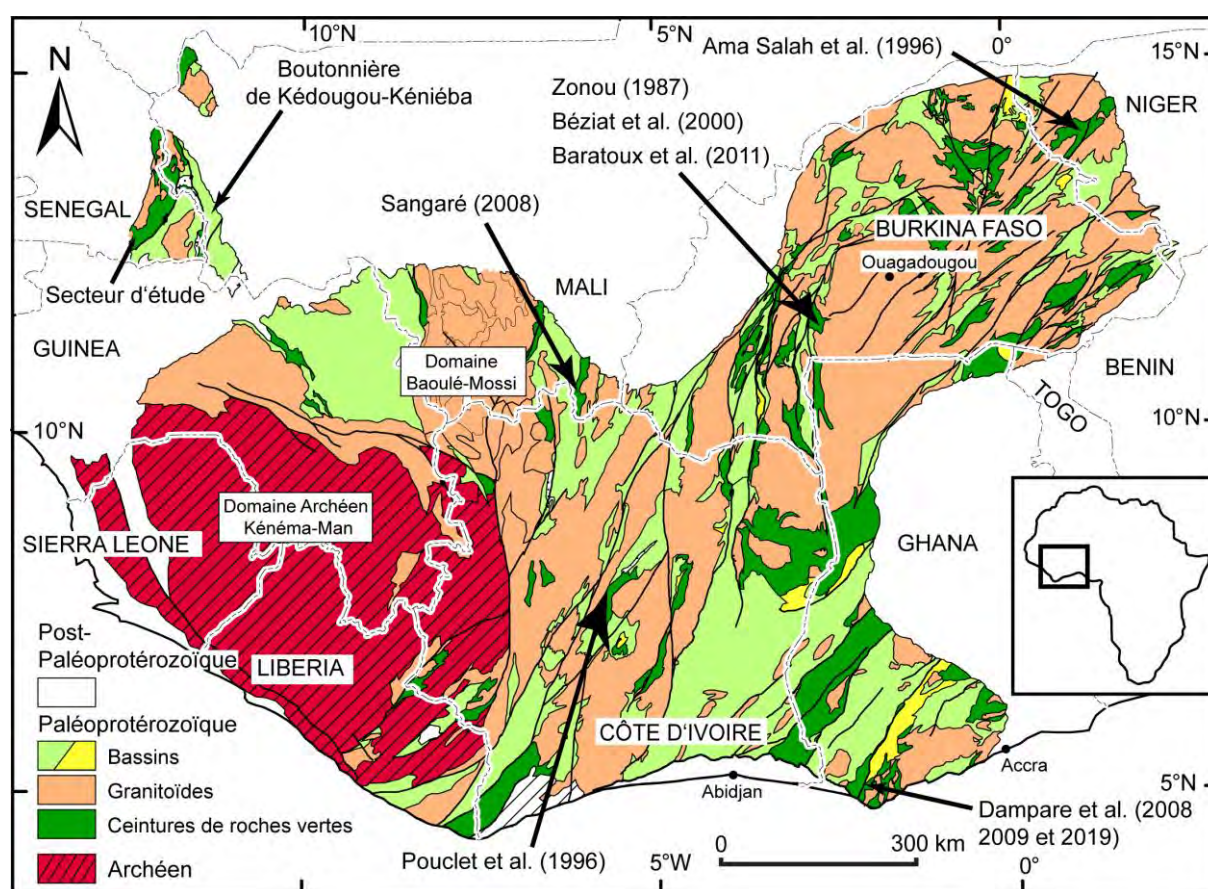


Figure 110: Carte géologique du COA montrant les ceintures comparées à celle de Mako étudié dans cette thèse (Milési et al., 2004, Thiéblemont et al., 2016 modifiée).

V-4-1-2-1. Comparaison avec le volcanisme mafique de Bouroum-Nord au Burkina Faso

Les travaux de Zonou (1987) sur la série volcanique mafique de Bouroum-Nord au Burkina Faso avaient conduit à la distinction de deux lignées tholéïtiques.

La première lignée tholéiitique est composée de basaltes, de dolérites, de gabbros doléritiques, de diorites, de granophyres et de trondhjémites alors que la deuxième lignée tholéiitique est constituée d'icelandites, de dacites à grenat et de basaltes à olivine. Elle présente deux groupes (I et II) de roches. Les basaltes du groupe I sont caractérisés par des spectres légèrement déprimés à plats en LREE ($La_N/Sm_N = 0,9 - 1$; $La_N/Yb_N = 1,2 - 1,4$) comparables à ceux des basaltes tholéiitiques 1 ($La_N/Sm_N = 0,8 - 1,1$; $La_N/Yb_N = 0,8 - 1,8$) alors que les spectres des HREE sont relativement plats ($Gd_N/Yb_N = 1,2$) à l'opposé de ceux des basaltes tholéiitiques 1 qui sont déprimées ($Gd_N/Yb_N = 1,1 - 1,7$) (**Fig. 111**). Les basaltes du groupe II sont légèrement enrichis en HREE ($Gd_N/Yb_N = 0,8 - 1$) avec des LREE nettement appauvries ($La_N/Sm_N = 0,4 - 0,7$; $La_N/Yb_N = 0,4 - 0,7$), ce qui les distingue clairement de nos basaltes tholéiitiques 1 (**Fig. 111**). Cependant, Zonou (1987) avait suggéré pour les roches du groupe II caractérisées par un net appauvrissement en LREE et même en éléments incompatibles (Ti, Zr, Y, Nb), une origine à partir d'une source mantellique appauvrie, suite à l'extraction des liquides du groupe I impliquant pour les deux groupes une source commune. Ainsi, Zonou (1987) avait proposé pour les roches de la première lignée tholéiitique (groupe I et II) de Bouroum une mise en place comparable aux N-MORBs, contexte identique à celui des roches de notre lignée tholéiitique 1 de Mako.

Pour la deuxième lignée tholéiitique de Bouroum (Zonou, 1987), nous ne trouvons pas dans la thèse de (Zonou, 1987) l'analyse du basalte à olivine pour établir une comparaison.

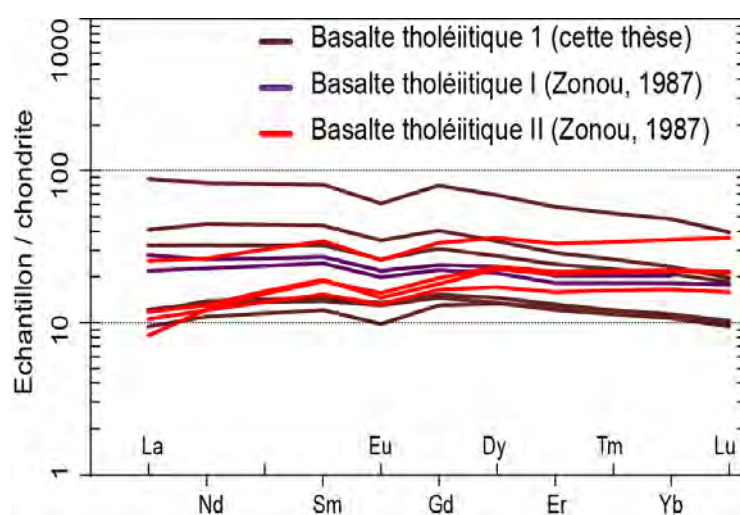


Figure 111: Spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) des basaltes tholéiitiques 1 de cette étude comparés aux basaltes des groupes I et II de la première lignée tholéiitique de Zonou (1987).

V-4-1-2-2. Comparaison avec le magmatisme mafique des ceintures de Boromo et de Houndé au Burkina Faso

Baratoux et al. (2011) en étudiant les roches vertes des ceintures de Boromo et de Houndé au Burkina Faso mettent en évidence une série tholéiitique qu'ils subdivisent en trois groupes. Le premier groupe (TH) est constitué de laves en coussin, de basaltes massifs et rarement de gabbros et d'amphibolites. Le second groupe (THM) est composé de basaltes porphyriques à mégacristaux de plagioclase et de gabbros à phénocristaux de plagioclase. Enfin, le troisième groupe (TRAN) réunit des roches allant des basaltes alcalins aux andésites, ce qui pousse les auteurs à les classer comme transitionnel entre tholéiitiques et calco-alcalins. Cependant, les roches du premier et du second groupe ne sont différentes que du point de vue textural; ceci nous amène à les regrouper dans un seul ensemble. Cet ensemble (groupe TH et THM) d'affinité tholéiitique montre des spectres légèrement déprimés et plats en LREE ($La_N/Sm_N = 0,9 - 1,5$) comparables aux spectres des basaltes et gabbros de la série tholéiitique 1 ($La_N/Sm_N = 0,8 - 1,1$) alors que les spectres de leurs HREE sont plats ou légèrement enrichis ($Gd_N/Yb_N = 1 - 1,4$) contrairement aux spectres des basaltes et des gabbros de la série tholéiitique 1 de cette thèse qui sont faiblement appauvries ($Gd_N/Yb_N = 1,1 - 1,9$) (**Fig. 112a**). Sur les diagrammes élargis, les roches tholéiitiques de l'ensemble regroupant le premier et le second groupe de Baratoux et al. (2011) montrent à l'opposé des roches de notre série tholéiitique 1 un très léger enrichissement en Yb et en Lu (**Fig. 112b**).

Les roches du troisième groupe (TRAN) analysées par Baratoux et al. (2011) montrent des spectres légèrement enrichis en LREE ($La_N/Sm_N = 1,7 - 2,6$; $La_N/Yb_N = 2,3 - 5,7$) par rapport aux HREE qui sont sub-plats ($Gd_N/Yb_N = 1,1 - 1,6$). Ces caractéristiques sont similaires à celles des basaltes tholéiitiques 2 pour ce qui est des LREE ($La_N/Sm_N = 1,3 - 1,6$) alors que les HREE sont légèrement différentes ; celles de Baratoux et al. (2011) sont moins fractionnées ($Gd_N/Yb_N = 1,1 - 1,6$ contre $1,7 - 1,9$) avec de très fortes anomalies négatives en Nb et un léger enrichissement en Yb et en Lu (**Fig. 112c et d**).

En conclusion, Baratoux et al. (2011) proposent pour les roches du premier et second groupe d'affinité tholéiitique une mise en place compatible avec une croûte d'arc juvénile ou avec un plateau océanique et pour les roches du troisième groupe un contexte d'arc océanique rejoignant ainsi le même environnement géodynamique que les roches de la série tholéiitique 2 de cette thèse.

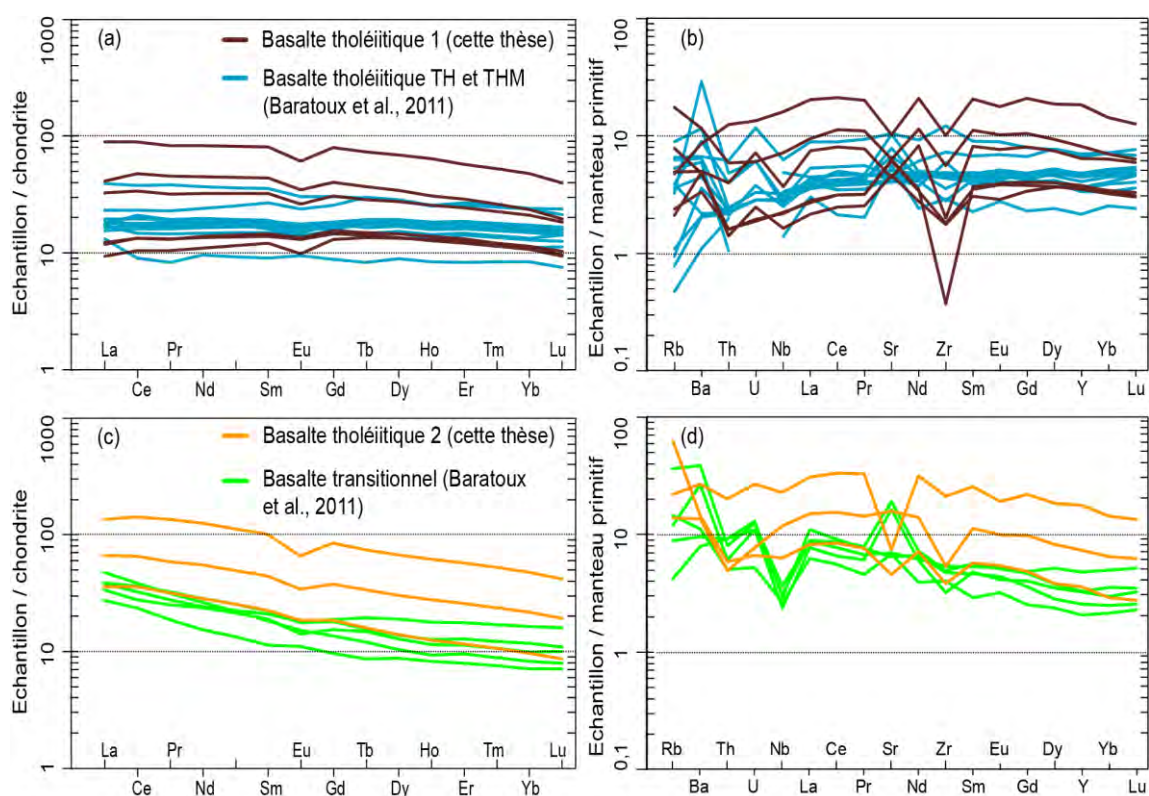


Figure 112: (a et c) spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) et (b et d) diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des basaltes tholéitiques 1 et 2 de cette étude comparés aux basaltes tholéitiques étudiés par Baratoux et al. (2011).

V-4-1-2-3. Comparaison avec les roches mafiques du sillon de Liptako au Niger

Les travaux d'Ama Salah et al. (1996) sur le sillon de Liptako au Niger ont également abouti à la distinction de deux sous-groupes pour la série tholéitique. Le sous-groupe 1a constitué de basaltes en coussin affichant des spectres légèrement déprimés à plats en LREE ($La_N/Sm_N = 0,9 - 1,3$; $La_N/Yb_N = 0,7 - 1,3$) à l'exception d'un échantillon très fortement déprimé ($La_N/Sm_N = 0,5$) comparables à ceux des basaltes tholéitiques 1 ($La_N/Sm_N = 0,8 - 1,1$; $La_N/Yb_N = 0,8 - 1,8$). En revanche, les spectres des HREE sont presque plats ($Gd_N/Yb_N = 0,8 - 1,2$) contrairement à ceux des basaltes tholéitiques 1 qui sont légèrement appauvris ($Gd_N/Yb_N = 1,1 - 1,7$) (**Fig. 113a**). Sur les diagrammes élargis (**Fig. 113b**), les basaltes en coussin d'Ama Salah et al. (1996) sont caractérisés par des anomalies négatives en Nb très prononcées. A l'opposé, les basaltes et les gabbros du sous-groupe 1b sont plus enrichis en LREE ($La_N/Sm_N = 1,8 - 2,1$ et $1,4 - 2,7$ respectivement), leurs spectres étant comparables à ceux des basaltes et des gabbros de la série tholéitique 2 ($La_N/Sm_N = 1,3 - 1,6$ et $1,2 - 1,7$ respectivement) alors que les spectres des HREE sont différents ; les spectres des basaltes

($Gd_N/Yb_N = 0,8 - 1$) et des gabbros ($Gd_N/Yb_N = 0,8 - 1,3$) d'Ama Salah et al. (1996) au Niger sont quasiment plats ou légèrement enrichis contrairement à ceux des basaltes ($Gd_N/Yb_N = 1,7 - 1,9$) et des gabbros ($Gd_N/Yb_N = 1,5 - 1,8$) de la série tholéiitique 2 qui sont déprimées (**Fig. 113c**). De plus, les basaltes et les gabbros d'Ama Salah et al. (1996) présentent dans les diagrammes élargis de très fortes anomalies négatives en Nb avec un léger enrichissement des éléments les moins incompatibles (Yb, Lu) par rapport aux basaltes et aux gabbros de notre série tholéiitique 2 à Mako (**Fig. 113d**). La comparaison des isotopes montre des valeurs moyennes faibles en $^{87}Sr/^{86}Sr$ (2,1 Ga) (0,700999) et en ϵNd (2,1 Ga) (+2,7) dans les basaltes tholéiitiques du sous-groupe 1a d'Ama Salah et al. (1996) comparées à celles des basaltes tholéiitiques 1 ($^{87}Sr/^{86}Sr$ (2,1Ga) = 0,701887 et ϵNd (2,1 Ga) = +4,2). En revanche, les basaltes et les gabbros du sous-groupe 1b d'Ama Salah et al. (1996) ont des compositions isotopiques moyennes $^{87}Sr/^{86}Sr$ (2,1 Ga) (0,701552) inférieures mais des ϵNd (2,1 Ga) moyens identiques à ceux trouvés dans les basaltes et les gabbros de notre série tholéiitique 2 (0,702389 et +3,5 respectivement). Les basaltes tholéiitiques du sous-groupe 1a d'Ama Salah et al. (1996) présentent, hormis les spectres de LREE identiques, des caractéristiques en éléments en traces et isotopiques différentes de celles des basaltes tholéiitiques 1. Ceci ajouté à des anomalies négatives en Nb marquées, pourrait expliquer leur mise en place dans un arc insulaire océanique contrairement aux basaltes tholéiitiques 1 comparables aux N-MORBs. En revanche, les basaltes et les gabbros du sous-groupe 1b d'Ama Salah et al. (1996) montrent beaucoup de similitudes avec les basaltes et les gabbros de notre série tholéiitique 2 à Mako et partagent le même environnement d'arc insulaire océanique.

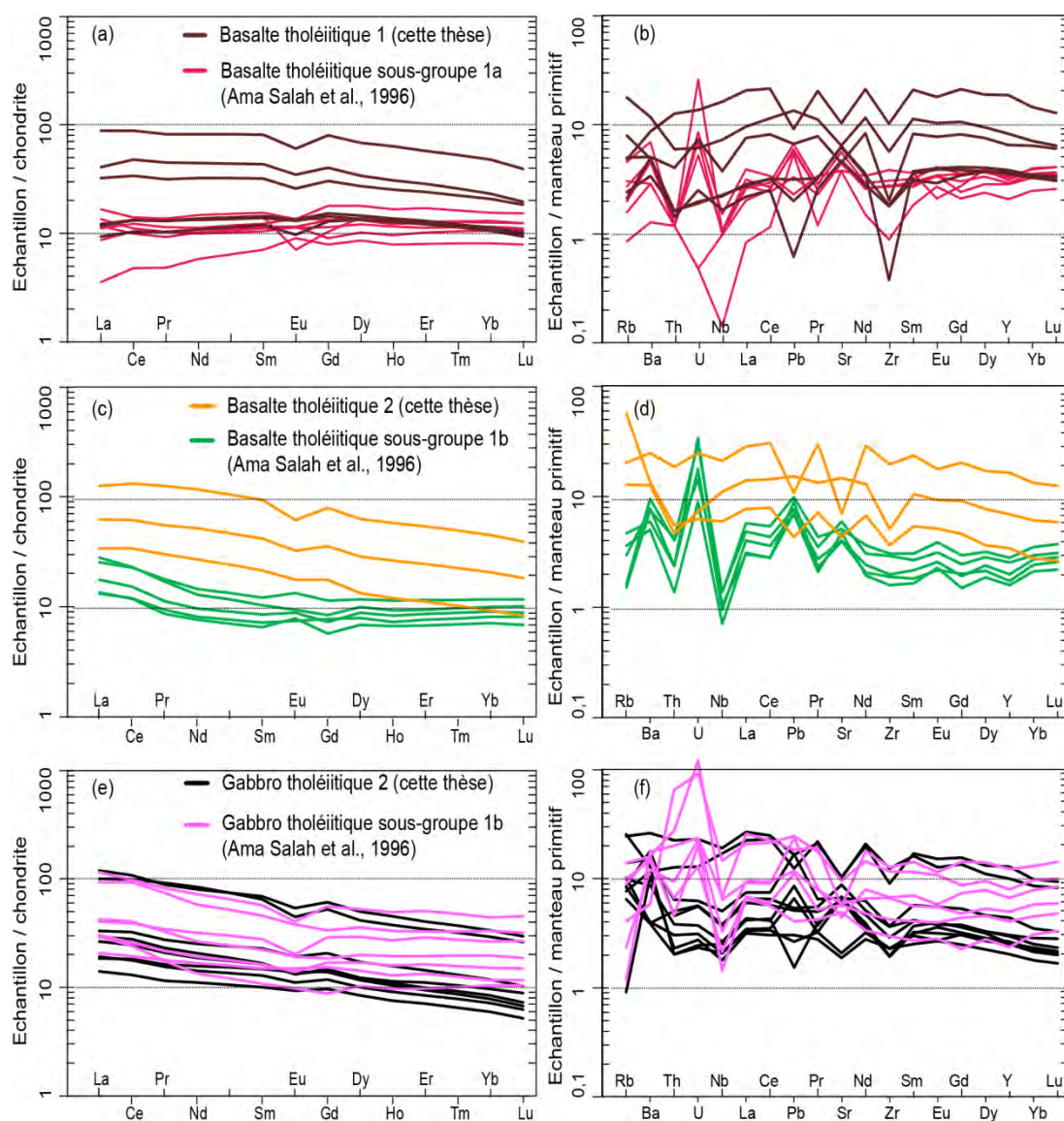


Figure 113: (a, c, e) spectres de terres rares normalisées aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) et (b, d, f) diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des basaltes et des gabbros des séries tholéiitiques 1 et 2 de cette étude comparés aux différents basaltes tholéiitiques étudiés par Ama Salah et al. (1996).

V-4-1-2-4. Comparaison avec le volcanisme mafique de la Haute-Comoé en Côte d'Ivoire

Pouclet et al. (1996) travaillant sur le volcanisme mafique de la Haute-Comoé en Côte d'Ivoire mettent en évidence à partir du rapport La_N/Yb_N normalisé aux chondrites, une nette répartition bimodale indiquant l'existence de deux groupes magmatiques. Ils fixent la séparation à $La_N/Yb_N = 2$. Le premier groupe constitué de basaltes tholéiitiques est largement plus important et a des spectres quasi-plats ($La_N/Yb_N = 1 - 2$) comparables aux spectres des

basaltes tholéiitiques 1 ($La_N/Yb_N = 0,2 - 1,8$). En revanche, les spectres des HREE de ces basaltes sont presque plats ($Gd_N/Yb_N = 1,2 - 1,5$) contrairement à ceux des basaltes tholéiitiques 1 qui sont légèrement déprimées ($Gd_N/Yb_N = 1,1 - 1,7$) (**Fig. 114a**). Sur les diagrammes élargis normalisés au manteau primitif, les basaltes tholéiitiques du premier groupe de Pouclet et al. (1996) présentent les mêmes anomalies négatives et positives que celles des basaltes tholéiitiques 1 (**Fig. 114b**).

Le second groupe de basaltes tholéiitiques est représenté par un seul échantillon avec un spectre faiblement enrichi en LREE ($La_N/Sm_N = 1,4$) par rapport au HREE ($Gd_N/Yb_N = 1,7$) induisant un fractionnement général plus marqué ($La_N/Yb_N = 3$) que les roches du premier groupe. Ces caractéristiques sont quasiment identiques à celles des basaltes tholéiitiques 2 ($La_N/Yb_N = 1,3 - 1,6$; $Gd_N/Yb_N = 1,7 - 1,9$; $La_N/Yb_N = 2,8 - 3,7$) avec les mêmes anomalies négatives et positives. Malgré la séparation de deux groupes magmatiques pour les basaltes tholéiitiques de la Haute-Comoé avec des caractéristiques analogues respectivement à celles des basaltes tholéiitiques 1 et 2, Pouclet et al. (1996) indiquent un même contexte géodynamique en domaine océanique avec édification de plateau océanique impliquant des panaches mantelliques.

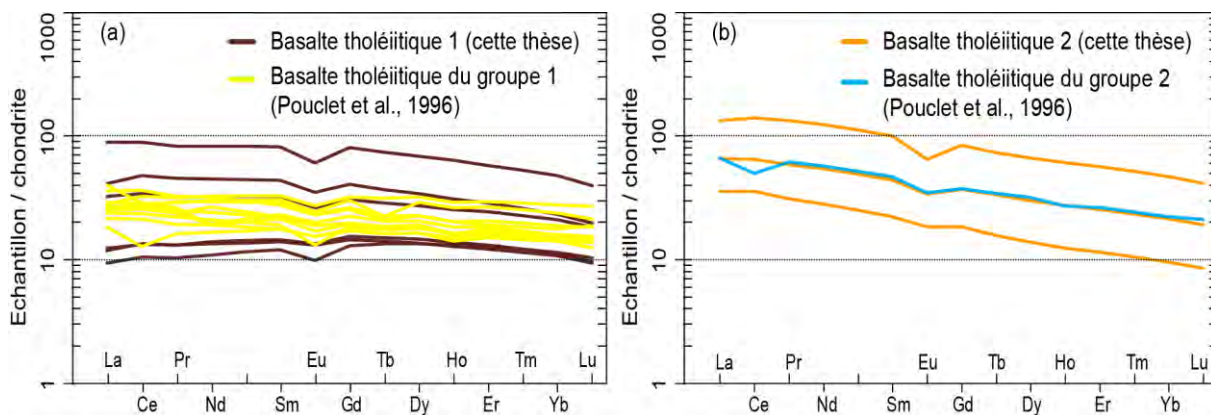


Figure 114: (a et b) spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) des basaltes tholéiitiques 1 et 2 de cette étude comparés aux deux groupes de basaltes tholéiitiques séparés par Pouclet et al. (1996).

V-4-1-2-5. Comparaison avec le volcanisme de la ceinture d'Ashanti au Ghana

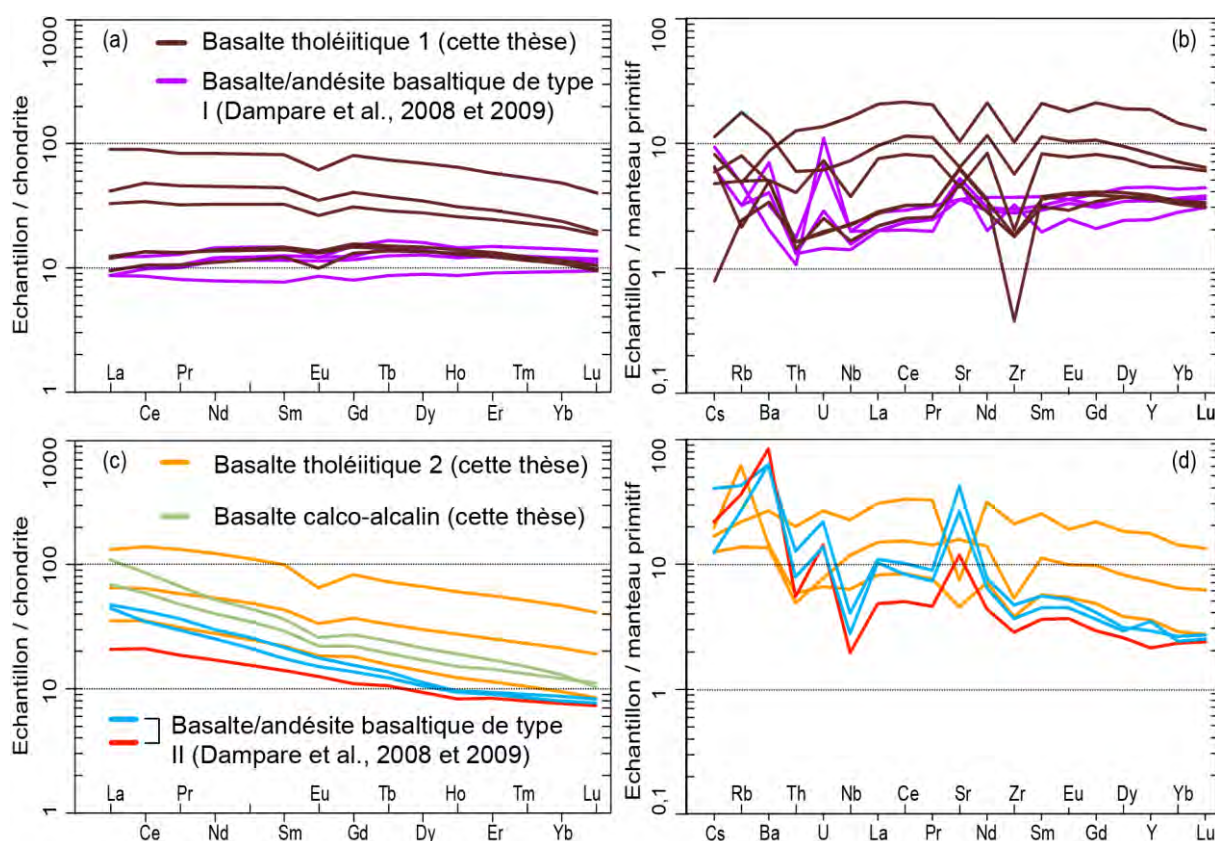
Dampare et al. (2008 et 2009) ont identifié deux types de basaltes et andésites basaltiques (type I et type II) dans la ceinture volcanique au Sud d'Ashanti (Ghana). Les basaltes et les andésites basaltiques de type I présentent des spectres déprimés et plats en LREE ($La_N/Yb_N = 0,8 - 1,1$) comparables aux spectres des basaltes tholéiitiques 1 ($La_N/Yb_N =$

0,8 - 1,1). En revanche, leurs HREE sont quasiment plates ($Gd_N/Yb_N = 0,8 - 1,1$) contrairement à celles des basaltes tholéiitiques 1 qui sont légèrement appauvries ($Gd_N/Yb_N = 1,1 - 1,7$). Ceci se traduit par un fractionnement général à pente légèrement positive ($La_N/Yb_N = 0,7 - 0,9$) avec un faible enrichissement en éléments les moins incompatibles pour les basaltes et les andésites basaltiques de type I de Dampare et al. (2008 et 2009) et un fractionnement général à pente légèrement négative ($La_N/Yb_N = 0,8$) avec un léger appauvrissement en éléments les moins incompatibles pour les basaltes tholéiitiques 1 (**Fig. 115a et b**). La comparaison des isotopes montre également que les basaltes et les andésites basaltiques de type I de Dampare et al. (2009) ont des rapports moyens $^{87}Sr/^{86}Sr$ (2,1 Ga) (0,703316) et des ϵNd (2,1 Ga) (+5,8) supérieurs à ceux trouvés dans les basaltes tholéiitiques 1 ($^{87}Sr/^{86}Sr$ (2,1 Ga) = 0,701886 et ϵNd (2,1 Ga) = +4,2). Les caractéristiques différentes entre les deux localités pourraient expliquer la mise en place de leurs roches dans des contextes géodynamiques différents, les basaltes et les andésites basaltiques de type I de Dampare et al. (2008 et 2009) ayant des signatures géochimiques de bassin arrière-arc alors que les basaltes tholéiitiques 1 sont analogues aux MORBs.

Les basaltes et les andésites basaltiques de type II de Dampare et al. (2008 et 2009) présentent des spectres plus fractionnés en LREE ($La_N/Sm_N = 1,5 - 2,6$; $La_N/Yb_N = 2,7 - 2,6$) et en HREE ($Gd_N/Yb_N = 1,4 - 1,8$) comparés aux roches de types I. Cependant, selon la géométrie des spectres, les basaltes et les andésites basaltiques de type II peuvent encore être subdivisés en deux. En effet, une roche a un spectre légèrement fractionné ($La_N/Yb_N = 2,7$) identique aux spectres des basaltes tholéiitiques 2 ($La_N/Yb_N = 2,8 - 3,7$) alors que deux autres roches présentent des spectres encore plus fractionnés ($La_N/Yb_N = 5,4 - 5,6$) similaires aux spectres de nos basaltes calco-alcalins ($La_N/Yb_N = 5,7 - 8,2$) (**Fig. 115c**). Sur les diagrammes élargis, les basaltes et les andésites basaltiques de type II de Dampare et al. (2008 et 2009) présentent de très fortes anomalies négatives en Nb et positives en Sr comparés aux basaltes tholéiitiques 2 (**Fig. 115d**). Ces caractéristiques sont compatibles avec une mise en place dans un arc insulaire intra-océanique proposée pour les deux localités. Cependant, l'arc est plus évolué (plus mature) dans la ceinture d'Ashanti au Ghana que dans celle de Mako au Sénégal.

Des travaux très récents de Dampare et al. (2019) ont mis en évidence des gabbros dans trois localités (Akétakyi, Axim et Kégyina) de la ceinture volcanique d'Ashanti au Ghana. Les gabbros d'Akétakyi sont caractérisés par leurs forts appauvrissements en LREE ($La_N/Sm_N = 0,5 - 0,7$; $La_N/Yb_N = 0,3 - 0,8$) et par leurs HREE qui sont presque plates ($Gd_N/Yb_N = 0,8 - 1,2$). Ces caractéristiques les distinguent des gabbros tholéiitiques 1

($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 0,8 - 1,1$; $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 0,8 - 2$ et $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1,1 - 1,9$) et des gabbros tholéitiques 2 ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 1,2 - 1,7$; $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 2,1 - 3,6$ et $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1,5 - 1,8$). Les gabbros d'Axim et de Kégyina sont en revanche caractérisés par leurs légers enrichissements en LREE ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 2,4 - 2,7$ et $1,1 - 2,9$ et $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 5,7 - 7,6$ et $3,2 - 7,5$ respectivement). Ces gabbros d'Axim et de Kégyina à l'exception d'un gabbro massif isolé de Kégyina ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 1,1$; $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3,2$) sont légèrement plus fractionnés que les gabbros tholéitiques 2 ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 5,7 - 7,6$ contre $2,1 - 3,6$) (**Fig. 115e**). Sur les diagrammes élargis normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989), tous les gabbros de Dampare et al. (2019) présentent de fortes anomalies négatives en Nb (**Fig. 115f**) comparées aux gabbros tholéitiques 1 et 2. Malgré les spectres de REE différents entre les gabbros d'Akétakyi d'une part et ceux d'Axim et de Kégyina d'autre part, Dampare et al. (2019) montrent que les gabbros d'Ashanti proviennent vraisemblablement d'un manteau lithosphérique lié à la subduction avec une possible contamination par un composant crustal (valeurs négatives en ε_{Nd} (2,1 Ga)). Ils partagent de ce fait le même environnement géodynamique que les gabbros tholéitiques 2 qui en revanche ne montrent pas de contamination.



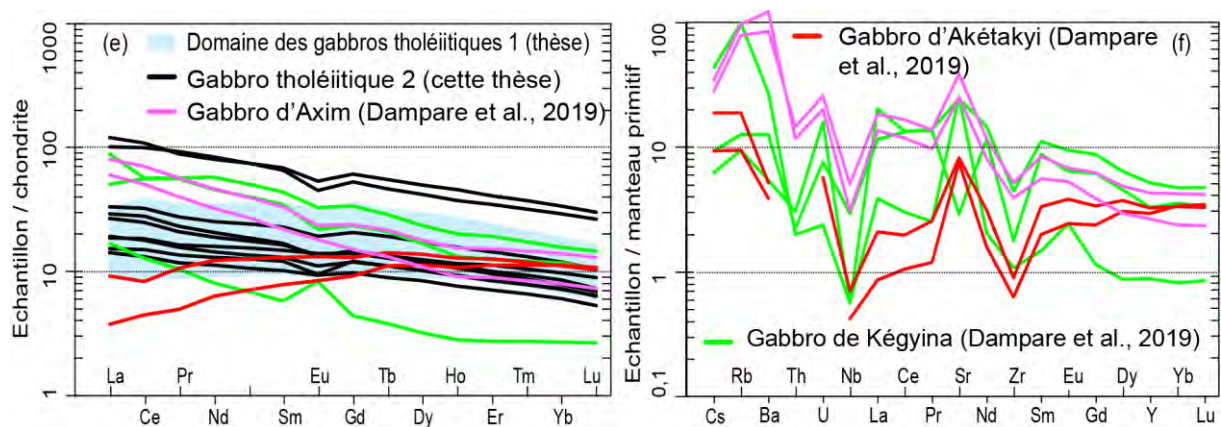


Figure 115: (a, c, e) spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) et (b, d, f) diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des basaltes et des gabbros des séries tholéiitiques 1 et 2 de cette étude comparés aux deux types de basaltes et d'andésites basaltiques et aux gabbros étudiés par Dampare et al. (2008, 2009 et 2019).

V-4-1-2-6. Comparaison avec la ceinture de Kadiolo au Mali

Les travaux de Sangaré (2008) sur le massif de Touban de la ceinture de roches vertes de Kadiolo au Mali mettent en évidence deux types de roches mafiques d'affinité tholéiitique. Il s'agit d'un gabbro-norite à olivine et d'une norite. Ces roches affichent des spectres de LREE ($La_N/Sm_N = 1,2$; $La_N/Yb_N = 1,4 - 1,5$) et de HREE ($Gd_N/Yb_N = 1,2 - 1,3$) comparables à ceux des gabbros tholéiitiques 1 ($La_N/Sm_N = 0,8 - 1,1$; $La_N/Yb_N = 0,8 - 2$ et $Gd_N/Yb_N = 1,1 - 1,9$). En revanche, les roches de Sangaré (2008) montrent un léger enrichissement en La avec des anomalies positives en Eu ($Eu/Eu^* = 1,3 - 1,8$) contrairement aux gabbros tholéiitiques 1 qui sont légèrement appauvries en La avec ou sans anomalies négatives en Eu ($Eu/Eu^* = 0,8 - 1,1$) (**Fig. 116a**). Sur les diagrammes élargis, le gabbro-norite et la norite analysés par Sangaré (2008) présentent de fortes anomalies négatives en Nb contrairement aux gabbros tholéiitiques 1 (**Fig. 116b**). Cette caractéristique témoignerait la mise en place des roches de Kadiolo dans un contexte de subduction qui selon Sangaré (2008) correspondrait à des tholéiitiques d'un arc immature alors que les gabbros tholéiitiques 1 où cette caractéristique est bien moins prononcée seraient liés à une zone d'accrétion océanique.

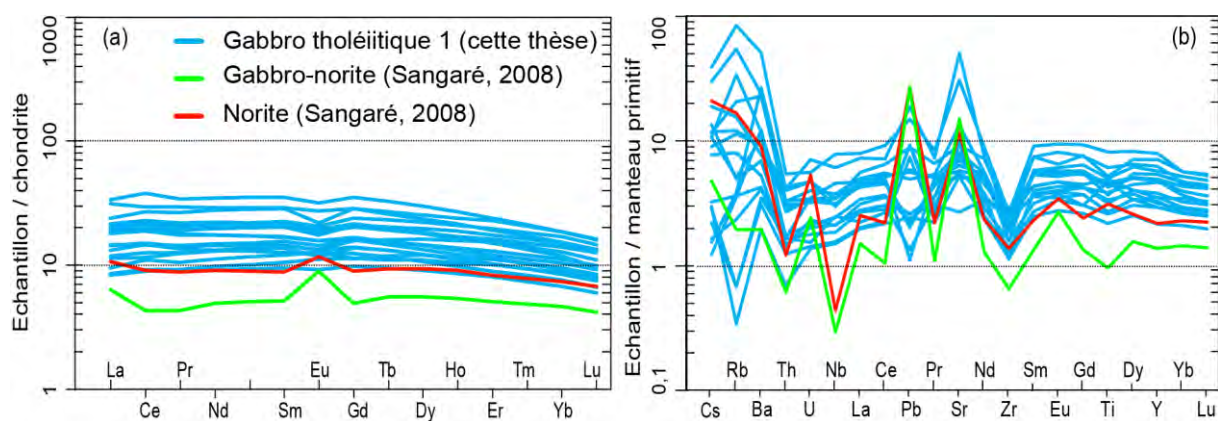


Figure 116: (a) spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) et (b) diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des gabbros tholéiitiques 1 de cette étude comparés au gabbro-norite et au norite d’affinité tholéiitique étudiés par Sangaré (2008).

V-4-1-2-7. Conclusion partielle sur la comparaison avec la série tholéiitique mafique du COA

La mise en évidence dans le secteur du village de Mako de deux lignées tholéiitiques (1 et 2) avec des signatures géochimiques et isotopiques différentes et appartenant à des contextes géodynamiques distincts semble pouvoir s’appliquer à d’autres ceintures d’âge paléoprotérozoïque du COA. En effet, la comparaison révèle que les différentes caractéristiques géochimiques observées à Mako se retrouvent dans la plupart des autres ceintures de roches vertes du COA avec des analogies dans les épisodes magmatiques mis en place dans les mêmes environnements géotectoniques. Cependant, les roches tholéiitiques mafiques du groupe de Mako étudiées dans cette thèse (basaltes et gabbros tholéiitiques 1 et 2) et dans les travaux antérieurs (Dia, 1988 ; Abouchami et al., 1990 ; Dioh, 1995 ; Diallo, 2001 ; Pawlig et al., 2006 ; Ngom et al., 2007 et 2010) se singularisent par rapport aux mêmes faciès trouvés dans les autres gisements du COA à l’exception de celui de Kadiolo au Mali (Sangaré, 2008) par leurs légers appauvrissements en HREE et en éléments les moins incompatibles. De plus, les anomalies négatives en Nb caractéristiques de la zone de subduction sont moins prononcées dans les roches de la lignée tholéiitique 2 de cette thèse que dans les roches équivalentes des autres ceintures du COA. Ceci suggère dans le COA une évolution du contexte d’arc dans le temps ; celui de Mako étant immature ou plus juvénile.

Provinces et références	Lithologies	Caractéristiques géochimiques	Caractéristiques isotopiques	Contexte géodynamique
Mako (Cette étude)	Basaltes tholéïtiques 1	$La_N/Sm_N = 0,8 - 1,1$ $Gd_N/Yb_N = 1,1 - 1,7$ $La_N/Yb_N = 0,8 - 1,8$	$^{87}Sr/^{86}Sr (2,1 Ga) = 0,701887$ $^{143}Nd/^{144}Nd (2,1 Ga) = 0,510135$ $\epsilon Nd (2,1 Ga) = + 4,2$	MORBs
	Gabbros tholéïtiques 1	$La_N/Sm_N = 0,8 - 1,1$ $Gd_N/Yb_N = 1,1 - 1,9$ $La_N/Yb_N = 0,8 - 2$	$^{87}Sr/^{86}Sr (2,1 Ga) = 0,702066$ $^{143}Nd/^{144}Nd (2,1 Ga) = 0,510015$ $\epsilon Nd (2,1 Ga) = + 3,6$	
	Basaltes tholéïtiques 2	$La_N/Sm_N = 1,3 - 1,6$ $Gd_N/Yb_N = 1,7 - 1,9$ $La_N/Yb_N = 2,8 - 3,7$	$^{87}Sr/^{86}Sr (2,1 Ga) = 0,702321$ $^{143}Nd/^{144}Nd (2,1 Ga) = 0,510089$ $\epsilon Nd (2,1 Ga) = + 3,4$	Arc insulaire
	Gabbros tholéïtiques 2	$La_N/Sm_N = 1,2 - 1,7$ $Gd_N/Yb_N = 1,5 - 1,8$ $La_N/Yb_N = 2,1 - 3,6$	$^{87}Sr/^{86}Sr (2,1 Ga) = 0,702191$ $^{143}Nd/^{144}Nd (2,1 Ga) = 0,510145$ $\epsilon Nd (2,1 Ga) = + 4,3$	
Bouroum-Nord au Burkina Faso (Zonou, 1987)	Basaltes du groupe I comparés aux basaltes tholéïtiques 1	$La_N/Sm_N = 0,9 - 1$ $Gd_N/Yb_N = 1,2$ $La_N/Yb_N = 1,2 - 1,4$		N-MORBs
	Basaltes du groupe II comparés aux basaltes tholéïtiques 1	$La_N/Sm_N = 0,4 - 0,7$ $Gd_N/Yb_N = 0,8 - 1$ $La_N/Yb_N = 0,4 - 0,7$		
Ceintures de Boromo et de Houndé au Burkina Faso (Baratoux et al., 2011)	Basaltes, gabbros et d'amphibolites du groupe I et II comparé au basalte et gabbros tholéïtiques 1	$La_N/Sm_N = 0,9 - 1,5$ $Gd_N/Yb_N = 1 - 1,4$		Arc juvénile ou plateau océanique
	Basaltes, andésites du groupe III comparés aux basaltes tholéïtiques 2	$La_N/Sm_N = 1,7 - 2,6$ $Gd_N/Yb_N = 1,1 - 1,6$ $La_N/Yb_N = 2,3 - 5,7$		Arc insulaire océanique
Sillon de Liptako au Niger (Ama Salah et al., 1996)	Basaltes du sous-groupe 1a comparés basaltes tholéïtiques 1	$La_N/Sm_N = 0,9 - 1,3$ $Gd_N/Yb_N = 0,8 - 1,2$ $La_N/Yb_N = 0,7 - 1,3$	$^{87}Sr/^{86}Sr (2,1 Ga) = 0,700999$ $\epsilon Nd (2,1 Ga) = + 2,7$	Arc insulaire océanique
	Basaltes du sous-groupe 1b comparés aux basaltes tholéïtiques 2	$La_N/Sm_N = 1,8 - 2,1$ $Gd_N/Yb_N = 0,8 - 1$		
	Gabbros du sous-groupe 1b comparés aux gabbros tholéïtiques 2	$La_N/Sm_N = 1,4 - 2,7$ $Gd_N/Yb_N = 0,8 - 1,3$	$^{87}Sr/^{86}Sr (2,1 Ga) (0,701552)$ $\epsilon Nd (2,1 Ga) = +3,5$	
Haute-Comoé en Côte d'Ivoire (Poulet et al., 1996)	Basaltes du groupe 1 comparés aux basaltes tholéïtiques 1	$Gd_N/Yb_N = 1,2 - 1,5$ $La_N/Yb_N = 2,8 - 3,7$		Plateau océanique
	Basaltes du groupe 2 comparés aux basaltes tholéïtiques 2	$La_N/Sm_N = 1,4$ $Gd_N/Yb_N = 1,7$ $La_N/Yb_N = 3$		
Ceinture de Kadiolo au Mali (Sangaré, 2008)	Gabbro-norite et norite comparés aux gabbros tholéïtiques 1	$La_N/Sm_N = 1,2$ $Gd_N/Yb_N = 1,4 - 1,5$ $La_N/Yb_N = 1,2 - 1,3$		Arc immature
Ceinture d'Ashanti au Ghana (Dampare et al., 2008, 2009)	Basaltes et andésites basaltiques de type I comparés aux basaltes tholéïtiques 1	$La_N/Sm_N = 0,8 - 1,1$ $Gd_N/Yb_N = 0,8 - 1,1$ $La_N/Yb_N = 0,7 - 0,9$	$^{87}Sr/^{86}Sr (2,1 Ga) = 0,703316$ $\epsilon Nd (2,1 Ga) = + 5,8$	Bassin arrière-arc
	Basaltes et andésites basaltiques de type II comparés aux basaltes tholéïtiques 1	$La_N/Sm_N = 1,4$ $Gd_N/Yb_N = 1,4$ $La_N/Yb_N = 2,7$		

Ceinture d'Ashanti au Ghana (Dampare et al., 2019)	Gabbros d'Akétakyi comparés aux gabbros tholéïitiques 1 et 2	$La_N/Sm_N = 0,5 - 0,7$ $Gd_N/Yb_N = 0,8 - 1,2$ $La_N/Yb_N = 0,3 - 0,8$		Bassin arrière-arc
	Gabbros d'Axim comparés aux gabbros tholéïitiques 2	$La_N/Sm_N = 2,4 - 2,7$ $Gd_N/Yb_N = 1,7 - 1,9$ $La_N/Yb_N = 5,7 - 7,6$		
	Gabbros de Kégyina comparés aux gabbros tholéïitiques 2	$La_N/Sm_N = 1,1 - 2,9$ $Gd_N/Yb_N = 1,6 - 2,1$ $La_N/Yb_N = 3,2 - 7,5$		

Tableau 12: Tableau récapitulatif des caractéristiques des deux séries tholéïitiques mafiques de cette étude comparées à celles étudiées dans les autres ceintures du COA.

V-4-2. Comparaison avec les séries ultramafiques

V-4-2-1. Roches ultramafiques de Mako

Les roches UM identifiées à Mako sont constituées de massifs associant plusieurs types pétrographiques (lherzolite, harzburgite, wehrlite) ou monolithique avec un seul type de faciès (lherzolite ou wehrlite). Ces roches UM ont une texture cumulative et une composition minéralogique similaires. La seule différence est la présence d'orthopyroxène, qui est toujours présent dans les lherzolites et la harzburgite, et absent dans les massifs de wehrlites isolés (à l'exception de la wehrlite (*ILL3*)). La texture cumulative de ces roches, la composition chimique minérale (olivine avec $Fo < 90\%$, clinopyroxène de type augite et rarement de type diopside, chromite) et leur teneur en éléments en traces sont systématiquement supérieures à celles du manteau primitif. Cela indique que ces roches UM représentent des cumulats ultramafiques qui ne peuvent être confondus avec les péridotites du manteau supérieur.

Les deux types de roches UM intercalées dans la séquence tholéïitique de la ceinture de Mako présentent des compositions minérales montrant que la wehrlite présente des clinopyroxènes riches en magnésium et des chromites riches en chrome comparativement aux clinopyroxènes et aux chromites des lherzolites. De même, les compositions de roches totales sont fractionnées pour les wehrlites ($La_N/Yb_N > 2$) et plates à légèrement fractionnées pour les lherzolites / harzburgites ($La_N/Yb_N = 1 - 1,5$). Ces différences se retrouvent également dans les compositions des minéraux obtenues sur les clinopyroxènes. Les clinopyroxènes analysés dans les associations lherzolite / harzburgite et wehrlite présentent des spectres convexes, faiblement appauvris en LREE et HREE avec des anomalies clairement négatives en Eu, alors que les clinopyroxènes analysés dans les wehrlites isolées sont clairement enrichis en LREE et ne présentent aucune anomalie négative en Eu. Les différences dans la composition des roches totales et des minéraux indiquent que les roches UM de la ceinture de Mako peuvent

provenir de deux magmas parents distincts. Ce résultat diffère de celui des études antérieures qui suggéraient que les roches UM de la ceinture de Mako provenaient d'une seule source (Ngom et al., 1998 et 2010 ; Cissokho, 2010 ; Dabo et al., 2017).

V-4-2-2. Comparaison entre les roches UM de Mako et de Loraboué

Dans le district de Loraboué (ceinture de roches vertes de Boromo au Burkina Faso), la wehrlite est associée à de la dunite qui a été interprétée comme des cumulats de la série magmatique calco-alkaline (Béziat et al., 2000). Les échantillons de Loraboué et de Mako présentent une pétrographie similaire avec une texture hétéradcumulat, chromite + olivine + clinopyroxène + orthopyroxène cumulus et amphibole + mica (type phlogopite à Mako, type biotite à Loraboué) intercumulus. Leur composition en éléments majeurs est comparable à celle de la wehrlite de Loraboué avec des teneurs en TiO_2 , FeO(t) et Cr inférieures. Les échantillons de Loraboué montrent des spectres de roches totales et des compositions des minéraux distincts de ceux des échantillons de Mako. Les spectres des REE des roches totales des wehrlites de Loraboué sont en forme de U, tandis que ceux des wehrlites de Mako sont enrichis en LREE avec un fractionnement général très marqué. Dans les diagrammes étendus, la wehrlite de Loraboué montre une anomalie en Nb clairement négative. Les analyses des minéraux indiquent également que l'olivine de la wehrlite de Loraboué présente une composition en fostériste (Fo) plus homogène par rapport aux olivines des wehrlites de Mako. Dans les wehrlites de Loraboué, les compositions de chromite présentent les concentrations de chrome les plus faibles (**Fig. 117a et b**) et les clinopyroxènes présentent de faibles concentrations en SiO_2 , MgO et FeO(t) (**Fig. 117c et d**). Les amphiboles de Loraboué de type pargasite sont moins titanifères et plus alumineuses que celles des wehrlites de Mako (**Fig. 117e, f, g et h**). Les spectres de REE des clinopyroxènes de Loraboué présentent une forme concave qui contraste avec celle de l'échantillon de Mako qui présente des spectres plats ou convexes. De plus, les clinopyroxènes de Loraboué présentent des teneurs élevées en Th et U et une forte anomalie négatives en Nb. De même, les amphiboles des échantillons de Loraboué montrent des anomalies clairement négatives en Ti et Zr.

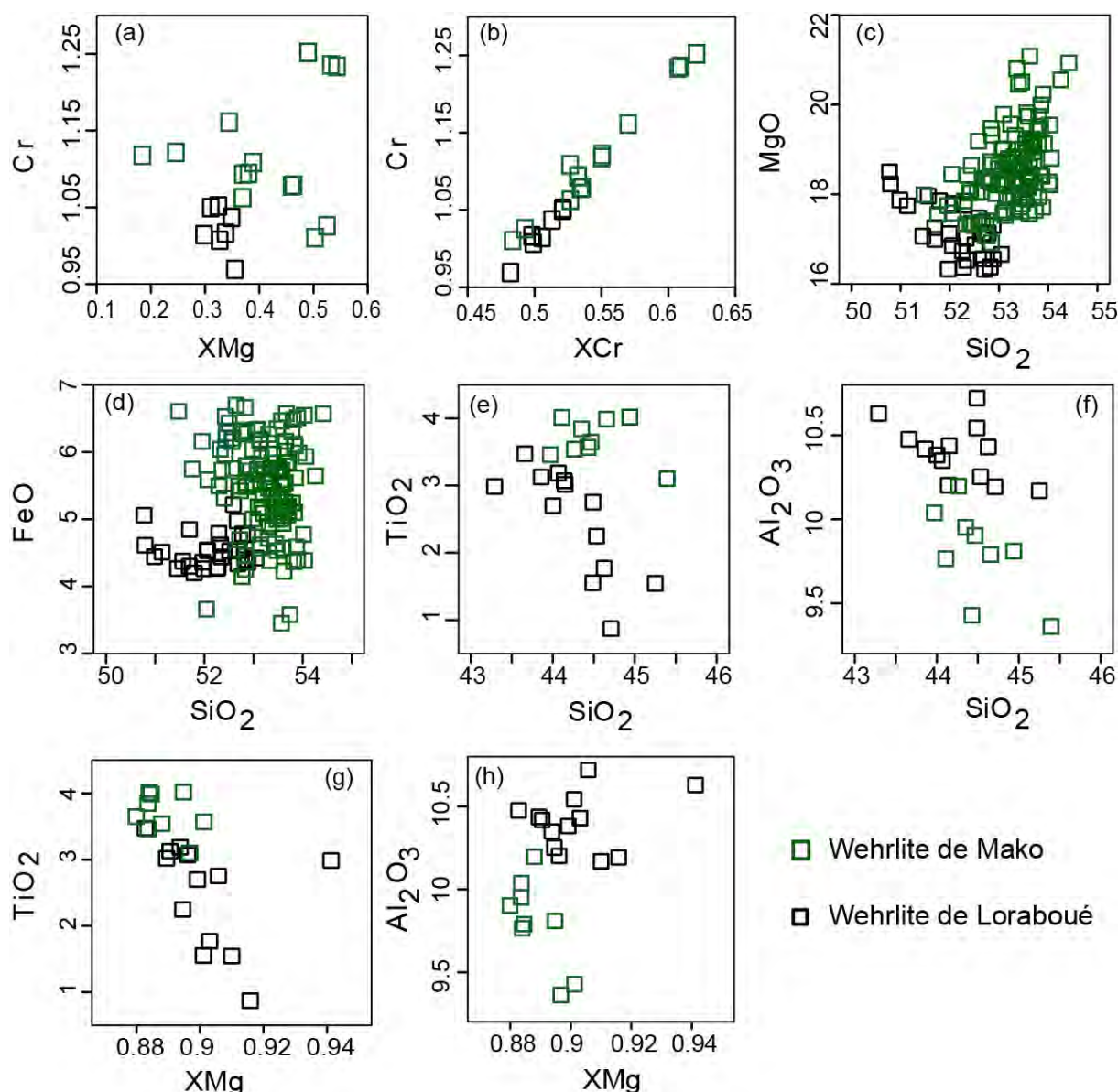


Figure 117: Diagrammes de Harker : compositions des chromites (a et b) ; des clinopyroxènes (c et d) et des amphiboles primaires (e, f, g, h) des wehrlites de Mako comparées à celles des wehrlites de Loraboué.

En utilisant des rapports de REE différents (compositions de roches totales et de clinopyroxène) dans le diagramme Tb_N/Yb_N en fonction La_N/Sm_N (**Fig. 118**), on peut clairement séparer deux populations de roches UM dans les complexes de Mako, et les distinguer de celles de Loraboué. Ces différences de composition refléteraient à nouveau des différences de composition des magmas parents, de nature tholéiitique à Mako et de composition plus calco-alkaline à Loraboué. Toutes ces caractéristiques suggèrent qu'elles appartiennent à des contextes géodynamiques très différents.

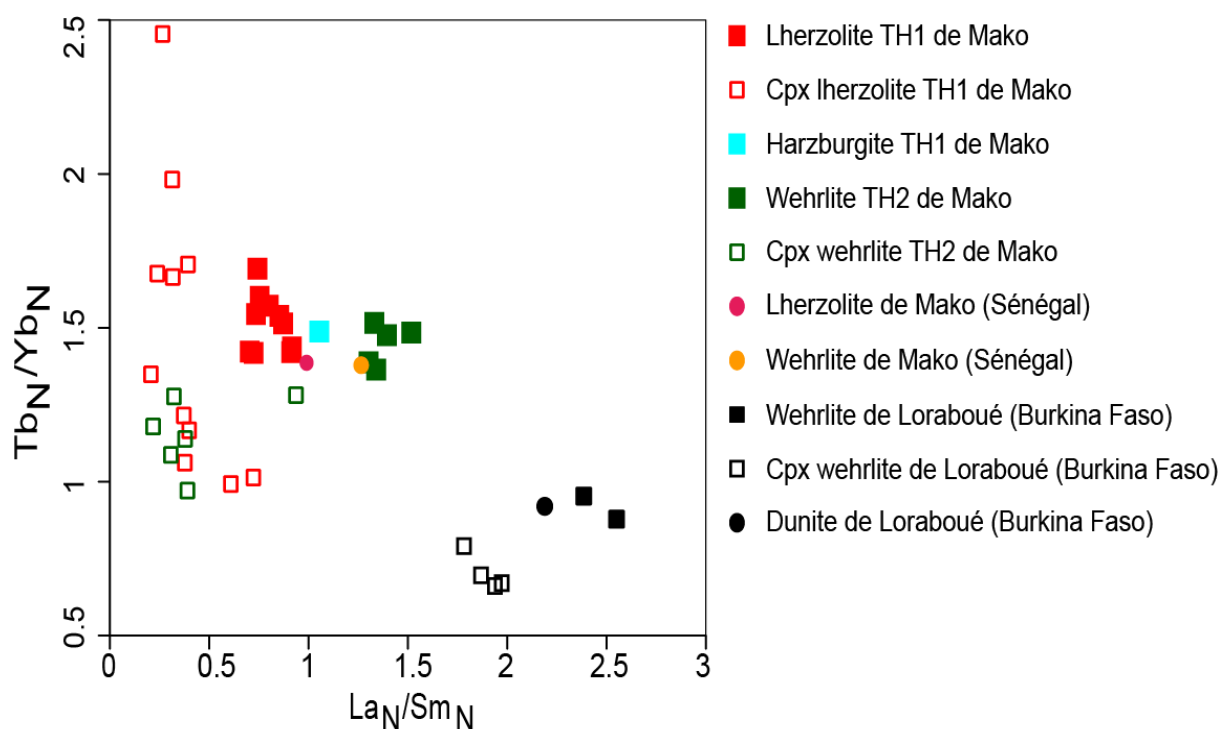


Figure 118: Diagramme Tb_N/Yb_N vs La_N/Sm_N montrant les compositions des éléments en traces des roches totales et des clinopyroxènes (Cpx) pour les roches UM de Mako comparées aux wehrlites de Loraboué (Normalisé aux chondrites en utilisant les valeurs NWA974 de Barrat et al, 2014). Les symboles pleins sont utilisés pour les analyses de roches totales et les symboles vides pour les minéraux.

V-4-2-3. Comparaison des roches UM de Mako et de Loraboué avec celles du COA

La comparaison entre les roches UM de Mako et de Loraboué avec celles des roches UM du COA est difficile, les données sur ce dernières étant rares et fragmentaires. L'ensemble des données montre que tous les échantillons UM du COA partagent certaines caractéristiques avec ceux des roches UM de Mako, y compris les textures cumulatives et les associations pétrographiques (c'est-à-dire dunites, lherzolites, harzburgites et wehrlites). Les roches UM de Mako sont comparables à celles de la ceinture de Katiola-Marabadiassa (Côte d'Ivoire, Pouclet et al., 2006) mais se distinguent des roches UM des autres gisements du COA montrant des rapports Gd_N/Yb_N plus bas (**Fig. 119**). Ces différences peuvent refléter la nature du magma parent, tholeiitique pour Mako et Katiola-Marabadiassa, calco-alcaline pour Kadiolo et Loraboué. Il convient de mentionner que les roches UM d'Ashanti au Ghana (Dampare et al., 2019) se caractérisent par des spectres de REE plats, ce qui explique qu'elles se situent dans un quadrant distinct de la **figure 119**. Elles ont des rapports La_N/Sm_N similaires à ceux de la harzburgite de Mako mais des rapports Gd_N/Yb_N inférieurs. Elles

peuvent correspondre à un contexte géodynamique intermédiaire, c'est-à-dire en équilibre avec une fusion plus avancée. Cette caractéristique est également suggérée par les signatures isotopiques très juvéniles du Sr et du Nd de la série mafique d'Ashanti et dans une moindre mesure ultramafique (Dampare et al., 2009 et 2019).

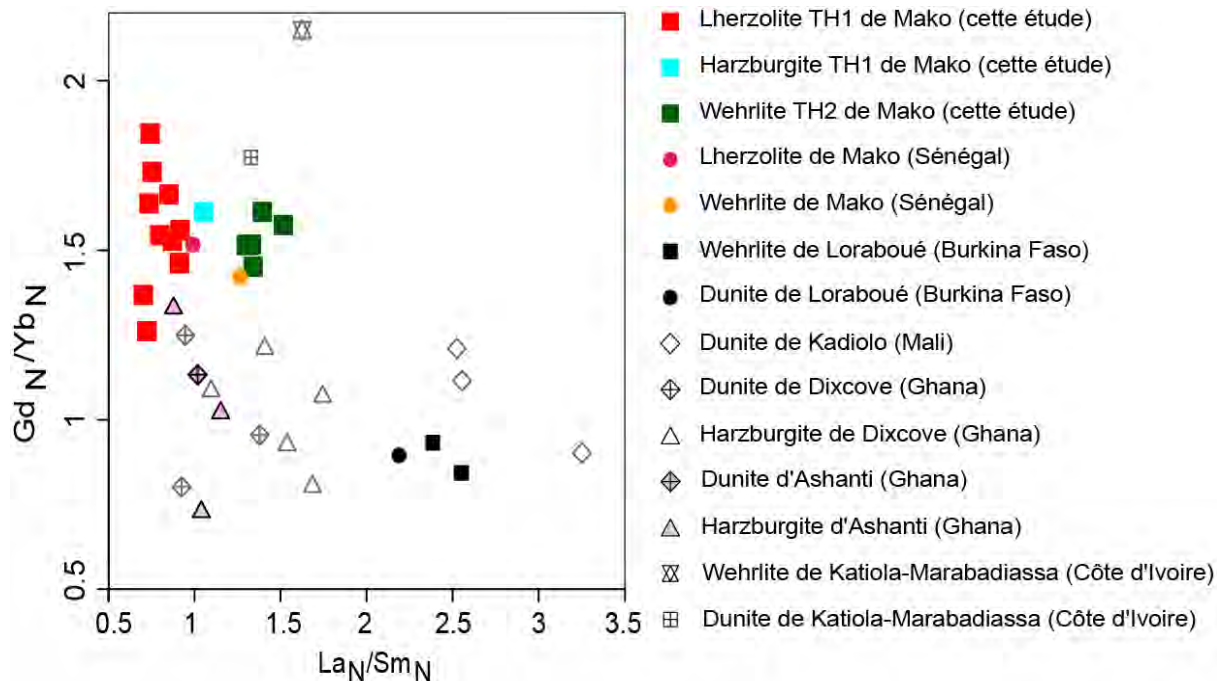


Figure 119: Diagramme Gd_N/Yb_N vs La_N/Sm_N montrant les compositions des éléments en traces des roches UM de Mako comparées aux autres roches UM du COA (Béziat et al., 2000; Attoh et al., 2006 ; Pouclet et al., 2006 ; Sangaré, 2008 ; Ngom et al., 2010 ; Dampare et al., 2019). Normalisé aux chondrites en utilisant les valeurs NWA974 de Barrat et al, 2014.

Provinces	Lithologies	Minéralogies	Traces roches totales	Traces minéraux		Affinité magmatique	Contexte géodynamique
				Cpx	Amp		
Mako (cette étude)	Lherzolite	Chr + Ol + Cpx + Opx + Amp + Phlo + Mt chr	La _N /Sm _N = 0,7 - 0,9 Gd _N /Yb _N = 1,3 - 1,8 La _N /Yb _N = 1 - 1,6	La _N /Sm _N = 0,2 - 0,7 Tb _N /Yb _N = 1 - 2,4	La _N /Nd _N = 1,3 - 1,7 Dy _N /Lu _N = 1,2 - 1,3	TH1	MORBs
	Harzburgite	Chr + Ol + Opx + Amp + Mt chr	La _N /Sm _N = 1 Gd _N /Yb _N = 1,6 La _N /Yb _N = 1,8				
	Wehrlite	Chr + Ol + Cpx ± Opx + Amp + Phlo + Mt chr	La _N /Sm _N = 1,3 - 1,5 Gd _N /Yb _N = 1,4 - 1,6 La _N /Yb _N = 2 - 2,5	La _N /Sm _N = 0,2 - 0,9 Tb _N /Yb _N = 1 - 1,3	ILL3 La _N /Nd _N = 1,7 - 1,9 Dy _N /Lu _N = 1,7 - 1,8 116 La _N /Nd _N = 1,1 Dy _N /Lu _N = 1,8 - 1,9	TH2	Arc insulaire
Mako (Ngom et al., 2010)	Lherzolite	Ol + Cpx + Opx + oxydes	La _N /Sm _N = 1 Gd _N /Yb _N = 1,5 La _N /Yb _N = 1,9			TH	Plateau océanique
	Wehrlite	Ol + Cpx + oxydes	La _N /Sm _N = 1,3 Gd _N /Yb _N = 1,2 La _N /Yb _N = 2,8				
Bouroum Yalogo au Burkina Faso (Ouédraogo, 1985)	Lherzolite plagifère	Ol + Plg + Cpx + Opx + Spinelles				TH	
Kadiolo au Mali (Sangaré, 2008)	Dunite	Ol + Plg + Cpx + Opx + oxyde	La _N /Sm _N = 2,5 - 3,2 Gd _N /Yb _N = 0,9 - 1,2 La _N /Yb _N = 2,6 - 3,9			TH	Arc insulaire immature
	Wehrlite	Ol + Plg + Cpx + Opx + oxyde					
	Lherzolite	Ol + Cpx + Opx + oxyde					
Katiola-Marabadiassa en Côte d'Ivoire (Poulet et al., 2006)	Wehrlite	Ol + Cpx + Chr + Spinelles	La _N /Sm _N = 1,6 Gd _N /Yb _N = 2,1 La _N /Yb _N = 2,9			TH	Bassin arrière-arc
	Dunite	Ol + Cpx + Chr + Spinelles	La _N /Sm _N = 1,3 Gd _N /Yb _N = 1,8 La _N /Yb _N = 1,7				
Dixcove au Ghana (Attoh et al., 2006)	Dunite	Ol + Chr + Opx + Mt	La _N /Sm _N = 0,9 - 1,4 Gd _N /Yb _N = 0,8 - 1,2 La _N /Yb _N = 0,7 - 1,2			TH	Bassin arrière-arc
	Harzburgite	Ol + Chr + Opx + Mt	La _N /Sm _N = 1,1 - 1,7 Gd _N /Yb _N = 0,8 - 1,2 La _N /Yb _N = 1,2 - 1,8				
Ashanti au Ghana (Dampare et al., 2019)	Dunite	Ol + Chr + Opx + Mt	La _N /Sm _N = 1 Gd _N /Yb _N = 1,1 La _N /Yb _N = 1,2			TH	Bassin arrière-arc
	Harzburgite	Ol + Chr + Opx + Mt	La _N /Sm _N = 0,9 - 1,1 Gd _N /Yb _N = 0,7 - 1,3 La _N /Yb _N = 0,7 - 1,2				
Loraboué au Burkina Faso (Béziat et al., 2000)	Wehrlite	Chr + Ol + Cpx + Opx + Amp + Biot	La _N /Sm _N = 2,4 - 2,5 Gd _N /Yb _N = 0,8 - 0,9 La _N /Yb _N = 2,5 - 2,6	La _N /Sm _N = 1,8 - 2 Tb _N /Yb _N = 0,7 - 0,8	La _N /Nd _N = 0,4 - 0,5 Dy _N /Lu _N = 1,7 - 2	CA	Arc insulaire mature
	Dunite	Chr + Ol + Cpx + Opx + Amp + Biot	La _N /Sm _N = 2,2 Gd _N /Yb _N = 0,9 La _N /Yb _N = 2,4				

Tableau 13: Tableau récapitulatif des caractéristiques géochimiques des roches ultramafiques de cette étude comparées à celles étudiées dans les autres ceintures du COA.

V-4-3. Comparaison avec la série calco-alkaline

V-4-3-1. Comparaison avec les séries calco-alkalines de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba

La série calco-alkaline constituée de gabbro, basalte, andésite, dacite et rhyolite est clairement identifiée dans la région de Mako village. Sur le terrain, elle forme des filons recoupant les séries tholéitiques 1 et 2 et elle est caractérisée du point de vue géochimique et isotopique par un plus grand fractionnement en REE et une source plus enrichie. Dans la boutonnière de Kédougou-Kéniéba, cette série (hors granitoïdes) est classiquement divisée en deux types en fonction de la nature de leurs encaissants. On distingue ainsi, la série calco-alkaline recoupant un encaissant magmatique comme la série tholéitique du groupe de Mako (Diallo, 2001 ; Ngom et al., 2007) et celle associée aux séries sédimentaires affleurant à Fouldé au Nord de la boutonnière (Dioh, 1995 ; Dioh et al., 2009) et dans le secteur de la Daléma (Ndiaye, 1994). Dans ce chapitre, la comparaison concernera uniquement les roches mafiques : basaltes, basaltes-andésites, gabbros.

Les roches calco-alkalines recoupant les séries tholéitiques de Mako ont été décrites par Diallo (2001) dans les parties centrales et méridionales de la série et par Ngom et al. (2007) dans le secteur de Bagnomba au Sud du village de Mako. Les andésites analysées par ces auteurs montrent un fractionnement en LREE similaire à celui des andésites : $La_N/Sm_N = 1,6 - 3,4$; $La_N/Yb_N = 4,7 - 18,4$ pour Diallo (2001) (**Fig. 120a**), $La_N/Sm_N = 1,7 - 3,9$; $La_N/Yb_N = 2,9 - 10,3$ pour Ngom et al. (2007) (**Fig. 120b**) et $La_N/Sm_N = 2,2 - 3,1$; $La_N/Yb_N = 4,7 - 13,5$ pour cette thèse.

Les andésites calco-alkalines recoupant la série métasédimentaire de Fouldé (Dioh 1995 ; Dioh et al., 2009) montrent un fractionnement en LREE ($La_N/Sm_N = 2 - 3,1$; $La_N/Yb_N = 5,8 - 11,2$) (**Fig. 120c**) comparable à celui des andésites de Mako avec un moindre enrichissement en LREE.

Enfin les andésites de la Daléma (Ndiaye, 1994) recoupant la série sédimentaire sont clairement différentes avec un très fort enrichissement et un fractionnement plus marqué en LREE avec 146 à 290 fois les chondrites contre 91 à 127 fois ; $La_N/Sm_N = 3,1 - 4,2$ contre 2,2 - 3,1 et $La_N/Yb_N = 19,8 - 48,9$ contre 4,7 - 13,5 (**Fig. 120d**). En revanche, les HREE des andésites de la Daléma sont au contraire globalement moins enrichies et plus fractionnées que celles de Mako (6 à 12 fois contre 8 à 22 fois les chondrites et $Gd_N/Yb_N = 2,5 - 7,2$ contre 1,6 - 3).

L'ensemble des études sur la boutonnière de Kédougou-Kéniéba y compris la présente relie la série calco-alcaline à une zone de subduction à l'exception de Ngom et al. (2007). Pour ces derniers, les anomalies négatives en Ta observées dans les andésites de Bagnomba seraient liées à une contamination crustale, plutôt qu'une zone de subduction ; ils proposent une mise en place subaérienne de volcanites à affinité de tholéiites continentales récentes. Or, les données isotopiques nouvelles de cette thèse, absentes dans l'étude de Ngom et al. (2007), excluent une contamination massive par de la croûte continentale.

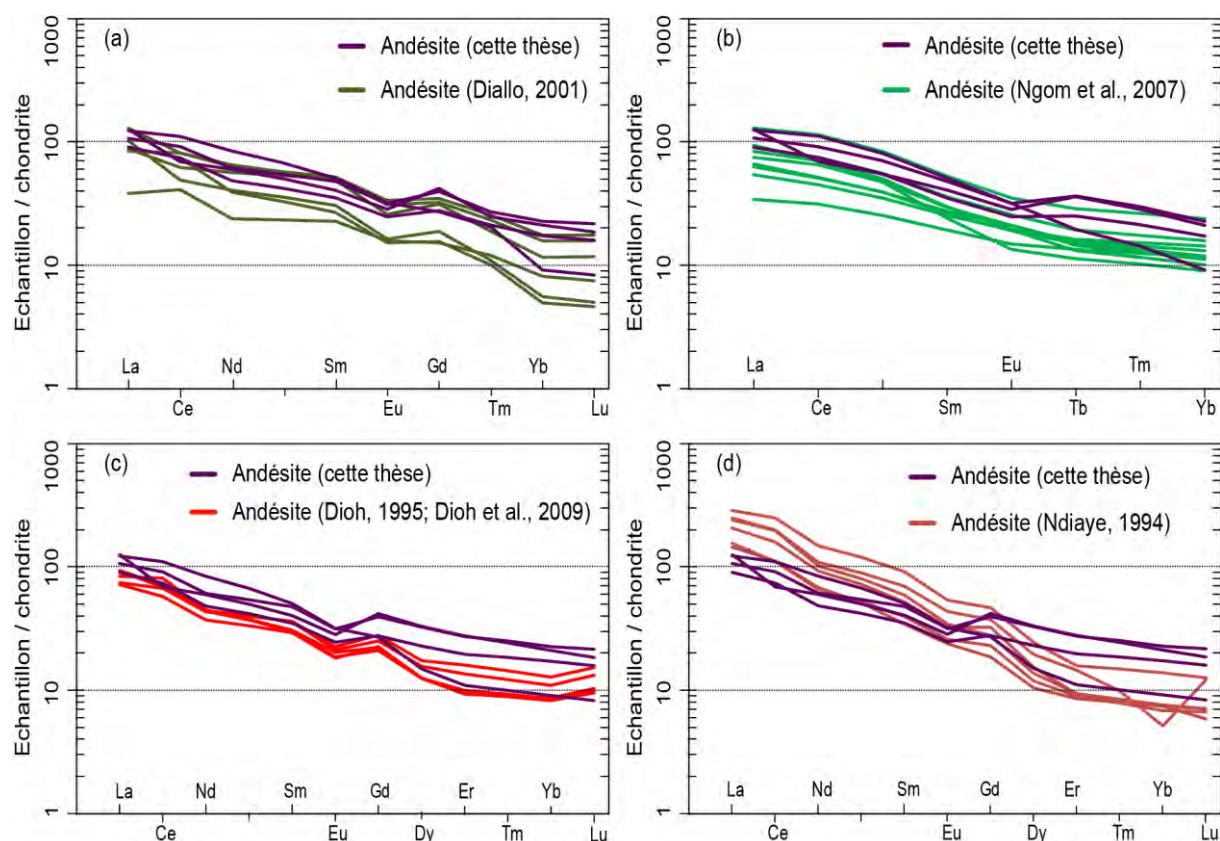


Figure 120: Spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) des andésites de la thèse comparées à celles recoupant la série tholéiitique du groupe de Mako étudiées par Diallo (2001) (a) et par Ngom et al. (2007) (b) et à celles associées aux séries sédimentaires affleurant à Fouldé (Dioh, 1995 et Dioh et al., 2009) (c) et dans le secteur de la Daléma (Ndiaye, 1994) (d).

V-4-3-2. Comparaison avec les autres séries calco-alcalines du COA

La série calco-alcaline de Mako sera comparée aux séries calco-alcalines du COA pour lesquels les données sont les plus complètes à savoir la série calco-alcaline de Loraboué au Burkina Faso (Béziat et al., 2000) dont l'étude a été complétée par des mesures isotopiques inédites et la série de la ceinture de Liptako au Niger (Ama Salah et al., 1996).

V-4-3-2-1. Comparaison avec la série calco-alcaline de Loraboué au Burkina Faso

A Loraboué, les termes mafiques de la série calco-alcaline sont représentés par des gabbros, des basaltes et des andésites. Les gabbros calco-alcalins de Loraboué présentent un degré de fractionnement en LREE ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 1,8 - 3,4$; $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 2,3 - 6,1$) comparable à celui des gabbros calco-alcalins de Mako étudiés dans cette thèse hormis les filons de gabbros pegmatitiques ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 2,1 - 2,7$; $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 5,2 - 5,7$). Les HREE des gabbros de Loraboué sont en revanche légèrement moins fractionnées que celles de Mako ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 0,9 - 1,5$ contre $1,7 - 1,9$) avec les mêmes anomalies négatives en Nb (**Fig. 121a et b**). En ce qui concerne les données isotopiques, les rapports initiaux des gabbros de Loraboué ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) = 0,701870 et ϵNd (2,1 Ga) = + 2,3) sont plus faibles que ceux des gabbros de Mako ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) = 0,702130 et ϵNd (2,1 Ga) = + 2,6). Le basalte calco-alcalin de Loraboué montre un spectre de LREE avec une pente plus forte ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 3,4$ contre $2,4 - 2,9$) et un appauvrissement en HREE avec un fractionnement moins marqué ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1,5$ contre $1,8 - 2,1$) que les basaltes calco-alcalins de Mako (**Fig. 121c**). Sur le diagramme élargi normalisé au manteau primitif (**Fig. 121d**), le basalte de Loraboué montre une teneur plus faible en Nb avec une anomalie positive en Sr contrairement aux basaltes de Mako. Le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) (0,701651) du basalte de Loraboué est plus faible que ceux des basaltes de Mako (0,702225) avec une valeur irréaliste en ϵNd (2,1 Ga) (+ 17,5 contre + 2,4). Enfin l'andésite de Loraboué est moins enrichie (67 fois contre 91 à 127 fois les chondrites) et présente le même fractionnement en LREE que celles des andésites de Mako ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 2,5$ pour Loraboué et $2,2 - 3,1$ pour Mako). En revanche, les HREE de l'andésite de Loraboué sont très légèrement moins fractionnées que celles des andésites de Mako ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1,6$ contre $1,6 - 3$) avec les mêmes anomalies négatives en Nb et en Ti (**Fig. 121e et f**). Les valeurs isotopiques sont également plus faibles dans l'andésite de Loraboué que dans celles de Mako ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) = 0,702037 contre 0,704124 et ϵNd (2,1 Ga) = + 2,43 contre + 3,3).

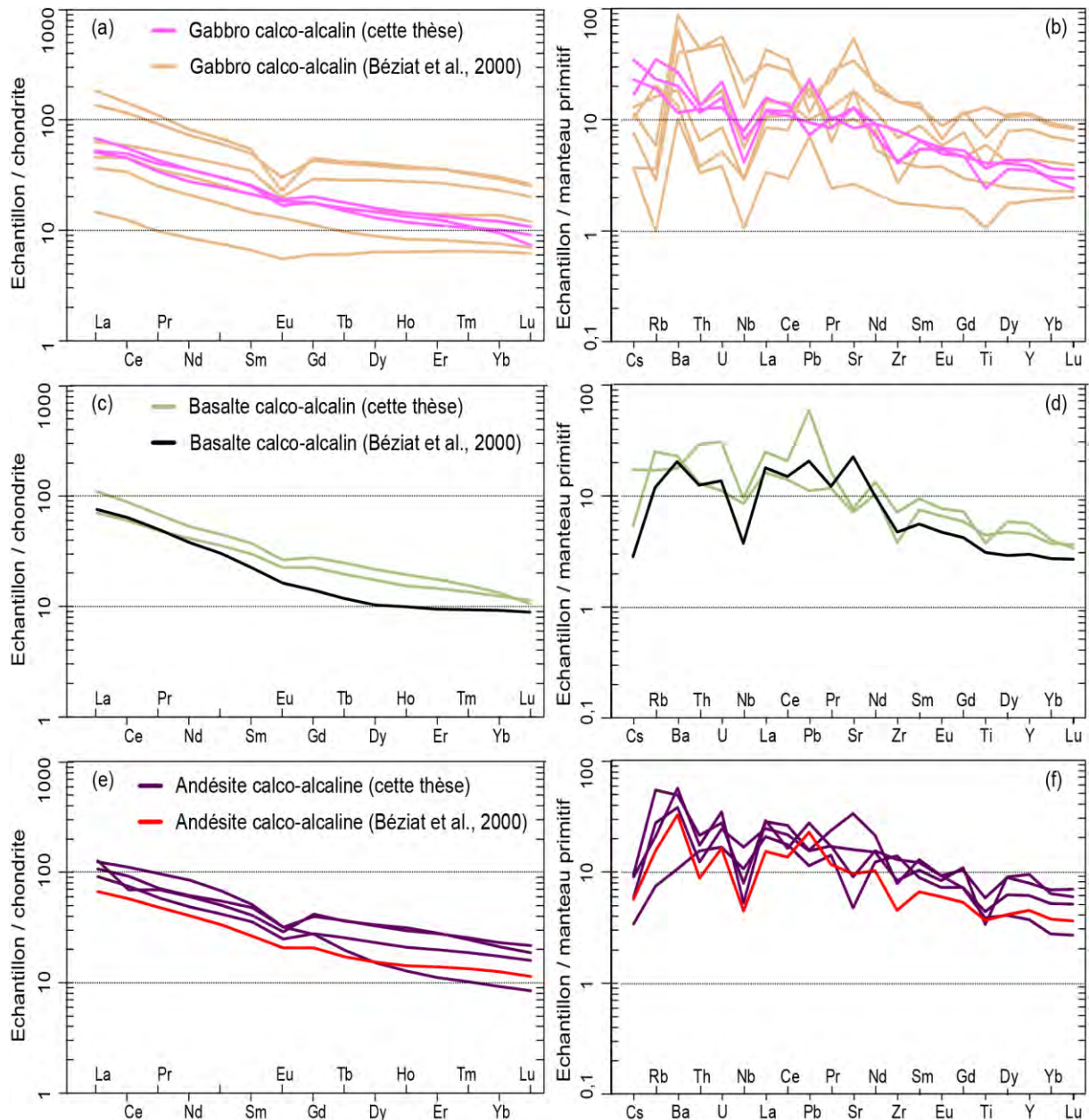


Figure 121: Spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) et diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des roches de la série calco-alkaline de Mako de la thèse comparés à celles de la série calco-alkaline étudiée par Béziat et al. (2000) à Loraboué au Burkina Faso (a, b, c, d, e et f).

V-4-3-2-2. Comparaison avec la série calco-alkaline de Liptako au Niger

Dans la ceinture verte de Liptako au Niger, la série calco-alkaline mafique analysée par Ama Salah et al. (1996) est représentée par des gabbros et des basaltes. Les gabbros calco-alkalins d'Ama Salah et al. (1996) ont des spectres de LREE proches ($La_N/Sm_N = 2,2 - 4,5$; $La_N/Yb_N = 3,2 - 10,7$) de ceux des gabbros calco-alkalins de Mako de cette thèse hormis les

filons de gabbros pegmatitiques ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 2,1 - 2,7$; $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 5,2 - 5,7$). Leurs HREE sont en revanche moins fractionnées que celles de Mako ($\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 1,1 - 1,9$ contre $1,7 - 1,9$) avec des anomalies négatives en Nb plus prononcées (**Fig. 122a et b**). Ces gabbros d'Ama Salah et al. (1996) présentent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) (0,701543) plus faibles mais des ϵNd (2,1 Ga) (+ 3,7) plus élevés que ceux des gabbros de Mako étudiés dans cette thèse ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) = 0,702130 et ϵNd (2,1 Ga) = + 2,6). Les basaltes montrent des LREE plus fractionnées ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 3,2 - 3,5$; $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 10,5 - 10,9$) et des HREE moins fractionnées ($\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 1,8 - 1,9$) que les basaltes calco-alcalins de Mako ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 2,4 - 2,9$; $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 5,7 - 8,2$, $\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 1,8 - 2,1$) avec des anomalies négatives en Nb plus marquées (**Fig. 122c et d**). Les compositions isotopiques des basaltes calco-alcalins de Liptako sont plus faibles ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) = 0,701592 et ϵNd (2,1 Ga) = + 1,5) que ceux trouvés dans les basaltes calco-alcalins de Mako ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga) = 0,702225 et ϵNd (2,1 Ga) = + 2,4).

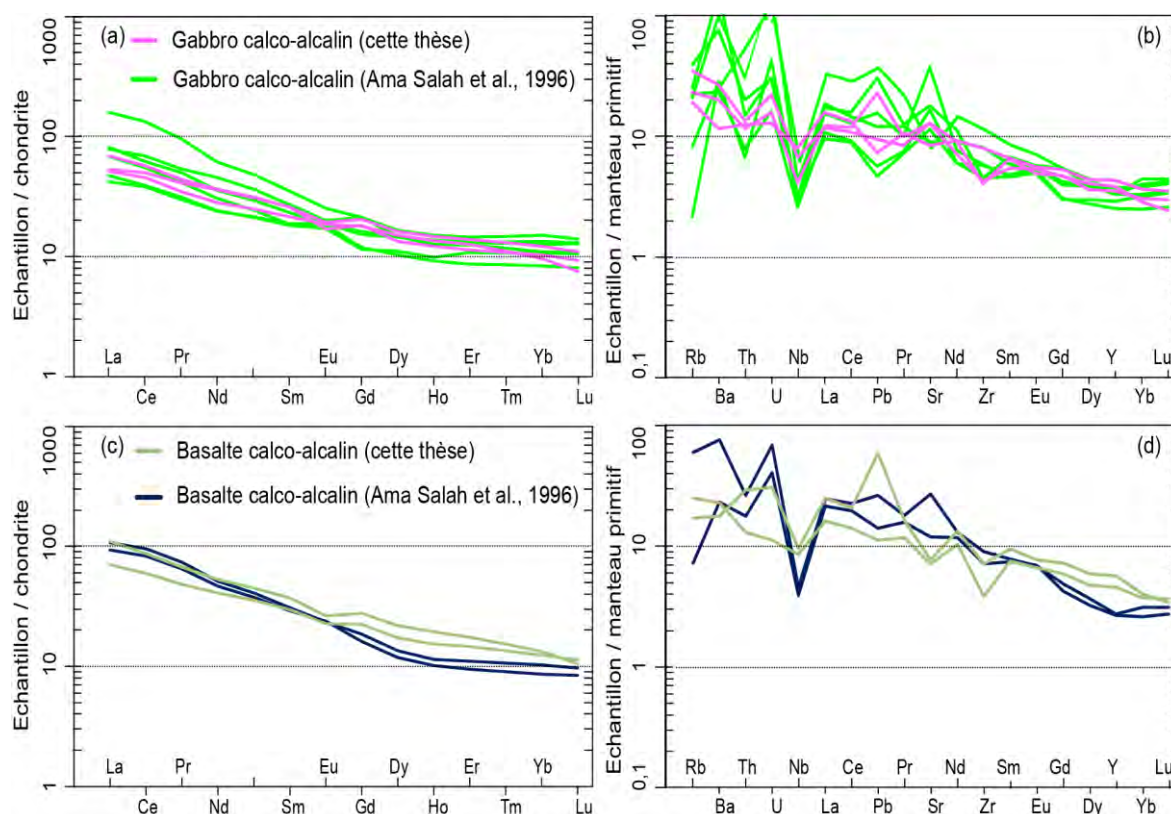


Figure 122: Spectres de terres rares normalisés aux chondrites NWA974 (Barrat et al., 2014) et diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des roches de la série calco-alcaline de Mako de la thèse comparées à celles de la série calco-alcaline étudiée par Ama Salah et al. (1996) à Liptako au Niger (a, b, c et d).

V-4-3-2-3. Conclusion partielle sur la comparaison avec la série calco-alcaline du COA

La série calco-alcaline de Mako se caractérise par des HREE plus fractionnées et des anomalies négatives en Nb moins prononcées que celles des séries équivalentes dans les autres segments du COA mises en place dans le même contexte d'arc volcanique insulaire (Ama Salah et al., 1996 à Liptako au Niger ; Béziat et al., 2000 à Loraboué au Burkina Faso ; Dampare et al., 2008 à Ashanti au Ghana et Sangaré, 2008 à Kadiolo au Mali).

Provinces et références	Lithologies	Caractéristiques géochimiques	Caractéristiques isotopiques	Contexte géodynamique
Mako (cette étude)	Gabbro	$La_N/Sm_N = 2,1 - 2,7$ $Gd_N/Yb_N = 1,7 - 1,9$ $La_N/Yb_N = 5,2 - 5,7$	$^{87}Sr/^{86}Sr (2,1 Ga) = 0,702130$ $\epsilon Nd (2,1 Ga) = + 2,6$	Arc insulaire
	Basalte	$La_N/Sm_N = 2,4 - 2,9$ $Gd_N/Yb_N = 1,8 - 2,1$ $La_N/Yb_N = 5,7 - 8,2$	$^{87}Sr/^{86}Sr (2,1 Ga) = 0,702225$ $\epsilon Nd (2,1 Ga) = + 2,4$	
	Andésite	$La_N/Sm_N = 2,2 - 3,1$ $Gd_N/Yb_N = 1,6 - 3$ $La_N/Yb_N = 4,7 - 13,5$	$^{87}Sr/^{86}Sr (2,1 Ga) = 0,704124$ $\epsilon Nd (2,1 Ga) = + 3,3$	
Parties centrale et méridionale du groupe de Mako (Diallo, 2001)	Andésite	$La_N/Sm_N = 1,6 - 3,4$ $Gd_N/Yb_N = 1,5 - 1,8$ $La_N/Yb_N = 4,7 - 18,4$		Arc insulaire
Partie méridionale du groupe de Mako (Ngom et al., 2007)	Andésite	$La_N/Sm_N = 1,7 - 3,9$ $La_N/Yb_N = 2,9 - 10,3$		Mise en place subaérienne
Partie septentrionale du groupe de Mako (Dioh, 1995 et Dioh et al., 2009)	Andésite	$La_N/Sm_N = 2 - 3,1$ $Gd_N/Yb_N = 2,2 - 2,6$ $La_N/Yb_N = 5,8 - 11,2$		Arc insulaire
Secteur de la Daléma (Ndiaye, 1995)	Andésite	$La_N/Sm_N = 3,1 - 4,2$ $Gd_N/Yb_N = 2,5 - 7,2$ $La_N/Yb_N = 19,8 - 48,9$		Arc insulaire
Loraboué au Burkina Faso (Béziat et al., 2000)	Gabbro	$La_N/Sm_N = 1,8 - 3,4$ $Gd_N/Yb_N = 0,9 - 1,5$ $La_N/Yb_N = 2,3 - 6,1$	$^{87}Sr/^{86}Sr (2,1 Ga) = 0,701870$ $\epsilon Nd (2,1 Ga) = + 2,3$	Arc insulaire
	Basalte	$La_N/Sm_N = 3,4$ $Gd_N/Yb_N = 8,2$ $La_N/Yb_N = 1,5$	$^{87}Sr/^{86}Sr (2,1 Ga) = 0,701651$ $\epsilon Nd (2,1 Ga) = + 17,5$	
	Andésite	$La_N/Sm_N = 2,5$ $Gd_N/Yb_N = 1,6$ $La_N/Yb_N = 5,3$	$^{87}Sr/^{86}Sr (2,1 Ga) = 0,702037$ $\epsilon Nd (2,1 Ga) = + 2,43$	
Liptako au Niger (Ama Salah et al., 1996)	Gabbro	$La_N/Sm_N = 2,2 - 4,5$ $Gd_N/Yb_N = 1,1 - 1,9$ $La_N/Yb_N = 3,2 - 10,7$	$^{87}Sr/^{86}Sr (2,1 Ga) = 0,701543$ $\epsilon Nd (2,1 Ga) = + 3,7$	Arc insulaire
	Basalte	$La_N/Sm_N = 3,2 - 3,5$ $Gd_N/Yb_N = 1,8 - 1,9$ $La_N/Yb_N = 10,5 - 10,9$	$^{87}Sr/^{86}Sr (2,1 Ga) = 0,701592$ $\epsilon Nd (2,1 Ga) = + 1,5$	

Tableau 14: Tableau récapitulatif des caractéristiques géochimiques des roches de la lignée calco-alcaline de cette étude comparées à celles étudiées dans les travaux antérieurs de la boutonnière de Kégougou-Kéniéba et dans les autres ceintures du COA.

QUATRIEME PARTIE: DISCUSSION ET CONCLUSION

GENEGALE

CHAPITRE VI : SYNTHÈSE ET DISCUSSION DES RESULTATS

L'étude pétrographique, minéralogique, géochimique (éléments majeurs et éléments en traces des roches et des minéraux) et isotopique de la série magmatique d'âge paléoprotérozoïque (hors granitoïdes) dans le site référence de Mako complétée par des données nouvelles sur le secteur de Loraboué (ceinture de roches vertes de Boromo au Burkina Faso) a permis de mettre en évidence d'une part la complexité de la série tholéitique avec deux types, les tholeiites 1 et les tholéiites 2 et d'autre part de caractériser trois sources magmatiques différentes, deux pour chacun des deux types de tholéiites et une pour les roches calco-alcalines, mettant en évidence une évolution du contexte géodynamique en trois stades. Ces résultats ont été discutés à la lumière des données bibliographiques sur la série de Mako mais également sur les séries de l'ensemble du COA.

VI-1. Pétrographie et minéralogie

Les observations de terrain permettent de distinguer sans ambiguïté les séries, les formations de la série calco-alcaline apparaissant sous forme de filons recoupant la série tholéitique. La série tholéitique volumétriquement la plus importante, est représentée par des roches mafiques (basalte, gabbro) et des roches ultramafiques (UM) (lherzolite, harzburgite, wehrlite). La série calco-alcaline est constituée par de nombreux filons de nature variée plus ou moins différenciés (gabbro, basalte, andésite, dacite, rhyolite).

VI-1-1. Roches mafiques

Les roches mafiques de Mako correspondent à des basaltes et à des gabbros. Les basaltes montrent deux types de structures : massive ou en coussin mais une même texture microlitique ou microlitique porphyrique alors que les gabbros sont caractérisés par une grande variété de textures : grenue, grenue porphyroïde, granophyrique, « rosette » et pegmatitique et une composition minéralogique identique à celle des basaltes (clinopyroxène, plagioclase, amphibole). Ces caractéristiques sont identiques à celles des autres roches mafiques du COA.

VI-1-2. Roches ultramafiques (UM)

A Mako, l'étude pétrographique et minéralogique conduit à discriminer deux types de roches UM, des lherzolites et des harzburgites d'une part et des wehrlites d'autre part. Ces

roches UM sont caractérisées par des phénomènes cumulatifs hétérogènes conduisant à des ségrégations minérales et donc à des variations modales non organisées responsables des trois types pétrographiques observés : lherzolite, harzburgite et $\pm$ wehrlite souvent associées dans un même massif (massif de Lamé) et lherzolite ou wehrlite formant des massifs monolithiques (massifs de Mako, Koulountou et Sofia). La harzburgite a été mise en évidence pour la première fois dans la boutonnière par cette étude. Les roches UM apparaissent en écailles en contact accidentel au sein des séries mafiques et volcano-sédimentaires. Elles présentent la même texture cumulative et la même paragenèse primaire constituée de chromite, d'olivine, de clinopyroxène et d'orthopyroxène en phase cumulus et d'amphibole et rarement de phlogopite en phase intercumulus. La différence est dans la présence de clinopyroxène et d'orthopyroxène ; ces minéraux apparaissent conjointement dans les lherzolites et dans certaines wehrlites qui leurs sont associées alors que seul l'orthopyroxène est présent dans les harzburgites et le clinopyroxène dans les massifs monolithiques de wehrlites. La présence de minéraux hydratés comme l'amphibole primaire (pargasite, édénite, magnésio-hornblende et tschermakite) et de phlogopite non reconnue dans les travaux antérieurs (Ngom, 1995; Ngom et al., 1998 et 2010; Cissokho, 2010) témoigne de l'importance de l'activité de l'eau (PHO₂) et de la fugacité d'oxygène traduisant le caractère hydraté du magma générateur des roches UM.

A Loraboué (ceinture de Boromo au Burkina Faso), les roches UM sont représentées par des dunites et des wehrlites (Béziat et al., 2000). Les roches UM de Mako et de Loraboué présentent la même texture cumulative et la même association pétrographique (dunite, lherzolite, harzburgite, wehrlite) que les UM des autres gisements du COA (Bouroum Yalogo au Burkina Faso (Ouédraogo, 1985); Katiola-Marabadiassa en Côte d'Ivoire (Pouclet et al., 2006) ; Ashanti au Ghana (Loh et Hirdes, 1999; Attoh et al., 2006; Dampare et al., 2019); Kadiolo au Mali (Sangaré, 2008)). La différence essentielle avec ces gisements correspond à la cristallisation précoce de chromite et à la cristallisation tardive d'amphibole primaire et de mica dans la séquence paragénétique des UM de Mako et de Loraboué.

L'ensemble des formations sont affectées par un métamorphisme régional de faciès schiste vert et un hydrothermalisme se traduisant par le développement d'une paragenèse secondaire composée d'actinote, épidote, quartz, albite, calcite, chlorite, rutile, titanite, séricite, goethite, serpentine, magnétite et hématite.

VI-2. Caractères géochimiques et isotopiques

L'étude géochimique et isotopique permet la discrimination des différentes roches avec la mise en évidence de deux lignées tholéitiques (1 et 2) recoupées par une lignée calco-alcaline. La lignée tholéitique 1 constituée par des roches UM (lherzolites, harzburgites) associées à des gabbros et des basaltes est caractérisée par des spectres déprimés et plats pour les LREE et les MREE ($La_N/Nd_N = 0,8 - 1,1$; $Sm_N/Gd_N = 0,9 - 1,1$; $La_N/Yb_N = 0,8 - 2$) (**Fig. 86a**). La lignée tholéitique 2 représentée par des roches UM (wehrlites), des gabbros et des basaltes est plus enrichie (44 fois les chondrites) et plus fractionnée en LREE et MREE ($La_N/Nd_N = 1,1 - 1,5$; $Sm_N/Gd_N = 1 - 1,2$) avec un fractionnement LREE/HREE plus marqué ($La_N/Yb_N : 2 - 3,7$) (**Fig. 86c**). Enfin la lignée calco-alcaline montre par rapport aux roches des lignées tholéitiques 1 et 2 des spectres nettement plus enrichis en LREE et MREE ($La_N/Nd_N = 1,5 - 2,2$; $Sm_N/Gd_N = 1 - 1,9$) et plus appauvris en HREE ($Dy_N/Yb_N = 1,4 - 2,1$) avec un fractionnement LREE/HREE encore plus marqué ($La_N/Yb_N = 4,7 - 14$) et des anomalies négatives en Nb et en Ti caractéristiques (**Fig. 86e et f**). Cette lignée calco-alcaline formée par des roches mafiques à différenciées avec gabbros, basaltes, andésites, dacites et rhyolites à Mako est en outre illustrée par la présence de roches UM (wehrlites et dunites) affleurant à Loraboué (Béziat et al., 2000). Les caractéristiques géochimiques (éléments majeurs et éléments en traces et autres REE des roches et des minéraux) des roches UM calco-alcalines de Loraboué et des minéraux constituants suggèrent une source magmatique plus évoluée. On observe ainsi une évolution dans la nature des magmas, les différentes lignées tholéitiques et calco-alcaline dérivant de liquides à l'équilibre avec une source de plus en plus enrichie en LREE et en MREE. Les trois lignées magmatiques évoluent chacune par cristallisation fractionnée avec la diminution continue des teneurs en éléments compatibles (Ni, Cr) et en MgO et conjointement l'augmentation des teneurs des éléments incompatibles (Nb, Y), du TiO_2 et de Al_2O_3 des termes les plus primitifs aux termes les plus différenciés. Cette différenciation débute par le fractionnement des chromites et des minéraux ferromagnésiens (olivine, pyroxène, amphibole) dans les roches UM et est relayée par celle des plagioclases et des oxydes ferro-titanés dans les roches mafiques et intermédiaires.

La discrimination des trois lignées magmatiques à partir des données en REE est encore confirmée par les données isotopiques. La lignée tholéitique 1 ($^{87}Sr/^{86}Sr$ (2,1 Ga) = $0,701882 \pm 10$ et ϵNd (2,1 Ga) = $+3,6 \pm 0,01$) (**Fig. 97**) est issue d'une source plus juvénile alors que les lignées tholéitique 2 ($^{87}Sr/^{86}Sr$ (2,1 Ga) = $0,703214 \pm 9$ et ϵNd (2,1 Ga) = $+3,4 \pm 0,01$) et calco-alcaline ($^{87}Sr/^{86}Sr$ (2,1 Ga) = $0,702039 \pm 9$ et ϵNd (2,1 Ga) = $+2,8 \pm 0,02$)

proviennent de sources respectivement plus enrichies. Les valeurs positives en ϵNd (2,1 Ga) et la tendance évolutive MORB vers arc vont à l'encontre d'une origine liée à une plume mantellique comme l'ont envisagée Abouchami et al. (1990) et sont également incompatibles avec une contamination par un composant crustal comme envisagé par Pawlig et al. (2006) à Mako, par Boher et al. (1992) en Guinée, par Kouamélan et al. (1997 et 2018) en Côte d'Ivoire et par Dampare et al. (2019) au Ghana.

En conclusion, le résultat majeur de notre étude est la mise en évidence dans la croûte paléoprotérozoïque de trois suites magmatiques issues de trois sources différentes aussi bien au niveau des roches mafiques qu'au niveau des roches UM. Dans les roches UM, trois types d'association ont été reconnues. Elles sont reliées respectivement aux tholéiites 1, aux tholéiites 2 et aux roches calco-alcaline alors que pour la plupart des auteurs les UM de Mako (Ngom, 1995 ; Ngom et al., 1998 et 2010 ; Cissokho, 2010 ; Dabo et al., 2017) mais aussi celles d'Ashanti au Ghana (Loh et Hirdes, 1999 ; Attoh et al., 2006 ; Dampare et al., 2019), de Katiola-Marabadiassa en Côte d'Ivoire (Pouclet et al., 2006), de Bouroum Yalogo au Burkina Faso (Ouédraogo, 1985) et de Kadiolo au Mali (Sangaré, 2008) correspondent à une seule entité associée à la série tholéiitique des différentes ceintures considérée comme homogène (pas de différenciation tholéiites 1, tholéiites 2). Enfin, les UM de Loraboué (Béziat et al., 2000) sont les seules UM associées à la série calco-alcaline décrites dans le COA.

En ce qui concerne les roches mafiques, s'il existe un consensus sur la suite calco-alcaline, les données bibliographiques sont contradictoires ou variables sur les roches tholéiitiques. Ainsi, pour certains auteurs l'existence de deux types de tholéiites est clairement soulignée (Zonou, 1987 et Baratoux et al., 2011 au Burkina Faso; Ama Salah et al., 1996 au Niger et Pouclet et al., 1997 en Côte d'Ivoire) sans qu'il soit fait allusion à deux contextes géodynamiques différents alors que pour d'autres un seul type de tholéiites, soit tholéiites 1 soit tholéiites 2, est reconnu (Dia, 1988 ; Abouchami et al., 1990 ; Diallo, 1994 ; Dioh, 1995 ; Ngom, 1995 ; Diallo, 2001 ; Pawlig et al., 2006 ; Ngom et al., 2007 et 2010 à Mako; Sangaré, 2008 au Mali; Loh et Hirdes, 1999 ; Attoh et al., 2006 ; Dampare et al., 2008, 2009 et 2019 au Ghana).

VI-3. Contexte géodynamique

La définition du contexte géodynamique de formation des séries magmatiques est un des sujets majeurs de la géologie du COA. En effet, si le contexte géodynamique de la formation de la série calco-alcaline fait l'objet d'un consensus; - l'ensemble des auteurs

associent cette série à un arc volcanique formé dans un contexte de subduction (Bassot, 1987 ; Dia, 1988 ; Boher et al., 1992 ; Sylvester et Atttoh, 1992 ; Diallo, 1994 ; Dioh, 1995 ; Ama Salah et al., 1996 ; Béziat et al., 2000 ; Moussolo, 2000 ; Diallo, 2001 ; Lahondère et al., 2002 ; Pawlig et al., 2006 ; Sangaré, 2008 ; Dioh et al., 2009 ; Théveniaut et al., 2010 ; Gozo et al., 2015 ; Gozo, 2017) ; - le contexte de formation de la série tholéiitique est controversé et de nombreux et différents modèles ont été proposés en particulier pour la série de Mako. Ainsi, la série tholéiitique de Mako est selon les différents auteurs formée dans un contexte de : i) MORB (Ngom, 1995 ; Ngom et al., 2007 ; Théveniaut et al., 2010); ii) plateau océanique (Abouchami et al., 1990 ; Cissokho, 2010 ; Ngom et al., 2010) ; iii) arc (Dia, 1988; Diallo, 2001 ; Pawlig et al., 2006) ; iv) transition entre MORB et arc (Dioh, 1995) et v) MORB ou OIB (Dabo et al., 2017). Dans l'ensemble du COA, certains travaux concluent à une mise en place des roches tholéiitiques dans un contexte de N-MORB (Zonou, 1987 à Bouroum-Nord au Burkina Faso) alors que d'autres proposent une mise en place dans un domaine d'arc (Ama Salah et al., 1996 à Liptako au Niger; Béziat et al., 2000 à Loraboué et Baratoux et al., 2011 à Boromo et à Houndé au Burkina Faso; Sangaré, 2008 à Kadiolo au Mali et Sylvester et Atttoh, 1992 ; Atttoh et al., 2006 et Dampare et al., 2008, 2009 et 2019 à Ashanti au Ghana) ou de plateau océanique (Abouchami et al., 1990 en Mauritanie, en Côte d'Ivoire, au Burkina Faso et au Niger; Pouclet et al., 1996 et 2006 en Haute-Comoé et à Katiola-Marabadiassa en Côte d'Ivoire; Baratoux et al., 2011 à Boromo et à Houndé au Burkina Faso).

Notre étude montre que dans la région de Mako, la série tholéiitique est duale avec des tholéiites 1 et des tholéiites 2 issues de deux sources différentes correspondant à deux contextes géodynamiques différents. Ainsi, la comparaison des données géochimiques (essentiellement les traces et les spectres de REE) (**Fig. 99**) et isotopiques (**Fig. 101**) avec celles de sites géodynamiques bien identifiés indique que la lignée tholéiitique 1 a des signatures comparables aux MORBs comme ceux de la dorsale du Pacifique alors que la lignée tholéiitique 2 tout comme la lignée calco-alcaline sont compatibles avec des séries mises en place dans un environnement d'arc comme celui des Mariannes et des Nouvelles Hébrides. Ce modèle est soutenu par le recouvrement des données isotopiques de Mako et du COA avec celles des formations actuelles (Pacifique, Mariannes et Nouvelles Hébrides) dans le diagramme ϵ_{Nd} (2,1 Ga) en fonction de $\alpha(Sm/Nd)$ lorsqu'on se corrige des 2,1 Ga d'évolution du manteau (**Fig. 101**). Le contexte de MORB de la lignée tholéiitique 1 est identique à celui qu'avaient proposé Zonou (1987) à Bouroum et Ngom (1995), Ngom et al. (2007) et Théveniaut et al. (2010) à Mako. Celui d'arc volcanique de la lignée tholéiitique 2

est comparable à celui déjà décrit dans le groupe de Mako par Dia (1988), Diallo (2001) et Pawlig et al. (2006) et dans le COA en particulier à Liptako au Niger par Ama Salah et al. (1996); à Loraboué au Burkina Faso par Béziat et al. (2000) et à Kadiolo au Mali par Sangaré (2008) et différent du contexte d'arrière arc proposé à Ashanti au Ghana par Attoh et al. (2006) et Dampare et al. (2008, 2009 et 2019). En revanche, le contexte de plateau océanique évoqué pour les roches de Mako par Abouchami et al. (1990) puis par Cissokho (2010) et par Ngom et al. (2010) ne nous paraît pas justifié, tant par leur caractéristique géochimique (présence d'anomalies négatives en Nb dans les roches mafiques de la deuxième lignée tholéiitique) que géologique (disposition des formations magmatiques mafiques en alternance avec des méta-sédiments (quartzites), voire dans la partie médiane de la série de Mako avec des métapélites et des carbonates (Bassot, 1966 ; Debat et al., 1984 ; Ngom, 1985 ; Diallo, 1994). Enfin, le contexte transitionnel entre les MORBs et les IAT qui a été proposé par Dioh (1995) dans le groupe de Mako pourrait être expliqué par l'hétérogénéité géochimique de la série tholéiitique déjà évoquée précédemment.

En tenant compte des nouveaux résultats de cette thèse et des données disponibles dans la littérature, nous pouvons proposer pour le groupe de Mako l'évolution géodynamique suivante (**Fig. 123**):

A-Ouverture d'un océan entraînant la mise en place un magmatisme tholéiitique issu d'une source mantellique non contaminée à l'origine des roches de la lignée tholéiitique 1, ces dernières ayant des caractéristiques proches des MORB ;

B-Subduction intra-océanique entraînant la formation d'un arc insulaire immature dans lequel se met en place un magmatisme tholéiitique issu d'une source mantellique faiblement métasomatisée à l'origine des roches de la lignée tholéiitique 2 ;

C-Maturation de l'arc insulaire conduisant à la formation d'un magmatisme calco-alcalin et la mise en place d'une première génération de plutons granitiques (~ 2,20 - 2,16 Ga ; Vidal et al., 1996 ; Dia et al., 1997 ; Gueye et al., 2007) ;

D-Accrétion de l'arc au craton pendant l'orogénèse éburnéenne (2,15 - 2,00 Ga ; Block et al. 2015). Celle-ci se traduit par une déformation majeure des séries d'âge paléoprotérozoïque synchrone de la mise en place d'une seconde génération de plutons granitiques et par le développement dans la zone de contact entre la ceinture de Mako et la série du Dialé-Daléma d'une zone de transition appelée MTZ par Ledru et al. (1989 et 1991). Cette zone de forte

déformation est caractérisée par le développement de grands accidents NNE-SSW permettant la mise en place des écaïlles de roches UM profondes au sein des séries sédimentaires et volcaniques superficielles.

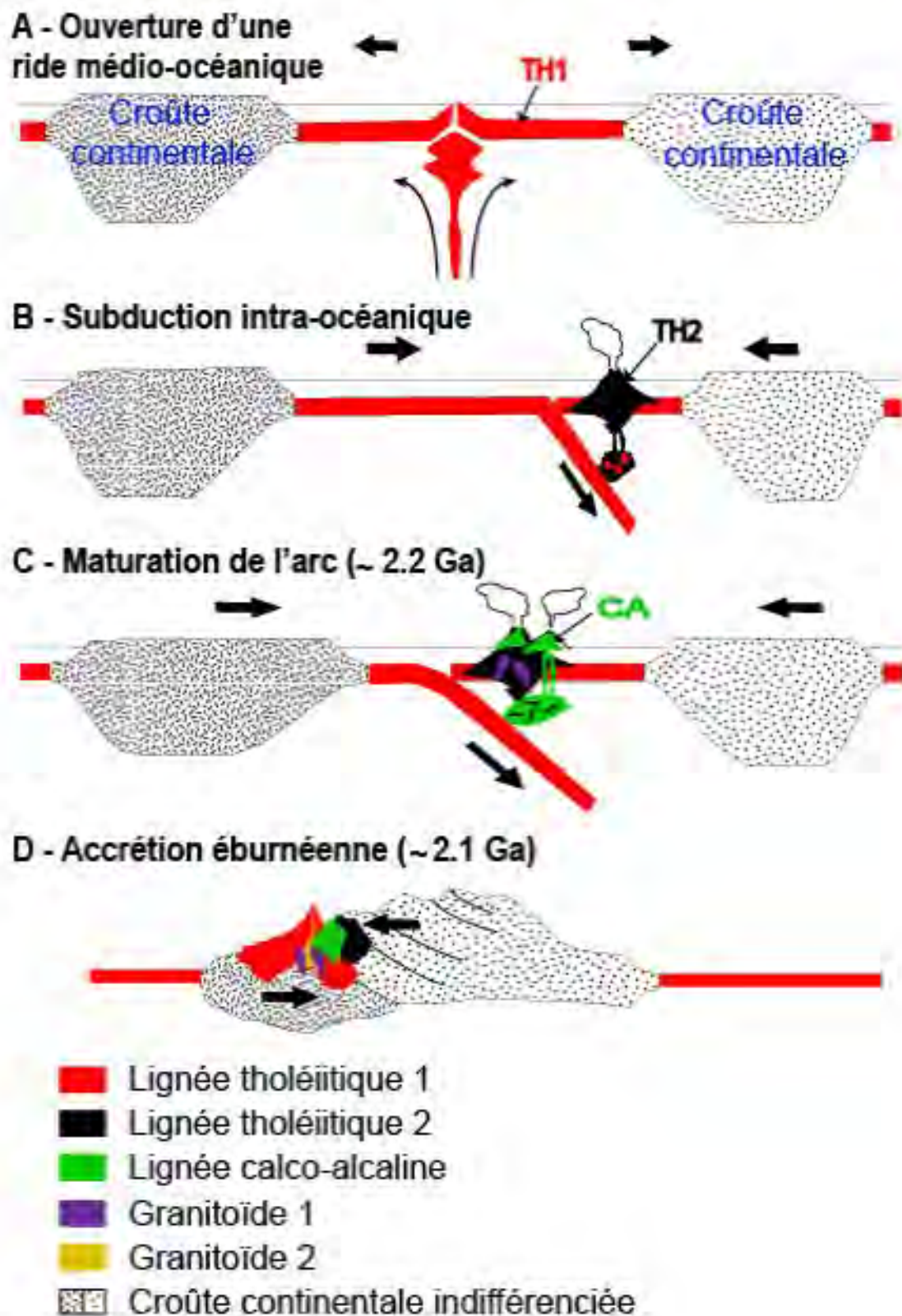


Figure 123 : Modèle schématique du contexte géodynamique du secteur de Mako.

VI-4. Perspectives

Les travaux réalisés au cours de cette thèse apportent des résultats inédits pour la compréhension du schéma d'évolution géodynamique du groupe de Mako en particulier et du COA en général. Cependant, certains points restent en suspens au terme de cette étude et méritent d'être abordés pour compléter ces travaux. Ainsi, l'approche combinant l'étude de terrain, l'étude pétrographique et minéralogique, l'étude géochimique des roches et des minéraux et l'étude isotopique peut être appliquée à différents problèmes non encore abordés. Il s'agit de :

- 1) la définition de la série calco-alkaline à l'échelle de la boutonnière. Cette série recoupe à la fois la série tholéiitique de Mako et la série sédimentaire du Dialé-Daléma et les études préliminaires font apparaître des différences au niveau de la géochimie des roches et minéraux pyroxènes et amphiboles primaires entre les roches affleurant dans les deux séries,
- 2) la caractérisation de la source des granitoïdes. Dans la boutonnière, les travaux récents font apparaître qu'un cortège de granitoïdes ayant des caractéristiques pétrographiques et géochimiques différentes (granitoïdes à amphibole ; granitoïde à Opx et Cpx ; granitoïde à biotite) se sont mis en place quasi simultanément (2080 à 2160 Ma ; Dioh et al., 2006). Des études isotopiques coordonnées permettraient peut être d'expliquer cette variété.
- 3) l'analyse de l'évolution tectonique dans le contexte géodynamique avec notamment le problème de la formation de la zone de forte déformation située à la limite des séries de Mako et du Dialé-Daléma et où affleurent les écailles de roches ultramafiques.

Dans un cadre plus étendu, il apparaît nécessaire d'étudier d'autres complexes mafiques/ultramafiques; initialement nous avons envisagé, dans le cadre de cette thèse, l'étude des massifs de roches mafiques / ultramafiques de Touban qui affleurent dans la ceinture de Kadiolo au Mali. Par manque de temps, ce projet a dû être abandonné mais celui-ci pourrait être reconsidéré à l'issue de ce travail de thèse car il permettrait d'apporter de nouvelles informations sur l'évolution géodynamique de cette région du COA. De plus, ces massifs renferment des minéralisations de Cr et de Ni, qui n'ont jamais fait l'objet d'études approfondies, la plupart des études métallogéniques au Mali se focalisant sur l'or.

BIBLIOGRAPHIE

- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A., Albarède, F., 1990. A major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *Geophys. Res. Lett.* **95**, 17605-17629.
- Albarède, F., 1998. The growth of continental crust. *Tectonophysics* **296**, 1-14.
- Allibone, A.H., McCuaig, T.C., Harris, D., Etheridge, M.A., Munroe, S., Byrne, D., Amanor, J., Gyapong, W., 2002. Structural controls on gold mineralization at the Ashanti gold deposit, Obuasi, Ghana. *Soc. Econ. Geol. Spec. Publ.* **9**, 65-93.
- Alric, G., 1990. Géochimie du volcanisme Birimien (Protérozoïque inférieur) de l'unité de la Haute-Comoé: N-E de la Côte d'Ivoire: premiers résultats. *J. Afr. Earth Sci.* **10**, 669-681.
- Alt, J.C., Shanks, W.C., III Jackson, M.C., 1993. Cycling of sulfur in subduction zones: the geochemistry of sulfur in the Mariana island arc and back-arc trough. *Earth Planet. Sci. Lett.* **119**, 477-494.
- Ama-Salah, I., Liégeois, J.P., Pouclet, A., 1996. Evolution d'un arc insulaire océanique birimien précoce au Liptako nigérien (Sirba): géologie, géochronologie et géochimie. *J. Afr. Sci.* **22**, 235-254.
- Attoh, K., Evans, M.J., Bickford, M.E., 2006. Geochemistry of an ultramafic-rodingite rock association in the Paleoproterozoic Dixcove greenstone belt, Southwestern Ghana. *J. Afr. Earth Sci.* **45**, 333-346. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.03.010>
- Bach, W., Erzinger, J., 1995. Volatile components in basalts and basaltic glasses from the EPR at 9 degree 30 N. *Proc. Odp. Sci. results* **142**, 23-29.
- Baratoux, L., Metelka, V., Naba, S., Jessell, M.W., Grégoire, M., Ganne, J., 2011. Juvenile Paleoproterozoic crust evolution during the Eburnean Orogeny (2.2–2.0 Ga), Western Burkina Faso. *Precambrian Res.* **191**, 18-45.
- Barrat, I.A., Zanda, B., Jambon, A., Bollinger, C., 2014. The lithophile trace elements in enstatite chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **128**, 71-94.
- Barrat, J.A., Keller, F., Amossé, J., Taylor, R.N., Nesbitt, R.W., Hirata, T., 1996. Determination of Rare Earth Elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostand. Newsl.* **20**, 133-139.
- Bassot, J.P., 1997. Albitisations dans le Paléoprotérozoïque de l'Est Sénégal: relations avec les minéralisations ferrières de la rive gauche de la Falémé. *J. Afr. Earth Sci.* **25**, 353-367.
- Bassot, J.P., 1987. Le complexe volcano-plutonique calcoalcalin de la rivière Daléma (Est Sénégal): discussion de sa signification géodynamique dans le cadre de l'orogénèse éburnéenne (Protérozoïque inférieur). *J. Afr. Earth Sci.* **6**, 505-519.
- Bassot, J.P., 1966. Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins Guinéo Maliens. *Mémoire BRGM* No. 40.
- Bassot, J.P., 1963. Etude géologique du Sénégal oriental et des confins guinéo-maliens. Thèse de doct. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, France. Bull. N° 1, Service des Mines, Sénégal (1966). *Mem. Bur. Rech. geol. min. Fr.* **40**.

- Bassot, J.P., Caen-Vachette, M., 1984. Données géochronologiques et géochimiques nouvelles sur les granitoïdes de l'Est du Sénégal: implications sur l'histoire géologique du Birimien de cette région. *J. Eds. Afr. Tervuren Belg.* 196-209.
- Bassot, J.P., Dommanget, A., 1986. Mise en évidence d'un accident majeur affectant le Protérozoïque inférieur des confins Sénégal-maliens. *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris* T. 302, Série II, N° 17, 1101-1106.
- Batiza, R., Niu, Y., Karsten, J.L., Boger, W., Potts, E., Norby, L., Butler, R., 1996. Steady and non-steady state magma chambers below the East Pacific rise. *Geophys. Res. Lett.* **23**, 221-224. <https://doi.org/10.1029/95GL00016>
- Ben Othman, Allegre, D., Claude, J., 1990. U-Th Systematics at 13 degree N East Pacific ridge segment. *Earth Planet. Sci. Lett.* **98**, 129-137.
- Ben Othman, D., Polvé, M., Allègre, C.J., 1984. Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature* **307**, 510-515.
- Bessoles, B., 1977. Géologie de l'Afrique. Le craton ouest- africain. *Mémoire BRGM*, Paris, 88 p.
- Béziat, D., Bourges, F., Debat, P., Fuchs, Y., Lompo, M., Martin, F., Nikiéma, S., Tollon, F., 1999. The Guibaré and FétéKolé goldbearing tourmaline-quartz veins in the Birimian greenstone belts of Burkina Faso. *Can. Miner.* **37**, 575-591.
- Béziat, D., Bourges, F., Debat, P., Lompo, M., Martin, F., Tollon, F., 2000. A Paleoproterozoic ultramafic-mafic assemblage and associated volcanic rocks of the Boromo greenstone belt: fractionates originating from island-arc volcanic activity in the West African craton. *Precambrian Res.* **101**, 25-47.
- Béziat, D., Bourges, F., Debat, P., Lompo, M., Tollon, F., Zonou, S., 1998. Albitites et listvénites: sites de concentration aurifère inédits dans les ceintures de roches vertes Birimiennes fortement hydrothermalisées du Burkina Faso. *Bull. Soc. Géol. Fr.* **169**, 563-571.
- Béziat, D., Dubois, M., Debat, P., Nikiéma, S., Salvi, S., Tollon, F., 2008. Gold metallogeny in the Birimian Craton of Burkina Faso (West Africa). *J. Afr. Earth Sci.* **50**, 215-233. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2007.09.017>
- Black, R., 1980. Precambrian of West Africa. *Episodes* **4**, 3-4.
- Block, S., Ganne, J., Baratoux, L., Zeh, A., Parra-Avila, L.A., Jessell, M., Ailleres, L., Siebenaller, L., 2015. Petrological and geochronological constraints on lower crust exhumation during Paleoproterozoic (Eburnean) orogeny, NW Ghana, West African Craton. *J. Metamorph. Geol.* **33**, 463-494. <https://doi.org/10.1111/jmg.12129>
- Bloomer, S.H., Hawkins, J.W.JR., 1987. Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench. *Contrib. Miner. Pet.* **97**, 361-377.
- Bloomer, S.H., Stern, R.J., Fisk, E., Geschwind, C.H., 1989. Shoshinitic volcanism in the Northern Mariana arc: Mineralogic and major and trace element characteristics. *J. Geophys. Res.* **B94**, 4469-4496.
- Bodinier, J.-L., Godard, M., 2003. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites, in: treatise on geochemistry. *Elsevier*, pp. 1-73. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/02004-1>
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarede, F., Arndt, N.T., 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *J. Geophys. Res.* **97**, 345-369. <https://doi.org/10.1029/91JB01640>

- Bonhomme, M., 1962. Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, No. 5
- Bossière, G., Bonkougou, I., Peucat, J.J., Pupin, J.P., 1996. Origin and age of Paleoproterozoic conglomerates and sandstones of the Tarkwaian group in Burkina Faso, West Africa. *Precambrian Res.* 153-172.
- Bourges, F., Debat, P., Tollon, F., Munoz, M., Ingles, J., 1998. The geology of the Taparko gold deposit, Birimian greenstone belt, Burkina Faso, West Africa. *Min. Depos.* **33**, 591-605.
- Bourges, F., Baras, E., Debat, P., Grandin, G., Parisot, J.C., Tollon, F., 1994. Relations entre les cristallisations de quartz et les concentrations aurifères dans les sillons Birimiens de Bouroum–Yalogo (NE du Burkina Faso). *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris* No. **319**, 543-550.
- Burg, J.-P., Bodinier, J.-L., Gerya, T., Bedini, R.-M., Boudier, F., Dautria, J.-M., Prikhodko, V., Efimov, A., Pupier, E., Balanec, J.-L., 2009. Translithospheric mantle diapirism: geological evidence and numerical modelling of the Kondyor zoned ultramafic complex (Russian Far-East). *J. Petrol.* **50**, 289-321.
- Byers, C.D., Garcia, M.O., Muenow, D.W., 1986. Volatiles in basaltic glasses from the East Pacific rise at 218N: implications for MORB sources and submarine lava flow morphology. *Earth Planet. Sci. Lett.* **79**, 9-20.
- Cahen, L., Snelling, N.J., Vail, J.R., 1984. The geochronology and evolution of Africa. Univ. d'Oxford Press.
- Calvez, J.Y., Feybesse, J.L., Ledru, P., Milesi, J.P., 1990. Géochronologie du Protérozoïque inférieur du craton Ouest Africain (méthode d'évaporation directe de zircons isolés). In : 13^{ème} réunion des Sciences de la Terre, *Abstracts*, Grenoble, France.
- Castaing, C., Billa, M., Milesi, J.P., Thiéblemont, D., Le Metour, J., Egal, E., Donzeau, M. (BRGM) (coordonnateurs), Guerrot, C., Cocherie, E.A., Chevremont, P., Tegye, M., Itard, Y. (BRGM), Zida, B., Ouédraogo, I., Koté, S., Kaboré, B.E., Ouédraogo, C. (BUMIGEB), Ki, J.C., Zunino, C. (ANTEA), 2003. Notice explicative de la Carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1 000 000.
- Castillo, P.R., Klein, E., Bender, J., Langmuir, C., Shirey, S., Batiza, R., White, W., 2000. Petrology and Sr, Nd, and Pb isotope geochemistry of mid-ocean ridge basalt glasses from the 11°45'N to 15°00'N segment of the East Pacific rise. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **1**, 1011. <https://doi.org/10.1029/1999GC000024>
- Cissokho, S., 2010. Etude géologique du secteur de Mako (partie méridionale du super-groupe de Mako, boutonnière de Kédougou-Kéniéba, Sénégal oriental) : implications sur la diversité magmatique. Thèse de doctorat 3^{ème} cycle, Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, Sénégal, 160 p.
- Cohen, R.S., Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., 1980. U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr systematics of mid-ocean ridge basalt glasses. *Nature* **283**, 149-153.
- Condie, K.C., 2000. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics* **322**, 153-162.
- Condie, K.C., 1994. Archean crustal evolution in: Windley, B.F. (Ed.). *Dev. Precamb. Geol.* Elsevier 528.

- Condie, K.C., 1976. Trace-element geochemistry of Archean greenstone belts Rev. *Earth Planet. Sci. Lett.* **12**, 393-417.
- Condie, K.C., Viljoen, M. I., Kable, E.J.O., 1977. Effects of alteration on elements distributions in Archean tholeiites from the Barberton greenstones belt. *South Afr. Contrib. Miner. Pet.* **64**, 75-89.
- Cordier, C., Benoit, M., Hemond, C., Dymont, J., Le Gall, B., Briaies, A., Kitazawa, M., 2010. Time scales of melt extraction revealed by distribution of lava composition across a ridge axis. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **11**.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. Unwin Hyman Ltd. *Lond. U. K.* 450 p.
- Dabo, M., Aïfa, T., 2011. Late Eburnean deformation in the Kolia-Boboti sedimentary basin, Kédougou-Kéniéba Inlier, Sénégal. *J. Afr. Earth Sci.* **60**, 106-16. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2011.02.005>
- Dabo, M., Aïfa, T., Gning, I., Faye, M., Ba, M.F., Ngom, P.M., 2017. Lithological architecture and petrography of the Mako Birimian greenstone belt, Kédougou-Kéniéba Inlier, Eastern Senegal. *J. Afr. Earth Sci.* **131**, 128-144.
- Dampare, S., Shibata, T., Asiedu, D., Okono, O., Manu, J., Sakyi, P., 2009. Sr–Nd isotopic compositions of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana. *Earth Sci. Rep.* **16**, 9-28.
- Dampare, S.B., Shibata, T., Asiedu, D.K., Okano, O., Osae, S.K.D., Atta-Peters, D., Sakyi, P.A., 2019. Ultramafic-mafic and granitoids supra-subduction magmatism in the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: evidence from geochemistry and Nd isotopes. *J. Geol.* <https://doi.org/10.1002/gj.3512>
- Dampare, S.B., Shibata, T., Asiedu, D.K., Osae, S., Banoeng-Yakubo, B., 2008. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: petrogenetic and tectonic setting implications. *Precambrian Res.* **162**, 403-423. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.10.001>
- Davis, D.W., Hirdes, W., Schaltegger, U., Nunoo, E.A., 1994. U–Pb age constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana West Africa. *Precambrian Res.* **67**, 89-107.
- de Kock, G.S., Armstrong, R.A., Siegfried, H.P., Thomas, E., 2011. Geochronology of the Birim Supergroup of the West African craton in the Wa-Bolé region of west-central Ghana: implications for the stratigraphic framework. *J. Afr. Earth Sci.* **59**, 1-40. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2010.08.001>
- Debat, P., Diallo, D.P., Ngom, P.M., Rollet, M., Seyler, M., 1984. La série de Mako dans ses parties centrale et méridionale (Sénégal Oriental, Afrique de l'ouest). Précisions sur l'évolution de la série volcanosédimentaire et données géochimiques préliminaires sur les formations magmatiques post-tectoniques. *J. Afr. Earth Sci.* **2**, 71-79. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(84\)90023-X](https://doi.org/10.1016/0899-5362(84)90023-X)
- Debat, P., Nikiéma, S., Mercier, A., Lompo, M., Béziat, D., Bourges, F., Roddaz, M., Salvi, S., Tollon, F., Wenmenga, U., 2003. A new metamorphic constraint for the Eburnean orogeny from Paleoproterozoic formations of the Man shield (Aribinda and Tampelga countries, Burkina Faso). *Precambrian Res.* **123**, 47-65.

- Debat, P., Oudin, C., Valero, J., 1989. Emplacement and evolution of a synkinematic pluton Saraya granite (Senegal, W. Africa). *Bull. Soc. Geol. Fr.* **162**, 1075-1082.
- DePaolo, D.J., 1988. Neodymium isotope geochemistry, minerals and rocks. *Springer Berlin Heidelberg*. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-48916-7>
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.* **3**, 249-252. <https://doi.org/10.1029/GL003i005p00249>
- Dia, A., 1988. Caractère et signification des complexes magmatiques et métamorphiques du secteur de Sandikounda-Laminia (Nord de la boutonnière de Kédougou, Est du Sénégal) : Un modèle géodynamique du Birimien de l'Afrique de l'Ouest. Thèse de doctorat d'état, Univ. Cheikh Anta Diop de Dakar, Sénégal, 351 p.
- Dia, A., Van Schmus, W.R., Kröner, A., 1997. Isotopic constraints on the age and formation of a Paleoproterozoic volcanic arc complex in the Kedougou Inlier, Eastern Senegal, West Africa. *J. Afr. Earth Sci.* **24**, 197-213.
- Diallo, D.P., 2001. Le paléovolcanisme de la bordure occidentale de la boutonnière de Kédougou, Paléoprotérozoïque du Sénégal oriental : incidences géotectoniques. *J. Afr. Earth Sci.* **32**, 919-940.
- Diallo, D.P., 1994. Caractérisation d'une portion de croûte d'âge protérozoïque inférieur du craton Ouest-africain : cas de l'encaissant des granitoïdes dans le super-groupe de Mako (boutonnière de Kédougou). Implications géodynamiques. Thèse de doctorat d'état, Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, Sénégal, 446 p.
- Diallo, D.P., 1983. Contribution à l'étude géologique de la série du Dialé (Birimien) dans les monts Bassaris-Sénégal oriental (secteur de Bandafassi-Ibel-Ndébou-Landiéné). Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, Sénégal, 185 p.
- Diatta, F., Ndiaye, P.M., Diène, M., Amponsah, P.O., Ganne, J., 2017. The structural evolution of the Dialé-Daléma basin, Kédougou-Kéniéba Inlier, Eastern Senegal. *J. Afr. Earth Sci.* **129**, 923-933. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.02.033>
- Diene, M., Fullgraf, T., Diatta, F., Gloaguen, E., Gueye, M., Ndiaye, P.M., 2015. Review of the Senegalo-Malian shear zone system – timing, kinematics and implications for possible Au mineralisation styles. *J. Afr. Earth Sci.* **112**, 485-504. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.05.004>
- Diene, M., Gueye, M., Diallo, D.P., Dia, A., 2012. Structural evolution of a Precambrian Segment: example of the Paleoproterozoic formations of the Mako belt (Eastern Senegal, West Africa). *Int. J. Geosci.* **03**, 153-165.
- Dioh, E., 1995. Caractérisation, signification et origine des formations birimiennes encaissantes du granite de Dioumbalou (Partie septentrionale de la boutonnière de Kédougou-Sénégal oriental). Thèse de doctorat d'état, Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, Sénégal, 427 p.
- Dioh, E., 1986. Etude des roches magmatiques Birimiennes de la région de Sonfara- Laminia – Médina Foulbé (Sénégal Oriental). Thèse de doctorat 3^{ème} cycle, Univ. Nancy I, France, 144 p.
- Dioh, E., Béziat, D., Debat, P., Grégoire, M., Ngom, P.M., 2006. Diversity of the Palaeoproterozoic granitoids of the Kédougou inlier (eastern Sénégal): Petrographical and geochemical constraints. *J. Afr. Earth Sci.* **44**, 351-371.

- Dioh, E., Béziat, D., Grégoire, M., Debat, P., 2009. Origin of rare earth element variations in clinopyroxene from plutonic and associated volcanic rocks from the Foulde basin, Northern Kedougou inlier, Senegal, West Africa. *Eur. J. Mineral.* **21**, 1029-1043. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1963>
- Dioh, E., Debat, P., Dia, A., Pons, J., Rocci, G., Rollet, M., 1990. Caractérisation d'un complexe rubané dans les formations Birimiennes de la partie septentrionale de la boutonnière de Kédougou – Kéniéba. *C.R. Acad. Sci. Paris Série 2*, **310**, 935-940.
- Dommanget, A., Milesi, J.P., Diallo, M., 1993. The Loulo gold and tourmaline-bearing deposit. *Min. Depos.* **28**, 253-263.
- Doumbia, S., Pouclet, A., Kouamelan, A., Peucat, J.J., Vidal, M., Delor, C., 1998. Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Côte-d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Res.* **87**, 33-63. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00201-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00201-5)
- Ducellier, J., 1963. Contribution à l'étude des roches cristallines et métamorphiques du Centre et du Nord de la Haute-Volta. *Mém. B.R.G.M.*
- Egal, E., Thiéblemont, D., Lahondère, D., Guerrot, C., Costea, C.A., Iliescu, D., Delor, D., Goujou, J.C., Lafon, J.M., Tegye, M., Diaby, S., Kolié, P., 2002. Late Eburnean granitization and tectonics along the western and northwestern margin of the Archean Kénéma-Man domain (Guinea, West African Craton). *Precambrian Res.* **117**, 57-84.
- Elliott, T.R., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *J. Geophys. Res.* **B102**, 14991-15019.
- Fabre, R., Milési, J.P., Ledru, P., Billa, M., Urien, P., Yichon, C., 1989. New stratigraphic, structural and geochemical data on the lower Proterozoic (Birimian) of the West Africa craton in central Ivory Coast. Geodynamic implications for east central Ivory Coast. À paraître
- Feybesse, J.L., Milési, J.P., 1994. The Archaean/Proterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of décollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archaean cratons. *Precambrian Res.* **69**, 199-227.
- Feybesse, J.L., Milesi, J.P., Johan, V., Dommanget, A., Calvez, J.Y., Boher, M., Abouchami, W., 1989. La limite Archéen - Protérozoïque d'Afrique de l'Ouest : une zone de chevauchement antérieure à l'accident de Sassandra ; l'exemple des régions d'Ondienné et de Touba (Côte d'Ivoire). *C.R. Acad. Sci. Paris* **309**, 1847-1853.
- Floyd, P.A., 1989. Geochemical features of intraplate oceanic plateau basalts. In Saunders A.D. & Norru M.J. (ed.). *Magmatism in the oceanic basins. Geol. Soc. Sp. Publ.* **42**, 215-230.
- Furnes, H., Dilek, Y., de Wit, M., 2015. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana Res.* **27**, 649-685. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.06.004>
- Ganne, J., De Andrade, V., Weinberg, N., Dubacq, B., Vidal, O., Kagambega, N., Naba, S., Baratoux, L., Jessell, M., Allibone, J., 2012. Modern-style plate subduction pre-served in the Palaeoproterozoic West African craton. *Nat. Geosci.* **5**, 60-65.
- Ganne, J., Gerbault, M., Block, S., 2014. Thermo-mechanical modeling of lower crust exhumation-constraints from the metamorphic record of the Palaeoproterozoic Eburnean orogeny, West African craton. *Precambrian Res.* **243**, 88-109. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.016>

- Garcia Diaz, J.L., 2004. Etude géologique de la Sierra Madre Del Su aux environs de Chilpancingo et d'Olinala Gro : une contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique de la marge pacifique du Mexique depuis le Jurassique. Thèse Univ. de Savoie.
- Gasquet, D., Barbey, P., Adou, M., Paquette, J.L., 2003. Structure, Sr–Nd isotope geochemistry and zircon U–Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte d'Ivoire): evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Palaeoproterozoic of West Africa. *Precambrian Res.* **127**, 329-354. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00209-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00209-2)
- Geist, D., Howard, K.A., Larson, P., 1995. The generation of oceanic rhyolites by crystal fractionation: the basalt–rhyolite association at volcan alcedo, Galápagos archipelago. *J. Petrol.* **36**, 965-982.
- Gozo, A., 2017. Pétrologie du volcanisme paléoprotérozoïque calco-alcalin du groupe de Mako (Sénégal Oriental) : incidences géotectoniques. Thèse de doctorat unique, Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, 182 p.
- Gozo, A., Diène, M., Diallo, D.P., Dioh, E., Gueye, M., Ndiaye, P.M., 2015. Petrological and structural approach to understanding the mechanism of formation and development of Paleoproterozoic calc-alkaline volcanic rocks of West Africa's craton: an example of the Mako and Foulde groups (Kedougou Inlier in Western Senegal). *Int. J. Geosci.* **6**, 675-691.
- Grant, T.B., Larsen, R.B., Anker-Rasch, L., Grannes, K.R., Iljina, M., McEnroe, S., Nikolaisen, E., Schanche, M., Øen, E., 2016. Anatomy of a deep crustal volcanic conduit system; the reinfjord ultramafic complex, seiland igneous province, Northern Norway. *Lithos* **252-253**, 200–215.
- Gribble, R.F., Stern, R.J., Bloomer, S.H., Stüben, D., Ôhearn, T., Newman, S., 1996. MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the Southern Mariana trough back-arc basin. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**, 2153-2166.
- Gribble, R.F., Stern, R.J., Newman, S., Bloomer, S.H., O'Hearn, T., 1998. Chemical and isotopic composition of lavas from the Northern Mariana trough: implications for magmagenesis in back-arc basins. *J. Petrol.* **39**, 125-154.
- Griffin, W.L., 2008. Laser ablation ICP-MS in the Earth Sciences : current practices and outstanding issues. *Mineral. Assoc. Can.* **40**, 308-311.
- Gueye, M., Ngom, P.M., Diène, M., Thiam, Y., Siegesmund, S., Wemmer, K., Pawlig, S., 2008. Intrusive rocks and tectono-metamorphic evolution of the Mako Paleoproterozoic belt (Eastern Senegal, West Africa). *J. Afr. Earth Sci.* **50**, 88-110. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2007.09.013>
- Gueye, M., Siegesmund, S., Wemmer, K., Pawlig, S., Drobe, M., Nottle, N., 2007. New evidences for an early Birimian evolution in the West African craton: an example from the Kedougou Kenieba Inlier, SE- Senegal. *South Afr. J. Geol.* **110**, 179-190.
- Hawkesworth, C., Cawood, P., Dhuime, B., 2013. Continental growth and the crustal record. *Tectonophysics* **609**, 651-660. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.013>
- Hawkins, J.W., Lonsdale, P.F., Macdougall, J.D., Volpe, A.M., 1990. Petrology of the axial ridge of the Mariana trough backarc spreading center. *Earth Planet. Sci. Lett.* **100**, 226-250.

- Hawkins, J.W., Melchior, J.T., 1985. Petrology of Mariana trough and Lau basin basalts. *J. Geophys. Res.* **90**, 11431-11468.
- Hein, K.A.A., Morel, V., Kagoné, O., Kiemde, F., Mayes, K., 2004. Birimian lithological succession and structural evolution in the Goren segment of the Boromo-Goren greenstone belt, Burkina Faso. *J. Afr. Earth Sci.* **39**, 1-23. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.05.003>
- Hekinian, R., Thompson, G., Bideau, R.D., 1989. Axial and off-axial heterogeneity of basaltic rocks from the east Pacific rise at 12 degree 35 ÖN-12 degree 51 ÖN. *J. Geophys. Res.* **94**, 17437-17463.
- Hickey, R.L., Frey, F.A., 1982. Rare-Earth Element geochemistry of Mariana fore-arc volcanics deep sea drilling project site 458 and hole 459b. *Init. Rep. Deep Sea Drill Proj.* **60**, 735-742.
- Hickey-Vargas, R., 1998. Origin of the Indian ocean-type isotopic signature in basalts from Philippine sea plate spreading centers: an assessment of local versus large-scale processes. *J. Geophys. Res. Solid. Earth* **103**, 20963-20979.
- Hickey-Vargas, R., 1991. Isotope characteristics of submarine lavas from the Philippine sea: implications for the origin of arc and basin magmas of the Philippine tectonic plate. *Earth Planet. Sci. Lett.* **107**, 290-304.
- Hirdes, W., Davis, D.W., 2002. U-Pb geochronology of Paleoproterozoic rocks in the Southern part of the Kedougou-Kenieba Inlier, Senegal West Africa: evidence for diachronous accretionary development of the Eburnean province. *Precambrian Res.* **118**, 83-99.
- Hirdes, W., Davis, D.W., Eisenlohr, B.N., 1992. Reassessment of Proterozoic granitoid ages in Ghana on the basis of U/Pb zircon and monazite dating. *Precambrian Res.* **56**, 89-96. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(92\)90085-3](https://doi.org/10.1016/0301-9268(92)90085-3)
- Hirdes, W., Davis, D.W., Ludtke, G., Konan, G., 1996. Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in Northeastern Côte d'Ivoire (West Africa): consequences for the Birimian controversy. *Precambrian Res.* **80**, 173-191.
- Hofmann, A.W., White, W.M., 1983. Ba, Rb and Cs in the Earth's mantle. *Zeitschr Naturforsch* **38A**, 256-266.
- Ikeda, Y., Nagao, K., Stern, R.J., Yuasa, M., Newman, S., 1998. Noble gases in pillow basalt glasses from the Northern Mariana trough back-arc basin. *Isl. Acr* **7**, 471-478.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* **8**, 523-548.
- Jagoutz, O., Muntener, O., Burg, J., Ulmer, P., Jagoutz, E., 2006. Lower continental crust formation through focused flow in km-scale melt conduits: the zoned ultramafic bodies of the Chilas complex in the Kohistan island arc (NW Pakistan). *Earth Planet. Sci. Lett.* **242**, 320-342. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.005>
- John, T., Klemm, R., Hirdes, W., Loh, G., 1999. The metamorphic evolution of the Paleoproterozoic (Birimian) volcanic Ashanti belt (Ghana, West Africa). *Precambrian Res.* **98**, 11-30.
- Junner, N.R., 1954. Notes on the classification of the Precambrian of West African. *XIX Int. Geol. Cong. Algiers* No. 20.

- Junner, N.R., 1940. Geology of the Gold Coast and Western Togoland. *Gold Coast Geol. Surv. Bull.* No. 11.
- Junner, N.R., 1935. Gold in the Gold Coast. *Gold Coast Geol. Surv. Bull. Mém.* No. 4.
- Junner, N.R., 1932. The geology of the Obuasi goldfield. *Gold Coast Geological Survey. Mém.* No. 2.
- Kesse, G.O., 1986. The Birimian system in Ghana. *Publ. Occas CIFEG* **10**, 85-98.
- Kimball, K.L., 1990. Effects of hydrothermal alteration on the composition of chromian spinels. *Contrib. Mineral. Petrol.* **105**, 337-346.
- Kitson, A.E., 1928. Carte géologique provisoire de la Gold Coast et du Togo occidental , avec note explicative. *Bull. Gold Coast Geol. Surv. Accra* No. 2.
- Kouamelan, A.N., Djro, S.C., Allialy, M.E., Paquette, J.-L., Peucat, J.-J., 2015. The oldest rock of Ivory Coast. *J. Afr. Earth Sci.* **103**, 65-70.
- Kouamelan, A.N., Kra, K.S.A., Djro, S.C., Paquette, J.-L., Peucat, J.-J., 2018. The Logoualé band: a large Archean crustal block in the Kenema-Man domain (Man-Leo rise, West African craton) remobilized during Eburnean orogeny (2.05 Ga). *J. Afr. Earth Sci.* **148**, 6-13. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.09.004>
- Kouamelan, A.N., Peucat, J.J., Delor, C., 1997a. Reliques archéennes (3.15 Ga) au sein du magmatisme birimien (2.1 Ga) de Côte d'Ivoire, craton Ouest-Africain. *C.R. Acad. Sci. Paris* **324**, 716-727.
- Lahondère, Thiéblemont, D., Tegye, M., Guerrot, C., Diabate, B., 2002. First evidence of early Birimian (2.21 Ga) volcanic activity in upper Guinea: the volcanics and associated rocks of the Niani suite. *J. Afr. Earth Sci.* **35**, 417-431.
- Lambert-Smith, J.S., Lawrence, D.M., Müller, W., Treloar, P.J., 2016. Palaeotectonic setting of the South-Eastern Kédougou-Kéniéba Inlier, West Africa: new insights from igneous trace element geochemistry and U-Pb zircon ages. *Precambrian Res.* **274**, 110-135. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.10.013>
- Lawrence, D.M., 2010. Characterisation and evolution of Au mineralization in the Loulo mining district, Western Mali (Unpublished Ph.D. thesis). London, Kingston University.
- Lawrence, D.M., Treloar, P.J., Rankin, A.H., Harbidge, P., Holliday, J., 2013. The Geology and mineralogy of the Loulo mining district, Mali, West Africa: evidence for two distinct styles of orogenic gold mineralization. *Econ. Geol.* **108**, 199-227. <https://doi.org/10.2113/econgeo.108.2.199>
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Schmid, R., Sorensen, H., Woolley, A.R., 1989. Igneous rocks. A classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee of the systematics of igneous rocks. (Oxford, Blackwell Scientific Publications).
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N., Whittaker, E.J.W., 2003. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *Can. Miner.* **41**, 1355-1370.

- Lebas, M.J., 1962. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation their parentage. *Am. J. Sci.* **260**, 267–288.
- Ledru, P., Pons, J., Milesi, J.P., Feybesse, J.L., Dommanget, A., Johan, V., Diallo, M., Vinchon, C., 1989. Tectonique transcurrente et évolution polycyclique dans le Birimien, Protérozoïque inférieur du Sénégal - Mali (Afrique de l'Ouest). *C.R. Acad. Sci. Paris*, T. 308 Sér. II 117-122.
- Ledru, P., Pons, J., Milesi, J., Feybesse, J., Johan, V., 1991. Transcurrent tectonics and polycyclic evolution in the Lower Proterozoic of Senegal-Mali. *Precambrian Res.* **50**, 337-354.
- Lemoine, S., Tempier, P., Bassot, J.P., Caen-Vachette, M., Vialette, Y., Wenmenga, V., Touré, S., 1985. The Burkinian, an orogenic cycle, precursor of the Eburnean of West Africa. *13 th Coll. Afric. Geol.*, St Andrews, Scotland.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.* **59**, 139-154.
- Lin, P.N., Stern, R.J., Bloomer, S.H., 1989. Shoshinitic volcanism in the Northern Mariana arc: Large Ion-Lithophile and Rare Earth Element abundances: evidence for the source of incompatible element enrichments in intra-oceanic arcs. *J. Geophys. Res.* **B94**, 4497-4514.
- Loh, G., Hirdes, W., 1999. Explanatory notes for the geological map of Southwest Ghana 1:100,000 Sekondi (0402A) and Axim (0403B) sheets. *Geol. Surv. Bull.* **49**, 149.
- Lompo, M., 2010. Paleoproterozoic structural evolution of the Man-Leo shield (West Africa). Key structures for vertical to transcurrent tectonics. *J. Afr. Earth Sci.* **58**, 19-36. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2010.01.005>
- Macdougall, J.D., Lugmair, G.W., 1986. Sr and Nd isotopes in basalts from the East Pacific rise: significance for mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.* **77**, 273-284.
- Mahoney, J.J., Sinton, J.M., Kurz, M.D., Macdougall, J.D., Spencer, K.J., Lugmair, G.W., 1993. Isotope and trace element characteristics of a super-fast spreading ridge: East Pacific rise 13-23 degrees. *Earth Planet. Sci. Lett.* **121**, 171-191.
- Manatschal, G., Müntener, O., 2009. A type sequence across an ancient magma-poor ocean-continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. *Tectonophysics* **473**, 4-19. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.07.021>
- Masurel, Q., Thébaud, N., Miller, J., Ulrich, S., Hein, K.A.A., Cameron, G., Béziat, D., Bruguier, O., Davis, J.A., 2017. Sadiola Hill: a world-class carbonate-hosted gold deposit in Mali, West Africa. *Econ. Geol.* **112**, 23-47.
- Meijer, A., 1976. Pb and Sr isotopic data bearing on the origin of volcanic rocks from the Mariana island-arc system. *Geol. Soc. Am. Bull.* **87**, 1358-1369.
- Meijer, A., Reagan, M.K., 1981. Petrology and geochemistry of the island of Sarigan in the Mariana arc: calc-alkaline volcanism in an oceanic setting. *Contrib. Miner. Pet.* **77**, 337-354.
- Milési, J.P., Dommanget, A., Johan, V., Diallo, M., 1989. Lower Proterozoic succession in Senegal and Mali (West Africa): Position of sediment-hosted Au and Fe deposits of Loulo area and significance in terms of crustal evolution. *Abstracts, 28th Int. Geol. Cong.* Washington USA July, No. 9, **19**, 2-3.

- Milesi, J.P., Feybesse, J.L., Pinna, P., Deschamps, Y., Kampunzu, H., Muhongo, S., Lescuyer, J.L., Le Goff, E., Delor, C., Billa, M., Ralay, F., Henry, C., 2004. Geological map of Africa 1:10000000 SIGAfrique project. In: *20th Conference of African Geology. BRGM, Orleans, France.*
- Milési, J.P., Ledru, P., Ankrah, P., Johan, V., Marcoux, E., Vinchon, Ch., 1991. The metallogenic relationship between Birimian and Tarkwaian gold deposits in Ghana. *Miner. Deposita* **26**, 228-238.
- Milési, J.P., Ledru, P., Feybesse, J.L., Dommange, A., Marcoux, E., 1992. Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Res.* **58**, 305-344.
- Molard, J.P., Maury, R.C., Leterrier, J., Bourgeois, J., 1983. Teneurs en chrome et titane des clinopyroxènes calciques des basaltes : application à l'identification des affinités magmatiques des roches paléovolcaniques. *C.R. Acad. Sci. Paris* **296**, Série II, 903-908.
- Morimoto, N., Fabriès, J., Ferguson, A.K., Ginsburg, L.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes (subcommittee on pyroxene, IMA.). *Mineral. Mag.* **52**, 535-550.
- Moussolo, J.B., 2000. Etude du volcanisme de Baniomba dans la partie méridionale du groupe de Mako : boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Sénégal oriental). Mémoire DEA, Univ. Cheikh Anta Diop de Dakar, Sénégal, 74 p.
- Myers, J.S., Shaw, R.D., Tyler, I.M., 1996. Tectonic evolution of Proterozoic Australia. *Tectonics* **15**, 1431-1446. <https://doi.org/10.1029/96TC02356>
- Nakamura, K., Chang, Q., 2007. Precise determination of ultra-low (sub-ng g⁻¹) level rare earth elements in ultramafic rocks by quadrupole ICP-MS. *Geostand. Geoanalytical Res.* **31**, 185-197.
- Natland, J.H., 1989. Partial melting of a lithologically heterogeneous mantle: inferences from crystallization histories of magnesian abyssal tholeiites from the Siqueiros fracture zone. *Geol. Soc. Spec. Pub.* **42**, 41-70.
- Ndiaye, P.M., 1994. Evolution au Protérozoïque inférieur de la région Est Saraya, super-groupe de Dialé - Daléma Sénégal oriental : tourmalinisation, altérations hydrothermales et minéralisations associées. Thèse d'Etat Univ. Ch. A. Diop, Sénégal, 372 p.
- Ndiaye, P.M., Dia, A., Vialette, Y., Diallo, D.P., Ngom, P.M., Sylla, M., Wade, S., Dioh, E., 1997. Données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques nouvelles sur les granitoïdes du Paléoprotérozoïque du super-groupe de Dialé - Daléma (Sénégal oriental) : implications pétrogénétiques et géodynamiques. *J. Afr. Earth Sci.* **25**, 193-208.
- Newman, S., Stolper, E., Stern, R., 2000. H₂O and CO₂ in magmas from the Mariana arc and back arc systems. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **1**, 1013.
- Ngom, P.M., 1995. Caractérisation de la croûte Birimienne dans les parties centrale et méridionale du super-groupe de Mako. Implications géochimiques et pétrogénétiques. Thèse de doctorat d'état, Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, Sénégal, 240 p.
- Ngom, P.M., 1989. Caractères géochimiques des formations Birimiennes du super-groupe de Mako (Sabodala et ses environs). *Afr. Earth Sci.* **8**, 91-97.

- Ngom, P.M., 1985. Contribution à l'étude de la série Birimienne de Mako dans le secteur de Sabodala (Sénégal oriental). Thèse de 3^{ème} cycle. Nancy I, France, 134 p.
- Ngom, P.M., Cissokho, S., Gueye, M., Joron, J.-L., 2011. Diversité du volcanisme et évolution géodynamique au Paléoproterozoïque : exemple du Birimien de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Sénégal). *Afr. Geosci. Rev.* **18**, 1-22.
- Ngom, P.M., Cordani, U.G., Teixeira, W., Janasi, V. de A., 2010. Sr and Nd isotopic geochemistry of the early ultramafic-mafic rocks of the Mako bimodal volcanic belt of the Kedougou–Kenieba Inlier (Senegal). *Arab. J. Geosci.* **3**, 49-57.
- Ngom, P.M., Gueye, M., Cissokho, S., Joron, J.-L., Treuil, M., Dabo, M., 2007. Signification géodynamique des roches volcaniques dans les ceintures de roches vertes d'âge Paléoproterozoïque; exemple de la partie méridionale du supergroupe de Mako, boutonnière de Kédougou (Sénégal). Approche des éléments en traces. *J. Sci. Technol.* **5**, 52-71.
- Ngom, P.M., Rocci, G., Debat, P., Dia, A., Diallo, D.P., Dioh, E., Sylla, M., 1998. Les massifs basiques et ultrabasiques Birimiens du super-groupe de Mako (Sénégal oriental): pétrographie, géochimie et signification pétrogénétique. *Bull. I.F.A.N.* Cheikh Anta Diop Dakar, T.49, Sér. A, 33-54.
- Nikiéma, S., 1992. Evolution tectonique et magmatique du Protérozoïque inférieur du sillon de Djibo (Burkina Faso) au sein du craton ouest Africain: un exemple de tectonique polycyclique et contrôle structural de la minéralisation aurifère. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Dakar, Sénégal, 172 p.
- Nui, Y., Collerson, K.D., Batiza, R., Wendt, J.I., Regelous, M., 1999. Origin of enriched-type mid-ocean ridge basalt at ridges far from mantle plumes: the East Pacific rise at 11°20'N. *J. Geophys. Res.* **104**, 7067-7087.
- Oberthur, T., Vetter, U., Davis, D.W., Amanor, J.A., 1998. Age constraints on gold mineralization and Paleoproterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of Southern Ghana. *Precambrian Res.* **89**, 129-143.
- Ohta, H., Maruyama, S., Takahashi, E., Watanabe, Y., Kato, Y., 1996. Field occurrence, geochemistry and petrogenesis of the Archean mid-oceanic ridge basalts (AMORBs) of the Cleaverville area, Pilbara craton, Western Australia. *Lithos* **37**, 199-221.
- Olierook, H.K.H., Sheppard, S., Johnson, S.P., Occhipinti, S.A., Reddy, S.M., Clark, C., Fletcher, I.R., Rasmussen, B., Zi, J.-W., Pirajno, F., LaFlamme, C., Do, T., Ware, B., Blandthorn, E., Lindsay, M., Lu, Y.-J., Crossley, R.J., Erickson, T.M., 2018. Extensional episodes in the Paleoproterozoic Capricorn orogen, Western Australia, revealed by petrogenesis and geochronology of mafic–ultramafic rocks. *Precambrian Res.* **306**, 22-40. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.015>
- Ouédraogo, A., 1985. Etude de quelques unités plutoniques basiques éburnéennes dans le sillon de Bouroum Yalogo au NE du Burkina Faso. Thèse de doctorat 3^{ème} cycle Univ. Nancy I, France, 64 p.
- Parra Avila, L.A., Kemp, A.I.S., Fiorentini, M.L., Belousova, E., Baratoux, L., Block, S., Jessell, M., Davis, J., McCuaig, T.C., 2017. The geochronological evolution of the Paleoproterozoic Baoulé-Mossi domain of the Southern West African craton. *Precambrian Res.* **300**, 1-27.

- Pawlig, S., Gueye, M., Klischies, R., Schwarz, S., 2006. Geochemical and Sr – Nd isotopic data on Birimian formations of the Kedougou – Kéniéba Inlier (Eastern Senegal): implications of the Paleoproterozoic evolution of the West African craton. *South Afr. J. Geol.* **109**, 407-423.
- Pearce, J.A., 1996. A User's Guide to basalt discrimination diagrams, in Wyman, D.A., ed., trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. *Geol. Assoc. Can. Short Course Notes* **12**, 79-113.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* **19**, 290-300. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90129-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90129-5)
- Pearce, J.A., Gale, G.M., 1977. Identification of deposit environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **7**, 14-24.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.C., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **25**, 956-983.
- Peate, D.W., Pearce, J.A., Hawkesworth, C.J., Edwards, C.M.H., Hirose, K., 1997. Geochemical variations in Vanuatu arc lavas: the role of subducted material and a variable mantle wedge composition. *J. Petrol.* **38**, 1331-1358.
- Pickett, D.A., Murrell, M.T., 1997. Observations of $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ disequilibrium in volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* **148**, 259-271. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00037-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00037-X)
- Pin, C., Briot, D., Poitrasson, F., 1994. Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Anal. Chim. Acta* **298**, 209-217.
- Pirajno, F., 2004. Oceanic plateau accretion onto the Northwestern margin of the Yilgarn craton, Western Australia. *J. Geodyn.* **37**, 205-231.
- Pirajno, F., Occhipinti, S.A., 2000. Three Palaeoproterozoic basins-Yerrida, Bryah and Padbury-Capricorn orogen, Western Australia. *Aust. J. Earth Sci.* **47**, 675-688. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2000.00800.x>
- Pons, J., Barbey, P., Dupuis, D., Léger, J.M., 1995. Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimian of Southwestern Niger. *Precambrian Res.* **70**, 281-301.
- Pons, J., Orléans, C., Oudin and J. Valéro, Velizy-villacoublay, 1992. Kinematics of large syn-orogenic intrusions: example of the lower Proterozoic Saraya batholith (Eastern Senegal). *Geol. Rundsch.* **81**, 473-486.
- Poucllet, A., Doumbia, S., Vidal, M., 2006. Geodynamic setting of Birimian volcanism in central Ivory Coast (western Africa) and its place in the Paleoproterozoic evolution of the Man Shield. *Bull. Soc. Géol. Fr.* T. 177, 105-121.
- Poucllet, A., Vidal, M., Delor, C., Siméon, Y., Alric, G., 1996. Le volcanisme birimien du nord-est de la Côte d'Ivoire, mise en évidence de deux phases volcanotectoniques distinctes dans l'évolution géodynamique du Paléoprotérozoïque. *Bull. Soc. Géol. Fr.* **167**(4), 529-541.
- Prinzhofer, Lewin, A., Allegre, E., Claude, J., 1989. Stochastic melting of the marble cake mantle: evidence from local study of the east Pacific rise at 12 degree 50'N. *Earth Planet. Sci. Lett.* **92**, 189-206.

- Regelous, M., Nui, Y., Wendt, J.I., Batiza, R., Grieg, A., Collerson, K.D., 1999. Variations in the geochemistry of magmatism on the East Pacific rise at 10°30'N since 800 ka. *Earth Planet. Sci. Lett.* **168**, 45-63.
- Rospabé, M., Benoit, M., Ceuleneer, G., Hodel, F., Kaczmarek, M.-A., 2018. Extreme geochemical variability through the dunitic transition zone of the Oman ophiolite: implications for melt/fluid-rock reactions at Moho level beneath oceanic spreading centers. *Geochim. Cosmochim. Acta* **234**, 1-23.
- Sangaré, A., 2008. Les roches ultramafiques et mafiques Paléoproterozoïques de la ceinture de roches vertes de Kadiolo (Mali). Pétrologie, évolution et ressources minérales associées. Mémoire de fin d'études. Master géosciences et ressources minérales, Département des Sciences de la Terre, Univ. Sidi Mohamed Ben Abdellah, Maroc, 67 p.
- Siméon, Y., Delor, C., Vidal, M., Chiron, J.C., Zéadé, J., 1992. Mise en évidence d'un épisode tectonique tardi-éburnéen en Côte d'Ivoire (Compt. Rend. R.S.T.). Toulouse . *Ed. Sot. Géol.*, Paris.
- Stern, R.J., Bibee, L.D., 1984. Esmeralda bank: geochemistry of an active submarine volcano in the Mariana island arc. *Contrib. Miner. Pet.* **86**, 159-169.
- Stern, R.J., Lin, P.N., Morris, J.D., 1990. Enriched back-arc basin basalts from the Northern Mariana trough: implications for the magmatic evolution of back-arc basins. *Earth Planet. Sci. Lett.* **100**, 210-225.
- Stern, R.J., Morris, J., Bloomer, S.H., Hawkins, J.W., 1991. The source of the subduction component in convergent margin magmas: trace element and radiogenic isotope evidence from Eocene boninites, Mariana forearc. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55**, 1467-1481.
- Stolper, E., Newman, S., 1994. The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.* **121**, 293-325.
- Streckeisen, A., 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geol. Rundsch.* **63**, 773-786. <https://doi.org/10.1007/BF01820841>
- Sun, S. -s., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **42**, 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Sylvester, P.J., Attah, K., 1992. Lithostratigraphy and composition of 2.1 Ga greenstone belts of the West African craton and their bearing on crustal evolution and Archean-Proterozoic boundary. *J. Geol.* **100**, 377-393.
- Sylvester, P.J., Attah, K., Schulz, K.J., 1987. Tectonic setting of late Archean bimodal volcanism in the Michipicoten (Wawa) greenstone belt, Ontario. *Can. J. Earth Sci.* **24**, 1120-1134.
- Taylor, P.N., Moorbath, S., Leube, A., Hirdes, W., 1992. Early Proterozoic crustal evolution in the Birimian of Ghana: constraints from geochronology and isotope geochemistry. *Precambrian Res.* **56**, 97-111.

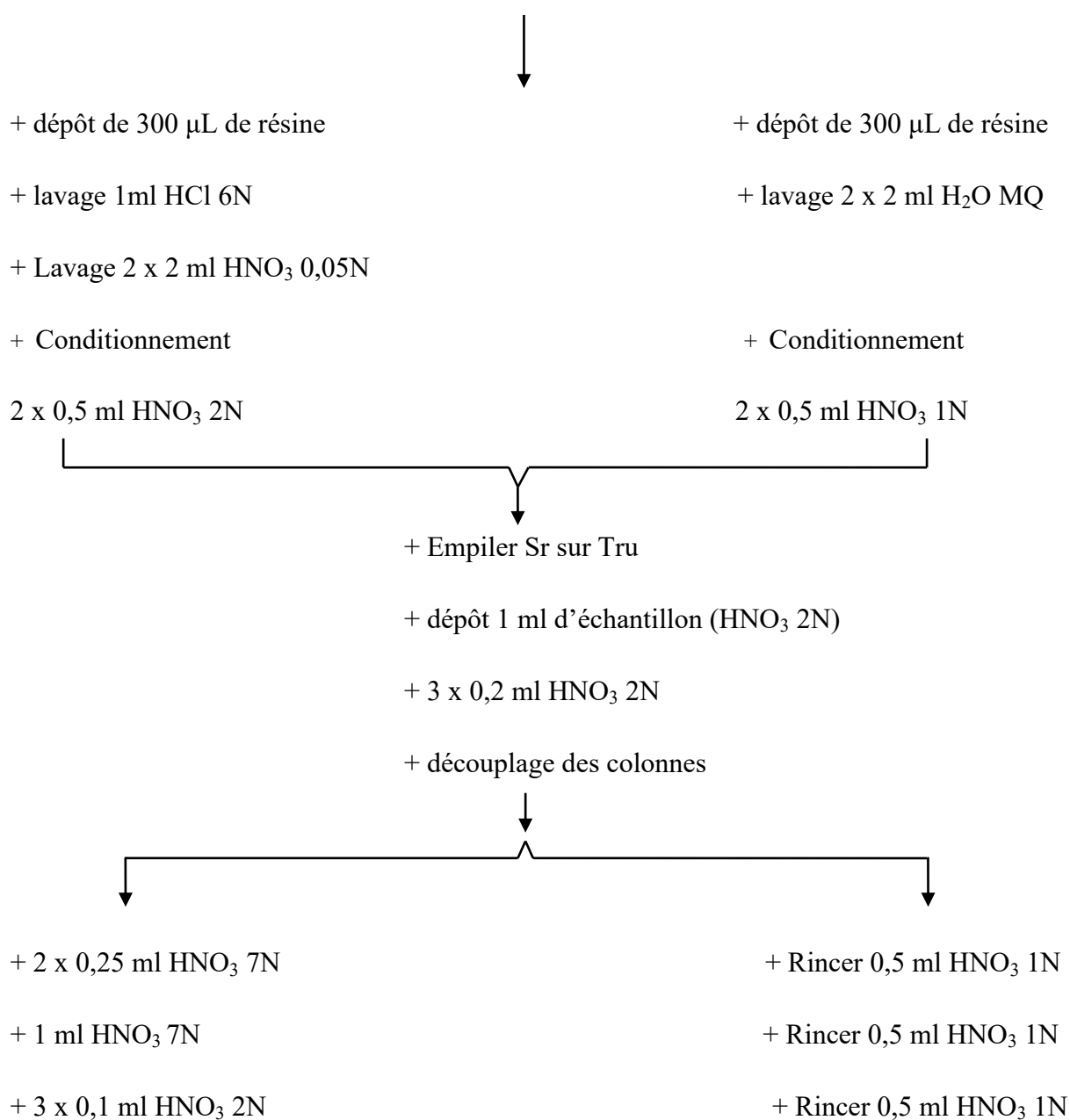
- Theveniaut, H., Ndiaye, P.M., Buscail, F., Coueffe, R., Delor, C., Fullgraf, T., Goujou, J.C., 2010. Notice explicative de la carte géologique du Sénégal oriental à 1/500000. Ministère des Mines, de l'industrie de l'agro-industrie et des PME, Direction des mines et de la géologie, Dakar, Sénégal, 120 p.
- Vidal, M., Alric, G., 1994. The Palaeoproterozoic (Birimian) of Haute-Comoé in the West African craton, Ivory Coast: a transtensional back-arc basin. *Precambrian Res.* **65**, 207-229.
- Vidal, M., Delor, C., Pouclet, A., Siméon, Y., Alric, G., 1996. Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2.2 GA et 2 Ga: le style archéen des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires Birimiens du Nord-Est de la Côte-d'Ivoire. *Bull. Soc. Géol. Fr.* No. 167.
- Vidal, M., Gumiaux, C., Cagnard, F., Pouclet, A., Ouattara, G., Pichon, M., 2009. Evolution of a Paleoproterozoic "weak type" orogeny in the West African craton (Ivory Coast). *Tectonophysics* **477**, 145-159. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.010>.
- Volpe, A.M., Macdougall, G.W., Lugmair, J.W., Hawkins, J.W., Lonsdale, P., 1990. Fine-scale isotopic variation in Mariana trough basalts: evidence for heterogeneity and a recycled component in back-arc basin mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **100**, 251-264.
- Volpe, A.M., Macdougall, J.D., Hawkins, J.W., 1987. Mariana Trough Basalts (MTB): trace element and Sr-Nd isotopic evidence for mixing between MORB-like and arc-like melts. *Earth Planet. Sci. Lett.* **82**, 241-254.
- White, W.M., Patchett, J., 1984. Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma genesis and crust-mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **67**, 167-185.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* **20**, 235-343.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1976. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* **28**, 459-469.
- Winter, J.D., 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, Ed. Prentice Hall. 699 p.
- Witschard, F., 1965. Contribution à l'étude géologique, pétrographique et métallogénique des massifs granitiques du Sénégal oriental. *Mém. B.R.G.M.* No. 44.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.* **50**, 11-30.
- Wood, D.A., Joron, J.-L., Treuil, M., 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.* **45**, 326-336. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(79\)90133-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90133-X)
- Woodhead, J.D., 1988. The origin of geochemical variation in Mariana lavas: a general model for petrogenesis in intra-oceanic arcs. *J. Petrol.* **29**, 805-830.
- Yokoyama, T., Makishima, A., Nakamura, E., 1999. Evaluation of the coprecipitation of incompatible trace elements with fluoride during silicate rock dissolution by acid digestion. *Chem. Geol.* **157**, 175-187.

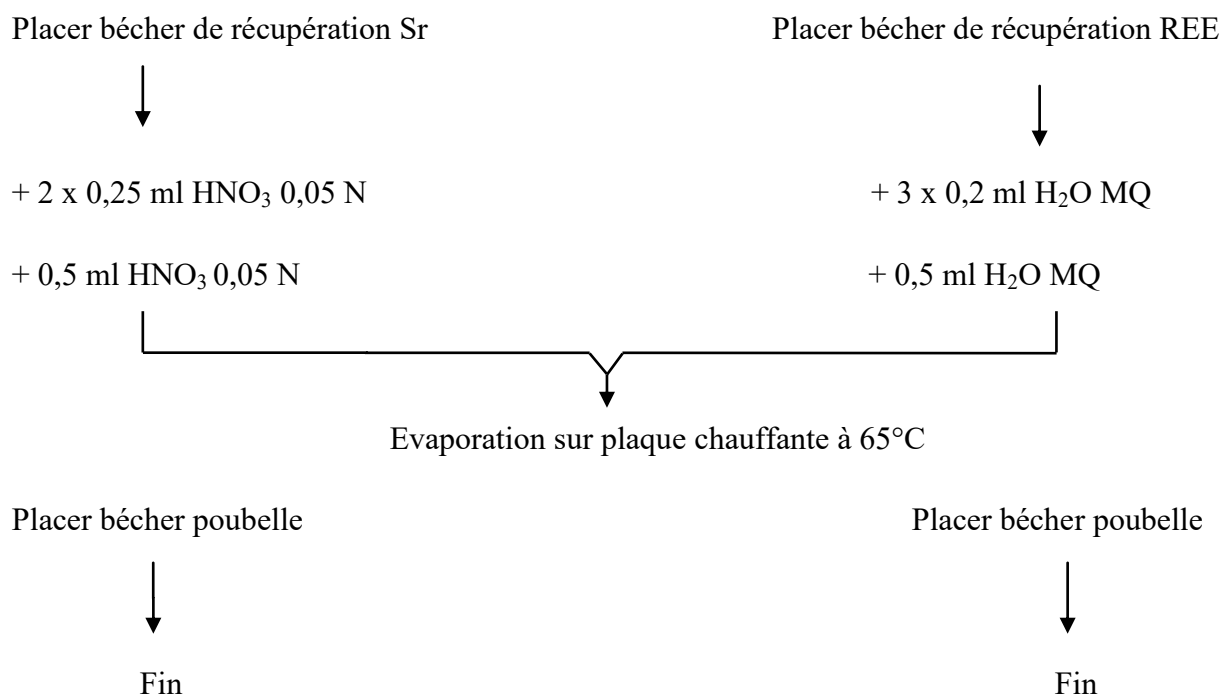
- Yu, X., Lee, C.T.A., Chen, L.H., Zeng, G., 2015. Magmatic recharge in continental flood basalts: insights from the Chifeng igneous province in inner Mongolia. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **16**, 2082-2096.
- Yuan, L., Zhang, X., Yang, Z., Lu, Y., Chen, H., 2017. Paleoproterozoic Alaskan-type ultramafic–mafic intrusions in the Zhongtiao Mountain region, North China craton: petrogenesis and tectonic implications. *Precambrian Res.* **296**, 39-61. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.04.037>
- Zonou, S., 1987. Les formations leptino-amphibolitiques et le complexe volcanique et volcano-sédimentaire du Protérozoïque inférieur de Bouroum-nord (Burkina-Faso, Afrique de l'Ouest). Etude pétrographique, géochimique, approche pétrogénétique et évolution géodynamique. Thèse Univ., Nancy 1, France, 294 p.
- Zonou, S., Karche, J.P., Lapierre, H., Lemoine, S., Ross, M., 1985. Volcanisme tholéiitique et calco-alcalin dans les formations du Protérozoïque supérieur de Bouroum (NE Burkina Faso). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **301**, 309-314.

ANNEXES

Annexe 1: Protocole de séparation Sr et Nd: chimie Elution

- + Reprise des résidus secs après minéralisation et évaporation
- + Ajout d'1ml de HNO_3 2N dans les béchers en téflon
- + Sur plaque chauffante à 100°C
- + Transvaser le liquide dans des tubes à centrifuger
- + 5 mn à 3900 tours/mn à la centrifugeuse





A l'issu de cette étape, nous avons récupéré le Sr et il reste à séparer le Nd des autres REE d'où la chimie du Nd.

La chimie du Nd se fait sur des colonnes contenant la résine LN-SPEC (Eichrom).

- + Reprise des fractions REE dans 0,5 ml d'HCl 0,25 N
- + Lavage des colonnes avec 2 ml d'HCl 6N
- + Conditionnement avec 1 ml H₂O MQ puis 2 ml H₂O MQ
- + Chargement des échantillons et rinçage des piluliers qui serviront à la récupération du Nd avec HCl 6N
- + Versement 4 x 0,25 ml d'HCl 0,25 N
- + Versement 5 ml d'HCl 0,25 N pour éliminer les LREE (La, Ce, Pr)
- + Versement de l'acide HCl 6N contenu dans les piluliers et rinçage avec H₂O MQ
- + Placement des piluliers et versement de 3 ml d'HCl 0,25 N dans chaque colonne pour récupérer le Nd
- + Mise sur plaque chauffante à 65 C des piluliers avec Nd jusqu'à évaporation totale
- + Lavage des colonnes LN-SPEC avec HCl 6N et rinçage avec H₂O MQ

Annexe 2: Analyses chimiques des minéraux des roches mafiques et ultramafiques

A2.1 : Analyses chimiques des olivines des roches ultramafiques

Lithologie	N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	FeO	MnO	NiO	CaO	Na2O	K2O	Total	Fo	Fa
Lhz	IL9	39,84	0,02	0	0,02	41,47	18,58	0,26	0,32	0,13	0,03	0	100,76	79,91	20,09
	IL9	39,44	0	0,02	0	41,61	18,09	0,19	0,25	0,13	0,03	0,01	99,8	80,39	19,61
	IL9	39,27	0,03	0,06	0	41,37	18,47	0,28	0,22	0,11	0,06	0,03	99,93	79,97	20,03
	IL9	39,19	0,02	0,04	0,02	41,22	18,65	0,3	0,28	0,12	0	0	99,86	79,75	20,25
	IL9	39,34	0,03	0,05	0,02	41,08	18,84	0,35	0,26	0,16	0,04	0	100,25	79,53	20,46
	IL10	38,63	0,02	0,01	0,01	40,04	20,46	0,34	0,26	0,14	0,01	0	99,93	77,72	22,28
	IL10	38,41	0,02	0,01	0	40,61	20,07	0,34	0,3	0,13	0	0	99,9	78,29	21,71
	IL10	38,62	0,02	0,05	0,01	40,73	19,96	0,23	0,24	0,1	0,01	0	99,97	78,43	21,57
	IL12	39,21	0,02	0,05	0,01	37,88	22,2	0,34	0,25	0,1	0	0	100,05	75,25	24,75
	IL12	39,26	0	0,03	0	38,1	22,26	0,39	0,24	0,12	0,01	0,02	100,42	75,31	24,69
	IL12	38,79	0,01	0,03	0	38,88	21,11	0,23	0,16	0,16	0	0	99,37	76,65	23,35
	IL12	39,01	0,02	0	0,02	39,07	21,53	0,31	0,2	0,12	0	0,03	100,3	76,37	23,62
	IL12	38,21	0	0,03	0	38,26	22,15	0,31	0,24	0,13	0,02	0,08	99,44	75,48	24,52
	IL12	39,02	0,01	0,02	0,03	39,48	20,85	0,3	0,19	0,11	0	0	100,02	77,13	22,86
	IL12	38,85	0	0,02	0,01	39,97	20,91	0,25	0,18	0,12	0	0,02	100,34	77,31	22,69
	IL12	39,13	0	0,02	0,01	39,53	20,99	0,3	0,14	0,05	0	0,03	100,2	77,04	22,95
	IL12	38,87	0,01	0,03	0,01	39,51	20,55	0,25	0,21	0,14	0	0	99,6	77,4	22,6
	IL12	39,53	0	0,01	0,03	39,62	20,45	0,29	0,26	0,24	0	0	100,43	77,54	22,46
	IL12	38,85	0,02	0,02	0,02	39,26	21,12	0,29	0,24	0,12	0,03	0	99,97	76,82	23,18
	IL12	39,15	0	0,01	0,02	39,16	20,84	0,28	0,23	0,19	0,02	0,01	99,91	77	22,99
	IL12	38,89	0	0,03	0,01	39,09	21,46	0,33	0,17	0,14	0,03	0	100,15	76,45	23,55
	IL12	38,87	0,02	0	0	38,92	21,57	0,32	0,19	0,13	0,01	0	100,05	76,28	23,72
	IL12	38,87	0,03	0,02	0,01	39,17	21,65	0,34	0,22	0,09	0,02	0,01	100,45	76,32	23,68
	IL12	38,53	0,02	0,02	0,01	38,43	22	0,34	0,2	0,1	0,02	0,01	99,67	75,69	24,31
	IL12	38,74	0	0,01	0	38,57	22,08	0,31	0,21	0,15	0,03	0,05	100,17	75,68	24,32
	IL12	38,91	0	0,04	0	38,89	22	0,29	0,18	0,12	0,03	0	100,47	75,9	24,1
	IL12	38,93	0	0,02	0,02	38,46	21,95	0,29	0,21	0,15	0,01	0	100,04	75,74	24,26
	IL12	38,77	0,01	0	0,01	38,02	22,21	0,31	0,21	0,1	0	0	99,64	75,31	24,69
	IL12	38,28	0,01	0,03	0,02	39,39	21,26	0,38	0,26	0,12	0,06	0,02	99,83	76,75	23,25
	136	40,10	0,02	0,04	0,01	44,92	15,2	0,23	0,37	0,11	0	0	101,02	84,04	15,96
	136	40,12	0,04	0	0,02	44,47	14,97	0,21	0,3	0,1	0	0,04	100,27	84,11	15,89
	136	40,49	0,01	0,05	0,04	45,2	14,76	0,24	0,41	0,06	0	0,01	101,28	84,51	15,49
	136	40,32	0,01	0	0,05	45,36	14,46	0,25	0,34	0,06	0	0	100,86	84,82	15,17
	136	39,99	0,01	0,06	0,03	45,31	14,79	0,2	0,43	0,16	0,01	0	100,98	84,52	15,48
	136	40,10	0,02	0,06	0,03	45,35	14,43	0,24	0,43	0,08	0	0,04	100,79	84,85	15,15
	136	40,39	0,01	0,01	0,02	45,16	14,96	0,15	0,32	0,14	0,02	0,01	101,21	84,32	15,68
	136	40,37	0,03	0,03	0,02	44,87	14,61	0,2	0,49	0,08	0	0,05	100,75	84,55	15,44
	136	40,14	0,01	0,01	0,03	45,14	14,51	0,26	0,41	0,09	0,01	0	100,61	84,72	15,28
	136	40,33	0	0,03	0,03	45,13	14,82	0,24	0,42	0,09	0	0	101,1	84,44	15,56
	136	40,67	0	0,05	0,02	45,09	14,83	0,24	0,41	0,1	0	0,01	101,41	84,42	15,58
	136	40,19	0,02	0,02	0,02	44,64	15,08	0,22	0,41	0,08	0	0	100,68	84,07	15,93
	136	40,07	0	0,06	0,03	44,49	15,11	0,22	0,36	0,11	0	0	100,47	83,99	16
	136	40,26	0	0,03	0,02	44,87	15,31	0,18	0,3	0,12	0	0,01	101,1	83,93	16,07
	136	40,36	0	0,05	0,01	44,84	15,05	0,2	0,36	0,14	0,01	0,01	101,03	84,15	15,85
	136	40,59	0,01	0,01	0,03	45,01	15,21	0,25	0,36	0,14	0,01	0	101,63	84,06	15,94
	136	40,27	0,02	0,01	0,01	45,3	14,97	0,22	0,39	0,07	0	0,02	101,28	84,36	15,64
	136	40,45	0,01	0,01	0,01	45,04	14,96	0,28	0,41	0,06	0	0	101,22	84,29	15,71
	136	40,39	0,02	0,04	0,01	45,39	14,33	0,29	0,35	0,05	0	0,02	100,89	84,95	15,05
	136	40,34	0	0,03	0,02	44,87	14,92	0,28	0,34	0,05	0	0	100,86	84,28	15,72
	136	40,27	0,03	0,01	0,01	45,21	14,57	0,26	0,4	0,08	0,01	0	100,87	84,69	15,31
	136	40,40	0	0,06	0,03	45,58	14,4	0,22	0,36	0,08	0,01	0	101,13	84,94	15,06
	136	40,66	0	0,06	0,02	45,51	14,27	0,22	0,41	0,05	0	0,03	101,25	85,04	14,96

Lithologie	N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	FeO	MnO	NiO	CaO	Na2O	K2O	Total	Fo	Fa
Lhz	136	40,50	0	0,01	0,04	45,58	14,32	0,22	0,34	0,08	0,01	0,01	101,11	85,01	14,99
	136	40,69	0	0,04	0,02	45,43	14,37	0,26	0,42	0,07	0,03	0,04	101,39	84,92	15,08
	136	40,17	0	0,03	0,03	45,27	14,26	0,26	0,38	0,08	0	0	100,51	84,97	15,03
Hzb	IL51	39,34	0,02	0,02	0,01	41,38	18,33	0,32	0,34	0,19	0,02	0	100,06	80,09	19,91
	IL51	39,28	0,05	0,01	0,05	40,9	18,69	0,29	0,26	0,07	0,03	0	99,64	79,59	20,41
	IL51	39,28	0,03	0,02	0,03	41,94	18,3	0,29	0,35	0,18	0,01	0,01	100,44	80,33	19,67
	IL51	39,10	0,04	0,02	0,02	41,16	18,79	0,32	0,32	0,08	0,03	0	99,88	79,61	20,39
	IL51	39,45	0,02	0,02	0,05	41,75	18,13	0,31	0,37	0,13	0	0,02	100,34	80,41	19,59
	IL51	39,36	0,04	0,03	0,01	41,2	18,29	0,29	0,41	0,28	0	0,01	99,92	80,06	19,94
	IL51	39,60	0	0,01	0,01	41,64	18,38	0,3	0,35	0,12	0	0	100,42	80,15	19,85
	IL51	39,65	0,02	0,03	0,02	41,43	18,67	0,33	0,27	0,09	0	0	100,53	79,82	20,18
	IL51	39,25	0,04	0,02	0,01	41,47	18,93	0,31	0,36	0,12	0	0	100,52	79,61	20,39
	IL51	39,32	0,02	0,02	0,03	42,04	17,78	0,32	0,31	0,14	0,01	0,01	100,01	80,82	19,18
	IL51	39,76	0,02	0,04	0,03	41,53	18,41	0,36	0,39	0,07	0,01	0	100,63	80,08	19,92
	IL51	39,58	0,03	0,01	0,02	42,35	17,4	0,25	0,3	0,06	0	0,02	100,03	81,26	18,74
	IL51	39,48	0,08	0,05	0,01	41,27	18,72	0,32	0,3	0	0,01	0	100,19	79,71	20,29
	IL51	39,51	0	0,02	0	41,46	18,23	0,29	0,32	0,13	0,07	0,01	100,05	80,21	19,79
	IL51	39,48	0	0,05	0,03	41,58	18,13	0,3	0,31	0,07	0	0	99,96	80,34	19,66
	IL51	39,51	0	0,04	0,05	41,84	18,7	0,25	0,27	0,12	0,04	0,01	100,82	79,95	20,05
	IL51	39,74	0,01	0,04	0,04	41,45	18,29	0,32	0,29	0,13	0,02	0	100,33	80,15	19,85
	IL51	39,55	0,02	0	0,04	40,83	19,19	0,33	0,32	0,09	0,03	0	100,42	79,12	20,87
	IL51	39,96	0	0,02	0,04	41,75	18,73	0,29	0,29	0,1	0,02	0,03	101,24	79,88	20,12
	IL51	39,67	0	0,03	0,03	41,59	18,41	0,29	0,29	0,12	0,04	0	100,48	80,1	19,9
	IL51	39,55	0,02	0	0,01	41,59	18,62	0,36	0,33	0,08	0,02	0,01	100,59	79,92	20,08
	IL51	39,64	0,01	0,03	0,03	41,71	18,85	0,3	0,3	0,05	0,02	0	100,94	79,77	20,23
	IL51	39,58	0	0,02	0,03	42,43	17,52	0,29	0,29	0,1	0,04	0	100,29	81,19	18,81
Whr	IL18	39,94	0,02	0,04	0,04	44,53	14,48	0,22	0,38	0,09	0	0	99,74	84,56	15,44
	IL18	39,92	0,02	0,04	0,03	44,81	14,53	0,27	0,41	0,12	0,02	0	100,17	84,61	15,39
	IL18	40,53	0,02	0,05	0,03	44,82	14,16	0,17	0,42	0,14	0,02	0	100,36	84,91	15,06
	IL18	40,28	0,03	0,08	0,04	44,78	14,34	0,21	0,31	0,14	0	0,01	100,23	84,77	15,23
	IL18	40,31	0	0,02	0,03	44,79	14,24	0,2	0,49	0,16	0,02	0	100,27	84,86	15,14
	IL18	40,58	0,02	0	0,02	44,59	14,23	0,24	0,38	0,17	0	0,03	100,28	84,81	15,19
	IL18	40,58	0	0,02	0,03	44,47	14,24	0,2	0,51	0,11	0	0,04	100,19	84,76	15,24
	IL18	40,66	0,01	0,07	0,04	44,56	14,29	0,26	0,4	0,18	0	0	100,47	84,75	15,25
	IL18	40,75	0,03	0,05	0,02	44,62	14,6	0,19	0,43	0,11	0	0,01	100,82	84,48	15,52
	IL18	40,56	0,01	0,01	0,06	44,72	14,46	0,23	0,44	0,15	0	0,02	100,65	84,64	15,36
	116	39,91	0	0,06	0,02	44,29	15,39	0,18	0,38	0,09	0	0	100,32	83,69	16,31
	116	40,14	0	0,02	0,03	44,23	15,7	0,25	0,39	0,07	0,01	0	100,82	83,39	16,61
	116	40,40	0	0,04	0,04	44,34	15,67	0,22	0,33	0,1	0	0,03	101,16	83,45	16,55
	116	40,50	0	0,04	0,02	44,51	15,56	0,23	0,36	0,06	0	0,02	101,32	83,6	16,4
	116	40,19	0	0,03	0,04	44,2	15,22	0,24	0,31	0,14	0	0	100,47	83,83	16,16
	116	40,14	0	0,03	0,03	43,79	15,91	0,24	0,35	0,12	0	0	100,62	83,06	16,94
	116	40,18	0	0,02	0,03	44,18	15,17	0,21	0,36	0,13	0,01	0,02	100,3	83,84	16,16
	116	39,68	0	0,03	0,02	44,32	15,34	0,23	0,4	0,08	0,01	0,02	100,14	83,73	16,27
	116	40,41	0	0	0,03	44,56	15,28	0,19	0,38	0,07	0	0	100,92	83,86	16,14
	116	40,46	0	0,01	0,04	44,64	15,57	0,19	0,34	0,09	0,01	0	101,36	83,63	16,37
	116	40,23	0	0,07	0,05	44,91	15,08	0,24	0,37	0,09	0,02	0	101,07	84,14	15,85
	116	40,31	0	0,01	0,02	44,94	14,91	0,25	0,34	0,05	0,01	0,01	100,86	84,3	15,7
	116	40,51	0	0,06	0,02	44,9	14,97	0,27	0,37	0,04	0	0	101,14	84,24	15,76
	116	40,35	0	0,03	0	44,57	15,23	0,21	0,29	0,17	0	0	100,85	83,91	16,09
	116	40,10	0	0,01	0,01	44,36	15,28	0,21	0,29	0,1	0	0,04	100,4	83,8	16,2
	116	40,32	0	0,03	0,01	44,84	15,44	0,23	0,35	0,12	0	0	101,34	83,8	16,2
	116	40,18	0	0,04	0,03	44,42	15,31	0,2	0,32	0,11	0	0,01	100,61	83,8	16,2
	116	40,37	0	0,03	0,01	44,57	14,98	0,22	0,31	0,06	0	0,01	100,57	84,14	15,86
	116	40,38	0	0,06	0,04	44,9	14,84	0,23	0,34	0,08	0	0	100,87	84,35	15,64
	116	40,10	0	0,03	0,05	44,98	14,94	0,23	0,36	0,07	0	0,02	100,79	84,29	15,71

Lithologie	N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	FeO	MnO	NiO	CaO	Na2O	K2O	Total	Fo	Fa
Whr	116	40,19	0	0,05	0,05	44,47	15,33	0,26	0,32	0,1	0	0,04	100,83	83,79	16,21
	116	40,06	0	0,01	0,03	43,84	16,29	0,26	0,27	0,1	0	0,04	100,9	82,75	17,25
	116	40,24	0	0,05	0,04	44,05	16,02	0,21	0,35	0,09	0	0	101,06	83,05	16,95
	116	40,05	0,01	0,04	0,05	44,07	15,99	0,25	0,35	0,09	0	0	100,91	83,08	16,92
	116	39,94	0	0,09	0,03	44,02	15,83	0,22	0,35	0,11	0,03	0,03	100,64	83,21	16,79
	116	40,34	0,01	0,07	0,03	44,17	16,09	0,24	0,35	0,13	0	0,01	101,44	83,03	16,97
	116	39,72	0,02	0,09	0,05	44,19	16,3	0,27	0,35	0,11	0	0,01	101,12	82,85	17,15
	116	40,12	0	0,04	0,02	43,65	16,47	0,23	0,31	0,13	0,01	0	101	82,52	17,48
	116	40,47	0	0,05	0	44,41	16,12	0,3	0,33	0,12	0	0	101,78	83,08	16,92
	116	39,98	0	0,01	0	44,08	16	0,24	0,38	0,12	0	0	100,82	83,07	16,93
	116	40,30	0	0,03	0,02	43,68	16,28	0,22	0,38	0,06	0,01	0	100,98	82,7	17,3
	116	39,86	0,01	0,02	0,02	43,84	16,47	0,32	0,29	0,09	0,02	0	100,94	82,59	17,41
	116	40,20	0,02	0,05	0,02	43,58	16,25	0,23	0,29	0,07	0,02	0	100,74	82,69	17,31
	116	39,94	0	0,04	0	43,86	16,5	0,25	0,28	0,06	0,02	0	100,95	82,57	17,43
	116	40,43	0	0,03	0,01	44,7	14,5	0,16	0,37	0,05	0,01	0	100,27	84,6	15,4
	116	40,80	0	0,01	0,05	44,74	14,84	0,15	0,29	0,05	0	0,02	100,96	84,3	15,69
	116	40,21	0	0,06	0,04	44,88	14,55	0,21	0,31	0,08	0	0,02	100,36	84,61	15,39
	116	39,96	0	0	0,02	43,61	16,19	0,2	0,37	0,13	0	0	100,48	82,76	17,24
	116	40,20	0,01	0,03	0,03	44,11	15,57	0,26	0,37	0,14	0,02	0,02	100,75	83,47	16,53
	116	40,08	0	0,08	0,05	44,09	15,78	0,19	0,29	0,17	0,02	0	100,76	83,28	16,72
	116	40,07	0	0,02	0,02	44,08	15,84	0,21	0,37	0,13	0	0,02	100,77	83,21	16,78
	116	39,78	0	0,04	0,02	43,65	16,12	0,28	0,36	0,14	0	0	100,39	82,83	17,17
	116	40,30	0	0,04	0,03	44,14	15,81	0,2	0,33	0,16	0	0,01	101,02	83,26	16,74
	116	40,02	0	0,0	0,04	44,54	14,9	0,22	0,38	0,08	0,03	0,01	100,25	84,2	15,8
	116	39,96	0	0,0	0,02	44,71	15,05	0,21	0,36	0,06	0	0	100,4	84,11	15,89
	116	40,51	0	0	0,01	44,97	14,87	0,21	0,28	0,07	0,02	0,01	100,96	84,35	15,65
	116	40,51	0	0,02	0,03	44,99	14,84	0,19	0,36	0,05	0,01	0	101	84,38	15,61
	ILL3	40,36	0	0,03	0,01	45,57	14,16	0,23	0,39	0,1	0,02	0	100,87	85,15	14,85
	ILL3	40,65	0	0,03	0,03	45,48	14,31	0,26	0,35	0,05	0	0	101,17	84,99	15,01
	ILL3	40,73	0,02	0,03	0,02	45,25	14,23	0,2	0,41	0,13	0,02	0,02	101,07	85	15
	ILL3	40,67	0	0,02	0,01	44,83	15,25	0,29	0,41	0,1	0	0	101,58	83,97	16,03
	ILL3	40,49	0	0,01	0	44,62	15,15	0,2	0,31	0,07	0,01	0	100,86	84	16
	ILL3	40,61	0	0,03	0,02	44,5	15	0,2	0,42	0,09	0	0	100,88	84,09	15,91
	ILL3	40,31	0,04	0,01	0,01	44,38	15,06	0,25	0,4	0,1	0	0,02	100,58	84	16
	ILL3	40,29	0	0,02	0,03	44,89	14,62	0,23	0,39	0,06	0	0,02	100,55	84,55	15,45
	ILL3	40,08	0,01	0,03	0	45,1	15,07	0,24	0,36	0,03	0	0	100,96	84,21	15,79
	ILL3	39,95	0,01	0	0,02	45	14,71	0,21	0,36	0,06	0,01	0,01	100,34	84,49	15,51
	ILL3	40,51	0	0,04	0,01	44,65	15,02	0,24	0,38	0,06	0	0,02	100,93	84,12	15,88
	ILL3	40,82	0	0,01	0,03	45,54	14,41	0,19	0,37	0,07	0	0	101,44	84,92	15,08
	ILL3	40,66	0	0,08	0,02	45,13	14,38	0,24	0,44	0,07	0,02	0,03	101,07	84,83	15,17
	ILL3	40,32	0	0,05	0,03	44,96	14,22	0,23	0,4	0,08	0	0	100,3	84,92	15,08

Lhz = lherzolite ; Hzb = harzburgite ; Whr = wehrlite ; Fo : Forsterite ; Fa : Fayalite

A2.2 : Analyses chimiques des clinopyroxènes des basaltes en coussin et massifs

N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	XMg	Wo	En	Fs
IL59	51,47	0,33	3,28	0,00	10,37	0,32	16,58	16,78	0,11	0,03	99,28	0,75	30,69	51,88	17,43
IL59	51,25	0,41	4,08	0,01	9,63	0,40	16,69	16,99	0,09	0,04	99,61	0,76	29,90	53,44	16,65
IL59	51,58	0,38	2,99	0,07	11,61	0,36	16,78	15,26	0,17	0,00	99,20	0,72	27,65	52,38	19,97
IL59	51,05	0,44	3,55	0,03	9,23	0,22	15,78	18,62	0,15	0,00	99,23	0,77	34,67	50,15	15,18
IL59	50,81	0,48	3,40	0,01	11,48	0,33	14,85	17,80	0,13	0,06	99,50	0,71	33,20	47,34	19,46
IL59	51,37	0,41	4,11	0,04	9,16	0,28	16,35	17,93	0,19		99,84	0,77	32,11	52,53	15,36
IL59	50,76	0,48	3,75	0,04	10,64	0,21	14,90	18,66	0,11		99,52	0,73	34,57	47,58	17,85
IL59	50,07	0,58	3,24	0,01	12,07	0,28	13,50	19,78	0,17		99,70	0,71	41,03	41,75	17,22
IL59	50,42	0,54	3,04	0,00	12,98	0,33	13,38	18,65	0,15		99,50	0,67	36,43	42,27	21,30
IL59	51,21	0,45	4,17	0,05	9,43	0,22	16,73	17,74	0,15		100,15	0,78	32,98	52,57	14,46
IL59	51,83	0,29	3,73	0,18	8,76	0,19	18,78	15,84	0,12		99,74	0,81	29,06	57,64	13,30
IL59	52,09	0,32	3,65	0,07	7,93	0,23	17,10	18,44	0,14		99,98	0,80	32,79	53,82	13,39
IL59	52,69	0,25	3,26	0,17	7,14	0,17	17,14	19,69	0,12		100,61	0,82	35,44	52,86	11,70
IL59	53,16	0,20	2,76	0,17	7,60	0,19	18,60	17,76	0,11		100,55	0,82	32,29	55,69	12,03
IL59	52,82	0,23	2,78	0,13	8,17	0,18	18,95	16,63	0,14		100,05	0,82	30,79	56,70	12,51
IL59	53,21	0,23	2,68	0,15	7,94	0,28	18,58	17,13	0,11		100,31	0,81	30,62	55,97	13,42
IL59	51,09	0,51	3,38	0,02	10,42	0,23	15,33	18,62	0,18		99,76	0,75	35,71	47,98	16,30
IL59	50,98	0,46	3,19	0,02	12,73	0,33	15,48	16,86	0,13		100,18	0,71	33,39	47,35	19,26
IL59	51,59	0,34	3,45	0,03	10,29	0,33	16,81	16,73	0,16		99,79	0,76	30,87	52,46	16,67
IL59	51,38	0,43	4,18	0,07	9,10	0,21	16,62	17,87	0,18		100,05	0,78	35,78	50,21	14,01
IL59	51,95	0,19	3,30	0,11	8,15	0,29	17,61	17,80	0,19		99,60	0,82	36,50	52,02	11,48

A2.3 : Analyses chimiques des clinopyroxènes des massifs de gabbros

N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	XMg	Wo	En	Fs
IL16	52,27	0,40	1,94	0,02	11,32	0,30	15,50	18,37	0,19	0,00	100,29	0,72	35,92	46,40	17,68
IL16	52,81	0,44	2,08	0,03	10,31	0,27	15,40	19,25	0,23	0,00	100,82	0,73	36,31	46,54	17,15
IL16	52,72	0,39	1,93	0,04	9,49	0,28	16,00	19,26	0,21	0,02	100,39	0,76	36,86	48,08	15,05
IL16	52,25	0,40	2,10	0,01	9,75	0,28	15,05	19,96	0,25	0,00	100,04	0,75	38,71	45,89	15,41
IL11	52,22	0,50	2,99	0,04	9,65	0,28	15,47	18,98	0,23	0,00	100,41	0,74	34,67	48,40	16,93
IL11	51,86	0,57	2,98	0,01	10,85	0,23	15,18	18,61	0,30	0,03	100,62	0,73	35,10	47,42	17,48
IL11	50,97	0,69	3,02	0,00	12,63	0,32	14,23	18,19	0,31	0,00	100,48	0,70	37,73	43,28	18,98
IL11	51,37	0,72	2,61	0,02	13,41	0,40	14,43	17,07	0,28	0,00	100,30	0,67	34,18	43,96	21,86
IL52	52,66	0,34	2,02	0,07	8,89	0,23	16,21	18,96	0,19	0,00	99,59	0,76	35,69	49,18	15,13
IL52	52,10	0,38	1,90	0,06	9,22	0,30	15,94	18,97	0,21	0,00	99,09	0,77	36,70	48,48	14,82
IL52	52,29	0,36	1,90	0,05	8,98	0,22	15,60	19,94	0,22	0,00	99,72	0,77	38,91	47,13	13,97
IL52	52,41	0,36	1,91	0,06	8,51	0,30	15,62	20,44	0,19	0,01	99,82	0,78	39,84	47,05	13,11
IL52	52,38	0,30	2,16	0,06	8,71	0,23	15,88	20,15	0,19	0,00	100,08	0,79	39,51	47,57	12,92
IL52	51,83	0,48	2,02	0,05	11,01	0,23	14,95	19,05	0,25	0,00	99,87	0,73	37,79	45,26	16,95
IL52	52,36	0,41	1,96	0,06	9,25	0,26	15,70	19,06	0,23	0,00	99,34	0,75	36,29	47,88	15,83
IL52	52,09	0,35	1,93	0,06	10,38	0,27	14,70	20,24	0,24	0,02	100,29	0,74	40,75	44,02	15,23
IL52	52,07	0,37	2,03	0,07	8,94	0,29	15,73	19,83	0,16	0,03	99,52	0,78	39,00	47,38	13,62
IL52	52,50	0,40	2,08	0,04	8,39	0,16	15,02	20,97	0,31	0,00	99,91	0,77	40,29	46,10	13,61
IL52	51,90	0,47	1,76	0,05	9,19	0,25	15,46	20,06	0,25	0,00	99,44	0,78	40,88	46,07	13,04
IL52	51,36	0,61	2,88	0,04	9,74	0,20	14,08	20,54	0,41	0,01	99,85	0,75	42,11	43,30	14,59
IL53	50,65	0,44	2,52	0,03	11,58	0,55	12,33	21,62	0,31	0,04	100,17	0,70	46,62	37,59	15,79
IL53	50,93	0,48	2,12	0,02	10,21	0,29	13,68	21,39	0,24	0,06	99,45	0,75	45,79	40,79	13,42
IL53	51,18	0,52	1,66	0,01	12,60	0,54	11,67	21,38	0,34	0,02	100,03	0,65	43,94	36,29	19,77
IL53	51,52	0,48	1,84	0,02	10,37	0,30	13,56	21,15	0,29	0,02	99,65	0,73	43,01	41,40	15,58
IL53	51,03	0,41	2,33	0,02	10,71	0,43	12,95	20,82	0,28	0,04	99,07	0,70	41,14	41,26	17,60
IL53	50,87	0,63	2,03	0,01	11,03	0,36	12,38	21,67	0,25	0,00	99,27	0,69	43,69	38,71	17,60
IL53	51,88	0,50	2,13	0,02	9,32	0,22	14,23	21,33	0,18	0,00	99,86	0,74	41,31	43,63	15,06

N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	XMg	Wo	En	Fs
IL54	51,12	0,41	1,45	0,08	10,10	0,30	13,29	22,21	0,23	0,00	99,21	0,75	47,60	39,23	13,17
IL54	51,58	0,41	1,83	0,09	9,21	0,28	13,94	21,45	0,24	0,00	99,08	0,75	42,83	42,84	14,33
IL30	54,02	0,15	1,57	0,32	6,34	0,22	18,43	19,38	0,13	0,01	100,63	0,84	36,08	53,75	10,17
IL30	53,53	0,18	1,75	0,24	6,68	0,13	18,25	19,32	0,18	0,02	100,32	0,85	37,06	53,26	9,68
IL30	53,79	0,18	1,65	0,32	6,57	0,20	18,56	18,86	0,15	0,02	100,36	0,84	35,19	54,41	10,40
IL30	53,77	0,15	1,92	0,37	6,46	0,20	18,10	19,47	0,12	0,00	100,62	0,83	35,78	53,51	10,71
IL30	52,98	0,24	2,49	0,46	6,46	0,20	17,76	19,88	0,16	0,00	100,65	0,85	39,21	51,84	8,96
IL30	52,74	0,20	2,41	0,50	6,14	0,12	17,66	19,83	0,15	0,02	99,83	0,85	37,05	53,52	9,42
IL30	53,76	0,16	1,68	0,36	6,83	0,18	18,39	18,77	0,12	0,00	100,25	0,83	34,78	53,99	11,24
IL30	53,39	0,15	1,86	0,38	6,57	0,21	17,92	19,49	0,17	0,01	100,20	0,84	36,75	53,21	10,04
IL30	52,95	0,20	2,56	0,54	6,61	0,20	17,86	19,69	0,14	0,02	100,85	0,85	38,82	52,08	9,10
IL30	53,86	0,14	1,63	0,30	6,61	0,18	18,41	19,07	0,11	0,00	100,36	0,83	35,43	53,78	10,79
IL30	53,72	0,14	1,60	0,26	6,32	0,21	18,18	19,44	0,14	0,00	100,02	0,84	36,47	53,38	10,15
IL30	53,07	0,24	1,89	0,08	7,29	0,25	17,40	19,73	0,15	0,01	100,15	0,83	38,31	51,09	10,60
IL30	52,81	0,23	1,70	0,06	7,68	0,18	16,97	19,83	0,14	0,00	99,60	0,81	38,89	49,79	11,32
IL30	52,78	0,26	1,96	0,04	8,01	0,24	17,33	18,89	0,15	0,00	99,67	0,81	36,43	51,40	12,18
IL30	52,72	0,27	1,93	0,03	8,51	0,23	17,32	18,28	0,14	0,00	99,46	0,79	34,74	51,69	13,57
IL30	52,95	0,31	1,92	0,03	8,63	0,27	17,24	18,51	0,15	0,01	100,07	0,79	35,21	51,21	13,59
IL30	52,36	0,30	2,06	0,03	8,62	0,20	16,72	19,17	0,15	0,00	99,62	0,80	37,74	49,58	12,68
IL30	52,36	0,34	1,89	0,00	9,46	0,22	16,49	18,42	0,15	0,01	99,41	0,77	35,49	49,43	15,08
IL30	52,28	0,36	1,98	0,01	8,90	0,27	16,60	19,05	0,15	0,00	99,64	0,79	37,73	49,19	13,08
IL30	52,92	0,31	1,87	0,03	8,54	0,24	17,31	18,92	0,15	0,00	100,38	0,80	37,23	50,48	12,28
IL30	53,03	0,21	1,84	0,07	7,54	0,20	17,79	18,99	0,13	0,00	99,87	0,82	36,85	52,05	11,10
IL30	53,07	0,22	1,93	0,06	7,96	0,22	17,81	18,70	0,15	0,02	100,13	0,82	36,45	52,06	11,49
IL30	53,16	0,25	1,84	0,08	7,46	0,19	17,45	19,54	0,15	0,00	100,16	0,82	37,61	51,23	11,16
IL30	53,72	0,21	1,87	0,11	7,85	0,20	17,81	18,90	0,13	0,00	100,86	0,81	35,14	52,28	12,58
IL30	52,65	0,19	2,11	0,15	7,15	0,22	17,53	18,97	0,17	0,01	99,25	0,83	36,17	52,75	11,08
IL30	53,04	0,22	2,04	0,17	7,08	0,15	17,82	19,14	0,13	0,00	99,81	0,83	36,23	52,86	10,91
IL30	52,83	0,24	2,05	0,16	7,06	0,20	17,88	19,14	0,14	0,02	99,73	0,84	37,20	52,69	10,11
IL30	53,11	0,21	1,83	0,12	8,07	0,24	18,21	18,00	0,16	0,01	99,98	0,82	35,01	53,21	11,78
IL30	53,07	0,38	2,14	0,11	7,34	0,25	16,85	20,12	0,22	0,04	100,59	0,82	38,21	50,60	11,19
IL30	52,69	0,23	1,85	0,05	7,93	0,27	16,08	20,25	0,16	0,02	99,54	0,79	38,69	48,47	12,84
IL30	53,10	0,29	1,80	0,01	8,93	0,24	16,83	18,91	0,18	0,01	100,35	0,78	36,10	49,89	14,02
IL30	52,62	0,32	1,80	0,00	9,52	0,19	16,72	18,20	0,14	0,02	99,60	0,76	34,70	49,87	15,43
IL30	52,47	0,39	1,88	0,02	10,12	0,24	16,56	18,20	0,18	0,00	100,10	0,76	35,91	48,93	15,16
IL30	53,33	0,20	2,17	0,21	6,95	0,20	18,02	18,85	0,14	0,01	100,19	0,83	34,75	53,83	11,42
IL30	53,58	0,20	1,72	0,12	7,32	0,25	17,98	19,24	0,17	0,00	100,58	0,83	37,13	52,25	10,61
IL30	53,53	0,17	1,60	0,12	7,14	0,19	17,96	18,91	0,13	0,01	99,83	0,82	35,59	52,71	11,70
IL30	52,60	0,42	2,02	0,02	9,49	0,23	15,99	19,34	0,20	0,00	100,30	0,76	37,21	47,94	14,85
IL30	52,39	0,41	1,96	0,03	9,30	0,22	16,06	19,30	0,21	0,00	99,92	0,77	37,67	48,10	14,23
IL30	52,61	0,37	2,00	0,02	9,29	0,24	16,53	18,88	0,18	0,01	100,14	0,78	36,57	49,20	14,23
IL30	52,95	0,32	1,87	0,01	8,72	0,23	16,64	19,08	0,20	0,00	100,02	0,78	36,28	49,71	14,01
IL30	52,80	0,36	1,93	0,01	8,80	0,29	16,79	19,21	0,17	0,02	100,39	0,79	37,71	49,42	12,88
IL30	52,56	0,36	1,96	0,01	9,33	0,27	16,39	19,10	0,20	0,02	100,23	0,78	37,75	48,56	13,69
IL30	52,62	0,34	1,90	0,02	8,49	0,23	16,85	19,22	0,16	0,00	99,90	0,80	37,70	49,74	12,57
IL30	53,05	0,33	1,98	0,02	8,37	0,18	16,80	19,13	0,17	0,03	100,17	0,78	35,91	50,20	13,89
IL30	53,07	0,28	1,83	0,03	8,45	0,26	16,33	19,50	0,17	0,02	99,98	0,77	36,80	48,97	14,22
IL30	52,65	0,33	1,94	0,02	8,59	0,18	16,58	19,29	0,13	0,00	99,75	0,78	36,78	49,51	13,70
IL30	52,89	0,24	1,72	0,03	8,30	0,23	16,65	19,47	0,19	0,00	99,78	0,79	37,67	49,49	12,84
IL30	52,60	0,34	2,02	0,02	8,86	0,26	16,86	18,50	0,17	0,01	99,75	0,78	35,26	50,62	14,11
IL30	52,96	0,31	1,96	0,04	8,73	0,25	16,99	18,65	0,18	0,01	100,10	0,78	35,26	50,79	13,95
IL30	52,77	0,30	1,86	0,00	9,13	0,24	17,25	18,48	0,15	0,00	100,23	0,79	36,74	50,22	13,03
IL30	52,69	0,31	1,94	0,02	9,18	0,31	16,34	19,20	0,22	0,03	100,29	0,78	37,65	48,65	13,70
IL30	53,08	0,26	1,78	0,06	8,41	0,22	17,50	18,30	0,12	0,02	99,80	0,79	34,47	51,82	13,71
IL30	53,10	0,26	1,93	0,06	8,25	0,21	17,86	18,45	0,17	0,00	100,29	0,81	35,95	52,13	11,91
IL30	53,09	0,24	1,87	0,07	8,31	0,25	17,55	18,30	0,14	0,00	99,81	0,80	34,45	52,12	13,44

N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	XMg	Wo	En	Fs
IL30	53,16	0,26	1,86	0,04	8,35	0,22	17,68	18,22	0,18	0,00	99,96	0,80	34,51	52,38	13,12
IL30	52,76	0,27	1,94	0,02	8,35	0,23	16,77	19,20	0,18	0,03	99,73	0,79	36,93	50,11	12,96
IL30	52,36	0,25	2,46	0,04	8,36	0,25	17,50	18,85	0,20	0,00	100,28	0,83	39,64	50,18	10,17
IL30	52,82	0,24	2,30	0,04	7,89	0,30	17,22	19,10	0,17	0,00	100,11	0,81	36,46	51,57	11,98
IL30	53,45	0,23	1,89	0,08	7,80	0,22	17,72	19,42	0,14	0,01	101,08	0,82	37,80	51,22	10,98
IL30	53,41	0,21	1,92	0,11	7,58	0,25	17,65	19,13	0,16	0,00	100,49	0,82	36,15	52,13	11,72
IL30	53,05	0,19	2,02	0,18	6,82	0,23	17,65	19,94	0,16	0,00	100,29	0,85	39,17	51,63	9,20
IL30	53,12	0,22	1,94	0,17	6,69	0,18	17,62	19,88	0,19	0,01	100,07	0,84	38,51	51,96	9,53
IL30	52,78	0,21	1,84	0,17	8,10	0,26	16,37	19,80	0,16	0,02	99,74	0,79	37,68	49,29	13,03
IL30	53,38	0,22	2,03	0,22	6,83	0,19	17,60	19,88	0,13	0,00	100,53	0,83	37,22	52,15	10,63
IL30	53,36	0,19	2,01	0,28	6,63	0,14	17,56	19,95	0,15	0,00	100,36	0,83	37,16	52,33	10,52
IL30	53,53	0,18	2,10	0,30	6,82	0,16	17,81	19,77	0,17	0,00	100,91	0,84	37,18	52,62	10,20
IL30	53,40	0,21	2,23	0,33	6,64	0,18	17,79	19,40	0,15	0,00	100,36	0,83	35,53	53,35	11,12
IL30	53,29	0,19	2,18	0,36	6,27	0,17	17,50	19,66	0,15	0,03	99,91	0,83	36,03	53,27	10,71
IL30	53,24	0,20	2,27	0,42	6,22	0,18	17,57	20,08	0,16	0,00	100,36	0,84	37,00	53,05	9,95
IL30	53,22	0,21	2,24	0,38	6,10	0,16	17,39	20,01	0,16	0,02	99,92	0,84	36,72	52,87	10,41
IL30	53,55	0,18	2,17	0,35	6,18	0,13	17,47	20,23	0,15	0,00	100,42	0,83	37,04	52,54	10,42
IL30	53,33	0,18	2,11	0,28	6,64	0,20	17,55	20,05	0,16	0,00	100,56	0,84	37,77	52,17	10,06
IL30	53,12	0,18	2,18	0,33	6,14	0,18	17,42	20,40	0,15	0,02	100,12	0,85	38,32	52,26	9,42
IL30	53,23	0,19	2,25	0,44	6,22	0,15	17,45	20,12	0,17	0,01	100,30	0,84	37,05	52,78	10,17
IL30	52,76	0,20	2,35	0,50	6,17	0,20	17,55	19,84	0,10	0,00	99,81	0,84	36,48	53,40	10,12
IL30	53,16	0,21	2,36	0,47	6,17	0,16	17,52	20,05	0,16	0,01	100,32	0,84	36,78	53,17	10,06
IL30	53,36	0,21	2,38	0,43	6,49	0,17	17,69	19,46	0,17	0,01	100,40	0,83	35,35	53,62	11,03
IL30	53,20	0,18	2,38	0,49	6,16	0,18	17,44	19,94	0,13	0,02	100,14	0,83	36,22	53,23	10,55
IL30	53,12	0,19	2,29	0,48	6,26	0,16	17,60	19,83	0,18	0,00	100,18	0,84	36,57	53,40	10,03
IL30	53,74	0,12	1,65	0,31	6,30	0,20	18,27	19,28	0,15	0,00	100,08	0,84	36,03	53,75	10,22
IL62	51,30	0,49	2,00	0,01	11,51	0,31	13,68	19,96	0,20	0,02	99,56	0,70	39,95	41,89	18,16
IL62	51,85	0,55	1,72	0,02	13,71	0,35	13,73	18,16	0,27	0,01	100,48	0,65	35,56	41,94	22,50
IL62	51,51	0,56	2,19	0,02	11,74	0,33	14,00	18,91	0,27	0,00	99,64	0,69	36,53	43,70	19,78
IL62	51,71	0,55	1,78	0,00	12,57	0,35	13,66	19,22	0,26	0,00	100,11	0,67	38,04	41,73	20,23
IL62	50,91	0,47	2,05	0,02	13,12	0,36	13,45	19,35	0,30	0,00	100,15	0,69	41,98	40,02	18,00
IL62	51,23	0,54	2,17	0,02	11,41	0,32	14,11	19,28	0,24	0,01	99,32	0,71	39,63	42,65	17,73
IL62	51,29	0,53	1,47	0,00	15,00	0,41	13,04	18,01	0,23	0,01	99,99	0,62	36,85	39,40	23,75
IL62	51,51	0,57	1,55	0,01	13,51	0,45	12,91	19,32	0,26	0,01	100,11	0,64	38,83	39,43	21,74
IL62	51,93	0,53	2,18	0,02	11,75	0,28	14,33	19,25	0,24	0,00	100,51	0,70	37,42	43,81	18,77
IL62	51,63	0,48	2,04	0,02	11,93	0,40	14,11	19,47	0,20	0,00	100,30	0,70	39,13	42,66	18,21
IL62	51,46	0,54	1,59	0,01	14,31	0,43	13,59	17,81	0,21	0,01	100,04	0,64	35,65	41,25	23,10
IL62	51,72	0,52	1,99	0,00	12,00	0,35	13,50	19,65	0,20	0,00	100,01	0,67	37,88	41,65	20,47
IL62	51,73	0,50	1,83	0,04	11,75	0,47	13,35	20,31	0,19	0,01	100,19	0,68	39,90	40,93	19,17
IL62	51,32	0,39	1,94	0,00	11,44	0,39	13,38	20,23	0,20	0,03	99,37	0,69	40,50	41,23	18,27

(En : Enstatite ; Wo : Wollastonite ; Fs : Ferrosilite)

A2.4 : Analyses chimiques des clinopyroxènes des lherzolites

N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	XMg	En	Wo	Fs
IL9	52,90	0,27	2,01	0,79	6,14	0,19	17,77	19,76	0,23	0,02	100,21	0,86	53,55	37,66	8,79
IL9	52,62	0,28	1,87	0,93	5,66	0,10	17,64	20,20	0,22	0,01	99,66	0,87	53,21	38,82	7,97
IL9	52,78	0,24	1,79	0,78	5,79	0,21	17,64	20,07	0,16	0,01	99,54	0,86	53,13	38,09	8,78
IL9	52,80	0,32	2,50	0,80	5,74	0,12	16,40	20,95	0,25	0,00	100,00	0,84	49,71	40,54	9,75
IL9	53,35	0,24	1,64	0,72	6,19	0,19	18,06	18,89	0,27	0,03	99,65	0,84	54,31	35,33	10,36
IL9	52,96	0,26	1,92	0,73	5,94	0,14	17,43	19,79	0,22	0,03	99,50	0,84	53,08	36,77	10,15
IL10	52,72	0,24	1,99	0,94	6,20	0,20	17,43	20,15	0,14	0,00	100,10	0,85	52,61	38,03	9,36
IL10	52,36	0,51	2,40	0,66	6,69	0,16	16,70	21,04	0,31	0,00	100,91	0,86	50,13	41,92	7,95
IL10	52,77	0,24	2,07	0,87	6,14	0,16	16,91	20,65	0,21	0,02	100,11	0,84	51,79	38,69	9,52
IL10	52,44	0,41	2,40	0,79	6,73	0,19	17,21	19,97	0,18	0,01	100,43	0,84	52,31	37,88	9,81
IL10	52,67	0,42	2,52	0,75	6,84	0,20	16,90	20,09	0,27	0,00	100,72	0,83	52,18	37,39	10,43
IL10	52,25	0,50	2,59	0,65	6,74	0,19	17,40	20,23	0,31	0,01	100,98	0,88	51,44	41,37	7,19
IL10	51,45	0,94	2,31	0,47	6,53	0,20	15,98	21,06	0,40	0,03	99,41	0,85	49,25	42,39	8,36
IL10	51,60	0,96	2,30	0,47	6,55	0,16	16,13	21,31	0,36	0,01	99,91	0,86	49,12	42,89	8,00
IL10	51,59	0,83	2,14	0,42	7,00	0,30	15,63	21,35	0,36	0,01	99,70	0,84	47,86	43,16	8,98
IL10	51,25	0,97	2,40	0,50	6,82	0,19	15,87	21,19	0,29	0,00	99,49	0,85	48,74	42,35	8,91
IL10	51,20	0,37	2,51	1,14	6,26	0,18	16,21	20,47	0,32	0,00	98,74	0,86	51,39	40,11	8,50
IL10	51,82	0,30	2,53	1,21	6,61	0,19	15,86	19,83	0,23	0,05	98,84	0,81	51,91	35,95	12,14
IL10	51,51	0,97	2,30	0,55	6,38	0,14	16,09	21,43	0,41	0,00	99,83	0,87	49,27	43,39	7,34
IL10	51,58	1,02	2,33	0,47	6,54	0,19	16,20	20,94	0,34	0,00	99,67	0,85	49,68	41,53	8,80
IL10	52,34	0,25	2,00	0,94	5,85	0,10	16,90	21,04	0,22	0,03	99,74	0,87	51,08	41,22	7,70
IL10	52,22	0,23	1,97	0,93	6,37	0,12	16,75	20,24	0,26	0,02	99,17	0,84	51,62	38,86	9,52
IL10	52,38	0,25	1,96	0,94	5,84	0,14	17,18	20,75	0,25	0,00	99,76	0,88	51,67	40,95	7,38
IL12	52,15	1,03	2,30	0,34	6,95	0,14	15,78	21,12	0,36	0,01	100,19	0,82	49,01	40,06	10,92
IL12	52,86	0,87	1,85	0,33	6,67	0,18	15,88	21,22	0,37	0,00	100,24	0,81	48,45	40,25	11,30
IL12	53,28	0,34	2,51	1,01	6,40	0,16	17,18	19,70	0,19	0,00	100,83	0,83	53,91	34,82	11,27
IL12	52,61	0,67	2,41	0,65	7,24	0,24	16,94	19,35	0,25	0,00	100,40	0,81	52,25	35,46	12,30
IL12	52,74	0,27	2,32	0,95	5,71	0,16	17,19	20,55	0,14	0,03	100,12	0,85	52,99	37,54	9,47
IL12	51,46	0,32	2,67	0,93	6,18	0,11	17,27	20,10	0,24	0,00	99,33	0,88	51,99	41,11	6,90
IL12	52,45	1,02	2,08	0,17	6,36	0,19	16,57	21,45	0,33	0,01	100,67	0,86	49,32	42,55	8,13
IL12	52,62	1,12	2,33	0,15	6,50	0,14	16,02	21,49	0,44	0,00	100,85	0,83	49,40	40,82	9,79
IL12	51,64	0,89	2,40	0,44	6,94	0,19	16,00	20,76	0,35	0,03	99,68	0,84	49,62	40,71	9,67
IL12	51,69	1,01	2,81	0,42	6,48	0,18	15,33	21,43	0,38	0,01	99,79	0,82	47,79	41,79	10,42
IL12	51,84	0,59	2,67	0,63	7,00	0,17	16,34	20,52	0,34	0,00	100,11	0,84	50,51	40,20	9,29
IL12	53,33	0,22	2,06	0,95	6,27	0,13	17,87	19,15	0,20	0,01	100,24	0,84	54,53	34,74	10,73
IL12	51,97	0,62	2,60	0,62	6,74	0,20	16,37	20,75	0,28	0,00	100,21	0,84	50,53	40,12	9,36
IL12	52,95	0,28	2,12	0,83	6,36	0,12	17,34	19,67	0,25	0,00	99,97	0,83	53,09	36,29	10,62
IL12	52,39	0,32	2,54	0,86	6,58	0,18	16,90	20,26	0,27	0,02	100,32	0,85	52,10	38,62	9,29
IL12	52,10	0,59	2,52	0,56	6,70	0,14	16,35	20,80	0,31	0,00	100,12	0,84	50,47	40,06	9,47
IL12	52,93	0,23	1,98	0,88	6,40	0,16	17,43	19,84	0,29	0,01	100,20	0,85	52,98	37,69	9,34
IL12	52,58	0,23	2,23	1,00	5,99	0,14	17,21	20,35	0,21	0,00	99,96	0,85	52,80	38,20	9,00
IL12	52,50	0,32	2,24	0,82	6,59	0,14	16,84	20,04	0,27	0,03	99,81	0,84	52,20	37,51	10,30
IL12	52,48	0,30	2,29	0,91	6,32	0,14	16,64	20,38	0,26	0,00	99,80	0,83	50,58	39,38	10,03
IL12	52,37	0,37	2,51	0,89	5,87	0,13	16,32	21,00	0,45	0,01	99,97	0,86	50,56	41,24	8,20
IL12	52,73	0,19	2,03	0,87	6,21	0,11	16,68	20,59	0,24	0,00	99,64	0,83	51,35	38,44	10,21
IL12	51,96	0,70	2,62	0,59	7,11	0,16	16,24	20,27	0,34	0,00	99,99	0,83	50,85	38,41	10,74
IL12	52,79	0,24	2,04	0,85	6,13	0,18	16,76	20,78	0,34	0,01	100,12	0,85	51,49	39,74	8,77
IL12	52,32	0,61	2,38	0,62	6,56	0,18	15,98	20,99	0,41	0,00	100,09	0,83	50,27	39,72	10,01
IL12	52,41	0,64	2,29	0,80	6,58	0,17	16,04	20,60	0,39	0,02	99,95	0,82	50,46	38,53	11,01
IL12	52,33	0,65	2,03	0,55	6,53	0,18	16,23	21,11	0,30	0,03	99,94	0,84	49,73	40,69	9,58
IL12	52,53	0,61	2,13	0,69	6,38	0,14	15,79	21,50	0,46	0,01	100,25	0,84	49,47	41,05	9,48
IL12	52,54	0,21	2,07	0,93	6,17	0,16	16,44	21,16	0,27	0,02	100,00	0,85	50,55	40,58	8,87
IL12	51,67	0,77	2,54	0,52	6,64	0,18	15,71	21,20	0,27	0,01	99,54	0,83	49,43	40,22	10,35
IL12	51,81	0,77	2,52	0,53	7,19	0,18	16,36	20,30	0,27	0,00	99,97	0,83	50,44	39,12	10,44

N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	XMg	En	Wo	Fs
IL12	52,99	0,23	2,05	0,93	6,34	0,12	16,52	20,75	0,38	0,03	100,38	0,84	51,21	39,01	9,78
IL12	52,74	0,40	2,24	0,87	6,34	0,17	16,30	20,71	0,43	0,00	100,24	0,84	51,12	38,90	9,98
IL12	52,45	0,26	2,18	0,90	6,05	0,17	16,55	21,07	0,38	0,02	100,05	0,87	50,97	41,30	7,73
IL12	53,02	0,30	1,97	0,87	6,45	0,20	16,55	20,39	0,40	0,01	100,16	0,83	51,25	38,35	10,40
IL12	52,88	0,19	2,01	0,92	6,07	0,11	17,40	20,46	0,23	0,02	100,36	0,86	52,32	39,27	8,41
IL12	53,05	0,22	2,02	0,94	5,85	0,13	17,43	20,37	0,25	0,00	100,30	0,86	53,09	38,10	8,81
IL12	52,66	0,53	2,05	0,84	6,69	0,18	16,25	20,50	0,42	0,00	100,17	0,83	50,62	38,72	10,66
IL12	52,35	0,81	2,37	0,40	6,74	0,17	16,28	20,63	0,32	0,01	100,08	0,82	50,47	38,72	10,81
IL12	52,26	0,77	2,26	0,48	6,76	0,18	15,88	21,04	0,41	0,03	100,07	0,83	49,66	40,21	10,13
IL12	51,59	0,32	2,25	1,02	6,42	0,17	16,47	20,34	0,45	0,00	99,09	0,87	50,87	41,72	7,42
IL12	52,59	0,20	2,09	1,00	6,22	0,10	17,30	20,26	0,30	0,00	100,06	0,87	52,38	39,48	8,14
IL12	52,34	0,22	2,12	0,92	5,87	0,12	16,91	20,76	0,20	0,01	99,46	0,86	51,75	39,68	8,57
IL12	51,96	0,68	2,45	0,54	6,90	0,25	15,80	20,97	0,38	0,03	100,06	0,83	49,51	40,54	9,95
IL12	51,83	0,60	2,58	0,56	7,14	0,21	16,78	19,91	0,31	0,00	99,97	0,85	51,30	39,34	9,36
IL12	51,66	0,76	2,47	0,55	7,33	0,21	16,40	20,57	0,34	0,02	100,35	0,85	49,48	42,00	8,52
IL12	52,29	0,88	2,36	0,43	7,16	0,21	16,19	20,61	0,31	0,00	100,51	0,82	50,08	38,81	11,11
IL12	52,13	0,89	2,54	0,51	6,96	0,15	16,01	20,70	0,31	0,00	100,24	0,82	50,06	38,58	11,36
IL12	51,83	0,62	2,17	0,62	6,62	0,16	16,01	20,59	0,38	0,00	99,01	0,83	50,33	39,59	10,08
IL12	51,60	0,91	2,39	0,38	6,83	0,15	16,17	20,60	0,38	0,00	99,45	0,84	49,52	41,24	9,24
IL12	51,21	0,90	2,61	0,49	6,91	0,12	15,86	20,46	0,49	0,03	99,13	0,85	49,55	41,47	8,98
IL12	51,43	0,76	2,72	0,70	6,94	0,12	15,97	20,69	0,37	0,02	99,71	0,84	50,11	40,43	9,45
IL12	52,47	0,48	2,26	0,69	7,24	0,16	16,99	19,24	0,27	0,01	99,83	0,82	52,42	35,80	11,78
IL12	51,93	0,52	2,49	0,67	7,12	0,22	16,14	20,76	0,36	0,03	100,27	0,84	49,63	41,24	9,13
IL12	52,39	0,52	2,56	0,67	6,39	0,13	16,19	21,02	0,36	0,02	100,37	0,84	50,86	39,46	9,68
IL12	51,68	0,72	2,76	0,80	6,90	0,15	15,84	20,60	0,37	0,00	99,85	0,83	50,65	38,71	10,64
IL12	52,74	0,35	1,97	0,66	6,50	0,20	16,45	20,39	0,44	0,00	99,73	0,84	51,09	39,00	9,92
IL12	51,86	0,70	2,57	0,50	6,54	0,18	16,13	20,74	0,34	0,01	99,59	0,84	49,59	40,82	9,59
IL12	51,58	0,83	2,46	0,44	7,15	0,20	16,00	20,74	0,27	0,00	99,74	0,83	49,29	40,59	10,12
IL12	51,86	0,51	2,36	0,65	7,04	0,19	16,27	20,46	0,41	0,00	99,80	0,85	50,12	40,98	8,91
IL12	51,45	0,84	2,38	0,66	7,10	0,17	16,16	20,39	0,35	0,00	99,59	0,84	50,05	40,29	9,65
136	52,54	0,38	2,86	0,92	4,83	0,16	17,40	20,63	0,27	0,00	100,05	0,88	54,92	37,44	7,64
136	52,49	0,39	2,83	0,90	5,08	0,17	17,99	20,29	0,21	0,01	100,40	0,89	55,19	38,05	6,76
136	52,72	0,33	2,93	0,93	4,69	0,11	17,06	21,75	0,19	0,00	100,77	0,88	53,32	39,60	7,08
136	53,12	0,30	2,41	0,97	4,71	0,13	17,94	20,29	0,20	0,03	100,21	0,87	55,25	36,65	8,09
136	53,32	0,33	2,39	0,96	4,85	0,11	17,99	20,44	0,17	0,00	100,63	0,87	54,95	36,74	8,31
136	52,98	0,30	2,42	0,97	4,84	0,12	18,13	20,36	0,21	0,00	100,40	0,89	55,38	37,50	7,11
136	52,46	0,33	2,84	1,08	4,98	0,13	17,60	20,52	0,18	0,00	100,18	0,88	55,04	37,30	7,66
136	53,28	0,31	2,86	1,06	5,27	0,14	18,39	19,18	0,23	0,01	100,79	0,86	57,16	33,64	9,20
136	52,87	0,32	2,89	1,10	5,04	0,09	18,09	20,10	0,16	0,01	100,77	0,87	56,19	35,68	8,14
136	52,52	0,37	2,99	1,16	5,12	0,10	17,89	20,21	0,19	0,00	100,62	0,88	54,33	38,26	7,40
136	53,54	0,30	1,45	0,64	4,16	0,14	16,66	22,83	0,47	0,02	100,27	0,91	50,54	44,35	5,12
136	52,83	0,61	2,09	0,77	4,82	0,10	16,76	22,02	0,50	0,03	100,59	0,90	51,14	43,42	5,44
136	53,09	0,63	2,42	0,82	4,64	0,14	16,75	21,57	0,58	0,00	100,71	0,89	52,95	40,48	6,57
136	52,92	0,52	2,81	0,92	5,16	0,18	17,61	20,11	0,44	0,01	100,75	0,88	55,56	36,72	7,72
136	53,06	0,19	2,04	1,20	4,35	0,14	18,29	20,56	0,21	0,00	100,13	0,90	55,51	38,43	6,07
136	53,13	0,25	2,19	0,99	4,70	0,12	18,02	20,30	0,30	0,05	100,09	0,89	55,47	37,51	7,01
136	53,48	0,21	1,93	0,93	4,57	0,05	18,34	20,74	0,20	0,02	100,60	0,89	54,78	38,76	6,46
136	53,11	0,22	2,08	1,06	4,60	0,11	17,94	20,98	0,23	0,03	100,37	0,90	54,22	39,62	6,16
136	53,43	0,26	2,04	1,07	4,76	0,14	18,16	20,51	0,24	0,03	100,73	0,88	54,23	38,71	7,06
136	53,72	0,22	2,11	1,12	4,85	0,15	18,66	19,78	0,20	0,00	100,86	0,87	56,33	35,62	8,05
136	53,93	0,20	1,80	0,98	4,50	0,08	18,72	20,75	0,23	0,00	101,25	0,90	55,09	38,98	5,93
136	53,66	0,21	1,89	1,04	4,59	0,12	18,37	20,81	0,20	0,00	100,92	0,89	54,80	38,69	6,51
136	53,55	0,20	1,82	0,98	4,44	0,09	18,39	20,84	0,19	0,00	100,60	0,90	54,75	38,95	6,30
136	53,32	0,20	1,65	0,96	4,38	0,12	18,79	20,47	0,19	0,00	100,08	0,91	55,07	39,63	5,30
136	53,67	0,19	1,82	0,98	4,67	0,11	18,82	19,99	0,19	0,00	100,50	0,89	56,15	36,82	7,04
136	53,59	0,25	2,00	0,99	4,63	0,07	18,57	20,61	0,18	0,01	100,98	0,89	55,20	38,31	6,49
136	53,47	0,24	1,94	0,98	4,71	0,10	18,47	20,46	0,17	0,02	100,64	0,89	55,16	37,99	6,85

A2.5 : Analyses chimiques des clinopyroxènes des wehrlites

N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	XMg	En	Wo	Fs
IL18	53,48	0,25	2,31	1,02	4,53	0,15	17,96	20,47	0,21	0,00	100,48	0,88	55,40	36,75	7,84
IL18	52,83	0,27	2,34	1,01	4,25	0,10	18,73	20,19	0,17	0,00	99,99	0,91	56,48	38,02	5,50
IL18	54,02	0,27	2,21	0,98	4,77	0,20	18,28	20,00	0,17	0,00	100,94	0,87	56,45	35,29	8,27
IL18	53,89	0,27	2,19	1,02	4,40	0,16	17,72	20,90	0,17	0,00	100,80	0,88	55,26	37,04	7,70
IL18	53,55	0,38	2,98	0,90	5,01	0,17	17,90	20,25	0,19	0,01	101,43	0,86	53,68	37,89	8,42
IL18	53,70	0,35	2,88	0,92	5,06	0,10	17,92	20,19	0,15	0,00	101,40	0,86	53,77	37,71	8,52
MNKT312	52,72	0,95	2,50	0,88	4,70	0,13	17,08	20,98	0,30	0,00	100,30	0,87	53,73	37,98	8,28
MNKT312	53,13	0,89	2,06	0,73	4,57	0,14	17,53	21,02	0,32	0,01	100,45	0,87	53,48	38,81	7,70
MNKT312	52,85	1,13	2,46	0,81	4,45	0,17	16,92	21,67	0,37	0,02	100,95	0,87	51,78	40,70	7,52
MNKT313	54,04	0,25	1,72	0,86	4,39	0,17	18,21	20,38	0,20	0,00	100,30	0,88	55,54	36,96	7,50
MNKT313	53,74	0,24	1,69	0,87	3,58	0,13	17,64	21,89	0,22	0,03	100,14	0,90	53,45	40,47	6,09
MNKT313	53,57	0,21	1,81	0,90	3,45	0,16	18,92	20,78	0,23	0,01	100,14	0,93	56,44	39,14	4,42
MNKT313	53,88	0,33	2,49	1,17	4,59	0,11	18,40	19,83	0,20	0,01	101,05	0,88	57,47	34,49	8,04
MNKT313	53,45	0,64	2,27	0,82	4,63	0,06	17,62	20,77	0,27	0,00	100,64	0,87	54,53	37,43	8,04
MNKT313	53,14	0,59	2,17	0,91	4,62	0,13	17,64	20,76	0,28	0,02	100,47	0,87	54,14	38,02	7,84
116	53,06	0,18	2,21	0,96	6,33	0,14	19,00	18,20	0,20	0,01	100,36	0,86	56,81	34,20	8,99
116	53,48	0,17	2,18	1,01	6,35	0,18	19,01	18,12	0,20	0,02	100,80	0,85	57,29	32,78	9,93
116	52,99	0,18	2,39	1,01	6,04	0,15	18,58	18,60	0,18	0,00	100,17	0,86	56,72	33,74	9,54
116	52,85	0,19	2,43	1,05	5,80	0,18	18,26	19,44	0,21	0,03	100,50	0,87	55,42	36,54	8,04
116	53,16	0,17	2,16	1,12	5,17	0,14	17,92	20,53	0,26	0,01	100,73	0,89	54,31	38,70	6,99
116	53,81	0,14	1,92	0,97	6,48	0,19	19,74	17,31	0,23	0,02	100,84	0,86	58,52	31,81	9,67
116	53,63	0,18	1,98	1,07	5,25	0,15	18,31	19,77	0,25	0,00	100,68	0,87	55,40	36,10	8,50
116	53,33	0,15	1,99	1,07	5,67	0,12	19,32	18,59	0,18	0,01	100,45	0,88	57,18	35,00	7,82
116	53,44	0,17	1,89	1,01	5,05	0,18	17,72	20,61	0,21	0,00	100,32	0,87	53,73	37,90	8,37
116	53,35	0,19	2,13	1,07	5,45	0,14	18,55	19,66	0,26	0,00	100,87	0,88	55,63	37,05	7,32
116	53,48	0,18	2,02	1,05	5,36	0,15	17,79	20,05	0,24	0,02	100,36	0,86	54,27	36,56	9,17
116	53,78	0,17	2,08	0,96	6,30	0,12	19,41	17,72	0,21	0,00	100,83	0,85	57,95	31,93	10,13
116	54,07	0,17	2,06	0,97	5,93	0,15	18,80	18,42	0,21	0,00	100,83	0,85	57,20	32,67	10,12
116	53,41	0,16	2,11	1,02	5,41	0,14	17,91	20,23	0,24	0,03	100,73	0,87	54,55	37,14	8,31
116	53,83	0,16	1,91	0,92	6,11	0,18	19,47	18,23	0,19	0,00	101,06	0,86	57,32	33,72	8,96
116	53,09	0,19	2,01	1,01	4,95	0,14	17,59	20,64	0,28	0,00	99,98	0,88	54,02	38,39	7,59
116	53,67	0,19	2,08	0,96	6,57	0,19	19,11	17,55	0,22	0,00	100,61	0,84	57,40	31,52	11,07
116	53,67	0,18	2,02	1,01	5,84	0,15	18,39	18,91	0,18	0,01	100,44	0,85	56,11	33,89	10,00
116	53,31	0,17	2,03	1,02	5,46	0,17	18,84	19,29	0,24	0,01	100,57	0,89	55,45	37,43	7,13
116	54,03	0,17	1,97	0,95	6,55	0,19	19,54	17,15	0,17	0,02	100,84	0,84	58,59	30,41	11,01
116	54,42	0,14	1,64	0,86	6,57	0,18	20,93	15,84	0,19	0,04	100,80	0,85	60,89	28,51	10,60
116	53,31	0,16	1,87	1,03	4,89	0,15	17,66	20,97	0,25	0,02	100,38	0,88	53,61	39,23	7,16
116	53,54	0,14	2,05	1,05	5,70	0,14	19,12	18,45	0,27	0,00	100,48	0,87	57,63	33,84	8,53
116	53,89	0,10	1,69	0,92	6,51	0,14	20,24	16,71	0,24	0,03	100,49	0,86	59,38	31,14	9,48
116	53,56	0,17	2,04	1,09	6,46	0,14	19,82	17,31	0,24	0,01	100,88	0,87	58,62	32,38	9,01
116	53,47	0,15	2,13	1,25	5,00	0,18	18,18	19,72	0,27	0,03	100,44	0,87	55,81	35,68	8,51
116	53,58	0,16	2,03	1,04	5,73	0,19	18,44	19,03	0,19	0,00	100,48	0,85	55,93	34,33	9,74
116	53,92	0,14	1,94	1,01	5,99	0,13	19,13	18,51	0,25	0,00	101,06	0,86	57,03	33,71	9,26
116	53,65	0,14	2,05	0,97	6,16	0,20	19,18	17,91	0,23	0,01	100,51	0,85	57,61	32,45	9,94
116	53,37	0,17	2,22	1,06	5,31	0,13	18,36	19,59	0,26	0,01	100,52	0,87	56,04	35,78	8,18
116	53,51	0,15	2,06	1,06	5,77	0,18	18,71	18,80	0,25	0,01	100,56	0,86	56,64	34,31	9,05
116	53,71	0,14	1,93	1,00	5,84	0,16	18,76	18,89	0,24	0,03	100,71	0,86	56,31	34,59	9,11
116	53,85	0,17	2,05	1,03	6,09	0,08	19,52	17,83	0,18	0,03	100,88	0,85	58,12	31,94	9,94
116	52,74	0,34	2,62	1,04	5,42	0,12	17,40	20,35	0,31	0,00	100,34	0,87	54,52	37,22	8,26
116	52,70	0,25	2,56	0,96	5,49	0,20	18,35	19,55	0,33	0,00	100,40	0,90	55,69	37,89	6,41
116	52,86	0,22	2,58	0,95	6,30	0,17	18,66	18,35	0,28	0,02	100,39	0,87	56,85	34,36	8,80
116	52,93	0,24	2,41	0,93	5,72	0,16	18,01	19,94	0,26	0,00	100,64	0,88	54,53	37,88	7,59
116	53,15	0,19	2,35	0,98	5,80	0,14	18,19	19,29	0,29	0,02	100,42	0,86	55,83	35,42	8,75
116	53,31	0,22	2,53	0,99	6,26	0,17	18,54	18,54	0,21	0,00	100,84	0,85	56,61	33,09	10,30
116	53,14	0,22	2,71	0,98	6,17	0,17	18,73	17,85	0,20	0,00	100,23	0,84	57,97	31,33	10,71
116	52,75	0,28	2,94	1,03	6,32	0,19	18,36	18,60	0,21	0,00	100,77	0,85	55,20	35,35	9,45

N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	XMg	En	Wo	Fs
116	52,65	0,26	2,97	0,96	6,70	0,16	18,06	18,44	0,26	0,00	100,47	0,84	56,34	33,18	10,48
116	52,36	0,24	2,82	1,01	5,73	0,21	18,42	18,85	0,35	0,00	100,10	0,89	56,79	36,27	6,95
116	53,12	0,24	2,76	0,98	6,19	0,15	18,23	19,08	0,26	0,02	101,07	0,86	56,09	34,54	9,37
116	52,42	0,45	3,03	0,73	6,53	0,20	18,11	19,11	0,25	0,02	100,90	0,87	55,10	36,49	8,41
116	52,83	0,45	2,84	0,82	6,66	0,21	18,32	18,35	0,36	0,00	100,84	0,85	56,55	33,84	9,61
116	52,32	0,46	2,98	0,77	6,04	0,19	17,32	20,08	0,35	0,01	100,57	0,87	53,91	38,14	7,95
116	52,50	0,33	3,60	0,96	6,43	0,14	17,30	19,33	0,27	0,03	100,97	0,84	55,38	33,81	10,81
116	51,75	0,35	3,52	0,97	5,75	0,16	17,55	19,44	0,38	0,00	99,91	0,88	56,03	36,66	7,31
116	52,45	0,34	3,57	1,01	6,28	0,15	17,36	19,23	0,25	0,01	100,73	0,84	55,56	33,47	10,97
116	53,09	0,20	2,37	0,97	6,34	0,19	19,78	16,98	0,21	0,00	100,16	0,87	59,43	31,31	9,26
116	53,46	0,21	2,40	0,97	5,74	0,12	18,61	18,39	0,23	0,04	100,19	0,85	57,43	32,64	9,93
116	52,58	0,51	2,79	0,96	5,75	0,16	17,33	20,02	0,33	0,00	100,51	0,86	54,55	36,45	9,00
116	52,42	0,56	2,78	0,95	5,96	0,10	17,33	20,15	0,30	0,01	100,56	0,86	52,85	38,63	8,52
116	53,00	0,19	2,30	1,04	5,52	0,13	18,64	18,73	0,22	0,05	99,86	0,87	57,17	34,05	8,77
116	53,21	0,18	2,14	0,99	5,69	0,14	18,59	19,09	0,27	0,03	100,36	0,87	56,19	35,73	8,08
116	53,16	0,21	2,34	0,94	5,91	0,14	18,32	18,88	0,24	0,01	100,15	0,85	56,04	34,25	9,71
116	53,37	0,15	2,07	0,97	5,84	0,20	18,82	18,44	0,25	0,01	100,16	0,86	57,04	33,73	9,23
116	53,07	0,17	2,11	1,06	5,66	0,20	18,22	19,34	0,29	0,03	100,24	0,87	55,62	36,19	8,19
116	52,56	0,24	2,70	1,06	6,16	0,16	18,04	19,05	0,26	0,01	100,27	0,86	55,73	35,37	8,91
116	52,44	0,25	2,96	1,04	6,20	0,12	18,65	18,56	0,18	0,01	100,44	0,87	56,84	34,73	8,43
116	51,95	0,28	3,18	1,05	6,16	0,13	17,75	19,47	0,23	0,03	100,28	0,87	53,72	38,53	7,75
116	52,07	0,29	3,04	0,98	5,59	0,16	17,58	20,47	0,25	0,02	100,55	0,90	52,86	41,03	6,11
116	53,08	0,23	2,50	1,06	5,74	0,13	18,53	19,33	0,22	0,01	100,91	0,88	56,06	36,00	7,94
ILL3	53,71	0,17	2,23	1,08	5,12	0,09	19,05	18,86	0,23	0,00	100,61	0,87	57,59	33,79	8,62
ILL3	53,71	0,19	2,21	1,16	5,19	0,09	18,95	19,09	0,26	0,00	100,89	0,87	57,38	34,40	8,22
ILL3	53,62	0,18	2,13	1,11	5,05	0,15	18,60	19,55	0,22	0,01	100,68	0,87	56,36	35,29	8,34
ILL3	53,56	0,19	2,15	1,13	5,11	0,13	19,25	19,12	0,27	0,00	101,00	0,89	57,51	35,72	6,76
ILL3	53,60	0,16	1,90	1,01	4,57	0,15	18,16	20,69	0,22	0,00	100,45	0,89	54,80	38,09	7,11
ILL3	53,68	0,17	2,04	1,01	5,17	0,12	19,23	19,01	0,20	0,03	100,71	0,88	57,51	34,76	7,73
ILL3	53,60	0,18	2,23	1,14	4,94	0,11	18,46	19,70	0,18	0,00	100,63	0,87	56,36	35,19	8,45
ILL3	53,55	0,19	2,24	0,99	5,37	0,17	19,13	18,72	0,20	0,01	100,61	0,87	57,74	33,76	8,50
ILL3	53,19	0,20	2,55	1,07	5,35	0,17	18,80	19,22	0,23	0,00	100,84	0,88	57,08	35,36	7,56
ILL3	53,59	0,25	2,65	1,09	5,15	0,13	18,36	19,86	0,27	0,01	101,42	0,87	56,43	35,41	8,16
ILL3	53,09	0,22	2,41	0,97	5,18	0,11	19,01	18,72	0,34	0,00	100,09	0,89	58,04	34,91	7,05
ILL3	53,67	0,18	2,18	1,01	5,18	0,14	19,21	18,88	0,33	0,01	100,84	0,89	57,90	34,90	7,19
ILL3	53,80	0,20	2,12	1,04	5,24	0,19	19,12	19,03	0,26	0,02	101,08	0,88	57,58	34,58	7,85
ILL3	52,98	0,22	2,50	1,11	5,00	0,15	18,21	19,94	0,21	0,00	100,36	0,88	54,78	37,77	7,44
ILL3	53,40	0,16	2,01	0,99	5,97	0,20	20,46	16,86	0,22	0,00	100,38	0,89	60,02	32,26	7,72
ILL3	53,20	0,04	2,26	0,98	5,09	0,12	18,69	19,38	0,20	0,00	100,14	0,88	56,70	35,74	7,56
ILL3	53,24	0,17	2,14	0,94	5,55	0,22	19,57	17,76	0,17	0,00	99,76	0,87	59,03	32,21	8,76
ILL3	52,84	0,26	2,24	1,00	5,54	0,15	19,47	18,28	0,17	0,02	100,02	0,89	57,88	34,90	7,22
ILL3	52,40	0,31	3,00	1,05	5,31	0,15	18,03	19,34	0,21	0,00	99,81	0,87	56,83	34,54	8,63
ILL3	52,30	0,33	3,06	1,02	5,50	0,16	17,85	19,92	0,23	0,00	100,48	0,88	54,04	38,71	7,25
ILL3	53,65	0,15	2,29	0,99	5,54	0,19	19,18	17,94	0,21	0,00	100,45	0,86	58,70	31,79	9,52
ILL3	52,85	0,16	2,21	1,05	5,48	0,14	19,32	18,33	0,18	0,00	99,90	0,89	57,87	34,66	7,47
ILL3	54,26	0,10	1,82	0,96	5,64	0,15	20,55	16,62	0,14	0,00	100,31	0,87	61,27	29,30	9,43
ILL3	53,85	0,14	1,80	0,96	5,61	0,21	19,99	17,70	0,27	0,00	100,67	0,88	59,07	33,09	7,83
ILL3	52,66	0,17	2,17	1,07	4,54	0,10	17,37	21,20	0,35	0,01	99,66	0,90	53,60	40,71	5,69
ILL3	53,36	0,16	1,72	0,91	5,75	0,13	20,80	16,84	0,24	0,00	100,04	0,90	59,89	33,55	6,55
ILL3	53,83	0,16	1,88	0,99	5,10	0,13	18,43	19,47	0,35	0,02	100,44	0,87	55,78	35,83	8,39
ILL3	53,81	0,16	1,90	1,00	4,37	0,11	17,95	20,69	0,25	0,00	100,27	0,88	54,81	37,71	7,48
ILL3	53,33	0,14	2,14	0,98	4,38	0,14	18,32	20,50	0,30	0,04	100,39	0,91	55,71	38,46	5,83
ILL3	53,62	0,17	2,00	1,05	4,23	0,09	17,57	21,08	0,25	0,00	100,10	0,88	54,35	38,31	7,33
ILL3	53,59	0,17	2,13	0,98	5,51	0,11	19,74	17,61	0,20	0,00	100,10	0,87	59,23	31,63	9,14
ILL3	53,63	0,11	1,69	0,85	6,01	0,16	21,08	16,06	0,23	0,00	99,86	0,89	60,66	31,48	7,86
ILL3	53,30	0,14	1,84	1,00	4,72	0,15	17,96	20,74	0,30	0,00	100,22	0,90	53,50	40,22	6,27

A2.6 : Analyses chimiques des orthopyroxènes des roches ultramafiques

Lithologie	N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	XMg	En	Wo	Fs
Lhz	IL9	55,20	0,20	1,37	0,37	11,13	0,23	29,09	2,04	0,03	0,00	99,89	0,82	80,59	2,10	17,30
	IL9	55,11	0,25	1,60	0,45	11,41	0,25	29,04	2,21	0,08	0,01	100,48	0,83	79,96	3,22	16,82
	IL9	55,09	0,23	1,64	0,45	11,20	0,27	28,81	2,11	0,07	0,00	100,04	0,82	80,52	1,91	17,56
	IL10	55,10	0,27	1,49	0,35	12,24	0,22	28,27	2,04	0,03	0,01	100,09	0,80	79,05	1,75	19,20
	IL12	54,86	0,40	1,45	0,24	13,43	0,29	27,70	1,73	0,06	0,03	100,26	0,79	77,44	1,50	21,06
	IL12	54,71	0,44	1,21	0,18	13,54	0,35	27,79	1,61	0,04	0,00	99,92	0,79	77,24	1,66	21,11
	IL12	54,99	0,40	1,11	0,17	13,17	0,31	27,98	1,76	0,04	0,02	100,03	0,79	77,58	1,94	20,48
	IL12	54,73	0,36	1,13	0,16	13,17	0,27	27,99	1,68	0,08	0,03	99,62	0,79	77,56	2,13	20,31
	IL12	54,80	0,39	1,17	0,17	13,05	0,30	28,02	1,71	0,02	0,01	99,70	0,79	77,91	1,73	20,36
	IL12	54,96	0,43	1,20	0,15	13,69	0,24	27,92	1,55	0,01	0,01	100,24	0,78	77,36	1,36	21,28
	IL12	54,76	0,41	1,29	0,17	13,34	0,29	27,65	1,65	0,07	0,04	99,76	0,79	77,53	1,48	20,98
	IL12	55,15	0,45	1,21	0,16	13,29	0,27	27,85	1,56	0,04	0,01	100,13	0,79	78,11	0,98	20,91
	IL12	55,15	0,33	1,23	0,20	12,82	0,28	28,18	1,92	0,04	0,01	100,22	0,80	77,99	2,11	19,90
	IL12	54,78	0,36	1,31	0,20	12,97	0,25	27,46	1,85	0,07	0,05	99,36	0,79	77,86	1,52	20,62
	IL12	55,41	0,33	1,17	0,19	12,87	0,30	27,98	1,82	0,01	0,01	100,09	0,79	78,46	1,29	20,25
	IL12	55,19	0,34	1,18	0,19	13,37	0,35	28,02	1,83	0,03	0,03	100,56	0,79	77,26	2,06	20,67
	IL12	54,97	0,33	1,20	0,19	13,04	0,26	27,95	1,81	0,08	0,03	99,94	0,79	77,62	2,06	20,32
	IL12	55,32	0,37	1,23	0,19	13,14	0,28	27,98	1,85	0,03	0,03	100,49	0,79	77,81	1,68	20,51
	IL12	55,19	0,34	1,21	0,20	13,10	0,27	28,13	1,85	0,04	0,01	100,41	0,79	77,67	2,04	20,29
	IL12	54,93	0,34	1,17	0,20	13,07	0,27	27,92	1,76	0,02	0,01	99,77	0,79	77,90	1,64	20,46
	IL12	55,08	0,35	1,23	0,20	13,22	0,28	28,06	1,83	0,03	0,00	100,37	0,79	77,53	1,98	20,49
	IL12	54,82	0,36	1,20	0,21	13,14	0,28	27,87	1,85	0,04	0,01	99,84	0,79	77,49	2,02	20,49
	IL12	54,79	0,34	1,15	0,18	13,00	0,28	28,15	1,89	0,01	0,00	99,90	0,80	77,55	2,54	19,91
	IL12	55,11	0,31	1,24	0,21	12,92	0,27	28,21	1,89	0,04	0,01	100,26	0,80	77,83	2,18	19,99
	IL12	55,20	0,34	1,20	0,22	12,96	0,29	27,89	1,70	0,03	0,02	99,86	0,79	78,41	1,15	20,44
	IL12	54,91	0,32	1,23	0,20	12,83	0,26	27,89	1,93	0,04	0,05	99,74	0,79	77,86	2,05	20,10
	IL12	55,00	0,33	1,28	0,22	13,10	0,28	27,97	1,93	0,02	0,01	100,22	0,79	77,57	2,05	20,38
	IL12	55,16	0,32	1,24	0,22	12,72	0,26	28,16	1,85	0,03	0,00	100,03	0,80	78,42	1,71	19,87
	IL12	54,69	0,38	1,43	0,21	12,98	0,24	27,93	1,81	0,05	0,02	99,80	0,79	77,93	1,76	20,31
	IL12	55,01	0,36	1,14	0,21	13,01	0,30	28,02	1,78	0,02	0,02	99,92	0,79	77,95	1,74	20,31
	IL12	54,70	0,30	1,08	0,21	12,96	0,30	27,66	1,99	0,00	0,01	99,24	0,79	77,50	2,13	20,37
Hzb	136	55,54	0,29	2,14	0,65	9,48	0,18	30,39	2,10	0,06	0,01	100,93	0,85	84,01	1,51	14,48
	136	55,49	0,27	2,03	0,66	9,31	0,22	29,98	2,31	0,00	0,01	100,42	0,85	84,04	1,32	14,64
	136	56,07	0,23	1,65	0,42	9,18	0,24	30,62	2,10	0,00	0,00	100,61	0,86	84,29	1,54	14,17
	136	55,64	0,31	2,13	0,62	9,40	0,22	30,59	2,17	0,03	0,00	101,20	0,86	83,96	1,96	14,09
	136	55,16	0,30	1,93	0,58	9,41	0,22	30,30	2,29	0,02	0,02	100,35	0,86	83,31	2,83	13,85
	IL51	55,47	0,29	1,30	0,39	11,13	0,25	29,77	1,93	0,05	0,00	100,69	0,83	80,73	3,20	16,06
	IL51	55,95	0,26	1,27	0,34	11,11	0,22	29,30	1,97	0,04	0,03	100,58	0,82	81,15	1,59	17,26
	IL51	55,54	0,36	1,41	0,34	11,42	0,27	29,21	1,71	0,05	0,03	100,38	0,82	81,01	1,23	17,76
	IL51	55,95	0,36	1,15	0,27	11,32	0,28	29,90	1,68	0,03	0,00	101,00	0,82	80,99	1,81	17,20
	IL51	55,92	0,34	1,38	0,30	11,53	0,27	29,60	1,69	0,05	0,04	101,18	0,82	80,84	1,50	17,66
	IL51	55,76	0,38	1,42	0,35	11,40	0,26	29,33	1,64	0,03	0,04	100,67	0,82	81,39	0,86	17,75
	IL51	55,41	0,36	1,56	0,41	11,23	0,27	29,41	1,79	0,01	0,00	100,48	0,82	81,29	1,29	17,41
	IL51	54,97	0,33	1,59	0,40	11,14	0,24	29,41	1,73	0,02	0,00	99,97	0,83	81,32	1,59	17,09
	IL51	55,61	0,33	1,55	0,38	11,29	0,24	29,30	1,81	0,03	0,00	100,62	0,82	81,25	1,18	17,57
	IL51	55,25	0,32	1,47	0,36	11,34	0,27	29,29	1,85	0,05	0,03	100,31	0,82	80,04	2,77	17,19
	IL51	54,87	0,36	1,68	0,41	11,07	0,27	29,22	1,79	0,03	0,00	99,77	0,82	81,36	1,34	17,30
	IL51	55,11	0,34	1,81	0,44	11,24	0,25	29,18	1,80	0,05	0,00	100,30	0,82	81,27	1,17	17,56
	IL51	55,24	0,33	1,74	0,45	11,10	0,26	29,46	1,96	0,04	0,00	100,62	0,83	81,18	1,98	16,84
	IL51	55,30	0,35	1,66	0,46	11,20	0,24	29,62	1,83	0,04	0,01	100,74	0,83	81,20	2,09	16,71
	IL51	55,10	0,39	1,66	0,49	11,05	0,31	29,39	1,75	0,04	0,00	100,28	0,83	80,72	2,26	17,02
	IL51	54,67	0,31	1,74	0,42	10,88	0,27	28,89	1,88	0,04	0,10	99,30	0,83	81,46	1,34	17,21
	IL51	55,67	0,21	0,97	0,26	10,83	0,26	29,71	1,95	0,06	0,03	99,99	0,83	80,93	2,68	16,39
	IL51	55,26	0,38	1,41	0,35	11,10	0,25	29,49	1,84	0,03	0,00	100,24	0,83	80,43	2,59	16,99
	IL51	55,57	0,39	1,23	0,27	10,97	0,24	29,40	1,61	0,02	0,00	99,77	0,83	81,97	0,88	17,15
	IL51	56,11	0,28	0,97	0,22	11,12	0,29	29,75	1,81	0,02	0,01	100,63	0,83	81,08	1,92	17,00

Lithologie	N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	XMg	En	Wo	Fs
Whr	ILL3	56,23	0,13	1,94	0,65	9,00	0,23	30,76	2,25	0,05	0,00	101,33	0,86	84,41	1,72	13,86
	ILL3	55,60	0,11	1,81	0,60	9,00	0,17	30,47	2,35	0,05	0,00	100,28	0,86	83,96	2,35	13,70
	ILL3	56,20	0,11	1,36	0,46	9,26	0,21	31,00	2,15	0,04	0,01	100,94	0,86	83,51	3,08	13,41
	ILL3	55,80	0,17	1,90	0,64	9,04	0,22	30,27	2,34	0,07	0,00	100,51	0,86	84,07	1,84	14,08
	ILL3	55,61	0,12	1,88	0,63	9,69	0,21	30,11	2,24	0,04	0,01	100,65	0,85	83,13	1,93	14,94
	ILL3	55,75	0,12	1,97	0,67	8,95	0,15	30,63	2,31	0,03	0,01	100,71	0,86	84,34	1,92	13,74
	ILL3	55,62	0,15	1,79	0,65	8,89	0,13	30,24	2,31	0,02	0,01	99,92	0,86	84,47	1,60	13,93
	ILL3	56,21	0,21	1,67	0,50	9,66	0,18	30,52	1,99	0,05	0,00	101,05	0,85	83,67	1,48	14,85
	ILL3	55,90	0,13	1,83	0,55	9,26	0,19	30,63	2,15	0,04	0,02	100,80	0,86	83,98	1,85	14,17
	ILL3	55,95	0,13	1,88	0,63	8,76	0,18	30,42	2,27	0,02	0,03	100,41	0,86	84,94	1,33	13,73
	ILL3	55,68	0,13	2,18	0,62	9,21	0,16	30,53	2,31	0,06	0,00	100,97	0,86	84,02	2,26	13,72
	ILL3	55,59	0,16	2,20	0,58	9,26	0,16	30,57	2,20	0,05	0,01	100,87	0,86	84,09	2,18	13,73
	ILL3	55,35	0,16	1,67	0,52	9,60	0,27	30,23	2,00	0,03	0,01	99,85	0,85	83,41	1,96	14,63
	ILL3	55,57	0,18	1,82	0,59	9,71	0,20	30,09	2,32	0,00	0,02	100,50	0,85	82,97	2,01	15,02
	ILL3	55,42	0,18	1,54	0,51	9,55	0,29	30,20	2,12	0,05	0,00	99,87	0,85	83,16	2,41	14,44
	ILL3	55,71	0,10	1,67	0,56	9,71	0,32	30,55	2,06	0,05	0,00	100,72	0,86	83,07	3,10	13,82
	ILL3	55,34	0,12	1,88	0,67	8,96	0,20	30,48	2,22	0,05	0,04	100,09	0,86	84,22	2,43	13,35
	ILL3	55,46	0,13	1,87	0,66	8,94	0,19	30,57	2,34	0,03	0,00	100,32	0,86	84,06	2,61	13,33
	ILL3	55,93	0,14	1,93	0,66	8,85	0,19	30,51	2,30	0,03	0,00	100,65	0,86	84,70	1,52	13,78
	ILL3	56,06	0,10	1,46	0,53	9,02	0,13	30,83	2,35	0,02	0,00	100,62	0,86	83,71	2,66	13,63
	ILL3	55,89	0,11	1,92	0,62	8,80	0,18	30,49	2,23	0,04	0,03	100,40	0,86	84,80	1,47	13,73
	ILL3	55,88	0,14	1,94	0,61	9,31	0,23	30,48	2,24	0,07	0,00	100,95	0,86	83,86	1,99	14,15

A2.7 : Analyses chimiques des oxydes des roches ultramafiques

Minéraux	Lithologie	N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	V2O3	Total	XMg	XCr
Chromites ferrifères	Lhz	136	0,01	0,77	12,24	46,05	33,17	0,00	4,65	0,17	0,00	0,01	0,17		97,25	0,25	0,63
		136	0,01	0,80	11,26	44,96	36,34	0,00	4,10	0,11	0,01	0,03	0,16		97,79	0,22	0,61
	Hzb	IL51	0,07	0,96	10,94	43,95	36,15	0,52	4,41	0,01	0,00	0,01	0,14	0,28	97,72	0,25	0,59
	Whr	MNKT312	0,03	0,62	13,84	41,47	36,37	0,55	4,50	0,03	0,00	0,01	0,20	0,39	98,01	0,25	0,55
		MNKT312	0,07	0,57	13,42	40,88	38,20	0,66	3,35	0,01	0,03	0,02	0,24	0,39	97,84	0,18	0,55
		MNKT313	0,05	0,75	13,61	43,58	32,89	0,48	6,39	0,00	0,00	0,00	0,26	0,31	98,33	0,34	0,57
		MNKT313	0,04	0,77	14,60	48,72	24,95	0,31	10,48	0,05	0,00	0,01	0,18	0,21	100,34	0,53	0,61
		MNKT313	0,00	0,76	14,61	48,48	24,60	0,25	10,67	0,01	0,00	0,00	0,21	0,26	99,85	0,54	0,61
		MNKT313	0,03	3,39	10,06	41,33	37,30	0,51	6,12	0,02	0,00	0,00	0,34	0,33	99,45	0,39	0,53
		IL18	0,07	1,29	13,05	40,69	34,52	0,46	6,54	0,05	0,00	0,05	0,26	0,43	97,40	0,37	0,53
		IL18	0,02	1,31	12,85	40,72	34,60	0,38	6,74	0,07	0,01	0,00	0,28	0,38	97,37	0,38	0,53
		IL18	0,02	2,79	12,32	39,34	34,68	0,34	8,92	0,02	0,02	0,02	0,29	0,33	99,11	0,46	0,53
		IL18	0,02	2,88	12,07	38,50	36,02	0,35	8,41	0,00	0,00	0,01	0,32	0,34	98,93	0,46	0,54
		116	0,07	0,80	16,73	41,84	29,62	0,00	9,03	0,11	0,00	0,04	0,21		98,45	0,49	0,62
		116	0,05	0,81	16,83	41,82	29,16	0,00	9,09	0,16	0,03	0,03	0,18		98,17	0,37	0,53
		ILL3	0,03	0,59	12,59	47,73	27,37	0,00	9,57	0,06	0,00	0,00	0,18		98,13	0,52	0,49
		ILL3	0,06	0,66	16,11	40,16	32,95	0,00	7,12	0,02	0,01	0,00	0,15		97,25	0,50	0,48
Magnétites chromifères	Lhz	IL10	0,04	2,00	11,18	29,80	48,84	0,34	4,15	0,04	0,00	0,00	0,28	0,78	97,46	0,26	0,39
		IL10	0,02	1,95	11,04	29,71	48,70	0,29	4,25	0,13	0,00	0,00	0,17	0,67	96,94	0,26	0,39
		IL10	0,06	3,02	8,40	28,84	53,71	0,49	2,04	0,00	0,00	0,00	0,21	0,69	97,46	0,14	0,38
		IL10	0,00	3,26	7,48	26,04	55,97	0,55	1,78	0,05	0,00	0,00	0,15	0,73	96,02	0,13	0,35
		IL10	0,03	3,30	7,56	26,40	55,38	0,37	2,27	0,05	0,01	0,00	0,22	0,73	96,32	0,16	0,35
		IL10	0,01	7,60	3,81	16,49	64,74	1,91	1,27	0,00	0,00	0,00	0,21	0,81	96,86	0,14	0,21
		IL10	0,03	7,67	3,79	16,45	65,78	0,99	1,63	0,00	0,00	0,00	0,27	0,77	97,39	0,17	0,21
		IL10	0,03	7,42	3,69	16,13	66,90	0,63	1,29	0,00	0,00	0,01	0,28	0,73	97,10	0,13	0,21
		IL12	0,01	8,82	4,24	10,61	68,73	0,93	0,52	0,02	0,04	0,00	0,22		94,15	0,06	0,14
		IL12	0,03	9,13	4,69	10,77	67,63	0,34	1,54	0,02	0,00	0,00	0,27		94,45	0,18	0,14
		IL12	0,03	7,82	4,08	14,08	66,21	0,26	1,42	0,02	0,03	0,00	0,21		94,16	0,14	0,19

Minéraux	Lithologie	N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	V2O3	Total	XMg	XCr
Magnétites chromifères	Lhz	IL12	0,03	8,20	3,36	11,23	69,33	0,34	1,25	0,00	0,05	0,01	0,20		94,01	0,13	0,15
		IL12	0,05	8,18	8,05	17,81	57,64	0,00	3,12	0,04	0,01	0,01	0,23		95,13	0,30	0,23
		136	0,01	2,92	8,29	32,17	50,05	0,06	2,20	0,00	0,02	0,01	0,28		96,02	0,14	0,44
		136	0,03	1,63	9,48	31,14	50,35	0,18	1,70	0,10	0,01	0,06	0,20		94,89	0,10	0,44
	Hzb	IL51	0,04	2,58	11,01	27,88	49,86	0,45	3,94	0,02	0,04	0,01	0,26	0,53	96,84	0,25	0,37
		IL51	0,05	5,11	7,92	27,36	48,05	0,65	3,74	0,12	0,00	0,03	0,24	0,57	94,00	0,31	0,36
		IL51	0,04	2,58	11,01	27,88	49,86	0,45	3,94	0,02	0,04	0,01	0,26	0,53	96,84	0,25	0,37
		IL51	0,01	1,96	14,01	26,76	46,81	0,42	4,41	0,05	0,04	0,02	0,28	0,49	95,49	0,27	0,36
	Whr	MNKT313	0,03	4,05	9,95	37,61	43,21	0,60	3,33	0,00	0,00	0,00	0,32	0,37	99,47	0,23	0,48
		IL18	0,00	3,16	11,84	37,41	37,99	0,52	6,85	0,04	0,00	0,00	0,42	0,45	98,68	0,43	0,47
		IL18	0,01	3,24	11,59	37,77	37,77	0,38	7,06	0,04	0,00	0,02	0,34	0,38	98,61	0,44	0,48
		IL18	0,01	4,55	5,90	28,95	46,28	7,39	2,13	0,00	0,02	0,01	0,33	0,59	96,17	0,17	0,39
		116	0,01	0,99	13,71	33,77	44,55	0,00	2,76	0,04	0,02	0,01	0,18		96,05	0,15	0,46
		116	0,10	0,86	14,00	38,67	39,25	0,00	3,57	0,16	0,02	0,00	0,22		96,84	0,20	0,52
		116	0,00	1,33	10,86	28,00	51,70	0,00	3,79	0,03	0,00	0,00	0,31		96,02	0,21	0,38
Magnétites	Lhz	IL10	0,85	0,57	0,57	0,79	89,83	0,14	1,20	0,01	0,00	0,03	0,07	0,08	94,13	0,07	0,01
	Whr	ILL3	0,11	0,00	0,00	0,02	92,29	0,05	0,07	0,00	0,00	0,00	0,16		92,72	0,00	0,00
		ILL3	0,55	0,03	0,00	0,01	91,12	0,00	0,38	0,00	0,00	0,00	0,08		92,17	0,02	0,00
		ILL3	0,81	0,08	0,06	0,12	90,07	0,01	0,55	0,36	0,00	0,00	0,09		92,14	0,03	0,00

A2.8 : Analyses chimiques des amphiboles des basaltes et des gabbros

Lithologie	N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	XMg
Basalte tholéitique	IL13	51,86	0,43	5,14	0,04	11,24	0,29	16,42	11,72	0,68	0,26	98,13	7,30	0,85
	IL13	51,89	0,46	4,66	0,01	11,31	0,28	16,19	11,72	0,71	0,27	97,56	7,37	0,82
	IL44	47,69	1,01	7,53	0,06	15,14	0,44	12,13	11,66	1,00	0,52	97,50	7,01	0,65
	IL44	46,26	0,62	9,03	0,00	15,75	0,18	11,30	11,94	1,38	0,44	97,09	6,87	0,60
	IL44	45,23	0,44	9,86	0,01	16,63	0,26	11,43	11,92	1,24	0,39	97,93	6,65	0,65
	IL40	45,36	0,40	11,67	0,05	15,13	0,25	11,04	12,04	1,05	0,20	97,18	6,64	0,64
	IL40	51,56	0,18	5,19	0,09	11,84	0,34	15,10	12,25	0,47	0,10	97,49	7,40	0,75
	IL40	50,72	2,08	4,18	0,08	12,38	0,30	15,06	11,72	0,41	0,09	97,03	7,30	0,76
Gabbro tholéitique	IL11	53,48	0,09	2,63	0,01	15,47	0,22	13,32	12,04	1,10	0,10	98,59	7,76	0,61
	IL11	54,89	0,11	1,46	0,01	13,51	0,25	15,20	12,45	0,66	0,06	98,69	7,85	0,67
	IL16	51,18	0,37	2,70	0,01	21,91	0,52	9,93	10,40	0,82	0,15	98,02	7,54	0,54
	IL16	52,76	0,61	2,35	0,04	18,67	0,46	12,21	10,69	0,68	0,08	98,63	7,60	0,64
	IL19	52,48	0,06	2,23	0,00	18,16	0,29	11,40	12,51	0,21	0,12	97,72	7,79	0,53
	IL19	50,52	0,05	3,89	0,01	20,47	0,31	11,01	11,28	0,33	0,09	98,00	7,38	0,60
	IL27	51,86	0,06	2,71	0,06	15,81	0,42	12,94	12,37	0,33	0,08	97,08	7,66	0,61
	IL27	50,63	0,04	4,01	0,00	17,49	0,37	11,79	12,17	0,46	0,20	97,58	7,49	0,58
	IL36	52,67	0,47	2,28	0,01	15,67	0,33	14,25	11,04	0,48	0,16	97,40	7,58	0,74
	IL36	52,90	0,09	4,08	0,43	9,58	0,17	16,63	12,77	0,50	0,11	97,30	7,55	0,77
	IL36	55,15	0,05	1,73	0,07	9,85	0,16	17,18	12,91	0,16	0,02	97,39	7,86	0,76
	IL36	51,59	0,19	5,13	0,13	10,59	0,17	16,02	12,76	0,64	0,14	97,44	7,39	0,76
	IL41	52,04	0,06	4,63	0,00	12,28	0,22	15,07	12,59	0,38	0,17	97,45	7,48	0,72
	IL41	52,27	0,08	4,55	0,07	11,84	0,15	15,22	12,38	0,41	0,10	97,06	7,51	0,73
	IL41	52,31	0,12	4,27	0,01	12,08	0,29	15,13	11,96	0,55	0,12	97,22	7,53	0,74
	IL41	53,77	0,02	3,55	0,01	11,58	0,12	15,61	12,71	0,25	0,18	97,98	7,68	0,71
	IL41	55,09	0,04	2,74	0,07	11,06	0,26	16,19	11,91	0,28	0,03	98,15	7,78	0,77
	IL41	52,87	0,11	4,18	0,07	11,88	0,19	15,36	11,84	0,45	0,07	97,02	7,56	0,76
	IL41	53,58	0,09	3,53	0,02	11,41	0,30	15,80	11,88	0,41	0,09	97,10	7,64	0,77
	IL41	53,15	0,12	3,67	0,03	12,01	0,15	15,50	11,80	0,42	0,07	97,18	7,60	0,76
	IL41	52,47	0,05	3,60	0,09	11,71	0,23	15,72	12,21	0,46	0,09	97,06	7,56	0,76

Lithologie	N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	XMg
Gabbro tholéitique	IL41	52,68	0,12	4,07	0,09	11,67	0,26	15,56	12,07	0,43	0,06	97,05	7,54	0,76
	IL41	54,21	0,12	3,43	0,06	11,29	0,30	15,34	11,81	0,45	0,07	97,08	7,75	0,73
	IL41	53,11	0,05	3,66	0,35	11,72	0,25	15,77	11,90	0,37	0,13	97,32	7,56	0,78
	IL41	53,95	0,15	4,74	0,04	12,28	0,20	14,06	11,46	0,48	0,06	97,50	7,70	0,69
	IL41	54,08	0,07	3,03	0,13	11,39	0,29	15,93	12,07	0,40	0,09	97,48	7,70	0,75
	IL67	53,37	0,00	1,92	0,01	15,79	0,28	13,34	12,49	0,08	0,11	97,42	7,80	0,62
	IL67	52,14	0,06	3,31	0,02	14,77	0,32	13,57	12,52	0,22	0,11	97,06	7,62	0,64
	IL67	55,11	0,04	1,54	0,00	12,86	0,33	15,32	12,43	0,16	0,04	97,84	7,89	0,69
	IL67	53,92	0,00	1,59	0,02	14,72	0,29	14,25	12,63	0,16	0,06	97,65	7,82	0,65
	IL67	54,25	0,01	1,11	0,04	15,11	0,25	13,89	12,45	0,11	0,07	97,31	7,91	0,63
	IL67	51,33	0,05	4,28	0,04	15,94	0,27	12,56	12,40	0,32	0,17	97,41	7,52	0,61
	IL67	54,36	0,00	1,14	0,04	14,78	0,38	14,30	12,47	0,16	0,05	97,65	7,88	0,65
	IL67	53,09	0,02	2,32	0,04	16,14	0,24	12,84	12,39	0,10	0,10	97,27	7,78	0,60
	IL67	53,59	0,02	2,30	0,05	15,26	0,28	13,67	12,33	0,13	0,12	97,77	7,76	0,64
	IL67	51,96	0,09	3,62	0,07	17,09	0,27	12,01	12,37	0,28	0,14	97,94	7,61	0,57
	IL67	52,34	0,02	2,31	0,04	17,14	0,26	12,20	12,64	0,13	0,09	97,15	7,75	0,56
	IL67	51,29	0,01	3,89	0,08	17,22	0,30	11,82	12,44	0,19	0,23	97,46	7,56	0,57
	IL67	51,64	0,09	4,35	0,00	15,31	0,27	13,01	12,36	0,35	0,20	97,62	7,52	0,63
	IL67	51,35	0,07	4,15	0,01	15,37	0,33	13,09	12,10	0,50	0,12	97,12	7,50	0,64
	IL67	51,63	0,13	4,45	0,02	15,29	0,26	13,04	12,40	0,31	0,15	97,74	7,50	0,63
	IL67	52,98	0,06	2,79	0,01	14,43	0,29	13,75	12,48	0,25	0,08	97,15	7,73	0,64
	IL67	52,08	0,08	3,31	0,00	16,09	0,33	12,79	12,19	0,28	0,13	97,31	7,62	0,62
	IL67	52,68	0,00	2,73	0,03	15,54	0,32	13,63	12,52	0,22	0,14	97,86	7,65	0,64
	IL67	53,29	0,02	2,56	0,01	15,47	0,31	13,20	12,38	0,16	0,13	97,55	7,77	0,61
	IL67	54,13	0,01	2,30	0,01	15,15	0,26	13,35	12,80	0,10	0,08	98,22	7,85	0,61
	IL67	53,48	0,03	1,94	0,05	14,51	0,29	14,43	12,53	0,20	0,10	97,57	7,75	0,67
	IL67	53,66	0,00	1,51	0,05	14,91	0,28	14,00	12,48	0,11	0,05	97,08	7,83	0,64
	IL67	52,08	0,07	3,72	0,01	15,29	0,31	12,95	12,47	0,30	0,12	97,31	7,62	0,61
	IL67	51,22	0,06	4,30	0,05	16,14	0,30	12,54	12,10	0,44	0,17	97,33	7,50	0,62
	IL67	52,48	0,05	3,38	0,03	14,84	0,21	13,56	12,22	0,31	0,14	97,25	7,64	0,65
	IL67	52,87	0,05	2,54	0,02	17,30	0,30	11,87	12,42	0,13	0,12	97,66	7,78	0,55
	IL67	52,16	0,05	3,45	0,06	15,75	0,26	12,94	12,61	0,21	0,14	97,64	7,62	0,61
	IL67	52,22	0,09	3,21	0,05	15,66	0,37	13,30	12,23	0,38	0,06	97,58	7,60	0,64
	IL67	53,25	0,03	2,49	0,05	14,94	0,29	13,70	12,26	0,26	0,10	97,37	7,74	0,64
	IL67	52,07	0,02	3,08	0,07	16,95	0,25	12,03	12,62	0,15	0,14	97,44	7,69	0,56
	IL67	53,50	0,00	2,26	0,04	14,54	0,26	14,17	12,09	0,23	0,05	97,18	7,75	0,67
	IL67	52,47	0,05	2,86	0,04	15,13	0,35	13,67	12,23	0,36	0,07	97,24	7,64	0,65
	IL67	54,56	0,00	1,17	0,02	15,14	0,32	14,04	12,41	0,08	0,04	97,81	7,90	0,64
	IL67	52,33	0,02	3,02	0,05	16,60	0,31	12,65	12,49	0,20	0,11	97,79	7,65	0,60
	IL67	51,93	0,05	3,48	0,02	15,80	0,27	12,81	12,36	0,34	0,13	97,18	7,62	0,61
	IL67	52,83	0,01	2,31	0,04	15,83	0,34	13,19	12,23	0,26	0,10	97,13	7,74	0,62
	IL67	52,67	0,11	2,76	0,03	14,81	0,30	13,73	12,34	0,27	0,12	97,17	7,68	0,65
	IL67	53,25	0,04	2,40	0,00	14,94	0,33	13,57	12,42	0,23	0,10	97,30	7,77	0,63
	IL67	53,25	0,02	2,20	0,05	14,90	0,31	13,97	12,43	0,16	0,08	97,42	7,74	0,65
	IL67	52,52	0,07	2,84	0,06	14,58	0,42	14,05	12,27	0,22	0,06	97,09	7,63	0,68
	IL67	52,12	0,05	3,31	0,02	15,34	0,26	13,12	12,54	0,16	0,09	97,04	7,64	0,62
	IL67	52,79	0,04	2,77	0,04	15,70	0,29	12,81	12,37	0,19	0,09	97,11	7,75	0,60
	IL67	51,66	0,12	3,90	0,00	15,15	0,28	13,19	12,21	0,47	0,14	97,13	7,55	0,64
	IL67	52,66	0,02	2,43	0,02	15,89	0,34	12,95	12,49	0,13	0,08	97,02	7,74	0,61
	IL67	53,49	0,05	1,97	0,01	15,08	0,36	13,81	12,18	0,22	0,05	97,22	7,78	0,65
	IL67	51,69	0,10	3,65	0,01	16,49	0,29	12,78	12,06	0,39	0,16	97,62	7,54	0,63
	IL67	51,43	0,06	4,24	0,00	16,58	0,30	12,17	12,37	0,28	0,18	97,62	7,53	0,59

A2.9 : Analyses chimiques des amphiboles primaires des roches ultramafiques

Lithologie	N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	XMg
Lhz	IL9	41,94	1,70	14,75	0,04	8,58	0,07	14,77	11,92	2,98	0,13	96,98	6,06	0,84
	136	43,36	4,26	10,07	1,35	6,52	0,11	15,89	11,80	2,85	0,73	97,51	6,35	0,81
	136	44,11	4,23	9,57	1,30	6,24	0,13	17,35	11,30	2,12	0,50	96,96	6,32	0,94
	136	44,31	4,34	9,44	1,23	6,15	0,07	17,13	11,76	2,46	0,47	97,54	6,37	0,87
Hbz	IL51	45,62	4,58	7,97	0,74	7,20	0,14	17,28	10,72	2,68	0,48	97,52	6,52	0,90
	IL51	46,46	1,38	8,84	1,06	6,79	0,13	17,46	12,19	2,06	0,31	96,85	6,67	0,89
	IL51	46,93	1,46	8,95	1,06	6,79	0,11	17,17	12,15	2,00	0,23	97,02	6,72	0,88
	IL51	50,62	0,85	5,67	0,72	5,60	0,12	19,27	12,66	1,32	0,13	97,06	7,15	0,91
Whr	116	44,43	3,57	9,43	0,28	7,03	0,11	17,05	11,17	2,78	0,55	96,75	6,43	0,89
	116	44,47	3,65	9,90	0,43	7,30	0,04	16,44	11,62	3,05	0,58	97,55	6,43	0,81
	116	43,97	3,46	10,04	0,43	7,67	0,12	16,41	11,43	2,93	0,54	97,40	6,37	0,84
	116	44,11	4,01	9,76	0,40	7,63	0,14	16,32	11,22	2,81	0,51	97,05	6,39	0,84
	116	44,66	3,99	9,79	0,28	7,79	0,05	16,72	11,22	3,08	0,60	98,26	6,39	0,85
	116	44,35	3,84	9,95	0,32	7,68	0,07	16,53	11,27	3,04	0,58	97,81	6,38	0,84
	ILL3	45,39	3,10	9,36	0,14	7,28	0,09	17,13	11,19	2,93	0,52	97,40	6,52	0,87
	ILL3	44,26	3,54	10,20	0,77	7,39	0,07	16,54	11,34	2,98	0,64	97,99	6,36	0,85
	ILL3	44,94	4,02	9,81	0,58	7,13	0,00	16,80	11,03	2,95	0,54	98,36	6,42	0,86

A2.10 : Analyses chimiques des plagioclases des massifs de gabbros

N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	An	Al	Or
IL7	62,18	0,00	23,57	0,00	0,19	0,00	0,02	5,20	8,91	0,35	100,42	23,91	74,15	1,94
IL7	62,26	0,01	23,37	0,00	0,21	0,00	0,00	4,89	9,05	0,40	100,19	22,50	75,33	2,17
IL7	65,82	0,01	21,26	0,01	0,17	0,00	0,00	2,77	10,51	0,30	100,84	12,49	85,92	1,59
IL7	62,43	0,02	23,12	0,00	0,12	0,00	0,00	4,99	9,22	0,20	100,09	22,77	76,16	1,07
IL7	61,86	0,02	23,12	0,00	0,17	0,00	0,01	5,05	8,92	0,31	99,46	23,41	74,88	1,71
IL7	62,47	0,00	22,93	0,02	0,13	0,01	0,00	4,69	9,45	0,27	99,98	21,20	77,33	1,46
IL7	65,38	0,06	21,35	0,01	0,12	0,01	0,02	2,64	10,73	0,22	100,54	11,84	86,98	1,18
IL7	62,29	0,02	23,47	0,00	0,16	0,00	0,00	5,13	9,03	0,32	100,41	23,50	74,79	1,72
IL53	68,79	0,01	18,77	0,00	0,06	0,02	0,03	0,28	12,41	0,12	100,48	1,21	98,18	0,61
IL41	54,78	0,04	27,93	0,00	0,93	0,00	0,05	10,87	5,57	0,06	100,21	51,72	47,97	0,32
IL41	55,59	0,04	28,27	0,00	0,09	0,00	0,00	10,50	5,92	0,03	100,44	49,43	50,40	0,16
IL41	55,10	0,04	28,70	0,00	0,04	0,04	0,00	11,06	5,60	0,08	100,65	51,95	47,63	0,42
IL41	53,81	0,06	28,88	0,00	0,45	0,00	0,07	11,72	5,26	0,13	100,37	54,78	44,50	0,72
IL41	56,79	0,01	27,31	0,00	0,14	0,01	0,02	9,78	6,59	0,05	100,69	44,94	54,78	0,28
IL41	56,31	0,00	27,01	0,00	0,05	0,03	0,00	10,02	6,66	0,06	100,14	45,24	54,44	0,31
IL19	67,78	0,00	20,82	0,08	0,09	0,00	0,01	1,90	11,11	0,11	101,89	8,58	90,83	0,59
IL19	66,87	0,02	20,65	0,00	0,11	0,04	0,00	1,97	10,43	0,15	100,26	9,37	89,76	0,87

Lhz = lherzolite ; Hzb = harzburgite ; Whr = wehrlite ; An = anorthite ; Al = albite ; Or = orthoclase

A2.11 : Profil de composition bord-bord d'un plagioclase de gabbro rencontré en enclave dans la granodiorite de Tinkoto (IL7)

N° Ech	SiO2	Al2O3	TiO2	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr2O3	Na2O	K2O	Total	An	Al	Or
IL7	62,64	23,28	0,03	0,19	0,02	0,00	4,81	0,00	9,01	0,33	100,30	22,34	75,84	1,82
IL7	62,67	23,40	0,00	0,14	0,00	0,00	5,05	0,01	9,10	0,32	100,69	23,07	75,17	1,75
IL7	62,25	23,26	0,02	0,18	0,00	0,00	4,97	0,00	9,12	0,38	100,17	22,67	75,27	2,05
IL7	61,97	23,18	0,00	0,17	0,00	0,00	5,10	0,00	9,12	0,35	99,90	23,16	74,93	1,91
IL7	62,26	23,27	0,01	0,17	0,03	0,00	4,98	0,00	8,96	0,35	100,02	23,03	75,04	1,93
IL7	62,57	23,30	0,03	0,17	0,00	0,01	4,93	0,00	9,06	0,38	100,45	22,64	75,31	2,05
IL7	62,47	23,02	0,00	0,16	0,04	0,01	4,85	0,01	9,30	0,31	100,17	22,01	76,33	1,65
IL7	62,33	23,29	0,00	0,19	0,02	0,01	4,99	0,00	9,02	0,39	100,23	22,90	74,94	2,15
IL7	62,84	23,08	0,01	0,15	0,02	0,01	4,92	0,00	8,99	0,24	100,26	22,89	75,76	1,35
IL7	63,15	23,47	0,03	0,10	0,00	0,00	5,18	0,00	9,04	0,29	101,26	23,68	74,77	1,55
IL7	62,67	23,49	0,01	0,15	0,00	0,00	4,98	0,01	9,25	0,29	100,85	22,56	75,87	1,56
IL7	62,48	23,12	0,02	0,15	0,00	0,00	4,76	0,00	9,18	0,30	100,01	21,91	76,44	1,65
IL7	62,78	23,49	0,02	0,08	0,00	0,00	4,87	0,00	9,35	0,21	100,79	22,09	76,79	1,12
IL7	62,65	23,21	0,01	0,11	0,04	0,00	4,76	0,02	9,17	0,37	100,33	21,83	76,13	2,04
IL7	62,73	23,12	0,00	0,13	0,00	0,01	4,94	0,00	9,12	0,41	100,46	22,53	75,27	2,20
IL7	62,56	23,16	0,01	0,12	0,00	0,00	5,06	0,00	9,05	0,42	100,39	23,08	74,62	2,30
IL7	62,37	23,32	0,01	0,06	0,00	0,00	4,92	0,00	9,30	0,34	100,32	22,23	75,94	1,82
IL7	62,73	23,11	0,00	0,13	0,00	0,00	4,74	0,02	9,18	0,39	100,30	21,73	76,17	2,10
IL7	63,13	23,08	0,02	0,11	0,00	0,00	4,56	0,00	9,29	0,35	100,54	20,92	77,17	1,92
IL7	62,18	23,73	0,05	0,11	0,00	0,01	5,33	0,01	8,96	0,30	100,68	24,33	74,04	1,63
IL7	61,40	23,68	0,01	0,09	0,00	0,01	5,19	0,01	9,48	0,34	100,21	22,83	75,40	1,77
IL7	62,24	23,12	0,00	0,15	0,00	0,00	5,06	0,00	9,10	0,27	99,94	23,15	75,37	1,48
IL7	62,34	23,16	0,03	0,10	0,00	0,00	4,96	0,00	9,16	0,31	100,06	22,64	75,68	1,68
IL7	62,13	23,54	0,01	0,14	0,00	0,01	5,19	0,01	8,91	0,32	100,26	23,91	74,32	1,77
IL7	62,79	23,02	0,03	0,18	0,01	0,00	4,75	0,01	9,17	0,32	100,28	21,88	76,39	1,73
IL7	62,28	23,00	0,03	0,19	0,00	0,01	4,93	0,00	9,12	0,33	99,89	22,61	75,58	1,82
IL7	63,19	22,71	0,00	0,12	0,00	0,00	4,44	0,00	9,48	0,27	100,21	20,26	78,27	1,47

Annexe 3: Analyses chimiques des minéraux des roches filoniennes

A3.1 : Analyses chimiques des clinopyroxènes des filons de gabbro

N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	XMg	Wo	En	Fs
69	52,30	1,06	2,08	0,12	6,42	0,17	15,90	21,42	0,37	0,00	99,87	0,83	41,10	48,89	10,01
69	52,51	1,05	2,15	0,07	6,34	0,19	16,13	21,39	0,35	0,02	100,19	0,83	40,73	49,37	9,90
69	52,05	1,06	2,14	0,03	7,13	0,21	16,22	20,89	0,40	0,01	100,16	0,84	41,94	48,86	9,20
69	52,42	1,13	2,25	0,14	6,28	0,18	16,33	21,44	0,34	0,02	100,54	0,84	40,97	49,85	9,17
69	52,21	1,14	2,22	0,10	6,66	0,17	16,20	21,35	0,38	0,00	100,44	0,85	41,91	49,10	8,98
69	51,60	1,24	2,47	0,18	6,30	0,22	16,16	21,66	0,34	0,02	100,18	0,87	43,45	49,00	7,55
69	51,99	1,26	2,40	0,15	6,65	0,17	16,12	20,72	0,35	0,00	99,84	0,82	39,18	50,02	10,80
69	52,92	0,75	1,60	0,05	6,71	0,22	16,43	21,05	0,36	0,00	100,10	0,83	41,05	49,19	9,76
69	52,67	0,94	1,99	0,08	6,88	0,18	16,19	20,88	0,37	0,01	100,19	0,82	39,98	49,29	10,73
69	52,84	0,91	1,88	0,06	6,51	0,17	16,32	21,02	0,33	0,00	100,06	0,82	40,04	49,29	10,67
69	53,48	0,85	1,54	0,11	6,11	0,19	17,16	21,02	0,30	0,00	100,82	0,85	40,68	50,13	9,19
69	52,32	1,04	2,54	0,31	6,11	0,16	16,35	21,20	0,29	0,01	100,32	0,84	40,73	49,59	9,68
69	52,37	1,06	2,39	0,31	6,08	0,17	16,59	21,50	0,31	0,00	100,82	0,86	41,95	49,89	8,15
69	52,69	0,93	1,91	0,16	6,37	0,21	16,23	21,60	0,31	0,00	100,40	0,84	41,45	49,06	9,49
69	53,33	0,84	1,76	0,14	6,23	0,20	16,59	21,32	0,36	0,01	100,84	0,84	40,61	49,71	9,68
69	52,55	1,05	2,15	0,12	6,45	0,17	16,34	21,16	0,37	0,00	100,39	0,84	41,20	49,25	9,55
69	52,39	1,06	2,26	0,15	6,55	0,14	16,13	21,28	0,40	0,00	100,42	0,84	41,55	48,95	9,50
125	52,48	0,04	0,44	0,00	15,66	0,50	10,37	21,21	0,23	0,00	100,93	0,54	43,18	30,82	26,00
125	51,46	0,10	0,30	0,00	17,29	0,53	9,80	20,58	0,34	0,01	100,41	0,53	44,79	29,08	26,13
125	51,23	0,09	0,50	0,02	17,87	0,60	9,91	19,74	0,30	0,03	100,29	0,52	43,04	29,61	27,36
125	51,68	0,10	1,04	0,01	15,68	0,44	11,46	20,00	0,23	0,00	100,63	0,59	42,27	33,92	23,81
125	51,66	0,18	1,16	0,02	15,59	0,43	10,93	20,17	0,22	0,03	100,39	0,56	40,65	33,42	25,93
125	51,89	0,26	1,38	0,00	14,83	0,44	11,34	20,74	0,22	0,02	101,16	0,59	42,79	33,76	23,44
125	51,39	0,24	1,41	0,02	14,52	0,38	11,30	20,68	0,22	0,00	100,18	0,60	42,31	34,44	23,25
125	51,32	0,18	0,92	0,00	15,66	0,43	10,76	20,52	0,22	0,02	100,03	0,57	43,60	32,06	24,34
125	51,01	0,22	1,32	0,00	15,07	0,40	10,92	20,77	0,23	0,00	99,95	0,59	44,50	32,65	22,86
125	52,10	0,14	0,75	0,01	15,70	0,48	11,44	20,09	0,31	0,02	101,05	0,59	42,61	33,69	23,71
125	51,06	0,15	1,02	0,00	16,86	0,47	10,30	19,94	0,23	0,03	100,06	0,54	42,70	30,89	26,41
125	51,82	0,16	0,47	0,00	17,05	0,36	10,35	20,18	0,32	0,00	100,70	0,54	42,80	30,67	26,53
125	52,49	0,06	0,33	0,00	14,80	0,33	11,00	21,44	0,21	0,01	100,67	0,58	43,93	32,32	23,75
125	51,97	0,12	0,71	0,00	15,66	0,42	11,24	20,28	0,24	0,00	100,66	0,58	42,25	33,27	24,47
125	51,70	0,12	0,65	0,00	16,50	0,34	10,57	19,97	0,24	0,00	100,09	0,54	41,11	31,79	27,11
125	51,79	0,14	0,76	0,00	16,31	0,43	10,75	20,31	0,23	0,00	100,73	0,56	42,42	31,97	25,61
125	51,69	0,15	0,93	0,01	15,27	0,42	10,95	20,45	0,27	0,00	100,13	0,57	42,71	32,82	24,48
125	51,98	0,21	0,85	0,00	16,05	0,41	10,73	20,39	0,28	0,00	100,90	0,55	41,64	32,35	26,00
125	51,67	0,15	0,50	0,00	17,18	0,43	10,37	20,21	0,30	0,01	100,82	0,54	43,49	30,56	25,94
125	52,47	0,06	0,57	0,00	14,22	0,45	11,51	21,21	0,31	0,03	100,84	0,61	44,14	34,01	21,85
125	51,63	0,14	0,82	0,01	15,02	0,46	11,58	20,15	0,21	0,01	100,06	0,60	42,64	34,21	23,15
125	51,47	0,19	1,22	0,01	15,42	0,40	11,37	20,15	0,33	0,04	100,64	0,60	43,19	33,96	22,85
125	51,73	0,17	0,71	0,02	16,81	0,40	11,11	19,30	0,27	0,00	100,54	0,56	40,49	33,08	26,43
125	51,16	0,23	1,19	0,00	17,39	0,47	10,43	19,44	0,33	0,02	100,66	0,54	41,49	31,57	26,94
125	51,46	0,20	0,63	0,01	16,80	0,46	10,27	19,82	0,26	0,03	99,97	0,53	41,04	31,20	27,76
125	50,62	0,23	1,07	0,00	18,00	0,53	9,91	18,71	0,34	0,03	99,44	0,51	40,29	30,48	29,23
125	51,06	0,29	0,53	0,02	17,68	0,39	10,06	19,52	0,21	0,01	99,80	0,51	41,17	30,22	28,61
125	51,56	0,16	0,58	0,01	17,74	0,55	10,11	19,38	0,30	0,00	100,39	0,51	40,39	30,65	28,96

A3.2 : Analyses chimiques des clinopyroxènes des andésites

N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	XMg	Wo	En	Fs
MKNT318	53,12	0,27	1,80	0,18	7,86	0,17	17,00	19,46	0,15	0,00	100,05	0,80	36,66	50,54	12,80
MKNT318	51,46	0,46	1,88	0,04	13,41	0,31	15,10	17,01	0,23	0,02	100,03	0,70	35,38	44,92	19,70
MKNT318	53,20	0,25	1,87	0,26	7,28	0,15	16,94	19,84	0,19	0,01	100,11	0,81	37,22	50,71	12,07
MKNT318	53,08	0,30	1,72	0,11	8,53	0,23	17,12	19,08	0,18	0,05	100,48	0,80	37,23	50,19	12,58
MKNT318	51,39	0,52	1,89	0,01	12,65	0,42	14,42	18,21	0,20	0,01	99,74	0,69	36,91	43,58	19,51
MKNT318	52,60	0,26	1,67	0,39	7,13	0,23	16,42	20,46	0,23	0,00	99,41	0,82	39,80	49,43	10,77
MKNT318	53,19	0,27	1,91	0,47	7,59	0,20	17,09	19,43	0,24	0,00	100,45	0,81	36,45	51,45	12,10
MKNT318	52,94	0,29	1,76	0,12	8,24	0,21	16,62	19,36	0,20	0,00	99,79	0,79	36,83	49,72	13,45
MKNT318	53,24	0,24	1,73	0,33	7,52	0,24	17,28	19,88	0,19	0,00	100,69	0,83	38,79	50,55	10,66
MKNT318	52,82	0,30	1,87	0,15	8,20	0,26	16,69	19,46	0,27	0,02	100,09	0,80	38,02	49,88	12,10
MKNT318	53,02	0,29	1,78	0,10	8,34	0,20	16,76	19,27	0,13	0,01	99,96	0,78	36,36	49,86	13,79
MKNT318	52,93	0,24	1,79	0,53	7,31	0,23	16,94	19,76	0,22	0,01	100,06	0,82	37,55	51,08	11,37
MKNT318	53,25	0,25	1,62	0,46	7,15	0,20	17,20	19,64	0,24	0,01	100,10	0,82	37,25	51,41	11,33
MKNT318	52,84	0,26	1,68	0,48	7,47	0,20	17,41	18,98	0,22	0,02	99,61	0,82	36,36	52,14	11,50
MKNT318	52,46	0,26	1,84	0,44	7,35	0,15	16,21	20,24	0,31	0,00	99,34	0,82	39,17	49,59	11,25
MKNT318	50,93	0,55	2,06	0,03	12,94	0,35	14,19	18,08	0,25	0,01	99,47	0,69	37,46	43,12	19,43
MKNT318	51,46	0,43	1,91	0,04	12,16	0,30	15,00	17,92	0,23	0,01	99,48	0,71	36,65	45,11	18,24
MKNT318	51,18	0,53	1,91	0,02	13,11	0,34	14,23	17,73	0,22	0,02	99,27	0,67	35,47	43,54	20,99
MKNT318	51,86	0,40	2,66	0,28	7,65	0,21	16,45	20,02	0,21	0,01	99,76	0,82	39,36	50,01	10,63
MKNT318	52,50	0,28	2,01	0,60	7,45	0,16	16,77	19,85	0,18	0,01	99,84	0,82	38,04	50,65	11,32
MKNT318	51,54	0,47	1,98	0,04	11,95	0,33	14,52	18,49	0,22	0,00	99,56	0,70	36,61	44,37	19,02
MKNT318	52,14	0,26	2,28	0,55	7,83	0,24	16,87	18,79	0,21	0,02	99,18	0,81	35,45	52,04	12,51
MKNT318	52,97	0,23	1,58	0,31	7,41	0,25	17,10	19,23	0,17	0,00	99,28	0,81	36,50	51,14	12,36
MKNT318	52,54	0,22	1,58	0,29	7,46	0,16	17,15	19,47	0,13	0,01	99,01	0,82	38,22	50,64	11,13
MKNT318	52,67	0,26	1,85	0,19	7,79	0,19	16,87	19,39	0,18	0,03	99,51	0,81	37,32	50,58	12,10
MKNT318	53,02	0,23	1,88	0,54	7,23	0,18	17,19	19,26	0,19	0,00	99,82	0,81	35,88	51,88	12,24
MKNT318	52,95	0,25	1,73	0,35	7,56	0,25	16,70	19,81	0,23	0,04	99,89	0,81	37,84	50,32	11,85
MKNT318	52,61	0,24	1,72	0,46	7,76	0,18	16,92	19,71	0,24	0,00	99,91	0,82	39,34	50,01	10,65
MKNT318	52,91	0,28	1,86	0,18	8,35	0,20	17,14	18,78	0,14	0,01	99,89	0,79	35,42	51,13	13,45
MKNT318	53,23	0,24	1,64	0,34	7,88	0,17	17,52	18,96	0,18	0,00	100,27	0,81	36,16	51,70	12,13
MKNT318	53,16	0,28	1,77	0,52	7,49	0,17	17,18	19,61	0,21	0,03	100,49	0,82	37,16	51,32	11,52
MKNT318	52,84	0,30	1,87	0,41	7,43	0,21	17,02	20,02	0,18	0,03	100,33	0,83	39,04	50,36	10,60
MKNT318	52,34	0,34	1,85	0,03	10,84	0,29	15,66	18,95	0,20	0,01	100,53	0,75	38,34	46,06	15,60
MKNT318	53,06	0,26	1,75	0,32	7,78	0,18	17,15	19,32	0,16	0,00	100,05	0,80	36,46	51,10	12,43
MKNT318	52,96	0,23	1,70	0,30	8,02	0,23	16,43	19,83	0,23	0,00	100,01	0,80	37,90	49,39	12,72
MKNT318	53,25	0,26	1,80	0,29	7,53	0,19	17,21	19,49	0,16	0,01	100,26	0,81	36,55	51,21	12,23
MKNT318	52,96	0,29	1,94	0,27	7,65	0,21	16,11	20,38	0,25	0,01	100,15	0,80	38,54	48,87	12,60
MKNT318	52,73	0,34	1,79	0,04	10,64	0,29	15,47	18,58	0,22	0,01	100,18	0,72	35,38	46,62	18,00
MKNT318	53,04	0,25	1,80	0,35	7,54	0,17	17,45	19,18	0,17	0,00	100,02	0,82	36,47	51,86	11,67
MKNT318	52,58	0,27	1,89	0,42	7,40	0,23	16,98	19,23	0,19	0,02	99,31	0,81	36,33	51,58	12,09
MKNT318	52,11	0,25	2,12	0,32	8,19	0,40	15,30	20,44	0,22	0,01	99,36	0,78	39,13	47,56	13,31
MKNT318	52,86	0,31	1,68	0,04	8,97	0,21	16,53	19,26	0,16	0,02	100,06	0,78	37,33	48,81	13,86
MKNT318	52,26	0,38	1,72	0,04	10,77	0,30	15,65	18,72	0,18	0,00	100,09	0,74	37,29	46,40	16,31
MKNT318	53,34	0,28	1,71	0,08	9,01	0,28	16,76	18,95	0,20	0,01	100,63	0,78	35,96	49,67	14,37
MKNT318	52,94	0,28	1,79	0,18	7,74	0,23	17,07	19,88	0,19	0,01	100,36	0,82	39,35	49,91	10,74
MKNT318	52,94	0,28	1,89	0,28	8,47	0,23	16,47	19,56	0,23	0,01	100,44	0,79	37,39	49,48	13,13
MKNT318	53,19	0,24	1,78	0,32	7,30	0,15	16,58	20,37	0,17	0,03	100,16	0,80	38,32	49,60	12,09
MKNT318	52,13	0,26	2,17	0,20	8,23	0,18	17,12	18,90	0,19	0,00	99,42	0,82	37,97	50,78	11,26
MKNT318	51,94	0,35	2,23	0,36	7,74	0,19	16,37	19,85	0,23	0,00	99,30	0,82	39,03	49,75	11,21
MKNT318	53,04	0,27	1,81	0,23	7,93	0,23	17,34	19,20	0,19	0,00	100,37	0,81	37,24	51,09	11,67
MKNT318	52,79	0,26	1,95	0,24	7,65	0,18	17,22	19,58	0,20	0,00	100,12	0,83	38,58	50,74	10,68
MKNT318	53,07	0,27	1,80	0,25	7,65	0,19	17,45	19,31	0,24	0,00	100,28	0,83	37,80	51,36	10,84

A3.3 : Analyses chimiques des amphiboles primaires des andésites et de la dacite

Lithologie	N° Ech	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	XMg
Andésite microlitique	IL42	41,07	1,41	12,84	0,08	15,53	0,26	11,32	11,43	2,16	0,66	96,84	6,11	0,69
	IL42	41,37	2,17	12,05	0,00	12,75	0,16	13,40	11,25	2,25	0,59	96,00	6,11	0,81
	IL42	41,69	2,26	11,84	0,00	12,85	0,22	13,43	11,40	2,24	0,57	96,51	6,14	0,80
	IL42	40,87	1,66	12,37	0,00	14,44	0,24	12,20	11,27	2,17	0,63	96,00	6,09	0,75
	IL42	42,67	2,11	11,29	0,03	12,57	0,17	13,54	11,10	2,03	0,59	96,80	6,27	0,81
	IL42	42,13	1,81	12,01	0,00	13,43	0,23	13,21	11,16	2,19	0,56	96,80	6,17	0,81
Andésite porphyrique	ILN7	42,11	2,18	12,83	0,01	11,34	0,15	14,55	11,30	2,26	0,45	97,24	6,07	0,90
	ILN7	42,39	2,21	12,70	0,00	11,19	0,11	14,67	11,19	2,29	0,51	97,27	6,10	0,90
	ILN7	41,37	2,18	13,92	0,00	11,12	0,12	14,13	11,42	2,18	0,56	97,01	5,98	0,88
	ILN7	43,01	1,76	12,44	0,03	11,35	0,14	14,32	11,50	2,12	0,52	97,19	6,21	0,85
	ILN7	41,39	2,36	13,57	0,00	11,17	0,19	14,14	11,52	2,24	0,54	97,14	6,00	0,86
	ILN7	41,37	2,36	13,80	0,02	11,26	0,19	13,91	11,56	2,15	0,55	97,17	5,99	0,85
	ILN7	41,49	2,60	13,02	0,01	11,21	0,14	14,38	11,56	2,35	0,56	97,34	6,01	0,86
	ILN7	41,58	2,07	13,48	0,00	11,39	0,14	14,07	11,58	2,41	0,59	97,35	6,03	0,84
	ILN7	42,07	1,90	13,26	0,01	10,91	0,11	14,33	11,55	2,27	0,62	97,03	6,10	0,85
	ILN7	41,75	1,88	13,65	0,01	11,40	0,13	14,10	11,58	2,22	0,57	97,30	6,04	0,86
	ILN7	41,45	2,15	13,68	0,01	11,41	0,14	13,98	11,54	2,15	0,56	97,08	6,01	0,86
Dacite porphyrique	IL5	46,23	1,37	6,53	0,00	15,70	0,36	12,58	11,39	1,49	0,74	96,43	6,90	0,66
	IL5	44,96	1,32	7,26	0,00	16,46	0,42	11,62	11,51	1,52	0,90	96,14	6,80	0,62
	IL5	44,77	1,53	7,07	0,01	16,22	0,35	12,08	11,46	1,53	0,84	96,19	6,76	0,65
	IL5	45,10	1,60	7,41	0,03	16,13	0,38	11,63	11,37	1,63	0,69	96,40	6,80	0,62
	IL5	45,67	1,43	8,00	0,07	14,17	0,41	12,94	11,85	1,75	0,66	97,74	6,77	0,67

A3.4 : Analyses chimiques des plagioclases des roches filoniennes

Lithologie	N° Ech	SiO2	Al2O3	TiO2	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr2O3	Na2O	K2O	Total	An	Al	Or
Gabbro	69	68,99	19,20	0,00	0,04	0,03	0,00	0,07	0,00	12,01	0,01	100,35	0,30	99,63	0,08
	69	69,11	19,41	0,00	0,13	0,00	0,14	0,32	0,02	11,91	0,05	101,09	1,46	98,28	0,26
	69	69,32	19,73	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	12,11	0,01	101,23	0,03	99,90	0,07
	69	69,06	19,62	0,00	0,00	0,01	0,00	0,10	0,01	12,06	0,05	100,91	0,46	99,29	0,25
	125	68,85	19,76	0,00	0,06	0,00	0,01	0,48	0,00	11,99	0,03	101,17	2,14	97,71	0,16
	125	69,00	19,66	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38	0,00	11,85	0,05	100,93	1,72	98,03	0,25
Basalte	IL54	65,19	20,43	0,01	0,26	0,04	0,02	2,06	0,00	10,77	0,11	98,90	9,51	89,87	0,62
	IL54	63,95	21,70	0,01	0,25	0,02	0,09	1,97	0,00	9,81	0,96	98,77	9,45	85,06	5,49
Andésite	ILN7	64,58	22,45	0,00	0,15	0,00	0,02	3,65	0,00	9,75	0,10	100,70	17,05	82,42	0,53
	ILN7	63,19	23,60	0,00	0,11	0,00	0,00	4,85	0,00	9,08	0,07	100,90	22,70	76,91	0,39
	ILN7	64,77	22,20	0,00	0,10	0,02	0,00	3,53	0,00	9,78	0,10	100,49	16,55	82,92	0,54
	ILN7	61,10	24,51	0,00	0,08	0,02	0,01	6,32	0,01	8,22	0,21	100,47	29,49	69,37	1,14
	ILN7	57,46	26,56	0,10	0,21	0,00	0,01	8,86	0,00	6,58	0,10	99,89	42,41	57,00	0,59
	ILN7	58,60	26,34	0,00	0,08	0,00	0,00	8,04	0,00	7,32	0,15	100,52	37,47	61,73	0,80
	ILN7	64,99	22,13	0,00	0,11	0,02	0,00	3,29	0,02	10,03	0,08	100,67	15,26	84,30	0,44
	ILN7	64,80	22,13	0,00	0,07	0,00	0,00	3,77	0,01	9,75	0,12	100,65	17,47	81,88	0,65
	ILN7	65,06	21,96	0,00	0,22	0,00	0,00	3,44	0,00	10,09	0,24	101,01	15,64	83,04	1,32
	ILN7	64,78	21,90	0,00	0,06	0,01	0,01	3,27	0,00	10,23	0,07	100,35	14,94	84,67	0,39
	ILN7	64,09	22,52	0,00	0,07	0,03	0,00	4,06	0,01	8,35	1,50	100,63	19,39	72,08	8,53
	ILN7	64,71	22,35	0,00	0,08	0,00	0,00	4,05	0,00	7,38	1,66	100,24	20,88	68,90	10,22
	ILN7	63,92	22,12	0,00	0,14	0,00	0,00	3,86	0,00	9,50	0,19	99,74	18,15	80,81	1,04
	ILN7	64,54	22,16	0,00	0,18	0,01	0,00	3,99	0,01	8,27	0,18	99,34	20,84	78,07	1,09
	ILN7	58,00	26,46	0,03	0,08	0,00	0,01	8,96	0,01	6,78	0,09	100,41	42,00	57,51	0,49
	ILN7	63,38	22,84	0,00	0,07	0,02	0,00	4,57	0,00	9,22	0,13	100,22	21,33	77,97	0,70

Lithologie	N° Ech	SiO2	Al2O3	TiO2	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr2O3	Na2O	K2O	Total	An	Al	Or
Andésite	ILN7	60,55	24,97	0,03	0,03	0,01	0,00	6,84	0,00	8,04	0,19	100,66	31,66	67,30	1,04
	ILN7	57,24	26,99	0,00	0,10	0,03	0,01	9,24	0,00	6,56	0,15	100,33	43,39	55,75	0,86
	ILN7	60,27	24,91	0,02	0,23	0,00	0,02	5,53	0,00	7,69	1,07	99,74	26,70	67,16	6,14
	IL34	69,53	19,59	0,00	0,06	0,00	0,02	0,14	0,01	11,64	0,03	101,02	0,68	99,15	0,17
	IL34	68,18	19,70	0,00	0,21	0,01	0,00	0,16	0,00	11,72	0,04	100,03	0,73	99,03	0,24
	IL34	70,76	18,04	0,01	0,20	0,00	0,00	0,13	0,00	10,53	0,64	100,31	0,60	95,89	3,51
Dacite	IL5	61,98	22,40	0,00	0,21	0,00	0,00	5,40	0,00	8,56	0,73	99,28	24,84	71,17	3,99
	IL5	60,38	23,32	0,02	0,18	0,01	0,03	6,67	0,01	8,13	0,68	99,42	30,07	66,30	3,63
	IL5	60,38	23,13	0,03	0,17	0,03	0,00	6,58	0,01	8,05	0,67	99,05	30,00	66,35	3,65
	IL5-L1	61,83	22,46	0,03	0,19	0,00	0,01	5,17	0,00	8,80	0,85	99,34	23,37	72,03	4,60
	IL5-L1	61,62	22,65	0,04	0,17	0,00	0,02	5,51	0,00	8,73	0,56	99,30	25,08	71,87	3,04
	IL5-L1	60,50	22,63	0,01	0,19	0,01	0,01	5,80	0,00	8,25	0,76	98,15	26,82	69,00	4,17
	IL5-L1	59,20	24,04	0,03	0,19	0,01	0,00	7,18	0,02	7,45	0,61	98,72	33,58	63,05	3,37
	IL5-L1	58,69	24,17	0,03	0,17	0,03	0,00	7,39	0,01	7,40	0,51	98,40	34,56	62,60	2,83
	IL5-L1	58,91	24,36	0,04	0,16	0,01	0,02	7,54	0,00	7,51	0,57	99,11	34,59	62,32	3,10
	IL5-L1	60,73	22,91	0,03	0,18	0,00	0,02	5,75	0,00	8,13	0,78	98,52	26,89	68,78	4,34
	IL5-L1	60,61	22,72	0,03	0,12	0,02	0,01	5,73	0,00	8,22	0,81	98,26	26,55	68,97	4,47
	IL5-L1	60,59	22,83	0,01	0,17	0,00	0,00	5,80	0,00	8,48	0,77	98,66	26,31	69,55	4,14
	IL5-L1	61,61	22,56	0,00	0,17	0,00	0,01	5,38	0,01	8,36	0,85	98,95	25,02	70,28	4,70
	IL5-L1	61,25	23,46	0,01	0,23	0,00	0,00	5,85	0,00	8,25	0,76	99,81	26,98	68,84	4,18
	IL5-L1	60,45	23,53	0,01	0,21	0,00	0,00	6,23	0,01	8,13	0,58	99,15	28,80	68,01	3,20
	IL5-L1	60,34	23,67	0,02	0,25	0,04	0,00	6,45	0,00	7,94	0,69	99,39	29,79	66,43	3,77
	IL5-L1	59,59	24,09	0,02	0,11	0,03	0,03	6,95	0,02	7,76	0,62	99,24	31,98	64,60	3,42
	IL5-L1	59,88	23,92	0,03	0,18	0,00	0,01	6,90	0,00	7,90	0,60	99,41	31,49	65,24	3,27
	IL5-L1	59,54	24,19	0,02	0,18	0,04	0,02	7,05	0,01	7,70	0,64	99,38	32,43	64,08	3,49
	IL5-L1	59,34	23,47	0,02	0,22	0,00	0,02	6,53	0,00	7,84	0,67	98,13	30,35	65,93	3,71
	IL5-L1	59,84	23,32	0,00	0,19	0,00	0,01	6,43	0,01	7,81	0,66	98,27	30,11	66,22	3,67
	IL5-L1	61,42	22,75	0,03	0,15	0,00	0,01	5,65	0,00	8,33	0,58	98,93	26,40	70,40	3,20
	IL5-L1	62,03	22,36	0,00	0,20	0,00	0,00	5,43	0,00	8,65	0,84	99,52	24,60	70,87	4,53
	IL5-L2	59,69	24,65	0,02	0,24	0,02	0,05	4,96	0,01	8,09	0,90	98,61	23,98	70,83	5,19
	IL5-L2	62,50	22,49	0,01	0,17	0,00	0,01	5,18	0,01	8,75	0,87	99,99	23,51	71,78	4,71
	IL5-L2	62,56	22,29	0,02	0,16	0,00	0,00	4,90	0,01	8,74	0,97	99,65	22,41	72,32	5,27
	IL5-L2	62,34	22,35	0,01	0,16	0,00	0,02	4,88	0,00	8,73	0,94	99,42	22,39	72,46	5,15
	IL5-L2	62,35	22,24	0,04	0,22	0,03	0,01	5,05	0,01	8,61	0,89	99,44	23,30	71,81	4,89
	IL5-L2	62,83	22,33	0,00	0,15	0,02	0,01	4,75	0,00	8,78	0,97	99,84	21,78	72,92	5,30
	IL5-L2	62,48	22,11	0,00	0,15	0,00	0,00	4,96	0,01	8,68	0,93	99,32	22,79	72,10	5,11
	IL5-L2	62,83	22,34	0,01	0,20	0,00	0,00	5,06	0,00	8,81	0,90	100,15	22,94	72,19	4,88
	IL5-L2	62,23	22,40	0,01	0,16	0,01	0,00	5,01	0,01	8,75	0,97	99,54	22,79	71,96	5,25
	IL5-L2	61,91	22,45	0,02	0,18	0,00	0,01	5,21	0,00	8,60	0,82	99,20	23,96	71,54	4,50
	IL5-L2	61,70	22,38	0,01	0,19	0,00	0,00	5,37	0,00	8,52	0,88	99,05	24,58	70,64	4,79
	IL5-L2	62,36	22,49	0,02	0,19	0,02	0,00	5,20	0,00	8,62	0,89	99,78	23,78	71,36	4,86
	IL5-L2	62,34	21,85	0,02	0,17	0,05	0,00	4,88	0,00	8,48	0,96	98,75	22,83	71,80	5,37
	IL5-L2	62,56	22,29	0,00	0,16	0,00	0,01	4,89	0,01	9,26	0,49	99,66	21,99	75,41	2,60
	IL5-L2	62,28	22,38	0,01	0,13	0,03	0,02	4,85	0,01	8,81	0,91	99,43	22,19	72,87	4,94
	IL5-L2	58,39	26,91	0,01	0,23	0,00	0,05	4,64	0,00	7,62	1,06	98,90	23,57	70,04	6,38
	IL5-L2	61,99	22,26	0,03	0,18	0,00	0,00	4,97	0,01	8,59	0,80	98,82	23,15	72,40	4,45
	IL5-L2	62,39	22,37	0,02	0,13	0,06	0,00	5,19	0,02	8,76	0,81	99,75	23,59	72,01	4,39
	IL5-L2	61,94	22,60	0,00	0,23	0,00	0,00	5,41	0,01	8,60	0,77	99,56	24,72	71,09	4,19
	IL5-L2	62,00	22,57	0,02	0,23	0,00	0,01	5,35	0,01	8,56	0,80	99,55	24,55	71,10	4,35
	IL5-L2	61,19	25,30	0,02	0,18	0,00	0,03	4,99	0,00	7,81	0,97	100,48	24,62	69,68	5,71
	IL5-L2	62,09	22,55	0,01	0,18	0,03	0,01	5,27	0,00	8,79	0,85	99,77	23,73	71,70	4,57
	IL5-L2	61,64	22,55	0,01	0,17	0,00	0,00	5,46	0,00	8,55	0,77	99,15	24,98	70,81	4,20
	IL5-L2	57,31	27,14	0,02	0,33	0,00	0,08	5,02	0,00	7,49	0,98	98,37	25,42	68,70	5,88
	IL5-L2	60,69	22,77	0,03	0,14	0,00	0,02	5,33	0,00	8,28	0,95	98,21	24,85	69,86	5,28
	IL5-L2	61,83	23,20	0,01	0,19	0,00	0,00	5,77	0,00	8,26	0,72	99,99	26,74	69,27	3,99
	IL5-L2	61,86	22,98	0,01	0,20	0,03	0,00	5,63	0,00	8,51	0,78	99,99	25,63	70,14	4,22
	IL5-L2	60,85	23,18	0,01	0,19	0,00	0,00	5,79	0,00	8,38	0,73	99,12	26,54	69,49	3,97
	IL5-L2	61,31	22,98	0,02	0,15	0,00	0,02	5,51	0,00	8,35	0,76	99,10	25,62	70,19	4,19
	IL5-L2	61,61	22,84	0,00	0,18	0,02	0,00	5,36	0,00	8,64	0,77	99,42	24,47	71,35	4,17
	IL5-L2	61,47	23,56	0,02	0,15	0,00	0,04	5,26	0,00	8,42	0,75	99,67	24,58	71,24	4,18

Lithologie	N° Ech	SiO2	Al2O3	TiO2	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr2O3	Na2O	K2O	Total	An	Al	Or
Dacite	IL5-L2	62,28	22,59	0,02	0,18	0,02	0,00	5,17	0,00	8,52	0,84	99,62	23,96	71,43	4,60
	IL5-L2	62,12	22,12	0,04	0,16	0,03	0,03	5,08	0,00	8,52	0,86	98,96	23,60	71,63	4,77
	IL5-L2	62,22	22,27	0,02	0,15	0,00	0,01	4,84	0,00	8,70	0,93	99,14	22,33	72,57	5,10
	IL5-L2	61,87	22,25	0,00	0,20	0,01	0,00	5,17	0,00	8,60	0,93	99,03	23,68	71,27	5,04
	IL5-L2	61,48	21,97	0,00	0,19	0,00	0,11	5,23	0,01	8,73	0,90	98,61	23,67	71,48	4,86
	IL5-L3	62,43	22,04	0,00	0,19	0,00	0,00	5,27	0,03	7,88	0,96	98,80	25,49	68,96	5,55
	IL5-L3	62,16	22,02	0,00	0,13	0,00	0,00	5,30	0,00	7,98	0,93	98,53	25,41	69,26	5,33
	IL5-L3	62,77	21,74	0,00	0,34	0,02	0,02	4,47	0,00	7,72	1,11	98,19	22,62	70,71	6,67
	IL5-L3	61,40	22,19	0,02	0,25	0,02	0,00	5,64	0,00	7,69	0,84	98,05	27,42	67,71	4,88
	IL5-L3	61,47	22,70	0,00	0,30	0,04	0,00	5,38	0,03	8,02	0,80	98,74	25,82	69,60	4,58
	IL5-L3	61,45	22,65	0,00	0,23	0,00	0,01	5,81	0,07	7,58	0,71	98,52	28,53	67,35	4,12
	IL5-L3	60,98	22,94	0,01	0,65	0,03	0,00	6,05	0,00	7,55	0,76	98,97	29,34	66,27	4,40
	IL5-L3	61,65	22,28	0,00	0,33	0,00	0,00	5,15	0,00	8,44	0,84	98,69	24,06	71,27	4,67
	IL5-L3	60,19	23,27	0,01	0,19	0,05	0,00	6,25	0,00	7,53	0,65	98,14	30,26	65,99	3,75
	IL5-L3	60,29	22,92	0,00	0,30	0,06	0,02	6,38	0,00	7,42	0,67	98,06	30,98	65,14	3,88
	IL5-L3	60,25	23,38	0,00	0,29	0,03	0,00	6,43	0,02	7,62	0,70	98,72	30,53	65,49	3,98
	IL5-L3	59,25	23,63	0,02	0,13	0,04	0,00	6,88	0,04	7,50	0,55	98,06	32,60	64,28	3,12
	IL5-L3	58,38	24,34	0,01	0,13	0,01	0,00	7,90	0,00	6,76	0,52	98,04	38,05	58,98	2,98

Annexe 4: Concentrations des éléments majeurs et des éléments en traces des roches totales et des minéraux

A4.1 : Concentrations des éléments majeurs et traces des roches mafiques tholéitiques

Lithologie	Basalte tholéitique 1						Gabbro tholéitique 1													
N° Ech	IL59	IL25	IL40	IL48	IL4	54933	IL37	IL43	IL46	IL67	IL47	IL49	ILM9	IL26	IL52	IL53	IL54			
Al ₂ O ₃	13,83	14,17	15,82	11,43	13,34		18,01	16,60	13,98	16,11	15,08	15,24	14,25	14,45	14,30	14,04	15,29			
CaO	6,69	11,22	11,27	9,01	4,97		9,17	17,77	12,19	10,28	11,97	9,85	7,68	10,50	11,45	11,87	10,81			
Cr ₂ O ₃	0,03	0,05	0,08	0,06	0,04		0,08	0,03	0,05	0,04	0,03	0,04		0,08	0,03	0,02	0,04			
Fe ₂ O ₃	11,77	12,02	12,43	18,07	16,58		13,46	13,19	13,19	13,15	12,67	13,67	11,40	13,03	11,84	13,06	9,88			
K ₂ O	0,11	0,23	0,15	0,17	0,37		0,91	0,18	0,46	0,46	0,35	1,42	0,19	0,26	0,78	0,19	0,17			
MgO	7,84	7,71	8,21	4,60	5,67		4,39	4,16	6,72	5,53	7,38	7,91	11,70	7,70	7,68	6,55	7,73			
MnO	0,20	0,18	0,22	0,24	0,32		0,18	0,23	0,23	0,20	0,21	0,19	0,18	0,18	0,17	0,19	0,16			
Na ₂ O	3,31	1,39	2,34	2,16	3,11		3,04	0,60	2,13	2,38	1,62	1,48	1,72	1,53	1,40	1,77	3,35			
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,06	0,13	0,15		0,08	0,10	0,11	0,08	0,08	0,09	0,06	0,10	0,05	0,06	0,05			
SiO ₂	53,70	50,07	47,84	52,16	51,79		48,45	43,92	48,26	48,51	48,18	47,47	49,10	49,02	49,48	49,02	49,61			
TiO ₂	0,64	0,73	0,77	1,62	2,06		1,12	1,26	1,18	1,02	1,07	1,02	0,68	0,90	0,70	1,12	0,60			
LOI	2,56	2,38	0,73	0,38	1,45		1,37	1,81	1,48	2,09	1,59	1,73	1,88	2,44	2,52	2,36	2,75			
Total	100,73	100,21	99,92	100,03	99,85		100,26	99,85	99,98	99,85	100,23	100,11	98,91	100,19	100,40	100,25	100,44			
Li	8,61	11,83	6,52	5,78	45,69	19,95	15,03	2,21	8,39	16,80	18,61	17,96	11,43	8,83	11,68	4,81	7,78			
Cs	0,21	0,19	0,03	0,15	0,36	0,26	1,26	0,05	0,61	0,36	0,38	0,95	0,04	0,29	0,34	0,34	0,43			
Rb	1,35	5,03	1,53	3,14	11,29	3,03	54,12	2,40	9,74	12,99	7,64	34,88	2,21	7,11	21,65	3,22	3,08			
Ba	34,56	33,80	23,70	35,27	81,73	60,70	360,00	185,90	53,42	159,77	63,02	167,58	85,80	63,84	81,93	72,22	47,73			
Th	0,12	0,14	0,14	0,34	0,50	1,07	0,46	0,35	0,33	0,27	0,36	0,26	0,14	0,24	0,22	0,27	0,15			
U	0,05	0,04	0,04	0,15	0,13	0,29	0,12	0,15	0,10	0,08	0,10	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,04			
Nb	1,17	1,56	1,61	2,67	5,19	11,51	5,50	4,30	2,41	2,64	2,08	2,40	3,20	2,18	2,17	2,44	1,69			
La	1,49	1,94	1,87	5,16	6,53	14,10	5,34	4,93	3,79	3,38	3,21	3,14	3,12	2,92	2,99	2,86	2,27			
Ce	4,42	5,63	5,64	14,38	20,28	37,80	16,10	12,50	11,31	9,66	9,16	8,98	8,70	8,39	8,21	7,93	6,35			
Pb	0,11	0,37	0,58	1,23	2,48	1,68	2,75	3,45	1,62	0,90	1,02	1,08	0,20	0,36	0,40	0,40	0,41			
Pr	0,70	0,89	0,89	2,15	3,07	5,60	2,31	1,98	1,79	1,47	1,38	1,37	1,40	1,29	1,21	1,18	0,96			
Sr	98,56	130,59	133,35	93,19	135,67	217,82	646,20	1076,15	191,35	280,99	130,95	119,44	166,95	104,58	158,84	144,94	212,64			
Nd	3,78	4,64	4,79	11,21	15,53	28,63	12,03	10,03	9,55	7,59	7,19	7,12	7,40	6,74	6,04	6,05	4,93			
Zr	19,90	20,36	4,21	22,62	63,55	114,21	28,90	24,04	29,17	22,84	26,67	20,26	17,10	22,37	32,08	25,96	24,32			
Sm	1,37	1,58	1,65	3,67	4,98	9,24	4,00	3,26	3,25	2,46	2,37	2,36	2,55	2,31	1,88	1,91	1,62			
Eu	0,48	0,65	0,66	1,29	1,72	3,00	1,56	1,34	1,07	0,95	0,91	0,89	1,01	0,86	0,78	0,77	0,64			
Gd	2,03	2,28	2,42	4,81	6,34	12,60	5,52	4,44	4,46	3,36	3,17	3,16	3,76	3,25	2,49	2,61	2,17			
Ti	3529	4068	4314	9002	12783	16663	10430	7852,14	6659,8	5651	5922	5431	6353,6	4676	4258	6284	3432			
Dy	2,71	2,73	2,95	5,54	6,92	13,90	5,98	4,72	5,14	3,73	3,68	3,63	4,46	3,98	2,70	2,89	2,47			
Ho	0,61	0,60	0,64	1,19	1,44	2,98	1,26	1,00	1,12	0,77	0,79	0,76	0,98	0,87	0,57	0,61	0,51			
Er	1,79	1,71	1,85	3,42	4,04	8,12	3,34	2,68	3,18	2,11	2,28	2,13	2,77	2,46	1,60	1,68	1,43			
Y	16,97	16,12	17,42	29,39	37,35	84,18	35,55	27,91	31,91	21,40	22,13	21,25	25,61	24,06	14,04	17,04	13,09			
Yb	1,71	1,60	1,67	3,14	3,49	7,17	2,76	2,28	2,75	1,77	2,09	1,91	2,52	2,25	1,37	1,56	1,27			
Lu	0,25	0,23	0,23	0,44	0,47	0,95	0,39	0,32	0,38	0,23	0,30	0,26	0,35	0,30	0,19	0,22	0,18			
Sn	0,39	0,51	0,44	1,30	1,61	3,76	2,78	0,96	0,65	0,72	0,76	0,61	1,68	0,70	0,61	0,61	0,67			
Sb	0,03	0,07	0,03	0,38	0,89	0,38	0,55	1,09	0,29	0,46	0,27	0,22	0,17	0,09	0,11	0,07	0,21			
Tb	0,39	0,41	0,44	0,83	1,07	2,15	0,94	0,75	0,79	0,58	0,56	0,56	0,67	0,59	0,43	0,45	0,38			
W	1,46	1,99	1,53	8,03	6,74	11,78	12,40	5,45	2,26	3,20	2,27	0,65	7,79	1,91	1,52	2,09	1,33			
Ta	0,08	0,11	0,12	0,19	0,35	0,77	0,33	0,27	0,19	0,18	0,15	0,17	0,18	0,15	0,16	0,17	0,12			
Mo	19,79	19,94	4,72	43,10	13,24	76,32	220,65	5,63	13,16	42,76	10,75	3,21	139,00	39,08	23,03	6,46	50,49			
Hf	0,80	0,78	0,34	1,12	1,83	2,93	1,05	1,12	1,27	0,90	1,13	0,67	0,70	1,05	1,00	0,89	0,83			
ΣREE	175	192	200	422	545	1058	448	369	367	278	277	269	308	277	219	225	186			
LaN/YbN	0,82	1,15	1,06	1,55	1,76	1,85	1,82	2,04	1,30	1,80	1,45	1,55	1,17	1,22	2,05	1,73	1,69			
LaN/SmN	0,78	0,88	0,81	1,01	0,94	1,09	0,95	1,08	0,83	0,98	0,97	0,95	0,88	0,91	1,14	1,07	1,00			
GdN/YbN	1,13	1,36	1,38	1,46	1,73	1,68	1,91	1,86	1,55	1,82	1,45	1,58	1,43	1,38	1,74	1,60	1,63			
Lan/NdN	0,86	0,91	0,85	1,00	0,91	1,07	0,97	1,07	0,86	0,97	0,97	0,96	0,92	0,94	1,08	1,03	1,00			
SmN/GdN	0,93	0,96	0,94	1,05	1,08	1,01	1,00	1,01	1,01	1,01	1,03	1,03	0,94	0,98	1,04	1,01	1,03			
DyN/LuN	1,30	1,44	1,52	1,49	1,74	1,74	1,82	1,75	1,59	1,92	1,45	1,63	1,52	1,56	1,66	1,55	1,61			
Eu/Eu*	0,78	0,92	0,90	0,83	0,83	0,75	0,90	0,95	0,76	0,89	0,89	0,89	0,88	0,85	0,97	0,94	0,93			

Lithologie	Gabbro tholéitique 1						Basalte tholéitique 2			Gabbro tholéitique 2								
N° Ech	IL41	IL62	IL27	IL66	IL22	IL30	IL57	IL44	IL13	IL33	IL61	IL19	IL11	IL20	IL16	IL36	IL31	IL50
Al2O3	15,04	14,58	13,67	6,96	14,10	15,49	12,33	15,22	15,61	12,75	13,68	13,34	14,25	13,75	13,95	12,37	6,06	7,01
CaO	10,65	11,58	11,49	14,82	13,03	11,30	5,24	9,65	6,77	5,57	8,24	10,15	10,28	11,20	11,00	12,17	13,63	9,90
Cr2O3	0,08	0,02	0,01	0,31	0,08	0,03	0,07	0,05	0,05	0,02	0,01	0,01	0,09	0,08	0,04	0,07	0,18	0,31
Fe2O3	12,01	11,75	13,87	11,25	12,01	10,93	13,06	13,70	12,61	15,22	16,04	15,06	11,35	10,33	12,56	9,06	9,87	11,24
K2O	0,22	0,20	0,09	0,10	0,05	0,02	0,53	0,67	1,77	0,43	0,33	0,33	0,28	0,24	0,77	0,29	0,20	0,05
MgO	8,64	7,52	5,48	13,31	6,44	10,33	1,70	6,71	6,12	2,72	5,36	5,84	10,56	8,49	7,57	10,49	14,90	19,50
MnO	0,18	0,19	0,21	0,21	0,18	0,17	0,12	0,21	0,11	0,18	0,39	0,20	0,18	0,17	0,19	0,15	0,18	0,18
Na2O	1,79	1,76	1,58	1,26	1,53	1,31	3,94	3,25	2,63	2,71	2,61	1,84	2,43	1,66	2,11	2,09	0,85	0,43
P2O5	0,06	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04	1,96	0,33	0,17	0,16	0,39	0,07	0,07	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03
SiO2	48,36	50,02	50,75	50,24	49,70	47,00	57,72	46,95	49,87	54,78	48,99	49,33	47,11	51,32	48,88	51,43	52,20	46,86
TiO2	0,73	0,63	0,84	0,61	0,69	0,50	2,09	1,88	1,37	1,47	2,73	1,26	0,69	0,61	0,80	0,50	0,51	0,45
LOI	2,45	2,13	2,14	1,58	1,79	3,34	1,16	2,30	2,59	3,55	0,84	2,38	2,79	2,45	2,23	1,76	1,57	4,27
Total	100,21	100,42	100,19	100,69	99,64	100,46	99,92	100,92	99,67	99,56	99,61	99,81	100,08	100,35	100,15	100,42	100,19	100,23
Li	18,95	9,47	6,80	6,88	9,70	13,79	21,02	18,85	6,28	21,35	15,58	14,06	46,27	13,43	11,75	11,05	7,82	18,28
Cs	0,24	0,28	0,05	0,10	0,09	0,09	0,54	0,40	0,63	0,22	0,32	0,09	1,09	0,07	0,44	0,18	0,09	0,15
Rb	5,04	4,23	1,46	2,26	0,42	0,21	13,92	8,73	39,57	16,02	4,97	9,00	5,60	6,66	16,73	6,39	5,44	0,59
Ba	35,98	27,56	28,25	29,14	21,00	13,34	188,10	95,20	101,32	187,30	83,62	109,11	127,55	27,87	92,09	61,79	28,81	75,71
Th	0,12	0,18	0,12	0,14	0,10	0,06	1,71	0,42	0,50	1,95	1,11	0,56	0,39	0,44	0,17	0,33	0,26	0,20
U	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,56	0,16	0,14	0,50	0,28	0,13	0,12	0,12	0,05	0,08	0,07	0,06
Nb	1,45	1,51	1,48	1,28	1,07	1,03	16,12	8,39	4,50	13,94	12,47	3,67	2,67	2,79	1,82	1,92	1,50	1,29
La	2,09	2,31	1,86	1,80	1,35	1,31	21,16	10,38	5,64	18,90	15,83	5,26	4,62	4,21	2,93	3,03	2,41	2,22
Ce	6,16	6,11	5,28	4,89	3,90	3,76	59,13	27,34	15,05	45,30	41,88	13,56	11,77	10,40	7,74	7,49	6,33	5,50
Pb	0,47	0,50	0,24	1,67	1,34	0,44	2,14	3,03	0,84	3,13	2,36	3,19	1,02	0,96	0,29	1,62	1,25	0,57
Pr	0,97	0,91	0,85	0,83	0,62	0,60	9,00	3,95	2,12	5,95	6,21	1,84	1,56	1,41	1,10	1,05	0,91	0,78
Sr	114,24	138,22	120,02	55,29	200,36	107,75	156,63	333,35	96,02	223,45	219,77	143,00	189,31	132,94	137,80	146,91	44,43	40,58
Nd	5,10	4,56	4,56	4,48	3,35	3,13	42,78	18,82	9,73	27,48	28,88	8,69	7,08	6,47	5,44	4,90	4,44	3,82
Zr	12,29	25,96	14,08	26,43	15,28	12,41	235,69	60,35	42,56	103,77	143,00	42,14	41,56	33,15	22,32	22,05	26,10	26,35
Sm	1,75	1,43	1,64	1,55	1,19	1,08	11,35	4,98	2,53	7,75	7,36	2,58	1,89	1,84	1,67	1,46	1,36	1,14
Eu	0,71	0,62	0,66	0,58	0,55	0,45	3,21	1,67	0,91	2,63	2,19	0,94	0,65	0,66	0,68	0,54	0,46	0,46
Gd	2,49	1,95	2,45	2,16	1,78	1,53	13,13	5,85	2,88	9,49	8,23	3,22	2,30	2,23	2,17	1,85	1,87	1,52
Ti	4006	3480	4920	3420	3298	2771	12075	11316	5110	12947	15925	7574	3846	3280	4488	2548	2599	2206
Dy	2,95	2,16	3,24	2,45	2,20	1,81	13,47	6,09	2,81	10,02	8,38	3,48	2,47	2,45	2,36	2,02	2,04	1,69
Ho	0,64	0,46	0,73	0,53	0,48	0,40	2,83	1,29	0,58	2,10	1,74	0,73	0,53	0,51	0,49	0,43	0,43	0,35
Er	1,82	1,26	2,17	1,43	1,41	1,13	7,93	3,59	1,62	5,65	4,83	2,01	1,56	1,40	1,33	1,18	1,19	0,99
Y	15,50	12,20	20,87	14,65	13,12	9,51	80,42	33,31	16,27	59,87	46,63	20,36	14,18	13,71	11,87	11,61	11,72	9,43
Yb	1,65	1,12	2,13	1,25	1,29	1,00	7,05	3,21	1,44	5,01	4,36	1,76	1,44	1,26	1,17	1,08	1,07	0,89
Lu	0,24	0,16	0,30	0,18	0,18	0,14	1,00	0,46	0,20	0,71	0,62	0,25	0,21	0,17	0,16	0,15	0,15	0,13
Sn	0,39	0,39	0,42	0,81	0,46	0,33	2,12	1,15	0,65	2,16	1,64	1,06	0,49	1,39	0,50	0,40	0,55	0,30
Sb	0,10	0,03	0,06	0,12	0,27	0,16	0,33	0,30	0,04	0,54	0,18	0,52	0,05	0,85	0,10	0,39	0,41	0,18
Tb	0,44	0,34	0,46	0,38	0,32	0,28	2,13	0,98	0,46	1,60	1,34	0,55	0,39	0,38	0,37	0,32	0,32	0,26
W	1,04	1,66	1,81	1,70	2,55	1,00	15,99	1,69	0,82	10,27	2,56	2,36	19,24	5,32	1,05	0,68	27,11	0,26
Ta	0,11	0,11	0,10	0,08	0,07	0,07	0,95	0,49	0,30	0,96	0,75	0,26	0,17	0,19	0,13	0,14	0,11	0,09
Mo	4,39	9,09	8,54	79,20	27,12	9,66	37,42	34,06	11,70	19,28	22,81	6,31	6,90	153,36	15,09	6,75	38,21	3,39
Hf	0,51	0,84	0,57	0,86	0,51	0,50	6,29	2,03	1,23	3,29	3,69	1,40	1,22	1,00	0,74	0,75	0,83	0,83
ΣREE	208	170	213	173	148	128	1294	591	298	944	860	306	241	224	195	176	163	139
LaN/YbN	1,19	1,94	0,83	1,35	0,98	1,23	2,83	3,05	3,71	3,56	3,43	2,82	3,02	3,15	2,37	2,65	2,13	2,34
LaN/SmN	0,86	1,15	0,81	0,83	0,81	0,87	1,33	1,49	1,60	1,74	1,54	1,46	1,75	1,64	1,25	1,48	1,26	1,39
GdN/YbN	1,44	1,66	1,10	1,64	1,31	1,46	1,78	1,74	1,92	1,81	1,80	1,75	1,53	1,69	1,77	1,64	1,67	1,62
Lan/NdN	0,89	1,10	0,89	0,88	0,87	0,91	1,08	1,20	1,26	1,50	1,19	1,32	1,42	1,42	1,17	1,35	1,18	1,26
SmN/GdN	0,97	1,02	0,92	0,99	0,92	0,97	1,19	1,18	1,21	1,13	1,24	1,11	1,13	1,14	1,07	1,09	1,01	1,04
DyN/LuN	1,48	1,63	1,26	1,62	1,44	1,52	1,61	1,58	1,63	1,68	1,60	1,67	1,38	1,67	1,73	1,60	1,61	1,60
Eu/Eu*	0,92	1,00	0,89	0,85	1,02	0,96	0,71	0,83	0,91	0,83	0,76	0,88	0,84	0,88	0,97	0,89	0,78	0,94

A4.2 : Concentrations des éléments majeurs et en traces des roches ultramafiques

Lithologie	Lhz										Hzb	Whr				
N° Ech	IL9	IL10	IL12	ILL4	ILL5	53	107	126A	128	136	IL51	IL18	IL32	ILL3	77	116
Lat. (N)	12°54'16"	12°49'59"	12°49'56"	12°50'40"	12°49'59"	12°50'02"	12°54'00"	12°50'00"	12°49'55"	12°58'24"	12°50'03"	12°50'47"	12°50'52"	12°50'34"	12°50'38"	12°54'02"
Long. (W)	12°14'41"	12°19'35"	12°19'25"	12°20'38"	12°19'08"	12°19'01"	12°14'52"	12°19'01"	12°19'27"	12°08'51"	12°19'48"	12°21'24"	12°21'36"	12°20'27"	12°20'19"	12°15'24"
SiO2	44,64	44,09	45,26	40,40	44,10	45,86	38,72	43,84	40,81	38,93	38,84	38,34	38,55	38,50	41,53	39,49
TiO2	0,29	0,36	0,34	0,28	0,35	0,38	0,20	0,39	0,36	0,33	0,30	0,20	0,17	0,27	0,39	0,30
Al2O3	2,69	3,03	4,94	3,77	3,85	4,75	1,59	3,21	4,20	3,18	3,48	2,92	2,45	3,94	5,59	3,57
Fe2O3	12,47	12,75	12,87	13,80	11,95	11,75	14,45	13,05	14,41	12,66	15,42	12,35	11,72	12,20	12,22	13,78
MnO	0,19	0,19	0,20	0,19	0,20	0,19	0,21	0,20	0,21	0,18	0,22	0,17	0,16	0,17	0,18	0,19
MgO	26,57	24,29	22,93	5,28	10,75	20,65	33,06	25,03	28,14	33,37	30,67	33,72	34,97	3,87	26,66	32,79
CaO	9,98	9,88	10,15	27,90	23,20	12,23	4,76	9,43	5,68	3,70	3,63	2,56	1,91	31,20	5,53	3,60
Cr2O3	0,53	0,38	0,39			0,39	0,59	0,38	0,50	0,78	0,57	0,55	0,57		0,43	0,53
K2O	0,03	0,03	0,06	0,05	0,12	0,07	0,02	0,03	0,06	0,05	0,04	0,04	0,02	0,19	0,27	0,08
Na2O	0,12	0,11	0,34	0,11	0,30	0,39	0,00	0,25	0,31	0,02	0,21	0,00	0,00	0,13	0,14	0,11
P2O5	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02
LOI	3,03	5,23	2,71	7,57	3,82	2,34	6,29	3,93	5,39	6,59	7,06	9,49	10,38	7,16	6,91	5,50
Total	100,56	100,36	100,21	99,97	99,06	99,02	99,90	99,77	100,10	99,81	100,46	100,36	100,91	98,18	99,88	99,96
Ni	1081	912	888	1633	901	724	1694	1120	1488	2155	1651	2349	2274	2349	1670	1859
Cr	3090	2564	2519	3673	2859	2320	3685	2326	2945	4934	3435	2721	2269	3880	2534	3003
Li	4,66	3,58	7,54	3,96	8,60	8,60	3,24	3,24	2,18	1,20	1,98	2	1,59	5,08	19,30	3,93
Cs	0,32	0,83	0,11	1,39	0,93	0,40	0,05	0,30	0,20	1,95	0,29	0,45	0,28	1,58	3,77	1,60
Rb	0,94	1,50	1,63	1,80	1,82	1,44	0,64	1,17	1,27	1,99	0,55	1,98	1,22	5,23	12,14	3,29
Ba	4,15	4,62	9,38	18,30	5,20	10,90	3,56	8,60	8,76	5,69	5,12	8,34	3,43	16,20	24,84	12,53
Th	0,06	0,08	0,04	0,04	0,02	0,06	0,04	0,11	0,10	0,07	0,06	0,10	0,08	0,15	0,20	0,15
U	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04	0,05	0,04
Nb	0,71	0,82	0,45	0,69	0,67	0,13	0,31	0,70	0,54	0,62	0,66	0,74	0,48	1,15	0,96	0,94
La	0,68	0,94	0,73	0,73	0,80	0,75	0,31	1,17	1,09	0,75	0,90	0,98	0,69	1,40	1,87	1,22
Ce	2,03	2,70	2,16	2,00	2,30	2,29	0,96	3,52	3,21	2,26	2,35	2,51	1,75	3,40	5,01	3,31
Pb	0,18	0,41	0,31	0,30	0,13	0,18	0,11	0,70	0,64	0,79	0,14	0,16	0,67	0,28	0,57	0,41
Pr	0,34	0,42	0,36	0,31	0,38	0,38	0,15	0,55	0,49	0,34	0,36	0,36	0,25	0,48	0,69	0,46
Sr	16,60	14,73	47,94	19,30	32,01	34,93	9,47	28,65	34,85	18,39	20,49	12,26	6,31	35,29	48,40	25,73
Nd	1,80	2,29	1,99	1,65	2,12	2,08	0,88	2,98	2,47	1,80	1,83	1,71	1,21	2,31	3,34	2,22
Zr	10,73	16,79	12,27	11,59	13,02	9,57	5,92	23,06	16,85	17,39	13,77	13,00	9,73	19,27	24,13	15,48
Sm	0,64	0,79	0,71	0,57	0,77	0,77	0,30	1,05	0,85	0,62	0,61	0,50	0,37	0,66	1,01	0,67
Eu	0,22	0,29	0,30	0,22	0,30	0,31	0,12	0,38	0,30	0,23	0,26	0,18	0,15	0,25	0,38	0,26
Gd	0,90	1,11	1,05	0,80	1,12	0,95	0,36	1,29	1,01	0,73	0,80	0,63	0,49	0,89	1,18	0,81
Ti	1502	1888	1836	1498	1978	2035	1137	2652	2252	1867	1517	994	813	1558	2685	1747
Dy	1,00	1,24	1,18	0,89	1,23	1,31	0,52	1,59	1,26	0,88	0,90	0,70	0,55	0,99	1,43	0,92
Ho	0,21	0,26	0,25	0,19	0,26	0,28	0,11	0,34	0,26	0,18	0,19	0,15	0,12	0,21	0,30	0,19
Er	0,57	0,73	0,68	0,53	0,70	0,75	0,93	0,93	0,75	0,49	0,54	0,41	0,33	0,56	0,83	0,56
Y	5,34	6,74	6,28	4,81	6,09	7,04	2,92	9,57	7,28	4,89	4,94	3,82	3,22	5,76	8,96	5,34
Yb	0,50	0,64	0,61	0,49	0,58	0,66	0,27	0,80	0,66	0,45	0,47	0,37	0,32	0,54	0,74	0,51
Lu	0,07	0,09	0,09	0,07	0,09	0,09	0,04	0,11	0,09	0,07	0,07	0,05	0,05	0,08	0,10	0,07
Sn	0,15	0,32	0,22	0,35	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	1,98	0,17	0,40	0,12	0,63	0,01	0,00
Sb	0,05	0,02	0,01	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,24	0,16	0,06	0,00	0,00
Tb	0,15	0,19	0,18	0,14	0,19	0,18	0,08	0,24	0,18	0,13	0,14	0,11	0,08	0,16	0,22	0,14
W	0,33	20,64	19,02	0,96	1,07	0,82	0,53	0,41	0,39	0,54	0,27	0,73	6,68	1,88	0,35	0,56
Ta	0,06	0,06	0,04	0,04	0,04	0,01	0,02	0,04	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04	0,07	0,04	0,06
Mo	5,86	20,07	10,10	21,17	14,95	4,71	2,35	9,25	4,44	8,33	1,74	42,41	2,68	55,39	2,77	7,23
Hf	0,35	0,52	0,41	0,35	0,42	0,46	0,23	0,81	0,66	0,55	0,42	0,38	0,29	0,54	0,83	0,56
ΣREE	69,88	88,69	80,65	65,12	84,32	84,91	34,74	113,18	93,21	66,18	70,04	59,98	45,53	83,30	118,98	79,24
(La/Yb)ch	1,28	1,40	1,13	1,40	1,30	1,07	1,05	1,38	1,56	1,57	1,79	2,47	2,04	2,44	2,38	2,26
(La/Sm)ch	0,75	0,85	0,73	0,91	0,74	0,70	0,72	0,80	0,91	0,87	1,05	1,39	1,34	1,52	1,33	1,30
(Gd/Yb)ch	1,73	1,66	1,64	1,56	1,84	1,37	1,26	1,54	1,46	1,53	1,61	1,61	1,45	1,57	1,52	1,51
(La/Nd)ch	0,82	0,89	0,80	0,96	0,82	0,79	0,76	0,86	0,96	0,91	1,07	1,24	1,24	1,32	1,22	1,20
(Sm/Gd)ch	0,98	0,98	0,94	0,98	0,95	1,11	1,15	1,12	1,17	1,18	1,05	1,10	1,05	1,02	1,18	1,14
(Dy/Lu)ch	1,72	1,62	1,63	1,51	1,62	1,67	1,49	1,70	1,64	1,56	1,49	1,57	1,40	1,47	1,70	1,50
Eu/Eu*	0,80	0,85	0,94	0,88	0,87	0,97	1,02	0,88	0,88	0,93	1,00	0,87	0,94	0,88	0,94	0,95

Lhz = lherzolite ; Hzb = harzburgite ; Whr = wehlrite

A4.3 : Concentrations des éléments en traces des minéraux des roches ultramafiques

Localité	Mako														
Minéral	Cpx														
Lithologie	Lhz												Whr		
N° échan	IL10	IL10	IL10	IL10	IL10	136	136	136	136	136	ILL4	ILL4	116	ILL3	ILL3
Rb	<0.161	<0.26	0.237	<0.22	<0.23	<0.30	0.47	<0.44	<0.42	<0.44	<0.42	<0.41	0.56	<0.53	<0.37
Ba	0.237	0.3	<0.139	1.19	0.7	0.89	0.41	<0.63	0.72	<0.55	0.84	0.94	0.6	<0.69	0.95
Th	0.019	0.023	0.004	0.002	0.004	<0.00	<0.008	<0.00	<0.012	0.015	0.087	0.050	0.007	0.019	<0.007
U	<0.002	0.010	0.002	0.002	<0.00	<0.00	<0.00	<0.005	<0.00	<0.00	0.021	0.009	<0.005	<0.00	0.008
Nb	0.096	0.128	0.104	0.038	<0.029	<0.040	0.054	<0.049	0.065	0.063	0.109	<0.059	0.066	<0.065	<0.041
La	0.61	0.83	0.286	0.36	0.276	0.25	0.156	0.145	<0.074	0.182	1.02	0.86	0.55	0.134	0.45
Ce	2.48	3.01	1.10	1.19	1.01	1.00	0.68	0.61	0.53	0.74	3.12	2.68	1.48	0.64	1.89
Pb	0.052	<0.040	0.053	0.049	0.108	<0.055	<0.049	0.103	0.075	<0.061	0.144	0.228	0.08	<0.079	0.136
Pr	0.56	0.63	0.225	0.259	0.211	0.25	0.172	0.132	0.135	0.18	0.55	0.5	0.26	0.149	0.4
Sr	14.91	9.64	13.98	11.17	10.25	10.34	8.49	8.48	8.22	11.56	13.68	12.95	7.37	7.75	12.79
Nd	3.37	3.69	1.47	1.74	1.33	1.65	1.23	0.84	1.01	1.26	2.91	2.81	1.238	1.08	2.63
Zr	11.46	14.25	4.19	6.87	3.96	2.84	3.85	3.56	1.19	1.89	10.1	9.34	4.09	3.9	9.38
Sm	1.38	1.51	0.55	0.682	0.495	0.75	0.54	0.33	0.43	0.49	1.01	1.01	0.42	0.44	1.05
Eu	0.436	0.396	0.228	0.279	0.204	0.3	0.245	0.147	0.183	0.197	0.41	0.41	0.167	0.2	0.47
Ti	2148	2744	1530	2219	1604	1824	1798	1139	1208	1272	2792	2985	1265	1085	2517
Dy	2.43	2.04	1.01	1.32	0.94	1.31	1.19	0.75	0.79	0.81	2.03	2.05	0.68	0.91	2.25
Ho	0.53	0.43	0.219	0.3	0.202	0.25	0.26	0.138	0.145	0.139	0.47	0.48	0.14	0.21	0.51
Er	1.33	1.05	0.62	0.9	0.59	0.68	0.71	0.34	0.35	0.33	1.44	1.46	0.404	0.6	1.55
Y	13.79	14.74	7.52	10.81	7.31	7.06	7.94	4.34	4.39	4.82	17.02	16.9	6.26	5.59	12.95
Yb	1.25	1.03	0.63	0.91	0.59	0.61	0.64	0.28	0.29	0.27	1.45	1.47	0.405	0.61	1.56
Lu	0.165	0.138	0.092	0.135	0.09	0.086	0.083	0.038	0.039	<0.056	0.224	0.226	0.058	0.085	0.225
Tb	0.405	0.342	0.149	0.188	0.134	0.199	0.168	0.108	0.122	0.129	0.286	0.284	0.101	0.14	0.33
Ta	0.021	<0.026	<0.014	0.020	<0.021	<0.037	<0.043	<0.055	<0.053	<0.061	<0.046	<0.045	<0.053	<0.056	<0.054
Hf	0.36	0.425	0.156	0.283	0.177	0.155	<0.158	<0.128	<0.149	0.162	0.149	0.155	0.118	0.18	0.57
ΣREE	131.16	124.55	57.83	75.23	53.47	66.71	57.51	33.84	36.66	36.66	125.95	123.46	45.94	49.20	123.53
(La/Yb)ch	0.46	0.76	0.43	0.37	0.44	0.39	0.23	0.49		0.64	0.66	0.55	1.28	0.21	0.27
(La/Sm)ch	0.32	0.39	0.37	0.38	0.40	0.24	0.21	0.31		0.27	0.72	0.61	0.94	0.22	0.31
(Tb/Yb)ch	1.66	1.71	1.21	1.06	1.17	1.68	1.35	1.98	2.16	2.45	1.01	0.99	1.28	1.18	1.09
(La/Nd)ch	0.39	0.49	0.42	0.45	0.45	0.33	0.28	0.38		0.31	0.76	0.67	0.97	0.27	0.37
(Sm/Tb)ch	0.87	1.13	0.95	0.93	0.95	0.97	0.82	0.78	0.90	0.97	0.91	0.91	1.07	0.81	0.82
(Dy/Lu)ch	1.75	1.76	1.30	1.16	1.24	1.81	1.70	2.35	2.41		1.08	1.08	1.39	1.27	1.19
Eu/Eu*	0.68	0.64	0.93	0.91	0.92	0.90	0.94	0.90	0.93	0.91	0.89	0.89	0.94	0.93	0.93

Localité	Mako							Loraboué						
Minéral	Cpx			amph				Cpx				amph		
Lithologie	Whr			Lhz		Whr		Whr						
N° échan	ILL3	ILL3	ILL3	ILL4	ILL4	116	116	Lo113	Lo113	Lo113	Lo113	Lo113	Lo113	Lo113
Rb	<0.51	<0.39	<0.70	4.61	2.98	2.07	1.82	1.69	<0.156	0.62	<0.30	1.62	2.39	1.79
Ba	<0.71	<0.51	<0.95	89.6	77.05	78.93	202.67	3.83	3.36	2.2	3.71	193.46	186.83	175.76
Th	0.02	0.04	<0.015	0.990	0.570	0.219	0.134	0.650	<0.00	0.257	0.173	0.114	0.114	0.067
U	0.001	0.003	0.005	0.128	0.067	0.024	0.032	0.132	0.034	0.073	0.073	0.03	0.039	0.020
Nb	0.069	<0.041	0.099	42.6	30.69	38	46.33	0.41	0.165	0.212	0.176	10.21	12.3	12.01
La	0.42	0.64	0.27	23.65	20.26	28.45	30.82	2.94	1.82	1.75	1.87	9.65	12.1	11.71
Ce	1.53	2.32	0.88	75.01	62.51	101.3	110.07	6.14	3.99	3.61	3.99	38.55	52.53	49.58
Pb	<0.100	0.15	0.14	0.287	0.229	0.341	0.44	0.61	0.36	0.221	0.3	0.88	1.76	0.52
Pr	0.31	0.55	0.19	9.49	7.11	13.1	14.6	0.82	0.49	0.45	0.48	7.39	10.13	10.81
Sr	8.32	9.38	7.57	44.12	47.62	34.18	45.33	15.31	13.48	14.13	13.5	54.47	71.37	65.88
Nd	1.88	3.35	1.25	39.75	25.78	54.72	62.18	3.69	2.07	1.99	2.09	40.79	59.25	66.17
Zr	6.13	10.01	2.77	1205.24	656.11	500.78	443.18	14.18	5.33	11.95	11.44	110.65	116.78	140.15
Sm	0.77	1.42	0.51	9.65	6.06	13.36	13.58	1.18	0.66	0.67	0.69	12.1	17.81	22.58
Eu	0.33	0.58	0.235	2.72	2.04	2.35	2.44	0.48	0.308	0.27	0.29	3.06	4.05	4.68
Ti	1785	2323	1217	28906	29963	24971	27397	873	695	855	838	14231	22520	22952
Dy	1.79	2.74	1.32	10.76	5.98	17.59	18.83	2.42	1.86	1.71	1.86	19.49	31.07	35.27
Ho	0.42	0.58	0.28	2.27	1.32	3.47	3.92	0.59	0.49	0.42	0.48	3.93	6.32	6.87
Er	1.26	1.66	0.81	6.79	3.5	9.25	10.29	1.91	1.56	1.44	1.53	10.73	18.46	20.2
Y	8.69	15.62	7.12	82.65	52.39	128.45	134.85	14.75	9.8	12.03	11.82	86.34	140.25	189.77
Yb	1.27	1.67	0.83	6.36	4.01	8.19	9.38	2.21	1.74	1.58	1.78	9.98	16.56	17.48
Lu	0.181	0.265	0.115	0.97	0.58	1.07	1.27	0.36	0.32	0.272	0.32	1.35	2.02	2.09
Tb	0.24	0.415	0.184	1.63	1.01	2.62	2.77	0.34	0.227	0.214	0.229	3.29	4.52	5.37
Ta	<0.069	<0.059	<0.091	2.390	1.540	1.640	1.790	<0.028	<0.0128	<0.026	<0.022	0.810	0.670	0.620
Hf	0.23	0.44	0.15	18.06	9.98	13.74	11.54	0.54	0.167	0.298	0.305	6.27	6.65	6.41
ΣREE	96.11	149.10	64.41	1161.61	811.86	1557.95	1705.86	181.13	127.58	117.04	127.80	1230.10	1824.50	2024.32
(La/Yb)ch	0.31	0.36	0.31	3.51	4.76	3.28	3.10	1.25	0.99	1.04	0.99	0.91	0.69	0.63
(La/Sm)ch	0.39	0.32	0.38	1.75	2.39	1.52	1.62	1.78	1.97	1.87	1.94	0.57	0.49	0.37
(Tb/Yb)ch	0.97	1.28	1.14	1.32	1.29	1.64	1.52	0.79	0.67	0.70	0.66	1.69	1.40	1.58
(La/Nd)ch	0.49	0.42	0.47	1.29	1.71	1.13	1.08	1.73	1.91	1.91	1.95	0.51	0.44	0.38
(Sm/Tb)ch	0.82	0.88	0.71	1.52	1.54	1.31	1.26	0.89	0.75	0.80	0.77	0.94	1.01	1.08
(Dy/Lu)ch	1.18	1.23	1.36	1.32	1.23	1.95	1.76	0.80	0.69	0.75	0.69	1.72	1.83	2.01
Eu/Eu*	0.89	0.88	0.88	0.78	0.94	0.46	0.46	0.88	0.92	0.83	0.84	0.56	0.53	0.49

A4.4 : Concentrations des éléments majeurs et en traces des roches calco-alcalines

Lithologie	Gabbro calco-alcalin					Basalte calco-alcalin		Andésite				Dacite	Rhyolite	
N° Ech	IL45	IL64	IL68	69	125	IL23	IL17	IL34	MKNT318	ILN7	IL42	IL5	IL15	IL60
Al2O3	12,79	15,13	14,84	15,41	13,78	18,52	15,90	16,09		12,70	12,77	14,67	12,79	12,39
CaO	7,09	7,77	6,67	14,33	14,28	5,35	7,19	3,47		10,10	8,78	4,91	0,32	1,03
Cr2O3	0,17	0,06	0,05	0,04	0,07	0,02	0,04	0,02			0,08	0,02	0,02	0,14
Fe2O3	9,18	9,37	11,05	6,04	7,04	8,43	9,68	9,03		9,40	9,17	6,15	1,67	3,59
K2O	0,88	0,55	0,85	0,16	0,14	0,38	0,57	0,20		0,70	1,27	2,26	4,16	2,35
MgO	10,69	6,26	7,48	5,40	6,90	3,48	4,43	3,45		9,66	7,88	3,75	0,29	0,15
MnO	0,14	0,14	0,16	0,18	0,20	0,09	0,14	0,12		0,15	0,16	0,08	0,03	0,03
Na2O	3,05	2,86	2,94	3,69	3,25	3,71	4,15	7,62		2,84	2,81	3,60	4,03	4,62
P2O5	0,12	0,12	0,13	0,80	0,54	0,12	0,14	0,16		0,25	0,18	0,16	0,01	0,01
SiO2	54,41	55,87	51,74	48,50	48,80	55,76	54,93	58,21		49,70	53,62	62,23	75,58	76,12
TiO2	0,61	0,86	0,81	2,67	2,23	0,94	1,03	1,01		0,85	0,58	0,71	0,07	0,17
LOI	1,51	1,52	3,11	2,00	2,23	3,19	1,95	1,01		2,71	2,99	1,22	0,44	0,31
Total	100,64	100,51	99,83	99,22	99,46	99,99	100,15	100,39		99,29	100,29	99,76	99,41	100,91
Li	28,08	24,79	19,67	20,00	22,03	23,19	10,12	13,57	37,06	24,48	69,23	23,10		
Cs	1,10	0,73	0,54	0,45	0,78	0,55	0,17	0,11	0,19	0,29	0,31	5,07		
Rb	14,75	12,08	22,23	3,67	4,04	10,88	15,80	4,79	17,50	13,28	34,78	86,51		
Ba	141,39	81,04	185,80	1172,42	835,90	123,43	159,11	75,35	267,10	397,50	343,90	560,03		
Th	0,99	1,06	1,14	1,25	0,82	2,48	1,11	1,33	1,06	1,49	1,82	4,23		
U	0,33	0,27	0,46	0,30	0,21	0,65	0,23	0,35	0,52	0,73	0,58	1,97		
Nb	2,98	5,71	4,79	20,94	12,26	6,82	6,06	7,66	12,02	3,77	5,67	6,32		
La	8,33	10,84	8,09	16,52	11,61	17,29	11,08	14,36	16,98	19,65	20,07	16,10		
Ce	21,05	23,84	19,19	47,07	32,76	36,63	25,09	31,52	38,80	47,00	29,23	32,91		
Pb	4,25	1,34	1,75	0,56	1,09	10,87	2,05	2,11	2,89	2,90	5,16	7,27		
Pr	2,74	2,94	2,32	6,18	4,53	4,51	3,25	3,95	4,78	6,54	4,69	3,96		
Sr	269,59	176,38	270,86	2057,23	1362,24	162,77	150,05	100,91	191,74	711,21	336,36	440,68		
Nd	12,34	12,38	9,65	29,55	21,77	18,15	14,04	16,72	21,09	29,01	20,68	15,82		
Zr	45,06	89,62	47,74	190,88	125,17	80,00	42,46	158,29	146,16	88,05	94,68	96,02		
Sm	2,90	2,91	2,41	7,81	5,82	4,20	3,34	4,00	5,44	5,74	4,62	3,28		
Eu	0,83	0,94	0,91	2,55	2,00	1,29	1,10	1,22	1,56	1,57	1,41	0,98		
Gd	2,80	3,16	2,78	8,72	6,54	4,31	3,49	4,34	6,20	4,27	6,55	2,87		
Ti	3150	4769	5298	26061	16967	4882	5783,962	5741,3	7612,38	5035	4422	3789		
Dy	2,65	3,21	2,99	8,04	6,27	4,35	3,47	4,62	6,58	3,03	6,72	2,38		
Ho	0,56	0,68	0,63	1,61	1,25	0,90	0,71	0,97	1,38	0,59	1,45	0,45		
Er	1,57	1,91	1,76	4,13	3,30	2,43	2,03	2,77	3,87	1,55	3,92	1,21		
Y	16,06	19,56	17,56	49,21	35,72	25,67	20,55	28,16	36,41	17,06	43,52	12,97		
Yb	1,51	1,80	1,41	3,09	2,44	1,98	1,83	2,59	3,41	1,37	3,16	1,09		
Lu	0,22	0,26	0,18	0,41	0,33	0,25	0,27	0,38	0,52	0,20	0,45	0,16		
Sn	0,62	0,88	0,13	1,13	0,58	1,17	0,84	1,15	2,10	0,91	0,66	1,08		
Sb	0,19	0,18				0,33	0,32	0,26	0,38	0,09		0,68		
Tb	0,44	0,52	0,46	1,35	1,05	0,71	0,56	0,73	1,06	0,57	1,04	0,42		
W	1,83	3,20	1,99	1,43	1,55	1,66	8,47	2,35	17,60	1,26	3,27	3,83		
Ta	0,20	0,42	0,33	1,31	0,79	0,61	0,44	0,55	0,87	0,19	0,51	0,53		
Mo	5,01	17,44	11,82	8,42	19,60	5,19	14,82	6,68	64,40	17,82	11,03	14,62		
Hf	1,27	2,29	1,86	6,87	4,28	1,59	1,24	4,04	4,17	2,41	3,27	2,84		
ΣREE	352	399	326	862	641	574	432	544	703	681	681	456		
LaN/YbN	5,19	5,68	5,39	5,05	4,48	8,25	5,70	5,23	4,70	13,53	5,99	13,97		
LaN/SmN	2,06	2,66	2,40	1,51	1,43	2,95	2,38	2,57	2,23	2,45	3,11	3,51		
GdN/YbN	1,77	1,67	1,88	2,70	2,55	2,08	1,82	1,60	1,74	2,98	1,98	2,52		
Lan/NdN	1,47	1,91	1,83	1,22	1,16	2,07	1,72	1,87	1,75	1,47	2,11	2,21		
SmN/GdN	1,43	1,27	1,20	1,24	1,23	1,34	1,32	1,27	1,21	1,86	0,97	1,58		
DyN/LuN	1,43	1,47	1,99	2,36	2,26	2,08	1,53	1,44	1,50	1,80	1,78	1,82		
Eu/Eu*	0,77	0,83	0,94	0,83	0,87	0,81	0,86	0,79	0,72	0,82	0,69	0,84		

Annexe 5: Données isotopiques du Rb/Sr et du Sm/Nd

A5.1 : Données isotopiques du Rb/Sr et du Sm/Nd des roches mafiques tholéitiques

Lithologie	N° Ech	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma \cdot 10^{-6}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma \cdot 10^{-6}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2,1 Ga)	ϵNd (2,1 Ga)	$\alpha(\text{Sm}/\text{Nd})$
Basalte Th1	IL59	0,038	0,702803	10	0,701643	0,220	0,513115	12	0,510079	3,15	1,18
	IL40	0,032	0,702624	1	0,701646	0,211	0,51302	12	0,510096	3,50	1,14
	IL25	0,108	0,704827	4	0,701573	0,206	0,512934	6	0,510082	3,22	1,11
	IL4	0,231	0,708821	5	0,701827	0,193	0,512743	6	0,510081	3,20	1,03
	IL48	0,094	0,705043	11	0,702200	0,200	0,512855	4	0,510096	3,48	1,08
	54933	0,039	0,702814	4	0,701631	0,188	0,512794	6	0,510190	5,33	1,05
Gabbro TH1	IL41	0,123	0,705861	9	0,702139	0,206	0,512959	18	0,510108	3,74	1,12
	ILM9	0,037	0,704860	4	0,703734	0,201	0,512946	5	0,510165	4,85	1,11
	IL37	0,235	0,709009	4	0,701885	0,194	0,512828	7	0,510145	4,45	1,06
	IL67	0,130	0,705997	5	0,702076	0,197	0,512816	6	0,510096	3,49	1,06
	IL22	0,006	0,702263	10	0,702094	0,223	0,513113	17	0,510028	2,16	1,18
	IL26	0,189	0,706801	9	0,701079	0,206	0,512962	16	0,510110	3,77	1,12
	IL49	0,813	0,726654	5	0,702059	0,193	0,512538	10	0,509865	-1,04	0,97
	IL27	0,034	0,702731	5	0,701696	0,218	0,513087	7	0,510070	2,97	1,17
	IL30	0,006	0,702019	5	0,701842	0,206	0,512974	5	0,510123	4,02	1,12
	IL53	0,062	0,703726	9	0,701844	0,192	0,512762	9	0,510108	3,74	1,04
	IL43	0,006	0,702292	5	0,702102	0,190	0,512737	6	0,510114	3,85	1,03
	IL54	0,041	0,703287	3	0,702057	0,200	0,512826	7	0,510055	2,69	1,07
	IL52	0,380	0,713755	12	0,702242	0,190	0,512705	14	0,510073	3,05	1,02
Basalte TH2	IL44	0,074	0,704082	5	0,701856	0,162	0,512295	7	0,510060	2,78	0,86
	IL57	0,248	0,710300	12	0,702787	0,159	0,512281	9	0,510087	3,32	0,85
	IL13	1,161	0,737926	4	0,702775	0,152	0,512216	4	0,510120	3,96	0,82
Gabbro TH2	IL11	0,083	0,705252	11	0,702744	0,162	0,512299	13	0,510061	2,81	0,86
	IL19	0,176	0,707564	4	0,702245	0,173	0,5125	5	0,510105	3,67	0,94
	IL16	0,338	0,713228	5	0,702989	0,186	0,512669	7	0,510102	3,61	1,00
	IL61	0,063	0,703964	10	0,702043	0,154	0,512201	10	0,510072	3,03	0,82
	IL31	0,335	0,711536	4	0,701392	0,188	0,512692	7	0,510093	3,43	1,01
	IL33	0,201	0,708872	4	0,702774	0,165	0,512547	5	0,510271	6,93	0,94
	IL36	0,121	0,705626	4	0,701957	0,180	0,512505	6	0,510018	1,96	0,94

A5.2 : Données isotopiques du Rb/Sr et du Sm/Nd des roches ultramafiques

Sample	Lithology	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma \cdot 10^{-6}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma \cdot 10^{-6}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2,1 Ga)	ϵNd (2,1 Ga)	$\alpha(\text{Sm}/\text{Nd})$
IL9	Lhz	0,164	0,705392		0,700435	0,208	0,512989		0,510113	3,82	1,13
IL10						0,208	0,513028	10	0,510153	4,61	1,14
IL12		0,098	0,704363	10	0,701388	0,219	0,513167	12	0,510132	4,20	1,20
ILL5		0,160	0,705787	4	0,700952	0,212	0,513120	15	0,510189	5,32	1,18
53		0,079	0,704322	4	0,701943						
126A		0,079	0,703294	6	0,700912						
128		0,079	0,70458	3	0,702254						
136		0,154	0,708842	3	0,704184						
IL51	Hzb	0,078	0,703125	12	0,700771	0,202	0,512792	12	0,510001	1,62	1,05
IL18	Whr	0,468	0,714695	9	0,700512	0,180	0,512551	13	0,510063	2,85	0,96
IL32		0,544	0,718779	12	0,702313	0,183	0,512643	14	0,510104	3,65	0,99
ILL3						0,167	0,512509	5	0,510203	5,60	0,93
77		0,494	0,719083	4	0,704124						
116		0,207	0,711904	3	0,705629						
NBS 987	Standards		0,710274	4							
La jolla							0,511842	2			

Lhz = lherzolite ; Hzb = harzburgite ; Whr = wehlrite

A5.3 : Données isotopiques du Rb/Sr et du Sm/Nd des roches calco-alcalines

Lithologie	N° Ech	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma \cdot 10^{-6}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,1 Ga)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma \cdot 10^{-6}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2,1 Ga)	ϵNd (2,1 Ga)	$\alpha(\text{Sm}/\text{Nd})$
Gabbro	IL45	0,153	0,706594	4	0,701956	0,144	0,511992	6	0,509997	1,56	0,75
	IL64	0,191	0,707908	5	0,702117	0,143	0,512017	5	0,510041	2,42	0,76
	69	0,005	0,702233	5	0,702070	0,157	0,512249	6	0,510082	3,22	0,84
	125	0,009	0,702309	3	0,702038	0,158	0,512314	7	0,510124	4,05	0,86
Basalte	IL17	0,296	0,710990	4	0,696153	0,139	0,512022	7	0,510047	2,53	0,73
	IL23	0,187	0,707881	10	0,702225	0,138	0,511941	7	0,510038	2,35	0,73
Andésite	IL34	0,132	0,706784	1	0,702784	0,144	0,512021	9	0,510023	2,07	0,76
	IL42	0,287	0,711524	1	0,702839	0,132	0,511879	16	0,510053	2,65	0,70
	ILN7	0,052	0,703284	5	0,701697	0,115	0,511742	6	0,510146	4,47	0,63
	MKNT318	0,257	0,714319	4	0,706552						
Dacite	IL5	0,551	0,718421	5	0,701754	0,126	0,511836	6	0,510098	3,53	0,68

Annexe 6: Article publié au journal of African Earth Sciences signé en premier auteur



Petrological and geochemical study of Birimian ultramafic rocks within the West African Craton: Insights from Mako (Senegal) and Loraboué (Burkina Faso) lherzolite/harzburgite/wehrlite associations

Ibrahima Labou^{a,b,c,*}, Mathieu Benoit^b, Lenka Baratoux^b, Michel Grégoire^b, Papa Moussa Ndiaye^a, Nicolas Thebaud^d, Didier Béziat^b, Pierre Debat^b

^a Department of Geology, Faculty of Science and Technology, Cheikh Anta Diop University, Dakar, Senegal

^b Laboratory GET, University of Toulouse 3 Paul Sabatier, CNRS, IRD, UPS, Toulouse, France

^c Fundamental Institute of Black Africa (IFAN), Cheikh Anta Diop, Dakar, Senegal

^d Centre for Exploration Targeting School of Earth and Environment, University of Western Australia, Australia

ARTICLE INFO

Keywords:

Ultramafic rocks
West African Craton
Birimian
Geochemistry
Sr–Nd isotopes
Paleotectonic setting

ABSTRACT

In Archean and Paleoproterozoic greenstone belts, ultramafic (UM) rock occurrences are commonly found in close association within basic and differentiated magmatic series. In the Kedougou-Kenieba Inlier (West African Craton), UM rocks are interbedded within the Birimian (2.1 Ga) Mako tholeiitic series (basalts, gabbros). UMs are typically lherzolite, harzburgite and wehrlite, characterized by their cumulative textures and relative proportions of chromite, olivine, clinopyroxene, amphibole $\pm$ orthopyroxene. Geochemical study (Major, REE and trace elements in whole rocks and mineral (mainly clinopyroxene and amphibole) and Sr/Nd isotopic records suggest the existence of different types of complexes. The first one consists of lherzolite + harzburgite assemblages whereas the second one consists of isolated wehrlite massifs. Both complexes highlight two different geodynamic environments, the first association being significantly more juvenile or mantle-related than isolated wehrlites which show more evolved geochemical signatures.

UM rocks (dunite + wehrlite) of Loraboué (greenstone belt of Boromo, Burkina Faso) associated with calc-alkaline series display the same mineralogical composition as the Mako UM rocks but exhibit a different whole rock composition characteristic of mature island-arc magmas and showing U-shaped REE pattern for both clinopyroxene and host rock, and a clear negative Nb anomaly.

The Mako UMs suggest that this portion of the Birimian crust was built in an oceanic context evolving from a MORB-like domain to an increasingly mature volcanic arc domain.

1. Introduction

In Archean and Paleoproterozoic terranes, the petrogenetic models associated with genesis of igneous rocks are essentially based on available data on basic (volcanic and plutonic), and on granite-related lithologies, thanks to the extensive use of zircon isotopic signatures (U/Pb, Lu/Hf). Their little occurrences and the scarcity of ultramafic (UM) geochemical analysis made them rarely integrated into the geodynamic models (e.g., [Condie, 1994](#)). UM constitute only a minor component of the Archean and Paleoproterozoic greenstone belts ([Furnes et al., 2015](#)). Outcrops are rare, scattered, relatively small and petrographically and geochemically disconnected from the main mafic and aciditic sequences ([Condie, 1994](#)). As a result, crustal evolution models rarely integrate the geochemical characteristics of UM rocks to further

constrain the evolution of the Earth crust (e.g., [Albarede, 1998](#); [Condie, 2000](#); [Hawkesworth et al., 2013](#)).

There are several interpretations for the emplacement and preservation of ancient UM rock suites and there is an extensive debate regarding the geodynamic processes of their formation (compilation in [Olierook et al., 2018](#)). The UM rocks have been interpreted as: (i) part of ophiolitic complexes ([Furnes et al., 2015](#)); (ii) relics of Large Igneous Province-type Layered Complex associated with deep continental crust ([Yu et al., 2015](#); [Grant et al., 2016](#)) or arc settings ([Jagoutz et al., 2006](#); [Burg et al., 2009](#)); (iii) roots of ultramafic-mafic (UM-M) arc complexes like Alaskan-type ([Grant et al., 2016](#); [Yuan et al., 2017](#)). Moreover, their formation has been associated with various geodynamic environments: i) back-arc suprasubduction zone ophiolite ([Myers et al., 1996](#); [Furnes et al., 2015](#)); ii) plume-enhanced back-arc basin ([Pirajno](#)

* Corresponding author. Department of Geology, Faculty of Science and Technology, Cheikh Anta Diop University, Dakar, Senegal.

E-mail address: labouibrahima@yahoo.fr (I. Labou).

<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.103677>

Received 4 June 2019; Received in revised form 26 September 2019; Accepted 22 October 2019

Available online 31 October 2019

1464-343X/ © 2019 Elsevier Ltd. All rights reserved.

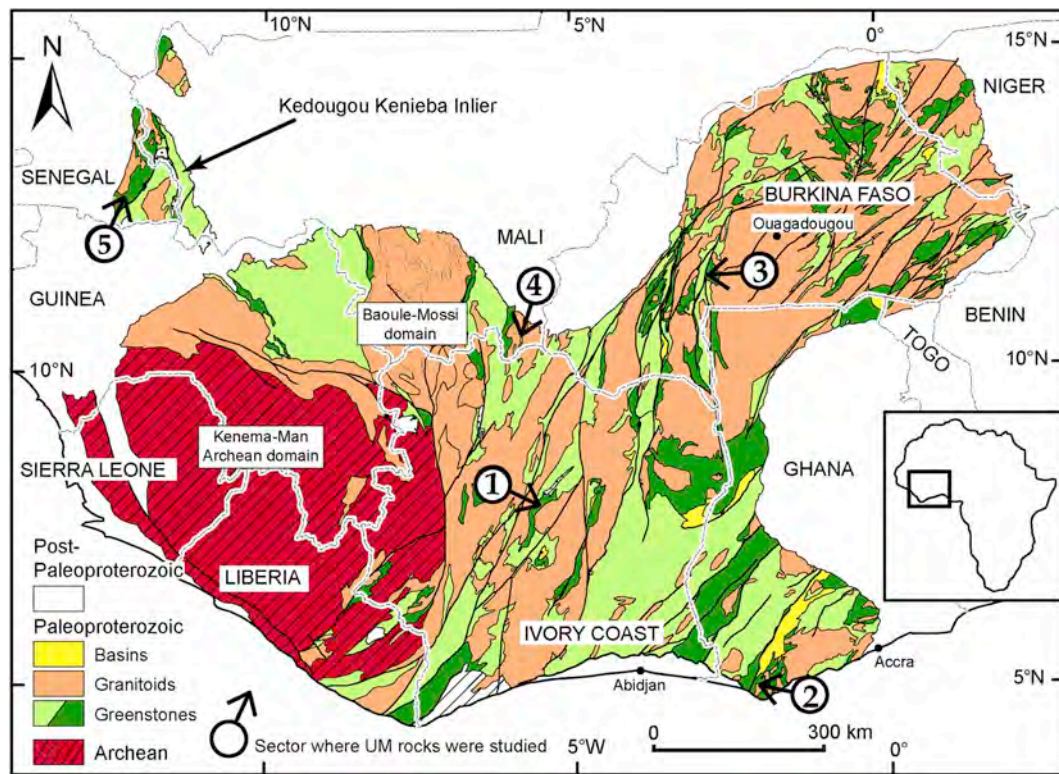


Fig. 1. Geological map of the West African Craton (Milesi et al., 2004, Thiéblemont et al., 2016 and Wane et al., 2018 modified). Zone 1, Katiola-Marabadiassa belt (Ivory coast; Pouclet et al., 2006); zone 2, Dixcove and Ashanti belts (Ghana; Attoh et al., 2006 and Dampare et al., 2019 respectively); zone 3, Boromo belt (Burkina Faso; Ouédraogo, 1985; Béziat et al., 2000; Castaing et al., 2003); zone 4, Kadiolo belt (Mali; Sangaré, 2008) and zone 5, Mako region (Eastern Senegal; Bassot, 1966; Dia, 1988; Ngom, 1995; Ngom et al., 1998, 2010; Cissokho, 2010; Dabo et al., 2017).

and Occhipinti, 2000); iii) an oceanic plateau (Pirajno, 2004); iv) an intracontinental rift setting (Olierook et al., 2018).

In Africa, the UM series have been recognized in the Paleoproterozoic series of the southern part of the West African Craton (WAC), which is structured in two separated domains (Bessoles, 1977): (i) the Man rise, encompassing the Archean formations of the Liberia nucleus (3.5–2.7 Ga) and the Paleoproterozoic (Birimian $\approx$ 2–2.5 Ga) formations of the Baoulé-Mossi domain; and (ii) the NW Birimian Kedougou-Kenieba and Kayes inliers (Fig. 1). In the WAC, the Birimian formations of the Baoulé-Mossi and Kedougou-Kenieba and Kayes domains display two petrographical and geochemical suites (Bessoles, 1977): (i) a magmatic UM-M suite (UM, gabbros, basalts) of tholeiitic affinity; (ii) an ultramafic-mafic to differentiated suite (UM, gabbro, granitoids, basalt, andesite, dacite, rhyolite) of calc-alkaline affinity.

Although volcanic series and granitoids have been a subject of a very large number of studies (Doumbia et al., 1998; Gasquet et al., 2003; Dioh et al., 2006; Gueye et al., 2008; Lambert-Smith et al., 2016; Parra-Avila et al., 2017; Wane et al., 2018), UM rocks have received little attention despite being described throughout the WAC (Fig. 1): in the Katiola-Marabadiassa belt (Ivory Coast; Pouclet et al., 2006) (Fig. 1, zone 1), in the Ashanti belt (Ghana; Loh and Hirdes, 1999; Attoh et al., 2006; Dampare et al., 2019) (Fig. 1, zone 2), in the Boromo belt (Burkina Faso; Béziat et al., 2000; Castaing et al., 2003) (Fig. 1, zone 3), in the Kadiolo belt (Mali; Sangaré, 2008) (Fig. 1, zone 4), but especially in the Mako region (Eastern Senegal; Bassot, 1966; Dia, 1988; Ngom, 1995; Ngom et al., 1998, 2010; Cissokho, 2010; Dabo et al., 2017, Fig. 1, zone 5).

All the WAC UM occurrences have common characteristics, including forming slices tectonically emplaced within the basic series as well as ranging in petrographic compositions from dunites through to lherzolites, harzburgites and wehrlites. The proposed geodynamic context associated with the UM rocks of the WAC remain controversial. According to the published studies, the UM rocks are either interpreted

as the cumulates associated with tholeiitic volcanics (Ouédraogo, 1985; Dia, 1988; Ngom, 1995; Ngom et al., 1998, 2010; Pouclet et al., 2006; Sangaré, 2008; Cissokho, 2010; Dabo et al., 2017), as being genetically related to the calc-alkaline series (Béziat et al., 2000) or as the testimony of an ophiolitic supra-subduction environment (Attoh et al., 2006; Dabo et al., 2017; Dampare et al., 2019).

In the Mako area in eastern Senegal, UM rocks are often mentioned as presenting tholeiitic affinity. However, some divergences may exist in the definition of the magmatic geodynamic context. Indeed, UM lithologies in Mako would be related to: i) the lower unit of a lithospheric fragment of the Birimian oceanic crust (ophiolite-like) with a marked tholeiitic affinity (OIB or N-MORB, Dabo et al., 2017); or interpreted as ii) cumulates from a basaltic and gabbroic tholeiitic melt, either N-MORBs or oceanic plateau basalts (Ngom, 1995; Ngom et al., 1998, 2010; Cissokho, 2010). In the Loraboué massif of Burkina Faso UM rocks are interpreted to have developed in conjunction with calc-alkaline series within an arc context (Béziat et al., 2000).

This study presents new petrographic, mineralogical, geochemical (whole rock and in-situ mineral major and trace elements) and isotopic data on UM rocks from the Mako and Loraboué areas. The results of these analyses are then compared in order to discuss the geodynamic context in which the UM occurrences within the WAC may have developed.

2. Geological context

2.1. Kedougou-Kenieba Inlier

The Birimian Kedougou-Kenieba Inlier (KKI) (Fig. 2) located in eastern Senegal and western Mali is bounded on its western part by the Hercynian Mauritanides and unconformably overlain by Neoproterozoic sediments of the Taoudeni basin (Bassot, 1966). The

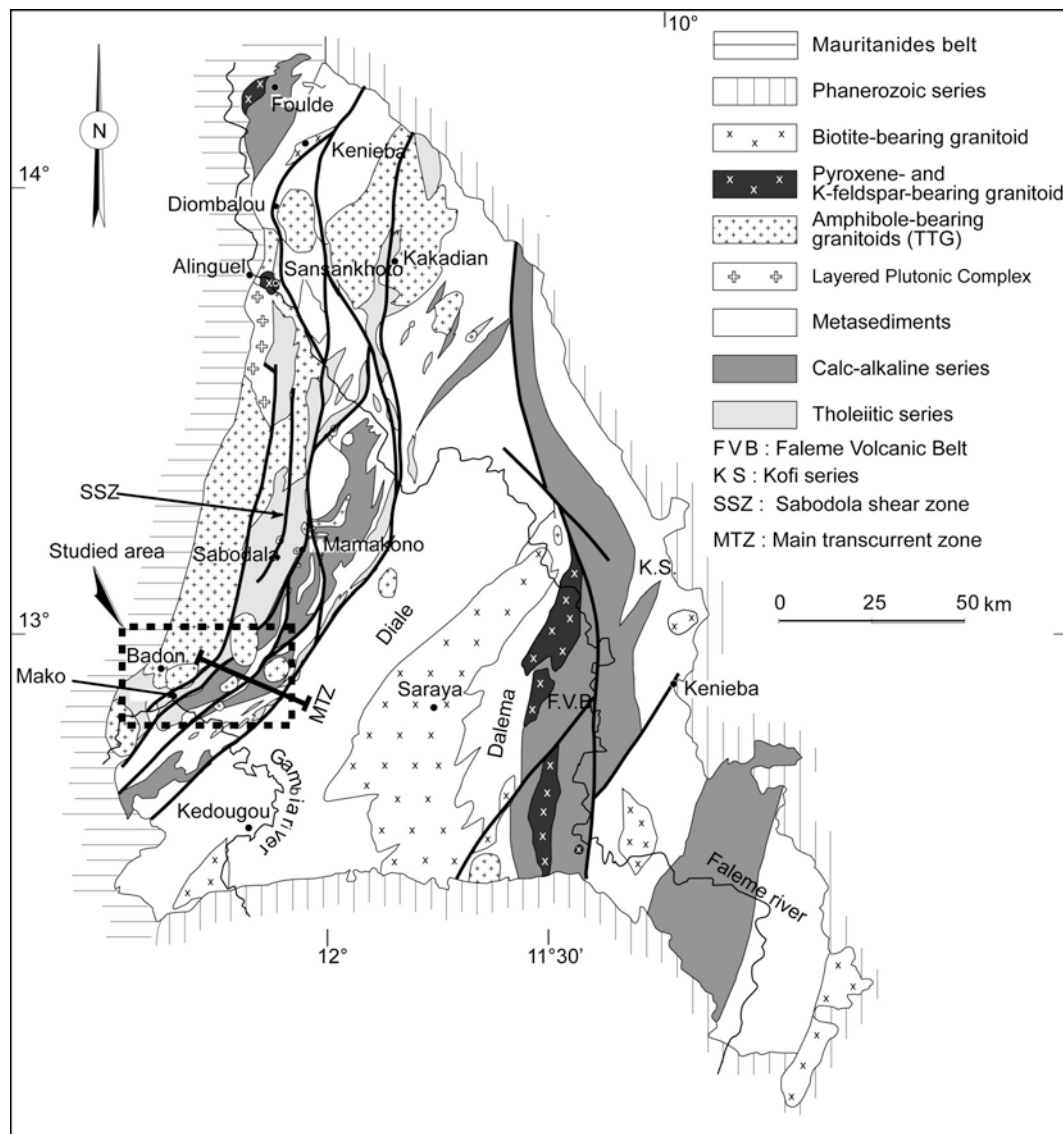


Fig. 2. Geological map of the Kedougou-Kenieba Inlier (modified from Dioh et al., 2006).

Paleoproterozoic formations of the KKI are classically divided into two series trending NNE-SSW: the western Mako greenstone belt and the eastern Diale-Dalema series (Bassot, 1966). Towards the east, the Diale-Dalema series is juxtaposed to the Faleme volcanic belt and the Kofi series (Lawrence, 2010; Lawrence et al., 2013; Lambert-Smith et al., 2016; Masurel et al., 2017). During the Eburnean orogeny (≈ 2.0 Ga, Bonhomme, 1962), the KKI has encompassed polycyclic deformation phases and a widespread low-pressure greenschist metamorphism, except for the surrounding zone of the granitic plutons where metamorphic conditions reach amphibolite facies (Bassot, 1966; Masurel et al., 2017).

Our study concerns the petrographical and geochemical characteristics of UM rocks tectonically emplaced in a deformed area located at the boundary between the western series of the Mako belt and the eastern series of the Diale-Dalema. This area corresponds to a regional fault system, 20–30 km wide striking NNE-SSW (Fig. 2) called by Ledru et al. (1989, 1991) the “Main Transcurrent Zone” (MTZ) (see also Pawlig et al., 2006; Gueye et al., 2007, 2008; Theveniaut et al., 2010; Lambert Smith et al., 2016). In this area, the volcanic and sedimentary series are steeply dipping and strongly deformed leading to the reorientation of the original pattern. The UM occurrences are located in the high strain zone (MTZ) around the Mako village. The UM rocks are

mostly deformed by a network of brittle fractures, while ductile deformation is concentrated in rheologically weaker lithologies (gabbro, basalt, tuff) at their vicinity.

2.2. Geology of the Mako area

The Mako belt has been the subject of numerous studies (Bassot, 1966; Diallo, 1983, 1994; Debat et al., 1984; Ngom, 1985, 1989, 1995; Dioh, 1986, 1995; Dia, 1988; Abouchami et al., 1990; Dioh et al., 1990, 2006; Boher et al., 1992; Ngom et al., 1998, 2007, 2010, 2011; Pawlig et al., 2006; Gueye et al., 2007, 2008; Cissokho, 2010; Theveniaut et al., 2010; Gozo et al., 2015; Dabo et al., 2017; Gozo, 2017). Magmatic series occur within the MTZ and consist of: (i) a thick sequence of basalts locally pillowed as well as gabbro of tholeiitic affinity interlayered with immature detrital sediments; ii) UM rocks occurring as scattered slices, associated with the tholeiitic suite; iii) basalt, andesite, dacite, rhyolite and gabbro defining a more or less differentiated sequence with calc-alkaline affinity; these lithologies occur as veins cross-cutting the tholeiitic rocks. Series are intruded by amphibole-bearing granitoids of the Badon-Kakadian Batholith and of smaller plutons (Tinkoto, Makana, Niemenike, Badon, Soukouta (Bassot, 1966; Debat et al., 1984; Dioh et al., 2006; Gueye et al., 2008) (Fig. 2).

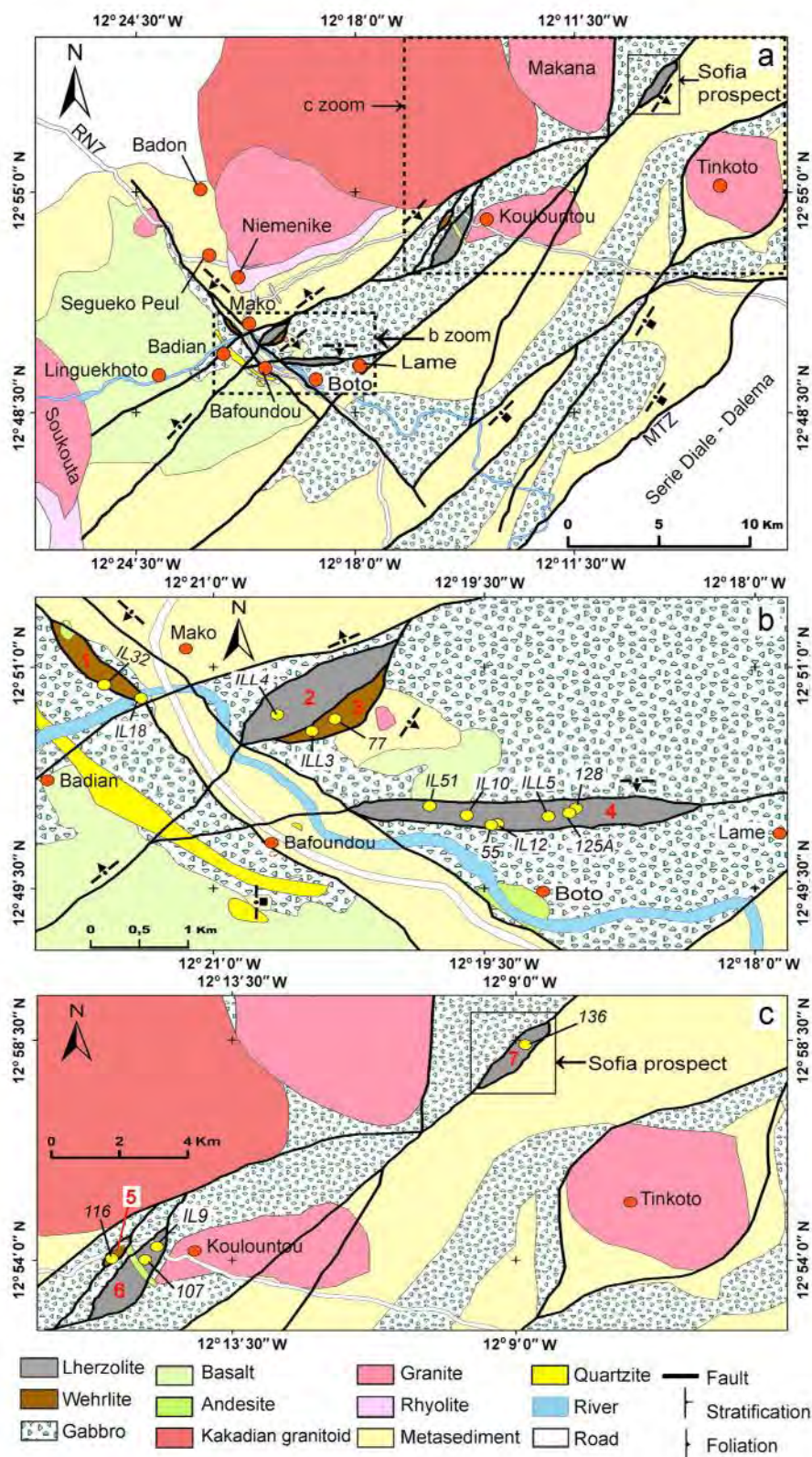


Fig. 3. (a) Interpretative geological map of the Mako area (modified from Theveniaut et al., 2010); b) and c) close-up views of UM outcrops from Mako – Lame and Koulountou sectors respectively with the localization of sampling sites (yellow dots). 1 represents the western Mako UM massif, 2 and 3 the southeastern Mako UM massifs, 4 the Lame UM massif, 5 and 6 the Koulountou UM massifs and 7 the Sofia UM massif. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

Table 1

Representative microprobe analyses of olivines (Lhz: Lherzolite; Hzb: Harzburgite; Whr: Wehrlite; Fo: Forsterite; Fa: Fayalite).

Lithology	Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	FeO	MnO	NiO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Fo	Fa
Lhz	IL9	39.84	0.02	0.00	0.02	41.47	18.58	0.26	0.32	0.13	0.03	0.00	100.76	79.91	20.09
	IL9	39.44	0.00	0.02	0.00	41.61	18.09	0.19	0.25	0.13	0.03	0.01	99.80	80.39	19.61
	IL9	39.27	0.03	0.06	0.00	41.37	18.47	0.28	0.22	0.11	0.06	0.03	99.93	79.97	20.03
	IL9	39.19	0.02	0.04	0.02	41.22	18.65	0.30	0.28	0.12	0.00	0.00	99.86	79.75	20.25
	IL9	39.34	0.03	0.05	0.02	41.08	18.84	0.35	0.26	0.16	0.04	0.00	100.25	79.53	20.46
	IL10	38.63	0.02	0.01	0.01	40.04	20.46	0.34	0.26	0.14	0.01	0.00	99.93	77.72	22.28
	IL10	38.41	0.02	0.01	0.00	40.61	20.07	0.34	0.30	0.13	0.00	0.00	99.90	78.29	21.71
	IL10	38.62	0.02	0.05	0.01	40.73	19.96	0.23	0.24	0.10	0.01	0.00	99.97	78.43	21.57
	IL12	39.21	0.02	0.05	0.01	37.88	22.20	0.34	0.25	0.10	0.00	0.00	100.05	75.25	24.75
	IL12	39.26	0.00	0.03	0.00	38.10	22.26	0.39	0.24	0.12	0.01	0.02	100.42	75.31	24.69
	IL12	38.79	0.01	0.03	0.00	38.88	21.11	0.23	0.16	0.16	0.00	0.00	99.37	76.65	23.35
	IL12	39.01	0.02	0.00	0.02	39.07	21.53	0.31	0.20	0.12	0.00	0.03	100.30	76.37	23.62
	IL12	38.21	0.00	0.03	0.00	38.26	22.15	0.31	0.24	0.13	0.02	0.08	99.44	75.48	24.52
	IL12	39.02	0.01	0.02	0.03	39.48	20.85	0.30	0.19	0.11	0.00	0.00	100.02	77.13	22.86
	IL12	38.85	0.00	0.02	0.01	39.97	20.91	0.25	0.18	0.12	0.00	0.02	100.34	77.31	22.69
	IL12	39.13	0.00	0.02	0.01	39.53	20.99	0.30	0.14	0.05	0.00	0.03	100.20	77.04	22.95
	IL12	38.87	0.01	0.03	0.01	39.51	20.55	0.25	0.21	0.14	0.00	0.00	99.60	77.40	22.60
	IL12	39.53	0.00	0.01	0.03	39.62	20.45	0.29	0.26	0.24	0.00	0.00	100.43	77.54	22.46
	IL12	38.85	0.02	0.02	0.02	39.26	21.12	0.29	0.24	0.12	0.03	0.00	99.97	76.82	23.18
	IL12	39.15	0.00	0.01	0.02	39.16	20.84	0.28	0.23	0.19	0.02	0.01	99.91	77.00	22.99
	IL12	38.89	0.00	0.03	0.01	39.09	21.46	0.33	0.17	0.14	0.03	0.00	100.15	76.45	23.55
	IL12	38.87	0.02	0.00	0.00	38.92	21.57	0.32	0.19	0.13	0.01	0.00	100.05	76.28	23.72
	IL12	38.87	0.03	0.02	0.01	39.17	21.65	0.34	0.22	0.09	0.02	0.01	100.45	76.32	23.68
	IL12	38.53	0.02	0.02	0.01	38.43	22.00	0.34	0.20	0.10	0.02	0.01	99.67	75.69	24.31
	IL12	38.74	0.00	0.01	0.00	38.57	22.08	0.31	0.21	0.15	0.03	0.05	100.17	75.68	24.32
	IL12	38.91	0.00	0.04	0.00	38.89	22.00	0.29	0.18	0.12	0.03	0.00	100.47	75.90	24.10
	IL12	38.93	0.00	0.02	0.02	38.46	21.95	0.29	0.21	0.15	0.01	0.00	100.04	75.74	24.26
	IL12	38.77	0.01	0.00	0.01	38.02	22.21	0.31	0.21	0.10	0.00	0.00	99.64	75.31	24.69
	IL12	38.28	0.01	0.03	0.02	39.39	21.26	0.38	0.26	0.12	0.06	0.02	99.83	76.75	23.25
	136	40.10	0.02	0.04	0.01	44.92	15.20	0.23	0.37	0.11	0.00	0.00	101.02	84.04	15.96
	136	40.12	0.04	0.00	0.02	44.47	14.97	0.21	0.30	0.10	0.00	0.04	100.27	84.11	15.89
	136	40.49	0.01	0.05	0.04	45.20	14.76	0.24	0.41	0.06	0.00	0.01	101.28	84.51	15.49
	136	40.32	0.01	0.00	0.05	45.36	14.46	0.25	0.34	0.06	0.00	0.00	100.86	84.82	15.17
	136	39.99	0.01	0.06	0.03	45.31	14.79	0.20	0.43	0.16	0.01	0.00	100.98	84.52	15.48
	136	40.10	0.02	0.06	0.03	45.35	14.43	0.24	0.43	0.08	0.00	0.04	100.79	84.85	15.15
	136	40.39	0.01	0.01	0.02	45.16	14.96	0.15	0.32	0.14	0.02	0.01	101.21	84.32	15.68
	136	40.37	0.03	0.03	0.02	44.87	14.61	0.20	0.49	0.08	0.00	0.05	100.75	84.55	15.44
	136	40.14	0.01	0.01	0.03	45.14	14.51	0.26	0.41	0.09	0.01	0.00	100.61	84.72	15.28
	136	40.33	0.00	0.03	0.03	45.13	14.82	0.24	0.42	0.09	0.00	0.00	101.10	84.44	15.56
	136	40.67	0.00	0.05	0.02	45.09	14.83	0.24	0.41	0.10	0.00	0.01	101.41	84.42	15.58
	136	40.19	0.02	0.02	0.02	44.64	15.08	0.22	0.41	0.08	0.00	0.00	100.68	84.07	15.93
	136	40.07	0.00	0.06	0.03	44.49	15.11	0.22	0.36	0.11	0.00	0.00	100.47	83.99	16.00
	136	40.26	0.00	0.03	0.02	44.87	15.31	0.18	0.30	0.12	0.00	0.01	101.10	83.93	16.07
	136	40.36	0.00	0.05	0.01	44.84	15.05	0.20	0.36	0.14	0.01	0.01	101.03	84.15	15.85
	136	40.59	0.01	0.01	0.03	45.01	15.21	0.25	0.36	0.14	0.01	0.00	101.63	84.06	15.94
	136	40.27	0.02	0.01	0.01	45.30	14.97	0.22	0.39	0.07	0.00	0.02	101.28	84.36	15.64
	136	40.45	0.01	0.01	0.01	45.04	14.96	0.28	0.41	0.06	0.00	0.00	101.22	84.29	15.71
	136	40.39	0.02	0.04	0.01	45.39	14.33	0.29	0.35	0.05	0.00	0.02	100.89	84.95	15.05
	136	40.34	0.00	0.03	0.02	44.87	14.92	0.28	0.34	0.05	0.00	0.00	100.86	84.28	15.72
	136	40.27	0.03	0.01	0.01	45.21	14.57	0.26	0.40	0.08	0.01	0.00	100.87	84.69	15.31
	136	40.40	0.00	0.06	0.03	45.58	14.40	0.22	0.36	0.08	0.01	0.00	101.13	84.94	15.06
	136	40.66	0.00	0.06	0.02	45.51	14.27	0.22	0.41	0.05	0.00	0.03	101.25	85.04	14.96
	136	40.50	0.00	0.01	0.04	45.58	14.32	0.22	0.34	0.08	0.01	0.01	101.11	85.01	14.99
	136	40.69	0.00	0.04	0.02	45.43	14.37	0.26	0.42	0.07	0.03	0.04	101.39	84.92	15.08
	136	40.17	0.00	0.03	0.03	45.27	14.26	0.26	0.38	0.08	0.00	0.00	100.51	84.97	15.03
Hzb	IL51	39.34	0.02	0.02	0.01	41.38	18.33	0.32	0.34	0.19	0.02	0.00	100.06	80.09	19.91
	IL51	39.28	0.05	0.01	0.05	40.90	18.69	0.29	0.26	0.07	0.03	0.00	99.64	79.59	20.41
	IL51	39.28	0.03	0.02	0.03	41.94	18.30	0.29	0.35	0.18	0.01	0.01	100.44	80.33	19.67
	IL51	39.10	0.04	0.02	0.02	41.16	18.79	0.32	0.32	0.08	0.03	0.00	99.88	79.61	20.39
	IL51	39.45	0.02	0.02	0.05	41.75	18.13	0.31	0.37	0.13	0.00	0.02	100.34	80.41	19.59
	IL51	39.36	0.04	0.03	0.01	41.20	18.29	0.29	0.41	0.28	0.00	0.01	99.92	80.06	19.94
	IL51	39.60	0.00	0.01	0.01	41.64	18.38	0.30	0.35	0.12	0.00	0.00	100.42	80.15	19.85
	IL51	39.65	0.02	0.03	0.02	41.43	18.67	0.33	0.27	0.09	0.00	0.00	100.53	79.82	20.18
	IL51	39.25	0.04	0.02	0.01	41.47	18.93	0.31	0.36	0.12	0.00	0.00	100.52	79.61	20.39
	IL51	39.32	0.02	0.02	0.03	42.04	17.78	0.32	0.31	0.14	0.01	0.01	100.01	80.82	19.18
	IL51	39.76	0.02	0.04	0.03	41.53	18.41	0.36	0.39	0.07	0.01	0.00	100.63	80.08	19.92
	IL51	39.58	0.03	0.01	0.02	42.35	17.40	0.25	0.30	0.06	0.00	0.02	100.03	81.26	18.74
	IL51	39.48	0.08	0.05	0.01	41.27	18.72	0.32	0.30	0.00	0.01	0.00	100.19	79.71	20.29
	IL51	39.51	0.00	0.02	0.00	41.46	18.23	0.29	0.32	0.13	0.07	0.01	100.05	80.21	19.79
	IL51	39.48	0.00	0.05	0.03	41.58	18.13	0.30	0.31	0.07	0.00	0.00	99.96	80.34	19.66
	IL51	39.51	0.00	0.04	0.05	41.84	18.70	0.25	0.27	0.12	0.04	0.01	100.82	79.95	20.05
	IL51	39.74	0.01	0.04	0.04	41.45	18.29	0.32	0.29	0.13	0.02	0.00	100.33	80.15	19.85
	IL51	39.55	0.02	0.00	0.04	40.83	19.19	0.33	0.32	0.09	0.03	0.00	100.42	79.12	20.87
	IL51	39.96	0.00	0.02	0.04	41.75	18.73	0.29	0.29	0.10	0.02	0.03	101.24	79.88	20.12

(continued on next page)

Table 1 (continued)

Lithology	Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	FeO	MnO	NiO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Fo	Fa
Whr	IL51	39.67	0.00	0.03	0.03	41.59	18.41	0.29	0.29	0.12	0.04	0.00	100.48	80.10	19.90
	IL51	39.55	0.02	0.00	0.01	41.59	18.62	0.36	0.33	0.08	0.02	0.01	100.59	79.92	20.08
	IL51	39.64	0.01	0.03	0.03	41.71	18.85	0.30	0.30	0.05	0.02	0.00	100.94	79.77	20.23
	IL51	39.58	0.00	0.02	0.03	42.43	17.52	0.29	0.29	0.10	0.04	0.00	100.29	81.19	18.81
	IL18	39.94	0.02	0.04	0.04	44.53	14.48	0.22	0.38	0.09	0.00	0.00	99.74	84.56	15.44
	IL18	39.92	0.02	0.04	0.03	44.81	14.53	0.27	0.41	0.12	0.02	0.00	100.17	84.61	15.39
	IL18	40.53	0.02	0.05	0.03	44.82	14.16	0.17	0.42	0.14	0.02	0.00	100.36	84.91	15.06
	IL18	40.28	0.03	0.08	0.04	44.78	14.34	0.21	0.31	0.14	0.00	0.01	100.23	84.77	15.23
	IL18	40.31	0.00	0.02	0.03	44.79	14.24	0.20	0.49	0.16	0.02	0.00	100.27	84.86	15.14
	IL18	40.58	0.02	0.00	0.02	44.59	14.23	0.24	0.38	0.17	0.00	0.03	100.28	84.81	15.19
	IL18	40.58	0.00	0.02	0.03	44.47	14.24	0.20	0.51	0.11	0.00	0.04	100.19	84.76	15.24
	IL18	40.66	0.01	0.07	0.04	44.56	14.29	0.26	0.40	0.18	0.00	0.00	100.47	84.75	15.25
	IL18	40.75	0.03	0.05	0.02	44.62	14.60	0.19	0.43	0.11	0.00	0.01	100.82	84.48	15.52
	IL18	40.56	0.01	0.01	0.06	44.72	14.46	0.23	0.44	0.15	0.00	0.02	100.65	84.64	15.36
	116	39.91	0.00	0.06	0.02	44.29	15.39	0.18	0.38	0.09	0.00	0.00	100.32	83.69	16.31
	116	40.14	0.00	0.02	0.03	44.23	15.70	0.25	0.39	0.07	0.01	0.00	100.82	83.39	16.61
	116	40.40	0.00	0.04	0.04	44.34	15.67	0.22	0.33	0.10	0.00	0.03	101.16	83.45	16.55
	116	40.50	0.00	0.04	0.02	44.51	15.56	0.23	0.36	0.06	0.00	0.02	101.32	83.60	16.40
	116	40.19	0.00	0.03	0.04	44.20	15.22	0.24	0.31	0.14	0.00	0.00	100.47	83.83	16.16
	116	40.14	0.00	0.03	0.03	43.79	15.91	0.24	0.35	0.12	0.00	0.00	100.62	83.06	16.94
	116	40.18	0.00	0.02	0.03	44.18	15.17	0.21	0.36	0.13	0.01	0.02	100.30	83.84	16.16
	116	39.68	0.00	0.03	0.02	44.32	15.34	0.23	0.40	0.08	0.01	0.02	100.14	83.73	16.27
	116	40.41	0.00	0.00	0.03	44.56	15.28	0.19	0.38	0.07	0.00	0.00	100.92	83.86	16.14
	116	40.46	0.00	0.01	0.04	44.64	15.57	0.19	0.34	0.09	0.01	0.00	101.36	83.63	16.37
	116	40.23	0.00	0.07	0.05	44.91	15.08	0.24	0.37	0.09	0.02	0.00	101.07	84.14	15.85
	116	40.31	0.00	0.01	0.02	44.94	14.91	0.25	0.34	0.05	0.01	0.01	100.86	84.30	15.70
	116	40.51	0.00	0.06	0.02	44.90	14.97	0.27	0.37	0.04	0.00	0.00	101.14	84.24	15.76
	116	40.35	0.00	0.03	0.00	44.57	15.23	0.21	0.29	0.17	0.00	0.00	100.85	83.91	16.09
	116	40.10	0.00	0.01	0.01	44.36	15.28	0.21	0.29	0.10	0.00	0.04	100.40	83.80	16.20
	116	40.32	0.00	0.03	0.01	44.84	15.44	0.23	0.35	0.12	0.00	0.00	101.34	83.80	16.20
	116	40.18	0.00	0.04	0.03	44.42	15.31	0.20	0.32	0.11	0.00	0.01	100.61	83.80	16.20
	116	40.37	0.00	0.03	0.01	44.57	14.98	0.22	0.31	0.06	0.00	0.01	100.57	84.14	15.86
	116	40.38	0.00	0.06	0.04	44.90	14.84	0.23	0.34	0.08	0.00	0.00	100.87	84.35	15.64
	116	40.10	0.00	0.03	0.05	44.98	14.94	0.23	0.36	0.07	0.00	0.02	100.79	84.29	15.71
	116	40.19	0.00	0.05	0.05	44.47	15.33	0.26	0.32	0.10	0.00	0.04	100.83	83.79	16.21
	116	40.06	0.00	0.01	0.03	43.84	16.29	0.26	0.27	0.10	0.00	0.04	100.90	82.75	17.25
	116	40.24	0.00	0.05	0.04	44.05	16.02	0.21	0.35	0.09	0.00	0.00	101.06	83.05	16.95
	116	40.05	0.01	0.04	0.05	44.07	15.99	0.25	0.35	0.09	0.00	0.00	100.91	83.08	16.92
	116	39.94	0.00	0.09	0.03	44.02	15.83	0.22	0.35	0.11	0.03	0.03	100.64	83.21	16.79
	116	40.34	0.01	0.07	0.03	44.17	16.09	0.24	0.35	0.13	0.00	0.01	101.44	83.03	16.97
	116	39.72	0.02	0.09	0.05	44.19	16.30	0.27	0.35	0.11	0.00	0.01	101.12	82.85	17.15
	116	40.12	0.00	0.04	0.02	43.65	16.47	0.23	0.31	0.13	0.01	0.00	101.00	82.52	17.48
	116	40.47	0.00	0.05	0.00	44.41	16.12	0.30	0.33	0.12	0.00	0.00	101.78	83.08	16.92
	116	39.98	0.00	0.01	0.00	44.08	16.00	0.24	0.38	0.12	0.00	0.00	100.82	83.07	16.93
	116	40.30	0.00	0.03	0.02	43.68	16.28	0.22	0.38	0.06	0.01	0.00	100.98	82.70	17.30
	116	39.86	0.01	0.02	0.02	43.84	16.47	0.32	0.29	0.09	0.02	0.00	100.94	82.59	17.41
	116	40.20	0.02	0.05	0.02	43.58	16.25	0.23	0.29	0.07	0.02	0.00	100.74	82.69	17.31
	116	39.94	0.00	0.04	0.00	43.86	16.50	0.25	0.28	0.06	0.02	0.00	100.95	82.57	17.43
	116	40.43	0.00	0.03	0.01	44.70	14.50	0.16	0.37	0.05	0.01	0.00	100.27	84.60	15.40
	116	40.80	0.00	0.01	0.05	44.74	14.84	0.15	0.29	0.05	0.00	0.02	100.96	84.30	15.69
	116	40.21	0.00	0.06	0.04	44.88	14.55	0.21	0.31	0.08	0.00	0.02	100.36	84.61	15.39
	116	39.96	0.00	0.00	0.02	43.61	16.19	0.20	0.37	0.13	0.00	0.00	100.48	82.76	17.24
	116	40.20	0.01	0.03	0.03	44.11	15.57	0.26	0.37	0.14	0.02	0.02	100.75	83.47	16.53
	116	40.08	0.00	0.08	0.05	44.09	15.78	0.19	0.29	0.17	0.02	0.00	100.76	83.28	16.72
	116	40.07	0.00	0.02	0.02	44.08	15.84	0.21	0.37	0.13	0.00	0.02	100.77	83.21	16.78
	116	39.78	0.00	0.04	0.02	43.65	16.12	0.28	0.36	0.14	0.00	0.00	100.39	82.83	17.17
	116	40.30	0.00	0.04	0.03	44.14	15.81	0.20	0.33	0.16	0.00	0.01	101.02	83.26	16.74
	116	40.02	0.00	0.03	0.04	44.54	14.90	0.22	0.38	0.08	0.03	0.01	100.25	84.20	15.80
	116	39.96	0.00	0.01	0.02	44.71	15.05	0.21	0.36	0.06	0.00	0.00	100.40	84.11	15.89
	116	40.51	0.00	0.00	0.01	44.97	14.87	0.21	0.28	0.07	0.02	0.01	100.96	84.35	15.65
	116	40.51	0.00	0.02	0.03	44.99	14.84	0.19	0.36	0.05	0.01	0.00	101.00	84.38	15.61
	ILL3	40.36	0.00	0.03	0.01	45.57	14.16	0.23	0.39	0.10	0.02	0.00	100.87	85.15	14.85
	ILL3	40.65	0.00	0.03	0.03	45.48	14.31	0.26	0.35	0.05	0.00	0.00	101.17	84.99	15.01
	ILL3	40.73	0.02	0.03	0.02	45.25	14.23	0.20	0.41	0.13	0.02	0.02	101.07	85.00	15.00
	ILL3	40.67	0.00	0.02	0.01	44.83	15.25	0.29	0.41	0.10	0.00	0.00	101.58	83.97	16.03
	ILL3	40.49	0.00	0.01	0.00	44.62	15.15	0.20	0.31	0.07	0.01	0.00	100.86	84.00	16.00
	ILL3	40.61	0.00	0.03	0.02	44.50	15.00	0.20	0.42	0.09	0.00	0.00	100.88	84.09	15.91
	ILL3	40.31	0.04	0.01	0.01	44.38	15.06	0.25	0.04	0.10	0.00	0.02	100.58	84.00	16.00
	ILL3	40.29	0.00	0.02	0.03	44.89	14.62	0.23	0.39	0.06	0.00	0.02	100.55	84.55	15.45
	ILL3	40.08	0.01	0.03	0.00	45.10	15.07	0.24	0.36	0.03	0.00	0.00	100.96	84.21	15.79
	ILL3	39.95	0.01	0.00	0.02	45.00	14.71	0.21	0.36	0.06	0.01	0.01	100.34	84.49	15.51
	ILL3	40.51	0.00	0.04	0.01	44.65	15.02	0.24	0.38	0.06	0.00	0.02	100.93	84.12	15.88
	ILL3	40.82	0.00	0.01	0.03	45.54	14.41	0.19	0.37	0.07	0.00	0.00	101.44	84.92	15.08
	ILL3	40.66	0.00	0.08	0.02	45.13	14.38	0.24	0.44	0.07	0.02	0.03	101.07	84.83	15.17
	ILL3	40.32	0.00	0.05	0.03	44.96	14.22	0.23	0.40	0.08	0.00	0.00	100.30	84.92	15.08

Table 2
Representative microprobe analyses of clinopyroxenes.

Locality	Lithology	Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	En	Wo	Fs
Mako	Lhz	69	52.74	0.27	2.32	0.95	5.71	0.16	17.19	20.55	0.14	0.03	100.12	52.99	37.54	9.47
		69	51.46	0.31	2.67	0.92	6.18	0.11	17.27	20.10	0.24	0.00	99.32	51.99	41.11	6.90
		69	52.45	1.02	2.08	0.17	6.36	0.19	16.57	21.45	0.33	0.01	100.67	49.32	42.55	8.13
		69	52.61	1.12	2.33	0.15	6.50	0.14	16.02	21.48	0.44	0.00	100.85	49.40	40.82	9.79
		IL9	52.89	0.27	2.01	0.79	6.14	0.19	17.77	19.76	0.23	0.02	100.21	53.55	37.66	8.79
		IL9	52.62	0.28	1.87	0.93	5.66	0.10	17.64	20.20	0.22	0.01	99.66	53.21	38.82	7.97
		IL9	52.78	0.24	1.79	0.78	5.79	0.21	17.64	20.07	0.16	0.01	99.54	53.13	38.09	8.78
		IL9	52.80	0.32	2.50	0.80	5.73	0.12	16.40	20.95	0.25	0.00	100.00	49.71	40.54	9.75
		IL9	53.35	0.24	1.64	0.72	6.19	0.19	18.06	18.89	0.27	0.03	99.65	54.31	35.33	10.36
		IL9	52.95	0.26	1.92	0.73	5.94	0.14	17.43	19.79	0.21	0.02	99.50	53.08	36.77	10.15
		IL10	52.72	0.24	1.98	0.94	6.20	0.20	17.43	20.15	0.14	0.00	100.10	52.61	38.03	9.36
		IL10	52.36	0.51	2.40	0.66	6.69	0.16	16.70	21.04	0.31	0.00	100.91	50.12	41.92	7.95
		IL10	52.77	0.24	2.06	0.87	6.14	0.15	16.91	20.65	0.21	0.02	100.11	51.79	38.69	9.52
		IL10	52.44	0.41	2.40	0.79	6.73	0.19	17.21	19.97	0.18	0.01	100.43	52.31	37.88	9.81
		IL10	52.67	0.42	2.52	0.75	6.84	0.20	16.90	20.09	0.27	0.00	100.72	52.18	37.39	10.43
		IL10	52.25	0.50	2.59	0.65	6.74	0.19	17.40	20.23	0.31	0.01	100.98	51.44	41.37	7.19
		IL10	51.45	0.94	2.31	0.47	6.53	0.20	15.98	21.06	0.40	0.03	99.41	49.25	42.39	8.36
		IL10	51.60	0.96	2.30	0.46	6.55	0.16	16.13	21.30	0.36	0.01	99.91	49.12	42.89	8.00
		IL10	51.58	0.83	2.14	0.42	7.00	0.30	15.63	21.35	0.36	0.01	99.70	47.86	43.15	8.98
		IL10	51.25	0.97	2.40	0.50	6.81	0.19	15.87	21.19	0.29	0.00	99.49	48.74	42.35	8.91
		IL10	51.51	0.97	2.30	0.54	6.38	0.14	16.09	21.43	0.41	0.00	99.83	49.27	43.39	7.34
		IL10	51.58	1.01	2.33	0.47	6.54	0.19	16.20	20.94	0.34	0.00	99.67	49.68	41.53	8.80
		IL10	52.34	0.25	2.00	0.94	5.85	0.10	16.90	21.04	0.22	0.03	99.74	51.08	41.21	7.70
		IL10	52.22	0.23	2.00	0.92	6.37	0.12	16.75	20.24	0.26	0.01	99.17	51.62	38.86	9.52
		IL10	52.38	0.25	1.95	0.94	5.83	0.13	17.18	20.75	0.25	0.00	99.76	51.67	40.95	7.38
		IL12	52.15	1.03	2.30	0.34	6.95	0.14	15.78	21.12	0.36	0.01	100.19	49.01	40.06	10.92
		IL12	52.86	0.87	1.85	0.33	6.67	0.17	15.88	21.22	0.37	0.00	100.24	48.45	40.25	11.30
		IL12	53.27	0.34	2.51	1.01	6.40	0.16	17.18	19.70	0.19	0.00	100.83	53.91	34.82	11.27
		IL12	52.61	0.67	2.41	0.65	7.23	0.24	16.94	19.35	0.25	0.00	100.40	52.25	35.46	12.30
		IL12	51.64	0.89	2.40	0.44	6.94	0.19	16.00	20.76	0.35	0.03	99.68	49.62	40.71	9.67
		IL12	51.69	1.01	2.81	0.42	6.48	0.18	15.33	21.43	0.38	0.01	99.79	47.79	41.79	10.42
		IL12	51.84	0.59	2.67	0.63	7.00	0.17	16.33	20.5	0.34	0.00	100.11	50.51	40.20	9.29
		IL12	53.33	0.22	2.06	0.95	6.27	0.13	17.87	19.15	0.20	0.01	100.24	54.53	34.74	10.73
		IL12	51.97	0.62	2.60	0.62	6.74	0.20	16.37	20.75	0.28	0.00	100.21	50.53	40.12	9.35
		IL12	52.95	0.28	2.12	0.83	6.36	0.12	17.34	19.67	0.25	0.00	99.97	53.09	36.29	10.62
		IL12	52.38	0.32	2.54	0.86	6.58	0.18	16.90	20.26	0.27	0.01	100.32	52.10	38.62	9.29
		IL12	52.10	0.59	2.52	0.56	6.70	0.14	16.35	20.80	0.31	0.00	100.12	50.47	40.05	9.47
		IL12	52.93	0.23	1.98	0.88	6.40	0.16	17.43	19.84	0.29	0.00	100.20	52.98	37.68	9.34
		IL12	52.58	0.23	2.23	1.00	6.00	0.14	17.21	20.35	0.21	0.00	99.95	52.80	38.20	9.00
		IL12	52.50	0.32	2.24	0.82	6.59	0.14	16.84	20.04	0.27	0.02	99.80	52.20	37.51	10.30
		IL12	52.48	0.30	2.29	0.91	6.32	0.14	16.64	20.38	0.26	0.00	99.80	50.58	39.38	10.03
		IL12	52.37	0.37	2.51	0.89	5.87	0.13	16.32	21.00	0.45	0.01	99.97	50.56	41.24	8.20
		IL12	52.73	0.18	2.03	0.87	6.21	0.11	16.68	20.59	0.24	0.00	99.63	51.35	38.44	10.21
		IL12	51.96	0.69	2.62	0.59	7.11	0.16	16.24	20.27	0.34	0.00	99.99	50.85	38.41	10.74
		IL12	52.79	0.24	2.04	0.85	6.13	0.17	16.75	20.78	0.34	0.01	100.12	51.49	39.74	8.77
		IL12	52.32	0.61	2.38	0.62	6.56	0.18	15.98	20.99	0.41	0.00	100.09	50.27	39.72	10.01
		IL12	52.41	0.64	2.29	0.80	6.58	0.16	16.04	20.60	0.39	0.02	99.95	50.46	38.53	11.01
		IL12	52.33	0.65	2.03	0.55	6.53	0.18	16.23	21.10	0.30	0.03	99.94	49.73	40.69	9.58
		IL12	52.53	0.61	2.13	0.69	6.37	0.14	15.78	21.50	0.46	0.01	100.24	49.47	41.05	9.48
		IL12	52.54	0.21	2.07	0.93	6.16	0.16	16.44	21.15	0.27	0.02	99.99	50.55	40.58	8.87
		IL12	51.67	0.77	2.54	0.52	6.64	0.18	15.71	21.20	0.27	0.01	99.54	49.43	40.21	10.35
		IL12	51.81	0.77	2.51	0.53	7.19	0.18	16.35	20.30	0.27	0.00	99.97	50.44	39.12	10.43
		IL12	51.50	0.31	2.70	0.88	6.64	0.17	15.96	20.90	0.25	0.00	99.38	50.11	40.52	9.37
		IL12	52.99	0.23	2.05	0.93	6.33	0.12	16.51	20.75	0.38	0.02	100.38	51.21	39.01	9.78
		IL12	52.74	0.40	2.24	0.86	6.34	0.17	16.29	20.71	0.43	0.00	100.24	51.12	38.90	9.98
		IL12	52.45	0.26	2.18	0.90	6.05	0.17	16.55	21.06	0.38	0.02	100.05	50.97	41.30	7.73
		IL12	53.02	0.30	1.97	0.87	6.45	0.20	16.55	20.38	0.40	0.01	100.16	51.25	38.35	10.40
		IL12	51.73	0.76	2.64	0.60	6.55	0.18	16.05	20.76	0.32	0.00	99.59	50.71	39.22	10.06
		IL12	51.54	0.22	2.14	1.02	6.37	0.15	16.66	20.66	0.23	0.03	99.08	50.27	42.27	7.46
		IL12	52.07	0.35	2.23	0.75	6.80	0.18	16.56	19.66	0.47	0.01	99.10	52.11	38.19	9.70
		IL12	52.88	0.19	2.00	0.92	6.07	0.10	17.40	20.46	0.23	0.02	100.36	52.32	39.27	8.41
		IL12	53.05	0.22	2.02	0.94	5.85	0.13	17.43	20.37	0.25	0.00	100.30	53.09	38.10	8.81
		IL12	52.66	0.53	2.05	0.84	6.69	0.18	16.24	20.50	0.42	0.00	100.17	50.62	38.72	10.66
		IL12	52.44	0.30	2.20	0.87	6.23	0.16	16.26	21.01	0.40	0.00	99.89	50.80	40.30	8.90
		IL12	52.38	0.19	1.77	0.81	5.88	0.13	17.81	20.40	0.23	0.00	99.62	51.98	41.89	6.13
		IL12	52.34	0.81	2.37	0.40	6.74	0.17	16.28	20.63	0.31	0.01	100.08	50.47	38.72	10.81
		IL12	51.82	0.78	1.89	0.33	7.44	0.16	16.10	20.91	0.35	0.02	99.81	48.03	43.05	8.92
		IL12	51.81	0.30	2.71	1.10	5.86	0.15	16.30	21.17	0.34	0.00	99.77	51.45	40.95	7.60
		IL12	51.99	0.23	2.34	1.01	5.66	0.09	17.08	20.93	0.19	0.01	99.59	51.82	41.22	6.96
		IL12	52.26	0.78	2.26	0.48	6.76	0.18	15.88	21.04	0.41	0.03	100.06	49.66	40.21	10.13
		IL12	51.59	0.32	2.25	1.02	6.42	0.16	16.47	20.34	0.45	0.00	99.09	50.87	41.72	7.42
		IL12	52.59	0.20	2.09	1.00	6.22	0.10	17.30	20.26	0.30	0.00	100.06	52.38	39.48	8.14
		IL12	52.65	0.19	1.97	0.88	5.73	0.17	16.96	21.07	0.23	0.00	99.93	51.39	40.69	7.92
		IL12	52.34	0.22	2.12	0.92	5.87	0.12	16.91	20.76	0.20	0.00	99.46	51.75	39.68	8.5

Table 2 (continued)

Locality	Lithology	Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	En	Wo	Fs
		IL12	51.96	0.68	2.45	0.54	6.90	0.25	15.80	20.97	0.38	0.03	100.06	49.51	40.54	9.95
		IL12	51.83	0.60	2.58	0.55	7.14	0.21	16.78	19.91	0.31	0.00	99.97	51.30	39.33	9.36
		IL12	51.65	0.76	2.47	0.55	7.33	0.21	16.40	20.56	0.34	0.02	100.35	49.48	42.00	8.52
		IL12	52.29	0.88	2.36	0.43	7.15	0.21	16.19	20.61	0.31	0.00	100.51	50.08	38.81	11.11
		IL12	52.13	0.89	2.54	0.51	6.96	0.15	16.01	20.70	0.31	0.00	100.24	50.06	38.58	11.36
		IL12	51.83	0.62	2.17	0.61	6.62	0.16	16.01	20.59	0.37	0.00	99.01	50.33	39.59	10.08
		IL12	51.60	0.91	2.39	0.38	6.83	0.15	16.17	20.60	0.38	0.00	99.45	49.52	41.24	9.23
		IL12	51.21	0.90	2.61	0.49	6.91	0.12	15.86	20.46	0.49	0.03	99.13	49.55	41.47	8.98
		IL12	51.43	0.76	2.72	0.70	6.94	0.12	15.97	20.69	0.36	0.02	99.71	50.11	40.43	9.45
		IL12	52.47	0.48	2.26	0.69	7.24	0.16	16.99	19.24	0.27	0.01	99.83	52.42	35.80	11.78
		IL12	51.93	0.52	2.49	0.66	7.12	0.22	16.14	20.76	0.36	0.02	100.27	49.63	41.24	9.13
		IL12	52.39	0.52	2.56	0.67	6.39	0.13	16.19	21.02	0.36	0.02	100.37	50.86	39.46	9.68
		IL12	51.68	0.72	2.76	0.80	6.90	0.15	15.84	20.60	0.37	0.00	99.85	50.65	38.71	10.64
		IL12	52.74	0.35	1.97	0.65	6.50	0.20	16.45	20.39	0.44	0.00	99.73	51.08	39.00	9.92
		IL12	51.86	0.70	2.57	0.50	6.54	0.18	16.13	20.74	0.34	0.01	99.59	49.59	40.82	9.59
		IL12	51.57	0.83	2.46	0.44	7.15	0.20	16.00	20.74	0.27	0.00	99.74	49.29	40.59	10.12
		IL12	51.86	0.50	2.36	0.65	7.04	0.19	16.27	20.46	0.41	0.00	99.80	50.12	40.98	8.91
		IL12	51.45	0.84	2.38	0.66	7.10	0.17	16.16	20.39	0.35	0.00	99.58	50.05	40.29	9.65
		136	52.53	0.38	2.86	0.92	4.83	0.16	17.40	20.63	0.27	0.00	100.05	54.92	37.44	7.64
		136	52.49	0.39	2.83	0.90	5.08	0.17	17.99	20.29	0.20	0.00	100.40	55.19	38.05	6.76
		136	52.72	0.33	2.93	0.92	4.69	0.11	17.06	21.75	0.19	0.00	100.77	53.31	39.60	7.08
		136	53.12	0.30	2.41	0.97	4.71	0.13	17.94	20.29	0.20	0.02	100.21	55.25	36.65	8.09
		136	53.31	0.33	2.39	0.96	4.85	0.11	17.99	20.44	0.17	0.00	100.63	54.95	36.74	8.31
		136	52.98	0.30	2.42	0.97	4.84	0.11	18.13	20.36	0.20	0.00	100.40	55.38	37.50	7.11
		136	52.46	0.33	2.84	1.08	4.97	0.13	17.60	20.52	0.18	0.00	100.18	55.04	37.30	7.66
		136	53.28	0.31	2.86	1.05	5.27	0.14	18.39	19.18	0.23	0.01	100.79	57.16	33.64	9.20
		136	52.87	0.32	2.89	1.10	5.04	0.09	18.09	20.10	0.16	0.01	100.77	56.19	35.67	8.14
		136	53.14	0.30	2.76	0.98	5.13	0.11	17.97	20.34	0.20	0.00	100.99	55.47	36.38	8.14
		136	52.52	0.37	2.99	1.16	5.12	0.10	17.89	20.21	0.19	0.00	100.62	54.33	38.26	7.40
		136	52.85	0.24	1.92	0.91	4.72	0.09	18.61	20.34	0.20	0.01	99.98	54.65	40.15	5.19
		136	52.73	0.24	1.88	0.91	4.63	0.10	18.74	20.40	0.21	0.00	99.91	54.55	41.13	4.32
		136	53.54	0.30	1.45	0.64	4.16	0.14	16.66	22.83	0.47	0.02	100.27	50.54	44.35	5.11
		136	52.83	0.61	2.08	0.77	4.82	0.10	16.76	22.02	0.50	0.03	100.59	51.14	43.42	5.44
		136	53.09	0.63	2.42	0.82	4.64	0.14	16.75	21.57	0.58	0.00	100.71	52.95	40.48	6.57
		136	52.92	0.52	2.81	0.92	5.16	0.18	17.61	20.11	0.44	0.01	100.75	55.56	36.72	7.72
		136	53.06	0.19	2.04	1.20	4.35	0.14	18.29	20.56	0.21	0.00	100.13	55.51	38.43	6.07
		136	53.13	0.25	2.19	0.99	4.70	0.12	18.02	20.30	0.30	0.05	100.09	55.47	37.51	7.01
		136	53.48	0.21	1.93	0.93	4.57	0.05	18.34	20.74	0.20	0.02	100.60	54.78	38.76	6.46
		136	53.11	0.22	2.08	1.06	4.59	0.11	17.94	20.98	0.23	0.02	100.37	54.22	39.62	6.16
		136	53.43	0.26	2.04	1.06	4.76	0.14	18.16	20.50	0.24	0.02	100.73	54.23	38.71	7.06
		136	53.72	0.22	2.11	1.11	4.85	0.15	18.66	19.78	0.20	0.00	100.85	56.32	35.62	8.05
		136	54.21	0.20	1.56	0.95	4.63	0.13	18.89	20.70	0.19	0.00	101.52	54.85	38.99	6.16
		136	53.93	0.20	1.80	0.98	4.50	0.08	18.71	20.75	0.22	0.00	101.25	55.09	38.98	5.93
		136	53.66	0.21	1.89	1.04	4.59	0.12	18.37	20.81	0.20	0.00	100.92	54.80	38.69	6.51
		136	53.55	0.20	1.82	0.98	4.44	0.09	18.39	20.83	0.19	0.00	100.60	54.75	38.95	6.30
		136	53.32	0.20	1.65	0.96	4.37	0.12	18.78	20.47	0.19	0.00	100.08	55.07	39.63	5.30
		136	53.67	0.19	1.82	0.98	4.67	0.11	18.82	19.99	0.19	0.00	100.50	56.15	36.82	7.04
		136	53.59	0.25	2.00	0.99	4.63	0.07	18.57	20.61	0.17	0.01	100.98	55.20	38.31	6.49
		136	53.47	0.24	1.94	0.98	4.71	0.10	18.47	20.45	0.17	0.02	100.64	55.16	37.99	6.85
	Whr	IL18	53.48	0.25	2.31	1.02	4.53	0.15	17.96	20.47	0.21	0.00	100.48	55.40	36.75	7.84
		IL18	52.83	0.27	2.34	1.01	4.25	0.10	18.73	20.19	0.17	0.00	99.99	56.48	38.02	5.50
		IL18	54.01	0.27	2.21	0.98	4.77	0.20	18.28	20.00	0.17	0.00	100.94	56.45	35.29	8.27
		IL18	53.89	0.27	2.18	1.02	4.40	0.16	17.72	20.90	0.17	0.00	100.80	55.26	37.04	7.70
		IL18	53.55	0.38	2.98	0.89	5.01	0.17	17.90	20.24	0.18	0.01	101.43	53.68	37.89	8.42
		IL18	53.70	0.35	2.88	0.92	5.06	0.10	17.92	20.19	0.15	0.00	101.40	53.77	37.71	8.52
		IL18	54.77	0.01	0.79	0.36	2.18	0.04	18.28	24.30	0.10	0.48	101.43	50.74	48.40	0.86
		IL18	55.38	0.02	0.30	0.33	1.65	0.06	18.00	24.72	0.10	0.14	100.88	50.17	47.24	2.58
		MNKT312	52.72	0.95	2.50	0.88	4.69	0.13	17.08	20.98	0.30	0.00	100.30	53.73	37.98	8.28
		MNKT312	53.12	0.88	2.06	0.73	4.57	0.14	17.53	21.02	0.32	0.01	100.45	53.48	38.81	7.70
		MNKT312	52.85	1.13	2.46	0.80	4.45	0.17	16.92	21.67	0.37	0.02	100.95	51.78	40.70	7.52
		MNKT313	54.04	0.25	1.71	0.86	4.39	0.17	18.21	20.37	0.20	0.00	100.30	55.53	36.96	7.50
		MNKT313	53.74	0.24	1.69	0.87	3.58	0.13	17.64	21.89	0.22	0.02	100.14	53.44	40.47	6.09
		MNKT313	53.57	0.21	1.81	0.90	3.45	0.16	18.92	20.78	0.23	0.01	100.14	56.44	39.14	4.42
		MNKT313	53.87	0.32	2.49	1.17	4.59	0.11	18.40	19.83	0.20	0.01	101.05	57.47	34.49	8.04
		MNKT313	53.45	0.64	2.27	0.82	4.63	0.06	17.62	20.77	0.27	0.00	100.64	54.53	37.43	8.04
		MNKT313	53.14	0.59	2.17	0.91	4.62	0.13	17.64	20.76	0.28	0.02	100.47	54.14	38.01	7.84
		116	53.05	0.17	2.21	0.96	6.33	0.14	18.99	18.20	0.20	0.01	100.36	56.81	34.20	8.99
		116	53.48	0.17	2.18	1.01	6.35	0.18	19.01	18.12	0.20	0.02	100.80	57.29	32.78	9.93
		116	52.99	0.18	2.39	1.01	6.04	0.15	18.57	18.60	0.18	0.00	100.17	56.72	33.74	9.53
		116	52.85	0.19	2.42	1.05	5.80	0.18	18.26	19.44	0.21	0.03	100.50	55.42	36.54	8.04
		116	53.16	0.17	2.16	1.12	5.17	0.14	17.91	20.53	0.26	0.01	100.72	54.31	38.70	6.99
		116	53.81	0.14	1.92	0.97	6.48	0.19	19.74	17.31	0.23	0.02	100.84	58.52	31.81	9.67
		116	53.63	0.18	1.98	1.07	5.25	0.15	18.31	19.76	0.25	0.00	100.68	55.40	36.10	8.50
		116	53.33	0.15	1.99	1.07	5.67	0.12	19.32	18.58	0.18	0.00	100.45	57.18	35.00	7.82
		116	53.44	0.17	1.89	1.01	5.05	0.18	17.72	20.61	0.21	0.00	100.32	53.73	37.90	8.37

(continued on next page)

Table 2 (continued)

Locality	Lithology	Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	En	Wo	Fs
		116	53.35	0.19	2.13	1.07	5.45	0.14	18.55	19.66	0.26	0.00	100.86	55.63	37.05	7.32
		116	53.48	0.17	2.02	1.04	5.36	0.15	17.79	20.05	0.24	0.02	100.36	54.27	36.55	9.17
		116	53.78	0.17	2.08	0.96	6.30	0.12	19.41	17.72	0.21	0.00	100.83	57.94	31.93	10.13
		116	54.06	0.16	2.06	0.97	5.93	0.15	18.80	18.42	0.21	0.00	100.83	57.20	32.67	10.12
		116	53.41	0.16	2.11	1.02	5.41	0.13	17.91	20.23	0.24	0.03	100.73	54.55	37.14	8.31
		116	53.83	0.16	1.91	0.92	6.11	0.18	19.46	18.23	0.18	0.00	101.05	57.32	33.72	8.96
		116	53.09	0.19	2.01	1.01	4.95	0.13	17.59	20.64	0.28	0.00	99.98	54.02	38.39	7.59
		116	53.67	0.18	2.08	0.96	6.57	0.19	19.11	17.55	0.21	0.00	100.61	57.40	31.52	11.07
		116	53.67	0.18	2.02	1.01	5.84	0.15	18.39	18.91	0.18	0.01	100.44	56.11	33.89	10.00
		116	53.31	0.17	2.03	1.02	5.46	0.16	18.84	19.29	0.24	0.01	100.57	55.45	37.43	7.13
		116	54.03	0.17	1.97	0.95	6.55	0.19	19.54	17.15	0.17	0.02	100.84	58.59	30.41	11.01
		116	54.42	0.14	1.64	0.85	6.57	0.18	20.93	15.84	0.18	0.04	100.80	60.89	28.51	10.60
		116	53.31	0.16	1.87	1.03	4.89	0.15	17.66	20.97	0.25	0.02	100.37	53.60	39.23	7.16
		116	53.54	0.14	2.05	1.05	5.70	0.14	19.12	18.45	0.27	0.00	100.48	57.63	33.84	8.53
		116	53.89	0.10	1.69	0.91	6.51	0.13	20.23	16.71	0.24	0.02	100.48	59.38	31.14	9.48
		116	53.56	0.17	2.04	1.09	6.46	0.14	19.82	17.31	0.24	0.01	100.87	58.62	32.37	9.01
		116	53.47	0.15	2.13	1.25	4.99	0.18	18.18	19.72	0.27	0.03	100.43	55.81	35.68	8.51
		116	53.58	0.16	2.03	1.04	5.73	0.19	18.44	19.03	0.19	0.00	100.48	55.93	34.33	9.74
		116	53.92	0.14	1.93	1.00	5.99	0.13	19.13	18.51	0.24	0.00	101.06	57.03	33.71	9.26
		116	53.65	0.14	2.05	0.97	6.16	0.20	19.18	17.91	0.23	0.01	100.51	57.61	32.45	9.94
		116	53.37	0.17	2.22	1.06	5.31	0.13	18.36	19.59	0.26	0.01	100.52	56.04	35.78	8.18
		116	53.51	0.15	2.06	1.06	5.77	0.18	18.70	18.80	0.25	0.01	100.56	56.64	34.31	9.05
		116	53.71	0.14	1.92	1.00	5.84	0.16	18.76	18.89	0.24	0.03	100.71	56.30	34.59	9.11
		116	53.84	0.17	2.05	1.03	6.09	0.08	19.52	17.83	0.18	0.03	100.88	58.12	31.94	9.94
		116	52.74	0.34	2.62	1.04	5.42	0.12	17.40	20.35	0.31	0.00	100.34	54.52	37.22	8.26
		116	52.70	0.25	2.56	0.95	5.49	0.20	18.35	19.55	0.33	0.00	100.40	55.69	37.89	6.41
		116	52.86	0.22	2.58	0.95	6.30	0.17	18.66	18.35	0.28	0.02	100.39	56.84	34.36	8.80
		116	52.93	0.24	2.41	0.92	5.72	0.15	18.01	19.94	0.26	0.00	100.64	54.53	37.88	7.59
		116	53.15	0.19	2.35	0.98	5.80	0.14	18.19	19.29	0.29	0.02	100.42	55.83	35.42	8.75
		116	53.31	0.22	2.53	0.99	6.26	0.17	18.54	18.54	0.21	0.00	100.84	56.61	33.09	10.30
		116	53.14	0.22	2.71	0.98	6.17	0.17	18.73	17.85	0.20	0.00	100.23	57.97	31.33	10.70
		116	52.75	0.28	2.94	1.03	6.32	0.19	18.36	18.60	0.21	0.00	100.77	55.20	35.35	9.45
		116	52.65	0.26	2.97	0.96	6.70	0.16	18.06	18.44	0.26	0.00	100.47	56.34	33.18	10.48
		116	52.36	0.23	2.82	1.01	5.73	0.21	18.42	18.85	0.35	0.00	100.10	56.78	36.27	6.95
		116	53.12	0.24	2.76	0.98	6.19	0.14	18.23	19.07	0.26	0.02	101.07	56.09	34.54	9.37
		116	52.42	0.45	3.03	0.73	6.53	0.20	18.10	19.11	0.25	0.02	100.90	55.10	36.49	8.41
		116	52.83	0.45	2.84	0.82	6.66	0.21	18.32	18.34	0.35	0.00	100.84	56.55	33.84	9.61
		116	52.32	0.46	2.97	0.77	6.04	0.19	17.32	20.08	0.35	0.01	100.57	53.91	38.14	7.95
		116	52.50	0.33	3.60	0.96	6.43	0.14	17.30	19.33	0.27	0.02	100.97	55.38	33.81	10.81
		116	51.75	0.35	3.52	0.97	5.74	0.16	17.55	19.44	0.38	0.00	99.91	56.02	36.66	7.31
		116	52.45	0.34	3.57	1.01	6.28	0.14	17.36	19.23	0.25	0.01	100.73	55.56	33.47	10.97
		116	51.47	0.31	3.41	0.95	6.60	0.17	17.99	18.74	0.32	0.00	99.96	54.38	38.66	6.96
		116	52.79	0.20	2.63	0.97	6.27	0.18	18.29	18.38	0.22	0.00	99.98	56.65	33.05	10.30
		116	52.58	0.22	2.49	0.93	6.20	0.17	19.18	17.47	0.32	0.03	99.65	58.39	33.43	8.19
		116	53.09	0.22	2.37	0.97	6.34	0.19	19.78	16.98	0.21	0.00	100.16	59.43	31.31	9.26
		116	53.46	0.21	2.40	0.96	5.74	0.12	18.61	18.38	0.23	0.04	100.19	57.42	32.64	9.93
		116	52.58	0.50	2.79	0.96	5.75	0.16	17.32	20.02	0.33	0.00	100.51	54.55	36.45	9.00
		116	52.42	0.56	2.78	0.95	5.96	0.10	17.33	20.15	0.30	0.01	100.56	52.85	38.63	8.52
		116	53.00	0.19	2.30	1.04	5.51	0.13	18.64	18.73	0.22	0.05	99.86	57.17	34.05	8.77
		116	53.21	0.18	2.14	0.99	5.69	0.14	18.59	19.09	0.27	0.03	100.36	56.19	35.73	8.08
		116	53.16	0.21	2.34	0.94	5.91	0.14	18.32	18.88	0.24	0.01	100.15	56.04	34.25	9.71
		116	53.37	0.15	2.07	0.97	5.84	0.20	18.82	18.44	0.24	0.01	100.16	57.04	33.73	9.23
		116	53.07	0.17	2.11	1.06	5.66	0.20	18.22	19.34	0.28	0.03	100.24	55.62	36.19	8.19
		116	52.56	0.24	2.70	1.06	6.16	0.15	18.04	19.05	0.26	0.01	100.27	55.73	35.36	8.90
		116	52.44	0.25	2.96	1.04	6.20	0.12	18.64	18.56	0.18	0.01	100.44	56.84	34.73	8.43
		116	51.95	0.28	3.18	1.04	6.16	0.13	17.75	19.47	0.23	0.03	100.28	53.72	38.53	7.75
		116	52.07	0.29	3.04	0.98	5.58	0.16	17.58	20.47	0.24	0.02	100.54	52.86	41.03	6.11
		116	53.08	0.22	2.50	1.06	5.74	0.13	18.53	19.33	0.22	0.01	100.91	56.06	36.00	7.94
	ILL3	53.71	0.17	2.23	1.08	5.12	0.09	19.05	18.86	0.23	0.00	100.61	57.59	33.79	8.62	
	ILL3	53.71	0.19	2.21	1.15	5.19	0.09	18.95	19.09	0.26	0.00	100.89	57.38	34.40	8.22	
	ILL3	53.62	0.17	2.13	1.11	5.05	0.15	18.60	19.55	0.22	0.01	100.68	56.36	35.29	8.34	
	ILL3	53.56	0.19	2.15	1.13	5.11	0.13	19.24	19.12	0.27	0.00	100.99	57.51	35.72	6.76	
	ILL3	53.60	0.16	1.90	1.01	4.57	0.15	18.16	20.69	0.22	0.00	100.45	54.80	38.09	7.11	
	ILL3	53.68	0.17	2.04	1.01	5.17	0.12	19.23	19.01	0.20	0.03	100.71	57.51	34.76	7.73	
	ILL3	53.60	0.18	2.22	1.14	4.94	0.11	18.46	19.70	0.18	0.00	100.62	56.36	35.18	8.45	
	ILL3	53.55	0.19	2.24	0.99	5.37	0.16	19.13	18.72	0.20	0.01	100.61	57.74	33.76	8.50	
	ILL3	53.19	0.20	2.55	1.07	5.35	0.17	18.79	19.22	0.22	0.00	100.84	57.08	35.36	7.56	
	ILL3	53.59	0.25	2.65												

(continued on next page)

Table 2 (continued)

Locality	Lithology	Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	En	Wo	Fs
Lorabo- ué	Whr	ILL3	52.84	0.26	2.24	1.00	5.54	0.15	19.47	18.28	0.17	0.01	100.02	57.88	34.90	7.22
		ILL3	52.40	0.31	3.00	1.05	5.31	0.15	18.03	19.34	0.21	0.00	99.81	56.83	34.54	8.63
		ILL3	52.30	0.33	3.06	1.02	5.50	0.16	17.85	19.92	0.23	0.00	100.47	54.04	38.71	7.25
		ILL3	53.64	0.15	2.29	0.99	5.54	0.19	19.18	17.94	0.21	0.00	100.45	58.69	31.79	9.52
		ILL3	52.85	0.16	2.211	1.05	5.48	0.14	19.32	18.33	0.18	0.00	99.90	57.87	34.66	7.47
		ILL3	54.26	0.10	1.823	0.96	5.64	0.15	20.55	16.62	0.14	0.00	100.31	61.27	29.30	9.43
		ILL3	53.85	0.14	1.80	0.96	5.61	0.21	19.99	17.69	0.27	0.00	100.67	59.07	33.09	7.83
		ILL3	52.66	0.17	2.16	1.07	4.54	0.10	17.37	21.20	0.34	0.01	99.66	53.60	40.71	5.69
		ILL3	53.36	0.16	1.72	0.91	5.75	0.13	20.80	16.84	0.24	0.00	100.04	59.89	33.55	6.55
		ILL3	53.83	0.16	1.87	0.99	5.10	0.13	18.43	19.47	0.35	0.01	100.44	55.78	35.83	8.39
		ILL3	52.76	0.16	2.02	1.02	4.15	0.14	17.07	21.97	0.25	0.01	99.62	52.61	41.60	5.79
		ILL3	53.46	0.16	1.80	0.90	5.77	0.12	20.51	16.71	0.26	0.00	99.74	60.46	31.64	7.90
		ILL3	53.81	0.16	1.90	1.00	4.37	0.10	17.95	20.69	0.25	0.00	100.27	54.81	37.71	7.48
		ILL3	53.33	0.14	2.14	0.98	4.38	0.14	18.32	20.49	0.30	0.03	100.39	55.71	38.46	5.83
		ILL3	53.62	0.17	2.00	1.05	4.22	0.08	17.57	21.08	0.25	0.00	100.10	54.35	38.31	7.33
		ILL3	53.59	0.17	2.13	0.97	5.51	0.11	19.74	17.61	0.20	0.00	100.10	59.23	31.63	9.14
		ILL3	53.62	0.11	1.69	0.84	6.01	0.15	21.08	16.06	0.23	0.00	99.86	60.66	31.48	7.86
		ILL3	53.30	0.14	1.84	1.00	4.72	0.15	17.95	20.74	0.30	0.00	100.22	53.50	40.22	6.27
		Lol114	52.71	0.20	3.05	1.08	4.53	0.14	16.33	22.40	0.46	0.00	100.94	52.52	41.91	5.57
		Lol114	52.34	0.17	2.99	1.12	4.44	0.14	16.52	21.89	0.37	0.01	100.08	53.31	40.58	6.11
		Lol114	52.28	0.23	2.94	1.10	4.28	0.09	16.37	22.76	0.39	0.02	100.47	51.75	43.96	4.28
		Lol114	52.78	0.25	2.85	1.11	4.78	0.04	17.14	20.93	0.42	0.00	100.39	54.61	38.25	7.13
		Lol114	52.59	0.24	2.89	1.04	5.21	0.16	17.47	20.25	0.37	0.03	100.29	55.22	37.55	7.23
		Lol114	52.88	0.40	2.54	0.84	4.76	0.11	17.30	21.10	0.37	0.00	100.38	54.08	39.13	6.78
		Lol114	52.82	0.16	2.80	1.10	4.40	0.14	16.38	22.60	0.28	0.00	100.73	52.11	41.28	6.61
		Lol114	52.68	0.20	2.79	1.05	4.33	0.12	16.56	22.35	0.39	0.00	100.52	52.57	41.92	5.51
		Lol114	51.99	0.22	3.42	1.19	4.26	0.18	17.12	21.43	0.44	0.00	100.29	53.35	42.82	3.82
		Lol114	52.26	0.31	2.51	0.83	4.27	0.07	16.74	21.81	0.42	0.00	99.25	52.87	41.87	5.25
		Lol114	51.56	0.15	2.94	1.10	4.38	0.16	17.96	20.68	0.36	0.00	99.36	54.92	42.61	2.47
		Lol114	51.79	0.18	3.07	1.06	4.20	0.14	17.85	21.24	0.36	0.00	99.95	54.46	43.40	2.14
		Lol113	53.05	0.18	2.79	1.08	4.42	0.08	16.66	22.37	0.25	0.04	100.99	52.58	40.47	6.95
		Lol113	52.51	0.24	2.77	0.97	4.53	0.06	16.87	20.85	0.42	0.00	99.34	54.09	38.31	7.59
		Lol113	51.69	0.44	2.98	0.86	4.85	0.09	17.26	20.86	0.38	0.00	99.45	54.00	40.95	5.05
		Lol113	50.77	0.21	3.59	1.00	5.06	0.08	18.50	19.62	0.33	0.00	99.21	55.88	42.10	2.01
		Lol113	52.07	0.16	2.81	0.98	4.53	0.12	17.79	21.06	0.24	0.03	99.85	54.08	41.80	4.12
		Lol113	51.14	0.20	3.65	1.14	4.51	0.11	17.74	20.81	0.28	0.06	99.73	55.12	42.22	2.66
		Lol113	52.29	0.15	2.90	0.95	4.79	0.15	17.76	19.98	0.34	0.02	99.35	56.15	37.42	6.43
		Lol113	50.98	0.17	3.63	1.11	4.44	0.12	17.87	20.62	0.29	0.00	99.29	54.41	43.27	2.32
		Lol113	51.97	0.15	3.36	1.22	4.36	0.14	16.33	22.34	0.36	0.00	100.29	52.83	42.25	4.92
		Lol113	52.33	0.23	3.10	1.00	4.62	0.14	17.02	21.14	0.46	0.00	100.08	54.56	39.89	5.56
		Lol113	52.67	0.33	2.99	1.01	4.97	0.13	17.12	21.23	0.31	0.01	100.77	52.36	40.83	6.80
		Lol113	51.45	0.17	3.41	1.14	4.27	0.09	17.07	21.78	0.36	0.03	99.78	52.50	44.80	2.70
		Lol113	51.69	0.16	3.32	1.17	4.30	0.12	16.99	21.91	0.26	0.02	100.02	53.40	42.73	3.87
		Lol113	52.88	0.22	2.80	1.02	4.36	0.16	16.55	22.37	0.27	0.02	100.71	52.52	40.67	6.81
		Lol113	50.79	0.14	3.79	1.13	4.61	0.10	18.23	20.23	0.23	0.03	99.33	55.00	42.95	2.05
		Lol113	52.05	0.19	3.02	1.03	4.54	0.11	16.86	21.61	0.26	0.00	99.75	51.76	42.45	5.79

3. Sampling and field observations

We carried out a selective sampling trying to retrieve all sample types from all localities: from the Mako village to Sofia prospect, located North-East of the Mako belt (Fig. 3a). Cross-sections were done on each outcrop in order to collect samples from all the available lithological types. Their GPS positions are available in Table 6.

In the Mako village, the ultramafic (UM) rocks occur as hectometric to plurikilometric slices tectonically emplaced within the basalts, gabbros and metasediments. The contact within the UM and their surrounding is without transitional or reactional zone and sometimes underlined by a mylonite zone metric in wide; mylonitic contact can be notably observed in the wells dig in the eastern and western near of the Mako slice. The UM are exotic bodies within the basic surrounding rocks. The major UM bodies are: i) the western Mako UM massif (slice 1, Fig. 3b) trending NW-SE constituted only of wehrlites (ILL18, ILL32, MKNT312, MKNT313); ii) the southeastern Mako UM massif trending NNE-SSW and constituted of a slice of lherzolite (ILL4) (slice 2, Fig. 3b) and a slice of wehlite (ILL3, 77) (slice 3, Fig. 3b); iii) the Lame UM massif (slice 4, Fig. 3b) trending EW, 4 km long, 500 m wide. The Lame massif is petrographically composite and consists of lherzolite (~75%

of the volume) (ILL10, ILL12, 53, ILL5, 125A, 128) that includes metric to decametric orthopyroxene-rich layers giving to the rock a harzburgitic composition (ILL51). Near the Koulountou village, 14 km Northeast of Mako, two UM slices consisting of wehlite (116) (slice 5, Fig. 3c) and lherzolite (ILL9, 107) (slice 6, Fig. 3c) occur, trending NNE-SSW (4 km long and 1.2 km wide). Finally, in the Sofia area, a lherzolite (132) crops out (2 km long and 700 m wide), trending NNE-SSW (slice 7, Fig. 3c).

4. Sample processing and analytical methods

16 samples from the Mako village area have been selected for the geochemical study according to petrographic criteria: 10 lherzolites, 1 harzburgite and 5 wehrlites. The mineral chemical analyses were carried out using a Cameca SX Five electronic microprobe (Raimond Castaing, University Toulouse III-Paul Sabatier). The analysis conditions were 15 kV for the acceleration voltage, for currents of 10 or 20 nA depending on the resistance of the minerals to the electron beam. The acquisition times are 10 s at the peak and 5 s at either side of the peak for the continuous background. The standards used for the measurement of concentrations are natural or synthetic minerals as well as

Table 3

Representative microprobe analyses of orthopyroxenes (En: Enstatite; Wo: Wollastonite; Fs: Ferrosilite).

Locality	Lithology	Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	En	Wo	Fs	
Mako	Lhz	IL9	55.20	0.20	1.36	0.37	11.13	0.23	29.09	2.04	0.03	0.00	99.89	80.59	2.10	17.30	
		IL9	55.10	0.25	1.60	0.45	11.41	0.25	29.04	2.21	0.08	0.01	100.48	79.96	3.22	16.82	
		IL9	55.09	0.22	1.64	0.45	11.20	0.27	28.81	2.11	0.07	0.00	100.04	80.52	1.91	17.56	
		IL10	55.10	0.27	1.49	0.35	12.24	0.22	28.27	2.03	0.03	0.01	100.09	79.05	1.75	19.20	
		IL12	54.86	0.40	1.45	0.24	13.42	0.29	27.70	1.73	0.06	0.03	100.26	77.44	1.50	21.06	
		IL12	54.71	0.44	1.21	0.18	13.54	0.34	27.79	1.61	0.04	0.00	99.92	77.24	1.66	21.12	
		IL12	54.99	0.40	1.11	0.17	13.17	0.31	27.98	1.76	0.04	0.02	100.03	77.58	1.94	20.48	
		IL12	54.73	0.36	1.13	0.16	13.17	0.27	27.98	1.68	0.08	0.03	99.62	77.56	2.13	20.31	
		IL12	54.80	0.39	1.17	0.17	13.05	0.30	28.02	1.71	0.02	0.01	99.70	77.91	1.73	20.35	
		IL12	54.96	0.43	1.20	0.15	13.69	0.24	27.92	1.55	0.01	0.01	100.24	77.36	1.36	21.28	
		IL12	55.15	0.45	1.21	0.16	13.29	0.27	27.85	1.56	0.04	0.01	100.13	78.11	0.98	20.91	
		IL12	55.15	0.33	1.23	0.20	12.82	0.28	28.18	1.91	0.04	0.01	100.22	77.99	2.11	19.90	
		IL12	54.78	0.36	1.31	0.20	12.97	0.25	27.46	1.85	0.07	0.05	99.36	77.86	1.51	20.62	
		IL12	55.41	0.33	1.17	0.19	12.87	0.30	27.98	1.82	0.01	0.00	100.09	78.46	1.29	20.25	
		IL12	55.19	0.34	1.18	0.19	13.36	0.35	28.02	1.83	0.03	0.03	100.56	77.26	2.06	20.67	
		IL12	54.97	0.32	1.20	0.19	13.04	0.26	27.94	1.81	0.08	0.03	99.94	77.62	2.06	20.32	
		IL12	55.32	0.37	1.23	0.19	13.14	0.27	27.98	1.85	0.03	0.02	100.49	77.81	1.68	20.51	
		IL12	55.19	0.34	1.21	0.20	13.10	0.27	28.13	1.85	0.04	0.01	100.41	77.67	2.04	20.29	
		IL12	54.93	0.34	1.17	0.20	13.07	0.27	27.92	1.76	0.02	0.01	99.76	77.90	1.64	20.46	
		IL12	55.08	0.35	1.22	0.20	13.21	0.28	28.06	1.83	0.03	0.00	100.37	77.53	1.98	20.49	
		IL12	54.82	0.35	1.20	0.21	13.13	0.28	27.87	1.85	0.04	0.00	99.84	77.49	2.02	20.49	
		IL12	54.79	0.34	1.15	0.18	13.00	0.28	28.15	1.89	0.01	0.00	99.90	77.55	2.53	19.91	
		IL12	55.11	0.31	1.24	0.21	12.92	0.27	28.21	1.89	0.04	0.01	100.26	77.83	2.18	19.99	
		IL12	55.20	0.34	1.20	0.22	12.96	0.29	27.89	1.70	0.03	0.02	99.85	78.41	1.15	20.44	
		IL12	54.91	0.32	1.23	0.20	12.83	0.26	27.89	1.93	0.04	0.04	99.74	77.86	2.05	20.10	
		IL12	55.00	0.32	1.28	0.22	13.10	0.28	27.97	1.93	0.02	0.01	100.22	77.57	2.05	20.38	
		IL12	55.16	0.32	1.24	0.22	12.72	0.26	28.16	1.85	0.03	0.00	100.03	78.42	1.71	19.87	
		IL12	54.69	0.38	1.43	0.21	12.98	0.23	27.93	1.81	0.05	0.02	99.80	77.92	1.76	20.31	
		IL12	55.01	0.36	1.14	0.21	13.01	0.30	28.02	1.78	0.02	0.01	99.92	77.95	1.74	20.31	
		IL12	54.70	0.30	1.08	0.20	12.96	0.30	27.66	1.99	0.00	0.01	99.24	77.50	2.13	20.37	
	136	55.54	0.29	2.14	0.65	9.48	0.18	30.39	2.10	0.06	0.01	100.93	84.01	1.51	14.48		
	136	55.49	0.26	2.03	0.66	9.31	0.22	29.98	2.31	0.00	0.01	100.42	84.04	1.32	14.64		
	136	56.07	0.23	1.65	0.42	9.17	0.24	30.62	2.10	0.00	0.00	100.61	84.29	1.54	14.17		
	136	55.64	0.31	2.13	0.61	9.40	0.21	30.58	2.17	0.03	0.00	101.20	83.96	1.96	14.08		
	136	55.16	0.30	1.93	0.58	9.41	0.21	30.30	2.29	0.01	0.02	100.35	83.31	2.83	13.85		
	Hzb	IL51	55.47	0.28	1.30	0.39	11.13	0.25	29.77	1.93	0.05	0.00	100.69	80.73	3.20	16.06	
		IL51	55.95	0.26	1.27	0.34	11.11	0.21	29.30	1.96	0.04	0.02	100.57	81.15	1.59	17.26	
		IL51	55.54	0.36	1.41	0.34	11.41	0.27	29.21	1.71	0.05	0.03	100.38	81.01	1.23	17.76	
		IL51	55.95	0.35	1.15	0.27	11.32	0.28	29.90	1.68	0.03	0.00	101.00	80.99	1.81	17.20	
		IL51	55.92	0.34	1.38	0.30	11.53	0.27	29.60	1.68	0.05	0.03	101.18	80.84	1.50	17.66	
		IL51	55.76	0.38	1.42	0.35	11.40	0.26	29.33	1.64	0.03	0.04	100.67	81.39	0.86	17.75	
		IL51	55.61	0.33	1.55	0.38	11.29	0.24	29.30	1.81	0.03	0.00	100.62	81.25	1.18	17.57	
		IL51	55.25	0.32	1.47	0.36	11.34	0.27	29.29	1.85	0.05	0.03	100.31	80.04	2.77	17.19	
		IL51	54.87	0.36	1.68	0.41	11.07	0.27	29.22	1.78	0.03	0.00	99.77	81.36	1.34	17.30	
		IL51	55.10	0.34	1.80	0.44	11.23	0.25	29.18	1.79	0.05	0.00	100.30	81.27	1.17	17.55	
		IL51	54.54	0.36	1.68	0.45	11.18	0.23	29.23	1.90	0.05	0.00	99.73	80.76	2.96	16.28	
		IL51	55.24	0.33	1.74	0.45	11.10	0.26	29.45	1.96	0.04	0.00	100.62	81.18	1.98	16.84	
		IL51	55.30	0.35	1.66	0.46	11.20	0.24	29.62	1.83	0.04	0.01	100.74	81.20	2.09	16.71	
		IL51	55.10	0.39	1.66	0.49	11.05	0.31	29.39	1.75	0.04	0.00	100.28	80.72	2.26	17.02	
		IL51	54.67	0.31	1.74	0.42	10.88	0.27	28.89	1.88	0.04	0.10	99.30	81.45	1.34	17.21	
		IL51	55.67	0.21	0.97	0.26	10.83	0.26	29.71	1.95	0.06	0.03	99.99	80.93	2.68	16.39	
		IL51	55.26	0.38	1.40	0.35	11.10	0.25	29.49	1.83	0.03	0.00	100.24	80.43	2.59	16.98	
		IL51	55.57	0.39	1.23	0.26	10.97	0.24	29.40	1.61	0.02	0.00	99.77	81.97	0.88	17.15	
		IL51	56.11	0.28	0.97	0.22	11.12	0.29	29.74	1.81	0.02	0.01	100.63	81.08	1.92	17.00	
Mako		Whr	ILL3	56.23	0.13	1.94	0.65	9.00	0.23	30.75	2.25	0.05	0.00	101.33	84.41	1.72	13.86
			ILL3	55.60	0.11	1.81	0.60	9.00	0.17	30.47	2.35	0.05	0.00	100.27	83.95	2.35	13.70
			ILL3	56.20	0.10	1.36	0.46	9.26	0.21	31.00	2.15	0.04	0.01	100.94	83.51	3.08	13.41
			ILL3	55.80	0.17	1.89	0.64	9.04	0.22	30.27	2.34	0.06	0.00	100.51	84.07	1.84	14.08
			ILL3	55.61	0.12	1.88	0.62	9.69	0.21	30.11	2.24	0.04	0.01	100.64	83.12	1.93	14.94
	ILL3		55.75	0.11	1.97	0.67	8.95	0.15	30.63	2.31	0.03	0.01	100.71	84.34	1.91	13.74	
	ILL3		55.62	0.15	1.79	0.65	8.89	0.12	30.24	2.31	0.02	0.01	99.92	84.47	1.60	13.93	
	ILL3		56.21	0.20	1.67	0.50	9.66	0.18	30.52	1.99	0.05	0.00	101.04	83.67	1.48	14.85	
	ILL3		55.90	0.13	1.83	0.55	9.26	0.10	30.63	2.14	0.04	0.02	100.80	83.98	1.85	14.17	
	ILL3		55.95	0.13	1.88	0.63	8.76	0.10	30.42	2.27	0.02	0.03	100.41	84.94	1.33	13.73	
	ILL3		55.68	0.13	2.18	0.62	9.21	0.16	30.53	2.31	0.06	0.00	100.97	84.02	2.26	13.72	
	ILL3		55.59	0.16	2.20	0.58	9.26	0.10	30.57	2.20	0.05	0.01	100.87	84.09	2.18	13.73	
	ILL3		55.35	0.16	1.67	0.52	9.60	0.20	30.23	2.00	0.03	0.01	99.84	83.41	1.96	14.63	
	ILL3		55.57	0.18	1.82	0.59	9.71	0.20	30.09	2.32	0.00	0.02	100.50	82.97	2.01	15.02	
	ILL3		55.42	0.18	1.54	0.51	9.55	0.20	30.19	2.12	0.05	0.00	99.87	83.15	2.41	14.44	
	ILL3		55.71	0.10	1.67	0.56	9.71	0.31	30.55	2.06	0.04	0.00	100.72	83.07	3.10	13.82	
	ILL3		55.34	0.12	1.88	0.67	8.96	0.19	30.48	2.22	0.05	0.04	100.09	84.22	2.43	13.35	
	ILL3		55.46	0.13	1.87	0.66	8.93	0.10	30.57	2.33	0.03	0.00	100.32	84.06	2.61	13.33	
	ILL3		55.93	0.14	1.93	0.66	8.85	0.19	30.51	2.30	0.03	0.00	100.65	84.70	1.52	13.78	
	ILL3		56.06	0.10	1.46	0.53	9.02	0.13	30.83	2.35	0.02	0.00	100.62	83.71	2.66	13.63	

Table 3 (continued)

Locality	Lithology	Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	En	Wo	Fs
		ILL3	55.89	0.11	1.92	0.62	8.80	0.18	30.49	2.23	0.04	0.03	100.40	84.80	1.47	13.73
		ILL3	55.88	0.14	1.94	0.61	9.31	0.23	30.48	2.24	0.07	0.00	100.95	83.86	1.99	14.15

pure metals.

Samples dispatched for geochemical analysis were crushed and powdered in an agate mortar, and dissolved in the GET Clean Lab according to the protocol described by Yokoyama et al. (1999), modified by Rospabé et al. (2018), prior to the geochemical (traces, isotopes) analysis. On the other hand, major element concentrations have been obtained by X-ray fluorescence spectrometry (XRF) at Analytical Facility Centers: Stellenbosch University (South Africa) and ALS (Spain). The trace element concentrations and Sr/Nd isotopic measurements were performed at the Geosciences Environnement Toulouse (GET) laboratory (Observatoire Midi-Pyrénées (OMP), University Toulouse III Paul Sabatier (France)). Sample trace element concentrations were determined using an ELEMENT XR (Thermo Scientific) High Resolution Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (HR-ICP-MS). Analytical geostandards and blanks were inserted within the sample sequence, and the concentrations calculated according to the protocol described in Rospabé et al. (2018).

Mineral trace elements analyses were conducted with a Thermo Scientific HR-ICPMS Element XR machine coupled to a New Wave Research NWR213 Nd YAG 213 nm laser ablation unit. The counting time for one analysis was typically 210 s (60 s on gas blank to establish background then 120 s for data collection followed by 30 s washout). The diameter of the laser beam was around 40–50 µm, the frequency 7 Hz, and 4–5 J/cm² of laser fluency. A maximum of 10 unknowns were bracketed by the measurement of two external standards: as primary one the NIST SRM 610 and as secondary the NIST SRM 612. The

secondary standard was analyzed as unknown allowing the checking process of the precision and accuracy of the analysis during the session. The relative precision and accuracy for a laser analysis ranges from 1 to 10% for most of the elements, but for Nb and Ta they are close to 15%. Theoretical detection limits for each element are in the range of 10–60 ppb except for Sc and V (100 ppb), Ti (2 ppm), and Ni and Cr (0.7 ppm). The data reduction was carried out with the Glitter software (Griffin, 2008).

Rb/Sr and Sm/Nd isotopic measurements were conducted on a MAT261 and Triton + TIMS (OMP-GET, Toulouse). Before being measured, Sr and Nd have been purified in a clean lab following the protocol described by Pin et al. (1994), and clean elemental fractions of Sr and Nd were loaded respectively on W with Ta coating and Re filaments. Isotopic standards NBS 987 for Sr and La Jolla for Nd give 0.710274 ± 4 and 0.511842 ± 2 respectively. Typical procedure blanks are 150 ng for Sr and 24 ng for Nd.

5. Petrography and mineralogy

The Representative microprobe analyses of minerals are given in Tables 1–5.

Lherzolites (Fig. 4a and b) present a heteradcumulate texture with associated cumulate minerals (chromite ~ 3%, olivine ~ 50%) and intercumulus clinopyroxene (35–40%), orthopyroxene (~10%), amphibole (2%) and phlogopite (1%). Olivine (Fo₇₈₋₈₅) crystals with rounded to sub-rounded shape of variable size (0.03–0.9 mm) are often included

Table 4

Representative microprobe analyses of amphiboles.

Locality	Lithology	Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	XMg
Mako	Lhz	IL9	41.94	1.70	14.75	0.04	8.58	0.07	14.77	11.92	2.98	0.13	96.98	6.06	0.84
		136	43.36	4.26	10.07	1.35	6.52	0.11	15.89	11.80	2.85	0.73	97.51	6.35	0.81
		136	44.11	4.23	9.57	1.30	6.24	0.13	17.35	11.30	2.12	0.50	96.96	6.32	0.94
		136	44.31	4.34	9.44	1.23	6.15	0.07	17.13	11.76	2.46	0.47	97.54	6.37	0.87
		IL51	45.62	4.58	7.97	0.74	7.20	0.14	17.27	10.71	2.68	0.48	97.52	6.52	0.90
		IL51	46.46	1.38	8.84	1.06	6.79	0.13	17.46	12.19	2.06	0.30	96.85	6.67	0.89
	Hzb	116	44.43	3.57	9.43	0.28	7.03	0.11	17.05	11.17	2.78	0.55	96.75	6.43	0.89
		116	44.47	3.65	9.90	0.43	7.30	0.04	16.44	11.62	3.05	0.58	97.55	6.43	0.81
		116	43.97	3.46	10.04	0.43	7.67	0.12	16.41	11.43	2.93	0.54	97.40	6.37	0.84
		116	44.11	4.01	9.76	0.40	7.63	0.14	16.32	11.22	2.81	0.51	97.05	6.39	0.84
		116	44.66	3.99	9.79	0.28	7.79	0.05	16.72	11.22	3.08	0.60	98.26	6.39	0.85
		116	44.35	3.84	9.95	0.32	7.68	0.07	16.53	11.27	3.04	0.58	97.81	6.38	0.84
	Whr	ILL3	45.39	3.10	9.36	0.14	7.28	0.09	17.13	11.19	2.93	0.52	97.40	6.52	0.87
		ILL3	44.26	3.54	10.20	0.77	7.39	0.07	16.54	11.34	2.98	0.64	97.99	6.36	0.85
		ILL3	44.94	4.02	9.81	0.58	7.13	0.00	16.80	11.03	2.95	0.54	98.36	6.42	0.86
Loraboué	Whr	Lo113	45.25	1.54	10.17	1.21	6.73	0.10	17.19	11.44	2.62	0.72	97.30	6.49	0.91
		Lo113	44.71	0.87	10.19	1.55	6.72	0.09	17.31	11.59	2.49	0.72	96.41	6.45	0.94
		Lo113	44.53	2.25	10.25	1.12	6.69	0.03	16.62	11.71	2.90	0.52	96.70	6.46	0.84
		Lo113	43.86	3.13	10.42	1.24	6.89	0.08	16.19	11.56	2.65	0.57	96.63	6.37	0.84
		Lo113	44.49	1.55	10.54	1.22	7.11	0.05	16.84	11.68	2.63	0.67	96.84	6.42	0.89
		Lo113	43.66	3.47	10.48	0.80	6.85	0.15	16.07	11.71	3.09	0.81	97.39	6.37	0.81
		Lo113	44.15	3.02	10.44	0.95	7.00	0.14	16.29	11.49	2.85	0.55	97.03	6.40	0.84
		Lo113	44.14	3.07	10.20	0.70	6.97	0.05	16.48	11.11	2.93	0.45	96.14	6.41	0.87
		Lo113	44.49	2.75	10.72	1.17	7.01	0.06	17.00	11.47	2.73	0.52	98.14	6.33	0.91
		Lo113	44.00	2.70	10.38	1.14	6.61	0.13	16.64	11.68	2.81	0.48	96.74	6.38	0.86
		Lo113	44.07	3.19	10.35	0.94	7.12	0.08	16.61	11.50	2.85	0.57	97.29	6.35	0.86
		Lo113	44.63	1.77	10.43	1.52	6.85	0.13	16.68	11.52	2.55	0.68	96.98	6.43	0.89

Table 5
Representative microprobe analyses of oxides.

Mineralogy	Lithology	Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	V ₂ O ₃	Total	XMg	XCr
Ferriiferous chromites	Lhz	136	0.01	0.77	12.24	46.05	33.17	0.00	4.65	0.17	0.00	0.01	0.17		97.25	0.25	0.63
		136	0.01	0.80	11.26	44.96	36.34	0.00	4.10	0.11	0.01	0.03	0.16		97.79	0.22	0.61
	Hzb Whr	IL51	0.07	0.96	10.94	43.95	36.15	0.52	4.41	0.01	0.00	0.01	0.14	0.28	97.72	0.25	0.59
		MNKT312	0.03	0.62	13.84	41.47	36.37	0.55	4.50	0.03	0.00	0.01	0.20	0.39	98.01	0.25	0.55
		MNKT312	0.07	0.57	13.42	40.88	38.20	0.66	3.35	0.01	0.03	0.02	0.24	0.39	97.84	0.18	0.55
		MNKT313	0.05	0.75	13.61	43.58	32.89	0.48	6.39	0.00	0.00	0.00	0.26	0.31	98.33	0.34	0.57
		MNKT313	0.04	0.77	14.60	48.72	24.95	0.31	10.48	0.05	0.00	0.01	0.18	0.21	100.34	0.53	0.61
		MNKT313	0.00	0.76	14.61	48.48	24.60	0.25	10.67	0.01	0.00	0.00	0.21	0.26	99.85	0.54	0.61
		MNKT313	0.03	3.39	10.06	41.33	37.30	0.51	6.12	0.02	0.00	0.00	0.34	0.33	99.45	0.39	0.53
		IL18	0.07	1.29	13.05	40.69	34.52	0.46	6.54	0.05	0.00	0.05	0.26	0.43	97.40	0.37	0.53
		IL18	0.02	1.31	12.85	40.72	34.60	0.38	6.74	0.07	0.01	0.00	0.28	0.38	97.37	0.38	0.53
		IL18	0.02	2.79	12.32	39.34	34.68	0.34	8.92	0.02	0.02	0.02	0.29	0.33	99.11	0.46	0.53
		IL18	0.02	2.88	12.07	38.50	36.02	0.35	8.41	0.00	0.00	0.01	0.32	0.34	98.93	0.46	0.54
		116	0.07	0.80	16.73	41.84	29.62	0.00	9.03	0.11	0.00	0.04	0.21		98.45	0.49	0.62
		116	0.05	0.81	16.83	41.82	29.16	0.00	9.09	0.16	0.03	0.03	0.18		98.17	0.37	0.53
		ILL3	0.03	0.59	12.59	47.73	27.37	0.00	9.57	0.06	0.00	0.00	0.18		98.13	0.52	0.49
		ILL3	0.06	0.66	16.11	40.16	32.95	0.00	7.12	0.02	0.01	0.00	0.15		97.25	0.50	0.48
Chromiferous magnetite	Lhz	IL10	0.04	2.00	11.18	29.80	48.84	0.34	4.15	0.04	0.00	0.00	0.28	0.78	97.46	0.26	0.39
		IL10	0.02	1.95	11.04	29.71	48.70	0.29	4.25	0.13	0.00	0.00	0.17	0.67	96.94	0.26	0.39
		IL10	0.06	3.02	8.40	28.84	53.71	0.49	2.04	0.00	0.00	0.00	0.21	0.69	97.46	0.14	0.38
		IL10	0.00	3.26	7.48	26.04	55.97	0.55	1.78	0.05	0.00	0.00	0.15	0.73	96.02	0.13	0.35
		IL10	0.03	3.30	7.56	26.40	55.38	0.37	2.27	0.05	0.01	0.00	0.22	0.73	96.32	0.16	0.35
		IL10	0.01	7.60	3.81	16.49	64.74	1.91	1.27	0.00	0.00	0.00	0.21	0.81	96.86	0.14	0.21
		IL10	0.03	7.67	3.79	16.45	65.78	0.99	1.63	0.00	0.00	0.00	0.27	0.77	97.39	0.17	0.21
		IL10	0.03	7.42	3.69	16.13	66.90	0.63	1.29	0.00	0.00	0.01	0.28	0.73	97.10	0.13	0.21
		IL12	0.01	8.82	4.24	10.61	68.73	0.93	0.52	0.02	0.04	0.00	0.22		94.15	0.06	0.14
		IL12	0.03	9.13	4.69	10.77	67.63	0.34	1.54	0.02	0.00	0.00	0.27		94.45	0.18	0.14
		IL12	0.03	7.82	4.08	14.08	66.21	0.26	1.42	0.02	0.03	0.00	0.21		94.16	0.14	0.19
		IL12	0.03	8.20	3.36	11.23	69.33	0.34	1.25	0.00	0.05	0.01	0.20		94.01	0.13	0.15
		IL12	0.05	8.18	8.05	17.81	57.64	0.00	3.12	0.04	0.01	0.01	0.23		95.13	0.30	0.23
		136	0.01	2.92	8.29	32.17	50.05	0.06	2.20	0.00	0.02	0.01	0.28		96.02	0.14	0.44
		136	0.03	1.63	9.48	31.14	50.35	0.18	1.70	0.10	0.01	0.06	0.20		94.89	0.10	0.44
	Hzb	IL51	0.04	2.58	11.01	27.88	49.86	0.45	3.94	0.02	0.04	0.01	0.26	0.53	96.84	0.25	0.37
		IL51	0.05	5.11	7.92	27.36	48.05	0.65	3.74	0.12	0.00	0.03	0.24	0.57	94.00	0.31	0.36
		IL51	0.04	2.58	11.01	27.88	49.86	0.45	3.94	0.02	0.04	0.01	0.26	0.53	96.84	0.25	0.37
		IL51	0.01	1.96	14.01	26.76	46.81	0.42	4.41	0.05	0.04	0.02	0.28	0.49	95.49	0.27	0.36
	Whr	MNKT313	0.03	4.05	9.95	37.61	43.21	0.60	3.33	0.00	0.00	0.00	0.32	0.37	99.47	0.23	0.48
		IL18	0.00	3.16	11.84	37.41	37.99	0.52	6.85	0.04	0.00	0.00	0.42	0.45	98.68	0.43	0.47
		IL18	0.01	3.24	11.59	37.77	37.77	0.38	7.06	0.04	0.00	0.02	0.34	0.38	98.61	0.44	0.48
		IL18	0.01	4.55	5.90	28.95	46.28	7.39	2.13	0.00	0.02	0.01	0.33	0.59	96.17	0.17	0.39
		116	0.01	0.99	13.71	33.77	44.55	0.00	2.76	0.04	0.02	0.01	0.18		96.05	0.15	0.46
		116	0.10	0.86	14.00	38.67	39.25	0.00	3.57	0.16	0.02	0.00	0.22		96.84	0.20	0.52
		116	0.00	1.33	10.86	28.00	51.70	0.00	3.79	0.03	0.00	0.00	0.31		96.02	0.21	0.38
Magnetite	Lhz Whr	IL10	0.85	0.57	0.57	0.79	89.83	0.14	1.20	0.01	0.00	0.03	0.07	0.08	94.13	0.07	0.01
		ILL3	0.11	0.00	0.00	0.02	92.29	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	0.16		92.72	0.00	0.00
		ILL3	0.55	0.03	0.00	0.01	91.12	0.00	0.38	0.00	0.00	0.00	0.08		92.17	0.02	0.00
		ILL3	0.81	0.08	0.06	0.12	90.07	0.01	0.55	0.36	0.00	0.00	0.09		92.14	0.03	0.00

in clinopyroxene and orthopyroxene. Olivines are altered in serpentine and magnetite, which occupy the peripheries and cracks of the crystals. Clinopyroxene (1.1–1.2 mm) is of augite type (Wo₃₄₋₄₂, En₄₈₋₅₇, Fs₅₋₁₀; X_{Mg} = 0.9–0.8) and orthopyroxene has enstatite composition (Wo₁₋₅, En₇₈₋₈₄, Fs₁₄₋₁₉; X_{Mg} = 0.9–0.8) following Morimoto et al. (1988) (Fig. 5a). Clinopyroxene and orthopyroxene form euhedral to anhedral poikilitic crystals. Large orthopyroxenes (1.9–3 mm) may include crystals of olivine and clinopyroxene. The brown amphiboles (0.2–0.3 mm) are of pargasite type (Si = 6.4–6.1 p.f.u.; X_{Mg} = 0.9–0.8) with rare tschermakite composition (Si = 6.3 p.f.u.; X_{Mg} = 0.9) following the Leake et al. (2003) classification (Fig. 5b). They are found at interstitial position, between the grains of pyroxenes and sometimes around olivine crystals. Phlogopite (X_{Mg} = 0.8) is also interstitial and appears as small lamellae (0.06–0.1 mm). In the south of the Lamé massif (slice 4, Fig. 3b), lherzolites (IL12, 55) have a porphyritic

texture (Fig. 4c and d), characterized by an increase of the orthopyroxene crystal mode and size (0.5–1 cm). This facies is composed of olivine (less magnesian, Fo₇₅₋₇₇) and orthopyroxene of more ferriiferous enstatite composition (Wo₁₋₄, En₇₇₋₇₈, Fs₁₉₋₂₁; X_{Mg} = 0.8) Table 7. Harzburgites (IL51) (Fig. 4e) have a heteradcumulate texture. Their mineralogy consists of chromite (4%) plus olivine (53%) in cumulus position and intercumulus orthopyroxene (41%) plus amphibole (2%). Euhedral to subhedral olivines (Fo₇₉₋₈₁) are of variable size (0.3–0.5 mm) encompassed by the poikilitic orthopyroxenes. Orthopyroxenes with enstatite composition (Wo₁₋₃, En₈₀₋₈₂, Fs₁₆₋₁₈; X_{Mg} = 0.8) form poikilitic xenomorphic crystals (1.3–2 mm). The amphiboles (0.2–1 mm) are of edenite type (Si = 6.7 p.f.u.; X_{Mg} = 0.89) and of magnesio-hornblende type (Si = 7.2–6.5 p.f.u.; X_{Mg} = 0.9). They are interstitial between the poikilitic crystals, including partially altered euhedral olivine crystals.

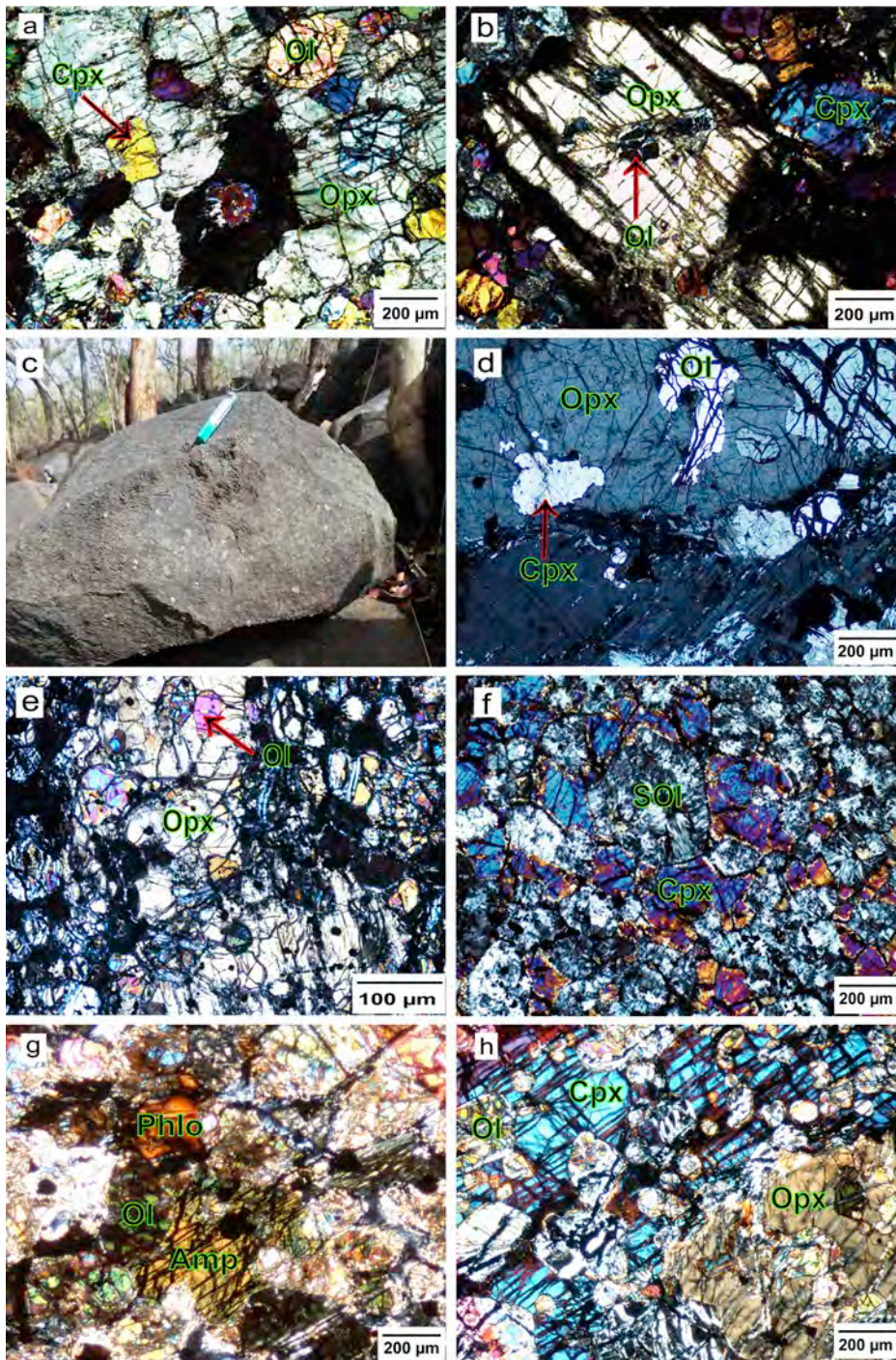


Fig. 4. Photomicrographs: (a and b) granular (IL9, IL10) and (c and d) porphyritic lherzolites (IL12) showing poikilitic orthopyroxene phenocrysts including small crystals of olivine and clinopyroxene; (e) harzburgite (IL51) showing olivine crystals encompassed by the poikilitic orthopyroxene and amphibole crystals; (f) wehrlite (IL32) showing intercumulus clinopyroxene and cumulus olivine completely altered in serpentine and Fe-oxides; (g) wehrlite (116) showing amphiboles and phlogopites interstitial between olivines and clinopyroxenes and (h) wehrlite (ILL3) showing poikilitic crystals of clinopyroxene and orthopyroxene including crystals of olivine partially or totally altered. Ol = olivine; Cpx = clinopyroxene; Opx = orthopyroxene; SOl = Serpentinized Olivine.

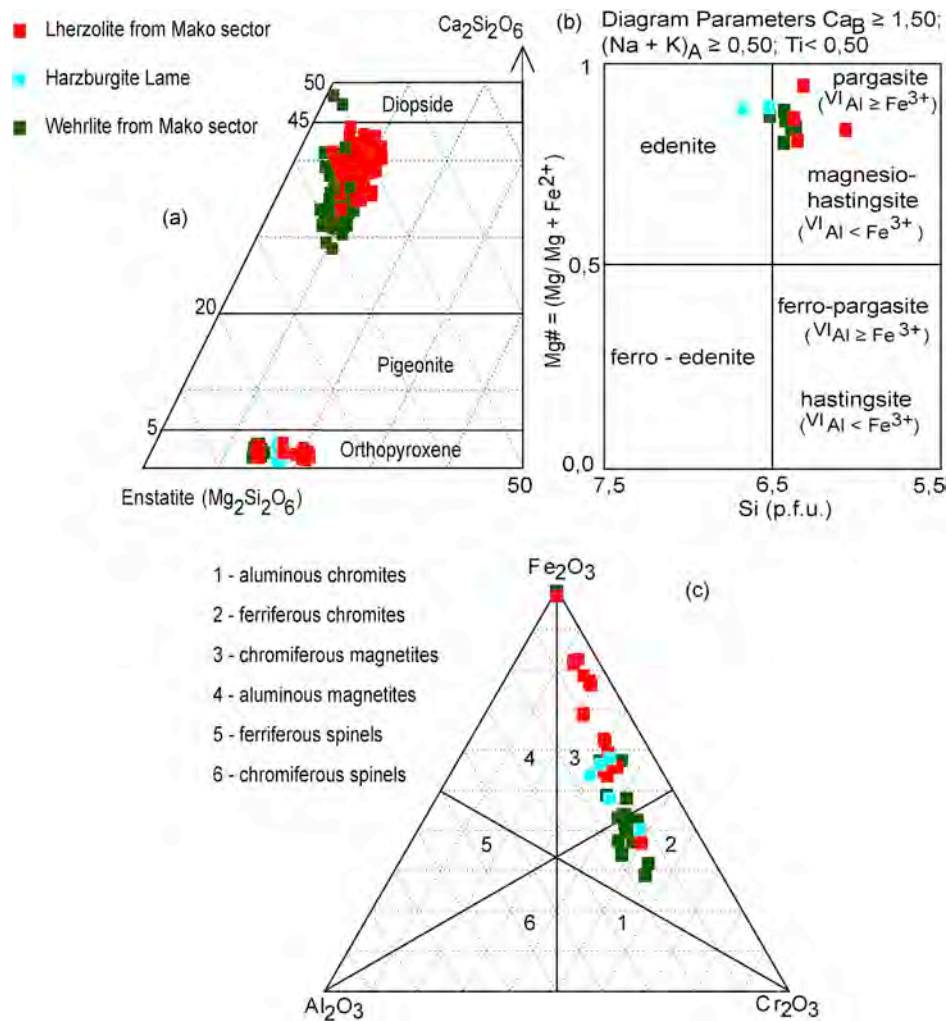


Fig. 5. Compositional variation of (a) pyroxene (Morimoto et al., 1988); (b) primary amphibole (Leake et al., 2003) and (c) oxides from the UM rocks in the Mako sector.

Wehrlites (Fig. 4f) present a heteradcumulate texture with chromite (3–4.5%), olivine (64–73%), clinopyroxene (22.5–26%), amphibole (3%) and phlogopite (1%). Cumulus olivine crystals (Fo_{85-82}) are euhedral to subhedral (0.03–1.3 mm), and display a rounded or prismatic shape. They are altered in serpentine and magnetite. Clinopyroxene is of augite composition (Wo_{31-41} , En_{53-59} , Fs_{6-11} ; $X_{\text{Mg}} = 0.9$) with some rare intercumulus diopside (Wo_{47-48} , En_{50-51} , Fs_{1-3} ; $X_{\text{Mg}} = 1$). Amphiboles (0.2–0.7 mm) are of pargasitic composition ($\text{Si} = 6.4$ p.f.u.; $X_{\text{Mg}} = 0.8$), interstitial between clinopyroxenes (Fig. 4g). Rare, small, interstitial lamellae of phlogopite (1%) ($X_{\text{Mg}} = 0.9$ –0.8) are found and typically the cleavages are underlined by opaque minerals (Fig. 4g). Some wehrlites cropping out north-west of Lamé (ILL3, 77) (Fig. 4h) are distinguished by the occurrence of more magnesian olivine (Fo_{86-85}), enstatitic orthopyroxene (3–4%, Wo_{1-3} , En_{83-85} , Fs_{13-15} ; $X_{\text{Mg}} = 0.9$) and pargasitic, interstitial amphibole (2.5–4%, $\text{Si} = 6.4$ –6.3 p.f.u.; $X_{\text{Mg}} = 0.8$), and sometimes rare edenite ($\text{Si} = 6.5$ p.f.u.; $X_{\text{Mg}} = 0.8$).

Lherzolites, harzburgites and wehrlites display the same primary and secondary oxide minerals, but in different proportions (1–5%). Three types may be identified (Fig. 5c): i) small, euhedral crystals of chromite ($X_{\text{Mg}} (\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Ni} + \text{Mn})) = 0.5$ –0.2; $X_{\text{Cr}} (\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})) = 0.6$ –0.5) of 0.001–0.004 mm in size are found as inclusions in olivine and pyroxene crystals, consistent with their early crystallization; ii) subhedral Cr-magnetite ($X_{\text{Mg}} = 0.4$ –0.1; $X_{\text{Cr}} = 0.5$ –0.1) as large crystals (0.02–0.05 mm) isolated or enclosed in pyroxene, amphibole, phlogopite and in interstitial position. Given their textural position and their Cr-magnetite composition (Kimball,

1990; Béziat et al., 2000), the Cr-magnetite may come from ancient chromite crystals; iii) anhedral magnetite crystals ($X_{\text{Mg}} = 0.1$ –0; $X_{\text{Cr}} = 0$) as tiny crystals (0.001–0.002 mm), often associated with serpentine and chlorite, filling veinlets, olivine cracks and pyroxene, amphibole and phlogopite cleavages, are common serpentinization by-products.

6. Petrological and geochemical data

LILEs (Large Ion Lithophile Elements) (Rb, Cs, Ba, Sr) are very sensitive to secondary processes like low-grade metamorphism or water-rock interactions, while HFSE (High Field Strength Elements) are little affected (Pearce and Cann, 1973; Winchester and Floyd, 1976; Condie et al., 1977; Wood et al., 1979). Therefore, only samples with LOI under 10% will be discussed in this section, keeping in mind that our samples are serpentinized UM rocks. In the following sections, their geochemical characteristics (Tables 6 and 7) will be systematically discussed in the frame of their petrological compositions.

6.1. Major and minor elements

Lherzolites have typical SiO_2 contents between 38.7% and 44.6%, which correlate negatively with MgO and FeO (Fig. 6). They present the lowest MgO and FeO(t) contents of our sample set, as low as 13.3% and 10.6% respectively. Their FeO(t) are similar to that of wehrlites. Their SiO_2 contents display a weak correlation with TiO_2 (and Al_2O_3), despite

Table 6
Whole rock major and trace element concentrations.

Lithology	Lhz	Hzb										Whr									
Sample	IL9	IL10	IL12	ILL4	ILL5	53	107	126A	128	136	IL51	IL18	IL32	ILL3	77	116					
Lat. (N)	12°54'16"	12°49'59"	12°49'56"	12°50'40"	12°49'59"	12°50'02"	12°54'00"	12°50'00"	12°49'55"	12°58'24"	12°50'03"	12°50'47"	12°50'52"	12°50'34"	12°50'38"	12°54'02"					
Long. (W)	12°14'41"	12°19'35"	12°19'25"	12°20'38"	12°19'08"	12°19'01"	12°14'52"	12°19'01"	12°19'27"	12°08'51"	12°19'48"	12°21'24"	12°21'36"	12°20'27"	12°20'19"	12°15'24"					
SiO ₂	44.64	44.09	45.26	40.4	44.1	45.86	38.72	43.84	40.81	38.93	38.84	38.34	38.55	38.5	41.53	39.49					
TiO ₂	0.29	0.36	0.34	0.28	0.35	0.38	0.2	0.39	0.36	0.33	0.3	0.2	0.17	0.27	0.39	0.3					
Al ₂ O ₃	2.69	3.03	4.94	3.77	3.85	4.75	1.59	3.21	4.2	3.18	3.48	2.92	2.45	3.94	5.59	3.57					
Fe ₂ O ₃	12.47	12.87	12.87	13.8	11.95	11.75	14.45	13.05	14.41	12.66	15.42	12.35	11.72	12.2	12.22	13.78					
MnO	0.19	0.19	0.2	0.19	0.2	0.19	0.21	0.2	0.21	0.18	0.22	0.17	0.16	0.17	0.18	0.19					
MgO	26.57	24.29	22.93	5.28	10.75	20.65	33.06	25.03	28.14	33.37	30.67	33.72	34.97	3.87	26.66	32.79					
CaO	9.98	9.88	10.15	27.9	23.2	12.23	4.76	9.43	5.68	3.7	3.63	2.56	1.91	31.2	5.53	3.6					
Cr ₂ O ₃	0.53	0.38	0.39	0.05	0.12	0.07	0.59	0.38	0.5	0.78	0.57	0.55	0.57	0.43	0.53	0.53					
K ₂ O	0.03	0.03	0.06	0.11	0.3	0.39	0.00	0.25	0.31	0.02	0.04	0.04	0.02	0.19	0.27	0.08					
Na ₂ O	0.12	0.11	0.34	0.11	0.3	0.39	0.00	0.25	0.31	0.02	0.21	0.00	0.00	0.13	0.14	0.11					
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02					
LOI	3.03	5.23	2.71	7.57	3.82	2.34	6.29	3.93	5.39	6.59	7.06	9.49	10.38	7.16	6.91	5.50					
Total	100.56	100.36	100.21	99.97	99.06	99.02	99.90	99.77	100.10	99.81	100.46	100.36	100.91	98.18	99.88	99.96					
Ni	1081	912	888	1633	901	724	1694	1120	1488	2155	1651	2349	2274	2349	1670	1859					
Cr	3090	2564	2519	3673	2859	2320	3685	2326	2945	4934	3435	2721	2269	3880	2534	3003					
Li	4.66	3.58	7.54	3.96	8.6	8.60	3.24	3.24	2.18	1.20	1.98	2.18	1.59	5.08	19.30	3.93					
Cs	0.32	0.83	0.11	1.394	0.929	0.40	0.05	0.30	0.20	1.95	0.29	0.45	0.28	1.58	3.77	1.60					
Rb	0.94	1.50	1.63	1.8	1.82	1.44	0.64	1.17	1.27	1.99	0.55	1.98	1.22	5.23	12.14	3.29					
Ba	4.15	4.62	9.38	18.3	5.2	10.90	3.56	8.60	8.76	5.69	5.12	8.34	3.43	16.2	24.84	12.53					
Th	0.06	0.08	0.04	0.04	0.024	0.06	0.04	0.11	0.10	0.07	0.06	0.10	0.08	0.15	0.20	0.15					
U	0.01	0.03	0.02	0.02	0.07	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.05	0.04					
Nb	0.71	0.82	0.45	0.69	0.67	0.13	0.31	0.70	0.54	0.62	0.66	0.74	0.48	1.15	0.96	0.94					
La	0.68	0.94	0.73	0.73	0.8	0.75	0.31	1.17	1.09	0.75	0.90	0.98	0.69	1.4	1.87	1.22					
Ce	0.23	2.70	2.16	2.00	2.3	2.29	0.96	3.52	3.21	2.26	2.35	2.51	1.75	3.4	5.01	3.31					
Pb	0.18	0.41	0.31	0.3	0.13	0.18	0.11	0.70	0.64	0.79	0.14	0.16	0.67	0.28	0.57	0.41					
Pr	0.34	0.42	0.36	0.31	0.38	0.38	0.15	0.55	0.49	0.34	0.36	0.36	0.25	0.48	0.69	0.46					
Sr	16.60	14.73	47.94	19.3	32.01	34.93	9.47	28.65	34.85	18.39	20.49	12.26	6.31	35.29	48.40	25.73					
Nd	1.80	2.29	1.99	1.65	2.12	2.08	0.88	2.98	2.47	1.80	1.83	1.71	1.21	2.31	3.34	2.22					
Zr	10.73	16.79	12.27	11.59	13.02	9.57	5.92	23.06	16.85	17.39	13.77	13.00	9.73	19.27	24.13	15.48					
Sm	0.64	0.79	0.71	0.57	0.77	0.77	0.30	1.05	0.85	0.62	0.61	0.50	0.37	0.66	1.01	0.67					
Eu	0.22	0.29	0.30	0.22	0.3	0.31	0.12	0.38	0.30	0.23	0.26	0.18	0.15	0.25	0.38	0.26					
Gd	0.90	1.11	1.05	0.8	1.12	0.95	0.36	1.29	1.01	0.73	0.80	0.63	0.49	0.89	1.18	0.81					
Ti	1502	1888	1836	1498	1978	2035	1137	2652	2252	1867	1517	994	813	1558	2685	1747					
Dy	1.00	1.24	1.18	0.89	1.23	1.31	0.52	1.59	1.26	0.88	0.90	0.70	0.55	0.99	1.43	0.92					
Ho	0.21	0.26	0.25	0.19	0.26	0.28	0.11	0.34	0.26	0.18	0.19	0.15	0.12	0.21	0.30	0.19					
Er	0.57	0.73	0.68	0.53	0.7	0.75	0.93	0.93	0.75	0.49	0.54	0.41	0.33	0.56	0.83	0.56					
Y	5.34	6.74	6.28	4.81	6.09	7.04	2.92	9.57	7.28	4.89	4.94	3.82	3.22	5.76	8.96	5.34					
Yb	0.50	0.64	0.61	0.49	0.58	0.66	0.27	0.80	0.66	0.45	0.47	0.37	0.32	0.54	0.74	0.51					
Lu	0.07	0.09	0.09	0.07	0.09	0.09	0.04	0.11	0.09	0.07	0.07	0.05	0.05	0.08	0.10	0.07					
Sn	0.15	0.32	0.22	0.35	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00	1.98	0.17	0.40	0.12	0.63	0.01	0.00					
Sb	0.05	0.02	0.01	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.24	0.16	0.06	0.00	0.00					
Tb	0.15	0.19	0.18	0.14	0.19	0.08	0.08	0.24	0.18	0.13	0.27	0.73	0.08	1.16	0.22	0.14					
W	0.33	20.64	19.02	0.96	1.07	0.82	0.53	0.41	0.39	0.54	0.27	0.05	6.68	1.88	0.35	0.56					
Ta	0.06	0.06	0.04	0.04	0.04	0.01	0.02	0.04	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04	0.07	0.04	0.06					
Mo	5.86	20.07	10.10	21.17	14.95	4.71	2.35	9.25	4.44	8.33	1.74	42.41	2.68	55.39	2.77	7.23					
Hf	0.35	0.52	0.41	0.35	0.42	0.46	0.23	0.81	0.66	0.66	0.42	0.38	0.29	0.54	0.83	0.56					
ΣREE	69.88	88.69	80.65	65.12	84.32	84.91	34.74	113.18	93.21	66.18	70.04	59.98	45.53	83.30	118.98	79.24					
(La/Yb) _{ch}	1.28	1.40	1.13	1.40	1.30	1.07	1.05	1.38	1.56	1.57	1.79	2.47	2.04	2.44	2.38	2.26					

(continued on next page)

Table 6 (continued)

Lithology	Lhz	Hrb										Whr				
Sample	IL9	IL10	IL12	ILL4	ILL5	53	107	126A	128	136	IL51	IL18	IL32	ILL3	77	116
(La/Sm)ch	0.75	0.85	0.73	0.91	0.74	0.70	0.72	0.80	0.91	0.87	1.05	1.39	1.34	1.52	1.33	1.30
(Gd/Yb)ch	1.73	1.66	1.64	1.56	1.84	1.37	1.26	1.54	1.46	1.53	1.61	1.61	1.45	1.57	1.52	1.51
(La/Nd)ch	0.82	0.89	0.80	0.96	0.82	0.79	0.76	0.86	0.96	0.91	1.07	1.24	1.24	1.32	1.22	1.20
(Sm/Gd)ch	0.98	0.98	0.94	0.98	0.95	1.11	1.15	1.12	1.17	1.18	1.05	1.10	1.05	1.02	1.18	1.14
(Dy/Lu)ch	1.72	1.62	1.63	1.51	1.62	1.67	1.49	1.70	1.64	1.56	1.49	1.57	1.40	1.47	1.70	1.50
Eu/Eu*	0.80	0.85	0.94	0.88	0.87	0.97	1.02	0.88	0.88	0.93	1.00	0.87	0.94	0.88	0.94	0.95

having the highest TiO_2 content of all reported Birimian UM lithologies. Na_2O , K_2O , P_2O_5 and MnO do not show any correlations with SiO_2 , whereas CaO does. It is worth noting that some lherzolites display high CaO (up to 10%). The only sampled harzburgite has a composition which falls globally within the reported WAC Birimian lithologies, having $\text{SiO}_2 = 38.8\%$ and $\text{MgO} = 30.7\%$. However, this sample displays the highest FeO(t) content ($\text{FeO(t)} = 15.4\%$) of our sample set, similar to those reported for Bouroum Yalogo lherzolites (Ouédraogo, 1985). TiO_2 (0.3%) and Al_2O_3 (3.48%) are within what is expected for this lithology. The wehrlites present a relatively large range of SiO_2 , between 38.3% and 41.5% and high MgO contents, up to 35%, associated with low FeO(t) (as low as 10.6%). In the Harker diagrams (Fig. 6), they do not fall systematically within the field of the reported wehrlites from the literature, sharing some major element characteristics with Mako wehrlites (Ngom et al., 2010) for MgO , TiO_2 and Al_2O_3 , but having lower FeO(t) contents, similar to those reported in Loraboué (Béziat et al., 2000). In terms of correlations, SiO_2 shows a negative correlation with MgO , and positive correlation with TiO_2 , CaO and Al_2O_3 . One of our analyzed samples presents a relatively high K_2O (0.3%). Their Ni contents vary from 1670 to 3002 ppm and Cr from 2268 to 2721 ppm. It is worth noting that Opx-wehrlites have higher SiO_2 , CaO contents and lower MgO , Cr_2O_3 , XMg and Ni contents than wehrlites without orthopyroxene.

6.2. Trace elements

6.2.1. Lherzolites and harzburgites

6.2.1.1. Whole rocks. Lherzolites are moderately depleted in Rare Earth Elements (REE) ($\Sigma\text{REE} = 35\text{--}113$ ppm), from 2 to 7 times chondrites (Ch.) for Light REE (LREE) and 2 to 5 times Ch. for Heavy REE (HREE). They are characterized by convex patterns with moderate $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1\text{--}1.6$, almost flat La_N/Nd_N (0.8–1) and fractionated ($\text{Dy}_N/\text{Lu}_N = 1.5\text{--}1.7$) (Fig. 7a). All but one of the lherzolite analyzed display a negative Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.8\text{--}1$). One of the lherzolites (sample 107) is characterized by a lower amount of REE, about 2 times less than the other samples, and no negative Eu anomaly. The harzburgite sample is characterized by a $\Sigma\text{REE} = 70$ ppm and has a less convex REE pattern, with flat LREE ($\text{La}_N/\text{Nd}_N = 1.1$), Middle REE (MREE) ($\text{Sm}_N/\text{Gd}_N = 1$) and still fractionated HREE ($\text{Dy}_N/\text{Lu}_N = 1.5$), with no Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1$).

On extended trace element normalized diagrams, the lherzolites display flat to slightly depleted patterns in the most incompatible elements. They lie systematically above the primitive mantle, far from any residual typical mantle composition (Sun and McDonough, 1989) (Fig. 7b). The lherzolite patterns are also characterized by systematic negative Th, Nb and Zr, positive Rb, Ba, and positive to negative Pb, Sr and Ti anomalies. The anomalously low lherzolite pattern is characterized by the absence of Nb, Pb and Th anomalies and displays negative Sr and Zr and positive Ti anomalies. The harzburgite extended pattern is close to the lherzolites with positive Rb, U and negative Nb, Pb and Ti anomalies.

6.2.1.2. Clinopyroxenes. Lherzolite clinopyroxene trace element contents have been determined for IL10, ILL4 and 136 samples. In IL10 lherzolite, clinopyroxenes plot as two distinct populations, characterized by their parallel LREE patterns but having different Eu anomaly (Fig. 7c). The first population is depleted in REE ($\Sigma\text{REE} = 53\text{--}75$ ppm), and displays a global convex pattern, with LREE of 1–2 times Ch. ($\text{La}_N/\text{Nd}_N = 0.4$) and slightly depleted HREE ($\text{Dy}_N/\text{Lu}_N = 1.2\text{--}1.3$). For this population, the europium shows very weak negative anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.9$). The second population, which has higher REE content ($\Sigma\text{REE} = 124\text{--}131$ ppm) also displays convex pattern, with a marked depletion in LREE ($\text{La}_N/\text{Nd}_N = 0.4\text{--}0.5$), HREE ($\text{Dy}_N/\text{Lu}_N = 1.7\text{--}1.8$) and systematic negative anomalies in europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.6\text{--}0.7$). In ILL4 lherzolite, the clinopyroxene patterns are different from those of the IL10 lherzolite. Clinopyroxenes

Table 7
Trace element analyses of amphibole and clinopyroxene (Cpx: clinopyroxene; Amp: amphibole; Lhz: Lherzolite; Whr: wehrlite).

Locality		Mako														Whr	
Mineralogy	Cpx																
Lithology	Lhz																
Sample	ILL10	ILL10	ILL10	ILL10	ILL10	ILL10	ILL10	ILL10	ILL10	ILL10	ILL10	ILL10	ILL10	ILL10	ILL10	ILL10	ILL10
Rb	< 0.161	< 0.26	0.237	< 0.139	1.19	< 0.22	< 0.23	< 0.30	0.47	< 0.44	< 0.42	< 0.44	< 0.42	< 0.42	< 0.41	0.56	< 0.37
Ba	0.237	0.3	< 0.139	< 0.139	1.19	0.004	0.7	0.89	0.41	< 0.63	0.72	< 0.55	0.84	0.94	0.94	0.6	< 0.69
Th	0.019	0.023	0.004	0.004	0.002	0.004	0.004	< 0.00	< 0.008	< 0.00	< 0.012	0.015	0.007	0.050	0.019	0.007	< 0.007
U	< 0.002	0.010	0.002	0.002	0.002	0.002	< 0.00	< 0.00	< 0.00	< 0.005	< 0.00	< 0.00	0.021	0.009	< 0.005	< 0.005	0.008
Nb	0.096	0.128	0.104	0.038	0.038	0.038	< 0.029	< 0.040	0.054	< 0.049	0.065	0.063	0.109	< 0.059	< 0.065	0.066	< 0.041
La	0.61	0.83	0.286	0.36	0.36	0.276	0.276	0.25	0.156	0.145	< 0.074	0.182	1.02	0.86	0.45	0.55	< 0.134
Ce	2.48	3.01	1.10	1.19	1.19	1.01	1.01	1.00	0.68	0.61	0.53	0.74	3.12	2.68	0.64	1.48	1.89
Pb	0.052	< 0.040	0.053	0.049	0.049	0.108	< 0.055	< 0.055	< 0.049	0.103	0.075	< 0.061	0.144	0.228	< 0.079	0.08	0.136
Pr	0.56	0.63	0.225	0.259	0.259	0.211	0.25	0.25	0.172	0.132	0.135	0.18	0.55	0.5	0.149	0.26	0.4
Sr	14.91	9.64	13.98	11.17	11.17	10.25	10.34	10.34	8.49	8.48	8.22	11.56	13.68	12.95	7.75	7.37	12.79
Nd	3.37	3.69	1.47	1.74	1.74	1.33	1.33	1.65	1.23	0.84	1.01	1.26	2.91	2.81	1.08	1.238	2.63
Zr	11.46	14.25	4.19	6.87	6.87	3.96	3.96	2.84	3.85	3.56	1.19	1.89	10.1	9.34	3.9	4.09	9.38
Sm	1.38	1.51	0.55	0.682	0.682	0.495	0.495	0.75	0.54	0.33	0.43	0.49	1.01	1.01	0.44	0.42	1.05
Eu	0.436	0.396	0.228	0.279	0.279	0.204	0.204	0.3	0.245	0.147	0.183	0.197	0.41	0.41	0.167	0.167	0.47
Ti	21.48	27.44	1530	2219	2219	1604	1604	1824	1798	1139	1208	1272	2792	2985	1085	1265	2517
Dy	2.43	2.04	1.01	1.32	1.32	0.94	0.94	1.31	1.19	0.75	0.79	0.81	2.03	2.05	0.91	0.68	2.25
Ho	0.53	0.43	0.219	0.3	0.3	0.202	0.202	0.25	0.26	0.138	0.145	0.139	0.47	0.48	0.21	0.14	0.51
Er	1.33	1.05	0.62	0.9	0.9	0.59	0.59	0.68	0.71	0.34	0.35	0.33	1.44	1.46	0.6	0.404	1.55
Y	13.79	14.74	7.52	10.81	10.81	7.31	7.31	7.06	7.94	4.34	4.39	4.82	17.02	16.9	5.59	6.26	12.95
Yb	1.25	1.03	0.63	0.91	0.91	0.59	0.59	0.61	0.64	0.28	0.29	0.27	1.45	1.47	0.61	0.405	1.56
Lu	0.165	0.138	0.092	0.135	0.135	0.09	0.09	0.086	0.083	0.038	0.039	< 0.056	0.224	0.226	0.058	0.058	0.225
Ta	0.405	0.342	0.149	0.188	0.188	0.134	0.134	0.199	0.168	0.108	0.122	0.129	0.286	0.284	0.14	0.101	0.33
Ta	0.021	< 0.026	< 0.014	0.020	0.020	< 0.021	< 0.037	< 0.043	< 0.043	< 0.055	< 0.053	< 0.061	< 0.046	< 0.045	< 0.053	< 0.054	< 0.054
Hf	0.36	0.425	0.156	0.283	0.283	0.177	0.177	0.155	< 0.158	< 0.128	< 0.149	0.162	0.149	0.155	0.18	0.118	0.57
ΣREE	131.16	124.55	57.83	75.23	75.23	53.47	53.47	66.71	57.51	33.84	36.66	36.66	125.95	123.46	49.20	45.94	123.53
(La/Yb)ch	0.46	0.76	0.43	0.37	0.37	0.44	0.44	0.39	0.23	0.49	0.27	0.64	0.66	0.61	0.27	0.55	0.27
(La/Sm)ch	0.32	0.39	0.37	0.38	0.38	0.40	0.40	0.24	0.21	0.31	0.27	0.27	0.72	0.61	0.22	0.94	0.31
(Tb/Yb)ch	1.66	1.71	1.21	1.06	1.06	1.17	1.17	1.68	1.35	1.98	2.16	2.45	1.01	0.99	1.18	1.28	1.09
(La/ND)ch	0.39	0.49	0.42	0.45	0.45	0.45	0.45	0.33	0.28	0.38	0.31	0.31	0.76	0.67	0.37	0.97	0.82
(Sm/Tb)ch	0.87	1.13	0.95	0.93	0.93	0.95	0.95	0.97	0.82	0.78	0.90	0.97	0.91	0.91	0.81	1.07	0.82
(Dy/Lu)ch	1.75	1.76	1.30	1.16	1.16	1.24	1.24	1.81	1.70	2.35	2.41	2.41	1.08	1.08	1.27	1.39	1.19
Eu/Eu*	0.68	0.64	0.93	0.91	0.91	0.92	0.92	0.90	0.94	0.90	0.93	0.91	0.89	0.89	0.93	0.94	0.93

Locality		Loraboué														amph	
Mineralogy	Cpx																
Lithology	Whr																
Sample	ILL3	ILL3	ILL3	ILL3	ILL3	ILL3	ILL3	ILL3	ILL3	ILL3	ILL3	ILL3	ILL3	ILL3	ILL3	ILL3	ILL3
Rb	< 0.51	< 0.39	< 0.70	< 0.70	4.61	2.98	2.98	2.07	1.82	1.69	< 0.156	< 0.30	0.62	< 0.30	1.62	2.39	1.79
Ba	< 0.71	< 0.51	< 0.95	< 0.95	89.6	77.05	78.93	78.93	202.67	3.83	3.36	3.71	2.2	3.71	193.46	186.83	175.76
Th	0.02	0.04	< 0.015	< 0.015	0.990	0.570	0.219	0.219	0.134	0.650	< 0.00	0.173	0.257	0.173	0.114	0.114	0.067
U	0.001	0.003	0.005	0.005	0.128	0.067	0.024	0.024	0.032	0.132	0.034	0.032	0.073	0.073	0.03	0.039	0.020
Nb	0.069	< 0.041	0.099	0.099	42.6	30.69	38	38	46.33	0.41	0.165	0.176	0.212	0.176	10.21	12.3	12.01
La	0.42	0.64	0.27	0.27	23.65	20.26	28.45	28.45	30.82	2.94	1.82	1.87	1.75	1.87	9.65	12.1	11.71
Ce	1.53	2.32	0.88	0.88	75.01	62.51	101.3	101.3	110.07	6.14	3.99	3.99	3.61	3.99	38.55	52.53	49.58
Pb	< 0.100	0.15	0.14	0.14	0.287	0.229	0.341	0.341	0.44	0.61	0.36	0.3	0.221	0.3	0.88	1.76	0.52

Table 7 (continued)

Locality		Loraboué											
Mako		amph				Cpx				amph			
Mineralogy	Cpx	Lhz				Whr				Whr			
Lithology	Whr	ILL4				ILL4				ILL4			
Sample	ILL3	ILL3	ILL3	ILL3	ILL4	ILL4	ILL4	ILL4	ILL4	ILL4	ILL4	ILL4	ILL4
Pr	0.31	0.55	0.19	0.19	9.49	7.11	13.1	14.6	0.82	0.49	0.45	0.48	7.39
Sr	8.32	9.38	7.57	7.57	44.12	47.62	34.18	45.33	15.31	13.48	14.13	13.5	54.47
Nd	1.88	3.35	1.25	1.25	39.75	25.78	54.72	62.18	3.69	5.72	1.99	2.09	40.79
Zr	6.13	10.01	2.77	2.77	1205.24	656.11	500.78	443.18	14.18	5.33	11.95	11.44	110.65
Sm	0.77	1.42	0.51	0.51	9.65	6.06	13.36	13.36	1.18	0.66	0.67	0.69	12.1
Eu	0.33	0.58	0.235	0.235	2.72	2.04	2.35	2.44	0.48	0.308	0.27	0.29	3.06
Ti	1785	2323	1217	1217	28906	29963	24971	27397	873	695	855	838	14231
Dy	1.79	2.74	1.32	1.32	10.76	5.98	17.59	18.83	2.42	1.86	1.71	1.86	19.49
Ho	0.42	0.58	0.28	0.28	2.27	1.32	3.47	3.92	0.59	0.49	0.42	0.48	3.93
Er	1.26	1.66	0.81	0.81	6.79	3.5	9.25	10.29	1.91	1.56	1.44	1.53	10.73
Y	8.69	15.62	7.12	7.12	82.65	52.39	128.45	134.85	14.75	9.8	12.03	11.82	86.34
Yb	1.27	1.67	0.83	0.83	6.36	4.01	8.19	9.38	2.21	1.74	1.58	1.78	9.98
Lu	0.181	0.265	0.115	0.115	0.97	0.58	1.07	1.27	0.36	0.32	0.272	0.32	1.35
Tb	0.24	0.415	0.184	0.184	1.63	1.01	2.62	2.77	0.34	0.227	0.214	0.229	3.29
Ta	< 0.069	< 0.059	< 0.091	< 0.091	2.390	1.540	1.640	1.790	< 0.028	< 0.0128	< 0.026	< 0.022	0.810
Hf	0.23	0.44	0.15	0.15	18.06	9.98	13.74	11.54	0.54	0.167	0.298	0.305	6.27
ΣREE	96.11	149.10	64.41	64.41	1161.61	811.86	1557.95	1705.86	181.13	127.58	117.04	127.80	1230.10
(La/Yb)ch	0.31	0.36	0.31	0.31	3.51	4.76	3.28	3.10	1.25	0.99	1.04	0.99	0.91
(La/Sm)ch	0.39	0.32	0.38	0.38	1.75	2.39	1.62	1.62	1.78	1.97	1.87	1.94	0.57
(Tb/Yb)ch	0.97	1.28	1.14	1.14	1.32	1.29	1.64	1.52	0.79	0.67	0.70	0.66	1.69
(La/ND)ch	0.49	0.42	0.49	0.49	1.29	1.71	1.13	1.08	1.73	1.91	1.91	1.95	0.51
(Sm/Tb)ch	0.82	0.88	0.71	0.71	1.52	1.54	1.31	1.26	0.89	0.75	0.80	0.77	0.94
(Dy/Lu)ch	1.18	1.23	1.36	1.36	1.32	1.23	1.95	1.76	0.80	0.69	0.75	0.69	1.72
Eu/Eu*	0.89	0.88	0.88	0.88	0.78	0.94	0.46	0.46	0.88	0.92	0.83	0.84	0.56

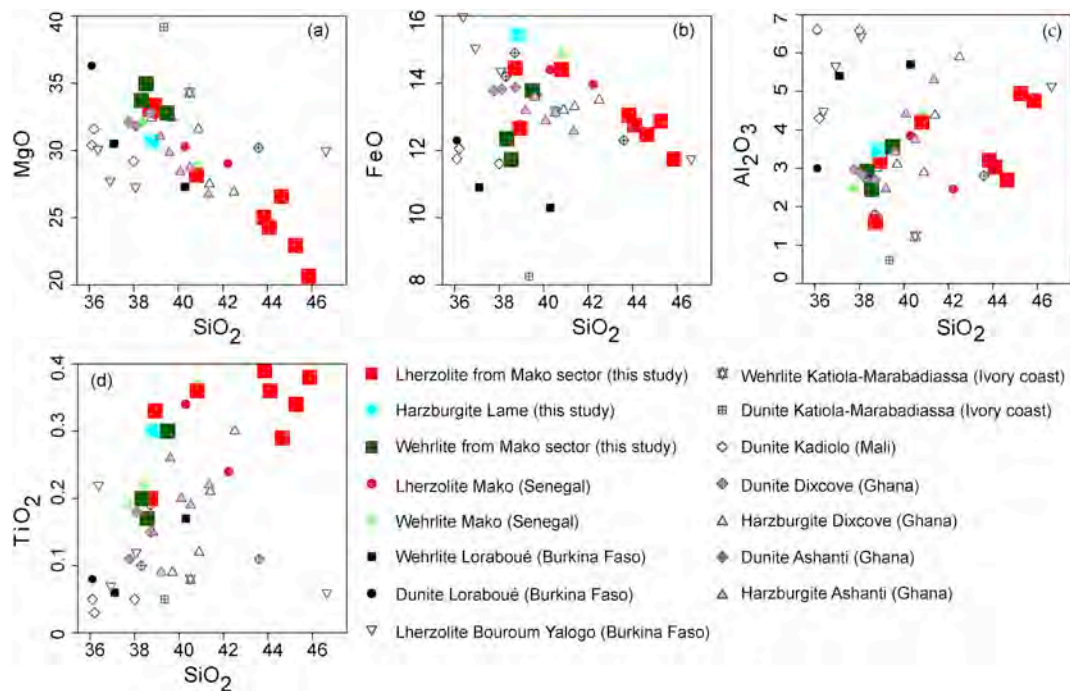


Fig. 6. Harker diagrams of Mako UM rocks compared to other UM rocks from the WAC. The data are from the following sources: Mako belt (Ngom et al., 2010), Loraboué area (Béziat et al., 2000), Bouroum Yalogo area, NE Burkina Faso (Ouédraogo, 1985), Katiola-Marabadiassa belt, Central Ivory Coast (Poulet et al., 2006), Kadiolo belt, Mali (Sangaré, 2008), Dixcove greenstone belt (Attah et al., 2006) and Southern Ashanti volcanic belt, Ghana (Dampare et al., 2019).

of *ILL4* lherzolite are characterized by a slight LREE depletion (5–6 times Ch. ($La_N/Nd_N = 0.7–0.8$), slight enrichments in MREE ($Sm_N/Tb_N = 0.9$) and flat HREE. The clinopyroxene of the sample 136 of lherzolite has the most LREE depleted pattern ($La_N/Nd_N = 0.3–0.4$), systematic negative anomalies in Eu ($Eu/Eu^* = 0.9$), and a relative depletion in HREEs ($Dy_N/Lu_N = 1.7–2.4$). In extended diagram (Sun and McDonough, 1989) (Fig. 7d), the most incompatible elements are below or close to the detection limit for clinopyroxene. *ILL10*, *ILL4* and 136 lherzolite clinopyroxenes show negative Nb, Pb, Sr, Zr and Ti and positive Th, Y anomalies, except for the clinopyroxenes of the first population of the *ILL10* lherzolite, which have negative Th anomalies and sample 136 which has positive Pb anomalies.

6.2.1.3. Amphiboles. The only amphibole trace element data have been obtained for lherzolite *ILL4*. In terms of trace element contents, amphibole is characterized by enrichment in REE ($\Sigma REE = 811–1161$ ppm), a general fractionation from LREE ($La_N/Nd_N = 1.3–1.7$) to HREE ($Dy_N/Lu_N = 1.2–1.3$) and almost no Nd anomalies (Fig. 7c). Regarding the other trace elements, the amphiboles are characterized by marked negative Rb, U, Pb and Sr anomalies. Like for REE, the other trace elements are enriched (10–100 times), comparatively to the clinopyroxenes in the same sample (Fig. 7d).

6.2.2. Wehrlites

6.2.2.1. Whole rocks. Wehrlites have the most enriched REE and trace element contents of all the sample set. They have rather similar REE patterns ($\Sigma REE = 45–119$ ppm), homogeneously fractionated ($La_N/Yb_N = 2–2.5$). They are characterized by weak negative Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.9$). In comparison to the other ultramafic samples, they are systematically enriched in LREE but have same range of HREE (Fig. 7e). In extended normalized trace element diagrams (Fig. 7f), wehrlites are characterized by Nb, Sr and in lesser extent Ti negative anomalies, positive anomalies in Ba, U and positive to negative Pb anomalies. Like for lherzolites, they fall above the Primitive Mantle values, being therefore enriched in comparison to normal residual upper mantle, depleted or not.

6.2.2.2. Clinopyroxenes. The 116 wehrlite clinopyroxenes display moderately enriched REE content ($\Sigma REE = 46$) with an almost flat pattern, slightly depleted in HREE ($Dy_N/Lu_N = 1.4$), without significant Eu anomaly. In terms of REE, the pattern is very close to the whole rock composition, being less enriched in LREE. On the other hand, orthopyroxene-wehrlite clinopyroxenes (*ILL3*) are characterized by their depletion in LREE ($La_N/Nd_N = 0.3–0.5$) compared to HREE ($Dy_N/Lu_N = 1.2–1.8$), being globally more enriched in REE than sample 116 clinopyroxenes. Europium displays weak negative anomalies ($Eu/Eu^* = 0.9$) and the patterns are more consistent with what is expected from clinopyroxenes in equilibrium with a basaltic melt (Fig. 7g). On extended diagrams (Fig. 7h), apart from the elements that fall below the detection limit, the clinopyroxenes (for both wehrlites) display negative U, Th, Nb, Pb, Sr, Zr and Ti anomalies except for sample *ILL3* which has no Ti anomaly. The main difference between the two populations of clinopyroxene is the level of trace elements, which are lower for sample 116 clinopyroxene.

6.2.2.3. Amphiboles. Trace element contents have been determined for amphibole in sample 116. In this sample, amphibole is characterized by high REE contents ($\Sigma REE = 1557–1705$ ppm) and fractionated REE patterns. The patterns are almost parallel to those of amphibole in lherzolite *ILL4*, being globally more enriched and displaying systematic negative europium anomaly ($Eu/Eu^* = 0.5$) (Fig. 7g). Like for *ILL4* (lherzolite) amphiboles, extended trace element patterns display marked negative Rb, U, Pb, Sr, Th and Ti anomalies (Fig. 7h).

6.2.3. New data for Loraboué wehrlites

Loraboué wehrlites display whole rock REE normalized patterns different from those of the Mako ones, being convex, more depleted, and with a flat MREE to HREE shape ($\Sigma REE = 32–87$ ppm, $La_N/Nd_N = 1.8–1.9$; $Sm_N/Gd_N = 1.1–1.2$; $Dy_N/Lu_N = 0.9–1$). Comparatively, clinopyroxene and amphibole REE patterns fall systematically above the whole rock. The clinopyroxene have a marked convex pattern, with high La_N/Nd_N and low Gd_N/Lu_N ratios and weak Eu negative anomalies. Amphiboles, on the opposite, display concave

REE patterns, with marked negative Eu anomalies. They are characterized by LREE depletion, and a REE pattern shape very close to that of Iherzolite clinopyroxenes, while being 10x more enriched (Fig. 7i). In extended trace element diagrams, whole rocks are characterized by negative Nb, Sr, Ti and positive Pb, Zr anomalies. Clinopyroxenes display negative Ba, Nb, Sr and Ti and positive Th, U

anomalies while amphiboles have negative Th, U, Pb, Sr, Zr, Ti and positive Ba anomalies (Fig. 7j). It is worth noting that Loraboué wehrlite, both in terms of whole rock and mineral trace element concentrations, display very different pattern profiles than the one found in the Mako belt for the same lithology.

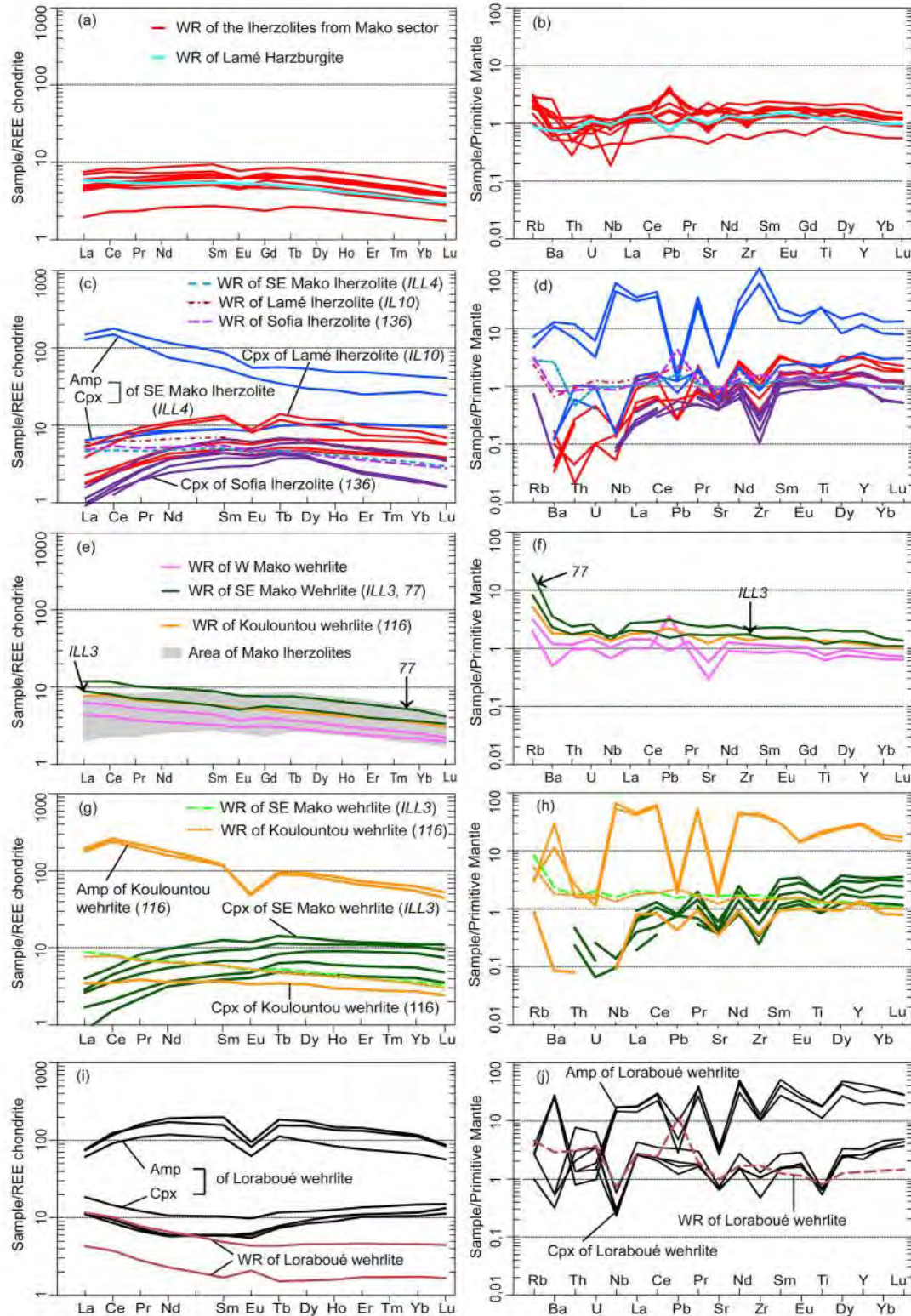


Fig. 7. (a, c, e, g, i) Chondrite-normalized REE and (b, d, f, h, j) Primitive Mantle-normalized multi-elements patterns of whole rock (WR), clinopyroxene (Cpx) and amphibole (Amp) for the Mako and Loraboué UM rocks. Normalizing chondrite and Primitive Mantle values are from Barrat et al. (2014) and Sun and McDonough (1989), respectively. W: West; SE: South East.

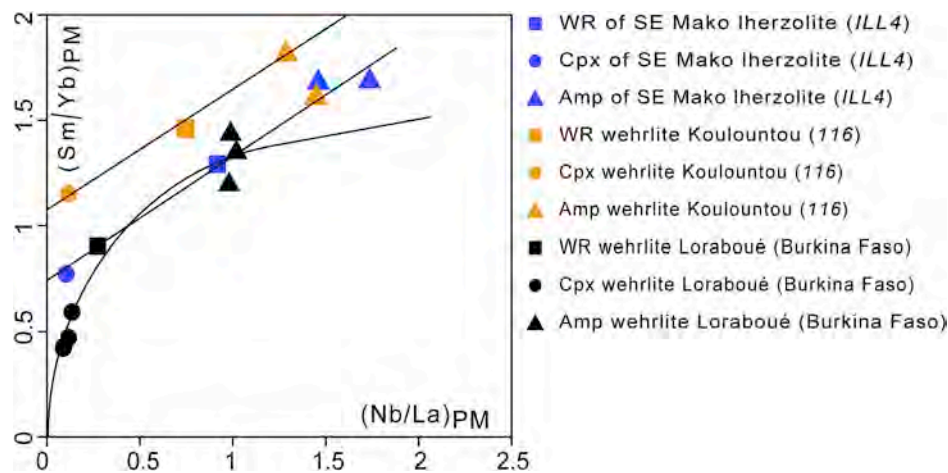


Fig. 8. A Sm_{PM}/Yb_{PM} vs Nb_{PM}/La_{PM} diagram showing the trace element compositions of whole rock (WR), clinopyroxene (Cpx) and amphibole (Amp) for the Mako and Loraboué UM rocks (Normalized to Primitive Mantle using values of Sun and McDonough, 1989). SE: South East.

6.2.4. Comparison between whole rock, clinopyroxene and amphibole trace element data

When reported one Iherzolite (ILL4) and wehrlite (116) samples from the Mako belt and a wehrlite (Lo113) sample from the Loraboué area in a Sm_{PM}/Yb_{PM} vs Nb_{PM}/La_{PM} diagram (Fig. 8), Mako and Loraboué UM show distinctive features. It is worth mentioning that for all samples the whole rock (WR) composition falls between the clinopyroxene and amphibole composition fields, showing a linear correlation for the Mako village area samples and hyperbolic correlation for the Loraboué ones. This is suggesting that the trace element signatures for the WR are almost entirely controlled by these two minerals, but differently for the two localities. The fact that the Loraboué wehrlite is not showing the same type of correlation may be either related to the relative abundance of Nb, La, Sm, and Yb in both minerals in this sample or to another mineral carrying sufficient trace elements to influence the mixing curve. Such mineral may be orthopyroxene or phlogopite; however, these minerals are also present in the Mako wehrlite. The other reason may be the relatively low Nb content in clinopyroxene for the Loraboué wehrlite, which may influence the curvature of the mixing line.

7. Nd and Sr isotopic signatures

Sr and Nd isotopic ratios have been determined for 14 ultramafic samples, respectively, 5 wehrlites, 8 Iherzolites, and 1 harzburgite

(Table 8). Iherzolite samples are characterized by $^{87}Sr/^{86}Sr$ (2.1 Ga) between 0.703294 and 0.708842 and $^{143}Nd/^{144}Nd$ (2.1 Ga) between 0.512989 and 0.513167, wehrlite has $^{87}Sr/^{86}Sr$ (2.1 Ga) from 0.711904 to 0.719083 and $^{143}Nd/^{144}Nd$ (2.1 Ga) between 0.512509 and 0.512643 and the harzburgite sample has an $^{87}Sr/^{86}Sr$ (2.1 Ga) of 0.703125 and a $^{143}Nd/^{144}Nd$ (2.1 Ga) of 0.512792. Reported in isochron diagrams (Fig. 9a and b), we can observe that their isotopic ratios are globally proportional to their father/daughter ratios, both for Sm/Nd and Rb/Sr, and that they align along a c. 2.1 Ga calculated isochron. This observation confirms that these samples are related to a Birimian magmatic episode, and not disconnected from the whole Mako magmatism (Abouchami et al., 1990; Boher et al., 1992; Pawlig et al., 2006; Ngom et al., 2010). Note however that the data are not perfectly fitting the calculated isochrons (Fig. 9a and b). Powder heterogeneity problems can be excluded since both concentration and isotopic compositions were measured on the same dissolution batch. Rb/Sr isotopic chronometer is, however, known to be sensitive to metamorphism and may be more easily perturbed leading to Rb/Sr isotopic data spread. Sm/Nd, on the other hand, is less sensitive to metamorphic processes and display a similar data spread. According to these observations, our data have been corrected from an age of c. 2.1 Ga in order to compare them to the available Birimian data (Fig. 9c). In the Nd/Sr correlation diagram (2.1 Ga), our data are comparable with published data for the WAC (Abouchami et al., 1990; Alric, 1990; Boher et al., 1992; Ama Salah et al., 1996; Dia et al., 1997; Gasquet et al., 2003; Pawlig et al.,

Table 8
Summary of the Rb/Sr and Nd/Sm isotopic data.

Sample	Lithology	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	2σ 10-6	87Sr/86Sr (2.1 Ga)	Sm	Nd	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	2σ 10-6	143Nd/144Nd (2.1 Ga)	εNd (2.1 Ga)	α(Sm/Nd)
IL9	Lhz	0.94	16.60	0.164	0.705392		0.700435	0.64	1.80	0.208	0.512989		0.510113	3.82	1.13
IL10								0.79	2.29	0.208	0.513028	10	0.510153	4.61	1.14
IL12		1.63	47.94	0.098	0.704363	10	0.701388	0.71	1.99	0.219	0.513167	12	0.510132	4.20	1.20
ILL5		1.82	32.01	0.160	0.705787	4	0.700952	0.77	2.12	0.212	0.51312	15	0.510189	5.32	1.18
53		1.44	34.93	0.079	0.704322	4	0.701943	0.77	2.08						
126A		1.17	28.65	0.079	0.703294	6	0.700912	1.05	2.98						
128		1.27	34.85	0.079	0.70458	3	0.702254	0.85	2.47						
136		1.99	18.39	0.154	0.708842	3	0.704184	0.62	1.80						
IL51	Hzb	0.55	20.49	0.078	0.703125	12	0.700771	0.61	1.83	0.202	0.512792	12	0.510001	1.62	1.05
IL18	Whr	1.98	12.26	0.468	0.714695	9	0.700512	0.50	1.71	0.180	0.512551	13	0.510063	2.85	0.96
IL32		1.22	6.31	0.544	0.718779	12	0.702313	0.37	1.21	0.183	0.512643	14	0.510104	3.65	0.99
ILL3								0.66	2.31	0.167	0.512509	5	0.510203	5.60	0.93
77		12.14	48.40	0.494	0.719083	4	0.704124	1.01	3.34						
116		3.29	25.73	0.207	0.711904	3	0.705629	0.67	2.22						
NBS 987	Standards				0.710274	4									
La jolla											0.511842	2			

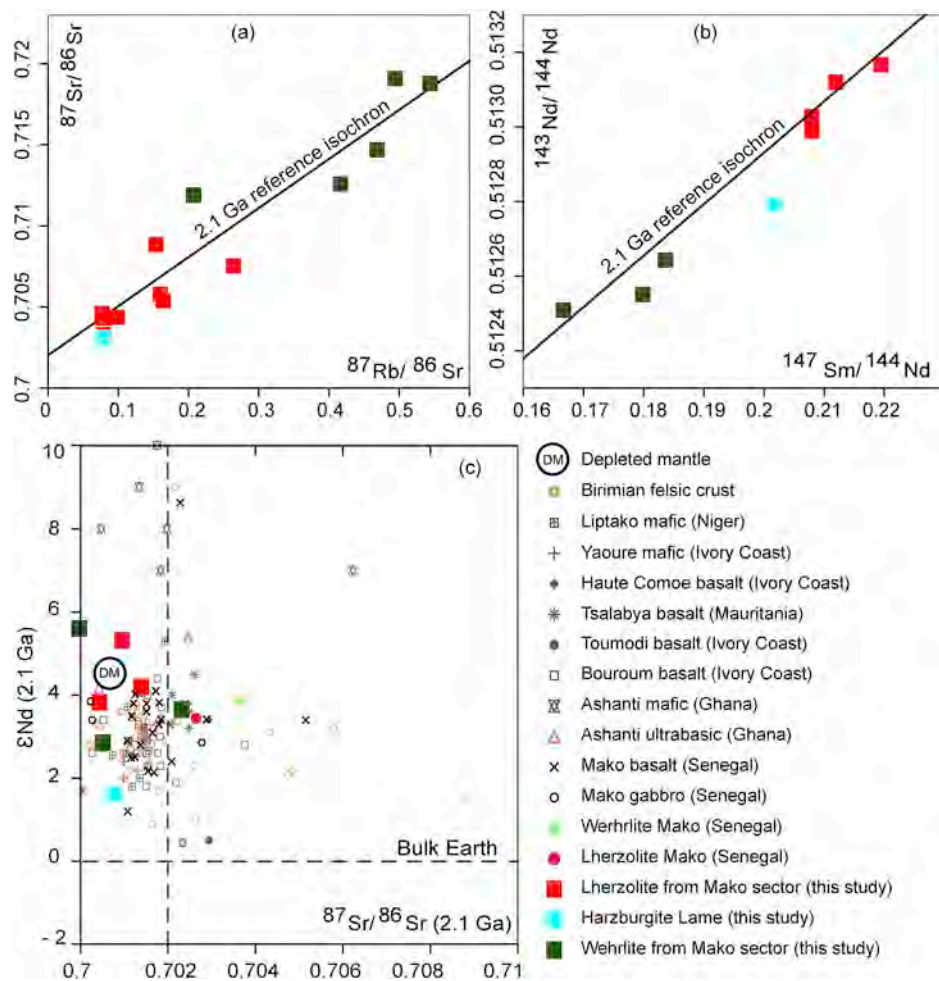


Fig. 9. (a) Rb/Sr isochron diagram for Mako UM rocks in which a hypothetical 2.1 Ga calculated isochron is reported; (b) Sm/Nd isochron diagram with same assumptions as in (a); (c) $\epsilon\text{Nd}(2.1 \text{ Ga})$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(2.1 \text{ Ga})$ diagram in which our samples are compared to all Birimian available data (Abouchami et al., 1990; Alric, 1990; Boher et al., 1992; Ama Salah et al., 1996; Dia et al., 1997; Gasquet et al., 2003; Pawlig et al., 2006; Dampare et al., 2009, 2019; Ngom et al., 2010). DM = contemporaneous depleted mantle from Ben Othman et al. (1984).

2006; Dampare et al., 2009, 2019; Ngom et al., 2010). Nevertheless, as the dataset does not define a single domain, our results imply either that the age corrections propagate large uncertainties or that these lithologies do not share the same source. Both hypotheses will be discussed below.

8. Discussion

8.1. UM rocks from Mako

The UM rocks identified in Mako consist of lherzolite/harzburgite, wehrlite or lherzolite/wehrlite petrographic associations massifs. These UM rocks have a similar cumulative texture and mineralogical composition. The only difference is the occurrence of orthopyroxene, which is still present in lherzolites and harzburgites, and absent in isolated wehrlite massifs (wehrlite (ILL3) excepted). The cumulative texture of these rocks, the mineral chemical composition (olivine with Fo at % < 90%, augite-type and non-Cr-diopside-type clinopyroxene, chromite-type and non-Mg-spinel type) and their trace element contents are systematically higher than those of the primitive mantle. This in turn indicates that these UM rocks represent ultramafic cumulates that cannot be confounded with peridotites from the upper mantle.

The two types of UM rocks intercalated in the tholeiitic sequence in the Mako belt exhibit mineral compositions showing that wehrlite presents magnesian-rich clinopyroxenes and chromium rich chromites

when compared to both clinopyroxenes and chromites from the lherzolite and harzburgite. Similarly, the whole rock compositions are fractionated for wehrlite ($\text{LaN}/\text{YbN} > 2$) and flat to slightly fractionated for lherzolite/harzburgite ($\text{LaN}/\text{YbN} = 1\text{--}1.5$). These differences are also found in the mineral compositions acquired on clinopyroxenes. Clinopyroxenes analyzed in the lherzolite/harzburgite and wehrlite/lherzolite associations show convex shaped spectra, low in both LREE and HREE with a clear negative anomaly in Eu, whereas clinopyroxenes analyzed in the wehrlite are clearly enriched in LREE and do not show negative Eu anomalies.

Both whole rock and mineral composition differences indicate that the UM rocks in the Mako belt may derive from two distinctive parent magmas. As regards the wehrlite type, there are in fact two distinct types of wehrlite in the Mako belt: 1) the first, more rarely observed, is associated with the lherzolites; 2) the second, most common, is found as isolated massifs. This result differs from that of previous studies that suggested that the UM rocks from the Mako belt derived from a single source (Ngom et al., 1998, 2010; Cissokho, 2010; Dabo et al., 2017).

8.2. Mako vs Loraboué

Within the Loraboué district (Boromo greenstone belt), wehrlite is associated with dunite that has been interpreted as cumulates within the calc-alkaline magmatic series (Béziat et al., 2000). The Loraboué and Mako samples present similar petrography with a heteradcumulate

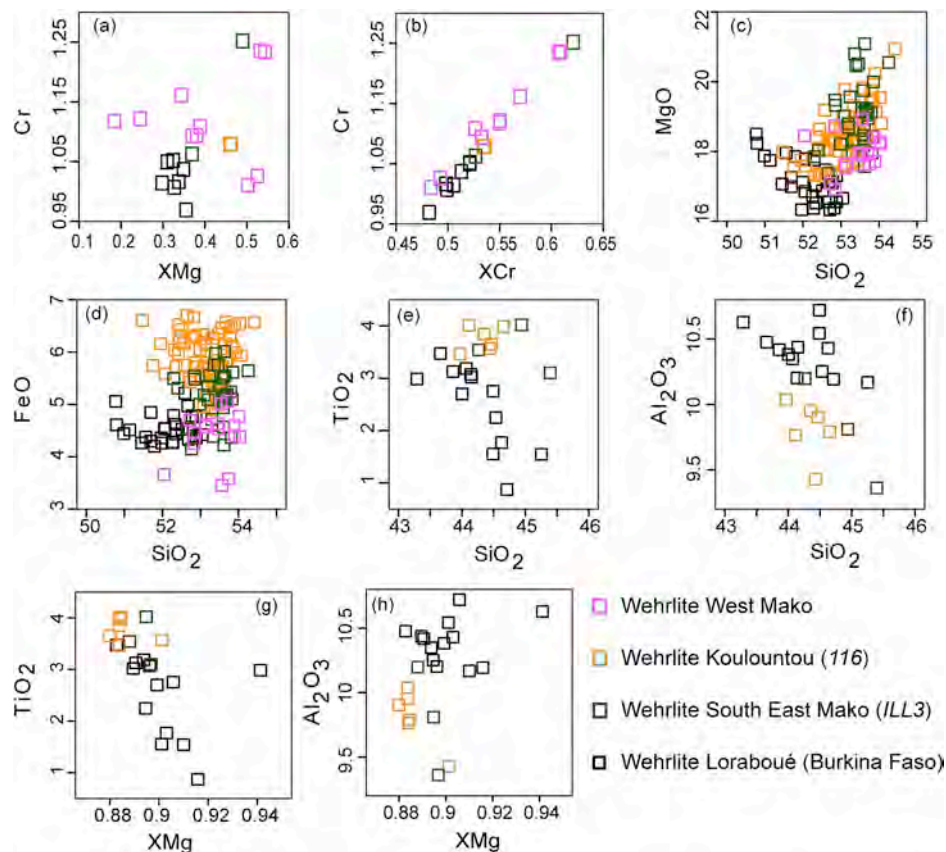


Fig. 10. Harker diagrams: composition of chromite (a and b); clinopyroxene (c and d) and primary amphibole (e, f, g, h) of Mako wehrlites compared to the composition of Loraboué wehrlites.

texture, cumulus chromite + olivine and intercumulus clinopyroxene + orthopyroxene + amphibole + mica (phlogopite type at Mako, biotite type at Loraboué). They have comparable major element composition with Loraboué wehrlite presenting lower TiO_2 , FeO(t) and Cr contents.

The Loraboué samples show distinctive whole rock REE patterns and mineral compositions when compared to the Mako samples. REE patterns of the Loraboué wehrlite are U-shaped, whereas those of the Mako wehrlite are fractionated, LREE enriched. In extended trace element diagrams, the Loraboué wehrlite samples show a clear negative Nb anomaly. Mineral analyses also indicate that olivine from Loraboué presents a more homogeneous Fo composition when compared to the

Mako wehrlites. In the Loraboué wehrlites, chromite compositions present lowest chromium concentrations (Fig. 10a and b) and the clinopyroxene shows low SiO_2 , MgO and FeO(t) concentrations (Fig. 10c and d). Amphiboles of Loraboué of pargasite type are less titaniferous and more aluminous than those of the Mako sample suites (Fig. 10e, f, g and h). The REE patterns of clinopyroxenes from Loraboué display a concave pattern that contrasts from that of the Mako sample showing flat or convex patterns. Moreover, clinopyroxenes in Loraboué show high Th and U contents and a strong negative Nb anomaly. Similarly, amphiboles from the Loraboué samples show clear negative anomalies in Ti and Zr.

Using different REE ratios, $\text{Tb}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ vs $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$ (Fig. 11), one can

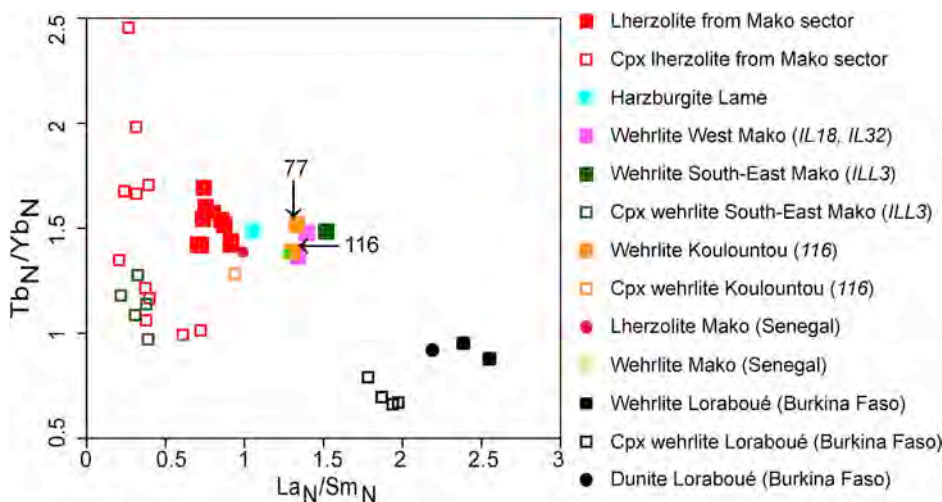


Fig. 11. A $\text{Tb}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ vs $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$ diagram showing the trace element compositions of the whole rock and clinopyroxene (Cpx) for the Mako UM rocks compared to the Loraboué wehrlites (Normalized to chondrites using NWA974 values of Barrat et al., 2014). Full symbols are used for whole rock analyses and open symbols for minerals.

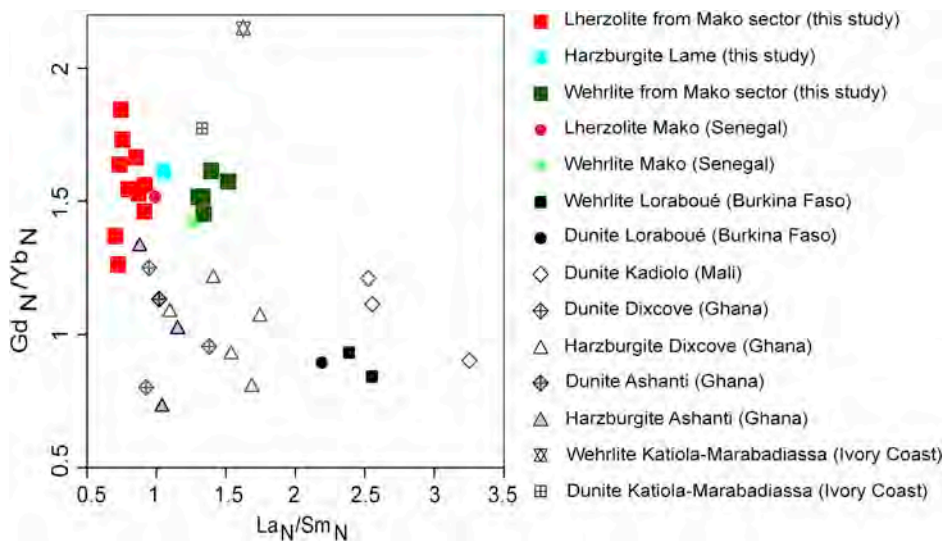


Fig. 12. A Gd_N/Yb_N vs La_N/Sm_N diagram showing the trace element compositions for the Mako UM rocks compared with other UM rocks from the WAC (Béziat et al., 2000; Attoh et al., 2006; Pouclet et al., 2006; Sangaré, 2008; Dampare et al., 2009, 2019; Ngom et al., 2010). Normalized to chondrites using NWA974 values of Barrat et al. (2014).

clearly separate two populations of UM rocks (whole rock and clinopyroxene compositions) within the Mako complexes, and distinguish them from those of Loraboué. These differences in composition would again reflect the differences in the composition of the parent magmas, of a tholeiitic nature in Mako and of a more calc-alkaline composition in Loraboué. All these features suggest that they belong to very different geodynamic settings.

8.3. Mako-Loraboué vs WAC

The comparison between the UM of Mako and Loraboué and the UM of the WAC is difficult, data about the latter being rare and fragmented. The limited dataset shows that all UM samples from the WAC share some characteristics with those of the Mako UM rocks including cumulate textures and petrographic associations (i.e. dunites, lherzolites, harzburgites and wehrlites). The Mako UM rocks are comparable to those of the Katiola-Marabadiassa belt (Ivory Coast, Pouclet et al., 2006) but stand out from the UM of the other WAC deposits, showing higher Gd_N/Yb_N and lower La_N/Sm_N ratios (Fig. 12). These differences may reflect the nature of the parent magma, tholeiitic for Mako and

Katiola-Marabadiassa, calc-alkaline for Kadiolo and Loraboué. It is worth mentioning that Ashanti UM (Ghana, Dampare et al., 2019) are characterized by flat REE patterns, which explains why they fall in a distinctive quadrant in Fig. 12: they have similar La_N/Sm_N to the Mako harzburgites but lower Gd_N/Yb_N . They may correspond to an intermediate geodynamic context, i.e. in equilibrium with a more depleted melt. This feature is also suggested by the very juvenile Nd and Sr isotopic signatures of the Ashanti mafic (and in a lesser extend ultramafic) series (Dampare et al., 2009, 2019).

8.4. Origin of the parental melts

The isotopic signatures of Mako UMs reported in the ϵNd (2.1 Ga) vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ (2.1 Ga) diagram (Fig. 9) do not allow to decipher between different geodynamic environments. Compared to the available data (Ngom et al., 2010; Dampare et al., 2019), they are more scattered but fall within a domain that is considered to be linked to c. 2.1 Ga depleted (to slightly enriched) mantle (Abouchami et al., 1990; Dia et al., 1997; Gueye et al., 2007). However, the Mako UM rocks display the most primitive isotopic signatures ever reported for the Mako mafic rocks,

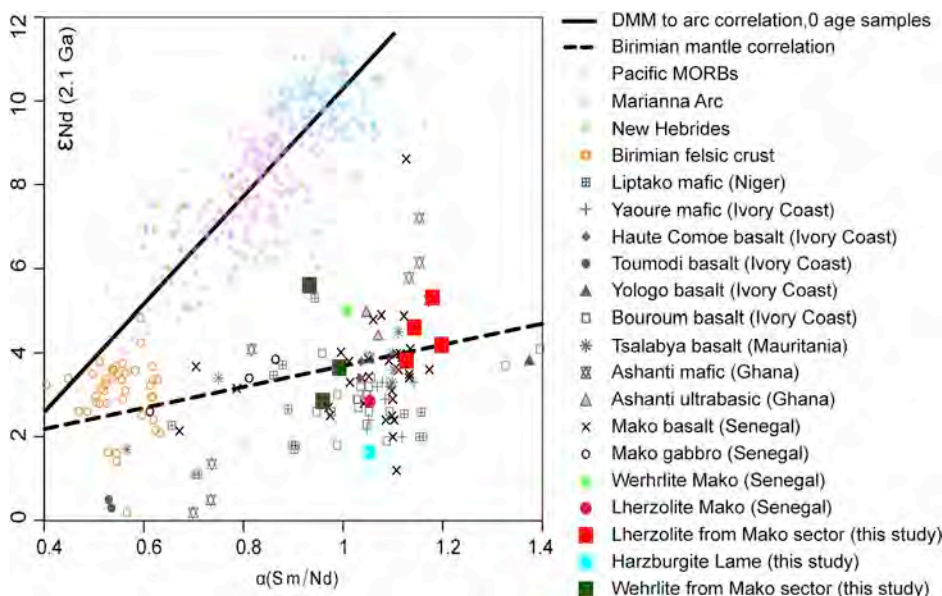


Fig. 13. A ϵNd (2.1 Ga) versus $\alpha(Sm/Nd)$ diagram showing the variations of composition for the Mako UM rocks compared with all available data from Birimian magmatic rocks of the WAC (Abouchami et al., 1990; Alric, 1990; Boher et al., 1992; Ama Salah et al., 1996; Dia et al., 1997; Gasquet et al., 2003; Pawlig et al., 2006; Dampare et al., 2009, 2019; Ngom et al., 2010). Pacific MORB (Cohen et al., 1980; Hofmann and White, 1983; Byers et al., 1986; Macdougall and Lugmair, 1986; Hekinian et al., 1989; Natland, 1989; Prinzhofer et al., 1989; Ben Othman et al., 1984; Mahoney et al., 1993; Bach and Erzinger, 1995; Batiza et al., 1996; Nui et al., 1999; Regelous et al., 1999; Castillo et al., 2000). Mariana arc (Meijer, 1976; Meijer and Reagan, 1981; Hickey and Frey, 1982; Stern and Bibee, 1984; White and Patchett, 1984; Hawkins and Melchior, 1985; Bloomer and Hawkins, 1987; Volpe et al., 1987, 1990; Woodhead, 1988; Bloomer et al., 1989; Lin et al., 1989; Hawkins et al., 1990; Stern et al., 1990, 1991; Hickey-Vargas, 1991, 1998; Alt et al., 1993; Stolper and Newman, 1994; Gribble et al., 1996, 1998; Elliott et al., 1997; Pickett and Murrell, 1997; Ikeda et al., 1998; Newman et al., 2000). New Hebrides arc (Peate et al., 1997).

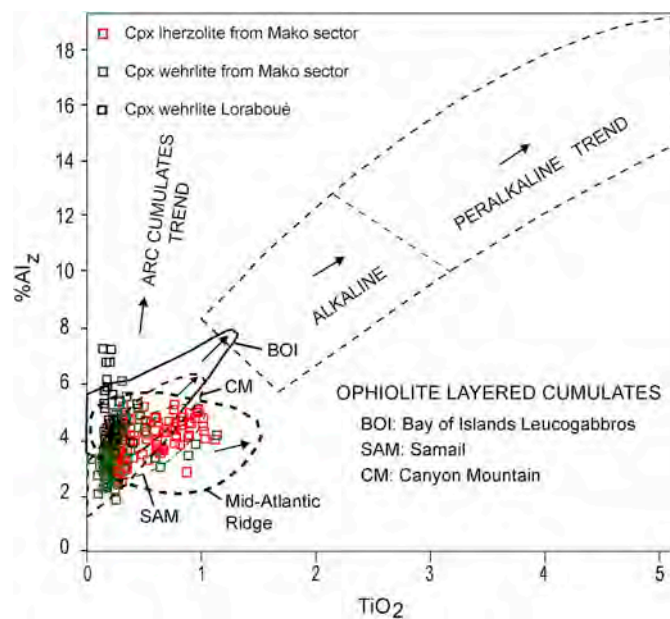


Fig. 14. $Al_z (= Al_{IV} \times 100/2)$ vs TiO_2 diagram (Loucks, 1990) of clinopyroxene compositions from the Mako and Loraboué UM rocks.

and are slightly more scattered than the signatures found in the associated mafic lithologies (Abouchami et al., 1990; Dia et al., 1997; Pawlig et al., 2006; Ngom et al., 2010). Scattering of the geochemical signatures within a single magmatic system, deeply rooted into the lithosphere, has been already reported in UM from oceanic or ophiolitic settings (Benoit et al., 1996; Koga et al., 2001; Drouin et al., 2009; Nicolle et al., 2016). Being cumulates from more primitive melts, the Mako UMs display more heterogeneous isotopic signatures than the more evolved, more mixed, mafic occurrences, whether being genetically related or not. However, one cannot discard the hypothesis that the scattering of the isotopic signatures comes from the age correction and analytical uncertainties. The error propagation associated with age correction may be dramatically enhanced if the father/daughter ratios have been changed during metamorphic processes after the emplacement. In order to test this hypothesis, data have been reported in a ϵNd (2.1 Ga) vs $\alpha(Sm/Nd)$ diagram (DePaolo and Wasserburg, 1976; DePaolo, 1988). This representation (Fig. 13) is similar to the one used in Dampare et al. (2009) and Roddaz et al. (2007), with the exception that zero-age mafic and ultramafic samples can be reported together with c. 2.1 Ga old samples in a single diagram. Obviously, Birimian samples from the WAC do not plot in the same quadrant as present-day MORBs and Oceanic Arc basalts (see Fig. 11 for references). However, they correlate with Mantle-Crust evolution lines. On this zero-age evolution line, we can observe that moving from right to left the samples are more and more arc-related with time. For modern ultramafic rocks, samples sitting at the right-hand side of the horizontal axis are classically associated with Mid-Oceanic Ridge settings. A similar logic may be applied to the Birimian samples. On Fig. 13, the Mako lherzolites fall on the right-hand side of the correlation line. Accordingly, the Mako samples may be considered as the most MORB-related UM ever described within the WAC showing both elevated $\alpha(Sm/Nd)$ and ϵNd (2.1 Ga) (Fig. 13). In the same diagram (Fig. 13), the lherzolite/harzburgite associations from the Mako belt are characterized by more juvenile signatures than the wehrlite found in isolated massifs, which tends to have lower $\alpha(Sm/Nd)$. This change in composition may be related to an arc-like source. Collectively, we suggest that the Mako UM-rocks are related to two contrasting geodynamic environments. The first one appears to be juvenile or mantle-related, as far as the trace elements are concerned (Figs. 7 and 12) whereas the second one is more arc-related. Such dichotomy (arc vs ridge setting) in a single geological

area is a common occurrence in the Oman ophiolite (Python and Ceuleneer, 2003 and references therein). Alternatively, for some ophiolitic sequences, or supposed ophiolitic sequences this dichotomy may highlight a tectonic overprint which juxtaposed blocks that are not genetically related, like for example in the Trinity ophiolite (Lanphere et al., 1968; Jacobsen et al., 1984; Gruau et al., 1998; Ceuleneer and Le Sueur, 2008). In the absence of obvious structural relations, we suggest that the wehrlites and lherzolites/harzburgites associations in the Mako belt may belong to a single oceanic basin in which the setting has evolved from a MORB to a subduction-related environment over a period beyond the precision of our measurements. Moreover, the Loucks (1990) $Al_z (= Al_{IV} \times 100/2)$ vs. TiO_2 diagram using the composition of clinopyroxenes eliminates the hypothesis of an ophiolitic sequence for the ultramafic rocks of Mako and Loraboué and confirms accordingly with isotopic data the existence of two geodynamic contexts. The clinopyroxenes of the Mako lherzolites show a composition compatible with the mid-Atlantic ridges whereas the clinopyroxene trends of the wehrlites of Mako and Loraboué suggest that they are close to the cumulates of an arc (Fig. 14).

9. Conclusion

This study on the Mako UM associations emplaced within the basic tholeiitic series (gabbros, basalts), revealed a duality of composition within the tholeiitic series. REE, trace elements in whole rocks and minerals (essentially clinopyroxene and amphibole) as well as Nd isotopes suggest that the two different types of complexes, lherzolite + harzburgite assemblages and isolated wehrlite massifs, are settled in two different geodynamic environments. The lherzolite-harzburgite associations seem to be significantly more juvenile than isolated wehrlites, which show transitional geochemical signatures.

Conversely, the Loraboué UM rocks (dunite + wehrlite), clearly associated with the calc-alkaline series and displaying the same mineralogical composition as the Mako wehrlites are characterized by evolved petrological and geochemical signatures, typically emplaced in mature island-arc magmas.

Through the study of UM complexes, we have been able to highlight the importance of including the UM petrological and geochemical data in geodynamic reconstructions. These lithologies reveal part of the magmatic heterogeneity within a same province, suggesting that the Birimian crust was built in an oceanic context evolving from a MORB-like domain to an increasingly mature volcanic arc domain.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgments

Our research was co-financed by the West African Exploration (WAXI) project and the Cultural Action Cooperation Service of the French Embassy in Senegal. We wish to gratefully acknowledge AMIRA International and the industry sponsors for their support of the WAXI project (P934B). We are also appreciative of the contribution of the various geological surveys department of mines in West Africa as sponsors in kind of WAXI. We thank the Cultural Action Cooperation Service which awarded the PhD co-tutelle fellowship for 12 months of stay in France, with a financial support for analytical work. We also want to thank the mining companies (Torogold Ltd., Randgold Resources) for hosting us during the fieldwork. Our thanks also go to André Pouclet who sent us his data and Séta Naba who helped us to get some bibliographic references. We would like to thank Fabienne De Parseval, Philippe De Parseval, Sophie Gouy and Stéphanie Mounic for making thin sections and for their technical assistance during the

microprobe and TIMS analyzes. We thank two anonymous reviewers for their constructive reviews.

References

- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A., Albarede, F., 1990. A major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *Geophys. Res. Lett.* 95, 17605–17629.
- Albarede, F., 1998. The growth of continental crust. *Tectonophysics* 296, 1–14.
- Alric, G., 1990. Géochimie du volcanisme Birimien (Protérozoïque inférieur) de l'unité de la Haute-Comoé: N-E de la Côte d'Ivoire: premiers résultats. *J. Afr. Earth Sci.* 10, 669–681.
- Ait, J.C., Shanks, W.C., III Jackson, M.C., 1993. Cycling of sulfur in subduction zones: the geochemistry of sulfur in the Mariana island arc and back-arc trough. *Earth Planet. Sci. Lett.* 119, 477–494.
- Ama-Salah, I., Liégeois, J., Pouclet, A., 1996. Evolution d'un arc insulaire océanique birimien précoce au Liptako nigérien (Sirba): géologie, géochronologie et géochimie. *J. Afr. Sci.* 22, 235–254.
- Attoh, K., Evans, M.J., Bickford, M.E., 2006. Geochemistry of an ultramafic-rodinorite rock association in the Paleoproterozoic Dixcove greenstone belt, southwestern Ghana. *J. Afr. Earth Sci.* 45, 333–346.
- Bach, W., Erzinger, J., 1995. Volatile components in basalts and basaltic glasses from the EPR at 9 degree 30 N. *Proc. ODP. Sci. Results* 142, 23–29.
- Barrat, I.A., Zanda, B., Jambon, A., Bollinger, C., 2014. The lithophile trace elements in enstatite chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 128, 71–94.
- Bassot, J.P., 1966. Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins Guinéo Maliens. Mémoire BRGM, No. 40.
- Batiza, R., Niu, Y., Karsten, J.L., Boger, W., Potts, E., Norby, L., Butler, R., 1996. Steady and non-steady state magma chambers below the East Pacific rise. *Geophys. Res. Lett.* 23, 221–224.
- Ben Othman, D., Polvé, M., Allègre, C.J., 1984. Nd–Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature* 307, 510–515.
- Benoit, M., Polvé, M., Ceuleneer, G., 1996. Trace element and isotopic characterization of mafic cumulates in a fossil mantle diapir (Oman ophiolite). *Chem. Geol.* 134, 199–214.
- Bessoles, B., 1977. Géologie de l'Afrique. Le craton ouest-africain. Mémoire BRGM, Paris, pp. 88.
- Béziat, D., Bourges, F., Debat, P., Lompo, M., Martin, F., Tollon, F., 2000. A Paleoproterozoic ultramafic-mafic assemblage and associated volcanic rocks of the Boromo greenstone belt: fractionates originating from island-arc volcanic activity in the West African craton. *Precambrian Res.* 101, 25–47.
- Bloomer, S.H., Hawkins, J.R., J.W., 1987. Petrology and Geochemistry of Boninite series volcanic rocks from the Mariana trench. *Contrib. Mineral. Petrol.* 97, 361–377.
- Bloomer, S.H., Stern, R.J., Fisk, E., Geschwind, C.H., 1989. Shoshonitic Volcanism in the Northern Mariana arc: 1. Mineralogic and major and trace element characteristics. *J. Geophys. Res.* B94, 4469–4496.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarede, F., Arndt, N.T., 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *J. Geophys. Res.* 97, 345–369.
- Bonhomme, M., 1962. Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain. *Ann. Fac. Sci. No. 5*, Univ. (Clermont-Ferrand).
- Burg, J.P., Bodinier, J.M., Gerya, T., Bedini, R.M., Boudier, F., Dautria, J.M., Prihodko, V., Efimov, A., Pupier, E., Balanec, J.L., 2009. Translithospheric mantle diapirism: geological evidence and numerical modelling of the Kondyor zoned ultramafic complex (Russian Far-East). *J. Petrol.* 50, 289–321.
- Byers, C.D., Garcia, M.O., Muenow, D.W., 1986. Volatiles in basaltic glasses from the East Pacific Rise at 218N: implications for MORB sources and submarine lava flow morphology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 79, 9–20.
- Castaing, B., Billa, M., Milesi, J.P., Thiéblemont, D., Le Metour, J., Egal, E., Donzeau (BRGM) (coordonnateurs), M., et Guerrot, C., Cocherie, E.A., Chevrement, P., Tegye, M., Itard (BRGM), Y., Zida, B., Ouédraogo, I., Kote, S., Kabore, B.E., Ouédraogo (BUMIGEB), C., Ki, J.C., Zunino (ANTEA), C., 2003. Notice explicative de la Carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1 000 000.
- Castillo, P.R., Klein, E., Bender, J., Langmuir, C., Shirey, S., Batiza, R., White, W., 2000. Petrology and Sr, Nd, and Pb isotope geochemistry of mid-ocean ridge basalt glasses from the 11°45'N to 15°00'N segment of the East Pacific Rise. *Geochim. Geophys. Res.* 105, 1011.
- Ceuleneer, G., Le Sueur, E., 2008. The trinity ophiolite (California): the strange association of fertile. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 179, 503–518.
- Cissokho, S., 2010. Etude géologique du secteur de Mako (partie méridionale du super-groupe de Mako, boutonnière de Kédougou-Kéniéba, Sénégal oriental) : implications sur la diversité magmatique. Thèse de doctorat 3ème cycle Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, Sénégal, pp. 212.
- Cohen, R.S., Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'niens, R.K., 1980. U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr systematics of mid-ocean ridge basalt glasses. *Nature* 283, 149–153.
- Condie, K.C., 2000. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics* 322, 153–162.
- Condie, K.C., 1994. In: Windley, B.F. (Ed.), *Archean Crustal Evolution in: Windley. Dev. Precambrian Geol.*, pp. 528.
- Condie, K.C., Viljoen, M.J., Kable, E.J.O., 1977. Effects of alteration on elements distributions in Archean tholeiites from the Barberton greenstones belt. *South Africa. Contrib. Mineral. Petrol.* 64, 75–89.
- Dabo, M., Aïfa, T., Gning, I., Faye, M., Ba, M.F., Ngom, P.M., 2017. Lithological architecture and petrography of the Mako Birimian greenstone belt, Kédougou-Kéniéba Inlier, eastern Senegal. *J. Afr. Earth Sci.* 131, 128–144.
- Dampare, S., Shibata, T., Asiedu, D., Okono, O., Manu, J., Sakyi, P., 2009. Sr–Nd isotopic compositions of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana. *Earth Sci. Rep.* 16, 9–28.
- Dampare, S.B., Shibata, T., Asiedu, D.K., Okano, O., Osae, S.K.D., Atta-Peters, D., Sakyi, P.A., 2019. Ultramafic-mafic and granitoids supra-subduction magmatism in the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: evidence from geochemistry and Nd isotopes. *Geol. J.* 1–37.
- Debat, P., Diallo, D.P., Ngom, P.M., Rollet, M., Seyler, M., 1984. La série de Mako dans ses parties centrale et méridionale (Sénégal Oriental, Afrique de l'ouest). Précisions sur l'évolution de la série volcanosédimentaire et données géochimiques préliminaires sur les formations magmatiques post-tectoniques. *J. Afr. Earth Sci.* 2, 71–79.
- DePaolo, D.J., 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry, Minerals and Rocks*. Springer Berlin Heidelberg.
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.* 3, 249–252.
- Dia, A., 1988. Caractère et signification des complexes magmatiques et métamorphiques du secteur de Sandikounda-Laminia (Nord de la boutonnière de Kédougou, Est du Sénégal): un modèle géodynamique du Birimien de l'Afrique de l'Ouest. Thèse de doctorat d'état Univ. Cheikh Anta Diop de Dakar, Sénégal, pp. 350.
- Dia, A., Van Schmus, W.R., Kröner, A., 1997. Isotopic constraints on the age and formation of a Paleoproterozoic volcanic arc complex in the Kedougou Inlier, eastern Senegal. *West Afr. J. Afr. Earth Sci.* 24, 197–213.
- Diallo, D.P., 1994. Caractérisation d'une portion de croûte d'âge protérozoïque inférieur du craton Ouest-africain : cas de l'encaissant des granitoïdes dans le super-groupe de Mako (boutonnière de Kédougou). Implications géodynamiques. Thèse de doctorat d'état Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, Sénégal, pp. 466.
- Diallo, D.P., 1983. Contribution à l'étude géologique de la série du Dialé (Birimien) dans les monts Bassaris-Sénégal oriental (secteur de Bandafassi-Ibel-Ndébou-Landiéné). Thèse de 3ème cycle Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, Sénégal, pp. 181.
- Dioh, E., 1995. Caractérisation, signification et origine des formations birimiennes encaissantes du granite de Dioumbalou (Partie septentrionale de la boutonnière de Kédougou-Sénégal oriental). Thèse de doctorat d'état Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, Sénégal, pp. 425.
- Dioh, E., 1986. Etude des roches magmatiques Birimiennes de la région de Sonfara-Laminia- Médina Foulbé (Sénégal oriental). Thèse de doctorat 3ème cycle Univ. Nancy I, France, pp. 144.
- Dioh, E., Béziat, D., Debat, P., Grégoire, M., Ngom, P.M., 2006. Diversity of the Palaeoproterozoic granitoids of the Kédougou inlier (eastern Sénégal): petrographical and geochemical constraints. *J. Afr. Earth Sci.* 44, 351–371.
- Dioh, E., Debat, P., Dia, A., Pons, J., Rocci, G., Rollet, M., 1990. Caractérisation d'un complexe rubané dans les formations Birimiennes de la partie septentrionale de la boutonnière de Kédougou - Kéniéba. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sér. 2* (310), 935–940.
- Doumbia, S., Pouclet, A., Kouamelan, A., Peucat, J.J., Vidal, M., Delor, C., 1998. Petrogenesis of juvenile-type Birimian (paleoproterozoic) granitoids in central Côte-d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Res.* 87, 33–63.
- Drouin, M., Godard, M., Ildefonse, B., Bruguière, O., Garrido, C.J., 2009. Geochemical and petrographic evidence for magmatic impregnation in the oceanic lithosphere at Atlantis Massif, Mid-Atlantic Ridge (IODP Hole U1309D, 30°N). *Chem. Geol.* 264, 71–88.
- Elliott, T.R., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *J. Geophys. Res.* B102, 14991–15019.
- Furnes, H., Dilek, Y., de Wit, M., 2015. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana Res.* 27, 649–685.
- Gasquet, D., Barbey, P., Adou, M., Paquette, J., 2003. Structure, Sr–Nd isotope geochemistry and zircon U–Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte d'Ivoire): evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Palaeoproterozoic of West Africa. *Precambrian Res.* 127, 329–354.
- Gozo, A., 2017. Pétrologie du volcanisme paléoproterozoïque calco-alcalin du groupe de Mako (Sénégal Oriental) : incidences géotectoniques. Thèse de doctorat unique Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, Sénégal, pp. 182.
- Gozo, A., Diene, M., Diallo, D.P., Dioh, E., Gueye, M., Ndiaye, P.M., 2015. Petrological and structural approach to understanding the mechanism of formation and development of paleoproterozoic calc-alkaline volcanic rocks of West Africa's Craton: an example of the Mako and Foulde groups (Kedougou Inlier in Eastern Senegal). *Int. J. Geosci.* 6, 675–691.
- Grant, T.B., Larsen, R.B., Anker-Rasch, L., Grannes, K.R., Iljina, M., McEnroe, S., Nikolaisen, E., Schanche, M., Øen, E., 2016. Anatomy of a deep crustal volcanic conduit system; the Reinford ultramafic complex, Seiland igneous province, northern Norway. *Lithos* 252–253, 200–215.
- Gribble, R.F., Stern, R.J., Bloomer, S.H., Stüben, D., Øhearn, T., Newman, S., 1996. MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the Southern Mariana trough back-arc basin. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 2153–2166.
- Gribble, R.F., Stern, R.J., Newman, S., Bloomer, S.H., O'Hearn, T., 1998. Chemical and isotopic composition of lavas from the Northern Mariana trough: implications for magmagenesis in back-arc basins. *J. Petrol.* 39, 125–154.
- Griffin, W.L., 2008. Laser ablation ICP-MS in the Earth Sciences : current practices and outstanding issues. *Mineral. Assoc. Can.* 40, 308–311.
- Gruau, G., Griffiths, J.B., Lécuyer, C., 1998. The origin of U-shaped rare earth patterns in ophiolite peridotites: assessing the role of secondary alteration and melt/rock reaction. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 3545–3560.
- Gueye, M., Ngom, P.M., Diène, M., Thiam, Y., Siegesmund, S., Wemmer, K., Pawlig, S., 2008. Intrusive rocks and tectono-metamorphic evolution of the Mako paleoproterozoic belt (eastern Senegal, West Africa). *J. Afr. Earth Sci.* 50, 88–110.
- Gueye, M., Siegesmund, S., Wemmer, K., Pawlig, S., Drobe, M., Notle, N., 2007. New evidences for an early Birimian evolution in the west African craton: an example from the Kedougou Kenieba inlier, SE- Senegal. *S. Afr. J. Geol.* 110, 179–190.

- Hawkesworth, C., Cawood, P., Dhuime, B., 2013. Continental growth and the crustal record. *Tectonophysics* 609, 651–660.
- Hawkins, J.W., Lonsdale, P.F., Macdougall, J.D., Volpe, A.M., 1990. Petrology of the axial ridge of the Mariana Trough backarc spreading center. *Earth Planet. Sci. Lett.* 100, 226–250.
- Hawkins, J.W., Melchior, J.T., 1985. Petrology of Mariana trough and Lau basin basalts. *J. Geophys. Res.* 90, 11431–11468.
- Hekinian, R., Thompson, G., Bideau, R.D., 1989. Axial and off-axial heterogeneity of basaltic rocks from the east Pacific rise at 12 degree 35'N–12 degree 51'N. *J. Geophys. Res.* 94, 17437–17463.
- Hickey, R.L., Frey, F.A., 1982. Rare-Earth Element geochemistry of Mariana fore-arc volcanics deep sea drilling project site 458 and hole 459b. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.* 60, 735–742.
- Hickey-Vargas, R., 1998. Origin of the Indian Ocean-type isotopic signature in basalts from Philippine Sea plate spreading centers: an assessment of local versus large-scale processes. *J. Geophys. Res. Solid. Earth* 103, 20963–20979.
- Hickey-Vargas, R., 1991. Isotope characteristics of submarine lavas from the Philippine sea: implications for the origin of arc and basin magmas of the Philippine tectonic plate. *Earth Planet. Sci. Lett.* 107, 290–304.
- Hofmann, A.W., White, W.M., 1983. Ba, Rb and Cs in the earth's mantle. *Z. Naturforschungs* 38A, 256–266.
- Ikeda, Y., Nagao, K., Stern, R.J., Yuasa, M., Newman, S., 1998. Noble gases in pillow basalt glasses from the Northern Mariana trough back-arc basin. *Isl. Arc* 7, 471–478.
- Jacobsen, S.B., Quick, J.E., Wasserburg, G.J., 1984. A Nd and Sr isotopic study of the Trinity peridotite; implications for mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 68, 361–378.
- Jagoutz, O., Muntener, O., Burg, J., Ulmer, P., Jagoutz, E., 2006. Lower continental crust formation through focused flow in km-scale melt conduits: the zoned ultramafic bodies of the Chilas Complex in the Kohistan island arc (NW Pakistan). *Earth Planet. Sci. Lett.* 242, 320–342.
- Kimball, K.L., 1990. Effects of hydrothermal alteration on the composition of chromian spinels. *Contrib. Miner. Pet.* 105, 337–346.
- Koga, K.T., Kelemen, P.B., Shimizu, N., 2001. Petrogenesis of the crust-mantle transition zone and the origin of lower crustal wehrlite in the Oman ophiolite: petrogenesis of the crust-mantle transition zone. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2 N° 9.
- Lambert-Smith, J.S., Lawrence, D.M., Müller, W., Treloar, P.J., 2016. Palaeotectonic setting of the south-eastern Kédougou-Kéniéba Inlier, West Africa: new insights from igneous trace element geochemistry and U-Pb zircon ages. *Precambrian Res.* 274, 110–135.
- Lanphere, M.A., Irwin, W.P., Hotz, P.E., 1968. Isotopic age of the Nevadan orogeny and older plutonic and metamorphic events in the Klamath Mountains, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 79, 1027–1052.
- Lawrence, D.M., 2010. Characterisation and Evolution of Au Mineralization in the Loulo Mining District, Western Mali. Unpublished Ph.D. thesis. Kingston Univ, London, pp. 341.
- Lawrence, D.M., Treloar, P.J., Rankin, A.H., Harbridge, P., Holliday, J., 2013. The geology and mineralogy of the Loulo mining district, Mali, West Africa: evidence for two distinct styles of orogenic gold mineralization. *Econ. Geol.* 108, 199–227.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N., Whittaker, E.J.W., 2003. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *Can. Mineral.* 41, 1355–1370.
- Ledru, P., Pons, J., Milesi, J.P., Feybesse, J.L., Dommanget, A., Johan, V., Diallo, M., Vinchon, C., 1989. Tectonique transcurrente et évolution polycyclique dans le Birimien, Protérozoïque inférieur du Sénégal - Mali (Afrique de l'Ouest). *C.R. Acad. Sci. Paris, T. 308 Sér. II* 117–122.
- Ledru, P., Pons, J., Milesi, J., Feybesse, J., Johan, V., 1991. Transcurrent tectonics and polycyclic evolution in the Lower Proterozoic of Senegal-Mali. *Precambrian Res.* 50, 337–354.
- Lin, P.N., Stern, R.J., Bloomer, S.H., 1989. Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana arc: 2. Large Ion-Lithophile and Rare Earth Element abundances: evidence for the source of incompatible element enrichments in intra-oceanic arcs. *J. Geophys. Res.* B94, 4497–4514.
- Loh, G., Hirdes, W., 1999. Explanatory notes for the geological map of Southwest Ghana 1:100,000 Sekondi (0402A) and Axim (0403B) sheets. *Geol. Surv. Bull.* 49, 149.
- Loucks, R.B., 1990. Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in Clinopyroxene. *Geology* 18, 346–349.
- Macdougall, J.D., Lugmair, G.W., 1986. Sr and Nd isotopes in basalts from the east Pacific rise: significance for mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 77, 273–284.
- Mahoney, J.J., Sinton, J.M., Kurz, M.D., Macdougall, J.D., Spencer, K.J., Lugmair, G.W., 1993. Isotope and trace element characteristics of a super-fast spreading ridge: east Pacific Rise 13-23 degrees. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 171–191.
- Masurel, Q., Thébaud, N., Miller, J., Ulrich, S., Hein, K.A.A., Cameron, G., Béziat, D., Bruguier, O., Davis, J.A., 2017. Sadiola Hill: a world-class carbonate-hosted gold deposit in Mali, West Africa. *Econ. Geol.* 112, 23–47.
- Meijer, A., 1976. Pb and Sr isotopic data bearing on the origin of volcanic rocks from the Mariana island-arc system. *Geol. Soc. Am. Bull.* 87, 1358–1369.
- Meijer, A., Reagan, M.K., 1981. Petrology and geochemistry of the Island of Sarigan in the Mariana arc: calc-alkaline volcanism in an oceanic setting. *Contrib. Mineral. Petrol.* 77, 337–354.
- Milesi, J., Feybesse, J., Pinna, P., Deschamps, Y., Kampunzu, H., Muhongo, S., Lescuyer, J.L., Le Goff, E., Delor, C., Billa, M., Ralay, F., Henry, C., 2004. Geological map of Africa 1:10000000 SIGAFrique project. In: 20th Conference of African Geology, BRGM, Orleans, France, 2-7 June, lastaccessed 14/12/2010. <http://www.sigafrique.net>.
- Morimoto, N., Fabriés, J., Ferguson, A.K., Ginsburg, L.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes (subcommittee on pyroxene, IMA). *Mineral. Mag.* 52, 535–550.
- Myers, J.S., Shaw, R.D., Tyler, I.M., 1996. Tectonic evolution of proterozoic Australia. *Tectonics* 15, 1431–1446.
- Natland, J.H., 1989. Partial melting of a lithologically heterogeneous mantle: inferences from crystallization histories of magnesian abyssal tholeiites from the Siqueiros fracture zone. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 42, 41–70.
- Newman, S., Stolper, E., Stern, R., 2000. H₂O and CO₂ in magmas from the Mariana arc and back arc systems. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 1, 1013.
- Nui, Y., Collerson, K.D., Batiza, R., Wendt, J.L., Regelous, M., 1999. Origin of enriched-type mid-ocean ridge basalt at ridges far from mantle plumes: the East Pacific Rise at 11°20'N. *J. Geophys. Res.* 104, 7067–7087.
- Ngom, P.M., 1995. Caractérisation de la croûte Birimienne dans les parties centrale et méridionale du supergroupe de Mako. Implications géochimiques et pétrogénétiques. Thèse de doctorat d'état Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, Sénégal, pp. 240.
- Ngom, P.M., 1989. Caractères géochimiques des formations Birimiennes du supergroupe de Mako (Sabodala et ses environs). *Afr. Earth Sci.* 8, 91–97.
- Ngom, P.M., 1985. Contribution à l'étude de la série Birimienne de Mako dans le secteur de Sabodala (Sénégal oriental). Thèse de 3ème cycle Univ. Nancy I, France, pp. 134.
- Ngom, P.M., Cissokho, S., Gueye, M., Joron, J.-L., 2011. Diversité du volcanisme et évolution géodynamique au Paléoprotérozoïque: exemple du Birimien de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Sénégal). *Afr. Geosci. Rev.* 18, 1–22.
- Ngom, P.M., Cordani, U.G., Teixeira, W., Janasi, V. de A., 2010. Sr and Nd isotopic geochemistry of the early ultramafic-mafic rocks of the Mako bimodal volcanic belt of the Kédougou-Kéniéba inlier (Senegal). *Arab. J. Geosci.* 3, 49–57.
- Ngom, P.M., Gueye, M., Cissokho, S., Joron, J.-L., Treuil, M., Dabo, M., 2007. Signification géodynamique des roches volcaniques dans les ceintures de roches vertes d'âge paléoprotérozoïque; exemple de la partie méridionale du supergroupe de Mako, boutonnière de Kédougou (Sénégal). *Approche des éléments en traces. J. Sci. Technol.* 5, 52–71.
- Ngom, P.M., Rocci, G., Debat, P., Dia, A., Diallo, D.P., Dioh, E., Sylla, M., 1998. Les massifs basiques et ultrabasiques Birimiens du supergroupe de Mako (Sénégal oriental): pétrographie, géochimie et signification pétrogénétique. *Bull. L'IFAN Cheikh Anta Diop, Dakar, Sénégal* 33–54 T.49, Sér. A, N° 2.
- Nicolle, M., Jousset, D., Reisinger, L., Bosch, D., Stephan, A., 2016. Major and trace element and Sr and Nd isotopic results from mantle diapirs in the Oman ophiolite: implications for off-axis magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 437, 138–149.
- Olierook, H.K.H., Sheppard, S., Johnson, S.P., Occhipinti, S.A., Reddy, S.M., Clark, C., Fletcher, I.R., Rasmussen, B., Zi, J.-W., Pirajno, F., LaFlamme, C., Do, T., Ware, B., Blandthorn, E., Lindsay, M., Lu, Y.-J., Crossley, R.J., Erickson, T.M., 2018. Extensional episodes in the Paleoproterozoic Capricorn Orogen, Western Australia, revealed by petrogenesis and geochronology of mafic-ultramafic rocks. *Precambrian Res.* 306, 22–40.
- Ouédraogo, A., 1985. Etude de quelques unités plutoniques basiques éburnéennes dans le sillon de Bouroum Yalogo au NE du Burkina Faso. Thèse de doctorat 3ème cycle Univ. Nancy I, France, pp. 64.
- Parra Avila, L.A., Kemp, A.I.S., Fiorentini, M.L., Belousova, E., Baratoux, L., Block, S., Jessell, M., Davis, J., McCuaig, T.C., 2017. The geochronological evolution of the paleoproterozoic Baoulé-mossi domain of the southern West African craton. *Precambrian Res.* 300, 1–27.
- Pawlig, S., Gueye, M., Klischies, R., Schwarz, S., 2006. Geochemical and Sr – Nd isotopic data on Birimian formations of the Kédougou – Kéniéba inlier (eastern Senegal): implications of the paleoproterozoic evolution of the west African craton. *S. Afr. J. Geol.* 109, 407–423.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 290–300.
- Peate, D.W., Pearce, J.A., Hawkesworth, C.J., Edwards, C.M.H., Hirose, K., 1997. Geochemical variations in Vanuatu arc lavas: the role of subducted material and a variable mantle wedge composition. *J. Petrol.* 38, 1331–1358.
- Pickett, D.A., Murrell, M.T., 1997. Observations of ²³¹Pa/²³⁵U disequilibrium in volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 148, 259–271.
- Pin, C., Briot, D., Poitrasson, F., 1994. Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Anal. Chim. Acta* 298, 209–217.
- Pirajno, F., 2004. Oceanic plateau accretion onto the northwestern margin of the Yilgarn Craton, Western Australia. *J. Geodyn.* 37, 205–231.
- Pirajno, F., Occhipinti, S.A., 2000. Three palaeoproterozoic basins-Yerrida, Bryah and padbury-Capricorn orogen, western Australia. *Aust. J. Earth Sci.* 47, 675–688.
- Poulet, A., Dombia, S., Vidal, M., 2006. Geodynamic setting of Birimian volcanism in central ivory coast (western Africa) and its place in the paleoproterozoic evolution of the man shield. *Bull. Soc. Géol. Fr.* t. 177, 105–121.
- Prinzhofer, Lewin, A., Allegre, E., Claude, J., 1989. Stochastic melting of the marble cake mantle: evidence from local study of the east Pacific rise at 12 degree 50'N. *Earth Planet. Sci. Lett.* 92, 189–206.
- Python, M., Ceuleneer, G., 2003. Nature and distribution of dykes and related melt migration structures in the mantle section of the Oman ophiolite: Oman ophiolite dykes.

- Geochem. Geophys. Geosyst. 4 (7), 8612.
- Regelous, M., Nui, Y., Wendt, J.I., Batiza, R., Grieg, A., Collerson, K.D., 1999. Variations in the geochemistry of magmatism on the east pacific rise at 10°30'N since 800 ka. *Earth Planet. Sci. Lett.* 168, 45–63.
- Roddaz, M., Debat, P., Nikiéma, S., 2007. Geochemistry of Upper Birimian sediments (major and trace elements and Nd–Sr isotopes) and implications for weathering and tectonic setting of the Late Paleoproterozoic crust. *Precambrian Res.* 159, 197–211.
- Rospabé, M., Benoit, M., Ceuleneer, G., Hodel, F., Kaczmarek, M.-A., 2018. Extreme geochemical variability through the dunitic transition zone of the Oman ophiolite: implications for melt/fluid-rock reactions at Moho level beneath oceanic spreading centers. *Geochem. Cosmochim. Acta* 234, 1–23.
- Sangaré, A., 2008. Les roches ultramafiques et mafiques Paléoprotérozoïques de la ceinture de roches vertes de Kadiolo (Mali). *Pétrologie, évolution et ressources minérales associées. Mémoire de fin d'études. Master géosciences et ressources minérales, département des Sciences de la Terre. Univ. Sidi Mohamed Ben Abdellah, Maroc*, pp. 67.
- Stern, R.J., Bibee, L.D., 1984. Esmeralda bank: geochemistry of an active submarine volcano in the Mariana island arc. *Contrib. Mineral. Petrol.* 86, 159–169.
- Stern, R.J., Lin, P.N., Morris, J.D., 1990. Enriched back-arc basin basalts from the northern Mariana trough: implications for the magmatic evolution of back-arc basins. *Earth Planet. Sci. Lett.* 100, 210–225.
- Stern, R.J., Morris, J., Bloomer, S.H., Hawkins, J.W., 1991. The source of the subduction component in convergent margin magmas: trace element and radiogenic isotope evidence from Eocene boninites, Mariana forearc. *Geochem. Cosmochim. Acta* 55, 1467–1481.
- Stolper, E., Newman, S., 1994. The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 293–325.
- Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 42, 313–345.
- Theveniaut, H., Ndiaye, P., Buscail, F., Coueffe, R., Delor, C., Fullgraf, T., Goujou, J.C., 2010. Notice explicative de la carte géologique du Sénégal oriental à 1/500000. Ministère des Mines, de l'industrie de l'agro-industrie et des PME. Direction des mines et de la géologie, Dakar, pp. 120.
- Thiéblemont, D., Liégeois, J.P., Fernandez-Alonso, M., Ouabadi, A., Le Gall, B., Maury, R., Jalludin, M., Vidal, M., Ouattara Gbélé, C., Tchaméni, R., Michard, A., Nehlig, P., Rossi, P., Chêne, F., 2016. Geological Map of Africa at 1:10M Scale. (CGMW-BRGM).
- Volpe, A.M., Macdougall, G.W., Lugmair, J.W., Hawkins, J.W., Lonsdale, P., 1990. Fine-scale isotopic variation in Mariana trough basalts: evidence for heterogeneity and a recycled component in back-arc basin mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 100, 251–264.
- Volpe, A.M., Macdougall, J.D., Hawkins, J.W., 1987. Mariana Trough Basalts (MTB): trace element and Sr–Nd isotopic evidence for mixing between MORB-like and arc-like melts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 82, 241–254.
- Wane, O., Liégeois, J.-P., Thébaud, N., Miller, J., Metelka, V., Jessell, M., 2018. The onset of the Eburnean collision with the Kenema-Man craton evidenced by plutonic and volcanosedimentary rock record of the Massigui region, southern Mali. *Precambrian Res.* 305, 444–478.
- White, W.M., Patchett, J., 1984. Hf–Nd–Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma genesis and crust-mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 67, 167–185.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1976. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 28 (3), 459–469.
- Wood, D.A., Joron, J.-L., Treuil, M., 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45, 326–336.
- Woodhead, J.D., 1988. The origin of geochemical variation in Mariana lavas: a general model for petrogenesis in intra-oceanic arcs. *J. Petrol.* 29, 805–830.
- Yokoyama, T., Makishima, A., Nakamura, E., 1999. Evaluation of the coprecipitation of incompatible trace elements with fluoride during silicate rock dissolution by acid digestion. *Chem. Geol.* 157, 175–187.
- Yu, X., Lee, C.T.A., Chen, L.H., Zeng, G., 2015. Magmatic recharge in continental flood basalts: insights from the Chifeng igneous province in inner Mongolia. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 16, 2082–2096.
- Yuan, L., Zhang, X., Yang, Z., Lu, Y., Chen, H., 2017. Paleoproterozoic Alaskan-type ultramafic-mafic intrusions in the Zhongtiao mountain region, North China Craton: petrogenesis and tectonic implications. *Precambrian Res.* 296, 39–61.