



## THESE

Présentée pour l'obtention du diplôme de

**DOCTORAT de l'Université de Bretagne Occidentale**

**Spécialité : GEOSCIENCES MARINES**

par

**Philippe Nonnotte**

**Etude volcano-tectonique de la zone de Divergence Nord Tanzanienne  
(Terminaison Sud du Rift Kenyan).**

**Caractérisation pétrologique et géochimique du volcanisme récent  
(8 Ma – Actuel) et du manteau source.**

**Contraintes de mise en place.**

Soutenue le 20 avril 2007 devant le jury composé de :

M. Mathieu Benoit	CR CNRS	Tuteur scientifique.
M. Jean Yves Cottin	Professeur	Rapporteur.
M. Jacques Devérchère	Professeur	Examineur.
M. Michel Grégoire	CR CNRS	Rapporteur.
M. Bernard Le Gall	CR CNRS	Tuteur scientifique.
M. René Maury	Professeur	Président du Jury.
M. Christophe Monnier	Maître de Conférence	Examineur.
Mme Mireille Polvé	Physicienne	Examinatrice.
M. Joël Rolet	Maître de Conférence	Examineur.
M. Christophe Hémond	Maître de Conférence	Directeur de thèse.

*« Ensuite, ils commencèrent à prendre de l'altitude en direction de l'Est, semblait-il ; après quoi, cela s'obscurcit et ils se trouvèrent en pleine tempête, la pluie tellement drue qu'on eût cru voler à travers une cascade, et puis ils en sortirent et Compie tourna la tête et sourit en montrant quelque chose du doigt et là, devant eux, tout ce qu'il pouvait voir, vaste comme le monde, immense, haut et incroyablement blanc dans le soleil, c'était le sommet carré du Kilimandjaro. Et alors il comprit que c'était là qu'il allait. »*

Les neiges du Kilimandjaro

Ernest Hemingway

## REMERCIEMENTS.

A l'issue de ces trois ans et demi de travail, qui reflète celui de toute une équipe, il m'est très agréable de pouvoir enfin exprimer ma reconnaissance à toutes les personnes qui ont été impliquées dans cette thèse.

Je tiens tout d'abord à remercier mes deux tuteurs scientifiques : Mathieu Benoit et Bernard Le Gall, qui m'ont fait profiter de leurs multiples talents aussi bien scientifiques que humains, particulièrement au cours des deux missions de terrain que nous avons menées ensemble sur les grands volcans du Nord de la Tanzanie.

Tout d'abord Mathieu, merci de m'avoir proposé ce sujet et de m'avoir ainsi offert l'occasion de découvrir ce magnifique pays qu'est la Tanzanie, merci aussi pour ta disponibilité (« J'ai une petite question... »), pour m'avoir transmis ton coup de patte analytique (même si parfois c'est un peu « risky »), de m'avoir pris en photo devant une coulée du Kili (j'y étais...), pour m'avoir fourni un bestiaire tanzanien presque complet afin que je puisse organiser des safaris à la maison, et pour ton énorme gentillesse.

Et maintenant Bernard (dit Monsieur), merci aussi de m'avoir fait confiance pour ce travail en y apportant toutes tes connaissances de structuraliste, pour tes bon mots (« ma petite massue » ; « Mignard »...), d'avoir accepté de partager la tente avec moi à 4000 m d'altitude pendant 15 jours (il faut un réel pouvoir d'abnégation...) et de m'avoir ramené des échantillons de Stella Point (5737 m) par un petit matin enneigé.

Je souhaite aussi remercier Christophe Hémond d'avoir accepté la direction de cette thèse, pour ces commentaires constructifs sur mon travail et pour sa bonne humeur au cours de la mission 2005. Merci d'avoir emmené « Big Mama » dans tes valises ; je pense que les laves tanzaniennes en garde un souvenir cuisant...

Un grand merci à Joël Rolet pour m'avoir fait profiter de ses compétences sur le Rift et pour m'avoir fait découvrir et aimer l'Afrique de l'Est. C'est un peu de ta faute, Joël, si j'ai envie de retourner travailler sur le Rift en Tanzanie à la suite de cette thèse. Et puis, il nous reste Eyasi à aller voir ensemble...

Enfin, pour compléter l'équipe africaine, je tiens à remercier Bérengère Doerler pour avoir partagé notre quotidien en Afrique et réalisé un magnifique site Internet sur les deux missions. Merci aussi à Nathalie Canard Béchade pour la réalisation d'un film sur la mission de 2003.

Mes plus vifs remerciements vont aussi à M. Jean Yves Cottin et M. Michel Grégoire pour avoir accepté le rôle de rapporteur, et à Mme Mireille Polvé, M. Jacques Devérchère, M. René Maury et M. Christophe Monnier pour avoir accepté celui d'examineurs. Je les remercie pour l'intérêt porté à ce travail.

Je souhaite aussi remercier toutes les personnes qui m'ont aidé dans l'acquisition des résultats présentés dans ce travail : Hervé Guillou de Gif sur Yvette, pour son accueil chaleureux au LSCE et pour la réalisation des datations K-Ar des laves du Kilimandjaro ; Claire Bassoulet et Danièle Hureau pour leur assistance sans faille et leur disponibilité exceptionnelle en salle blanche et lors des mesures au spectromètre de masse (Claire, Danièle, j'ai un problème avec le spectro...) ; Jo Cotten pour ses super analyses à l'ICP-AES et pour les discussions sympathiques lors de la réalisation des nombreuses pesées ; Marcel Bohn pour les analyses microsondes, et enfin Jean Pierre Oldra pour ses magnifiques lames minces et sa bonne humeur communicative lors des longues journées de broyage.

Je souhaite aussi remercier toutes les personnes avec qui j'ai pu discuter et échanger sur les aspects scientifiques de mon travail, et plus particulièrement Georges Ceuleneer et Mireille Polvé (membres de mon comité de thèse), Hervé Bellon, Jean-Alix Barrat.

Bien entendu, ce travail n'aurait pu exister sans l'aide et le soutien de très nombreuses personnes en Tanzanie, largement mises à contribution au cours des deux missions d'échantillonnage de 2003 et 2005.

Je tiens à exprimer ma sincère reconnaissance aux responsables du Tanzanian Geological Survey de Dodoma, de l'Université de Dar Es Salaam, nos principaux interlocuteurs en Tanzanie, ainsi qu'à ceux du TANAPA (Tanzanian National Park) et de la Ngorongoro Conservation area, qui nous ont autorisés à travailler et échantillonner dans les parcs nationaux du Kilimandjaro, du Meru et du cratère du Ngorongoro. Je tiens tout particulièrement, à exprimer ma très grande gratitude au Pr. Sospeter Muhongo, de l'Université de Dar Es Salaam, pour toute l'aide qu'il nous a offerte lors de la préparation des deux missions et dans les multiples démarches administratives nécessaires à l'obtention des permis de recherche auprès du COSTECH. Ma très grande reconnaissance va aussi au Dr. James Wakibara qui nous a grandement aidé au cours de la préparation de l'expédition sur le Kilimandjaro, et tout au long de son déroulement.

Ce projet n'aurait pu être mené à bien sans le soutien des services de l'Ambassade de France à Dar Es Salaam et l'aide de M. Marc Basseporte, consul honoraire à Arusha. Je tiens tout particulièrement à remercier Son excellence Mme Emmanuelle d'Achon, ambassadrice de France en Tanzanie, pour le grand intérêt qu'elle porte à ce travail, pour le soutien dont elle nous a gratifié au cours de la mission 2005 ainsi que pour son accueil chaleureux à la fin de cette mission. Je souhaite aussi remercier M. Philippe Bernard, ainsi que son épouse, pour leur assistance lors des démarches administratives nécessaires à l'expédition de nos échantillons en France, et pour les avoir surveillés de près (dans leur garage) pendant notre expédition sur les pentes du Kilimandjaro et lors de notre séjour à Dar Es Salaam.

Bien évidemment, il n'y aurait pu y avoir de prélèvements sur le terrain sans l'aide de nos nombreux guides qui nous ont emmené explorer le « bush » pour trouver le plus bel échantillon possible. Parmi eux, je souhaite particulièrement remercier E. Makoba, étudiant en Master à l'Université de Dar Es Salaam, pour m'avoir accompagné pendant toute la mission 2005, Goldwin, notre guide Masai dans la région du lac Natron, P. Duhe, ranger du Ngorongoro qui avait la lourde charge de protéger « trois inconscients » des lions et autres buffles, et enfin sur les pentes du Kilimandjaro, nos guides chaggas R. Mtuy et S. Gaudence, ainsi que toute leur équipe de porteurs : J. Elizante, J. et M. Saidi, K. Jonh, M. Ngowi, A. et V. Petery, J. Grogat, A. Sarivay, G. Mtuy, J.Jastini, Y. Lazaru, Anodi, Jhon, Seti, Anthony et Elirehema. Un grand merci à vous tous, pour nous avoir permis de ramener autant d'échantillons et pour nous avoir continuellement encouragé (en nous dépassant...) lorsque nous avançons lentement sur les chemins de la « Montagne Blanche ».

A Brest « même » maintenant, je tiens à dire un grand merci à Antoine, Nolwenn, Carlos, Carole, Nuno, Gwen, Isa, Fateh. Merci de m'avoir soutenu dans les coups durs et pour tous les bons moments que nous avons passé ensemble au cours de nos thèses respectives.

Enfin, je souhaite dire un grand merci à ma famille, particulièrement à mes parents et à mon frère Christophe, ainsi qu'à tous les membres de ma « jolie famille ». Merci de votre soutien pendant ces trois ans et demi, merci pour tous...

Rassure toi Morgane, je n'allais pas t'oublier. Merci d'avoir été là et pour tout ce que tu m'as apporté depuis que l'on s'est rencontré...



## SOMMAIRE.

<b>Chap. 1. Introduction et problématique.</b>	<b>1</b>
A. Introduction et problématique.	2
B. Contexte géologique régional du Rift Est Africain.	6
<b>Chap. 2. Position et nature du volcanisme associé à la Divergence Nord Tanzanienne.</b>	<b>9</b>
A. Géologie des principaux ensembles volcaniques de la Divergence Nord Tanzanienne.	10
1. Les Craters Highland et le Ngorongoro.	10
a. Le cratère du Ngorongoro.	12
b. Le cratère de l'Olmoti.	20
c. L'activité fissurale dans les Craters Highland.	22
2. La vallée axiale : les rifts Natron et Manyara.	27
a. Les escarpements de Manyara et d'Engaruka.	30
b. Le Gelai et le Ketumbeine.	32
c. L'activité fissurale (route Arusha-Makuyuni).	33
d. Le Mt Hanang.	34
3. La région d'Arusha et le Mont Meru.	39
a. Le Mt Meru.	41
b. L'activité parasite.	43
B. Propagation du rifting en bordure de craton. Distribution de la fracturation et du volcanisme dans la Divergence Nord Tanzanienne (Afrique de l'Est) au cours du Néogène.	48
<b>Chap. 3. Le Kilimandjaro.</b>	<b>81</b>
A. Sites et coupes étudiés sur le massif du Kilimandjaro.	82
1. Le Shira.	83
2. Le Kibo.	85
a. La formation du <i>Lava Tower group</i> .	86
b. La formation du <i>Rhomb Porphyry group</i> .	88
c. La formation du <i>Lent group</i> .	90
d. La formation du <i>Caldera Rim group</i> .	91
e. La formation du <i>Inner Crater group</i> .	94
3. Le Mawenzi.	95
4. Les cônes adventifs sub-actuels ( <i>Parasitic activity</i> )	97
B. Nouveaux ages K-Ar sur le massif volcanique du Kilimandjaro, Divergence Nord Tanzanienne, Rift Est Africain.	101
C. Pétrologie et géochimie des laves du Kilimandjaro (Rift Est Africain, Tanzanie) : mise en évidence de la fusion dans la lithosphère de deux sources mantelliques métasomatisées.	124

**Chap. 4. Nature et évolution du manteau source sous la Divergence Nord Tanzanienne. 162**

A. Caractérisation pétrologique des principaux ensembles volcaniques de la Divergence Nord Tanzanienne. 163

1. Les Craters Highland et le Ngorongoro. 163
2. Les rifts Natron et Manyara. 167
3. La région d'Arusha et le Mont Meru. 171
4. Conclusion sur les caractéristiques pétrologiques des laves de la DNT. 175

B. Caractérisation géochimique (éléments en trace) des principaux ensembles volcaniques de la Divergence Nord Tanzanienne. 177

1. Les Craters Highland et le Ngorongoro. 177
2. Les rifts Natron et Manyara. 182
3. La région d'Arusha et le Mont Meru. 187
4. Conclusions sur les caractéristiques géochimiques (éléments en traces) des laves de la DNT. 191

C. Caractérisation géochimique (compositions isotopiques en Sr et Nd) des principaux ensembles volcaniques de la Divergence Nord Tanzanienne. 194

1. Les Craters Highland et le Ngorongoro. 194
2. Les rifts Natron et Manyara. 196
3. La région d'Arusha et le Mont Meru. 197
4. Conclusions sur les caractéristiques géochimiques (compositions isotopiques Sr et Nd) des laves de la DNT. 199

D. Evolution spatiale des processus pétrogénétiques sous la Divergence Nord Tanzanienne. 201

1. Effet de l'assimilation crustale couplée ou non à la cristallisation fractionnée. 201
2. La signature du grenat et la profondeur de fusion partielle. 203
3. La signature de l'amphibole et le métasomatisme lithosphérique. 205

**Conclusion générale et Perspectives. 210**

**Chap. 5. Méthodologie expérimentale. 212**

A. Echantillonnage. 213

1. Campagne 2003 (échantillons 03TZ X). 213
2. Campagne 2005 (échantillons 05TZ X et 05KI X). 214

B. Préparation des poudres – analyses Roche Totale et datations K-Ar. 215

1. Préparation des poudres – analyses Roche Totale. 215
2. Préparation des poudres – datations K-Ar. 217

C. Acquisition des teneurs en éléments majeurs (ICP-AES) et en éléments en traces (ICP-AES et ICP-MS). 218

1.	Mesures des teneurs en éléments majeurs et en traces par ICP-AES.	218
a.	Préparation des échantillons.	218
b.	Principe et conditions de mesures à l'ICP-AES.	219
2.	Mesures des concentrations en éléments en traces par ICP-MS.	220
a.	Préparation des échantillons.	220
b.	Principe et conditions de mesures à l'ICP-MS.	224
c.	Evaluation de la reproductibilité externe par la mesure des standards BHVO-2 et WSE.	229
D.	Acquisition des données isotopiques (Sr et Nd) par spectrométrie de masse.	232
1.	Conditions de manipulation, réactifs et blancs.	232
2.	Préparation des échantillons.	233
a.	Protocole de dissolution et de minéralisation.	234
b.	Aliquote des « solutions mères ».	234
3.	Protocole d'élution.	235
4.	Spectrométrie de masse.	237
a.	Dépôt du Sr.	237
b.	Dépôt du Nd.	238
c.	Principe général et conditions de mesures.	238
d.	Reproductibilité et justesse de nos mesures.	240
E.	Datations isotopiques par la méthode 40K-40Ar sans spike.	242
1.	Principe général.	242
2.	Préparation des échantillons.	244
3.	Dosage du K et mesure des teneurs en Ar.	245

**Références bibliographiques. 247**

**Publication et mémoire complémentaire.**

A. Genèse de magmas andésitiques-boninitiques au niveau des dorsales médio-océaniques par fusion de péridotites hydratées.

B. Valorisation des compétences – Un « nouveau chapitre de la thèse ».

**Annexes.**

## **ABSTRACT.**

The East African Rift System (EARS) is the best example worldwide of an active magmatic rift. It extends over more than 3500 km from the Afar province to the Mozambican Gulf, cutting through the Ethiopian and East Africa elevated plateaus that are the topographic expression of one or several Cenozoic mantle plumes beneath this part of Africa. Extensional strain initiated along the eastern magmatic branch of the EARS at ca. 30 My in the Afar, and then propagated southwards by linkage of discrete magmatic cells centered on the Kenyan dome, to reach South Kenya 8 My ago. There, the North Tanzanian Divergence (NTD) corresponds to a dramatic change in structural style, associated with the abrupt disappearance of magmatism southwards. The transition zone from the NS axial valley into three diverging rift arms (Eyasi, Natron-Manyara and Pangani), dominated by tilted basement fault blocks, is outlined by a 200 km-long transverse volcanic chain, including major Neogene volcanic edifices such as the Ngorongoro, Mount Meru and Kilimanjaro.

Our work presents new structural and geochemical results on magmatic rocks in the NTD, and its main originality is to integrate complementary approaches involving field investigations, petrological-mineralogical analyses, geochronology, Sr-Nd isotopic and trace elements geochemistry. That allows us to also precise the build-up history and mechanisms of a number of major volcanoes of the NTD (Ngorongoro, Mount Meru, Kilimanjaro) during Plio-Quaternary times. Applying this approach to a wider scale, and compiling published radiometric data with our own K-Ar age determinations, allows us to establish a kinematic rift propagation model to the NTD for the last 8 My. It is proposed that both magmatism and strain shifted eastwards along the transverse volcanic chain, up to the Pangani arm, from 8 My to Present, with the onset of magmatic activity in the whole NTD at 2.5 My. But, the main contribution of our study is devoted to the Kilimanjaro long-lived edifice that forms the prominent structure in the EARS, as a whole. Seventeen new K-Ar ages provide constraints for précising time relationships between its three main magmatic centres, and emphasis has been put on the Kibo central vent that recorded the last building phases in the time range 492-165 ky. In addition, new petrological and geochemical results on Kilimanjaro mafic lavas bring some new insights on the nature of mantle sources that are thought to be heterogeneous lithospheric material with residual amphibole and garnet. Two different metasomatic events,

Precambrian and Plio-Quaternary in age, are inferred to have governed the evolution of the mantle sources, with the infiltration of melt from the underlying Neogene plume.

These conclusions, extended at the scale of the NTD for young (<1 My) primitive lavas, highlight differences in the nature of the petrogenetic processes that gave rise to synrift magmatism throughout the NTD. To the East, lavas typically show geochemical compositions derived from the fertilization of the stretched lithosphere by the sub-actual activity of the Kenya plume. On the opposite, lavas from the western part of the NTD present geochemical signatures inherited from a Precambrian metasomatized lithospheric mantle, in agreement with results on mantle xenoliths. The nature, location and timing of lithospheric metasomatism in the magmatic segment of the NTD are likely to be highly controlled by structural inheritance, and more particularly by the presence of the Tanzanian Archean craton and large-scale transverse structures in the surrounding Proterozoic orogenic belts.

## **CHAP. 1. INTRODUCTION ET PROBLEMATIQUE.**



## A. Introduction et problématique.

L'extension et l'amincissement de la lithosphère continentale s'expriment en surface par la formation de rifts intracontinentaux, longues et profondes dépressions limitées par des escarpements, expression en surface des failles normales bordières. Le développement du rifting peut être associé étroitement à de fortes anomalies thermiques intra-mantelliques ; les rifts sont alors le siège d'importantes manifestations magmatiques, jalonnant les différentes étapes de la déchirure continentale, jusqu'au stade ultime de l'océanisation.

Deux grands modèles sont généralement admis pour ce type de rifts magmatiques en fonction de la nature des relations spatio-temporelles entre processus tectoniques et magmatiques (Senghor et Burke, 1978 ; Coulon, 1993 ; Ruppel, 1995 ; Boillot et Coulon, 1998). Selon le modèle du « rifting actif », la remontée de l'asthénosphère sous l'action d'un panache mantellique entraîne le bombement, puis l'étirement de la lithosphère continentale qui est associée à une activité magmatique dont la mise en place précède largement les déformations tectoniques. Le plus bel exemple de rift magmatique « actif » s'observe en Afrique de l'Est où la grande vallée axiale, qui s'étend sur 3500 km du triangle des Afars jusqu'au golfe du Mozambique, recoupe les hauts plateaux des Afars et de l'Afrique de l'Est qui sont l'expression morphologique la plus évidente de panache(s) mantellique(s), mis en place en profondeur au cours du Cénozoïque, et dont le nombre exact varie selon les auteurs (Marty *et al.*, 1996 ; Ebinger et Sleep, 1998 ; Rogers *et al.*, 2000, Pik *et al.*, 2006).

Si la présence d'un panache mantellique est bien contrainte sous les rifts de l'Afar et de l'Ethiopie grâce aux méthodes géophysiques (Nyblade *et al.*, 2000 ; Benoit *et al.*, 2006, Stuart *et al.*, 2006), sa contribution primordiale dans la genèse des magmas basiques présents dans ces rifts est également bien argumentée sur la base, notamment, de la signature isotopique des laves qui témoignent de processus de fusion partielle du manteau asthénosphérique (Marty *et al.*, 1996 ; Barrat *et al.*, 1998 ; Pik *et al.*, 1999 ; Rogers *et al.*, 2000 ; Furman *et al.*, 2006). La problématique « panache » est plus complexe plus au Sud, au niveau du rift kenyan, même si la présence d'un panache n'est pas contestée (Ebinger *et al.*, 1989 ; Macdonald *et al.*, 2001 ; Späth *et al.*, 2001, Furman *et al.*, 2004). Son appartenance soit à un panache unique, incluant celui de l'Afar-Ethiopie, dont les magmas associés sont alors supposés fluer en profondeur, canalisés par la topographie de la lithosphère (Ebinger et Sleep, 1998) ; soit à un second panache, argumenté par la signature géochimique spécifique

des laves du Kenya (Marty *et al.*, 1996 ; Rogers *et al.*, 2000 ; Pik *et al.*, 2006), est toujours débattue. Par ailleurs, la participation du manteau asthénosphérique dans la genèse des laves alcalines du rift kenyan n'est pas clairement établie car celles-ci résultent d'un processus de fusion partielle du manteau lithosphérique (Paslick *et al.*, 1995 ; 1996 ; Le Roex *et al.*, 2001 ; Macdonald *et al.*, 2001 ; Späth *et al.*, 2001, Macdonald, 2003), provoqué par son échauffement dû à la présence d'un panache mantellique chaud en profondeur. La diversité des signatures isotopiques des laves synrifts kenyanes a conduit à divers modèles pétrogénétiques impliquant la fusion partielle d'un manteau fortement hétérogène métasomaté : (1) au cours du Précambrien (Paslick *et al.*, 1995 ; 1996) comme suggéré par l'étude des xénolithes mantelliques du Nord de la Tanzanie (Cohen *et al.*, 1984 ; Lee *et al.*, 2000 ; Burton *et al.*, 2000), (2) par des magmas carbonatitiques cénozoïques (Rudnick *et al.*, 1993), ou (3) par des magmas directement issus du panache sous-jacent et piégés dans la lithosphère (Macdonald *et al.*, 2001 ; Späth *et al.*, 2001 ; Macdonald, 2003).

Cependant, aucun de ces travaux antérieurs n'a tenté de corrélérer les variations pétrologiques et géochimiques des divers types de magmas émis en surface avec les principaux paramètres qui ont contrôlés la dynamique du rifting, parmi lesquels on retiendra (1) l'héritage structural, qui concerne à la fois la nature initiale de la lithosphère riftée (craton, ceintures orogéniques, rifts antérieurs,...) mais aussi la présence et la géométrie de discontinuités préexistantes, et (2) les processus propres au rifting (taux d'extension, âge et maturité de l'amincissement lithosphérique,...).

Dans le schéma d'organisation générale de la branche orientale du Rift Est Africain (REA), initié vers 30 Ma en Afar et se propageant vers le Sud pour atteindre l'extrémité du rift kenyan vers 8 Ma (paragraphe B), la structure dénommée Divergence Nord Tanzanienne (DNT) (Dawson, 1992) permet d'observer la propagation du rifting Cénozoïque au travers d'une discontinuité d'échelle lithosphérique séparant un domaine à substratum Protérozoïque au Nord d'un domaine cratonique au Sud. Située sur la retombée Sud du dôme kenyan, la DNT se marque par des changements importants dans l'expression de surface du rifting, qui passe d'une vallée axiale unique, de type magmatique (Sud Kenya) à trois branches divergentes (Eyasi au N50°E, Manyara au N10-20°E et Pangani au N140°E) où la déformation, plus diffuse, est dominée par des systèmes de blocs basculés, fortement contrôlés par l'héritage structural du substratum hétérogène, et totalement dépourvus de

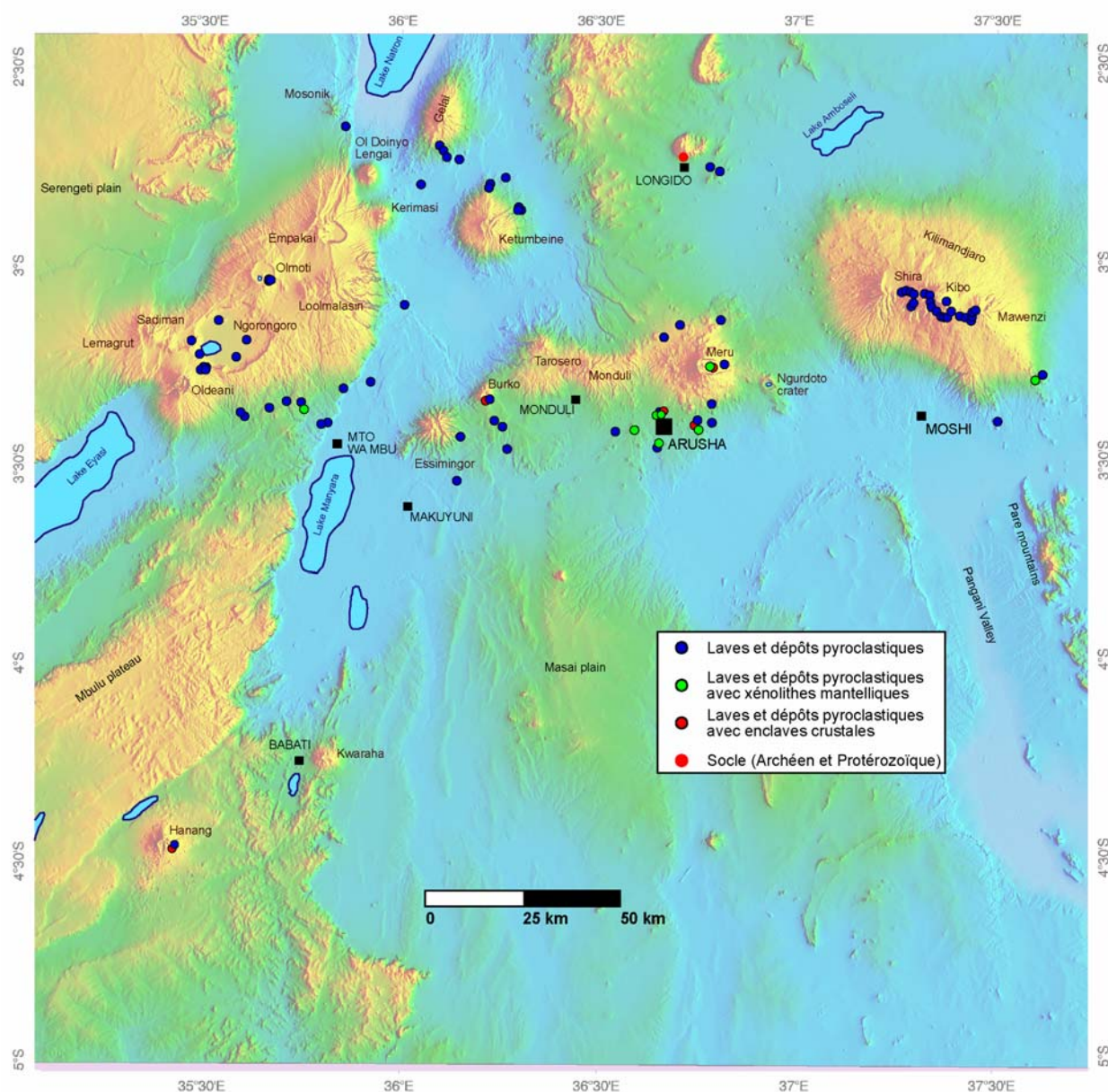


magmatisme (Ebinger *et al.*, 1997 ; Le Gall *et al.*, 2004). La transition brutale entre ces deux types de rifts, à savoir (1) localisé et magmatique au Nord, et (2) diffus et amagmatique au Sud, intervient le long d'une chaîne volcanique transverse, orientée au N80°E, *ie.* orthogonale à la direction axiale du rift, sur environ 200 km depuis le Ngorongoro à l'Ouest jusqu'au Kilimandjaro à l'Est. Cette province magmatique, d'âge Néogène, marque donc la limite méridionale, en surface, de l'influence thermique du panache mantellique du Kenya ; celle-ci paraissant entravée par la présence de blocs cratoniques (tanzanien et masai) dont la lithosphère 'froide' subit cependant les effets mécaniques de l'extension (systèmes faillés divergents d'Eyasi, Manyara et de Pangani).

Compte tenu du caractère très parcellaire des travaux géochimiques antérieurs consacrés au volcanisme Néogène de cette zone, à structure unique dans le système du Rift Est Africain, nous avons entrepris l'étude exhaustive des complexes volcaniques de la DNT (Fig. 1.1) afin d'atteindre des objectifs complémentaires, à plusieurs échelles, et faisant chacun l'objet d'un des chapitres de ce mémoire :

- (1) Caractériser le volcanisme plio-quadernaire de la DNT, en mettant en avant les approches de terrain et pétrographiques (Chapitre 2 A), afin de mieux contraindre la mise en place des laves alcalines émises par les principaux édifices volcaniques et ainsi, en la complétant par une synthèse des données radiochronologiques disponibles, proposer un nouveau modèle d'évolution volcano-tectonique de la région depuis 8 Ma (Chapitre 2 B, Article soumis à *Tectonophysics*).
- (2) Le Kilimandjaro a bénéficié d'une attention toute particulière de notre part : une étude géochronologique, pétrologique et géochimique (éléments majeurs, en traces et isotopes du Sr et du Nd), détaillée a été menée sur les produits volcaniques émis. En effet, ce volcan majeur est situé dans un secteur clé de la DNT, en position « hors axe », et présente un volcanisme actif depuis 3 Ma jusqu'à la période sub-actuelle. Les résultats obtenus permettent d'apporter des contraintes sur la mise en place en surface, et les processus pétrogénétiques en jeu sous le volcan, ainsi que sur les sources mantelliques sollicitées (Chapitre 3 B, Article soumis à *Journal of Volcanology and Geothermal Research* ; Chapitre 3 C, Article à soumettre à *Contribution to Mineralogy and Petrology*).

(3) L'approche menée sur le Kilimandjaro a été généralisée aux autres édifices majeurs de la DNT, afin d'apporter de nouvelles contraintes sur l'évolution spatiale du magmatisme et des sources associées dans le contexte d'un rift se propageant en limite de craton (Chapitre 4).



**Fig. 1.1 :** Modèle numérique de terrain (SRTM90) de la zone de divergence Nord tanzanienne et caractéristiques générales des échantillons prélevés au cours des campagnes de 2003 et 2005. La localisation de chaque échantillon correspond à sa position GPS. Les altitudes croissantes sont représentées par l'échelle de couleur allant du bleu au jaune.

Deux campagnes de terrain, réalisées en 2003 et 2005 (financement du programme CNRS-INSU DyETI) nous ont permis d'effectuer un échantillonnage, largement réparti à l'échelle régionale, de façon à couvrir la plus grande partie de l'activité volcanique affectant la DNT dans le temps et l'espace (Fig. 1.1, le détail des objectifs de chaque mission ainsi que du nombre d'échantillons collectés est disponible au Chapitre 5 A). Une attention particulière a été portée au Kilimandjaro compte tenu (1) de sa longue évolution polyphasée qui permet d'étudier les variations des sources du magmatisme dans le temps (3 Ma), dans une zone donnée, (2) de son activité récente qui permet, grâce à la bonne préservation des morphostructures, de proposer un schéma évolutif de l'édification de ses trois centres éruptifs, et (3) de sa position « hors axe » qui implique la discussion de la nature des mécanismes responsables de la migration vers l'Est des processus magmatiques.

## **B. Contexte géologique régional du Rift Est Africain.**

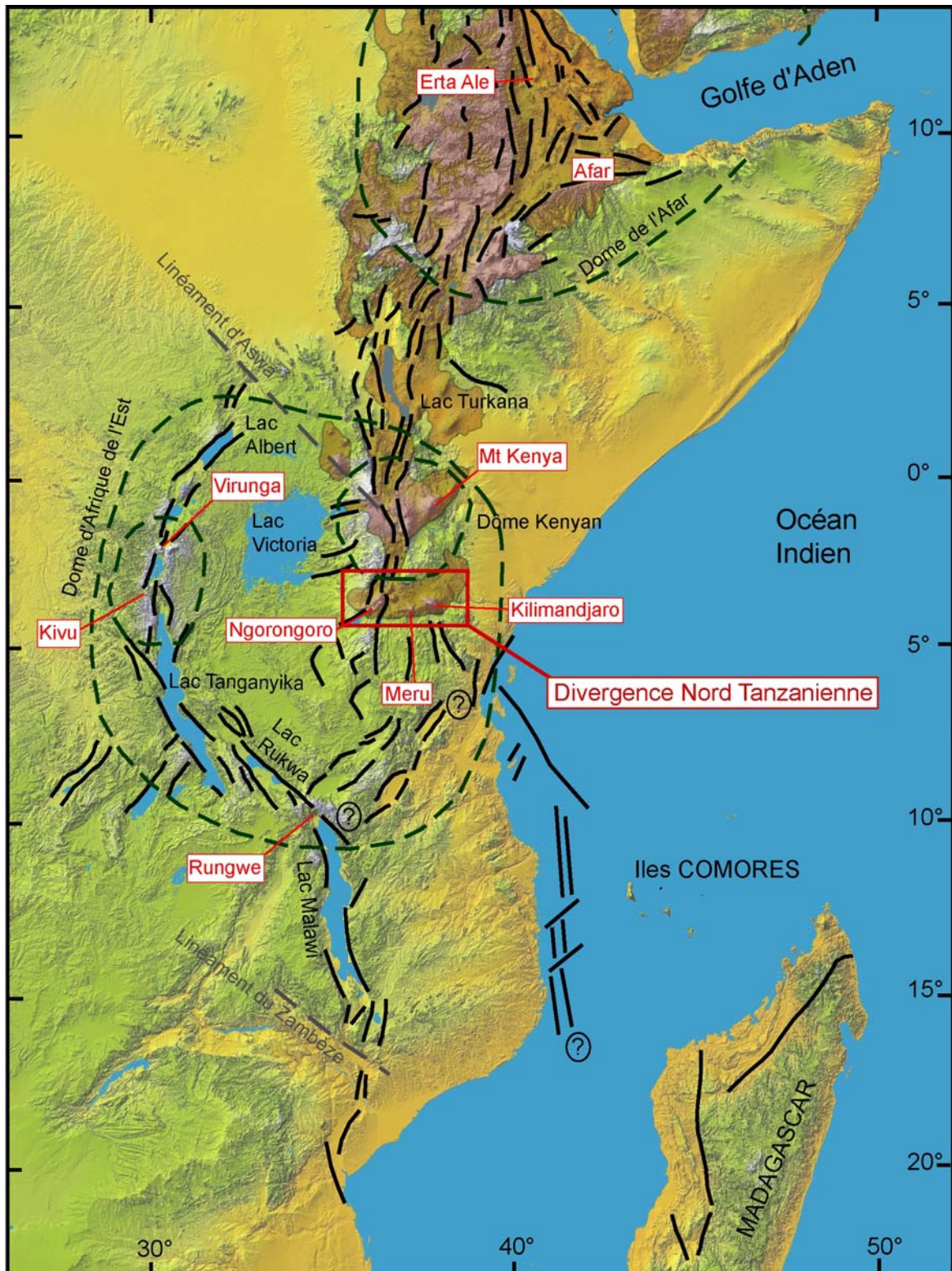
Le Rift Est Africain, structure majeure de l'écorce terrestre qui affecte toute l'Afrique de l'Est, s'étend sur 3500 km du Nord au Sud, du triangle des Afar jusqu'au golfe du Mozambique (Fig. 1.2) en recoupant deux bombements lithosphériques, formant les hauts plateaux de l'Afar et de l'Afrique de l'Est, et qui sont l'expression de surface de la présence d'un ou plusieurs panaches en profondeur. Le système de rift cénozoïque du REA se développe au dépend d'un soubassement très hétérogène constitué de blocs cratoniques archéens, présentant des âges compris entre 3,6 et 1,8 Ga, et de nombreuses ceintures orogéniques protérozoïques (Smith et Mosley, 1993) ; ce socle ayant ensuite enregistré de multiples épisodes de rifting : Karoo (Permo-Trias) et Jurassico-Crétacé, antérieurs à l'extension cénozoïque.

Le REA se divise en deux branches très différentes : la branche Ouest du linéament d'Assoua à celui du Zambèze, et la branche Est qui se connecte au Nord au système de dorsales de la Mer Rouge et du golfe d'Aden par le point triple des Afar, et qui s'étend jusqu'au centre de la Tanzanie. La branche Ouest est caractérisée par la présence de grands lacs qui prennent place dans des bassins effondrés (Tanganyika, Albert, Kivu, Malawi), dans une zone où le rifting ne s'accompagne que de peu de magmatisme avec formation de province magmatique de petite taille (Sud Kivu, Rungwe, Virunga). Dans la branche Est, l'extension continentale s'accompagne d'un magmatisme intense en relation avec la présence d'un ou de plusieurs panaches en profondeur (paragraphe A).

Le long de la branche orientale, les premières preuves d'activité volcanique sont datées à 40-45 Ma dans la dépression du Turkana à l'extrémité Sud du rift éthiopien (Ebinger *et al.*, 1993). Celles-ci sont ensuite suivies, à l'Oligocène, par la mise en place d'importantes quantités de laves basaltiques de type 'trapps' continentales au niveau du rift éthiopien, qui sont attribuées à l'impact d'une tête de panache à la base de la lithosphère continentale (Mohr, 1983 ; Mohr et Zanettin, 1988 ; Furman, 2007). Les premières phases de rifting sont, quant à elles, datées à 35 Ma dans les rifts éthiopiens et Nord kenyan (Morley *et al.*, 1992). Les déformations et le magmatisme vont ensuite migrer progressivement vers le Sud jusqu'à atteindre le Sud Kenya à environ 8-5 Ma (Baker *et al.*, 1971 ; Cerling et Powers, 1977 ; Crossley et Knight, 1981, Macdonald, 2003). Cette propagation du rifting s'est faite de manière discontinue, impliquant de multiples petites « cellules magmatiques » isolées se connectant les unes aux autres (Ebinger et Casey, 2001 ; Vétel et Le Gall, 2006). Depuis le Pliocène, l'activité magmatique et tectonique de la branche Est a tendance à se concentrer dans une bande étroite, d'environ 50 km de large, coïncidant avec la vallée axiale du REA (Baker *et al.*, 1971 ; Baker et Wohlenberg, 1971 ; Morley, 1999). Il faut toutefois noter le développement, au cours du Quaternaire, d'un important magmatisme « hors axe », décalé vers le flanc oriental du rift et responsable de l'édification de massifs volcaniques de très grande taille tels que le Marsabit (rift Turkana), le Mont Kenya et le Kilimandjaro (Tanzanie) ; la signification de ce volcanisme « hors axe » étant encore sujette à discussion (Bosworth, 1987).

La divergence Nord tanzanienne constitue la terminaison Sud de cette branche orientale et correspond à un changement important dans le style structural du REA. Associé à cette structure exceptionnelle se développe un volcanisme plio-quaternaire de grande ampleur caractérisé par l'édification de très grands complexes volcaniques : Ngorongoro, Mt Meru et Kilimandjaro (paragraphe A).





**Fig. 1.2 :** Carte structurale schématique du Rift Est Africain montrant la position des bombements lithosphériques des Afar et des principales provinces magmatiques Cénozoïques. Modifié d'après Ebinger *et al.* (1989) Morley (1999), Le Gall *et al.* (2004) et Chorowicz (2005). Modèle numérique de terrain d'après les données SRTM 90.

## **CHAP. 2. POSITION ET NATURE DU VOLCANISME ASSOCIE A LA DIVERGENCE NORD TANZANIENNE.**



## **A. Géologie des principaux ensembles volcaniques de la Divergence Nord Tanzanienne.**

Nous allons définir, dans l'article suivant (paragraphe B), les relations spatio-temporelles entre le magmatisme et les structures tectoniques, associées au processus de rifting, pour l'ensemble de la Divergence Nord Tanzanienne (DNT). Avant d'exposer ce travail de synthèse à l'échelle régionale, il est toutefois indispensable de présenter plus précisément les principaux ensembles volcaniques étudiés au cours de ce travail en les regroupant suivant leur contexte structural. Trois grandes provinces volcaniques ont pu être caractérisées au niveau de la DNT. D'Ouest en Est, il s'agit : (1) des Craters Highland, incluant le Ngorongoro, (2) de la vallée axiale, correspondant aux rifts Natron et Manyara, (3) et de la région d'Arusha et du Mont Meru.

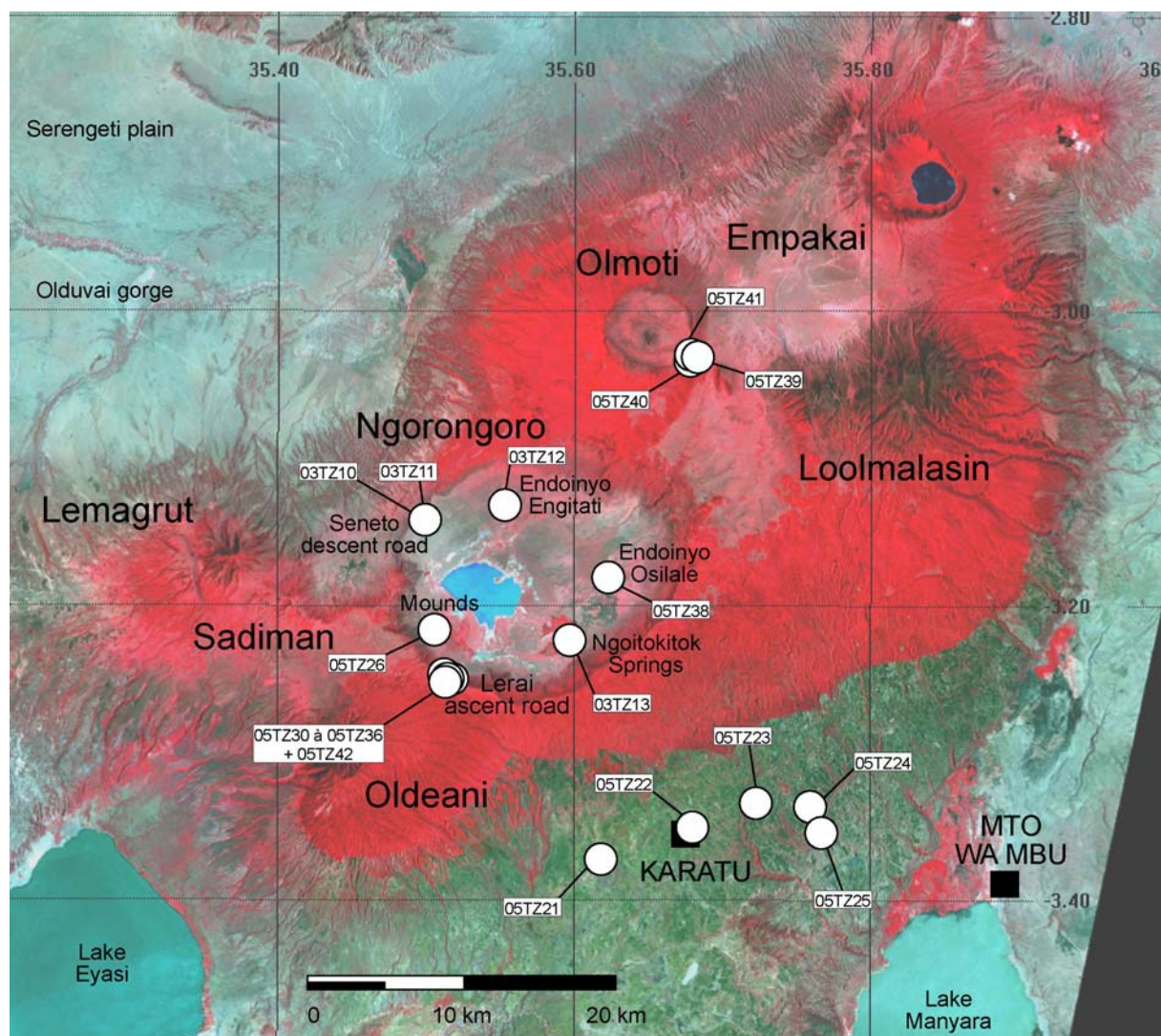
### **1. Les Craters Highland et le Ngorongoro.**

La province des Craters Highland constitue une région de hauts plateaux, recouvert par un sol volcanique extrêmement fertile qui permet le développement d'une végétation luxuriante et de riches terres agricoles où sont cultivés en abondance le blé, le maïs et le café. Les hauts plateaux entre les imposants massifs volcaniques voient par contre se développer la savane constituant ainsi de grandes pâtures pour les troupeaux de bétail des Masaïs qui s'y sont installés. C'est une zone extrêmement riche en faune qui abrite le plus beau refuge de la vie sauvage qui peut s'observer en Afrique : le cratère du Ngorongoro.

Cette région s'élève à environ 1800 m d'altitude. Elle est limitée à l'Est par le grand escarpement de Manyara (800 à 1000 m de dénivelé), et descend à l'Ouest en pente douce vers l'immense savane du Serengeti. Elle comporte six édifices volcaniques majeurs avec entre autres le Ngorongoro, l'Olmoti, l'Empakai, le Lemagrut et le Loolmalasin, point culminant de la région à 3280 m (Fig. 2.1). Ces volcans forment un linéament orienté N40°E qui se poursuit plus au Sud-Ouest par le système d'hémigraben d'Eyasi orienté N60°E (paragraphe B). L'activité magmatique de ces différents édifices s'est étalée entre 5,5 Ma et 1,05 Ma (Foster *et al.*, 1997, Dawson, 1992). Ils appartiennent donc au groupe des « older extrusives », suivant la classification de Dawson (1992), qui regroupe l'ensemble des massifs volcaniques dont l'activité est antérieure à 1,2 Ma, âge de l'épisode principal de rifting affectant l'ensemble de la DNT. L'activité magmatique observée dans les Craters Highland se



caractérise par un rajeunissement du Sud-Ouest vers le Nord-Est, avec arrêt total du volcanisme dans les centres les plus au Sud (Lemagrut, Sadiman) lors de l'activité des centres au Nord-Est du linéament (Empakai, Olmoti). Ces derniers mettent en place principalement des laves de type basaltique et trachytique (Pickering, 1964 ; 1965), et plus rarement des basanites et des téphrites. Les phonolites sont très rares et ne se rencontrent qu'au niveau des crêtes sommitales de l'Olmoti, de l'Empakai et du Loolmalasin (Pickering, 1965 ; Guest *et al.*, 1961).



**Fig. 2.1 :** Image satellitaire Landsat ETM+ montrant la position des principaux édifices volcaniques de la province des Craters Highland et des sites d'échantillonnage.



### a. Le cratère du Ngorongoro.

Le Ngorongoro, qui signifie « grand trou » en Masaï, est une immense caldeira de 23 km de diamètre et d'une surface de 260 km<sup>2</sup>. Il culmine à 2453 m d'altitude et le dénivelé entre le fond du cratère et la lèvre supérieure peut atteindre 600 m (Fig. 2.2).



**Fig. 2.2 :** La caldeira du Ngorongoro (23 km de diamètre, 260 km<sup>2</sup>), au centre le lac salé Magadi. Les flancs montrent ici un dénivelé de 600 m.

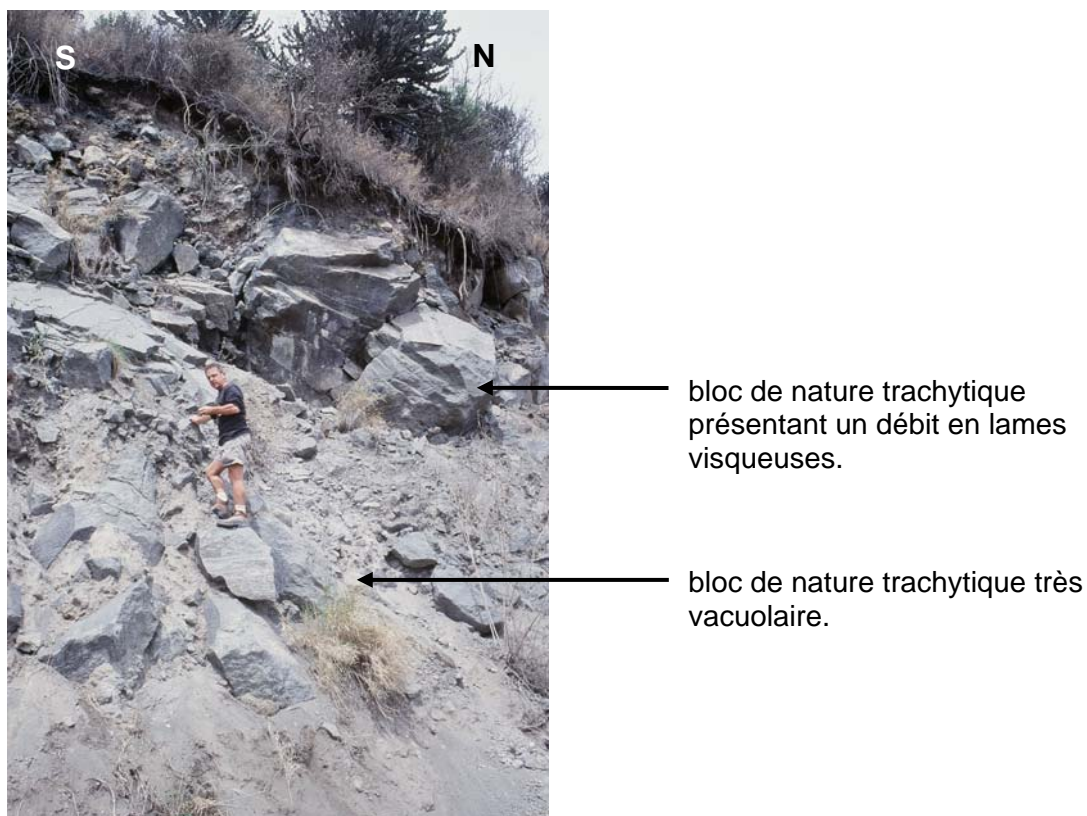
L'activité volcanique la plus ancienne pour cet édifice a été datée à  $3,7 \pm 0,8$  Ma sur un basalte à olivine par la méthode K-Ar sur roche totale (Bagdasaryan *et al.*, 1973). Les compilations des données radiochronologiques réalisées par Foster *et al.* (1997) et Dawson (1992) montrent que le Ngorongoro a ensuite connu une activité relativement continue jusqu'à  $1,83 \pm 0,03$  Ma. Celle-ci se caractérise par des phases très fortement explosives à partir d'environ 2 Ma avec formation de dépôts pyroclastiques de type ignimbrite et mise en place de laves très différenciées telles que des trachydacites, ce qui est confirmé par notre échantillonnage (échantillon 03TZ11 daté à  $1,91 \pm 0,03$  Ma, (paragraphe B). Ces explosions massives sont associées à la formation de cendres volcaniques qui recouvrent largement toute la région et plus particulièrement la plaine du Serengeti. L'accumulation de ces dépôts cendreux (sur plusieurs dizaines de mètres) y est clairement visible au niveau des gorges

d'Olduvai (célèbre pour ces fossiles d'hominidés), où ils ont été largement entaillés par la rivière Oldibai. Ainsi, les tufs pyroclastiques à anorthoclase et plagioclase du niveau « Bed I » sont considérés comme correspondant à l'accumulation de dépôts pyroclastiques fins issus du Ngorongoro (Evernden et Curtiss, 1965). Ils se sont déposés entre 1,92 et  $1,57 \pm 0,06$  Ma (Evernden et Curtiss, 1965), et sont ensuite recouverts, en conformité, par les niveaux fluviaux du « Bed II ». Le changement de nature des dépôts à Olduvai a été interprété comme dû à la fin de l'activité volcanique dans le Ngorongoro (Evernden et Curtiss, 1965). Bien que ces études permettent de contraindre précisément l'âge des phases explosives, celui de l'effondrement du Ngorongoro et de la formation de la caldeira associée reste non déterminé. Néanmoins, ce phénomène cataclysmique qui marque la fin de l'activité magmatique principale dans ce centre a eu lieu dans un intervalle de temps de 0,41 Ma compris entre 1,57 Ma, âge des derniers tufs pyroclastiques du « Bed I » d'Olduvai, et  $1,16 \pm 0,02$  Ma, âge de l'activité fissurale tardive affectant le fond du cratère (paragraphe B, échantillon 03TZ13B).

Plusieurs affleurements ont été étudiés dans le cratère du Ngorongoro au cours des missions de 2003 et 2005. Deux coupes ont ainsi pu être réalisées sur les flancs de la caldeira : le long de la Seneto descent road et de la Lerai ascent road, et plusieurs affleurements de l'activité fissurale tardive ont pu être aussi échantillonnés au centre du cratère. La position de l'ensemble des affleurements est reportée Fig. 2.1. Les caractéristiques pétrographiques des principaux échantillons sont illustrées par la Planche 2.1 et détaillées dans le Tableau 2.1.

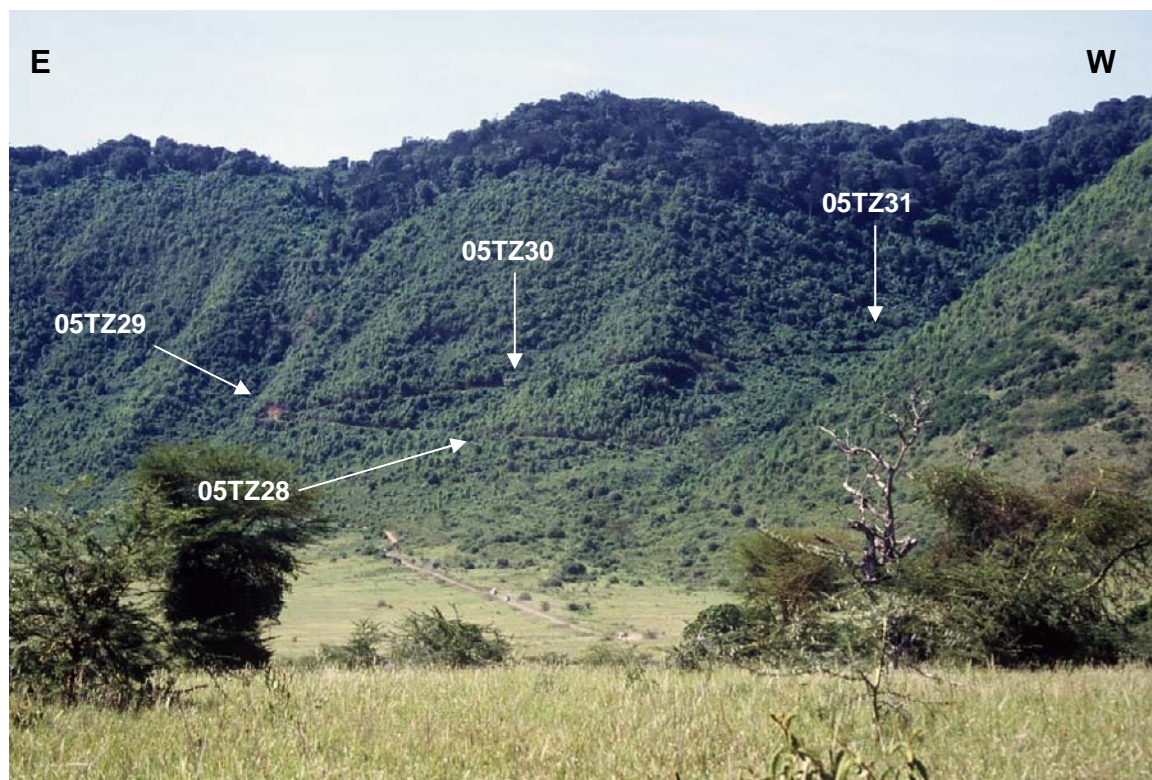
La Seneto descent road entaille, sur environ 400 m de dénivelé, le « mur » Nord-Est de la caldeira du Ngorongoro. Elle permet ainsi d'observer à l'affleurement (03TZ10 & 11) une brèche d'explosion très hétérogène, riche en scories et en gros blocs de lave de nature trachytique (Fig. 2.3). Cette formation bréchique présente une altération relativement importante, et est actuellement largement remobilisée par des colluvions argileuses. Toutefois, les blocs de laves trachytiques apparaissent très peu altérés et peuvent se présenter sous un faciès très riche en vésicules, ou montrer pour certains, un débit en lames visqueuses bien marqué, caractéristique de laves différenciées mises en place sous forme d'extrusions (coulées ou dôme). Les roches extrusives apparaissent donc largement remaniées par les processus éruptifs explosifs plus tardifs participant à la mise en place de la brèche pyroclastique. L'âge de 1,91 Ma déterminé sur un bloc trachytique remanié (échantillon 03TZ11) démontre que cette lave, et probablement la brèche pyroclastique, sont

contemporaines des premières phases éruptives très explosives affectant le Ngorongoro. En lame mince (Pl. 2.1 A et B, Tab. 2.1), les échantillons 03TZ10B et 03TZ11 montrent une texture trachytique typique, avec des phénocristaux de plagioclase, feldspath potassique, amphibole et d'oxyde Fe-Ti. On peut y observer aussi quelques rares fayalites qui sont systématiquement blindées dans les oxydes Fe-Ti. La présence de microcristaux de quartz permet d'identifier ces laves comme des trachydacites.



**Fig. 2.3 :** Brèche d'explosion hétérogène remaniant des blocs de nature trachytique (affleurement 03TZ11).

La Lerai ascent road est tracée dans le flanc Sud Ouest du Ngorongoro. Elle entaille ainsi le mur de la caldeira, sur un dénivelé de plus de 600 m, le long d'une piste de quelques kilomètres (Fig. 2.4). Les meilleures conditions d'affleurement ont été rencontrées dans la première moitié de cette coupe ; les formations volcaniques de la partie supérieure, constituées principalement de coulées et de dykes, n'affleurant que sous forme de pointements discontinus à travers la végétation tropicale dense.

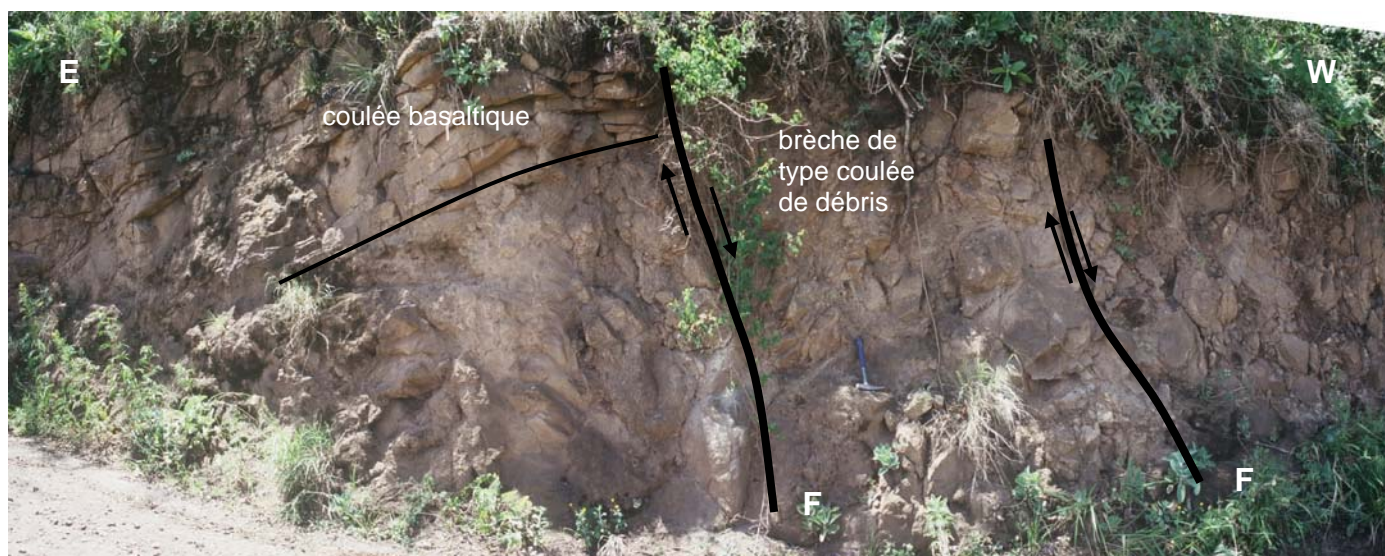


**Fig. 2.4.** : Coupe de la Lerai ascent road et positions des principaux affleurements.

Cette première moitié de la coupe permet d'observer à l'affleurement des brèches de type coulées de débris, en alternance avec des coulées interstratifiées, l'ensemble pouvant être recoupé par des dykes subverticaux. Les relations entre ces différentes formations sont visibles au niveau de l'affleurement 05TZ28 (Fig. 2.5). On peut ainsi y observer une coulée basaltique très altérée, présentant un débit en lames subhorizontales, parallèles au contact avec la formation sous-jacente. Cette dernière est constituée par une brèche très polygénique avec des blocs hétérométriques (centimétriques à pluridécimétriques) dans une matrice volcanosédimentaire. Ces deux ensembles apparaissent basculés et sont recoupés par une faille normale N34°E 67NW probablement formée lors de l'effondrement de la caldeira du Ngorongoro. Quelques mètres en contrebas, une deuxième faille normale, de direction et de pendage équivalents à la première, recoupe les formations bréchiques ; ces dernières étant recoupées par un dyke N60°E 70SE d'environ 2 m de puissance (Fig. 2.6). Les nombreux blocs pluridécimétriques inclus dans cette brèche peuvent présenter de très nombreux plans striés, indiquant un mouvement en faille normale. Ces derniers montrent des directions comprises entre N75°E et N140°E avec des pendages compris entre 40N et la verticale. Ils peuvent porter deux générations de stries (1) une première génération avec des plongements



compris entre  $75$  et  $80^\circ$  vers l'Est, (2) une deuxième génération avec des plongements légèrement plus faibles de  $60$  à  $75^\circ$  vers l'Ouest. Ces nombreuses failles et plans striés ont dû se former lors des différentes phases d'effondrements du massif du Ngorongoro, qui ont donnée naissance à la caldeira actuelle. L'observation de deux familles de stries montre que cet affaissement s'est probablement déroulé en plusieurs phases, avec au niveau de l'affleurement 05TZ28, un premier basculement vers l'Est puis un second vers l'Ouest, avec à chaque fois développement de failles normales à regard Est.



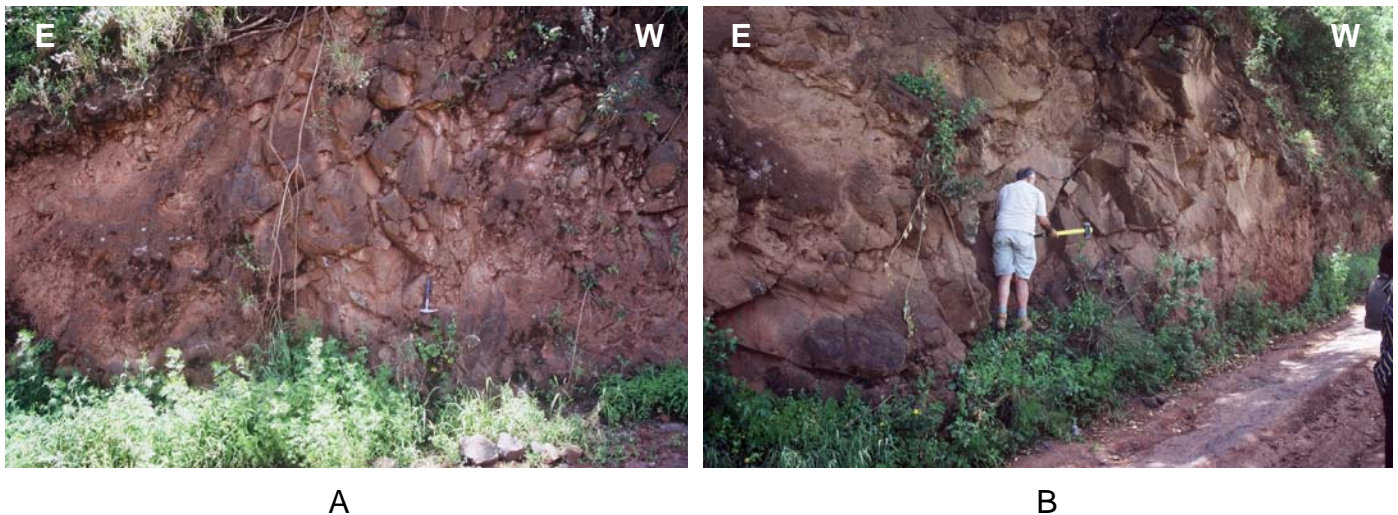
**Fig. 2.5 :** Affleurement 05TZ28. F : faille normale.



**Fig. 2.6 :** (A) Contact (au niveau du marteau) entre un dyke  $N60^\circ E 70SE$  et les brèches de type coulées de débris. (B) Plan  $N105^\circ E 52N$  affectant un bloc pluridécimétrique inclus dans la brèche, portant des stries plongeant de  $75^\circ$  vers l'Ouest.

Au niveau de l’affleurement 05TZ29, les brèches de coulée de débris sont recouvertes par une formation de tufs finement lités et très altérés, correspondant à des dépôts de cinérites d’origine pyroclastique. La nature exacte du contact entre les tufs et la brèche de coulées de débris n’a pu être observée car ce dernier est masqué par le remblayage de la piste.

Au-dessus de cet affleurement, et après une zone largement obscurcie par le sol, on rencontre une formation très hétérogène, bréchique, pouvant incorporer de très grands panneaux (métriques à plurimétriques) incluant des coulées de lave. Cet ensemble est recoupé par un dyke doléritique d’environ 2 à 3 m de puissance, de direction N60°E 70W, et correspondant vraisemblablement à la même intrusion que le dyke rencontré au niveau de l’affleurement 05TZ28 (Fig. 2.7). Au-dessus, on observe une coulée massive légèrement basculée vers l’Est, de nature trachy-andésitique, recouvrant des formations bréchiques, de type coulée de débris, par l’intermédiaire d’une brèche autoclastique de base (Fig. 2.7). En lame mince (Tab. 2.1), elle présente une texture microlitique porphyrique avec des phénocristaux d’olivine, de clinopyroxène, d’orthopyroxène, de plagioclase et d’oxyde Fe-Ti dans une mésostase bien cristallisée et pauvre en verre.



**Fig. 2.6 :** (A) dyke doléritique N60°E 70SE, intrusif dans les faciès bréchiques. (B) Coulée trachy-andésitique se mettant en place sur les formations bréchiques, et présentant une brèche autoclastique de base.

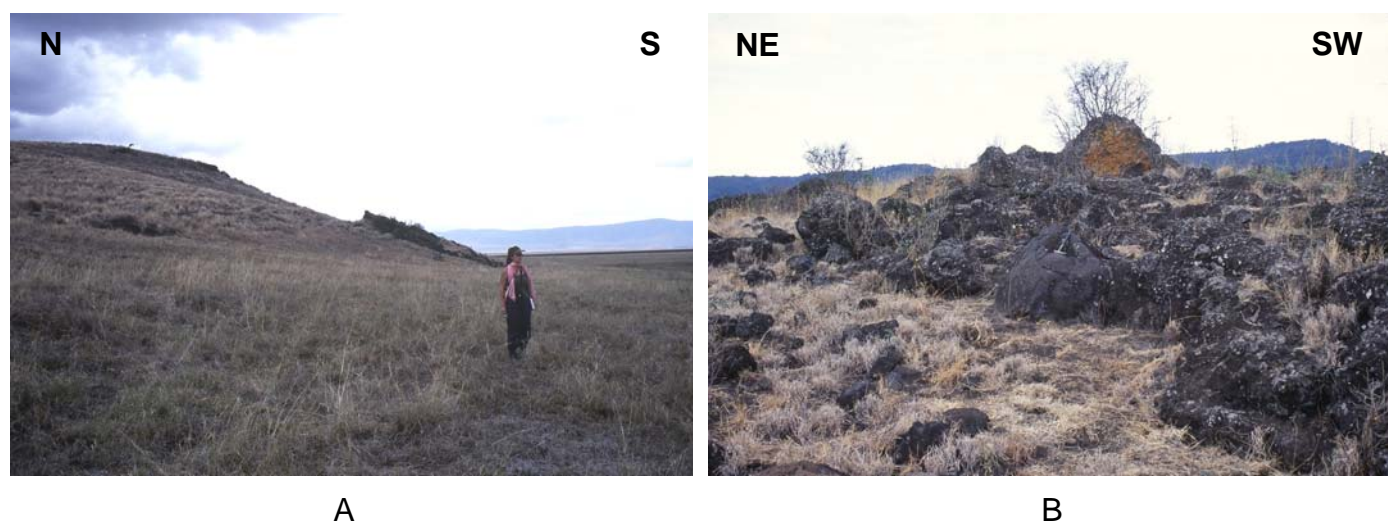
A partir de l’affleurement 05TZ31, la végétation tropicale recouvre largement les affleurements. Les formations volcaniques apparaissent sous forme de pointements à travers ce couvert végétal, et on observe majoritairement des faciès de types dykes ou coulées massives. Par contre, l’abondance des faciès bréchiques diminue très fortement en comparaison. Ainsi, l’échantillon 05TZ32 correspond à une coulée de trachy-andésite basaltique qui présente en lame mince (Pl. 2.1 C, Tab. 2.1) une texture microlitique porphyrique caractérisée par des phénocristaux de plagioclase, de grande taille, pouvant être zonés, et des phénocristaux d’olivine, de clinopyroxène et d’oxyde Fe-Ti dans une mésostase bien cristallisée. Au sommet de la coupe (affleurement 05TZ35), nous avons pu échantillonner une coulée basaltique d’environ 10 m de puissance qui montre en lame mince (Pl. 2.1 D, Tab. 2.1) une texture microlitique porphyrique avec une mésostase très pauvre en verre, riche en phénocristaux d’olivine et de clinopyroxène.

En résumé, la coupe de la Lerai ascent road permet de mieux contraindre l’histoire de la formation de la caldeira du Ngorongoro. Il apparaît clairement sur cette coupe que les faciès bréchiques, de type avalanches de débris ou coulées de débris, ne se rencontrent que dans les parties basses et moyennes. Ceci est dû à un effet d’accumulation de ces formations en bas de pente lors des phénomènes d’affaissement. La présence, en différents secteurs de la coupe, de coulées interstratifiées, puis basculées avec les formations bréchiques, montrent que la formation du cratère Ngorongoro s’est déroulée selon plusieurs étapes d’effondrement entrecoupées par l’éruption de laves sous forme de coulées, les derniers effondrements basculant ces coulées. La mise en place de dykes se fait très certainement de manière tardive puisqu’aucun d’entre eux ne semble avoir été affecté par les phases de glissement. Ils doivent donc appartenir aux dernières phases d’activité, postérieures à la formation du cratère. Toutefois, les relations entre les dykes et les coulées de laves n’ont pas pu être observées, laissant ainsi une incertitude quant à la chronologie relative de ces différents épisodes.

Suite à la formation de l’immense caldeira du Ngorongoro, par l’effondrement de l’édifice, une activité volcanique de faible ampleur a persisté au cœur du cratère. Des laves trachytiques très altérées peuvent se rencontrer dans le secteur de Mounds area (05TZ26) où elles forment de petits monticules correspondant probablement à de petits centres tardifs. L’activité très sporadique qui affecte le fond du cratère se caractérise principalement par la



mise en place de laves d'affinité basaltique (03TZ12, Endoinyo Engitati) à téphritique (03TZ13, Ngoitokitok springs). Ces laves se présentent sous forme de coulées pouvant former de petits plateaux de plusieurs dizaines de mètres de hauteur (Endoinyo Engitati, Fig. 2.7) ou se rencontrent sous forme de produits pyroclastiques de type bombes ou blocs, dans de petits cônes stromboliens principalement construits par des scories. Les échantillons 03TZ13B et 03TZ13C ont été prélevés au niveau d'une brèche autoclastique en front de coulée, d'environ 3 m d'épaisseur (Fig. 2.7). Ces deux échantillons, de nature téphritique, se présentent sous deux faciès distincts : (1) 03TZ13B a une texture microlitique, quasi aphyrique, à rares phénocristaux de clinopyroxène et d'oxyde Fe-Ti dans une mésostase riche en microlites de plagioclase. Ce faciès se rencontre en base de coulée ; (2) 03TZ13C se présente sous un faciès de type ankaramite avec de très nombreux phénocristaux de clinopyroxène dans une mésostase à microlites de plagioclase (Pl. 2.1E, Tab. 2.1). L'échantillon 03TZ13B a été daté à  $1,16 \pm 0,02$  Ma (paragraphe B), sur roche totale par méthode K-Ar sans spike, ce qui correspond à l'âge le plus jeune déterminé pour des formations du Ngorongoro. L'activité fissurale tardive affectant le cratère du Ngorongoro apparaît donc contemporaine de l'activité principale des édifices de l'Olmoti et de l'Empakai situé au Nord-Est (Foster *et al.*, 1997).



**Fig. 2.7 :** (A) Petit plateau basaltique mis en place lors d'éruptions fissurales tardives affectant le fond du cratère du Ngorongoro, où l'on peut observer l'étalement d'une des dernières coulées mise en place sur sa bordure (affleurement 03TZ12). (B) Faciès bréchiq ue au front d'une coulée téphritique (affleurement 03TZ13). Les laves constituant cette coulée ont été datées à  $1,16 \pm 0,02$  Ma par méthode K-Ar sans spike.



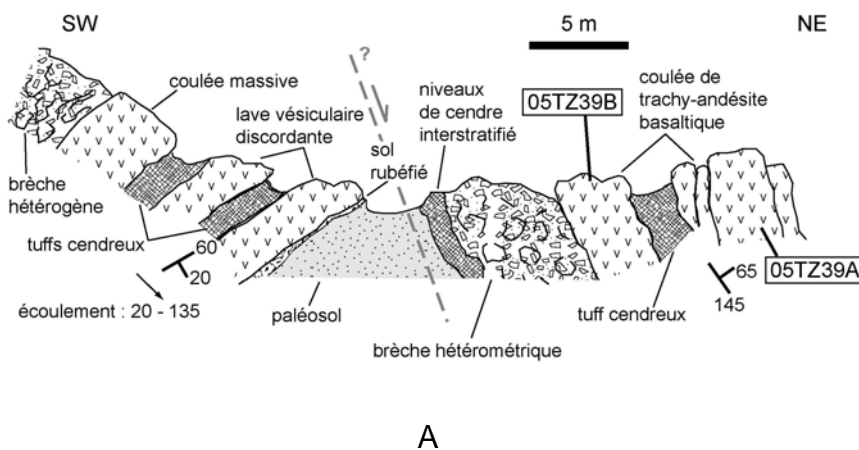
### b. Le cratère de l'Olmoti.

Le cratère de l'Olmoti est situé au Nord-Est du Ngorongoro (Fig. 2.1), il culmine à 3099 m d'altitude et surplombe un haut plateau à environ 2600 m, entre les édifices de l'Empakai et du Loolmalasin. De dimensions plus restreintes que le Ngorongoro, l'Olmoti est pourtant un grand cratère d'une dizaine de kilomètres de diamètre dont le centre est principalement occupé par des formations de tufs (Fig. 2.8). Les âges K-Ar publiés montrent que cet édifice a été actif de manière relativement continue entre  $1,65 \pm 0,03$  et  $1,07 \pm 0,05$  Ma (Foster *et al.*, 1997), avec éruption de laves trachy-andésitiques, trachytiques et téphri-phonolitiques, mais aussi émission de produits pyroclastiques de type ignimbrite datés à  $1,23 \pm 0,04$  Ma (Foster *et al.*, 1997). Ces formations ignimbritiques semblent recouvrir une surface beaucoup moins importante que celles émises par le Ngorongoro. Toutefois, les datations K-Ar sur les rares tufs du niveau « Bed II » à Olduvai donnent des âges de 1,03 et 1,13 Ma (Evernden et Curtiss, 1965) compatibles avec les périodes d'intense activité volcanique de l'Olmoti et de l'Empakai (entre  $1,52 \pm 0,03$  et  $0,5 \pm 0,4$  Ma).



**Fig. 2.8** : Le cratère de l'Olmoti et son remplissage par des formations de tufs.

Nous avons pu réaliser une coupe dans la partie supérieure du flanc externe Sud-Ouest de l'Olmoti. Celle-ci expose sur environ 40 m, une succession de cinq coulées de laves de 2 à 5 m de puissance, de nature trachy-andésite basaltique. Ces coulées sont interstratifiées avec des formations bréchiqes (Fig. 2.9). Les deux premières coulées, où ont été prélevés les échantillons 05TZ39A et B, sont toutes deux des trachy-andésites basaltiques. En lame mince, 05TZ39B présente une texture microlitique porphyrique fluidale avec des phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène, de plagioclase avec de très rares phénocristaux d'amphibole largement rétro-morphosés (Pl. 2.1F, Tab. 2.1). Elles sont interstratifiées avec un niveau de tufs cendreux et se mettent en place suivant une pente de direction N145°E 65E affectant un niveau de brèche contenant des fragments arrondis hétérométriques (centimétriques à pluridécimétriques). L'origine exacte de cette brèche est inconnue ; on peut néanmoins penser qu'elle est de type coulée de débris, formée lors d'épisodes de déstabilisation des flancs de l'édifice. La suite de la coupe est constituée par des coulées massives, ou riches en vacuoles, interstratifiées avec des niveaux de tufs cendreux. Ces formations présentent des directions N60°E 20S, qui leur donnent une position discordante par rapport aux formations en base de coupe. Le sens d'écoulement de la lave (20°→N135°E) a pu être déterminé sur un faciès riche en vacuoles allongées. Cette coupe se termine par un faciès bréchiqes très hétérogène de type coulée de débris qui vient recouvrir les laves.



**Fig. 2.9 :** (A) Coupe dans la partie supérieure du versant Sud Est de l'Olmoti. (B) La succession de coulées affleurant dans le chemin.

L'échantillon 03TZ40 a été prélevé dans un pointement formé par une coulée basaltique, masquée en grande partie par les tufs occupant l'intérieur du cratère. Il présente en lame mince une texture microlitique très fine, porphyrique avec des phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène et de plagioclase (Pl. 2.1G, Tab. 2.1).

Dans une moindre mesure que la coupe de la Lerai ascent road au niveau du Ngorongoro, cette coupe réalisée dans le flanc Sud Est de l'Olmoti montre que cet édifice a enregistré une suite de phases éruptives, caractérisées par la mise en place de laves et de dépôts pyroclastiques cendreux, en alternance avec des déstabilisations de flancs conduisant à la formation de faciès bréchiques grossiers.

### c. L'activité fissurale dans les Craters Highland.

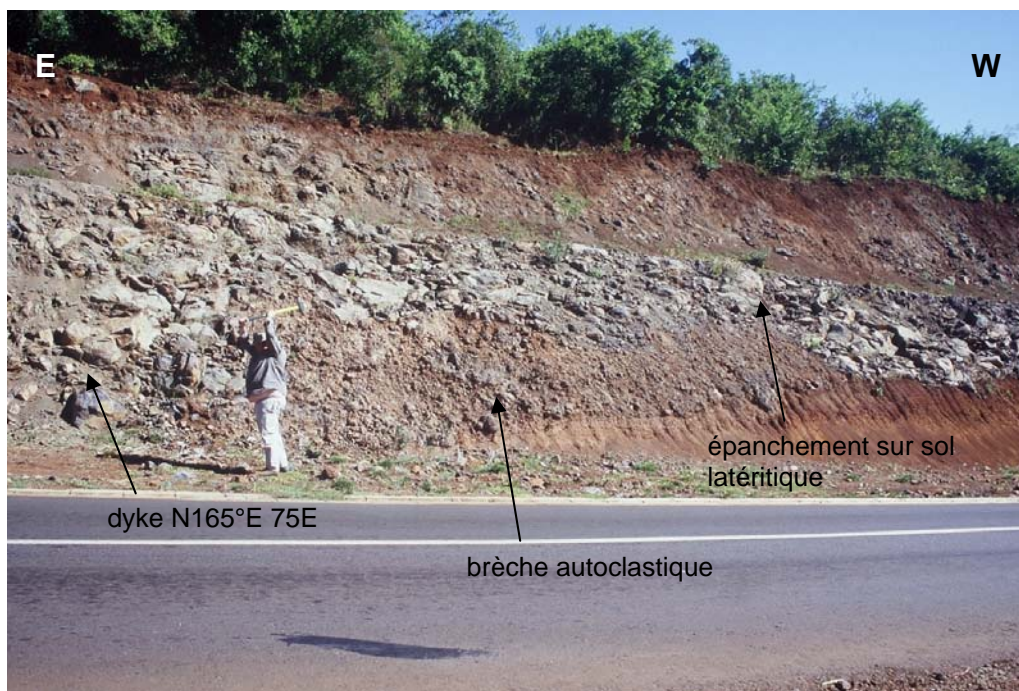
La nouvelle route entre Mto Wam Bu et le parc national du Ngorongoro, passant par le village de Karatu, offre l'opportunité d'observer en coupe les manifestations de l'activité fissurale qui affecte ce secteur.

L'affleurement 05TZ23 montre en détail des structures liées à une émission fissurale de nature basanitique (Fig. 2.10). Celle-ci se présente tout d'abord sous la forme d'un dyke d'orientation N165°E 75E qui nourrit ensuite un épanchement, sous forme d'une coulée d'environ 10 m d'épaisseur, s'épanchant en direction du Sud Ouest. Cet épanchement se met en place sur un sol latéritique rouge et présente à sa base, dans sa première moitié, une brèche autoclastique. Des niveaux de brèches se rencontrent aussi sur la bordure Est de l'intrusion alimentant l'épanchement. Aucune formation bréchique ne semble associée à cet épanchement au niveau du toit. Il est ainsi recouvert par un sol latéritique postérieur d'environ 1 m d'épaisseur.

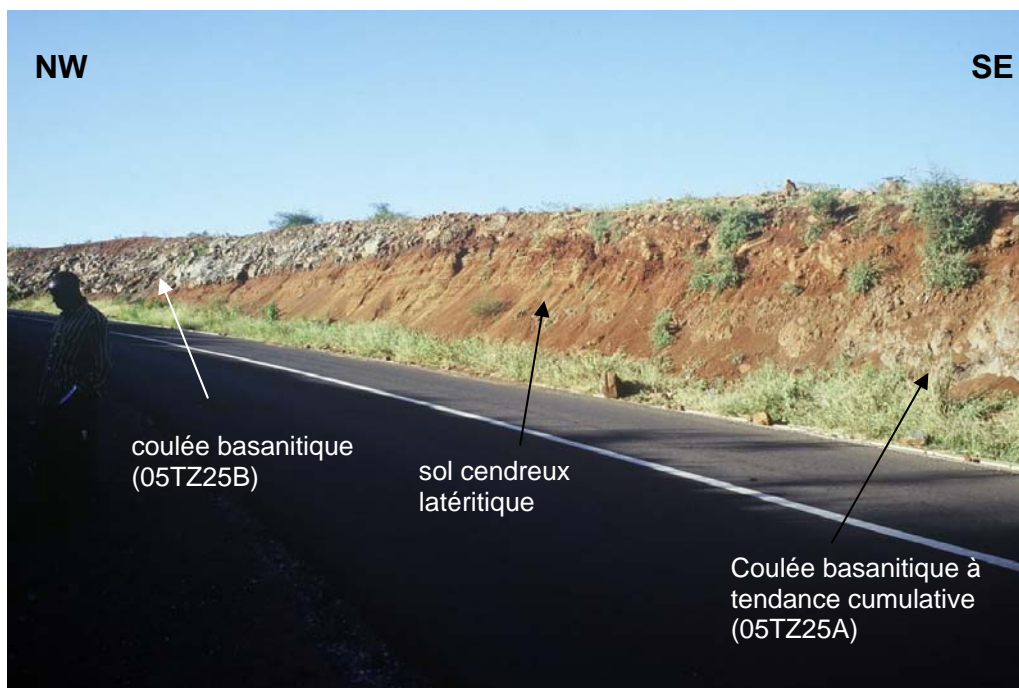
Au niveau de l'affleurement 05TZ25, on peut observer deux coulées basanitiques d'environ 2 m de puissance, séparées par un sol cendreux actuellement très altéré par les processus de latéritisation (Fig. 2.11). Les coulées présentent des faciès pétrographiques distincts : (1) la coulée inférieure (05TZ25A) montre un faciès microlitique porphyrique à forte tendance cumulative en phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène et, de manière moins importante, en plagioclase (Pl. 2.1G, Tab. 2.1) ; (2) la coulée supérieure (05TZ25B) montre une texture microlitique porphyrique fluidale, avec des phénocristaux d'olivine et de clinopyroxènes dans une mésostase bien cristallisée riche en microlites de plagioclase.



Bien qu'il n'existe aucune donnée radiochronologique sur les laves émises lors de cette activité fissurale, les relations visibles avec le sol ainsi que la similitude de faciès avec les épanchements tardifs rencontrés dans le cratère du Ngorongoro, semblent indiquer un âge de mise en place récent, probablement aux environs de 1 Ma.



**Fig. 2.10.** : Emission fissurale basaltique au niveau de l'affleurement 05TZ23.



**Fig. 2.11.** : Coulées basaltiques à l'affleurement 05TZ25.

**Planche 2.1 :**

Photos de lames minces (LP\*40) illustrant les principaux faciès rencontrés dans la province des Crater Highland.

**A)** Trachydacite 03TZ10B (Ngorongoro, Seneto descent road) renferment des cristaux de clinopyroxène et d'amphibole en inclusion dans un phénocrystal de feldspath potassique.

**B)** Trachydacite 03TZ11 (Ngorongoro, Seneto descent road) à feldspath potassique et plagioclase avec de petits cristaux d'amphibole.

**C)** Trachyandésite basaltique 05TZ32 (Ngorongoro, Lerai ascent road) à phénocristaux d'olivine, clinopyroxène, plagioclase et oxyde Fe-Ti dans une mésostase bien cristallisée de microlites de plagioclase.

**D)** Basalte 05TZ35 (Ngorongoro, Lerai ascent road) à phénocristaux d'olivine dans une mésostase très riche en microlites de clinopyroxène et de plagioclase.

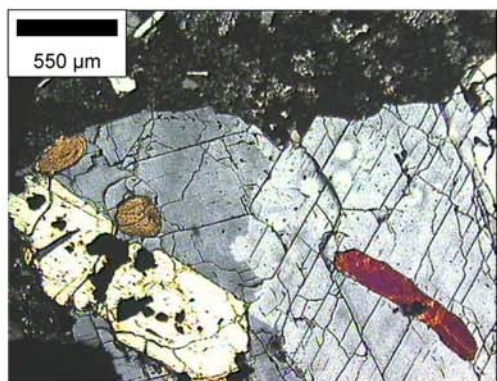
**E)** Téphrite 03TZ13C (Ngorongoro, Ngoitokitok springs) sous un faciès de type ankaramite très riche en phénocristaux de clinopyroxène. On peut y observer des figures de cocrystallisation entre les clinopyroxènes et les oxydes Fe-Ti.

**F)** Trachyandésite basaltique 05TZ39B (Olmoti) à texture microlite porphyrique fluidale montrant des phénocristaux d'olivine iddingsitisée, de clinopyroxène et de plagioclase.

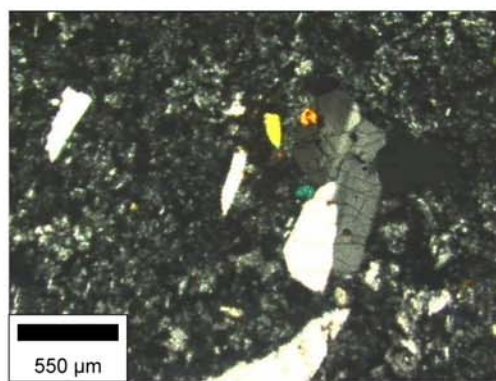
**G)** Basalte 05TZ40 (Olmoti) à grands phénocristaux de plagioclase et micro-phénocristaux d'olivine.

**H)** Basanite 05TZ25A (activité fissurale, Karatu) à texture cumulative en phénocristaux de clinopyroxènes pouvant être zonés.

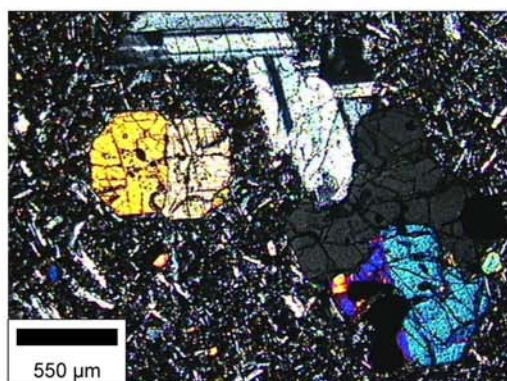




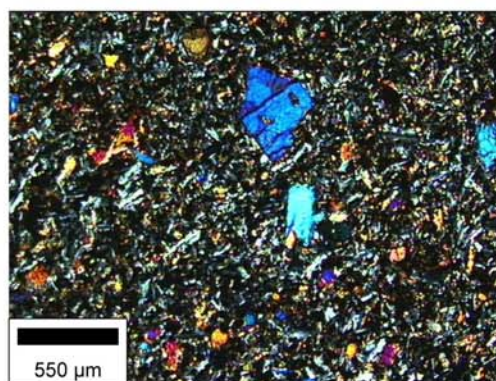
A



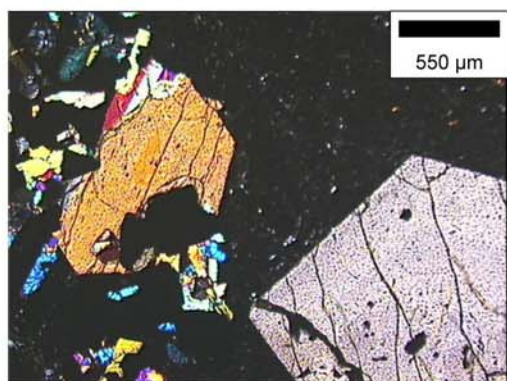
B



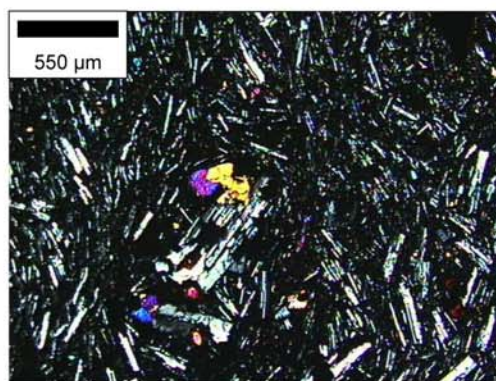
C



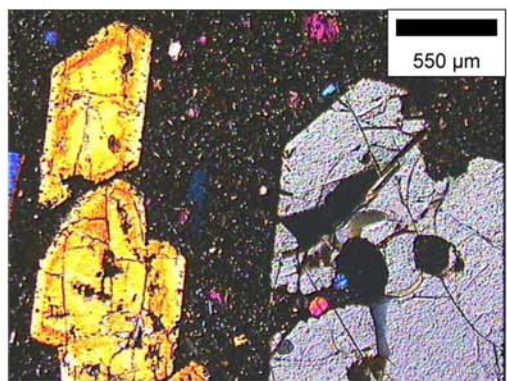
D



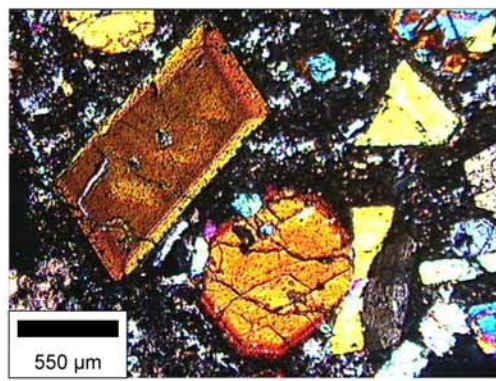
E



F



G



H

Planche 2.1



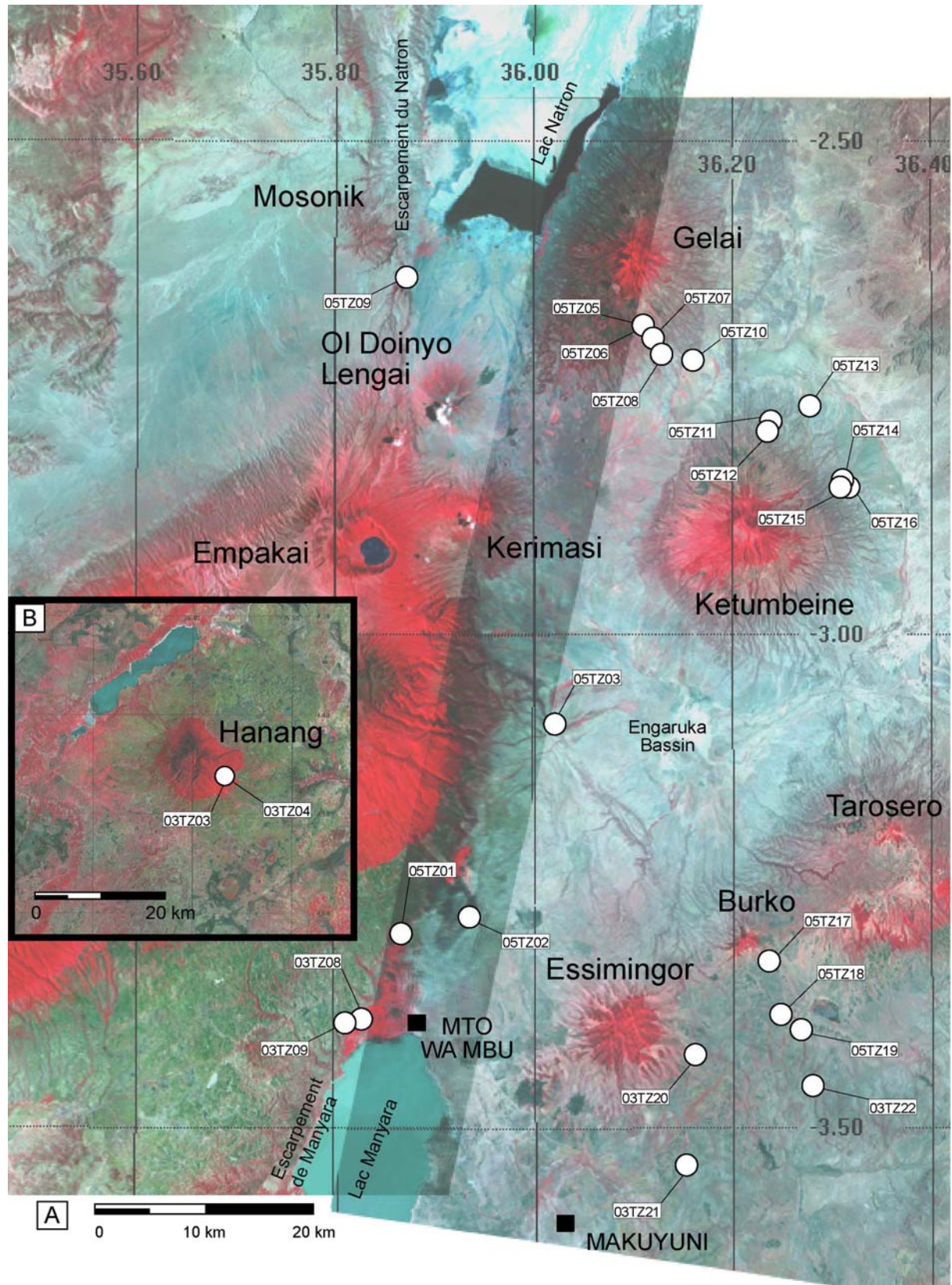
## 2. La vallée axiale : les rifts Natron et Manyara.

Les rifts Natron et Manyara forment des paysages immenses de steppes et de savanes, au fond de la vallée axiale du rift. Le lac Natron est en effet situé à seulement 700 m d'altitude et constitue la zone la plus chaude de toute la Tanzanie ; des températures de plus de 45°C y étant fréquentes. L'eau y est rare, et l'évaporation importante conduit à la formation de nombreux lacs saisonniers ou salés pour les plus vastes. Le lac Natron est ainsi l'un des plus vastes lacs alcalins d'Afrique, et est célèbre pour ses milliers de flamands roses qui ont élu domicile sur ses berges. Cette région relativement inhospitalière est située en plein cœur du pays Masaï et sert de pâturages à leurs grands troupeaux de bétail. Elle est dominée par la silhouette du volcan Ol Doynio Lengai « la montagne de Dieu », seul volcan actif de cette partie du rift. Les Masaïs le considèrent comme la demeure de leur dieu : Engai, qui leur a fait don de tout le bétail de la Terre et dont les colères peuvent être terribles et dévastatrices.

A partir du lac Natron, la vallée axiale de la branche Est du Rift Est Africain montre un net changement dans sa morphologie. Au Sud Kenya (région de Magadi), la vallée axiale se présente sous la forme d'une dépression linéaire bien marquée et orientée N10°E. Les rifts Natron et Manyara présentent, quant à eux, une morphologie de bassins en hémigrabens, d'environ 3 km de profondeur (Ebinger *et al.*, 1997), délimités, à l'Ouest, par les escarpements de faille, à regard Est, du Natron et de Manyara, dont les dénivelés sont compris entre 800 et 1000 m. Ces derniers montrent des variations dans leurs directions en allant vers le Sud (paragraphe B) : (1) l'escarpement du Natron, en prolongation du système de faille du rift kenyan, est orienté N10°E ; (2) l'escarpement de Manyara a une direction générale N20°E jusqu'au niveau de l'escarpement de Balangida (à proximité du volcan Hanang) où il s'oriente N50–N60°E ; (3) ces deux structures présentent une intersection avec l'escarpement d'Engaruka, orienté N150°E, qui se développe postérieurement à celui de Manyara (paragraphe B). Associés à ce système complexe de failles et de bassins en hémigrabens, se mettent en place de nombreux édifices volcaniques pouvant être de grandes dimensions (Fig. 2.12).

L'activité volcanique la plus ancienne pour cette zone, et pour l'ensemble de la DNT, a été datée à  $8,1 \pm 1,7, 35 \pm 0,65$  Ma au niveau de l'Essimngor (Bagdasaryan *et al.*, 1973), édifice le plus au Sud du linéament NE-SW incluant les volcans Burko et Tarosero. Le volcanisme au niveau de l'Essimngor persiste jusqu'à  $3,20 \pm 0,06$  Ma (Evans *et al.*, 1971) et met en place principalement des dépôts pyroclastiques, bien que des laves puissent être





**Fig. 2.12 :** (A) Image satellitaire Landsat ETM+ montrant la position des principaux édifices volcaniques associés aux rifts Natron et Manyara, et celles des sites d'échantillonnage. (B) Position des sites d'échantillonnage sur le massif volcanique du Hanang.

rencontrées. Elles sont de nature néphélinitique, et téphri-phonolitique à phonolitique (Dawson et Pickering, 1964 ; Dawson, 1992). L'activité au niveau du Tarosero apparaît beaucoup plus récente avec des âges compris entre  $2,40 \pm 0,62$  et  $1,90 \pm 0,04$  Ma. Ce centre émet majoritairement des laves de nature basaltique à trachytique avec peu de dépôts pyroclastiques (Dawson et Pickering, 1964). Ces deux édifices appartiennent donc au groupe des « older extrusives » (Dawson, 1992), mais ils ne semblent pas, pour autant, affectés par la principale phase de rifting datée à environ 1,2 Ma (Macintyre *et al.*, 1974 ; Foster *et al.*, 1997). Avec un âge de  $1,03 \pm 0,04$ - $0,91 \pm 0,03$  Ma, le Burko est quant à lui rattaché aux « younger extrusives » et se caractérise par un volcanisme de nature néphélinitique à phonolitique, de type explosif, avec principalement formation de brèches pyroclastiques (Dawson et Pickering, 1964).

Les bassins du Natron et d'Engaruka sont marqués par la présence de quatre édifices volcaniques principaux. A l'Ouest du bassin du Natron, au niveau de l'escarpement, se sont mis en place les deux volcans carbonatitiques Ol Doinyo Lengai et Kerimasi. Peu de données radiochronologiques sont disponibles sur ces deux édifices, mais la compilation réalisée par Dawson (1992) montre toutefois que le Kerimasi a été actif entre 0,6 et 0,32 Ma et que l'Ol Doinyo Lengai est actif régulièrement depuis 0,17 Ma. Ce dernier est le seul volcan carbonatitique actif dans le monde et présente des éruptions fréquentes : 1961, 1966, 1983-1988, 1993 (Dawson, 1989, Simonetti *et al.*, 1997). Le Kerimasi et l'Ol Doinyo Lengai présentent tous deux une structure très similaire car principalement constitués de formations bréchiques (brèches pyroclastiques et faciès volcanosédimentaires de type coulées et avalanches de débris) d'affinités néphélinitique et phonolitique ; les laves carbonatitiques ne se rencontrant que dans leur partie sommitale (Guest *et al.*, 1961 ; Guest *et al.*, 1966, Dawson, 1989 ; Klaudius et Keller, 2006).

La bordure orientale de l'hémigraben du Natron est marquée par la présence de grands volcans boucliers culminant à près de 3000 m d'altitude : le Gelai et le Ketumbeine. La géologie de ces deux grands édifices est très peu connue, ils semblent principalement constitués de laves basaltiques et basanitiques, auxquelles sont associées localement des laves trachytiques sur le Ketumbeine, ou des téphrites et des phonolites au niveau du Gelai (Guest *et al.*, 1966). Seuls trois échantillons ont été datés sur ces deux massifs et donnent un intervalle d'âges de  $1,87 \pm 0,08$ - $1,54 \pm 0,10$  Ma pour le Ketumbeine et un âge unique de  $0,96 \pm 0,03$  Ma pour le Gelai (Evans *et al.*, 1971). Toutefois, il apparaît nettement sur le schéma structural (Fig. 2.21, paragraphe B) et sur le MNT (Fig. 2.24, paragraphe B) que le versant Est du Ketumbeine est largement affecté par des failles alors que le Gelai est plutôt

aligné parallèlement au réseau de faille qui affecte la bordure orientale du bassin du Natron. Ceci est en accord avec les rares données radiochronologiques, en montrant que le Ketumbeine est antérieur à la phase principale de fracturation à 1,2 Ma (Macintyre *et al.*, 1974 ; Foster *et al.*, 1997) alors que le Gelai s'est mis en place sous un fort contrôle structural associé au rifting Pléistocène.

Le Hanang (Fig. 2.12 B), d'âges compris entre  $1,5 \pm 0,3$  et  $0,9 \pm 0,2$  Ma (Bagdasaryan *et al.*, 1973), constitue l'expression la plus méridionale du volcanisme synrift de toute la branche Est du Rift Est Africain. Il se met en place dans un petit bassin au sud du système de Manyara, et est constitué majoritairement de produits pyroclastiques d'affinité néphélinitique et phonolitique (Thomas *et al.*, 1966).

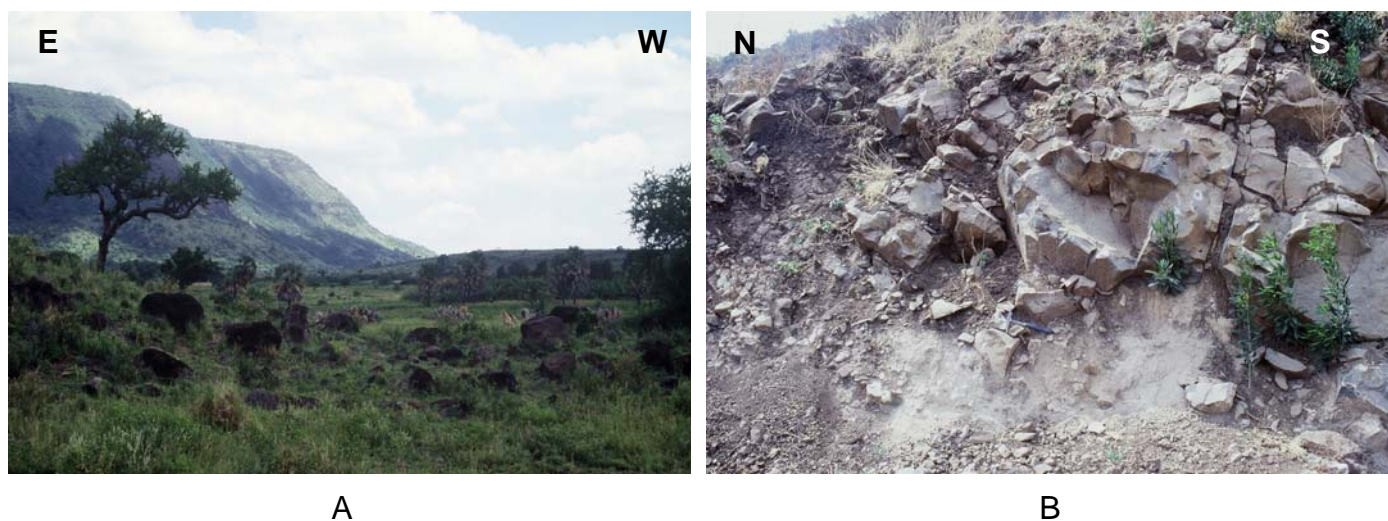
Plusieurs affleurements ont pu être étudiés dans les rifts Manyara et Natron ainsi que sur le Hanang. Les meilleures conditions d'exposition ont été rencontrées au niveau des escarpements de failles car ils permettent d'observer une coupe naturelle dans les formations volcaniques. Les affleurements échantillonnés sur les principaux volcans (Hanang, Gelai, Ketumbeine, Burko et Essimingor) sont très discontinus et se présentent sous forme de pointements à travers la végétation tropicale qui se développe sur les pentes de ces édifices. Leurs localisations est présentée sur la Figure 2.12. De la même manière que précédemment, les caractéristiques pétrographiques des principaux échantillons sont illustrées sur la Planche 2.2 et détaillées dans le Tableau 2.2.

#### a. Les escarpements de Manyara et d'Engaruka.

L'escarpement de Manyara, avec ses 800 m de dénivelé, entaille largement les formations volcaniques mises en place initialement dans le bassin. Au niveau de l'affleurement 03TZ08, à la base de l'escarpement dans un bloc basculé, nous avons pu observer une coulée basaltique massive venant s'étaler sur des sédiments lacustres carbonatés (Fig. 2.13). La coulée peut présenter à sa base un façonnement en pseudo-pillow traduisant une mise en place sur des sédiments mous et encore riches en eau. En lame mince, l'échantillon 03TZ08B présente une texture microlitique vésiculaire légèrement fluidale à petits phénocristaux d'olivine et de plagioclase (Pl. 2.2 A et Tab. 2.2). Cet échantillon a été daté à  $1,40 \pm 0,02$  Ma par la méthode K-Ar sans spike. L'affleurement 03TZ09, situé au sommet de l'escarpement, expose une autre coulée basaltique massive, présentant une



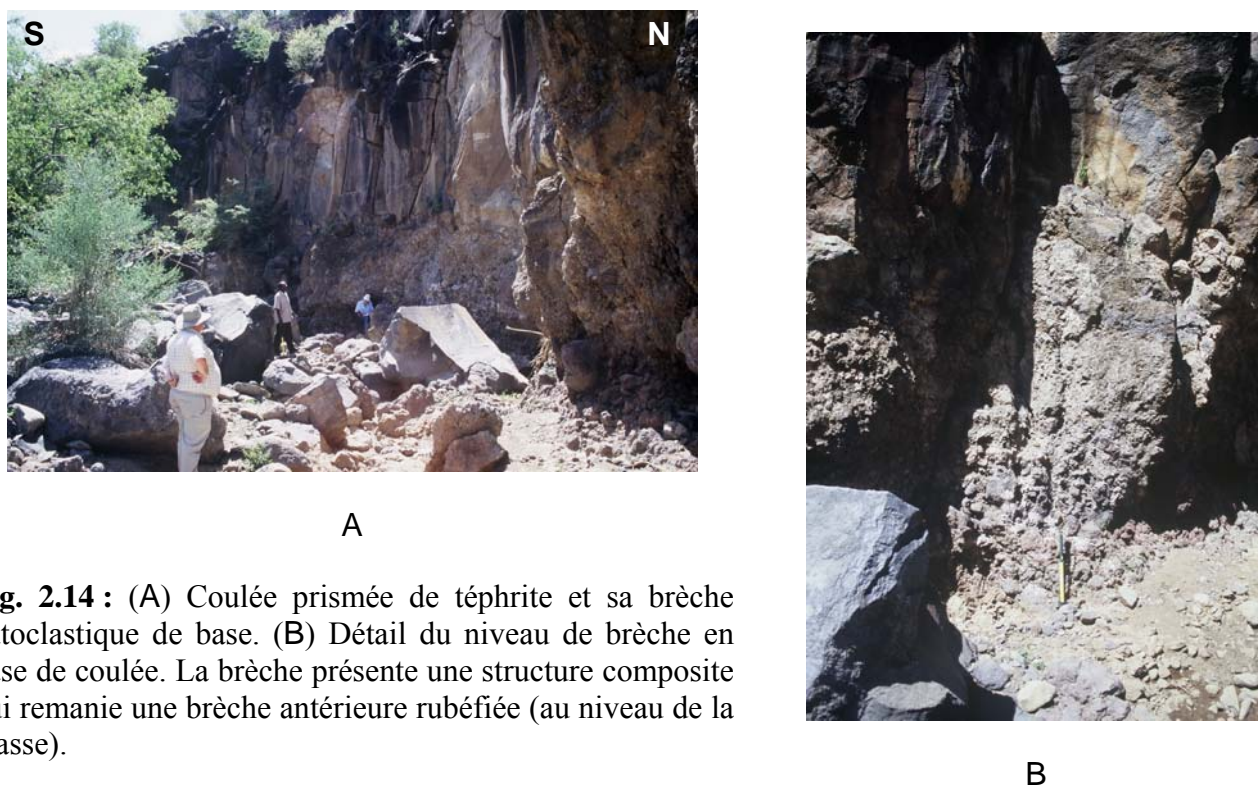
prismation grossière. Elle présente des plans de failles N55°E 65SE portant des stries à fort plongement Nord de 86°, indiquant un mécanisme en faille normale. En lame mince, l'échantillon 03TZ09 présente une texture microlitique vésiculaire avec des phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène, de plagioclase et d'oxyde Fe-Ti (Pl. 2.2 B). Un âge de  $1,28 \pm 0,02$  Ma a été mesuré sur cet échantillon par méthode K-Ar sans spike. Les deux âges qui ont été déterminés pour les laves pré-rifts de l'escarpement de Manyara viennent confirmer les données précédemment publiées par Macintyre *et al.* (1974) et Foster *et al.* (1997), et montrent bien que la formation de l'escarpement a un âge inférieur à 1,28 Ma.



**Fig. 2.13 :** (A) Vue générale de l'escarpement majeur de Manyara (au Nord de Mto Wam Bu) montrant la variation de pendage du plan de faille ainsi qu'une structure en roll-over au niveau du bloc affaissé. (B) Affleurement 03TZ08, à la base de l'escarpement de Manyara, illustrant la mise en place d'une coulée basaltique massive dans des sédiments carbonatés lacustres. A gauche du marteau, un débit de la lave en pseudo-pillow peut être observé.

L'escarpement d'Engaruka entaille, sur 200 à 300 m de dénivelé, les coulées mises en place dans l'hémigraben de Manyara, montrant ainsi clairement que cet escarpement est plus récent que la formation du bassin. Au niveau de l'affleurement 05TZ03 (Fig. 2.14), à la faveur d'une petite rivière asséchée, l'escarpement permet d'observer une coulée de téphrite d'environ 12 m de puissance. Cette coulée présente une prismation caractéristique et se met en place au-dessus d'une brèche autoclastique de base. Le niveau de brèche sous la coulée atteint environ 2 m d'épaisseur et présente une structure composite. En effet, la brèche de base associée à la coulée remobilise une autre formation bréchique rubéfiée qui correspond à la brèche sommitale d'une coulée sous-jacente. Cette coulée inférieure n'a pu être

échantillonnée car elle est complètement recouverte par les dépôts sableux du lit de la rivière. En lame mince (Pl. 2.2 C), l'échantillon 05TZ03 montre une texture microlitique porphyrique avec des phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène et d'oxydes Fe-Ti dans une mésostase à microlites de plagioclase et très riche en microcristaux de néphéline.



**Fig. 2.14 :** (A) Coulée prismée de téphrite et sa brèche autoclastique de base. (B) Détail du niveau de brèche en base de coulée. La brèche présente une structure composite qui remanie une brèche antérieure rubéfiée (au niveau de la masse).

#### b. Le Gelai et le Ketumbeine.

Les affleurements rencontrés sur les volcans Gelai et Ketumbeine (Fig. 2.12) sont très peu exposés et constituent pour la plupart des sommets de coulées pouvant être largement recouverts par des sols. Néanmoins, plusieurs échantillons ont pu être prélevés sur les flancs de ces deux édifices, les conditions les plus favorables ayant été rencontrées au niveau des petits escarpements qui recoupent le flanc Est du Ketumbeine. L'échantillon 05TZ06, prélevé sur le flanc Sud est du Gelai, se présente sous un faciès mésocrate sur le terrain. Cette lave phonolitique présente en lame mince (Tab. 2.2) une texture microlitique fluidale porphyrique riche en phénocristaux de clinopyroxène, d'amphibole, de plagioclase, de feldspath potassique et d'oxyde Fe-Ti dans une mésostase riche en microcristaux de néphéline et en

microlites de feldspath potassique. On peut y observer un petit filonnet de carbonates (Pl. 2.2 D) probablement d'origine magmatique comme le suggère l'association des cristaux de calcite avec des cristaux d'oxyde Fe-Ti, de clinopyroxène, d'apatite en fines baguettes, de néphéline et de feldspathoïde bleuté en petites baguettes (sodalite ?). Des filonnets de carbonates sont aussi visibles dans l'échantillon trachy-basaltique 05TZ11, prélevé sur le flanc Nord Est du Ketumbeine. En lame mince (Pl. 2.2 E), cet échantillon montre une texture microlitique fluidale aphyrique, riche en microcristaux d'olivine, de clinopyroxène, de plagioclase et d'oxyde Fe-Ti ; deux petits filonnets constitués de cristaux de calcite y étant visibles. A la différence de l'échantillon 05TZ06, les cristaux de calcite sont cette fois-ci associés à des microcristaux d'olivine iddingsitisée et de fines baguettes d'apatite ce qui suggère une origine magmatique primaire pour ces filonnets.

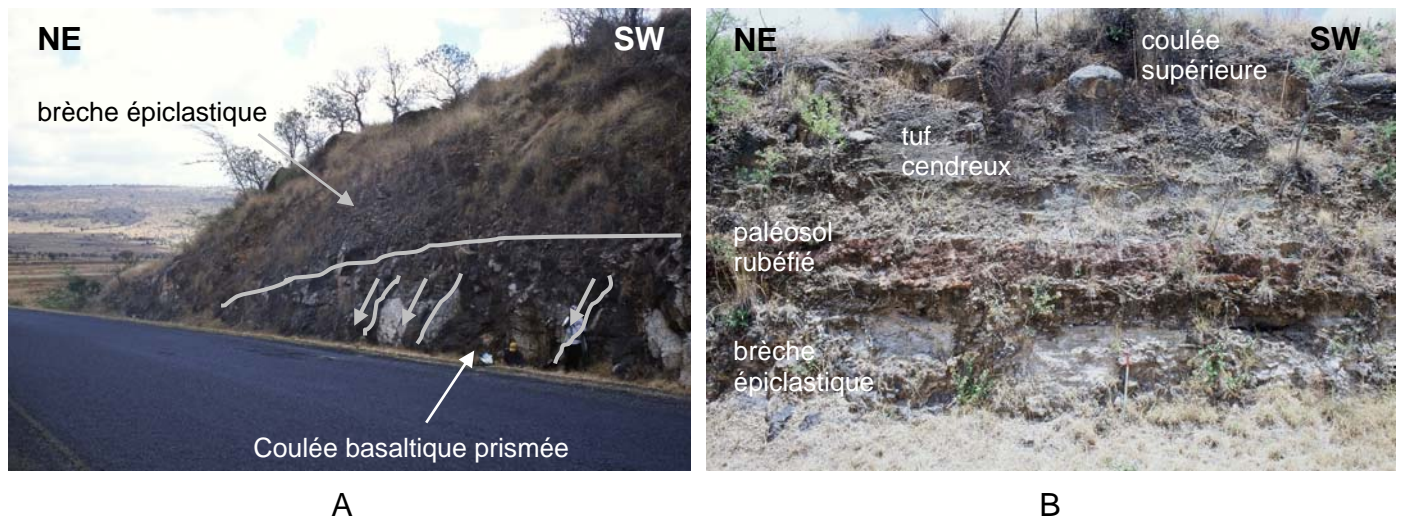
### c. L'activité fissurale (route Arusha-Makuyuni).

En dehors des rifts Natron et Manayara, le plateau au Sud de l'alignement NE-SW Essimngor-Burko-Tarosero montre une activité fissurale importante mettant en place des coulées de laves de grande extension. A la faveur d'un plateau entaillé par la route Arusha-Makuyuni (affleurement 03TZ21), nous avons pu observer en coupe deux coulées basaltiques massives présentant une prismation grossière (Fig. 2.15).

La coulée inférieure expose un faciès riche en vacuoles à son sommet. Elle apparaît recoupée par un réseau de petites failles normales synthétiques Nord-Sud à regard Est. Cette coulée est recouverte par une brèche épiciastique grossière, de type coulée de débris, qui présente une morphologie en éventail, caractéristique d'un dépôt contemporain de la formation du réseau de failles. L'ensemble de ces deux formations est recouvert par un paléosol rubéfié, puis par un tuf cendreuse sur lequel se met en place, par l'intermédiaire d'une brèche autoclastique de base, une autre coulée basaltique d'environ 2 m de puissance. En lame mince, la coulée basaltique inférieure (03TZ21A, Pl. 2.2 F) présente une texture microlitique porphyrique avec une forte tendance cumulative en phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène et d'orthopyroxène dans une mésostase à microlites de plagioclase et microcristaux d'oxyde Fe-Ti. Il apparaît donc que sur cet affleurement, la coulée inférieure s'est étalée sur ce plateau avant les phases de fracturation qui sont ici contemporaines de la mise en place de la brèche volcanosédimentaire. Son origine exacte est inconnue mais est probablement liée au démantèlement des édifices anciens de l'Essimngor ou du Tarosero. La phase principale de rifting, bien que non datée dans cette partie de la DNT, correspond



certainement aux épisodes tectoniques qui affectent les rifts Natron et Manyara à 1,2 Ma (Macintyre *et al.*, 1974 ; Foster *et al.*, 1997).



**Fig. 2.15 :** (A) Coulée basaltique recoupée par des failles N120°E 40S et recouverte par une brèche épicastique dont la mise en place est contemporaine de la fracturation. (B) Succession lithologique de l’affleurement 03TZ21.

#### d. Le Mt Hanang.

Plusieurs échantillons ont pu être prélevés dans des blocs éboulés des basses pentes du Mt Hanang (Fig. 2.12 B). L’échantillon 03TZ03A est une néphéline qui présente en lame mince (Pl. 2.2 G, Tab. 2.2) une texture microgrenue caractéristique, avec des phénocristaux de feldspathoïde : néphéline abondante et phénocristaux de leucite rares, de clinopyroxène, d’amphibole, d’oxyde Fe-Ti et de sphène. L’échantillon 03TZ06, qui n’a pas été analysé du point de vue des éléments majeurs et en traces, est une lave phonolitique à texture microlitique et présentant la même minéralogie que 03TZ04 (Tab. 2.2) mais qui se caractérise par l’existence d’une enclave surmicacée de type lamprophyre. Cette enclave grenue a une minéralogie proche de celle des laves phonolitiques (Pl. 2.2 H). Elle est très riche en clinopyroxène et amphibole verte ; la néphéline et le feldspath potassique constituant la phase interstitielle. Elle se distingue par contre des faciès effusifs par la présence de grands cristaux déformés de biotites qui n’ont jamais été observés dans les échantillons phonolitiques et néphélinitiques du Mt Hanang. Cette enclave pourrait donc correspondre à un faciès cumulatif à partir d’un magma phonolitique avec accumulation locale de biotite.

**Planche 2.2 :**

Photos de lames minces (LP\*40) illustrant les principaux faciès rencontrés dans les rifts Natron et Manyara.

**A)** Basalte 03TZ08B (escarpement de Manyara) à texture microlitique.

**B)** Basalte 03TZ09 (escarpement de Manyara) montrant des phénocristaux d'olivine et de plagioclase dont la cristallisation apparaît tardive (phase interstitielle).

**C)** Téphrite 05TZ03 (escarpement d'Engaruka) à texture microlitique montrant un phénocristal de clinopyroxène.

**D)** Filonnet de carbonates magmatiques dans phonolite 05TZ06 (Gelai). On y observe une association de cristaux de calcite avec des cristaux d'oxyde Fe-Ti, de clinopyroxène, de fines baguettes d'apatite, de néphéline et de feldspathoïde bleuté (sodalite ?).

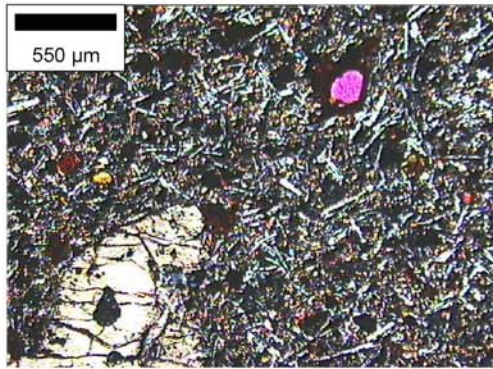
**E)** Filonnet de carbonates magmatiques dans trachy-basalte 05TZ11 (Ketumbeine). Les cristaux de calcites y apparaissent associés à des cristaux d'olivine iddingsitisée et à de fines baguettes d'apatite.

**F)** Basalte 03TZ21A (activité fissurale, route Arusha-Makuyuni) à texture à tendance cumulative en phénocristaux de clinopyroxène.

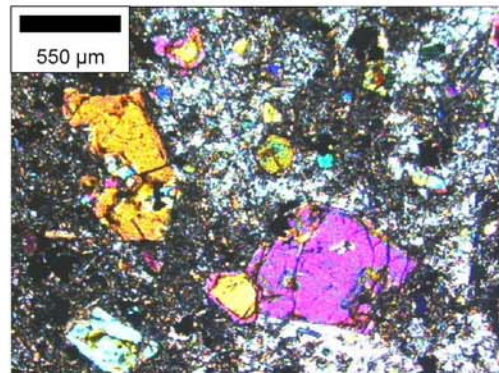
**G)** Néphéline 03TZ03A (Mt Hanang) à phénocristaux de néphéline, leucite et de clinopyroxène dans une mésostase à texture microgrenue.

**H)** Echantillon 03TZ06 (Mt Hanang). On observe clairement le contact entre la lave phonolitique à texture microlitique et une enclave grenue de type lamprophyre à grands cristaux de biotite.

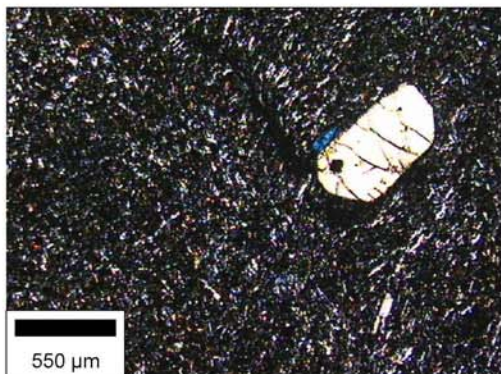




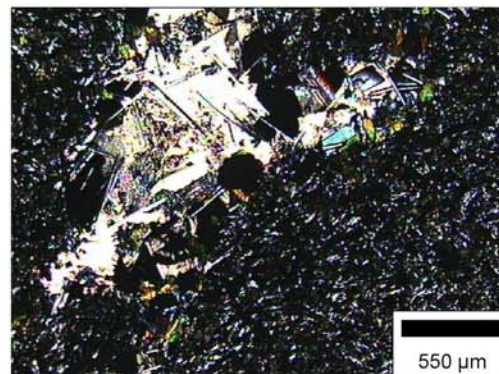
A



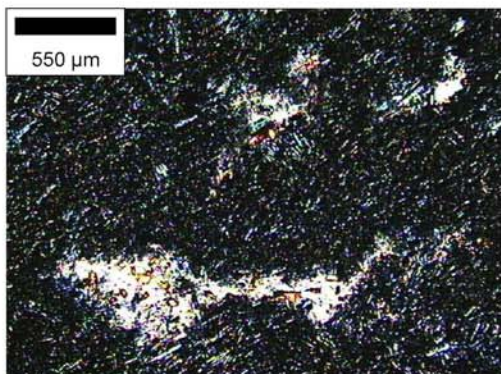
B



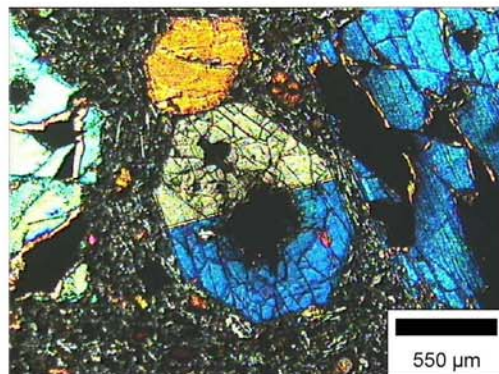
C



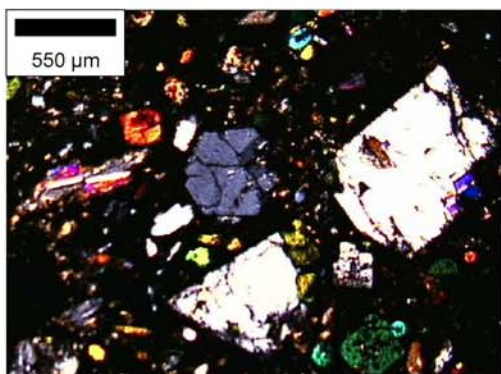
D



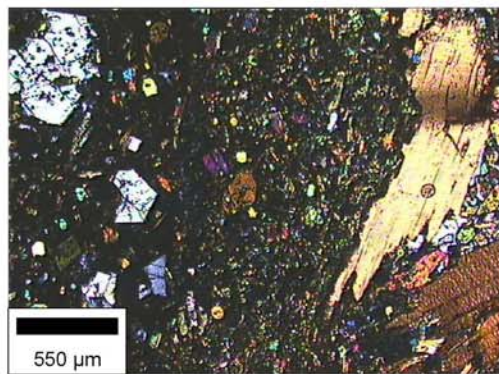
E



F



G



H

Planche 2.2



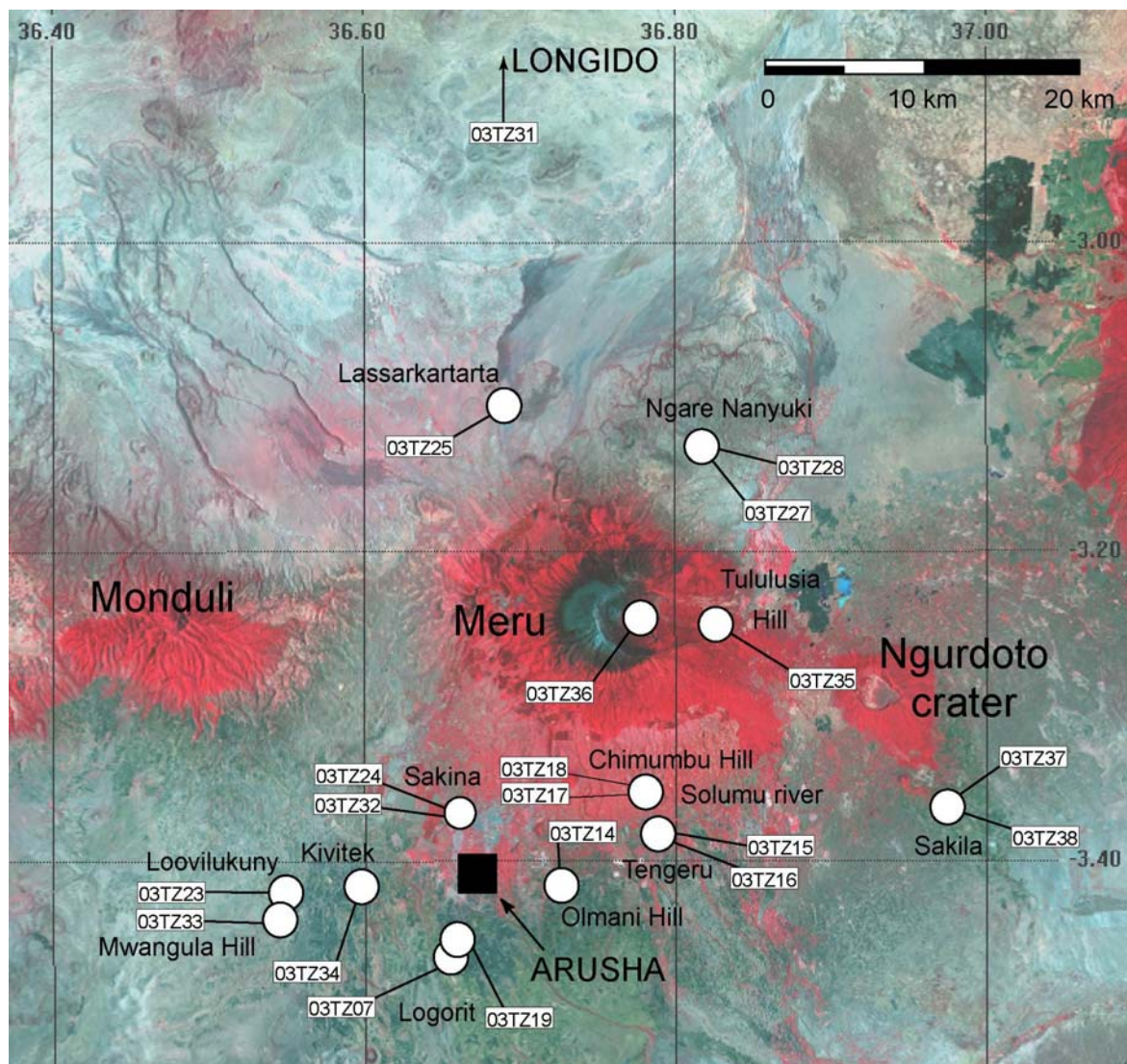


### 3. La région d'Arusha et le Mont Meru.

Arusha, fondée en 1900 lors de la période de colonisation allemande, est actuellement la deuxième ville de Tanzanie en terme de population. Elle est installée au pied du Mt Meru dans une région de hauts plateaux à l'altitude moyenne d'environ 1400 m. Le Mt Meru ou « Oldonyo Orok » (la montagne noire en Masaï) est, avec ses 4566 m d'altitude, le cinquième sommet d'Afrique. A l'image du Kilimandjaro, ses basses pentes sont formées de terres très fertiles qui permettent la culture du café, de fruits tels que la banane et la mangue, du thé, etc... Il abrite aussi un parc national dont les paysages ont été rendus célèbres par le film « Hatari » réalisé en 1962 par Howard Hawks et dans lequel John Wayne joue le rôle d'un chasseur qui capture des animaux sauvages pour les grands zoo européens et américains.

Le Mt Meru constitue le volcan majeur de cette zone, c'est un massif complexe dont le flanc Est s'est massivement effondré, formant ainsi une caldeira en fer à cheval. Il est majoritairement construit par des dépôts d'origine pyroclastique de type brèche et tuf cendreux, mais on rencontre aussi des laves de nature néphélinitique et phonolitique mises en place sous forme de coulées ou sous forme d'intrusions (Wilkinson *et al.*, 1983). L'activité volcanique la plus ancienne dans la région du Meru a débuté il y a 2,0 Ma et s'est poursuivie jusqu'à 1,5 Ma (Wilkinson *et al.*, 1986). Elle se caractérise par la construction d'un centre situé à l'Ouest du sommet actuel. Suite à ces premières phases, après un arrêt du volcanisme jusqu'à 0,35 Ma, l'activité volcanique reprend au Nord et au Nord Ouest du centre actuel, et y perdure jusqu'à 0,16 Ma (Wilkinson *et al.*, 1986). L'édification du cône principal du Mt Meru se déroule entre 0,16 et 0,06 Ma, la mise en place des faciès effusifs et intrusifs alternant avec des phases de déstabilisation de l'édifice qui donnent naissance à des lahars (Wilkinson *et al.*, 1983, 1986). Après 0,16 Ma, l'activité volcanique apparaît plus sporadique. L'effondrement massif du flanc Est et la formation de la caldeira actuelle sont datés à environ 7800 ans, suite à une éruption plinienne de grande ampleur (Wilkinson *et al.*, 1983, 1986). Cet effondrement conduit à la formation de lahars qui recouvrent largement tout l'Est de la région et s'étalent jusqu'aux basses pentes du Shira. Depuis 7800 ans, les dernières phases d'activité du Mt Meru vont construire le Ash Cone, culminant à 1067 m au dessus du plancher du cratère, et qui émet principalement des laves et des dépôts pyroclastiques de type néphéline et phonolite. Le Ash Cone et le cratère sont encore le siège d'une activité irrégulière puisque des témoignages concernant des éruptions au début du XX<sup>ème</sup> siècle ont pu être recueillis.





**Fig. 2.16:** (A) Image satellitaire Landsat ETM+ montrant la position des sites d'échantillonnage au niveau du Mt Meru et du plateau Arusha-Monduli.

Deux autres centres volcaniques importants se rencontrent dans cette zone : le Ngurdoto crater à l'Est du Mt Meru, et le Monduli à l'Ouest de ce dernier. Très peu d'informations sont disponibles sur le Ngurdoto crater qui est constitué de formations bréchiques d'affinité néphélinitique et phonolitique (Wilkinson *et al.*, 1983). Le Monduli est quant à lui, rattaché aux « older extrusives » (Dawson, 1992) ; sur la base d'un basalte à olivine daté à  $1,67 \pm 0,08 - 1,77 \pm 0,11$  Ma (Bagdasaryan *et al.*, 1973). Cet édifice apparaît majoritairement construit par des laves basaltiques et trachytiques, à l'image du Tarosero situé à l'Ouest.

La région d'Arusha et du Mt Meru est constellée par de très nombreux cônes parasites mis en place sur le plateau d'Arusha-Monduli ou sur les basses pentes et au Nord du Mt Meru. Deux grands types peuvent être distingués. (1) Sur le plateau Arusha-Monduli,



l'activité parasite se caractérise par la formation de cônes de scories stromboliens d'une centaine de mètres d'altitude. Ces dépôts pyroclastiques sont de nature basaltique ou ankaramitique, et peuvent contenir de nombreuses enclaves crustales et mantelliques (Lashaine, Olmani Hill) ayant fait l'objet de nombreuses études (Cohen et al., 1984 ; Rudnick et al., 1993 ; Lee et al., 2000 ; Dawson 2002). (2) Au niveau des basses pentes et au Nord du Mt Meru, on rencontre majoritairement des anneaux de tufs phonolitiques qui ont été interprétés comme résultant d'éruptions phréatomagmatiques liées à l'activité du Mt Meru lui-même (Wilkinson *et al.*, 1983).

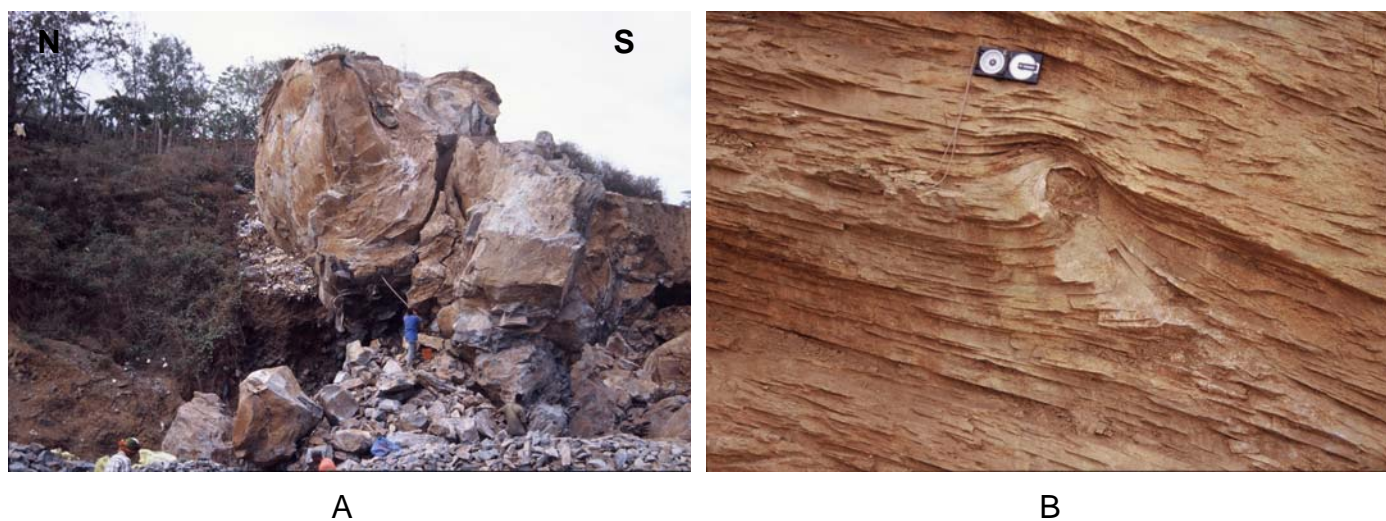
De nombreux affleurements ont pu être étudiés, principalement au cours de la campagne 2003, au niveau du Mt Meru ainsi que de nombreux cônes parasites de la région qui sont souvent exploitées sous forme de petites carrières artisanales. La position des affleurements étudiés est présentée sur la Figure 2.16 ; les caractéristiques pétrographiques des principaux échantillons étant illustrées sur la Planche 2.3 et détaillées dans le Tableau 2.3.

#### a. Le Mt Meru.

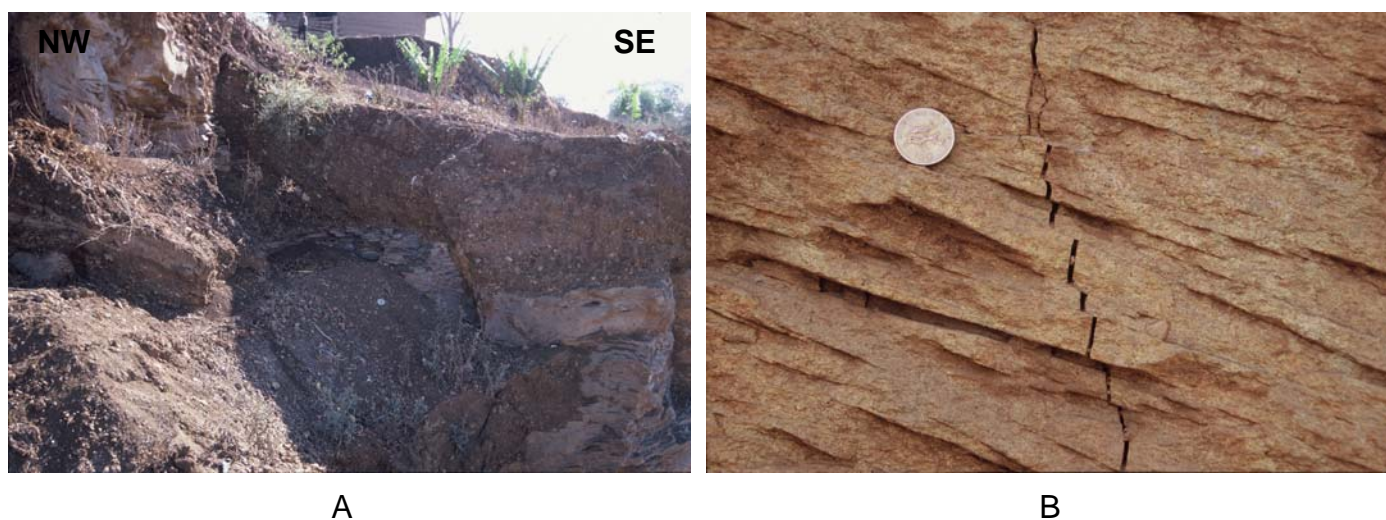
La carrière de Sakina (affleurements 03TZ24 et 03TZ32) entaille profondément les formations effusives émises au niveau des basses pentes du Mt Meru. Nous avons pu y observer des laves d'affinité téphri-phonolitique sous deux faciès différents (Fig. 2.17) ; ainsi qu'une coulée présentant un débit en lames visqueuses dessinant des plis d'écoulement de plusieurs mètres d'amplitude. Cette dernière vient emballer des « boules » de lave téphri-phonolitique massive de taille très variable (pluridécimétrique à plurimétrique), les lames visqueuses venant se mouler autour des « boules » massives. Les « boules » de laves montrent, pour les plus grosses d'entre elles, un débit en pelure d'oignons suggérant qu'elles se sont formées par érosion d'une coulée massive plus ancienne, avant d'être reprises par la coulée plus jeune, débitée en lames visqueuses. En lame mince, les deux faciès présentent les mêmes caractéristiques pétrographiques hormis au niveau de la texture qui est microlitique isotrope pour les faciès massifs et microlitique fluidale pour les faciès à lames visqueuses (Tab. 2.3). Leur minéralogie est constituée de phénocristaux de clinopyroxène, d'amphibole brune présentant souvent une bordure réactionnelle et d'oxyde Fe-Ti dans une mésostase riche en microlites de plagioclase et en microcristaux de néphéline et d'apatite (Pl. 2.3 A).

Ces formations volcaniques effusives ont ensuite été largement affectées par la tectonique régionale. En effet, on peut observer dans la carrière de Sakina un réseau dense de

fractures récentes impliquant aussi le sol recouvrant la coulée (Fig. 2.18). Ces fractures affectent principalement la coulée à débit en lames visqueuses où elles vont prendre une morphologie en échelons décalés entre chaque lame (Fig. 2.18). Deux familles de failles ont pu être reconnues : (1) une famille de direction globalement Nord-Sud avec des pendages compris entre 50 et 80° vers l'Est ou l'Ouest ; (2) une famille de direction globalement Est-Ouest avec des pendages d'environ 45° vers le Sud. Ces failles montrent toutes un fonctionnement en faille normale, et forment un système de failles conjuguées qui débitent la coulée en petits horsts.

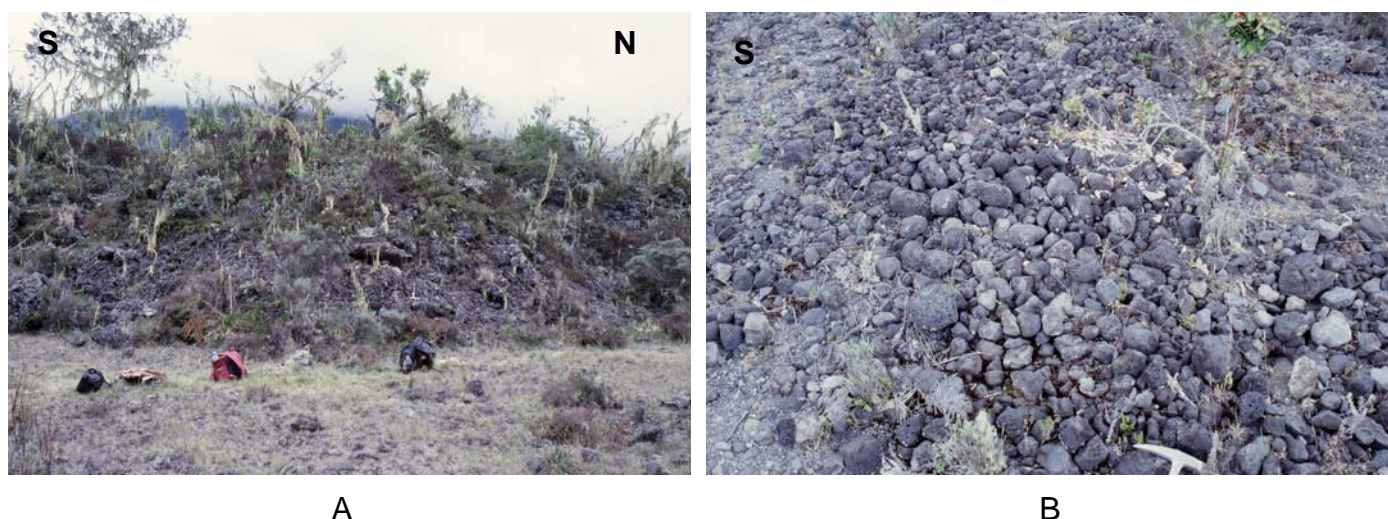


**Fig. 2.17 :** (A) « Boule » plurimétrique de lave téphri-phonolitique massive. (B) Téphri-phonolite à débit en lames visqueuses emballant une « boule » de lave massive.



**Fig. 2.18 :** (A) Faille normale subactuelle N90°E 80S affectant les niveaux de sol et les coulées sous-jacentes. (B) Fentes en échelon dans les coulées à débits en lames visqueuses.

Dans le cœur du cratère du Mt Meru (2,5 km de diamètre à 2700 m d'altitude), nous avons pu échantillonner le sommet d'une coulée très récente (du début du XX<sup>ème</sup> siècle ?) d'environ 3 m d'épaisseur, très peu recouverte par la végétation. Au front de coulée (Fig. 2.19), on observe une brèche autoclastique caractéristique. La lave (03TZ36A) est une néphéline qui présente en lame mince (Pl. 2.3 B) une texture microgrenue porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène, d'amphibole, de néphéline, d'oxyde Fe-Ti et d'apatite. A l'Ouest de cette coulée, nous avons rencontré un champ de bombes volcaniques (Fig. 2.19) issues des éruptions se produisant au niveau du Ash Cone, probablement déposées sur le fond de la caldeira lors d'explosions récentes car les bombes n'apparaissent que peu recouvertes par le sol et la végétation.



**Fig. 2.19 :** (A) Front de la coulée de néphéline (03TZ36A) dans le cratère du Mt Meru. (B) Champ de bombes et de blocs volcaniques tapissant le fond du cratère en arrière de la coulée.

#### b. L'activité parasite.

Les très nombreux cônes construits par l'activité parasite tardive affectant la région d'Arusha et du Mt Meru ont été échantillonnés au cours de la mission 2003.

Le cône de Tengeru (affleurements 03TZ15 et 03TZ16) est un anneau de tufs phonolitiques avec un important cratère occupé par un petit lac, qui prend place sur les basses pentes du Mt Meru à l'Est d'Arusha. On y observe une alternance de niveaux cendreaux fins, centimétriques à décimétriques, pouvant contenir des blocs de lave pluridécimétriques (Fig. 2.20). En lame mince, l'échantillon 03TZ16A (bloc de lave interstratifiée) présente une



composition minéralogique caractéristique d'une phonolite avec des phénocristaux de clinopyroxène, d'amphibole, de néphéline, de feldspath potassique, d'apatite et de rares sphènes dans une mésostase à texture microlitique fluidale (Pl. 2.3 C).

L'édifice d'Olmani Hill est un cône de scories de type strombolien d'environ 200 m d'altitude. Ses dépôts présentent une alternance de lits scoriacés rubéfiés ou non, caractéristiques des faciès de haut et de bas de cône, et peuvent être recoupés par des failles normales synvolcaniques qui s'amortissent (Fig. 2.20). Les laves échantillonnées à Olmani Hill sont des bombes non rubéfiées, présentant des affinités basanitiques ou basaltiques. En lame mince (Tab. 2.3), elles présentent une texture microlitique porphyrique avec des phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène, de plagioclase dans une mésostase riche en verre. Certaines olivines présentent des bordures réactionnelles et/ou des figures de déformations caractéristiques de xénocristaux d'origine mantellique (Pl. 2.3 D). Les laves d'Olmani Hill sont très riches en enclaves crustales et mantelliques, ces dernières pouvant être de compositions minéralogiques très variées : lherzolite, harzburgite, dunite, wehrlite (Pl. 2.3). D'une manière générale à l'échelle de la DNT, il apparaît nettement que la plupart des xénolites mantelliques se rencontrent préférentiellement dans les laves basiques associées à l'activité parasite tardive édifiant des cônes de scories de type strombolien.



**Fig. 2.20 :** (A) Dépôts de tufs cendreux et bloc phonolitique interstratifié (03TZ16, Tengeru). On remarque que les tufs montrent une figure de charge sous le bloc de lave projeté. (B) Vue des dépôts scoriacés (rubéfiés ou non) dans la carrière entaillant Olmani Hill. On observe bien le décalage des niveaux de scories par un réseau de petites failles normales synvolcaniques qui s'amortissent et disparaissent dans les niveaux supérieurs.

**Planche 2.3 :**

Photos de lames minces (LP\*40) illustrant les principaux faciès rencontrés dans la région d'Arusha et du Mt Meru.

**A)** Téphri-phonolite 03TZ32A (carrière de Sakina, Mt Meru) à texture microlitique montrant un phénocrystal d'amphibole entouré par une couronne d'oxydes Fe-Ti et des phénocristaux de clinopyroxène.

**B)** Néphéline 03TZ36A (centre du cratère, Mt Meru) à texture microgrenue et montrant de nombreux phénocristaux de clinopyroxène.

**C)** Phonolite 03TZ16 (Tengeru) à texture microlitique avec des phénocristaux de clinopyroxène, d'amphibole et de feldspath potassique.

**D)** Xénocrystal d'olivine d'origine mantellique présentant des bordures réactionnelles avec la lave basaltique encaissante (03TZ14A, Olmani Hill).

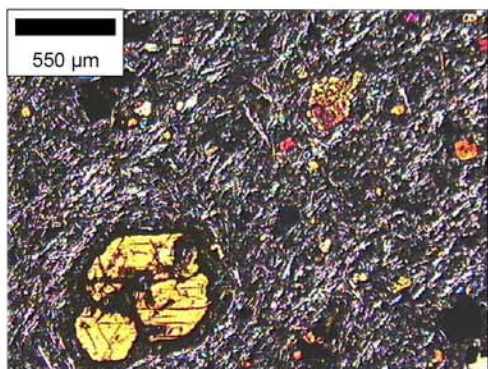
**E)** Harzburgite à texture porphyroclastique montrant un cristal d'olivine avec des figures de déformation de type kink band (03TZ14E, Olmani Hill).

**F)** Harzburgite à cristaux d'olivine oxydés et d'orthopyroxène (03TZ14E, Olmani Hill).

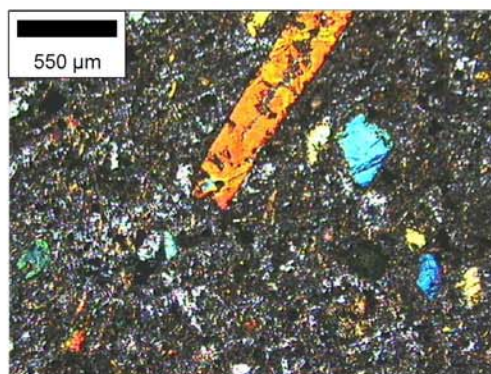
**G)** Dunite à cristal d'olivine géant présentant des figures de déformation de type kink band (03TZ14J, Olmani Hill).

**H)** Wehrlite à cristaux de clinopyroxène maclés (03TZ14O, Olmani Hill).

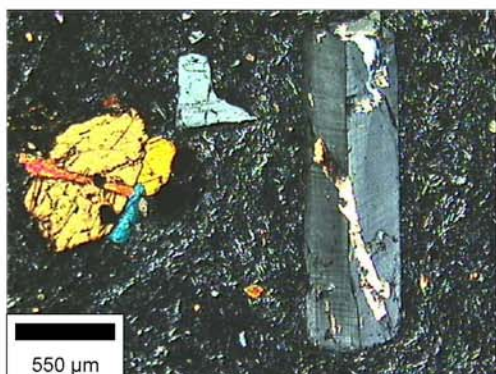




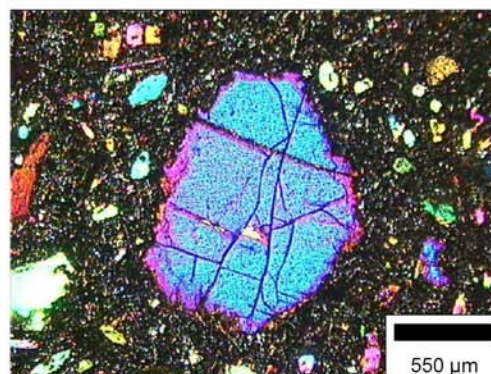
A



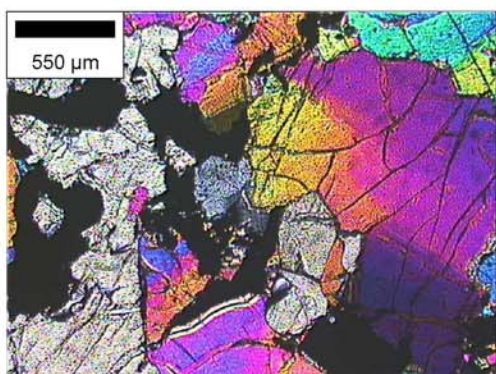
B



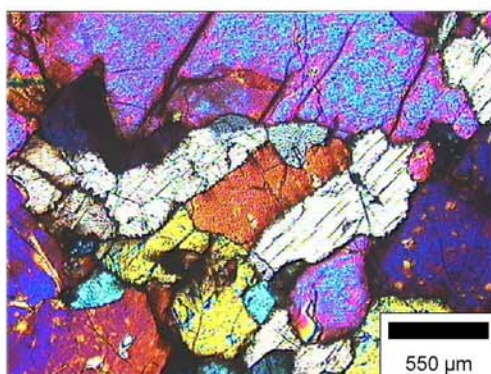
C



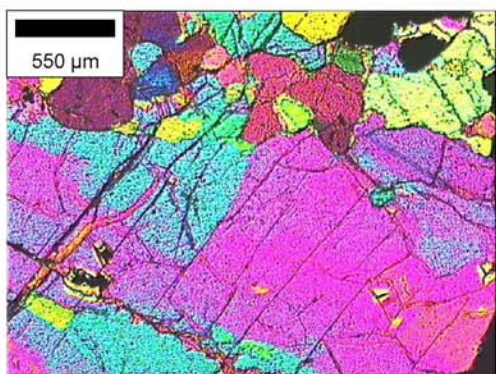
D



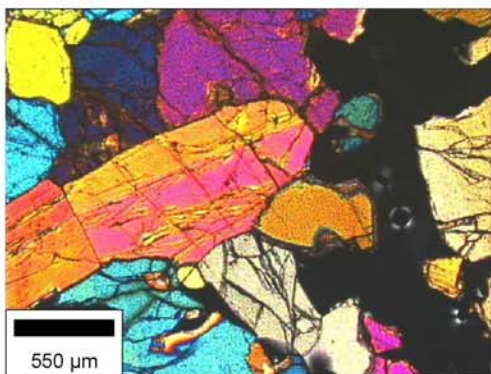
E



F



G



H

**Planche 2.3**



## **B. Propagation du rifting en bordure de craton. Distribution de la fracturation et du volcanisme dans la Divergence Nord Tanzanienne (Afrique de l'Est) au cours du Néogène.**

Bernard Le Gall, Philippe Nonnotte, Joel Rolet, Mathieu Benoit, Hervé Guillou, Morgane Mousseau, Julie Albaric et Jacques Devérchère.

Soumis à **Tectonophysics**.

Nous proposons un nouveau modèle cinématique pour le développement du système de rift Sud Kenya-Nord Tanzanie où la vallée axiale se divise en un large réseau divergent de blocs faillés : la Divergence Nord Tanzanienne (DNT). La propagation du rifting le long du proto-rift Sud-Kenya durant les derniers 8 Ma est considérée, au premier ordre, comme s'étant opérée par la connexion de petites cellules magmatiques en direction du Sud, jusqu'à atteindre la ceinture volcanique transverse Ngorongoro-Kilimandjaro qui borde les blocs cratoniques au Nord de la Tanzanie. L'amollissement thermique de la lithosphère, sous la ceinture Ngorongoro-Kilimandjaro, paraît avoir joué un rôle clé dans la propagation de l'extension à travers la DNT, en se comportant comme une zone de faiblesse où vont se concentrer, dans un premier temps, les déformations, avant de se propager latéralement et d'assurer la connexion entre les segments de rift Sud-Kenya et Nord-Tanzanie avec des variations significatives du style structural. La DNT est maintenant interprétée comme un réseau de deux branches riftées divergentes impliquant : (1) Un large domaine de blocs basculés à l'Ouest (Mbulu) qui inclut les systèmes faillés d'Eyasi et de Manyara, dans le prolongement direct de la vallée du Natron. La réactivation de structures de socle dans la lithosphère précambrienne, froide et peu/pas perturbée par l'influence thermique du panache mantellique Nord, aboutit à un dispositif de rift oblique au niveau du domaine Mbulu, contrastant avec l'extension orthogonale qui prévaut dans la vallée axiale Magadi-Natron, au dessus d'une lithosphère plus amincie. (2) Le système en horst de Pangani, vers l'Est, est

considéré comme une structure plus jeune ( $< 1$  Ma), probablement initiée vers le Nord à la verticale d'une portion de lithosphère thermiquement amollie par des processus mantelliques à l'origine du magmatisme du Kilimandjaro. Un contraste significatif dans le comportement mécanique de la lithosphère étirée est envisagé de part et d'autre du bloc cratonique Masai, avec un découplage intra-crustal dans le secteur occidental (Magadi-Natron et Mbulu), siège de dispositifs synrifts fortement asymétriques, alors qu'une composante verticale semble prépondérante lors de la mise en place de la ride de Pangani, en réponse à d'éventuels processus de fusion mantellique, très immatures, génétiquement associés à la province magmatique du Kilimandjaro.



## **Rift propagation at craton margin. Distribution of faulting and volcanism in the North Tanzanian Divergence (East Africa) during Neogene times.**

B. Le Gall<sup>a\*</sup>, P. Nonnotte<sup>a</sup>, J. Rolet<sup>a</sup>, M. Benoit<sup>a</sup>, H. Guillou<sup>b</sup>, M. Mousseau<sup>a</sup>, J. Albaric<sup>a</sup> & J. Deverchère<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Institut Universitaire Européen de la Mer, UMR 6538 UBO/CNRS, Place Nicolas Copernic, 29280, Plouzané, France

<sup>b</sup> CEA-CNRS, UMR 1572, LSCE, Domaine du CNRS Bat. 12, Avenue de la Terrasse, 91198 Gif sur Yvette Cedex, France

\* corresponding author. Fax : (33) 2 98 49 87 60 ; E-mail : [blegall@univ-brest.fr](mailto:blegall@univ-brest.fr)

### **Abstract**

A revised kinematic model is proposed for the Neogene tectono-magmatic development of the the North Tanzanian Divergence (NTD) where the axial valley in S Kenya splits southwards into a wide diverging pattern of block faulting in association with the disappearance of volcanism. Propagation of rifting along the S Kenya proto-rift during the last 8 Ma is first assumed to have operated by linkage of discrete magmatic cells as far S as the Ngorongoro-Kilimanjaro transverse volcanic belt (NKVB) that follows the margin of cratonic blocks in N Tanzania. Strain is believed to have nucleated throughout the thermally-weakened lithosphere in the NKVB that might have later linked the S Kenya and N Tanzania rift segments with marked structural changes along-strike. The NTD is now regarded as a two-armed rift pattern involving : (1) a wide domain of tilted fault blocks to the W (Mbulu) that encompasses the Eyasi and Manyara fault systems, in direct continuation with the Natron northern trough. The reactivation of basement fabrics in the cold and intact Precambrian lithosphere in the Mbulu domain resulted in an oblique rift pattern that contrasts with the orthogonal extension that prevailed in the Magadi-Natron trough above a more attenuated lithosphere. (2) The Pangani horst-like range is thought to be a younger (<1 Ma) structure that formed in response to the relocation of extension S of the Kilimanjaro magmatic center. A significant contrast in the mechanical behaviour of the stretched lithosphere in the NTD is assumed to have occurred on both sides of the Masai cratonic block with a mid-crustal



decoupling level to the W where asymmetrical fault-basin patterns are dominant (Magadi-Natron and Mbulu), whereas a component of dynamical uplift is suspected to have caused the topographic elevation of the Pangani range in relation with possible far-travelled mantle melts produced at depth further N.

*Keywords* : East Africa rift ; North Tanzania ; extension ; magmatism ; craton.

## 1. Introduction

Dynamics of strain propagation are influenced by numerous physical parameters which, according to their supposed respective role, lead to varying kinematic models. In continental or oceanic extensional settings, rift propagation is usually considered to operate (1) almost simultaneously along the entire length of the extended domain (Le Pichon and Gaulier, 1988 ; Fournier et al., 2004), (2) as a V-shaped lithospheric crack propagating and widening throughout the undeformed lithosphere (Cochran, 1981 ; Courtillot, 1982), (3) along regular rift segments bounded by transform faults (Manighetti et al., 1997), or (4) by lateral connection of initial isolated zones (Nicolas et al., 1994). In the reference East African Rift System (EARS in the text) that connects northwards *via* the Afar triple junction with the above-mentioned Red Sea and Gulf of Aden oceanic spreading systems (Fig. 2.21), strain propagation is generally thought to have migrated continuously southwards with time from the Afar Triangle at around 30 Ma to the S Kenya rift, 2000 km further S, at about 5-8 Ma (Cerling and Powers, 1977 ; Crossley and Knight, 1981). However, a more complex rift kinematic is suggested by the presence of discrete initial depocenters, as old as 35 Ma, along the Ethiopian and N Kenyan rifts (Morley et al., 1992), and probably Lower Miocene in age in Central Kenya (Mugisha et al., 1997 ; Hautot et al., 2000), that might have subsequently linked at a more mature rift stage (Vétel & Le Gall, 2006). For any rift system, the more appropriate area to fully discuss kinematics of strain propagation is the frontal part where young structures are generally still preserved with their original arrangement, and are thus prone to constrain the spatial/temporal evolution of incipient rift structures throughout the intact crust/lithosphere. The present paper is focused on the frontal structures in the Eastern branch of the EARS, at 2-3° S close to the Kenya-Tanzania border (Fig. 2.21). There, rift structures are expressed at the surface by abrupt changes in crustal extension that result in (1)

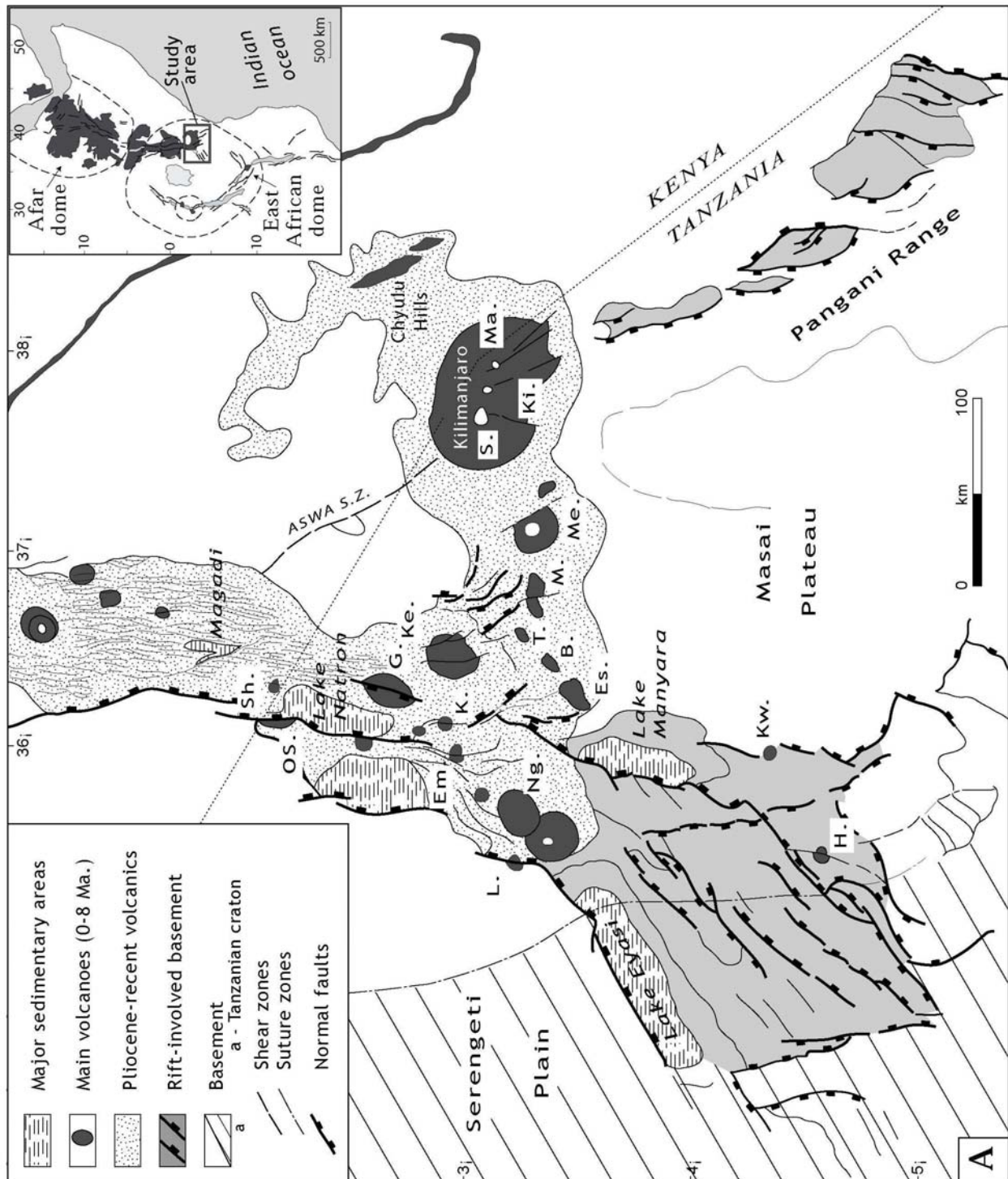
the widening of the extended zone from 50-60 km in the S Kenya axial valley to 200 km further S throughout the diverging arms of the North Tanzanian Divergence (NTD in the text) (Dawson, 1992), and (2) the rapid disappearance of plume-related synrift magmatism S of the 200 km-long Ngorongoro-Kilimanjaro transverse volcanic belt (NKVB hereafter) (Fig. 2.21). Since its initiation at c. 8 Ma (Dawson, 1992), the NTD Neogene volcanic province has recorded several episodes of faulting, but no clear time framework has been so far established for its tectonic and magmatic development. It is the main goal of our study to investigate the spatial and timing relationships between tectonic and magmatic processes during the Neogene (< 8 Ma) rift evolution of the NTD in order to apply a model of rift propagation at the southern extremity of the eastern branch of the EARS. Our work is primarily based on (1) the compilation of existing radiometric dataset, completed by a few K/Ar age dating results obtained here on selected volcanic rocks, and (2) the structural analysis of major rift fault network extracted from remote sensing data. The resulting 2D-map arrangement of both tectonic and dated volcanic structures in the diverging rift pattern leads us to unravel the chronology of its structural development as approaching the northern margin of the Tanzanian craton. Emphasis is put on the key-role played by along-axis jumps and lateral shift of magmatism on the distribution and propagation of strain. From the surface rift pattern, a number of assumptions are also made about deeper rifting processes in relation with structural inheritance and the occurrence of contrasted lithosphere types in the NTD.

## **2. General rift setting in the NTD**

### *2.1. Geological context*

The S. Kenya-N. Tanzania rifted area under study shows pronounced changes in the surface expression of rifting in coincidence with fundamental variations of the crust/lithosphere structural pattern at depth. Three distinct domains are distinguished from N to S on the sketch structural map of figure 2.21.

(1) The Magadi-Natron rift system is a NS-oriented depression, 50-80 km-wide, occupied by Late Miocene-Present volcanics directly overlying metamorphic basement rocks of the Proterozoic Belt (Baker et al., 1971 ; Fairhead et al., 1972). Its overall structure evolves southwards from an asymmetrical graben basin to a E-facing half-graben bounding to the W by a double system of normal faults (Ol Donyo Ogol and Natron master faults). The S. Kenya



**Fig. 2.21:** Main structural and magmatic features in the South Kenya and North Tanzania rift system. Structures are mainly extracted from the digital elevation model obtained by SRTM data (see Fig. 2.24A). ASWA SZ., ASWA shear zone; Volcanoes: B. Burko; Em., Embagai; Es., Essimigor; G., Gelai; H., Hanang; K., Kerimasi; Ke., Ketumbeine; Ki., Kibo; Kw., Kwaraha; L., Lemagrut; M. Monduli; Ma., Mawenzi; Me., Meru; Ng., Ngorongoro; OS., Ol Donyo Sambu; S., Shira; Sh., Shompole; T. Tarosero.

rift valley shows an important micro-seismic activity associated with geothermal processes (Maguire & Long, 1976). From geophysical records, mantle structure beneath the trough is considered as a narrow and linear (NS) steep-sided low-velocity channel at depths of 80-200 km (Green et al., 1991 ; Achauer et al., 1992), suggesting local lithospheric thinning. Moho depth is known to shallow from c. 40 km beneath the unrifted domain to 35 km beneath the S. Kenya rift axis (Prodehl et al., 1994 ; Last et al., 1997).

(2) The 200 x 50 km transverse volcanic belt extending at N80°E from the Ngorongoro crater to the Kilimanjaro (NKVB in the text) includes numerous (<20) volcanic edifices, and their extensively distributed effusive and air-fall material, that were emplaced between 8 Ma and Present. The NKVB is very little deformed and shows an inhomogeneous distribution of extensional faulting.

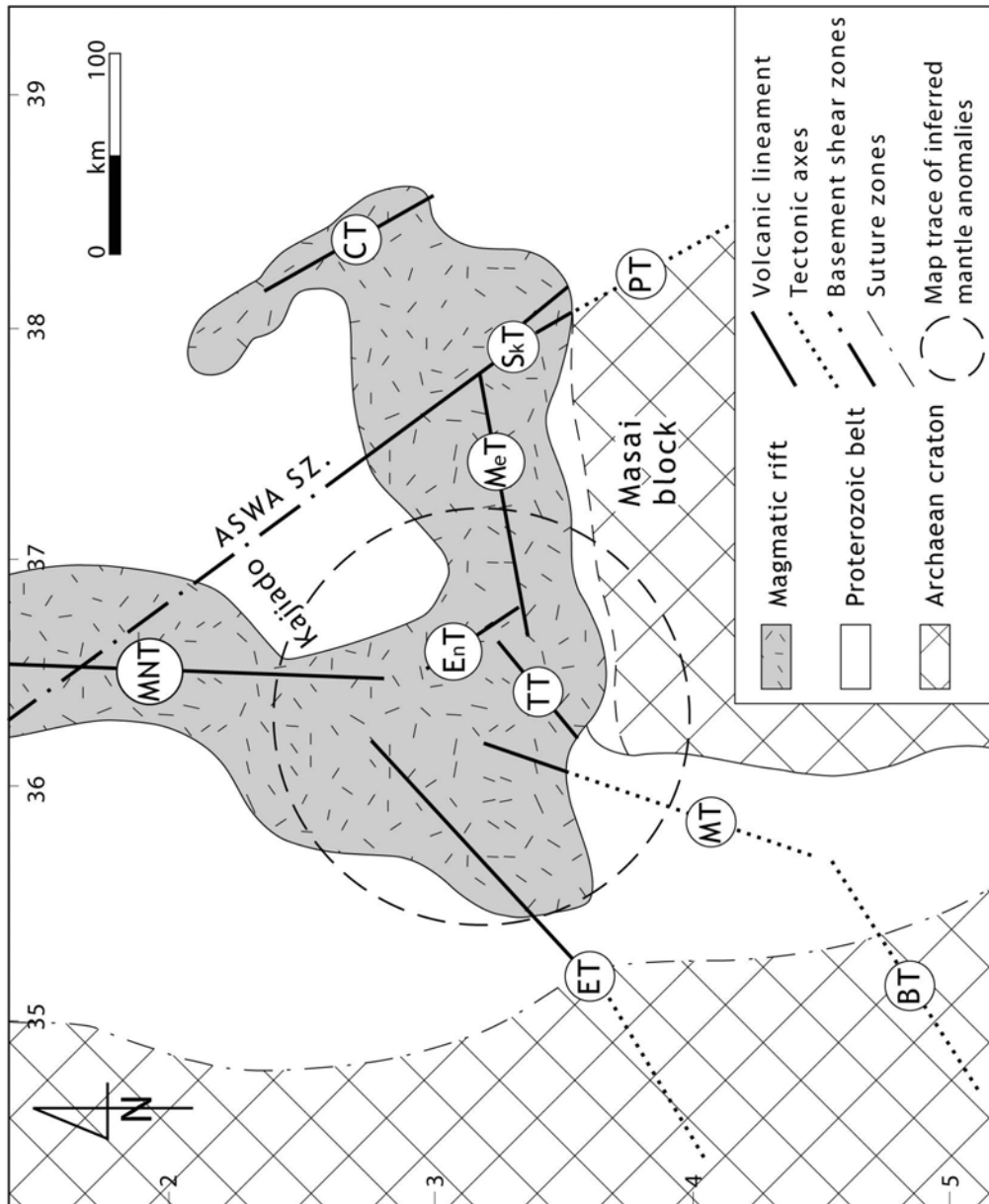
(3) The Eyasi, Manyara and Pangani fault systems form the main diverging rift structures of the 300 km-wide NTD *sensu stricto* which is underlain by Precambrian basement rocks of the Mozambique Belt (E) and the Archaean Tanzanian craton (W). Major fault-bounded half-graben basins, ~3 km-deep, are only documented along the Eyasi and Manyara structures (Ebinger et al., 1997). Most of fault structures are difficult to date by radiometric methods because of the lack of volcanic association, but the large number of earthquakes recorded in the Eyasi-Manyara tilted fault blocks area (Fig. 2.24) indicates that many faults are still active in the western part of the NTD (Shudofsky et al., 1987 ; Nyblade et al., 1995 ; Ibs von Seht et al., 2001). It is worth noting that the rift structures in the NTD do not represent the tip zone of the Kenya rift system, since the topographic expression of Cenozoic extension still exists 600 km further S throughout Tanzania where it is superimposed to older (Karoo) basinal trends in the Kilombero region, and might link into the western branch of the EARS in the N. Malawi region (Le Gall et al., 2004).

## 2.2. Volcano-tectonic axes

One of the main characteristics of the NTD volcanoes is their spatial arrangement along a number of linear axes, showing four dominant orientations, and locally outlined by faulted sedimentary basins or parallel fault arrays (Fig. 2.22) :

(1) The NS axial trend corresponds to the axis of the 50 km-wide Magadi-Natron inner trough (MNT) that extends as far S as the Ketumbeine edifice. It continues S of the NKVB with a slight deviation at N20°E along the Manyara fault system and its associated hangingwall basin (MT).





**Fig. 2.22:** Major rift trends and basement fabrics in the North Tanzanian Divergence. Rift axes are deduced from the spatial distribution of both fault structures and volcanic eruptive centers. ASWA SZ., ASWA shear zone ; BT., CT., ET., EnT., MT., MeT., MNT., PT., SKT., TT., Balangida, Chyulu Hills, Eyasi, Engaruka, Manyara, Meru, Magadi-Natron, Pangani, South Kilimanjaro, Tarosero, trend, respectively.

(2) The NE-SW trend is marked by various composite structures. The main axis is the c. 200 km-long Eyasi structure (ET) which comprises to the NE a N40°E volcanic segment, enclosing ten major shield volcanoes. This latter passes laterally to the SW into the >100 km-long Eyasi fault and its associated N60°E-trending hangingwall half-graben basin. The Balangida fault (BT) lies further SE with a same direction. The Tarosero, Essimngor and Burko volcanoes also strike NE-SW along the Tarosero lineament (TT) across the NKVB, whereas further N, in the Magadi inner trough, the map trace of the eastern uplifted rift flank shows a pronounced inflection in the Kajiado region.

(3) The N80°E trend is exclusively expressed by three aligned volcanoes (Monduli, Meru and Kilimanjaro) forming the Meru lineament (MeT) in the eastern part of the NKVB.

(4) Lastly, the NW-SE trend is outlined by (a) the dextral virgation of the Natron inner trough in the Engaruka depression (EnT), (b) the fissural volcanism associated with the parasitic activity on the SE flank of Kilimanjaro (SKT) and on the Chyulu Hills (CT) that both represent the most external off-axis magmatism in the NKVB, and (c) the four en echelon uplifted blocks in the 200 km-long Pangani branch, S of Kilimanjaro (PT).

Several volcanoes belong to intersecting belts, as exemplified by Mount Kilimanjaro which occurs at the intersection of two fundamental basement discontinuities trending at N150°E (ASWA shear zone) and N80°E (MeT along the northern margin of the Masai block). That suggests a strong structural control on volcanism in the NTD, as already reported for many other magmatic provinces in the EARS (e.g. Ebinger et al., 1989).

### 3. Methodology

A selection of existing radiometric ages on volcanic rocks has been made in the present work by applying the following criteria: reasonable errors bars, precise sample location and volcano-stratigraphic attribution. These published results are complemented with new K/Ar age determinations on lava groundmass (x 6 data listed in Table 2.4) from long-lived volcanic structures that mainly occur on the western side of the NTD (Manyara scarp and Ngorongoro volcano). Ages obtained on the three centers of Mount Kilimanjaro are discussed elsewhere (Nonnotte et al., submitted).

Fault analysis has been conducted on structures extracted from both SPOT4 images (x 16, 60x60 km, 20 m lateral resolution) and SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) images used to elaborate 3D-digital elevation models with a 16 m vertical resolution. For

young and little eroded fault structures, displacement and fault dip are directly estimated from measuring the corresponding topographic scarps, hence providing minimal throw values related to the youngest faulting event (Mousseau, 2004). For older and more eroded structures, these values are deduced from the restored geometry of the fault surfaces. For a few major basin-bounding faults (Eyasi and Manyara structures), total displacement has been estimated by Ebinger et al. (1997) from aeromagnetic records of basement top. Some uncertainties exist about timing of fault emplacement over the NTD since syn- and post-faulting dated rocks are missing in many key-areas where master rift structures are present (Ol Donyo Ogol, Manyara, Eyasi and Pangani).

#### **4. Magmatism in the South Kenya-NTD rifted domain**

We attempt here to discuss the c. 8 Myr-lasted magmatic history of the NTD with regards to the contemporaneous part of the Kenya rift system lying immediately to the N. That implies to consider a propagating rifted domain extending 200 km N of the NTD, up to Central Kenya. The corresponding Upper Cenozoic volcanic formations consist of (1) extensive, dominantly basalt/phonolites fissure-type sequences showing little lateral variations and forming the main volcanic plateaux (uplifted footwall terranes) and plains (rift floor), and (2) more localized series erupted from central shield volcanoes. Particular attention is paid to the NTD magmatic province where the great number of dated volcanic features (list in Table 2.4), further arranged into tectonomagmatic lineaments, supplies additional insights on its structural history during the onset of magmatism. Five successive stages, characterized by specific spatial distribution of synrift volcanism, are distinguished on the evolutionary sketch model in Fig. 2.23 :

##### *Stage 1 : ~8.0-6.0 Ma.*

At this stage, the southernmost extent of the developing magmatic rift floor is located in Central Kenya where Lower-Middle Pliocene phonolites/trachytes (plateaux) series were emplaced for the first time in the Tinderet and Bahati regions, at the latitude of the Kavirondo transverse rift arm (Fig. 2.23A) (McCall, 1967 ; Walsch, 1969 ; Baker et al., 1971). Synchronous magmatism erupted further S as discrete occurrences in the N-S prolongation of the S. Kenya proto-rift, (1) in the Ol Esayeti area where 6-7 Ma-old volcanics are documented

(Fairhead et al., 1972), and further S in the Essimingor region where nephelinites, 8.1-7.3 Ma in age (Bagdasaryan et al., 1973), are the precursor volcanics in the NTD.

*Stage 2 : ~6.0-5.0 Ma.*

In this time interval (Fig. 2.23B), magmatic activity progressively developed throughout the still unrifted domain extending between Central Kenya and the Essimingor area. There, basalt/phonolite sequences, dated at 5.1 Ma in the rift floor of the Nairobi area (Williams, 1967), and inferred to be Pliocene in age in the Narok region (Williams, 1964), erupted over extensive surfaces. Nearly contemporaneous basaltic series were emplaced in the Magadi area currently forming marginal step-fault platforms on both sides of the inner trough (Baker, 1958 ; Matheson, 1966 ; Wright, 1967). They consist in the ~5 Ma-old Kirikiti Fm. that interdigitated locally with volcanics from the Ologesailie axial volcano of presumed Pliocene age (~5.8 Ma) (Baker, 1958 ; Matheson, 1966). Building up of the S. Kenya rift floor is also accompanied by synchronous eruption of axial volcanoes (Baker et al., 1973).

*Stage 3 : 5.0-2.5 Ma.*

After an apparent time gap of ~3 Ma, a new volcanic activity, involving three magmatic stages, started in the proto-NTD, and lasted until recent times. From 5.0 to 2.5 Ma (Fig. 2.23C), magmatism was still persistent in the Essimingor area, but shifted for the first time to the W, at the southern extremity of the incipient Eyasi oblique belt where the Lemagrut, Sadiman and Manyara edifices were erupted intermitently in the time range 5.5-4.5 Ma (Bagdasaryan et al., 1973 ; Foster et al., 1997). Radiometric records indicate an interval of reduced magmatic activity from 4.5 to 3.7 Ma in the overall proto-NTD. In the time period 3.7-2.5 Ma, renewal of magmatism was marked by ongoing activity in older volcanic areas (Lemagrut, Sadiman), and its lateral spreading over intact domains such as (1) the central (Ngorongoro) and NE (Mosonik) parts of the Eyasi volcanic belt, and (2) the Engaruka oblique depressed zone in the SSE prolongation of the Magadi-Natron axis (Bagdasaryan et al., 1973).

*Stage 4 : 2.5-1.5 Ma.*

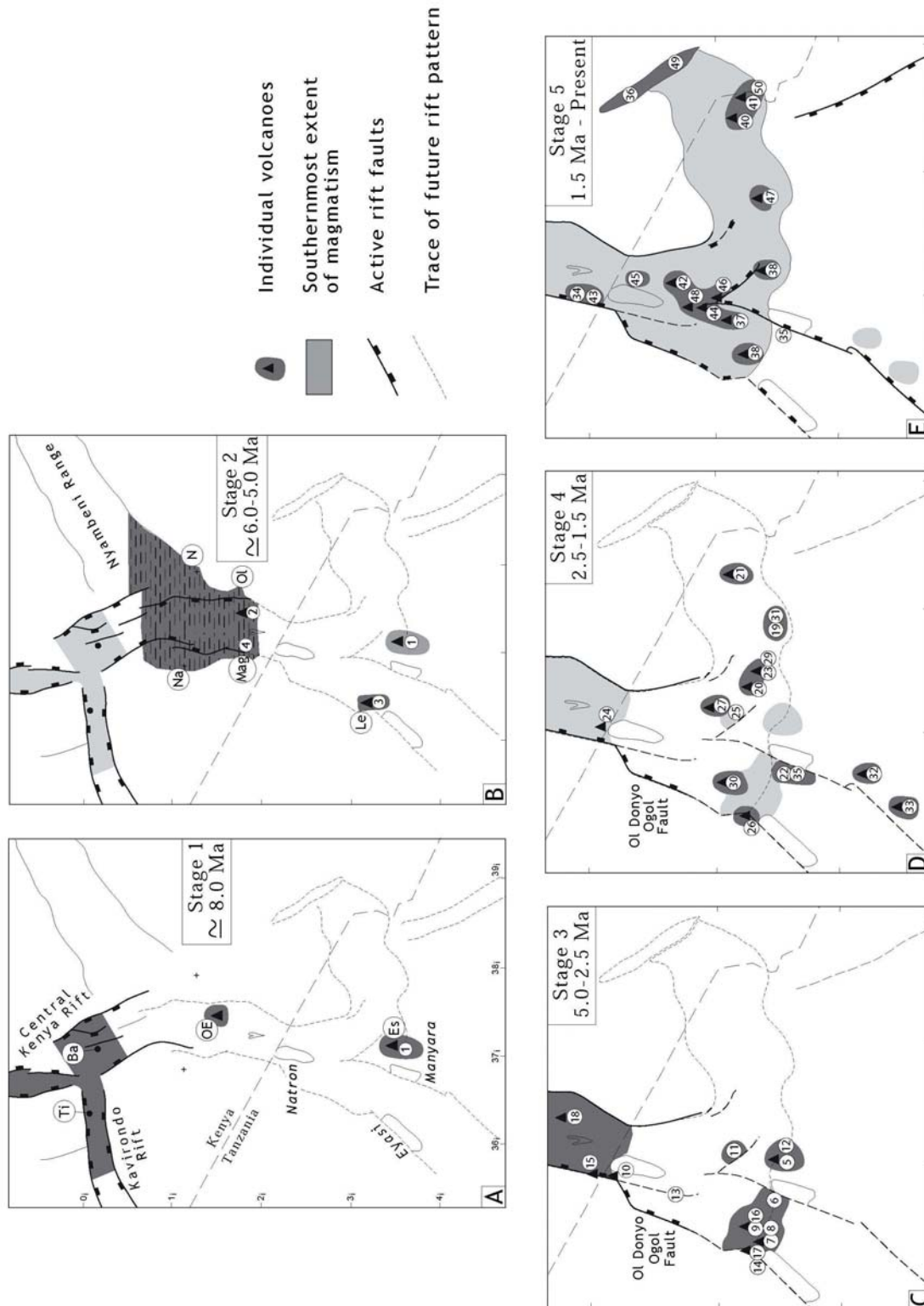
Dramatic changes in magmatism distribution took place at around 2.5 Ma in the developing NTD (Fig. 2.23D). To the W, magmatism waned markedly at the SW extremity of



the Eyasi belt. Massive explosive phases occurred in the Ngorongoro area, synchronously with emplacement of trachydacite lava flows at ~1.9 Ma (this work), whereas new eruptive centers were emplaced further NE (Olmoti) up to the intersection with the Magadi N-S axis (Humbu Fm) (Manega, 1993 ; Foster et al., 1997). In the Essimngor central domain, ongoing volcanism shifted eastwards along the NE-SW-trending Tarosero axis, as well as in the Engaruka and Ketumbeine areas (Bagdasaryan et al., 1973; MacIntyre, 1974). Lateral widespreading of the volcanic province to the E also expressed by the building up of a new magmatic segment, about 100 km-long, enclosing the Monduli, Arusha and Shira edifices (Wilkinson et al., 1986 ; this work).

#### *1.5 Ma- Present.*

The general tendency that prevailed at earlier stages in the spatial distribution of magmatism still persisted during recent times, but with some noticeable modifications about the mode of emplacement of volcanics that evolved from mainly explosive and massive extrusion associated to basaltic axial volcanoes to cones dominated by pyroclastic material (Dawson, 1992) (Fig. 2.23E). There was a nearly total abandonment of magmatism throughout the Eyasi transverse belt to the W. Only sporadic volcanic activity occurred within the Ngorongoro crater by local fissure-type basaltic eruptions dated at  $1.16 \pm 0.02$  Ma (this work). Along the Manyara-Balangida N20-N60°E axis, the Kwaraha and Hanang isolated eruptive centers were synchronously emplaced at ~1.5 Ma (Bagdasaryan et al., 1971), hence forming the southernmost surface expression of synrift magmatism in the eastern branch of the EARS. In the central domain, magmatism spread over a larger province including the Embagai, Gelai and Burko volcanoes (Manega, 1993). The eastward shift of magmatism persisted along the NKVB by (1) the eruption of 492-209 ka-old phonolite lavas in the eastern (Mawenzi) and central (Kibo) centers of the Kilimanjaro polyphased edifice (Nonnotte et al., submitted), and (2) the intrusion of a swarm of volcanic cones along the NW-SE-trending Chyulu Hills chain (Saggerson, 1963; Haug and Strecker, 1995). The latest evidence of volcanism in this eastern area are fissure-type parasitic tuff cones aligned along NW-SE lineaments, and dated at 195-165 ka in the Kilimanjaro sector (Nonnotte et al., submitted) and at c. 79 ka in the S. Arusha sector (this work).



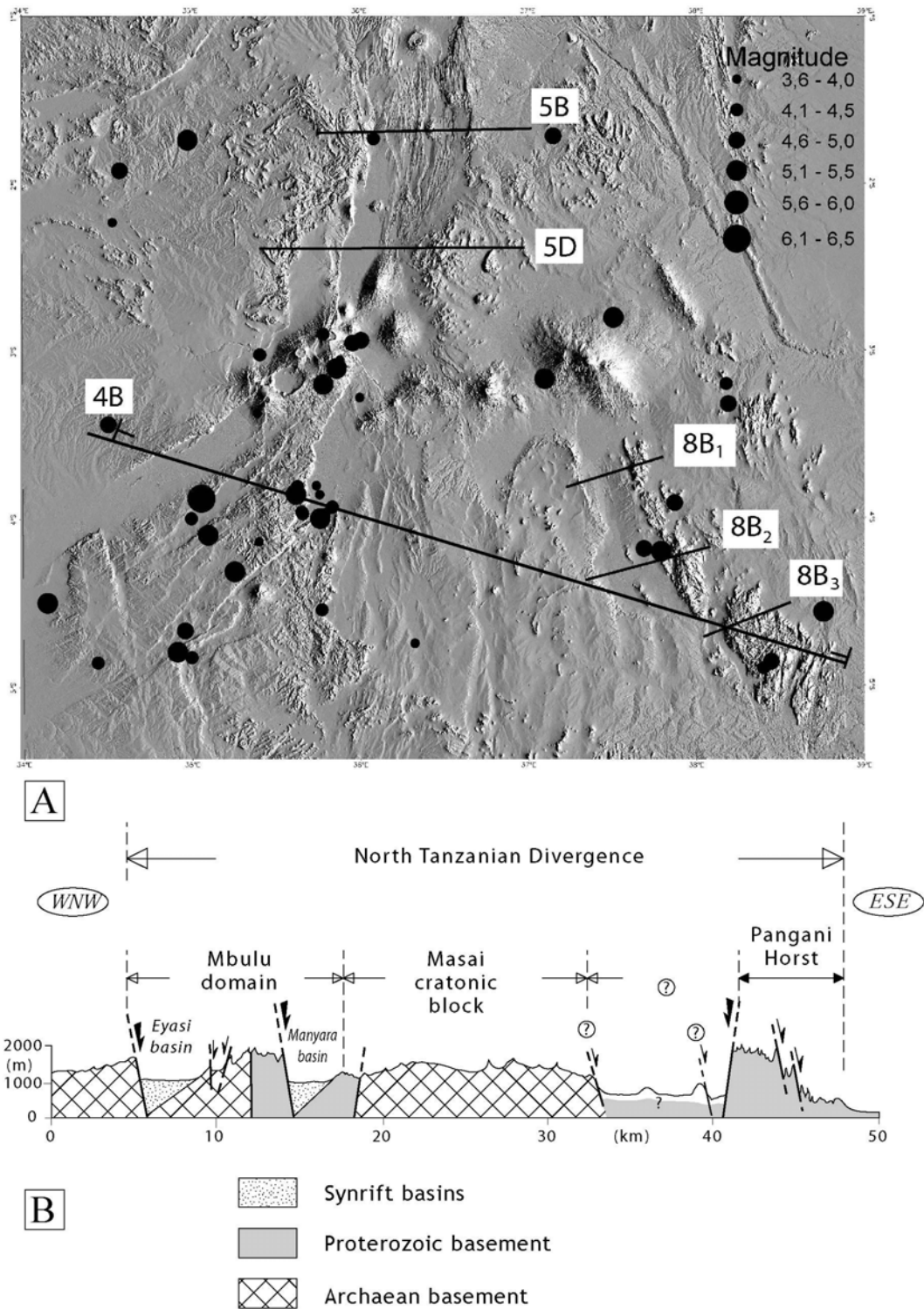
**Fig. 2.23:** A 5-staged evolutionary magmatic model for the South Kenya and NTD rift system during the last 8 Ma. Numbers refer to the relative chronology of dated volcanics (see list in Table 2.4). The five selected time periods correspond to major changes in the spatial distribution of synrift magmatism. Trace of national borders and outlines of the Eyasi, Manyara and Natron lakes are plotted to provide geographical coordinates. Ba., Bahati ; Es., Essimngor ; Le., Lemagrut ; Mag., Magadi ; OE., Esayeti ; Ol., Olorgesailie ; N., Nairobi ; Na., Narok ; Ti., Tinderet.

## 5. Synrift faulting

It is argued below that, in contrast with previous structural models of the S. Kenya-N. Tanzania rift system, the splay faults in the NTD result from (1) the westerly deflection of the Magadi axial trough into a wider domain of more diffuse strain - the so-called Mbulu faulted domain -, and (2) the development of a separate and younger oblique arm to the E - the Pangani range (Fig. 2.24). The structure of the two diverging branches assumed here to form the NTD is fully discussed below, with a special attention to the Mbulu faulted domain. Comparing its structure with those of the Magadi and Pangani extensional patterns supplies new insights into kinematics of rifting in the NTD (following section). On an other hand, the rift structure of the Magadi-Natron axial trough is only briefly presented since it has been extensively investigated by previous authors.

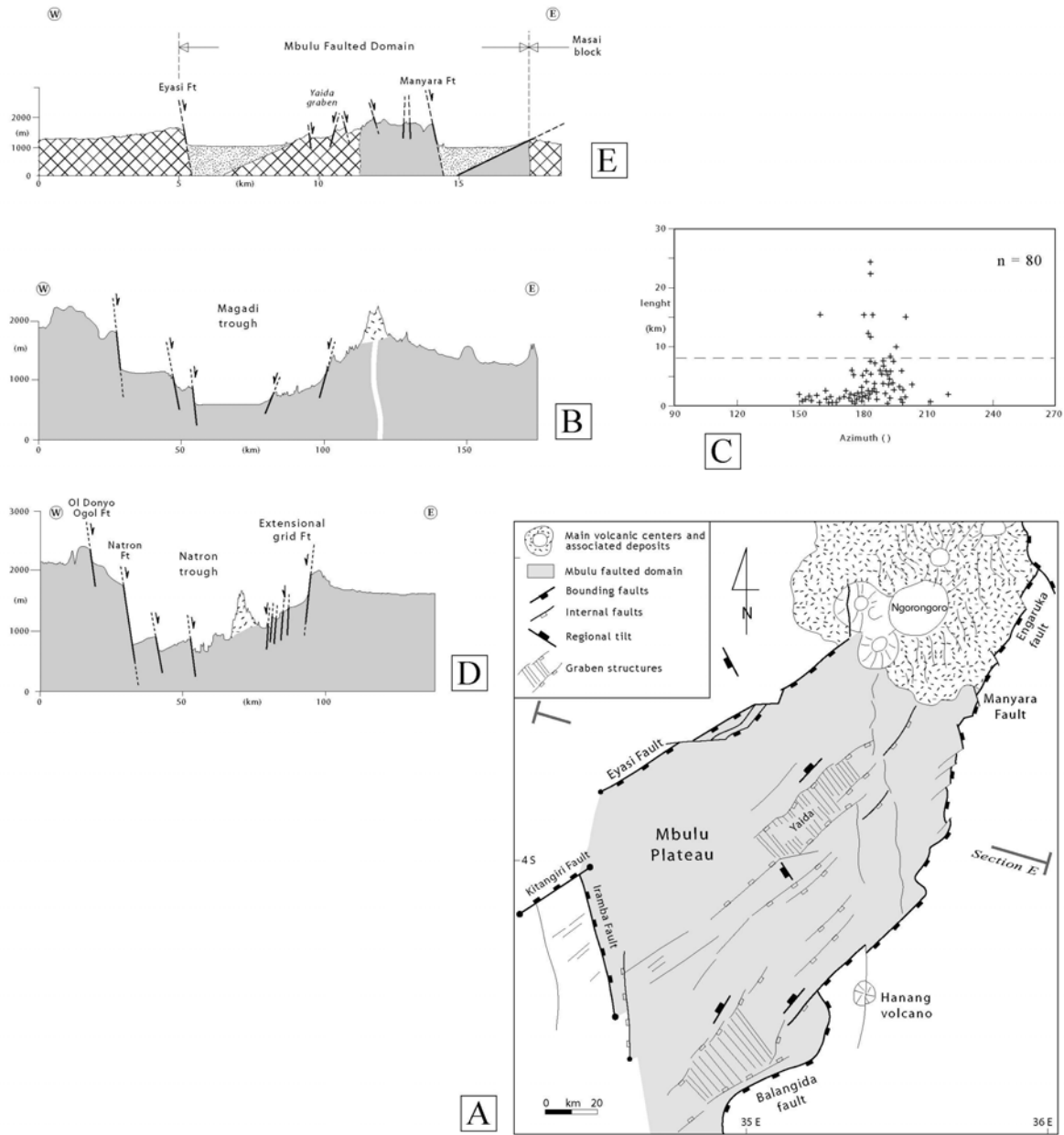
### *5.1. The Magadi-Natron fault system*

The general structure of the Magadi and Natron axial troughs is illustrated on the simplified cross-sections of figures 2.25B, D. The Magadi trough is a 60 km-wide asymmetric graben showing a maximum elevation of 1500 m from the rift floor to the plateau forming its western shoulder. At the latitude of Lake Natron, the rift valley widens into a 100 km-wide E-facing half-graben, bounded to the W by a double system of extensional master faults. The older Ol Donyo Ogol master fault is post-dated by c. 3.5 Ma-old basalts in its hangingwall (MacIntyre et al., 1974), whilst the Natron inner fault that limits the axial trough to the W cuts through basalts, 3.5-1.8 Ma in age (Isaacs & Curtis, 1975). Further E, younger (1.4-0.7 Ma-old) lava flows of the Plateau Trachyte series rest over a W-dipping basement flexural margin and are intensely disrupted by a dense grid of rift-parallel minor faults (Baker, 1958 ; Fairhead et al., 1972), commonly regarded as resulting from the focus of recent strain above a thermally-soften lithosphere. The statistical and geometrical analysis of this dominantly extensional fault pattern indicates a mean fault length of 5-7 km with higher values up to 20 km (Fig. 2.25C). Mean throw values are <100 m and average fault spacing is 0.5-1.0 km. Total extension across the Natron half-graben is estimated at 10-15 km (Gloaguen, 2000).



**Fig. 2.24:** Topography of the NTD from Shuttle Radar Topographic Mission remote sensing dataset. A. 2D-map arrangement of the main tectonic and volcanic structures. The trace of six topographic profiles discussed in the text is drawn as well as the epicentral locations of earthquakes recorded by the International Seismological Center (<http://www.isc.ac.uk>, ISC., Thatcham, UK) from 1964 to 2004. B. E-W topographic cross-section of the DNT from the Eyasi to the Pangani fault systems. Vertical exaggeration x 3.





**Fig. 2.25:** Geometrical features of rift fault patterns in the Magadi-Natron and Mbulu strained zones. A. Simplified 2D-map distribution of rift faults in the Mbulu plateau between the Eyasi and Manyara master extensional faults. B. Topographic cross-section in the Magadi trough. C. Histogram of fault length in the Natron grid fault (Data extracted from SRTM images). D. Topographic cross-section in the Natron axial valley. E. Structural cross-section in the Mbulu plateau.

### 5.2. *The Ngorongoro-Kilimanjaro volcanic belt*

The structural map of figure 2.21 shows the significant decrease of faulting throughout the NKVB where fault structures are furthermore inhomogeneously distributed. They preferentially occur across a 50 km-wide zone to the W that connects the Natron and Eyasi-Manyara fault/basin patterns. There, the Sadiman and Ngorongoro volcanoes are seen to be sharply cut by extensional faults that start to deviate from the NS axial trend, and dip dominantly towards the E. Conversely, the shield volcanoes forming the central and eastern parts of the NKVB are nearly unfaulted, excepted the Monduli and Meru edifices which are transected by minor transverse fault structures. The N140E-striking extensional fault set bounding the Engaruka depression, in the SE continuation of the Natron fault system, cuts through extensively distributed pyroclastic material on the northern flank of the NKVB. Most of faults die out southeastwards before reaching the N80°E axis of the volcanic chain. Further E, the only evidence of faulting are NW-SE topographic ridges within the transverse parasitic cone belt on the SE flank of Kilimanjaro.

### 5.3. *The Mbulu faulted domain*

The plateau region extending between the Eyasi and Manyara-Balangida fault system is regarded as a specific structural unit - the Mbulu faulted domain - which forms a c. 100x130 km rectangle-shaped zone bounded by four main fault structures trending at N60°E (Eyasi and Balangida), N20°E (Manyara) and N160°E (Iramba) (Fig. 2.25).

#### *The Eyasi bounding fault*

The ~100 km-long rectilinear Eyasi fault (EF) parallels the N60°E trend of a Proterozoic mafic dyke swarm intruding Archaean metamorphic country-rocks in its hangingwall (Vail, 1970). The EF cuts through both Archaean (craton) and Proterozoic (Mozambique Belt) crystalline terranes on both sides of a sub-meridian suture zone (Ebinger et al., 1997). Lavas ~3.1 Ma-old from the Lemagrut volcano are also involved in the northern extremity of its uplifted footwall block (Foster et al., 1997). The preexisting large wavelength volcanic topography in the Ngorongoro-Lemagrut eruptive area might account for the moderate WSW tilt of the EF footwall surface. From aeromagnetic records, the Eyasi hangingwall lake-basin is known to be a 20x70 km half-graben, <2 km in depth (Ebinger et al., 1997). The sketch map of Fig. 2.26A illustrates the regular trace of the EF that

comprises three colinear fault segments linked by a triangle-shaped extensional faulted block, and a N90°E jog-like transverse structure. The overall asymmetric morphology of its footwall block, with altitudes ranging from 1800 down to 1000 m, shows major disturbances in relation with the transverse linkage features. Fault segmentation also results in the development of a narrow synthetic tilted block (Seketeti structure) in the central hangingwall segment (Fig. 2.26A). The exposed fault scarp provides only limited information about the youngest fault movement with footwall elevations decreasing gradually southwards from c. 750 m in its central part to zero at a western tip point. Extension is probably transferred further SW along the parallel Kitangiri underlapping fault that forms, in association with the EF, a convergent approaching fault pattern (Fig. 2.25). The northern tip zone of the EF is not so clearly defined because of the above-mentioned preexisting dome-like topography in the Ngorongoro volcanic area. The topographic cross-sections of Fig. 2.26B show the smooth and highly degraded morphology of the EF fault scarps. Maximum total (dip-slip) movement along the EF can be roughly estimated by summing (1) the ~3 km fault displacement deduced from the c. 2.0 km vertical basement offset in the Eyasi half-graben (Ebinger et al., 1997) by assuming an average standard fault dip of 60° at depth, and (2) the maximum height of exposed fault scarps (740 m) that might coincide with the maximum hangingwall subsidence. This estimate yields a throw/length ratio of 0.04 that differs of one order of magnitude from the 0.003 global ratio of Schlische et al. (1996). Depending on the method used to evaluate fault heave (Gibbs, 1984), the total horizontal extension recorded by the EF is in the range 1.5-3.0 km. Since lateral distribution of total slip along the EF is not yet known, it is difficult to apply a fault growth model to the EF.

#### *The Manyara-Balangida bounding fault system*

The Manyara (MF) and Balangida (BF) faults are part of a complex regional-scale extensional linked fault system bounding the Mbulu faulted domain to the E and S (Fig. 2.25). The trace of the MF extends over ~120 km at NS-N20°E from its northern intersection with the Engaruka N150°E fault (that post-dates the MF) up to a relay structure with the BF to the S (Figs. 2.25 & 2.27). The MF footwall block is primarily composed of Proterozoic basement rocks overlain to the N by basaltic lava flows ranging in age from c. 4.9 Ma (Foster et al., 1997) to c. 1.3 Ma (this work). The hangingwall is occupied by the Manyara lake-basin which forms a 20x50 km half-graben, 3 km-deep (Ebinger et al., 1997). The MF fault scarp is continuous and consists of arrays of distinct segments, linked by transverse jogs, that define a two-order segmentation pattern (Fig. 2.27A). The N20°E 1<sup>st</sup>-order segment to the N is

70 km-long from the Engaruka fault to the Endabash river. Its zig-zag geometry comprises six en echelon 2<sup>nd</sup>-order fault segments, ~10-15 km-long in average at N20°E, consistently offset in a left-lateral manner by short (<2 km) cross-faults with a dominant N150°E azimuth. Maximum scarp elevations are <600 m. Measurements of striated fault surfaces in basalts to the N indicate (1) a slight component of sinistral movement along N20°E-trending oblique normal fault segments, and (2) dextral shearing along N150°E fault structures. S of Endabash river, the overall strike of the range front deviates at N-S over more than 40 km along the second 1<sup>st</sup>-order segment that displays a right-stepping en echelon pattern with surface offsets along N50°-trending structures. The marked increase of cross-fault length southwards suggests the greater influence of reactivated basement structures in the rift fault geometry to the S. Fault scarps are as high as 800 m, and commonly display an eroded morphology on topographic cross-sections (Fig. 2.27B). The overall segmented 2D-geometry of the MF is also detected by rapid along-strike variations in footwall elevations (Fig. 2.27C). Applying the same method as above for the EF indicates a maximum extension value in the range 2.0-4.0 km for the MF.

#### *The Balangida fault*

Fault trace geometry changes markedly along the Balangida fault that comprises four linear segments, ~20 km-long each, arranged in a left-stepping pattern, and hardly linked by two overlapping fault zones in the Hanang volcanic area (Fig. 2.25). The strike of fault segments deviates gradually southwards from N30°E (N) to N50°E (Central) and N60°E (S) where it parallels basement structures in Archaean terrains. The fault scarp height ranges from 600 m to zero westwards.

#### *The Mbulu internal fault network*

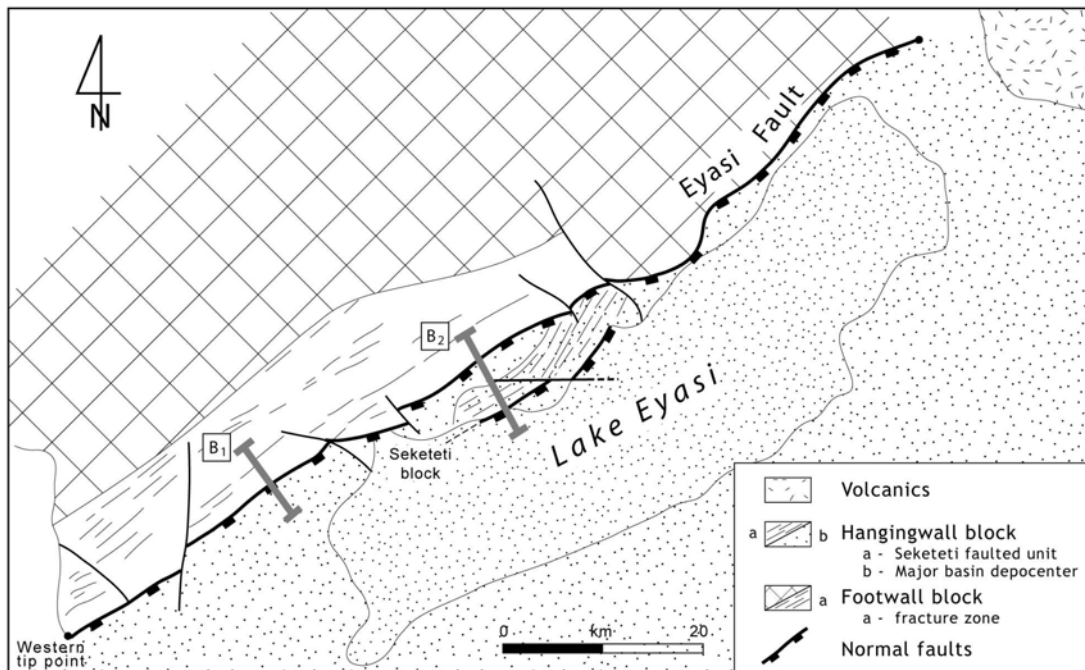
Fault pattern within the Mbulu domain is dominated by a regular array of 40-50 km-long isolated extensional structures striking at N40-50°E, at a moderate angle to the N60°E trend of the EF and BF bounding faults, and secant to both brittle (N60°E) and folded ductile fabrics in the basement (Fig. 2.25). They preferentially occur in the elevated plateau to the E where most of them dip to the SE and limit a series of westerly-tilted fault blocks. The faulted plateau gives way westwards, *via* the Yaida asymmetrical graben, to the subsided and less deformed Eyasi lake-basin. A second graben structure extends, with a quite similar width of 20 km, in the immediate footwall of the BF (Fig. 2.25). The main individual rift structures in the Mbulu domain are unrestricted faults, with a mean spacing of c. 20 km, and an average

length of 30 km. Topographic fault scarps are systematically modest, indicating maximum vertical displacement  $< 100$  m (except the fault bounding the Yaida graben to the E), so that the internal fault network in the Mbulu domain is assumed not to add a significant contribution to the total extension chiefly accommodated by the EF and MF master faults and which must approximate 3.5-7.0 km (3.5-7%). A few submeridian faults with minor extensional displacement also occur in two specific areas, in association with the Iramba boundary fault to the W, and within a 20 km-wide faulted corridor extending to the E from the Oldeani (N) to the Hanang (S) volcanoes. They show very little interaction with the dominant N40-50°E fault set, and the two subpopulations are likely to accommodate partitioning of strain.

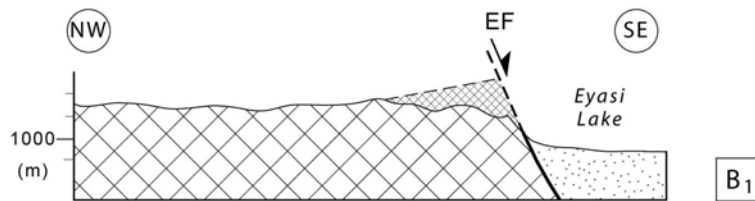
#### *5.4 The Pangani rift range*

The Pangani rift arm is a prominent 250 km-long extensional range-front, striking at N150-160°E, SE of Mount Kilimanjaro (Fig. 2.28A). It involves four separate en echelon horst-like blocks, exclusively composed of Proterozoic gneissic material. Their respective geometry evolves southwards from the N. Pare block to the S. Usambara block, with increasing surface dimensions (from 20x50 km to 50x50 km), and fault complexity, whereas maximum topographic elevations are nearly constant at 2300 m, 2700 m and 2500 m in the N, Central and S blocks, respectively. Each fault block is an asymmetrical horst structure bounded to the W by the Pangani W-facing extensional fault system that locally dips  $>60^\circ$  (Fig. 2.28B). The exposed fault scarp elevations indicate that minimum vertical movement along the PF increases significantly southwards from  $>1000$  m (N. Pare) to 1500 m (central block) and  $>1500$  m (Usambara). However, major uncertainty in total displacement estimate is mainly due to the lack of hangingwall subsurface records. The hangingwall depressed zone to the W appears to be occupied to the N by a  $\sim 20 \times 30$  km asymmetrical graben-like structure (Fig. 2.28B<sub>1</sub>) that passes laterally southwards into a basement flexural warp on the eastern side of the Masai cratonic domain. The trace of the main bounding fault segments parallels the N150-160°E trend of ductile fabrics in basement rocks (McConnell, 1972), whilst internal normal faults within each block display oblique trends at N0-20°E. The series of minor westerly-facing normal faults observed in the Pare-Usambara basement range, cutting through shallowly-dipping (20° to the E) foliated gneisses, are assumed to be the field expression of the Cenozoic extensional deformation (Le Gall et al., 2004).

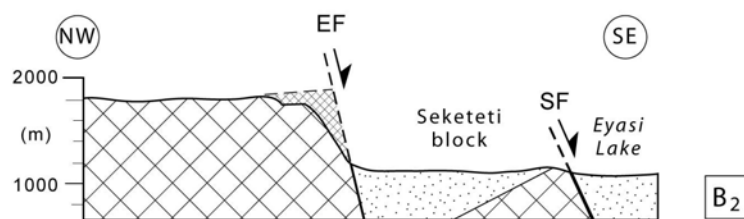




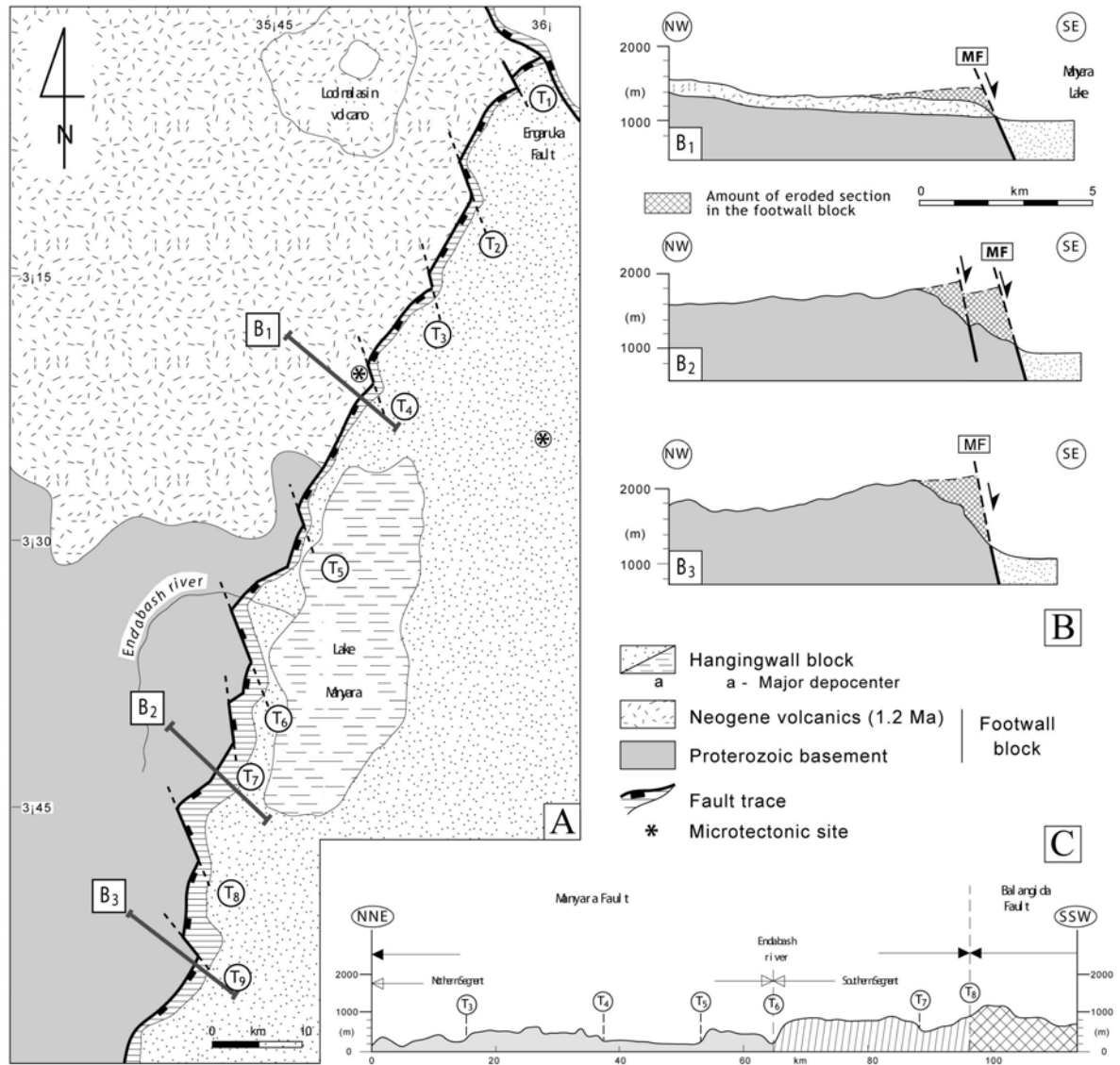
A



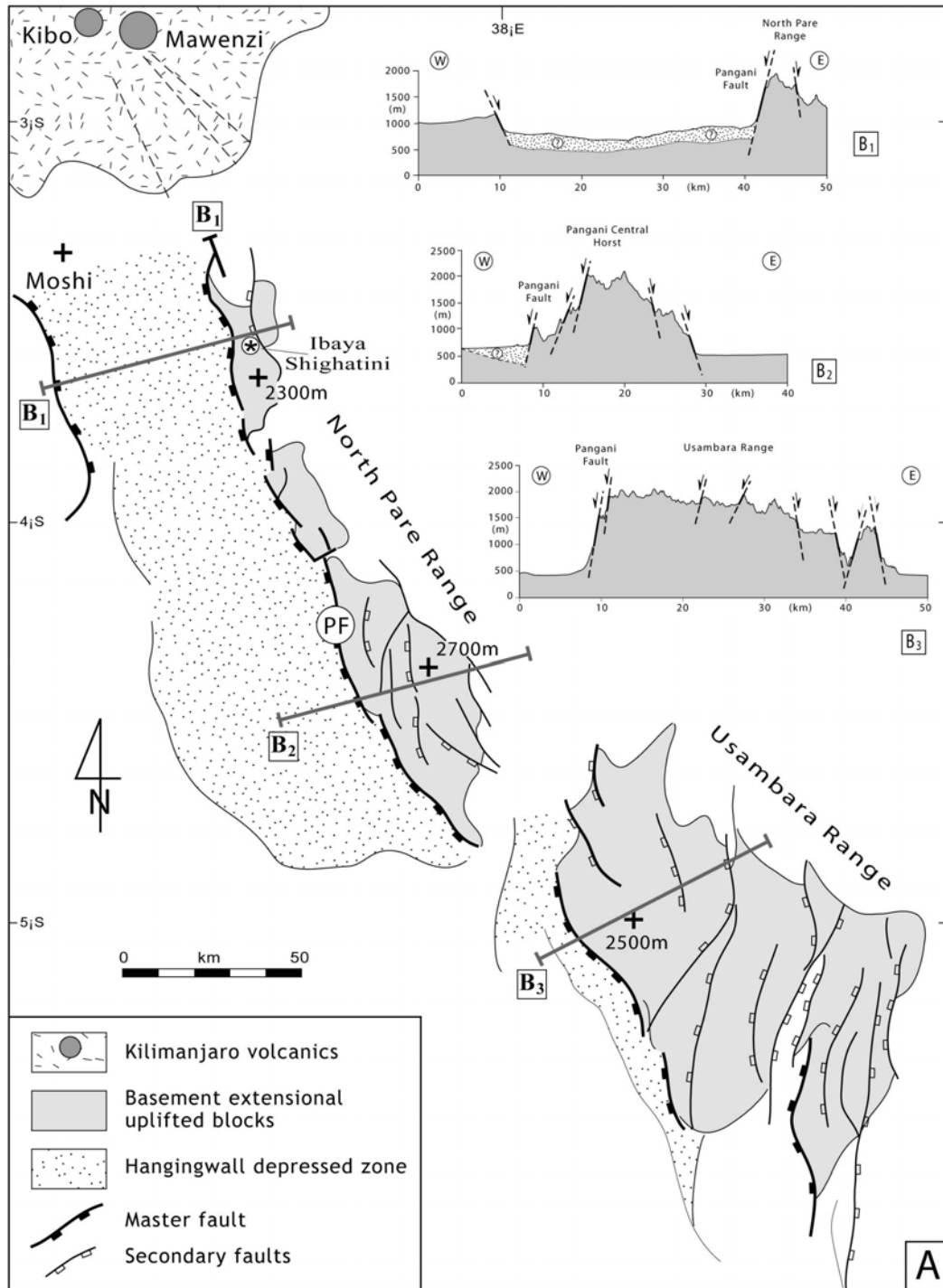
B



**Fig. 2.26:** Geometry of the Eyasi fault network. A. Linear map trace of the EF. B. Topographic cross-sections of the southern (B<sub>1</sub>) and central (B<sub>2</sub>) segments of the EF (location on map 2.26A).



**Fig. 2.27:** Geometrical characteristics of the Manyara segmented fault. A. 2D-map geometry of the Manyara extensional range front. T<sub>n</sub> refer to transverse fault structures defining the two-order segmentation of the Manyara fault. B. Topographic cross-sections showing the smooth and degraded morphology of the MF scarp (location on map 2.27A). C. Abrupt along-strike variations of fault scarp dimensions in relation with the segmented origin of the MF.



**Fig. 2.28:** The Pangani extensional faulted range. A. Fault-map organization of four en echelon horst structures. B. Topographic cross-sections of the N Pare range (B<sub>1</sub>), the Central range (B<sub>2</sub>) and the Usambara range (B<sub>3</sub>) showing (1) the consistent asymmetry of the horst-like structure, and (2) the increasing structural complexity southwards (location on map 2.28A). The existence of sedimentary depositional areas in the hangingwall of the PF is not yet documented. Vertical exaggeration x 6.

## 6. Kinematic implications

Compiling the magmatic and fault data presented above allows us to propose a refined rift kinematic model for the Neogene evolution of the NTD which provides new insights into issues dealing with (1) orthogonal *versus* oblique rifting, (2) along-axis magmatic segmentation, and (3) mutual spatio-temporal relationships and propagation of strain and magmatism.

### 6.1. Timing of faulting

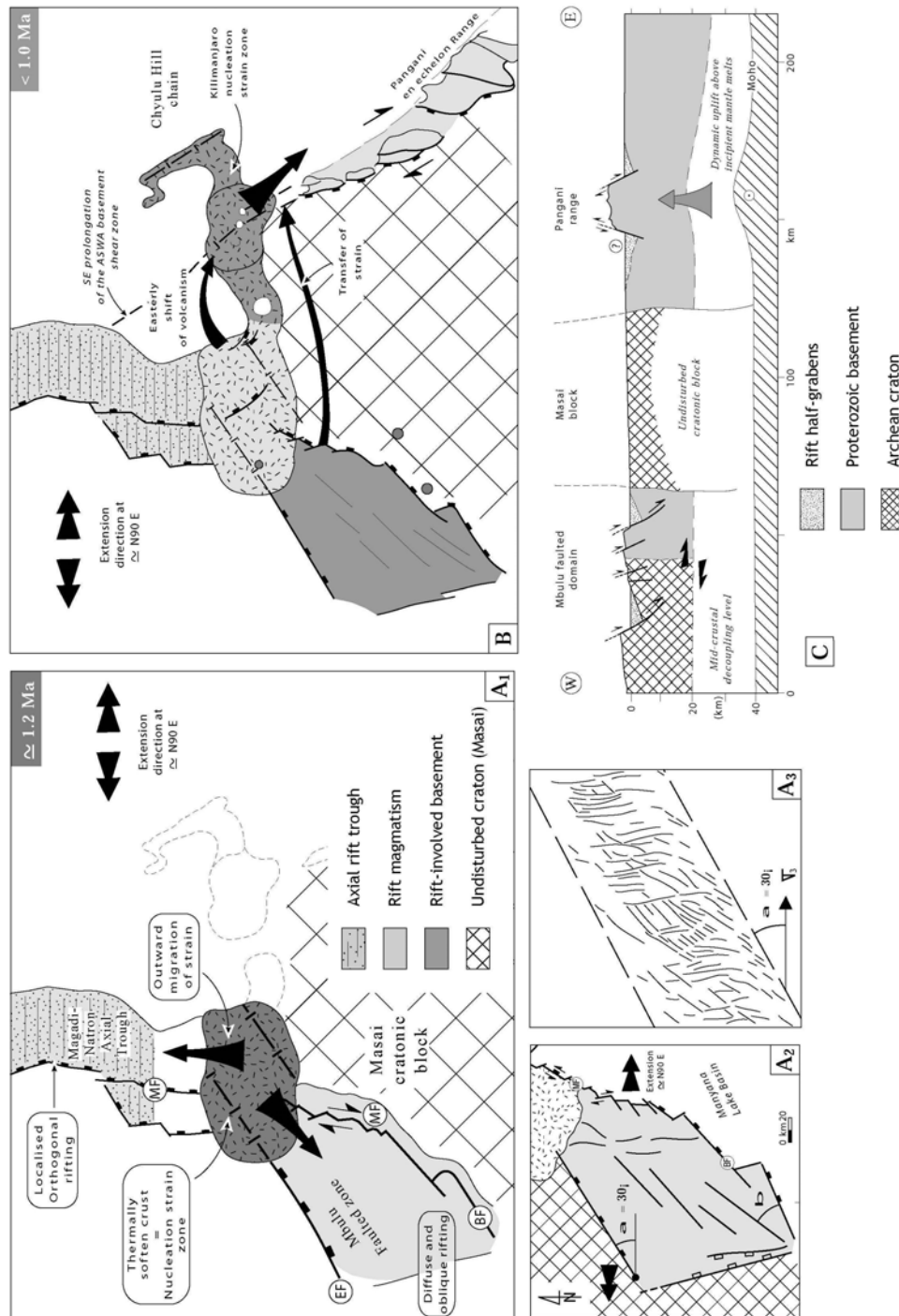
The tectonic setting of dated sedimentary and volcanic material provides few constraints about the maximum age of faulting in the NTD. The earliest evidence of extensional faulting are documented on the western flank of the Natron basin where 3 Ma-old basalts post-dated the Ol Donyo Ogol fault scarp (Foster et al., 1997). A second episode of younger extension at 1.6 Ma is locally documented in the Olduvai lacustrine area (Foster et al., 1997). However, the overall rift morphology of the NTD is usually assigned to a single major faulting event, dated at 1.2 Ma in the Engaruka depression (MacIntyre et al., 1974). With regards to this oversimplified fault timing framework, evidence for multistage extensional faulting are documented in the Engaruka area where N150°E fault system transects and post-dates the N20°E extremity of the MF. Furthermore, there is some uncertainty as to the age of possible older movement along the EF and MF basin bounding structures, prior to their major activity (<2.0 and 1.2 Ma, respectively) (Foster et al., 1997 ; this work). Available radiometric ages, complemented by regional geology, suggest that most of their ~3 km-thick fill material initiated at c. 4.9 Ma in shallow lacustrine environments, with no (or little) extensional faulting (Foster et al., 1997), so that it might have been rapidly deposited during recent (<2.0 Ma) fault-induced hangingwall downthrow. By contrast, indirect evidence for successive faulting events in the recent time period is supplied at a greater scale by comparing master fault scarp morphologies that are either smooth and subdued along presumably older structures, as it is the case of the EF and MF to the W (Figs. 2.26B & 2.27B), or sharper and angular along younger faults such as the PF to the E (Fig. 2.28B). Further isotopic dating of fault surfaces are needed to confirm the relative faulting chronology applied above to the NTD.

### 6.2. *Orthogonal versus oblique rifting*

One major assumption of our structural evolution scheme is to reinterpret the diverging fault pattern in the NTD in terms of two distinct and diachronous extensional arms, the Mbulu and Pangani structures, instead of three similar and synchronous branches, as commonly stated. Indeed, the Eyasi and Manyara fault networks are regarded as parts of a single deformed unit - the Mbulu domain - that continues with major changes to the SW the Magadi-Natron axial trough. Since the extension direction is assumed to have remained nearly constant during the onset of faulting at around 1Ma (Strecker et al., 1990 ; our work about the Manyara fault, see above), most of the pronounced changes in tectonic style along-strike are rather assigned to varying mechanical properties of the extended crust, and to a lesser extent to the decreasing amount of crustal extension southwards from nearly 15-20% (Natron) (Gloaguen, 2000) to 4-7% (Mbulu domain discussed above). One of the most striking structural changes depicted on Figure 2.29A is, in addition to the marked southerly widening of the extended domain, the consistent deviation of the master fault azimuth that evolves from a NS orientation in the Magadi-Natron trough to a N20°E direction along the MF and to N50°E and N60°E along the EF-BF structures. The resulting clockwise rotation of the rift axis strictly coincides with the regional-scale tectono-magmatic zonation, and is thus believed to reflect the greater influence of basement fabrics in the cold and amagmatic crust/lithosphere, S of the NKVB. The NS orientation of rift structures in the Magadi-Natron magma-rich trough, at high angle to the EW extension, is typical of an orthogonal rift setting that developed above a linear mantle upwelling at depth (Achauer et al., 1992). Conversely, the N60°E azimuth of the probably inherited master faults bounding the Mbulu domain define an oblique rift system under similar stress field conditions. The more diffuse strain (estimated at 3.5-7%) within this <130 km-wide extended zone expresses by a composite set of newly-formed faults striking NS and N40°E, forming an angle of about 20° to the boundary structures. Similar 2D-map fault patterns have been obtained during experimental modeling of oblique continental rifting with a moderate angle of obliquity at 30-40° (Clifton et al., 2000). The relatively lower density of fault structures observed in the Mbulu natural case could be due to a difference in the amount of applied extension.

To the E, the contribution of deep-seated basement discontinuities during Cenozoic rifting is better supported by the parallelism and spatial coincidence of both volcanic and tectonic rift structures with the SE prolongation of the ASWA basement shear zone documented further NW in Kenya (Chorowicz, 1989 ; Coussement, 1995) (Fig.2.29).





**Fig. 2.29:** Conceptual model for the tectonic and magmatic development of the S Kenya-N Tanzania rifted domain during Neogene times. A. Two-staged evolutionary model emphasizing the role of magmatism distribution on the propagation of strain. B<sub>1</sub>. Interpretation of the Mbulu faulted plateau as an oblique rift zone. B<sub>2</sub>. Comparisons with fault patterns obtained during experimental modeling of oblique extension (from Clifton et al., 2000). C. Crustal-scale cross-section of the NTD illustrating the contrasted mechanical behaviour of the stretched crust on both sides of the Masai cratonic block. The location of the decoupling level in the rifted crust to the W fits with the depth distribution of seismicity (Shudofsky et al., 1987 ; Nyblade & Langston, 1995 ; Brazier et al., 2005). Open circle at the bottom of the Pangani uplifted range indicates the northerly (orthogonal to the section) origin of mantle melts inferred to have caused significant dynamical uplift during recent times.

In response to ~EW extension (e.g. Brazier et al., 2005 ; Calais et al., 2006), steep shear surfaces associated to the ASWA N140°E lineament might have first been reactivated as oblique fractures that permit the ascent of magma through the Chyulu Hills, Kibo, Mawenzi and parasitic belts of Mount Kilimanjaro during the onset of magmatism (Haug & Strecker, 1995 ; Ritter & Kaspar, 1997). At a later stage of rifting, the tectonic rejuvenation of similarly-trending basement structures, still under the inferred N90-100°E extension, led to sinistral shearing along the Pangani range where NS-trending en echelon horst structures developed nearly orthogonal to extension. The typical en echelon structures emplaced along the Pangani range, as well as those associated to the Manyara bounding fault, show no evidence for significant strike-slip displacement, in agreement with results of experimental modeling of oblique extension (Clifton et al., 2000). In the debate about the role played (Chorowicz et al., 1987 ; Smith & Mosley, 1989 ; Hackman et al., 1990) or not (Ebinger et al., 1989) by basement structures on rift geometry, unequivocal insights for the latter are not supplied by the diverging fault pattern cutting through the amagmatic part of the NTD. Indeed, Precambrian ductile fabrics in both the Mbulu and Pangani rift branches do not seem to exert a significant influence on rift fault patterns since they either display little lateral continuity in highly folded terrains (Mbulu), or are shallow-angle (~20°) structures (Pangani). The only supportive evidence for basement-rift structural relationships is provided by the parallelism of Cenozoic mapped fault traces (EF, BF and PF) and Proterozoic brittle structures related to either dyke swarms (Mbulu) or transverse shear zone (Pangani).

### *6.3. Along-axis magmatic segmentation*

The evolutionary sketch model of Fig. 2.23 shows that, until stage 6.0-5.0 Ma, igneous activity in the NTD was totally disconnected from the extensive magmatically active rifted domain further N in Central Kenya. The occurrence of discrete volcanic provinces to the S suggests an episodic ascent and melting of mantle sources through a still normal-thickness lithosphere in an early stage of the NTD development. The corresponding melt/magma chamber could have been linked to the main magmatic body underneath Central Kenya in two end-members ways. Far-travelled melts might have flowed at depth from the main mantle perturbation underneath the Central Kenya rift towards the nascent volcanic province in the NTD. The southerly lateral flow of plume material along a distance of c. 200 km might have been channelized by relief at the base of the lithosphere, in agreement with the model applied at a greater scale by Ebinger and Sleep (1998) about the distribution of Cenozoic magmatism

in NE Africa in relation with the Ethiopian megaplume. Conversely, a localized thermal anomaly could have directly occurred beneath the NTD, the dimension of which being tentatively deduced from the sub-radial distribution of nearly all of Neogene eruptive centers (excepted the Hanang, Kwaraha and Kilimanjaro external edifices) within a c. 100 km diameter size, centred on the Burko-Essimngor area (Figs. 2.21 & 2.22). Following the latter assumption, the rift fault network radiating from the Burko area (Fig. 2.21) might have been triggered by additional dome-induced radial tensile stress, as similarly proposed by Fairhead & Walker (1979) about the triple-like rift pattern involving the transverse Kavirondo rift arm further N (Fig. 2.23A). Whatever the origin (local or remote) of the mantle perturbation responsible for magmatism in the NTD, the sharp boundary of volcanism along the NKVB suggests the abrupt arrest of the southerly-migrated melting products at depth against a mechanical barrier coincident with the step-like morphology of the lithosphere at the northern craton margin.

At the scale of the S. Kenya-N. Tanzania rift system, the age distribution of Neogene magmatism ahead of the developing rift undoubtedly demonstrates that rifting propagated discontinuously southwards *via* discrete magmatic ‘nucleation’ cells. A similar punctiform fashion of rift propagation is also favoured by Nicolas et al. (1994) and Ebinger & Casey (2001) in the Red Sea and Ethiopian segmented rifts, respectively, while it is considered by others authors as a less energetically mechanical process thus requiring lower total driving force than if the rift were to be formed simultaneously along its entire length (Parmentier & Schubert, 1989).

#### *6.4. Strain/magmatism relationships*

With regards to the classical issue dealing with timing relationships between magmatic and faulting activities in continental rifts, strong evidence exists in the NTD to support the view that magmatism preceded extension (Baker & Wolhemberg, 1971; Baker, 1987). Onset of volcanism is thus too early in the rift evolution of the NTD to have been entirely caused by lithospheric stretching and it should rather result from a major mantle thermal anomaly. The model illustrated in Fig. 2.23 shows that the 1.2 Ma-old major rift episode occurred at stage 5, i.e. when the surface extent of Neogene volcanism was at its maximum. From this simple spatial/timing correlation of strain and magmatism, it can be argued that the inferred melting material underneath part of the NTD led to considerable thermal weakening of the upper crustal layer that was then favourable to record brittle failure under applied tensile stress. That

supports the view, already recognized elsewhere by various authors (e.g., Gans et al., 1989 ; Benes and Davy, 1996 ; Callot et al., 2002), that localized thermal anomalies and induced lithospheric magmatism played a key-role in the focusing and propagation of strain during the Neogene tectonic development of the NTD. Therefore, recent faulting in the NTD might have been initiated above the magmatic soften area that roughly coincided with the NKVB before propagating outwards throughout the adjacent and intact crust (Fig. 2.29A). The resulting submeridian age migration of strain is further complicated by a W-E age progression that occurred at a later stage of rifting. The western part of the NKVB is assumed to have first linked, at c. 1.2 Ma, the Magadi-Natron axial rift pattern and the Mbulu less strained domain southwards *via* the Ngorongoro faulted area (Fig. 2.29A). A similar scenario is envisaged for the later tectono-magmatic evolution of the Kilimanjaro-Pangani eastern area where the emplacement of the Mawenzi-Kibo magmatic centers at <1.0 Ma is likely to have promoted the nucleation of a discrete cell of strain that subsequently migrated southeastwards along the ASWA Proterozoic shear zone, giving rise to the Pangani range (Fig. 2.29B) and its offshore continuation in the Kerimbas active fault-basin pattern (Mougenot et al., 1986). The broadly linear eastward decrease in age of strain is consistent with the relative youthfulness of master fault scarps from W to E (Figs. 2.25 & .28). Similar lateral changes in strain distribution are reported in the Turkana rift (N. Kenya) and have been assigned by Morley (1994) to lithospheric strengthening effects. Such a scenario is not envisaged for the NTD for the following reasons. Firstly, the amount of lithospheric thinning under the main rift axis in S. Kenya (Magadi-Natron trough) is too small (Achauer et al., 1992) to have been accompanied by sufficient mineral phase changes (olivine *versus* Q-Fk) for a significant strengthening of the lithosphere. Secondly, the structural development of the eastern rift branch (PT) in the NTD is not accompanied by strain release along the older branch to the W which is still the locus of intense seismic activity (Shudofsky et al., 1987 ; Nyblade & Langston, 1995 ; Ibs von Seht et al., 2001). The location of extension in recent times (<1 Ma) along two diverging branches in the NTD is believed to be a direct consequence of the eastward shift of magmatism along the NKVB. The nature of the causal mechanisms for the W-E migration of magmatism is a long-standing problem that concerns other off-axis volcanic provinces along the Kenya rift (Nyambeni and E. Turkana, e.g., Baker et al., 1971; King, 1978; Williams, 1978 ; Bosworth, 1987). This issue is beyond the scope of the present work, but one should notice that at a broad scale, the WNW absolute plate motion of Africa above a fixed mantle anomaly, as recently refined by Gripp and Gordon (2002), is consistent with the eastward migration of magmatism along the NKVB.

Although linking the Magadi-Mbulu main rifted domain to the W and the Pangani discrete range to the E, the NKVB does not appear to correspond to a large-scale transfer zone. Indeed, it is very little deformed, except at its western extremity, and shows no clear evidence for strike-slip faulting. It should rather correspond to a major change in the rheology of the continental lithosphere along the northern boundary of the nearly undeformed Masai crustal block.

The spatio-temporal framework of magmatism in Fig. 2.23 also reveals clearly the diachronous emplacement of variously-trending volcanic axes over the NTD. Indeed, older magmatic axes with dominant NS and NE-SW orientations (ET, MT, and TT) were first emplaced to the W, whilst the intrusion of younger fissure-type volcanics to the E followed NW-SE-striking axes (EnT, CT, SKT). Given that emplacement of all magmatic axes was likely governed by a steady-state direction of extension at N90-100°E, their specific distribution should be rather controlled by the rejuvenation of variously-oriented basement discontinuities in geographically separate crustal zones progressively weakened by easterly-shifted thermal anomalies.

### 6.5. Surface rift arrangement and lithospheric pattern

In extensional settings, many geometrical parameters of fault patterns, such as the 2D-map dimension of the deformed zone, as well as individual fault length distribution, are known to be partly controlled by mechanical layer thickness (Brun, 1999, and references therein). When comparing fault parameters relevant to the Magadi-Natron narrow (60 km) trough and the Mbulu wider faulted plateau (>120 km), it appears that mean fault length increases markedly from 5-7 km up to c. 30 km, respectively (Figs. 2.25B, C). These along-strike variations in the surface rift fault pattern are consistent with the southerly increase in crustal thickness deduced from geophysical investigations and earthquakes centroid depths (Last et al., 1997). More surprisingly, there are no systematic changes in symmetrical/asymmetrical fault/basin profiles from the Magadi-Natron to the Mbulu rift portions in relation with their magmatic *versus* amagmatic nature. Indeed, both rift domains are dominated by asymmetrical structures, facing consistently to the E, with an increasing degree of asymmetry southwards from a graben (Magadi), to a half-graben (Natron), and a system of domino-type tilted fault blocks (Mbulu) (Fig. 2.25).

By analogy with results from rift modeling (Brun et al., 1985 ; Faugère & Brun, 1986), it is therefore suggested that extension along the main (western) rifted zone in the NTD was



accompanied at depth by significant intra-crustal decoupling, probably close to the brittle-ductile interface, and with an eastward sense of shearing, i.e. synthetic to major fault displacement. The distribution of seismicity indicates a strong and brittle crust in the depth range 25-34 km (Shudofsky et al., 1987 ; Nyblade & Langston, 1995 ; Brazier et al., 2005) At a greater scale, it is also noticeable that most (if not all) major depocenters in the Kenya rift, such as the Lokichar (N. Kenya) or W. Kerio (Central Kenya) basins, initiated as asymmetrical half-grabens, systematically bounded by east-facing normal faults, probably in response to a common crust/lithosphere-scale mechanical process operating at the scale of East Africa. The fact that the inferred mid-crustal decoupling in the NTD occurred through either Archaean or Proterozoic lithospheres, that are furthermore either undisturbed (Mbulu) or attenuated (Magadi-Natron) by mantle perturbations, suggests at first approximation that mechanisms of crustal extension were not fully dependent on the thermal structure of the underlying mantle. That assumption apparently contradicts theoretical and experimental results of extension modeling that rather predict a greater degree of coupling, and a resulting upper crustal symmetrical fault/basin pattern, in cold and thick lithosphere (Brun et al., 1994), as those beneath the Archaean craton in the NTD. The lithosphere of the Tanzanian craton is thus believed to have been mechanically disrupted by Cenozoic extensional tectonism at its margin, in agreement with the earthquake analysis of Last et al. (1997), whilst it does not seem to have been significantly modified by the thermal effects of the adjoining Kenya mantle plume, as documented from (1) heat flow measurements (Nyblade et al., 1990), and (2) the spatial distribution of magmatism that avoids craton nucleus. A more striking difference in the mechanical behaviour of the stretched lithosphere in the NTD is suspected to have occurred on both sides of the Masai cratonic block when considering the structure of the Pangani horst-like range to the E (Fig. 2.29C). Its anomalous uplifted geometry, with maximum fault elevations (~1800 m) that are twice the values related to the Mbulu master faults (EF and MF), leads us to question the role of a possible component of dynamical uplift during extension along the eastern arm of the NTD. A plausible causative mechanism could be the presence at depth of low-density ponded melt products, originating from the Kilimanjaro feeding zone and channelized southeastwards along ASWA-type transverse discontinuities. Analog off-axis hot mantle material is inferred to exist further NE underneath the Chyulu Hills area from lithospheric tomography (Ritter & Kaspar, 1997). Supportive evidence for mantle thermal anomalies beneath part of the Pangani range is supplied by field investigations carried out in July 1998 over the northern part of the Pare Mountains (Ibaya-Shighatini village, see location on Fig. 2.28A) where extrusion of small volume of pyroclastic

material (volcanic tuffs mixed with mud) is likely to be the surface expression of incipient melting processes at depth. It is also noteworthy that a prominent submeridian gravity low, of unknown origin, is reported by Tesha et al. (1997) in the Pangani area. Lastly, melting of asthenospheric mantle can occur for low lithospheric extension values, as expected here about the Pangani arm, if abnormally hot mantle is present at depth (Latin and White, 1990). However, further gravimetry, geothermal and teleseismic surveys are required to precise the spatial extent of both the inferred shallow and deep thermal/melting processes in order to better constrain the 'dynamical uplift' hypothesis applied above to the Pangani rift arm.

## **Acknowledgments**

K/Ar age determinations have been performed by Hervé Guillou at the LSCE Laboratoire, CEA-CNRS-UVSQ (Gif/Yvette, France). Research authorization was provided by the Tanzania Commission for Science and Technology and by Tanzania National Parks. We are indebted to the authorities of Kilimanjaro National Park and to Dr. J. Wakibara for their help to organize field work in the Marangu area. We thank Pr. S. Muhongo (univ. of Dar Es Saalam) and the French Embassy for their support. René Maury is kindly thanked for his constructive comments of the paper. This study was funded by the DyETI program of CNRS-INSU and by a grant of SUCRI (University of Western Brittany, Brest). Contribution n° ????? of the IUEM, European Institute for Marine Studies (Brest, France).

Relative chronology	Timing (Ma)	Magmatic structures	Volcano-tectonic trends	References
1	8.1-7.35	Essimingor	MNT, TT	1
2	5.8	Olorgesailie	MNT	2
3	5.5-4.3	Lemagrut	ET	1
4	5.13-5.03	Magadi (Kirikiti)	MNT	3
5	4.9-4.7	Essimingor	MNT, TT	3
6	4.86	Manyara scarp	MT	4
7	4.5	Sadiman	ET	1
8	3.7-3.3	Sadiman	ET	10, 12
9	3.7	Ngorongoro	ET	1
10	3.5-3.1	Oi Donyo Sambu	MNT	9
11	3.2	Engaruka	EnT	1
12	3.18	Essimingor	MNT, TT	3
13	3.18	Mosonik	MNT	9
14	3.1	Lemagrut	ET	4
15	3.1-2.9	Nguruman scarp	MNT	1
16	2.8-1.8	Ngorongoro	ET	5
17	2.7-2.4	Lemagrut	ET	1
18	2.7	Olorgesailie	MNT	2
19	2.5-1.56	South Arusha	MT	6, 7
20	2.4-1.9	Taroseo	TT	8
21	2.3	Shira	MT, KT	1, 7
22	2.25	Manyara scarp	MT	7
23	2.1-1.7	Monduli	MT	3, 8
24	2.0-Present	Shombole	MNT	13
25	2.0-1.2	Engaruka	EnT	1, 8
26	1.9-1.8	Lemagrut	ET	10
27	1.8-1.6	Ketumbeine	MNT	3
28	1.7-1.2	Humbu	MNT	9
29	1.7-1.42	Monduli	MT	8
30	1.65-1.07	Olmoti	ET	10
31	1.56	South Arusha	MT	7
32	1.5-0.7	Kwaraha	MbT	1
33	1.5-0.9	Hanang	MbT	1
34	1.42-1.36	Magadi (Plateau)	MNT	9
35	1.4-1.0	Manyara scarp	MT	7
36	1.4-1.36	North Chyulu Hills	CT	11
	1.2	FAULTING EVENT		
37	1.19	Loolmalasin	ET	8
38	1.16	Ngorongoro	ET	7
39	1.03-0.9	Burko	TT, MT	3
40	1.0-Present	Kibo	MT, KT	7
41	1.0-0.5	Mawenzi	MT, KT	7
42	0.99	Gelai	MNT, ET	3
43	0.9-0.6	Magadi (Plateau)	MNT	9
	0.8-0.4	Magadi Grid Faulting		
44	0.6-0.3	Kerimasi	MNT, ET	12
45	0.57	Natron	MNT	8
46	0.5	Embagai	MNT, ET	10
47	0.37	Meru	MT	6, 7, 12
48	0.17	Lengai	MNT, ET	8
49	Present	South Chyulu Hills	CT	11
50	Present	South Kilimanjaro	SKT	7

**Tab. 2.4:** Dated synrift volcanics in the S Kenya rift and the NTD. Magmatic structures are listed with decreasing ages of initial activity. The magmatic history of long-lived volcanic edifices is assumed to have resulted from either a single and continuous eruptive episode (time boundaries are indicated), or a multiphased activity with quiescence periods, as it is the case for the Ngorongoro, Essimingor or Lemagrut volcanoes that are thus listed many times. The corresponding volcano-tectonic trend is drawn on the map of Fig. 2.22. Numbers in the left column refer to their relative chronology. (They are shown on the five successive magmatic stages of the evolutionary model in Fig. 2.23). References : 1) Bagdasaryan et al. (1973) ; 2) Evernden & Curtis (1965) ; 3) Evans et al. (1971) ; 4) Foster et al. (1997) ; 5) Grommé et al. (1970) ; 6) Wilkinson et al. (1986) ; 7) Our work ; 8) MacIntyre et al. (1974) ; 9) Isaac & Curtis (1974) ; 10) Manega (1993) ; 11) Haug & Strecker (1994) ; 12) Hay (1976) ; 13) Fairhead et al. (1972).

## **CHAP. 3. LE KILIMANDJARO.**



*« Le Kilimandjaro est une montagne couverte de neige, haute de 6 021 mètres, et que l'on dit être la plus haute montagne d'Afrique. La cime ouest s'appelle le « Masai Ngàje Ngài », la maison de Dieu. Tout près de la cime ouest il y a une carcasse gelée et desséchée de léopard. Nul n'a expliqué ce que le léopard allait chercher à cette altitude. »*

Les Neiges du Kilimandjaro

Ernest Hemingway

## A. Sites et coupes étudiés sur le massif du Kilimandjaro.

Il y a peu de montagnes au monde qui soient aussi caractéristiques et mythiques que le Kilimandjaro, ou « Ol Doinyo Obor » (la montagne blanche en Masaï), avec son sommet enneigé à 5895 m qui domine les grandes plaines de la savane africaine. Le premier européen à avoir signalé l'existence d'une « montagne blanche » si près de l'équateur est l'explorateur missionnaire allemand Johann Rebmann en 1846, mais son compte-rendu a été désapprouvé par la Royal Geographical Society en 1849 qui ne crût pas en l'existence de glaciers à cette latitude et sous ce climat. Après plusieurs expéditions et tentatives infructueuses pour atteindre le sommet, l'allemand Hans Meyer et l'autrichien Ludwig Purtscheller sont les premiers à vaincre la « montagne blanche » et à atteindre : Uhuru peak (le pic de la liberté) le 6 octobre 1889. Du fait des grandes difficultés d'accès et de l'importante friabilité de ses parois, le sommet du Mawenzi (5149 m) ne fut quant à lui vaincu qu'en 1912 par l'alpiniste allemand Fritz Klute. En 1944, Gillman donne une bibliographie détaillée des travaux géologiques réalisés sur le Kilimandjaro, mais ce n'est qu'en 1953 et 1957 que les géologues de l'Université de Sheffield entreprennent une étude exhaustive de ce massif en établissant la cartographie géologique détaillée et traitant précisément de la volcano-stratigraphie, de la glaciologie, de la volcanologie et de l'activité fumerolienne sommitale associée (Downie *et al.*, 1956, 1965, Downie et Wilkinson, 1972). Aucune étude géologique ultérieure n'a été entreprise sur ce volcan qui constitue pourtant l'édifice majeur de la province volcanique associée à la divergence Nord tanzanienne.

Avant d'exposer les résultats géochronologiques (paragraphe B), pétrologiques et géochimiques (paragraphe C), obtenus sur les laves émises par les trois centres du Kilimandjaro à savoir d'Ouest en Est: le Shira, le Kibo et le Mawenzi (d'Ouest en Est), il apparaît nécessaire de présenter les principales caractéristiques des formations rencontrées et étudiées à l'affleurement lors de la campagne d'échantillonnage réalisée en 2005 (la carte géologique simplifiée où sont reportées les positions des échantillons récoltés est consultable dans le paragraphe C : Fig. 3. 22, la carte géologique simplifiée où ne sont positionnés que les 17 échantillons datés est présentée Fig. 3.19, paragraphe B).



## 1. Le Shira.

Le Shira est le plus ancien centre volcanique du Kilimanjaro. Il présente une morphologie en fer à cheval avec une caldeira ouverte au Nord et formée lors de l'effondrement sectoriel du flanc Nord de l'édifice. Le Shira forme donc un haut plateau à environ 3600-3800 m d'altitude, entouré au Sud par une crête constituant la Shira Ridge.

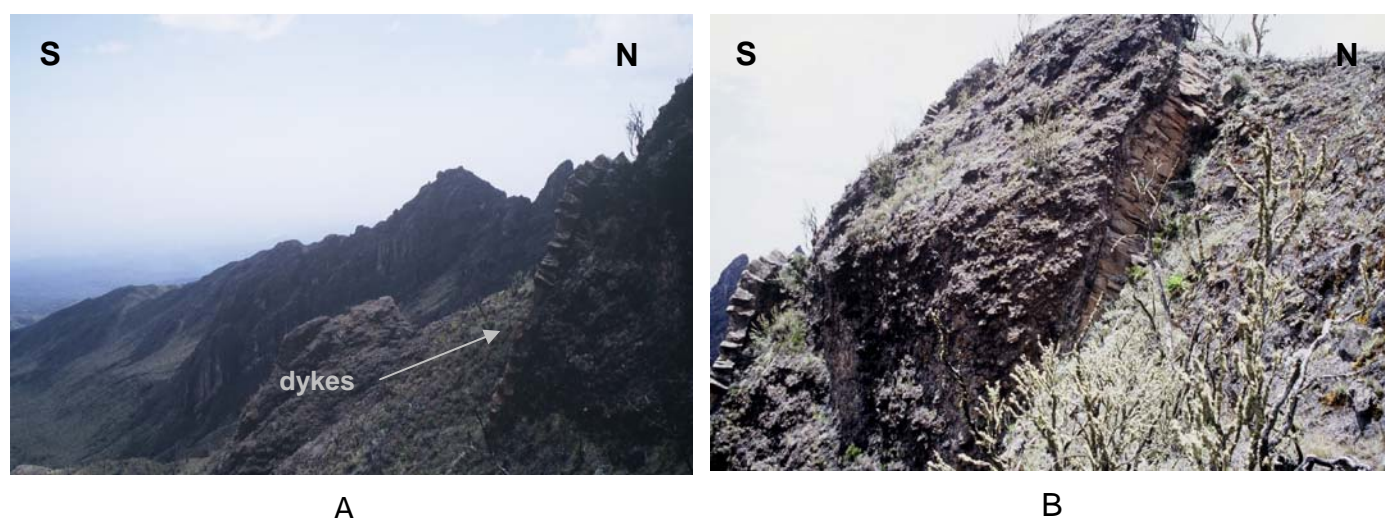
Plusieurs affleurements ont été étudiés sur la crête bordière de la caldeira où est exposée la formation du *Shira Ridge group*, majoritairement constituée de dépôts pyroclastiques. Du fait de difficultés d'accessibilité au centre de la caldeira, nous n'avons pas pu échantillonner les faciès pyroclastiques et intrusifs constituant le *Platzkegel agglomerate*.

Le premier affleurement correspond au site de prélèvement des échantillons 05KI07 (Fig. 3.1). Nous avons pu y observer, surmontant des éboulis, une intrusion basanitique dégagée par l'érosion. On peut remarquer sur sa bordure, un débit en lames visqueuses formé par l'écoulement du magma lors de la mise en place. En lame mince, la bordure (05KI07A) montre une texture de type doléritique fluidale, relativement riche en verre, alors que le centre de l'intrusion (05KI07B) présente une texture doléritique isotrope avec très peu de verre interstitiel (Tab. 3.1).



**Fig. 3.1 :** Intrusion basanitique avec un débit en lames visqueuses (Shira Ridge, site d'échantillonnage 05KI07) ; hauteur : 4 m.

En poursuivant vers l'Ouest, les dépôts pyroclastiques sont recoupés par un important réseau de dykes de 1 à 1,5 mètre de puissance donnant un aspect ruiniforme aux crêtes de l'édifice (Fig. 3.2). A l'échelle du massif, ces dykes montrent une organisation radiaire. Au niveau des affleurements étudiés, à l'Est de la Shira Ridge, ils présentent une orientation N95°E avec un pendage compris entre 75°S et la verticale. En lame mince, les dykes échantillonnés (05KI08A & B et 05KI09A & B) présentent des compositions basanitiques, avec des cœurs d'intrusions à texture doléritique et des faciès de bordures à texture plus fine et plus riche en verre (Tab. 3.1).



**Fig. 3.2 :** (A) Reliefs ruiniformes dus à l'érosion de dykes, intrusifs dans les formations pyroclastiques de la Shira Ridge. (B) Dyke basanitiques N95°E 75°S de 1,50 m de puissance. On remarque le débit prismatique dû aux joints de refroidissement perpendiculaires aux épontes.

La nature du contact entre les formations provenant du Kibo et celles du Shira est très peu claire au niveau du flanc Sud de l'édifice. Cartographiquement, il apparaît que, au Nord, les formations émises par le Kibo, plus particulièrement les laves du *Lava Tower group*, viennent recouvrir les formations volcanosédimentaires de la caldeira du Shira. Sur le flanc Sud, la morphologie précise du contact reste sujette à débat. Il apparaît toutefois que les laves émises par le Kibo, viennent recouvrir les formations du Shira, mais elles semblent relativement canalisées dans l'importante vallée qui sépare les deux édifices (vallée de la

rivière Machame). Dans le cirque terminal de cette vallée, on rencontre des formations volcano-sédimentaires, d'environ 15 m de puissance, de type brèche épicyclastique, dont la stratification est parallèle à la pente actuelle, mais où l'on peut observer aussi des niveaux présentant des stratifications entrecroisées (Fig. 3.3). L'origine de ces brèches épicyclastiques reste toutefois inconnue, et peut être liée soit au démantèlement des formations pyroclastiques du Shira, soit à un écoulement de type lahar provenant du Kibo.



A

**Fig. 3.3 :** (A) brèches épicyclastiques (S0 = N140°E 15°S) au fond de la vallée de Machame. (B) Stratifications entrecroisées en contrebas de A.



B

## 2. Le Kibo.

L'édifice central du Kibo constitue le massif culminant du Kilimandjaro (et de l'Afrique) avec 5895 m d'altitude pour Uhuru Peak. Il présente une morphologie typique d'un cône volcanique relativement régulier avec des pentes d'environ 30°, pouvant être recouvertes (en particulier sur le flanc Sud) par des langues glaciaires qui descendent jusqu'à environ 4800 m (Fig. 3.4). Au sommet du cône, prend place une caldeira circulaire de 2,5 km de diamètre qui entoure un cratère interne de 900 m de diamètre ; ce dernier englobant un petit cône de cendre de 200 m de diamètre : le « Ash pit » siège des dernières phases d'activité



volcanique pour ce centre éruptif. Toutefois, le « Ash pit » est encore le siège d'une activité fumerolienne régulière avec émission de vapeurs sulfureuses (Downie et Wilkinson, 1972).



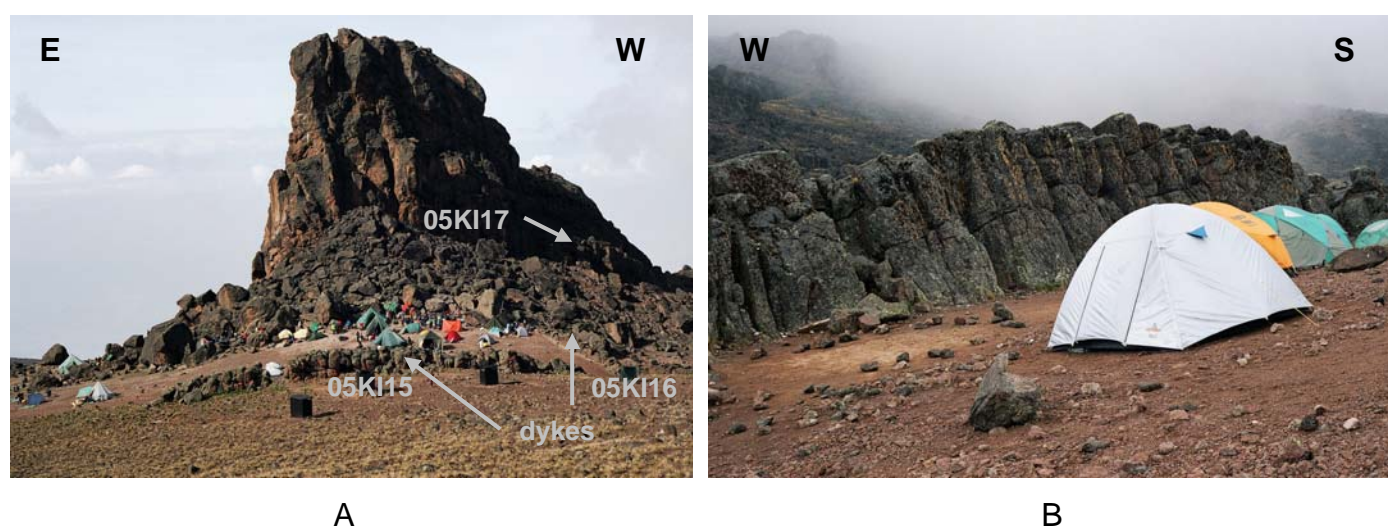
**Fig. 3.4 :** Le cône de Kibo et les glaciers de Decken et Kersten.

Plusieurs affleurements ont été étudiés sur le flanc Sud de cet édifice et nous ont permis d'échantillonner les principales formations le constituant. Les produits éruptifs émis par le Kibo sont majoritairement constitués de coulées de laves de grande extension, les dépôts de brèches pyroclastiques apparaissant comme peu abondants à l'échelle du massif.

#### a. La formation du *Lava Tower group*.

La formation la plus ancienne échantillonnée est celle du *Lava Tower group* qui affleure majoritairement sur le flanc Sud Ouest dans de profondes vallées dégagées par l'érosion glaciaire ou formées lors de l'effondrement sectoriel du flanc Sud de Kibo (Kibo Barranco). Cartographiquement (Fig. 3.19), il apparaît clairement que les laves de cette formation se sont épanchées largement vers l'Ouest en direction du Shira où elles recouvrent les terrains volcanosédimentaires comblant la caldeira effondrée (Downie et Wilkinson, 1972). Ceci tend à montrer que le Kibo avait déjà atteint une altitude supérieure à environ

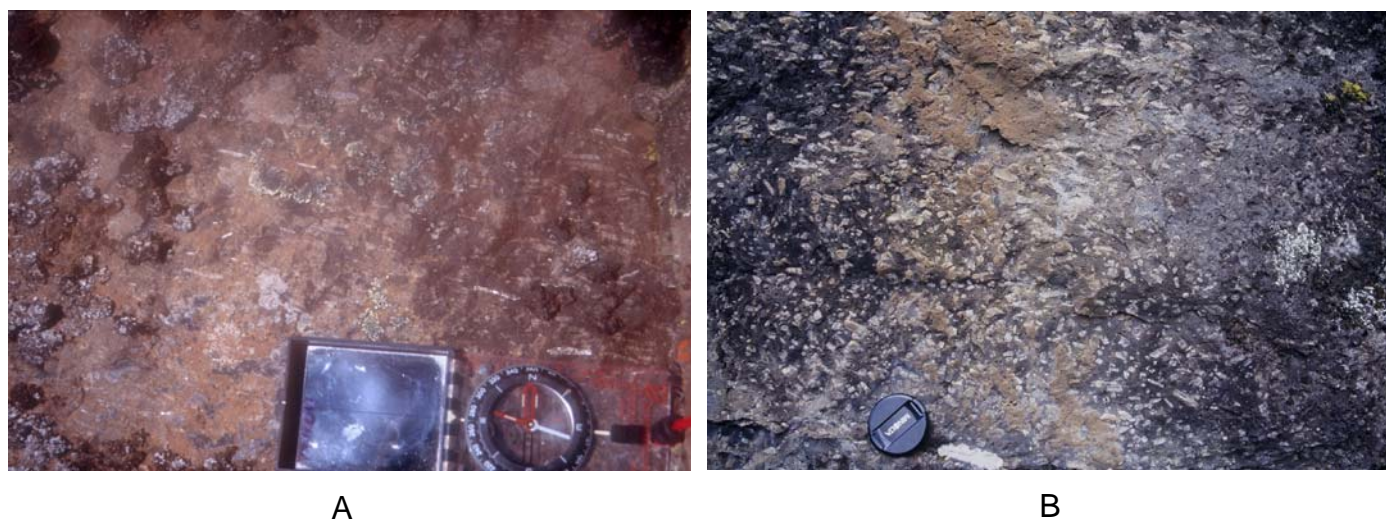
3500 m, vers 482 ka (paragraphe B) et 463 ka (Evernden et Curtiss, 1965). Les laves du *Lava Tower group* ont été fortement érodées par les différents épisodes glaciaires quaternaires. Elles constituent donc une importante surface d'érosion sur laquelle les coulées appartenant aux formations plus récentes se sont largement épanchées. La moitié des échantillons étudiés au cours de ce travail (échantillons 05KI14, 15 & 16) a été prélevée dans des dykes, présentant de bonnes conditions d'affleurement du fait de leur dégagement par l'érosion, et rencontrés majoritairement dans le secteur du Lava Tower Camp (Fig. 3.5).



**Fig. 3.5 :** (A) Le Lava Tower Camp (surmonté par la protrusion de Lava Tower) est ceinturé par un réseau de dykes subverticaux. (B) Vue rapprochée du dyke d'environ 4 m d'épaisseur N130°E 70°S où a été prélevé l'échantillon 05KI15.

Les dykes échantillonnés ont environ 4 m de puissance et présentent une large bordure figée, d'environ 1 m d'épaisseur, au niveau des épontes. Malgré leur caractère clairement intrusif, on observe pour les échantillons prélevés au cœur du dyke, une texture microlitique porphyrique (Tab. 3.1), caractérisée par l'existence de grandes lattes (> 10 mm) de plagioclases orientées parallèlement aux épontes (Fig. 3.6). Ces grandes lattes de plagioclases se rencontrent aussi au niveau des rares faciès laviques échantillonnés (05KI06, 18 & 19) où elles présentent une orientation beaucoup moins nette, soulignant toutefois une fluidalité magmatique grossière parallèle à l'écoulement (Fig. 3.6).





**Fig. 3.6 :** (A) Lattes de plagioclases parallèles aux épontes dans dyke du *Lava Tower group* (05KI15). (B) Phénocristaux géants (> 1 cm) de plagioclases marquant une légère fluidalité magmatique dans les laves du *Lava Tower group* (05KI06).

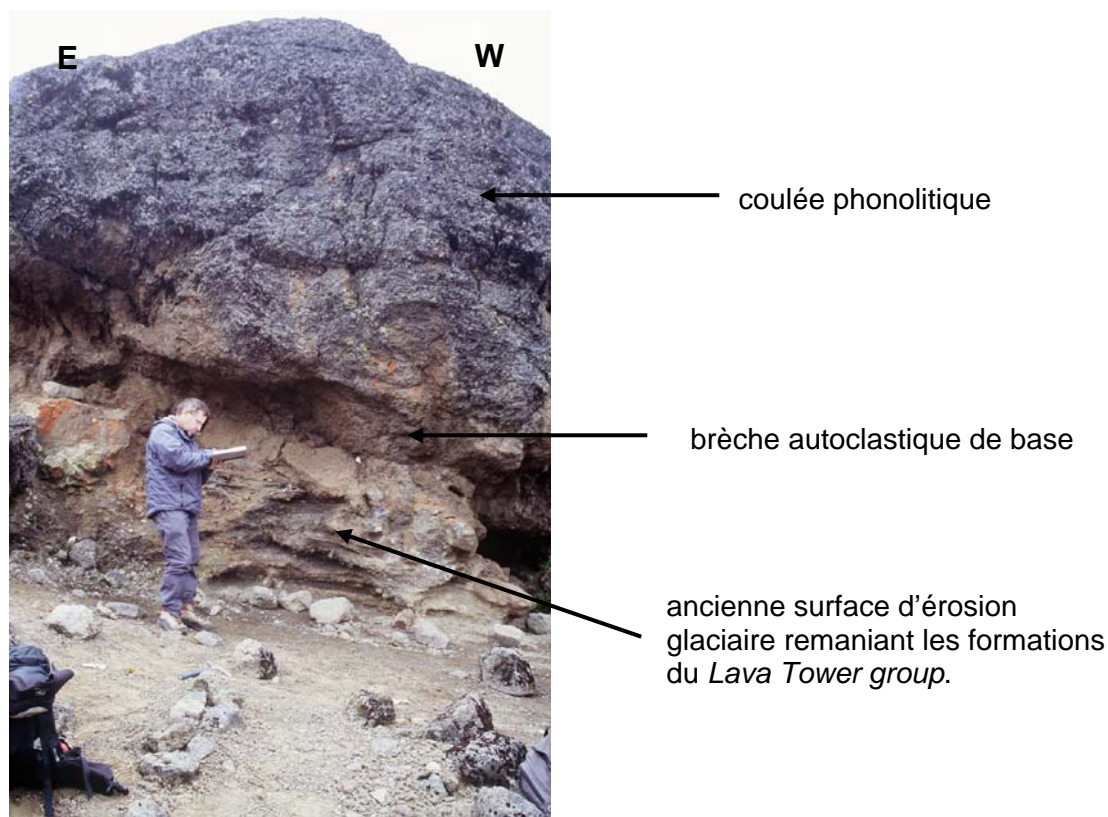
#### b. La formation du *Rhomb Porphyry group*.

De même que les formations appartenant au *Lava Tower group*, les laves du *Rhomb Porphyry group* affleurent majoritairement dans de profondes vallées recoupant le flanc Sud de Kibo : la Great Barranco Valley (05KI20 & 21), Kibo Barranco et Karranga Valley (05KI28). Ces formations ont été sévèrement érodées par les glaciers quaternaires de la « Seconde Glaciation » datée approximativement à >360 ka (Shanahan et Zebra, 2000), et elles définissent ainsi une importante surface d'érosion recouverte par de très nombreux blocs erratiques.

Les laves du *Rhomb Porphyry group* sont de composition téphri-phonolitique à phonolitique et se caractérisent par la présence de phénocristaux rhomboédriques géants (30 à 40 mm) de plagioclases (Tab. 3.1). Elles se rencontrent sous forme de coulées massives d'une dizaine de mètres de puissance, lorsqu'elles n'ont pas été trop érodées (Fig. 3.7). L'affleurement 05KI21 nous a permis d'observer la partie basale d'une coulée, mise en place au dessus de la surface d'érosion glaciaire affectant les laves du *Lava Tower group*, et présente à sa base par une brèche autoclastique d'environ 50 cm d'épaisseur (Fig. 3.8).



**Fig 3.7 :** Coulée de phonolite du *Rhomb Porphyry group* affleurant dans la Great Barranco Valley (épaisseur > 10 m).

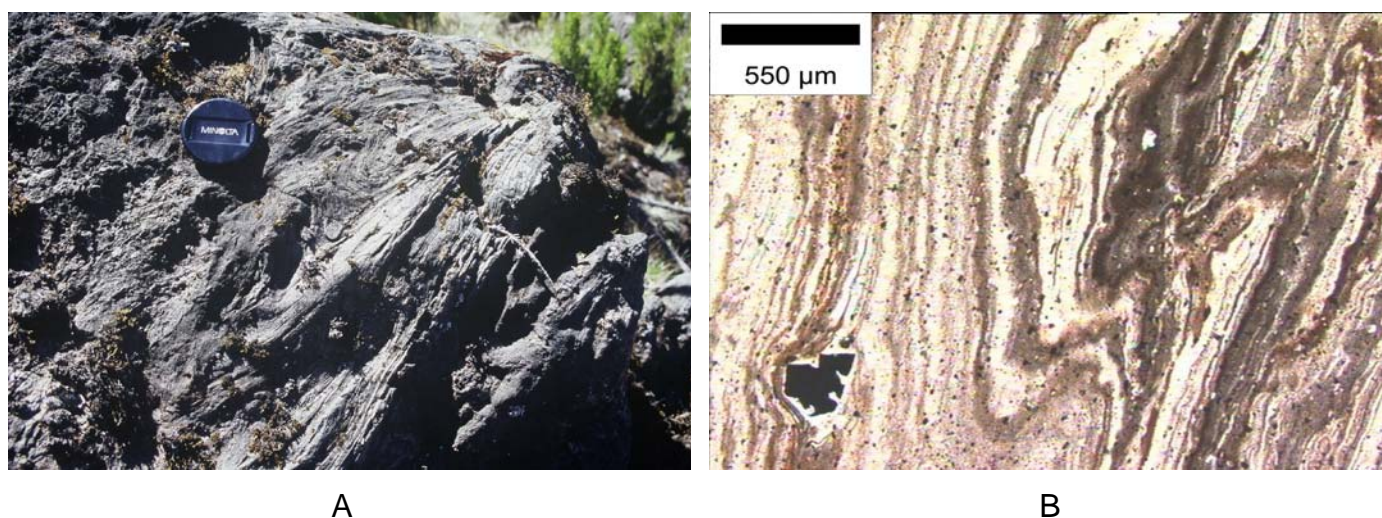


**Fig. 3.8 :** Coulée de phonolite du *Rhomb Porphyry group* affleurant dans la Great Barranco Valley.



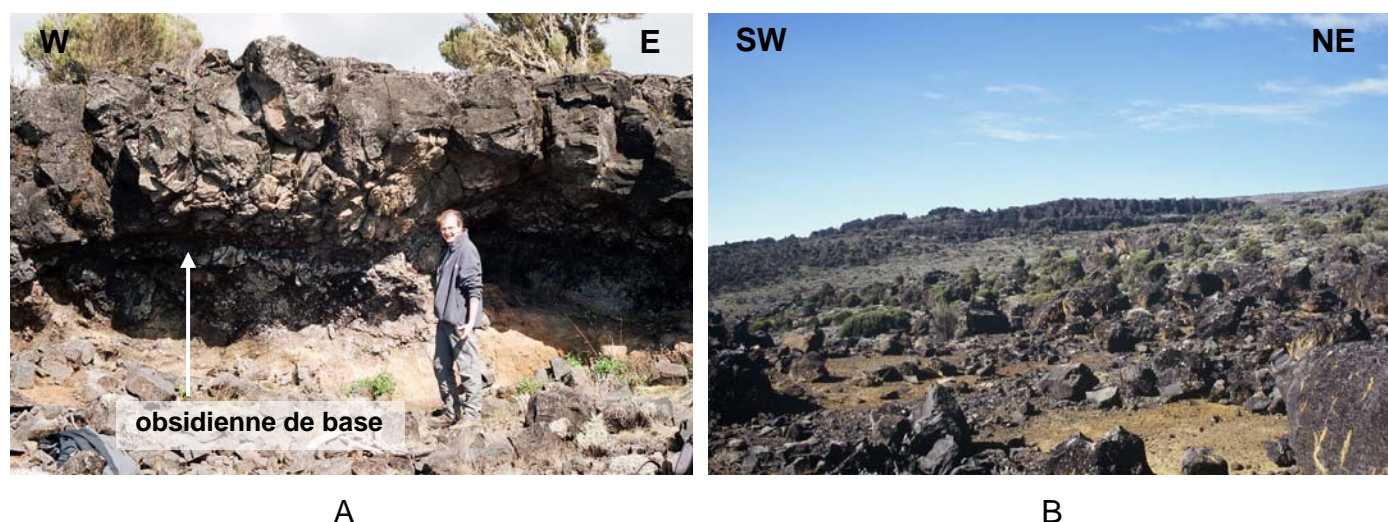
### c. La formation du *Lent group*.

A l'échelle du Kibo, la formation du *Lent group* présente la plus grande extension cartographique (Fig. 3.19). Elle est essentiellement constituée de laves présentant un faciès tout à fait caractéristique, aisément reconnaissable sur le terrain : ce sont des laves aphyriques, de composition phono-téphritique à phonolitique (Tab. 3.1), où l'on observe régulièrement des plis d'écoulement de type pli en fourreau (aussi bien à l'échelle macroscopique que microscopique) (Fig. 3.9).



**Fig. 3.9 :** (A) Pli en fourreau visible dans les laves du *Lent group* (05KI03A). (B) Pli d'écoulement visible en lame mince dans un échantillon d'obsidienne de base de coulée (05KI05A), LN\*40.

Elles se sont épanchées sur les surfaces d'érosion glaciaire affectant les laves des *Lava Tower group* et *Rhomb Porphyry group* se mettant en place sous la forme de coulées de faible épaisseur (~2 à 3m d'épaisseur) sur une grande distance (plusieurs centaines de mètres), et présentant systématiquement à leurs bases une bordure figée d'obsidienne (Fig. 3.10). La finesse systématique de ces coulées ainsi que leur grande extension semble indiquer une plus grande fluidité de ces laves, par ailleurs très pauvres en cristaux, par comparaison aux laves très porphyriques des formations du *Rhomb Porphyry group* et du *Caldera Rim group*, qui forment des coulées de plus grande puissance (une dizaine de mètres) et moins étalées. Downie *et al.* (1965) et Downie et Wilkinson (1972) ont reconnu au moins quatre centres éruptifs adventifs, affectant particulièrement les flancs Nord Ouest et Sud du Kibo, à partir desquels les laves du *Lent Group* ont été émises.



**Fig. 3.10 :** (A) Coulée de phonolite aphyrique du *Lent group* avec une bordure figée d'obsidienne à la base (0KI05). (B) Coulées appartenant à la formation du *Lent group* s'étalant sur les pentes du plateau de Shira (flanc Ouest de Kibo) à 3865 m.

#### d. La formation du *Caldera Rim group*.

Sur le terrain, les laves du *Caldera Rim group* sont indiscernables de celles constituant le *Rhomb Porphyry group*, représentées par des téphri-phonolites ou phonolites très porphyriques à phénocristaux géants (30-40 mm) de plagioclase, et formant des coulées massives d'une dizaine de mètre d'épaisseur (Fig. 3.11). En lame mince, elles montrent toutefois des phénocristaux de néphéline, permettant ainsi de faire la distinction entre les laves de ces deux formations (Tab. 3.1).

Les laves du *Caldera Rim group* ont majoritairement été émises par le cône sommital actuel du Kibo qui est essentiellement construit par celles-ci. Cependant, plusieurs centres effusifs adventifs ont été reconnus sur le flanc Sud de l'édifice et expliquent la présence de larges coulées sans connexion avec les coulées émises depuis le sommet. L'importante protrusion de Lava Tower, d'une quinzaine de mètres de haut, (Fig. 3.5 A) constitue l'affleurement le plus remarquable pour caractériser cette activité effusive sur les flancs du Kibo. Cette protrusion présente une morphologie cylindrique proche de celle d'un neck, même si aucune observation ne permet de confirmer son caractère intrusif. Même si les contacts avec le système de dykes du *Lava Tower group*, sont cachés par des éboulis, il apparaît clairement que la protrusion vient recouper ce système, ce qui est confirmé par nos nouvelles datations radiochronologiques (paragraphe B). La protrusion s'est mise en place au cœur d'une héli-caldeira formée par l'effondrement massif d'une partie du flanc Sud du



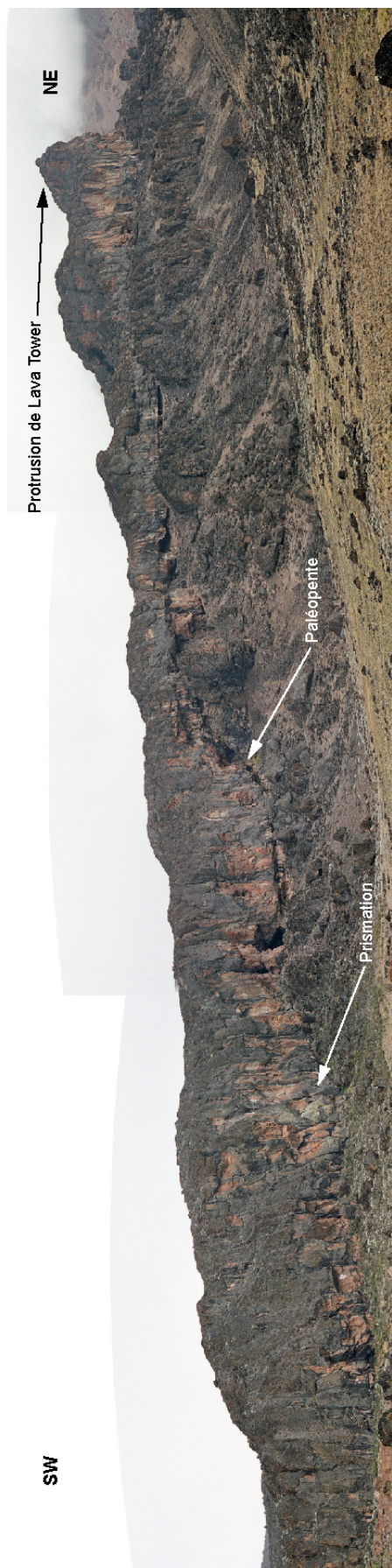
Kibo, donnant naissance aux grandes vallées de Kibo Barranco et Great Barranco, suite à l'intrusion d'un pluton de composition syénitique à l'aplomb du cône actuel (Downie et Wilkinson, 1972). La Great Barranco offre ainsi l'opportunité d'interpréter la protrusion de Lava Tower comme le point d'émission d'une très grande coulée (entre 5 et 10 m d'épaisseur) qui s'étale dans la vallée (Fig. 3.12). Elle montre une prismation grossière et suit clairement la paléopente sur laquelle elle s'est écoulée, cette dernière étant à relier à la surface d'érosion affectant les formations du *Lava Tower group*.



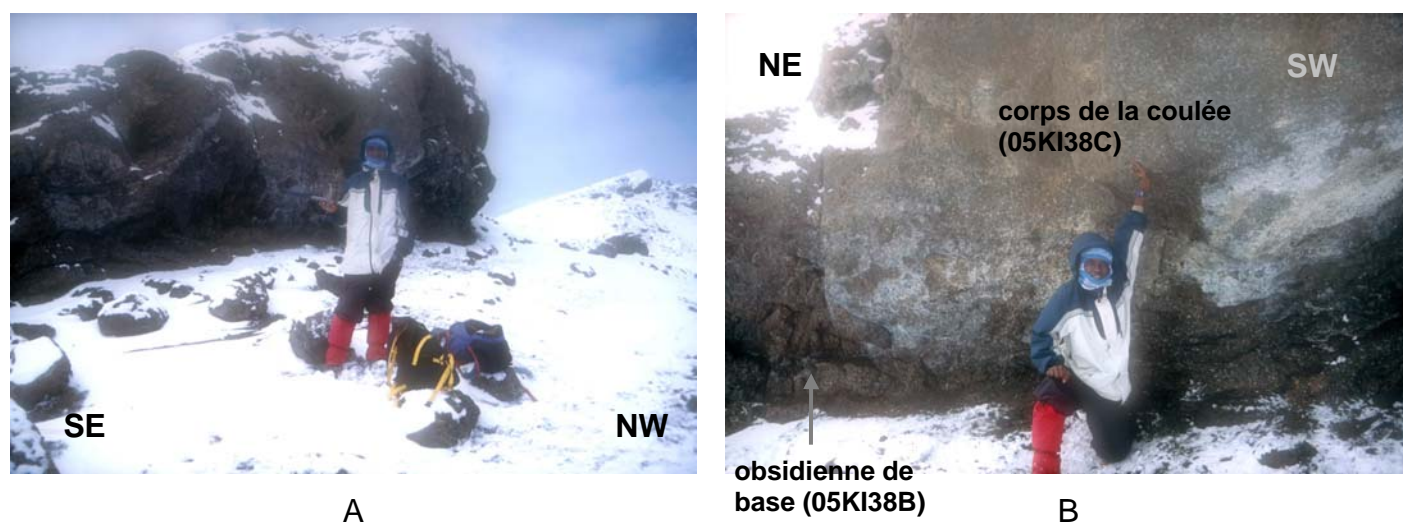
**Fig 3.11** : Empilement de coulées de phonolites du *Caldera Rim group* (vue depuis le sommet Est de la Kibo Barranco).

Au niveau de Stella Point (5737 m) sur la bordure Sud Est de la caldeira sommitale actuelle, les phonolites du *Caldera Rim group* présentent un faciès très particulier. En effet, les phonolites échantillonnées se présentent sous forme d'obsidiennes très porphyriques avec des phénocristaux géants de plagioclases (Tab. 3.1). Ce type de faciès a déjà été décrit au sommet du Mont Kenya où ce type de phonolite a été appelé kenytes (Baker, 1967 ; Price *et al.*, 1985). Les coulées échantillonnées à Stella Point suivent clairement la pente actuelle du cône de Kibo (Fig. 3.13), montrant ainsi qu'elles se sont mises en place à partir du centre éruptif sommital, préalablement à l'effondrement de la caldeira, il y environ 200 ka.





**Fig. 3.12 :** Vue depuis la Vallée de Great Barranco de la protrusion de Lava Tower et de la coulée phonolitique émise depuis ce centre éruptif adventif. On remarque la variation brutale d'épaisseur (~5 à 10 m) en fonction de la paléotopographie.



**Fig. 3.13 :** (A) Coulée phonolitique du *Caldera Rim group* à Stella Point (5737 m), affleurement 05KI38. (B) Vue rapprochée de la coulée de l’affleurement 05KI38. La phonolite présente ici un faciès de type kenyte. Notre guide Chagga Rogath Mtuy donne l’échelle, clichés B. Le Gall.

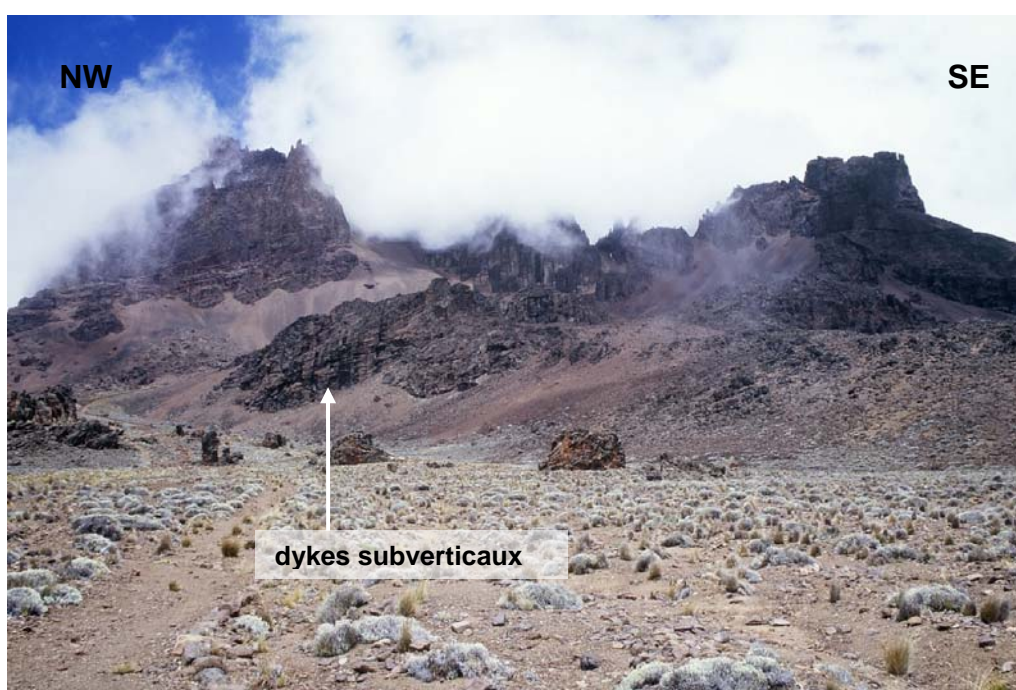
#### e. La formation du *Inner Crater group*.

Cette formation est constituée par des phonolites aphyriques pouvant présenter de petits phénocristaux d’aegyrine (Downie et Wilkinson, 1972). Les laves du *Inner Crater group* ont été émises depuis le cratère occupant le centre de la caldeira sommitale actuelle. Elles tapissent de ce fait le cœur de la caldeira du Kibo et se sont largement écoulées sur le flanc Nord de l’édifice, sous la forme de coulées de plusieurs kilomètres de longueur (Fig. 3.19). Sur le flanc Sud, les laves du *Inner Crater group* ne forment qu’une seule coulée qui s’est épanchée dans la Kibo Barranco sur les formations plus anciennes (*Lava Tower group*) dégagées lors de l’effondrement de la partie Sud du cône de Kibo. Au niveau de l’affleurement 05KI22, cette coulée présente un faciès massif avec des laves aphyriques très denses, se débitant en gros blocs à cassure conchoïdale.

3.

### Le Mawenzi.

Le Mawenzi, culminant à 5149 m d'altitude, constitue le troisième sommet le plus haut d'Afrique derrière le Kibo et le Mont Kenya (5200 m). Sa morphologie actuelle ruiniforme est liée à l'érosion différentielle entre les dykes subverticaux résistants et les formations effusives (laves bréchiques et dépôts pyroclastiques). Les dykes sont extrêmement nombreux et forment un réseau radiaire très dense qui recoupe l'ensemble des autres formations (Fig. 3.14).



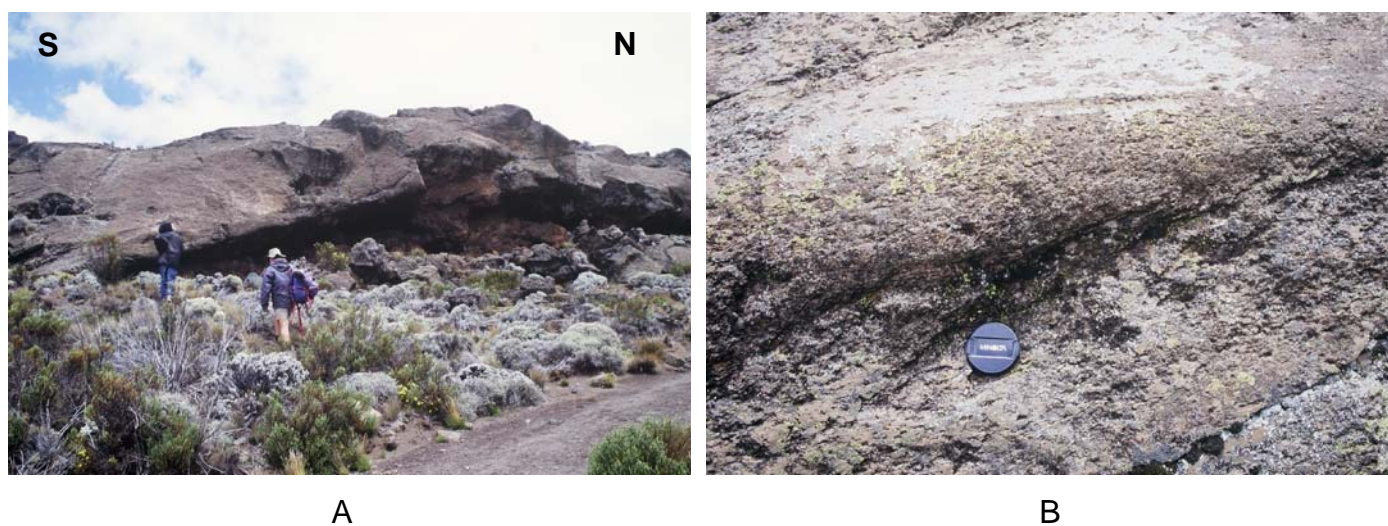
**Fig 3.14 :** Morphologie ruiniforme caractéristique du Mawenzi.

Les échantillons étudiés proviennent des formations *Neuman Tower-Mawenzi group* et *Mawenzi eruptive centre*, mises en place il y a environ 500 ka (paragraphe B). Ce sont des trachybasaltes (ou hawaïtes) qui présentent une grande homogénéité en terme de pétrographie aussi bien pour les faciès effusifs que pour les dykes intrusifs (Tab. 3.1). Cartographiquement (Fig 3.19), il apparaît clairement que les formations volcaniques du Mawenzi sont recouvertes par celles provenant du Kibo. Ceci se confirme sur le terrain puisqu'on observe bien au niveau de la Saddle et du refuge d'Horombo que les coulées provenant du Kibo s'étalent sur les pentes du Mawenzi.

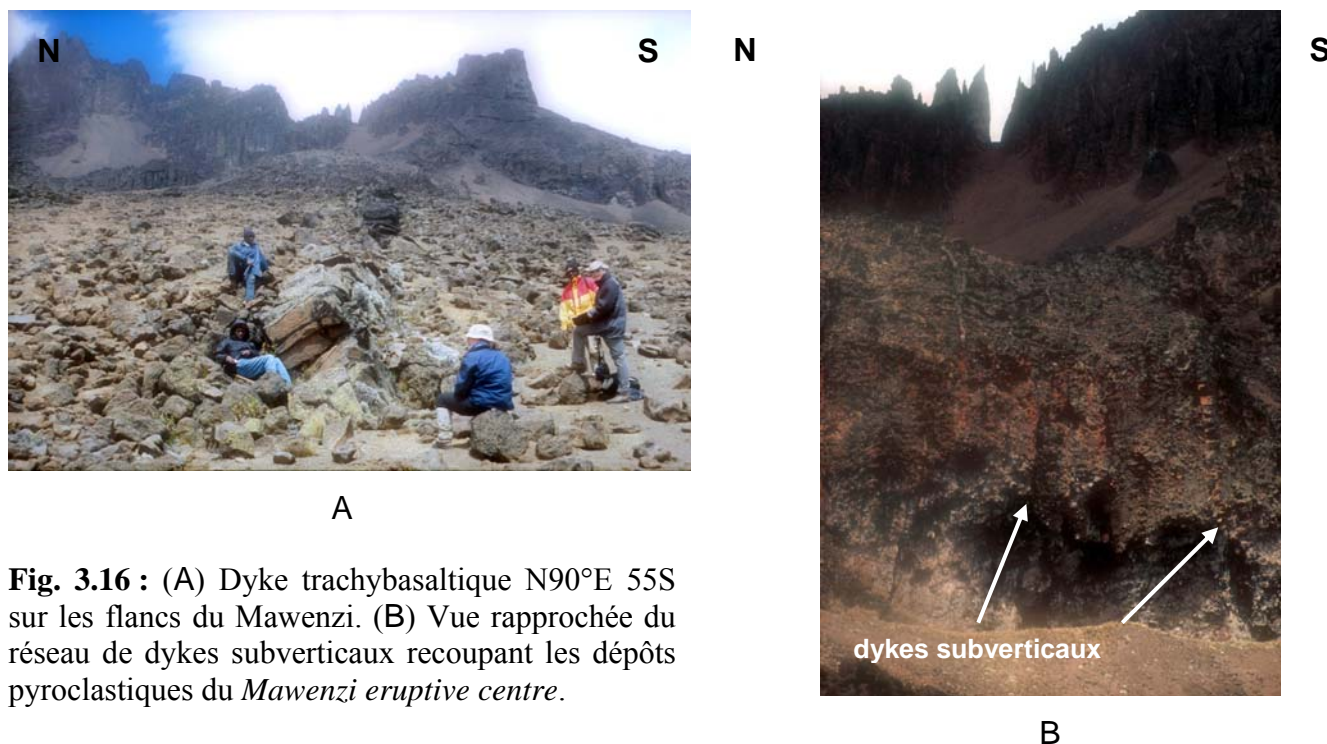


Au niveau de l’affleurement 05KI43, nous avons pu échantillonner une coulée de lave d’environ 3 à 4 m d’épaisseur provenant du Mawenzi. Celle-ci s’est mise en place sur une surface d’érosion glaciaire, et montre à sa base une brèche autoclastique d’environ 50 cm. Après sa mise en place, elle a été, elle-même, affectée par les glaciations quaternaires les plus récentes puisque sa partie supérieure présente un lissage caractéristique ainsi que de nombreuses stries d’orientation  $30^{\circ} \rightarrow N200^{\circ}E$  (Fig. 3.15), induites par le frottement des glaciers.

Le dernier affleurement observé pendant la campagne 2005 (05KI45) nous a permis de collecter un échantillon trachybasaltique dans un dyke de l’important réseau du Mawenzi (Fig. 3.16). Il affleure sur une petite crête, dans les éboulis, à la base du centre éruptif principal. Ce dyke d’orientation  $N90^{\circ}E 55S$  a une épaisseur d’environ 2 m et une longueur approximative de plus d’une dizaine de mètres. Aucune bordure figée n’apparaît clairement au niveau des épontes, mais le cœur de cette intrusion présente en lame mince une texture doléritique caractéristique (Tab. 3.1).



**Fig. 3.15 :** (A) Coulée trachybasaltique sur les flancs du Mawenzi (05KI43). (B) Surface striée d’origine glaciaire affectant la coulée 05KI43.



**Fig. 3.16 :** (A) Dyke trachybasaltique N90°E 55S sur les flancs du Mawenzi. (B) Vue rapprochée du réseau de dykes subverticaux recoupant les dépôts pyroclastiques du *Mawenzi eruptive centre*.

#### 4. Les cônes adventifs sub-actuels (*Parasitic activity*).

Les flancs Nord Ouest et Sud Est du Kilimandjaro sont localement jalonnés par un très grand nombre de petits cônes stromboliens (~ 100 m de haut) majoritairement composés de scories mais pouvant être associés à des coulées de laves. Cette activité parasite tardive (< 200 ka) se met en place à l'aplomb de réseaux de fractures. Elle est très fréquente dans la région de Monduli-Arusha et du Kilimandjaro.

Sur le Kilimandjaro, ces centres tardifs ont pu être échantillonnés au niveau de la Saddle (haut plateau entre Kibo et Mawenzi) et de la zone de Rombo (basses pentes du flanc Sud Est du Mawenzi). Les coulées associées à ces centres peuvent être de grande taille avec des épaisseurs proches de la dizaine de mètres et présentent fréquemment une prismation bien visible (Fig. 3.17).





A



B

**Fig. 3.17 :** (A) Cônes stromboliens adventifs tardifs ( $< 200$  ka) sur le plateau de Saddle entre Kibo et Mawenzi, cliché vers l'Ouest. (B) Coulée de lave basaltique prismée grossièrement, associée à l'activité parasite tardive, et mise en place sur un paléosol rubéfié dans la zone Rombo à l'Est de Marangu.





## **B. Nouveaux âges K-Ar sur le massif volcanique du Kilimandjaro, Divergence Nord Tanzanienne, Rift Est Africain.**

Philippe Nonnotte, Hervé Guillou, Bernard Le Gall, Mathieu Benoit, Joseph Cotten et Stéphane Scaillet.

Article soumis à **Journal of Volcanology and Geothermal research.**

Le Kilimandjaro est avec son sommet culminant à 5895 m, la montagne la plus haute d'Afrique. Cet immense édifice volcanique est composé de trois centres éruptifs principaux, alignés suivant une direction N110°E (Shira, Kibo et Mawenzi d'Ouest en Est). Il s'est mis en place dans une zone clé où un linéament volcanique majeur N80°E recoupe une discontinuité de socle NW-SE de premier ordre. Dix-sept âges K-Ar (sur mésostase microcristalline) ont été acquis sur les laves et les faciès intrusifs issus de ces trois centres, et confirment que l'activité volcanique plio-quadernaire du Kilimandjaro est clairement polyphasée. Les plus anciennes phases d'activités commencent à ~2,5 Ma au niveau du Shira, et nos données suggèrent que la dernière phase importante s'est produite vers 1,9 Ma, juste avant l'effondrement de la partie Nord de cet édifice. L'activité magmatique se déplace par la suite vers l'Est sous les centres du Mawenzi et du Kibo, où les premiers événements volcaniques sont datés à ~1 Ma. Deux âges K-Ar obtenus sur les roches les plus récentes du Mawenzi échantillonnées à proximité du sommet actuel, et appartenant aux formations *Neumann Tower-Mawenzi group* (492 ka) et *Mawenzi eruptive centre* (448 ka), montrent qu'elles se sont mises en place lors des derniers stades d'édification de ce centre éruptif. Alors que l'activité éruptive cesse sur le Mawenzi, elle se poursuit sur le Kibo jusqu'à une période sub-actuelle. La plus ancienne roche datée pour le Kibo (482 ka) a été échantillonnée dans un dyke appartenant à la formation de *Lava Tower group*, et affleurant à l'altitude de 4600 m. L'activité magmatique principale pour le Kibo a été enregistrée par deux formations dont les laves se sont épanchées sur de très grandes surfaces – le *Rhomb Porphyry group* et le *Lent group* – et qui se sont mises en place dans un intervalle de temps faible : ~460-360 ka (incluant deux périodes érosives) et 359-337 ka, respectivement. Sur la base de la datation des

laves du *Caldera Rim group*, il apparaît que l'édification du cône actuel a été réalisée sur une période allant de 274 à 170 ka. Les nouveaux âges obtenus pour les principales phases d'activité volcanique du Kibo coïncident relativement bien avec les plus anciennes glaciations quaternaires enregistrées. L'interaction entre les phénomènes éruptifs et les glaciers a donc dû jouer un rôle important dans le déclenchement de processus d'effondrement et la mise en place des lahars associés. La dernière activité volcanique, vers 200-150 ka, est caractérisée par la formation du cratère sommital actuel du Kibo, et par le développement de linéaments volcaniques, sur les pentes Nord Ouest et Sud Est du Kilimandjaro, constitués par de nombreux cônes stromboliens isolés. Ces linéaments prennent place à l'aplomb de fractures profondément enracinées, et leur changement de directions au cours du temps peut être relié à la rotation du champ de contraintes local.

**Mots clés :** Kilimandjaro, Rift Est Africain, datations K-Ar, histoire volcanique, Tanzanie.



## **New K-Ar age determinations of Kilimanjaro volcano in the North Tanzanian diverging rift, East Africa**

Philippe Nonnotte <sup>a\*</sup>, Hervé Guillou <sup>b</sup>, Bernard Le Gall <sup>a</sup>, Mathieu Benoit <sup>a</sup>, Joseph Cotten <sup>a</sup>, Stéphane Scaillet <sup>b</sup>

<sup>a</sup> CNRS-UBO, UMR 6538, IUEM, Place N. Copernic, 29280 Plouzané, France

<sup>b</sup> CEA-CNRS, UMR 1572, LSCE, Domaine du CNRS Bat. 12, Avenue de la Terrasse, 91198 Gif sur Yvette Cedex, France

\* corresponding author.

**The Kilimanjaro is the African highest mountain and culminates at 5895 m high. This huge volcanic edifice is composed of three main centres along a N110°E-striking axis (Shira, Kibo and Mawenzi from W to E), and emplaced in a key area where a major N80°E-oriented volcanic lineament intersects a first-order NW-SE basement fault-like discontinuity. Seventeen K-Ar ages (on microcrystalline groundmass) acquired on lavas and intrusive facies from the three eruptive centres confirm that the Plio-Quaternary volcanicity of Kilimanjaro is clearly polyphased. The oldest phases of volcanic activity begun at ~2.5 Ma in the Shira vent and our data suggest that the latest important phases occurred around 1.9 Ma, just before the collapse of the Northern part of the edifice. Magmatic activity then shifted eastwards in the Mawenzi and Kibo twin centres where initial volcanism is dated at ~1 Ma. Two K-Ar ages obtained for the most recent Mawenzi rocks from the *Neumann Tower-Mawenzi group* (492 ka) and *Mawenzi eruptive centre* (448 ka) near the present summit are linked to the final stage of edification for this centre. Whereas the eruptive activity ceased in the Mawenzi, it still continued on Kibo since sub-actual time. The oldest dated rocks from Kibo (482 ka) is obtained on a dyke from the *Lava Tower group* cropping out at 4600 m high. The main phase of magmatism on Kibo is recorded by two lava formations with a great spatial extension - the *Rhomb Porphyry group* and the *Lent group* – that have been emplaced in a short time interval at ~460-360 ka (including two erosive stages) and 359-337 ka, respectively. Based on the dating of *Caldera rim group* lavas, it is shown that the edification of the present cone was accomplished in a period ranging from 274 to 170 ka. The new ages**

**obtained for the main episodes of volcanic activity on Kibo appear to roughly coincide with the oldest known Quaternary glaciations. The interacting between eruptive phenomena and the ice cover is assumed to have played an important role in triggering collapse processes and associated lahars deposits. The last volcanicity, around 200-150 ka, is marked by the formation of the present summit crater in Kibo and the development of linear parasitic volcanic belts, constituted by numerous strombolian-type isolated cones on the NW and SE slopes of Kilimanjaro. These belts are likely to occur above deep-seated fractures that have guided the magma ascent, and the changes in their directions with time might be related to the rotation of recent local stress field.**

**Keywords:** Kilimanjaro, East African Rift, K-Ar dating, volcanic history, Tanzania

## INTRODUCTION

The Eastern Branch of the East African Rift System diverges southwards at 3°S from a single and narrow (<50 km) NS-trending volcanic rift valley in southern Kenya to form a 300 km-wide three-arm rift system - the North Tanzanian Divergence (NTD hereafter) of Dawson (1992) – as approaching the Tanzanian craton (Ebinger et al., 1997). The abrupt change in style of rifting and magmatism coincides with a ~50 km-wide transverse volcanic chain extending ~at N80°E, *i.e.* perpendicular to the main rift axis, over more than 200 km from the Ngorongoro crater to the Kilimanjaro volcano eastwards. South of the so-called Ngorongoro-Kilimanjaro Volcanic Belt (NKVB in the text), the only evidence of rifting at the surface are a series of basement tilted blocks and associated half-graben basins. There, the rapid and nearly total disappearance of magmatism indicates that the thermal influence of the mantle plume responsible for the extensive volcanic complexes in the Kenya rift further N is no longer effective over the North Tanzanian rifted domain. The NKVB comprises numerous (~ 20) individual volcanic edifices ranging in age from 8 Ma to Present (Dawson, 1992). Existing radiometric dataset have been preferentially devoted to volcanic rocks in the central and western parts of the NKVB that connect the S Kenya axial trough (N) and the Eyasi-Manyara rift arms (S) (Foster et al., 1997). Very few ages determinations have been yet obtained about the easternmost part of the NKVB that lies in an off-axis position with regards to the main rifted domain in Kenya (Fig. 3.18). Therefore, no accurate age migration of magmatism has

been so far established throughout the NKVB, as a whole. Paradoxically, recent radiometric dating have not been applied to Mount Kilimanjaro though forming the most prominent volcanic construction of the East African Rift. Compiling the few published ages (x 7) for the three cones (Shira, Kibo and Mawenzi) forming Kilimanjaro (Evernden and Curtis, 1965; Baker et al., 1971; Evans et al., 1971; Bagdasaryan et al., 1973; Wilkinson et al., 1986) shows a polyphased volcanic history over the past 2 Ma, between 2.3 and 0.17 Ma (Dawson, 1992), but given the uncertainties about these data, it is difficult to establish a genetic link between the Shira, Mawenzi and Kibo magmatic activities.

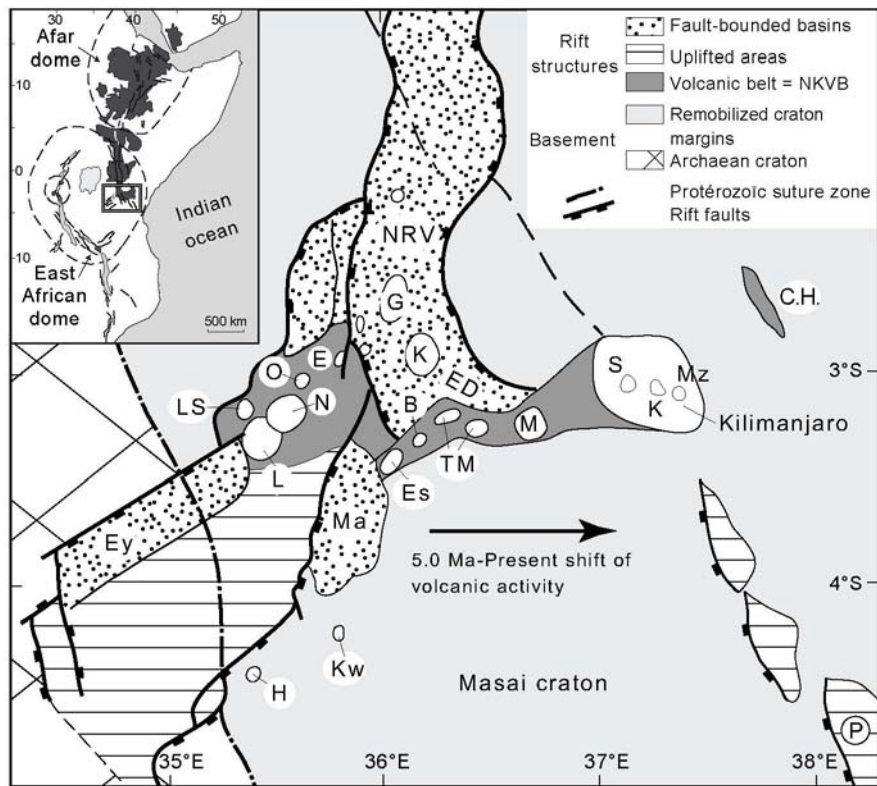
On the basis of newly-acquired ages determinations of effusive and extrusive mafic volcanics from Kilimanjaro, the main purposes of the present study are first to attempt to precise, in terms of duration, temporal/spatial distribution and emplacement mechanisms, each successive magmatic phase that finally led to the built-up of the Kilimanjaro polyphased volcano. Some assumptions about basement structural control and stress field conditions during the youngest parasitic volcanic episode are also presented. Most of the representative volcanic formations of Kilimanjaro have been sampled on the southern flank of the edifice and seventeen rock samples have been selected and dated by Unspiked K/Ar method. It should be noticed that the petrological and geochemical characteristics of dated lavas and dykes are not detailed in this work and are discussed in a companion paper (Nonnotte et al., in prep.). *However, the range of petrological compositions of Kilimanjaro lavas is illustrated in the Total-Alkali-Silica classification diagram (Fig. 3.20) of Le Bas et al. (1986).*

At a greater scale, compiling existing radiometric ages about volcanic edifices in the NTD allows us (1) to deduce the easterly shift of magmatism along the NKVB during Neogene time, and (2) precise the tectono-magmatic significance of Kilimanjaro with respect to the North Tanzanian rift framework.

## **GEOLOGICAL CONTEXT**

### **Tectono-magmatic rift framework**

The 50 x 200 km NKVB comprises numerous volcanic edifices, and their extensively distributed effusive and air-fall material, that were emplaced during the time interval 8 Ma-Present (Evernden and Curtis, 1965; Baker et al., 1971; Evans et al., 1971; Bagdasaryan et al., 1973; Macintyre et al., 1974; Wilkinson et al., 1986; Dawson, 1992; Foster et al., 1997) close



**Fig. 3.18:** Sketch structural map of the transition zone between the South Kenya rift and the North Tanzanian Divergence. Note the location of Mount Kilimanjaro at the eastern end of the transverse volcanic belt (NKVB: Ngorongoro-Kilimanjaro Volcanic Belt). H: Hanang, Kw: Kwaraha, L: Loolmalasin, LS: Lemagrut-Sadiman, N: Ngorongoro, O: Olmoti; E: Empakai, G: Gelai, K: Ketumbeine, Es: Essimingor, B: Burko, TM: Tarosero-Monduli, M: Mt Meru, S: Shira, K: Kibo, Mz: Mawenzi, C.H.: Chyulu Hills; Ey: Eyasi basin, Ma: Manyara basin, NRV: Natron Rift Valey, ED: Engaruka depression; P: Pare mountains. Inset: location of the North Tanzanian volcanic province at the Southern extremity of the Eastern branch of the East African rift system.

to, or following in part, a fundamental lithospheric-scale discontinuity between Proterozoic terranes of the Mozambique Belt and Archaean cratonic blocks involving the Masai nucleus (Fig. 3.18).

The 2D-map structural pattern of the NTD is dominated by variously-trending volcanic axes, outlined by individual edifices or eruptive centers, that indicate a dominant fissure control at depth (Fig. 3.18). A NE-SW trend is marked to the W by a N40°E volcanic segment, enclosing ten major shield volcanoes of the Crater Highlands, that passes laterally to the SW into the >100 km-long Eyasi fault system. Further E, the Tarosero, Essimngor and Burko volcanoes are also aligned at NE-SW in the southern prolongation of the Magadi-Natron NS axial trough in S Kenya. A N80°E trend is exclusively expressed by three aligned volcanoes (Monduli, Meru and Kilimanjaro) along the eastern part of the NKVB. Lastly, NW-SE axes are outlined by the fissure volcanism associated with the parasitic activity on the SE flank of Kilimanjaro and on the Chyulu Hills that both represent the most external off-axis magmatism in the NKVB. The arrangement of dated volcanic features in the NTD into tectonomagmatic lineaments supplies additional insights on its structural history during the onset of magmatism. The compilation of existing radiochronological ages (Evernden and Curtis, 1965; Baker et al., 1971; Evans et al., 1971; Bagdasaryan et al., 1973; MacIntyre et al., 1974, Wilkinson et al., 1986, Dawson, 1992, Foster et al., 1997) reveal a rough E-W age progression which is due to a shift of magmatic activity eastwards in the time range 5.0 Ma-Present. The precursor volcanics in the NTD are nephelinites, 8.1-7.3 Ma in age, emplaced in the Essimngor region (Bagdasaryan et al., 1973), but the main volcanic activity started at 5.0 Ma and involved three successive magmatic stages until recent times.

From 5.0 to 2.5 Ma, magmatism was still persistent in the Essimngor area, but shifted for the first time to the W, at the southern extremity of the incipient Eyasi oblique belt where the Lemagrut, Sadiman and Manyara edifices were erupted intermittently in the time range 5.5-4.5 Ma (Bagdasaryan et al., 1973 ; Foster et al., 1997). In the time period 3.7-2.5 Ma, renewal of magmatism was marked by ongoing activity in older volcanic areas (Lemagrut, Sadiman), and its lateral spreading over intact domains such as (1) the central (Ngorongoro) and NE (Mosonik) parts of the Eyasi volcanic belt, and (2) the Engaruka oblique depressed zone in the SSE prolongation of the Magadi-Natron axis (Bagdasaryan et al., 1973).

Dramatic changes in magmatism distribution took place at around 2.5 Ma in the developing NTD. To the W, magmatism waned markedly at the SW extremity of the Eyasi belt whereas new eruptive centers were emplaced further NE (Olmoti) up to the intersection with the Magadi NS axis (Manega, 1993 ; Foster et al., 1997). In the Essimngor central



domain, ongoing volcanism shifted eastwards along the NE-SW-trending Tarosero axis, as well as in the Engaruka and Ketumbeine areas (Bagdasaryan et al., 1973; MacIntyre, 1974). Lateral widespread of the volcanic province to the E also expressed by the built up of a new magmatic segment, about 100 km-long, enclosing the Monduli, Shira edifices and Mt Meru area (Wilkinson et al., 1986 ; Le Gall et al., submitted). From 1.5 Ma to Present, there was a nearly total abandonment of magmatism throughout the Eyasi transverse belt to the W. Only sporadic volcanic activity occurred within the Ngorongoro crater by local fissure-type basaltic eruptions (Le Gall et al., submitted). Along the Manyara-Balangida N20-N60°E axis, the Kwaraha and Hanang isolated eruptive centers were synchronously emplaced at ~1.5 Ma (Bagdasaryan et al., 1973), hence forming the southernmost surface expression of synrift magmatism in the eastern branch of the EARS. In the central domain, magmatism spread over a larger province including the Embagai, Gelai and Burko volcanoes (Manega, 1993). The easterly shift of magmatism persisted along the NKVB until recent time by the emplacement of lavas in the Mt Meru, Kilimanjaro and Chyulu Hills sectors (Saggerson, 1963; Haug and Strecker, 1995, Le Gall et al., submitted) with the edification of these volcanoes and the emplacement of fissure type parasitic tuff cones.

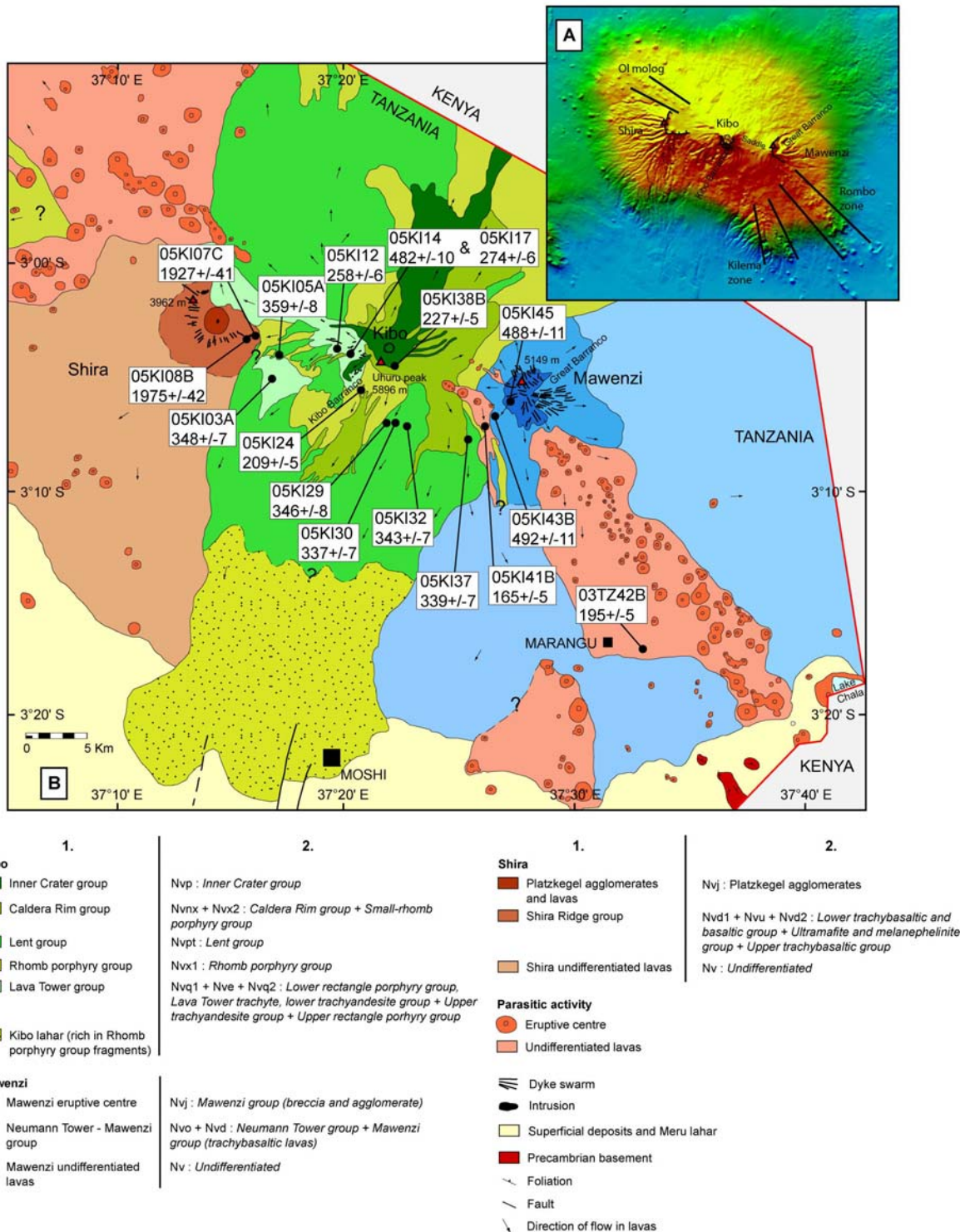
### **Geological features of Mount Kilimanjaro**

On the simplified structural map (Fig. 3.18), Mount Kilimanjaro is located in a key-area where the N80°E-oriented axis of the NKVB intersects the NW-SE trace of the ASWA basement shear zone (Chorowicz, 1989; Coussement, 1995) that continues further SE by the Pangani rift arm (Fig. 3.18). Kilimanjaro is a 40 x 60 km elliptic edifice with three centres equally spaced along a N110°E-striking axis (Fig. 3.19A) and resting on a floor composed of Middle to Late Tertiary erosion products of surrounding Precambrian basement rocks of the Mozambique Belt (Dawson, 1992). The contrasted morphology and volcano-stratigraphy of the three centres both testify to an intricate and polyphased volcanic history which is briefly commented below. The volcano-stratigraphic template used in this work (see the sketch geological map of Figure 3.19B) is chiefly derived from the nomenclature established by previous authors (Downie et al., 1956, 1965; Downie and Wilkinson, 1972), further completed by new petrological and geochronological data obtained during this study on the southern flank of Kilimanjaro. The initially sub-circular cartographic arrangement of the Shira and Mawenzi units is still recognizable on the map of Figure 3.19B though having been subsequently obscured by younger formations from Kibo and by numerous parasitic cones.

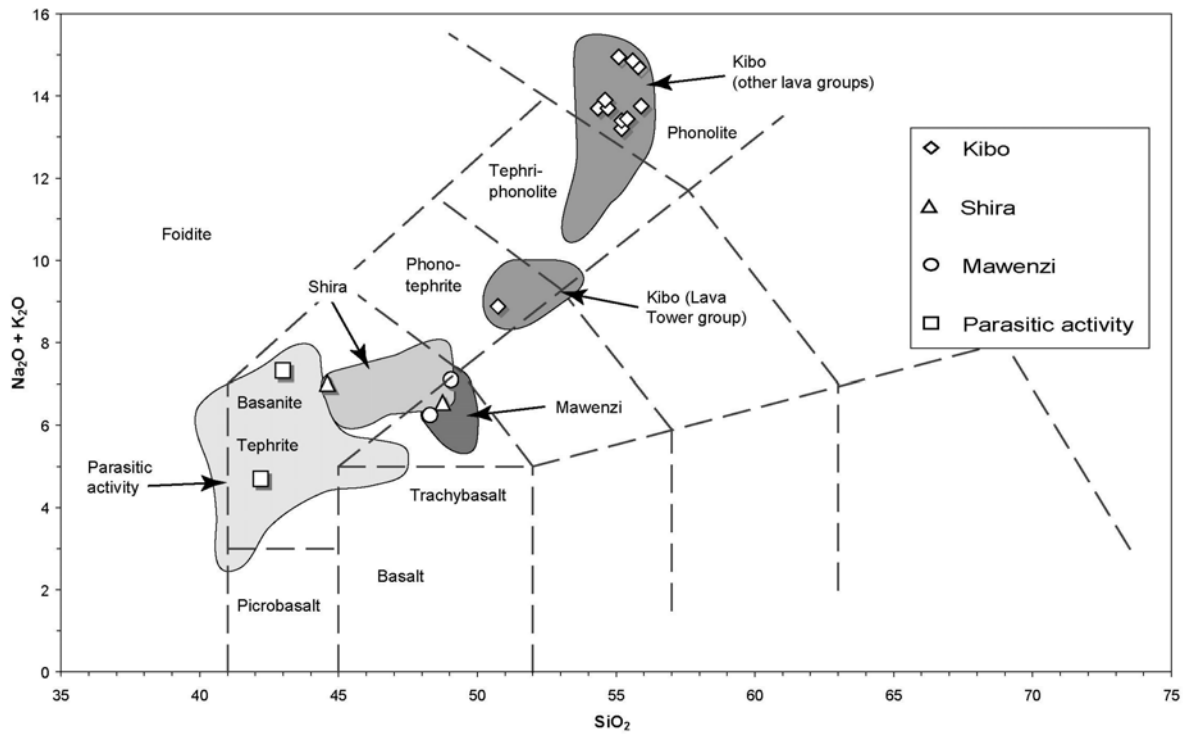
Shira forms a broad upland plateau at about 3800 m with higher summits culminating at 3962 m. The eastern collapsed part of its crater rim is severely degraded by erosion and partly overlapped by Kibo formations. Volcanic rocks of Shira are mainly basic lavas with considerable amounts of pyroclastic material. The so-called *Platzkegel agglomerate* in the centre of the caldera is composed by a heterogeneous assemblage of basaltic breccias and thin lava flows later intruded by few dolerite and essexite dykes. This structure can be interpreted as either a protrusion or a vent infilling (Downie and Wilkinson, 1972). The *Shira Ridge group* mainly comprises pyroclastic material ranging from basanites to tephrites (Fig. 3.20) with additional basalts and nephelenites (Downie and Wilkinson, 1972). These breccias are cut by an important radiating dyke swarm involving steep to subvertical basanitic dykes (~1 m-thick) and a few intrusions of essexite.

Located to the E, Mawenzi is the remnant of a volcanic cone forming a horse shoe-shaped ridge opened to the NE and culminating at 5149 m. Its present-day tower-like morphology results from a dense radial mafic dyke swarm (>500 intrusions) deeply incised by erosion. They can be grouped into one set compositionally homogeneous intrusive rocks with basaltic to trachybasaltic affinities (Fig. 3.20), cutting through all the Mawenzi formations. The *Neumann Tower-Mawenzi group* comprise numerous lava flows, with similar affinities, that overlie earlier eruptive products from the main vent, over the western slopes. The *Mawenzi eruptive centre* is mainly constituted by pyroclastic breccias and blocky lava flows.

The central edifice Kibo is the main peak of Kilimanjaro (5995 m). It is characterized by a cone-shaped morphology with slopes around 30° overhanging the 'Saddle' plateau between Kibo and Mawenzi peaks. Its summit is composed of a 2.5 km caldera enclosing a 900 m-wide inner crater and the smaller 200 m-wide 'Ash pit'. The volcano-stratigraphy of Kibo is rather more complicated and results principally from extrusion of undersaturated rocks, and to a lesser extent from emplacement of pyroclastic material. From bottom up, the Kibo volcanic pile is composed as follows: (1) The *Lava Tower group* is dominated by lavas ranging from phono-tephrites to tephri-phonolites (Fig. 3.20) with tabular sodic feldspar phenocrysts. (2) The *Rhomb Porphyry group* is the most distinctive formation of Kibo with tephri-phonolite (Fig. 3.20) to phonolite lavas characterized by rhomb mega-phenocrysts of sodic feldspars (30-40 mm-long). (3) The *Lent group* involves aphyric phonolite (Fig. 3.20) lava flows, commonly underlain by basal obsidian horizons. It spreads widely on the northern and southern flanks as a flank eruption unit. (4) The *Caldera Rim group* is constituted by porphyritic tephri-phonolite to phonolite (Fig. 3.20) lavas containing nepheline and sodic



**Fig. 3.19:** A, SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) digital elevation model of Kilimanjaro (lateral resolution: 90 m, vertical resolution: 16 m, no vertical exaggeration) showing the main morphotectonic features. The trace of faults inferred to have controlled the linear parasitic belts is drawn B, Simplified geological map of the three volcanic centres of Mount Kilimanjaro (modified after Downie et al., 1965), with the localisation of the samples and the corresponding K-Ar Unspiked ages (ka). 1. Main volcanic units (this study), 2. Original volcanostratigraphic nomenclature from Downie et al. (1965).



**Fig. 3.20:** Total-alkalis-silica (TAS) diagram illustrating the range of petrological compositions for lavas erupted on the three centres and from the parasitic activity of the Mount Kilimanjaro. The fields are from Le Bas et al. (1986).

feldspar phenocrysts. It principally erupted from the present crater of Kibo. (5) The *Inner Crater group* occurs in the present summit crater floor and overflowed to the N. It represents the last volcanic activity on Kibo. It is predominantly composed of phonolite lava flows where aeagyrine phenocrysts can be found (Downie and Wilkinson ,1972). No historical eruptions have been recorded on Kibo that still retains heat, with a fumarolic activity at its summit crater, and may not yet be completely extinct.

The NW and SE flanks of Kilimanjaro are largely obscured by a large number (>250) of small cinder cones of strombolian scorias and associated lava flows (from micro-basalts to trachybasalts, with also basanites and ankaramites) that are concentrated along three nearly parallel (N120-140°E) belts, the Kilema and Rombo zones to the SE and the Ol Molog zone to the NW, that die out at an altitude of about 4000 m.

### **K/Ar DATING METHODOLOGY AND SAMPLES CHARACTERISTICS.**

A total of seventeen samples, including both extrusive (thirteen) and intrusive (four) facies from three eruptives centres, have been selected for  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  ages determinations. Despite its restricted geographical location over the southern flank of Mount Kilimanjaro, the sampled collection which was guided by field geology and mapping, to provide the timing and duration of each volcanic unit, is assumed to be representative of the entire magmatic succession and to further characterize each individual formation. This choice is reinforced by the nearly symmetrical mapped distribution of most of the volcanic series on both flanks of the Kilimanjaro.

One of the main assumptions, when using the K-Ar system is the “closed system” one. Consequently, to reduce if not to avoid disturbances of the K-Ar clock related to loss or gain of  $^{40}\text{K}$  and or  $^{40}\text{Ar}^*$ , only rocks with little or no traces of alteration were selected for dating. Degree of alteration was estimated from macroscopic and microscopic observation. Loss On Ignition (LOI, Table 3.2) was determined along with the major element analyses (Nonnotte et al., *in prep.*) and range from -0.35% to 1.8%. The thin sections of the three samples with LOI >1% (05KI14, 05KI24 and 05KI29) were carefully observed to check the groundmass alteration. The groundmass appears systematically devoid of alteration products. However, we can notice that giant sodic feldspars phenocrysts of samples 05KI14 and 05KI24 present a classical alteration in sericite, and that sample 05KI29 present amphibole phenocrysts. The



determination of LOI was made on whole-rock powder including the phenocrysts, and not on groundmass only, which can explain the LOI >1% for three samples.

The samples were crushed, sieved to 0.25-0.125 mm size fraction and ultrasonically washed in  $C_2H_4O_2$ . Potassium and argon were measured on the microcrystalline groundmass. Phenocrysts and xenocrysts, which are potential carriers of extraneous  $^{40}Ar$  (including excess and inherited components) were eliminated using magnetic, gravimetric, and visual hand picking separation (Guillou et al., 1996). This process increases the K content as well as the percentage of radiogenic argon over the bulk rock values, and removes at least some potential sources of systematic error due to the presence of excess  $^{40}Ar^*$  (Laughlin *et al.*, 1994) known to occur in olivine and pyroxene.

K was analyzed by ICP-AES (Cotten et al., 1995) with a relative precision of 1%. A description of the unspiked technique and the instrument used for Ar measurements is presented elsewhere (Charbit et al., 1998). The unspiked technique differs from the conventional isotope dilution method in that the argon extracted from the sample is measured in sequence with purified aliquots of atmospheric argon, at the same working gas pressure in the mass-spectrometer. This allows one to suppress mass discrimination effects between the atmospheric reference and the unknown (*i.e.* sample), and allows quantities of radiogenic  $^{40}Ar^*$  as small as 0.14% to be detected on a single-run basis (Scaillet and Guillou, 2004). Argon was extracted from 1 to 2.0 g groundmass samples by radio frequency induction heating in a high-vacuum glass line and purified with titanium sponge and SAES Zr-Al getters. Isotopic analyses were made on  $^{40}Ar$  quantities ranging from  $1.0 \times 10^{-11}$  moles to  $5.0 \times 10^{-11}$  moles, using a  $180^\circ$ , 6 cm-radius mass spectrometer with an accelerating potential of 620 Volts. The spectrometer was operated in a semi-static mode; data were measured on a double faraday collector in sets of 100 using a 1 second integration time. The sensitivity of the mass spectrometer is about  $5.1 \times 10^{-15}$  moles/mV with amplifier background of 0.075 V for  $^{40}Ar$  ( $10^9$  ohms resistor) and 5.75 mV for  $^{36}Ar$  ( $10^{11}$  ohms resistor). The atmospheric isotopic composition of the procedural blanks was checked by repeated processing of zero-age samples.

The manometric calibration is based on periodic, replicate determinations of international dating standards of known K-Ar age using the same procedure as for the unknowns (Charbit et al., 1998). This allows the total  $^{40}Ar$  content of the sample to be determined with a precision of about  $\pm 0.2\%$  ( $2\sigma$ ). Standards used include LP-6 ( $127.8 \pm 0.7$  Ma: Odin et al., 1982) and HD-B1 ( $24.21 \pm 0.32$  Ma: Fuhrmann, 1987; Hess and Lippolt,

1994; Hautmann and Lippolt, 2000). At the 95% confidence level, the values adopted here are consistent with those obtained for several  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  standards intercalibrated against biotite GA-1550 (Renne et al., 1998; Spell and McDougall, 2003).

The unspiked K-Ar method is preferred for dating these Quaternary volcanic rocks (Guillou et al., 1998) because it has been extensively used with success to date recent volcanic edifices (De Rosa et al., 2003; Guillou et al., 2000, 2001, 2004a, 2004b, 2005, Carracedo et al., 2007). This technique has also been successfully applied in comparative (unspiked K-Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) dating of Quaternary samples (Guillou et al., 1998, Ackert et al., 2003, Singer *et al.*, 2004, Guillou et al., 2004c) and also in comparison with  $^{14}\text{C}$  (Carracedo et al., 2007). Nevertheless, the unspiked technique relies, as does the conventional one, on the fundamental assumptions of K-Ar dating (Dalrymple and Lanphere, 1969). The densitometric and magnetic separations minimize, but do not eliminate the probability of erroneously old ages owing to inherited  $^{40}\text{Ar}$  trapped in phenocrysts and/or xenocrysts. The main unknown in the unspiked K-Ar method is the isotopic composition of the initial argon in the samples. In other terms, we must assume that, at the time of formation, the  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  ratio of the sample was the modern atmospheric value (295.5). As a result, the calculated errors, which are the analytical errors, may in some cases be lower than the real errors if the dated sample contained excess  $^{40}\text{Ar}^*$ . Excess  $^{40}\text{Ar}^*$  is usually considered insignificant in subaerial lava flows (Kelley, 2002) and mainly restricted to potassic magmas (Villa, 1991), although it may be present in the groundmass of some basaltic samples (Guillou et al., 2000; 2001). However, such abnormal results may be identified by their incompatibility with the general stratigraphy of the volcanic edifices. Argon loss may be another concern, but this is not very frequent in young and, therefore, rather fresh basalt samples that have been subaerial since their eruption. Consequently only samples which were clearly assigned to a formation or to a volcanic unit were retained for dating in order to perform a direct comparison between the radiometric ages and the field stratigraphy. This is a primary check on the geological significance of the ages.

The geological characteristics of dated samples are presented in Table 3.2, and their geographical coordinates (GPS location) are shown on Figure 3.19B.

- The two samples from the *Shira Ridge group* are (1) a subvertical basic dyke (05KI08B) and (2) a blocky lava flow (05KI07C) from its country-rocks.

- Two trachybasaltic samples collected from Mawenzi centre are (1) a lava flow of the *Neumann Tower-Mawenzi group* (05KI43B) resting on a glacial erosion surface, and (2) a

basic dyke (05KI45) which is part of the important swarm intruding the pyroclastic breccias of the *Mawenzi eruptive centre*.

- Eleven samples were collected on the southern flank of Kibo. They consist, from bottom up in the stratigraphic order, of: (1) One subvertical phono-tephritic dyke of the *Lava Tower group* (05KI14). (2) Lava flows (x 5) of the *Lent group* formation (05KI05A, 05KI29, 05KI30, 05KI32 and 05KI37) resting on a glacial erosion surface affecting the top of lavas from the *Rhomb porphyry group*. (3) One lava (05KI03), inferred to belong to the *Lent group* because of its petrographic and geochemical affinities, but in apparent disagreement with its cartographic location in a crest above deeply incised *Lava Tower group* formations. (4) Sampled rocks from the *Caldera Rim group* (x 4) consist of the rim of the 'Lava Tower' neck-like protrusion (05KI17) which fed one of the most important flows of the Kilimanjaro, together with lava flows (x 3) emitted from various eruptive vents on Kibo. Rock sample 05KI12 is from a formation overlying an erosion surface affecting the *Lava Tower group* rocks; 05KI24 is part of a lava flow resting on top of the 'Kibo Barranco' western wall; lastly, 05KI38B is a glassy phonolite extracted from the lower chilled margin of a lava flow cropping out at Stella Point, *e.g.* close to the Kibo summit.

- Two basanitic lavas were sampled in the formations associated with the late parasitic activity. 05KI41B was taken in a 15 m-thick lava flow, emplaced on the 'Saddle' from the strombolian eruptive centres, between Kibo and Mawenzi. 03TZ42B was sampled in a poorly-exposed prismatic lava flow in the Marangu area (Rombo zone).

### **UNSPIKED K/Ar DATA.**

Our new Unspiked K-Ar data are presented in Table 3.2 and Figure 3.19B, and are compared to previously published ages.

- Both the lava sample (05KI07C) and one of its possible feeder dyke (05KI08B) from Shira yield nearly similar ages of  $1927 \pm 41$  ka and  $1975 \pm 42$  ka respectively, within the analytical uncertainty. These two ages are coherent at the  $2 \sigma$  level, but their mean values are younger than the value of  $2300 \pm 400$  ka, previously obtained by Bagdasaryan et al. (1973) on a sample from the western slopes of Shira. They might be related to the latest phases of activity in the Shira centre, but no clear link can be established with the emplacement of the *Platzkegel agglomerate*.

- The two Mawenzi samples (05KI43B and 05KI45) yield similar ages of  $492\pm 11$  ka and  $488\pm 11$  ka, respectively. They are equivalent at the  $2\sigma$  level to the ages of 514 ka obtained by Evernden and Curtis (1965) for Mawenzi trachybasalts, but significantly younger than the  $950\pm 50$  ka age published by Bagdasaryan et al. (1973) for a sample from the eastern slopes. On the basis of field observation and cartographic arrangement, the pyroclastic products of the *Mawenzi eruptive centre* can be considered as roughly contemporaneous to the major dyke swarm. The petrological homogeneity and the temporal relationships between the lavas of the *Neumann Tower-Mawenzi group* and the intrusive facies of the *Mawenzi eruptive centre* both show that these two units were produced during the same volcanic activity period, with the dyke swarm probably feeding the lava formations.

- The dyke from the *Lava Tower group* (05KI14) is dated at  $482\pm 10$  ka, in agreement with the age of 463 ka proposed by Evernden and Curtis (1965) for a phonolite of the same suite. This volcanic suite is the oldest formation actually exposed on Kibo, in large valleys on the western upper flank of the main cone.

- The ages for rocks belonging to the *Lent group* (05KI05A, 05KI29, 05KI30, 05KI32 and 05KI37) range from  $359\pm 8$  ka (05KI05A) to  $337\pm 7$  ka (05KI30). Sample 05KI03A shows an age of  $348\pm 7$  ka, falling in the same range of lava ages related to the *Lent group*. The large spatial distribution of this formation, at the scale of the entire edifice, in addition to the reduced time interval for its emplacement, both suggest that the lava was emitted from four separate flank eruptive centres (Downie and Wilkinson, 1972) during a short period of intense volcanic activity.

- The *Caldera Rim group* samples display ages ranging from  $274\pm 6$  ka (05KI17) to  $209\pm 5$  ka (05KI24). Stella point sample 05KI38B gives an age of  $227\pm 5$  ka that falls in the range 260-170 ka previously obtained by Wilkinson et al. (1986) from anorthoclase phenocrysts. Although age determinations of lavas from the present caldera of Kibo have not been realized, our data on the lavas of *Caldera Rim group* confirm that the collapse of the summit crater and the emplacement of the phonolites belonging to the *Inner Crater group* formation are  $< 200$  ka.

- Samples associated with the latest parasitic phase (05KI41B and 03TZ42B) yield ages of  $165\pm 5$  ka and  $195\pm 5$  ka, respectively. These two ages are similar to dates of  $190\pm 10$  ka and  $170\pm 10$  ka, relevant to anorthoclase phenocrysts on samples from the caldera rim of Kibo summit (Wilkinson et al., 1986). It thus appears that the last time of activity on Kibo summit is very recent, and probably contemporaneous to the phases of parasitic activity.

	Sample	Geological characteristics	Formations (Figure 2)	TAS	LOI	K (wt.%)	Weight molten (g)	<sup>40</sup> Ar* (%)	<sup>40</sup> Ar* (10 <sup>-12</sup> mol/g)	<sup>40</sup> Ar* (10 <sup>-12</sup> mol/g) weighted mean $\pm 1\sigma$	Age (ka) $\pm 2\sigma$
<b>Shira</b>	05KI07C	blocky lava in pyroclastic breccia	Shira Ridge group	trachybasalt	0.42	2.511 $\pm$ 0.025	1.32910	52.172	8.400	8.395 $\pm$ 0.030	1927 $\pm$ 41
	05KI08B	subvertical dyke (E-W, ~10 cm thick)	Shira Ridge group	basanite	0.78	2.447 $\pm$ 0.025	1.13857	46.886	8.390	8.385 $\pm$ 0.031	1975 $\pm$ 42
<b>Kibo</b>	05KI03A	eroded lava crest	Lent group	phonolite	0.78	4.715 $\pm$ 0.048	1.17851	18.679	2.811	2.845 $\pm$ 0.011	348 $\pm$ 7
	05KI05A	lava flow (~2 m thick)	Lent group	phonolite	0.01	4.715 $\pm$ 0.048	1.68809	29.720	2.874	2.937 $\pm$ 0.013	359 $\pm$ 8
	05KI12	lava flow (~4 m thick)	Caldera Rim group	phonolite	0.73	4.665 $\pm$ 0.047	0.97493	16.709	2.891	2.089 $\pm$ 0.009	258 $\pm$ 6
	05KI14	subvertical dyke (N120, ~2 m thick)	Lava Tower group	phono-tephrite	1.8	3.300 $\pm$ 0.033	2.01963	13.183	2.112	2.758 $\pm$ 0.011	482 $\pm$ 10
	05KI17	"Lava Tower" protrusion rim	Caldera Rim group	phonolite	0.31	4.529 $\pm$ 0.045	1.53846	2.757	2.062	2.150 $\pm$ 0.009	274 $\pm$ 6
	05KI24	lava flow (~40 m thick)	Caldera Rim group	phonolite	1.21	4.562 $\pm$ 0.046	1.02941	1.677	2.224	1.657 $\pm$ 0.010	209 $\pm$ 5
	05KI29	lava flow (~5 m thick)	Lent group	phonolite	1.06	4.546 $\pm$ 0.046	1.02948	1.640	2.761	2.731 $\pm$ 0.012	346 $\pm$ 8
	05KI30	lava flow (~10-15 m thick)	Lent group	phonolite	0.48	4.726 $\pm$ 0.047	0.99589	16.205	2.705	2.758 $\pm$ 0.012	337 $\pm$ 7
	05KI32	lava flow (~10 m thick)	Lent group	phonolite	0.35	4.748 $\pm$ 0.048	1.26825	24.462	2.868	2.824 $\pm$ 0.011	343 $\pm$ 7
	05KI37	lava flow (~3 m thick)	Lent group	phonolite	0.83	4.753 $\pm$ 0.048	2.05202	9.9443	2.785	2.798 $\pm$ 0.011	339 $\pm$ 7
05KI38B	lower chilled margin (2 m thick lava flow)	Caldera Rim group	phonolite	0.07	4.735 $\pm$ 0.048	0.93082	7.622	1.833	1.863 $\pm$ 0.010	227 $\pm$ 5	
<b>Mawenzi</b>	05KI43B	eroded lava flow (~3 m thick)	Neuman Tower and Mawenzi group	trachybasalt	0.66	2.379 $\pm$ 0.024	1.02535	10.160	2.016	2.028 $\pm$ 0.010	492 $\pm$ 11
	05KI45	subvertical dyke (E-W, ~2 m thick)	Mawenzi eruptive centre	trachybasalt	-0.35	2.204 $\pm$ 0.022	1.55741	18.243	2.036	1.866 $\pm$ 0.009	488 $\pm$ 11
<b>Parasitic activity</b>	05KI41B	lava flow (~15 m thick)	Parasitic activity undifferentiated lava	basanite	0.09	1.850 $\pm$ 0.019	1.45353	4.404	0.527	0.530 $\pm$ 0.006	165 $\pm$ 5
	03TZ42B	prismatic lava flow	Parasitic activity undifferentiated lava	basanite	-0.25	1.698 $\pm$ 0.017	1.45646	4.779	0.532	0.574 $\pm$ 0.005	195 $\pm$ 5

**Tab 3.2:** Main geological characteristics and K-Ar ages for samples from Mount Kilimanjaro. Intrusive facies and lavas were named using the Total-Alkali-Silica (TAS) discrimination diagram of Le Bas et al. (1986). Age calculations are based on the decay ( $\lambda_c = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ ,  $\lambda_\beta = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ ) and abundance constants from Steiger and Jäger (1977). Standards used include LP-6 (127.8  $\pm$  0.7 Ma: Odin et al., 1982) and HD-B1 (24.21  $\pm$  0.32 Ma: Fuhrmann, 1987; Hess and Lippolt, 1994; Hautmann and Lippolt, 2000). At the 95% confidence level, the values adopted here are consistent with those obtained for several <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar standards intercalibrated against biotite GA-1550 (Renne et al., 1998; Spell and McDougall, 2003).

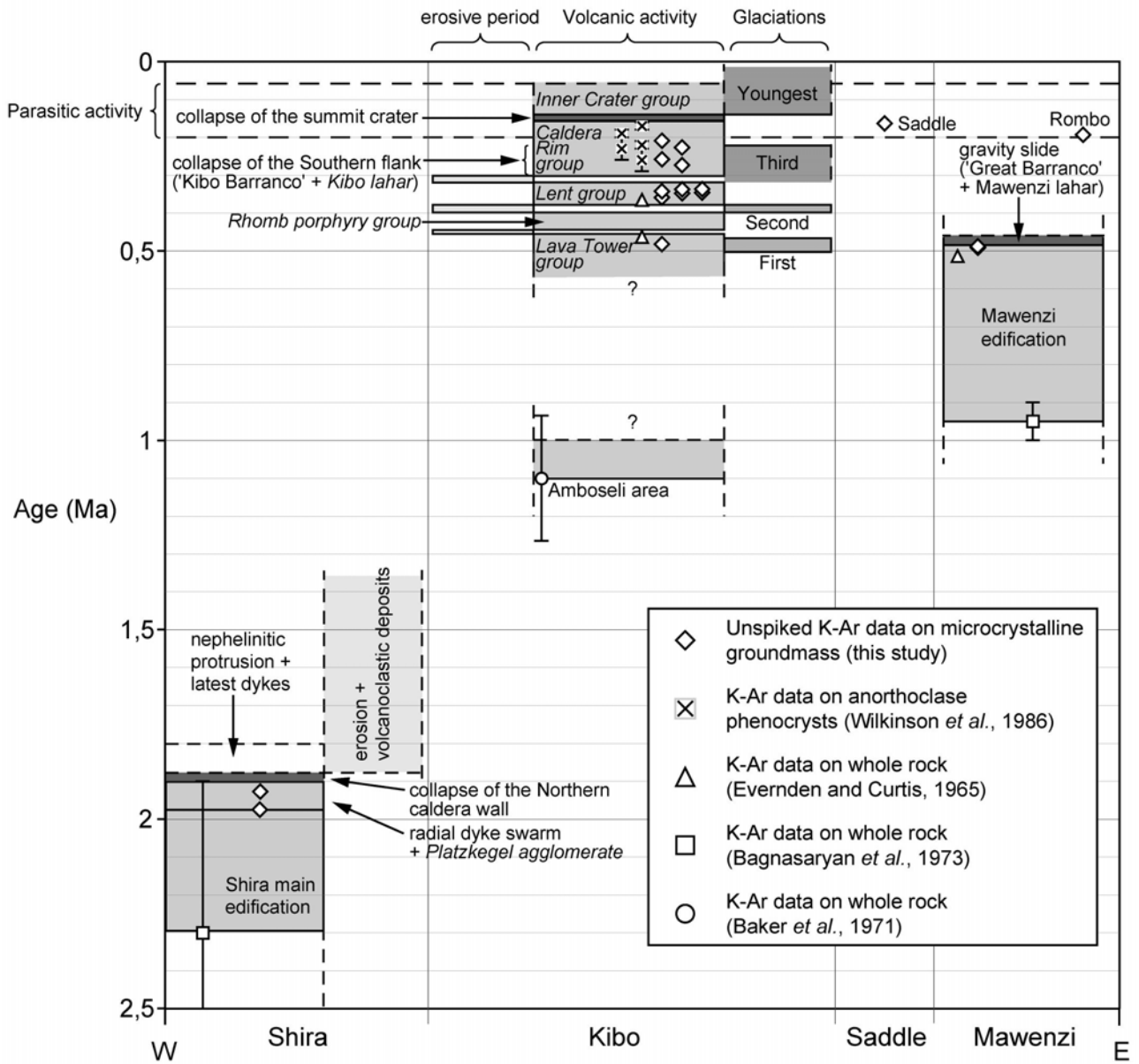


## VOLCANIC HISTORY AND IMPLICATIONS.

On the basis of existing radiometric dataset, it is still difficult to ascertain the age of the first volcanic activity of Kilimanjaro as a whole. Our new set of  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  data permits to better constrain the time framework previously established (Evernden and Curtis, 1965; Baker et al., 1971; Evans et al., 1971; Downie and Wilkinson, 1972; Wilkinson et al., 1986), with emphasis on the youngest magmatic events that are recorded by rocks largely exposed on the upper slopes of the three edifices. Three successive volcanic stages are distinguished and referred to as the main edifices of Kilimanjaro, respectively. They slightly overlap in time for the recent activities of the Mawenzi and Kibo magmatic centres (Fig. 3.21).

### (1) The Shira stage:

Shira is the oldest volcanic centre of Kilimanjaro. Given the large uncertainty (0.4 Ma) about the age of 2.3 Ma obtained from conventional K-Ar whole-rock dating by Bagdasaryan et al. (1973), the early volcanic stages of Shira cannot be unequivocally ascertained. Nevertheless, this age suggests that the beginning of volcanic activity for Shira at around 2.5 Ma is synchronous to others magmatic centres of the NKVB further W (Ngorongoro and Monduli-Meru areas, see Fig. 3.18) (Macintyre et al., 1974; Dawson, 1992). From petrological and structural homogeneities of intrusive rocks along the caldera rim (Downie and Wilkinson, 1972), the age of ~1.9 Ma obtained in the present work for the basanitic dyke 05KI08B is also likely to be applied to the entire radial swarm cutting through all the formations of the *Shira Ridge group*, and is further indicative of the final phases of Shira activity. Such radial dyke swarms are typically emplaced during the volcano inflating step at the beginning of an eruptive phase (Chadwick and Howard, 1991; Walker, 1999). The dominant breccia products of the *Platzkegel agglomerate* might have filled the former eruptive vent of Shira during this final eruptive event. The massive collapse of the Northern wall of Shira likely occurred at the end of this important volcanic activity phase around 1.9 Ma during a massive explosive eruption. The youngest evidence for magmatic activity are linked to the emplacement of numerous mafic dykelets and minor nephelinitic protrusions cutting through the *Platzkegel agglomerate*. The onset of magmatic activity in Shira is followed by a long period of quiescence and erosion (Fig. 3.21) that resulted in the degradation of the volcanic construction and the corresponding deposit of volcanoclastic sequences, subsequently overlain by Kibo lavas, in the present caldera.



**Fig 3.21:** Chronology of volcanic and tectonic events for the three magmatic centres of Mount Kilimanjaro.

(2) The Mawenzi stage:

Nearly 900 ka. after the Shira collapse, renewed volcanism shifted to the east in the Mawenzi magmatic centre where initial eruptions are dated at  $0.95 \pm 0.05$  Ma (Bagdasaryan et al., 1973). The end of magmatism took place at around 492-488 ka as evidenced by our dating of both extrusive and intrusive rocks of the *Neumann Tower-Mawenzi group* and *Mawenzi eruptive centre* (05KI43B and 05KI45). It thus appears that the build-up of the two eruptive centres forming the Mawenzi edifice occurred during a short time interval of 500-550 ka (Fig. 3.21), marked by a lateral shift of eruptions from the adventive 'Neumann Tower' centre to the Mawenzi central cone (Downie and Wilkinson, 1972). The end of eruption processes coincided with an important gravity sliding – forming the 'Great Barranco' – and associated laharic breccias in the eastern slopes of the edifice. This catastrophic event is synchronous to the emplacement of a syenitic intrusion in the centre of the main Mawenzi cone (Downie and Wilkinson, 1972) that might have triggered vertical uplift and induced slope instability. Glaciers are known to have developed during the First glaciation event which is approximately dated at 500-460 ka (Shanahan and Zreda, 2000), *i.e.* contemporaneously with the main magmatic phase of Mawenzi. Therefore, the role of melting ice cap on initiation of lahar deposits and gravity sliding cannot be totally ruled out.

(3) The Kibo stage:

The age of initial construction of Kibo is matter of debate, but according to the dating of an olivine basalt from the Amboseli area on the northern side of Kilimanjaro, it might have started at c. 1 Ma (Baker et al., 1971), contemporaneously with the beginning of Mawenzi activity (Fig. 3.21). The oldest lavas sampled on Kibo during this work are from sequences of the *Lava Tower group* occurring at about 4600 m-high. They yield age of  $482 \pm 10$  ka (05KI14), concordant with existing age of 463 ka (Evernden and Curtis, 1965), and close to those obtained here on Mawenzi rocks sampled nearly at the same altitude. It is thus suggested that the two adjoining magmatic centres yet reached at that time quite similar mature edification stages. Although, lavas of the *Rhomb porphyry group* are still undated, they were probably emitted in a short time period during an intensive volcanic activity phase, given their great aerial distribution on the slopes of Kilimanjaro. Our results show that the maximum age bracket for this important eruptive event is  $463-359 \pm 8$  ka (youngest lava of *Lava Tower group* and oldest lava of *Lent group*, respectively), including two erosive episodes (Fig. 3.21). Indeed, lavas of the *Rhomb porphyry group* rest over an erosion surface,

on top of the underlying *Lava Tower group* formations, that cannot be easily related to any known Quaternary glaciation episode (Downie and Wilkinson, 1972). On the opposite, the top of the *Rhomb porphyry group* formations is affected by an important glacial erosion event clearly linked to the Second glaciation, approximately dated at  $>360$  ka (Shanahan and Zreda, 2000). The phonolitic lavas of *Lent group*, assumed to have been emitted from four main flanks centres over the slopes of Kibo in the time-interval  $359\pm 8$ - $337\pm 7$  ka, overlaid this second erosional surface, and thus demonstrate that the age of the Second glaciation is  $>359\pm 8$  ka (Fig. 3.21). In addition to three previously published ages (Wilkinson et al., 1986), our new dating make the *Caldera Rim group* the best dated formation of the whole Kilimanjaro. The time emplacement of this group is between  $274\pm 6$  and  $170\pm 10$  ka, with corresponding lava sequences emitted from the present summit and several centres on the flanks of the main cone of Kibo. According to Downie and Wilkinson (1972), the collapse creating the great 'Kibo Barranco' and the *Kibo lahar* might have occurred concomitantly at the final stage of this major volcanic episode. The driving mechanism for this landslide on the southern flank of Kibo is likely to be the intrusion of the syenetic plug present at the base of the summit cone (Downie and Wilkinson, 1972). Although evidence for the Third glaciation are scarce on Kibo (Osmaston and Harrison, 2005), Downie (1965) considered this paleo-climatic event as contemporaneous to the emplacement of the *Caldera Rim group* lavas (Fig. 3.21). As stated above about collapse and induced gravity deposits on Mawenzi, surficial water supply from melting ice cap could have also played a key-role in the formation of the 'Kibo Barranco' and associated *Kibo lahar*. Dating of phonolites from the *Caldera Rim group* sampled on top of the Kibo summit rim shows that the construction of the present caldera, as well as the extrusion of the *Inner Crater group* lava flows, were both achieved in the last 200 ka.

To summarize, the volcanic activity of Kibo during the last 500 ka appears extremely polyphased, involving erosive periods that alternated with intensive volcanic activity during which huge volumes of lavas were emitted over great areas. The numerous erosive phases correspond to arrests in the eruptive processes and are likely to be associated to glacial periods (Second glaciation). These volcanic-erosive process cycles show a rough periodicity of 50-70 ka. The fact that both volcanic and glacial processes could occurred in the same time, as evidenced for the emplacement of *Caldera Rim group* and the Third glaciation, played an important role in the dynamical expression of eruptive phenomena with the formation of laharic breccias associated with large-scale landslides. It also appears that the

latest phases of activity on Kibo, and at a greater scale on the Kilimanjaro edifice as a whole, are contemporaneous to those observed on the Meru volcano, further E (Fig. 3.18) (Wilkinson et al., 1986).

#### (4) Parasitic stage and structural inheritance:

The final stages of edification in Kibo, with the emplacement of phonolites of Caldera Rim group and Inner Crater group at the summit, is contemporaneous with the swarms of strombolian-type parasitic cones over the NW and SE flanks of Kilimanjaro. Lavas emitted from these adventive centres range from microbasalts to trachybasalts + basanites and ankaramites, and are thus less differentiated than the phonolitic material erupted from Kibo. The 2D-map arrangement of these young volcanic centres provides some clues about the role of structural inheritance and changing stress field on the final architecture of Kilimanjaro. Firstly, the alignment of the parasitic cones within two narrow prominent 10-20 km-long ridges, trending at N150°E (Rombo belt) and N160°E (Kilema belt), throughout the SE flank of Kilimanjaro (up to an altitude of 4500m) indicates the control of deep-seated fractures on the ascent of magma up to the surface during recent times. The inferred fracture pattern is likely to be part of the ASWA shear zone that extends at NW-SE in the Proterozoic basement of Kenya, NW of Kilimanjaro. The location of the Mawenzi and Kibo magmatic centres at the northwestern ends of these volcanic lineaments further suggests that the corresponding magmatic chambers at depth might have occurred at the intersection of (1) ASWA-type NW-SE fractures, and (2) a second crustal-scale discontinuity, following the N80°E northern margin of the Masai craton (Fig. 3.18) that also controlled the orientation of the NKVB as a whole. It is thus proposed that the volcanic sequences produced in the main Kibo cone (*Inner Crater group*) originated from the replenishment of the crystallizing magmatic chamber by laterally-migrating fissural-type basic magmas, in agreement with a mechanism applied by Wolff (1985) for volcanics in the Tenerife Island. Secondly, the new age determinations of 195±5 ka and 165±5 ka obtained here on lavas from the Rombo and Kilema parasitic belts, respectively, are consistent with two successive stages of fissure opening along N150°E- and then N160°E-oriented fracture networks. Assuming that the two linear volcanic alignments formed perpendicularly to the least compressive regional stress operating at this stage, their varying azimuth should indicate the clockwise rotation (10°) of the regional stress field. A quite similar two-phase volcano-tectonic history is documented for the Late Pleistocene-Present evolution of the Chyulu Hills linear volcanic chain further East (Haug and Strecker, 1995).



**ACKNOWLEDGMENTS.**

Research authorization was provided by the Tanzania Commission for Science and Technology and by Tanzania National Parks. We are indebted to the authorities of Kilimanjaro National Park and to Dr. J. Wakibara for their help to organize our field work in the Marangu area. We thank Pr. S. Muhongo (univ. of Dar Es Saalam) and the French Embassy for their support. All the team is particularly indebted to our Chagga guides R. Mtuy and S. Gaudence, and to all the porters who guide us up to the Kilimanjaro summit. Special thanks are due to E. Makoba (univ. of Dar Es Saalam) and to B. Doerler for climbing with us the 'White Mountain'. Many thanks to J. Rolet and C. Hémond for all their constructive comments and their field support. This study was supported by the DyETI program of CNRS-INSU and by a grant of SUCRI (UBO, Brest). Contribution n° of the IUEM, European Institute for Marine Studies (Brest, France). Contribution n°2376 of the LSCE.

### **C. Pétrologie et géochimie des laves du Kilimandjaro (Rift Est Africain, Tanzanie) : mise en évidence de la fusion dans la lithosphère de deux sources mantelliques métasomatisées.**

Philippe Nonnotte <sup>a\*</sup>, Mathieu Benoit <sup>a</sup>, Bernard Le Gall <sup>a</sup>, Joseph Cotten <sup>a</sup>, Christophe Hémond <sup>a</sup>, Edikafumeni Makoba <sup>b</sup> & Joël Rolet <sup>a</sup>

Version préliminaire, sera soumis à **Contribution to Mineralogy and Petrology**.

Dans cet article sont présentées de nouvelles données de concentrations en éléments majeurs et traces, ainsi que des compositions isotopiques pour les séries alcalines sous-saturées du Kilimandjaro (Nord de la Tanzanie). Ces données ont été obtenues sur une collection de 44 échantillons, de composition basanitique à phonolitique, prélevés lors d'une campagne de terrain effectuée en mars 2005. Les trois cônes principaux du Kilimandjaro – Shira, Mawenzi et Kibo – ont été échantillonnés ainsi que de nombreux cônes parasites prenant place sur un linéament SE sur les pentes de l'édifice. Les compositions isotopiques du Sr et du Nd ont été déterminées sur une sélection de 19 échantillons, comprenant tous les groupes lithologiques. En accord avec leurs localisations géographiques et leurs compositions en éléments majeurs et en traces, nous avons modifié et simplifié la classification des laves du Kilimandjaro, établie par Downie et Wilkinson (1972), en cinq groupes : Shira, Mawenzi, Kibo 1 et 2, et Parasite, chacun de ces groupes montrant des caractéristiques pétrologiques et géochimiques distinctes. Les données en éléments majeurs et en traces sur les rares laves primitives émises par le volcan apparaissent cohérentes avec la présence d'amphibole résiduelle dans leur source. L'amphibole étant stable dans la lithosphère africaine, nous proposons que les magmas du Kilimandjaro résultent de la fusion partielle d'un manteau lithosphérique dans le faciès à amphibole et grenat. En combinant la modélisation du comportement des éléments en traces au cours de la fusion partielle puis de la cristallisation fractionnée, avec les contraintes isotopiques, nous proposons un nouveau modèle de formation des magmas sous ce volcan. En premier lieu, le réchauffement thermique de la lithosphère continentale ancienne par un panache ascendant, conduit à la fusion partielle d'une partie du manteau lithosphérique où l'amphibole était encore présente, et donne

naissance aux épisodes magmatiques du Shira. Ensuite, alors que le magmatisme s'arrête pendant environ 500 ka, la lithosphère appauvrie va être progressivement infiltrée par des magmas issus du panache entraînant la formation d'une amphibole métasomatique. Enfin, cette lithosphère rajeunie fond et produit les magmas des édifices principaux de Mawenzi et de Kibo, entraînant un appauvrissement progressif de leur source au cours du temps. Néanmoins, nous ne pouvons écarter l'hypothèse que des liquides produits dans le panache puissent directement participer aux derniers événements volcaniques, cependant cela nécessitera des études isotopiques supplémentaires pour être confirmé.

**Mots clés :** Kilimandjaro, Tanzanie, phonolites, cristallisation fractionnée, manteau lithosphérique métasomatisé

**NB :** les concentrations en éléments majeurs et en traces mesurées par ICP-AES sont disponibles dans l'Annexe 1 ; les concentrations en éléments en traces mesurées par HR ICP-MS sont consultables dans l'Annexe 2 ; les compositions isotopiques en Sr et Nd sont présentées dans l'Annexe 9.

## **Petrology and geochemistry of Mount Kilimanjaro volcanics (East African Rift, Tanzania): evidence for lithospheric melting of two different metasomatic mantle sources.**

Philippe Nonnotte <sup>a\*</sup>, Mathieu Benoit <sup>a</sup>, Bernard Le Gall <sup>a</sup>, Joseph Cotten <sup>a</sup>, Christophe Hémond <sup>a</sup>, Edikafumeni Makoba <sup>b</sup> & Joël Rolet <sup>a</sup>

<sup>a</sup> CNRS-UBO, UMR 6538, IUEM, Place N. Copernic, 29280 Plouzané, France

<sup>b</sup> University of Dar Es Salaam, Dar Es Salaam, Tanzania

\* corresponding author.

**New major, trace element and isotopic data for under-saturated alkaline lavas from the Kilimanjaro volcano (North Tanzania) are presented. These data have been obtained on an exhaustive collection of 44 samples, ranging from basanites to phonolites, collected during one month field trip in March 2005. The three main cones of the Kilimanjaro- i.e. Shira, Mawenzi and Kibo - have been sampled together with numerous parasitic cones located on a SE lineament on the main edifice. Detailed petrographic descriptions and major/trace element measurements have been performed on all samples. Nd and Sr isotopic ratios have been determined on a selection of 19 samples, covering all the lithological groups. Partly based both on geographical localization and major/trace element characteristics, we have simplified the Downie and Wilkinson (1972) classification of the Kilimanjaro's lavas into five groups: Shira, Mawenzi, Kibo 1 and 2 and Parasitic, each of them having distinct petrological and geochemical features. The major and trace element characteristics of the rare primitive lavas erupted on the volcano yield the ubiquitous signature of residual amphibole within the magmas source. Amphibole being known to be stable within the lithosphere, we propose that Kilimanjaro melts originate from the partial melting of lithospheric mantle, in both amphibole and garnet facies. Combined modelling of trace element behaviour during partial melting + fractional crystallization and isotopic constrains allow us to propose a schematic model of melt genesis under the Mount Kilimanjaro area. First, thermal heating of the ancient continental lithosphere by an upwelling plume trigger partial melting in parts of the lithosphere where inherited amphibole is still present, hence**

**leading to the Shira volcanic episode. Then, during a time gap of approximately 500Ky, the depleted lithosphere is progressively infiltrated by plume melts that crystallizing metasomatic amphibole. Finally, this rejuvenated lithosphere melts to give magmas that formed the main edifice (Mawenzi and Kibo), leading to a progressive depletion of the source with time. To conclude, the active contribution of true asthenospheric melts during the last magmatic events of the volcano cannot be excluded, whether further detailed isotopic investigations will be needed to demonstrate this accurately.**

**Keywords:** Kilimanjaro, Tanzania, phonolites, fractional crystallisation, metasomatised lithospheric mantle

## **INTRODUCTION.**

Numerous occurrences of abundant alkaline differentiated rocks and particularly of phonolites have been described, either (1) in intra-oceanic islands, e.g. in Ua Pou in the Marquesas archipelago (Legendre et al., 2005), and in Tristan da Cunha (Le Roex et al., 1990) and Fernando de Noronha (Weaver, 1990) in the Atlantic, or (2) in intra-plate continental settings, e.g. Mt Erebus in Antarctica (Goldich et al., 1975; Kyle et al, 1992), Mt Kenya (Price et al., 1985), and the Kenya rift where plateau-type flood phonolitic lava flows are common (Lippard, 1973, Goles, 1976; Hay and Wendlant, 1995; Hay et al., 1995). Whatever their intra-oceanic or intra-continental setting, the origin of these phonolites is still a matter of debate. The bimodal distribution of the corresponding alkaline magmatic series (characterised by the absence or paucity of intermediate lavas, referred to as the “Daly gap”) and the huge volume of phonolites erupted in several locations (Ua Pou, Kenya Plateau) have been explained by the derivation of these lavas from the melting at depth of plume-derived basaltic (Hay and Wendlant, 1995; Hay et al., 1995, Kaszuba et al., 2000) or basanitic (Legendre et al., 2005) materials. On the contrary, the almost continuous series ranging from basanites to phonolites through phono-tephritic and tephri-phonolitic lavas, which are observed in Tristan Da Cunha, Fernando de Noronha, Mt Erebus and Mt Kenya, have been



explained by the derivation of phonolites from associated mafic magmas by fractional crystallisation processes (Price et al., 1985; Le Roex et al., 1990; Weaver, 1990; Kyle et al., 1992).

The aim of this study is to constrain the origin and the formation processes of the alkaline lavas, and particularly of the abundant phonolites, of the Mount Kilimanjaro volcano (East African Rift system, Tanzania), which have been previously studied mainly from the point of view of their emplacement and volcano-stratigraphic relationships (Downie et al., 1956; 1965; Downie and Wilkinson, 1972). We present new data on the whole-rock major and trace element and isotope geochemistry of lavas and intrusives sampled during a two weeks field investigation of the southern flank of the Kilimanjaro. These data are discussed in order to (1) better constrain the nature of the mantle source and primitive magmas, and (2) investigate the petrogenetic relationships between mafic, intermediate and highly differentiated rocks sampled in the most representative volcanic formations.

## **GEOLOGICAL FRAMEWORK AND VOLCANIC HISTORY.**

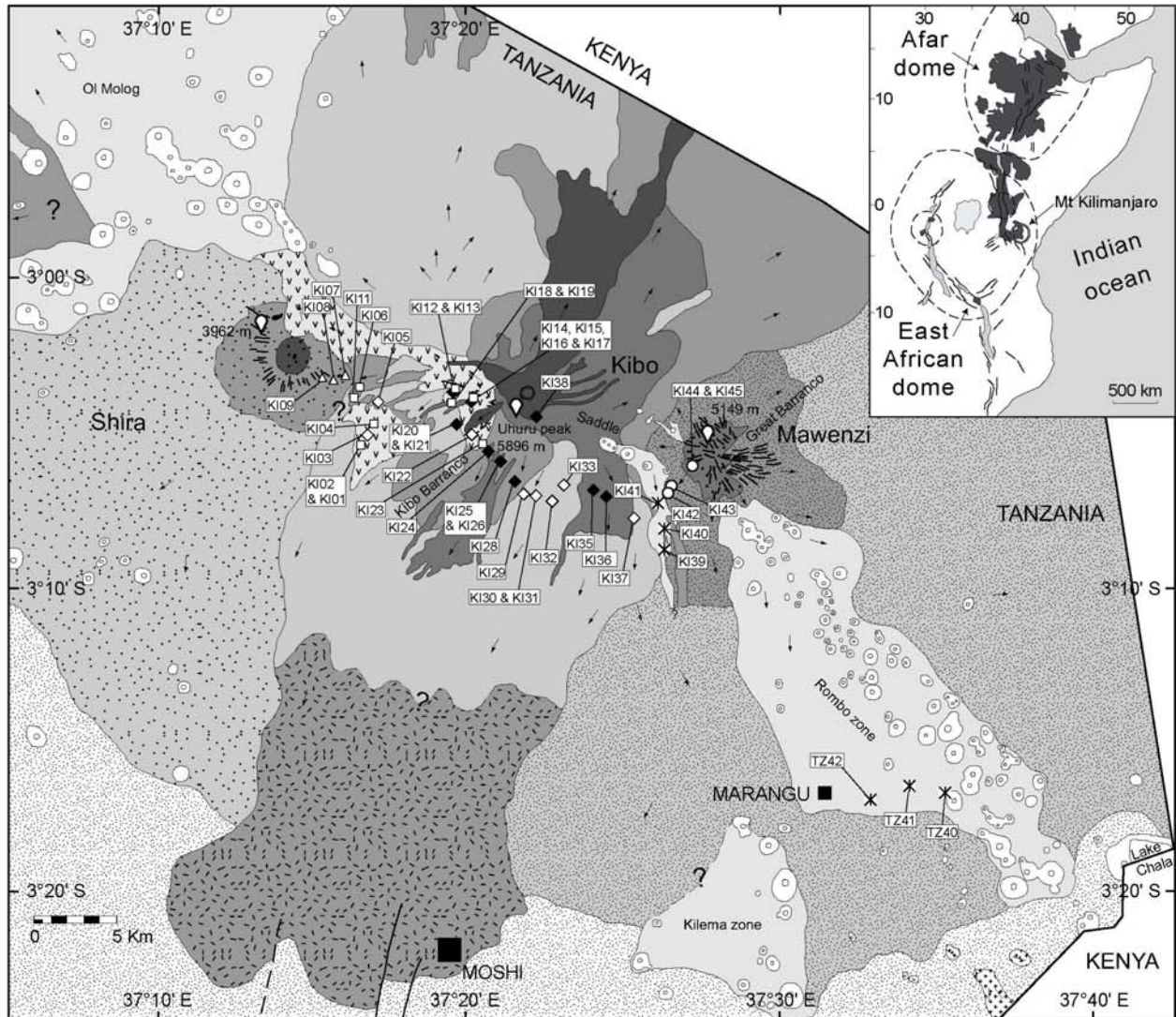
Mount Kilimanjaro is the Africa highest mountain, culminating at 5895 m, and constitutes the most prominent volcanic construction of the East African Rift as a whole. This huge volcanic edifice belongs to the volcanic province associated to the North Tanzanian Divergence (NTD hereafter, Dawson, 1992), a sector where the eastern branch of the East African Rift diverges southwards from a single and narrow NS-trending volcanic rift valley, in southern Kenya, to form a 400 km-wide three-arm rift system approaching the Tanzanian craton (Ebinger et al., 1997). In association with this important change in the rifting morphology, a transverse volcanic chain trending N80°E, extending over more than 200 km, developed and is presently characterised by the emplacement of major volcanic edifices such as the Ngorongoro crater, the Mount Meru and the Kilimanjaro. The Kilimanjaro is located in a key area of this system, where the N80°E-trending volcanic chain intersects a first-order NW-SE basement fault-like discontinuity. The latter might have played an important role in the rifting propagation southward in the Pangani rift arm.

Mt. Kilimanjaro is a 40 x 60 km elliptic edifice which is constituted by three major eruptive centres located along a N110°E-trending axis: from W to E they are the Shira, Kibo

and Mawenzi vent areas (Fig. 3.22). The precise chronology of volcanic activity, discussed in Nonnotte et al. (submitted), appears clearly polyphased and involves the migration of eruptive processes from a centre to another. Shira is the oldest vent with an activity between ~2.5 Ma to 1.9 Ma. The latest phases of activity in this centre are characterized by the emplacement of a dense radial dyke swarm and by the collapse of all the northern part of the edifice. The Kilimanjaro show then a period of quiescence of 1 Ma, before the migration of the volcanic activity towards the Kibo and Mawenzi which present the first signs of eruptions around 1 Ma (Baker et al., 1971) and 0.95 Ma respectively (Bagnasaryan et al., 1973). The volcanic processes appear continuous in these two vents but the activity ceased in Mawenzi near 0.448 Ma whereas it still continued in Kibo since sub-actual time, with the edification of the present summit cone and crater between 0.274 to 0.170 Ma (Wilkinson et al, 1986). The youngest evidences of volcanic activity in the Kilimanjaro area (~0.200 Ma to sub-actual time), and more generally in an important part of the volcanic province associated with the NTD, are the emplacement of numerous strombolian-type tuff cones located above deep-seated fractures and forming several parasitic belts on the NW and SE slopes of Kilimanjaro.

### **MAIN VOLCANIC UNITS AND PETROGRAPHY.**

The main volcanics units are presented in the simplified geological map (Fig. 3.22), established using the previous mapping and volcanic stratigraphy works of Downie et al. (1956, 1965) and Downie and Wilkinson (1972), and completed by the new petrologic and geochemical data presented in this study. The composition of each volcanic unit is rather homogeneous whatever its spatial distribution, which is often large due to flank eruptions. The petrographic features of the different sampled units are shown in Table 1 (Tab. 3.1, § A) and are illustrated in Plate 3.1 by microphotographs of characteristic samples. The lava classification is based on major element compositions plotted in the total-alkalis-silica (TAS) diagram of Le Maître et al. (1989) (Fig. 3.23) and the corresponding normative compositions are shown in Table 2 (Annexe 1). The lithological units defined by Downie and Wilkinson (1972) have been simplified into 5 groups called Shira, Mawenzi, Kibo (1 and 2) and Parasitic.



**Geological formations**

- Kibo**
- Inner Crater group
  - Caldera Rim group
  - Lent group
  - Rhomb porphyry group
  - ▭ Lava Tower group
  - Kibo lahar (rich in Rhomb porphyry group fragments)

- Mawenzi**
- Mawenzi eruptive centre
  - Neumann Tower - Mawenzi group
  - Mawenzi undifferentiated lavas

- Shira**
- Platzkegel agglomerates and lavas
  - Shira Ridge group
  - Shira undifferentiated lavas

- Parasitic activity**
- Eruptive centre
  - Undifferentiated lavas
  - ▨ Dyke swarm
  - Intrusion
  - ▨ Superficial deposits and Meru lahar
  - ▨ Precambrian basement
  - ↗ Foliation
  - Fault
  - ↖ Direction of flow in lavas

**Petrological and geochemical groups**

- ◆ Kibo1 Porphyritic : Rhomb Porphyry group + Caldera Rim group
- ◇ Kibo1 Aphyric : Lent group + Inner Crater group
- Kibo2 : Lava Tower group
- △ Shira : Shira Ridge group
- Mawenzi : Neumann Tower - Mawenzi group + Mawenzi eruptive centre
- ✱ Parasitic activity
- ▭ Location of analysed sample

**Fig. 3.22:** Simplified geological map of the three volcanic centres of Mount Kilimanjaro (modified after Downie et al., 1965), with the precise location of the analysed samples and their petrological and geochemical affinities. The position of the Kilimanjaro volcano in the Eastern arm of the East African Rift system is presented as insert.

### **Shira.**

The western vent of Shira is mainly constituted of mafic and undersaturated lavas with a considerable amount of pyroclastic materials. The centre of the collapsed caldera is occupied by a little conical hill composed of a heterogeneous assemblage of basaltic tuffs and thin lava flows, intruded during later stages by dolerite and essexite dykes. This structure, called the *Platzkegel agglomerate* can be interpreted as a vent infilling. Sampled lavas from Shira come from the *Shira Ridge group*, mainly constituted by pyroclastic materials of basaltic-basanitic compositions cut by an important radial subvertical dyke swarm of similar nature. Basanitic samples are porphyritic with olivine, clinopyroxene, plagioclase and Fe-Ti oxide phenocrysts. The basanitic dykes differ only from the lavas by their doleritic texture (sample 05KI07B). Sample 05KI07C, a trachybasalt sampled from a pyroclastic block, presents the same texture and phenocrysts than the basanitic lavas and dykes but shows scarce nepheline microcrysts in its groundmass.

### **Mawenzi.**

The unusual tower-like morphology of Mawenzi, the eastern centre, results from a dense radial mafic dyke swarm ( $> 500$  intrusions) which crosscuts all the other formations, and is deeply incised by erosion. The older *Mawenzi eruptive centre* formation is a pile of pyroclastic breccias and blocky lava flows. Lavas and dykes, sampled from the formations of *Neumann Tower-Mawenzi group* and *Mawenzi eruptive centre*, show very homogeneous compositions plotting in the trachybasalt field of the TAS diagram (Fig. 3.23). Trachybasaltic lavas are porphyritic in olivine, clinopyroxene, orthopyroxene, plagioclase and Fe-Ti oxides, which are also found in their groundmass. Nepheline may occur as groundmass microcrysts but is very scarce. Like the Shira dykes, the sampled Mawenzi dykes differ only from the other facies by their doleritic texture.

### **Kibo.**

Kibo, the central edifice, is the main peak of Mt. Kilimanjaro (Uhuru Peak, 5895 m). It presents a characteristic cone-shaped morphology, towering over the “Saddle” plateau between Kibo and Mawenzi peaks. Due to its longer activity and lesser erosion, its volcanic stratigraphy is more complicated than that of the two other centres. As a general feature, Kibo

erupted mainly, from its present summit cone or from flank eruptive vents, silica-undersaturated but highly differentiated lava flows and lesser amounts of pyroclastic breccias of similar composition.

The oldest formation sampled in Kibo is the *Lava Tower group*, the lavas of which range from phono-tephrite to tephri-phonolite (Kibo2). These lavas are highly porphyritic with nepheline, olivine, Fe-Ti oxide and apatite phenocrysts, and are characterised by giant (> 10 mm) tabular phenocrysts of Na-feldspar. Clinopyroxene and K-feldspar microcrysts occur in relatively small amounts, except in samples 05KI11 and 05KI23 where K-feldspar laths are abundant.

The *Rhomb porphyry group* is the most distinctive formation of Kibo and is composed of tephri-phonolite to phonolite lavas with megacrysts (30-40 mm long) of Na-feldspar which present reaction rims and jagged aspect. These lavas are also porphyritic in olivine, Fe-Ti oxide and apatite. In this formation, K-feldspar and nepheline occur only as microcrysts in the groundmass where they are relatively abundant.

The *Lent group*, which overlies the former lavas, erupted from several flank vents. The lava flows present at their base a glassy horizon ca. 30 cm thick. Although it is the most widely distributed formation, its lavas are rather homogeneous. They include aphyric phonolites and tephri-phonolites with rare and small phenocrysts of clinopyroxene, amphibole (hornblende), olivine and Fe-Ti oxides. K-feldspar and nepheline occur in their often recrystallised glassy groundmass.

In the overlying formation, the *Caldera Rim group*, features similar to those of *Rhomb Porphyry group* lavas are observed. *Caldera Rim group* lavas are highly porphyritic tephri-phonolites to phonolites which contain megacrysts of Na-feldspar with reaction rims. Olivine, scarce clinopyroxene (sample 05KI37), Fe-Ti oxides, apatite and nepheline occur as phenocrysts. K-feldspars can be observed only as laths in the groundmass. The occurrence of nepheline phenocrysts in these lavas is the most distinctive petrographic character allowing us to differentiate them from the phonolites of the *Rhomb Porphyry group*. The *Caldera Rim group* formation principally erupted from the present crater of Kibo. Glassy porphyritic samples 05KI38B and 05KI38C, taken at Stella Point on the summit crater rim, present the same petrographic characteristics than the “kenytes” described from the summit of Mount Kenya (Baker, 1967; Price et al., 1985).

We sampled only one lava flow from the latest formation erupted from the summit crater of Kibo, the *Inner Crater group* (sample 05KI22) which spreads mainly over the northern flanks of the edifice and fills up the present caldera floor. *Inner Crater group* lavas



are almost totally aphyric phonolites with K-feldspar, nepheline, Fe-Ti oxides, olivine, clinopyroxene and apatite microcrysts. However, some flows contain rare aegyrine phenocrysts (Downie and Wilkinson, 1972). *Rhomb porphyry group*, *caldera rim group* and *Inner Crater group* are designed hereafter as Kibol.

### **Parasitic vents.**

On the “Saddle” and on the NE and SW slopes of Kilimanjaro, the emplacement of a large number of strombolian tuff cones marked the latest phases of volcanic activity on the Kilimanjaro. This parasitic activity is characterised by the emplacement of many pyroclastic deposits and lava flows ranging from micro-basalts to trachybasalts with subordinate clinopyroxene-rich basanites and foidites (nephelinites). Two areas were sampled: the parasitic vents from the “Saddle” plateau and the SE lower slope of Kilimanjaro near Marangu in the Rombo area.

Parasitic volcanic activity on the “Saddle” emplaced basanites, tephrites and nephelinites. The basanites are porphyritic with olivine, clinopyroxene, orthopyroxene, Fe-Ti oxides associated to scarce phenocrysts of amphibole (hornblende), set in a groundmass containing plagioclase, nepheline and apatite. Sample 05KI41B is a tephrite showing a low normative olivine content (<10%). However, it presents the same mineralogy than the basanites but with a larger amount of nepheline phenocrysts. Nephelinite feldspar-free sample 05KI40 contains olivine and clinopyroxene phenocrysts set in a groundmass rich in nepheline microcrysts associated with Fe-Ti oxides and apatite microcrysts. The strombolian-type tuff cones of the Rombo area show compositions ranging from micro-basalts to basalts and basanites. In all these lavas olivine, clinopyroxene and orthopyroxene can be observed in phenocrysts with plagioclase, Fe-Ti oxide and apatite microcrysts in their groundmass.

## **SAMPLING AND ANALYTICAL TECHNIQUES.**

### **Sampling strategy.**

A total of fifty four samples from the three eruptive centres have been selected. Despite the restricted geographical location of this sampling on the southern mountain side of Mt. Kilimanjaro, the rocks selected are assumed to be representative of each individual formation for several reasons: (1) the southern flank of Kilimanjaro is the only side where we can observe the entire magmatic succession due to its exposure by erosion and volcanic collapse, (2) no other specific lava formations were mapped on the northern flank of the mountain (Downie et al., 1965), (3) as mentioned above, the lavas from the three centres of Kilimanjaro show rather homogeneous compositions within each individual formation. The most important limitation during our sampling was due to the tropical vegetation which covers all the outcrops on the lower slopes of the edifice, except in some locations of the Marangu area (Rombo zone parasitic vents). Therefore, our sampling is scarce below the altitude of 3000 m, which is upper limit of the dense tropical vegetation. The same limitation was encountered by previous authors during their mapping of the edifice (Downie et al. 1956; 1965; Downie and Wilkinson, 1972). All the collected samples have been analysed for major elements by ICP-AES. Trace element data were obtained by ICP-MS on fifty two samples (Tab. 2, Annexe 1 & 2). Sr and Nd isotopic ratios were measured on nineteen selected samples (Tab. 3, Annexe 9).

### **Major and trace elements.**

Prior to their analysis, samples were selected for their freshness after removal of their weathered parts: altered rims, vesicles with their filling (zeolites, phyllites). Selected samples were powdered first in a crusher and then in an agate grinder for 15-20 minutes.

Whole-rock major elements were measured on an ISA Jobin-Yvon<sup>®</sup> JY70 ICP-AES from UMR 6538 Domaines océaniques (Brest, France). The detailed description of the analytical procedure is given by Cotten et al. (1995). Major elements were determined from an H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> solution, boron being used as internal standard for ICP-AES analysis. For major elements, relative standard deviation is 1% for SiO<sub>2</sub> and 2% for the other major elements, except for low values (<0.50 wt. %), for which the absolute standard deviation is ±0.01 wt. %.

Whole-rock trace element analyses were performed on a HR ICP-MS Thermo Electron™ Element II at IUEM (European Institute for Marine Studies, Brest, France). Samples were dissolved with a mixture of HF – HNO<sub>3</sub> for 48 hours at 95°C, and then dried at the same temperature until the complete evaporation of acids. Dry samples were then dissolved in a 40 mL HCl solution. An aliquot of 150 µg of these solutions was spiked with 10 µg of an artificial solution enriched in Tm ([Tm] ~ 77.9 ppb, Barrat et al., 1996) and then evaporated to dryness. The samples were then dissolved in diluted HNO<sub>3</sub> and all the trace elements were determined from this final solution. The detailed analytical procedure and the calculation method for concentrations were given in Barrat et al. (1996). Standard deviation was <2% for Sr and most of the REE (except for Pr, Eu, Gd and Yb with 2.7%, 4.1%, 3.2% and 5.4% respectively) and most of the metals were measured with a standard deviation <4%. However the standard deviation was higher for elements such as Nb, Ta and Cs (around 12%) due to ionisation difficulties in the Ar plasma. International standards BHVO-2 and WSE were run regularly to check our measurement and to control the instrumental drift.

### **Isotopic analyses.**

Sr and Nd separation was realized from an aliquot of the previous HCl solution (selected volume depending of the Nd concentration of each sample). This aliquot was dried until total evaporation and dissolved again prior to the elution. Chemical separation for Sr and REE was performed on cationic DOWEX® AG50X8 columns. Sr part was kept and proceeded another time in the same column to efficiently separate Sr from Rb and Ca. Nd was further eluted on LnSpec Eichrom resin. Isotopic measurements were performed on a Thermo Electron™ Triton T1 at the IUEM. Sr was run on a single W filament with Ta activator, while Nd was run on a Re double filament. The NBS 987 (for Sr) and La Jolla (for Nd) standards were run regularly to check our measurements: average value  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710248$  (n = 17), average value  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511856$  (n = 12). Blanks were less than 650 pg for Sr and 350 pg for Nd, and therefore considered negligible relative to the concentrations for these elements in the samples.

## MAJOR ELEMENT DATA.

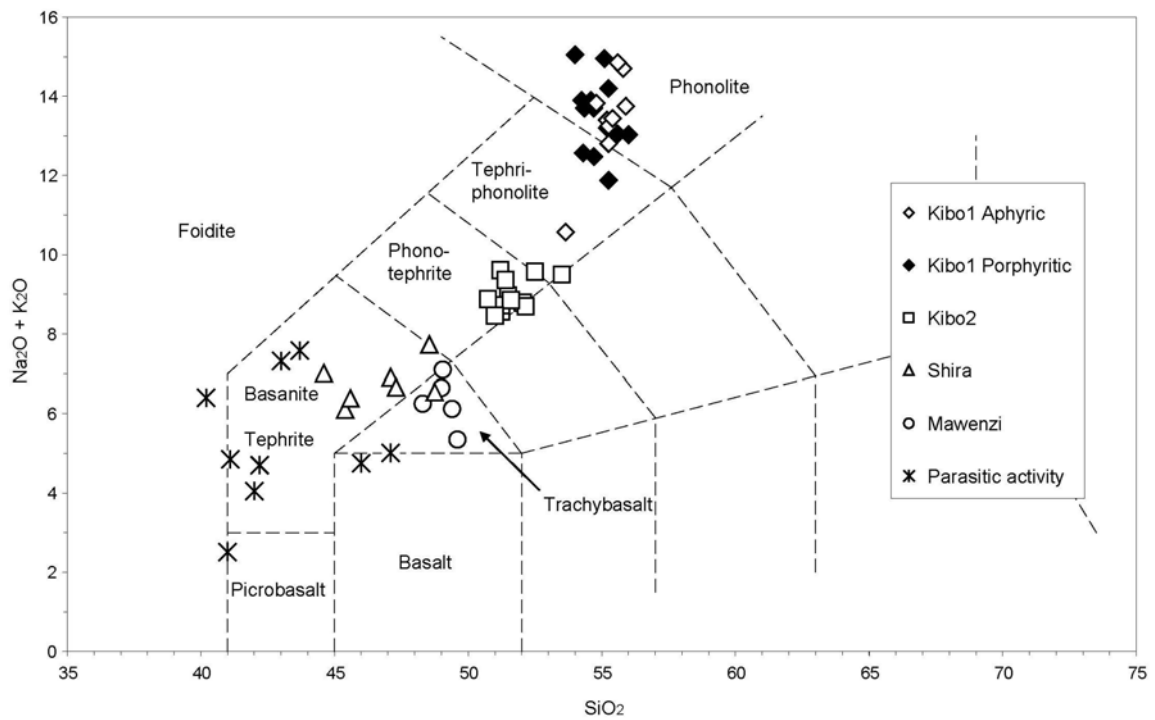
Mt. Kilimanjaro lavas are strongly silica-undersaturated, especially those from Kibo1 (average normative nepheline content ca. 19%) compared to intermediate lavas from Kibo2 (average normative nepheline content ca. 5%). Mafic facies from Shira and parasitic activity also show high contents in normative nepheline (average values of ca. 9 and 13%, respectively) in comparison to the rocks of Mawenzi which are weakly silica-undersaturated with an average normative nepheline content of ca. 2%. Only two samples (05KI40 and 05KI41) from the Saddle parasitic activity bear normative leucite (9.18 and 6.49 %, respectively). Given their MgO values ranging from 0.79 to 5.44 % (basanite 05KI09A from Shira), none of the studied samples from the three main Kilimanjaro eruptive centres, even the mafic lavas from Shira and Mawenzi, can be considered as a primary magma. Only the lavas from the parasitic vents of the Saddle and Rombo zone present values for MgO >10% (05KI41A, 03TZ40, 03TZ42A & B), but these high contents may be related to the accumulation of olivine and clinopyroxene phenocrysts in these lavas.

Several groups of lavas can be distinguished in the TAS diagram (Le Maître et al., 1989) shown in Figure 3.23. Lavas erupted from Shira, Mawenzi and miscellaneous parasitic centres plot in the mafic part of the diagram with  $40 < \text{SiO}_2 < 50\%$  and  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 8\%$ . However, we can notice that all the Mawenzi samples plot in the field of trachybasalts while the Shira lavas are basanitic except sample 05KI07C, which plots within the trachybasaltic field. In comparison, the samples erupted during the latest parasitic activity show a wide range of compositions. They plot within various fields (basalt, picro-basalt, basanite-tephrite and foidite), but do not show  $\text{SiO}_2$  contents higher than 47%. Lavas erupted from Kibo form an intermediate to evolved group with  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 8\%$  and  $\text{SiO}_2 > 52\%$ , and plot in the fields of phono-tephrite, tephri-phonolite and phonolite. However, samples from the oldest volcanic formation of Kibo (*Lava Tower group*) plot in the field of intermediate phono-tephritic lavas ( $51.00 < \text{SiO}_2 < 53.50\%$  for  $8.46 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 9.61\%$ ), except samples 05KI11 and 05KI23 which plot at the boundary with the tephri-phonolitic field. A majority of lavas from the younger formations erupted from Kibo (*Rhomb Porphyry group*, *Lent group*, *Caldera Rim group* and *Inner Crater group*) plot in the field of phonolites, with the exception of four samples which are less evolved and show tephri-phonolitic compositions ( $53.65 < \text{SiO}_2 < 56.00\%$  for  $10.57 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 15.05\%$ ). On the basis of their different plots in the TAS diagram and in other major elements diagrams (Fig. 3.24), we distinguished the intermediate lavas of *Lava Tower group* from the evolved phonolites and tephri-phonolites

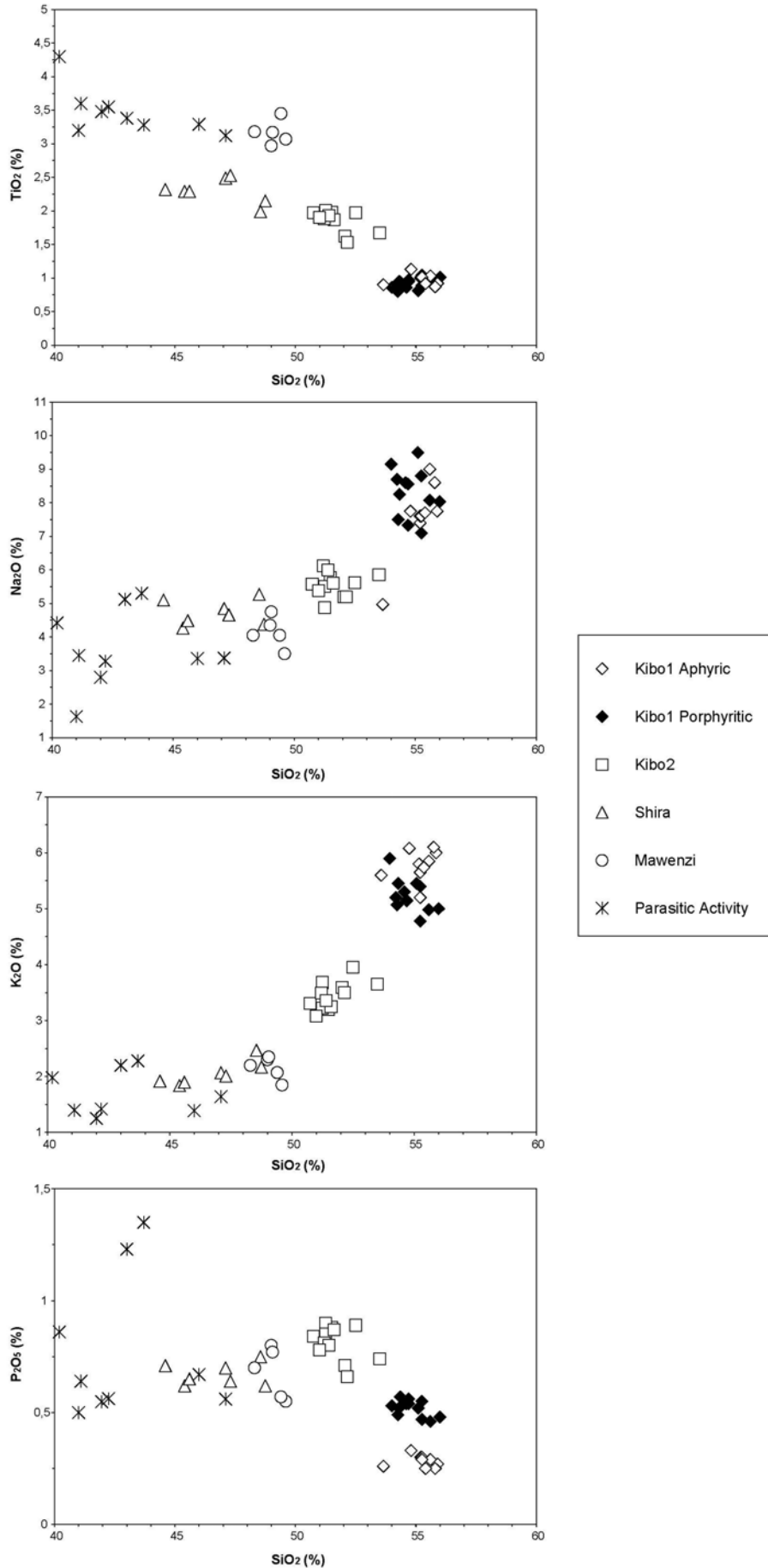
(other Kibo lava formations) in two groups called Kibo2 and Kibo1 respectively. Kibo1 porphyritic and aphyric lavas are plotted using different symbols in the figures.

Selected major element plots against  $\text{SiO}_2$  contents are shown in Fig. 3.24. Increasing  $\text{SiO}_2$  values from 40.20 to 56.00% appear correlated with the decrease of  $\text{TiO}_2$ , from 4.30 to 0.80%, and the increase of  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{K}_2\text{O}$ , from 1.63 to 9.50% and from 1.25 to 6.10%, respectively. On these three diagrams, it appears clearly that lavas from Kibo form isolated groups, which do not overlap with the mafic facies from Shira, Mawenzi and parasitic centres. Kibo1 and Kibo2 lava groups do not overlap, with the exception of sample 05KI05B in the  $\text{Na}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  diagram, but the distinction between aphyric and porphyritic lavas of Kibo1 is not shown precisely. The  $\text{TiO}_2$  vs.  $\text{SiO}_2$  diagram also shows that lavas from Mawenzi present a higher content in  $\text{TiO}_2$  compared to the lavas from Shira, at equivalent  $\text{SiO}_2$  contents. Concentrations of  $\text{P}_2\text{O}_5$  are scattered but show a rough negative correlation with  $\text{SiO}_2$  in the lavas from Kibo, in which they decrease from  $\sim 1$  to  $\sim 0.25\%$ . A slight increase in the concentration of  $\text{P}_2\text{O}_5$  with  $\text{SiO}_2$  can be observed between mafic facies and intermediate lavas from Kibo2 group. This plot also shows clearly the differences between lavas from Kibo2 and Kibo1, as well as the separation between porphyritic and aphyric lavas of Kibo1 group: porphyritic lavas contain  $\sim 0.5\%$   $\text{P}_2\text{O}_5$  and aphyric samples  $0.25\%$   $\text{P}_2\text{O}_5$ . This important difference in the  $\text{P}_2\text{O}_5$  content, for equivalent  $\text{SiO}_2$  concentrations in Kibo1 lavas, can be related to the presence of numerous apatite phenocrysts in the porphyritic facies while apatite is present only in microcrysts and in lower quantity in aphyric lavas.





**Fig. 3.23:** Total-alkalis-silica (TAS) diagram for lavas erupted on the three centres and from the parasitic activity of the Mount Kilimanjaro. The fields are from Le Maître et al. (1989).



**Fig. 3.24:** Variation of selected major elements: TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (wt %) vs. SiO<sub>2</sub>, used as an index of differentiation, for the lavas of the Mount Kilimanjaro.

## TRACE ELEMENT DATA.

The trace element characteristics of the different groups of lava are shown in extended spidergrams (primitive mantle normalised, Sun and McDonough, 1989, Fig. 3.25) and plots of selected element contents versus SiO<sub>2</sub> (Fig. 3.26). Considering the Kilimanjaro as a whole, the level of trace element concentrations is characteristic of enriched lavas, typically related to intraplate continental and oceanic island volcanic activity.

Looking in detail to the trace element patterns, each group is clearly distinct from the other, and follow the petrologic classification established in the previous §.

### Spidergrams.

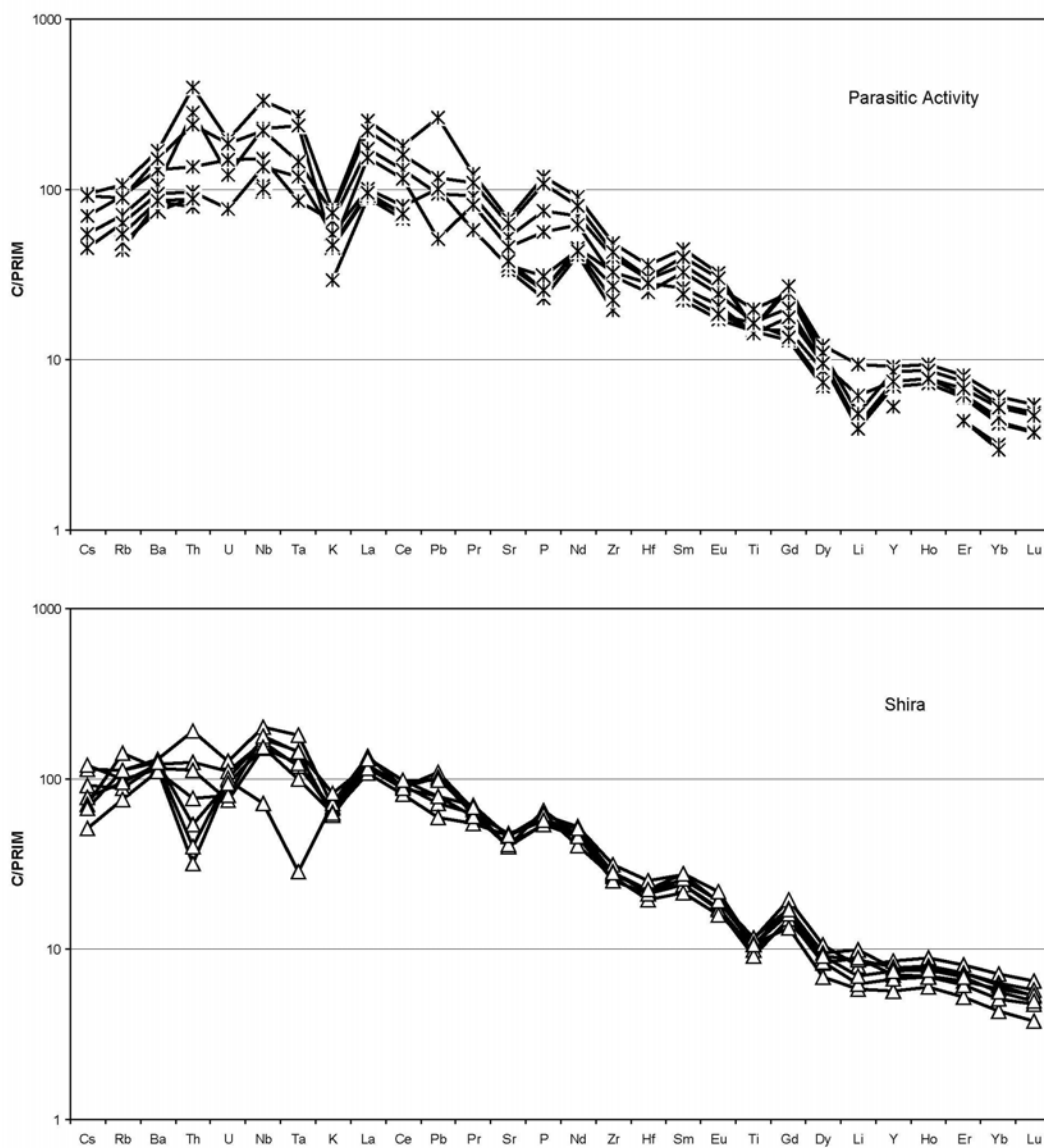
Shira lavas are characterised by a significant HREE depletion, clear Ti, Sr and K negative anomalies, and a slight but significant Zr and Hf depletion. Th concentrations are highly variable, in comparison to the Ba and U ones. One sample has a different pattern (KI07C) and displays Nb, Ta and Th negative anomalies. In terms of global trace element levels, Nb and Th concentrations can reach 100-190 times the primitive mantle (PM). Besides KI07C, Shira patterns are rather parallel, defining a consistent group within Kilimanjaro volcanics.

Mawenzi lavas display even more homogeneous spidergrams, partly because few samples were collected on this volcano. Their spidergrams show Li, Ti, Sr, K, U, Rb and Cs negative anomalies and variable positive Pb anomalies. The Zr and Hf depletion observed in Shira lavas is no longer present in these lavas. HREE are still fractionated, and global REE concentrations are close to the Shira ones.

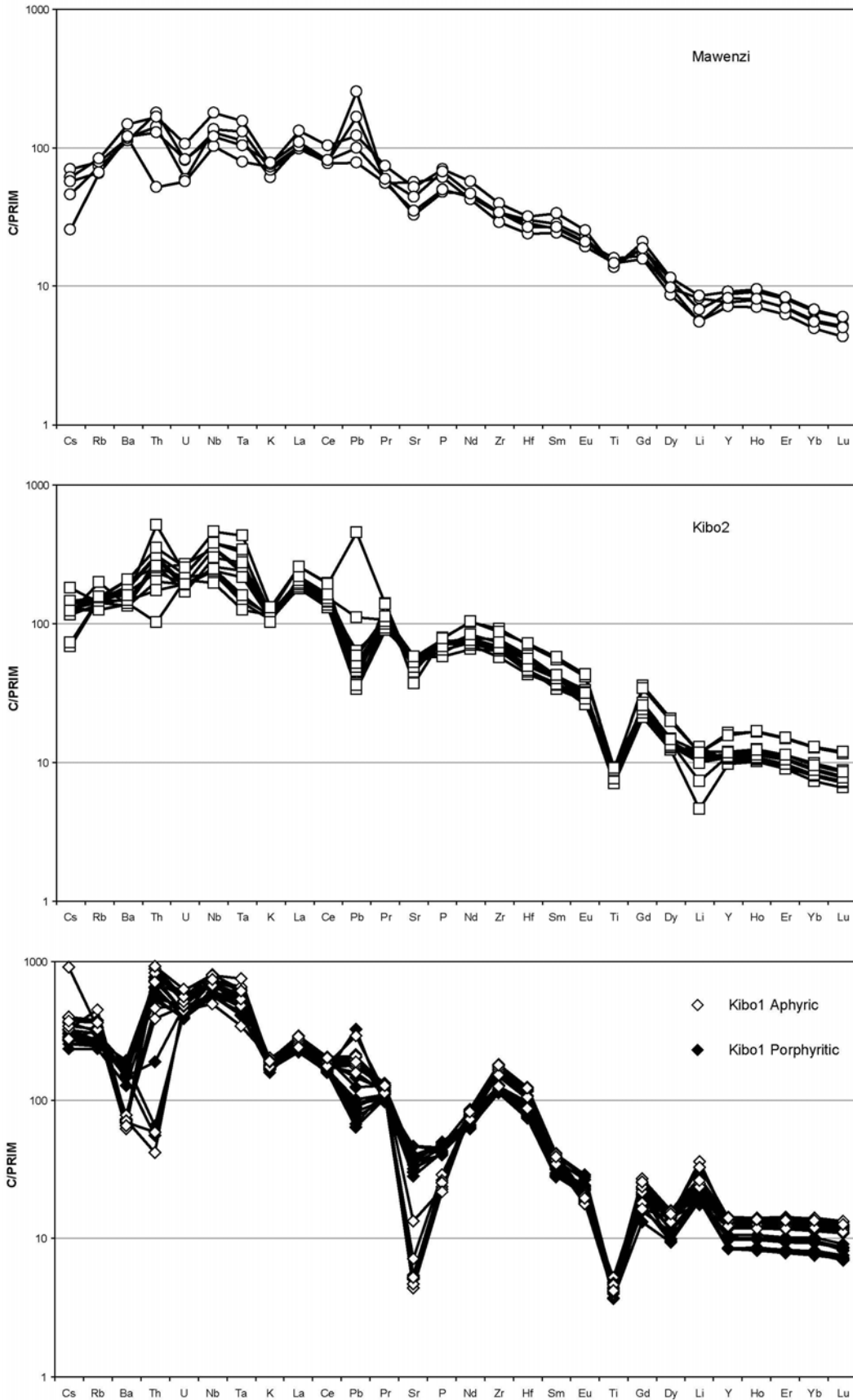
Kibo2 lavas display more contrasted spidergrams, characterized by marked Ti, Sr and K negative spikes and variable Li and Pb negative anomalies. On the left side of the diagram, the most incompatible trace elements display higher concentrations than for the previous lavas, with typical values (Nb, Ta, Th) reaching 100 to 460 times PM. The range of Th, Nb and Ta concentrations is rather large, in comparison to the neighbouring elements in the spidergrams (U, Ba, Rb, Cs). Moreover, the Nb/Ta ratios are variable, ranging from 1.06 to 1.64. One sample differs from the rest (05KI23) by its higher trace element concentrations and marked positive Pb anomaly.

Kibo1 group displays the most extreme spidergram characteristics. The samples have well-marked Sr, Ti, K and Ba negative anomalies. Sr and Ba negative anomalies can be very important for some of the samples (typically the ones with feldspar phenocrysts). The other characteristics are a systematic Li positive anomaly for all samples, variable Pb concentrations (both positive and negative anomalies), a large range of Th contents and a relatively flat pattern for HREE. The most noticeable feature is the level of concentrations reached by the part of most incompatible elements (Th, U, Nb, Ta), up to 900 times PM. With the exception of Ti, these lavas display the most enriched trace element concentrations of the whole volcano.

Parasitic vent patterns highlight the fact that these lavas are related to different batch of magmas, as they have been collected in different localities. Their spidergrams need to be interpreted in function of (1) their petrologic affinities and (2) their geographic locations. Apart from this, there are some common features shared by all these lavas: relative Rb, Cs, K and Li depletions, systematic Zr and Hf negative anomalies, highly variable Th, U, Nb, Ta, Pb, P and LREE enrichment and a pronounced HREE fractionation.



**Fig. 3.25:** Trace element normalized patterns for the different groups of lavas (Sun and McDonough, 1989). Uncompleted patterns are ICP-AES data.



**Fig. 3.25 (suite):** Trace element normalized patterns for the different groups of lavas (Sun and McDonough, 1989). Uncompleted patterns are ICP-AES data.

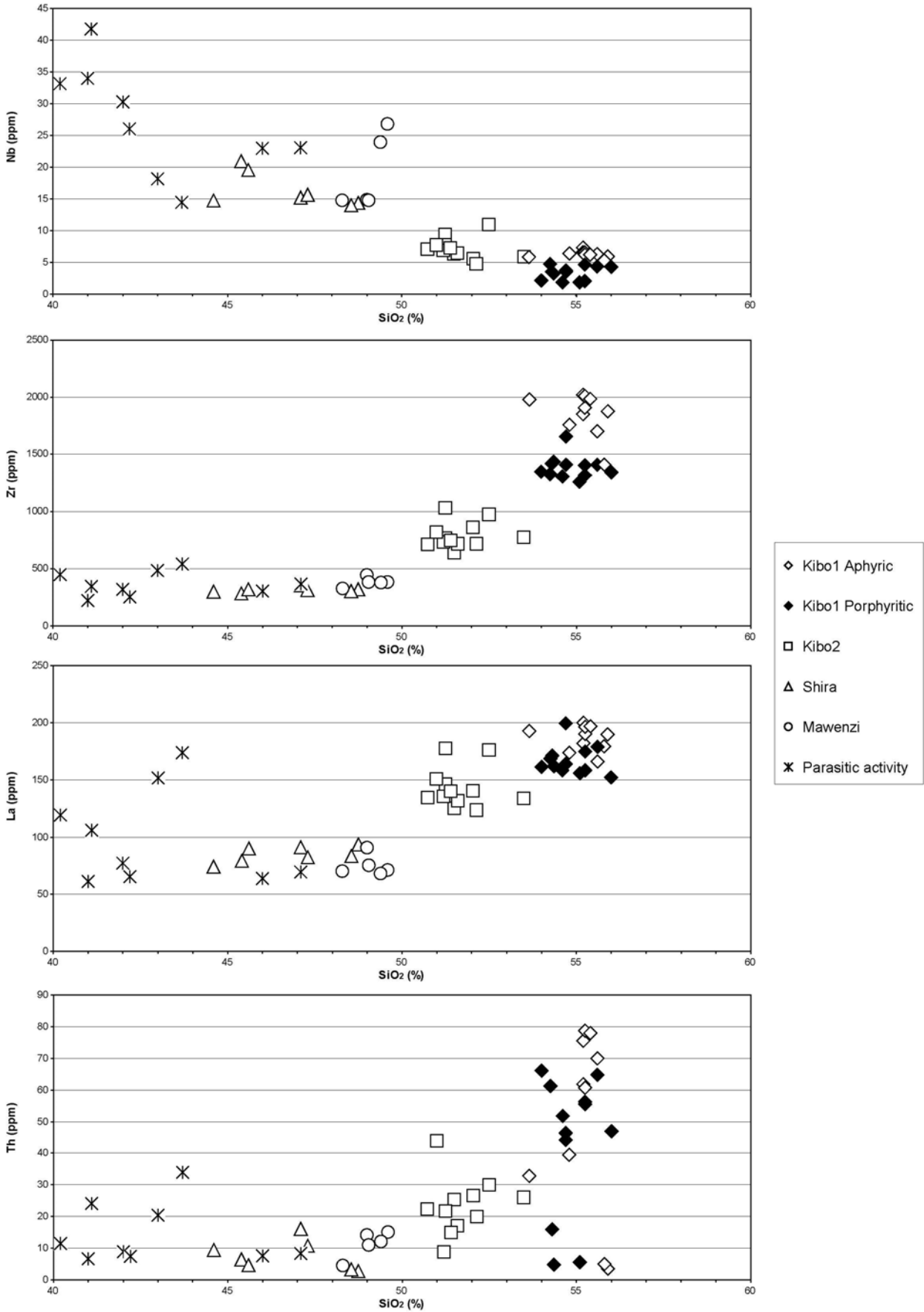


### **Trace element vs. SiO<sub>2</sub>.**

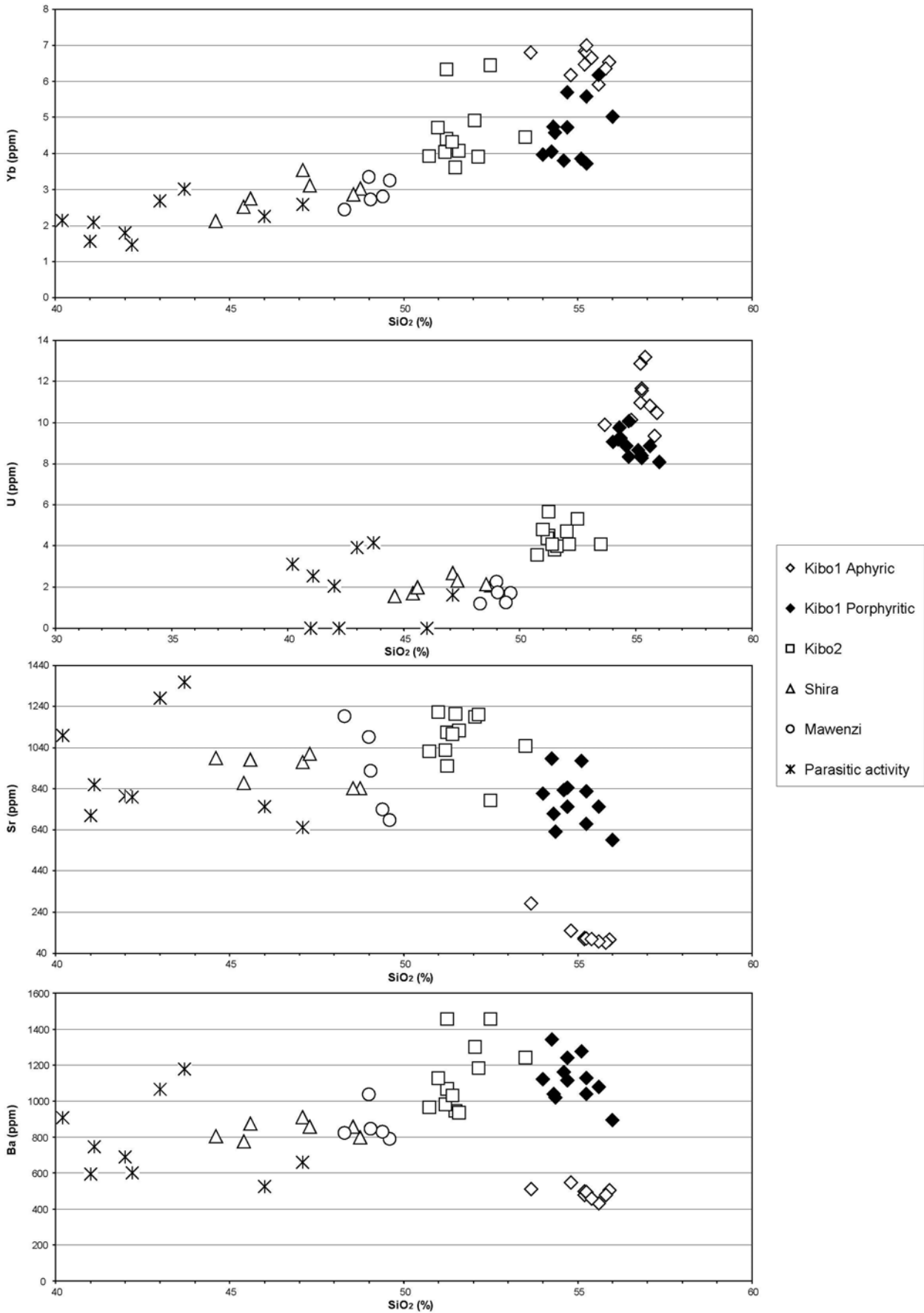
Using SiO<sub>2</sub> as a differentiation index, selected trace element variations allow to distinguish several tendencies within the Kilimanjaro lavas. LREE and HREE concentrations do not show the same behaviour within the different groups: while Yb concentrations systematically increase with SiO<sub>2</sub>, La concentrations are very scattered, within the parasitic vent group, where La can reach the level of concentrations of the samples from the Kibo1 group but also increase linearly with SiO<sub>2</sub> in the other groups. On the other side, Kibo1 and Kibo2 groups have rather homogeneous La concentration range, but variable Yb. This last feature seems to be related to the porphyritic character of the lavas.

Regarding Zr, Nb, Th and U, Shira and Mawenzi lavas present the same range of concentrations, independently from SiO<sub>2</sub> values. Except for Nb, these element concentrations increase for more fractionated lavas (i.e. SiO<sub>2</sub>>50%). However, Zr, Nb and U do not behave like Th or even Sr. While the first systematically increase with SiO<sub>2</sub>, Ba, Th and Sr are more scattered, defining two different groups. This also may be related to the porphyritic character of the lavas, but the groups defined in the Kibo1 lavas are not the same whether Sr and Ba on one side or Th on the other side are concerned.

In terms of global trace element enrichment, Shira and Mawenzi lavas have very similar range of concentrations, although showing different pattern shapes. Adventives and Kibo2 lavas display also similar patterns and range of concentrations. However, Adventives have contrasted ranges of concentrations while Kibo2 lavas are more homogeneous. Kibo1 lavas show the more enriched and fractionated trace element features.



**Fig. 3.26:** Trace element concentrations as a function of SiO<sub>2</sub>.



**Fig. 3.26 (suite):** Trace element concentrations as a function of SiO<sub>2</sub>.

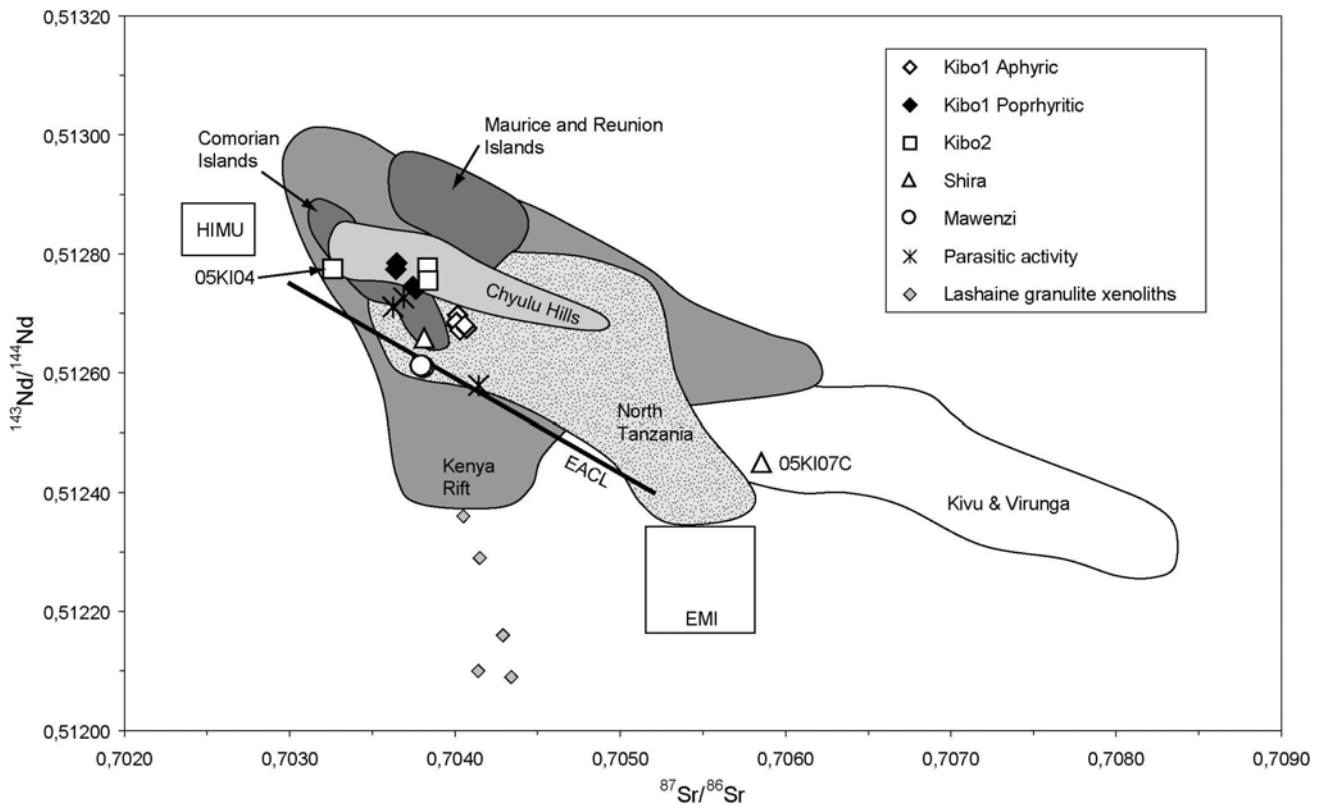
## ISOTOPIC COMPOSITIONS.

The Sr and Nd isotopic compositions of nineteen samples from Mount Kilimanjaro are presented in Tab. 3, Annexe 9 and have been plotted in a  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  diagram, uncorrected from ages, (Fig. 3.27).

With the exception of samples 05KI04 and 05KI07C, and despite their intermediate or very differentiated character, Mt. Kilimanjaro samples fall in the most depleted part of the field defined for North Tanzania lavas (Paslick et al., 1995; 1996). Our data appear consistent with Sr and Nd isotopic compositions measured for Chyulu Hills (Späth et al., 2001) and for Kenya Rift lavas (Le Roëx et al., 2001; Macdonald et al., 2001; Clément et al., 2003) without reaching the most depleted signatures in Sr and Nd observed for these lavas. They plot on or close to the East African Carbonatite Line (EACL) defined by Bell and Blenkinshop (1987) on the basis of Sr-Nd isotopic variations in recent carbonatite lavas. This EACL has been interpreted as a mixing trend between two mantle end-members with compositions similar to two well-known OIB sources (Bell and Blenkinshop, 1987; Bell and Tilton, 2001): the HIMU (high U/Pb) and EMI components (Zindler and Hart, 1986). When compared to the Indian ocean OIB, the majority of Kilimanjaro samples display  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios close to the Comores Archipelago (Späth et al., 1996; Class et al., 1998). Therefore, they present a very distinctive signature, with lower  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  for the same range of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , compared to the Indian ocean OIB of Maurice and Reunion islands field (Hamelin et al., 1985; Newsom et al., 1986; Mahoney et al., 1989; Peng and Mahoney, 1995; Fisk et al., 1988; Albarède et al., 1997; Fretzdorff and Haase, 2002; Luais, 2004; Paul et al., 2005).

Regarded as a whole, the Mt. Kilimanjaro samples are characterized by a restricted (except sample 05KI07C) range in Sr isotopic compositions ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703261\text{-}0.704143$ ) with more scattered Nd isotopic signatures ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512579\text{-}0.512776$ ).

The two Shira samples, despite their petrological nature, display very different isotopic signatures: basanite 05KI08B, with ratios  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703816$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512655$ , plot on the range of other Kilimanjaro lavas, whereas sample 05KI07C trachybasalt ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705856$  for  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512447$ ) is clearly the more enriched sample of our dataset. It is noteworthy that 05KI07C and 05KI08B have been sampled in a restricted area: 05KI07C represent a host rock of the dyke 05KI08B. 05KI07C isotopic composition may give us a constraint on the nature of the assimilated material, as crustal assimilation can be reasonably suspected to be responsible for this isotopic drift (Furman, 2007).



**Fig. 3.27:**  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  correlation diagram for lavas erupted from the different centres of Mount Kilimanjaro (Shira, Mawenzi, Kibo and Parasitic activity) together with lavas from volcanic provinces associated with the East African Rift system and Indian ocean OIB. HIMU, EMI: mantle end-members from Zindler and Hart (1986), EACL: East African Carbonatite Line defined by Bell and Blenkinsop (1987). Sources of data: Lashaine granulite xenoliths (Cohen et al., 1984), North Tanzania (Paslick et al., 1995; 1996), Chyulu Hills (Späth et al., 2001), Kenya Rift (Le Roëx et al., 2001; Macdonald et al., 2001; Clément et al., 2003), Kivu and Virunga volcanic province (Western arm, De Mulder et al., 1986; Rogers et al., 1992; Furman and Graham, 1999), Comorian Islands (Class et al., 1998; Späth et al., 1996), Maurice and Reunion islands (Hamelin et al., 1985; Mahoney et al., 1989; Peng and Mahoney, 1995; Paul et al., 2005; Newsom et al., 1986; Fisk et al., 1988; Albarède et al., 1997; Fretzdorff and Haase, 2002; Luais, 2004).

The two Mawenzi samples show very restricted Sr and Nd isotopic compositions ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703792\text{-}0.703807$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512610\text{-}0.512613$ ) and have lower  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios compared to the majority of our samples, plotting just below the EACL.

Samples with the highest  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  belong to the Kibo2 and Kibo1 porphyritic groups, and plot clearly on the field defined by Chyulu Hills lavas (Späth et al., 2001). It is worth mentioning that only sample 05KI04 plots away from the North Tanzanian field, having low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703261$  for  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512775$ . Such signatures have been already reported for Chyulu Hills lavas, and this sample displays lower Sr isotopic ratios than the two other Kibo2 samples, for similar  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios. Furthermore, Kibo1 porphyritic and aphyric lavas display distinctive isotopic signatures: Kibo1 aphyric lavas isotopic ratios are systematically lower in Nd (0.512672-0.512697) and higher in Sr (0.704008-0.704069) than Kibo1 porphyritic ones (respectively 0.512741-0.512774 for Nd and 0.703641-0.703763 for Sr).

Lavas erupted from the parasitic vents display an important range of isotopic signatures. Samples 05KI41B and 03TZ42B, with  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703624$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512711$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703690$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512726$  respectively, plot clearly within the range of the majority of Kilimanjaro lavas. Basalt 03TZ41B falls close to the Mawenzi samples with  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512579$  for  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704143$ .



## PETROGENETIC PROCESSES.

### **The effect of crustal assimilation.**

The Sr and Nd isotopic compositions measured for Kilimanjaro lavas, including highly differentiated facies, show clearly that these rocks are only marginally or weakly contaminated by the African continental crust (except sample 05KI07C). In comparison, the Kenya rift data shows two trends: (1) toward very low Nd isotopic ratios, with isotopic composition close to the Tanzanian granulitic xenoliths (Cohen et al., 1984), suggesting that a lower crust assimilation process has occurred; (2) toward very Sr radiogenic values, suggesting the assimilation of an upper crustal component (Rollinson, 1993). In Mt. Kilimanjaro lavas, only 05KI07C, with its high Sr and low Nd ratios, highlights the occurrence of such a process. However, our data seem to define a rough trend towards sample 05KI07C isotopic composition, suggesting therefore that an upper slight crustal assimilation process may have occurred during the evolution of magmas. Such an assimilation process might explain the different isotopic signature found in Kibo1 porphyritic and Kibo1 aphyric lava groups, but its importance remains relatively limited. Only the Mawenzi samples and 03TZ41B, given their low  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , might evidence that assimilation of lower crustal material occurred to some extent. For a general point of view and according to the large volume of magma emitted, AFC process should play a limited role in the genesis of Kilimanjaro melts. In the following section, we therefore discussed their petrological and geochemical characteristics in terms of melting and fractionation processes.

### **Partial melting and source composition.**

The genesis of alkaline lavas is still a matter of debate, especially in continental rift settings. This debate is intrinsically linked to the active or passive rifting models applied to the magmatic extensional provinces under study. In the first case, melts are the direct expression of an asthenospheric mantle plume at the surface, as documented in intra-plate oceanic islands (McKenzie and Bickle, 1988; Arndt and Christensen, 1992). The origin of alkaline magmas in passive rift frameworks is more complex, as it involves hydrous melting of the lithospheric mantle, probably triggered at depth by the thermal effects of a hotspot (Ebinger and Sleep, 1998, Nyblade and Robinson, 1994). Hydrous melting of the lithospheric mantle becomes plausible only if hydrous phases, like amphibole or phlogopite, exist within

the source material (McKenzie, 1989; Gallagher et Hawkesworth, 1992 ; Turner et al., 1996; Class and Goldstein, 1997; Le Roex et al., 2001).

The East African Rift provides an unique setting where the transition from (1) rift-axis basaltic volcanics with typical plume-like isotopic compositions (Barrat et al., 1998; Roger et al., 2000) to (2) more differentiated alkaline lavas, supplies insights for further discussing the respective contributions of lithospheric versus asthenospheric melting processes for magma genesis (Pik et al., 1999; Furman et al., 2004; Furman, 2007). In the case of the NTD, the occurrence of large volcanoes over a continental crust of normal thickness (ca. 40 km) (Birt et al., 1997; Last et al., 1997), may favour the location of the melting zone in the lithosphere. The geochemical study of young (1 Ma-old) primitive alkaline lavas from the Chyulu Hills chain, NE of the NTD, suggests that melting should have occurred in the lithosphere, involving source material containing residual amphiboles directly linked to metasomatism of the lithospheric mantle by melts coming from the plume underneath (Späth et al., 2000, 2001).

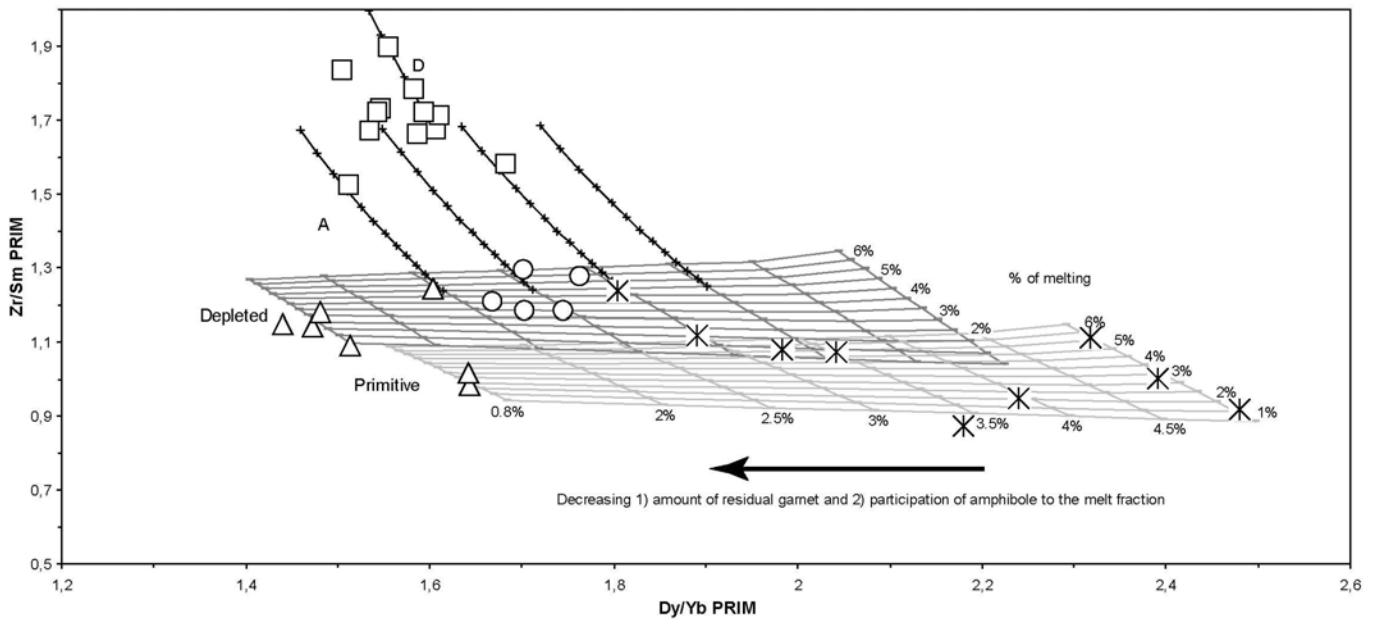
This genetic model is discussed below for Mt. Kilimanjaro volcanics, in the case of which additional difficulties exist because of (1) the apparent lack of co-genetic primitive melts, and (2) the important time interval between the emplacement of the oldest (Shira) and youngest (parasitic vents) basanites. This temporal gap, combined to the spatial distribution of analysed lavas which further display contrasted isotopic compositions, allows us to infer that the source(s) below the whole Kilimanjaro edifice is (are) either heterogeneous at a small/medium scale or have changed through time. Furthermore, some lavas also display a crustal assimilation imprint which can therefore obliterate their original trace element signatures. However, one favourable condition for studying mafic lavas from Kilimanjaro is that, like in the case of Chyulu Hills volcanics, rather primitive melts were found within the parasitic vent group.

Besides lavas of the Kibo groups which clearly originated from evolved melts, all the studied lavas show similar trace element patterns, hence suggesting that, even if their sources are isotopically heterogeneous, their mineralogy and the inferred melting model may be quite similar. Furthermore, the roughly similar trace element patterns of the different lava groups provide indirect evidence for a persistent residual mineralogy of their source during the melting process (Späth et al., 2001). In order to estimate model source composition, we choose the sample 03TZ42A, which is olivine accumulative. The olivine fractionation effect on its trace element content is therefore balanced by the occurrence of olivine phenocrysts within the lava, and therefore we did not correct the trace element content for crystallisation

of olivine prior to the calculation of the source composition. The specific trace element features of this melt include : (1) a clear LILE (Cs, Rb, Ba) and Th depletion, (2) a strong Nb, Ta and LREE enrichment, (3) marked K, P and Li negative anomalies, and finally (4) slight Zr-Hf and Ti negatives anomalies. This features, together with K depletion, have been used by several authors to emphasize the behaviour of amphibole as a phase contributing to the melt fraction but not totally consumed during melting (Francis et Ludden, 1990; 1995; Le Roex et al., 2001; Späth et al., 2001).

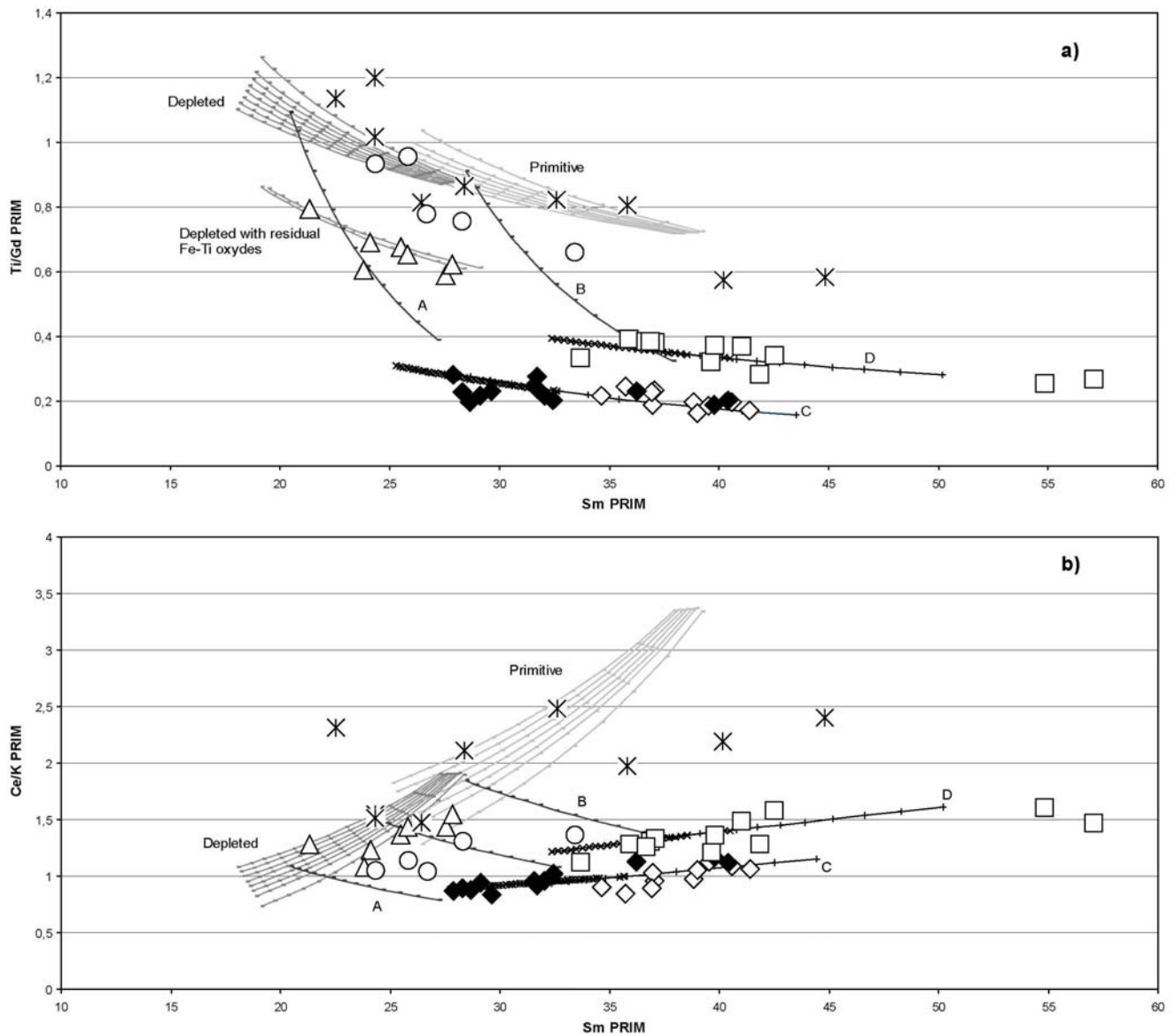
The detailed comparison of data on our primary melt composition and those obtained by Späth et al. (2001) for the Chyulu Hills lavas shows that the sample 03TZ42A shares almost all the trace element characteristics used by these authors to demonstrate the residual nature of amphibole within the lithospheric mantle melting process, while no feature demonstrates the contribution of phlogopite. It is beyond the scope of this paper to perform a detailed direct and reverse partial melting modeling on the basis of Kilimanjaro lava analyses since the majority of them have undergone extreme fractional crystallisation effects, while in addition some of them experienced AFC processes.

In the following paragraph, different grids relevant to various melting trends are discussed in order to address the issue about compositions of melts during melting and crystallisation processes. We consider that lithospheric partial melting occurs in the stability domains of both garnet and amphibole which are considered as residual mineral during melting. These two last assumptions are required to explain 1) the relative depletion of Cs, Rb, Zr, Hf and K and 2) the clear HREE fractionation. In the following, we test the melting of two different sources displaying the same starting mineralogy, but which differ by their trace element contents (corresponding to the original source of 03TZ42A before melting at different rates of 1% and 5%, referred to as primitive and depleted, respectively, in Fig. 3.28). We use the accumulated fractional melting equation from O'Hara's (1977) and test the corresponding melting paths considering variable amounts of residual garnet and variable contribution of amphibole to the melt fraction. The effect of both garnet and amphibole on the melting path is indicated in Fig. 3.28 by the black arrow labelled "decreasing amount of residual garnet". The same grids are reported in Figs. 3.29a and 3.29b.



**Fig. 3.28:** Plot of  $(Zr/Sm)_{PRIM} = f(Dy/Yb)_{PRIM}$ . Symbols same as Fig. 3.23. Reverse modeling: The source is inversely calculated from 03TZ42A basanite, considering 1% and 5% partial melting. Melting mode is 5% ol + 5.4% opx + 33% cpx + 6.6% gt + 5% amph and source mode 53% ol + 22% opx + 15% cpx + 5% gt + 5% amph. This calculation gives two different source compositions, labeled depleted (dark grey) and enriched source (light grey).

Several trends of partial melting/fractional crystallization are superimposed on the data. Partial melting is computed using O'Hara equations for accumulated fractional melting (O'Hara 1977). The dark grey lines and light grey lines correspond to melting products of an amphibole-bearing lherzolite with various amounts of residual garnet and amphibole involved (mode). The amount of residual garnet decreases from right (5%) to left (1%) with the exception for the primitive grid where we choose 0.8% to fit Shira's compositions. The percentage of amphibole participating to the melting process decreases from 8% to 4% in each grid, from right to left. Trends labeled A correspond to fractional crystallization from basanite to phono-téphrite (5% increments) with the following abundances: 3.5 Ol + 2 Amph + 12 cpx + 15 plg + 2 apat + 5.5  $O_{X(Fe-Ti)}$ . Trend D illustrates evolution within phono-tephrite (5% increments) considering the following mineralogical mode 1 amph + 1 cpx + 14 plg + 15 K-felds + 1 apat + 2  $O_{X(Fe-Ti)}$  (adapted from Le Roex et al., 1990). Partition coefficients are from Caroff et al. (1993) and reference therein, and Ablay et al. (1998).



**Fig. 3.29: a)**  $(\text{Ti/Gd})_{\text{PRIM}} = f(\text{Sm})_{\text{PRIM}}$ . Grids are the same as in Figure 3.28. The melting path fitting Shira's basanites is calculated with a different residual source mineralogy (1.2% residual Fe-Ti oxides). Trends A (same as Fig. 3.28) and B corresponds to the effect of fractional crystallization from basanite to phono-tephrite, using different starting compositions. Trends C and D (same as Fig. 3.28) illustrate the evolution respectively within phonolite (1 cpx + 14 plg + 20 K-felds + 1.5 apat + 4  $\text{O}_{\text{X(Fe-Ti)}}$ ) and phono-tephrite (same as Fig. 3.28). **b)**  $(\text{Ce/K})_{\text{PRIM}} = f(\text{Sm})_{\text{PRIM}}$ . Same melting grids and crystallization paths as in a).

### **Origin of basanites.**

Whatever the tested melting paths and mineralogy, it is clear that the basanites from Shira and parasitic groups do not share the same source material, and this feature cannot be simply explained by fractional crystallisation within the basanitic range of composition. Moreover, Shira basanites also display lower Ti/Gd ratios compared to the others. Two possible explanations are suggested by Fig 3.29a plots. They imply that either massive crystallisation of Fe-Ti oxides occurred prior to emplacement of the Shira basanitic melts, or that oxides behave as residual minerals in the source of the Shira basanites. Fe-Ti oxide crystallisation is known to compensate the HREE fractionation inherited from the source. However, basanites from Shira are: 1) not as much depleted in Ti as Kibo tephrites and phonolites for example, the HREE patterns of which are clearly flat, and 2) different from parasitic basanites in terms of Ce/K ratios. These two characteristics are consistent with the hypothesis of different sources for these melts.

### **Fractional crystallization from basanites to phono-tephrites.**

The fact that a continuous evolution from basanite to phonolite occurs within the Kilimanjaro edifice allows us to infer that these magmas have followed a similar fractional crystallisation sequence, whether or not being co-genetic (Price et al., 1985; Le Roex et al., 1990; Weaver, 1990; Kyle et al, 1992; Ablay et al, 1998). We have reported in Figs. 3.28 and 3.29a and 3.29b fractionation trends corresponding to the evolution from basanites to tephrites and phono-tephrites and within phono-tephrites and phonolites (Le Roex et al., 1990). The main effect on trace element signatures is related to fractionation of 1) apatite which traps the REE and P, and fractionates U from Th (not shown), 2) Fe-Ti oxides which cause a strong Ti depletion associated with a decrease of the Dy/Yb ratios.

Fractionation within the phono-tephrite (Kibo 2) and phonolitic (Kibo1) series is partly counterbalanced by the variable amount of phenocrysts within the lavas. This is particularly critical for Sr, K, Ba in aphyric phonolites (Fig. 4 and Fig. 5) and porphyritic phonolites (plagioclase and K-feldspar accumulation). Fe-Ti oxides has been removed from the magmas before phono-tephrite and phonolite fractionation episodes, as its fractionation commonly occurs at the tephritic/trachyandesitic stage of evolution of alkaline series. Considering the mineralogical assemblage thought to crystallise from phono-tephrite to phonolite (Le Roex et al, 1990, Ablay et al., 1998), it is almost impossible to draw an evolution trend from Kibo2 to



Kibo1 magmas. Therefore, we propose that the phono-tephritic magmas did not reach the surface at the time Kibo1 lavas were emitted. Taking into account the limited assumptions we can make from evolved lava compositions, Kibo1 and Kibo2 lavas may have originated from different batches of magma, derived from a different source or alternatively from the same source which has experienced variable degrees of melting.

### **Isotopic constraints.**

The isotopic signatures of both Kibo1 and Kibo2 lavas are not distinguishable in a Nd-Sr diagram. Only the porphyritic phonolites from Kibo1 show a slight drift towards enriched signatures, which can be related either to magma mixing or to crustal assimilation. On another side, the progressive temporal depletion of the source beneath the Kilimanjaro seems a reasonable explanation for the apparent trace element depletion of phonolites (Kibo1) compared to phono-tephrites (Kibo2). This hypothesis is consistent with the time gap which separates Kibo2 and Kibo1 magmatic events (Bagdasaryan et al., 1973; Baker et al., 1971; Wilkinson et al., 1986; Nonnotte et al, submitted). Moreover, it is worth noting that Mawenzi trachybasalts fall on the continuity of the fractionation trends (Fig. 3.28, 3.29a and 3.29b) defined by contemporaneous Kibo2 phono-tephrites, although these two groups show different isotopic signatures.

Nd isotopic compositions reported in a  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=\text{f}(1/\text{Nd})$  diagram show that phonolites from Kibo1 define a mixing trend between depleted and enriched components (Fig. 3.30). Kibo2 lavas define a different mixing trend: they share with Kibo1 the same depleted end-member, but Kibo2 enriched pole is different (more depleted) from that of Kibo1. It is worth noting that the trend within Kibo1 group is defined by aphyric and porphyritic lavas: this feature might be related to magma mixing within a magma chamber, the melt from which the phenocrysts crystallised being isotopically different from the melt carrying them. With the exception of one parasitic vent sample, Mawenzi, Shira and parasitic lava groups do not fall on these mixing lines.

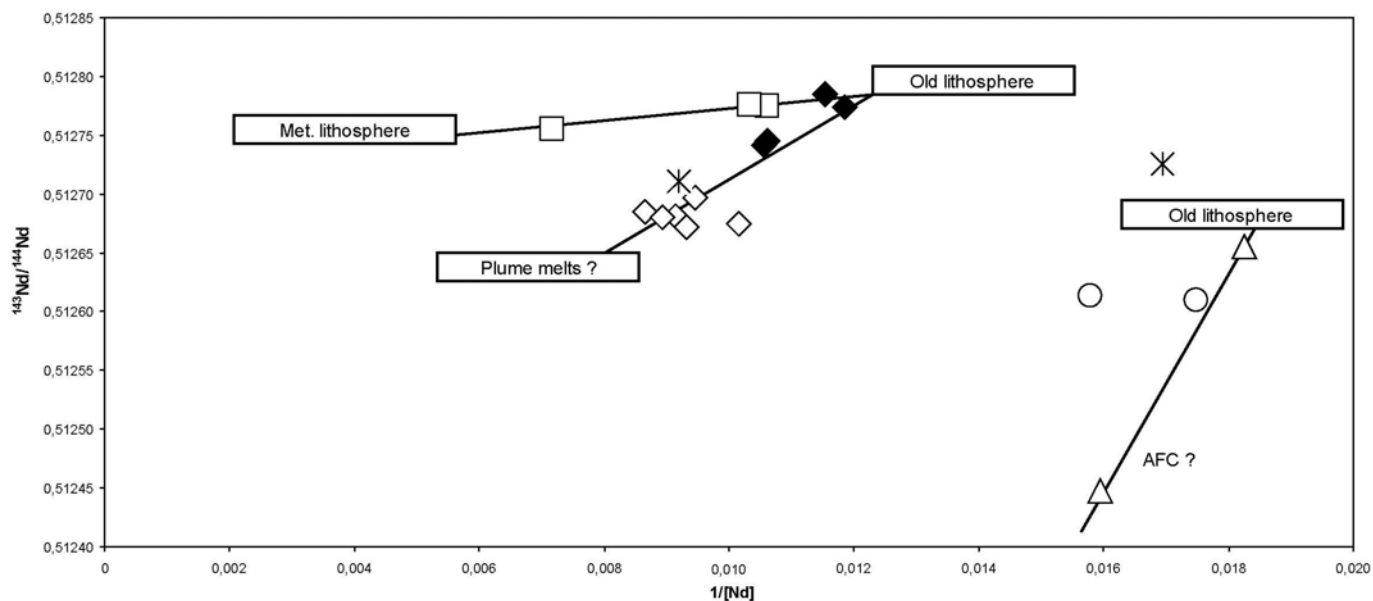
Trace element modelling allows us to propose that a progressive temporal depletion of the source occurred beneath the Kilimanjaro area, from the Shira main volcanic episode to the late phonolitic event building the Kibo cone. Furthermore, this depletion has affected part of the lithospheric mantle, which also displays different isotopic signatures. Shira source was enriched in terms of Nd isotopes and trace element concentrations, but melted in a relatively shallow amphibole+garnet facies, characterised by low amounts of garnet. On the other side,

Kibo sources were depleted in terms of Nd isotopes and trace element concentrations but melted in a deeper amphibole+garnet facies, with more garnet.

At this step, two questions remain unsolved: 1) are the hydrous minerals present in the lithospheric mantle beneath this zone related to an ancient metasomatism of the African lithosphere (Cohen et al., 1984; Paslick et al. 1995; Lee et al., 2000; Burton et al., 2000) or to the recent activity of a plume beneath Eastern Africa (Späth et al., 2001), or both, and 2) is there any occurrence of true asthenospheric melts on the Kilimanjaro?

### **Isotopic signature modelling.**

Decoupling of trace element enrichment and depleted isotopic compositions have been used by several authors (Clague and Frey, 1982; Späth et al., 2001) to emphasize that the metasomatic event which affected the lithospheric mantle and therefore triggered its melting was contemporaneous with the activity of the plume. Alternatively, isotopic data on mantle xenoliths from Kenya and Tanzania yielded old (Proterozoic) ages (Cohen et al., 1984; Burton et al., 2000). In case of an old lithospheric metasomatic event, a rough calculation of the source initial Nd isotopic composition (using the calculated trace element composition of the source and an age of 2 Ga) indicates clear mantle signatures (around 0,5108 compared to 0.51006 for the CHUR). On the other hand, the effects of mixing plume-derived melts with an old refractory lithospheric mantle, which has developed its own radiogenic signature, are difficult to calculate. Refractory lithospheric mantle, isolated from a chondritic reservoir at 2 Ga, with a  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratio of 0.003 gives a  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$  value of 0,51303. Taking reasonable assumptions for the plume melts ( $[\text{Nd}] = 60$  ppm,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5126$ ), 10% plume melts are needed to change the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  of the mantle source to fit the observed isotopic signatures. Furthermore, the complex geodynamic history of this part of the African continent, involving successive Precambrian orogenic events and a number of younger extensional processes (Karoo, Cenozoic), may be used as an indirect argument to support the “young metasomatism” hypothesis.



**Fig. 3.30:**  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = f(1/\text{Nd})$  for the measured samples. The lines indicated the proposed mixing trend within Kibo 1 and 2 groups of lavas. Symbols same as in Fig. 3.23. The hypothetical isotopic end-members are super-imposed to the Kilimanjaro data. Local DMM: lithospheric depleted mantle, Met. Lithosphere: lithospheric mantle metasomatized by plume melts, Plume melts?: asthenospheric melts, old lithosphere: composition of the fertile old lithosphere, AFC: crustal contamination effect on Shira's magmas.

One plausible explanation reconciling trace element and isotopic signatures may be that during the Shira magmatic episode (3-2Ma) heating of the lithospheric mantle by the plume has triggered the melting of an ancient metasomatised source at lower depths (lesser amounts of residual garnet), producing Shira basanites. Further temporal infiltration of plume melts led to a progressive change of the composition of the source (metasomatic crystallisation of amphibole at greater depths). Then, after a time gap corresponding to further addition of plume melts into the lithosphere, thermal heating by the plume head triggered the melting of this source deeper than the Shira one (i.e. containing more residual garnet). This metasomatic event might explain the time gap between the end of the Shira magmatism and the main edification stage of Mawenzi and Kibo cones. In addition, the existence of a mixing trend between Kibo1 aphyric and porphyritic phonolites may be related to the arrival into the Kibo magma chamber of enriched plume-derived asthenospheric melts, incorporating then previously crystallized minerals left behind by Kibo2 melts. However, we cannot totally discard the hypothesis of massive crustal contamination for Kibo1 aphyric phonolites.

#### **ACKNOWLEDGEMENTS.**

Research authorization was provided by the Tanzania Commission for Science and Technology and by Tanzania National Parks. We are indebted to the authorities of Kilimanjaro National Park and to Dr. J. Wakibara for their help to organize our field work in the Marangu area. We thank Pr. S. Muhongo (univ. of Dar Es Saalam) and the French Embassy for their support. All the team is particularly indebted to our Chagga guides R. Mtuy and S. Gaudence, and to all the porters who guide us up to the Kilimanjaro summit. Special thanks are due to B. Doerler for climbing with us the 'White Mountain'. Many thanks to R. Maury for all his constructive comments and corrections on a preliminary version of the article. This study was supported by the DyETI program of CNRS-INSU and by a grant of SUCRI (UBO, Brest). Contribution n° of the IUEM, European Institute for Marine Studies (Brest, France).

**Plate 1 :**

Photomicrographs of intrusive lithologies and lavas from Mount Kilimanjaro main volcanic formations. All the microphotographs were taken in polarized light at x40 zoom.

**A)** Intrusive basanitic sample with doleritic texture 05KI07B from *Shira Ridge group*.

**B)** Phono-tephrite 05KI15 from *Lava Tower group* with tabular phenocrysts of Na-feldspar.

**C)** Phonolite 05KI20 from *Rhomb Porphyry group* with mega-phenocrysts (30-40 mm long) of Na-feldspar (upper left corner) and olivine phenocrysts in a fine crystallized groundmass of nepheline microcrysts and K-feldspar microliths.

**D)** Aphyric phonolite 05KI31 from *Lent group* with microcrysts of amphibole in a microlithic groundmass of K-feldspars.

**E)** Tephri-phonolite 05KI35 from *Caldera Rim group* with mega-phenocrysts of Na-feldspars and scarce nepheline phenocrysts.

**F)** Aphyric phonolite 05KI22 from *Inner Crater group* with olivine microcryst in a well-crystallized groundmass of K-feldspars microliths.

**G)** Intrusive trachybasalt 05KI45 with finely crystallized groundmass from the important dyke swarm of the *Neuman Tower-Mawenzi group*.

**H)** Cumulative basalt 03TZ40 from *Parasitic activity* sampled in the Rombo zone with olivine and zoned clinopyroxene phenocrysts.

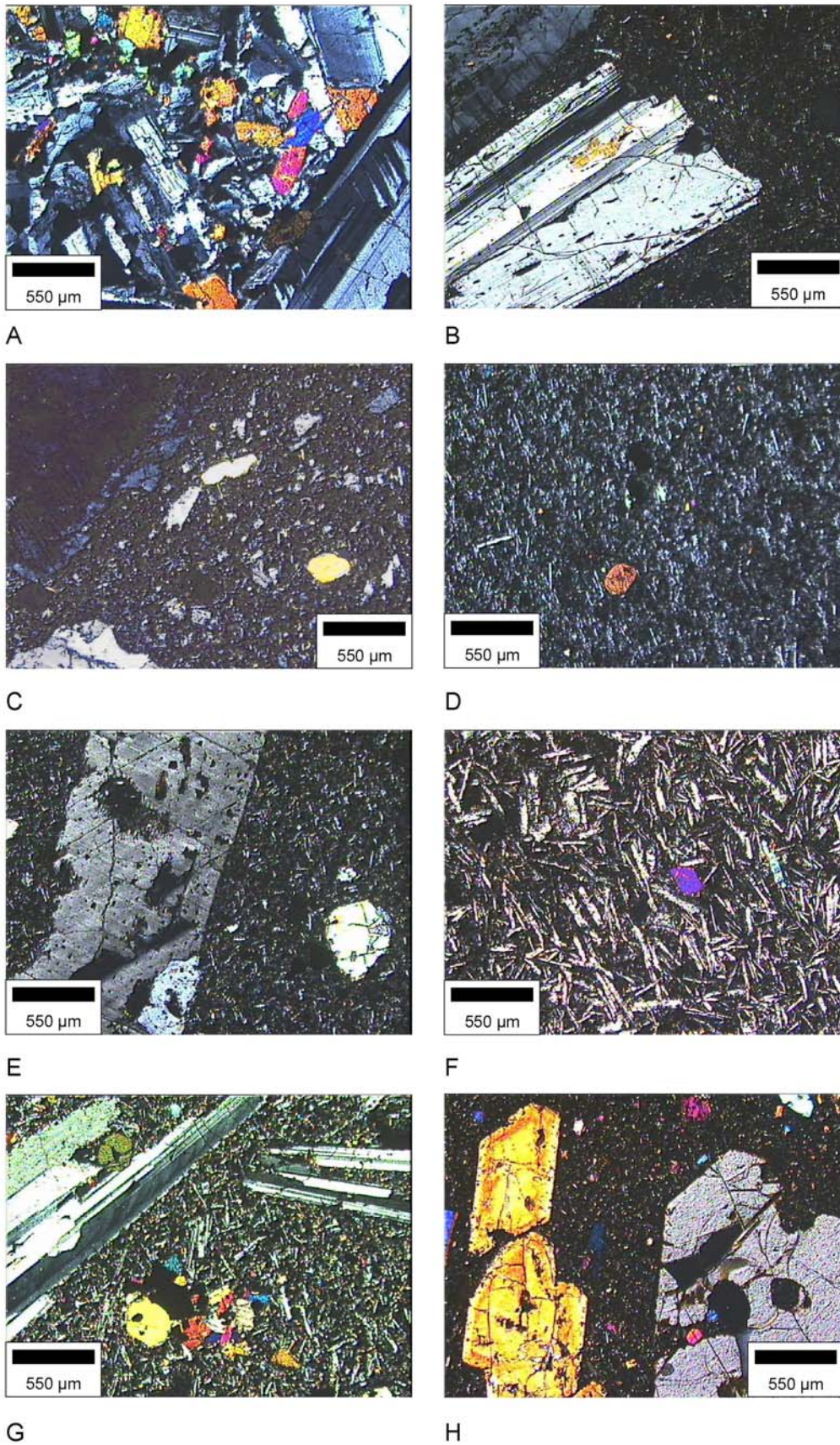
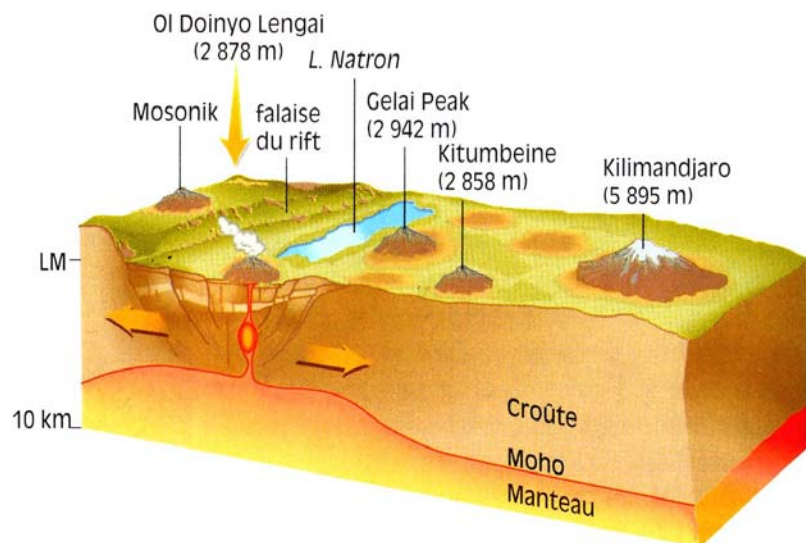


Plate 1



## **CHAP. 4. NATURE ET EVOLUTION DU MANTEAU SOURCE SOUS LA DIVERGENCE NORD TANZANIENNE.**

À droite: illustration représentant le rift continental d'Afrique de l'Est, en correspondance du volcan Ol Doinyo Lengai, en Tanzanie. La remontée du manteau se traduit par des poussées qui ébranlent la croûte terrestre dans des zones de fracture situées de part et d'autre de la dorsale. Le résultat final est une région plus affaissée que les aires environnantes, où viennent confluer les eaux en provenance des hauts plateaux et où remonte un magma de composition alcaline donnant naissance à un alignement de volcans.



Guide des Volcans - 100 volcans actifs à travers le monde, M.Rosi, P. Papale, L. Lupi et M. Stoppato, 2000

## **A. Caractérisation pétrologique des principaux ensembles volcaniques de la Divergence Nord Tanzanienne.**

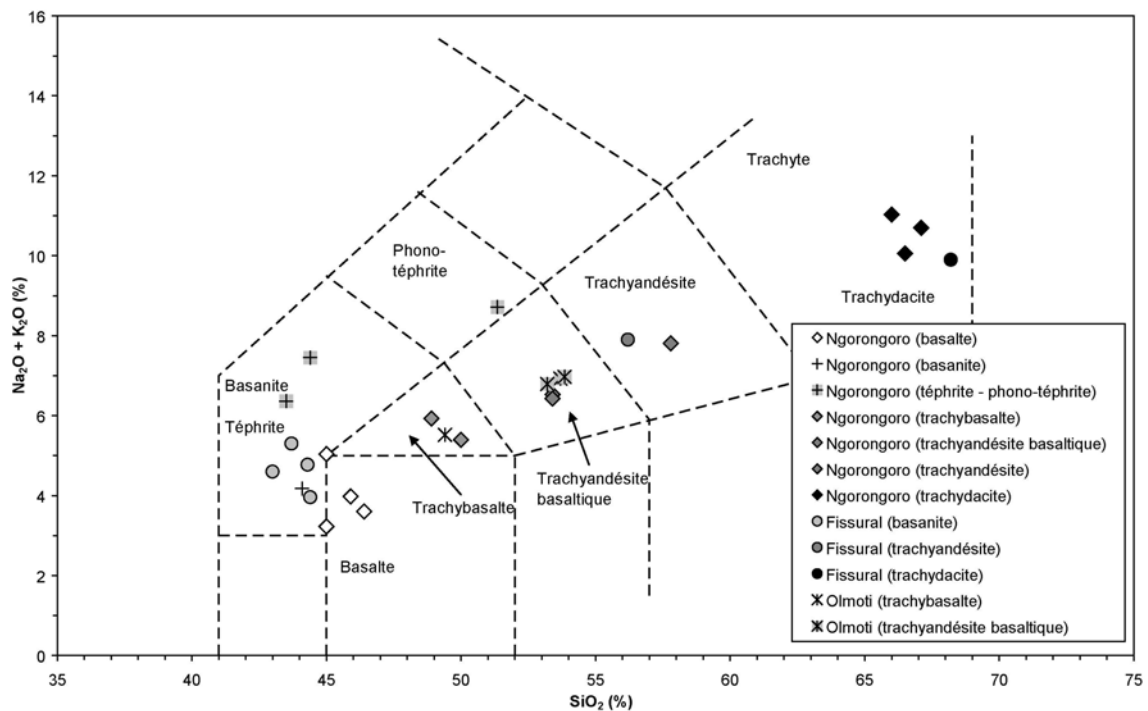
Après avoir pris connaissance des principaux affleurements des grands ensembles volcaniques de la DNT, et de la caractérisation pétrographique des formations étudiées (Chap. 2), il convient de discuter leurs caractéristiques pétrologiques. Les concentrations en éléments majeurs ont été acquises par ICP-AES (le protocole expérimental détaillé est disponible au Chap. 5 C) et sont reportées dans plusieurs tableaux annexes : (1) Annexe 3 pour les échantillons provenant des Craters Highland et le Ngorongoro, (2) Annexe 5 pour les échantillons provenant des rifts Natron-Manyara et (3) Annexe 7 pour les échantillons prélevés dans la zone d'Arusha et du Mt Meru. Les résultats analytiques en éléments majeurs sont discutés par grands domaines structuraux en distinguant les échantillons en fonction (1) de leur classification dans le diagramme TAS (Le Maître *et al.*, 1989) et (2) de leurs origines en terme d'édifices ou de formations volcaniques.

### **1. Les Craters Highland et le Ngorongoro.**

Les laves de la région des Craters Highland forment deux groupes distincts du point de vue de la saturation en silice. (1) Un premier groupe légèrement à fortement sous-saturé, à néphéline et olivine normatives, qui comporte des laves basiques : basaltiques et basanitiques ( $0,21 < ne. norm. < 15,95\%$  ;  $10,45 < ol. norm. < 17,55\%$ ) et des laves intermédiaires d'affinités téphritique et phono-téphritique ( $7,90 < ne. norm. < 16,07\%$  ;  $4,03 < ol. norm. < 6,41\%$ ). Les laves fortement sous-saturées ont été échantillonnées dans des formations mises en place par l'activité fissurale tardive affectant le centre du cratère du Ngorongoro et la région avoisinante ; les laves basaltiques, à moins de 5 % de néphéline normative ayant été prélevées au centre du cratère et au niveau de la Lerai ascent road. (2) Le deuxième groupe est formé de laves sursaturées, à quartz et hyperstène normatifs ( $0,94 < qz. norm. < 18,89\%$  ;  $2,60 < hy. norm. < 9,32\%$ ). Il correspond aux laves intermédiaires et évoluées échantillonnées principalement sur les flancs de la caldeira du Ngorongoro (Seneto descent road et Leari ascent road et de l'Olmoti).

Dans le diagramme TAS (Total-Alkali-Silica) de Le Maître *et al.* (1989) (Fig. 4.1), les échantillons des Craters Highland montrent une grande diversité de compositions. Les échantillons prélevés au niveau des « murs » de la caldeira du Ngorongoro ont des compositions variant de basaltes aux trachydacites, incluant des faciès intermédiaires de types

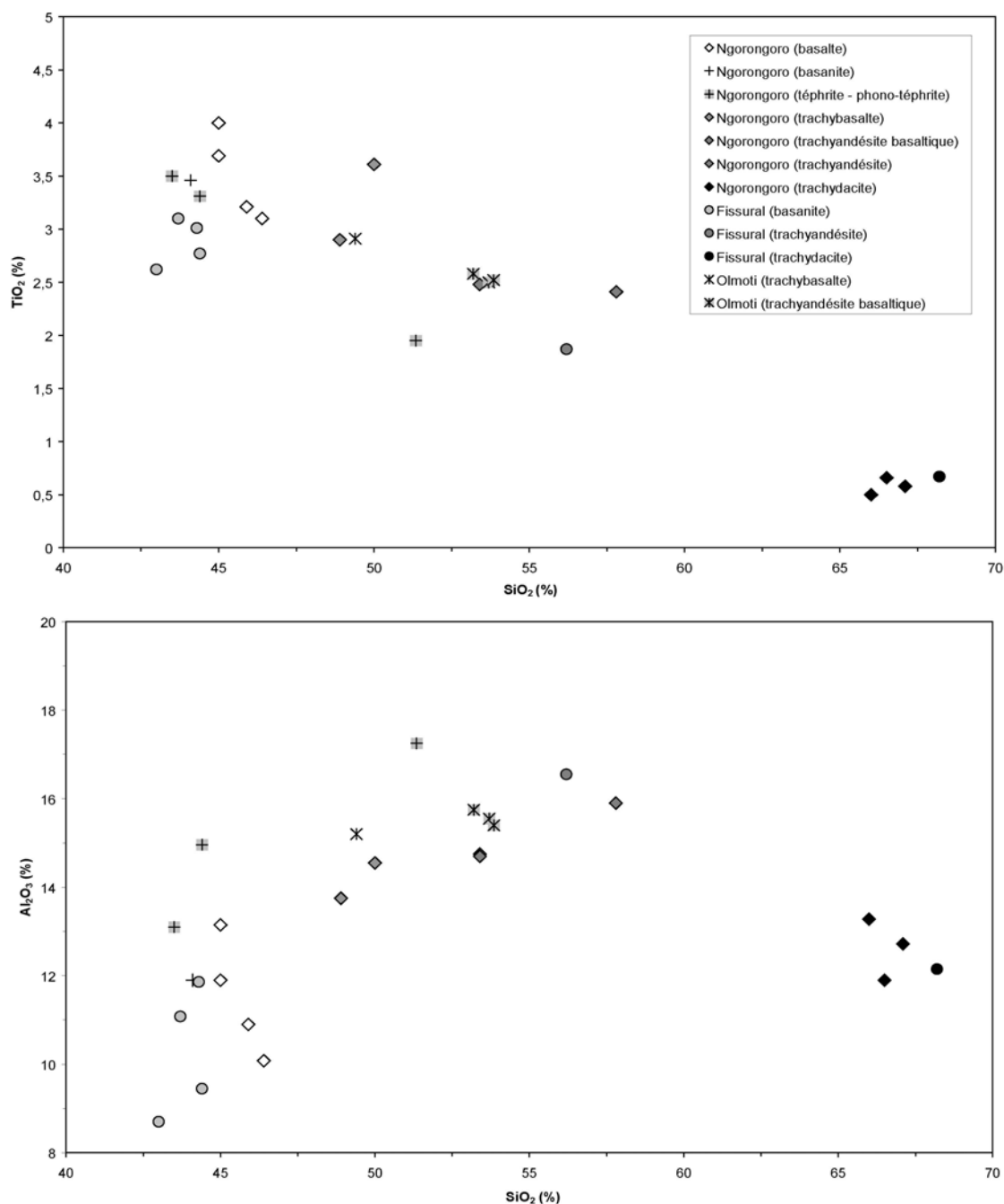
trachybasaltes, trachyandésites basaltiques et trachyandésites. Les laves échantillonnées au centre du cratère sont plus sous-saturées et se positionnent dans les champs des basaltes, des basanites-téphrites jusqu'aux phono-téphrites. Notre échantillonnage de l'Olmoti ne comprend que des laves intermédiaires de type trachybasalte et trachyandésite basaltique. L'activité fissurale tardive enregistrée par ce secteur occidental s'exprime par des laves basanitiques et plus localement par des roches intermédiaires et évoluées de nature trachyandésitique à trachydacitique.



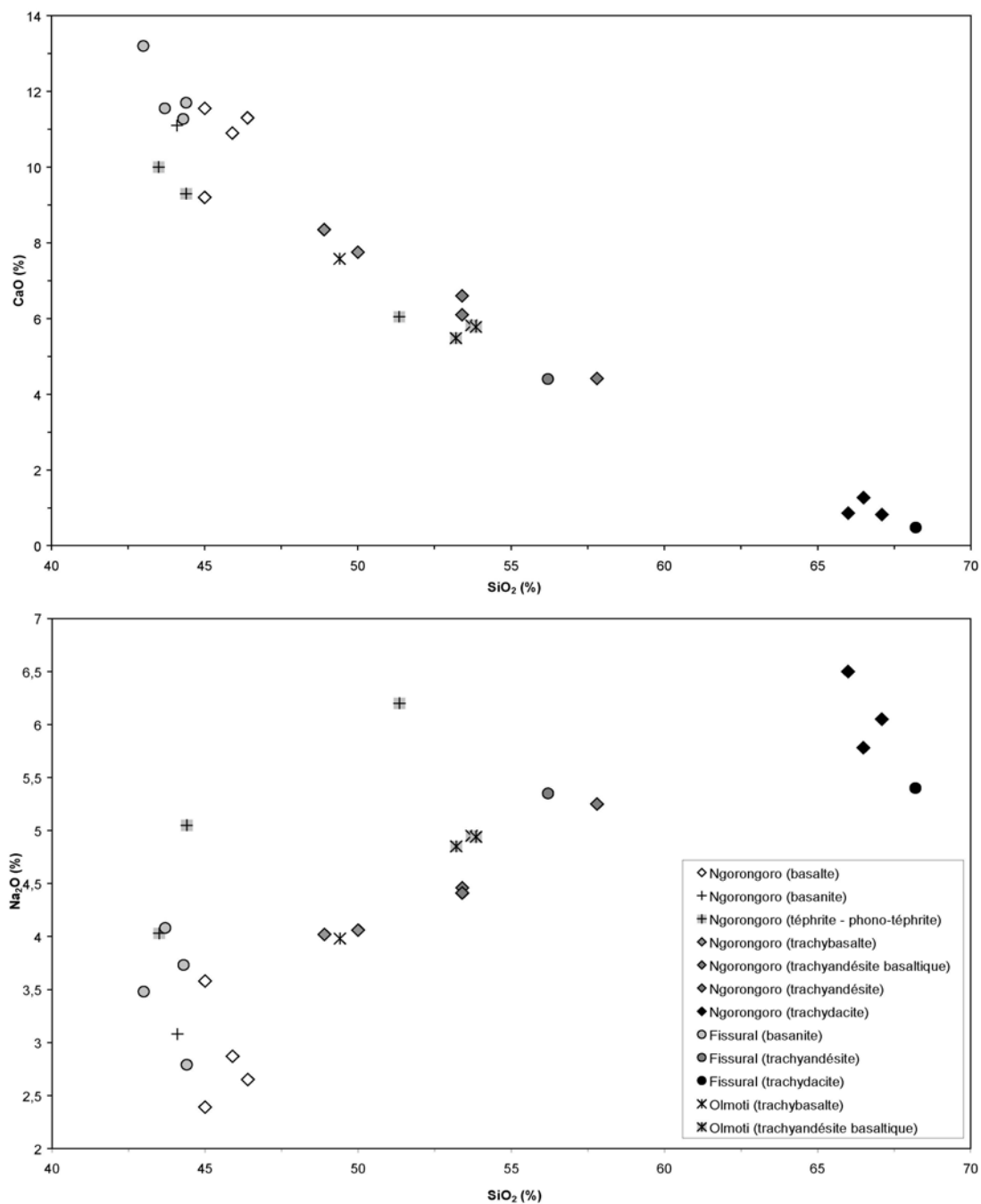
**Fig. 4.1 :** Diagramme Total-Alkali-Silica (TAS) pour les laves de la région des Craters Highland. Les champs sont tirés de Le Maître *et al.* (1989).

Dans ces laves, les variations des teneurs en plusieurs éléments majeurs :  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$ , ont été représentées en fonction de  $\text{SiO}_2$  qui constitue un bon marqueur de la différenciation (Fig. 4.2). L'augmentation de  $\text{SiO}_2$  de 43,70 à 67,10 %, des laves basiques aux laves évoluées, est corrélée à la décroissance régulière (1) de  $\text{TiO}_2$  et de  $\text{CaO}$ , de 4,00 à 0,50% et de 13,20 à 0,48% respectivement, et (2) à l'augmentation de la teneur en  $\text{Na}_2\text{O}$ , de 2,39 à 6,50%. Les variations d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  montrent une augmentation régulière jusqu'aux laves trachyandésitiques puis une décroissance nette vers les trachydacites. Cette chute de la teneur en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  entre les trachyandésites et les trachydacites reflète la cristallisation du feldspath potassique qui apparaît à ce stade de la différenciation. Les laves sous-saturées (basanites et

téphrite-phonotéphrites) échantillonnées au niveau du Ngorongoro et de ses environs (activité fissurale) forment un groupe distinct avec des teneurs en  $\text{TiO}_2$  plus faibles pour des  $\text{SiO}_2$  équivalents. A l'inverse, elles montrent généralement des teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  supérieures à celles des autres échantillons. Les laves intermédiaires de l'Olmoti montrent des teneurs en éléments majeurs équivalentes à celles du Ngorongoro et apparaissent ainsi suivre la même logique d'évolution lors de la différenciation.



**Fig. 4.2 :** Variation des teneurs en  $\text{TiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en fonction de  $\text{SiO}_2$ , pour les laves des Craters Highlands.



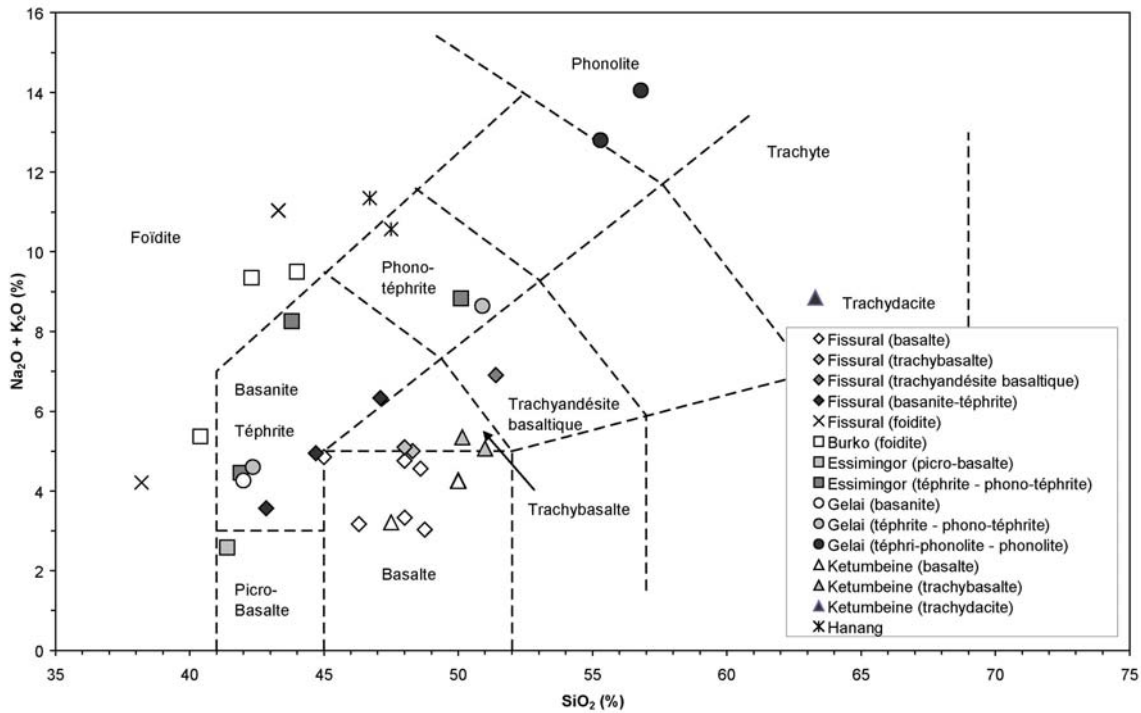
**Fig. 4.2 (suite) :** Variation des teneurs en CaO et Na<sub>2</sub>O en fonction de SiO<sub>2</sub>, pour les laves des Craters Highlands

## 2. Les rifts Natron et Manyara.

La très grande diversité des laves échantillonnées au niveau de la vallée axiale et des volcans associés, est illustrée par leurs fortes variations en termes de saturation en silice qui permet de distinguer trois groupes : (1) un premier groupe sous-saturé à très sous-saturé, à néphéline normative ( $3,77 < \text{ne. norm.} < 20,33\%$ ), constitué de laves basiques à évoluées et de néphélinites ( $15,82 < \text{ne. norm.} < 29,82\%$ ). Seules les deux néphélinites 05TZ09 et 05TZ17A comportent de la leucite normative à 2,87 et 8,90% respectivement ; (2) le deuxième groupe est constitué de laves basiques saturées, à hyperstène et olivine normatives ( $2,10 < \text{hy. norm.} < 13,58\%$ ,  $3,69 < \text{ol. norm.} < 13,02\%$ ). Ces laves appartiennent pour l'essentiel aux coulées mises en place lors de l'activité fissurale affectant la région. (3) Les laves basiques à évoluées collectées au niveau du Ketumbeine sont les seules laves sursaturées, à quartz et hyperstène normatif ( $2,93 < \text{qz. norm.} < 12,83\%$ ,  $2,58 < \text{hy. norm.} < 14,27\%$ ), rencontrées dans cette zone de la DNT.

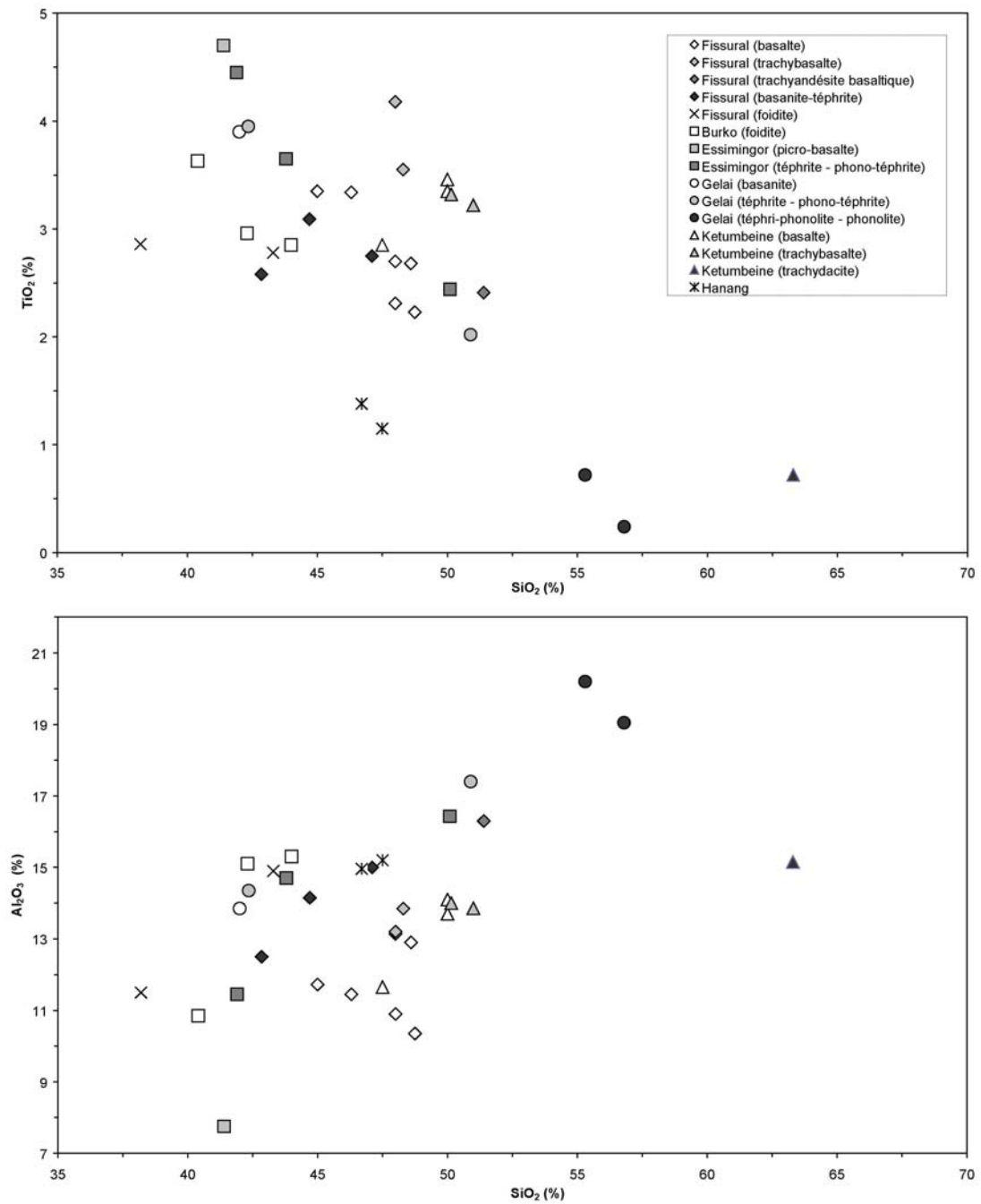
Le diagramme TAS (Le Maître *et al.*, 1989) appliqué aux laves des rifts Natron et Manyara illustre bien cette très grande variabilité dans les compositions (Fig. 4.3). Les laves mises en place lors d'éruptions fissurales ont des compositions basiques à intermédiaires et se positionnent dans les champs des basaltes, trachybasaltes et trachyandésites basaltiques ainsi que dans ceux des laves sous-saturées de type basanite-téphrite et foidite. Les deux édifices de l'Essimigor et du Burko se caractérisent par des laves basiques à intermédiaires sous-saturées. Les laves de l'Essimigor montrent des compositions variant des micro-basaltes aux téphrites et des phono-téphrites ; l'échantillon micro-basaltique (03TZ20E) se distinguant en lame mince, par une forte tendance cumulative en olivine. Les trois échantillons du Burko se placent dans le champ des foidites ; l'échantillon 05TZ17A se distinguant des autres par une faible valeur en  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ . Sur ce diagramme, les laves du Gelai et du Ketumbeine apparaissent bien distinctes avec des compositions comprises entre les basanites et les phonolites pour les premières et entre les basaltes et les trachydacites pour les secondes. L'absence de certains termes intermédiaires dans les populations de laves de ces deux édifices majeurs est certainement à relier à un biais de notre échantillonnage, uniquement réalisé sur une partie restreinte des deux volcans.



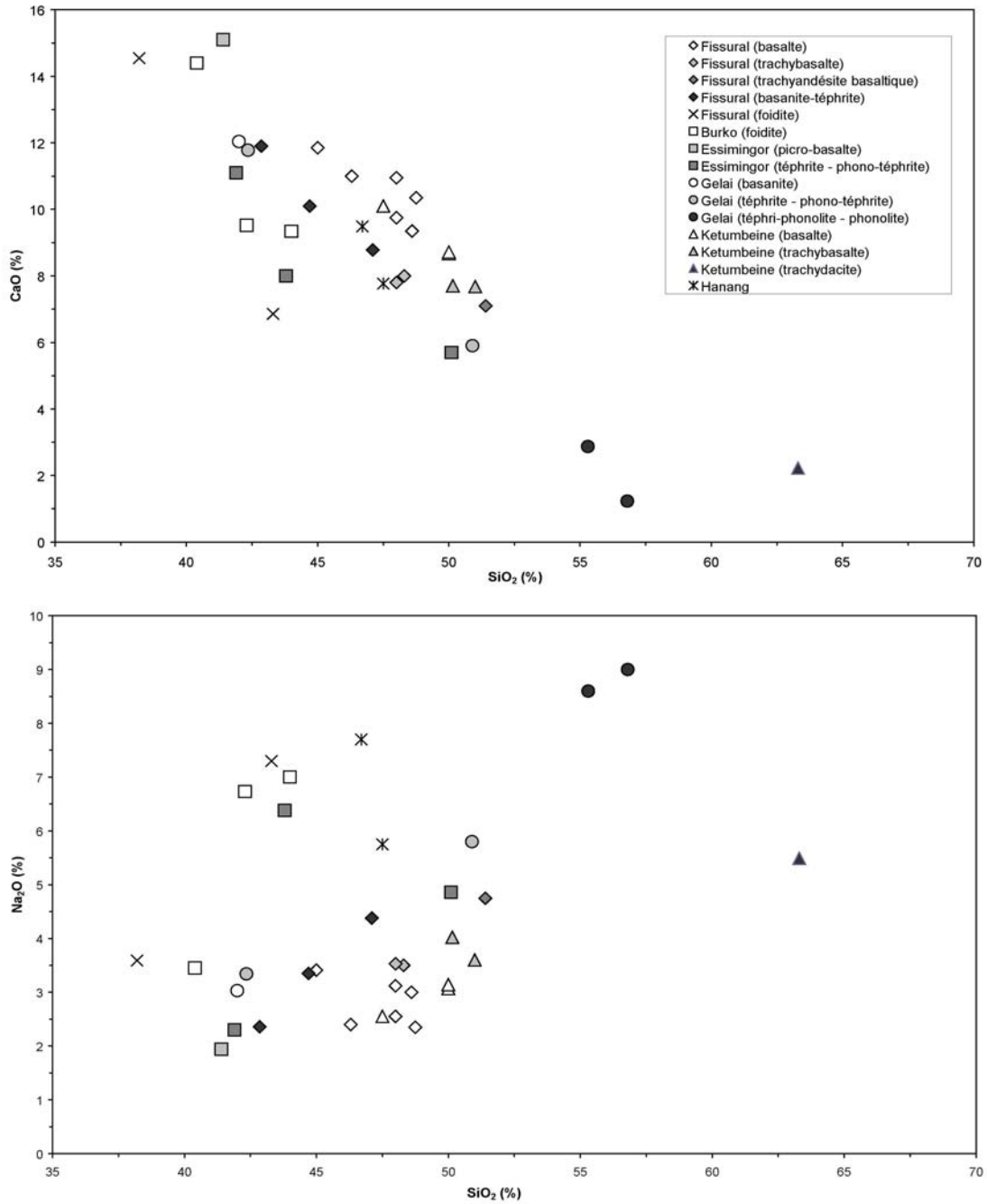


**Fig. 4.3 :** Diagramme Total-Alkali-Silica (TAS) pour les laves des rifts Natron et Manyara. Les champs sont tirés de Le Maître *et al.* (1989).

Comme précédemment, les variations des teneurs en plusieurs éléments majeurs :  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$ , dans ces laves, ont été représentées en fonction de la teneur en  $\text{SiO}_2$  en tant qu'indice de différenciation (Fig. 4.4). A l'image de ce que l'on observe dans le diagramme TAS, les laves échantillonnées dans les rifts Natron et Manyara montrent une gamme de variation importante dans leurs teneurs en éléments majeurs. On remarque une corrélation négative entre l'augmentation de  $\text{SiO}_2$  de 38,20 à 63,30%, des laves basiques aux laves évoluées, et la diminution générale de  $\text{TiO}_2$  et de  $\text{CaO}$ , de 4,70 à 0,24% et de 15,10 à 1,23% respectivement. L'augmentation des teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (de 7,75 à 20,20%) et  $\text{Na}_2\text{O}$  (de 1,94 à 9,00%) est corrélée à celle de  $\text{SiO}_2$ . Deux tendances générales se dégagent de ces diagrammes, et particulièrement sur ceux concernant  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  en fonction de  $\text{SiO}_2$ . En effet, on constate que les laves basanitiques à phonolitiques, ainsi que les néphélines, forment un groupe à teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  plus élevées que celles observées dans les laves basaltiques à trachytiques, pour des teneurs en  $\text{SiO}_2$  équivalentes. Le même genre de tendance se rencontre aussi, même si elle apparaît moins nettement, dans les diagrammes  $\text{TiO}_2$  et  $\text{CaO}$  en fonction de  $\text{SiO}_2$  ; les laves de type basanite à phonolite, et les néphélines, ayant généralement des teneurs plus faibles en  $\text{TiO}_2$  et  $\text{CaO}$ , à  $\text{SiO}_2$  équivalents, que les laves basaltiques à trachytiques.



**Fig. 4.4 :** Variation des teneurs en  $TiO_2$  et  $Al_2O_3$  en fonction de  $SiO_2$ , pour les laves des rifts Natron et Manyara.



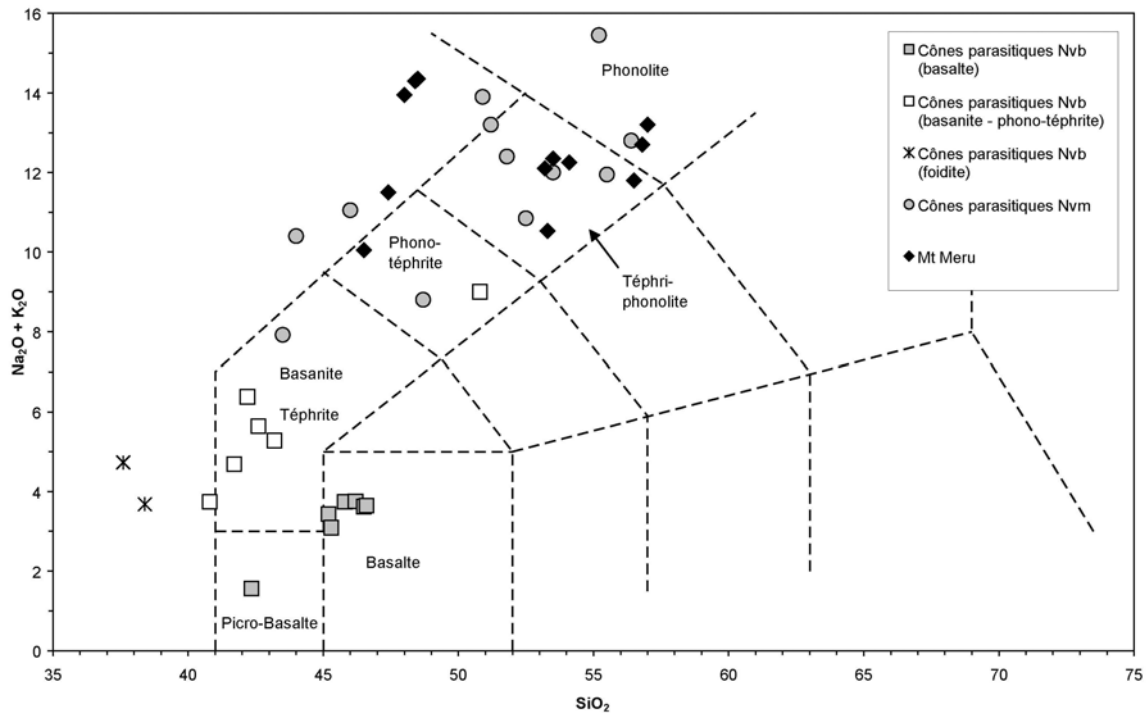
**Fig. 4.4 (suite) :** Variation des teneurs en CaO et Na<sub>2</sub>O en fonction de SiO<sub>2</sub>, pour les laves des rifts Natron et Manyara.

### 3. La région d'Arusha et le Mt Meru.

Par rapport aux laves échantillonnées dans les Craters Highland et dans les rifts Natron-Manyara, les échantillons collectés dans la région d'Arusha et sur le Mt Meru apparaissent beaucoup moins diversifiés en terme de composition. Ceci est bien illustré par leur saturation en silice puisque quasiment toutes les laves de ce secteur (sauf les échantillons 03TZ14D et 03TZ33) sont sous-saturées à très sous-saturées, présentant systématiquement de la néphéline normative ( $1,47 < ne. norm. < 36,54\%$ ), tandis que les faciès basiques à intermédiaires présentent de l'olivine normative ( $0,20 < ne. norm. < 34,46\%$ ). Plusieurs échantillons sont aussi caractérisés par l'existence de leucite normative dont les quantités ( $1,51 < leu. norm. < 7,39\%$ ) sont systématiquement inférieures à celles en néphéline. Le calcul de la norme montre que seuls les deux échantillons basaltiques 03TZ14D et 03TZ33 présentent de l'olivine et de l'hyperstène normatifs (hy. norm. de 4,14 et 13,82% ; ol. norm. de 14,55 et 1,93%, respectivement), et sont donc saturés en silice.

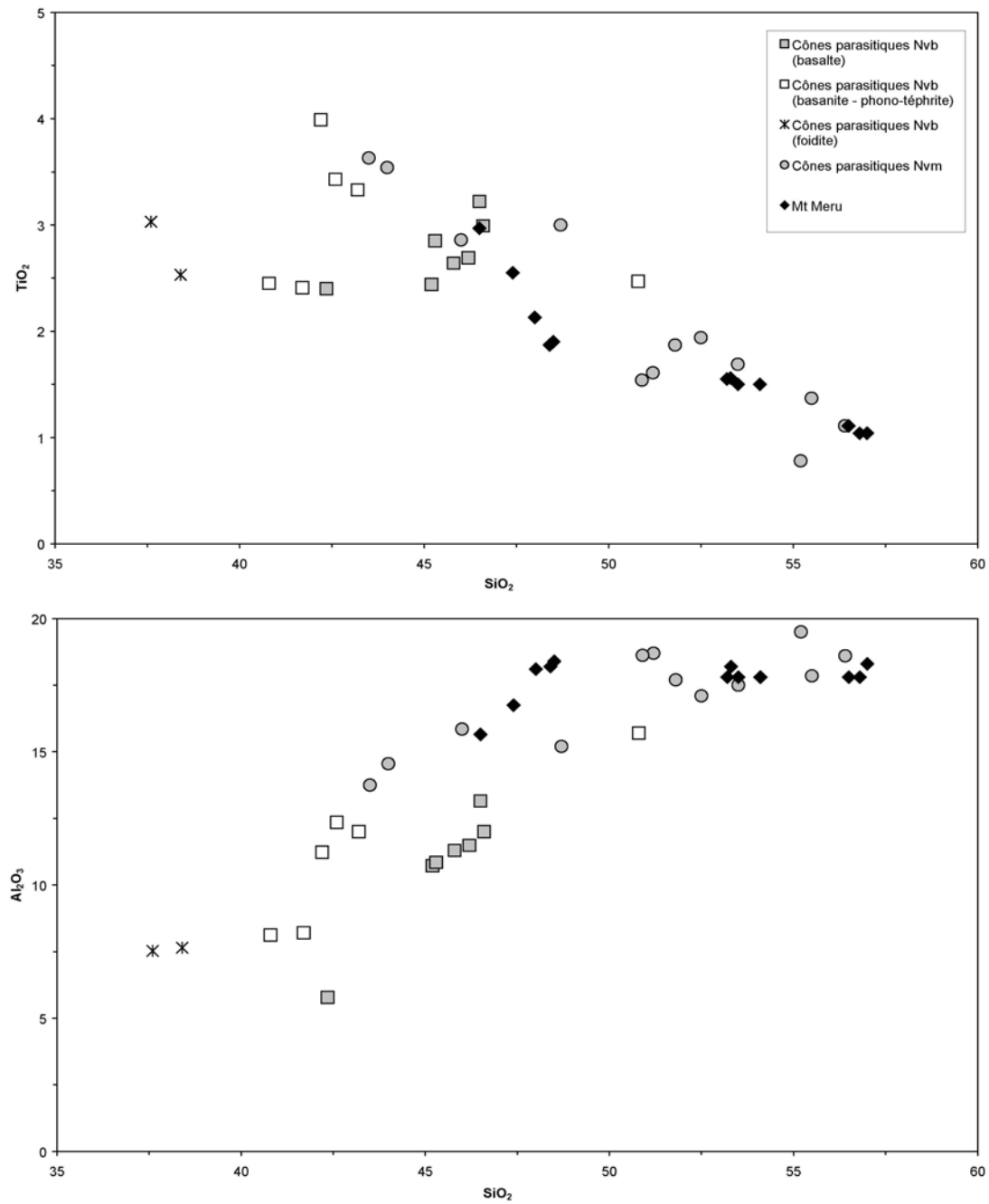
L'attribution volcano-stratigraphique des échantillons prélevés dans la région d'Arusha et du Mt Meru a été réalisée sur la base des différentes unités cartographiques définies par Wilkinson *et al.* (1983). Les laves émises par le Mt Meru ont donc été distinguées de celles mises en place par les nombreux cônes parasites présents dans le secteur. Ces dernières ont, elles-mêmes, été discriminées en fonction de leurs points d'émission : cônes parasites stromboliens à laves majoritairement basiques (Nvb dans la nomenclature de Wilkinson *et al.*, 1983) ou anneaux de tufs à laves et produits pyroclastiques intermédiaires à évolués (Nvm dans la nomenclature de Wilkinson *et al.*, 1983).

Dans le diagramme TAS (Fig. 4.5) (Le Maître *et al.*, 1989), les laves du Mt Meru montrent des compositions intermédiaires à évoluées, allant des phono-téphrites aux phonolites, et incluant des foidites évoluées. Les cônes parasites Nvm mettent en place des roches de même nature avec des compositions allant des téphrites aux phonolites, incluant aussi des néphélinites. Les laves provenant des cônes parasites Nvb montrent principalement des compositions basiques et se positionnent dans les champs des micro-basaltes, basaltes, basanites et foidites. Un seul échantillon a une composition intermédiaire de type phono-téphrite. L'échantillon micro-basaltique (03TZ34C) montre clairement, en lame mince, une texture à forte tendance cumulative, riche en phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène et d'orthopyroxène.



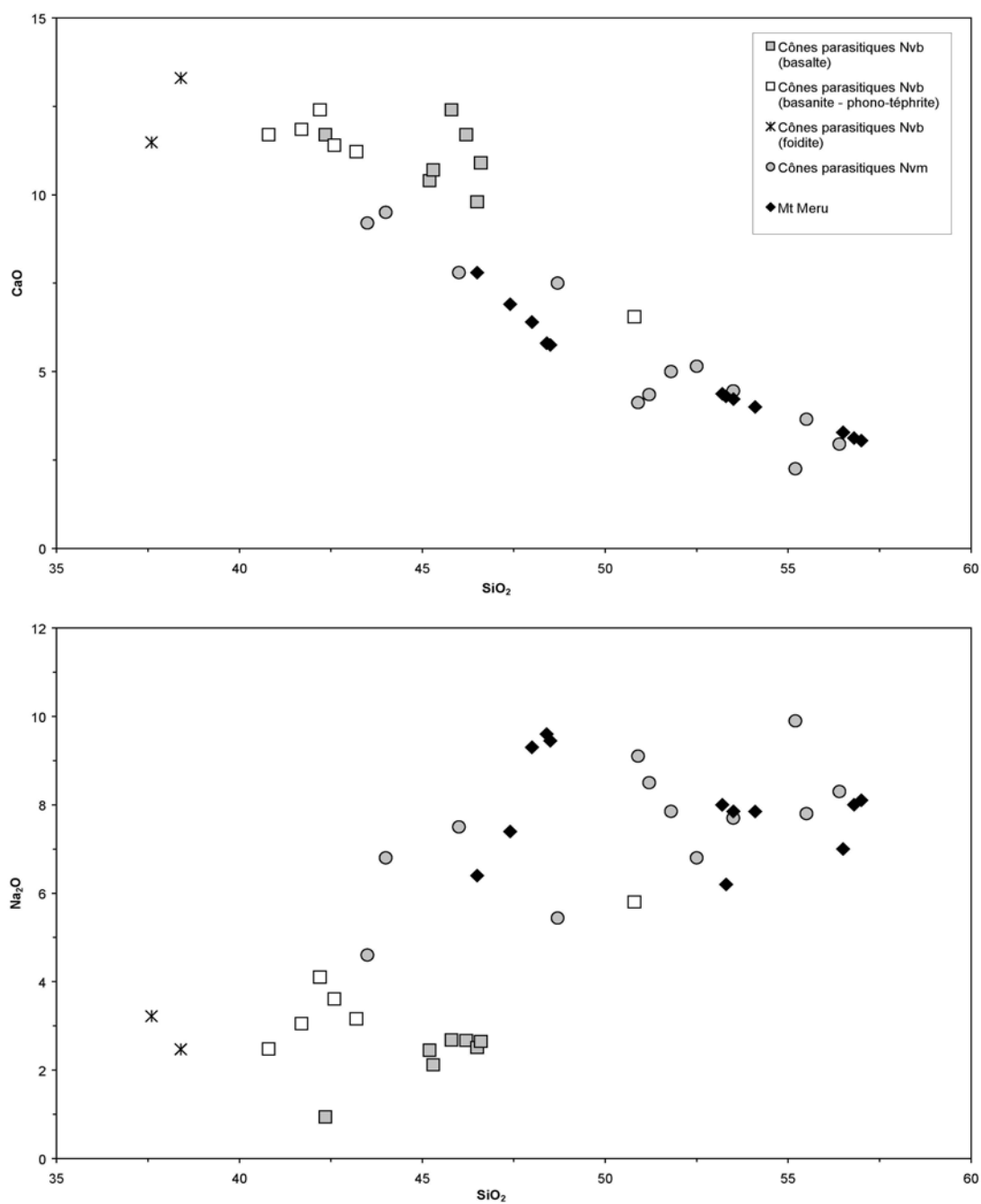
**Fig. 4.5 :** Diagramme Total-Alkali-Silica (TAS) pour les laves de la région d'Arusha et du Mt Meru. Les champs sont tirés de Le Maître *et al.* (1989).

Dans les diagrammes des teneurs en éléments majeurs en fonction de  $\text{SiO}_2$  (Fig. 4.6), comme précédemment, on observe, pour les laves de la région d'Arusha et du Mt Meru, des corrélations positives entre l'augmentation de  $\text{SiO}_2$  de 37,60 à 57,00%, et l'augmentation des teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de 7,52 à 19,50%, et en  $\text{Na}_2\text{O}$  de 0,94 à 9,90%. On retrouve aussi des corrélations négatives entre la diminution de  $\text{TiO}_2$  de 3,99 à 0,78%, et de  $\text{CaO}$  de 13,30 à 2,25%, avec l'augmentation de  $\text{SiO}_2$ . Sur les diagrammes  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  en fonction de  $\text{SiO}_2$ , on remarque que l'augmentation des teneurs des deux éléments marque une nette inflexion à partir de la valeur de  $\text{SiO}_2 = 48\%$  (phono-téphrite) qui est certainement à relier à des changements dans la composition minéralogique des phénocristaux (plagioclases plus sodiques, cristallisation d'amphibole et de clinopyroxène de type augite aegyrinique). On observe aussi sur ces deux diagrammes que les basaltes forment un groupe distinct des autres laves avec des teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  systématiquement inférieures pour des valeurs en  $\text{SiO}_2$  équivalentes, évoluant ainsi par différenciation suivant une logique différente de celles des autres laves basanitiques à phonolitiques.



**Fig. 4.6 :** Variation des teneurs en  $TiO_2$  et  $Al_2O_3$  en fonction de  $SiO_2$  pour les laves de la région d'Arusha et du Mt Meru.





**Fig. 4.6 (suite)** : Variation des teneurs en CaO et Na<sub>2</sub>O en fonction de SiO<sub>2</sub> pour les laves de la région d'Arusha et du Mt Meru.

#### 4. Conclusion sur les caractéristiques pétrologiques des laves de la DNT.

A l'échelle de la divergence Nord tanzanienne, les laves échantillonnées au cours des deux campagnes de terrain, montrent une très grande diversité dans leurs compositions pétrologiques, ce qui se traduit par l'existence de séries fortement sous-saturées (foidites de type néphéline), sous-saturés (des basanites-téphrites aux phonolites) et saturées à sursaturées (des basaltes aux trachydacites). On peut toutefois observer que les laves des séries basanitiques-téphritiques à phonolitiques se rencontrent principalement dans la région d'Arusha et sur le Mt Meru (ainsi que sur le Kilimandjaro), alors que les laves basaltiques à trachydacitiques se sont mises en place principalement dans les Craters Highland et plus particulièrement au niveau des édifices Ngorongoro et Olmoti. Les deux séries de laves coexistent toutefois dans les édifices volcaniques des rifts Natron et Manyara.

Une autre caractéristique importante du magmatisme de la DNT est la mise en place de laves intermédiaires à évoluées (phonolites et trachytes), tant au niveau des volcans centraux que de l'activité fissurale. D'une manière générale, au vu du cadre temporel défini dans le chapitre 2 B à partir des données radiochronologiques compilées par Dawson (1992) et Foster *et al.* (1997), ces laves différenciées ne se rencontrent qu'au niveau des édifices centraux ou des zones à activité magmatique prolongée dans le temps. C'est le cas par exemple pour la province des Craters Highland où l'activité volcanique, même si elle affecte plusieurs centres successifs, est enregistrée du stade 2 (vers 5 Ma) jusqu'au stade 5 (à partir de 1,5 Ma, Fig. 2.23, chapitre 2 B). Le même constat peut être fait aussi pour les édifices du Mt Meru (et du Kilimandjaro) qui mettent en place des quantités importantes de laves différenciées, mais dans un intervalle de temps plus court compris entre le stade 4 (2,5 – 5Ma) et le stade 5 (1,5 Ma – actuel). Même si le cadre chronologique pour la mise en place des laves du Gelai et du Ketumbeine n'est pas établi précisément, l'existence de laves phonolitiques et trachytiques montre que l'activité des deux centres, qui débutent vraisemblablement à la fin du stade 4 ou au début du stade 5, a dû perdurer pendant une période relativement longue. Dans ce contexte tectono-magmatique, la province magmatique centrée sur l'Essimngor se démarque fortement, étant le siège, dès 8-7,35 Ma (Bagdasaryan *et al.*, 1973) des premières manifestations volcaniques de la DNT, qui y perdureront jusqu'à environ 3 Ma. Notre échantillonnage ainsi que les données publiées (Dawson, 1992, Dawson et Pickering, 1964) ne permettent pas de mettre en évidence l'existence de laves très différenciées au niveau de ce centre. On peut donc penser que l'Essimngor a été le siège

d'une activité très polyphasée, où les laves les plus évoluées ont des affinités intermédiaires, probablement dues à des réalimentations régulières de la chambre magmatique en alternance avec des phases de quiescence dans une zone structurale complexe à l'intersection de plusieurs linéaments tectoniques (Fig. 2.22, chapitre 2 B). L'activité parasite tardive (stade 5) qui affecte la zone s'exprime par des laves peu évoluées d'affinités basaltiques et basanitiques qui montrent des compositions en éléments majeurs ainsi que des tendances évolutives différentes de celles des grands volcans centraux encore actifs à cette époque, aussi bien dans les Craters Highland que dans la région du Mt Meru.

L'étude des teneurs en éléments majeurs montre que la différenciation des laves des termes basiques vers les termes évolués, se fait suivant une tendance évolutive classique pour les magmas alcalins (Barberi *et al.*, 1975 ; Le Roex *et al.*, 1990 ; Caroff *et al.*, 1993 ; Nono *et al.*, 1994, Ablay *et al.*, 1998) au cours de laquelle les teneurs en éléments majeurs des laves sont à relier à l'apparition successive des différentes phases minérales. Ainsi la décroissance régulière des teneurs en  $\text{TiO}_2$  au cours de la différenciation est gouvernée par la cristallisation des oxydes Fe-Ti (titanomagnétite) des laves basiques aux termes évolués. Les variations des teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO et  $\text{Na}_2\text{O}$  apparaissent ainsi d'abord dictées, dans les termes les plus basiques, par la cristallisation du clinopyroxène et du plagioclase, l'effet de la cristallisation du feldspath alcalin devenant prépondérant à partir des laves intermédiaires et dans les laves évoluées (Le Roex *et al.*, 1990 ; Ablay *et al.*, 1998). Pour des édifices tels que le Ngorongoro ou le Mt Meru, compte tenu de notre échantillonnage relativement complet (incluant des laves basiques, intermédiaires et évoluées), les analyses obtenues permettent d'envisager, au premier ordre, une évolution des laves suivant un processus de différenciation par cristallisation fractionnée au sein d'une importante chambre magmatique sous-jacente au volcan. Le même processus d'évolution des laves peut être suggéré pour expliquer l'évolution des magmas d'édifices tels l'Olmoti, le Gelai et le Ketumbeine, mais notre échantillonnage reste ici trop parcellaire pour pouvoir observer tous les termes de la série de différenciation. Les laves intermédiaires à évoluées que l'on rencontre dans les faciès mis en place par éruptions fissurales dans les rifts Natron et Manyara et au niveau des Craters Highland, se sont probablement différenciées au sein de petites chambres magmatiques isolées qui évoluent dans des systèmes indépendants des grandes chambres associées aux édifices centraux.

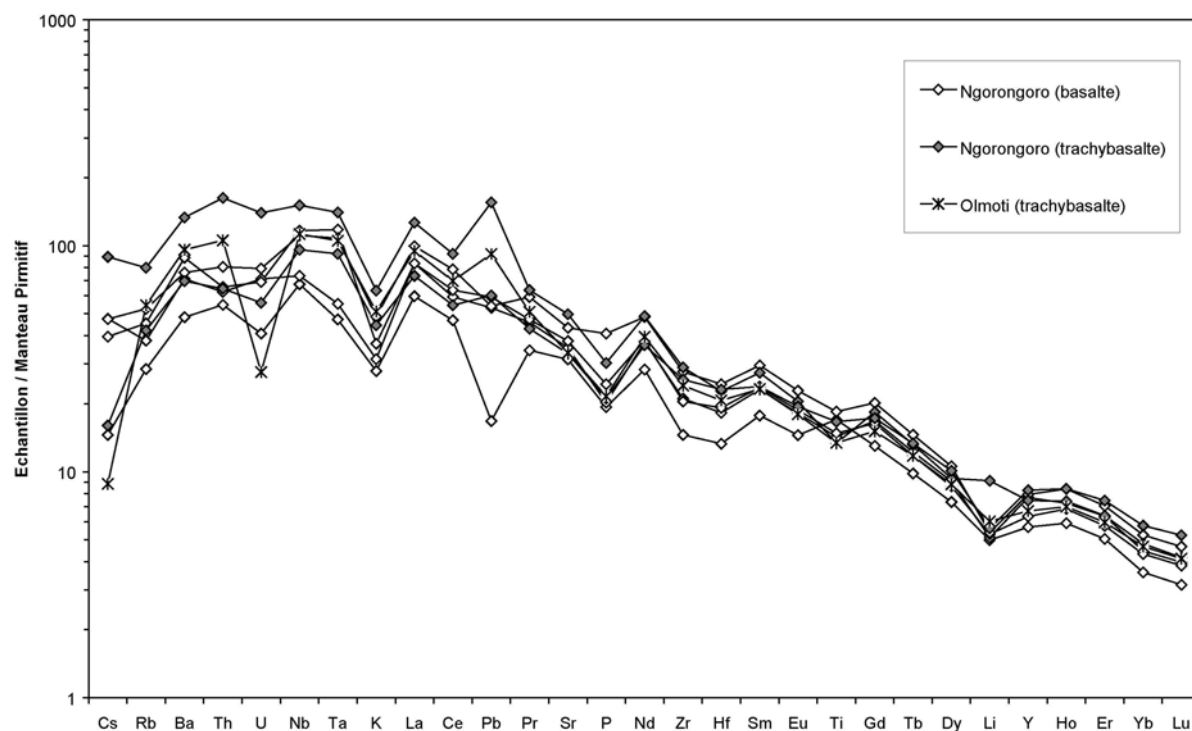
## **B. Caractérisation géochimique (éléments en trace) des principaux ensembles volcaniques de la Divergence Nord Tanzanienne.**

Les concentrations en éléments en traces des laves ont été principalement déterminées par ICP-MS, et par ICP-AES (le protocole utilisé est détaillé Chap. 5C). Elles sont disponibles dans les tableaux annexes suivants : (1) Annexe 4 pour les échantillons provenant des Craters Highland et le Ngorongoro, (2) Annexe 6 pour ceux provenant des rifts Natron-Manyara et (3) Annexe 8 pour ceux prélevés dans la zone d'Arusha et du Mt Meru. De la même manière que précédemment, les échantillons sont regroupés par grands domaines structuraux, et distingués en fonction de leurs nomenclatures dans le diagramme TAS (Le Maître *et al.*, 1989) et de leurs origines en terme d'édifice ou de formations volcaniques ; les concentrations en éléments en traces étant présentées sous forme de spectres élargis en les normalisant à celles du Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989).

D'une manière générale, les laves échantillonnées dans l'ensemble de la DNT montrent des spectres élargis de type enrichi, avec des concentrations plus élevées en éléments incompatibles tels que le Rb, Ba, Nb, Ta, par rapport aux Terres Rares lourdes, caractéristiques de magmas émis en contexte intraplaque continental.

### **1. Les Craters Highland et le Ngorongoro.**

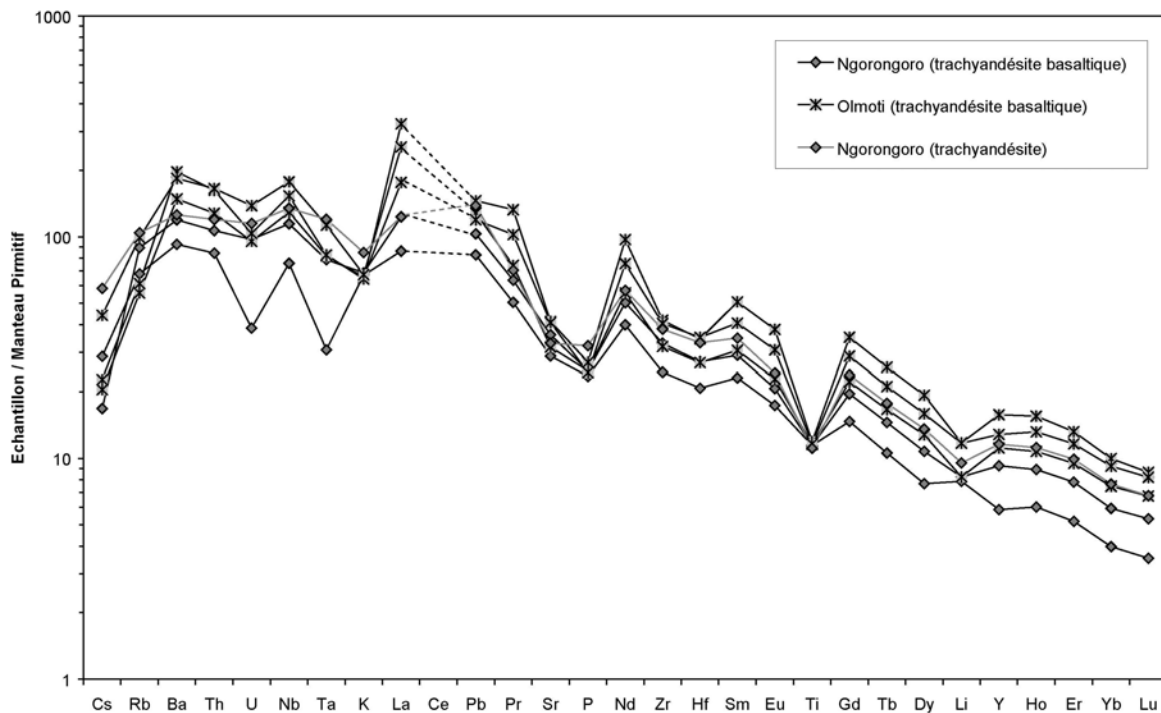
Les basaltes et trachybasaltes échantillonnés au niveau du Ngorongoro et de l'Olmoti (Fig. 4.7) présentent des spectres caractérisés par un fractionnement significatif au niveau des Terres Rares lourdes et des anomalies négatives en U, K, P, Ti (excepté pour le basalte 03TZ12 qui se démarque par une anomalie positive) et Li (excepté pour le trachybasalte 05TZ31 où elle est légèrement positive). Tous ces échantillons sont relativement appauvris en Zr et Hf. Les concentrations en Pb sont très variables ce qui se traduit par des anomalies négatives ou positives, parfois de grande amplitude, sur les spectres d'un échantillon à l'autre. Le trachybasalte de l'Olmoti (05TZ40) montre des enrichissements équivalents à ceux observés dans les trachybasaltes du Ngorongoro mais s'en distingue par l'existence de deux anomalies négatives beaucoup plus marquées en Cs et en U. Deux basaltes du Ngorongoro (05TZ33 et 03TZ12) se différencient des autres laves par un fractionnement plus important entre le Nb et le Ta, et par un enrichissement moins important dans les autres éléments.



**Fig. 4.7 :** Spectres élargis pour les basaltes et trachybasaltes échantillonnés dans les Craters Highland. Concentrations normalisées au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989).

L'analyse par ICP-MS des trachyandésites basaltiques et des trachyandésites s'est avérée très délicate ; une erreur sur la détermination des concentrations en Ce sur ces échantillons persiste même après plusieurs modifications du protocole analytique employé. De ce fait, les concentrations en Ce n'ont pas été présentées sur les spectres élargis obtenus pour ces laves (Fig. 4.8). Les trachyandésites basaltiques du Ngorongoro et de l'Olmoti, ainsi que l'échantillon trachyandésitique du Ngorongoro, présentent un fractionnement important au niveau des Terres Rares lourdes pour une gamme de concentrations importantes comprises entre 3 et 9 fois celles du Manteau Primitif. Toutes ces laves se caractérisent par des anomalies négatives, plus ou moins marquées, en Cs, U, K, P, Ti et Li, et une anomalie positive en Pb, ainsi que par un fractionnement important entre le Nb et le Ta. L'appauvrissement en Zr et Hf, observé pour les basaltes et trachybasaltes, se retrouve dans les laves trachyandésitiques où il est plus marqué. Les trachyandésites basaltiques de l'Olmoti apparaissent plus enrichies que celles échantillonnées au niveau du Ngorongoro, et présentent une gamme de concentrations proche de celle mesurée pour l'échantillon trachyandésitique 05TZ30B (Ngorongoro). L'échantillon 05TZ32 (trachyandésite basaltique du Ngorongoro) se démarque nettement des autres échantillons par son enrichissement plus faible dans la plupart

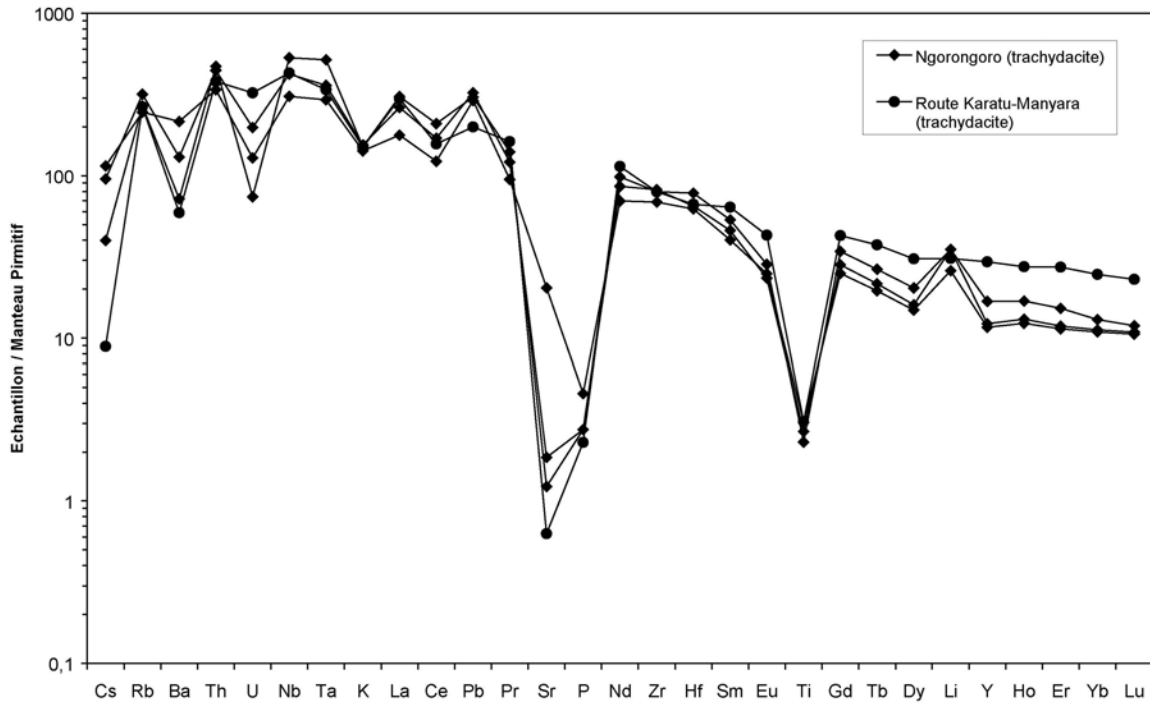
des éléments, et par l'existence de fortes anomalies négatives en U et Ta, et positive en Li ; ces trois anomalies ne se rencontrant dans aucun autre échantillon.



**Fig. 4.8 :** Spectres élargis pour les trachyandésites basaltiques et trachyandésites échantillonnées dans les Craters Highland. Concentrations normalisées au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989).

Les trachydacites échantillonnées dans le Ngorongoro et dans la région de Karatu montrent des enrichissements beaucoup plus importants atteignant jusqu'à 530 fois les valeurs du Manteau Primitif (Fig. 4.9). Leurs spectres sont peu fractionnés au niveau des Terres Rares lourdes et présentent des anomalies négatives très importantes en Cs, U, K, Sr, P et Ti, ainsi que des anomalies positives en Pb et Li (sauf pour la trachydacite 05TZ21). L'échantillon 05TZ21, prélevé dans les formations issues d'éruptions fissurales, se distingue nettement des trachydacites du Ngorongoro par son plus fort enrichissement en Terres Rares lourdes (environ trois fois supérieur) et par son très léger appauvrissement en Zr et Hf.





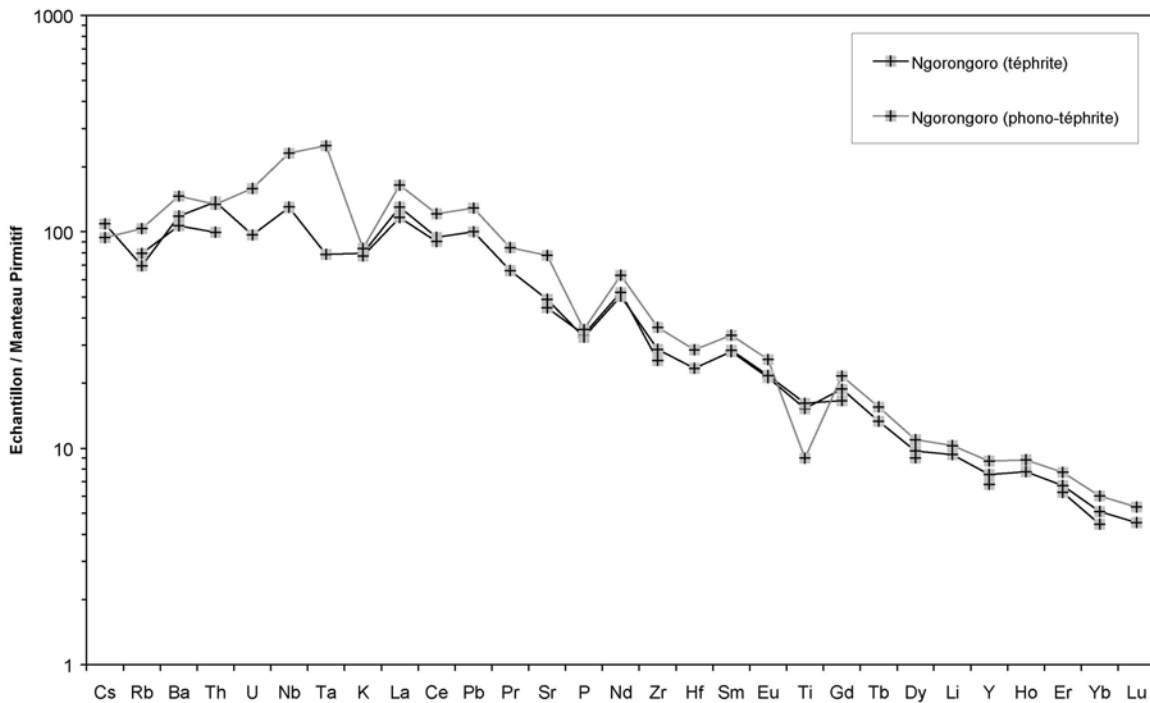
**Fig. 4.9 :** Spectres élargis pour les trachydacites échantillonnées dans les Craters Highland. Concentrations normalisées au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989).

Les basanites mises en place par l'activité fissurale tardive affectant le cratère du Ngorongoro et l'ensemble de la région des Craters Highlands présentent des compositions relativement homogènes, avec des spectres fractionnés au niveau des Terres Rares lourdes (Fig. 4.10). Ces échantillons se caractérisent par des anomalies négatives en U, K, P, Ti et Li, par une très légère anomalie positive en Pb, et par un appauvrissement en Zr et Hf. La basanite 05TZ38 du Ngorongoro se différencie des autres par l'appauvrissement le plus important en Nb, Ta, Zr et Hf, et par l'absence d'anomalie en Ti.

Les téphrites et la phono-téphrite échantillonnées au cœur de la caldeira et le long de la 'Lerai ascent road' montrent elles aussi des spectres fractionnés en Terres Rares lourdes ; la phono-téphrite se distinguant par les concentrations les plus importantes dans la plupart des éléments à l'exception du Cs, P et Ti (Fig. 4.11). Leurs spectres permettent d'observer les mêmes anomalies positives et négatives, et le même appauvrissement en Zr et Hf, que pour les basanites, à l'exception du Li pour lequel l'anomalie observée est légèrement positive.



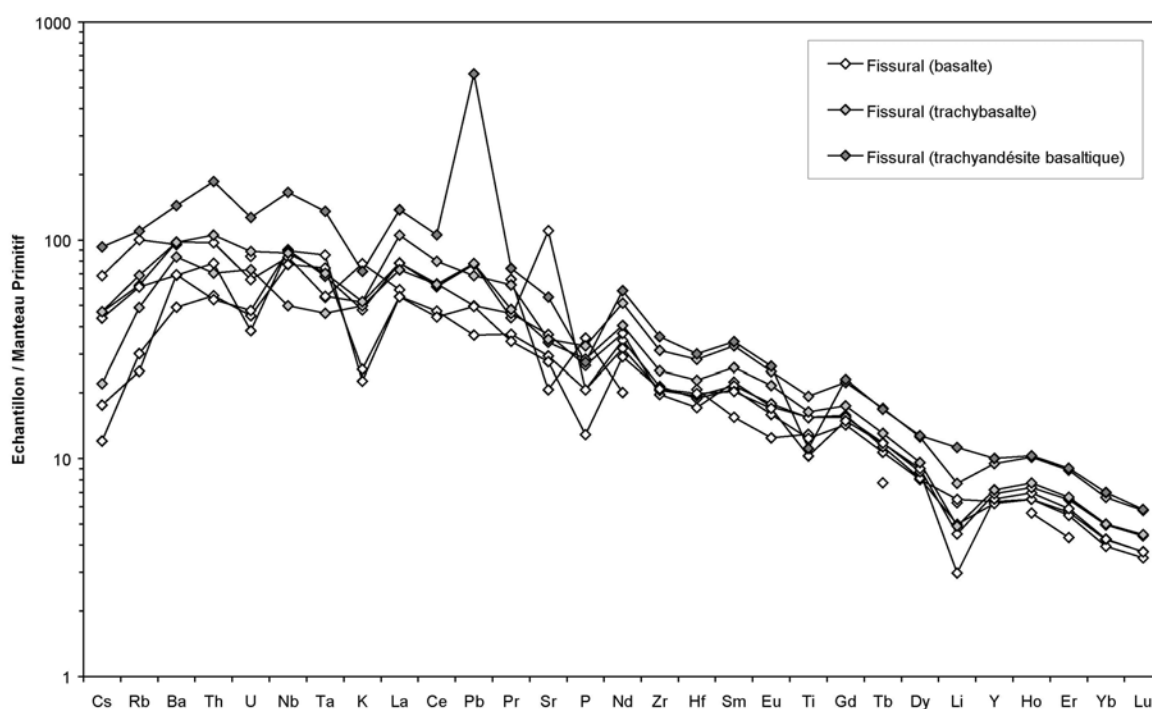
**Fig. 4.10 :** Spectres élargis pour les basanites échantillonnées dans les Craters Highland. Concentrations normalisées au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989).



**Fig. 4.11 :** Spectres élargis pour les téphrites et la phono-téphrite échantillonnées dans les Craters Highland. Concentrations normalisées au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989).

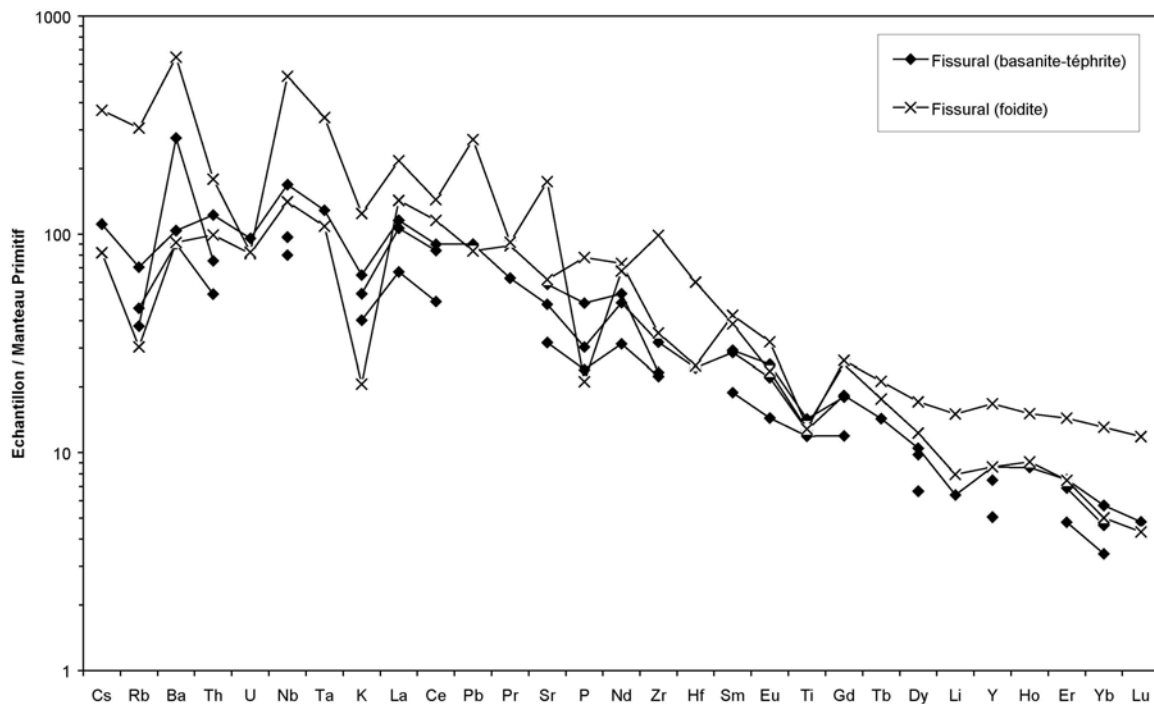
## 2. Les rifts Natron et Manyara.

La grande diversité signalée à propos des compositions en éléments majeurs, se retrouve au niveau des concentrations en éléments en traces des basaltes, trachybasaltes et trachyandésites basaltiques échantillonnés dans la vallée axiale (Fig. 4.12). Ils présentent des spectres contrastés caractérisés par des anomalies négatives variables en U, K, P Ti et Li. La gamme des concentrations en Pb et Sr est large par rapport aux autres éléments, puisqu'on peut observer des anomalies positives et négatives en ces deux éléments en fonction de l'échantillon ; la trachyandésite basaltique 05TZ01B présentant même une très forte anomalie positive en Pb. Cet échantillon apparaît, à quelques exceptions près, comme le plus enrichi, particulièrement au niveau des éléments très incompatibles. Les trachybasaltes ont généralement des concentrations en éléments en traces plus élevées que celles des basaltes, cependant on observe plusieurs exceptions pour le Rb, le Th, le Nb, le Ta, etc... D'une manière générale, on observe clairement que tous ces échantillons présentent un appauvrissement marqué en Zr et Hf, voire en Sm et Eu pour le basalte 03TZ08.



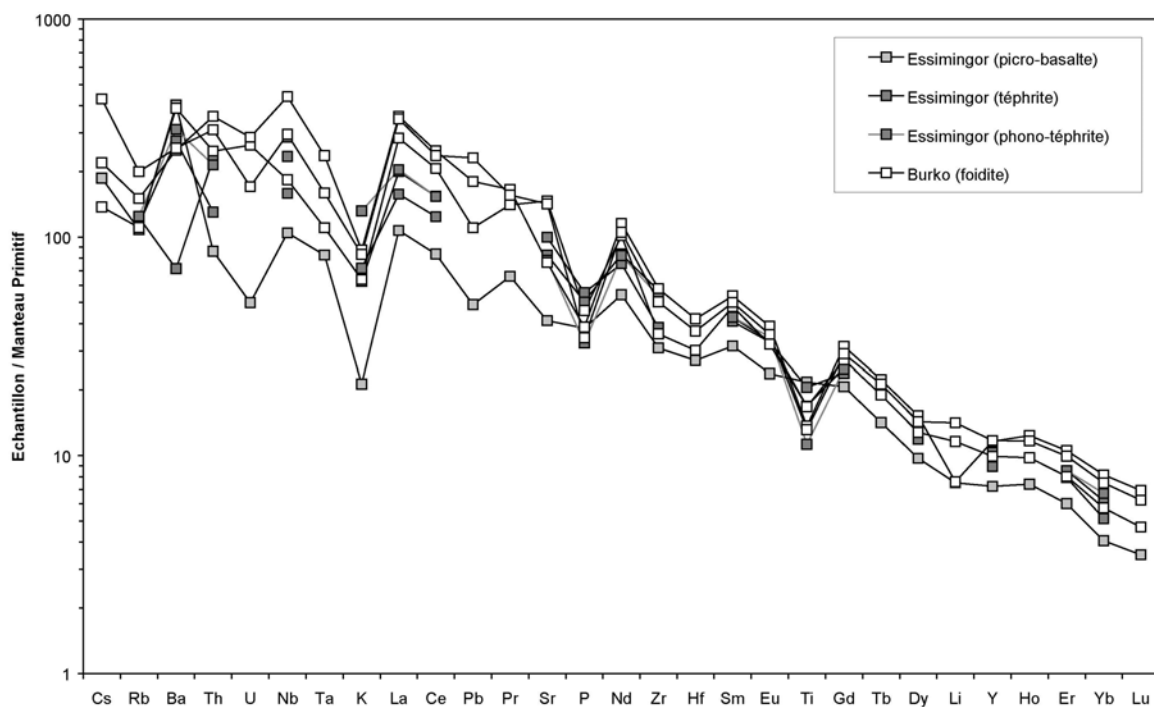
**Fig. 4.12 :** Spectres élargis pour les basaltes, trachybasaltes et trachyandésites basaltiques, échantillonnés dans les rifts Natron et Manyara. Concentrations normalisées au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989).

Les laves sous-saturées en silice de type basanite et foidite (néphélinites) mises en place par l'activité volcanique fissurale, montrent également une grande diversité en terme de compositions en éléments en traces (Fig. 4.13). Les spectres élargis des basanites présentent un fractionnement important au niveau des Terres Rares lourdes ainsi que les mêmes anomalies négatives que celles observées dans les basaltes : U, K, P, Ti et Li. Les néphélinites montrent quant à elles, des spectres très enrichis en éléments fortement incompatibles avec des valeurs pouvant aller jusqu'à près de 700 fois celles du Manteau Primitif ; l'échantillon 05TZ02 ayant la composition la plus extrême. Elles se caractérisent par des anomalies négatives très marquées en Rb, U, K, P (pour l'échantillon 05TZ09) et Ti, et des anomalies variables (positives ou négatives) en Pb, Sr + Ba pour 05TZ02. Les deux échantillons se distinguent nettement au niveau des concentrations en Terre Rares lourdes, puisque 05TZ09 se caractérise par des spectres fractionnés pour des concentrations équivalentes à celles observées dans les basanites, alors que 05TZ02 présente un spectre beaucoup moins fractionné et redressé au niveau des Terres Rares lourdes.



**Fig. 4.13 :** Spectres élargis pour les basanites et foidites (néphélinites), échantillonnées dans les rifts Natron et Manyara. Concentrations normalisées au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989).

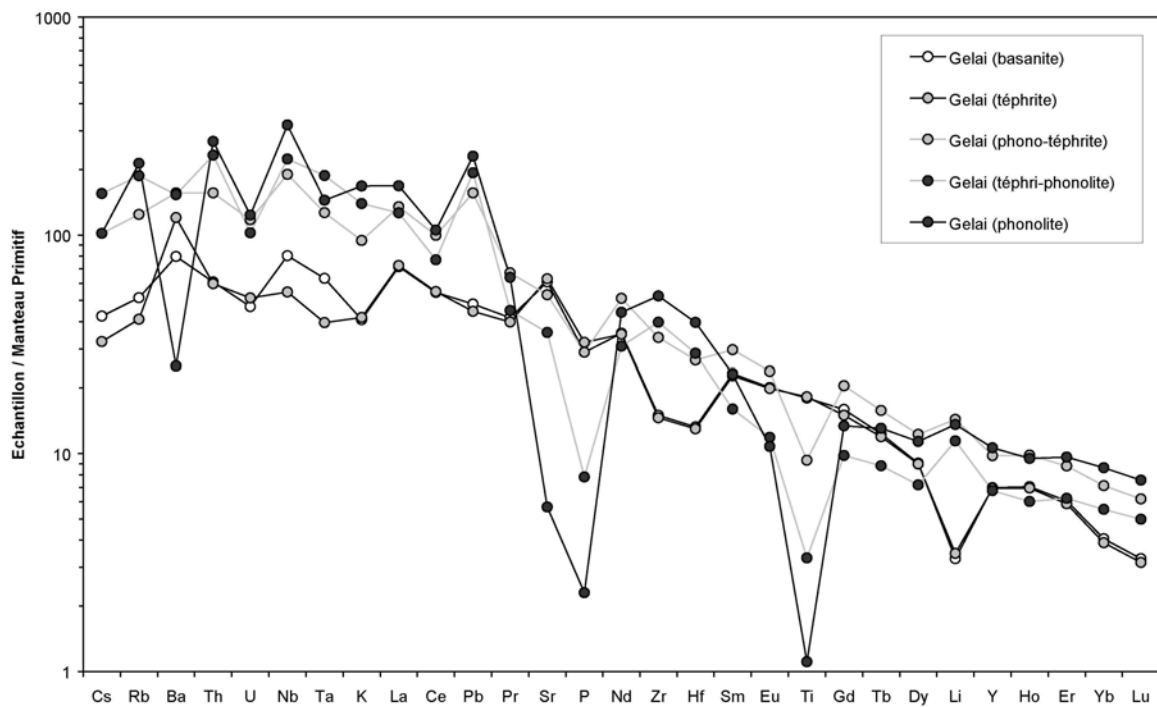
Les laves échantillonnées dans l'alignement Essimingor-Tarosero, incluant pourtant des néphélinites provenant du Burko, présentent des spectres relativement similaires, bien que présentant une gamme de compositions large jusqu'à environ 400 fois celle du Manteau primitif (Fig. 4.14). Ils montrent des anomalies négatives marquées en Rb, K, P et Ti, et des anomalies plus variables, positives ou négatives, les deux étant plus ou moins marquées, pour des éléments tels que Ba, Pb, Sr et Li. L'appauvrissement en Zr et Hf est ici systématique dans toutes les laves. Par rapport aux laves de l'Essimingor, les néphélinites du Burko se caractérisent par des concentrations plus élevées pour la plupart des éléments.



**Fig. 4.14 :** Spectres élargis pour les laves de l'Essimingor et du Burko. Concentrations normalisées au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989).

La série de laves basanitiques à phonolitiques échantillonnées sur le Gelai se caractérise par des spectres contrastés avec des concentrations en éléments en traces très variables d'un échantillon à l'autre, et dépendantes du degré de différenciation de ce dernier (Fig. 4.15). Les deux échantillons basanitique et téphritique présentent des spectres quasi confondus avec un fort fractionnement au niveau des Terres Rares lourdes, se différenciant principalement l'un de l'autre par une plus grande variabilité des concentrations en éléments très incompatibles ; la basanite 05TZ08 se démarque par des concentrations plus importantes en Nb et Ta. On observe pour ces laves des anomalies négatives marquées en U, K, P et Li,

avec un fort appauvrissement en Zr et Hf, et un enrichissement significatif en Sr et Ba. En comparaison, les laves intermédiaires et évoluées, phono-téphrites à phonolites, sont plus enrichies pour les éléments fortement incompatibles et sont caractérisées par des anomalies très importantes en U, Sr, P et Ti, et des anomalies positives en Pb et Li. L'enrichissement en Ba et Ta est très variable d'un échantillon à l'autre ; la phonolite 05TZ06 présentant une anomalie négative très marquée en Ba et un fractionnement entre le Nb et le Ta beaucoup plus important. Par rapport aux laves peu évoluées (basanite et téphrite), les trois échantillons intermédiaires et évolués se distinguent par des spectres beaucoup moins fractionnés au niveau des Terres Rares lourdes. On remarque aussi que l'appauvrissement en Zr et Hf, clairement visible pour la basanite et la téphrite, s'atténue fortement au niveau de la phono-téphrite, et que cette tendance s'inverse pour la téphri-phonolite et la phonolite avec un enrichissement plus important pour cette dernière.

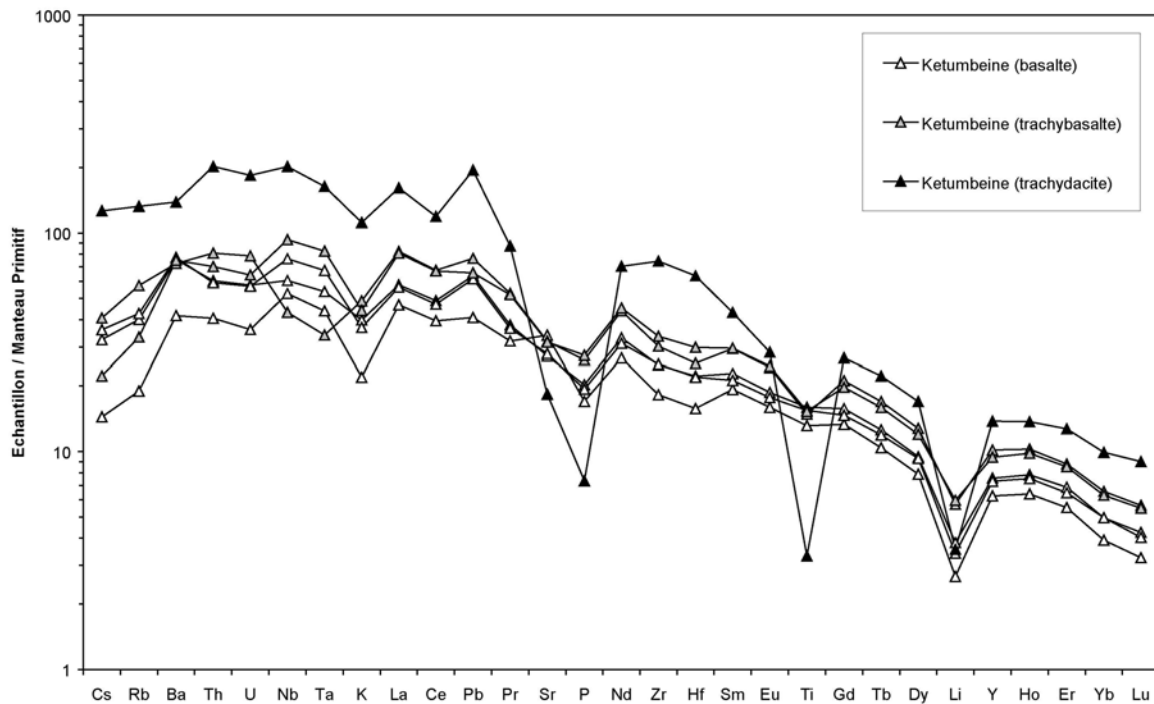


**Fig. 4.15 :** Spectres élargis pour les laves du Gelai. Concentrations normalisées au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989).

A l'image des laves du Gelai, les échantillons du Ketumbeine présentent une gamme de composition importante se traduisant par des spectres très diversifiés d'un échantillon à l'autre, particulièrement pour les éléments Rb, Nb, Ta (Fig. 4.16). On y observe plusieurs anomalies négatives marquées en K, Sr, P, Ti (à partir des trachybasaltes) et Li, ainsi qu'une

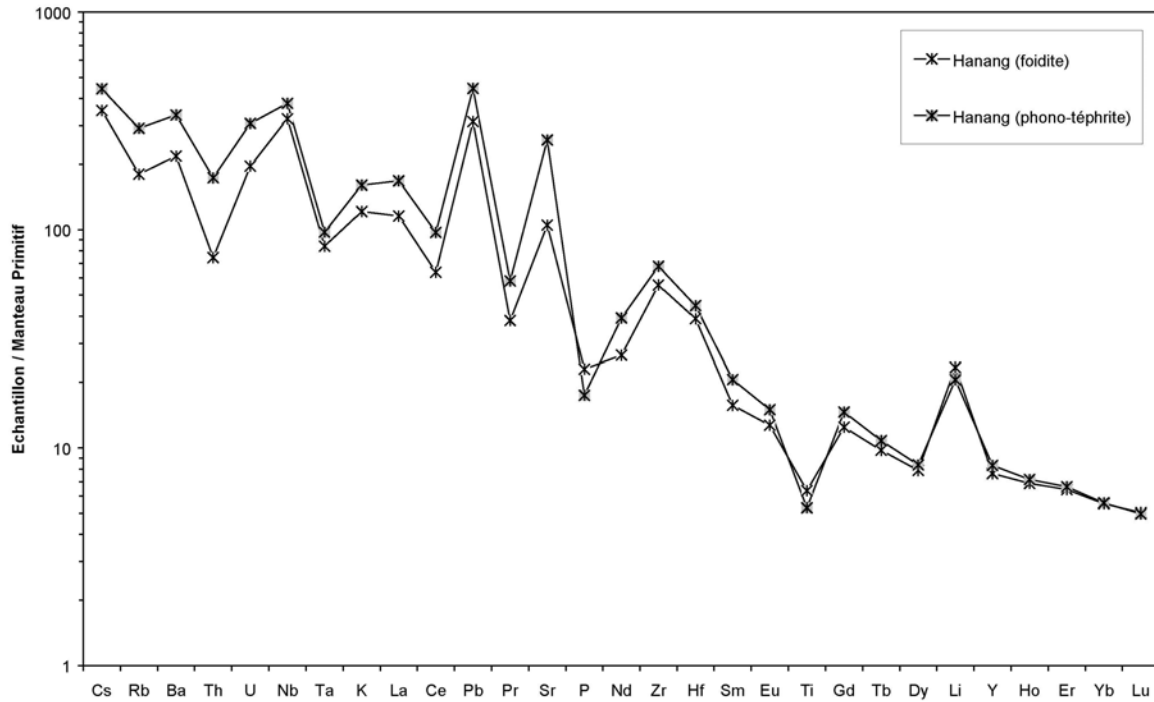


anomalie positive en Pb ; ces anomalies étant particulièrement importantes pour l'échantillon trachydacitique 05TZ12. De la même manière que pour le Gelai, l'appauvrissement en Zr et Hf est visible pour les basaltes et trachybasaltes, alors que la trachydacite se caractérise par un enrichissement en ces deux éléments. D'une manière générale, tous les spectres sont caractérisés par un fractionnement marqué au niveau des Terres Rares lourdes, même si l'on observe un redressement des spectres entre les basaltes et la trachydacite, au cours de la différenciation.



**Fig. 4.16 :** Spectres élargis pour les laves du Ketumbeine. Concentrations normalisées au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989).

Les deux échantillons du Hanang (néphéline et phono-téphrite) se distinguent très nettement des autres laves échantillonnées dans les rifts Natron et Manyara (Fig. 4.17) par leur très fort enrichissement en éléments très incompatibles tels que le Cs, Rb, U, Nb, avec des concentrations atteignant jusqu'à 500 fois celles du Manteau Primitif. Les spectres montrent un léger fractionnement au niveau des Terres Rares lourdes et sont caractérisés par de très fortes anomalies en plusieurs éléments : négatives en Rb, Th, Ta (ce qui se traduit par un fractionnement important avec le Nb), P et Ti, et positives en Pb, Sr, Li avec un enrichissement marqué en Zr et Hf.



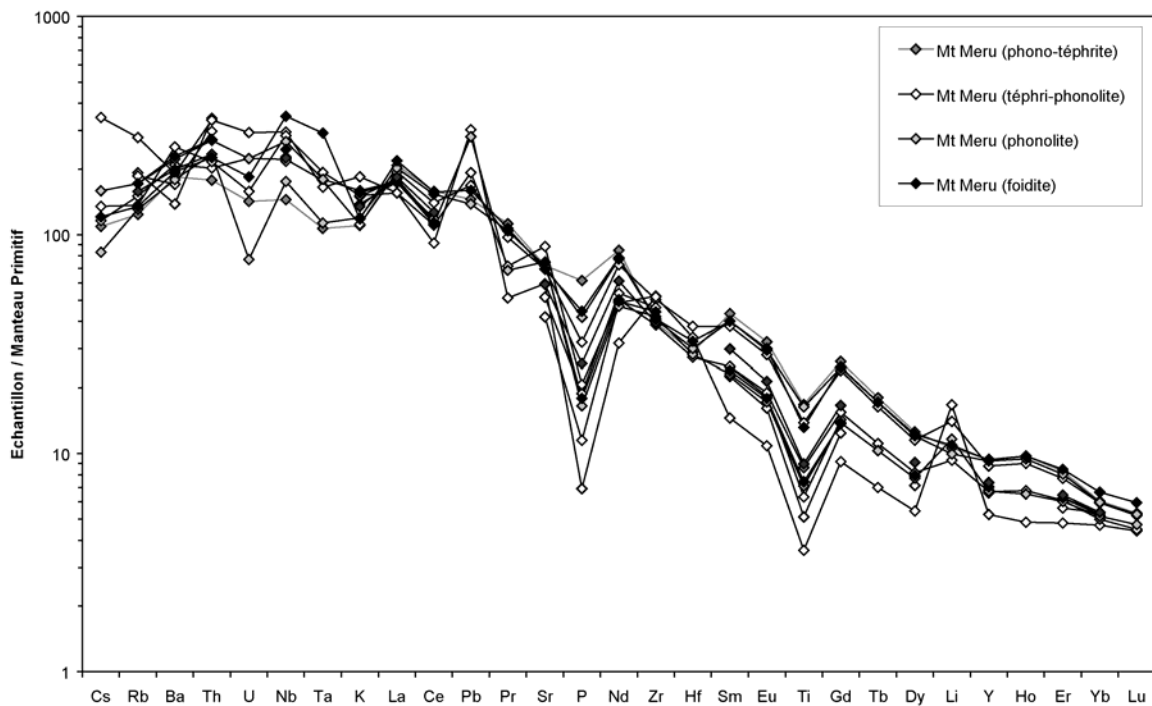
**Fig. 4.17 :** Spectres élargis pour les laves du Hanang. Concentrations normalisées au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989).

### 3. La région d'Arusha et le Mont Meru.

Malgré une plus grande homogénéité en terme de faciès pétrographiques, les laves échantillonnées dans la zone d'Arusha et du Mont Meru présentent une grande diversité de compositions en éléments en traces.

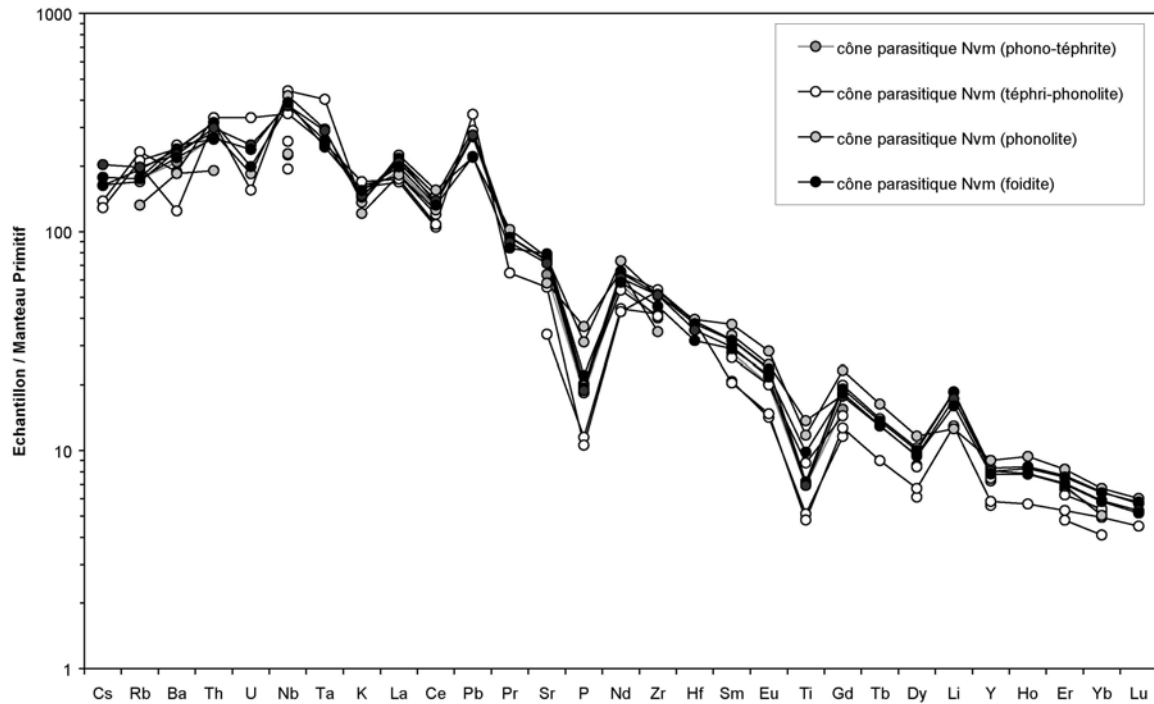
Les laves sous-saturées, intermédiaires et évoluées, du Mt Meru montrent des spectres avec des forts enrichissements en éléments incompatibles et un fractionnement plus ou moins marqué au niveau des Terres Rares lourdes (Fig. 4.18). Ils se caractérisent par l'existence de plusieurs anomalies négatives marquées en U, K (sauf pour l'échantillon 03TZ32A où elle est légèrement positive), P et Ti, et des anomalies beaucoup plus variables, pouvant être de faibles amplitudes, positives ou négatives en Ba, Pb, Sr et Li. Les teneurs en Zr et Hf apparaissent variables en fonction des échantillons avec un appauvrissement marqué pour certains et un enrichissement net pour l'échantillon 03TZ32A. A partir du Sm, nos échantillons tendent à se différencier en 3 groupes : (1) l'échantillon 03TZ32A a les concentrations les plus faibles et se caractérise par un très faible fractionnement au niveau des Terres Rares lourdes. (2) Un second groupe de composition intermédiaire incluant des

néphélines, des téphri-phonolites et des phonolites, qui sont caractérisées par des fractionnements plus importants en Terres Rares lourdes et par l'absence d'appauvrissement (ou alors de faible amplitude) en Zr et Hf. (3) Un troisième groupe de laves d'affinités phono-téphritiques à phonolitiques, incluant une néphéline, de concentrations plus élevées et se caractérisant par des spectres plus fractionnés en Terre Rares lourdes et appauvris systématiquement en Zr et Hf.



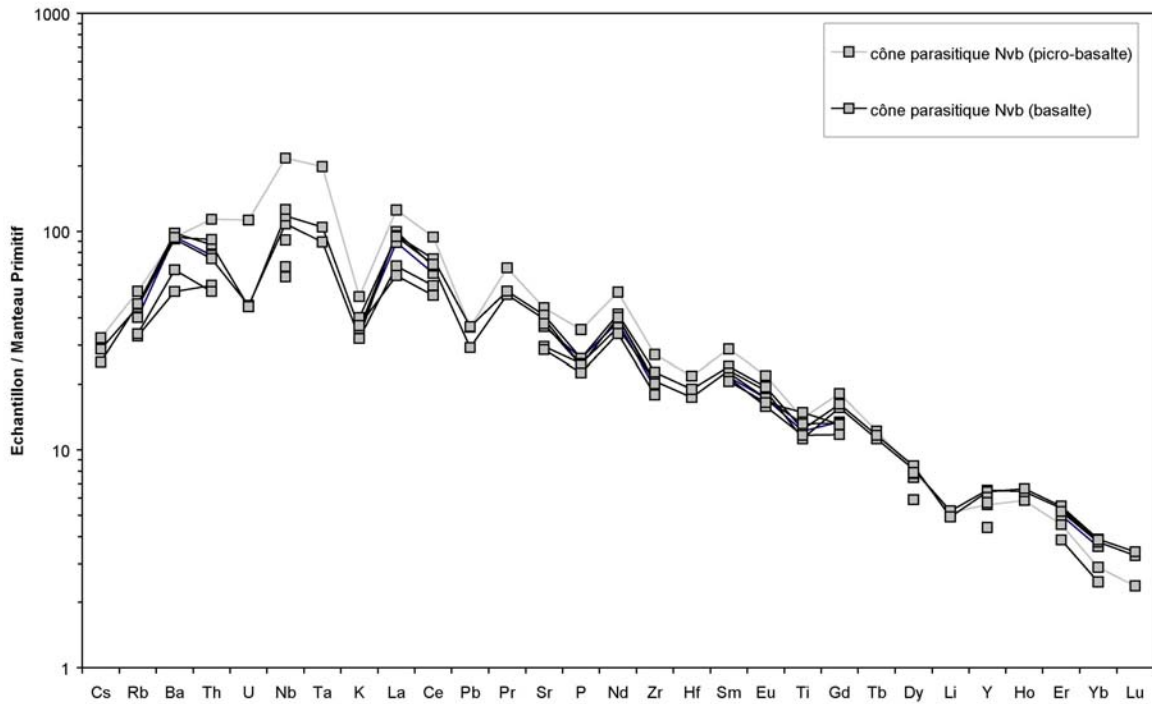
**Fig. 4.18 :** Spectres élargis pour les laves intermédiaires et évoluées du Mt Meru. Concentrations normalisées au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989).

Les spectres élargis pour les laves intermédiaires et évoluées émises par les cônes parasites affectant les basses pentes du Mt Meru (Nvm selon Wilkinson *et al.*, 1983) se caractérisent par des compositions et des spectres très similaires à ceux des laves du Mt Meru lui-même (Fig. 4.19), avec toutefois des gammes de variations beaucoup moins marquées pour les éléments très fortement incompatibles. Par rapport aux laves du Mt Meru, les laves échantillonnées dans les cônes parasites de type Nvm (Wilkinson *et al.*, 1983) présentent des anomalies plus marquées en K, Pb, P, Ti et Li. Le fractionnement des Terres Rares lourdes apparaît très variable d'un échantillon à l'autre, avec un fractionnement très peu marqué pour un échantillon téphri-phonolitique.

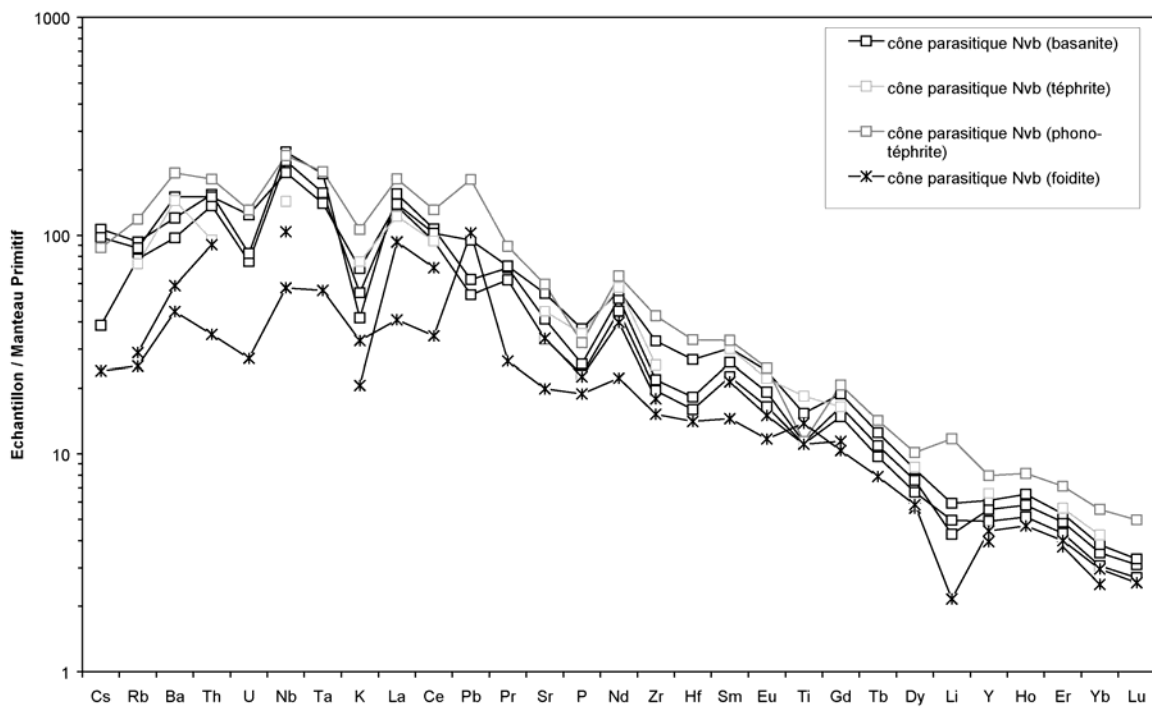


**Fig. 4.19 :** Spectres élargis pour les laves intermédiaires et évoluées des cônes parasites de type Nvm (Wilkinson *et al.*, 1983). Concentrations normalisées au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989).

Les basaltes et picro-basaltes mis en place par les cônes parasites stromboliens de type Nvb (Wilkinson *et al.*, 1983) se caractérisent par des enrichissements en éléments incompatibles (concentrations en Nb atteignant environ 200 fois celle du Manteau Primitif), beaucoup plus faibles que ceux observés dans les laves du Mt Meru et les cônes parasites Nvm associés (concentrations en Nb jusqu'à environ 300 à 400 fois celle du Manteau Primitif) (Fig. 4.20). Les spectres montrent un appauvrissement relatif en éléments fortement incompatibles tels que Cs et Rb par rapport à Nb et Ta, ainsi qu'un fractionnement important des Terres Rares lourdes. Ils présentent, comme observés précédemment, des anomalies négatives en U, K, Pb, P, Ti et Li ainsi qu'un appauvrissement marqué en Zr et Hf. On observe nettement que l'échantillon picro-basaltique 03TZ34C se distingue par les enrichissements les plus forts en éléments incompatibles et particulièrement en Nb et Ta.



**Fig. 4.20 :** Spectres élargis pour les basaltes et picro-basaltes des cônes parasites de type Nvb (Wilkinson *et al.*, 1983). Concentrations normalisées au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989).



**Fig. 4.21 :** Spectres élargis pour les roches sous-saturées des cônes parasites de type Nvb (Wilkinson *et al.*, 1983). Concentrations normalisées au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989).

Les compositions des échantillons, faiblement à fortement sous-saturés, mis en place par les cônes parasites de type Nvb (Wilkinson *et al.*, 1983) présentent des gammes de concentrations beaucoup plus larges en comparaison de celles des roches basaltiques (Fig. 4.21), et ont des spectres fractionnés au niveau des Terres Rares lourdes avec des anomalies variables, négatives ou positives en fonction des échantillons, en U, K, Pb, P, Ti et Li, ainsi qu'un appauvrissement significatif en Zr et Hf. Les deux néphélinites, 03TZ37A et 03TZ38, sont les deux échantillons les plus appauvris, mais présentent des spectres montrant des anomalies bien marquées, pouvant être de grande amplitude.

#### 4. Conclusions sur les caractéristiques géochimiques (éléments en traces) des laves de la DNT.

Comme signalé précédemment, les laves que nous avons échantillonnées au niveau de la DNT présentent des spectres enrichis et fractionnés, caractéristiques d'un volcanisme de type intraplaque continental.

La grande diversité de composition et les enrichissements très variables d'un échantillon à l'autre, que l'on retrouve aussi bien à l'échelle de l'édifice qu'à celle de l'ensemble de la province volcanique, montrent que les laves de notre échantillonnage sont issues de corps magmatiques distincts qui peuvent avoir évolué les uns indépendamment des autres. Le cas des laves du Mt Meru est ici démonstratif avec l'existence de plusieurs groupes de laves montrant des enrichissements très variables malgré des faciès pétrologiques identiques, donc d'un même degré de différenciation.

L'ensemble des laves échantillonnées présente des compositions compatibles avec une évolution des termes basiques vers les termes intermédiaires et différenciés suivant un processus de différenciation où le processus de cristallisation fractionnée est prépondérant, suivant un schéma classique d'évolution pour ce type de magma (Barberi *et al.*, 1975 ; Caroff *et al.*, 1993 ; Nono *et al.*, 1994). Ainsi plusieurs anomalies observées sont clairement à relier à la cristallisation de plusieurs phases minérales dans le magma parent. Dans les laves peu évoluées, de type basaltes et basanites, l'existence d'une anomalie négative significative en P témoigne de la cristallisation précoce d'apatite au sein du magma parent. La même interprétation s'applique à la légère anomalie négative en Ti, mais avec cette fois-ci cristallisation d'oxydes Fe-Ti de type titanomagnétite, comme observé dans d'autres contextes de volcanisme intraplaque (Le Roex *et al.*, 1990 ; Ablay *et al.*, 1998). Les

importantes anomalies négatives en Sr, P et Ti, rencontrés régulièrement dans les laves intermédiaires : trachyandésites basaltiques et trachyandésites + phono-téphrites et téphriphonolites, sont à relier à la cristallisation de plusieurs minéraux : le plagioclase pour le Sr (qui provoque aussi une petite anomalie négative en Eu), l'apatite pour le P et les oxydes Fe-Ti (titanomagnétite) pour le Ti. L'importance des anomalies (par rapport à celles observées dans les laves moins évoluées) montre que la cristallisation de ces minéraux dans le magma parent augmente au cours de la différenciation. De la même manière que précédemment, les fortes anomalies négatives observées dans les laves évoluées de type trachytes et phonolites sont à relier à la cristallisation massive de plusieurs phases minérales : plagioclase, apatite, oxyde Fe-Ti (titanomagnétite). L'anomalie négative en Ba qui apparaît dans certaines laves intermédiaires à évoluées, coïncide avec l'apparition dans ces échantillons du feldspath alcalin en phénocristaux ou microlites.

Si plusieurs anomalies négatives systématiques observées dans les spectres élargis des laves de la DNT s'expliquent par la cristallisation de phases minérales caractéristiques de l'évolution des magmas alcalins, il n'en est pas de même pour plusieurs anomalies (Rb, U, Ba, Pb, Li) qui peuvent être d'importance variable entre les différents échantillons. L'existence de ces anomalies tend à montrer que les laves de la DNT ont subi une histoire complexe liée à des processus, pouvant enrichir ou au contraire appauvrir les échantillons en ces éléments : (1) contamination, particulièrement dans les laves intermédiaires à évoluées, (2) processus de mélange dans les chambres magmatiques ou (3) interaction avec des fluides (anomalie en Li). Le cas des roches très sous-saturées telles que les néphélines, échantillonnées dans la vallée axiale et au niveau du Hanang, illustre bien l'existence de processus pétrogénétiques complexes dans la formation de ces magmas. En effet, les anomalies observées dans leurs spectres, particulièrement en Pb et Sr, ne peuvent être reliées simplement à la cristallisation de phases minérales (sauf pour P avec la cristallisation de l'apatite, et Ti avec la cristallisation d'oxydes Fe-Ti), mais traduisent probablement l'existence d'interactions ou de processus de démixtion silicate/carbonate entre le magma parent et des magmas de type carbonatite, très fortement enrichis en ces éléments (Bell et Tilton, 2001). Ces deux types de laves se rencontrent régulièrement en association sur le terrain dans la DNT (Dawson, 1989 ; Klaudius et Keller, 2006) et témoignent ainsi de la complexité des processus magmatiques (Bell et Peterson, 1991 ; Bell et Tilton, 2001).

Comme observé précédemment pour les laves les moins évoluées du Kilimandjaro (Chap. 3C), les laves les plus primitives, de nature basaltique, basanitique et dans une moindre mesure néphélinitique, de la DNT, montrent un fractionnement important au niveau



des Terres Rares lourdes. Ce fractionnement, rencontré fréquemment dans les laves alcalines du rift du Kenya (Macdonald *et al.*, 2001 ; Späth *et al.*, 2001 ; Le Roex *et al.*, 2001), est clairement l'indicateur de l'existence de grenat résiduel dans la source mantellique. Il est visible jusque dans certains termes intermédiaires (trachyandésites et phono-téphrites), mais tend à diminuer au cours de la différenciation. Les laves les plus évoluées de types trachydacite ou phonolite ont tendance à présenter des spectres peu fractionnés en Terres Rares lourdes, conséquence de la cristallisation importante de l'apatite et des oxydes Fe-Ti sur les concentrations en Terres Rares lourdes.

La plupart des anomalies observées pour les laves les plus primitives du Kilimandjaro (Chap. 3C) : appauvrissement en Cs, Rb, Ba, enrichissement important en Nb, Ta et Terres Rares légères, anomalies négatives en K et Ti, et appauvrissement en Zr et Hf, se rencontrent aussi dans les laves les moins évoluées de la DNT. Elles sont à relier à l'existence de phases minérales résiduelles de type amphibole et phlogopite, dans une moindre mesure, dans la source mantellique de ces laves, comme démontré dans les travaux réalisés dans d'autres régions du Rift Est Africain ou en contexte de volcanisme intraplaque (Francis et Ludden, 1990 ; Furman et Graham, 1999 ; Class *et al.*, 1998 ; Le Roex *et al.*, 2001 ; Späth *et al.*, 2001). Furman et Graham (1999) proposent d'utiliser les rapports Ba/Rb et Rb/Sr pour évaluer la contribution de l'amphibole et de la phlogopite dans les magmas : les magmas formés à partir d'une source à phlogopite résiduelle ayant des rapports Rb/Sr plus élevés et des rapports Ba/Rb plus faibles que ceux formés à partir d'une source à amphibole résiduelle. Avec des Ba/Rb compris entre 12 et 80, et des Rb/Sr compris entre 0,03 et 0,07, les basaltes, basanites et néphélinites peu évoluées de la DNT présentent des valeurs caractéristiques d'une source mantellique où l'amphibole résiduelle est prépondérante même si de la phlogopite résiduelle est présente. Les variations que l'on peut observer dans les concentrations en éléments tels que Rb, Ba, Sr peuvent être dues à une légère contribution de la phlogopite lors de la fusion partielle, la signature de l'amphibole restant cependant prépondérante. Cette dernière disparaît progressivement au cours de la différenciation par cristallisation fractionnée, et en particulier, va être perturbée par la cristallisation de ce même minéral à partir des termes intermédiaires (trachy-andésite et phono-téphrite).

### **C. Caractérisation géochimique (compositions isotopiques en Sr et Nd) des principaux ensembles volcaniques de la Divergence Nord Tanzanienne.**

Les compositions isotopiques du Sr et du Nd ont été acquises sur un spectromètre de masse Triton T1 (le protocole détaillé est décrit dans le Chap. 5 D). Les données sont présentées dans l'Annexe 9. De la même manière que précédemment, les échantillons sont regroupés par grands domaines structuraux, mais avec une information complémentaire en termes d'édifices ou de formations volcaniques.

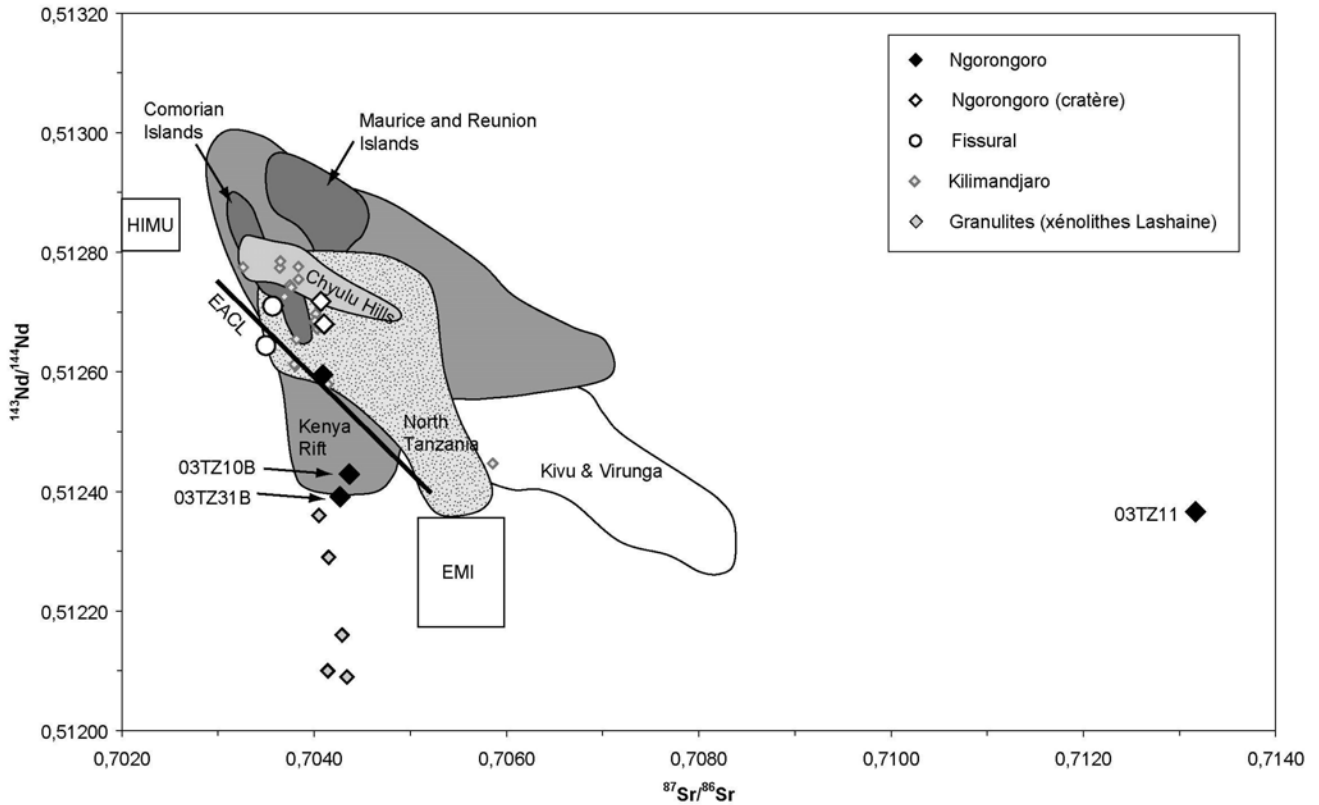
Du fait de problèmes de reproductibilité dans les valeurs des standards (NBS987 pour le Sr et La Jolla pour le Nd) pendant la période d'analyse, les rapports isotopiques bruts ont tous été corrigés par rapport à la valeur moyenne obtenue sur les standards (la démarche de cette correction est consultable dans le Chap. 5 D).

Les données acquises au cours de ce travail ont été systématiquement comparées à celles publiées pour (1) les OIB de l'océan Indien : îles Maurice et de la Réunion (Hamelin *et al.*, 1985 ; Newsom *et al.*, 1986 ; Fisk *et al.*, 1988 ; Mahoney *et al.*, 1989 ; Peng et Mahoney, 1995 ; Albarède *et al.*, 1997 ; Fretzdorff et Haase, 2002 ; Luais, 2004) et Archipel des Comores (Späth *et al.*, 1996 ; Class *et al.*, 1998 ), (2) pour le rift kenyan (Le Roëx *et al.*, 2001 ; Macdonald *et al.*, 2001 ; Clément *et al.*, 2003) et la province magmatique des Chyulu Hills (Späth *et al.*, 2001), (3) pour les rares provinces magmatiques associées à la branche Ouest : Kivu et Virunga (De Mulder *et al.*, 1986 ; Rogers *et al.*, 1992 ; Furman et Graham, 1999) ainsi que (4) pour les laves associées à la DNT (Paslick *et al.*, 1995 ; 1996).

#### **1. Les Craters Highland et le Ngorongoro.**

Les compositions isotopiques des huit échantillons provenant des Craters Highland sont présentées dans un diagramme  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en fonction de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , non corrigé des âges.

Les signatures isotopiques des laves des Craters Highland apparaissent extrêmement diversifiées avec des  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  compris entre 0,703498 et 0,713166, pour des  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  allant de 0,512366 à 0,512718 (Fig. 4.22).



**Fig. 4.22 :** Diagramme  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en fonction de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  pour les laves émises par le Ngorongoro et les autres volcans des Craters Highland. HIMU, EM1 : réservoirs mantelliques définis par Zindler et Hart (1986), EACL : East African Carbonatite Line définie par Bell et Blenkinshop (1987), composition isotopique des xénolithes granulitiques du Lashaine extraite de Cohen *et al.* (1984).

La majorité des échantillons des Craters Highland se placent dans la partie la plus appauvrie du champ défini pour les laves du Nord de la Tanzanie. Trois échantillons se démarquent nettement et présentent même des compositions qui n'ont jamais été mesurées pour des laves Nord Tanzaniennes. Néanmoins, deux de ces échantillons (03TZ10B et 05TZ31B) ont des compositions isotopiques cohérentes avec celles mesurées pour des laves du rift kenyan. L'échantillon trachydacitique est caractérisé par un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  extrêmement élevé de 0,713166 pour un rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512366$ , et présente de ce fait une signature isotopique originale par rapport à celles des laves du rift kenyan. Par comparaison avec les valeurs mesurées sur le Kilimandjaro, la majorité des laves des Craters Highland présentent des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  équivalents, mais n'atteignant jamais des compositions les plus appauvries mesurées sur le Kilimandjaro.

On constate que les échantillons des Craters Highland forment deux groupes distincts dont les compositions isotopiques en Nd ne se recouvrent pas. Ainsi, les échantillons issus de

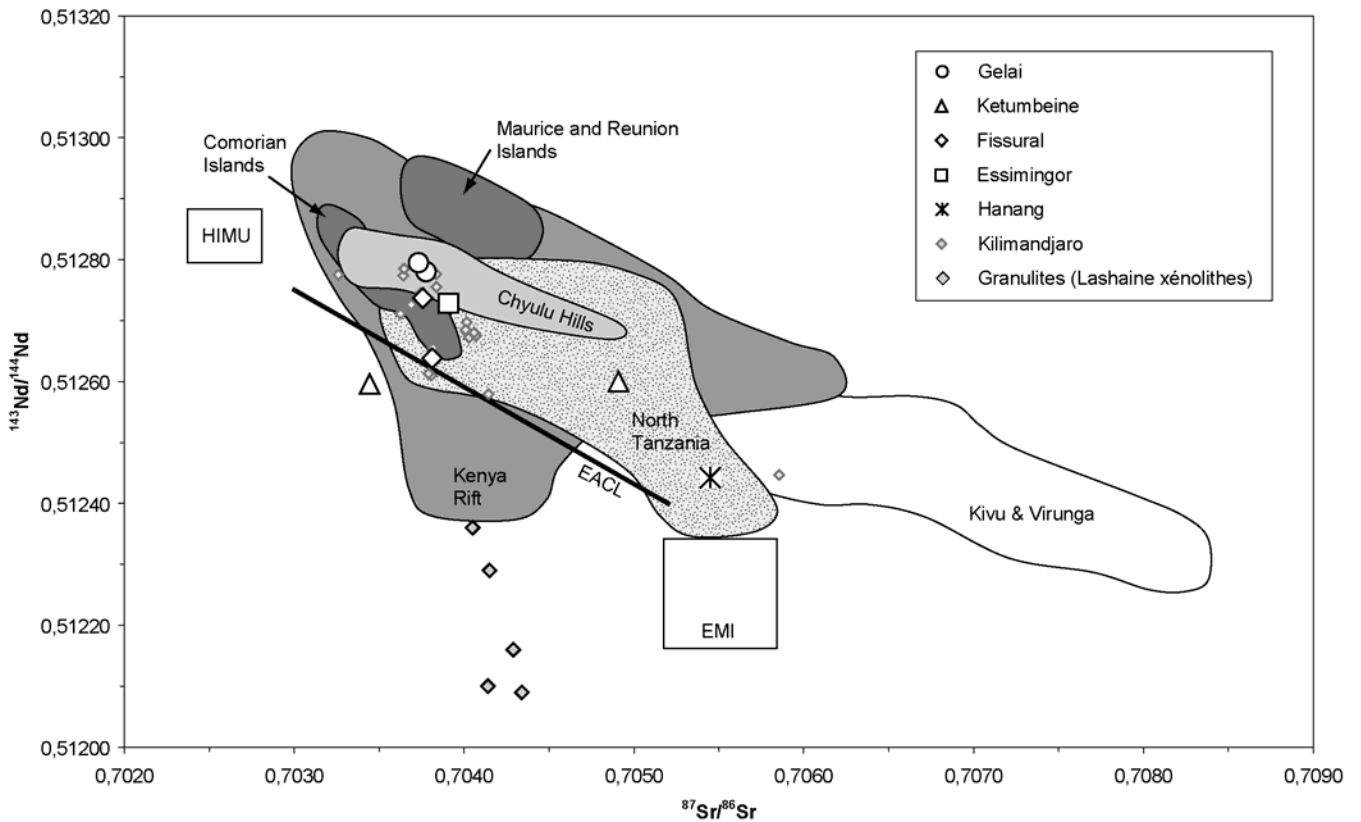
l'activité fissurale tardive affectant le fond du cratère du Ngorongoro présentent des rapports isotopiques  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  compris entre 0,512644 et 0,512718, alors que les rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , pour les échantillons provenant des flancs de la caldeira, sont compris entre 0,512366 et 0,512595. On observe aussi que les deux échantillons du centre du cratère (03TZ12 et 05TZ38) sont légèrement plus radiogéniques en Sr que les laves issues de l'activité fissurale tardive.

## 2. Les rifts Natron et Manyara.

De la même manière que les échantillons des Craters Highland, les compositions isotopiques des laves provenant des rifts Natron et Manyara ont été représentées dans un diagramme  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en fonction de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , non corrigé des âges (Fig. 4.23).

Les signatures isotopiques de ces laves sont très variées avec des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  compris entre 0,703443 et 0,705448, pour des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  s'étalant entre 0,512442 et 0,512795. A l'exception de l'échantillon 05TZ15 du Ketumbeine, qui montre le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  le plus faible, tous les échantillons se placent dans la partie la plus appauvrie du champ défini par Paslick *et al.* (1995, 1996) pour les laves Nord tanzaniennes. La majorité de nos données apparaît cohérente avec les compositions isotopiques mesurées sur les laves des Chyulu Hills et du rift kenyan, sans toutefois atteindre les signatures les plus appauvries mesurées dans ses laves. Deux échantillons se démarquent de manière importante. Ainsi, avec un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plus faible, l'échantillon 05TZ15 se distingue par une signature isotopique qui n'a jamais été mesuré dans le rift kenyan. L'échantillon provenant du Hanang (03TZ03A), avec un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,705448 pour un rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,512442, présente une composition extrême caractéristique des laves Nord tanzaniennes mais qui ne se retrouve pas dans les laves associées au rift kenyan. Par rapport aux données mesurées sur le Kilimandjaro, la majorité des échantillons des rifts Natron et Manyara présentent des compositions isotopiques en Sr et Nd équivalentes, à l'exception de l'échantillon 03TZ03A du Hanang et des deux échantillons du Ketumbeine qui ont des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  proches de 0,512596 et 0,512600 pour des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  très différents de 0,703443 et 0,704909 respectivement. Les signatures isotopiques les plus primitives se rencontrent pour les échantillons du Gelai, de l'Essimigor et de l'escarpement d'Engaruka (activité fissurale, 05TZ03), ces quatre échantillons montrant une gamme de variation restreinte pour leurs rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , compris entre 0,70731 et 0,703908, et pour les rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  compris entre 0,512728 et 0,512780. L'échantillon 03TZ21B (activité fissurale) se caractérise

par un rapport isotopique du Sr équivalent à ces valeurs, mais pour un rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,512638 beaucoup plus faible.



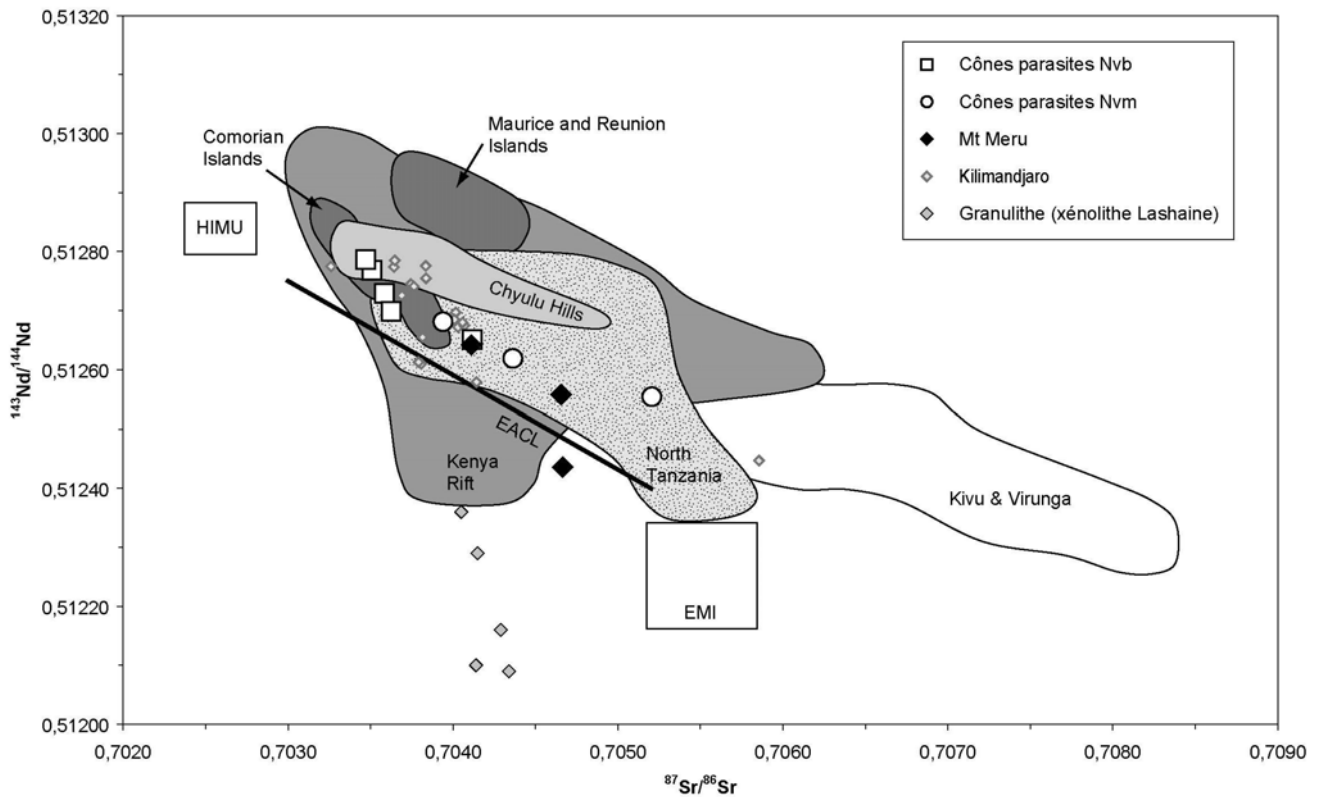
**Fig. 4.23 :** Diagramme  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en fonction de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  pour les laves émises dans les rifts Natron et Manyara. HIMU, EM1 : réservoirs mantelliques définis par Zindler et Hart (1986), EACL : East African Carbonatite Line définie par Bell et Blenkinsop (1987), composition isotopique des xénolithes granulitiques du Lashaine extraite de Cohen *et al.* (1984).

### 3. La région d'Arusha et le Mont Meru.

A l'image des laves des Craters Highland et des rifts Natron et Manyara, les échantillons de la zone d'Arusha et du Mt Meru ont des compositions isotopiques variées avec des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  compris entre 0,703472 et 0,705206, pour des  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  compris entre 0,512436 et 0,512787 (Fig. 4.24).

A l'exception de l'échantillon phonolitique 03TZ36K du Mt Meru, qui présente un rapport isotopique en Nd de 0,512436 pour un rapport isotopique du Sr de 0,704666, qui lui confèrent un caractère tout à fait original vis-à-vis du magmatisme des rifts kenyans et tanzaniens, les échantillons de la zone d'Arusha et du Mt Meru se placent dans le champ des

laves Nord tanzaniennes, couvrant même quasiment toute la gamme des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mesurés.



**Fig. 4.24 :** Diagramme  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en fonction de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  pour les laves émises dans la zone d'Arusha et du Mt Meru. HIMU, EMI : réservoirs mantelliques définis par Zindler et Hart (1986), EACL : East African Carbonatite Line définie par Bell et Blenkinshop (1987), composition isotopique des xénolites granulitiques du Lashaine extraite de Cohen *et al.* (1984).

Par rapport aux laves du Kilimandjaro, ces échantillons montrent des compositions beaucoup plus variées ; les signatures les plus primitives des laves du Kilimandjaro ne se retrouvant que pour les échantillons provenant des cônes parasites Nvb (Wilkinson *et al.*, 1983). À l'exception de l'échantillon 03TZ34D, que les laves mises en place lors de l'activité parasite basique (Nvb) se distinguent des laves intermédiaires à évoluées associées aux cônes parasites Nvm et du Mt Meru, par des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plus faibles pour des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  généralement plus élevés. Ces dernières tendent à s'aligner régulièrement vers des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  élevés pour des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  plus faibles. Dans cette corrélation, les échantillons du Mt Meru, à l'exception de 03TZ36K, et ceux émis dans les centres

parasites Nvm, se répartissent indistinctement montrant ainsi que ces laves suivent la même tendance évolutive.

#### 4. Conclusions sur les caractéristiques géochimiques (compositions isotopiques Sr et Nd) des laves de la DNT.

La grande variété de compositions isotopiques mesurées pour les laves de la DNT met en évidence l'action de plusieurs processus.

A l'inverse de ce que l'on observe pour les laves du Kilimandjaro (Chap. 3 C), certains échantillons de la DNT montrent clairement une contamination par la croûte continentale africaine, comme l'attestent les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  très élevés et/ou des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  faibles. Les preuves les mieux contraintes proviennent des laves du Ngorongoro qui se marquent par les plus grandes évidences de contamination par la croûte ; deux tendances pouvant y être observées. Les deux échantillons 03TZ10B et 05TZ31B se caractérisent par des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  très faibles qui sont proches de ceux mesurés pour les xénolites granulitiques du volcan Lashaine (Cohen *et al.*, 1984). On peut donc envisager que ces deux magmas ont assimilé des roches appartenant à la croûte continentale inférieure. Par contre, l'échantillon 03TZ11 se caractérise par un rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  très faible, et surtout par un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  très élevé. Celui-ci, très élevé, suggère l'existence d'un processus de contamination de ce magma par la croûte continentale supérieure (Rollinson, 1993). Les échantillons 03TZ10B et 03TZ11 étant tous deux des trachydacites, ceci suggère que la contamination de ces laves s'est faite par assimilation de l'encaissant crustal, au cours de leur différenciation par cristallisation fractionnée dans la chambre magmatique selon un processus similaire à celui envisagé par De Paolo (1981) dans son modèle d'AFC (assimilation de l'encaissant couplée à la cristallisation fractionnée). La mise en évidence de processus d'assimilation crustale dans d'autres laves de la DNT apparaît beaucoup moins nettement, mais ce modèle fournirait une explication plausible au découplage observé, pour les compositions isotopiques en Sr par rapport à celles du Nd, dans les deux échantillons provenant du Ketumbeine (rifts Natron et Manyara). Il apparaît toutefois que l'échantillon 05TZ14, qui présente le plus fort rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est le moins différencié des deux (de nature basaltique alors que 05TZ15 est de nature trachybasaltique). La corrélation générale vers des  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  élevés et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  faibles, définie par les laves intermédiaires et/ou évoluées de la zone d'Arusha et du Mt Meru, suggère l'existence d'un processus d'assimilation de la croûte



supérieure durant l'évolution de ces laves, de manière plus marquée que pour les laves de même affinité du Kilimandjaro (Chap. 3 C).

D'une manière générale, les laves ne présentant pas clairement d'évidences d'évolution couplée à l'assimilation de matériel crustal, montrent des compositions isotopiques variées traduisant leur genèse à partir d'une source mantellique hétérogène à l'échelle de la DNT. On observe toutefois, particulièrement au niveau des Craters Highland et de la région d'Arusha et du Mt Meru, que l'activité fissurale tardive ( $< 1$  Ma) affectant la région, met en place les laves ayant les signatures isotopiques les plus primitives de tout notre échantillonnage. Ces compositions isotopiques en Sr et Nd sont clairement différentes de celles mesurées pour des laves de type OIB (îles Maurice et île de la Réunion) formées par fusion partielle du manteau asthénosphérique dans un panache mantellique. La grande majorité de nos données présentent des compositions isotopiques en Sr et Nd équivalentes à celles observées (1) dans le rift Kenyan et les Chyulu Hills (Le Roëx *et al.*, 2001 ; Macdonald *et al.*, 2001 ; Späth *et al.*, 2001 ; Clément *et al.*, 2003), (2) dans d'autres laves de la DNT (Paslick *et al.*, 1995 ; 1996), et (3) dans l'Archipel des Comores (Späth *et al.*, 1996 ; Class *et al.*, 1998). Tous ces travaux ont montré, dans ces différents contextes, que les laves présentant de telles compositions isotopiques résultent de la fusion partielle du manteau lithosphérique sous l'action d'une forte anomalie thermique associée à un panache asthénosphérique pouvant métasomatiser le manteau lithosphérique (Class *et al.*, 1998 ; Späth *et al.*, 2001) par la percolation de magmas formés au cœur même du panache.

Bell et Blenkinsop (1987), sur la base de l'étude des compositions isotopiques des carbonatites Est-africaines Cénozoïques, ont défini l'EACL (East African Carbonatite Line) qui correspond à la droite de corrélation pour les rapports isotopiques du Sr et du Nd dans ces laves. Cette corrélation a été interprétée comme une droite de mélange entre deux réservoirs mantelliques de compositions similaires aux pôles EMI (Manteau Enrichi 1) et HIMU (rapport U/Pb élevé) (Zindler et Hart, 1986) que l'on rencontre dans les sources des OIB (Bell et Blenkinsop, 1987 ; Bell et Tilton, 2001). On remarque que l'ensemble de nos données, sans tenir compte des échantillons présentant des indices de contamination crustale, se positionnent à proximité de cette ligne, de la même manière que les données de Paslick *et al.* (1995 ; 1996). Ceci suggère que les laves émises au niveau de la DNT sont issues d'une source mantellique lithosphérique hétérogène dont la signature isotopique varie entre celles de deux réservoirs de compositions similaires aux pôles EMI et HIMU.

## D. Evolution spatiale des processus pétrogénétiques sous la Divergence Nord Tanzanienne.

L'étude des données pétrologiques et géochimiques obtenues montre que le volcanisme plio-quadernaire de la DNT s'est développé à partir d'un manteau source hétérogène à grenat et amphibole résiduels, accompagnés de faibles quantités de phlogopites dans certains cas. Afin de pouvoir discuter des processus pétrogénétiques à l'origine du magmatisme dans toute la zone, il est nécessaire de s'affranchir de certains effets perturbateurs des compositions géochimiques, tels que la contamination par la croûte continentale ou la différenciation par cristallisation fractionnée. Dans ce but, nous avons effectué un tri de nos échantillons, en éliminant ceux qui avaient un Mg# < 41%, les magmas restant présentant des compositions micro-basaltiques, basaltiques, basanitiques et néphélinitiques.

La sélection des laves les plus primitives impose une contrainte importante dans la répartition de notre échantillonnage. En effet, les laves peu différenciées prélevées dans la DNT ont majoritairement été collectées dans des formations volcaniques, relativement jeunes, mises en place vraisemblablement à < 1 Ma (cônes parasites et effusions fissurales affectant largement la région) ainsi que dans des édifices dont l'âge de l'activité est peu contrainte (Gelai et Ketumbeine). Les seuls échantillons basiques dont l'âge est >1 Ma ont été prélevés au niveau du Shira (Mont Kilimandjaro) ou du Ngorongoro, ce qui ne permet pas d'intégrer la dimension temporelle à notre discussion.

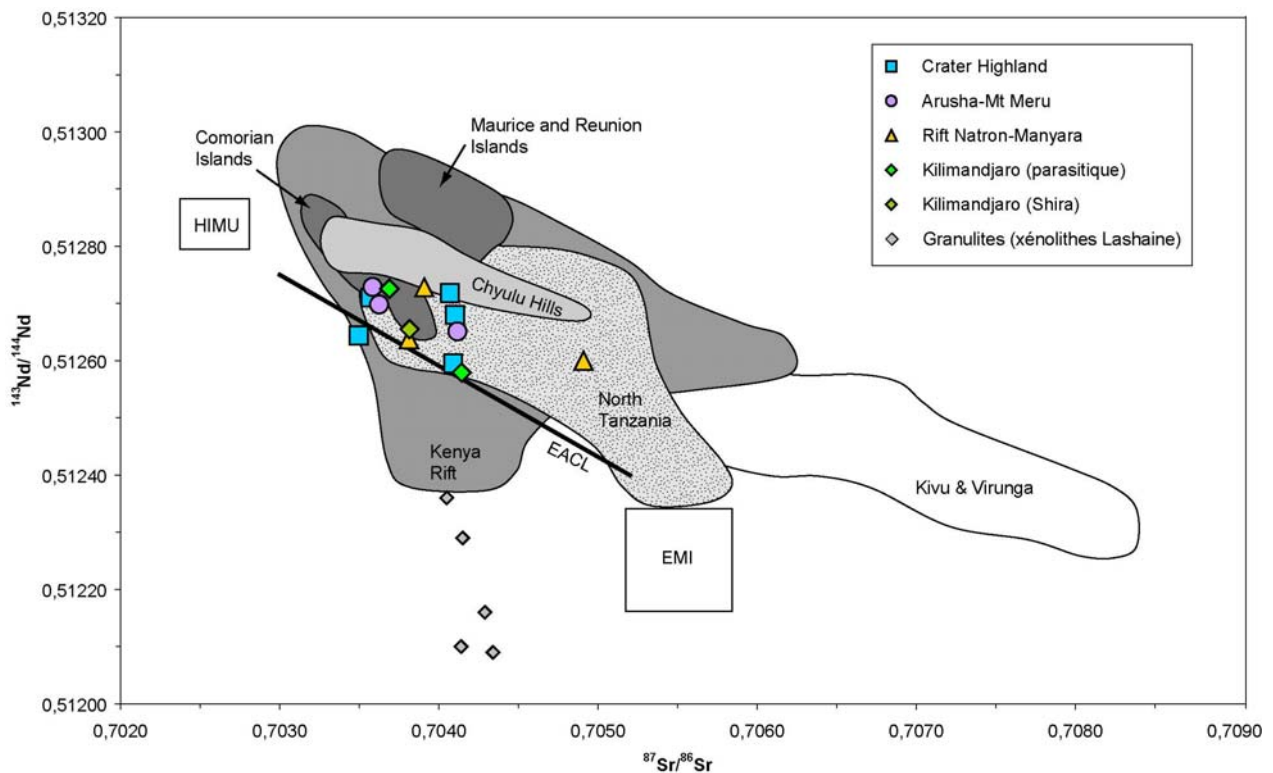
### 1. Effet de l'assimilation crustale couplée ou non à la cristallisation fractionnée.

Cet effet a été évalué de deux manières. Dans un diagramme  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en fonction de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Fig. 4.25), la majorité des laves primitives dont les compositions isotopiques ont été déterminées (16 échantillons) montrent des gammes de valeur restreintes avec des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  compris entre 0,703498 et 0,704143, pour des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  compris entre 0,512579 et 0,512795 ; l'échantillon 05TZ14 sort de cette fourchette avec un  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704909$  pour  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512600$ . Ces échantillons, à l'exception de 05TZ14, se placent dans la partie la plus appauvrie du champ des laves Nord Tanzaniennes. Il semble donc que la contamination de ces magmas par un processus type AFC, ou autre, soit très limitée. 05TZ14 est le seul échantillon susceptible de porter la signature d'une interaction avec la croûte

continentale, bien que l'on ne puisse pas négliger l'hypothèse d'une source isotopiquement 'exotique' pour ce dernier.

Un argument indépendant permettant d'évaluer l'importance de l'AFC passe par l'évaluation du rapport Sr/Ce. En effet, les laves ayant assimilé du matériel crustal vont présenter des rapports Sr/Ce élevés dû à l'incorporation des feldspaths issus de la croûte continentale, alors que les laves non contaminées vont avoir des rapports Sr/Ce 'normaux', compris entre approximativement 5 et 8 (Furman et Graham, 1999). Avec des rapports Sr/Ce majoritairement compris entre 4,22 et 8,32 pour 44 échantillons sur les 48 sélectionnés, la majorité des laves analysées ne présentent donc pas d'évidences fortes de contamination crustale.

En dehors de ces arguments, le fait de travailler sur des liquides primitifs est un premier critère fort pour minimiser l'AFC, car ces termes ont peu évolué, dans les chambres magmatiques situées à la verticale des édifices étudiés, et présentent donc une probabilité faible d'avoir des compositions chimiques perturbées par l'incorporation de matériel crustal.



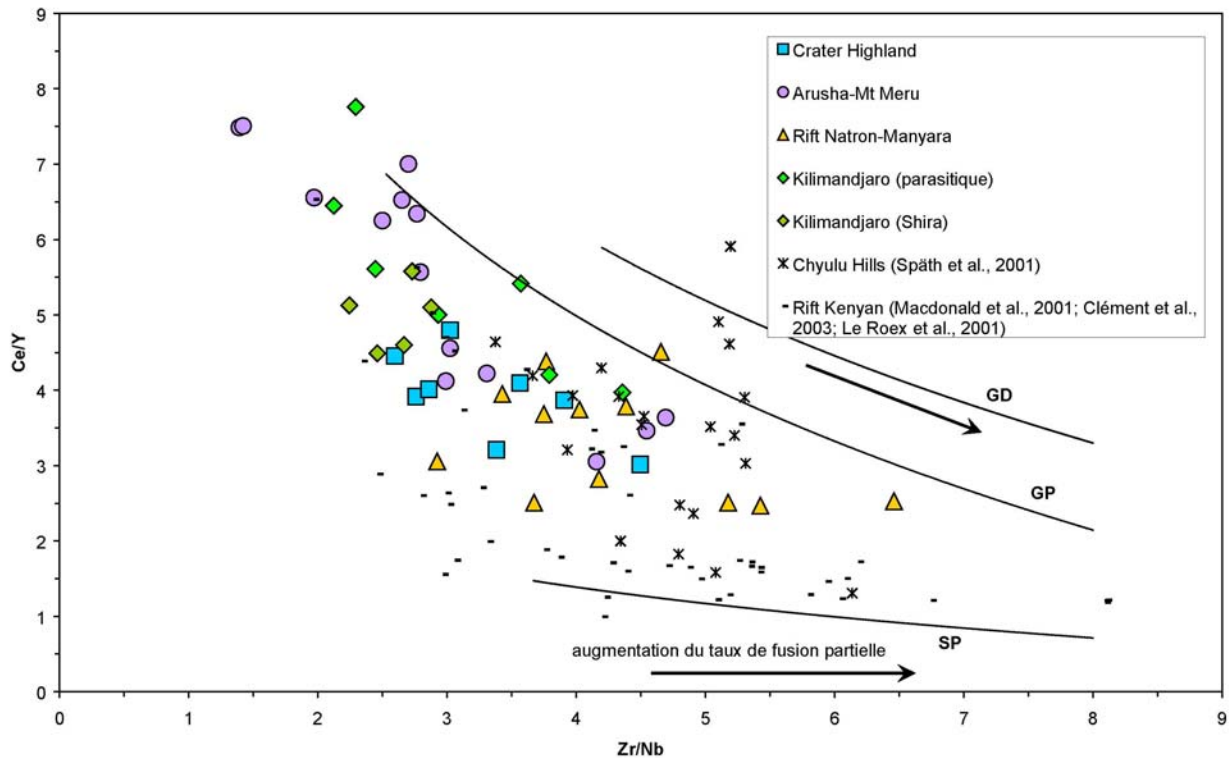
**Fig. 4.25 :** diagramme  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en fonction de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  pour les laves les plus primitives émises dans les grands domaines structuraux de la DNT. HIMU, EMI : réservoirs mantelliques définis par Zindler et Hart (1986), EACL : East African Carbonatite Line définie par Bell et Blenkinsop (1987), composition isotopique des xénolithes granulitiques du Lashaine extraite de Cohen *et al.*, 1984.

## 2. La signature du grenat et la profondeur de fusion partielle.

Comme précédemment décrit dans le chapitre 3 C, les laves émises en contexte continental portent souvent la signature du grenat et de l'amphibole, impliquant que ces deux phases soient résiduelles lors du processus de fusion partielle. Travailler sur des termes primitifs permet, mieux encore que lors de l'étude menée sur le Kilimandjaro, où ces derniers étaient peu abondants, d'appréhender la variabilité des compositions chimiques en fonction, soit de l'hétérogénéité chimique/minéralogique dans le manteau sous la DNT, soit des variations des conditions physico-chimiques de la fusion partielle, voire les deux.

Sur la base d'études des rapports d'éléments en traces (Ce/Y en fonction de Zr/Nb), Macdonald (1994) et Macdonald *et al.* (2001) ont proposé que les laves basiques du rift kenyan se sont formées par fusion partielle de péridotites à des profondeurs correspondant à la zone de transition entre les domaines à spinelle et grenat, soit à environ 60 à 70 km de profondeur. La comparaison de nos résultats avec ceux disponibles sur les laves du rift kenyan (Fig. 4.26) montrent clairement que les laves de la DNT se sont formées à partir d'une source mantellique où la contribution du grenat est plus importante (Ce/Y plus élevés). Cette tendance s'observe aussi pour les laves émises au niveau des Chyulu Hills où l'on observe une augmentation du rapport Ce/Y pour des rapports Zr/Nb relativement constants (Späth *et al.*, 2001). Par rapport aux laves de la DNT, celles des Chyulu Hills présentent à peu près la même amplitude de variation du rapport Ce/Y, mais décalée vers des valeurs plus basses.

Ce qui est remarquable à l'échelle de la DNT, c'est l'augmentation du rapport Ce/Y, entre les laves émises au niveau des rifts Natron et Manyara (Ouest) et la majorité des laves des régions d'Arusha-Mt Meru et du Kilimandjaro (Est), les laves des Craters Highland se plaçant en position relativement intermédiaire. Si l'on considère le rapport Ce/Y comme un marqueur de la contribution du grenat au processus de fusion partielle, ceci traduit donc une augmentation de cette contribution de l'Ouest vers l'Est de la DNT. Au vu de l'évolution des rapports Zr/Nb et Ce/Y avec le taux fusion partielle, la gamme de variation observée peut être soit liée à une source hétérogène soit à d'importantes variations du taux de fusion partielle.



**Fig. 4.26 :** Diagramme Ce/Y en fonction de Zr/Nb pour les laves basiques de la DNT, du rift kenyan et des Chyulu Hills. A l'intérieur de la DNT, les laves sont distinguées par grands domaines structuraux. Les lignes continues correspondent aux courbes de fusion fractionnée non-modale calculées par Hardarson et Fitton (1991) pour trois sources mantelliques. SP : lherzolite primitive à spinelle, GD : lherzolite appauvrie à grenat, GP : lherzolite primitive à grenat.

Macdonald *et al.* (2001) et Rogers *et al.* (2000) ont relié cette tendance à l'approfondissement de la source mantellique lithosphérique sous le rift kenyan, lié à l'important héritage structural sous cette zone (Smith et Mosley, 1993). En effet, le long du rift kenyan, les laves présentant les rapports Ce/Y les plus élevées se mettent en place au niveau du craton tanzanien alors que les laves émises au niveau des ceintures orogéniques Protérozoïques se caractérisent par des rapports Ce/Y plus faibles. Macdonald *et al.* (2001) et Rogers *et al.* (2000) ont proposé que cette distribution systématique soit intrinsèquement dépendante de l'épaisseur de la lithosphère continentale, qui est connue pour être plus élevée sous le craton tanzanien par rapport aux ceintures orogéniques Protérozoïques (Achauer *et al.*, 1992).

Ce modèle est en opposition avec ce que nous observons au niveau de la DNT. Les magmas émis dans sa partie orientale, où le substratum du Mt Meru et du Kilimandjaro

correspond aux ceintures orogéniques Protérozoïques, présentent les rapports Ce/Y les plus élevés. Les seules laves de notre étude émises au niveau du craton tanzanien, sont celles des Craters Highland qui possèdent, quant à elles, les rapports Ce/Y les plus faibles.

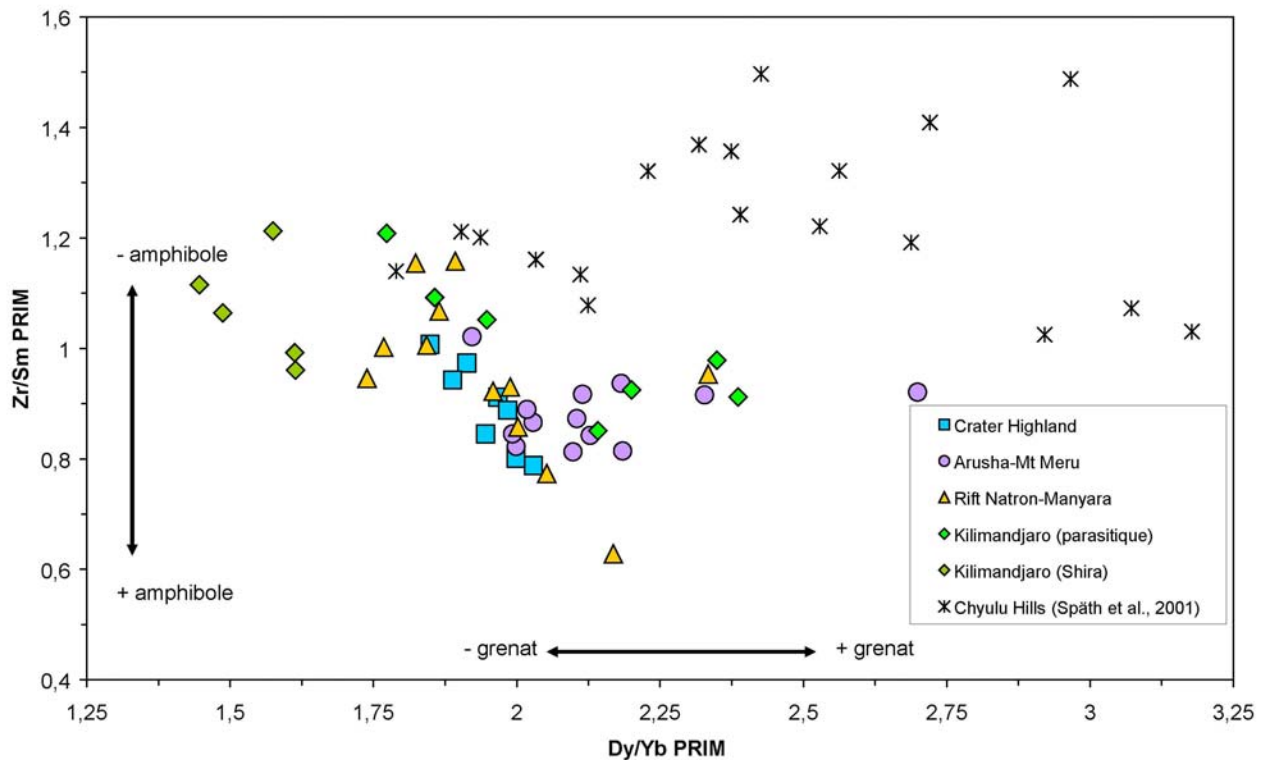
Cette apparente contradiction avec les résultats des travaux précédents est probablement à relier à la dynamique du manteau sous-jacent, c'est à dire au stade de maturité du rift. Nous envisageons que le début d'amincissement lithosphérique sous le Kenya, en lien avec la tectonique clairement extensive dans cette partie du rift, induit des ondulations à proximité de la base de la zone de fusion partielle (lithosphérique), selon que l'extension a lieu dans un domaine cratonique ou dans une ancienne ceinture orogénique. Ce schéma ne s'applique pas au domaine rifté de la DNT où le processus d'extension est plus immature. Dans notre cas, l'héritage structural va fortement conditionner l'épaisseur de la lithosphère. L'échauffement induit par la présence d'un panache va fortement modifier le gradient thermique à l'intérieur de la lithosphère et ainsi favoriser la fusion partielle à plus ou moins grande profondeur suivant les propriétés physico-chimiques de cette dernière.

### 3. La signature de l'amphibole et le métasomatisme lithosphérique.

Nous avons vu que l'amphibole résiduelle, présente dans la source des magmas sous la DNT, joue un rôle important dans la signature de ces laves. Le raisonnement proposé pour les laves du Kilimandjaro peut être étendu à l'ensemble de la DNT, sans pour autant tenter une modélisation générale de la fusion partielle, les sources étant probablement multiples. Nous pouvons toutefois utiliser le même diagramme ( $[Zr/Sm]_{PRIM} = f([Dy/Yb]_{PRIM})$ , Fig. 4.27) pour identifier et discuter de la variabilité de ces rapports en termes de contribution relative de l'amphibole à la source. Comparées aux données obtenues par Späth *et al.* (2001) sur les Chyulu Hills, deux points remarquables caractérisent les laves de la DNT : (1) les rapports  $[Dy/Yb]$  de ces dernières sont nettement inférieurs à ceux obtenus par Späth *et al.* (2001) pour des valeurs de  $[Zr/Sm]$  similaires. (2) la majorité des laves des Chyulu Hills présentent des rapports  $[Zr/Sm]$  plus élevés que ceux rencontrés dans les laves de la DNT ; traduisant ainsi une contribution moins importante de l'amphibole dans la genèse de certaines laves des Chyulu Hills par rapport à celles de la DNT. Deux tendances peuvent ainsi être rencontrées : une corrélation négative caractérisée par une forte diminution des valeurs de  $[Zr/Sm]$  avec l'augmentation du  $[Dy/Yb]$  pour la DNT ; une augmentation des rapports  $[Dy/Yb]$  pour des

[Zr/Sm] très variables, mais systématiquement supérieur à 1, pour les Chyulu Hills. Dans le détail cependant, plusieurs points apparaissent remarquables.

Les laves du Shira forment un groupe à part, caractérisé par des rapports [Dy/Yb] faibles pour des [Zr/Sm] élevés. Les autres laves de la DNT se caractérisent par des rapports [Dy/Yb] plus élevés et des valeurs du [Zr/Sm] intermédiaires. Deux points importants sont à retenir: (1) les magmas situés à l'Est de la zone d'étude (exceptés ceux du Shira) montrent une corrélation [Dy/Yb]-[Zr/Sm] selon une tendance qui suit une logique proche de celle observée dans les Chyulu Hills, avec cependant des [Dy/Yb] et des [Zr/Sm] plus faibles. (2) les magmas échantillonnés à l'Ouest et dans la région centrale présentent une corrélation négative de ces rapports de traces assez remarquable.



**Fig. 4.27** : Diagramme Zr/Sm en fonction de Dy/Yb. Les concentrations sont normalisées à celles du Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989).

Ces deux tendances, illustrées d'un côté par les laves émises dans le secteur Arusha-Mt Meru / Kilimandjaro, auxquelles on peut associer, même si elles apparaissent clairement issues de sources différentes, l'alignement volcanique des Chyulu Hills ; et de l'autre côté par



l'expression occidentale du volcanisme (Natron-Manyara et Craters Highland) appellent plusieurs remarques fondamentales :

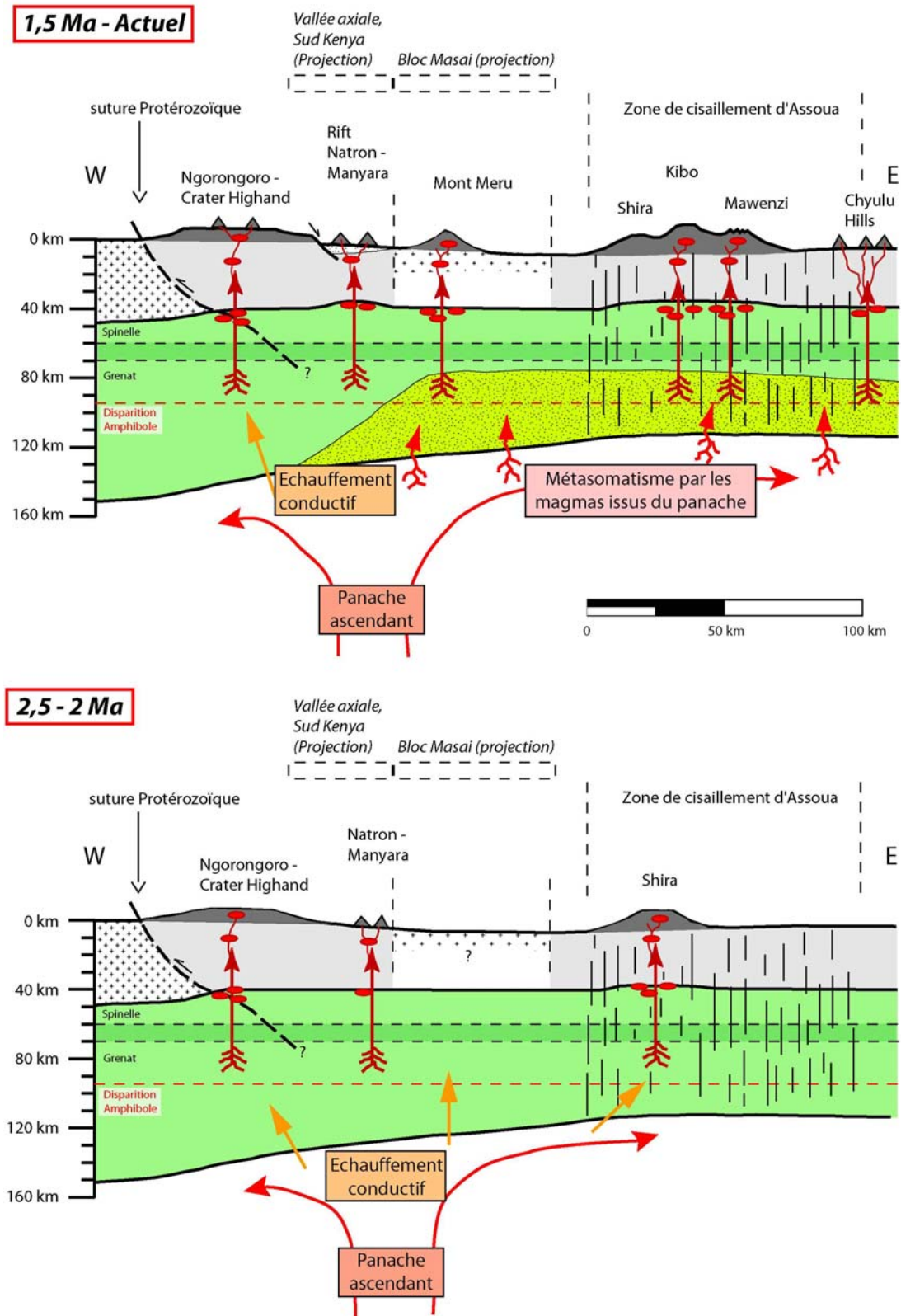
- 1) Les mécanismes à l'origine du magmatisme dans ces deux zones sont à l'évidence différents.
- 2) Le modèle de fertilisation métasomatique de la lithosphère continentale par des liquides issus du panache actif sous le REA n'est pas applicable à l'ensemble de la DNT.
- 3) Au regard des valeurs des rapports [Dy/Yb] et [Zr/Sm] mesurés, le grenat et l'amphibole sont des minéraux participant au processus de fusion partielle et sont résiduels dans la source après fusion, mais leurs abondances et la modalité de leurs contributions à ce processus changent.

Si nous pouvons raisonnablement invoquer la fertilisation de la lithosphère par l'activité d'un panache sub-actuel pour les liquides présents sous la région du Meru et du Kilimandjaro, à l'exception de l'activité magmatique ancienne du Shira, il semble que le magmatisme plus à l'Ouest résulte de la fusion dans le domaine à amphibole et grenat d'une lithosphère continentale ancienne. Cette dernière a forcément enregistré l'activité d'un ou plusieurs panaches mantelliques anciens, comme le suggèrent Paslick *et al.* (1995) ou comme le démontrent les études sur les xénolites mantelliques publiées par Cohen *et al.* (1984) et Burton *et al.* (2000). La lithosphère ainsi enrichie est restée isolée de tout événement thermique majeur ce qui a permis (1) la préservation des phases hydratées (amphibole, phlogopite) et (2) le développement de sa propre signature isotopique.

Ceci nous conduit donc à proposer un modèle d'évolution du magmatisme associé à la DNT à deux stades pour la période comprise entre 2,5 Ma et l'Actuel (Fig. 4.28, stades 4 et 5, paragraphe 2.B). Au premier stade, entre 2,5 et 2 Ma, la lithosphère métasomatisée au Précambrien est remobilisée thermiquement lors du réchauffement conductif induit par l'activité du panache Néogène sous le REA, dans le contexte de propagation de ce dernier vers le Sud. Les magmas formés par fusion partielle de cette lithosphère ancienne donnent ainsi naissance au volcanisme des centres occidentaux (Crater Highland et rifts Natron-Manyara) et du Shira. Au deuxième stade, entre 1,5 Ma et l'Actuel, la lithosphère sous la partie Est de la DNT et les Chyulu Hills, va subir un nouveau processus de métasomatisme lié à la percolation de magmas asthénosphériques formés au seins du panache ; les magmas

formés par fusion partielle de cette lithosphère donnant naissance au volcanisme des centres orientaux du Mt Meru, du Kilimandjaro et des Chyulu Hills. Comme proposé précédemment, les magmas émis dans la partie occidentale de la DNT apparaissent formés à partir d'un manteau lithosphérique ancien qui ne subi pas ce nouvel épisode métasomatique ; les processus induisant la fusion partielle de la lithosphère dans ce secteur restant identiques à ceux ayant lieu entre 2,5 et 2 Ma sous l'ensemble de la DNT.

La localisation de ce métasomatisme dans la partie orientale de la DNT reste cependant à expliquer. Une des hypothèse envisageable implique le rôle prépondérant de l'héritage structural dans cette région ; en particulier la topographie et la nature de la lithosphère doivent conditionner la migration des magmas produits par le panache vers des zones à faible viscosité, plus généralement associées à des grandes zones de déformation intra-lithosphérique au sein d'anciennes ceintures orogéniques, dont la zone de cisaillement d'Assoua est un candidat potentiel.



**Fig. 4.28** : Modèle d'évolution des sources du magmatisme associé à la DNT entre 2,5 Ma et l'Actuel. Structure de la lithosphère d'après Ebinger *et al.* (1997) pour la DNT et Ritter et Kaspar (1997) pour les Chyulu Hills. Profondeur de la zone de transition entre les domaines des péridotites à spinelle et à grenat d'après Macdonald (1994) et Macdonald *et al.* (2001). Profondeur maximale de stabilité de l'amphibole dans le manteau lithosphérique à 95 km au niveau du rift du Sud Kenya (Le Roëx *et al.*, 2001).

## **Conclusion générale et Perspectives.**

Ce travail a permis, en combinant des approches complémentaires, d'apporter des éléments nouveaux dans la compréhension du magmatisme associé à l'activité d'un panache mantellique dans un contexte de rift en propagation.

En premier lieu, l'approche de terrain et l'étude pétrographique ont permis, à l'échelle des édifices volcaniques de la DNT, de reconstituer leur activité plio-quadernaire en décrivant les principales formations volcaniques et leur mode de mise en place. Suite à ce travail, les différents mécanismes de mises en place des laves et dépôts pyroclastiques d'édifices majeurs tels que le Ngorongoro ou le Mt Meru ont pu être précisés par l'étude de plusieurs affleurements. Cette approche locale a été complétée à l'échelle régionale par une synthèse des données radiochronologiques existantes, complétées par 6 nouveaux âges K-Ar. La complémentarité de ces deux approches, renforcées par l'étude détaillée des réseaux de failles affectant la région, nous a permis de reconstituer l'histoire volcano-tectonique de la divergence Nord tanzanienne, et ainsi de proposer un modèle d'évolution spatio-temporelle du volcanisme. Ce modèle met en évidence la migration de l'activité volcanique au cours du Quaternaire vers l'Est, en bordure du bloc cratonique Masaï, et s'accompagne de l'extension de la déformation vers l'Est vers la branche de Pangani.

Le Kilimandjaro constitue la deuxième étape et aussi le cœur de ce travail. Ainsi, l'approche radiochronologique a permis par la réalisation de dix sept nouveaux âges K-Ar, de compléter les rares données existantes et ainsi de contraindre dans le temps les processus volcaniques ayant affecté cet édifice majeur de la branche Est du Rift Est Africain. L'approche pétrologique et géochimique complémentaire réalisée sur les laves de cet édifice, auxquelles nous apportons des contraintes temporelles fortes, a permis de proposer un modèle d'évolution des sources mantelliques des magmas du Kilimandjaro. Nous avons ainsi montré que ces magmas se sont formés à partir d'une source lithosphérique hétérogène impliquant de l'amphibole et du grenat résiduels, et qui a acquis ses caractéristiques géochimiques au cours de deux épisodes métasomatiques distincts : le premier, ancien, probablement d'âge Précambrien ; le deuxième contemporain du magmatisme plio-quadernaire et qui est provoqué par la percolation des magmas issus de la fusion partielle du panache asthénosphérique sous-jacent.

Enfin, la généralisation de cette approche à l'ensemble de la DNT nous permet de mieux préciser les processus pétrogénétiques à l'origine du magmatisme de la DNT. Si sa manifestation à l'Est de la DNT présente des compositions caractéristiques d'une fertilisation de la lithosphère par l'activité d'un panache sub-actuel, les laves émises au niveau des provinces magmatiques à l'Ouest de la DNT comportent des signatures géochimiques héritées d'un manteau lithosphérique métasomatisé au Précambrien, en accord avec les résultats obtenus sur les enclaves mantelliques. Le type de métasomatisme, sa localisation et sa période d'activité sont certainement liés à l'héritage structural, et particulièrement le positionnement relatif des blocs cratoniques et des zones transverses affectant les ceintures orogéniques Protérozoïque.

Suite à ce travail de nombreuses perspectives sont ouvertes et se placent elles aussi à plusieurs échelles.

A l'échelle locale, il apparaît nécessaire de compléter notre échantillonnage des édifices de la DNT, nous ne disposons en effet que d'un échantillonnage parcellaire sur certains édifices majeurs de la DNT tels que le Gelai et le Ketumbeine. Cet échantillonnage permettrait de réaliser une étude Nord-Sud des sources du magmatisme de la région. La nature de la transition entre les sources mantelliques du rift Sud Kenya et Nord Tanzanie pourrait alors être étudiée.

Le rôle de l'amphibole, et plus largement du métasomatisme, dans les sources du magmatisme sous la DNT peut être appréhendée de deux manières. (1) Par l'étude des compositions isotopiques en Hf des laves. L'amphibole est un minéral qui fractionne le système Lu-Hf, on peut donc envisager l'existence de signatures différentes en fonction de l'âge de formation de l'amphibole métasomatique dans le manteau lithosphérique : ancien, lié à la fertilisation du manteau au cours du Précambrien, ou sub-actuel, lié à l'interaction avec les magmas issus d'un panache. (2) Par l'étude systématique des xénolithes mantelliques, à partir d'un échantillonnage bien réparti à l'échelle de la province, en y recherchant la présence d'amphibole métasomatique pour préciser ses caractéristiques.

Les informations que nous apportons sur la nature du manteau sous la DNT seront complétées par une approche géophysique qui permettra de mieux préciser la structure du manteau lithosphérique et profond, nous fournissant ainsi des informations complémentaires quant à la position des zones à faible viscosité en profondeur.

## **CHAP. 5. METHODOLOGIE EXPERIMENTALE.**



## A. Echantillonnage.

Les échantillons analysés lors de ce travail ont été collectés lors de deux campagnes de terrain dans le Nord de la Tanzanie sur la province magmatique associée à la Divergence Nord Tanzanienne (DNT) en octobre 2003 (3 semaines) et en janvier-février 2005 (6 semaines). L'objectif général de ces deux campagnes était de constituer une importante collection, représentative de l'activité magmatique Plio-Quaternaire de la région par l'échantillonnage des édifices majeurs de la DNT.

L'analyse géochimique des laves constituant l'objectif principal de cette étude, la sélection des échantillons sur le terrain s'est faite en respectant plusieurs critères : (1) une taille suffisamment importante (environ 1 à 3 kg) pour permettre de réaliser plusieurs lames minces, le broyage pour les analyses en éléments majeurs, en traces et isotopiques, le broyage pour les datations K-Ar et la conservation d'un témoin à l'issue de tous ces processus ; (2) la représentativité de la roche prélevée par rapport à la formation et à l'affleurement ; (3) l'absence, dans la mesure du possible, de traces d'altération (remplissages secondaire des vacuoles, traces d'hydrothermalisme, altération climatique).

### 1. Campagne 2003 (échantillons 03TZ X).

P. Nonnotte, M. Benoit, B. Le Gall et J. Rolet

Dès septembre 2003, l'examen de la bibliographie disponible a montré que la pétrologie et la géochimie (traces et isotopes) des laves émises par les volcans de cette région n'avait fait l'objet que de rares études (Paslick *et al.*, 1995 ; 1996). Pourtant la province magmatique Nord Tanzanienne apparaît comme une zone clé du Rift Est Africain pour comprendre les processus magmatiques qui ont lieu sous cette région où le rift est en cours de propagation. Il apparaît aussi que les échantillons faisant l'objet des précédentes études et analysés pour leur géochimie, présentaient de grandes incertitudes en terme de représentativité par rapport aux édifices volcaniques majeurs de la DNT et surtout en terme de positionnement (cartographie mais aussi volcano-stratigraphie). Suite à cette constatation, une première campagne d'échantillonnage des formations volcaniques a donc été entreprise.

Cette première campagne s'est déroulée du 6 au 31 octobre 2003. Son objectif principal était l'exploration de la province magmatique et la réalisation d'un échantillonnage de grande répartition cartographique à l'échelle de la zone d'étude. Dans cette optique, nous



avons échantillonné les volcans majeurs de la zone comme le Hanang (édifice le plus au Sud de la zone d'étude), le Ngorongoro, l'Essimngor et le Meru. Nous avons aussi réalisé de très nombreux prélèvements et relevés structuraux dans la région d'Arusha (autour du Meru), particulièrement sur les très nombreux petits cônes stromboliens qui sont associés aux derniers épisodes d'activité volcanique dans la région. Chaque échantillon a été localisé par GPS et l'affleurement systématiquement relevé de manière à connaître précisément le contexte géologique de tous nos prélèvements. A ces aspects de terrains, il faut aussi ajouter la constitution d'une importante collection de documents cartographiques : cartes géologiques de tout le Nord de la Tanzanie (disponibles au Geological Survey de Dodoma), cartes topographiques et photos aériennes de certaines zones importantes (disponibles au Service de la Carte de Dar Es Salaam).

En bilan de cette mission, sur 42 affleurements étudiés, nous avons collecté 116 échantillons incluant des laves, des xénolithes mantelliques et crustaux, et du socle. Suite à cette campagne, ces échantillons ont été étudiés du point de vue de leur pétrologie et de leur géochimie (analyses majeurs et traces par ICP-AES), cette première étude permettant de mieux préciser les objectifs de la campagne suivante.

## 2. Campagne 2005 (échantillons 05TZ X et 05KI X).

P. Nonnotte, J. Rolet, C. Hémond, M. Benoit et B. Le Gall

Cette deuxième campagne a été réalisée du 27 janvier au 14 mars 2005. Elle avait pour objectif de compléter notre collection par l'échantillonnage de zones difficiles d'accès dans lesquelles nous n'avions pu nous rendre en octobre 2003 : le bassin du lac Natron, le Ngorongoro et la région des « Craters Highland » ainsi que le Kilimanjaro.

Notre équipe a tout d'abord échantillonné les laves émises au niveau de la vallée axiale du rift tanzanien (bassin d'Engaruka et du lac Natron) qui constitue la prolongation vers le Sud de la vallée axiale du Rift Kenyan, et qui est dominée par deux imposants volcans boucliers culminant à plus de 3500 m : le Gelai et le Ketumbeine. Notre travail s'est ensuite déroulé dans la zone de conservation du Ngorongoro et des « Craters Highland » qui englobe de très nombreux édifices pré-rifts de grande taille (la caldeira du Ngorongoro fait 26 km de diamètre, celle de l'Olmoti environ 10 km). Nous avons ainsi effectué des prélèvements le long d'une coupe quasiment continue sur un des flancs de la caldeira du Ngorongoro, sur plus de 600 m de dénivelé (le long de la Lerai Ascent road). Nous avons aussi pu récolter des laves

dans le cratère et sur les flancs de l'Olmoti. La deuxième partie de la mission réalisée sur les pentes du Kilimandjaro, constituait l'objectif majeur de cette campagne 2005, avec l'échantillonnage systématique des coulées qui se sont étalées sur les flancs de ce volcan mythique, au dessus de la limite de la végétation tropicale. Ce type d'étude n'avait plus été mené sur ce massif volcanique, constitué de trois centres éruptifs (d'E en W : Shira, Kibo et Mawenzi) depuis les deux missions britanniques de 1953 et 1957 qui ont permis de cartographier et de définir les principales unités volcano-stratigraphiques de cet immense édifice. Les échantillons collectés au cours de ces deux campagnes n'ont fait l'objet que de rares articles scientifiques (Downie *et al.*, 1956 ; Downie et Wilkinson, 1972) accompagnant la publication de la carte géologique au 1/125000 (Downie *et al.*, 1965). Nous avons donc réalisé 12 jours de terrain sur le flanc Sud du Kilimanjaro entre 3500 et 4800 m d'altitude, ce qui nous a permis de constituer une collection de 55 échantillons (quasiment unique en Europe) nous permettant d'entreprendre une étude pétrologique et géochimique des trois centres éruptifs.

En bilan de cette deuxième mission, nous avons pu prélever 133 échantillons, majoritairement des laves de natures très diverses car nous n'avons rencontré que très peu de sites riches en xénolithes mantelliques.

## **B. Préparation des poudres – analyses Roche Totale et datations K-Ar.**

### **1. Préparation des poudres – analyses Roche Totale.**

Bien que les laves analysées lors de ce travail présentent des concentrations très élevées en éléments en traces (ex :  $13,26 < \text{Sr} < 5764$  ppm ;  $28,14 < \text{La} < 570.4$  ppm ;  $1,424 < \text{Yb} < 25,21$  ppm), les opérations de broyage ont été réalisées avec le plus grand soin pour empêcher toute contamination extérieure éventuelle ou toute contamination croisée entre les différents échantillons.

Le protocole de préparation des poudres Roches Totales est identique pour tous les échantillons quelque soient leurs natures pétrographiques (porphyriques, aphanitiques, etc...) et leurs types (basalte, trachyte, phonolite, etc...).

1) Après sélection, les échantillons sont débarrassés (au marteau ou à la scie diamantée) de toutes les traces d'altération et des surfaces ayant été en contact avec les

éléments atmosphériques. On ne garde ainsi que le cœur des prélèvements pour la réalisation des poudres Roches Totales.

2) Les fragments retenus sont découpés à la scie diamantée, en forme de cubes de tailles compatibles avec l'emploi d'un concasseur à mâchoires. Ils sont ensuite séchés à l'air comprimé puis à l'étuve, en préalable à leur concassage.

3) Les échantillons secs sont broyés grossièrement à l'aide d'un concasseur à mâchoires. Entre chaque échantillon, les lames du concasseur sont démontées. Elles sont entièrement nettoyées à la brosse métallique et à l'alcool pour éliminer tous les grains et toutes les poussières restantes. Ce nettoyage approfondi, permet d'empêcher la contamination d'un échantillon à l'autre en évitant tout effet mémoire sur les pièces du concasseur.

4) Le gravier grossier obtenu est alors tamisé. La fraction ayant la granulométrie suivante :  $2,5 < \emptyset < 5$  mm, est conservée pour le broyage final en poudre. La fraction  $\emptyset > 5$  mm est stockée pour un broyage ultérieur (si besoin). La fraction  $2,5 \text{ mm} < \emptyset$  correspondant à de fines poussières, riches en produits d'altération, n'est, de ce fait, pas conservée.

5) Le gravier de granulométrie  $2,5 < \emptyset < 5$  mm, est ensuite lavé abondamment à l'eau désionisée et à l'alcool pour éliminer toutes les poussières résiduelles. Il est ensuite mis à sécher à l'étuve à  $\sim 50^\circ\text{C}$  dans des boîtes de Petri.

6) Le granulats qui servira à confectionner la poudre Roche Totale est soigneusement trié à la main à l'aide d'une pince brucelle. Cette sélection doit être représentative de la roche totale et se fait suivant des critères rigoureux : absence de surfaces altérées, élimination des vacuoles contenant un remplissage secondaire, pas de surfaces marquées par des coups de scie, pas de variations apparentes de la minéralogie, etc... Lors de ce tri, la présence de grands phénocristaux dans certains échantillons, peut rendre difficile l'obtention d'une fraction représentative de l'ensemble de la Roche Totale. Il est donc nécessaire de procéder avec grand soin, de façon à ne pas enrichir ou appauvrir artificiellement la fraction à broyer par rapport à la Roche Totale. On trie ainsi environ  $30\text{--}40 \text{ cm}^3$  de gravier de façon à obtenir au final environ 40 à 50 g de poudre.

7) La fraction triée est alors pulvérisée dans un broyeur à anneaux d'agate jusqu'à obtention d'une poudre de granulométrie homogène (environ 15 minutes de broyage). Entre chaque échantillon, le bol et les anneaux d'agate sont soigneusement démontés et lavés avec de l'eau désionisée et de l'alcool afin d'empêcher la contamination entre les prélèvements. Entre chaque session, le bol du broyeur est nettoyé avec le même protocole en utilisant du

quartz très pur. Cette dernière opération permet d'éviter un effet mémoire et ainsi la pollution entre les échantillons des différents utilisateurs.

## 2. Préparation des poudres – datations K-Ar.

De la même manière que pour la réalisation des poudres Roches Totales, nous n'avons sélectionné que des échantillons peu ou pas altérés en vue de leur datation par la méthode K-Ar. Les critères de sélection se basent sur les observations macroscopiques et microscopiques ainsi que sur la perte au feu et l'analyse des teneurs en éléments majeurs de la roche.

1) On va tout d'abord enlever, à la scie diamantée, toutes les bordures plus ou moins altérées de notre échantillon, de façon à ne conserver que le cœur « frais » de celui-ci. Lors de ce premier dégrossissage, les grosses vacuoles vont être éliminées si elles présentent en remplissage, des zéolithes, des carbonates ou des produits secondaires liés à l'altération. Les fragments sélectionnés vont ensuite être mis à sécher à l'étuve à  $\sim 50-60^{\circ}\text{C}$ .

2) Les morceaux secs sont alors grossièrement broyés dans un concasseur à mâchoires, puis plus finement dans un concasseur à rouleaux. Les broyats sont ensuite tamisés sur une colonne, et on conserve la fraction 0,250-0,125 mm pour la datation. La fraction  $\emptyset > 0,250$  mm est remise à broyer alors que l'on élimine la fraction  $\emptyset < 0,125$  mm, susceptible de contenir des minéraux ou des phases d'altération. Entre chaque échantillon les deux concasseurs sont soigneusement nettoyés.

3) La fraction retenue ( $0,125 < \emptyset < 0,250$  mm) va être abondamment lavée à l'eau afin d'éliminer les poussières résiduelles. Elle est ensuite lavée à chaud ( $\sim 60^{\circ}\text{C}$ ) dans un bain d'acide acétique ( $\text{C}_2\text{H}_4\text{O}_2$ ) sous ultrasons pendant 45 minutes à 1 heure. Ce lavage à chaud avec un acide faible a pour but de dissoudre les zéolithes et les carbonates résiduels qui peuvent être restés piégés dans de petites vacuoles.

4) Une fois ce lavage effectué, le granulats est rincé abondamment à l'eau distillée jusqu'à retrouver un pH de 7. Un deuxième rinçage est ensuite effectué à l'éthanol puis la poudre est récupérée sur un papier filtre. Un dernier rinçage à l'acétone est effectué avant de mettre l'échantillon à sécher à l'étuve à  $\sim 50-60^{\circ}\text{C}$ . La verrerie est alors lavée soigneusement pour éviter toute contamination croisée entre les différents échantillons.

### C. Acquisition des teneurs en éléments majeurs (ICP-AES) et en éléments en traces (ICP-AES et ICP-MS).

La détermination des concentrations en éléments majeurs et en traces a été réalisée par ICP-AES en service au sein de l'UMR 6538 Domaine Océanique, et par ICP-MS sur un instrument commun de l'IUEM (Institut Universitaire Européen de la Mer).

#### 1. Mesures des teneurs en éléments majeurs et en traces par ICP-AES.

##### a. Préparation des échantillons.

La première étape, avant la mise en solution, consiste en la détermination de la perte au feu (LOI, Loss Of Ignition). Les échantillons : environ 500 mg de poudre Roche Totale mis dans un creuset en céramique, vont donc être calcinés, à 1050°C dans un four pendant 30 minutes. La perte au feu est ensuite calculée par la relation :

$$LOI = \frac{\text{masse calcinée}}{\text{masse initiale}} * 100 \quad \text{avec : } \text{masse initiale} \text{ et } \text{masse calcinée} \text{ en g.}$$

Sur les 156 échantillons de laves analysés par ICP-AES au cours de ce travail, 122 ont une perte au feu faible, inférieure à 2%. Celle-ci est confirmée par l'observation en lames minces où seulement des traces minimales d'altération sont visibles. Nous avons mesuré des pertes au feu comprises entre 2 et 5% pour 30 échantillons. Dans ce cas, les minéraux secondaires caractéristiques des processus d'altération (phyllithes, carbonates, zéolithes) sont alors bien visibles et se rencontrent fréquemment en remplissage de vacuoles ou sous forme de veinules. Ces dernières s'observent principalement lorsque la lave a subi la percolation de fluides. Seulement 4 de nos échantillons présentent des pertes au feu supérieures à 5%. L'altération de ces derniers est donc relativement prononcée, des phénomènes de lessivages ou de percolations ayant pu modifier de manière importante leurs teneurs en éléments majeurs et en traces. Leurs compositions géochimiques seront alors considérées avec précautions et systématiquement comparées à celles de laves plus fraîches échantillonnées sur le même affleurement ou sur le même édifice volcanique.

A la suite de cette étape, on procède à la mise en solution des échantillons en prenant de multiples et indispensables précautions lors des manipulations et en utilisant des réactifs « propres » pour éviter toute contamination de nos échantillons. Le protocole utilisé a été présenté en détail par Cotten *et al.* (1995) :

1) Pesée précise, dans un bécher d'attaque en téflon<sup>®</sup>, de 250 mg de poudre Roche Totale, sauf pour les roches très alcalines telles que les phonolites ou les néphélines où l'on pèse 200 mg. Ceci permet, pour ces roches très riches en Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O et Rb, d'obtenir une solution moins concentrée en ces éléments ce qui évite d'avoir un signal trop important lors des mesures.

2) Ajout de 2,5 mL d'acide fluorhydrique (HF), qui permet de dissoudre les silicates en brisant les liaisons Si-O, et de 0,5 mL d'acide nitrique (HNO<sub>3</sub>), qui permet d'obtenir des sels d'éléments solubles et possède un fort pouvoir oxydant.

3) L'attaque se fait à chaud, béchers fermés, dans une étuve à 90°C pendant 2 à 3 heures puis à 110°C pendant 15 minutes, dans le but de minéraliser les minéraux réfractaires pouvant être présents dans les laves.

4) Suite à cette attaque, ajout de 97 mL d'une solution aqueuse d'acide borique (H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub>) (25 g.L<sup>-1</sup> H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> et 0,5 g.L<sup>-1</sup> CsCl) afin de neutraliser l'excès d'HF et de complexer l'ensemble des fluorures présents, formés lors de l'étape précédente. L'ajout d'H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> se fait ainsi de façon à ce que ce dernier soit largement en excès. Le chlorure de Césium (CsCl) va jouer le rôle de tampon lors de l'ionisation de la solution au cours de la mesure par ICP-AES.

5) La solution obtenue (100 mL) est ensuite laissée à reposer pendant au moins 48 heures afin que la complexation des fluorures en acide fluoborique (HBF<sub>4</sub>), solubles dans l'eau, soit totale. Suite à toutes ces étapes, la solution finale contient, sous forme dissoute, tous les éléments que l'on souhaite doser.

#### b. Principe et conditions de mesures à l'ICP-AES.

Le détail des techniques et des conditions de mesures par ICP-AES au sein de l'UMR 6538 Domaines Océaniques a été présentée par Cotten *et al.* (1995).

Les teneurs en éléments majeurs et en traces (sauf pour le Rb) sont mesurées par un ICP-AES (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometer) ISA Jobin-Yvon<sup>®</sup>

JY70. Les teneurs en Rb sont quant à elles obtenues par spectrométrie d'Emission Atomique de flamme Perkin-Elmer<sup>®</sup> 5000.

Les teneurs en éléments majeurs et en traces sont obtenues à partir de la même solution (préparée à l'étape précédente), sans extraction et préconcentration préalable de ceux-ci, le bore servant d'étalon interne pour les mesures à l'ICP-AES.

La calibration et l'évaluation de la dérive instrumentale sont réalisées par la mesure régulière lors de la séquence d'analyse, de plusieurs standards internationaux (JB2, BE-N, ACE) et internes. Pour les éléments majeurs, la déviation standard relative est de 1% pour SiO<sub>2</sub> et de 2% pour les autres éléments majeurs. Elle est de 5% pour les éléments en traces sauf pour Sr (2%). Par rapport aux valeurs recommandées, les valeurs mesurées pour BE-N varient de moins de 1% pour les éléments majeurs, à moins de 3% pour les éléments en traces.

## 2. Mesures des concentrations en éléments en traces par ICP-MS.

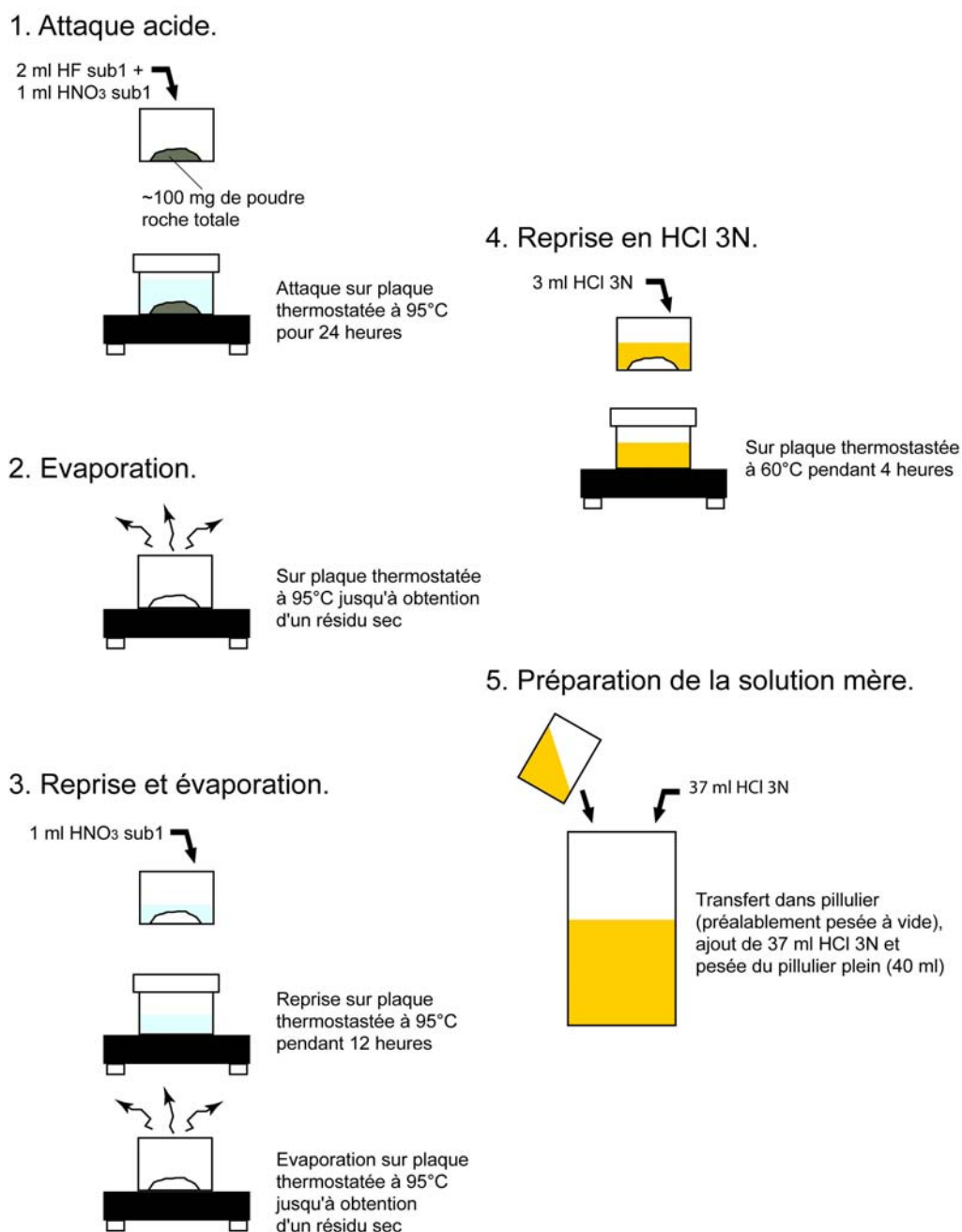
### a. Préparation des échantillons.

De la même manière que pour les analyses à l'ICP-AES, la mesure des concentrations en éléments en trace par ICP-MS nécessite une mise en solution préalable des échantillons. Elle est réalisée par l'attaque (à 95°C, sur plaque thermostatée) de 100 mg de poudre Roche Totale (pesés précisément) avec 2 mL d'HF sub1 et 1 mL d'HNO<sub>3</sub> sub1, préparés par « subboiling », et conduit à la fabrication d'une « solution mère » en acide chlorhydrique (HCl) 3N, suite à une étape d'évaporation du mélange HF-HNO<sub>3</sub>. Le protocole de dissolution et de réalisation des « solutions mères » est le même pour tous les échantillons, et est détaillé dans la figure 5.1.

Pour chaque série d'analyses, on prépare, en suivant le même protocole, une « solution mère » du standard international BE-N (basalte, Essey-la-côte Nancy ; France, CRPG) dont les concentrations en éléments en traces sont parfaitement connues. Celles-ci étant du même ordre de grandeur que celles de la majorité de nos échantillons, BE-N servira d'étalon externe pour le calcul des concentrations, à partir des données brutes en nombre de coups, obtenues à l'issue des mesures à l'ICP-MS. On prépare aussi systématiquement des « solutions mères » de deux autres standards internationaux : BHVO-2 (Basalt, Hawaiian Volcanic Observatory ; US, USGS) et WSE (Whin Sill Dolerite ; UK, CRPG) de concentrations connues. Ces derniers vont être traités de la même manière que tous nos échantillons ; leurs analyses nous permettant de contrôler la qualité de nos mesures et ainsi de les valider.



Toutes ces manipulations sont réalisées avec le plus grand soin, dans une salle blanche de classe 10000 (moins de 10000 particules de  $0,3\mu\text{m}$  par pouce cubique d'air). Les attaques et les évaporations sont effectuées sur plaque chauffantes dans des boîtes ventilées de classe 100. Ces précautions permettent d'éviter toute contamination extérieure de nos échantillons. Pour chaque série d'échantillons, un blanc est préparé, en suivant les mêmes étapes que pour les échantillons, dans le but de contrôler la qualité des réactifs et des manipulations.



**Fig. 5.1 :** Protocole de mise en solution des échantillons et de préparation des « solutions mères » pour déterminations des concentrations en éléments en traces par ICP-MS.

Les « solutions mères » préparées (40 mL, concentration ~100 ppb) sont ensuite laissées à reposer pendant au moins 48 heures afin que le résidu se soit entièrement dissout, et que la complexation des éléments en traces à doser, soit complète.

La veille de la séquence de mesures, on réalise les premières étapes de préparation des « solutions filles » qui seront analysées à l'ICP-MS :

- Pour les échantillons de laves : prélèvement de 150  $\mu\text{L}$  de « solution mère » et ajout de 10  $\mu\text{L}$  d'une solution enrichie en Tm ( $[\text{Tm}] = 77,9 \text{ ppb}$  ; Barrat *et al.*, 1996). Cette solution artificielle est utilisée comme étalon interne (spike). La plupart des laves analysées au cours de ce travail montrent des gammes de concentration en éléments en traces, très contrastées avec un enrichissement important en éléments incompatibles tels que Rb, Th, Nb, Ta, La, etc... par rapport à des éléments beaucoup moins incompatibles tels que les Terres Rares lourdes (Er, Yb) et le Lu. Les volumes de « solution mère » à prélever ont donc été estimés dans le but d'obtenir, lors de la mesure sur la « solution fille », environ 10000 coups sur le Lu et les Terres Rares lourdes sans toutefois saturer le collecteur (SEM) de l'ICP-MS pour les éléments très incompatibles. Le volume de spike de Tm est quand à lui, déterminé de façon à créer une anomalie positive 5 à 10 fois supérieure à la concentration en Tm attendue.

- Standard BE-N : prélèvement de 1,5 mL de « solution mère », pas d'ajout de spike de Tm. BE-N constitue l'étalon externe utilisé dans le calcul d'obtention des concentrations en éléments en traces. Il sera donc mesuré régulièrement au cours de la session d'analyse.

- Standard BHVO-2 : prélèvement de 500  $\mu\text{L}$  de « solution mère » et ajout de 300  $\mu\text{L}$  de spike de Tm. Il montre des concentrations en éléments en traces beaucoup plus faibles que nos échantillons, ce qui explique les prélèvements de « solutions mères » plus importants.

- Standard WSE : il est traité comme un échantillon, 150  $\mu\text{L}$  de « solution mère » et 10  $\mu\text{L}$  de spike de Tm.

- Le blanc : prélèvement de 150  $\mu\text{L}$  de « solution mère », pas d'ajout de spike de Tm car les données obtenues en nombre de coups seront systématiquement soustraites à celles pour tous les échantillons. Il permet de mesurer le bruit de fond et d'évaluer la contamination apportée par les réactifs et les manipulations.

Les prélèvements de solutions sont réalisés à la micropipette et déposés dans les béchers téflons<sup>®</sup> ayant servis pour les attaques avec HF et HNO<sub>3</sub>, et préalablement lavés à l'eau ultrapure puis avec HCl 6N (à 95°C pendant 24 à 48 heures). Les différents prélèvements (« solution mère » puis ajout de spike) sont pesés précisément de manière à déterminer, pour chaque échantillon, la quantité exacte de « solution mère » et de spike de T<sub>m</sub> ajouté (données indispensables au calcul des concentrations). Les échantillons sont ensuite mis à évaporer, béchers ouverts, sur plaque chauffante à 95°C dans une enceinte de classe 100 jusqu'à l'obtention d'un résidu sec.

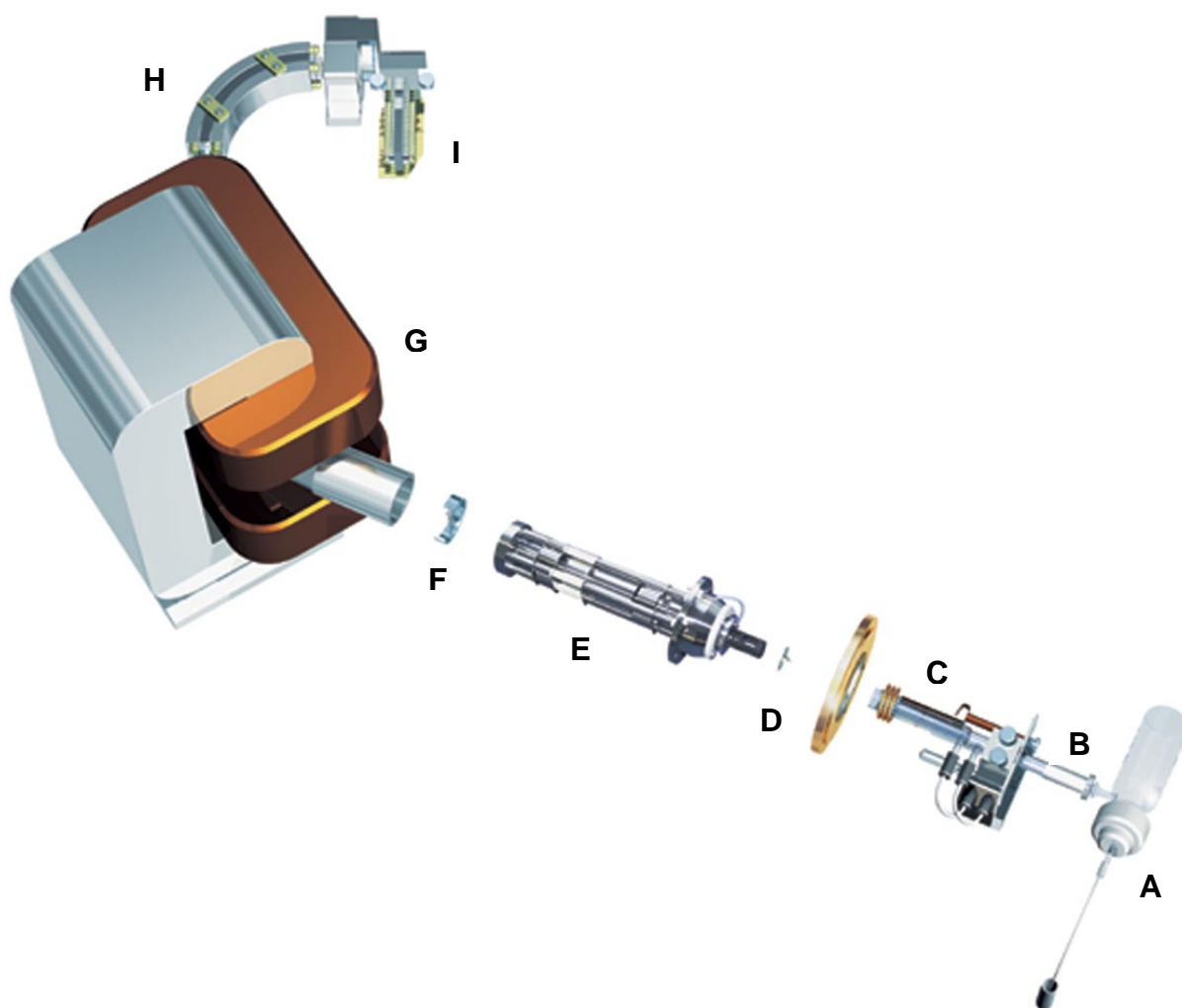
Les dernières étapes de préparation des « solutions filles » sont réalisées le jour même des mesures à l'ICP-MS :

- Chauffage des échantillons à 140°C, sur plaque thermostatée dans une enceinte de classe 100, pendant au moins 30 minutes, dans le but de favoriser la dissolution des résidus d'évaporation.
- Reprises des résidus d'évaporation avec 0,1 à 0,2 mL d'HNO<sub>3</sub> sub1.
- Une fois le résidu entièrement dissous, ajout d'environ 14 mL d'eau ultrapure. Du fait de l'ajout du spike de T<sub>m</sub> à tous nos échantillons, le volume de la « solution fille » n'est pas pris en compte pour le calcul des concentrations. Ce volume a donc été défini pour avoir une « solution fille » en HNO<sub>3</sub> avec une normalité proche de 0,2N.
- Béchers bien fermés, les « solutions filles » sont mises à chauffer sur plaque thermostatée à 60°C jusqu'à leur transfert dans des tubes pour passeur d'échantillon automatique, pour l'analyse.

Remarque : certains éléments apparaissent comme peu stables dans les solutions en HNO<sub>3</sub>, les « solutions filles » ne peuvent donc pas être conservées (à la différence des « solutions mères » en HCl 3N qui sont conservées plusieurs mois). En cas de problèmes lors de la session d'analyse, on peut toutefois réutiliser (dans les 24 heures) les « solution filles » préparées, en augmentant leur normalité par ajout de 0,1 à 0,2 mL d'HNO<sub>3</sub> sub1 et en les remettant à chauffer à 60°C sur plaque thermostatée. L'augmentation de la normalité et le chauffage permettent ainsi d'empêcher les réactions telles que précipitation, adsorption ou complexation, de certains éléments.

## b. Principe et conditions de mesures à l'ICP-MS.

La détermination des concentrations en éléments en traces a été réalisée par ICP-MS (Inductively Coupled Plasma–Mass Spectrometer) de type HR ICP-MS (High Resolution ICP-MS) Thermo Electron™ Element II, équipement commun de l'IUEM. Les principaux composants de l'appareil sont représentés sur la figure 5.2.



**Fig. 5.2 :** Principaux constituants d'un Thermo Electron™ HR ICP-MS Element II, d'après documentation technique Thermo Electron™

Préalablement à la mesure, les « solutions filles » préparées sont transférées dans des tubes spécifiques pour analyse. Ceux-ci sont ensuite disposés dans un passeur d'échantillons, dont on programme le fonctionnement *via* l'ordinateur de pilotage de l'ICP-MS.

L'échantillon en solution est prélevé par un cathéter puis envoyé dans le nébuliseur où la solution est transformée en aérosol par adjonction d'un gaz d'Ar purifié. L'échantillon est alors introduit dans la chambre de nébulisation (A) qui, par condensation des plus grosses gouttes de l'aérosol sur ses parois, va permettre l'obtention d'un brouillard extrêmement fin et homogène. L'injecteur (B) va ensuite amener cet aérosol à proximité immédiate du plasma tout en conservant sa grande homogénéité.

C'est ce plasma à très haute température (entre 6000 et 8000°C), induit dans la torche (C) par un champ magnétique créé par un solénoïde, qui va permettre l'ionisation des éléments. Il existe un gradient de température très important entre le cœur (environ 7000°C) et la périphérie du plasma (environ 600°C). Ainsi au cœur du plasma tous les éléments sont ionisés alors qu'au niveau de la périphérie, il peut se produire de multiples recombinaisons entre les ions des échantillons et les éléments majoritaires contenu dans le plasma : O, H, N et Ar. Ces recombinaisons favorisent la formation de nombreux complexes (oxydes, hydroxydes, etc...) qui peuvent avoir une masse très proche de celles des éléments que l'on souhaite doser, et entraînent de ce fait l'existence de nombreuses interférences de masse qui doivent être corrigées.

Le passage de la torche (pression atmosphérique) à la partie spectromètre de masse (sous ultravide  $1.10^{-8}$  bar) se fait au niveau de l'interface (D) : système de deux cônes dos à dos (en Ni, Pt, ou Al) entre lesquels on crée un vide primaire. La géométrie des cônes et leur espacement sont définis de manière à échantillonner le faisceau ionique, généré par le plasma, en arrière de l'onde de choc induite par sa vitesse supersonique.

Le faisceau ionique, transféré dans la partie spectrométrie de masse, est alors accéléré, par un champ électrique à  $-8000$  V au niveau de la lentille d'extraction, et focalisé au niveau de la partie focalisation : combinaison de lentilles électroniques et de petits quadripôles (E). Les fentes de résolution (F), placées à la sortie du système de focalisation, sont en fait constituées de plaques métalliques percées de 3 fentes. Elles ont pour rôle de diminuer physiquement la largeur du faisceau ionique avant son entrée dans le secteur magnétique.

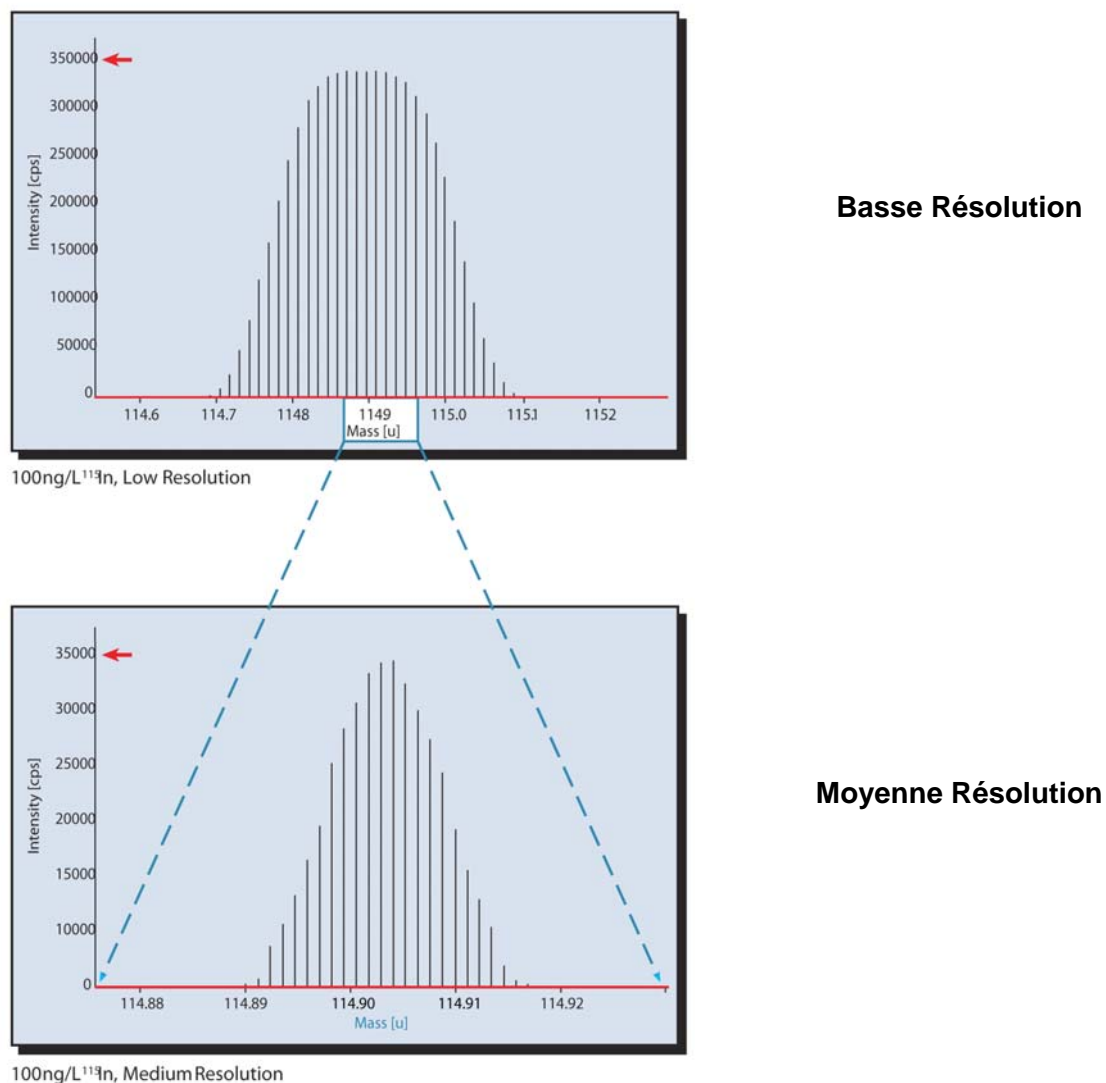
La séparation en masse des ions est réalisée par la combinaison d'un secteur magnétique (G) et d'un secteur électrostatique (H), et est appelée double focalisation. Le secteur magnétique va permettre de trier les ions en fonction de leur masse, le secteur électrostatique les séparant en fonction de leur énergie cinétique.

A leur sortie du séparateur en masse, les ions viennent frapper le système de détection (I) qui comptabilise en nombre de coups la quantité d'ions reçus, cette réponse en nombre de coups étant fonction de la concentration de l'élément dans l'échantillon (ex :  $1.10^6$  cps/ppb

pour  $^{118}\text{In}$ ,  $2.10^6$  cps/ppb pour  $^{238}\text{U}$ ,  $1,2.10^5$  cps/ppb pour  $^7\text{Li}$ ). Ce système est un SEM (Secondary Electron Multiplier) constitué d'un amplificateur d'électron combiné à une dynode, cette dernière permettant de fabriquer des électrons secondaires suite au choc des ions sur la dynode.

Du fait de la méthode d'ionisation des éléments par la torche à plasma d'Ar, il y a formation de nombreux complexes entraînant l'existence d'interférences de masse avec les éléments que l'on souhaite analyser. Sur l'Element II, les interférences de masses peuvent être corrigées en effectuant des mesures en basse, moyenne et haute résolution. Ce changement de résolution est réalisé en diminuant physiquement la taille du faisceau ionique grâce aux fentes d'entrée et sortie, et arrière, présentes en avant du secteur magnétique. La réduction de la largeur du faisceau ionique permet d'augmenter la résolution en masse en sortie de l'électroaimant et ainsi de s'affranchir des interférences sur les éléments à doser. Cependant cette augmentation de la résolution s'accompagne d'une perte significative de signal (Fig. 5.3), le choix de travailler en basse, moyenne ou haute résolution pour un élément donné est donc un compromis entre la matrice, l'abondance de l'élément et le type d'interférence à corriger (oxyde, hydroxyde, etc...).

Cependant, pour certaines familles d'éléments (à partir du N° atomique 32 jusqu'à 60), la réalisation de mesures à différentes résolutions ne permet pas de faire la séparation entre les oxydes de l'isotope de masse légère et l'isotope de masse lourde. Dans ce cas, la correction de l'interférence de masse ne peut se faire par l'augmentation de la résolution mais doit être effectuée en estimant la production d'oxydes sur ces familles d'éléments. C'est le cas pour les Terres Rares pour lesquelles, même en réalisant les mesures à haute résolution, on ne parvient pas à se débarrasser des interférences d'oxydes des Terres Rares légères sur les Terres Rares lourdes. Ce phénomène est particulièrement critique dans le cas de nos mesures puisque la méthode de calcul utilisée pour la détermination des concentrations en éléments en traces est basée sur l'adjonction à tous nos échantillons du Tm (Terre Rare lourde) comme étalon interne.



**Fig. 5.3 :** Exemple de modification de la forme du pic et de perte de signal, lors du passage basse-moyenne résolution pour  $\text{In}^{115}$ , d'après documentation technique Thermo Electron<sup>TM</sup>.

Avant chaque session de mesures, l'ICP-MS doit être réglée en suivant une procédure stricte, à l'aide d'une solution artificielle multiélémentaire :

- Réglage de l'état du plasma : en recherchant le maximum d'intensité pour le signal, la production d'oxyde minimale, un équilibre entre l'ionisation des éléments légers et des éléments lourds.
- La calibration en masse pour les 3 résolutions, consiste à affecter à une masse donnée une valeur précise du champ magnétique.



- Mesure des productions d'oxydes sur les Terres Rares (Barrat *et al.*, 1996) par le dosage de 3 solutions artificielles enrichies en Sm-Tb, Nd-Pr, Ba-Ce, et de l'eau ultrapure pour déterminer le bruit de fond.
- Définition de la séquence analytique qui doit commencer par le blanc et où l'étalon externe (standard BE-N) doit être mesuré tous les 3 échantillons.

La méthode de traitement des données utilisée est basée sur la technique développée par Barrat *et al.* (1996) utilisant le Tm comme étalon interne. Il est donc ajouté aux échantillons sauf au blanc et à l'étalon externe (standard BE-N). Cette méthode revient donc à créer une anomalie artificielle en Tm sur le spectre de Terres Rares. Cette anomalie peut être aisément estimée car les trois Terres Rares lourdes : Er, Tm et Yb, sont fractionnées de manière linéaire par les processus magmatiques, la concentration en Tm de l'échantillon pouvant donc être déterminée par interpolation entre l'Er et l'Yb. L'ajout de Tm en étalon interne à nos échantillons revient donc à réaliser une sorte de dilution isotopique et permet (1) de s'affranchir de la perte de matériel à partir du moment où l'on a ajouté le spike de Tm (perte de Er, Tm et Yb de la même manière) ; (2) de recalculer la concentration en éléments en traces des échantillons, en combinant la mesure régulière de l'étalon externe (standard BE-N de concentration parfaitement connue) et la mesure des échantillons spikés.

Le calcul des concentrations en éléments en traces se fait donc en plusieurs étapes :

- Soustraction des données en nombre de coups, obtenues pour le blanc à celles obtenues pour les échantillons et l'étalon externe.
- Correction des Terres Rares moyennes et lourdes de la production d'oxydes pour les échantillons et l'étalon externe.
- Connaissant exactement la masse équivalente de l'échantillon (paramètre qui correspond à la masse d'échantillon dans la solution fille mesurée) et la masse de Tm ajoutée, on recalcule les concentrations de l'échantillon par rapport au Tm et à la valeur (en nombre de coups) pour le standard BE-N correspondant (moyenne glissante entre les trois échantillons).

Les standards BHVO-2 et WSE sont intercalés avec les échantillons et sont utilisés en tant que standards externes de contrôle. La détermination de leurs concentrations, en utilisant la même méthode que pour nos échantillons, permet donc de valider nos mesures, de détecter d'éventuels problèmes analytiques et d'évaluer la reproductibilité externe.

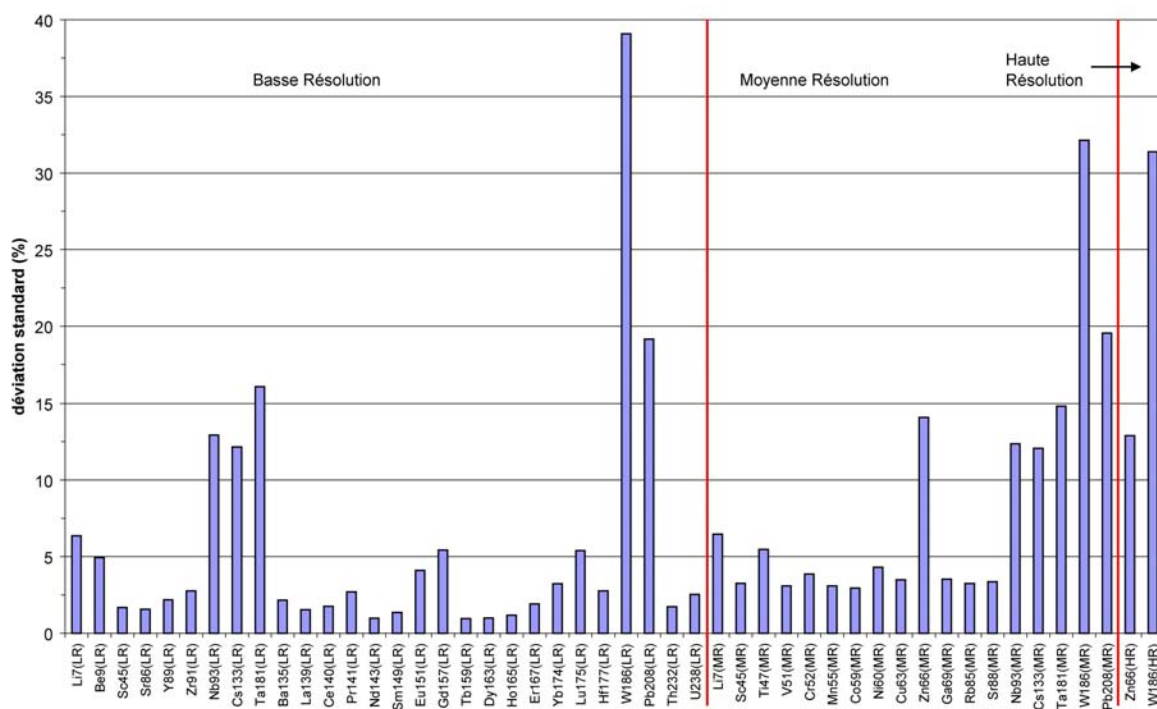
c. Evaluation de la reproductibilité externe par la mesure des standards BHVO-2 et WSE.

Au cours de ce travail, la détermination des concentrations en éléments en traces pour les standards internationaux BHVO-2 et WSE, a été effectuée pour chaque série d'analyse (Annexe 10). Cette détermination systématique est réalisée dans les buts de (1) valider les mesures pour nos échantillons et ainsi les protocoles utilisés, par comparaison entre nos mesures et les valeurs certifiées pour les deux standards ; (2) déterminer la reproductibilité externe sur l'ensemble des analyses effectuées.

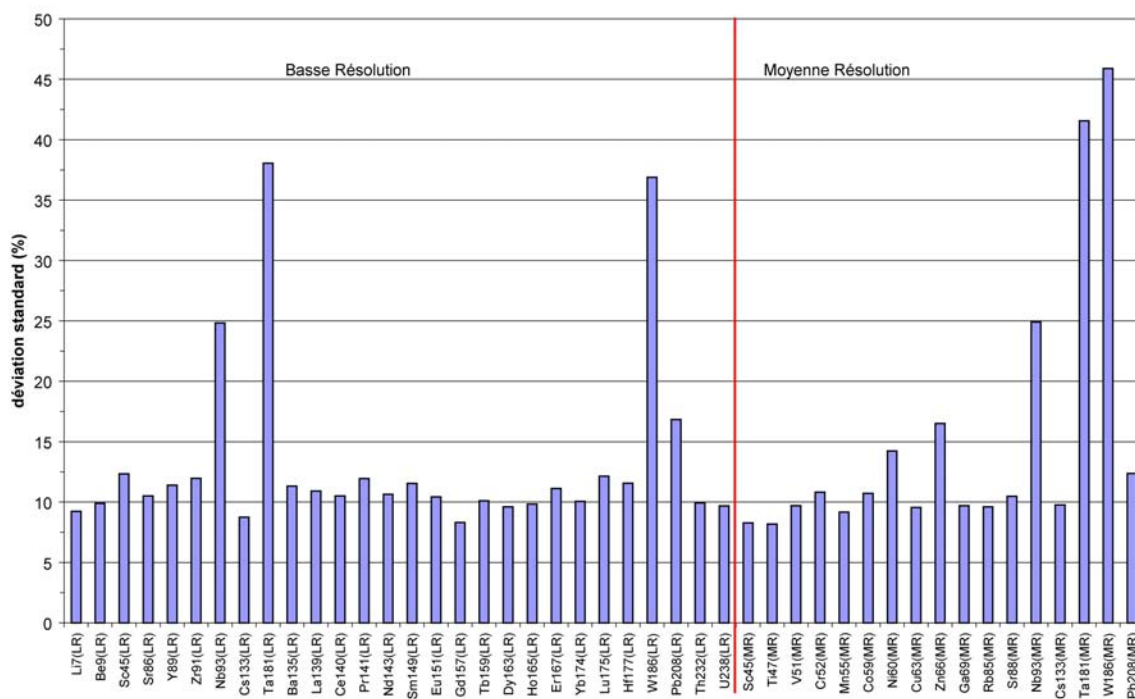
Ainsi, le standard BHVO-2 (Basalt, Hawaiian Volcanic Observatory ; US, USGS) a été mesuré huit fois au cours de six sessions d'analyses, entre le 4 octobre 2005 et le 9 août 2006. La reproductibilité externe sur ce standard est évaluée par le calcul de la déviation standard ou écart type ( $1 \sigma$ ) pour les trois résolutions, sur sept analyses (Fig. 5.4) : les données obtenues sur l'ensemble des éléments, le 24 octobre 2005, présentaient une erreur systématique ; elles n'ont donc pas été prises en compte pour le calcul. En basse résolution, les éléments tels que Y, Zr, Ba, Hf, Th et U présentent des déviations standards inférieures à 3%. Les écarts types calculés pour les Terres Rares apparaissent comme inférieures à 2% sauf pour quelques éléments : Pr (2,70%), Eu (4,10%), Yb (3,23%) ; le Gd présentant quant à lui la valeur la plus forte avec 5,43%, traduisant l'irrégularité de l'ionisation de cet élément dans le plasma d'Ar. Les métaux tels que V, Cr, Mn, Co, Ni et Cu, ainsi que Ga et Rb ne sont mesurés qu'en moyenne résolution et montrent des déviations standards inférieures à 4% (sauf Ni avec 4,31%). Plusieurs éléments sont mesurés à la fois en basse et en moyenne résolution (Fig. 5.4), c'est le cas de Sc, Sr, Nb, Cs, Ta. Pour Sc et Sr on remarque que les écarts types, calculés sur les données obtenues en basse résolution (respectivement 1,68% et 1,56%), sont plus faibles que ceux déterminés sur les données de moyenne résolution (3,26% et 3,36%). Il apparaît ici clairement que le travail en basse résolution doit être préférentiellement utilisé pour doser ces deux éléments. Par contre, pour des éléments comme Nb, Cs et Ta dont les données acquises en basse résolution présentent des déviations standards

comprises entre 12,16 et 16,10%, il convient de privilégier l'utilisation des valeurs obtenues en moyenne résolution qui présentent des écart types plus faibles (compris entre 12,07 et 14,82%). Toutefois, la reproductibilité sur ces trois éléments apparaît comme relativement mauvaise, ceci est principalement dû au fait que Nb, Cs et Ta sont des éléments difficiles à ionisés dans les mêmes conditions du plasma d'Ar que celles utilisées pour la mesure des autres éléments (particulièrement les Terres Rares). Les déviations standard élevées mesurées pour le Pb (19,15% en basse résolution et 19,55% en moyenne résolution) et pour le Zn (14,09% en moyenne résolution et 12,91% en haute résolution) sont expliquées par l'existence d'un phénomène de pollution aléatoire des solutions filles par les tubes pour passeur d'échantillon. Le W est le seul élément dosé aux trois résolutions (Fig. 5.4), il apparaît pourtant clairement que le changement de résolution, bien que permettant de réduire l'écart type sur la concentration (de 39,08 en basse résolution à 31,39% en haute résolution), ne permet d'obtenir des données avec une déviation standard de moins de 30%. L'ICP-MS apparaît donc comme une méthode inadaptée à la détermination des concentrations en W dans les matériaux géologiques, principalement car on ne parvient pas à obtenir suffisamment de signal pour cet élément.

Le standard WSE (Whin Sill Dolerite ; UK, CRPG) a quant à lui été mesuré six fois au cours de six séries analytiques, entre le 4 octobre 2005 et le 22 mars 2006. Le calcul de la déviation standard ( $1 \sigma$ ) a été réalisé sur les six analyses pour les données obtenues en basse et moyenne résolution (Fig. 5.5). Les déviations standard apparaissent comme relativement homogènes avec des valeurs proches de 10-12% pour la majorité des éléments, en basse et moyenne résolution. De la même manière que pour BHVO-2, les données en Nb et Ta sont caractérisées par des écarts types élevés (24,82% et 38,06% respectivement) en basse résolution, mais pour WSE, le passage en moyenne résolution ne permet pas de les améliorer (24,90% et 41,57%). D'une manière générale les fortes déviations standard calculées sur les données obtenues pour WSE, montrent que nos mesures sont peu reproductibles pour ce standard. WSE a subi exactement les mêmes protocoles de dissolution et de préparation que BHVO-2, dont les mesures apparaissent comme bien reproductibles sur la majorité des éléments (Fig. 5.4). On peut donc envisager que la poudre Roche Totale pour WSE ne soit pas homogène ou bien que l'on rencontre des problèmes dans la dissolution de ce standard, ce qui entraîne une grande variabilité dans la mesure des concentrations en éléments en traces de celui ci.



**Fig. 5.4 :** Déviations standard calculées (1  $\sigma$ ) pour les concentrations en éléments en traces mesurées sur le standard BHVO-2 (n = 7).



**Fig. 5.5 :** Déviations standard calculées (1  $\sigma$ ) pour les concentrations en éléments en traces mesurées sur le standard WSE (n = 6).

## D. Acquisition des données isotopiques (Sr et Nd) par spectrométrie de masse.

### 1. Conditions de manipulation, réactifs et blancs.

Tous les protocoles expérimentaux mis en œuvre préalablement à la détermination des compositions isotopiques en Sr et Nd sur spectromètre de masse, ont été réalisés dans une salle blanche de classe 10000 (moins de 10000 particules de  $0,3\mu\text{m}$  par pouce cubique d'air). Les attaques et les évaporations sont quant à elles effectuées dans des boîtes ventilées de classe 100.

Les réactifs utilisés sont de qualités « pour analyse », et ont donc des concentrations faibles en éléments en traces. Toutefois, pour améliorer encore leur pureté, HCl et  $\text{HNO}_3$  vont être distillés par la méthode quartex. Les acides concentrés ainsi obtenus (normalité proche de 10 N), vont être ensuite dilués avec de l'eau ultrapure pour préparer les acides (de normalité beaucoup plus faible) nécessaires aux étapes d'élutions sur colonnes et de reprises des résidus secs après évaporation. Les acides utilisés pour les attaques des échantillons : HF et  $\text{HNO}_3$  sont quand à eux préparés par la méthode de « subboiling » dans deux bouteilles en téflon dans le but d'augmenter leur degré de pureté.

La qualité des manipulations et des réactifs est contrôlée, comme pour l'acquisition des concentrations en éléments en traces, en réalisant un blanc, régulièrement lors de nos séries d'analyses. Ce blanc est constitué de 100  $\mu\text{L}$  de spike B2 (traceur enrichi en  $^{86}\text{Sr}$ ,  $[\text{Sr}] = ,6023 \text{ ppm}$ ) et de 100  $\mu\text{L}$  de spike B4 (enrichi en  $^{148}\text{Nd}$ ,  $[\text{Nd}] = 0,02302 \text{ ppm}$ ) que l'on pèse précisément dans un bécher téflon<sup>®</sup>. Il subit ensuite toute les étapes suivies par les échantillons : attaque, évaporation, reprise et élution. La mesure de ces compositions isotopiques au spectromètre de masse, nous permet ensuite de calculer les concentrations en Sr et en Nd par dilution isotopique. Les différents blancs mesurés au cours de ce travail sont présentés dans le tableau 5.1.

		date mesures Cl en Sr	date mesures Cl en Nd	$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$	[Sr] (pg/g)	$^{148}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$	$^{144}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$	[Nd] (pg/g)
blanc TZ1	(1)	28/10/2005	14/11/2005	42,714	0,4402	<b>88</b>	24,43	1,05	<b>224</b>
blanc TZ2	(1)	28/10/2005	14/11/2005	37,763	0,35709	<b>496</b>	41,15	0,831	<b>59</b>
blanc Kili1	(2)	31/01/2006	08/02/2006	36,713	0,39035	<b>384</b>	24,38	1,05	<b>288</b>
blanc Kili2	(2)		21/06/2006				29,79	0,986	<b>185</b>
blanc Kili3	(2)	25/08/2006	26/07/2006	32,974	0,35882	<b>622</b>	21,60	1,092	<b>354</b>
blanc TZ03-2	(2)	25/08/2006	26/07/2006	31,98	0,3516	<b>652</b>	25,81	1,032	<b>257</b>
blanc TZ05	(2)	25/08/2006		33,10	0,3607	<b>597</b>			

**Tab. 5.1 :** Rapports isotopiques et concentrations des blancs mesurés. (1) blanc de chimie totale (dissolution et minéralisation), (2) prélèvement du blanc pour ICP-MS (« solution mère »), ajout de spikes B2 (Sr) et B4 (Nd) et évaporation.

Les valeurs mesurées varient entre 88 et 652 pg/g pour le Sr, et entre 59 et 354 pg/g pour le Nd. Les quantités de Sr et de Nd apportées par les manipulations et les réactifs sont donc négligeables au regard des concentrations de nos échantillons :  $13,26 < \text{Sr} < 5764$  ppm et  $30,08 < \text{Nd} < 555,3$  ppm. On constate cependant que les blancs réalisés sur les « solutions mères », préparées pour analyse à l'ICP-MS, ont des concentrations en Sr et en Nd généralement plus élevées que les blancs ayant subi directement les étapes de dissolution et de minéralisation ; les concentrations les plus faibles ayant été mesurées pour : blanc TZ1 et blanc TZ2, avec respectivement 88 pg/g pour le Sr et 59 pg/g pour le Nd. Les concentrations plus élevées mesurées pour les blancs réalisés à partir des « solutions mères » s'expliquent par les multiples manipulations dont ils ont fait l'objet, par l'utilisation de plus grandes quantités de réactifs et probablement par une petite contribution apportée par le « relargage » du polyéthylène des piluliers de stockage des « solutions mères ».

## 2. Préparation des échantillons.

Au cours de ce travail, deux techniques différentes ont été utilisées avant la séparation du Sr et du Nd lors des étapes d'élution : (1) attaque sur Poudre Roche totale et minéralisation de l'échantillon, (2) aliquote et évaporation des « solutions mères », utilisées pour la mesure des concentrations en éléments en traces par ICP-MS, puis reprise pour élution.

### a. Protocole de dissolution et de minéralisation.

1) Pesée précise de 100 mg de poudre Roche Totale dans un bécher d'attaque en téflon<sup>®</sup>.

2) Ajout de 2 mL d'HF sub1 et de 1 mL d'HNO<sub>3</sub> sub1. Béchers fermés, passage dans la cuve à ultrasons pendant 5 minutes.

3) Chauffage pendant 48 heures sur plaque thermostatée à 95°C dans enceinte de classe 100, en agitant régulièrement dans la cuve à ultrasons pendant 5 min.

4) Evaporation, béchers ouverts, sur plaque chauffante à 95°C dans boîte ventilée de classe 100 jusqu'à obtention d'un résidu sec.

5) Reprise avec 1 mL d'HNO<sub>3</sub> sub1 pour bien dissoudre le résidu, et évaporation sur plaque chauffante à 95°C dans boîte ventilée, jusqu'à évaporation totale.

6) Ajout de 1 mL d' HCl 6N pour reprendre les échantillons en HCl afin de les préparer à l'élution sur résine échangeuse d'ions. Evaporation sur plaque thermostatée à 95°C dans enceinte de classe 100, jusqu'à obtenir un résidu bien sec pour reprise en solution avec HCl 2,5N avant la première élution.

### b. Aliquote des « solutions mères ».

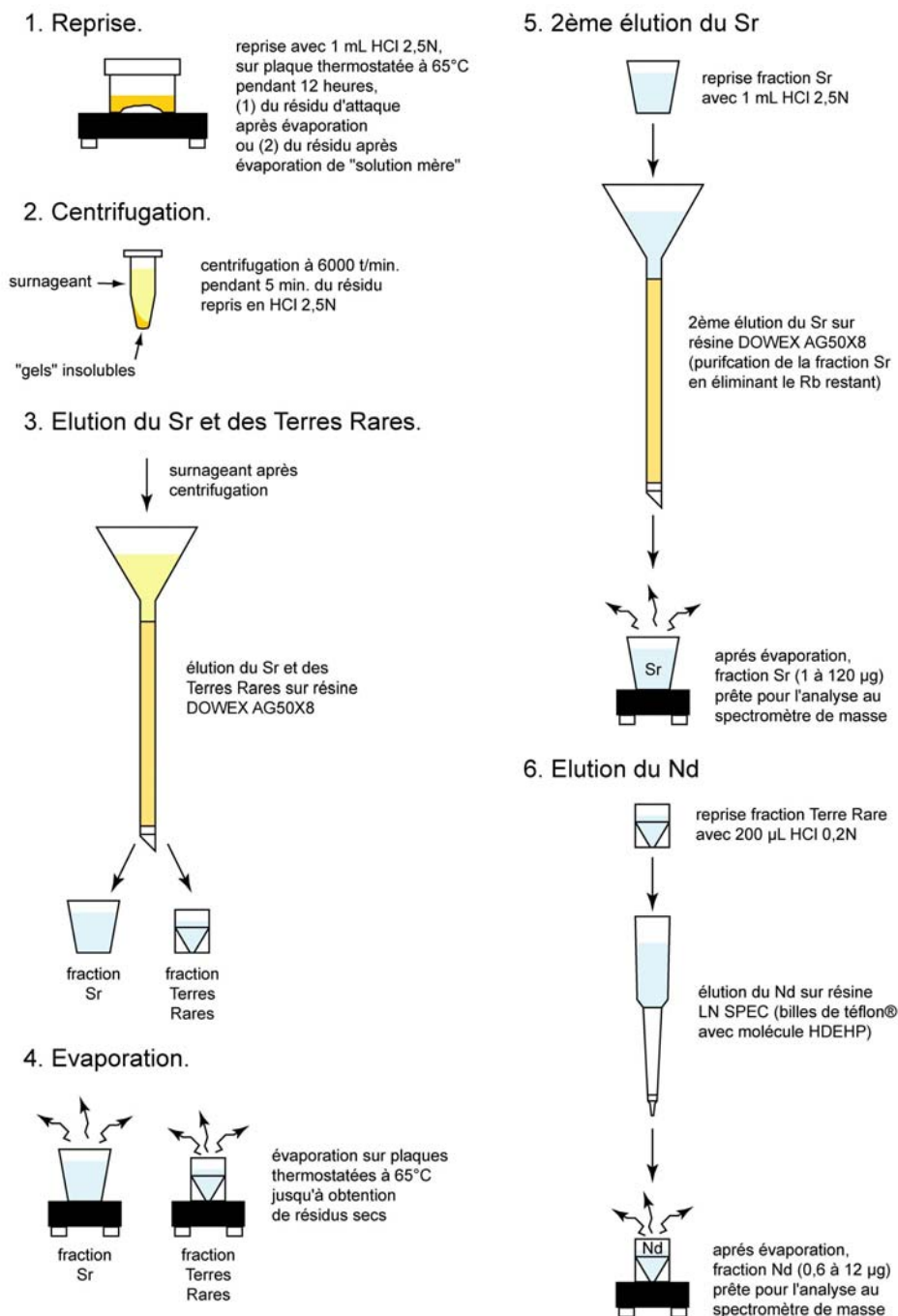
1) Prélèvement, directement dans le pilulier, d'un volume précis de la « solution mère » à l'aide d'une micropipette, et transfert dans un bécher d'attaque en téflon<sup>®</sup>. Le volume de « solution mère » à prélever est calculé à partir des concentrations en Nd de façon à obtenir au minimum environ 1500 ng de Nd à l'issue des étapes d'élution, tout en tenant compte des rendements de ces dernières. Le Nd étant en faible concentration dans nos échantillons par rapport au Sr, c'est le facteur limitant qui conditionne le volume des prélèvements à effectuer : entre 9 et 14 mL en fonction des différents échantillons.

2) Evaporation de la « solution mère » en HCl 3N sur plaque chauffante à 90°C dans enceinte de classe 100 (environ 24 heures), jusqu'à obtention d'un résidu sec pour reprise en solution avec HCL 2,5N avant la première élution.



### 3. Protocole d'élution.

La séparation du Sr et du Nd, à analyser au spectromètre de masse, se fait suivant la technique de chromatographie en phase liquide sur des colonnes en polypropylène contenant des résines échangeuses d'ions. Le protocole général utilisé pour la séparation du Sr puis du Nd est illustré par la figure 5.6



**Fig. 5.6:** Protocole général de séparation du Sr et du Nd lors des différentes étapes d'élutions sur résines échangeuses d'ions.

La séparation du Sr et des Terres Rares se fait sur des colonnes cationiques, contenant 7 mL de résine DOWEX<sup>®</sup> AG50X8 200-400 mesh, en milieu acide. Le protocole d'éluion est détaillé dans le tableau 5.2, et a été défini suite à la calibration des colonnes en volume d'acide introduit (de normalité donnée).

<b>Conditionnement</b>	HCl 2,5N 2 mL	
<b>HCl 2,5N</b>	Ech. 1 mL	Surnageant après centrifugation du résidu repris avec 1 cc HCl 2,5N
	1 mL	piégeage
	1 mL	piégeage
	1 mL	piégeage
	10 mL	Rb, Ca, K
	6 mL	<b>Sr (à conserver)</b>
<b>HNO<sub>3</sub> 4N</b>	3 mL	Ba
	5 mL	<b>Terres Rares (à conserver)</b>
<b>Remobilisation</b>	H <sub>2</sub> O	remise en suspension de la résine avec une micropipette de 5 mL
<b>Rinçage</b>	HCl 6N 10 mL	Lavage
<b>Conditionnement</b>	HCl 2,5N 5 mL	

**Tab. 5.2 :** Protocole d'éluion pour les colonnes en polypropylène, résine DOWEX<sup>®</sup> AG50X8 200-400 mesh, permettant la séparation du Sr et des Terres Rares.

La séparation du Nd des autres Terres Rares, est réalisée par chromatographie en phase inverse (Richard *et al.*, 1976) sur des colonnes contenant de la résine LN-SPEC : poudre de téflon<sup>®</sup> sur laquelle a été fixée une molécule organique appelée HDEHP (Di-Ethyl Hexyl Phosphate). Le protocole d'éluion (Tab. 5.3) est aussi défini suite à la calibration en volume des colonnes.

<b>Conditionnement</b>	HCl 0,2N 5 mL	
<b>HCl 0,2 N</b>	Ech. 200 $\mu$ L	Fraction Terres Rares reprises avec 200 $\mu$ L HCl 0,2N
	200 $\mu$ L	piégeage
	200 $\mu$ L	piégeage
	7 mL	Ce, La
	6 mL	Ce, La
<b>HCl 0,25 N</b>	2 mL	
	4 mL	<b>Nd (à conserver)</b>
<b>Lavage</b>	HCl 4N 10 cc	Sm et autres Terres Rares
<b>Rinçage et stockage</b>	H <sub>2</sub> O 10 mL	

**Tab. 5.3** : Protocole d'éluion pour les colonnes en polypropylène contenant de la résine LN-SPEC, permettant la séparation du Nd des autres Terres Rares.

#### 4. Spectrométrie de masse.

Les mesures des rapports isotopiques du Sr et du Nd ont été réalisées sur un spectromètre de masse Thermo Electron<sup>TM</sup> Triton T1, équipement commun en service à l'IUEM. C'est un spectromètre de type TIMS (Thermal Ionisation Mass Spectrometry) à source solide et à multicollecteurs.

##### a. Dépôt du Sr.

Préalablement à la reprise du résidu sec contenant le Sr, on dépose sur un filament simple (dit évaporant) en tungstène pur préalablement dégazé sous vide, 1 $\mu$ L d'activateur au Ta qui agit comme un régulateur d'émission. Une fois l'activateur sec, on y dépose le Sr remis en solution avec de l'eau ultrapure. Le dépôt est séché à une intensité de 1,1 A, et est ensuite « flashé » à 4,6 A.

### b. Dépôt du Nd.

Il se fait sur un double filament de rhénium pur, préalablement dégazé sous vide : un filament dit évaporant où l'on dépose l'échantillon et un filament dit ionisant (sans dépôt) qui sert à former un plasma permettant l'ionisation du Nd. Le résidu sec contenant le Nd est donc repris en solution avec de l'eau ultrapure, puis déposé sur le filament évaporant. Le dépôt est ensuite séché à une intensité de 0,9 A avant d'être « flashé » jusqu'au rouge sombre.

### c. Principe général et conditions de mesures.

Les filaments sur lesquels les éléments à mesurer (Sr et Nd) ont été déposés, sont disposés sur un barillet à 21 positions qui est ensuite introduit dans la source thermo-ionisante du spectromètre de masse. Les éléments vont y être sublimés et ionisés par chauffage sous vide ( $5 \cdot 10^{-8}$  bar). Les ions sont ensuite accélérés dans un champ électrique à haute tension, et le faisceau formé est focalisé par l'intermédiaire de lentilles électroniques. Les ions sont alors envoyés, *via* la vanne source, dans le tube sous ultravide ( $5 \cdot 10^{-9}$  bar) puis déviés en fonction de leur masse, par un champ magnétique créé par un électroaimant selon la relation :

$$R = \frac{1}{B} * \sqrt{\frac{m * U}{q}}$$

avec :

m : masse de l'ion

q : charge de l'ion

U : tension du champ électrique

B : valeur du champ magnétique

R : rayon de courbure en sortie de l'électroaimant

Par conséquent, les ions les plus lourds qui ont l'énergie cinétique la plus élevée, sont les moins déviés par le champ magnétique. Ceci permet donc de séparer les différents isotopes d'un même élément. Les mesures des compositions isotopiques du Sr et du Nd ont toutes été réalisées en mode statique, c'est-à-dire sans faire varier le champ magnétique au cours du temps. Le fait de travailler en mode statique permet de réaliser les mesures avec une grande précision et ceci dans un intervalle de temps relativement court.

Le faisceau ionique est donc dévié avec un angle d'environ  $90^\circ$  par le secteur magnétique puis envoyé vers le système de détection. Sur un spectromètre de type Triton T1,

celui-ci est constitué de 9 collecteurs : cages de Faraday, dont les positions sont ajustées en fonction de l'élément à mesurer (la cage centrale est cependant fixe). En effet, du fait de la différence de rayons de courbure en sortie de l'électroaimant (fonction de la masse de l'élément), les cages doivent être positionnées différemment pour collecter les isotopes du Sr ou du Nd. Chaque isotope est mesuré par une cage différente, ce qui permet de déterminer plusieurs rapports isotopiques en même temps. Les cages sont reliées à des amplificateurs, permettant ainsi d'augmenter la tension du signal pour la rendre mesurable. Grâce à ce système, on peut donc mesurer simultanément 9 isotopes ayant environ 17% de différence relative de masse entre l'isotope ayant la masse la plus faible et celui présentant la masse la plus élevée.

Une analyse nécessite au moins 10 blocs de 10 mesures pour atteindre une précision comprise entre  $3 \cdot 10^{-6}$  et  $10 \cdot 10^{-6}$  ( $1 \sigma$ ). Entre chaque bloc, le spectromètre réalise la mesure du bruit de fond des amplificateurs pendant 30 secondes. On réalise aussi, avant toute analyse, la mesure du gain, c'est-à-dire que l'on envoie aux amplificateurs un signal de tension donnée de façon à tester leur réponse et de s'assurer du bon fonctionnement des amplificateurs. Ceci permet ainsi de calibrer le système de détection pour les mesures à venir.

Pendant l'analyse, les températures élevées permettant l'ionisation de l'élément, provoquent un fractionnement entre les isotopes lourds et les isotopes légers de l'élément. La correction de ce fractionnement est réalisée de manière automatique, en interne, par le spectromètre de masse pour le Sr et le Nd car ces deux éléments possèdent des isotopes non radiogéniques. Les rapports  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,375209$  et  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7021903$  sont constants. La dérive de ces rapports est mesurée et sert de base au calcul de la correction du fractionnement de masse par le spectromètre. On peut aussi, en suivant l'évolution de ces fractionnements connaître les conditions d'émission : en début d'émission, le fractionnement est faible, il augmente ensuite régulièrement au cours de la mesure.

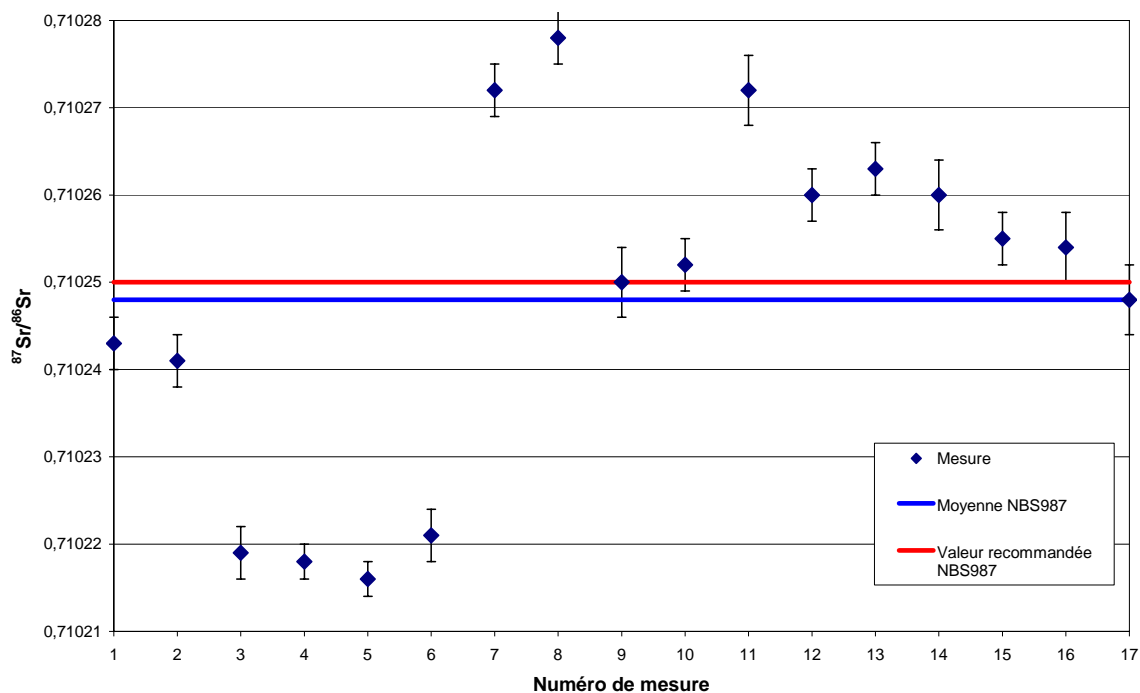
Du fait de la technique de mesure utilisée, il apparaît comme extrêmement important de bien séparer les éléments entre eux lors des étapes d'élutions sur colonnes. En effet, le Rb et le Sr possèdent tous les deux des isotopes de même masse :  $^{87}\text{Rb}$  et  $^{87}\text{Sr}$ . Dans le spectromètre de masse, les ions étant déviés en fonction de leur masse, les isotopes de masse 87 du Sr et du Rb vont donc être envoyés dans le même collecteur. Il se produit alors ce que l'on appelle une interférence de masse qui fausse complètement le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mesuré. Il

en est de même pour le Sm et le Nd qui possèdent eux aussi deux isotopes de même masse :  $^{143}\text{Sm}$  et  $^{143}\text{Nd}$ , de la même manière que pour le Sr et le Rb, ces deux éléments doivent donc être parfaitement séparés lors de l'élution.

d. Reproductibilité et justesse de nos mesures.

La validité de nos mesures est évaluée par la mesure pour chaque série d'analyses, de un ou plusieurs standards internationaux. Les standards internationaux mesurés au cours de ce travail sont NBS987 pour le Sr et La Jolla pour le Nd. Les valeurs obtenues sont présentées en Annexe 11.

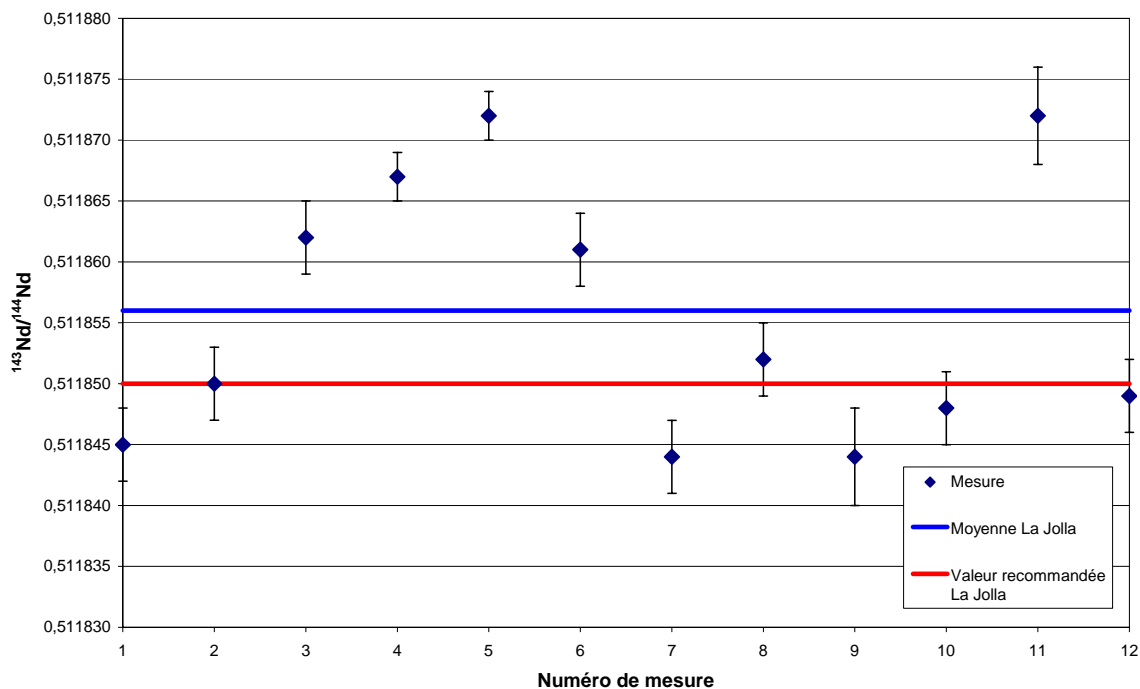
La valeur moyenne mesurée pour NBS987 obtenue au cours de ce travail (Fig. 5.7) est :  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710248 \pm 0,000020$  ( $n = 17$  mesures). Cette valeur est très proche de la valeur pour ce standard qui est  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710250$ . Cependant on constate que les valeurs obtenues pour ce standard sur le Triton T1 varient fortement au cours du temps ; les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtenus étant compris entre 0,710216 et 0,710278 (Fig. 5.7). Ces variations, non linéaires dans le temps, s'expliquent par un dysfonctionnement des cages de Faraday utilisées pour la mesure des isotopes du Sr, ce qui a conduit au remplacement d'une partie d'entre elles pendant la période d'acquisition des données isotopiques. Afin de s'affranchir de ces fluctuations et des effets liés au remplacement d'une partie des collecteurs, et ceci dans le but de comparer nos données entre elles, les rapports isotopiques du Sr obtenus pour nos échantillons ont donc tous été corrigés. Au cours d'une même série d'analyses, les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mesurés sur plusieurs standards NBS987 apparaissent comme reproductibles. Les compositions isotopiques du Sr mesurés pour nos échantillons au cours d'une série d'analyse subissent donc une correction qui consiste à ramener leurs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  à la valeur moyenne obtenue pour NBS987 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710248$ , sur l'ensemble des mesures réalisées) et ceci en tenant compte de la valeur mesurée pour ce standard au cours de la même série analytique.



**Fig. 5.7 :** Mesures des composition isotopique du Sr pour le standard international NBS987. On observe l'importante fluctuation du  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , non linéaire dans le temps, imposant une correction des rapports isotopiques mesurés pour nos échantillons.

La valeur moyenne mesurée pour le standard international La Jolla (Fig. 5.8) est :  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511856 \pm 0,000011$  ( $n = 12$  mesures). On observe, de la même manière que pour les compositions isotopiques du Sr mesurées pour NBS987, une forte variation des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  mesurés pour La Jolla au cours du temps :  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  compris entre 0,511849 et 0,511872 (Fig. 5.8). Les fluctuations de ce rapport n'étant pas linéaires avec le temps, la même correction que celle utilisée pour le Sr, a donc été appliquée à toutes les compositions isotopiques du Nd mesurées sur nos échantillons. Les rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  étant cette fois ci, ramenés à la moyenne de 0,511856.





**Fig. 5.8 :** Mesures des composition isotopique du Nd pour le standard international La Jolla. Le  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  présente lui aussi une variation non linéaire dans le temps qui nous oblige à corriger les compositions isotopiques de nos échantillons.

### E. Datations isotopiques par la méthode $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$ sans spike.

La datation de nos échantillons de laves a été réalisée en collaboration avec Hervé Guillou dans les laboratoires du LSCE (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR1572 CEA/CNRS, Gif sur Yvette) par la méthode  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  sans spike.

#### 1. Principe général.

La méthode de datation K-Ar se base sur la désintégration radioactive complexe du  $^{40}\text{K}$  en  $^{40}\text{Ca}$  et en  $^{40}\text{Ar}$  avec une période de décroissance de  $1,25 \cdot 10^9$  ans. L'utilisation de l'horloge  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  fait l'hypothèse de l'absence de  $^{40}\text{Ar}^*$  radiogénique dans le système à  $t = 0$  (moment de solidification de la lave ou cristallisation du minéral à dater). Suivant cette hypothèse la désintégration du  $^{40}\text{K}$  radioactif se fait suivant l'équation :

$$dN = -\lambda \cdot N \cdot dt$$

avec  $N$  : nombre d'atomes  
 $\lambda$  : constante de désintégration  
 $dt$  : intervalle de temps de  
la désintégration.

L'équation intégrée devient donc :

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t}$$

avec  $N$  : nombre d'atomes radioactifs  
parents au temps  $t$ .  
 $N_0$  : nombre d'atomes radioactifs  
parents au temps  $t = 0$ .

Le nombre d'atomes radiogéniques fils formés ( $D$ ) à l'instant  $t$  sera :

$$D = N^0 - N = N \cdot (e^{\lambda \cdot t} - 1)$$

On peut donc déduire de cette dernière équation :

$$t = 1/\lambda \cdot \text{Ln} (1 + D/N)$$

Dans le cas de la désintégration du  $^{40}\text{K}$  en  $^{40}\text{Ca}$  et  $^{40}\text{Ar}$ , on pose :

$$N = {}^{40}\text{K} \quad (\text{nombre d'atomes pères restant à } t)$$

$$D = {}^{40}\text{Ar}^* + {}^{40}\text{Ca}^* \quad (\text{nombre d'atomes fils radiogéniques créés à } t)$$

$\lambda = \lambda_\varepsilon + \lambda_\beta$  avec  $\lambda_\varepsilon$  : constante de désintégration du  $^{40}\text{K}$  en  $^{40}\text{Ar}$ ,  $\lambda_\beta$  : constante de désintégration du  $^{40}\text{K}$  en  $^{40}\text{Ca}$ ,  $\lambda_\varepsilon = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ ,  $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$  (Steiger et Jäger, 1977)

L'équation permettant la détermination de l'âge est donc :

$$t = [1/(\lambda_\varepsilon + \lambda_\beta)] \cdot \text{Ln} [1 + ({}^{40}\text{Ar}^*/{}^{40}\text{K}) \cdot ((\lambda_\varepsilon + \lambda_\beta)/\lambda_\varepsilon)]$$

L'utilisation du chronomètre  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  en géochronologie nécessite de faire 4 hypothèses fondamentales :

- $\lambda\epsilon$ ,  $\lambda\beta$  et les abondances isotopiques du K (Garner *et al.*, 1975) sont constantes dans les systèmes roche ou minéral.
- La totalité de l'Ar dans la roche ou le minéral est d'origine soit atmosphérique, soit radiogénique. A  $t = 0$  (moment de solidification de la lave ou de la cristallisation du minéral à dater) le  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  du système est égal au  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de l'atmosphère actuel ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{\text{atm}} = 295,6$  ; Nier, 1950)
  - Le système roche ou minéral a évolué en système fermé depuis  $t = 0$ .
  - La durée de la formation de la roche ou du minéral est négligeable par rapport à son âge.

## 2. Préparation des échantillons.

Les analyses de K et d'Ar sont réalisées sur la mésostase qui est considérée comme étant représentative de la phase ayant cristallisé lors de la solidification de la lave. Les phénocristaux et les xénocristaux qui peuvent incorporer de l' $^{40}\text{Ar}$  en excès (présent dans les phases de cristallisation précoce) ou de l' $^{40}\text{Ar}$  hérité (de composition non atmosphérique, incorporé dans le magma par des fluides), doivent donc être systématiquement triés et séparés de la mésostase.

Le granulat de fraction  $0,125 < \varnothing < 0,250$  mm, lavé et séché (paragraphe B – 2) va ainsi subir une première séparation magnétique grossière destinée principalement à séparer la fraction magnétique (mésostases + minéraux ferromagnésiens) de la fraction amagnétique (principalement plagioclase et feldspaths).

Cette fraction magnétique va ensuite subir un tri densitométrique destiné à séparer la mésostase des minéraux restants. Ce tri densitométrique est réalisé en utilisant des liqueurs denses :

- Diiodométhane ( $d = 3,3$ ) dilué avec de l'acétone pour les laves basaltiques et peu différenciées (basanite, trachybasaltes, etc...), dont la mésostase a une densité proche de  $2,8 - 2,9$ .
- Bromoforme ( $d = 2,8$ ) dilué à l'éthanol pour les laves différenciées riches en feldspaths (trachyte, phonolite, etc...), dont la mésostase a une densité proche de  $2,6 - 2,7$ .

On tolère généralement un écart de densité de 0,1 pour que la fraction récupérée soit considérée comme homogène.

### 3. Dosage du K et mesure des teneurs en Ar.

Le dosage du K a été réalisé au sein l'UMR 6538 Domaines Océanique par spectrométrie d'Emission Atomique de flamme Perkin-Elmer® 5000, et se fait en plusieurs prises afin de s'assurer de l'homogénéité de notre échantillon.

Les teneurs et les compositions isotopiques de l'Ar ont été obtenues au LSCE (Gif sur Yvette) par Hervé Guillou en utilisant la méthode  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  sans spike. Cette méthode a été développée par C. Cassignol et adaptée à la datation des roches récentes par P.Y. Gillot (Cassignol *et al.*, 1978 ; Cassignol et Gillot, 1982 ; Gillot et Cornette, 1986). Cette technique a été choisie car elle se révèle extrêmement bien adaptée à la datation des laves Plio-Quaternaire et d'âges subactuels (Guillou *et al.*, 1998 ; De Rosa *et al.*, 2003 ; Guillou *et al.*, 2004) ; ce qui correspond bien à la gamme d'âge des laves de la province magmatique associée à la DNT.

L'ensemble de la méthodologie mise en œuvre pour acquérir les teneurs et les compositions isotopiques de l'Ar par la méthode  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  sans spike, a été détaillée dans Charbit *et al.* (1998), Guillou (2001) et dans Guillou *et al.* (2004). Cette méthode diffère de manière importante de la technique dite « conventionnelle » : technique de dilution isotopique par enrichissement de l'échantillon par un spike de  $^{38}\text{Ar}$ . Ainsi, les isotopes  $^{40}\text{Ar}$  et  $^{36}\text{Ar}$  de l'échantillon sont mesurés simultanément sur le double collecteur du spectromètre de masse pendant un temps d'intégration de 100 secondes. On mesure ensuite la composition isotopique d'un aliquote purifiée d'Ar atmosphérique, dans les mêmes conditions de pression du spectromètre de masse que pour l'échantillon. Ceci permet de comparer directement les deux signaux et de déterminer la teneur relative en  $^{40}\text{Ar}^*$  radiogénique, et ceci pour des teneurs en  $^{40}\text{Ar}^*$  radiogénique aussi faibles que 0,14% (Scaillet et Guillou, 2004). On procède ensuite à la mesure d'une dose calibrée d'Ar atmosphérique dont la teneur en  $^{40}\text{Ar}$  est parfaitement connue et qui provient d'un réservoir isolé. Ceci permet de calculer la teneur totale en Ar de l'échantillon.

La calibration manométrique de cette dose de référence qui permet de déterminer l'équation de la courbe de calibration, est basée sur des mesures, périodiques et reproductibles, de standards internationaux d'âges connus dans les mêmes conditions que pour les échantillons (Charbit *et al.*, 1998). Ceci permet de déterminer la teneur total en  $^{40}\text{Ar}$  de l'échantillon avec une précision de  $\pm 0,2\%$  ( $2\sigma$ ). Les standards utilisés sont les biotites : LP-6 :  $127,8 \pm 0,7$  Ma (Odin *et al.* 1982) et HD-B1 :  $24,21 \pm 0,32$  Ma (Fuhrmann *et al.*, 1987 ; Hess et Lippolt, 1994 ; Hautmann et Lippolt, 2000).

## **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.**

- Ablay GJ, Carrol MR, Palmer MR, Marti J, Sparks RS (1998) basanite-phonolite lineage of the Teide-Pico Viejo volcanic complex, Tenerife, Canary Islands. *J. Petrol.* 39:905-936
- Achauer U, Maguire PK, Mechie J, Green WV, Group KW (1992) Some remarks on the structure and geodynamics of the Kenya rift. *Tectonophysics* 213:257-268
- Ackert RA, Singer BS, Guillou H, Kaplan MR, Kurz MD (2003) Cosmogenic  $^3\text{He}$  production rates from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and K-Ar dated Patagonian lava flows at 47°S. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 210:119-136
- Albarède F, Luais B, Fitton JG, Semei MP, Kaminski E, Upton BGJ, Bachelery P, Cheminée JL (1997) The geochemical regimes of Piton de la fournaise volcano (Réunion) during the last 530 000 years. *J. Petrol.* 38:171-201
- Arndt NT, Christensen U (1992) The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: thermal and geochemical constraints. *J. Geophys. Res.* 97(B7):10967-10981
- Bagdasaryan GP, Gerasimovskiy VI, Polyakov AI, Gukasyan RK (1973) Age of volcanic rocks in the rift zones of East Africa. *Geochem. Int.* 10:66-71
- Baker BH (1958) Geology of the Magadi area, vol 42. p 81
- Baker BH (1967) Geology of the Mount Kenya area, Geol. Surv. Kenya, Rept. 79,
- Baker BH (1987) Outline of the petrology of the Kenya Rift alkaline province. In: Fitton JG, Upton BGJ (eds), vol 30. Geological Society of London, Special Publication, pp 293-311
- Baker BH, Williams LAJ, Miller JA, Fitch FJ (1971) Sequence and geochronology of the Kenya rift volcanics. *Tectonophysics* 11:191-215
- Baker BH, Wohlenberg J (1971) Structure and evolution of the Kenya Rift Valley. *Nature* 229:538-542
- Barberi F, Ferrara G, Santacroce R, Treuil M, Varet J (1975) A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia). *J. Petrol.* 16:22-56
- Barrat JA, Forucade S, Jahn BM, Cheminée JL, Capdevila R (1998) Isotope (Sr, Nd, Pb, O) and trace element geochemistry of volcanics from the Erta' Ale range (Ethiopia). *J. Volcan. Geoth. Res.* 80:85-100
- Barrat J-A, Keller F, Amossé J, Taylor RN, Nesbitt RW, Hirata T (1996) Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards Newsletter* 20:133-139
- Bell K, Blenkinshop J (1987) Nd and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: implications for mantle heterogeneity. *Geology* 15:99-102
- Bell K, Peterson TD (1991) Nd and Sr isotope systematics of Shombole volcano, East Africa, and the links between nephelinites, phonolites and carbonatites. *Geology* 19:582-585
- Bell K, Tilton GR (2001) Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African Carbonatites: Evidence for Mantle mixing and plume inhomogeneity. *J. Petrol.* 42(10):1927-1945
- Benes V, Davy P (1996) Modes of continental lithospheric extension: experimental verification of strain localization processes. *Tectonophysics* 254:69-87
- Benoit MH, Nyblade AA, Owens TJ, Stuart GW (2006) Mantle transition zone structure and upper mantle S velocity variations beneath Ethiopia: evidence for a broad, deep-seated thermal anomaly. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 7, Q11013, doi: 10.1029/2006GC001398
- Birt CS, Maguire PK, Khan MA, Thybo H, Keller GR, Patel J (1997) The influence of pre-existing structures on the evolution of the southern Kenya Rift Valley - evidence from seismic and gravity studies. *Tectonophysics* 278:211-242



- Boillot G, Coullon C (1998) La déchirure continentale et l'ouverture océanique - géologie des marges passives, Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam
- Bosworth W (1987) Off-axis volcanism in the Gregory rift, east Africa: implications for models of continental rifting. *Geology* 15:397-400
- Brazier RA, Nyblade AA, Florentin J (2005) Focal mechanisms and the stress regime in NE and SW Tanzania, East Africa. *Geophys. Res. Lett.* 32:L14315, doi:14310.11029/12005GL023156
- Brun JP (1999) Narrow rifts versus wide rifts: interferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 357:695-712
- Brun JP, Choukroune P, Faugères E (1985) Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal: application aux marges passives. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 8:139-144
- Brun JP, Sokoutis D, van den Driessche J (1994) Analog modeling of detachment fault system and core complexes. *Geology* 22(319-322)
- Burton KW, Schiano P, Birck JL, Allègre CJ, Rehkämper M, Halliday AN, Dawson JB (2000) The distribution and behaviour of rhenium and osmium amongst mantle minerals and the age of the lithospheric mantle beneath Tanzania. *Earth. Planet. Sci. Letters* 183:93-106
- Calais E, Ebinger CJ, Hartnady C, Nocquet JM (2006) Kinematics of the East African Rift from GPS and earthquakes slip vector data. In: Yirgu G, Ebinger CJ, Maguire PK (eds) Structure and evolution of the rift systems within the Afar volcanic province, Northeast Africa., vol 259. *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* pp 9-22
- Callot JP, Geoffroy L, Brun JP (2002) Development of volcanic margins: three-dimensional laboratory models. *Tectonics* 21:doi: 10.1029/2001TC901019
- Caroff M, Maury RC, Leterrier J, Joron JL, Cotten J, Guille G (1993) Trace element behavior in the alkali basalt-comenditic trachyte series from Mururoa Atoll, French Polynesia. *Lithos* 30:1-22
- Carracedo JC, Rodriguez Badiola E, Guillou H, Paterne M, Scaillet S, Pérez Torrado F, Paris R, Fra-Paleo U, Hansen A (2007) The Teide volcano and the rift zones of Tenerife, Canary islands: Eruptive and structural history. *Geol. Soc. Am. Bull.* :doi: 10.1130/B26087
- Cassignol C, Cornette Y, David B, Gillot PY (1978) Technologie potassium-argon, C.E.N., Saclay. *Rapp. CEA R-4802*, p 37
- Cassignol C, Gillot PY (1982) Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental groundwork and applications. In: Odin GS (ed) *Numerical Dating in Stratigraphy*, John Wiley & Sons, New York, pp 159-179
- Cerling TE, Powers DW (1977) Paleorifting between the Gregory and Ethiopian rifts. *Geology* 5:441-444
- Chadwick WW, Howard KA (1991) The pattern of circumferential and radial eruptive fissures on the volcanoes of Fernandina and Isabela islands, Galapagos. *Bull. Volcanol.* 53:259-275
- Charbit S, Guillou H, Turpin L (1998) Cross calibration of K-Ar standard minerals using an unspiked Ar measurement technique. *Chem. Geol.* 150:147-159
- Chorowicz J (1989) Transfer and transform fault zones in continental rifts: examples in the Afro-Arabian rift system. Implications of crust breaking. *J. Afr. Earth. Sci.* 8:203-214
- Chorowicz J (2005) The East African rift system. *J. Afr. Earth. Sci.* 43:379-410
- Chorowicz J, Le Fournier J, Vidal G (1987) A model for rift development in Eastern Africa. *Geol. J.* 22:495-513
- Clague DA, Frey FA (1982) Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: implications for the oceanic mantle below Hawaii. *J. Petrol.* 23:447-504

- Class C, Goldstein SL (1997) Plume -lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 150:245-260
- Class C, Goldstein SL, Altherr R, Bachèlery P (1998) The process of plume-lithosphere interactions in the ocean basins - The case of Grande Comore. *J. Petrol.* 39(5):881-903
- Clément JP, Caroff M, Hémond C, Tiercelin JJ, Bollinger C, Guillou H, Cotten J (2003) Pleistocene magmatism in a lithospheric transition area: petrogenesis of alkaline and peralkaline lavas from the Baringo-Bogoria Basin, central Kenya Rift. *Can. J. Earth. Sci.* 40:1239-1257
- Clifton AE, Schlische RE, Withjack MO, Ackermann RV (2000) Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of clay modeling experiments. *J. Struct. Geol.* 22:1491-1509
- Cochran JR (1981) The Gulf of Aden: Structure and evolution of a young ocean basin and continental margin. *J. Geophys. Res.* 86:263-287
- Cohen RS, O'Nions RK, Dawson JB (1984) Isotope geochemistry of xenoliths from East Africa: implications for development of mantle reservoirs and their interaction. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 68:209-220
- Corti G, Bonini M, Conticelli S, Innocenti F, Manetti P, Sokoutis D (2003) Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. *Earth. Sci. Rev.* 63:169-247
- Cotten J, Le Dez A, Bau M, Caroff M, Maury RC, Dulski P, Fourcade S, Bohn M, Brousse R (1995) Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia. *Chem. Geol.* 119:115-138
- Coulon C (1993) Le volcanisme des rifts continentaux. *Mém. Soc. géol. France.* 163:69-80
- Courtillot V (1982) Propagating rifts and continental break-up. *Tectonics* 3:239-250
- Coussement C (1995) Structure transverses et extension intracontinentale. Le rôle des zones de failles d'Assoua et Tanganyika-Rukwa-Malawi dans la cinématique néogène du système Rift Est-Africain., Thèse de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest, p 241
- Crossley R, Knight RM (1981) Volcanism in the western part of the Rift valley in Southern Kenya. *Bull. Volcanol.* 44:117-128
- Dalrymple GB, Lanphere MA (1969) Potassium-Argon dating. Principles techniques and applications to geochronology., W.H. Freeman and company, San Francisco, p 251
- Dawson JB (1989) Sodium carbonatite extrusions from Oldoinyo Lengai, Tanzania: implications for carbonatite complex genesis. In: Bell K (ed) *Carbonatites: Genesis and evolution*, Unwin Hyman Ltd, London, pp 255-277
- Dawson JB (1992) Neogene tectonics and volcanicity in the North Tanzania sector of the Gregory Rift Valley: contrasts with the Kenya sector. *Tectonophysics* 204:81-92
- Dawson JB (2002) Metasomatism and partial melting in Upper-Mantle peridotite xenoliths from the Lashaine volcano, Northern Tanzania. *J. Petrol.* 43(9):1749-1777
- Dawson JB, Pickering R (1964) Quarter Degree Sheet 54, Monduli. *Tanzanian Geological Survey*, Dodoma
- De Mulder M, Hertogen J, Deutsch S, André L (1986) The role of crustal contamination in the potassic suite of Karisimbi volcano (Virunga), African Rift Valley. *Chem. Geol.* 57:117-136
- De Paolo DJ (1981) Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractionnal crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53:189-202
- De Rosa R, Guillou H, Mazzuoli R, Ventura G (2003) New unspiked K-Ar ages of volcanic rocks of the central and western sector of the Aeolian Islands: reconstruction of the volcanic stages. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 120:161-178

- Downie C, Humphries DW, Moore LR, Neves R, Wilcockson WH, Wilkinson P, Guest NJ, Leedal GP, Sampson DN, Hartley EW, Orridge GR, Empson HE, Pallister JW (1965) Quarter Degree Sheets 42, 56 and 57, Kilimanjaro-Moshi and explanatory notes. Tanzanian Geological Survey, Dodoma
- Downie C, Humphries DW, Wilcockson WH, Wilkinson P (1956) Geology of Kilimanjaro. *Nature* 178:828-830
- Downie C, Wilkinson P (1972) The geology of Kilimanjaro, The Department of Geology, The University of Sheffield, Sheffield, p 253
- Ebinger CJ, Casey M (2001) Continental breakup in magmatic provinces, an Ethiopian example. *Geology* 29:527-530
- Ebinger CJ, Deino AL, Drake RE, Tesha AL (1989) Chronology of volcanism and rift basin propagation: Rungwe volcanic province, East Africa. *J. Geophys. Res.* 94(B11):15785-15803
- Ebinger CJ, Poudjom Djomani Y, Mbede E, Foster AN, Dawson JB (1997) Rifting Archean lithosphere: Eyasi-Manyara-Natron rifts, East Africa. *J. Geol. Soc. London* 154:947-960
- Ebinger CJ, Sleep NH (1998) Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume. *Nature* 395:788-791
- Ebinger CJ, Yemane T, WoldeGabriel G, Aronson J, Walter R (1993) Eocene-Recent volcanism and faulting in the southern Main Ethiopian Rift. *J. Geol. Soc. London* 150:99-108
- Evans AL, Fairhead JD, Mitchell JG (1971) Potassium-Argon ages from the volcanic province of Northern Tanzania. *Nature, Phys. Sci.* 229:19-20
- Evernden JF, Curtiss GH (1965) The potassium-argon dating of late cenozoic rocks in East Africa and Italy. *Curr. Anthropol.* 6:343-385
- Fairhead JD, Mitchell JG, Williams LAJ (1972) New K/Ar determinations on rift volcanics of S Kenya and their bearing on age of rift faulting. *Nature* 238:66-69
- Fairhead JD, Walker P (1979) a detailed gravity study of the crustal structure associated with the Kavirondo rift valley, East Africa. In: *Geodynamical evolution of the Afro-Arabian rift system*, Acad. Naz. Lincei, Rome, pp 99-109
- Faugères E, Brun JP (1986) Modélisation expérimentale de la distension continentale. *C. R. Acad. Sci. Paris* 299:365-370
- Fisk MR, Upton BGJ, Ford CE, White WM (1988) Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of Reunion island, Indian ocean. *J. Geophys. Res.* B93:4933-4950
- Foster AN, Ebinger CJ, Mbede E, Rex D (1997) Tectonic development of the northern Tanzanian sector of the East African Rift System. *J. Geol. Soc. London* 154:689-700
- Fournier M, Bellahsen N, Fabbri O, Gunnell Y (2004) Oblique rifting and segmentation of the NE Gulf of Aden passive margin. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5, Q11005, doi:10.1029/2004GC000731
- Francis D, Ludden J (1990) The mantle source for olivine nephelinite, basanite and alkaline olivine basalt at Fort Selkirk, Yukon, Canada. *J. Petrol.* 31:371-400
- Francis D, Ludden J (1995) The signature of amphibole in mafic alkaline lavas, a study in the Northern Canadian Cordillera. *J. Petrol.* 36:1171-1191
- Fretzdorff S, Haase KM (2002) Geochemistry and petrology of lavas from the submarine flanks of Reunion island (Western Indian ocean): implications for magma genesis and the mantle source. *Mineral. Petrol.* 75:153-184
- Fuhrmann U, Lippolt H, Hess CJ (1987) HD-B1 Biotite reference material for K-Ar chronometry. *Chem. Geol.* 66:41-51

- Furman T (2007) Geochemistry of East African Rift basalts: an overview. *J. Afr. Earth. Sci.* doi: 10.1016/j.afrearsci.2006.06.009
- Furman T, Bryce JG, Karson J, Iotti A (2004) East African Rift System (EARS) plume structure: insights from Quaternary mafic lavas of Turkana, Kenya. *J. Petrol.* 45:1069-1088
- Furman T, Bryce J, Rooney T, B. H, Yirgu G, Ayalew D (2006a) Heads and tails: 30 million years of the Afar plume. In: Yirgu G, Ebinger CJ, Maguire PK (eds) Structure and evolution of the rift systems within the Afar volcanic province, Northeast Africa, *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*,
- Furman T, Graham D (1999) Erosion of lithospheric mantle beneath East African Rift System: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos* 48:237-262
- Furman T, Kaleta KM, Bryce JG, Hanan BB (2006b) Tertiary mafic lavas of Turkana, Kenya: Constraints on East African plume structure and the occurrence of High- $\mu$  volcanism in Africa. *J. Petrol.* 47(6):1221-1244, doi: 1210.1093/petrology/eg1009
- Gallagher K, Hawkesworth C (1992) Dehydration melting and the generation of continental flood basalts. *Nature* 358:57-59
- Gans PB, Bohron WA, Scherner E (1989) Synextensional magmatism in the Basin and Range province: a case study from the Eastern Great Basin, vol 233. *Geol. Soc. Am. Bull., Special Paper*, p 53
- Garner EL, Murphy TJ, Gramlich JW, Paulsen PJ, Barnes IL (1975) Absolute isotopic abundance ratios and the atomic weight of a reference sample of potassium. *Journal of Research Natl. Bur. Standards-A. Physics and chemistry* 79A(6):713-725
- Gibbs AD (1984) Structural evolution of extensional basin margins. *J. Struct. Geol.* 141:609-620
- Gillot PY, Cornette Y (1986) The Cassinot technique for K-Ar dating, precision and accuracy: example from the late Pleistocene to recent volcanics from the southern Italy. *Chem. Geol.* 66:205-222
- Gloaguen R (2000) Analyse quantitative de l'extension continentale par imagerie satellitale optique et radar. Application au rift sud-kenyan, Thèse de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest, France, p 277
- Goldich SS, Treves SB, Suhr NH, Stuckless JS (1975) Geochemistry of the cenozoic volcanic rocks of Ross island and vicinity, Antarctica. *J. Geol.* 83:415-435
- Goles GG (1976) Some constraints on the origin of phonolites from the Gregory Rift, Kenya, and interferences concerning basaltic magmas in the Rift system. *Lithos* 9:1-8
- Green WV, Achauer U, Meyer RP (1991) A three-dimensional seismic image of the crust and upper mantle beneath the Kenya rift. *Nature* 354:199-203
- Gripp AE, Gordon RG (2002) Young tracks of hot spot and current plate velocities. *Geophys. J. Int.* 150:321-361
- Grommé CS, Reilly TA, Musset AE, Hay RL (1970) Paleomagnetism and potassium-argon ages of volcanic rocks of Ngorongoro Caldera, Tanzania. *Geophys. J. Roy. Astr. S.* 22:101-115
- Guest NJ, James TC, Pickering R, Dawson JB, Pallister JW (1961) Quarter Degree Sheet 39, Angata Salei. *Tanzanian Geological Survey, Dodoma*
- Guest NJ, Pickering R, Kinlay ACM (1966) Quarter Degree Sheet 40, Gelai & Ketumbeine. *Tanzanian Geological Survey, Dodoma*
- Guillou H (2001) Contribution de la Géochronologie K-Ar à la calibration de l'échelle des temps géologiques et à la datation des variations climatiques récentes. Application à l'étude du volcanisme de point chaud, Mémoire d' Habilitation à diriger des recherches, Université de Bretagne Occidentale, Brest, p 70

- Guillou H, Carracedo JC, Day S (1998) Dating the upper Pleistocene - Holocene volcanic activity of La Palma using the Unspiked K-Ar Technique. *J. Volcan. Geoth. Res.* 86:137-149
- Guillou H, Carracedo JC, Duncan RA (2001) K/Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama lava sequence from La Palma Island. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 106:175-194
- Guillou H, Carracedo JC, Paris R, Perez Torrado FJ (2004a) Implication for the early shield-stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 222:601-616
- Guillou H, Carracedo JC, Pérez Torrado F, Rodriguez Badiola E (1996) K-Ar ages and magnetic stratigraphy of hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 73:141-155
- Guillou H, Maury RC, Blais S, Cotton S, Legendre C, Guille G, Caroff M (2005) Age progression along the Society hotspot chain (French Polynesia) based on new unspiked K-Ar ages. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 176:135-150
- Guillou H, Perez Torrado FJ, Hansen Machin AR, Carracedo JC, Gimeno D (2004b) The Plio-Quaternary volcanic evolution of Gran Canaria based on new K-Ar ages and magnetostratigraphy. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 135:221-246
- Guillou H, Singer BS, Laj C, Kissel C, Scaillet S, Jicha BR (2004c) On the age of the Laschamp geomagnetic excursion. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 227:331-343
- Guillou H, Sinton J, Laj C, Kissel C, Szeremeta N (2000) New K-Ar ages of shield lavas from Waiaanae Volcano, Oahu, Hawaiian Archipelago. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 96:229-242
- Hackman BD, Charsley TJ, Key RM, Wilkinson AF (1990) The development of the East African Rift system in north-central Kenya. *Tectonophysics* 184:189-211
- Hamelin B, Dupré B, Allègre CJ (1985) Pb-Sr-Nd isotopic data in ocean indian ridges: new evidence of large-scale mapping of mantle heterogeneities. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 76:288-298
- Hardarson BS, Fitton JG (1991) Increased mantle melting beneath Snaefellsjökull volcano during Late Pleistocene deglaciation. *Nature* 353:62-64
- Haug GH, Strecker MR (1995) Volcano-tectonic evolution of the Chyulu Hills and implications for the regional stress field in Kenya. *Geology* 23(2):165-168
- Hautmann HJ, Lippolt H (2000)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of central European K-Mn oxides, a chronological framework of supergene alteration processes during the Neogene. *Chem. Geol.* 170:37-80
- Hautot S, Tarits P, Wheeler K, Le Gall B, Tiercelin JJ, Le Turdu C (2000) Deep structure of the Baringo Rift Basin (central Kenya) from three-dimensional magnetotelluric imaging: implications for rift evolution. *J. Geophys. Res.* 105:23493-23518
- Hay RL (1976) *Geology of the Olduvai Gorge*, University of California Press, Berkeley
- Hay DE, Wendlandt RF (1995) Origin of Kenya Rift Plateau-type flood phonolites: integrated petrologic and geophysical constraints on the evolution of the crust and upper mantle beneath the Kenya Rift. *J. Geophys. Res.* 100(B7):10549-10557
- Hay DE, Wendlandt RF, Wendlandt ED (1995) The origin of Kenya rift plateau-type phonolites: evidence from geochemical studies for fusion of lower crust modified by alkali basaltic magmatism. *J. Geophys. Res.* 100(B1):411-422
- Hess CJ, Lippolt H (1994) Compilation of K-Ar measurements on HD-B1 standard biotite. In: Odin GS (ed) *Phanerozoic Time Scale Bull. Liais. Inform.*, vol 12. I.U.G.S., Subcom. Geochronol., pp 19-23

- Ibs Von Seth M, Blumenstein S, Wagner R, Hollnack D, Wohlenberg J (2001) Seismicity, seismotectonics and crustal structure of the southern Kenya Rift: new data from the lake Magadi area. *Geophys. J. Int.* 146:439-453
- Isaacs GL, Curtis GH (1974) Age of early Acheulian industries from Peninj Group, Tanzania. *Nature* 249:624-627
- Kaszuba JP, Wendlandt RF (2000) Effect of carbon dioxide on dehydration melting reactions and melt compositions in the lower crust and the origin of alkaline rocks. *J. Petrol.* 41:363-386
- Kelley S (2002) Excess argon in K-Ar and Ar-Ar geochronology. *Chem. Geol.* 188:1-22
- King BC (1978) Structural evolution of the Gregory Rift valley. In: Bishop WW (ed) *Geological Background to Fossil Man*, vol 6. Geological Society of London, Special Publication, London, pp 29-45
- Klaudius J, Keller J (2006) Peralkaline silicate lavas at Oldoinyo Lengai, Tanzania. *Lithos* 91:173-190
- Kyle PR, Moore JA, Thirlwall MF (1992) Petrologic evolution of anorthoclase phonolite lavas at Mount Erebus, Ross Island, Antarctica. *J. Petrol.* 33:849-875
- Last RJ, Nyblade AA, Langston CA (1997) Crustal structure of the East African plateau from receiver functions and Rayleigh wave phase velocities. *J. Geophys. Res.* 102(B11):24469-24483
- Latin D, White N (1990) Generating melt during lithospheric extension: pure shear versus simple shear. *Geology* 18:327-331
- Laughlin AW, Poths J, Healey H, Reneau S, WoldGabriel G (1994) Dating of quaternary basalts using the  $^3\text{He}$  and  $^{14}\text{C}$  methods with implications for excess  $^{40}\text{Ar}$ . *Geology* 22:135-138
- Le Bas MJ, Le Maitre RW, Streckeisen A, Zanettin B (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total-alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27:745-750
- Le Gall B, Gernigon L, Rolet J, Ebinger C, Gloaguen R, Nilsen O, Dypvik H, Deffontaines B, Mruma A (2004) Neogene-Holocene rift propagation in central Tanzania: Morphostructural and aeromagnetic evidence from the Kilombero area. *Geol. Soc. Am. Bull.* 116(3/4):490-510
- Le Gall B, Nonnotte P, Rolet J, Benoit M, Mousseau M, Albaric J Rift propagation at craton margin. Distribution of faulting and volcanism in the North Tanzanian Divergence (Est Africa) during Neogene times. *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, *submitted*
- Le Maitre RW, Bateman P, Dudgeon A, Keller J, Le Bas MJ, Sabine PA, Schmid R, Sorensen H, Streckeisen A, Woolley AR, Zanettin B (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms, Blackwell, Oxford
- Le Pichon X, Gaulier JM (1988) The rotation of Arabia and the Levant fault system. *Tectonophysics* 153:271-274
- Le Roex AP, Cliff RA, Adair BJI (1990) Tristan da Cunha, South Atlantic: Geochemistry and petrogenesis of a basanite-phonolite lava series. *J. Petrol.* 31:779-812
- Le Roex AP, Späth A, Zartman RE (2001) Lithospheric thickness beneath the southern Kenya Rift: implications from basalt geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.* 142:89-106
- Lee C-T, Rudnick RL, McDonough WF, Horn I (2000) Petrologic and geochemical investigation of carbonates in peridotite xenoliths from northeastern Tanzania. *Contrib. Mineral. Petrol.* 139:470-484
- Legendre C, Maury RC, Caroff M, Guillou H, Cotten J, Chauvel C, Bollinger C, Hémond C, Guille G, Blais S, Rossi P, Savanier D (2005) Origin of exceptionally abundant phonolites on Ua Pou island (Marquesas, French Polynesia): partial melting of basanites followed by crustal contamination. *J. Petrol.* 46(9):1925-1962
- Lippard SJ (1973) The petrology of phonolites from the Kenya Rift. *Lithos* 6:217-234

- Luais B (2004) Temporal changes in Nd isotopic composition of Piton de la fournaise magmatism (Réunion island, Indian ocean). *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5, doi: 10.1029/2002GC000502
- Macdonald R (1994) Petrological evidence regarding the evolution of the Kenya Rift Valley. *Tectonophysics* 236:373-390
- Macdonald R (2003) Magmatism of the Kenya Rift Valley: a review. *T. Roy. Soc. Edin-Earth.* 93:239-253
- Macdonald R, Rogers NW, Fitton JG, Black S, Smith M (2001) Plume-lithosphere interactions in generation of the basalts of the Kenya rift, East Africa. *J. Petrol.* 42(5):877-900
- MacIntyre RM, Mitchell JG, Dawson JB (1974) Age of fault movements in Tanzanian sector of East African Rift System. *Nature* 247:354-356
- Maguire PK, Long RE (1976) The structure of the western flank of the Gregory Rift (Kenya), Part 1, the crust. *Geophys. J. Roy. Astr. S.* 44:661-675
- Mahoney JJ, Natland JH, White WM, Poreda RJ, Bloomer SM, Fisher RL, Baxter AN (1989) Isotopic and chemical provinces of the Western Indian ocean spreading centers. *J. Geophys. Res.* B94:4033-4052
- Manega PC (1993) Geochronology, geochemistry and isotopic study of the Plio-Pleistocene hominid sites in the Ngorongoro volcanic Highland in northern Tanzania, PhD thesis, University of Colorado,
- Manighetti I, Tapponnier P, Courtillot V, Gruszow S, Gillot PY (1997) Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary: the Gulfs of Aden and Tadjoura. *J. Geophys. Res.* 102:2681-2710
- Marty B, Pik R, Yirgu G (1996) Helium isotopic variations in Ethiopian plume lavas: nature of magmatic sources and limit on lower mantle contribution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 144:223-237
- Matheson FJ (1966) Geology of the Kajiado area, vol 70. Geological Survey of Kenya Report,
- McCall GJ (1967) Geology of the Nakuru-thomson's Fall-Lake Hannington area., vol 78. Geological Survey of Kenya Report, p 122
- McClay KR, White MJ (1995) Analog modeling of orthogonal and oblique rifting. *Mar. Petrol. Geol.* 12:137-151
- McConnell RB (1972) Geological development of the rift system of Eastern Africa. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83:2549-2572
- McKenzie D (1989) Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 95:53-72
- McKenzie D, Bickle J (1988) The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrol.* 29(3):625-679
- Middlemost EAK (1989) Iron oxydation ratios, norm and the classification of volcanic rocks. *Chem. Geol.* 77:19-26
- Mohr P (1983) Ethiopian flodd basalt province. *Nature* 303:577-584
- Mohr P, Zanettin B (1988) The Ethiopian flood basalt province. In: Macdougall JD (ed) *Continental Flood Basalts*, Kluwer Academic, Dordrecht, pp 63-110
- Morley CK (1994) Interaction of deep and shallow processes in the evolution of the Kenya rift. *Tectonophysics* 236:81-91
- Morley CK (1999) Tectonic evolution of the East African System and the modifying influence of magmatism: a review. *Acta Vulcanologica* 11(1):1-19
- Morley CK, Wescott WA, Stone DM, Harper RM, Wigger ST, Karanga FM (1992) Tectonic evolution of the northern Kenya rift. *J. Geol. Soc. London* 149:333-348



- Mougenot D, Recq M, Virlogeux P, Lévrier C (1986) Seaward extension of the East-African Rift. *Nature* 321:599-603
- Mousseau M (2004) Champ de failles en contexte de divergence de rift intracontinental. Analyse d'images (SPOT) et étude morphostructurale des branches Eyasi et Manyara, Nord Tanzanie, DEA Géosciences marines, Université de Bretagne Occidentale, Brest, p 51
- Mugisha F, Ebinger CJ, Strecker MR, Pope D (1997) Two-stage rifting in the Kenya Rift: Implications for half-graben models. *Tectonophysics* 278:61-81
- Newsom HE, White WM, Jochum KP, Hofmann AW (1986) Siderophile and chalcophile element abundances in oceanic basalts, Pb isotope evolution and growth of the Earth's core. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 80:299-313
- Nicolas A, Achauer U, Daigniere M (1994) Rift initiation by lithospheric rupture. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 123:281-298
- Nier AO (1950) A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Phys. Rev.* 77:789-793
- Nonnotte P, Guillou H, Le Gall B, Benoit M, Cotten J, Scaillet S New K-Ar age determinations of Kilimanjaro volcano in the North Tanzanian diverging rift, East africa. *J. Volcan. Geoth. Res.* *submitted*
- Nono A, Déruelle B, Demaiffe D, Kambou R (1994) Tchabal Nganha volcano in Adamawa (Cameroon): petrology of a continental alkaline lava series. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 60:147-178
- Nyblade AA, Birt C, Langston CA, Owens TJ, Last RJ (1996) Seismic experiment reveals rifting of craton in Tanzania. *Eos, Transactions, AGU* 77(51):517-521
- Nyblade AA, Langston CA (1995) East African earthquakes below 20 km depth and their implications for crustal structure. *Geophys. J. Int.* 121:49-62
- Nyblade AA, Owens TJ, Gurrrola H, Ritsema J, Langston CA (2000) Seismic evidence for a deep upper mantle thermal anomaly beneath East Africa.
- Nyblade AA, Pollack DL, Jones F, Mushayandebvu M (1990) Terrestrial heat flow in east and southern Africa. *J. Geophys. Res.* 95:17371-17384
- Nyblade AA, Robinson SW (1994) The African superswell. *Geophys. Res. Lett.* 21:765-768
- O'Hara MJ (1977) Geochemical evolution during fractionation crystallization of a periodically refilled magma chamber. *Nature* 266:503-507
- Odin GS (1982) Interlaboratory standards for dating purposes. In: Odin GS (ed) *Numerical Dating in Stratigraphy*, John Wiley & Sons, New York, pp 123-158
- Osmaston HA, Harrison SP (2005) The late Quaternary glaciation of Africa: A regional synthesis. *Quatern. Int.* 138-139:32-54
- Parmentier EM, Schubert G (1989) Rift propagation. *Geophys. Res. Lett.* 16:183-186
- Paslick CR, Halliday AN, James D, Dawson JB (1995) Enrichment of the continental lithosphere by OIB melts: isotopic evidence from the volcanic province of northern Tanzania. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 130:109-126
- Paslick CR, Halliday AN, Lange RB, James D, Dawson JB (1996) Indirect crustal contamination: evidence from isotopic and chemical disequilibria in minerals from alkali basalts and nephelinites from northern Tanzania. *Contrib. Mineral. Petrol.* 125:277-292
- Paul D, White WM, Blichert-Toft J (2005) Geochemistry of Mauritius and the origin of rejuvenescent volcanism on ocean island volcanoes. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6, doi: 10.1029/2004GC000883

- Peng ZX, Mahoney JJ (1995) Drillhole lavas from the northwestern Deccan traps and the evolution of reunion hotspot mantle. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 134:169-185
- Pickering R (1964) Quarter Degree Sheet 52, Endulen. Tanzanian Geological Survey, Dodoma
- Pickering R (1965) Quarter Degree Sheet 53, Ngorongoro. Tanzanian Geological Survey, Dodoma
- Pik R, Deniel C, Coulon C, Yirgu G, Marty B (1999) Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts: evidence for plume-lithosphere interactions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63(15):2263-2279
- Pik R, Marty B, Hilton DR (2006) How many mantle plumes in Africa? The geochemical point of view. *Chemical Geology* 226:100-114
- Price RC, Johnson RW, Gray CM, Frey FA (1985) Geochemistry of phonolites and trachytes from the summit region of Mt. Kenya. *Contrib. Mineral. Petrol.* 89:394-409
- Prodehl C, Keller GR, Khan MA (1994) Crustal and upper mantle structure of the Kenya rift. *Tectonophysics* 236:483
- Renne PR, Swisher CC, Deino AL, Karner DB, Owens TL, De Paolo DJ (1998) Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. *Chem. Geol.* 145:117-152
- Richard P, Shimizu N, Allègre CJ (1976)  $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$ , a natural tracer: an application to oceanic basalts. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 31:269-278
- Ritter JRR, Kaspar T (1997) A tomography study of the Chyulu Hills, Kenya. *Tectonophysics* 278:149-169
- Rogers NW, De Mulder M, Hawkesworth C (1992) An enriched mantle source for potassic basanites: evidence from Karisimbi volcano, Virunga volcanic province, Rwanda. *Contrib. Mineral. Petrol.* 111:543-556
- Rogers N, Macdonald R, Fitton JG, George R, Smith M, Barreiro B (2000) Two mantle plume beneath East African rift system: Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenya Rift basalts. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 176:387-400
- Rollinson HR (1993) *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*, Pearson Education Limited, Essex (England), p 352
- Rudnick RL, McDonough WF, Chappell BW (1993) Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 114:463-475
- Ruppel C (1995) Extensional processes in continental lithosphere. *J. Geophys. Res.* 100(B12):24187-24215
- Saggerson EP (1963) *Geology of the Simba-Kibwesi area*, vol 58. Geological Survey of Kenya Report, p 70
- Scaillet S, Guillou H (2004) A critical evaluation of young (near-zero) K-Ar ages. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 220:265-275
- Schlische RW, Young SS, Achermann RV, Gupta A (1996) Geometry and scaling relations of a population of very small rift-related normal faults. *Geology* 24:683-686
- Senghor AMC, Burke K (1978) relative timing of rifting and volcanism on the Earth and its tectonics implication. *Geophys. Res. Lett.* 5:419-421
- Shanahan TM, Zreda M (2000) Chronology of Quaternary glaciations in East Africa. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 177:23-42
- Shudofsky G, Cloetingh S, Stein S, Wortel R (1987) Unusually deep earthquakes in East Africa: Constraints on the Thermo-Mechanical structure of a continental rift system. *Geophys. Res. Lett.* 14:741-744

- Simonetti A, Bell K, Shradly C (1997) Trace- and rare-earth-element geochemistry of the June 1993 natrocarbonatite lavas, Oldoinyo Lengai (Tanzania): implications for the origin of carbonatite magmas. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 75:89-106
- Singer BS, Ackert RPJ, Guillou H (2004)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and K-Ar chronology of Pleistocene glaciation in Patagonia. *Geol. Soc. Am. Bull.* 116:434-450
- Smith M, Mosley P (1993) Crustal heterogeneity and basement influence on the development of the Kenya rift, East Africa. *Tectonics* 12(2):591-606
- Späth A, Le Roex AP, Duncan RA (1996) The geochemistry of lavas from the Comores archipelago, Western Indian ocean: petrogenesis and mantle source region characteristics. *J. Petrol.* 37(4):961-991
- Späth A, Le Roex AP, Opiyo-Akech N (2000) The petrology of the Chyulu Hills volcanic Province, Southern Kenya. *J. Afr. Earth. Sci.* 31(2):337-358
- Späth A, Le Roex AP, Opiyo-Akech N (2001) Plume-lithosphere interaction and the origin of continental rift-related alkaline volcanism-the Chyulu Hills volcanic Province, southern Kenya. *J. Petrol.* 42(4):765-787
- Spell TL, McDougall I (2003) Characterization and calibration of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating standards. *Chem. Geol.* 198:189-211
- Steiger RH, Jäger E (1977) Convention on the use of decay constant in geo- and cosmochronology. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 36:359-362
- Strecker MR, Blisniuk PM, Eisbacher GH (1990) Rotation of extension direction in the central Kenya Rift. *Geology* 18:299-302
- Stuart GW, Bastow ID, Ebinger CJ (2006) Crustal structure of the northern Main Ethiopian Rift from receiver function studies. In: Yirgu G, Ebinger CJ, Maguire PK (eds) Structure and evolution of the rift systems within the Afar volcanic province, Northeast Africa, vol 259. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, pp 253-267
- Sun SS, McDonough WF (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) Magmatism in the Ocean Basins, vol 42. Geological Society Special Publication, pp 313-345
- Tesha AL, Nyblade AA, Keller GR, Doser DI (1997) Rift localization in suture-thickened crust: evidence from Bouger gravity anomalies in northeastern Tanzania, East Africa. *Tectonophysics* 278:315-328
- Thomas CM, James TC, Downie C, Wilkinson P (1966) Quarter degree sheet 84, Hanang. Tanzanian Geological Survey, Dodoma
- Turner S, Hawkesworth C, Gallagher K, Stewart K, Peate D, Mantovani M (1996) Mantle plumes, flood basalts, and thermal models for melt generation beneath continents: assessment of a conductive heating model and application to the Paraná. *J. Geophys. Res.* 101(B5):11503-11518
- Vail JR (1970) Tectonic control of dykes and related irruptive rocks in eastern Africa. In: Clifford TN, Gass IG (eds) African magmatism and tectonics, Oliver and Boyd, Edinburgh, pp 337-354
- Vétel W, Le Gall B (2006) Dynamic of prolonged continental extension in magmatic rifts: the Turkana Rift case study (North Kenya). In: Yirgu G, Ebinger CJ, Maguire PK (eds) The structure and evolution of the East African Rift system in the Afar volcanic province, *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, London
- Villa IM (1991) Excess argon in potassic volcanites. *Schweizerische mineralogische und petrographische mitteilungen* 71:205-209
- Walker GPL (1999) Volcanic rift zones and their intrusion swarms. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 94:21-34

- Walsh J (1969) Geology of the Eldama Ravine-Kabarnet area, vol 83. Geological Survey of Kenya report, p 48
- Weaver BL (1990) Geochemistry of highly-undersaturated ocean island basalt suites from the South Atlantic Ocean: Fernando de Noronha and Trindade islands. *Contrib. Mineral. Petrol.* 105:502-515
- Wilkinson P, Downie C, Cattermole PJ (1983) Quarter degree sheet 55, Arusha. Tanzanian Geological Survey, Dodoma
- Wilkinson P, Mitchell JG, Cattermole PJ, Downie C (1986) Volcanic chronology of the Meru-Kilimanjaro region, Northern Tanzania. *J. Geol. Soc. London* 143:601-605
- Williams LAJ (1964) The geology of the Narok district. *Proc. East. Afr. Aca.* 1:37-49
- Williams LAJ (1967) Geology of the Nairobi region. In: Morgan WT (ed) *Nairobi: City and Region*, Oxford University Press, Nairobi, pp 1-13
- Williams LAJ (1978) The volcanological development of the Kenya rift. In: Neumann ER, Ramberg IB (eds) *Petrology and geochemistry of continental rift*, Reidel, Dordrecht, pp 101-122
- Wolff JA (1985) Zonation, mixing and eruption of silica-undersaturated alkaline magma: a case study from Tenerife, Canary Islands. *Geol. Mag.* 122:623-640
- Wright JB (1967) Geology of the Narok area, vol 80. Geological Survey of Kenya Report,
- Zindler A, Hart S (1986) Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 14:493-571

**PUBLICATION ET MEMOIRE COMPLEMENTAIRE.**

## A. Genèse de magmas andésitiques-boninitiques au niveau des dorsales médio-océaniques par fusion de péridotites hydratées.

Available online at [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com)

SCIENCE @ DIRECT®

Earth and Planetary Science Letters 236 (2005) 632–653

EPSL

[www.elsevier.com/locate/epsl](http://www.elsevier.com/locate/epsl)

### Genesis of andesitic–boninitic magmas at mid-ocean ridges by melting of hydrated peridotites: Geochemical evidence from DSDP Site 334 gabbro-norites

Philippe Nonnotte<sup>a,\*</sup>, Georges Ceuleneer<sup>b</sup>, Mathieu Benoit<sup>a</sup><sup>a</sup>Centre National de la Recherche Scientifique, UMR 6538, UBO-IUEM, Place N. Copernic, 29280 Plouzané, France<sup>b</sup>Centre National de la Recherche Scientifique, UMR 5562, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 Avenue E. Belin, 31400 Toulouse, France

Received 30 November 2004; received in revised form 9 May 2005; accepted 23 May 2005

Available online 15 July 2005

Editor: V. Courtillot

#### Abstract

The gabbro-noritic cumulates drilled at DSDP Site 334 (Mid-Atlantic Ridge off the FAMOUS area) are neither crystallization products of the associated basalts, nor from any MORB composition documented along ocean ridges. Their parent melts are richer in SiO<sub>2</sub> than MORB at a given MgO content, as attested by the crystallization sequence starting with an olivine+calcic and sub-calcic pyroxene assemblages. These melts are issued from a source highly depleted in incompatible elements, likely residual peridotite left after MORB extraction. To understand the role of water in the genesis of these lithologies whose occurrence in a mid-ocean ridge setting is rather puzzling, we performed a geochemical study on clinopyroxene separates following an analytical protocol able to remove the effects of water rock interactions post-dating their crystallization. Accordingly, the measured isotopic signatures can be used to trace magma sources. We find that Site 334 clinopyroxenes depart from the global mantle correlation: normal MORB values for the <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd ratio (0.51307–0.51315) are associated to highly radiogenic <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0.7034–0.7067) ratios. This indicates that the parent melts of Site 334 cumulates are issued from a MORB source but that seawater contamination occurred at some stage of their genesis. The extent of contamination, traced by the Sr isotopic signature, is variable within all cumulates but more developed for gabbro-norites sensu stricto, suggesting that seawater introduction was a continuous process during all the magmatic evolution of the system, from partial melting to fractional crystallization. Simple mass balance calculations are consistent with a contaminating agent having the characters of a highly hydrated (possibly water saturated) silica-rich melt depleted in almost all incompatible major, minor and trace elements relative to MORB. Mixing in various proportions of contaminated melts similar to the parent melts of Site 334 cumulates with MORB can account for part of the variability in the Sr isotopic signature of oceanic basalts, among other to the short wavelength isotopic “noise” superimposed on regional trends. We conclude that

\* Corresponding author. Fax: +33 2 98 49 87 60.

E-mail addresses: [philippe.nonnotte@sdt.univ-brest.fr](mailto:philippe.nonnotte@sdt.univ-brest.fr) (P. Nonnotte), [Georges.Ceuleneer@cnes.fr](mailto:Georges.Ceuleneer@cnes.fr) (G. Ceuleneer), [mboit@univ-brest.fr](mailto:mboit@univ-brest.fr) (M. Benoit).

seawater introduction into residual peridotite at shallow depth beneath mid-ocean ridges can lead mantle rocks and their melts to follow complex  $P-T-f_{\text{H}_2\text{O}}$  paths that mimic petrogenetic contexts classically attributed to subduction zone environments, like the production of boninitic andesitic magmas.

© 2005 Elsevier B.V. All rights reserved.

*Keywords:* oceanic cumulates; andesite; boninite; hydrated melting; ultra-depleted magma; mid-ocean ridges; Atlantic Ocean

## 1. Introduction

Gabbroic cumulates sampled along mid-ocean ridges are classically viewed as fractional crystallization products of primitive mid-ocean-ridge basalts (MORB) in shallow axial magma chambers, the precise physical state, shape and size of which remaining poorly constrained. Recent observations of deep horizons of the ocean crust in the frame of the Ocean Drilling Program have shown that, in slow spreading environments, crustal building proceeds by repeated injections of modest amounts of variously evolved melt batches [1]. The discontinuous character of magma emplacement favours the development of complex petrogenetic evolutions triggered by the migration of various types of melts and fluids into formerly crystallized – or still crystallizing – gabbros and into residual peridotites. Detailed examination of ocean ridge cumulates, among other textural studies coupled with compositional profiles across individual minerals, reveals that such interaction processes are important to understand the geochemical transfers at mid-ocean ridges [2–7].

Although it may strongly influence the behaviour of incompatible trace elements interactions between rocks, melts and fluids (processes classically referred to as “metasomatism”) seem, at first sight, not able to alter significantly the bulk composition of the melts produced at mid-ocean ridges nor their crystallization paths, i.e. the broad lithological nature of their cumulates. As a matter of fact, most oceanic cumulates are made of mineral assemblages consistent with a MORB kindred, the effects of metasomatism being essentially “cryptic” [8–15].

In some occurrences however, gabbroic cumulates that have been sampled are clearly not issued from fractional crystallization of MORB-like melts. This is the case of the orthopyroxene-rich gabbronorites drilled at DSDP Site 334 (off the Mid-Atlantic Ridge, FAMOUS area), focus of the present study,

which call for parent melts richer in  $\text{SiO}_2$  – more “andesitic” – than regular MORB. Another anomalous character of these cumulates is their extreme depletion in most incompatible major, minor and trace elements compared to MORB [16]. Such an extreme depletion cannot be accounted for by differentiation processes alone but call for a depleted source, residual peridotite left after MORB extraction being the more likely candidate [17].

Two contrasted categories of models have been proposed to account for the existence of melts issued from an ultra-depleted mantle source at mid-ocean ridges:

- (1) Incomplete mixing of the melt fractions progressively produced by adiabatic decompression of the mantle. The parent melts of Site 334 cumulates would be the witnesses of the latest, shallowest melt fractions [16]; this model has the advantage of being the simplest one, calling for a continuous melting process; however it does not account for the lack of intermediate lithologies between the andesitic cumulates and the normal MORB cumulates nor for some peculiar geochemical signatures (see below).
- (2) Re-melting of the residual mantle made possible by the introduction of hydrothermal water in the system [17]; this “two-stage” model has the advantage of accounting for the lack of continuity mentioned here above, for the high  $\text{SiO}_2$  content of the melts whatever the depleted character of the source, and for the lowering of the melting point of an otherwise very refractory material.

Orthopyroxene-rich, ultra-depleted, gabbronorites are common in ophiolites, among other as intrusions in mantle peridotites [17,18]. The model of hydrated re-melting of the lithosphere was inspired by evidence from the Oman ophiolite [17]. A key argument sup-



porting this mechanism is the Sr and Nd isotopic signature of leached clinopyroxene separates. The interaction of mantle derived rocks with seawater profoundly affects the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of these rocks but has no significant effect on their  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . The resulting drift away from the mantle correlation in a  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  diagram is classically attributed to hydrothermal circulation altering the cumulates *after* their crystallization. When the effects of hydrothermal alteration are revealed by the crystallization of hydrated minerals like amphiboles, the interaction between cumulates and seawater is clearly the most likely origin of the drift in Sr isotopic composition [19]. In our previous study of Oman cumulates, we reported on the occurrence of highly radiogenic signatures in Sr measured on cumulates *devoid of hydrated minerals*. Would it be an effect of post-crystallization hydrothermal alteration, this effect should be entirely cryptic. To remove possible cryptic hydrothermal contributions to the isotopic signature, we used a severe analytical protocol inspired by the study of Snow and co-workers [20]. We found that the opx-rich, ultra-depleted, gabbroites remained highly radiogenic in Sr even after particularly aggressive leaching. We applied the same leaching protocol to MORB-derived gabbroic cumulates presenting, as the opx-rich gabbroites, a seawater Sr signature but no hydrated minerals in their paragenesis. Interestingly, in this case we successfully removed the seawater component in the Sr signature of the gabbros. This was clearly not related to contrasting degree or mode of alteration between the two lithologies, nor to differences in the mode of occurrence and emplacement mechanism. We concluded that the seawater signature was off hydrothermal origin in the case of MORB-derived cumulates but, was an igneous feature in the case of opx-rich gabbroites, i.e. a character acquired before or during their crystallization, related to the genesis of their parent melts.

The tectonic setting of ophiolites, including the Oman ophiolite, is still debated. It cannot be excluded, a priori, that the opx-rich, ultra-depleted, ophiolitic cumulates derive from liquids generated by hydrated melting of the lithosphere in a subduction zone environment. Accordingly, the possibility to form depleted andesitic melts in an ocean ridge setting needed to be tested on samples from present-day ridges, away from

any subduction influence like in Site 334, focus of the present study. The result of this test has potentially important implications for the interpretation of the variability in Sr isotopic signature of oceanic basalts (mantle heterogeneities versus local fluid-rock interaction processes) and for the interpretation of petrological signatures of ancient lithologies in terms of tectonic settings.

## 2. Tectonic setting of DSDP Site 334

Site 334 was drilled in 1974 (Leg XXXVII of the Deep Sea Drilling Project). It is located about 100 km west from the Mid-Atlantic Ridge axis (crustal age inferred from magnetic anomalies of about 10 Ma). Below 250 m of sediments and 60 m of basaltic flows, the drill pipe reached gabbroic cumulates. These plutonic rocks were drilled on a thickness of 66 m, a total of about 10 m of cores only being recovered. Due to this poor recovery and to the partly brecciated nature of these lithologies, stratigraphic and contact relationships were not clearly established [21]. An age of 10.5–11.0 m.y. was determined for the oldest sediments capping the basement rocks of Site 334 demonstrating that the basalt and gabbros emplaced at the ridge axis were rapidly buried by pelagic sediments and passively transposed off-axis.

## 3. Analytical techniques

### 3.1. Major and minor elements

Major and minor elements concentrations of minerals were determined on polished thin sections with a CAMECA SX 50 electron microprobe using a beam current of 20 nA and an acceleration voltage of 15 kV.

### 3.2. Trace elements and isotopes

For the purpose of the present study, we selected the freshest intervals of the cores drilled in the gabbroic rocks of DSDP-Site 334. We were allowed to sample the archive half of the cores where the freshest parts of the working half had been depleted by previ-



ous researchers. Thin section observations led us to discard some additional samples containing minor amounts of alteration products. We crushed the rock chips selected for their freshness and performed mineral separation on a fine grained granulometric fraction (around 200  $\mu\text{m}$ ). After a magnetic pre-sorting, we hand picked about 300 mg of ultra-pure grains of clinopyroxenes under a binocular microscope.

### 3.2.1. Trace elements

Trace element concentrations were obtained for 30 mg of hand picked clinopyroxene separates, cleaned with ultrapure water but not acid leached. Minerals underwent acid digestion with a mixture of HF–HNO<sub>3</sub> at 85 °C before evaporation. Acid digestion residue was dissolved, so that the final solution (15 mL, HNO<sub>3</sub> 0.37 N) had a dilution factor of 500.

Measurements were performed on a Perkin-Elmer Elan 6000 ICP-MS from the “Laboratoire des Mécanismes de Transfert en Géologie” (Paul Sabatier University, Toulouse, France). Each sample was analysed for 6 min. Between samples the whole system was washed with a HNO<sub>3</sub> 0.37 N solution to prevent contamination and memory effects. Measurements by ICP-MS have a very good precision (nearly 3.5%) for elements such as Sr and REE (Rare Earth Element). Multi-elements artificial solution and standards: Sr1s4 (river water) and MAPCO DR 11 (basalt, local standard), were run regularly to check measurements and instrumental drift.

### 3.2.2. Isotopic analysis

Measurements of Sr and Nd isotopic ratios were realised on leached hand picked clinopyroxenes, following the method described in Snow and co-workers [20] and used in Benoit and co-workers [17], in order to reduce the effect of the hydrothermal fluid-rocks interactions which affect principally the <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios. The leaching procedure and its efficiency are detailed in appendix.

Leached clinopyroxenes underwent acid digestion with a mixture of HF–HClO<sub>4</sub> at 140 °C, to prevent the formation of Ca fluorides which trap REE. Drying of the samples was made at the same temperature until the complete evaporation of HClO<sub>4</sub>. Chemical separation for Sr and REE was performed on cationic DOWEX® AG50X8 columns. Sr part was kept and proceed another time the same columns to efficiently

separate Sr from Ca. Nd was further eluted on HDEHP-Teflon columns.

The isotopic measurements were performed on a Thermo-Electron TRITON T1 at service in the UMR 6538 “Domaines Océaniques” (IUEM, UBO, Brest, France). Sr was run on a W single filament with a Ta activator, Nd was run on a Re double filament. The NBS 987 (for Sr) and La Jolla (for Nd) standards were run regularly to check our measurements: average value <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.710242 ( $n=27$ ), average value <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.511850 ( $n=41$ ). Blanks are less than 300 pg for Sr and 150 pg for Nd.

## 4. Results

### 4.1. Petrology and rare earth elements geochemistry

#### 4.1.1. Mineralogy, texture and phase composition

All the analysed samples were collected in Site 334 cores drilled in a depth interval comprised between 310 and 376 m below seafloor. Site 334 gabbroic cumulates belong to two distinct petrographical groups: olivine gabbronorites and gabbronorites devoid of olivine (Table 1); no intermediate lithology has been observed.

The olivine gabbronorites are very homogeneous in terms of all petrographic and geochemical characters. They are made of about 30% calcic plagioclase, 35% chrome-diopside, 20% enstatite, 15% olivine and minor chrome spinel. The analysed samples do not contain amphibole. Olivine is partly serpentinized but the other minerals look fresh under the microscope. The texture is the one of an adcumulate with chromite, olivine and pyroxenes as early crystallizing minerals, plagioclase having interstitial characters. The grain size is rather homogeneous (about 1 mm). Petrographic observation does not reveal any footprint of solid-state deformation. This lithology is more common in – but not restricted to – the lower part of the hole. Some intervals richer in olivine were called “peridotites” by the shipboard scientific party. Petrographic observations together with major and trace element data led these authors to conclude that these lithologies are ultramafic cumulates cognetic with the gabbronorites and not residual mantle peridotites [16,22,23].

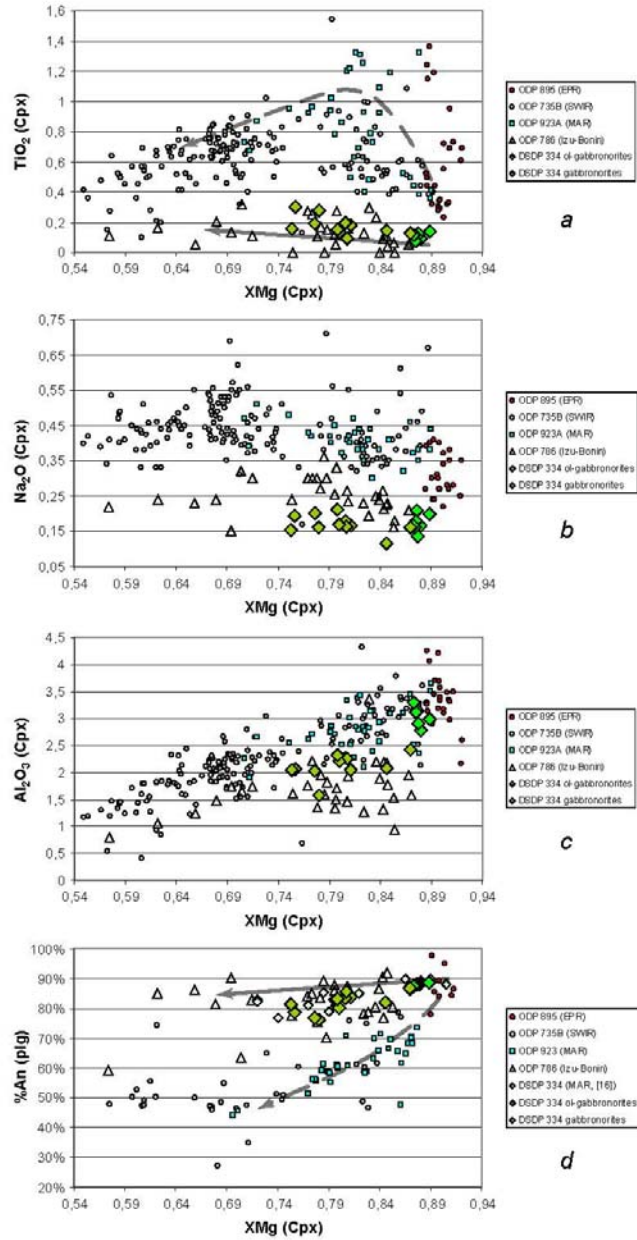
The olivine gabbronorites are the most primitive in terms of phase composition: the Fo (forsterite) content

Table 1  
Summary of the petrological and geochemical characteristics of DSDP Site 334 gabbroic cumulates

Sample	021-01A-41 W-52/54	021-01A/ W-52/54	022-02W/ 109	023-01A-9 108	024-01A/ W-44	024-02A/ 123	024-03A/ 108	024-04A/ W-6	024-04W/ 25	024-04W-02	026-02A-66	026-02A-84	L-025- 01A.W- 52/54	L-026- 02A.84
depth (m)	310-42	310-48	322-15	309-15	331-50	338-92	341-40	343-20	343-35	343-96	359-66	359-82		
% Plag	40	40	40	40	35	45	30	35	45	30	30	30		
% Ol														
% Cpx	30	35	25	20	30	45	30	30	30	15	15	10		
% Opx	30	25	35	39	35	10	30	20	35	30	40	35		
% Ore	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	1	<1	1	<1	1		
% An Plag	83.69%	85.71%	81.59%	76.31%	83.20%	82.02%	88.27%	88.20%	86.88%	88.15%	87.64%	88.76%		
X <sub>Mg</sub> Cpx	0.81	0.81	0.75	0.78	0.80	0.85	0.88	0.88	0.87	0.88	0.87	0.89		
TiO <sub>2</sub> Cpx	0.20	0.09	0.16	0.28	0.15	0.14	0.10	0.13	0.13	0.11	0.11	0.14		
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> Cpx	0.18	0.16	0.15	0.16	0.21	0.12	0.21	0.14	0.16	0.18	0.17	0.20		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Cpx	2.28	2.26	2.04	1.58	2.32	2.08	3.13	2.78	2.42	3.17	3.30	2.99		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Cpx	0.27	0.27	0.27	0.13	0.31	0.25	0.99	0.82	0.34	1.16	1.22	1.23		
Trace elements for clinopyroxenes separated from gabbroites and olivine gabbroites, and for the leucites (sum of the 3 leaching steps)														
Rb	0.0612	0.1962	0.1946	0.1011	0.3226	0.1963	0.0643	0.0510	0.3722	0.1348	0.1217	0.1175	0.1288	0.0825
Sr	3.3634	5.5057	4.5445	4.8953	4.6170	5.1683	2.7884	2.7469	2.3948	3.161	2.5551	2.7843	1.9215	0.7887
Ba	0.4167	3.3452	0.3737	0.5424	0.5114	0.4769	0.2338	0.2338	0.2268	0.3222	0.2922	0.7864	0.3666	0.1943
Y	7.8830	7.1077	8.3476	7.6374	9.0289	6.4431	5.2699	5.3970	5.4397	5.8175	5.2629	5.3151	0.2825	0.1359
Cr	1.6003	1.7262	1.2359	1.162	1.5801	1.237	1.9491	1.817	1.1689	1.630	1.630	1.630	1.630	1.630
Co	52.3100	55.0378	60.3206	78.7599	53.6350	51.1178	39.2286	38.5274	39.5785	42.1297	39.3275	41.0288	39.5337	5.9834
Ni	288.8320	377.3601	233.7803	300.8921	243.5967	336.2784	370.4283	369.4622	320.7263	393.2799	337.8127	398.1409	342.6190	80.6916
Zr	2.4653	1.5879	2.0643	2.3363	2.7985	1.5889	1.2914	1.4158	1.5031	1.3699	1.4820	1.5025	0.0962	0.0716
La	0.1253	0.0926	0.1111	0.1131	0.1743	0.0976	0.0334	0.0378	0.0595	0.0339	0.0354	0.0562	0.0077	0.0080
Ce	0.4618	0.3312	0.4205	0.3820	0.567	0.3038	0.1475	0.1582	0.2215	0.1342	0.1460	0.1843	0.0205	0.0131
Pr	0.0918	0.0701	0.0895	0.0770	0.1152	0.0631	0.0394	0.0406	0.0517	0.0405	0.0378	0.0449	0.0085	0.0019
Nd	0.6135	0.4882	0.6000	0.5329	0.7633	0.4389	0.3308	0.3195	0.3122	0.3400	0.3122	0.3400	0.0220	0.0117
Mn	0.3457	0.3014	0.3498	0.3065	0.3982	0.2778	0.2179	0.1951	0.2327	0.2442	0.2319	0.2189	0.2346	0.0118
Eu	0.1228	0.1139	0.1479	0.1143	0.1471	0.1057	0.1036	0.0921	0.1140	0.0968	0.0929	0.0788	0.0091	0.0046
Gd	0.7509	0.6452	0.7539	0.6711	0.8250	0.4936	0.4848	0.4934	0.5550	0.5051	0.4784	0.4909	0.0239	0.0066

<b>Tb</b>	0.1642	0.1475	0.1695	0.1506	0.1845	0.1295	0.1091	0.1120	0.1110	0.1188	0.1131	0.1078	0.1155	0.0056	0.0025
<b>Dy</b>	1.3048	1.1648	1.3680	1.2166	1.4534	1.0466	0.8689	0.8860	0.9006	0.9618	0.8887	0.8803	0.8690	0.0449	0.0206
<b>Ho</b>	0.3123	0.2862	0.3322	0.2986	0.3487	0.2523	0.2079	0.2122	0.2157	0.2307	0.2133	0.2142	0.2198	0.0109	0.0053
<b>Er</b>	0.9888	0.8891	1.0637	0.9549	1.1166	0.7981	0.6506	0.6890	0.6847	0.7424	0.6784	0.6756	0.6803	0.0351	0.0160
<b>Tm</b>	0.1517	0.1351	0.1632	0.1458	0.1672	0.1213	0.0997	0.1018	0.1047	0.1108	0.1091	0.1033	0.1069	0.0056	0.0026
<b>Yb</b>	1.0016	0.8916	1.0834	1.0063	1.1077	0.7976	0.6576	0.6850	0.6606	0.7310	0.6771	0.6665	0.6691	0.0385	0.0168
<b>Lu</b>	0.1551	0.1373	0.1654	0.1604	0.1708	0.1258	0.0989	0.1028	0.1011	0.1124	0.1051	0.1028	0.1099	0.0062	0.0026
<b>[La]<sub>2</sub>/</b>	0.0863	0.0694	0.0686	0.0752	0.1052	0.0819	0.0544	0.0350	0.0314	0.0383	0.0335	0.0355	0.0540		
<b>[Yb]<sub>2</sub>/</b>															
<b>[Sm]<sub>2</sub>/</b>															
<i>Isotopic data for clinopyroxene separated from garnet/orthopyroxene and olivine/garnet/orthopyroxene after leaching</i>															
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.704322	0.706724	0.703581	0.703997	0.703657	0.704385	0.703424	0.703532	0.703641	0.703642	0.703496	0.703556	0.703569		
error 1 s	0.000006	0.000008	0.000006	0.000005	0.000006	0.000006	0.000005	0.000005	0.000005	0.000006	0.000008	0.000007	0.000005		
runs	160	100	100	100	120	140	100	100	100	100	100	100	100		
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.513073	0.513083	0.513087	0.513076	0.513108	0.513069	0.51315	0.513147	0.513123	0.513125	0.513149	0.513138	0.513124		
error 1 s	0.000009	0.000004	0.000008	0.000002	0.000007	0.000007	0.000009	0.000007	0.000007	0.000008	0.000007	0.000008	0.00001		
<i>Isotopic data for corresponding leachate (sum of the 3 leaching steps)</i>															
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.705751	0.707583	0.704771	0.706570				0.705417					0.705890		
error 1 s	0.000005	0.000009	0.000003	0.000010				0.000009					0.000084		
runs	100	100	70	150				150					30		
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.513064		0.513057					0.513168							
error 1 s	0.000012		0.000008					0.000012							
runs	80		100					80							

Major and minor element concentrations (wt %) were measured with the CAMECA SX50 electron microprobe (Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse). Trace element and isotopic composition were measured on hand picked clinopyroxene separates (200 mg) selected for their freshness. Trace element concentrations were measured with a Puma Elite 6000 ICP-MS at the LMIG (Toulouse) on minerals cleaned with ultrapure water. Trace element concentrations are given in wt% with 3% average uncertainties. Isotopic compositions were acquired on a ThermoFisher TRITON TI at the UMR 6518 (Brest). Standards are run regularly to check our measurements using NBS 987 (present value <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.710242, n = 27, Brest) for Sr and La Jolla (present value <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.511850, n = 41, Brest) for Nd. Phg: plagioclase, Ol: olivine, Cpx: clinopyroxene, Opx: orthopyroxene.





of olivine and the  $\bar{X}\text{Mg}$  ( $\bar{X}\text{Mg}=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ ) of diopside present moderate variations (0.855–0.865 and 0.875–0.889, respectively) and the  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  content of diopside is high (around 1 wt.%). The  $\text{Al}_2\text{O}_3$  content of diopside is moderate (2.9%) as is the one of enstatite (1.5%). The anorthite content of the plagioclase ranges from 87.6–88.8; the Ti and Na contents of the diopsides are very low (0.1 and 0.17 wt.%, respectively) (Fig. 1a–d).

The gabbronorites are made of about 40% plagioclase, 35% augitic clinopyroxene and 25% bronzitic orthopyroxene and are devoid of olivine, amphiboles and chrome spinels. When present, the ore minerals are pyrite, hematite or ilmenite. The grain size of these rocks is quite variable from one sample to the other (a few hundreds of micrometers to a few millimeters). The interstitial texture (subautomorph laths of plagioclase and orthopyroxene with a random orientation, and interstitial, locally poecilitic, clino- and orthopyroxenes) contrasts with the adcumulate texture of olivine gabbronorites. The finest grained lithologies have textures close to the ones of dolerites and call for fast crystallization (close to quenching). As in the case of olivine gabbronorites, these cumulates are entirely devoid of solid-state deformation textures. In terms of phase composition, the gabbronorites are more evolved but also more variable than the olivine gabbronorites and define a rough fractional crystallization trend (Fig. 1a–d). The  $\bar{X}\text{Mg}$  of clinopyroxene varies from 0.87 to 0.75 (average 0.8), and its  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  content is much lower (average 0.25%) than in the olivine gabbronorite group. The  $\text{Al}_2\text{O}_3$  content of clinopyroxene is low, ranging from 1.5% to 2.3% (average of 2.1%), as the one of orthopyroxene that ranges from 0.95% to 1.5% (average of 1.2%); the anorthite content of plagioclase ranges from 87 to 76 and remains quite high compared to other oceanic cumulates with similar  $\bar{X}\text{Mg}$ . The  $\text{TiO}_2$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  contents of clinopyroxene are much lower than the ones of other oceanic cumulates with similar  $\bar{X}\text{Mg}$  (Fig. 1a–d).

#### 4.1.2. Rare earth elements

The clinopyroxene separates from olivine gabbronorites are ultra-depleted in incompatible trace elements. Chondrite normalized  $[\text{La}]_N$  range from 0.1 to 0.23, and  $[\text{Yb}]_N$  from 3.85 to 4.09. Their REE patterns are extremely fractionated, with  $[\text{La}]_N/[\text{Yb}]_N$  ranging from 0.03 to 0.06. These patterns are remarkably homogeneous from one sample to the other. A moderate Eu negative anomaly present in all patterns indicates that the crystallization of the clinopyroxene and of the plagioclase was partly contemporaneous (Fig. 2). The great homogeneity of REE concentrations and of other characters ( $\bar{X}\text{Mg}$  and minor element contents — Ni in olivine and Cr, Ti, Al in pyroxenes) suggests that these cumulate crystallized from the same melt batch.

The REE concentrations of clinopyroxene separates from gabbronorites are more scattered and globally higher than those from olivine gabbronorites.  $[\text{La}]_N$  ranges from 0.2 to 0.8 and  $[\text{Yb}]_N$  from 4 to 6.5. LREE/HREE (Light Rare Earth Element/Heavy Rare Earth Element) ratios are systematically higher than for olivine gabbronorites, ranging from 0.06 to 0.1 for  $[\text{La}]_N/[\text{Yb}]_N$ . From one sample to the others, patterns are globally parallel from MREE (Medium Rare Earth Element) to HREE and more scattered from LREE to MREE. The well-defined negative Eu anomaly is consistent with the petrographic observation pointing to the late crystallization of clinopyroxene compared to plagioclase. It is worth noting that the global REE enrichment is correlated to the LREE/HREE ratio, i.e. REE fractionation correlates inversely with trace element enrichment. A fractional crystallization process may explain the global parallelism of REE patterns from MREE to HREE but cannot account for the variation in  $[\text{La}]_N/[\text{Sm}]_N$  (from 0.16 to 0.28) (Fig. 2).

#### 4.2. Isotopic compositions

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  of leached clinopyroxene separates of olivine gabbronorites vary from 0.51312 to

Fig. 1. Comparison between mineral compositions from site 334 cumulates and other oceanic cumulates. ODP site 923A from [8], ODP site 735B from [9] and ODP site 895 from [63], ODP site 786 from [60], DSDP site 334 from [16] and this study. plg: plagioclase, Cpx: clinopyroxene. In terms of major elements, it appears that Site 334 gabbronorites are depleted in the “basaltic” component relative to other oceanic cumulates. They follow the trend defined by phenocrysts from boninitic-andesitic lavas (solid arrow) rather than the one defined by MORB cumulates (dotted arrow).

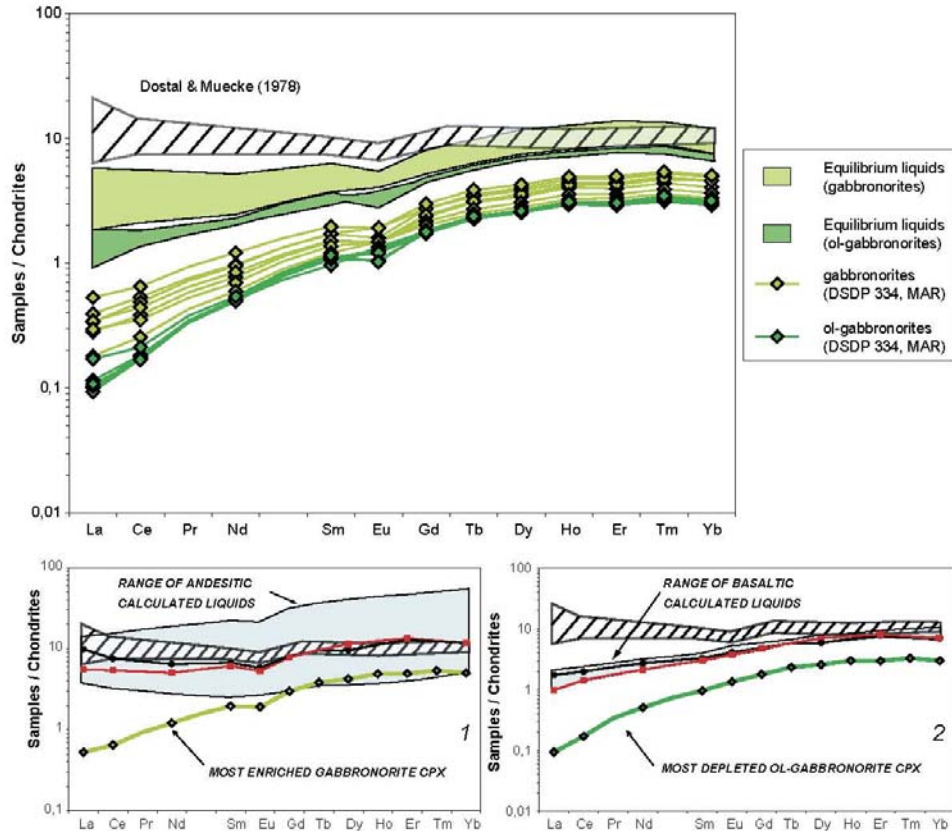


Fig. 2. Rare earth element (REE) patterns for clinopyroxenes separates from gabbronorites and olivine gabbronorites in DSDP site 334. The range of REE patterns for calculated equilibrium liquids with gabbronorites and olivine gabbronorites clinopyroxenes are compared to the one for basalts sampled at the top of the drilling [22] (hatched area). The equilibrium liquids with clinopyroxenes are calculated using the  $K_d$ s given by [16] and extracted from [35,36]. The range of calculated equilibrium liquids both with the most enriched gabbronorite and the most depleted olivine gabbronorites are shown as insert. Insert 1 (gabbronorites); diamond pattern: most enriched gabbronorite clinopyroxene; hatched area: basalts overlying the gabbroic cumulates in Site 334 drill hole [22]; light grey area: range of liquids compositions calculated using andesitic  $K_d$ s [33,34]; square dotted pattern: calculated liquid using [35]  $K_d$ s; black circle dotted pattern: calculated liquid using [36]  $K_d$ s. Insert 2 (olivine gabbronorites); diamond dark pattern: most depleted olivine gabbronorite clinopyroxene; hatched area: basalts sampled at the top of the drilling [22]; light grey area: range of liquids compositions calculated using basaltic  $K_d$ s [33]; square dotted pattern: calculated liquid using [35]  $K_d$ s; black circle dotted pattern: calculated liquid using [36]  $K_d$ s. All REE data are normalized to chondrites using values from [64].

0.51315. These values fall in the range of those published for basalts sampled at the same latitude along the MAR (36°–38°N) (Mid-Atlantic Ridge). Their  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , however, range from 0.7034 to 0.7036 and are systematically higher than the one of the related MAR basalts (0.7029 to 0.7033). This

difference is meaningful, as there is no overlap between Sr isotopic ratios of basalts and those from olivine gabbronorites.

Clinopyroxene separates from gabbronorites devoid of olivine show a broader range of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios (0.7036–0.7067). The sample 021-01 A/W-52/54



( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.706724$ ) has the highest Sr isotopic ratio and [Sr] concentration (5.51  $\mu\text{g/g}$ ) of all samples. In comparison, the range of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  of the gabbronorites is rather narrow (0.51307–0.51310) considering the dispersion of  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratios (0.32–0.39).

It is worth noting that the clinopyroxene separates from gabbronorites and olivine gabbronorites present clearly distinct Sr and Nd isotopic compositions and concentrations, without any overlap between the two groups: Nd isotopic ratios from gabbronorites are systematically lower than the ones from olivine gabbronorites, and Sr isotopic ratios higher.

In the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  diagram (Fig. 3a), we compare our data to data published for Atlantic MORB sampled in this ocean between 36° and 38°N (FAMOUS Area) [24–28] compiled in the PETDB (<http://petdb.ldeo.columbia.edu/petdb/>). MORB sampled in the FAMOUS area are globally more enriched than the other Atlantic MORB ( $0.51297 < ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} < 0.51316$  and  $0.7028 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7034$ ). This characteristic can be related to the proximity of the Azores hot spot. The FAMOUS area is very close to the chosen sector for the site 334 and is considered as a “transitional ridge segment” [29].

In Fig. 3a, we show that the two groups of Site 334 cumulates have  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  within the range of the MORB from the FAMOUS area, but that they are more radiogenic in Sr, falling at the right-hand side of the mantle array. Interaction with seawater (hydrothermal and/or lower temperature alteration) is classically invoked to account for changes in Sr isotopic composition of igneous rocks unrelated to changes in their Nd isotopic composition (the REE content of seawater being much lower than the one of common igneous rocks). The leaching procedure we have used is very aggressive and was initially developed to measure pristine (i.e. mantle) Sr isotopic compositions of clinopyroxene separates from serpentinized peridotites [20]. Applying the same severe analytical protocol to hand picked clinopyroxene separates from gabbroic lithologies selected for their freshness, we propose that seawater contamination revealed by high  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  occurred *before* the crystallization of these cumulates, possibly before the partial melting event at the origin of their parent melt(s). The clear decoupling between Sr and Nd ratios indicate that a sea water component is contributing to the isotopic variability.

## 5. Discussion

### 5.1. Parent melts of Site 334 cumulates

Although they became famous for being the first cumulates of the oceanic layer 3 ever sampled by drilling, Site 334 gabbros eventually appeared to be rather untypical in terms of mineralogy and geochemistry [16]. Their composition contrasts markedly with the one of gabbroic sections drilled more recently in several other sites, along mid-ocean ridges world wide [2,3,8–10]. The main unusual petrographic character is the abundance of orthopyroxene and the fact that this phase appeared early in the crystallization sequence, as revealed by the texture of these cumulates and by their primitive character — high Mg/(Mg+Fe), high Cr content of the pyroxenes, etc. . . In most other sites (e.g. Mathematician ridge, ODP Sites 735 along the SWIR, 894, 895 at Hess Deep and 921–924 along the MAR) olivine-gabbros are the dominant lithologies, the more primitive facies being troctolites as predicted for cumulates of normal mid-ocean ridge basalts (olivine tholeiites); gabbronorites are present and locally abundant in these sites but most of them have no primitive characters; orthopyroxene generally becomes more and more abundant as the cumulates present evolved characters, i.e. have suffered a high degree of fractional crystallization since their extraction from the mantle (low Mg/(Mg+Fe) and Ca/(Ca+Na), increasing abundance of Fe–Ti oxides and magmatic amphiboles).

The early crystallization (co-precipitation with olivine and chrome spinel) and abundance of orthopyroxene in Site 334 call for MgO-rich parent melts that are richer in  $\text{SiO}_2$  – more “andesitic” – than MORB ( $\text{SiO}_2$  in the range of 53–55% compared to 50% seems a reasonable estimate [16]). Such crystallization sequences are well documented in boninitic–andesitic series emplaced along present-day island arcs [30]. The occurrence of andesitic cumulates along the MAR implies that petrogenetic processes that mimic in some way those prevailing in subduction zones can develop at mid-ocean ridges. This conclusion holds also for variations in mineral composition (%An in plagioclase, Ti, Na and Al in clinopyroxene): the trend defined by Site 334 cumulates contrasts with those of spreading centres but is



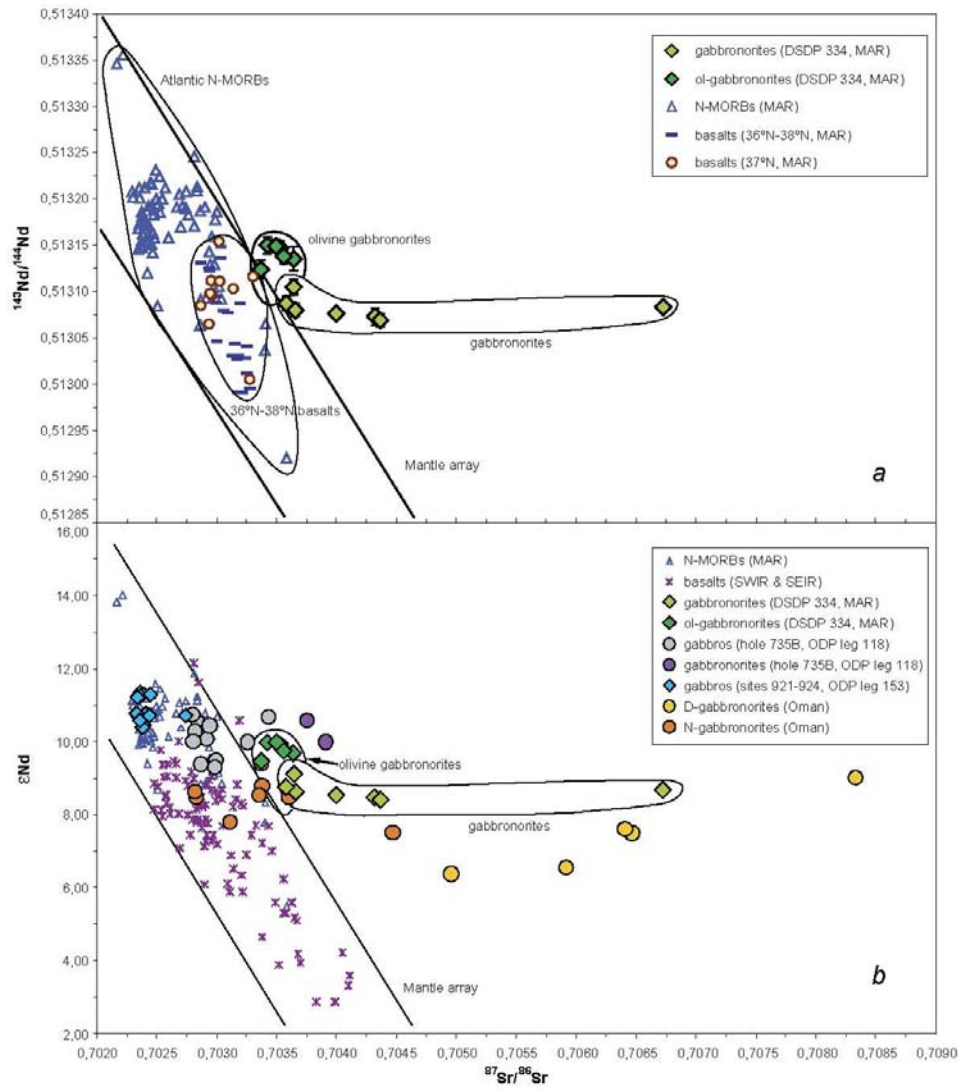


Fig. 3. a,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  for the DSDP site 334 cumulates. Sr and Nd isotopic ratios were measured on leached clinopyroxenes separated from gabbronorites and olivine gabbronorites. Values for all Atlantic basalts and N-MORBs are extracted from the geochemical PETDB [24–28]. They allow us to define the Mantle array our data escape from. The isotopic compositions of Atlantic basalts between 36–38°N are also reported with a different symbol, as well as basalts from 37°N only. b,  $\epsilon\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  for site 334 cumulates and other oceanic and ophiolitic gabbros.  $\epsilon\text{Nd}$  were calculated assuming an age of 10 Myr for oceanic cumulates and an age of 100 Myr for the Oman ophiolite gabbronorites. Hole 735B (ODP Leg 118) from [54], site 921–924 (ODP Leg 153) from [53], D- and N-gabbronorites (Oman) from [17]. Values for Atlantic N-MORBs and SWIR (South West Indian Ridge) and SEIR (South East Indian Ridge) basalts are extracted from the geochemical PETDB.

similar to the one defined Izu-Bonin boninites and andesites (Fig. 1a–d).

High pressure crystallization from MORB, that could account for the early crystallization of pyroxenes, can be excluded in the case of Site 334 because high pressure (>0.2 GPa, i.e. deeper than the mantle crust boundary) cumulate pyroxenes are characterized by high  $\text{Al}_2\text{O}_3$  contents, reaching typically values as high as 6% in the clinopyroxene and of 3% in the orthopyroxenes crystallizing in a pressure range comprised between 0.5 to 0.7 Gpa [31,32]. The  $\text{Al}_2\text{O}_3$  content of Site 334 pyroxenes is much lower than these values diagnostic of high pressure crystallisation; moreover, it is even significantly lower, than the one typically measured in sections of oceanic cumulates for which a low pressure origin is well established (see Fig. 1 and references therein).

A high pressure crystallisation followed by solid state transposition at low pressure is, on the other hand, unlikely considering the lack of ductile deformation textures superimposed on perfectly preserved magmatic textures in Site 334 cumulates.

Another exceptional characters of Site 334 gabbro-norites is their extreme depletion in incompatible major, minor and trace elements. As previously concluded by Ross and Elthon [16], it is evident that Site 334 clinopyroxenes have compositions too depleted in the LREE to be cumulates from any documented MORB composition. Such extreme depletion cannot be accounted for by standard petrological processes (partial melting, etc...) but implies a source more depleted than the “depleted mantle” source of MORB.

To calculate the precise REE concentration of the liquids in equilibrium with these cumulates is a difficult exercise because the clinopyroxene-liquid Kds for the REE present a large range of values. These values depend, among other, on the major element composition of the melt, a parameter that we do not know a priori, being one of the unknowns of the problem. We can, however, select Kds determined for clinopyroxenes having the same range of major element compositions as the ones of Site 334 gabbro-norites. The insert 1 in Fig. 2 shows the range of liquid compositions calculated with the published Kds for a wide range of melt compositions (ranging from tholeiitic to andesitic). A reasonable working

hypothesis is to consider that the HREE content of the parent melts of Site 334 cumulates do not depart markedly from the HREE content of MORB and, a fortiori, from the one of the associated basalts. In that respect, it seems obvious that Schnetzler and Philpotts’ Kds [33] are not appropriated to a mid-ocean ridge context, the calculated liquids being by far too enriched. On the other hand, Luhr and Carmichael’s Kds [34] are very high, being  $\geq 1$  for HREE. The calculated liquids are therefore ultra-depleted in terms of HREE. Using a set of intermediated Kds [35,36], we find liquids which share the same HREE content as the basalts sampled at the top of the drilling (insert 2). The equilibrium melts calculated with these Kds have very low LREE/HREE ratios, and their bulk REE concentrations are 3 to 10 times lower than the one of the associated basalts (Fig. 2).

We will use these values in the mixing model presented below, keeping in mind that our aim is to have a qualitative idea of the processes able to account for the geochemical characters of Site 334 cumulates; to quantify precisely these processes is not possible in the present state of our knowledge of cpx-melt Kds in this peculiar, poorly explored experimentally, petrological context.

### 5.2. Petrogenesis: direct melting of hydrated peridotites versus percolation/AFC

The Nd isotopic signatures confirm that the parent melts of Site 334 cumulates are issued from a depleted mantle source. The Sr isotopic signatures show that seawater was involved in the petrogenesis of these rocks. The wide range of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  suggests, however, that the extent of seawater contamination was variable from one sample to the other.

- The clinopyroxenes of olivine gabbro-norites display very homogeneous elemental compositions and isotopic signatures. They crystallized from a single primitive melt batch or at least from melt batches having the same composition.
- The clinopyroxenes of the more evolved cumulates – the gabbro-norites devoid of olivine – are, as a rule, less depleted in incompatible elements – although still too depleted for cumulates from N-

MORB – and have higher and more variable  $[La]_N/[Sm]_N$  ratios and  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ratios.

Dispersion in  $[La]_N/[Sm]_N$  ratios is classically related either to variation in partial melting of a single source or to the same melting rate of different sources. However, it seems difficult to propose that the cumulates sampled a few metres apart in a single drill are all isolated batches of melts with different origins. If we compare equilibrium melts with basalts sampled at the top of the drilling, some differences clearly exist in the shape of their REE patterns. The patterns of the equilibrium liquids present a convex shape that is never observed in the basalts and that is diagnostic of igneous metasomatism by a melt enriched in the most incompatible elements [16,37–40]. Our results indicate that this melt was also enriched in radiogenic Sr. Contrasted geochemical and isotopic signatures of primitive and evolved cumulates of Site 334 can be explained in two ways :

- (1) Olivine gabbronorites and the gabbronorites did not crystallize from the same melt batch. The source of the parent melts of olivine gabbronorites was more depleted and less contaminated by seawater than the one of gabbronorites. Should it be the case, the different melt batches would result from melting of a heterogeneously hydrated mantle source. This hypothesis may be consistent with a PRMC (Periodically Replenished Magma Chamber) model where individual melt batches are not fully aggregated resulting in the crystallisation of cumulates with different compositions. However we should find some evidence of partial mixing trend when we plot the isotopic ratios as a function of the elemental concentrations. This is simply not the case. Moreover, neither PRMC nor simple fractional crystallization models can explain the observed REE variations.
- (2) The olivine gabbronorites and the gabbronorites share a common primitive parent melt, but either an hydrated melt, LREE enriched, has lately percolated through the gabbronorite crystal mush or the melt from which the gabbronorites eventually crystallized was further contaminated during melt–rock reaction with the surrounding hydrated upper mantle.

To quantify this process, we performed 1st order linear calculations [41] of the geochemical effects of percolation of a LREE enriched melt through a gabbroic matrix (Fig. 4a). We found that it accounts for the range of La/Yb ratios of Site 334 gabbronorites. Percolation alone, however, is not sufficient to explain the global enrichment in REE. Percolation has to be closely related to fractional crystallization. In other words, the data and the calculations strongly suggest that the proportion of the metasomatic agent that migrated through the cumulate matrix increased with the degree of fractional crystallization experienced by the parent melts of the cumulates. This can be achieved if we consider that metasomatism is not completed and minor amount of hydrated trapped melt remains into the gabbroic matrix. In this case, the Mg/Fe ratio of clinopyroxenes can be artificially shifted to lower values and LREE/HREE (and other trace elements like HFSE and Ti) changed. However, the footprint of such trapped melt would be observed in thin-sections as post-cumulus amphibole or amphibole rims around pyroxenes. Nevertheless, our samples are completely devoid of such features. Zoning in clinopyroxenes may also be a good indicator of such process, but the microprobe profiles we performed do not show evidence that clinopyroxenes have re-equilibrated, even partially, with a hydrated, LREE enriched, melt.

Considering that the metasomatic agent was a LREE-enriched silicate melt highly radiogenic in Sr, it might be issued from very low degrees of melting of highly fusible veins scattered in the upper mantle. These veins could be recycled fragments of oceanic crust carrying incompatible trace element and isotopic heterogeneities as proposed in the classical models of mantle metasomatism [42–45]. However, they should have been preserved over a long distance within the melting column in order to be melted lately, when gabbronorites crystallized. In the peculiar case of cumulates emplaced at shallow depth, it looks more likely that the metasomatic melt was produced in situ, possibly within the wall rock of the intrusion. Very low degree of hydrated melting of a variably depleted lithospheric mantle can account for the formation of a metasomatic agent (intermediate between a silicate melt and a hydrous fluid) having the following characteristics: SiO<sub>2</sub>-richness, *relative* enrichment in the



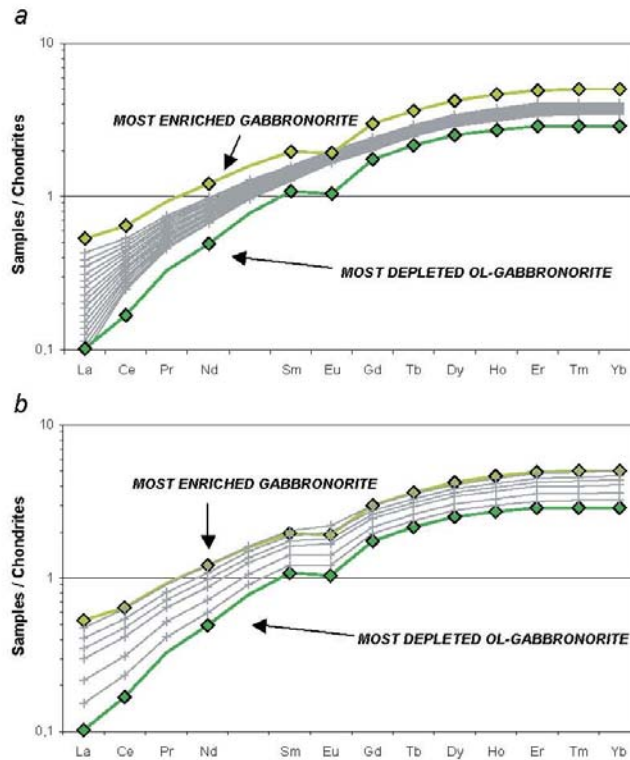


Fig. 4. a, REE patterns for the most enriched and the most depleted clinopyroxenes together with calculated clinopyroxene compositions (light grey lines) evolving during a melt percolation process [41]. b, Same as a with the results from the AFC calculation [47] (light grey lines). Assimilated material is composed of 70% clinopyroxene and 30% orthopyroxene with  $r$  ratio ( $r = Ma/Mc$ ) equal to 0.15. All REE data are normalized to chondrites using values from [64].

most incompatible elements – e.g. the LREE and LILE – compared to the moderately incompatible elements like Ti and the HREE, and highly radiogenic Sr associated to mantle  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Mixing between depleted basalts produced at the top of the melting column and this metasomatic agent is able to transform the basalt into a melt having the characteristics of the parent melts of Site 334 cumulates (depleted melts sharing many characteristics with lavas from the boninite–andesite suites documented in subduction zone settings [30]. As fractional crystallization proceeds, the proportion of the metasomatic agent increases accounting for the correlation between the isotopic signature, the trace element enrichment and

other characteristics of Site 334 cumulates related to their petrological evolution. Buffering the An% of the plagioclase around very high values is likely a combined effect of source depletion and increase of the water fugacity [46].

Combined fractional crystallization and trace element enrichment is a well-known consequence of a process referred to as AFC [47]. This model was developed to explain melt evolution in magma chambers but it can be applied to many other cases. We used formulation of De Paolo [47] to model combined fractional crystallization of a basalt producing a gabbronoritic cumulate with assimilation of a peridotite. Clinopyroxenes and orthopyroxenes are the

two minerals that control the trace element concentrations during assimilation of a lherzolite, so that we consider complete assimilation of an orthopyroxene–clinopyroxene assemblage during the AFC process. We find that a ratio  $ra=Ma/Mc$  (assimilated mass/crystallized mass) of 0.15 can account for the range of REE patterns we observed in our gabbros (Fig. 4b). This ratio will be considered as a minimum because the assimilation process of mantle material is, strictly speaking, different from the one modelled by De Paolo [47]. In our case, the contaminant has been previously altered by seawater and assimilation is certainly not completed but should better look like either melt–rock reaction at the edges of the melt conduit or mixing between the fractionating melt and hydrated melts coming from the surrounding, as proposed above. Considering that partition coefficients and melting mode are poorly constrained during melting of a hydrated mantle [48–52], assimilation of the pyroxenes of the peridotite combined with fractional crystallization of the parent melt of gabbronorites is an acceptable guess. This hypothesis cannot be used to calculate the isotopic variations in our samples as too many parameters are poorly constrained. For example, the occurrence of carbonate veins in the serpentized peridotite can drastically change the Sr isotopic composition of cumulates during AFC.

Even if we cannot fully quantify this process, our data qualitatively support the view that the melts in equilibrium with Site 334 clinopyroxenes result from the mixing of depleted and variously evolved MORB-type melts with melt fractions issued from the remelting of the serpentized lithosphere. Mixing likely occurred during emplacement and fractional crystallization of these cumulates.

The occurrence, along mid-ocean ridges of cumulates rich in orthopyroxenes, depleted to ultra-depleted in trace elements and that can present an igneous isotopic signature highly radiogenic in Sr supports the model we proposed to account for the occurrence of similar lithologies in the Oman ophiolite. We propose that hydrated melting is an important process for the petrogenetic evolution of mid-ocean ridges. Some differences exist, however, between Oman and Site 334 gabbronorites. Oman gabbronorites resemble Site 334 gabbronorites in terms of mineralogy but are much more depleted in terms of

trace elements. Oman olivine gabbronorites, referred to as N-gabbronorites, are clearly distinct from Site 334 olivine gabbronorites. The latter are much more primitive, trace element depleted, and slightly radiogenic, characteristics that are not found in Oman N-gabbronorites. The model developed in our previous paper [17] cannot thus be fully transposed to the case of Site 334 cumulates but the main idea remains: magmatic rocks with andesitic/boninitic affinities and having highly Sr-radiogenic can form at mid-ocean ridges.

### 5.3. Comparison with other oceanic cumulates

In order to check if there is any other evidence of hydrated melting among the oceanic cumulates, we have compared, in a  $\epsilon Nd$  versus  $^{87}Sr/^{86}Sr$  diagram, our data on Site 334 to data on clinopyroxene separates from two well documented occurrences of layer 3 gabbros: the MARK area (ODP Sites 921–923) [53] and the SWIR (ODP Hole 735B) [54] (Fig. 3b). Gabbros (mostly olivine gabbros) from the MARK area plot within the mantle correlation. The range of  $\epsilon Nd$  and  $^{87}Sr/^{86}Sr$  values of these gabbros is very close the one of the Atlantic N-MORB. This observation is consistent with the petrological nature of these cumulates that call for parent melts with N-MORB composition [8]. By the same way, most of the Hole 735B gabbros plot in the mantle correlation, although they appear slightly more depleted than the Indian MORB. A significant drift in  $^{87}Sr/^{86}Sr$  is observed for a few samples of the Hole 735B. This could be attributed to hydrothermal alteration as the leaching protocol was less severe than the one we applied in the frame of the present study but, interestingly, this drift is not independent from the petrological nature of these cumulates: the highest departure from the mantle array is observed for two samples from a gabbronorite unit while the other samples come from lithological units made of troctolites, olivine gabbros and oxide gabbros [54]. The enrichment in radiogenic Sr seems, here also, linked to a primary magmatic feature related to the  $SiO_2$  concentration of the parent melt of the cumulates. It is worth noting that hydrated melting of gabbros has been recently invoked to account for the genesis of  $SiO_2$ -rich melts cross-cutting Hole 735B cumulates [55].

This short overview suggests that hydrated melting may not be restricted to the peculiar context of the Site 334 but likely affects various lithologies and structural levels of the lithosphere at mid-ocean ridges, worldwide.

5.4. Is there evidence for hydrated melting in MORB?

Lavas sampled at mid-ocean ridges present a wide range of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . When correlated to variations in  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  it is classically interpreted in terms of mantle heterogeneities. Departure to this so-called “mantle correlation” is frequently observed and has been attributed to analytical uncertainties or to weathering. On Fig. 5, we report the calculated horizontal drift in  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  from left-hand side of the mantle correlation for North Mid-Atlantic Ridge basalts. This drift reported against latitude shows some remarkable features. In many locations the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  increase is

clearly disconnected from  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  decrease. The contrast between the long wavelength evolutions related to well identified regional features like Azores hotspot [24–27] and local spikes, sometimes related to the occurrence of major transform faults, sometimes not, appears clearly on Fig. 5. We propose that mixing between MORB and liquids issued from hydrated melting of the lithosphere can contribute to this isotopic noise. Transform faults in the Atlantic are known to be localities where serpentinized mantle peridotites are particularly abundant [56–58]. The combined factors of low melting degree, episodic melt production and delivery, and strong tectonic activity may increase the probability of hydrated melting. The volumetric contribution of such liquids into MORB is difficult to quantify at this stage. A rough calculation ( $[\text{Sr}]_{\text{MORBs}} = [\text{Sr}]_{\text{hydrated melts}}$ ), allows us to estimate that 10% hydrated melt produce a drift of 400 ppm, while 50% is needed to have a 2000 ppm drift.

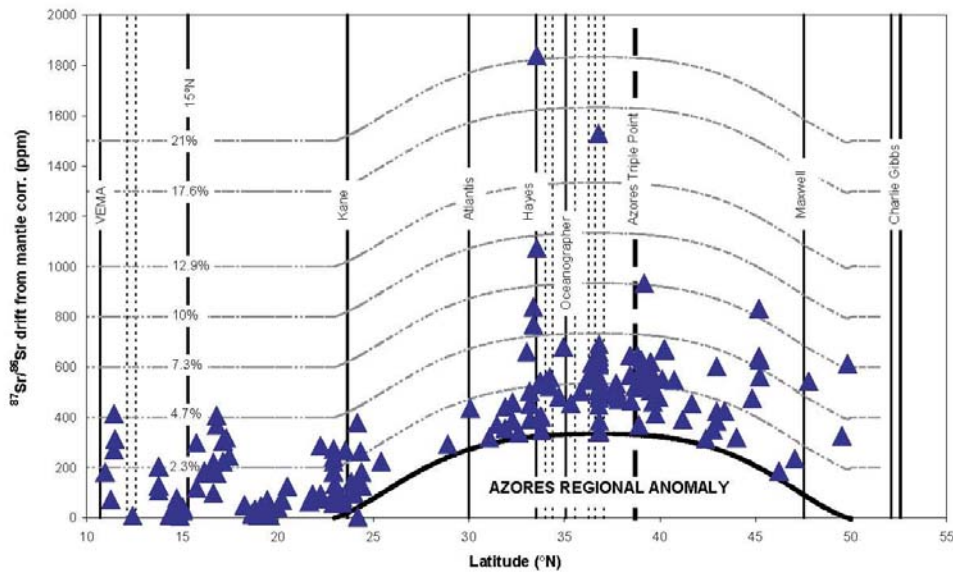


Fig. 5.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  drift from Mantle correlation plotted against latitude. Data are extracted from the PETDB. The drift is calculated using a linear regression fitting the left-hand side of the mantle correlation ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = -0.434307 \times ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} + 0.818197$ ). The values are given in ppm ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{measured}} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{calculated}}) \times 1.10^6$ ). The major transform faults are identified by straight lines and the minor ones by dotted lines. The horizontal grid corresponds to the calculated drift during mixing between andesitic and tholeiitic liquids. We consider respectively  $[\text{Sr}]_{\text{andesite}} = 319 \mu\text{g/g}$  [59] and  $[\text{Sr}]_{\text{MORB}} = 142 \mu\text{g/g}$  (PETDB).



True andesitic liquids have rather higher [Sr] than tholeiitic basalts. Data compiled by Condie [59] give an average Sr concentration of 319  $\mu\text{g/g}$  for continental andesites, while [Sr] average in Atlantic MORB is 142  $\mu\text{g/g}$  (PETDB). The calculation using these values gives 2.3% for 200 ppm drift, 4.7% for 400 ppm. It is worth noting that boninitic liquids have rather similar [Sr] than MORB [60]. The higher drift observed in the Atlantic fall on the Hayes fracture zone and corresponds to a drift of 1300 ppm, away from the mantle correlation. Using andesitic Sr concentration, it corresponds to 21% andesitic liquid participating to the magmatism budget (67.5% if  $[\text{Sr}]_{\text{hydrated melts}} = [\text{Sr}]_{\text{MORB}}$ ). This sample seems to be a good candidate for andesitic/basaltic mixing, as it was a fresh basalt whole rock powder (LOI=0.26, Smith and co-workers [61]) leached in HCl prior to Sr isotopic ratio determination. It is also remarkable that basalts sampled in the Hayes fracture zone have surprisingly low  $\text{Na}_2\text{O}$  and high  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  compared to normal MORB.

Combined isotopic enrichment and trace element depletion may be a good way to identify such liquids, but this approach will need high quality trace element measurements. The detailed study of zoned phenocrysts may be another way to track depleted liquids. Highly calcic plagioclases could be, for example, phenocrysts in equilibrium with boninitic melts incorporated into MORB.

**Acknowledgments**

We are very indebted to the members of the ODP sample request group (particularly to Chris MacLeod) for allowing us to sample the archive half of the DSDP-Site 334 cores and to the staff of the East Coast core repositary for their efficient help during sampling. Thin sections, electron microprobe and ICP-MS analyses were performed with facilities of Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse, and isotopic analyses with facilities of the IUEM, Plouzané. We are

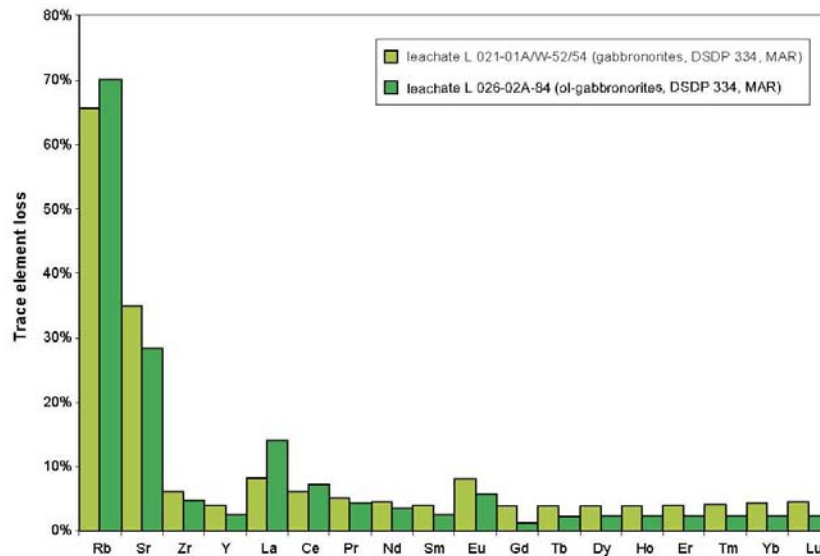


Fig. 6. Elemental losses during the leaching procedure described in 2.1 of the appendix. Losses have been determined for two samples using the following assumption (for Sr):  $L(\text{Sr}) = \frac{[\text{Sr}]_{\text{sol,leachate}} \times V_{\text{sol}}}{[\text{Sr}]_{\text{sample}} \times m_{\text{sample}}} \times 100 [\text{Sr}]_{\text{sol,leachate}}$ ; Sr concentration in the leaching solution;  $V_{\text{sol}}$ : total volume of the leaching solution;  $[\text{Sr}]_{\text{sample}}$ : Sr concentration in the clinopyroxene;  $m_{\text{sample}}$ : total mass of clinopyroxene leached. Data are reported as histograms, dark for 026-02A-84 clinopyroxene leachate and light for 021-01A/W-52/54 clinopyroxene leachate.



particularly indebted to Mireille Polvé, Philippe de Parseval, Michel Valladon, Remy Freydier and Claire Bollinger for their help during data acquisition and to Mark Kurz and one anonymous reviewer who contributed to improve the manuscript. Special thanks to

Camille Ceuleneer for his help in hand picking fresh clinopyroxene separates. This study was supported by a CNRS-INSU grant and contribution No 963 of the IUEM, European Institute for Marine Studies (Brest, France).

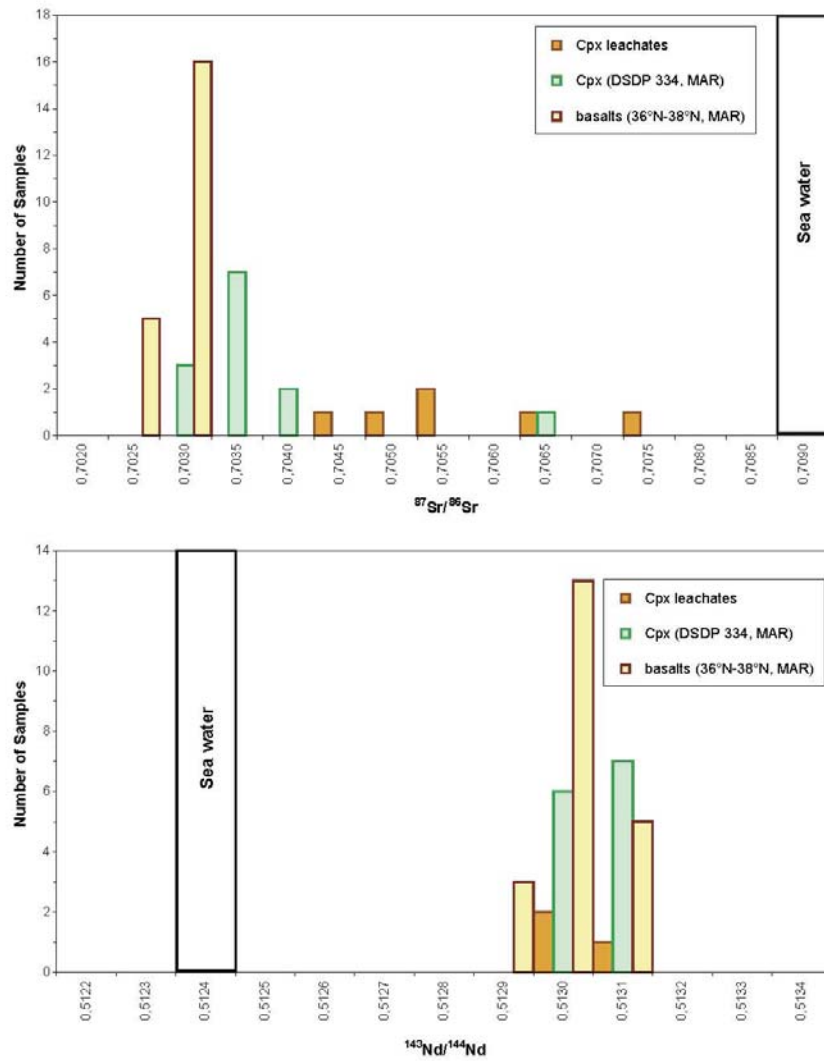


Fig. 7. Relative distributions of the isotopic compositions of the clinopyroxenes after leaching, their leachates, basalts from the Famous area and the average seawater signature. Size of the bars is proportional to the number of available measurements.

## Appendix A

### A.1. Analytical protocol

Three leaches were made on each sample, following the procedure described in Snow and co-workers [20]. We used a mixture of 1 N HF+6 N HCl. The first leach was done at room temperature for 5 min, the second either plus a step in an ultrasonic bath for 10 min and the third for 10 min in an ultrasonic bath followed by 10 min at 125 °C. Between each stage the minerals were washed 2 times with ultrapure water and the leachate was kept. Sr and Nd isotopic compositions of several leachates were measured to estimate the efficiency of the procedure.

### A.2. Accuracy of the isotopic ratios

The validity of the isotopic ratios depends on the accuracy of the leaching procedure. We have tested different parameters of the leaching process – i.e. mass loss, elemental loss, isotopic drift – and concluded that the leaching is strong enough to remove the effect of any hydrothermal alteration. We present here the results of these tests.

#### A.2.1. Mass loss and trace element balance

Two leachates (samples 021-01A/W-52/54 and 026-02A-84) have been measured for trace elements (Table 1). We have also determined the mass loss for the two samples. We obtained respectively 6.4% and 8.9% of sample mass lost during the leaching. Accordingly, the trace element losses (Fig. 6) can vary from 1% to 70%. REE are roughly immobile during the leaching while Rb and Sr can be intensively removed. As an example, 28.3% to 34.9% – in mass – of the Sr can be removed during the chemical protocol. Furthermore, La and Eu seems to be more affected by the leaching, but it can be an artefact due to the removal of some plagioclase microcrysts stick at the surface of the clinopyroxenes.

#### A.2.2. Isotopic effect

We have performed Sr and Nd isotopic ratio determinations on 6 leachates (6 for Sr and 3 for Nd, see Table 1). The results are presented in Fig. 7. Our results are compared to the average isotopic composition of the seawater and the isotopic signa-

tures of the basalts sampled at this latitude. The leachates present systematically higher  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  than the minerals after leaching. However, these signatures do not reach the seawater value [62]. Regarding  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , the leachates have similar ratios than the minerals after leaching. We have performed a simple calculation, using mass loss, Sr loss and the Sr isotopic ratios of the leached minerals and the leachates to determine the isotopic compositions of the clinopyroxenes before leaching. We found values close to the leachate poles. Using them to determine the water/rock ratios (W/R) needed to move from the mantle array to these values, we found very low W/R. This is linked to the fact that clinopyroxenes have low Sr concentrations. However, it is difficult to apply directly W/R alteration processes like those investigated for MORB to oceanic gabbros. Water circulation may be more cryptic during gabbro emplacement and the Sr isotopic changes related to the diffusion between mineral borders and fluids.

However, our leachates do not display pure sea water  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios. It may infer that water circulation in these lithologies was near absent or that we started to remove part of the mineral, especially the borders which may have equilibrated with the fluids. This is confirmed by thin section observations revealing the absence of hydrated minerals like amphiboles in the paragenesis. On the other side, if seawater has intensively circulated within our gabbros during their emplacement, we should have found sea water  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  signatures in the leachates, together with typical hydrothermal mineralogies, which is not the case.

## References

- [1] M. Cannat, F. Chafin, H. Whitechurch, G. Ceuleneer, Gabbroic rocks trapped in the upper mantle at the Mid-Atlantic Ridge, in: J.A. Karson, M. Cannat, D.J. Miller, D. Elthon (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 153, College Station, TX, 1997, pp. 243–264.
- [2] L.A. Coogan, P.D. Kempton, A.D. Saunders, M.J. Norry, Evidence from plagioclase and clinopyroxene major and trace element compositions of melt aggregation within the crust beneath the Mid-Atlantic Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.* 176 (2000) 245–257.
- [3] L.A. Coogan, A.D. Saunders, P.D. Kempton, M.J. Norry, Evidence from oceanic gabbros for porous melt migration

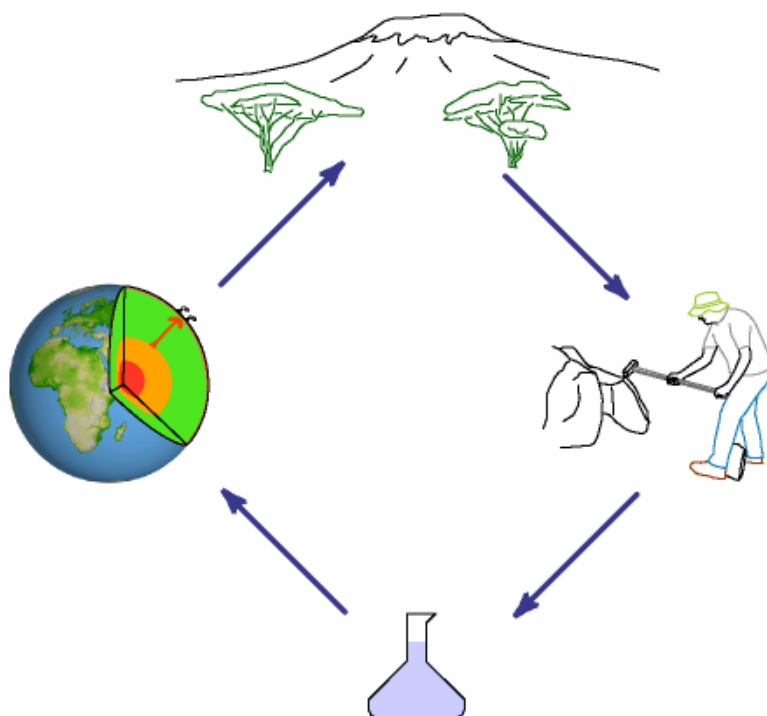
- within a crystal mush beneath the Mid-Atlantic Ridge, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 1 (2000) (2000GC000072).
- [4] J. Fletcher, G. Ceuleneer, M. Cannat, Microfabrics and patterns of dynamic recrystallization in gabbroic rocks from the MARK area, Mid-Atlantic ridge, in: J.A. Karson, M. Cannat, D.J. Miller, D. Elthon (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 153, College Station, TX, 1997, pp. 143–153.
- [5] J.F. Allan, H.J.B. Dick, Cr-rich spinel as a tracer for melt migration and melt-wall rock interaction in the mantle: Hess Deep, Leg 147, in: C. Mevel, K.M. Gillis, J.F. Allan, D. Elthon (Eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 147, College Station, TX, 1996, pp. 157–172.
- [6] M. Cannat, G. Ceuleneer, J. Fletcher, Localization of ductile strain and the magmatic evolution of gabbroic rocks drilled at the Mid-Atlantic Ridge, in: J.A. Karson, M. Cannat, D.J. Miller, D. Elthon (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 153, 1997, pp. 77–98.
- [7] J.H. Natland, H.J.B. Dick, Melt migration through high-level gabbroic cumulates of the East Pacific Rise at Hess Deep: the origin of magma lenses and the deep crustal structure of fast spreading ridges, in: C. Mevel, K.M. Gillis, J.F. Allan, D. Elthon (Eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 147, College Station, TX, 1996, pp. 21–59.
- [8] K. Ross, D. Elthon, Cumulus and post-cumulus crystallization in the oceanic crust: major-and trace-element geochemistry of Leg 153 gabbroic rocks, in: J.A. Karson, M. Cannat, D.J. Miller, D. Elthon (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 153, College Station, TX, 1997, pp. 333–350.
- [9] J.H. Natland, H.J.B. Dick, Formation of the lower ocean crust and crystallization of gabbroic cumulates at a very slowly spreading ridge, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 110 (2001) 191–233.
- [10] L.A. Coogan, K.M. Gillis, C.J. MacLeod, G.M. Thomson, R. Hékinian, Petrology and geochemistry of the lower ocean crust formed at the East Pacific Rise and exposed at Hess Deep: a synthesis and new results, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 3 (2002) (2001GC000230).
- [11] S.H. Bloomer, P.S. Meyer, H.J.B. Dick, K. Ozawa, J.H. Natland, Textural and mineralogical variations in gabbroic rocks from Hole 735B, in: R.P. Von Herzen, P.T. Robinson, et al., (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 118, College Station, TX, 1991, pp. 21–39.
- [12] D. Elthon, Petrology of gabbroic rocks from the Mid-Cayman Rise spreading center, *J. Geophys. Res.* 92 (1987) 658–682.
- [13] P.S. Meyer, H.J.B. Dick, G. Thompson, Cumulate gabbros from the Southwest Indian Ridge, 54°S–7°16'E: implications for magmatic processes at a slow spreading ridge, *Contrib. Mineral. Petrol.* 103 (1989) 44–63.
- [14] R.B. Pedersen, J. Malpas, T. Fallon, Petrology and geochemistry of gabbroic and related rocks from site 894, Hess Deep, in: C. Mevel, K.M. Gillis, J.F. Allan, D. Elthon (Eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 147, College Station, TX, 1996, pp. 3–19.
- [15] D. Vanko, R. Batiza, Gabbroic rocks from the mathematician ridge failed rift, *Nature* 300 (1982) 742–744.
- [16] K. Ross, D. Elthon, Cumulates from strongly depleted mid-ocean-ridge basalt, *Nature* 365 (1993) 826–829.
- [17] M. Benoit, G. Ceuleneer, M. Polvé, The remelting of hydrothermally altered peridotite at mid-ocean ridges by intruding mantle diapirs, *Nature* 402 (1999) 514–518.
- [18] M. Python, G. Ceuleneer, Nature and distribution of dykes and related melt migration structures in the mantle section of Oman ophiolite, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4 (2003) (2002GC000534).
- [19] D. Bosch, M. Jamais, F. Boudier, A. Nicolas, J.M. Dautria, P. Agrinier, Deep and high temperature hydrothermal circulation in the Oman ophiolite – petrological and isotopic evidence, *J. Petrol.* 45 (2004) 1181–1208.
- [20] J.E. Snow, S.R. Hart, H.J.B. Dick, Nd and Sr isotope evidence linking mid-ocean-ridge basalts and abyssal peridotites, *Nature* 371 (1994) 57–60.
- [21] F. Aumento, W.G. Melson, et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 37, U.S. Government Printing Office, Washington, 1977, (1008 pp.).
- [22] J. Dostal, G.K. Muecke, Trace element geochemistry of the peridotite-gabbro-basalt suite from DSDP Leg 37, *Earth Planet. Sci. Lett.* 40 (1978) 415–422.
- [23] F.N. Hodges, J.J. Papike, DSDP site 334: magmatic cumulates from oceanic layer 3, *J. Geophys. Res.* 81 (23) (1976) 4135–4151.
- [24] L. Dosso, H. Bougault, J.L. Joron, Geochemical morphology of North Mid-Atlantic Ridge, 10°–24°N: trace element-isotope complementarity, *Earth Planet. Sci. Lett.* 120 (1993) 443–462.
- [25] L. Dosso, H. Bougault, C.H. Langmuir, C. Bollinger, O. Bonnier, J. Etoubleau, The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic ridge 31–41°N, *Earth Planet. Sci. Lett.* 170 (1999) 269–286.
- [26] J.G. Schilling, M. Zajac, R. Evans, T. Johnston, W. White, J.D. Devine, R. Kinsley, Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N, *Am. J. Sci.* 283 (1983) 510–586.
- [27] W.M. White, J.G. Schilling, The nature and origin of geochemical variation in Mid-Atlantic ridge basalts from the Central North Atlantic, *Geochim. Cosmochim. Acta* 42 (1978) 1501–1516.
- [28] D. Yu, D. Fontignie, J.G. Schilling, Mantle plume-ridge interactions in the Central North Atlantic: a Nd isotope study of Mid-Atlantic Ridge basalts from 30°N to 50°N, *Earth Planet. Sci. Lett.* 146 (1997) 259–272.
- [29] J.G. Schilling, R. Kingsley, M. Bergeron, Rare earth abundances in DSDP sites 332, 334 and 335, and inferences on the Azores mantle blob activity with time, in: F. Aumento, W.G. Melson, et al., (Eds.), *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 37, U.S. Government Printing Office, Washington, 1977, pp. 763–774.
- [30] S.R. Van der Laan, R.J. Arculus, J.A. Pearce, B.J. Murton, Petrography, mineral chemistry, and phase relations of the basement boninites series of Site 786, Izu-Bonin forearc, in: P. Fryer, J.A. Pearce, L.B. Stokking (Eds.), *Proceedings of the*

- Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 125, College Station, TX, 1992, pp. 171–201.
- [31] E.A. Stolper, Phase diagram for Mid-Ocean Ridge basalts: preliminary results and implications for petrogenesis, *Contrib. Mineral. Petrol.* 74 (1980) 13–27.
- [32] M. Seyler, M. Toplis, J.-P. Lorand, A. Laguette, M. Cannat, Clinopyroxene microtextures reveal incompletely extracted melts in abyssal peridotites, *Geology* 29 (2001) 155–158.
- [33] C.C. Schmetzler, J.A. Philpotts, Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocryst; II, *Geochim. Cosmochim. Acta* 34 (1970) 331–340.
- [34] J.F. Lühr, I.S.E. Carmichael, The Colima volcanic complex, Mexico. I: post-caldera andesites from Volcan Colima, *Contrib. Mineral. Petrol.* 71 (1980) 343–372.
- [35] M.W. Grutzeck, S.J. Kridelbaugh, D.F. Weill, The distribution of Sr and REE between diopside and silicate liquid, *Geophys. Res. Lett.* 1 (1974) 273–275.
- [36] S.R. Hart, T. Dunn, Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements, *Contrib. Mineral. Petrol.* 113 (1993) 1–8.
- [37] O. Navon, E. Stolper, Geochemical consequences of melt percolation: the upper mantle as a chromatographic column, *J. Geol.* 95 (1987) 285–307.
- [38] E. Takazawa, F.A. Frey, N. Shimizu, M. Obata, J.L. Bodinier, Geochemical evidence for melt migration and reaction in the upper mantle, *Nature* 359 (1992) 55–58.
- [39] M. Godard, Modélisation des interactions chimiques liquide/solide: application à la circulation des magmas mantelliques, Thèse de l'Université de Montpellier II, 1993, (200 pp.).
- [40] M. Godard, J.L. Bodinier, G. Vasseur, Effects of mineralogical reactions on trace element redistributions in mantle rocks during percolation processes: a chromatographic approach, *Earth Planet. Sci. Lett.* 133 (1995) 449–461.
- [41] F. Albarède, Introduction to Geochemical Modelling, Cambridge university press, 1995, (543 pp.).
- [42] M. Polvé, C. Allègre, Orogenic lherzolite complex studied by  $^{87}\text{Rb}$ – $^{87}\text{Sr}$ : a clue to understand the mantle convection processes? *Earth Planet. Sci. Lett.* 51 (1980) 71–93.
- [43] A. Zindler, H. Staudigel, R. Batiza, Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implication for the scale of upper mantle heterogeneity, *Earth Planet. Sci. Lett.* 70 (1984) 175–195.
- [44] L. Reisberg, A. Zindler, E. Jagoutz, Further Sr and Nd isotopic results from peridotites of the Ronda ultramafic complex, *Earth Planet. Sci. Lett.* 96 (1989) 161–180.
- [45] A. Prinzhofer, E. Lewin, C.J. Allègre, Stochastic melting of the marble cake mantle: evidence from local study of the East Pacific Rise at 12°50'N, *Earth Planet. Sci. Lett.* 92 (1989) 189–206.
- [46] P.J. Michael, R.L. Chase, The influence of primary magma composition,  $\text{H}_2\text{O}$  and pressure on mid-ocean ridge basalt differentiation, *Contrib. Mineral. Petrol.* 96 (1987) 245–263.
- [47] D.J. DePaolo, Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization, *Earth Planet. Sci. Lett.* 53 (1981) 189–202.
- [48] Y. Tatsumi, N. Nakamura, Composition of aqueous fluid from serpentinite in the subducted lithosphere, *Geochem. J.* 20 (1986) 191–196.
- [49] Y. Tatsumi, D.L. Hamilton, R.W. Nesbitt, Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 29 (1986) 293–309.
- [50] Y. Tatsumi, Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones, *J. Geophys. Res.* 94 (1989) 4697–4707.
- [51] Y. Tatsumi, T. Kogiso, Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism, *Earth Planet. Sci. Lett.* 148 (1997) 207–221.
- [52] C.J. Hawkesworth, K. Gallagher, J.M. Hergt, F. McDermott, Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts, *Philos. Trans. R. Soc. Lond., A* 342 (1993) 179–191.
- [53] P.D. Kempton, A.G. Hunter, A Sr-, Nd-, Pb-, O-isotope study of plutonic rocks from MARK, Leg 153: implications for mantle heterogeneity and magma chamber processes, in: J.A. Karson, M. Cannat, D.J. Miller, D. Elthon (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 153, College Station, TX, 1997, pp. 305–319.
- [54] P.D. Kempton, C.J. Hawkesworth, M. Fowler, Geochemistry and isotopic composition of gabbros from layer 3 of the Indian ocean crust, hole 735 B, in: R.P. Von Herzen, P.T. Robinson, et al., (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 118, College Station, TX, 1991, pp. 127–143.
- [55] J. Koepke, S.T. Feig, J. Snow, M. Freise, Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study, *Contrib. Mineral. Petrol.* 146 (2004) 414–432.
- [56] E. Bonatti, J. Honnorez, Sections of the earth's crust in the equatorial Atlantic, *J. Geophys. Res.* 81 (1976) 4104–4116.
- [57] T. Juteau, M. Cannat, Y. Lagabrielle, Serpentinized peridotites in the upper oceanic crust away from transform zones: a comparison of the results of previous DSDP and ODP Legs, in: R. Detrick, J. Honnorez, W.B. Bryan, T. Juteau, et al., (Eds.), Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 106/109, College Station, TX, 1990, pp. 415–431.
- [58] Y. Lagabrielle, M. Cannat, Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement, *Geology* 18 (1990) 319–322.
- [59] K.C. Condie, Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales, *Chem. Geol.* 104 (1993) 1–37.
- [60] B.M. Murton, D.W. Peate, R.J. Arculus, J.A. Pearce, S.R. Van der Laan, Trace-element geochemistry of volcanic rocks from site 786: the Izu-Bonin forearc, in: P. Fryer, J.A. Pearce, L.B. Stokking (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 125, College Station, TX, 1992, pp. 211–235.
- [61] S.E. Smith, J.F. Casey, W.B. Bryan, L. Dmitriev, S. Silantiev, R. Magakyan, Geochemistry of basalts from the Hayes trans-

- form region of the Mid-Atlantic ridge, *J. Geophys. Res.* 103 (1998) 5305–5329.
- [62] G. Faure, *Principles of Isotope Geology*, second edition, John Wiley and Sons, New York, 1986, (589 pp.).
- [63] H.J.B. Dick, J.H. Natland, Late-stage melt evolution and transport in the shallow mantle beneath the East Pacific rise, in: C. Mevel, K.M. Gillis, J.F. Allan, P.S. Meyer (Eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 147, College Station, TX, 1996, pp. 103–134.
- [64] N. Nakamura, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites, *Geochim. Cosmochim. Acta* 38 (1974) 757–775.

**B. Valorisation des compétences – Un « nouveau chapitre de la thèse ».**

Association Bernard Gregory  
Ecole Doctorale des Sciences de la Mer



*Philippe Nonnotte*

**Sujet :**

Etude volcano-tectonique de la zone de divergence Nord Tanzanienne (Terminaison Sud du Rift Kenyan). Caractérisation pétrologique et géochimique du volcanisme récent (8 Ma – Actuel) et du manteau source. Contraintes de mise en place.



# 1 Cadre général et enjeux de ma thèse.

## 1.1 *Présentation.*

Le **géologue étudie des roches** qu'il collecte dans le monde entier pour les examiner et comprendre leur histoire. Ces longs travaux de **prélèvement sur le terrain** puis d'**analyses en laboratoire**, lui permettent ensuite d'expliquer comment se forment les grandes structures géologiques telles que les montagnes et les océans. Mais surtout il peut alors raconter l'**histoire de la Terre** et découvrir les **structures et les mécanismes qui naissent dans les profondeurs du globe**. Ainsi, on sait que la Terre est constituée de plusieurs couches : le noyau, le manteau et la croûte. La Terre ressemble donc à une grosse « pêche ». La croûte superficielle est divisée en grandes écailles, que l'on appelle les plaques tectoniques, et qui sont en mouvements continuels. Elles « flottent » sur le manteau, formant ainsi des « radeaux » qui dérivent les uns par rapport aux autres. Le rapprochement et la collision de deux plaques continentales va entraîner la formation de grandes chaînes de montagnes de plusieurs milliers de kilomètres de long (plusieurs fois la distance Brest-Strasbourg). A l'inverse, dans d'autres zones du globe, les plaques s'écartent. Lorsque deux plaques continentales s'éloignent l'une de l'autre, on peut observer la formation d'une vallée constituée de nombreux fossés, souvent occupés par de grands lacs. Cette grande vallée de plusieurs milliers de kilomètres de long mais relativement étroite est appelée un « rift ». Au bout de quelques dizaines de millions d'années (ceci représente plusieurs millions de vies d'homme), la vallée formée sera tellement large et tellement profonde que la mer va pouvoir s'y engouffrer donnant naissance à un **nouvel océan**.

Le **Rift Est Africain** est le plus bel exemple observable sur Terre. Il se divise en deux branches, l'une orientale et l'autre occidentale, et s'étend sur trois mille cinq cents kilomètres de la province des Afars (Djibouti) à l'embouchure du Zambèze, en séparant l'Afrique de l'Est de l'Afrique centrale. C'est la branche orientale qui va nous intéresser car tout au long de celle-ci, entre les Afars et le Nord de la Tanzanie, la formation du rift s'accompagne d'un volcanisme intense (plusieurs dizaines d'éruptions peuvent être observées sur une cinquantaine d'années). Celui-ci est lié à la production d'importantes quantités de « laves » à grande profondeur dans le manteau terrestre. Ce volcanisme, qui a débuté il y a maintenant trente millions d'années, est encore actif de nos jours.

La région du **Nord de la Tanzanie** constitue ma zone d'étude. C'est une grande province volcanique. Elle marque la fin de la branche orientale du Rift Est Africain et présente des caractéristiques tout à fait particulières par rapport au reste du rift. En effet, cette grande province, d'environ deux cents kilomètres de long sur quarante kilomètres de large, comptant une centaine de volcans, fait un angle droit avec toutes les autres structures de la branche orientale et semble les arrêter. On y rencontre aussi certains des plus gros volcans du monde, à l'image du **Kilimandjaro**, le toit de l'Afrique avec 5895 mètres d'altitude qui est aussi le seul sommet enneigé de tout le continent.

Au cours des deux campagnes de prélèvement (qu'on appelle aussi échantillonnage) que notre équipe a réalisées dans la région en 2003 et 2005 (Fig. 1), j'ai pu prélever des laves provenant des principaux volcans de la région. L'étude de leurs natures, de leurs compositions chimiques et la datation d'une partie d'entre elles, vont me permettre de répondre à plusieurs questions fondamentales. Je pourrai ainsi raconter l'histoire des principaux volcans de la région en précisant l'origine de leurs laves. L'analyse chimique de ces laves renseigne sur leur profondeur de formation et la nature du manteau qui leur a donnée naissance. Je peux aussi, toujours grâce à la chimie, avoir accès à des informations sur les processus qui se déroulent dans la chambre magmatique du volcan en lui-même. On a alors



indirectement par l'étude des laves, un moyen d'étudier le manteau situé à 80 kilomètres de profondeur sous cette région.

D'un point de vue plus général, notre équipe de géologues, en complétant ce travail par des mesures géophysiques, va ainsi contribuer à une meilleure connaissance de la géologie de cette zone du rift (aussi bien au niveau de la croûte superficielle que du manteau profond). Elle pourra aussi préciser le devenir de la branche orientale du Rift Est Africain à partir de là. Va-t-il s'arrêter dans le Nord de la Tanzanie, comme pourrait le laisser penser la situation actuelle, ou au contraire va-t-il continuer d'évoluer, pendant encore plusieurs millions d'années, jusqu'à peut être donner naissance à un nouvel océan entre l'Afrique centrale et la corne de l'Afrique de l'Est ?

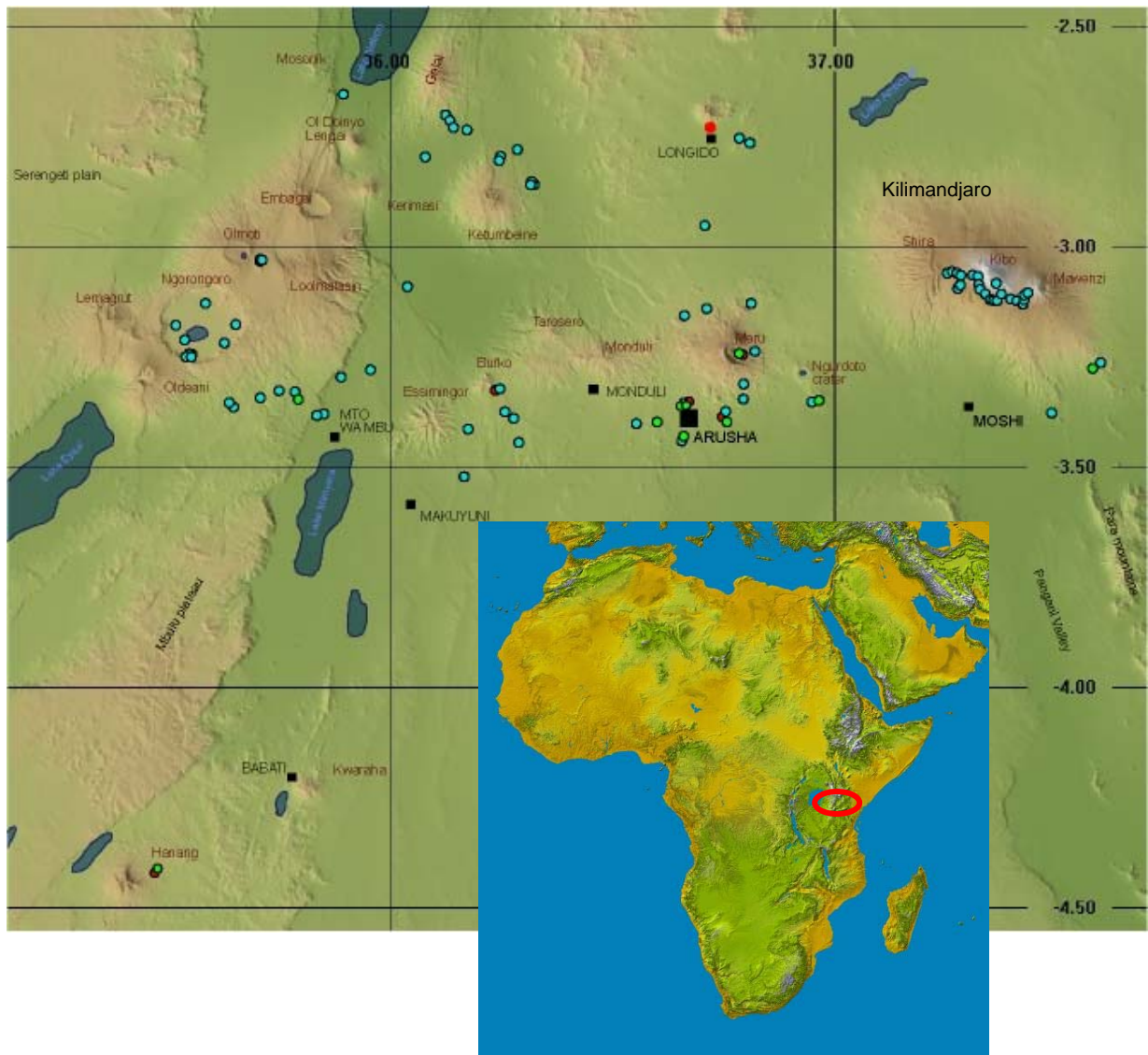


Fig. 1 : La Province volcanique Nord tanzanienne et position des sites d'échantillonnage des campagnes de 2003 et 2005.

---

## 1.2 Contexte de ma thèse.

---

Au niveau du laboratoire mon **sujet de thèse a été classé prioritaire en mars 2003** par le conseil du laboratoire. Par conséquent les candidats à une allocation de doctorat de type MENRT (Ministère de l'Education Nationale, de la Recherche et des Technologies) devaient choisir en priorité ce type de sujet. Ce premier travail sur le Nord de la Tanzanie constitue aussi le **point de départ d'un programme plus vaste et à long terme pour le laboratoire** (UMR 6538 Domaines Océaniques, Unité Mixte de Recherche entre le CNRS et l'UBO, Université de Bretagne Occidentale). En effet, ma thèse sur cette zone clé du Rift Est Africain, sera suivie par un programme international de déploiement de moyens géophysiques lourds (début en juillet 2007) qui s'étalera sur plusieurs années avec en particulier l'installation de stations sismiques et magnéto-telluriques (enregistrant les séismes et les champs magnétique et électrique dans le sous-sol). Le but final des participants au projet est de développer une **approche multidisciplinaire dans l'étude d'une région donnée** pour essayer de comprendre, de manière la plus exhaustive possible, les processus géologiques qui s'y déroulent. Ce type d'étude n'a encore jamais été menée sur le Rift Est Africain bien que cette approche ait déjà été développée dans d'autres régions du globe en contexte de rift (lac Baikal en Russie, rift du Rio Grande et Basin and Ranges aux Etats-Unis).

Ce projet bénéficie d'**appuis nationaux et internationaux** avec l'obtention de financements *via* le Programme DyETI (Dynamique et Evolution de la Terre Interne) de l'INSU-CNRS (Institut National des Sciences de l'Univers-Centre National de la Recherche Scientifique). Un premier financement a été acquis pour la période 2004-2005 sur l'approche pétrologique et géochimique, objet de mon travail de thèse. Un deuxième financement, toujours *via* le Programme DyETI, vient d'être notifié pour l'approche géophysique et est complété à l'international (Angleterre et Etats-Unis) par la mise à disposition de stations géophysiques qui s'ajouteront à celles de mon laboratoire. Ceci démontre sans ambiguïté, l'intérêt, hors du laboratoire, pour cette zone et pour ce projet dont ma thèse a constitué le point de départ.

Ma thèse n'est pas, à ma connaissance, en concurrence avec un autre projet aussi bien au niveau national qu'international. Les processus géologiques se produisant dans les rifts ne sont actuellement que peu étudiés. Ceci est en grande partie dû au désintérêt des compagnies pétrolières pour ce type de structures. Toutefois, il existe toujours une concurrence scientifique, « académique », avec les équipes britanniques lorsque l'on travaille sur les régions du Rift Est Africain car elles les ont beaucoup étudiées et considèrent que ce sont leurs zones réservées (Ethiopie et surtout Kenya et Tanzanie) ceci est une conséquence de la colonisation britannique dans ces régions au 20<sup>ème</sup> siècle.

Pour mener à bien cette thèse j'ai pu bénéficier de **nombreuses compétences scientifiques et humaines au sein du laboratoire** :

- M. Benoit (**géochimiste**, Chargé de Recherche CNRS) et B. Le Gall (**structuraliste**, Chargé de Recherche CNRS) sont mes deux encadrants principaux.
- J. Rolet (**structuraliste**, spécialiste du Rift Est Africain, Maître de Conférence UBO) et C. Hémond (**géochimiste**, Maître de Conférence UBO, directeur de thèse) m'apporte un soutien scientifique supplémentaire.
- C. Bassoulet et J. Cotten (**Ingénieur de Recherche CNRS et Ingénieur de Recherche UBO**), D. Hureau (**Ingénieur d'Etude CNRS**) et J.P. Oldra (Technicien UBO) pour la mise en œuvre des matériels scientifiques indispensables aux étapes d'acquisitions analytiques.

J'ai également bénéficié de l'engagement de **plusieurs partenaires extérieurs** qui ont réellement apportés leurs contributions, à savoir :

- G. Ceuleneer (**pétrologue**, Directeur de Recherche CNRS, Toulouse) est co-auteur de mon premier article international.
- M. Grégoire (**pétrologue**, Chargé de Recherche CNRS, Toulouse) a été impliqué très tôt dans le projet puisqu'il devait apporter son expertise sur la pétrologie des roches mantelliques que nous avons pu échantillonner. Cette collaboration a cependant été momentanément interrompue du fait de la réorientation de mon sujet portant par la suite uniquement sur l'étude des laves de la région.
- H. Guillou (**Ingénieur de Recherche** au Commissariat à l'Energie Atomique, Gif sur Yvette) m'a appris toutes les techniques permettant la préparation des échantillons de laves en vue de leurs datations par la méthode K-Ar. Il réalise ensuite la mesure de l'âge de ces laves au laboratoire de Gif sur Yvette, et est co-auteur de mon deuxième article internationale (prochainement soumis pour expertise avant publication).

J'ai aussi pu bénéficier de l'important potentiel du plateau analytique offert par mon laboratoire pour déterminer la pétrologie et la géochimie de mes échantillons :

- Atelier de fabrication de lames minces et de broyages.
- Microsonde électronique pour l'acquisition des compositions minéralogiques *in situ* (service commun de l'UBO).
- ICP-AES et Spectromètre de type AAS pour l'acquisition des données en éléments majeurs (composition chimique des roches).
- ICP-MS pour l'acquisition des données en éléments en traces (composition chimique des roches).
- Spectromètre de masse pour l'acquisition des données isotopiques (composition chimique des roches).
- Moyens analytiques du CEA à Gif sur Yvette pour réaliser la datations des échantillons.

### **1.3** *Moi dans ce contexte.*

---

Dès le plus jeune âge j'ai toujours été intéressé par les **roches** et passionné par les **volcans** et les **dinosaures**. Au fur et à mesure de l'avancement de ma scolarité et de l'introduction de la géologie dans les cours de Sciences Naturelles, cet intérêt s'est énormément développé. Pourtant ce n'est qu'à partir de mon entrée dans l'enseignement supérieur que j'ai pu découvrir les multiples aspects de cette discipline et plus particulièrement la **géologie de terrain**.

Grâce aux nombreux camps de terrain lors de ma formation universitaire, à mes **participations volontaires à 3 chantiers de fouilles** paléontologiques et à mon stage de Maîtrise pendant lequel j'ai repris la cartographie des formations paléovolcaniques de la presqu'île de Crozon, j'ai pu renforcer et montrer mon engouement pour cette **approche « traditionnelle »** des sciences de la Terre. Mon stage de DEA (5 mois) a aussi pour moi été une révélation, j'ai découvert la géochimie et le **travail en laboratoire** sous la direction de M. Benoit, mon maître de stage. Il m'a appris toutes les « ficelles » de **l'analyse géochimique** et m'a transmis son énorme enthousiasme.

Tout ceci a renforcé ma motivation pour entreprendre une thèse en pétrologie et géochimie mais il était clair que l'aspect terrain devait être présent et constituer une part importante du travail.

Au cours de mon stage de DEA, lorsque M. Benoit et B. Le Gall m'ont informé des possibilités d'une thèse sur le volcanisme de Tanzanie avec au moins une **mission d'échantillonnage**, je n'ai pas hésité et j'ai candidaté immédiatement. Mon classement à l'issue du DEA (3<sup>ème</sup>) m'a ensuite permis d'obtenir une des quatre allocations MENRT réservées à mon laboratoire, et de débiter ma thèse en octobre 2003 par une première campagne de trois semaines en Tanzanie.

## 2 Déroutement, gestion et coût de ma thèse.

### 2.1 Préparation et cadrage du projet.

Comme pour beaucoup de programmes scientifiques en géologie, ce projet a pour point de départ l'intérêt scientifique majeur offert par une région. En effet, le **Nord de la Tanzanie se révèle être une région clé du Rift Est Africain** pour comprendre les processus géologiques et les **interactions entre magmatisme et tectonique** (formation des failles), qui sont à l'œuvre lors du phénomène de déchirure de la croûte continentale. Suite à une première mission dans la région en 1998, réalisée par B. Le Gall et J. Rolet, l'étude relativement exhaustive du volcanisme de la zone s'est révélée nécessaire pour tenter de répondre à ces questions. Bien que relativement bien étudiée pour certains aspects ponctuels (les roches du manteau, les éruptions de l'Oï Doinyo Lengai) cette région n'avait **jamais été appréhendée dans sa globalité** et sous l'approche à la base de mon sujet de thèse.

Ce projet est aussi dans la continuité de plus de **quinze ans de travail sur le Rift Est Africain au sein du laboratoire**, en particulier au Kenya où les phénomènes de rifting ont fait l'objet de plusieurs thèses, couvrant la plupart des régions traversées par le Rift (lac Turkana, lacs Baringo et Bogoria, lac Magadi, etc...). Il est donc apparu nécessaire pour enfin avoir une vue d'ensemble de la branche Est du Rift, de poursuivre ce travail plus au Sud en Tanzanie (un important programme entre Djibouti et l'Ethiopie, se met actuellement en place pour apporter de nouvelles données vers le Nord). La mission de 1998 a aussi permis de faire le point sur la situation locale en terme de formalités, de partenaires, etc... Les enseignements de cette dernière ont donc eu un grand apport quand à la faisabilité du projet auquel je contribue.

Néanmoins, il existait plusieurs **facteurs de risques** au montage de ce projet par mes encadrants :

- ma thèse est la **première, en pétrologie-géochimie**, portant sur le volcanisme d'une région du Rift Est Africain au sein de mon laboratoire. De ce fait, nous n'avions que très peu de recul quand aux résultats attendus et à la méthodologie analytique à employer pour les acquérir. Ma première approche bibliographique (septembre 2003) et les discussions avec des collègues du laboratoire ayant travaillé sur des lithologies identiques ont permis de lever une grande partie de ces incertitudes.
- le **financement du projet**, et plus particulièrement de la première mission, n'était pas du tout assuré au moment de sa définition en tant que sujet prioritaire au niveau du labo et de l'école doctorale (mars 2003). Les moyens financiers, nécessaires à la campagne d'octobre 2003, ont été apportés par le service des relations internationales de l'UBO (SUCRI) en juin 2003.
- l'**évaluation de la situation en Tanzanie** pour y réaliser un tel projet. Les contextes politiques, ethniques voir militaires évoluent très vite dans les pays africains et sont autant de freins potentiels à la mise en place d'un programme scientifique sur plusieurs années. Ces dernières incertitudes ont en partie été levées par nos partenaires sur place, mais c'est surtout la mission exploratoire d'octobre 2003 qui nous a permis de nous faire une idée précise de la situation.

Ce projet n'aurait pu exister sans l'implication de **partenaires en Tanzanie** :

- l'**Université de Dar Es Salaam** au travers du Pr. S. Muhongo qui nous a grandement aidé pour la préparation des deux missions sur le plan administratif et qui s'est montré garant de notre projet scientifique au niveau local. Depuis sa nomination à l'UNESCO en 2005, ce partenariat a diminué dû fait d'une moins grande implication de la part de l'Université de Dar Es Salaam.
- l'**ambassade de France en Tanzanie** qui nous a apporté son soutien, et qui par son implication rendait notre démarche officielle, auprès des instances gouvernementales tanzanienne.

## 2.2 Conduite du projet.

Les principales étapes de ma thèse sont présentées dans un diagramme de Gantt (Fig. 2). Les **deux campagnes d'échantillonnage dans le Nord de la Tanzanie** apparaissent comme les dates clés de mon projet puisqu'elles ont permis de collecter les roches analysées par la suite. La campagne d'octobre 2003 (3 semaines) a servi de mission de reconnaissance et avait pour objectif le prélèvement d'échantillons selon une répartition élargie dans la région étudiée. Le travail analytique, entrepris dès le retour, a permis d'étudier ces premiers échantillons et ainsi de définir plus précisément les objectifs de la deuxième campagne de janvier-février 2005. Celle-ci, plus longue : 6 semaines, avait donc des objectifs beaucoup plus précis en terme de site d'échantillonnage et de volcans à étudier.

La **préparation des échantillons et leurs analyses ont constitué mon activité principale au cours de ce projet**. J'ai donc dû mener en parallèle la partie analytique et d'autres tâches telles que la rédaction d'article, l'analyse et l'interprétation des résultats au fur et à mesure de leur acquisition, la préparation de colloques, etc... L'étude bibliographique a constituée une tâche de fond tout au long de ma thèse, d'abord pour connaître les études antérieures relatives à la région et par la suite pour pouvoir interpréter les données et modéliser les processus géologiques. Pendant ma dernière année, j'ai pu aussi réaliser plusieurs heures d'enseignement au cours du deuxième semestre de l'année universitaire 2005-2006.

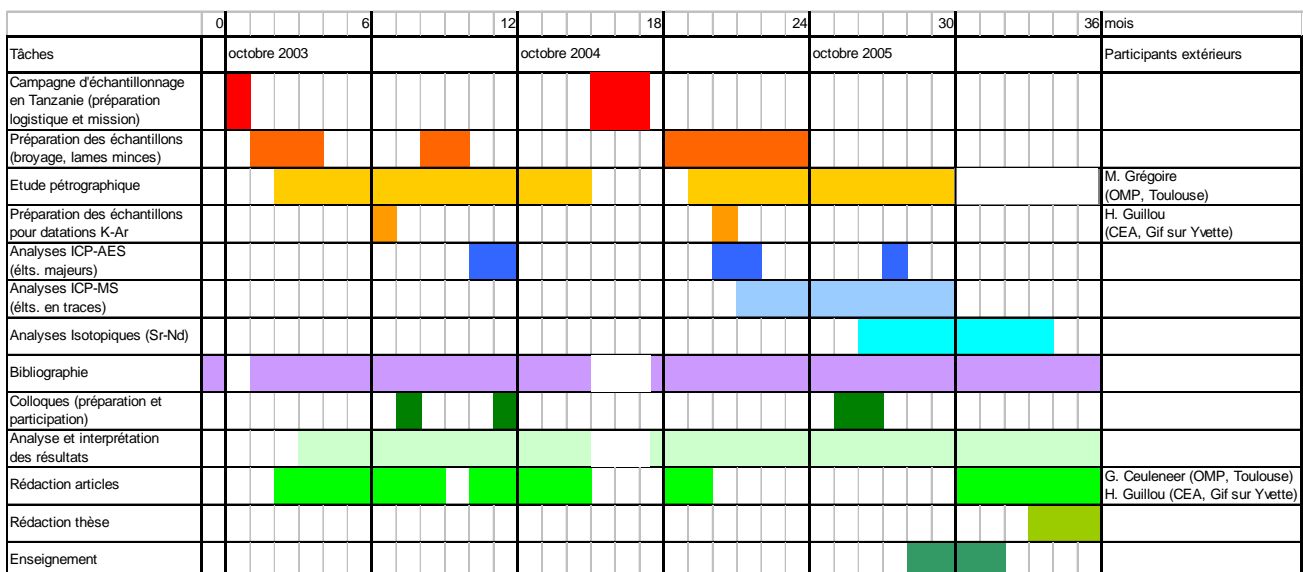


Fig. 2 : Planning de répartition des tâches effectuées et partenaires impliqués.

J'ai géré mon planning de thèse de **manière autonome** en déterminant l'ordre des tâches à effectuer et leurs priorités. Tout au long de mon travail, nous avons eu des réunions régulières (environ deux par mois) avec mes deux encadrants principaux : M. Benoit et B. Le Gall, pour pouvoir faire le point sur l'avancement du projet. Cette périodicité était toutefois relativement variable en fonction du travail en cours et de leurs disponibilités. Les rencontres étaient beaucoup plus fréquentes (parfois plusieurs dans la même semaine) lors des étapes de rédaction d'articles ou lors de la préparation de colloques, les réunions s'éspaçant plus lors des phases de « routine » analytique où j'ai rapidement pris mon autonomie.

### 2.3 Evaluation et prise en charge du coût du projet.

Le budget total de ce projet de thèse est d'environ 300 k€ dont presque 72% correspondent aux ressources humaines (dépenses incluant les charges salariales, Tab. 2). Il apparaît aussi que 16% de ce budget total ont été consacrés aux frais de fonctionnement général c'est-à-dire la gestion administrative, la mise à disposition de locaux, les frais liés aux fluides et à l'électricité, etc... Les 14% restants correspondent aux dépenses directement engagées par mon travail, les deux parts les plus importantes avec 5% et 6% correspondant aux deux missions d'échantillonnage en Tanzanie et au fonctionnement analytique respectivement (Fig. 3). Ce dernier n'ayant pas été trop lourd puisque la majorité des moyens analytiques sont disponibles au laboratoire et m'ont été facturés au coût interne. (Le détail du budget est disponible en Annexe 1).

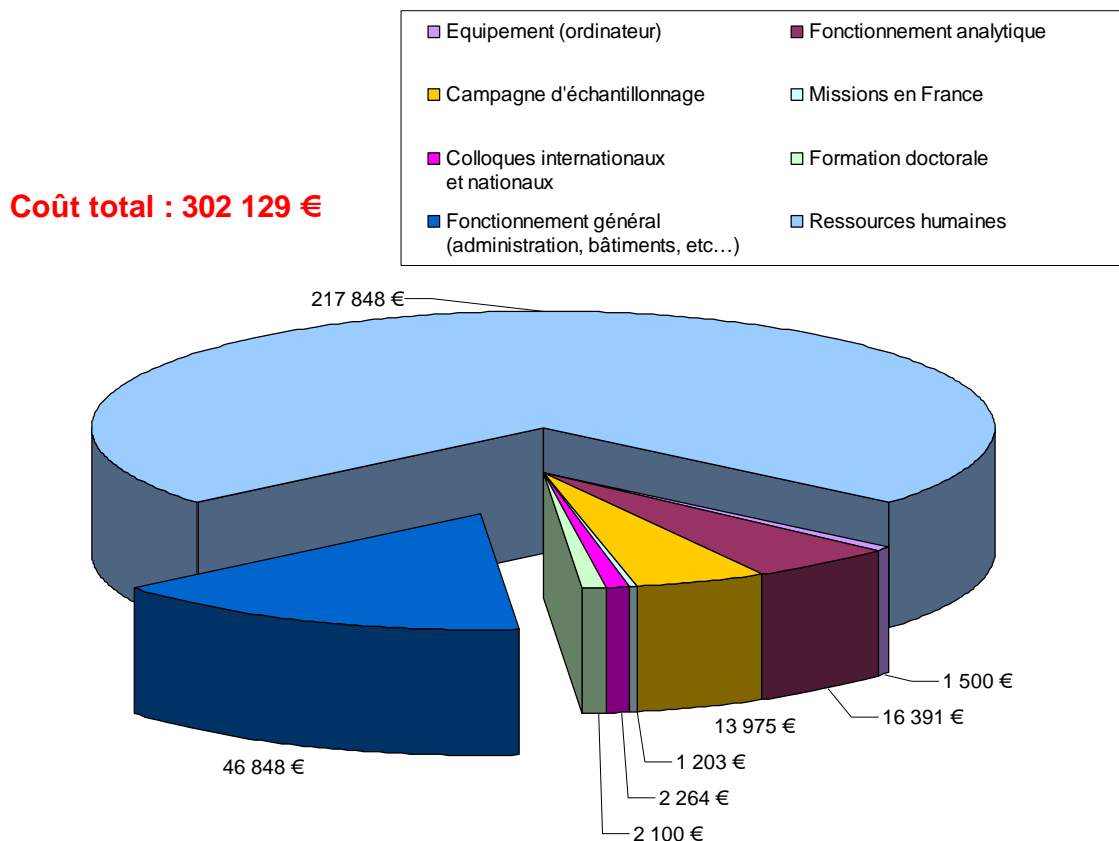


Fig. 3 : Répartitions des dépenses associées à mon projet de thèse (les recettes sont détaillées en Annexe 1).

Si on ne tient pas compte du budget en Ressources Humaines, la majorité du budget de ma thèse a été financé par mon laboratoire (UMR 6538), les dépenses liées au fonctionnement général ayant quand à elle étaient prises en charge par les institutions dont il dépend (UBO et CNRS). Néanmoins, deux dossiers de demandes de financement ont été réalisés pour permettre de financer nos campagnes de terrain auprès de l'INSU *via* le programme DyETI et auprès du Service des Relations Internationales (SUCRI) de l'UBO. J'ai personnellement monté le dossier pour la région Bretagne dans le but d'obtenir une subvention pour participer à l'AGU Fall Meeting, le plus gros congrès international en sciences de la Terre (San Francisco, Etats-Unis), où j'ai pu présenter mes résultats sous forme d'un poster (Tab. 1).



Organisme de financement	Recettes (€)
UMR 6538 (CNRS, UBO)	19 209
Programme DyETI (INSU)	5 806
CNRS, UBO (administration, bâtiment,...)	46 848
SUCRI (UBO)	9 825
Région Bretagne	494
EDSM	2 100
<b>Total recettes (hors ressources humaines)</b>	<b>84 281</b>

Tab. 1 : Les principaux organismes de financement de ma thèse et leurs contributions.

Personnel	Temps (heures)	Coût horaire (€/heures)	Total (€)	Recettes (€)	Financement
Salaire doctorant			68 628	68 628	Ministère Education Nationale
Directeur de thèse	150	34	5 100	5 100	UBO
Tuteurs	1200	69	82 800	82 800	CNRS
Ingénieurs	1120	31	34 720	8 680	UBO
				17 360	CNRS
				8 680	CEA
Techniciens	800	16	12 800	12 800	UBO
Autres chercheurs	200	69	13 800	13 800	CNRS, UBO, UPS
Etudiants (M2, M1, stagiaires)	160	0	0	0	
<b>Total (€)</b>			<b>217 848</b>	<b>217 848</b>	

Tab. 2 : Les Ressources Humaines engagées et leur financement.

### 3 Compétences, savoir-faire, qualités professionnelles et personnelles.

Durant ces trois années de thèse, j'ai bénéficié d'une **grande autonomie dans la conduite et la réalisation de ce projet**. J'ai ainsi dû acquérir et mettre en œuvre des compétences à la fois scientifiques, techniques et méthodologiques, mais aussi développer mes qualités personnelles.

#### 3.1 *Compétences scientifiques et techniques.*

Cette thèse m'a permis de développer mon **expertise scientifique** dans le domaine de la pétrologie et la géochimie des magmas émis en contexte intra-plaque continentale, et plus généralement sur la géologie des rifts continentaux. J'ai aussi par l'approche bibliographique et grâce aux discussions avec mes tuteurs appris à interpréter les données géochimiques dans ce contexte particulier et à élargir leur impact en tenant compte des autres résultats disponibles (tectonique, géophysique, etc...). Mes deux campagnes d'échantillonnage ont renforcé l'**aspect terrain** de mon expertise. J'ai ainsi appris (en particulier en 2003 lors de la première mission) à connaître le terrain mais j'ai aussi su me servir de mes connaissances théoriques en conditions réelles pour pouvoir interpréter les structures géologiques observables.

D'un point de vue technique, j'ai au cours de cette thèse, été amené à **travailler avec des moyens analytiques** lourds (ICP-AES, ICP-MS, spectromètre de masse, microsonde électronique, etc...). J'ai, dans un premier temps, appris à faire fonctionner ces appareils et à mettre au point les protocoles spécifiques nécessaires pour la préparation des échantillons. J'ai ensuite commencé à développer de nouveaux procédés permettant d'acquérir les données et j'ai réalisé des tests pour les valider.

J'ai aussi développé **d'autres compétences techniques** :

- la représentation de mes données analytiques (*Excel* et *Iqpetwin*)
- l'écriture de textes scientifiques (*Word*).
- la mise au point de présentations orales (*Powerpoint*) et sous forme de posters.
- la création de figures mises en formes pour publication (*Illustrator*).
- la visualisation et l'édition de documents cartographiques (*Envi* et *3Dem*).
- la mise au point et la gestion d'une base de donnée bibliographique (*Endnote*).

### 3.2 *Compétences méthodologiques en conduite de projet et en communication.*

Cette période m'a aussi permis d'acquérir et de conforter des compétences liées à la **conduite de projet** :

- la **gestion de mon temps et la planification de mon travail**. Il m'a fallu ordonner les tâches à réaliser en fonction de leur priorité. J'ai donc dû surtout apprendre à gérer mon planning en tenant compte des contraintes imposées par l'important travail analytique (durée des manipulations scientifiques, disponibilité des appareils, etc...). Il m'a aussi fallu respecter des délais pour différentes tâches telles que la préparation des échantillons avant une session de mesures ou la mise au point d'une communication pour un colloque (respect des dates pour l'inscription, l'envoi du résumé, poster terminé ou communication orale prête et répétée avant le début du congrès).
- la **gestion de tâches à mener en parallèle** en évitant une trop grande dispersion. Il faut gérer les activités de fond (travail analytique et d'interprétation des résultats) nécessaire au bon avancement du projet tout en organisant, en fonction de leurs priorités, d'autres tâches telles que l'enseignement et sa préparation, la rédaction de rapports ou d'articles, la mise au point de présentations ; ces dernières nécessitant le plus souvent le respect de délais imposés.

J'ai aussi pu développer mon **sens de la communication** grâce à plusieurs approches :

- la **construction d'un réseau personnel**. Je l'ai principalement créé grâce à l'utilisation de la messagerie électronique pour contacter et dialoguer avec les personnes extérieures au laboratoire et impliquées dans le projet Tanzanie, avec mes co-auteurs et avec de nombreuses autres personnes pour obtenir des renseignements ou des publications portant sur des sujets proches de mon objet d'étude. J'ai aussi pu lors de mes deux missions en Tanzanie et lors de plusieurs congrès, rencontrer de nombreux scientifiques internationaux.
- la **communication de mes résultats scientifiques**. Elle s'est faite de deux manières : tout d'abord par la *rédaction d'articles scientifiques* en anglais et la rédaction de mon manuscrit de thèse, puis par la réalisation de *communication orales (en anglais et français)* lors de colloques internationaux et nationaux. J'ai aussi pu présenter mon travail lors de séminaires internes au laboratoire. Ces deux approches m'ont permis de toucher un public de professionnels et de me faire connaître dans le milieu de la recherche fondamentale. Ceci s'avérera extrêmement utile pour la recherche d'un post-doc ou d'un emploi dans ce secteur d'activité.
- l'**enseignement**. J'ai pu réaliser au cours de l'année 2006, 18 heures de TP et 6 heures de TD de terrain en option paléontologie de la Licence de Biologie. Il a donc fallu que je prépare et donne un enseignement différent de ma spécialité. Ceci m'a permis de reprendre des notions générales et fondamentales de ma discipline, et de les transmettre de manière synthétique et relativement simplifiée à des étudiants peu familiers de la géologie. J'ai aussi appris à préparer et corriger un examen de TP. Cette expérience a été extrêmement enrichissante, et est directement exploitables dans l'enseignement secondaire et supérieur.
- la **vulgarisation scientifique**. Suite à mes deux missions dans le Nord de la Tanzanie, j'ai eu l'occasion de faire partager mon travail de recherche au grand public. Lors de la première mission d'octobre 2003, sous l'impulsion de Mathieu Benoit, nous avons monté un partenariat avec les classes de 1<sup>ère</sup> du lycée de Kérichen (Brest). Celles ci pouvaient suivre notre expédition grâce à un site web, réalisé par Bérengère Doerler (webmestre) et mis à jour depuis la Tanzanie. A notre retour, nous sommes allés présenter notre mission aux lycéens lors de deux journées et nous avons organisé une visite au laboratoire pour ces mêmes classes. Ce partenariat s'est poursuivi avec la mission de 2005, et je me suis aussi impliqué dans la réalisation de plusieurs pages web traitant de la première partie de la campagne 2005 (lac Natron et région du Ngorongoro). Le site web est

consultable à l'adresse suivante : <http://www-sdt.univ-brest.fr/~mbenoit/tanzanie/>. Dans cette même optique j'ai été invité à commenter, devant le grand public, la projection d'un film sur le Rift Est Africain lors des journées « Sciences et Citoyens » organisées par la délégation régionale Bretagne – Pays de Loire du CNRS à Plouzévet (29).

## 4 **Savoir-faire administratifs, organisationnels, linguistiques.**

La préparation de ma thèse a aussi été pour moi l'occasion de développer d'autres savoir-faire dans les domaines de l'administration, de l'organisation et d'améliorer mes compétences linguistiques :

- élaboration d'un dossier et **obtention d'une subvention** auprès de la région Bretagne pour la participation à l'AGU Fall Meeting de San Francisco.
- **gestion des aspects administratifs d'une mission** en France ou à l'étranger : ordres de mission, avance sur frais de mission, transport, etc...
- gestion de la **logistique de la mission 2005** en Nord Tanzanie.
- **pratique de l'anglais écrit et oral.**

### 4.1 *Qualités personnelles.*

---

Mon projet de thèse et les nombreuses expériences qui lui sont associées, m'ont permis de consolider et de mettre en œuvre mes qualités personnelles :

- la **rigueur**, l'**esprit d'analyse et de synthèse** pour aborder des problèmes scientifiques complexes.
- la **persévérance** pour porter et mener à terme ce projet pendant 3 ans.
- l'**autonomie et la prise d'initiative** à la fois au laboratoire et surtout lors des missions en Tanzanie où j'ai été très impliqué dans leur gestion scientifique et technique.
- la **créativité et l'innovation** par la mise au point et l'application de nouveaux protocoles analytiques.
- l'**adaptabilité** face aux situations rencontrées pour appréhender les aspects quotidiens d'une mission en Afrique (culturels, administratifs, tribaux, « l'intendance », etc...).
- la capacité à **organiser et à gérer les facteurs techniques et humains** en conditions difficiles : par exemple, 15 jours d'échantillonnage à 4000 m d'altitude sur le Kilimandjaro avec une équipe de 4 scientifiques et de 20 guides et porteurs tanzaniens. Ceci implique un bon relationnel et une bonne intégration dans une équipe.

## 5 Résultats et impact de la thèse.

D'un **point de vue scientifique**, ma thèse permet d'apporter, à plusieurs échelles, de nouvelles contraintes sur le fonctionnement des volcans du Nord de la Tanzanie.

Suite à mon travail, nous sommes en mesure de « raconter » l'histoire de trois des plus grands volcans du continent africain et plus particulièrement de son sommet mythique : le Kilimandjaro. Au niveau de la zone d'étude, mon travail contribue, par la détermination des phénomènes ayant lieu à grande profondeur dans le manteau, à une meilleure connaissance des processus géologiques et magmatiques qui se déroulent dans cette zone complexe, très peu étudiée du Rift Est Africain.

D'un point de vue global, ce travail amène de nouvelles données sur le volcanisme en contexte de rifting intra-continentale, et sera donc à mettre en parallèle avec des résultats obtenus dans d'autres régions du globe présentant le même contexte géologique (lac Baïkal, région du Rio Grande, etc...). Ceci permettra d'avoir une vision à grande échelle et de mieux comprendre comment se déroule le début de l'ouverture d'un océan.

**Au niveau de mon laboratoire**, mon travail de thèse a un impact significatif car, en tant que projet prioritaire, il constitue le point de départ d'un programme plus important, multidisciplinaire, impliquant une dizaine de personnes dans l'équipe. Plus particulièrement, les deux missions réalisées en Tanzanie en 2003 et 2005 ont permis au laboratoire de nouer des contacts sérieux avec des chercheurs tanzaniens et l'ambassade de France. Ceci s'avèrera extrêmement utile pour monter une nouvelle campagne dans le Nord de la Tanzanie. De plus, les résultats apportés dans ma thèse ont encore renforcé l'intérêt scientifique pour cette région exceptionnelle du Rift Est Africain.

Les résultats acquis lors de ma thèse vont aussi être valorisés *via* des articles en anglais et des communications lors de colloques :

- 1 article publié dans une revue de rang A (*en anglais*).
- 3 articles en préparation (1 en phase finale de rédaction) pour des revues de rang A (*en anglais*).
- 1 communication orale *en anglais* lors d'un congrès international.
- 1 poster lors d'un congrès international (*en anglais*).
- 1 communication orale *en français* lors d'un colloque national.

D'un **point de vue personnel**, en fin de thèse, j'ai pu dégager plusieurs pistes professionnelles.

Tout d'abord la voie institutionnelle avec la recherche fondamentale au sein du CNRS et de l'université qui me seront accessibles après une période de post-doc à l'étranger ou en tant qu'ATER dans les universités françaises. Dans une optique proche, il y a aussi les EPIC (Etablissement Privé à Caractère Industriel et Commercial) tels que le BRGM, le CEA, l'IFREMER, etc... Ce sont des instituts nationaux mais qui sont plus particulièrement impliqués dans des programmes de recherche appliquée avec des partenariats importants dans le monde industriel. Dans les deux cas, ce sont mes compétences de géologues qui me permettront de m'insérer dans ce secteur professionnel.

La piste industrielle se dégage aussi, en particulier dans les milieux du pétrole, des matériaux, des travaux publics et de l'environnement. Dans ce cas, je pense que ce sont principalement mes compétences en tant qu'analyste et dans l'interprétation des résultats, mais aussi celles développées grâce à mes missions sur le terrain (organisation et gestion d'une mission à l'étranger sur les plans techniques et humains) qui seront recherchées.

Enfin, d'autres pistes peuvent exister avec la création d'entreprise :

- bureau d'étude en géologie (suite à une formation complémentaire dans l'étude du sol et de l'hydrogéologie et du management d'entreprise).
- entreprise de service analytique (pour l'analyse des eaux et des sols) en sous-traitance des bureaux d'études ou des agences de l'eau. Ceci pourrait se réaliser dans le cadre d'un partenariat avec l'université par la mise à disposition des moyens d'analyses (à définir avec le service Valorisation de l'UBO).
- agence de voyages scientifiques et d'organisation d'expéditions, pour faire découvrir les volcans d'Afrique (et d'ailleurs) au grand public mais aussi pour gérer les aspects logistiques et administratifs des missions scientifiques à l'étranger.

*Réflexion, synthèse et rédaction menée entre avril et août 2006  
avec le concours de M. Yanys E. Wessel (mentor de l'ABG).*

Secteur budgétaire	Libellé	Coût unitaire (€)	Multiplieur	Total intermédiaire (€)	Montant total par secteur (€)	Recettes (€)	Organisme de financement	
Equipement	Ordinateur	1500		1500	1500	1500	UMR 6538 (CNRS, UBO)	
Fonctionnement analytique	Petit matériel, consommables, etc...	500		500	16391	15571	UMR 6538 (CNRS, UBO)	
	Analyses Microsonde électronique	183	7 jours	1281				
	Analyses ICP-AES (élt. majeurs)	30	145 éch.	4350				
	Analyses ICP-MS (élt. en traces)	18	145 éch.	2610				
	Datations K/Ar (CEA Gif sur Yvette)	150	25 éch.	3750				
	Mesures compositions isotopiques	100	35 éch.	3500				
	Frais de publication	400		400		820	Programme DyETI (INSU)	
Fonctionnement général	Administration, bâtiments, etc...				46848	46848	CNRS, UBO	
Ressources Humaines	Salaire doctorant + coût horaire des personnels impliqués dans le projet				217848	217848	Ministère Education Nationale, CNRS, UBO, CEA	
Campagnes d'échantillonnage	Mission Tanzanie 2003	Billet d'avions		1100	5675	5675	SUCRI (UBO) Relations Internationales	
		Permis et taxes de recherche	50	50				
		Indemnité du géologue tanzanien	60	18 jours				1080
		Location véhicule tout terrain	90	18 jours				1620
		Frais de séjours	25	21 jours				525
		Divers	100					100
	Expédition des échantillons	1200		1200				
	Mission Tanzanie 2005	Billet d'avions	1100		1100	8300	4150	SUCRI (UBO) Relations Internationales
		Permis et taxes de recherche	500		500			
		Indemnité du géologue tanzanien	45	29 jours	1305			
		Location véhicule tout terrain	120	14 jours	1680			
		Expédition sur le Kilimanjaro	45	15 jours	675			
Frais de séjours		25	40 jours	1000				
Divers	840		840		4150	Programme DyETI (INSU)		
Expédition des échantillons	1200		1200					
Missions en France	Mission CEA Gif sur Yvette	Déplacement		288	818	818	UMR 6538 (CNRS, UBO)	
		Hébergement	38	10 jours				380
		Frais de séjours	15	10 jours				150
	Mission Toulouse	Déplacement	310		310	385	385	UMR 6538 (CNRS, UBO)
Hébergement		0	5 jours	0				
Frais de séjours		15	5 jours	75				
Colloques nationaux et internationaux	Congrès Orléans (CAG20)	Déplacement		63	355	177	UMR 6538 (CNRS, UBO)	
		Hébergement	49	3 jours				147
		Frais de séjours	15	3 jours				45
		Inscription	100					100
	Congrès Strasbourg (RST)	Déplacement	113		113	263	263	UMR 6538 (CNRS, UBO)
		Hébergement	0	4 jours	0			
		Frais de séjours	15	4 jours	60			
		Inscription	90		90			
	Congrès San Francisco (AGU Fall Meeting)	Déplacement	932		932	1647	494	UMR 6538 (CNRS, UBO)
		Hébergement	57	7 jours	399			
		Frais de séjours	20	7 jours	140			
		Inscription	140		140			
	Frais de résumé	35		35		659	Programme DyETI (INSU)	
Formation doctorale	Cours transversaux EDSM				2100	2100	EDSM	
				<b>Total (€)</b>	<b>302129</b>	<b>302129</b>		

Annexe 1 : Dépenses associées à la thèse.



## **ANNEXES.**

**Annexe 1 :** Concentration en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves du Kilimandjaro.

**Annexe 2 :** Concentration en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves du Kilimandjaro.

**Annexe 3 :** Concentration en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves de la région des Craters Highlands et du Ngorongoro.

**Annexe 4 :** Concentration en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves de la région des Craters Highlands et du Ngorongoro.

**Annexe 5 :** Concentration en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves du rift Natron-Manyara.

**Annexe 6 :** Concentration en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves du rift Natron-Manyara.

**Annexe 7 :** Concentration en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves de la région d'Arusha et du Mt Meru.

**Annexe 8 :** Concentration en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves de la région d'Arusha et du Mt Meru.

**Annexe 9 :** Compositions isotopiques des échantillons de laves de la Divergence Nord Tanzanienne.

**Annexe 10 :** Concentrations (en ppm) en éléments en traces pour les standards internationaux BHVO-2 et WSE mesurés par HR ICP-MS Element 2.

**Annexe 11 :** Compositions isotopiques mesurées pour les standards internationaux NBS987 et La Jolla sur spectromètre de masse Triton T1.

Echantillon		05KI01	05KI02	05KI03A	05KI04	05KI05A	05KI05B	05KI06
Centre éruptif		Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo
Formation géologique		Lava Tower group	Lava Tower group	Lent group	Lava Tower group	Lent group	Lent group	Lava Tower group
Coordonnées géographiques (WGS84)	Latitude (Sud)	03°05'33"	03°05'20"	03°05'13"	03°04'55"	03°04'02"	03°04'02"	03°03'24"
	Longitude (Est)	37°16'11"	37°16'28"	37°16'32"	37°16'39"	37°16'39"	37°16'39"	37°16'03"
	Altitude (mètres)	3123	3326	3450	3601	3865	3865	3796
TAS		phono-téphrite	phono-téphrite	phonolite	phono-téphrite	phonolite	téphri-phonolite	phono-téphrite
Éléments majeurs (%)	SiO2	52,05	52,15	55,90	51,50	55,80	53,65	51,25
	TiO2	1,62	1,53	0,92	1,98	0,87	0,90	1,94
	Al2O3	19,00	19,40	18,90	18,55	18,70	18,95	17,30
	Fe2O3*	8,07	7,61	6,14	8,80	6,10	6,29	10,50
	MnO	0,20	0,19	0,19	0,19	0,19	0,20	0,27
	MgO	1,42	1,35	0,82	1,97	0,79	0,81	1,58
	CaO	4,24	4,30	1,88	5,80	1,80	1,88	3,80
	Na2O	5,20	5,20	7,75	5,77	8,60	4,97	4,88
	K2O	3,59	3,50	6,00	3,20	6,10	5,60	3,68
	P2O5	0,71	0,66	0,27	0,88	0,25	0,26	0,90
	LOI	2,97	3,48	0,78	0,74	0,01	5,52	3,03
	Total	99,07	99,37	99,55	99,38	99,21	99,03	99,13
	Mg#	0,35	0,35	0,35	0,41	0,34	0,30	0,31
Norme CIPW	Quartz							
	Orthose	21,22	20,68	35,46	18,91	36,05	33,09	21,75
	Albite	41,83	42,44	30,61	36,72	21,14	39,25	41,29
	Anorthite	16,40	17,02		15,27		7,63	12,97
	Leucite							
	Néphéline	1,18	0,85	17,99	6,56	22,26	1,52	
	Diopside			6,23	6,31	6,18		
	Hyperstène							2,86
	Wollastonite							
	Olivine	5,59	5,29	0,57	3,44	2,09	3,76	4,91
Apatite	1,64	1,53	0,63	2,04	0,58	0,60	2,09	
Éléments en traces (ppm)	Rb							
	Sr	1040	1165	120	1175	96	267	810
	Ba							
	Sc	4,5	4,3	4,5	6	4,4	4,5	7
	V	19	19	3	46	3	3	19
	Cr	2,5	2,5	2	3	2	2	2,5
	Co	8	8	2,5	14	2,5	3	9
	Ni	1,5	1	1	3	1	1	1
	Y	51	47,5	63	47,5	61	62	66,5
	Zr	730	690	1670	640	1640	1725	860
	Nb	202	188	418	170	415	438	222
	La			200		190		
	Ce			350		345		
	Nd			114		111		
	Sm			17,5		17,3		
	Eu			3,30		3,17		
	Gd			12,7		12,2		
	Dy			10,9		10,6		
Er			6,4		6,3			
Yb			6,40		6,20			
Th								

**Annexe 1 :** Concentrations en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves du Kilimandjaro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre et al., 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe2O3/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS.

<b>Echantillon</b>	<b>05KI07A</b>	<b>05KI07B</b>	<b>05KI07C</b>	<b>05KI08A</b>	<b>05KI08B</b>	<b>05KI09A</b>	<b>05KI09B</b>	
<b>Centre éruptif</b>	Shira	Shira	Shira	Shira	Shira	Shira	Shira	
<b>Formation géologique</b>	Shira Ridge group	Shira Ridge group	Shira Ridge group	Shira Ridge group	Shira Ridge group	Shira Ridge group	Shira Ridge group	
<b>Coordonnées géographiques (WGS84)</b>	<b>Latitude (Sud)</b>	03°03'14"	03°03'14"	03°03'14"	03°03'14"	03°03'22"	03°03'22"	
	<b>Longitude (Est)</b>	37°15'27"	37°15'27"	37°15'27"	37°15'20"	37°15'20"	37°15'20"	
	<b>Altitude (mètres)</b>	3763	3763	3763	3776	3776	3782	3782
<b>TAS</b>	basanite	basanite	trachybasalte	basanite	basanite	basanite	basanite	
<b>Éléments majeurs (%)</b>	<b>SiO2</b>	47,10	47,30	48,75	48,55	44,60	45,40	45,60
	<b>TiO2</b>	2,49	2,53	2,15	1,99	2,32	2,29	2,29
	<b>Al2O3</b>	16,95	17,35	16,90	17,00	16,75	16,05	16,50
	<b>Fe2O3*</b>	13,06	13,00	12,25	12,50	13,05	13,10	13,05
	<b>MnO</b>	0,21	0,21	0,20	0,20	0,21	0,20	0,20
	<b>MgO</b>	3,68	3,95	4,08	4,32	5,20	5,44	5,00
	<b>CaO</b>	7,62	8,00	7,42	6,75	9,10	9,00	8,65
	<b>Na2O</b>	4,85	4,66	4,38	5,27	5,10	4,27	4,49
	<b>K2O</b>	2,07	2,01	2,17	2,47	1,92	1,84	1,90
	<b>P2O5</b>	0,70	0,64	0,62	0,75	0,71	0,62	0,65
	<b>LOI</b>	0,73	0,18	0,42	0,07	0,78	1,28	1,32
	<b>Total</b>	99,46	99,83	99,34	99,81	99,74	99,49	99,61
<b>Mg#</b>	0,41	0,43	0,49	0,51	0,50	0,51	0,49	
<b>Norme CIPW</b>	<b>Quartz</b>							
	<b>Orthose</b>	12,23	11,88	12,82	14,60	11,35	10,87	11,23
	<b>Albite</b>	25,51	24,77	31,25	26,40	12,78	17,73	18,83
	<b>Anorthite</b>	18,37	20,49	20,05	15,44	17,14	19,19	19,26
	<b>Leucite</b>							
	<b>Néphéline</b>	8,42	7,95	3,15	9,85	16,45	9,97	10,38
	<b>Diopside</b>	12,39	12,48	10,44	10,91	19,26	17,63	16,03
	<b>Hyperstène</b>							
	<b>Wollastonite</b>							
	<b>Olivine</b>	10,64	10,99	9,51	12,46	11,09	12,19	11,93
<b>Apatite</b>	1,62	1,48	1,44	1,74	1,64	1,44	1,51	
<b>Éléments en traces (ppm)</b>	<b>Rb</b>							
	<b>Sr</b>	865	890	830	830	984	800	825
	<b>Ba</b>							
	<b>Sc</b>	12	13	14	12,8	14	18	15,5
	<b>V</b>	175	195	204	187	240	245	232
	<b>Cr</b>	16	20	20	29	37	49	37
	<b>Co</b>	37	38	34	35	40	41	41
	<b>Ni</b>	24	27	26	28	47	46	43
	<b>Y</b>	36	32	37	32	27	29	29
	<b>Zr</b>	300	265	307	290	295	252	264
	<b>Nb</b>	95	86	86	94	102	84	89
	<b>La</b>							
	<b>Ce</b>							
	<b>Nd</b>							
	<b>Sm</b>							
	<b>Eu</b>							
	<b>Gd</b>							
	<b>Dy</b>							
<b>Er</b>								
<b>Yb</b>								
<b>Th</b>								

**Annexe 1 (suite) :** Concentrations en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves du Kilimandjaro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre et al., 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe2O3/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS.

<b>Echantillon</b>		<b>05KI11</b>	<b>05KI12</b>	<b>05KI13</b>	<b>0KI14</b>	<b>05KI15</b>	<b>05KI16</b>	<b>05KI17</b>
<b>Centre éruptif</b>		Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo
<b>Formation géologique</b>		Lava Tower group	Caldera Rim group	Lava Tower group	Lava Tower group	Lava Tower group	Lava Tower group	Caldera Rim group
<b>Coordonnées géographiques (WGS84)</b>	<b>Latitude (Sud)</b>	03°03'32"	03°03'48"	03°03'55"	03°04'01"	03°04'04"	03°04'04"	03°04'05"
	<b>Longitude (Est)</b>	37°15'53"	37°19'01"	37°19'16"	37°19'43"	37°19'40"	37°19'38"	37°19'38"
	<b>Altitude (mètres)</b>	3750	4510	4555	4655	4622	4628	4642
<b>TAS</b>		téphri-phonolite	phonolite	phono-téphrite	phono-téphrite	phono-téphrite	phono-téphrite	phonolite
<b>Éléments majeurs (%)</b>	<b>SiO2</b>	53,50	54,35	51,25	50,74	51,60	51,20	54,70
	<b>TiO2</b>	1,67	0,94	2,01	1,97	1,87	1,88	0,97
	<b>Al2O3</b>	17,95	19,50	18,50	18,30	18,58	18,50	19,90
	<b>Fe2O3*</b>	8,60	5,55	9,16	8,80	8,70	8,55	5,58
	<b>MnO</b>	0,23	0,18	0,19	0,18	0,20	0,19	0,17
	<b>MgO</b>	1,47	1,09	2,10	2,02	1,67	1,90	1,06
	<b>CaO</b>	4,26	2,37	5,70	5,65	5,78	5,56	2,50
	<b>Na2O</b>	5,85	8,25	5,50	5,57	5,60	6,12	8,56
	<b>K2O</b>	3,65	5,45	3,22	3,31	3,25	3,49	5,14
	<b>P2O5</b>	0,74	0,57	0,85	0,84	0,87	0,81	0,56
	<b>LOI</b>	1,10	0,73	0,71	1,80	1,80	1,62	0,31
	<b>Total</b>	99,02	98,98	99,19	99,19	99,92	99,82	99,45
<b>Mg#</b>	0,36	0,44	0,43	0,43	0,39	0,42	0,43	
<b>Norme CIPW</b>	<b>Quartz</b>							
	<b>Orthose</b>	21,57	32,21	19,03	19,56	19,21	20,63	30,38
	<b>Albite</b>	43,11	30,17	36,82	35,28	37,52	33,40	31,64
	<b>Anorthite</b>	11,94	0,08	16,28	15,16	15,96	12,70	0,70
	<b>Leucite</b>							
	<b>Néphéline</b>	3,46	21,47	5,27	6,42	5,34	9,96	22,10
	<b>Diopside</b>	3,60	6,40	5,24	6,00	5,75	7,81	6,47
	<b>Hyperstène</b>							
	<b>Wollastonite</b>							
	<b>Olivine</b>	3,85	0,51	4,20	3,64	3,20	2,79	0,40
<b>Apatite</b>	1,71	1,32	1,97	1,95	2,02	1,88	1,30	
<b>Éléments en traces (ppm)</b>	<b>Rb</b>							
	<b>Sr</b>	1040	615	980	965	1110	950	720
	<b>Ba</b>							
	<b>Sc</b>	5	2	6,5	6,4	6	6,3	2,5
	<b>V</b>	19	10	49	44	32	39	10
	<b>Cr</b>	2,5	2,5	3	2	2,5	2	2,5
	<b>Co</b>	8	4	15	14	12	13	4
	<b>Ni</b>	1	1,5	3	2,5	1,5	2	1
	<b>Y</b>	55	45,5	49	49	50	49	46
	<b>Zr</b>	740	1300	680	660	690	690	1210
	<b>Nb</b>	197	345	182	178	180	183	334
	<b>La</b>		167					
	<b>Ce</b>		304					
	<b>Nd</b>		97					
	<b>Sm</b>		15,1					
	<b>Eu</b>		3,78					
	<b>Gd</b>		10,4					
	<b>Dy</b>		8,25					
	<b>Er</b>		4,7					
<b>Yb</b>		4,40						
<b>Th</b>								

**Annexe 1 (suite) :** Concentrations en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves du Kilimandjaro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre et al., 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe2O3/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS.

Echantillon		05K118	05K119	05K120	05K121	05K122	05K123	05K124
Centre éruptif		Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo
Formation géologique		Lava Tower group	Lava Tower group	Rhomb Porphyry group	Rhomb Porphyry group	Inner Crater group	Lava Tower group	Caldera Rim group
Coordonnées géographiques (WGS84)	Latitude (Sud)	03°03'58"	03°03'56"	03°04'33"	03°04'11"	03°05'03"	03°05'43"	03°05'56"
	Longitude (Est)	37°19'03"	37°19'02"	37°19'16"	37°19'23"	37°19'27"	37°20'00"	37°20'13"
	Altitude (mètres)	4546	4506	4371	4410	4350	4051	4211
TAS		phono-téphrite	phono-téphrite	phonolite	phonolite	phonolite	téphri-phonolite	phonolite
Éléments majeurs (%)	SiO2	51,40	51,00	55,60	56,00	54,80	52,50	54,60
	TiO2	1,93	1,90	1,00	1,01	1,13	1,97	0,86
	Al2O3	18,70	19,67	19,50	19,55	18,80	16,70	19,95
	Fe2O3*	8,98	8,90	5,05	5,10	6,35	10,55	4,91
	MnO	0,19	0,19	0,17	0,17	0,19	0,24	0,19
	MgO	1,96	1,97	0,99	1,00	1,12	1,83	0,94
	CaO	5,60	5,50	2,40	2,49	2,27	4,39	1,98
	Na2O	6,00	5,38	8,07	8,03	7,75	5,62	8,60
	K2O	3,36	3,08	4,98	5,00	6,08	3,95	5,30
	P2O5	0,80	0,78	0,46	0,48	0,33	0,89	0,54
	LOI	0,47	1,50	0,59	0,40	1,04	0,87	1,21
	Total	99,39	99,27	98,81	99,23	99,86	99,51	99,08
Mg#	0,42	0,42	0,44	0,44	0,41	0,36	0,43	
Norme CIPW	Quartz							
	Orthose	19,86	18,20	29,43	29,55	35,93	23,34	31,32
	Albite	34,70	37,56	36,78	37,35	25,50	39,41	31,99
	Anorthite	14,17	20,43	2,28	2,53		8,68	0,18
	Leucite							
	Néphéline	8,71	4,32	17,07	16,58	20,24	4,41	22,09
	Diopside	6,84	1,44	5,30	5,34	7,43	6,01	4,92
	Hyperstène							
	Wollastonite							
	Olivine	3,39	5,32	0,49	0,50	0,70	4,23	0,67
Apatite	1,85	1,81	1,07	1,11	0,76	2,06	1,25	
Éléments en traces (ppm)	Rb							
	Sr	1005	1030	600	610	168	685	840
	Ba							
	Sc	6	6	3,5	3,6	5,9	7,4	1
	V	42	41	14	14	9	29	9
	Cr	2,5	2,5	3	3	2	1,5	3
	Co	14	14	4	5	4	11	3
	Ni	3	3	1,5	1,5	0	1	1
	Y	48	49	52	53	62	64	41
	Zr	680	685	1290	1270	1650	810	1270
	Nb	181	180	355	360	435	199	350
	La							
	Ce							
	Nd							
	Sm							
	Eu							
	Gd							
	Dy							
Er								
Yb								
Th								

**Annexe 1 (suite) :** Concentrations en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves du Kilimandjaro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre et al., 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe2O3/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS.

<b>Echantillon</b>		<b>05KI25</b>	<b>05KI26</b>	<b>05KI28</b>	<b>05KI29</b>	<b>05KI30</b>	<b>05KI31</b>	<b>05KI32</b>
<b>Centre éruptif</b>		Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo
<b>Formation géologique</b>		Caldera Rim group	Caldera Rim group	Rhomb Porphyry group	Lent group	Lent group	Lent group	Lent group
<b>Coordonnées géographiques (WGS84)</b>	<b>Latitude (Sud)</b>	03°06'04"	03°06'05"	03°06'44"	03°06'49"	03°06'58"	03°07'08"	03°07'10"
	<b>Longitude (Est)</b>	37°20'24"	37°20'32"	37°21'14"	37°21'19"	37°21'27"	37°21'45"	37°22'14"
	<b>Altitude (mètres)</b>	4125	4098	4035	4027	4036	4062	4103
<b>TAS</b>		phonolite	phonolite	téphri-phonolite	phonolite	phonolite	phonolite	phonolite
<b>Éléments majeurs (%)</b>	<b>SiO2</b>	54,00	54,25	55,25	55,20	55,20	55,25	55,60
	<b>TiO2</b>	0,86	0,80	1,04	1,00	1,01	1,03	1,03
	<b>Al2O3</b>	20,00	20,20	19,70	18,80	18,70	19,00	19,10
	<b>Fe2O3*</b>	4,95	4,55	5,15	6,23	6,26	6,37	5,35
	<b>MnO</b>	0,19	0,17	0,18	0,19	0,19	0,19	0,19
	<b>MgO</b>	0,96	0,84	1,08	0,98	0,93	0,94	0,94
	<b>CaO</b>	2,01	1,86	2,61	2,12	1,95	1,91	1,93
	<b>Na2O</b>	9,15	8,70	7,10	7,40	7,60	7,61	9,00
	<b>K2O</b>	5,90	5,20	4,78	5,80	5,80	5,20	5,85
	<b>P2O5</b>	0,53	0,49	0,47	0,30	0,30	0,30	0,29
	<b>LOI</b>	1,19	2,27	1,89	1,06	0,48	0,09	0,35
	<b>Total</b>	99,74	99,33	99,25	98,08	98,42	97,89	99,63
<b>Mg#</b>	0,43	0,42	0,41	0,38	0,37	0,37	0,41	
<b>Norme CIPW</b>	<b>Quartz</b>							
	<b>Orthose</b>	34,87	30,73	28,25	34,28	34,28	30,73	34,57
	<b>Albite</b>	18,57	31,91	39,66	32,20	32,00	36,90	21,93
	<b>Anorthite</b>		0,71	7,77	0,95		2,33	
	<b>Leucite</b>							
	<b>Néphéline</b>	27,88	22,59	11,06	16,48	17,28	14,89	23,70
	<b>Diopside</b>	5,42	4,28	1,68	6,17	6,28	4,21	6,41
	<b>Hyperstène</b>							
	<b>Wollastonite</b>							
	<b>Olivine</b>	1,87	0,65	1,89	0,53	0,46	1,15	1,64
<b>Apatite</b>	1,23	1,14	1,09	0,70	0,70	0,70	0,67	
<b>Éléments en traces (ppm)</b>	<b>Rb</b>							
	<b>Sr</b>	810	925	620	110	107	110	110
	<b>Ba</b>							
	<b>Sc</b>	1,2	1	4	5,5	5,5	5,8	5,4
	<b>V</b>	9	8	15	6	6	6	5
	<b>Cr</b>	2	2	3	2,5	2,5	2,5	2,5
	<b>Co</b>	3,5	3	4	4	4	4	2,5
	<b>Ni</b>	1	1	1,5	1	1,5	1,5	1
	<b>Y</b>	42,5	38,5	51	65	65	65	64,5
	<b>Zr</b>	1295	1180	1230	1780	1760	1780	1780
	<b>Nb</b>	366	331	340	448	449	450	460
	<b>La</b>							
	<b>Ce</b>							
	<b>Nd</b>							
	<b>Sm</b>							
	<b>Eu</b>							
	<b>Gd</b>							
	<b>Dy</b>							
<b>Er</b>								
<b>Yb</b>								
<b>Th</b>								

**Annexe 1 (suite) :** Concentrations en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves du Kilimandjaro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre et al., 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe2O3/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS.



Echantillon		05KI33	05KI35	05KI36	05KI37	05KI38B	05KI38C	05KI39
Centre éruptif		Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Saddle
Formation géologique		Lent group	Caldera Rim group	Caldera Rim group	Lent group	Caldera Rim group	Caldera Rim group	Parasitic activity
Coordonnées géographiques (WGS84)	Latitude (Sud)	03°06'30"	03°06'56"	03°07'13"	03°07'33"	Stella Point	Stella Point	03°08'02"
	Longitude (Est)	37°22'44"	37°23'48"	37°24'18"	37°25'17"			37°26'09"
	Altitude (mètres)	4407	4258	4172	4043	5795	5795	3848
TAS		phonolite	téphri-phonolite	téphri-phonolite	phonolite	phonolite	phonolite	téphrite
Éléments majeurs (%)	SiO2	55,25	54,70	54,30	55,40	55,10	55,25	43,70
	TiO2	1,01	0,95	0,95	0,92	0,81	0,89	3,28
	Al2O3	18,74	19,96	19,55	18,85	20,55	20,15	14,60
	Fe2O3*	6,25	5,62	5,50	6,20	4,63	5,10	14,40
	MnO	0,19	0,18	0,18	0,20	0,18	0,20	0,26
	MgO	0,92	1,04	1,08	0,88	0,87	0,95	4,83
	CaO	1,93	2,56	2,57	1,86	2,00	1,98	9,80
	Na2O	7,60	7,33	7,50	7,70	9,50	8,80	5,30
	K2O	5,65	5,15	5,07	5,74	5,45	5,40	2,28
	P2O5	0,29	0,54	0,52	0,25	0,52	0,55	1,35
	LOI	0,64	1,65	1,23	0,83	0,07	0,48	0,15
	Total	98,47	99,68	98,45	98,83	99,68	99,75	99,95
Mg#	0,37	0,38	0,39	0,36	0,43	0,42	0,45	
Norme CIPW	Quartz							
	Orthose	33,39	30,44	29,96	33,92	32,21	31,91	13,47
	Albite	33,58	34,43	33,74	32,77	24,90	31,23	9,88
	Anorthite	0,33	6,35	4,71				9,32
	Leucite							
	Néphéline	16,65	14,95	16,10	17,46	27,34	22,95	18,94
	Diopside	5,97	2,33	3,83	6,20	5,40	5,05	25,20
	Hyperstène							
	Wollastonite							
	Olivine	0,48	2,88	2,35	0,45	1,23	0,83	8,30
Apatite	0,67	1,25	1,20	0,58	1,20	1,27	3,13	
Éléments en traces (ppm)	Rb							
	Sr	107	700	680	110	920	845	1360
	Ba							
	Sc	5,3	2,5	2,7	4,8	1,2	1	13
	V	5	9	10	4	10	10	230
	Cr	3	3	3	3	2	2	27
	Co	3	5	4	2,5	4	4	39
	Ni	1,5	1	1	1	1	1	22
	Y	63,5	49	48,5	63	38,5	43	43
	Zr	1780	1350	1310	1790	1150	1280	520
	Nb	455	345	350	445	318	358	192
	La					160		
	Ce					282		
	Nd					88		
	Sm					12,8		
	Eu					3,76		
	Gd					9,0		
	Dy					7,1		
Er					3,8			
Yb					3,56			
Th								

**Annexe 1 (suite) :** Concentrations en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves du Kilimandjaro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre et al., 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe2O3/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS.

Echantillon		05KI40	05KI41A	05KI41B	05KI42	05KI43A	05KI43B	05KI44
Centre éruptif		Saddle	Saddle	Saddle	Mawenzi	Mawenzi	Mawenzi	Mawenzi
Formation géologique		Parasitic activity	Parasitic activity	Parasitic activity	Neumann Tower-Mawenzi group	Neumann Tower-Mawenzi group	Neumann Tower-Mawenzi group	Mawenzi eruptive centre
Coordonnées géographiques (WGS84)	Latitude (Sud)	03°07'49"	03°07'21"	03°07'21"	03°06'54"	03°06'38"	03°06'38"	03°06'02"
	Longitude (Est)	37°26'04"	37°26'01"	37°26'01"	37°26'10"	37°26'11"	37°26'11"	37°26'40"
	Altitude (mètres)	3909	4031	4031	4139	4197	4197	4422
TAS		foidite	basanite	téphrite	trachybasalte	trachybasalte	trachybasalte	trachybasalte
Éléments majeurs (%)	SiO2	40,20	41,10	43,00	49,60	49,40	48,30	49,00
	TiO2	4,30	3,60	3,38	3,07	3,45	3,18	2,97
	Al2O3	13,35	12,22	14,10	14,75	15,55	16,45	16,90
	Fe2O3*	14,20	13,05	14,20	13,10	13,35	12,20	11,70
	MnO	0,21	0,19	0,25	0,17	0,17	0,17	0,17
	MgO	7,55	10,75	5,93	5,20	4,69	4,08	3,23
	CaO	12,80	12,80	10,30	7,50	7,30	7,60	7,50
	Na2O	4,42	3,45	5,12	3,50	4,05	4,05	4,35
	K2O	1,98	1,40	2,20	1,85	2,07	2,20	2,30
	P2O5	0,86	0,64	1,23	0,55	0,57	0,70	0,80
	LOI	0,04	0,23	0,09	0,19	-0,57	0,66	0,55
	Total	99,91	99,43	99,80	99,48	100,03	99,59	99,47
Mg#	0,57	0,67	0,51	0,53	0,50	0,49	0,44	
Norme CIPW	Quartz							
	Orthose			13,00	10,93	12,23	13,00	13,59
	Albite			5,97	29,62	34,27	32,01	33,78
	Anorthite	10,74	13,72	8,99	19,07	18,14	20,21	19,80
	Leucite	9,18	6,49					
	Néphéline	20,26	15,81	20,24			1,23	1,64
	Diopside	36,39	36,46	27,94	11,81	11,67	10,52	9,99
	Hyperstène				13,54	1,47		
	Wollastonite							
	Olivine	5,44	13,52	9,05	0,60	8,21	8,14	6,72
Apatite	1,99	1,48	2,85	1,27	1,32	1,62	1,85	
Éléments en traces (ppm)	Rb							
	Sr	1100	860	1280	620	690	1185	985
	Ba							
	Sc	29	35	17	22	21	15	13
	V	375	330	245	240	260	400	185
	Cr	98	350	71	98	42	43	24
	Co	58	57	42	44	42	35	28
	Ni	75	165	45	54	37	34	22
	Y	34	29	40	37	33	35	40
	Zr	430	300	475	340	346	330	402
	Nb	140	113	178	63	68	83	95
	La							
	Ce							
	Nd							
	Sm							
	Eu							
	Gd							
	Dy							
Er								
Yb								
Th								

**Annexe 1 (suite) :** Concentrations en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves du Kilimandjaro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre et al., 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe2O3/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS.

Echantillon		05KI45	03TZ41A	03TZ41B	03TZ42A	03TZ42B	03TZ40
Centre éruptif		Mawenzi	Rombo Zone	Rombo Zone	Rombo Zone	Rombo Zone	Rombo Zone
Formation géologique		Mawenzi eruptive centre	Parasitic activity	Parasitic activity	Parasitic activity	Parasitic activity	Parasitic activity
Coordonnées géographiques (WGS84)	Latitude (Sud)	03°06'02"	03°16'34"	03°16'34"	03°17'14"	03°17'14"	03°16'29"
	Longitude (Est)	37°26'52"	37°34'53"	37°34'53"	37°33'05"	37°33'05"	37°36'56"
	Altitude (mètres)	4490					
TAS		trachybasalte	basalte	basalte	basanite	basanite	picro-basalte
Éléments majeurs (%)	SiO2	49,05	46,00	47,10	42,00	42,20	41,00
	TiO2	3,17	3,29	3,12	3,49	3,54	3,20
	Al2O3	16,60	13,90	15,22	11,65	11,75	11,80
	Fe2O3*	12,32	14,00	12,90	13,70	13,70	13,15
	MnO	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,18
	MgO	3,17	7,72	5,64	12,25	12,05	12,90
	CaO	7,60	9,10	7,60	10,80	11,00	11,90
	Na2O	4,75	3,36	3,37	2,80	3,28	1,63
	K2O	2,35	1,39	1,64	1,25	1,42	0,88
	P2O5	0,77	0,67	0,56	0,55	0,56	0,50
	LOI	-0,35	-0,47	2,13	0,55	-0,25	2,11
	Total	99,61	99,14	99,45	99,21	99,42	99,25
Mg#	0,42	0,58	0,52	0,69	0,69	0,70	
Norme CIPW	Quartz						
	Orthose	13,89	8,21	9,69	7,39	8,39	5,20
	Albite	31,91	23,25	28,52	5,28	2,54	3,66
	Anorthite	17,03	18,74	21,56	15,53	13,15	22,28
	Leucite						
	Néphéline	4,49	2,81	0,00	9,98	13,66	5,49
	Diopside	12,84	17,91	10,22	27,63	30,29	26,90
	Hyperstène			5,06			
	Wollastonite						
	Olivine	5,77	15,71	10,28	19,89	18,56	22,39
Apatite	1,78	1,55	1,30	1,27	1,30	1,16	
Éléments en traces (ppm)	Rb		31,0	35,0	61,0	35,0	28,0
	Sr	930	754	652	805	800	710
	Ba		525	595	615	600	595
	Sc	15	23,0	20,0	26,0	26,0	34,0
	V	215	265	257	292	300	290
	Cr	11	250	87	430	420	460
	Co	29	51	40	63	63	62
	Ni	16	140	40	310	300	285
	Y	38	32	31	24	24	24
	Zr	380	305	300	250	250	220
	Nb	89	70	66	70	72	75
	La		64,0	61,0	65,0	65,5	61,0
	Ce		127	122	130	127	120
	Nd		60,0	56,0	59,5	59,0	56,0
	Sm		10,8	10,3	10,6	10,8	10,0
	Eu		3,12	3,04	3,08	3,10	2,91
	Gd		8,9	8,0	8,1	8,1	7,8
	Dy		6,40	6,00	5,30	5,45	5,15
	Er		3,00	2,70	2,00	2,10	2,10
	Yb		2,25	2,14	1,45	1,46	1,57
Th		7,60	7,20	7,55	7,50	6,75	

**Annexe 1 (suite) :** Concentrations en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves du Kilimandjaro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre et al., 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe2O3/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS.

Echantillon	05KI01	05KI02	05KI03A	05KI04	05KI05A	05KI05B	05KI06	05KI07A
Centre éruptif	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Shira
Formation géologique	Lava Tower group	Lava Tower group	Lent group	Lava Tower group	Lent group	Lent group	Lava Tower group	Shira Ridge group
TAS	phono-téphrite	phono-téphrite	phonolite	phono-téphrite	phonolite	téphri-phonolite	phono-téphrite	basanite
Rb	95	91	285	126	198	211	97	71
Cs	0,5	1,1	2,6	0,9	2,9	7,2	0,6	0,9
Sr	1189	1200	108	1202	93	282	949	970
Ba	1299	1182	504	942	480	511	1456	909
Sc	5,6	4,7	6,0	6,3	5,3	5,8	9,4	15,2
Ti	10650	8901	5541	10960	3853	5517	12759	18848
V	18	16	2	41	1	2	19	225
Cr	1,20	0,14	3,23	1,33		0,31	0,39	17,20
Mn	1776	1641	1429	1436	1145	1583	2515	2267
Co	9,3	9,0	3,0	13,9	2,3	2,9	10,6	53,8
Ni	2,5	0,3	2,4	1,8	0,1		0,4	29,6
Cu	25	27	7	31	5	7	32	125
Zn	179	153	171	136	113	164	211	180
Ga	28,4	25,7	32,3	23,1	25,7	28,4	32,8	27,1
Y	54,2	46,7	62,9	44,5	59,1	59,2	74,3	38,9
Zr	861	717	1879	636	1407	1983	1028	353
Nb	272	175	501	183	352	519	249	143
Ta	13,3	6,1	26,7	9,9	14,1	26,0	10,1	7,4
La	140,6	123,4	189,9	125,1	179,7	192,8	177,6	90,9
Ce	272,1	231,8	338,5	241,9	305,2	339,7	348,0	174,8
Pr	29,6	24,7	34,9	25,7	33,6	35,0	38,5	19,2
Nd	105,5	88,0	109,4	94,2	105,8	103,6	139,1	71,0
Sm	18,6	15,0	16,5	16,0	15,9	16,4	24,4	12,2
Eu	5,6	4,7	3,2	4,5	3,1	3,5	6,9	3,2
Gd	15,8	12,6	10,8	13,9	9,7	13,1	21,0	11,6
Tb	2,1	1,7	1,8	1,7	1,7	2,1	2,9	1,5
Dy	11,1	9,2	10,8	9,1	10,4	10,6	15,3	7,8
Ho	2,1	1,7	2,1	1,7	2,1	2,1	2,7	1,5
Er	5,4	4,4	6,1	4,4	6,0	6,4	7,1	3,9
Yb	4,9	3,9	6,5	3,6	6,3	6,8	6,3	3,5
Lu	0,65	0,53	0,91	0,49	0,88	0,85	0,86	0,48
Hf	18,1	14,4	35,6	13,3	26,9	37,2	21,6	7,8
Th	26,5	19,9	3,5	25,2	5,0	32,8	21,7	16,1
U	4,7	4,1	10,5	3,8	9,4	9,9	5,7	2,7
Pb	7,9	2,4	14,5	3,2	12,7	12,8	2,6	5,6
Be	5,5	4,8	12,8	4,5	10,3	12,1	6,6	2,9
Li	19,1	20,7	37,9	7,4	44,3	57,4	18,9	12,8

**Annexe 2** : Concentrations en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves du Kilimandjaro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989).

Echantillon	05KI07B	05KI07C	05KI08A	05KI08B	05KI09A	05KI09B	05KI11	05KI12
Centre éruptif	Shira	Shira	Shira	Shira	Shira	Shira	Kibo	Kibo
Formation géologique	Shira Ridge group	Shira Ridge group	Shira Ridge group	Shira Ridge group	Shira Ridge group	Shira Ridge group	Lava Tower group	Caldera Rim group
TAS	basanite	trachybasalte	basanite	basanite	basanite	basanite	téphri-phonolite	phonolite
Rb	56	64	60	90	48	71	90	171
Cs	0,7	0,9	0,6	0,6	0,4	0,5	1,4	2,5
Sr	1011	843	843	989	867	980	1048	633
Ba	856	800	858	806	775	875	1239	1020
Sc	15,6	14,4	14,0	14,7	21,0	19,5	5,8	3,2
Ti	17245	9620	13930	13228	15652	16861	10061	5712
V	236	186	209	227	281	299	17	8
Cr	20,76	17,48	27,13	33,90	52,25	42,63	0,13	
Mn	2116	1633	1782	1668	1917	2156	1899	1336
Co	51,6	36,0	40,7	42,7	51,5	55,1	8,6	4,6
Ni	32,3	24,8	30,3	47,2	54,0	53,6	0,2	0,3
Cu	144	43	47	75	73	84	22	10
Zn	136	132	117	124	101	152	113	134
Ga	26,2	22,7	23,1	20,9	24,5	27,0	27,7	28,4
Y	35,2	35,9	31,9	26,0	30,4	34,1	50,9	44,7
Zr	311	319	306	297	285	317	769	1433
Nb	117	51	123	109	127	110	247	402
Ta	4,9	1,2	6,0	5,1	5,9	4,1	9,5	23,1
La	82,3	93,4	83,2	73,8	79,1	90,2	133,6	162,0
Ce	161,9	157,5	157,7	145,0	155,8	173,6	259,5	296,3
Pr	17,3	18,2	17,0	15,2	16,5	18,7	27,9	30,2
Nd	64,6	62,7	62,9	54,8	62,1	69,0	99,1	94,2
Sm	11,3	10,7	10,6	9,5	11,5	12,4	17,6	14,1
Eu	3,2	3,0	2,9	2,7	3,3	3,6	5,3	3,8
Gd	10,3	8,6	9,0	8,0	9,6	10,1	14,3	9,4
Tb	1,4	1,3	1,2	1,1	1,2	1,3	2,0	1,4
Dy	7,1	6,7	6,2	5,1	6,2	6,8	10,3	8,3
Ho	1,3	1,3	1,1	1,0	1,1	1,2	2,0	1,6
Er	3,5	3,5	3,1	2,5	3,0	3,3	5,2	4,5
Yb	3,1	3,0	2,9	2,1	2,5	2,7	4,4	4,6
Lu	0,43	0,39	0,40	0,28	0,35	0,37	0,59	0,64
Hf	6,9	6,6	6,9	6,1	6,6	6,9	16,7	26,6
Th	10,7	2,7	3,4	9,5	6,5	4,6	25,9	4,7
U	2,3	2,1	2,1	1,6	1,7	2,0	4,1	9,2
Pb	5,1	7,8	7,3	4,2	5,6	7,0	2,5	7,2
Be	2,6	2,6	2,3	2,4	2,1	2,5	4,4	9,3
Li	15,8	13,9	14,2	9,3	10,0	11,2	11,8	32,3

**Annexe 2 (suite) :** Concentrations en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves du Kilimandjaro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989).

Echantillon	05KI13	05KI14	05KI15	05KI16	05KI17	05KI18	05KI19	05KI20
Centre éruptif	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo
Formation géologique	Lava Tower group	Lava Tower group	Lava Tower group	Lava Tower group	Caldera Rim group	Lava Tower group	Lava Tower group	Rhomb Porphyry group
TAS	phono-téphrite	phono-téphrite	phono-téphrite	phono-téphrite	phonolite	phono-téphrite	phono-téphrite	phonolite
Rb	88	79	90	80	172	92	98	173
Cs	0,9	1,0	1,0	1,0	2,4	1,1	1,1	2,3
Sr	1112	1022	1121	1028	753	1106	1212	753
Ba	1065	964	933	980	1114	1030	1126	1078
Sc	7,7	7,1	6,4	6,8	3,5	7,2	7,7	4,4
Ti	11735	11621	10448	9955	6011	11459	13176	7113
V	48	42	28	33	8	43	47	15
Cr	0,83	1,21	0,21	0,21	0,14	0,21	2,96	
Mn	1636	1511	1548	1470	1398	1723	1824	1732
Co	17,1	15,9	13,4	14,1	4,9	16,5	18,7	5,4
Ni	2,2	2,5	0,7	1,1	0,2	1,9	4,1	
Cu	36	40	32	37	13	39	39	6
Zn	107	129	153	107	138	120	106	145
Ga	25,6	24,1	24,2	24,7	29,6	26,1	29,1	32,5
Y	52,5	48,1	49,6	49,6	46,0	50,1	53,7	55,0
Zr	764	708	716	733	1409	746	820	1410
Nb	164	214	171	140	420	175	271	505
Ta	5,8	11,2	8,9	5,1	20,7	6,6	14,1	25,9
La	146,2	134,5	131,9	135,1	164,2	139,9	150,8	179,2
Ce	281,1	254,5	254,7	259,2	291,4	269,8	286,8	328,5
Pr	29,6	27,6	28,1	27,4	30,0	28,7	31,0	32,9
Nd	105,9	96,9	98,9	96,7	94,6	102,8	112,3	106,8
Sm	18,2	16,4	16,5	16,3	14,2	17,7	18,9	17,9
Eu	5,0	4,7	4,8	4,4	4,1	4,8	5,3	4,9
Gd	14,9	14,2	13,5	13,5	12,3	14,3	15,3	13,5
Tb	2,1	1,9	2,0	1,8	1,8	1,9	2,1	2,0
Dy	10,5	9,5	9,8	9,6	8,6	10,0	10,9	10,6
Ho	2,0	1,7	1,7	1,8	1,6	1,9	2,0	2,1
Er	5,1	4,7	4,7	4,7	4,8	5,0	5,5	5,9
Yb	4,4	3,9	4,1	4,0	4,7	4,3	4,7	6,2
Lu	0,59	0,53	0,53	0,54	0,61	0,58	0,63	0,83
Hf	15,5	14,0	13,9	14,3	25,4	15,3	17,1	29,8
Th	21,7	22,2	17,0	8,7	44,1	14,8	43,8	64,7
U	4,5	3,6	4,0	4,3	8,3	4,1	4,8	8,9
Pb	4,2	4,5	3,8	3,4	6,4	3,7	4,2	10,3
Be	5,1	4,7	4,8	4,9	8,8	5,0	4,9	7,9
Li	17,6	17,8	16,0	18,8	32,9	16,9	15,8	28,0

**Annexe 2 (suite) :** Concentrations en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves du Kilimandjaro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989).

Echantillon	05KI21	05KI22	05KI23	05KI24	05KI25	05KI26	05KI28	05KI29
Centre éruptif	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo
Formation géologique	Rhomb Porphyry group	Inner Crater group	Lava Tower group	Caldera Rim group	Caldera Rim group	Caldera Rim group	Rhomb Porphyry group	Lent group
TAS	phonolite	phonolite	téphri-phonolite	phonolite	phonolite	phonolite	téphri-phonolite	phonolite
Rb	149	202	99	176	169	168	163	228
Cs	1,9	2,2	1,0	2,4	2,1	2,1	2,0	3,1
Sr	592	151	783	833	818	988	670	116
Ba	893	547	1455	1163	1123	1344	1039	498
Sc	4,2	6,4	11,0	1,9	2,1	4,7	4,7	7,3
Ti	5669	6352	14276	4950	5031	4936	6746	6272
V	11	6	35	7	7	5	12	3
Cr	0,06			0,12				0,14
Mn	1310	1403	2412	1484	1467	1459	1549	1566
Co	4,6	4,6	16,3	3,9	3,7	3,9	5,0	4,1
Ni	0,3		11,2					
Cu	7	9	66	6	6	91	5	9
Zn	148	145	357	134	137	130	128	173
Ga	27,8	31,1	34,6	26,0	26,8	28,1	31,5	35,8
Y	48,0	56,4	71,2	38,1	38,6	38,4	53,5	65,1
Zr	1341	1757	974	1307	1347	1327	1405	2024
Nb	397	493	327	407	421	423	448	576
Ta	17,8	19,7	17,6	22,2	19,1	22,5	25,3	25,8
La	152,3	174,0	175,9	158,7	161,3	168,6	174,9	200,4
Ce	283,0	321,3	342,4	280,3	291,1	288,9	318,6	365,1
Pr	28,2	31,9	37,9	27,2	27,5	28,0	31,8	36,3
Nd	89,9	103,5	139,6	84,3	86,3	87,3	102,5	115,5
Sm	14,0	16,4	25,3	12,6	13,2	12,9	16,1	18,4
Eu	3,8	3,2	7,2	3,5	3,5	4,0	4,5	3,5
Gd	11,2	13,6	20,3	10,4	10,2	10,1	12,4	16,0
Tb	1,7	1,9	2,8	1,4	1,4	1,4	1,9	2,2
Dy	8,9	10,5	14,6	7,0	7,3	7,3	10,1	11,9
Ho	1,7	2,1	2,8	1,3	1,4	1,4	2,0	2,3
Er	4,9	5,9	7,3	3,8	4,0	4,0	5,6	6,8
Yb	5,0	6,2	6,4	3,8	4,0	4,1	5,6	6,8
Lu	0,68	0,86	0,88	0,52	0,53	0,56	0,81	0,98
Hf	26,0	33,4	22,2	24,0	24,9	26,2	27,8	38,1
Th	46,9	39,4	29,8	51,8	66,1	61,3	55,4	61,8
U	8,1	10,1	5,3	8,9	9,1	9,2	8,3	12,9
Pb	4,5	20,6	32,1	5,4	5,9	15,1	4,8	13,4
Be	8,5	11,0	5,2	8,5	8,9	8,1	8,5	13,4
Li	30,4	38,2	19,0	30,0	32,5	31,0	33,6	43,6

**Annexe 2 (suite) :** Concentrations en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves du Kilimandjaro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989).



Echantillon	05KI30	05KI31	05KI32	05KI33	05KI35	05KI36	05KI37	05KI38B
Centre éruptif	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo	Kibo
Formation géologique	Lent group	Lent group	Lent group	Lent group	Caldera Rim group	Caldera Rim group	Lent group	Caldera Rim group
TAS	phonolite	phonolite	phonolite	phonolite	téphri-phonolite	téphri-phonolite	phonolite	phonolite
Rb	230	230	205	240	193	167	230	155
Cs	2,9	2,9	2,7	3,1	2,5	2,2	2,9	2,0
Sr	108	112	99	112	846	718	110	977
Ba	477	491	431	495	1239	1038	457	1276
Sc	6,6	6,6	6,3	6,2	3,7	3,5	6,2	1,8
Ti	5868	5984	5166	6242	6678	5673	5647	4922
V	3	4	3	2	6	7	2	8
Cr			0,13		4,27	0,19	0,56	
Mn	1445	1508	1275	1594	1650	1419	1608	1313
Co	3,8	3,8	3,3	3,7	5,4	4,5	3,3	3,8
Ni			0,1		3,5	0,1	0,2	0,3
Cu	8	8	7	6	14	14	8	6
Zn	152	165	149	157	147	176	208	139
Ga	33,7	33,9	30,0	35,2	34,9	29,8	35,5	27,4
Y	61,0	63,9	56,0	63,5	54,9	46,6	63,8	38,2
Zr	1852	1909	1704	2012	1656	1418	1986	1261
Nb	503	519	481	568	498	412	532	389
Ta	22,0	26,8	22,0	30,7	23,4	16,9	25,1	20,6
La	181,9	190,3	166,0	196,7	199,7	171,5	197,2	156,0
Ce	333,4	346,4	310,9	362,3	355,0	305,8	356,2	279,0
Pr	34,1	35,0	31,1	35,7	35,2	30,7	35,1	27,9
Nd	107,3	111,0	98,5	113,6	112,8	96,8	112,0	86,6
Sm	17,2	17,6	15,4	18,0	17,7	14,4	17,3	12,4
Eu	3,3	3,4	3,0	3,3	4,7	3,7	3,3	3,8
Gd	14,0	15,2	13,0	14,2	13,9	12,9	15,4	7,9
Tb	2,1	2,2	2,0	2,1	2,0	1,7	2,2	1,2
Dy	10,8	11,2	9,8	11,7	10,6	8,6	11,3	7,0
Ho	2,1	2,2	1,9	2,3	2,0	1,6	2,2	1,3
Er	6,2	6,3	5,7	6,6	5,7	4,7	6,5	3,8
Yb	6,5	6,8	5,9	7,0	5,7	4,7	6,7	3,9
Lu	0,90	0,93	0,82	0,99	0,81	0,64	0,94	0,53
Hf	35,6	36,8	32,3	38,3	31,8	25,8	37,8	22,9
Th	75,6	78,7	70,0	60,8	46,5	15,9	77,9	5,6
U	11,0	11,6	10,8	11,7	10,1	9,8	13,2	8,7
Pb	12,4	12,8	11,3	14,6	8,7	6,6	13,4	6,7
Be	12,2	13,0	11,3	12,3	10,0	9,4	13,3	8,9
Li	42,7	39,9	38,0	42,2	35,8	32,7	52,1	31,9

**Annexe 2 (suite) :** Concentrations en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves du Kilimandjaro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989).

Echantillon	05KI38C	05KI39	05KI40	05KI41A	05KI41B	05KI42	05KI43A	05KI43B
Centre éruptif	Kibo	Saddle	Saddle	Saddle	Saddle	Mawenzi	Mawenzi	Mawenzi
Formation géologique	Caldera Rim group	Parasitic activity	Parasitic activity	Parasitic activity	Parasitic activity	Neumann Tower-Mawenzi group	Neumann Tower-Mawenzi group	Neumann Tower-Mawenzi group
TAS	phonolite	basanite	foidite	basanite	téphrite	trachybasalte	trachybasalte	trachybasalte
Rb	157	68	58	45	57	47	41	50
Cs	2,0	0,7	0,6	0,4	0,7	0,4	0,2	0,6
Sr	828	1422	1109	973	1325	686	737	1192
Ba	1130	1176	907	745	1066	790	830	822
Sc	2,1	14,4	33,1	41,7	18,2	26,8	23,8	14,7
Ti	5058	19666	24673	25301	18566	20640	22633	16595
V	9	221	394	376	236	287	299	366
Cr	0,98	21,33	97,74	400,77	67,27	137,10	38,36	37,94
Mn	1471	2122	1741	1761	1998	1599	1389	1301
Co	4,1	40,4	61,4	70,9	42,8	61,2	51,1	35,3
Ni	0,8	18,6	73,9	217,4	41,7	103,8	36,7	30,0
Cu	8	47	152	119	53	47	50	53
Zn	151	177	93	90	160	154	155	125
Ga	26,3	23,2	21,1	18,8	20,8	26,4	26,2	22,9
Y	38,2	41,6	34,0	31,8	38,9	39,8	34,6	32,6
Zr	1319	541	447	346	484	383	375	323
Nb	405	236	108	163	157	92	97	73
Ta	16,7	11,0	3,5	9,7	6,0	4,6	5,4	3,2
La	158,5	173,8	119,1	105,8	152,0	70,9	67,8	69,9
Ce	281,0	322,7	230,7	205,2	284,6	142,3	138,6	136,1
Pr	26,7	34,3	25,2	22,5	30,3	16,1	15,4	15,2
Nd	84,7	122,8	94,2	83,3	108,6	63,2	60,1	57,2
Sm	12,7	19,9	15,9	14,5	17,8	12,6	11,5	10,8
Eu	3,5	5,4	4,5	4,1	5,1	3,7	3,5	3,2
Gd	12,4	15,5	14,7	12,0	16,2	11,2	9,9	9,4
Tb	1,4	1,9	1,7	1,5	1,8	1,5	1,4	1,3
Dy	7,1	9,0	7,5	7,0	8,2	8,2	7,2	6,4
Ho	1,4	1,5	1,3	1,2	1,4	1,5	1,3	1,2
Er	3,8	3,9	3,0	2,9	3,6	3,9	3,4	3,0
Yb	3,7	3,0	2,1	2,1	2,7	3,2	2,8	2,4
Lu	0,53	0,40	0,28	0,28	0,36	0,44	0,38	0,32
Hf	23,4	11,1	9,1	7,7	9,5	9,3	8,8	7,4
Th	56,1	33,9	11,6	24,1	20,4	15,1	12,1	4,4
U	8,4	4,1	3,1	2,6	3,9	1,7	1,2	1,2
Pb	23,0	18,9	6,7	3,6	8,3	11,9	18,1	5,5
Be	8,7	3,1	2,4	2,0	3,2	2,0	1,7	2,1
Li	32,6	14,9	6,7	6,3	7,7	10,9	13,1	8,9

**Annexe 2 (suite) :** Concentrations en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves du Kilimandjaro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989).

Echantillon	05KI44	05KI45	03TZ41B	03TZ42B
Centre éruptif	Mawenzi	Mawenzi	Rombo Zone	Rombo Zone
Formation géologique	Mawenzi eruptive centre	Mawenzi eruptive centre	Parasitic activity	Parasitic activity
TAS	trachybasalte	trachybasalte	basalte	basanite
Rb	53	42	41	39
Cs	0,5	0,5	0,4	0,4
Sr	1090	926	754	934
Ba	1037	846	661	689
Sc	14,8	14,7	23,1	30,2
Ti	19122	17105	21207	24717
V	213	206	291	336
Cr	19,30	9,61	91,01	445,67
Mn	1411	1397	1563	1565
Co	36,8	29,9	49,6	80,1
Ni	22,7	14,6	40,7	331,6
Cu	82	73	35	88
Zn	220	197	145	120
Ga	28,9	23,4	26,1	20,4
Y	41,8	37,2	34,0	27,7
Zr	443	382	367	319
Nb	127	85	97	131
Ta	6,4	4,3	4,8	7,3
La	90,6	75,2	69,6	77,0
Ce	184,3	144,5	143,0	155,5
Pr	20,3	16,4	15,9	17,2
Nd	77,6	63,3	61,0	66,8
Sm	14,8	11,9	11,7	12,6
Eu	4,3	3,5	3,5	3,8
Gd	12,4	11,2	10,5	11,1
Tb	1,6	1,4	1,4	1,4
Dy	8,6	7,2	7,0	6,4
Ho	1,6	1,3	1,3	1,1
Er	4,0	3,4	3,2	2,5
Yb	3,3	2,7	2,6	1,8
Lu	0,44	0,37	0,35	0,23
Hf	9,8	8,3	8,7	7,9
Th	14,1	11,0	8,3	9,0
U	2,2	1,7	1,6	2,0
Pb	8,6	7,1	7,1	4,6
Be	2,6	2,3	2,0	1,8
Li	13,6	8,9	9,9	5,2

**Annexe 2 (suite)** : Concentrations en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves du Kilimandjaro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.* , 1989).

<b>Echantillon</b>	<b>03TZ10B</b>	<b>03TZ11</b>	<b>03TZ12</b>	<b>03TZ13B</b>	<b>03TZ13C</b>	<b>05TZ21</b>	<b>05TZ22</b>	
<b>Centre éruptif</b>	Ngorongoro	Ngorongoro	Ngorongoro	Ngorongoro	Ngorongoro	fissural ?	fissural ?	
<b>Site d'échantillonnage</b>	Seneto descent road	Seneto descent road	Endoinyo Engitati	Ngoitokitok springs	Ngoitokitok springs	route Karatu-Ngorongoro	route Karatu-Ngorongoro	
<b>Coordonnées géographiques (WGS84)</b>	<b>Latitude (Sud)</b>	03°09'45"	03°09'57"		03°12'59"	03°12'59"	03°21'34"	03°20'46"
	<b>Longitude (Est)</b>	35°28'40"	35°28'49"		35°36'00"	35°36'00"	35°36'54"	35°38'50"
	<b>Altitude (mètres)</b>						1495,4	1513,2
<b>TAS</b>	trachydacite	trachydacite	basalte	téphrite	téphrite	trachydacite	trachy-andésite	
<b>Éléments majeurs (%)</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	66,50	67,10	45,00	44,40	43,50	68,20	56,20
	<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,66	0,58	3,69	3,31	3,50	0,67	1,87
	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	11,90	12,72	11,90	14,96	13,10	12,15	16,55
	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>*</b>	7,22	6,78	16,40	12,80	14,66	6,98	9,23
	<b>MnO</b>	0,25	0,22	0,20	0,21	0,23	0,16	0,22
	<b>MgO</b>	0,57	0,25	7,10	4,43	5,74	0,16	1,47
	<b>CaO</b>	1,27	0,82	11,55	9,30	10,00	0,48	4,40
	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	5,78	6,05	2,39	5,05	4,03	5,40	5,35
	<b>K<sub>2</sub>O</b>	4,28	4,65	0,84	2,40	2,33	4,50	2,55
	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,10	0,06	0,42	0,71	0,73	0,05	0,59
	<b>LOI</b>	1,01	0,20	0,68	2,15	1,69	0,56	1,21
	<b>Total</b>	99,54	99,43	100,17	99,72	99,51	99,31	99,64
<b>Mg#</b>	0,24	0,13	0,52	0,49	0,53	0,08	0,34	
<b>Norme CIPW</b>	<b>Quartz</b>	14,67	13,49				18,89	4,75
	<b>Orthose</b>	25,29	27,48	4,96	14,18	13,77	26,59	15,07
	<b>Albite</b>	37,38	39,54	19,83	13,07	10,88	37,44	45,27
	<b>Anorthite</b>			19,26	11,07	10,78		13,61
	<b>Leucite</b>							
	<b>Néphéline</b>			0,21	16,07	12,58		
	<b>Diopside</b>	4,87	3,22	28,93	24,77	27,67	1,81	3,60
	<b>Hyperstène</b>	4,17	3,99				3,60	5,30
	<b>Wollastonite</b>							
	<b>Olivine</b>			12,25	4,03	6,41		
<b>Apatite</b>	0,23	0,14	0,97	1,64	1,69	0,12	1,37	
<b>Éléments en traces (ppm)</b>	<b>Rb</b>	113,0	137,0	18,5	45,0	50,5		
	<b>Sr</b>	307	28	660	1045	940	14	765
	<b>Ba</b>	1140	670	340	780	745		
	<b>Sc</b>	4	2	30	12	19	4,5	9
	<b>V</b>	4	4	395	270	307	2	72
	<b>Cr</b>	3,5	2,0	192,0	2,0	76,0	4	7
	<b>Co</b>	1,0	0,5	61,0	37,0	50,0	1	17
	<b>Ni</b>	2,5	2,0	110,0	10,0	63,0	1,5	4,5
	<b>Y</b>	40,0	39,5	26,5	35,5	31,0		
	<b>Zr</b>	500	590	160	305	285		
	<b>Nb</b>	120	154	49	115	93		
	<b>La</b>	94,0	124,0	43,0	93,0	80,0		
	<b>Ce</b>	165	205	85	175	160		
	<b>Nd</b>	75,0	83,0	41,0	74,0	71,0		
	<b>Sm</b>	13,2	14,0	8,2	13,0	12,6		
	<b>Eu</b>	3,14	2,87	2,51	3,75	3,65		
	<b>Gd</b>	10,3	11,4	7,2	10,7	9,9		
	<b>Dy</b>	8,00	8,15	5,55	7,35	6,65		
	<b>Er</b>	4,00	4,00	2,40	3,40	3,00		
	<b>Yb</b>	4,00	3,92	1,86	2,65	2,20		
<b>Th</b>	21,20	26,00	4,95	12,00	8,45			

**Annexe 3** : Concentrations en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves de la région des Craters Highlands et du Ngorongoro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS.

Echantillon	05TZ23	05TZ24A	05TZ25A	05TZ25B	05TZ26	05TZ30B	05TZ31A	
Centre éruptif	fissural ?	fissural ?	fissural ?	fissural ?	Ngorongoro	Ngorongoro	Ngorongoro	
Site d'échantillonnage	route Karatu-Ngorongoro	route Karatu-Ngorongoro	route Karatu-Ngorongoro	route Karatu-Ngorongoro	Mounds area	Lerai ascent road	Lerai ascent road	
Coordonnées géographiques (WGS84)	Latitude (Sud)	03°19'12"	03°19'19"	03°20'25"	03°20'25"	03°12'17"	03°14'44"	03°14'46"
	Longitude (Est)	35°43'16"	35°45'17"	35°46'04"	35°46'04"	35°30'18"	35°31'10"	35°30'56"
	Altitude (mètres)	1523,6	1523,8	1412,5	1412,5	1747,1	1980,2	2034,3
TAS	basanite	basanite	basanite	basanite	trachydacite	trachy-andésite	trachyandésite basaltique	
Éléments majeurs (%)	SiO <sub>2</sub>	44,30	43,00	44,40	43,70	66,00	57,80	53,40
	TiO <sub>2</sub>	3,01	2,62	2,77	3,10	0,50	2,41	2,48
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,86	8,70	9,45	11,08	13,28	15,90	14,75
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	14,40	13,38	13,77	14,05	6,97	7,20	11,74
	MnO	0,21	0,20	0,19	0,20	0,21	0,12	0,15
	MgO	8,05	11,92	12,15	8,28	0,20	1,42	3,09
	CaO	11,27	13,20	11,70	11,55	0,86	4,42	6,10
	Na <sub>2</sub> O	3,73	3,48	2,79	4,08	6,50	5,25	4,46
	K <sub>2</sub> O	1,04	1,12	1,17	1,22	4,53	2,56	2,07
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,56	0,49	0,41	0,59	0,06	0,70	0,54
	LOI	1,15	1,30	0,71	1,83	0,21	1,46	0,54
Total	99,58	99,41	99,51	99,68	99,32	99,24	99,32	
Mg#	0,58	0,69	0,69	0,59	0,10	0,39	0,45	
Norme CIPW	Quartz					10,18	8,50	3,65
	Orthose	6,15	5,53	6,91	7,21	26,77	15,13	12,23
	Albite	13,21		8,29	8,98	43,09	44,43	37,74
	Anorthite	12,55	4,81	9,81	8,32		12,26	14,11
	Leucite		0,86					
	Néphéline	9,94	15,95	8,30	13,84			
	Diopside	32,32	46,23	36,64	36,66	3,41	4,07	10,32
	Hyperstène					4,04	2,60	8,05
	Wollastonite							
	Olivine	11,93	13,68	17,55	10,41			
Apatite	1,30	1,14	0,95	1,37	0,14	1,62	1,25	
Éléments en traces (ppm)	Rb							
	Sr	794	684	584	814	27	740	720
	Ba							
	Sc	28	34	33	24,5	2,1	12	16,4
	V	321	273	298	306	4	88	185
	Cr	352	574	632	282	3	2,5	55
	Co	58	61	66	56	1	22	32
	Ni	175	290	338	193	2	2	33
	Y							
	Zr							
	Nb							
	La							
	Ce							
	Nd							
	Sm							
	Eu							
	Gd							
	Dy							
Er								
Yb								
Th								

**Annexe 3 (suite) :** Concentrations en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves de la région des Craters Highlands et du Ngorongoro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS.

Echantillon		05TZ31B	05TZ32	05TZ33	05TZ34	05TZ35	05TZ36	05TZ38
Centre éruptif		Ngorongoro	Ngorongoro	Ngorongoro	Ngorongoro	Ngorongoro	Ngorongoro	Ngorongoro
Site d'échantillonnage		Lerai ascent road	Lerai ascent road	Lerai ascent road	Lerai ascent road	Lerai ascent road	Lerai ascent road	Endoinyo Osilale
Coordonnées géographiques (WGS84)	Latitude (Sud)	03°14'46"	03°14'42"	03°14'29"	03°14'33"	03°14'35"	03°14'46"	03°10'08"
	Longitude (Est)	35°30'56"	35°30'56"	35°30'44"	35°30'32"	35°30'31"	35°30'21"	35°37'17"
	Altitude (mètres)	2034,3	2050,1	2133,0	2177,0	2190,2	2230,8	1807,9
TAS		trachybasalte	trachyandésite basaltique	basalte	phono-téphrite	basalte	trachybasalte	basanite
Éléments majeurs (%)	SiO <sub>2</sub>	48,90	53,40	45,00	51,35	46,40	50,00	44,10
	TiO <sub>2</sub>	2,90	2,48	4,00	1,95	3,10	3,61	3,46
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,75	14,70	13,15	17,25	10,08	14,55	11,90
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	13,42	11,80	17,15	10,95	14,80	14,00	16,00
	MnO	0,18	0,16	0,21	0,20	0,19	0,19	0,19
	MgO	5,36	3,58	5,12	2,21	9,63	3,78	7,45
	CaO	8,35	6,60	9,20	6,05	11,30	7,75	11,10
	Na <sub>2</sub> O	4,02	4,41	3,58	6,20	2,65	4,06	3,08
	K <sub>2</sub> O	1,91	2,02	1,46	2,52	0,95	1,34	1,10
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,66	0,51	0,89	0,77	0,44	0,46	0,53
	LOI	0,19	-0,05	0,09	0,34	-0,21	0,01	0,48
Total	99,64	99,61	99,85	99,79	99,33	99,75	99,39	
Mg#	0,53	0,48	0,42	0,38	0,62	0,43	0,54	
Norme CIPW	Quartz		2,74				0,94	
	Orthose	11,29	11,94	8,63	14,89	5,61	7,92	6,50
	Albite	31,69	37,32	23,95	37,88	19,69	34,36	15,26
	Anorthite	13,83	14,35	15,50	11,80	12,80	17,52	15,40
	Leucite							
	Néphéline	1,26		3,44	7,90	1,48		5,85
	Diopside	18,93	12,27	20,17	10,93	32,72	14,69	29,62
	Hyperstène		8,40				9,32	
	Wollastonite							
	Olivine	8,63		12,07	4,31	14,85		12,56
Apatite	1,53	1,18	2,06	1,78	1,02	1,07	1,23	
Éléments en traces (ppm)	Rb							
	Sr	1025	710	915	1580	625	685	777
	Ba							
	Sc	20,5	16,7	21	4,2	30	21	26
	V	272	194	330	40	336	253	367
	Cr	119	59	10	6	642	2,5	257
	Co	47	34	55	17	64	39	61
	Ni	63	34	32	4,5	233	3,5	184
	Y							
	Zr							
	Nb							
	La							
	Ce							
	Nd							
	Sm							
	Eu							
	Gd							
	Dy							
	Er							
Yb								
Th								

**Annexe 3 (suite) :** Concentrations en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves de la région des Craters Highlands et du Ngorongoro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS.

Echantillon		05TZ39A	05TZ39B	05TZ40	05TZ41	05TZ42
Centre éruptif		Olmoti	Olmoti	Olmoti	Olmoti	Ngorongoro
Site d'échantillonnage		Flanc Sud Est	Flanc Sud Est	Cratère	Sommet Flanc Sud Est	Lerai ascent road
Coordonnées géographiques (WGS84)	Latitude (Sud)	03°01'17"	03°01'17"	03°01'20"	03°01'17"	03°14'26"
	Longitude (Est)	35°40'48"	35°40'48"	35°40'35"	35°40'42"	35°30'49"
	Altitude (mètres)	2803,3	2803,3	2743,9	2813,2	2119,6
TAS		trachyandésite basaltique	trachyandésite basaltique	trachyandésite basaltique	trachyandésite basaltique	basalte
Éléments majeurs (%)	SiO <sub>2</sub>	53,70	53,20	49,40	53,85	45,90
	TiO <sub>2</sub>	2,50	2,58	2,91	2,52	3,21
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,55	15,75	15,20	15,40	10,90
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11,40	11,67	14,21	11,50	14,95
	MnO	0,14	0,17	0,15	0,17	0,19
	MgO	2,62	2,21	2,68	2,63	8,78
	CaO	5,82	5,48	7,58	5,78	10,90
	Na <sub>2</sub> O	4,95	4,85	3,98	4,94	2,87
	K <sub>2</sub> O	1,98	1,94	1,54	2,03	1,11
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,54	0,59	0,47	0,53	0,53
	LOI	0,61	1,41	1,45	0,46	0,03
	Total	99,81	99,82	99,57	99,81	99,37
Mg#	0,41	0,37	0,35	0,41	0,59	
Norme CIPW	Quartz	2,53	3,51	0,97	2,63	
	Orthose	11,70	11,46	9,10	12,00	6,56
	Albite	41,89	41,04	33,68	41,80	19,36
	Anorthite	14,36	15,48	19,06	13,85	13,58
	Leucite					
	Néphéline					2,67
	Diopside	9,01	6,49	12,90	9,33	30,09
	Hyperstène	7,18	7,52	8,62	7,15	
	Wollastonite					
	Olivine					14,23
	Apatite	1,25	1,37	1,09	1,23	1,23
Éléments en traces (ppm)	Rb					
	Sr	655	658	668	654	744
	Ba					
	Sc	16,5	17	21	16	28,5
	V	144	151	283	146	324
	Cr	2	2	12	2	564
	Co	22	26	38	25	61
	Ni	4	4	24	3,5	173
	Y					
	Zr					
	Nb					
	La					
	Ce					
	Nd					
	Sm					
	Eu					
	Gd					
	Dy					
	Er					
Yb						
Th						

**Annexe 3 (suite) :** Concentrations en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves de la région des Craters Highlands et du Ngorongoro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS.



Echantillon	03TZ10B	03TZ11	03TZ12	03TZ13B	05TZ21	05TZ23	05TZ25A	05TZ25B
Centre éruptif	Ngorongoro	Ngorongoro	Ngorongoro	Ngorongoro	fissural ?	fissural ?	fissural ?	fissural ?
Site d'échantillonnage	Seneto descent road	Seneto descent road	Endoinyo Engitati	Ngoitokitok springs	route Karatu-Ngorongoro	route Karatu-Ngorongoro	route Karatu-Ngorongoro	route Karatu-Ngorongoro
TAS	trachydacite	trachydacite	basalte	téphrite	trachydacite	basanite	basanite	basanite
Rb	156	201	18	44	168	38	27	25
Cs	0,9	0,8	0,1	0,9	0,1	0,6	0,4	0,6
Sr	430	39	662	1030	13	939	629	803
Ba	1508	908	337	825	412	669	663	836
Sc	6,5	3,9	32,3	12,9	5,7	33,7	37,2	27,6
Ti	5413	5132	21673	18242	4680	20767	17412	16994
V	3	3	382	261	0,6	364	326	296
Cr	2,43	6,66	183,49	72,95	1,52	398,94	693,50	302,20
Mn	2705	2514	1620	1690	1443	1936	1615	1607
Co	0,7	0,7	65,9	42,5	0,3	72,7	80,9	61,5
Ni	2,1	15,3	110,8	101,7		208,5	392,7	194,2
Cu	2	2	124	68	0,8	196	164	266
Zn	319	250	88	141	509	120	131	95
Ga	44,7	45,3	20,8	22,7	41,6	22,1	17,6	18,4
Y	52,9	55,7	25,9	34,4	134,2	31,4	24,8	27,4
Zr	770	917	163	320	891	290	222	259
Nb	219	301	48	92	306	112	78	86
Ta	12,0	14,7	1,9	3,2	13,9	4,9	3,6	4,0
La	122,3	180,5	41,1	89,3	205,1	72,0	49,8	67,5
Ce	217,8	301,7	83,1	167,6	277,9	140,0	99,4	131,2
Pr	26,2	33,5	9,5	18,3	44,8	15,7	11,1	14,7
Nd	94,7	116,3	38,4	68,3	154,3	60,8	43,9	57,1
Sm	17,9	20,4	7,9	12,4	28,4	11,1	8,8	10,6
Eu	4,2	3,9	2,4	3,6	7,2	3,2	2,7	3,1
Gd	14,9	16,8	7,8	11,2	25,5	9,8	8,4	9,5
Tb	2,1	2,3	1,1	1,4	4,1	1,3	1,1	1,2
Dy	10,9	11,8	5,4	7,2	22,6	6,4	5,4	6,0
Ho	2,0	2,1	1,0	1,3	4,5	1,2	1,0	1,1
Er	5,5	5,7	2,4	3,2	13,1	2,9	2,4	2,7
Yb	5,4	5,5	1,8	2,5	12,1	2,3	1,8	2,1
Lu	0,78	0,80	0,23	0,34	1,70	0,30	0,24	0,27
Hf	19,3	20,1	4,1	7,2	20,6	6,6	5,6	6,4
Th	28,7	37,8	4,7	11,7	32,3	7,7	6,2	7,7
U	2,7	4,2	0,9	2,0	6,8	1,5	0,9	1,0
Pb	20,6	23,0	1,2	7,1	14,1	5,0	4,2	4,8
Be	7,4	8,0	1,5	3,6	3,8	2,8	2,0	2,8
Li	41,5	56,1	8,0	15,0	49,5	11,4	8,6	10,7

**Annexe 4** : Concentrations en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves de la région des Craters Highlands et du Ngorongoro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.* , 1989).

Echantillon	05TZ26	05TZ30B	05TZ31A	05TZ31B	05TZ32	05TZ33	05TZ34	05TZ35
Centre éruptif	Ngorongoro	Ngorongoro	Ngorongoro	Ngorongoro	Ngorongoro	Ngorongoro	Ngorongoro	Ngorongoro
Site d'échantillonnage	Mounds area	Lerai ascent road	Lerai ascent road	Lerai ascent road	Lerai ascent road	Lerai ascent road	Lerai ascent road	Lerai ascent road
TAS	trachydacite	trachy-andésite	trachyandésite basaltique	trachybasalte	trachyandésite basaltique	basalte	phono-téphrite	basalte
Rb	170	66	57	51	43	33	66	24
Cs	0,3	0,5	0,1	0,7	0,2	0,4	0,7	0,4
Sr	26	697	760	1050	609	913	1642	745
Ba	502	878	834	931	646	532	1022	499
Sc	3,2	13,4	18,8	22,7	15,6	21,2	5,3	37,6
Ti	3478	14509	16843	19098	13093	23770	12894	20442
V	2	89	210	287	179	324	43	398
Cr		1,47	158,45	117,99	49,12	6,61	4,14	757,91
Mn	1819	1001	1408	1524	1175	1664	1797	1758
Co	0,3	23,4	39,3	53,2	32,8	57,6	19,7	81,9
Ni		0,8	95,3	68,5	21,2	25,6	2,8	273,5
Cu	1	2	49	132	28	55	9	144
Zn	205	160	343	121	138	129	152	147
Ga	37,5	28,8	27,6	25,6	22,0	24,1	27,7	22,1
Y	76,3	52,7	42,1	33,9	26,7	36,1	39,7	35,0
Zr	894	427	369	324	274	309	405	236
Nb	379	96	82	108	54	79	165	52
Ta	21,2	4,9	3,2	5,8	1,3	4,4	10,3	2,3
La	210,9	84,6	84,6	86,9	59,1	68,3	113,1	57,3
Ce	371,1	160,4	140,3	163,6	108,3	139,5	215,1	105,5
Pr	38,7	19,5	17,6	17,6	13,9	16,4	23,3	12,6
Nd	133,2	77,4	68,1	66,0	54,1	65,4	85,3	50,8
Sm	23,7	15,5	12,9	12,2	10,3	13,1	14,8	10,3
Eu	4,8	4,1	3,5	3,4	2,9	3,8	4,3	3,1
Gd	20,4	14,2	11,7	10,9	8,7	12,0	12,9	10,0
Tb	2,9	1,9	1,6	1,4	1,1	1,6	1,7	1,3
Dy	15,0	10,0	7,9	6,9	5,7	7,8	8,1	6,7
Ho	2,8	1,8	1,5	1,2	1,0	1,4	1,4	1,2
Er	7,3	4,8	3,7	3,1	2,5	3,4	3,7	3,1
Yb	6,4	3,8	2,9	2,4	2,0	2,6	3,0	2,2
Lu	0,88	0,50	0,39	0,31	0,26	0,34	0,40	0,29
Hf	24,1	10,3	8,4	7,0	6,4	7,5	8,8	5,6
Th	40,1	10,2	9,1	13,8	7,2	6,9	11,4	5,3
U	1,6	2,4	2,0	2,9	0,8	1,7	3,3	1,5
Pb	21,7	9,8	7,3	11,0	5,9	3,8	9,1	3,8
Be	5,8	2,7	2,8	3,1	1,9	2,5	3,9	2,1
Li	56,2	15,2	13,2	14,6	12,6	8,6	16,5	8,2

**Annexe 4 (suite) :** Concentrations en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves de la région des Craters Highlands et du Ngorongoro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989).

Echantillon	05TZ36	05TZ38	05TZ39A	05TZ39B	05TZ40	05TZ41	05TZ42
Centre éruptif	Ngorongoro	Ngorongoro	Olmoti	Olmoti	Olmoti	Olmoti	Ngorongoro
Site d'échantillonnage	Lerai ascent road	Endoinyo Osilale	Flanc Sud Est	Flanc Sud Est	Cratère	Sommet Flanc Sud Est	Lerai ascent road
TAS	trachybasalte	basanite	trachyandésite basaltique	trachyandésite basaltique	trachybasalte	trachyandésite basaltique	basalte
Rb	27	31	35	39	35	63	29
Cs	0,1	0,0	0,2	0,2	0,1	0,3	0,3
Sr	703	803	669	873	708	862	799
Ba	487	558	1038	1378	672	1285	619
Sc	23,2	28,9	19,3	25,5	24,3	25,6	32,9
Ti	23809	19113	16723	21674	19992	22002	22029
V	271	365	161	217	305	213	360
Cr		287,71	0,49	5,29	10,98	0,47	613,49
Mn	1648	1599	1316	1988	1329	2053	1638
Co	45,8	70,5	26,2	37,9	44,0	37,3	74,0
Ni	1,5	198,5			25,6		189,9
Cu	19	402	40	43	88	38	140
Zn	132	138	255	267	135	213	105
Ga	26,7	22,6	28,3	37,0	28,1	36,7	21,5
Y	37,8	26,8	50,6	71,6	30,5	58,4	28,9
Zr	286	188	358	469	270	454	229
Nb	68	53	92	109	80	127	83
Ta	3,8	2,2	3,4	3,4	4,3	4,6	4,8
La	50,5	57,9	121,3	223,2	65,2	175,4	57,4
Ce	96,8	109,8	159,7	216,1	124,0	211,9	113,0
Pr	11,9	12,2	20,5	36,6	14,1	28,3	13,0
Nd	49,2	47,3	75,3	131,7	53,6	102,4	51,6
Sm	10,6	9,2	13,6	22,5	10,3	18,1	10,5
Eu	3,3	2,9	3,8	6,4	3,0	5,2	3,1
Gd	10,3	8,7	13,2	20,9	9,0	17,2	9,8
Tb	1,4	1,2	1,8	2,8	1,3	2,3	1,3
Dy	7,4	5,7	9,4	14,2	6,5	11,7	6,4
Ho	1,4	1,0	1,8	2,5	1,1	2,2	1,1
Er	3,6	2,5	4,6	6,3	2,9	5,6	2,8
Yb	2,8	1,8	3,7	4,9	2,3	4,5	2,1
Lu	0,39	0,24	0,50	0,64	0,31	0,61	0,28
Hf	7,1	4,7	8,3	10,7	6,4	10,8	5,9
Th	5,5	7,1	10,9	13,8	9,0	14,1	5,6
U	1,2	1,5	2,0	2,2	0,6	2,9	1,5
Pb	4,3	0,3	9,1	10,3	6,5	8,5	4,2
Be	2,2	2,0	2,7	3,9	1,8	3,8	1,9
Li	9,0	7,8	13,2	18,8	9,6	18,7	8,5

**Annexe 4 (suite) :** Concentrations en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves de la région des Craters Highlands et du Ngorongoro. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989).

Echantillon		03TZ03A	03TZ04	03TZ08A	03TZ08B	03TZ09	03TZ20A	03TZ20C
Centre éruptif		Hanang	Hanang	fissural ?	fissural ?	fissural ?	Essimingor	Essimingor
Site d'échantillonnage		flanc Nord Est	flanc Nord Est	Manyara escarpement Ouest	Manyara escarpement Ouest	Manyara escarpement Ouest	flanc Est	flanc Est
Coordonnées géographiques (WGS84)	Latitude (Sud)	04°28'54"	04°28'54"	03°22'39"	03°22'39"	03°23'11"	03°23'33"	03°23'33"
	Longitude (Est)	35°26'15"	35°26'15"	35°49'52"	35°49'52"	335°49'12"	36°09'27"	36°09'27"
	Altitude (mètres)							
TAS		foidite	phono-téphrite	basalte	basalte	basalte	téphrite	phono-téphrite
Éléments majeurs (%)	SiO <sub>2</sub>	46,70	47,50	48,00	48,60	45,00	43,80	50,10
	TiO <sub>2</sub>	1,38	1,15	2,70	2,68	3,35	3,65	2,44
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,96	15,20	13,14	12,90	11,72	14,70	16,43
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	9,26	8,95	12,79	12,80	15,05	11,65	9,65
	MnO	0,26	0,26	0,19	0,18	0,20	0,22	0,21
	MgO	1,52	1,44	5,40	5,75	7,68	3,63	2,29
	CaO	9,49	7,77	9,75	9,35	11,85	8,00	5,70
	Na <sub>2</sub> O	7,70	5,75	3,12	3,00	3,41	6,38	4,86
	K <sub>2</sub> O	3,65	4,82	1,64	1,56	1,44	1,88	3,97
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,50	0,38	0,45	0,45	0,58	1,10	0,71
	LOI	4,38	5,68	2,32	1,89	0,54	4,99	2,86
Total	99,80	98,90	99,50	99,16	99,74	100,00	99,22	
Mg#	0,35	0,33	0,51	0,53	0,56	0,44	0,42	
Norme CIPW	Quartz							
	Orthose	21,57	28,49	9,69	9,22	8,51	11,11	23,46
	Albite	2,56	11,14	26,40	25,39	11,36	20,14	30,55
	Anorthite		1,43	17,01	17,13	12,42	5,92	11,29
	Leucite							
	Néphéline	29,29	20,33			9,48	18,34	5,73
	Diopside	20,33	18,29	23,34	21,57	34,73	21,58	10,09
	Hyperstène			2,10	9,41			
	Wollastonite	8,22	5,37					
	Olivine			7,74	3,69	10,51	2,56	3,43
Apatite	1,16	0,88	1,04	1,04	1,34	2,55	1,64	
Éléments en traces (ppm)	Rb	100,0	139,0	43,5	38,0	38,0	78,0	79,0
	Sr	1920	3950	1390	2200	756	1740	1650
	Ba	1405	1840	700	660	488	500	2180
	Sc	2,6	2,2	20,0	21,0	26,5	8,0	5,0
	V	207	207	261	260	324	192	136
	Cr	8,5	10,0	231,0	232,0	240,0	5,0	5,0
	Co	15,0	12,5	44,0	45,0	58,0	30,0	16,0
	Ni	5,5	5,0	105,0	114,0	150,0	11,0	5,0
	Y	33,0	30,0	28,5	28,0	28,2	44,0	47,0
	Zr	535	540	225	220	206	635	600
	Nb	165	162	60	60	66	205	167
	La	73,0	92,0	53,5	53,5	56,0	137,0	140,0
	Ce	102	133	105	104	110	273	272
	Nd	34,5	44,0	48,0	49,0	54,0	113,0	111,0
	Sm	6,6	7,2	9,2	9,0	9,9	19,0	19,0
	Eu	2,02	2,03	2,60	2,59	2,94	5,60	5,85
	Gd	6,5	6,3	7,7	7,6	8,4	15,0	14,8
	Dy	5,40	4,70	5,70	5,60	5,80	9,70	9,80
Er	2,80	2,60	2,70	2,60	2,60	4,10	4,10	
Yb	2,60	2,20	2,14	2,09	2,03	3,05	3,30	
Th	6,34	11,80	8,10	8,00	6,75	19,50	18,20	

**Annexe 5** : Concentrations en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves du rift Natron-Manyara. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS.

Echantillon		03TZ20D	03TZ20E	03TZ21A	03TZ21B	03TZ22	03TZ31A	03TZ31B
Centre éruptif		Essimingor	Essimingor	fissural ?	fissural ?	fissural ?	fissural ?	fissural ?
Site d'échantillonnage		flanc Est	flanc Est	route de Makuyuni	route de Makuyuni	route de Makuyuni	Longido	Longido
Coordonnées géographiques (WGS84)	Latitude (Sud)	03°23'33"	03°23'33"	03°26'33"	03°26'33"	03°29'49"		
	Longitude (Est)	36°09'27"	36°09'27"	36°12'20"	36°12'20"	36°08'46"		
	Altitude (mètres)							
TAS		téphrite	picro-basalte	basalte	basalte	trachybasalte	basanite	basanite
Éléments majeurs (%)	SiO <sub>2</sub>	41,80	41,40	46,30	48,75	48,30	44,70	42,85
	TiO <sub>2</sub>	4,45	4,70	3,34	2,23	3,55	3,09	2,58
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,45	7,75	11,45	10,35	13,85	14,15	12,50
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	14,40	15,85	15,50	13,60	13,95	12,75	13,40
	MnO	0,23	0,20	0,18	0,18	0,17	0,20	0,18
	MgO	5,74	8,30	8,22	10,95	5,30	5,89	11,25
	CaO	11,10	15,10	11,00	10,35	8,00	10,10	11,90
	Na <sub>2</sub> O	2,30	1,94	2,40	2,35	3,50	3,35	2,36
	K <sub>2</sub> O	2,16	0,64	0,77	0,68	1,50	1,60	1,21
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,21	0,83	0,45	0,28	0,62	1,05	0,52
	LOI	4,09	2,71	0,09	0,20	1,06	2,04	0,81
Total	98,93	99,42	99,70	99,92	99,80	98,92	99,56	
	Mg#	0,50	0,55	0,57	0,67	0,52	0,53	0,68
Norme CIPW	Quartz							
	Orthose	12,77	3,78	4,55	4,02	8,86	9,46	7,15
	Albite	12,50	5,26	20,31	19,89	29,62	20,43	7,53
	Anorthite	14,54	10,55	18,20	15,69	17,65	18,85	19,94
	Leucite							
	Néphéline	3,77	6,04	0,00	0,00	0,00	4,29	6,74
	Diopside	26,66	48,04	27,25	27,32	14,77	19,94	28,45
	Hyperstène			6,15	13,58	8,92		
	Wollastonite							
	Olivine	8,03	7,40	10,04	9,31	5,57	10,90	15,47
Apatite	2,80	1,92	1,04	0,65	1,44	2,43	1,20	
Éléments en traces (ppm)	Rb	72,5	52,0	16,0	11,5	30,5	24,0	29,0
	Sr	2100	850	520	422	705	1240	670
	Ba	1930	2900	295	350	600	1925	630
	Sc	18,5	36,5	29,0	31,0	20,0	16,5	23,0
	V	312	380	357	267	265	210	275
	Cr	83,0	380,0	510,0	825,0	102,0	155,0	480,0
	Co	44,0	58,0	64,0	65,0	46,0	35,0	54,0
	Ni	51,0	106,0	232,0	332,0	44,0	62,0	320,0
	Y	40,5	32,5	25,0	22,5	32,5	34,0	23,0
	Zr	430	330	182	156	280	260	250
	Nb	113	76	34	29	50	69	57
	La	108,0	72,0	32,0	26,0	50,0	73,0	46,0
	Ce	220	146	69	54	107	149	87
	Nd	102,0	74,0	37,0	28,0	57,0	72,0	42,5
	Sm	18,2	14,0	8,0	6,6	11,0	13,0	8,4
	Eu	5,54	3,86	2,46	1,96	3,46	4,25	2,42
	Gd	14,2	11,3	7,0	5,8	9,6	10,7	7,1
Dy	8,75	7,05	5,40	4,70	6,90	7,20	4,90	
Er	3,80	2,95	2,50	2,00	3,00	3,30	2,30	
Yb	2,53	2,00	1,74	1,67	2,40	2,29	1,69	
Th	11,05	7,05	3,85	3,00	5,80	6,40	4,50	

**Annexe 5 (suite) :** Concentrations en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves du rift Natron-Manyara. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS.

Echantillon	05TZ01B	05TZ02	05TZ03	05TZ05	05TZ06	05TZ07	05TZ08	
Centre éruptif	fissural ?	fissural	fissural ?	Gelai	Gelai	Gelai	Gelai	
Site d'échantillonnage	Manyara escarpement Ouest	centre rift Manyara	Engaruka escarpement Sud Ouest	flanc Sud Est	flanc Sud Est	flanc Sud Est	flanc Sud Est	
Coordonnées géographiques (WGS84)	Latitude (Sud)	03°18'02"	03°05'07"	02°41'09"	02°41'13"	02°42'08"	02°43'03"	
	Longitude (Est)	35°51'53"	36°00'52"	36°06'17"	36°06'17"	36°06'43"	36°07'02"	
	Altitude (mètres)	1200.6	862.4	1642.0	1622.8	1456.5	1264.0	
TAS	trachyandésite basaltique	foidite	téphrite	téphri-phonolite	phonolite	téphrite	basanite	
Éléments majeurs (%)	SiO2	51,40	43,30	47,10	55,30	56,80	42,35	42,00
	TiO2	2,41	2,78	2,75	0,72	0,24	3,95	3,90
	Al2O3	16,30	14,90	15,00	20,20	19,05	14,35	13,85
	Fe2O3*	10,80	11,00	12,15	5,89	5,95	14,90	14,95
	MnO	0,18	0,36	0,20	0,17	0,25	0,20	0,20
	MgO	3,40	2,82	4,91	0,84	0,36	6,24	6,64
	CaO	7,10	6,86	8,78	2,87	1,23	11,78	12,04
	Na2O	4,75	7,30	4,38	8,60	9,00	3,34	3,03
	K2O	2,16	3,74	1,95	4,20	5,05	1,26	1,23
	P2O5	0,60	0,46	0,66	0,17	0,05	0,70	0,63
	LOI	0,47	5,61	1,86	1,11	1,18	0,87	1,48
Total	99,57	99,13	99,74	100,07	99,16	99,94	99,95	
Mg#	0,49	0,46	0,53	0,32	0,19	0,51	0,52	
Norme CIPW	Quartz							
	Orthose	12,77	22,10	11,52	24,82	29,84	7,45	7,27
	Albite	40,01	0,78	25,17	36,10	33,84	9,20	8,03
	Anorthite	16,78		15,51	4,11		20,44	20,56
	Leucite							
	Néphéline	0,10	29,82	6,44	19,87	19,52	10,32	9,54
	Diopside	11,81	24,27	19,28	7,55	5,00	27,35	28,64
	Hyperstène							
	Wollastonite		0,56					
	Olivine	5,50		7,06	0,98	1,83	9,67	10,04
Apatite	1,39	1,07	1,53	0,39	0,12	1,62	1,46	
Éléments en traces (ppm)	Rb							
	Sr	860	2250	895	770	133	1300	1210
	Ba			7				
	Sc	11	2	13	1		17	19
	V	145	278	187	12	3	301	315
	Cr	32	4	114	4	3	95	140
	Co	26	23	34	7	2	46	48
	Ni	21	3	51	2	1	68	99
	Y							
	Zr							
	Nb							
	La							
	Ce							
	Nd							
	Sm							
	Eu							
	Gd							
	Dy							
	Er							
Yb								
Th								

**Annexe 5 (suite) :** Concentrations en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves du rift Natron-Manyara. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989). La norme CIPW et le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS.

Echantillon		05TZ09	05TZ10	05TZ11	05TZ12	05TZ13	05TZ14	05TZ15
Centre éruptif		fissural ?	Gelai ?	Ketumbeine	Ketumbeine	Ketumbeine	Ketumbeine	Ketumbeine
Site d'échantillonnage		Natron Escarpement Ouest	Sud Est Gelai	flanc Nord Est	flanc Nord Est	flanc Nord Est	flanc Est	flanc Est
Coordonnées géographiques (WGS84)	Latitude (Sud)	02°38'21"	02°43'23"	02°47'08"	02°47'58"	02°46'03"	02°50'42"	02°51'08"
	Longitude (Est)	35°52'13"	36°09'01"	36°13'48"	36°13'26"	36°16'11"	36°18'20"	36°17'58"
	Altitude (mètres)	793.7	1096.3	1313.5	1474.1	1123.2	1355.1	1422.1
TAS		foidite	phono-téphrite	trachybasalte	trachydacite	basalte	basalte	trachybasalte
Éléments majeurs (%)	SiO2	38,20	50,90	51,00	63,30	47,50	50,00	50,15
	TiO2	2,86	2,02	3,22	0,72	2,85	3,46	3,32
	Al2O3	11,50	17,40	13,86	15,15	11,65	13,70	14,00
	Fe2O3*	15,40	9,32	14,24	6,41	14,45	14,83	14,08
	MnO	0,25	0,21	0,19	0,15	0,18	0,18	0,19
	MgO	7,70	2,55	3,48	0,86	9,57	4,20	3,72
	CaO	14,55	5,90	7,68	2,22	10,10	8,67	7,70
	Na2O	3,59	5,80	3,60	5,49	2,55	3,07	4,02
	K2O	0,62	2,84	1,47	3,36	0,66	1,20	1,33
	P2O5	1,70	0,63	0,57	0,16	0,37	0,44	0,60
	LOI	3,73	1,59	0,47	1,75	-0,06	-0,10	-0,11
Total	100,10	99,16	99,78	99,63	99,82	99,65	99,00	
	Mg#	0,55	0,45	0,41	0,35	0,62	0,41	0,43
Norme CIPW	Quartz			4,45	12,83		2,93	1,73
	Orthose		16,78	8,69	19,86	3,90	7,09	7,86
	Albite		35,64	30,46	46,46	21,58	25,98	34,02
	Anorthite	13,43	13,06	17,32	6,77	18,39	20,06	16,23
	Leucite	2,87						
	Néphéline	16,46	7,28					
	Diopside	37,44	9,89	14,08	2,63	23,74	16,68	14,84
	Hyperstène			9,70	2,58	10,06	13,94	9,63
	Wollastonite							
	Olivine	10,53	4,29			10,59		
	Apatite	3,94	1,46	1,32	0,37	0,86	1,02	1,39
Éléments en traces (ppm)	Rb							
	Sr	1220	975	612	383	610	580	655
	Ba							
	Sc	17,5	4	20	7,4	26	24	18,5
	V	333	40	202	5	283	304	215
	Cr	45	3	3	4	485	19	2
	Co	54	12	33	3	62	44	32
	Ni	92	2	3	2	258	33	6
	Y							
	Zr							
	Nb							
	La							
	Ce							
	Nd							
	Sm							
	Eu							
	Gd							
	Dy							
Er								
Yb								
Th								

**Annexe 5 (suite) :** Concentrations en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves du rift Natron-Manyara. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports  $Fe_2O_3/FeO$  recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS.

Echantillon		05TZ16	05TZ17A	05TZ17B	05TZ17D	05TZ18	05TZ19A	05TZ19C
Centre éruptif		Ketumbeine	Burko	Burko	Burko	fissural ?	fissural ?	fissural ?
Site d'échantillonnage		flanc Est	flanc Sud	flanc Sud	flanc Sud	plateau Sud Burko	plateau Sud Burko	plateau Sud Burko
Coordonnées géographiques (WGS84)	Latitude (Sud)	02°50'40"	03°19'15"	03°19'15"	03°19'15"	03°22'49"	03°23'37"	03°23'37"
	Longitude (Est)	36°18'27"	36°13'21"	36°13'21"	36°13'21"	36°14'21"	36°15'37"	36°15'37"
	Altitude (mètres)	1331.8	1645.4	1645.4	1645.4	1512.0	1462.5	1462.5
TAS		basalte	foidite	foidite	foidite	basalte	trachybasalte	trachybasalte
Éléments majeurs (%)	SiO <sub>2</sub>	50,00	40,40	42,30	44,00	48,00	47,70	48,00
	TiO <sub>2</sub>	3,35	3,63	2,96	2,85	2,31	4,18	4,18
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,10	10,85	15,10	15,30	10,90	13,20	13,20
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	14,65	14,15	11,16	10,80	13,66	16,00	16,15
	MnO	0,18	0,25	0,27	0,28	0,24	0,20	0,20
	MgO	4,23	6,54	3,50	3,13	9,85	4,12	4,22
	CaO	8,72	14,40	9,52	9,34	10,95	7,85	7,80
	Na <sub>2</sub> O	3,14	3,45	6,73	7,00	2,55	3,52	3,53
	K <sub>2</sub> O	1,11	1,92	2,62	2,50	0,78	1,56	1,57
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	1,00	0,84	0,75	0,29	0,72	0,71
	LOI	0,09	3,10	4,04	4,24	0,23	0,22	-0,24
Total	99,99	99,69	99,04	100,19	99,76	99,27	99,32	
Mg#	0,42	0,53	0,51	0,49	0,64	0,42	0,43	
Norme CIPW	Quartz	2,52					0,70	0,75
	Orthose	6,56		15,48	14,77	4,61	9,22	9,28
	Albite	26,57		6,38	11,49	21,58	29,79	29,87
	Anorthite	21,10	8,45	3,25	2,94	15,99	15,61	15,54
	Leucite		8,90					
	Néphéline		15,82	27,40	25,86			
	Diopside	16,12	44,32	24,45	22,37	29,51	15,29	15,20
	Hyperstène	14,27				4,71	10,77	11,19
	Wollastonite			3,34	4,45			
	Olivine		3,99			13,02		
	Apatite	0,97	2,32	1,95	1,74	0,67	1,67	1,64
Éléments en traces (ppm)	Rb							
	Sr	594	2550	1390	2700	518	660	650
	Ba							
	Sc	23	20,5	6,4	5,7	30	21,5	21
	V	300	312	244	256	285	334	330
	Cr	24	47	5	6	720	31	37
	Co	24	47	5	6	65	44	46
	Ni	37	47	7	7	270	39	43
	Y							
	Zr							
	Nb							
	La							
	Ce							
	Nd							
	Sm							
	Eu							
	Gd							
	Dy							
	Er							
Yb								
Th								

**Annexe 5 (suite) :** Concentrations en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves du rift Natron-Manyara. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS.



Echantillon	03TZ03A	03TZ04	03TZ08B	03TZ09	03TZ20E	03TZ21A	03TZ21B	03TZ22
Centre éruptif	Hanang	Hanang	fissural ?	fissural ?	Essimigor	fissural ?	fissural ?	fissural ?
Site d'échantillonnage	flanc Nord Est	flanc Nord Est	Manyara escarpement Ouest	Manyara escarpement Ouest	flanc Est	route de Makuyuni	route de Makuyuni	route de Makuyuni
TAS	foidite	phono-téphrite	basalte	basalte	picro-basalte	basalte	basalte	hawaite
Rb	114	185	39	39	69	19	16	31
Cs	2,8	3,5	0,4	0,3	1,5	0,1	0,1	0,2
Sr	2214	5452	2329	777	871	620	583	716
Ba	1521	2353	685	481	2823	343	485	584
Sc	3,3	3,4	23,4	29,9	39,3	36,6	44,1	20,8
Ti	9009	8850	16480	18890	27655	25180	19330	19354
V	226	268	3	3	385	423	380	267
Cr	8,13	19,40	282,62	308,84	359,00	586,57	1073,69	100,08
Mn	2339	2738	241	238	1703	1706	2028	1376
Co	17,0	17,3	1590,8	1671,0	63,9	81,5	98,7	50,1
Ni	21,0	36,3	49,4	62,5	107,1	256,9	430,9	41,0
Cu	56	49	146	147	244	124	116	37
Zn	186	246	93	193	175	179	103	179
Ga	25,6	29,0	21,6	20,7	18,7	24,8	24,7	24,4
Y	34,7	37,8	28,9	28,3	32,9	29,7	31,4	32,7
Zr	624	760	240	220	347	230	234	282
Nb	231	271	59	64	74	55	64	36
Ta	3,4	4,0	2,3	2,8	3,4	3,0	3,5	1,9
La	79,4	115,1	53,9	53,8	73,6	37,8	37,7	50,1
Ce	113,0	172,5	108,2	111,6	148,1	83,8	78,6	111,0
Pr	10,6	16,0	12,1	12,7	18,2	10,2	9,5	13,2
Nd	35,9	53,2	47,0	50,5	73,5	43,1	39,5	54,9
Sm	7,0	9,1	9,2	9,9	14,1	9,6	9,0	11,6
Eu	2,1	2,5	2,7	2,9	4,0	3,0	2,9	3,6
Gd	7,4	8,7	8,5	9,4	12,3	9,2	8,9	10,4
Tb	1,1	1,2	1,2	1,2	1,5	1,3	1,3	1,4
Dy	5,8	6,2	5,9	6,0	7,2	6,4	6,6	7,1
Ho	1,1	1,2	1,1	1,1	1,2	1,1	1,2	1,3
Er	3,1	3,2	2,7	2,6	2,9	2,8	3,1	3,2
Yb	2,7	2,8	2,1	1,9	2,0	2,1	2,4	2,5
Lu	0,37	0,37	0,28	0,26	0,26	0,28	0,33	0,33
Hf	12,0	13,8	5,8	5,3	8,4	6,0	6,1	7,1
Th	6,3	14,7	8,2	6,6	7,3	4,7	4,5	6,0
U	4,1	6,5	1,4	0,8	1,0	0,9	1,0	1,5
Pb	22,2	31,6	5,5	3,5	3,5	2,6	3,5	5,5
Be	8,0	10,1	2,1	1,9	3,0	1,3	1,6	2,0
Li	37,4	32,8	10,4	8,0	12,0	4,8	7,2	7,8

**Annexe 6** : Concentrations en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves du rift Natron-Manyara. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989).

Echantillon	05TZ01B	05TZ02	05TZ03	05TZ05	05TZ06	05TZ07	05TZ08	05TZ09
Centre éruptif	fissural ?	fissural	fissural ?	Gelai	Gelai	Gelai	Gelai	fissural ?
Site d'échantillonnage	Manyara escarpement Ouest	centre rift Manyara	Engaruka escarpement Sud Ouest	flanc Sud Est	flanc Sud Est	flanc Sud Est	flanc Sud Est	Natron Escarpement Ouest
TAS	trachyandésite basaltique	foidite	téphrite	téphi-phonolite	phonolite	téphrite	basanite	foidite
Rb	70	195	45	119	135	26	33	19
Cs	0,7	2,9	0,9	1,2	0,8	0,3	0,3	0,6
Sr	1155	3664	1005	754	120	1329	1285	1305
Ba	1005	4530	725	1069	176	839	557	639
Sc	16,4	3,7	15,6	0,9	0,6	18,4	21,6	19,4
Ti	17814	24532	17146	4072	1391	19849	22659	17818
V	202	433	209	8		291	325	357
Cr	41,22	3,68	133,92	0,89	0,92	99,22	164,22	43,69
Mn	1875	4332	1807	1278	1788	1566	1609	2030
Co	37,2	36,2	38,4	5,8	1,3	51,3	61,5	62,3
Ni	35,5		284,3			48,3	83,5	396,0
Cu	59	227	39	12	4	93	122	209
Zn	1015	426	207	150	206	153	158	117
Ga	34,3	38,5	24,9	27,9	30,0	20,6	22,0	22,2
Y	45,6	76,2	39,0	30,8	48,4	31,5	31,7	39,1
Zr	403	1104	358	445	587	163	167	394
Nb	118	378	120	159	228	39	57	100
Ta	5,5	14,0	5,3	7,7	5,9	1,6	2,6	4,4
La	94,4	148,9	79,3	86,8	115,4	49,7	49,1	98,0
Ce	187,5	255,1	159,3	136,5	187,0	97,6	96,8	205,0
Pr	20,4	25,3	17,3	12,4	17,6	11,0	11,5	24,4
Nd	79,3	91,4	65,6	41,8	59,8	47,4	48,0	99,2
Sm	15,2	17,2	12,7	7,1	10,2	10,1	10,3	18,8
Eu	4,4	4,0	3,7	2,0	1,8	3,3	3,4	5,4
Gd	13,7	15,7	10,9	5,8	8,0	8,9	9,5	15,1
Tb	1,8	2,3	1,5	0,9	1,4	1,3	1,3	1,9
Dy	9,4	12,6	7,7	5,3	8,4	6,6	6,7	9,1
Ho	1,7	2,5	1,4	1,0	1,6	1,1	1,2	1,5
Er	4,3	6,9	3,6	3,0	4,6	2,8	2,9	3,6
Yb	3,4	6,4	2,8	2,7	4,2	1,9	2,0	2,5
Lu	0,43	0,88	0,36	0,37	0,56	0,23	0,24	0,32
Hf	9,3	18,6	7,5	8,9	12,3	4,0	4,1	7,7
Th	15,8	15,2	10,4	19,8	22,9	5,1	5,2	8,4
U	2,7	1,7	2,0	2,1	2,6	1,1	1,0	1,7
Pb	41,1	19,2	6,4	13,7	16,3	3,2	3,4	5,9
Be	4,1	16,6	3,3	6,4	7,8	1,9	1,9	2,4
Li	18,0	24,0	10,2	18,3	21,7	5,6	5,3	12,7

**Annexe 6 (suite) :** Concentrations en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves du rift Natron-Manyara. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989).

Echantillon	05TZ10	05TZ11	05TZ12	05TZ13	05TZ14	05TZ15	05TZ16	05TZ17A	05TZ17B
Centre éruptif	Gelai ?	Ketumbeine	Ketumbeine	Ketumbeine	Ketumbeine	Ketumbeine	Ketumbeine	Burko	Burko
Site d'échantillonnage	Sud Est Gelai	flanc Nord Est	flanc Nord Est	flanc Nord Est	flanc Est	flanc Est	flanc Est	flanc Sud	flanc Sud
TAS	phono-téphrite	trachybasalte	trachydacite	basalte	basalte	trachybasalte	basalte	foidite	foidite
Rb	79	36	84	12	25	21	27	70	95
Cs	0,8	0,3	1,0	0,1	0,3	0,2	0,3	1,1	1,7
Sr	1121	673	386	717	577	667	591	3086	1610
Ba	1090	506	970	291	527	524	540	2725	1751
Sc	4,9	22,1	8,7	31,4	24,6	20,7	24,2	25,2	8,0
Ti	13047	15946	4818	18223	20819	20588	21258	19277	19080
V	39	191	3	321	297	233	306	326	278
Cr		0,47	1,54	540,15	23,95	0,51	26,46	48,69	3,34
Mn	1808	1541	1243	1615	1439	1631	1418	2324	2463
Co	14,0	37,0	2,4	76,3	54,5	37,9	51,5	54,7	30,8
Ni				300,0	1517,6		17,9	39,6	
Cu	11	25	5	125	89	33	95	184	73
Zn	193	224	163	188	169	168	147	167	204
Ga	27,3	30,6	33,1	24,3	25,9	29,3	26,4	18,3	29,6
Y	44,5	46,3	62,7	28,5	34,3	42,8	33,3	45,1	52,9
Zr	380	339	831	204	279	376	281	402	649
Nb	135	31	144	38	43	66	54	131	314
Ta	5,2	1,4	6,7	1,8	2,2	3,4	2,8	4,5	9,7
La	92,6	56,6	110,5	32,1	39,7	55,4	38,7	195,2	245,9
Ce	176,6	119,6	211,5	70,2	86,8	118,7	83,6	366,3	440,7
Pr	18,5	14,6	24,1	8,8	10,4	14,4	10,1	38,7	45,6
Nd	69,4	59,4	95,1	36,2	44,7	61,3	42,3	137,3	156,4
Sm	13,2	13,1	19,2	8,5	10,1	13,2	9,4	21,3	23,8
Eu	4,0	4,1	4,8	2,7	3,1	4,1	3,0	5,4	6,5
Gd	12,2	12,6	15,9	7,9	9,4	11,7	8,7	16,3	18,8
Tb	1,7	1,8	2,4	1,1	1,4	1,7	1,3	2,0	2,4
Dy	9,0	9,4	12,5	5,8	7,0	8,8	6,9	9,4	11,2
Ho	1,6	1,7	2,2	1,0	1,3	1,6	1,2	1,6	2,0
Er	4,2	4,2	6,1	2,7	3,3	4,1	3,1	3,9	5,1
Yb	3,5	3,2	4,9	1,9	2,4	3,1	2,5	2,8	4,0
Lu	0,46	0,42	0,67	0,24	0,31	0,41	0,30	0,35	0,51
Hf	8,3	7,8	19,7	4,9	6,8	9,2	6,8	9,3	13,0
Th	13,3	6,9	17,2	3,5	5,1	6,0	5,0	21,1	30,4
U	2,5	1,6	3,9	0,8	1,2	1,3	1,2	5,5	6,0
Pb	11,1	5,4	13,8	2,9	4,5	4,7	4,4	7,8	12,7
Be	4,4	2,7	5,2	1,5	1,9	2,5	1,7	4,7	7,1
Li	22,9	9,1	5,7	4,3	6,1	9,6	5,5	18,5	12,1

**Annexe 6 (suite) :** Concentrations en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves du rift Natron-Manyara. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989).

Echantillon	05TZ17D	05TZ19C
Centre éruptif	Burko	fissural ?
Site d'échantillonnage	flanc Sud	plateau Sud Burko
TAS	foidite	trachybasalte
Rb	127	44
Cs	3,4	0,4
Sr	2998	739
Ba	1786	682
Sc	6,0	26,1
Ti	14246	27450
V	242	393
Cr	3,89	41,55
Mn	2232	1860
Co	26,7	59,2
Ni		51,8
Cu	57	139
Zn	393	171
Ga	23,2	32,0
Y	53,3	43,1
Zr	564	349
Nb	211	62
Ta	6,5	2,9
La	239,2	72,2
Ce	419,0	141,8
Pr	43,0	17,1
Nd	142,4	69,5
Sm	22,2	14,5
Eu	6,0	4,2
Gd	17,4	13,3
Tb	2,3	1,8
Dy	10,5	9,2
Ho	1,9	1,7
Er	4,8	4,2
Yb	3,7	3,3
Lu	0,46	0,43
Hf	11,4	8,8
Th	26,4	8,9
U	3,6	1,9
Pb	16,4	4,9
Be	6,9	2,3
Li	22,6	12,3

**Annexe 6 (suite)** : Concentrations en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves du rift Natron-Manyara. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989).

Echantillon		03TZ07A	03TZ07B	03TZ07C	03TZ07D	03TZ14A	03TZ14D	03TZ14P
Centre éruptif		Logorit	Logorit	Logorit	Logorit	Olmani Hill	Olmani Hill	Olmani Hill
Site d'échantillonnage / formation géologique		activité parasitique (Nvb)	activité parasitique (Nvb)	activité parasitique (Nvb)	activité parasitique (Nvb)	activité parasitique (Nvb)	activité parasitique (Nvb)	activité parasitique (Nvb)
Coordonnées géographiques (WGS84)	Latitude (Sud)	03°26'56"	03°26'56"	03°26'56"	03°26'56"	03°24'02"	03°24'02"	03°24'02"
	Longitude (Est)	36°38'36"	36°38'36"	36°38'36"	36°38'36"	36°45'11"	36°45'11"	36°45'11"
	Altitude (mètres)							
TAS		basalte	basalte	téphrite	basalte	basanite	basalte	basanite
Éléments majeurs (%)	SiO <sub>2</sub>	45,80	45,20	42,20	46,20	41,70	45,30	40,80
	TiO <sub>2</sub>	2,64	2,44	3,99	2,69	2,41	2,85	2,45
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,30	10,72	11,23	11,49	8,20	10,85	8,12
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	13,85	14,15	14,97	14,00	12,80	13,90	13,10
	MnO	0,20	0,20	0,21	0,20	0,21	0,19	0,21
	MgO	8,50	11,76	7,60	8,50	16,70	10,10	17,00
	CaO	12,40	10,40	12,40	11,70	11,85	10,70	11,70
	Na <sub>2</sub> O	2,68	2,45	4,10	2,67	3,05	2,12	2,48
	K <sub>2</sub> O	1,06	0,98	2,28	1,08	1,64	0,97	1,26
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,57	0,53	0,77	0,57	0,50	0,54	0,56
	LOI	0,75	0,53	0,32	0,30	0,69	2,24	2,48
	Total	99,75	99,36	100,07	99,40	99,75	99,76	100,16
	Mg#	0,60	0,67	0,59	0,60	0,76	0,64	0,76
Norme CIPW	Quartz							
	Orthose	6,26	5,79	10,13	6,38		5,73	
	Albite	15,40	16,99	0,00	18,44		17,94	
	Anorthite	15,67	15,36	5,51	16,18	3,84	17,23	7,30
	Leucite			2,62		7,60		5,84
	Néphéline	3,94	2,02	18,79	2,25	13,98	0,00	11,37
	Diopside	34,23	26,43	41,01	31,00	34,58	26,13	34,17
	Hyperstène						4,14	
	Wollastonite							
	Olivine	12,03	21,13	4,77	13,24	26,01	14,55	26,89
Apatite	1,32	1,23	1,78	1,32	1,16	1,25	1,30	
Éléments en traces (ppm)	Rb	25,5	24,0	47,0	26,5	48,5	21,0	52,5
	Sr	772	712	945	770	692	625	775
	Ba	660	545	1010	600	665	370	720
	Sc	26,0	21,5	25,0	26,0	28,0	27,0	26,5
	V	277	252	348	284	235	275	240
	Cr	556,0	488,0	109,0	552,0	685,0	520,0	630,0
	Co	56,0	68,0	56,0	57,0	67,0	56,0	72,0
	Ni	201,0	455,0	74,0	203,0	610,0	212,0	650,0
	Y	27,0	25,5	30,0	26,5	21,5	27,5	22,5
	Zr	215	195	285	220	205	230	215
	Nb	65	57	102	67	124	49	124
	La	61,0	61,0	84,0	61,0	92,0	47,5	94,0
	Ce	114	104	167	118	165	100	170
	Nd	52,0	50,0	78,0	53,5	63,0	49,0	65,0
	Sm	9,6	8,9	13,4	9,7	10,3	10,0	10,5
	Eu	2,90	2,73	3,72	2,97	2,80	2,90	2,90
	Gd	8,0	7,3	9,8	7,9	7,2	7,9	7,5
	Dy	5,50	5,20	6,40	5,55	4,65	5,75	4,80
	Er	2,40	2,30	2,70	2,50	2,00	2,50	2,00
	Yb	1,77	1,70	2,09	1,82	1,52	1,86	1,53
Th	6,60	5,60	8,10	6,50	11,80	4,80	11,50	

**Annexe 7** : Concentration en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves de la région d'Arusha et du Mt Meru. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS. Nvb : cônes parasitiques: facies basiques non différenciés, Nvm : cônes parasitiques facies alcalins non différenciés (Wilkinson *et al.*, 1983)

Echantillon		03TZ15A	03TZ15B	03TZ16A	03TZ16B	03TZ16C	03TZ17A	03TZ17B
Centre éruptif		Tengeru	Tengeru	Tengeru	Tengeru	Tengeru	Chimumbu Hill	Chimumbu Hill
Site d'échantillonnage / formation géologique		activité parasitique (Nvm)	activité parasitique (Nvm)	activité parasitique (Nvm)	activité parasitique (Nvm)	activité parasitique (Nvm)	activité parasitique (Nvm)	activité parasitique (Nvm)
Coordonnées géographiques (WGS84)	Latitude (Sud)							
	Longitude (Est)							
	Altitude (mètres)							
TAS		phono-téphrite	phonolite	phonolite	téphri-phonolite	téphrite	téphri-phonolite	foidite
Éléments majeurs (%)	SiO <sub>2</sub>	48,70	56,40	55,20	55,50	43,50	51,20	50,90
	TiO <sub>2</sub>	3,00	1,11	0,78	1,37	3,63	1,61	1,54
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,20	18,60	19,50	17,85	13,75	18,70	18,62
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11,20	5,90	4,64	6,90	13,45	7,20	6,88
	MnO	0,20	0,16	0,14	0,17	0,25	0,18	0,18
	MgO	4,02	0,96	0,52	1,35	3,85	1,50	1,39
	CaO	7,50	2,95	2,25	3,65	9,20	4,35	4,12
	Na <sub>2</sub> O	5,44	8,30	9,90	7,80	4,60	8,50	9,10
	K <sub>2</sub> O	3,36	4,50	5,55	4,15	3,32	4,70	4,80
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,70	0,25	0,15	0,41	1,34	0,39	0,36
	LOI	0,74	1,11	0,99	0,60	2,67	1,47	1,17
Total	100,06	100,24	99,62	99,75	99,56	99,80	99,06	
Mg#	0,52	0,39	0,31	0,39	0,45	0,41	0,40	
Norme CIPW	Quartz							
	Orthose	19,86	26,59	32,80	24,53	19,62	27,78	28,37
	Albite	21,81	40,13	20,81	38,70	10,40	18,81	11,30
	Anorthite	7,13	0,21	0,00	1,44	7,07	0,00	0,00
	Leucite							
	Néphéline	13,12	16,31	26,33	14,79	15,45	27,74	31,29
	Diopside	20,55	6,85	8,07	11,48	24,39	13,54	15,08
	Hyperstène							
	Wollastonite		1,78	0,28			1,06	
	Olivine	3,12			0,25	3,18		0,20
Apatite	1,62	0,58	0,35	0,95	3,10	0,90	0,83	
Éléments en traces (ppm)	Rb	80,0	122,0	152,0	118,0	80,0	109,0	105,0
	Sr	1230	885	1080	1090	1540	1570	1550
	Ba	1200	965	1220	1190	1300	1600	1560
	Sc	13,0	2,0	1,0	3,5	10,0	3,0	2,8
	V	210	49	40	75	250	97	93
	Cr	20,0	7,0	3,5	4,0	3,0	7,0	11,0
	Co	30,0	7,0	5,0	11,0	30,0	12,0	11,0
	Ni	21,0	2,5	1,5	4,0	4,0	4,5	4,0
	Y	34,5	30,0	22,0	31,0	44,0	32,0	31,5
	Zr	460	585	505	520	495	496	490
	Nb	132	155	140	162	177	175	170
	La	113,0	124,0	96,0	120,0	146,0	119,0	118,0
	Ce	215	204	145	210	282	202	198
	Nd	89,0	66,0	40,0	73,0	120,0	67,0	65,0
	Sm	14,8	10,0	5,9	11,0	19,6	10,6	10,4
	Eu	4,14	2,71	1,70	3,07	5,45	3,00	2,96
	Gd	10,9	7,4	4,5	8,5	15,0	8,2	8,0
	Dy	7,10	5,25	3,55	5,80	9,25	5,85	5,75
	Er	3,00	2,70	2,20	3,00	4,30	3,00	3,00
Yb	2,51	2,63	2,05	2,58	3,00	2,64	2,60	
Th	14,50	29,00	25,50	25,30	15,80	23,20	23,10	

**Annexe 7 (suite) :** Concentration en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves de la région d'Arusha et du Mt Meru. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maître *et al.*, 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS. Nvb : cônes parasitiques: facies basiques non différenciés, Nvm : cônes parasitiques facies alcalins non différenciés (Wilkinson *et al.*, 1983)

Echantillon		03TZ18A	03TZ18B	03TZ19A	03TZ23A	03TZ23B	03TZ24A	03TZ24B
Centre éruptif		Solumu River	Solumu River	Logorit	Loovilukuny	Loovilukuny	Mt Meru	Mt Meru
Site d'échantillonnage / formation géologique		activité parasitique (Nvm)	activité parasitique (Nvm)	activité parasitique (Nvb)	activité parasitique (Nvb)	activité parasitique (Nvb)	Sakina	Sakina
Coordonnées géographiques (WGS84)	Latitude (Sud)	03°21'34"	03°21'34"	03°26'51"	03°24'46"	03°24'46"	03°21'57"	03°21'57"
	Longitude (Est)	36°47'35"	36°47'35"	36°38'58"	36°32'38"	36°32'38"	36°39'12"	36°39'12"
	Altitude (mètres)							
TAS		téphri-phonolite	téphri-phonolite	phono-téphrite	basanite	basanite	téphri-phonolite	téphri-phonolite
Éléments majeurs (%)	SiO <sub>2</sub>	52,50	53,50	50,80	43,20	42,60	53,30	54,10
	TiO <sub>2</sub>	1,94	1,69	2,47	3,33	3,43	1,56	1,50
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,10	17,50	15,70	12,00	12,35	18,20	17,80
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	8,35	7,60	10,35	12,20	12,40	7,45	7,15
	MnO	0,18	0,18	0,19	0,19	0,19	0,17	0,17
	MgO	1,98	1,65	3,20	8,32	8,45	1,62	1,50
	CaO	5,15	4,45	6,55	11,22	11,40	4,30	4,00
	Na <sub>2</sub> O	6,80	7,70	5,80	3,16	3,61	6,20	7,85
	K <sub>2</sub> O	4,05	4,30	3,20	2,12	2,03	4,33	4,40
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,56	0,47	0,70	0,81	0,97	0,42	0,41
	LOI	1,33	0,74	0,76	2,68	2,18	2,37	0,71
Total	99,94	99,78	99,72	99,23	99,61	99,92	99,59	
Mg#	0,44	0,42	0,49	0,63	0,63	0,42	0,41	
Norme CIPW	Quartz							
	Orthose	23,93	25,41	18,91	12,53	12,00	25,59	26,00
	Albite	30,97	31,14	30,72	6,70	4,29	34,68	32,41
	Anorthite	4,18	0,49	7,36	12,30	11,50	9,04	0,34
	Leucite							
	Néphéline	14,39	18,42	9,94	10,86	14,22	9,63	18,43
	Diopside	14,37	13,69	16,70	30,71	31,22	7,79	12,88
	Hyperstène							
	Wollastonite		0,72					0,44
	Olivine	0,44		3,09	10,75	10,85	2,11	
Apatite	1,30	1,09	1,62	1,88	2,25	0,97	0,95	
Éléments en traces (ppm)	Rb	100,0	104,0	73,5	53,0	50,0	110,0	112,0
	Sr	1250	1250	1215	1035	1080	1400	1325
	Ba	1390	1435	1350	978	900	1540	1480
	Sc	5,0	4,0	11,0	27,0	26,0	3,6	3,5
	V	122	102	175	240	240	94	90
	Cr	5,0	4,0	20,0	180,0	168,0	4,5	4,5
	Co	17,0	14,5	24,0	49,0	48,0	12,5	12,0
	Ni	5,0	4,0	16,0	93,0	93,0	5,5	5,0
	Y	33,5	31,5	37,0	26,0	26,5	35,0	33,0
	Zr	442	455	470	315	310	482	450
	Nb	160	162	152	114	112	172	167
	La	126,0	120,0	123,0	88,0	89,0	135,0	127,0
	Ce	225	213	230	168	168	217	223
	Nd	83,0	75,0	91,0	73,0	72,0	81,0	77,0
	Sm	13,3	11,8	15,0	12,4	12,8	13,0	12,5
	Eu	3,59	3,23	4,08	3,64	3,68	3,58	3,37
	Gd	9,9	8,8	10,7	9,4	10,0	9,8	9,0
	Dy	6,70	6,00	7,25	5,85	5,85	6,75	6,30
	Er	3,10	3,00	3,50	2,50	2,60	3,30	3,00
Yb	2,65	2,55	2,75	1,68	1,75	2,70	2,60	
Th	19,85	20,40	15,30	11,50	12,00	23,60	23,50	

**Annexe 7 (suite) :** Concentration en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves de la région d'Arusha et du Mt Meru. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maître *et al.*, 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS. Nvb : cônes parasitiques: facies basiques non différenciés, Nvm : cônes parasitiques facies alcalins non différenciés (Wilkinson *et al.*, 1983)

Echantillon		03TZ25	03TZ27	03TZ28	03TZ32A	03TZ32C	03TZ33	03TZ34C
Centre éruptif		Lassarkartarta	Ngare Nanyuki	Ngare Nanyuki	Mt Meru	Mt Meru	Mwangula Hill	Kivitek
Site d'échantillonnage / formation géologique		activité parasitique (Nvm)	activité parasitique (Nvm)	activité parasitique (Nvm)	Sakina	Sakina	activité parasitique (Nvb)	activité parasitique (Nvb)
Coordonnées géographiques (WGS84)	Latitude (Sud)		03°07'39"	03°10'53"	03°21'53"	03°21'53"	03°24'45"	03°22'33"
	Longitude (Est)		36°47'40"	36°51'23"	36°39'25"	36°39'25"	36°32'07"	36°33'14"
	Altitude (mètres)							
TAS		foidite	foidite	téphri-phonolite	téphri-phonolite	téphri-phonolite	basalte	picro-basalte
Éléments majeurs (%)	SiO <sub>2</sub>	46,00	44,00	51,80	53,20	53,50	46,50	42,35
	TiO <sub>2</sub>	2,86	3,54	1,87	1,55	1,50	3,22	2,40
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,85	14,55	17,70	17,80	17,80	13,15	5,78
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11,50	12,20	7,72	7,40	7,30	15,05	12,70
	MnO	0,24	0,23	0,19	0,18	0,17	0,18	0,19
	MgO	3,43	4,30	1,74	1,68	1,55	5,55	18,86
	CaO	7,80	9,50	5,00	4,37	4,22	9,80	11,70
	Na <sub>2</sub> O	7,50	6,80	7,85	8,00	7,85	2,51	0,94
	K <sub>2</sub> O	3,55	3,60	4,55	4,10	4,50	1,11	0,62
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,97	0,91	0,45	0,43	0,40	0,49	0,49
	LOI	-0,29	0,01	0,56	0,51	1,01	1,63	3,16
	Total	99,41	99,64	99,43	99,22	99,80	99,19	99,19
Mg#	0,50	0,54	0,43	0,43	0,41	0,48	0,78	
Norme CIPW	Quartz							
	Orthose	20,98	19,35	26,89	24,23	26,59	6,56	3,66
	Albite	8,01	0,00	22,97	30,73	29,60	21,24	5,24
	Anorthite	0,00	0,00	0,00	0,55	0,04	21,34	9,72
	Leucite		1,51					
	Néphéline	29,12	29,69	23,16	20,03	19,95	0,00	1,47
	Diopside	25,48	29,37	14,14	14,04	13,34	19,85	36,00
	Hyperstène						13,82	
	Wollastonite	0,32	1,87	1,87	0,46	0,82		
	Olivine						1,93	30,41
Apatite	2,25	2,11	1,04	1,00	0,93	1,14	1,14	
Éléments en traces (ppm)	Rb	84,0	82,5	99,5	110,0	111,0	21,5	18,4
	Sr	1450	1480	3010	1300	1340	605	712
	Ba	1340	1250	2140	1465	1455	465	410
	Sc	8,0	13,0	3,5	3,5	3,0	27,0	24,5
	V	190	256	116	90	88	285	200
	Cr	2,0	18,0	6,0	5,0	4,5	255,0	1350,0
	Co	26,0	33,0	12,5	13,0	12,0	58,0	72,0
	Ni	6,0	23,0	5,0	6,0	5,0	140,0	650,0
	Y	42,0	41,0	35,0	32,0	33,0	26,0	18,0
	Zr	410	455	430	450	450	200	200
	Nb	186	174	171	160	160	44	74
	La	145,0	135,0	124,0	124,0	130,0	43,0	64,0
	Ce	266	265	231	221	228	90	126
	Nd	105,0	108,0	81,0	77,0	77,5	46,0	54,0
	Sm	18,3	18,0	13,1	12,1	12,4	9,2	9,5
	Eu	4,78	4,87	3,70	3,40	3,39	2,77	2,52
	Gd	12,9	13,2	9,6	8,9	9,2	7,8	6,8
	Dy	8,50	8,50	6,90	6,10	6,30	5,80	4,15
Er	3,90	4,00	3,40	3,00	3,20	2,50	1,80	
Yb	3,10	2,85	2,76	2,55	2,60	1,90	1,24	
Th	18,60	19,60	21,30	22,50	23,00	4,50	7,70	

**Annexe 7 (suite) :** Concentration en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves de la région d'Arusha et du Mt Meru. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maître *et al.*, 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS. Nvb : cônes parasitiques: facies basiques non différenciés, Nvm : cônes parasitiques facies alcalins non différenciés (Wilkinson *et al.*, 1983)



Echantillon		03TZ34D	03TZ35A	03TZ35C	03TZ35D	03TZ36A	03TZ36B	03TZ36C
Centre éruptif		Kivitek	Mt Meru	Mt Meru	Mt Meru	Mt Meru	Mt Meru	Mt Meru
Site d'échantillonnage / formation géologique		activité parasitique (Nvb)	Tululusia Hill (Meru)	Tululusia Hill (Meru)	Tululusia Hill (Meru)	Mt Meru crater	Mt Meru crater	Mt Meru crater
Coordonnées géographiques (WGS84)	Latitude (Sud)	03°22'33"	03°14'35"	03°14'35"	03°14'35"	03°14'46"	03°14'46"	03°14'46"
	Longitude (Est)	36°33'14"	36°49'28"	36°49'28"	36°49'28"	36°47'13"	36°47'13"	36°47'13"
	Altitude (mètres)							
TAS		basalte	phono-téphrite	foidite	phonolite	foidite	foidite	foidite
Éléments majeurs (%)	SiO <sub>2</sub>	46,60	46,50	47,40	57,00	48,40	48,50	48,00
	TiO <sub>2</sub>	2,99	2,97	2,55	1,04	1,87	1,90	2,13
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,00	15,65	16,75	18,30	18,20	18,40	18,10
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	14,75	11,70	10,10	5,40	8,10	7,95	8,60
	MnO	0,19	0,21	0,21	0,14	0,20	0,20	0,21
	MgO	8,20	3,85	2,95	0,93	1,80	1,81	2,01
	CaO	10,90	7,80	6,90	3,05	5,80	5,75	6,40
	Na <sub>2</sub> O	2,65	6,40	7,40	8,10	9,60	9,45	9,30
	K <sub>2</sub> O	0,99	3,65	4,10	5,10	4,70	4,90	4,65
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41	0,80	0,68	0,23	0,42	0,44	0,48
	LOI	0,19	0,06	0,69	0,74	0,18	0,18	0,11
	Total	99,87	99,59	99,73	100,03	99,27	99,48	99,99
Mg#	0,58	0,50	0,49	0,41	0,42	0,43	0,44	
Norme CIPW	Quartz							
	Orthose	5,85	21,57	24,23	30,14	23,11	22,97	18,06
	Albite	22,11	10,91	11,23	35,20	0,00	0,00	0,00
	Anorthite	17,93	3,20	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00
	Leucite					3,66	4,69	7,39
	Néphéline	0,17	23,43	27,84	16,55	36,54	36,49	36,41
	Diopside	27,26	24,49	21,22	7,78	19,67	19,35	20,95
	Hyperstène							
	Wollastonite			1,26	1,71	1,00	0,99	1,40
	Olivine	14,28	1,74					
Apatite	0,95	1,85	1,58	0,53	0,97	1,02	1,11	
Éléments en traces (ppm)	Rb	20,5	84,0	90,5	123,0	112,0	112,0	107,0
	Sr	535	1225	1330	1010	1640	1650	1610
	Ba	402	1290	1405	1210	1720	1740	1570
	Sc	31,0	12,0	8,0	2,0	3,5	4,0	4,0
	V	292	230	186	64	155	157	171
	Cr	314,0	3,5	3,0	4,0	4,0	4,0	3,5
	Co	60,0	31,0	23,5	8,0	15,0	15,0	16,5
	Ni	123,0	12,0	7,5	2,5	3,0	3,0	3,0
	Y	26,0	35,5	36,0	24,0	35,0	34,0	36,5
	Zr	204	390	450	485	460	460	480
	Nb	41	162	179	133	182	185	199
	La	36,0	125,0	131,0	105,0	136,0	124,0	132,0
	Ce	75	223	226	166	225	213	225
	Nd	40,0	89,0	85,0	52,0	77,0	73,0	80,0
	Sm	8,4	14,9	14,5	8,0	12,2	11,8	13,2
	Eu	2,45	4,15	3,90	2,18	3,50	3,35	3,64
	Gd	7,1	10,7	10,2	6,0	9,4	8,6	9,7
	Dy	5,40	7,10	6,95	4,25	6,30	6,20	6,65
	Er	2,40	3,30	3,30	2,20	3,30	3,00	3,30
	Yb	1,90	2,48	2,65	2,05	2,70	2,66	2,72
Th	3,80	16,20	19,20	24,30	23,40	22,50	22,00	

**Annexe 7 (suite) :** Concentration en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves de la région d'Arusha et du Mt Meru. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maître *et al.*, 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS. Nvb : cônes parasitiques: facies basiques non différenciés, Nvm : cônes parasitiques facies alcalins non différenciés (Wilkinson *et al.*, 1983)

Echantillon		03TZ36K	03TZ36L	03TZ37A	03TZ38
Centre éruptif		Mt Meru	Mt Meru	Sakila	East Sakila
Site d'échantillonnage / formation géologique		Mt Meru crater	Mt Meru crater	activité parasitique (Nvb)	activité parasitique (Nvb)
Coordonnées géographiques (WGS84)	Latitude (Sud)	03°14'46"	03°14'46"		03°23'37"
	Longitude (Est)	36°47'13"	36°47'13"		37°00'15"
	Altitude (mètres)				
TAS		phonolite	téphri-phonolite	foidite	foidite
Eléments majeurs (%)	SiO <sub>2</sub>	56,80	56,50	38,40	37,60
	TiO <sub>2</sub>	1,04	1,11	2,53	3,03
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,80	17,80	7,65	7,52
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	5,50	5,30	12,60	14,76
	MnO	0,13	0,13	0,19	0,21
	MgO	0,96	1,02	14,60	17,96
	CaO	3,12	3,28	13,30	11,48
	Na <sub>2</sub> O	8,00	7,00	2,47	3,22
	K <sub>2</sub> O	4,70	4,80	1,21	1,51
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,25	0,53	0,77
	LOI	1,19	2,64	5,98	0,95
	Total	99,48	99,83	99,46	99,01
	Mg#	0,41	0,39	0,74	0,75
Norme CIPW	Quartz				
	Orthose	27,78	28,37		
	Albite	37,29	41,37		
	Anorthite	0,00	2,97	6,21	1,61
	Leucite			5,61	7,00
	Néphéline	15,22	9,68	11,32	14,76
	Diopside	10,31	6,61	31,20	19,05
	Hyperstène				
	Wollastonite	0,63	1,40		
	Olivine			23,10	34,46
Apatite	0,56	0,58	1,23	1,78	
Eléments en traces (ppm)	Rb	122,5	127,0	29,5	35,0
	Sr	945	715	795	910
	Ba	1150	870	655	650
	Sc	2,5	2,6	24,0	22,0
	V	68	70	297	280
	Cr	5,0	4,5	1005,0	660,0
	Co	8,0	9,0	72,0	80,0
	Ni	3,5	4,0	627,0	600,0
	Y	25,0	25,5	20,0	25,0
	Zr	520	470	225	280
	Nb	146	138	90	106
	La	106,0	116,0	65,0	85,0
	Ce	174	186	125	164
	Nd	54,5	60,0	54,5	74,0
	Sm	8,2	9,2	9,5	13,4
	Eu	2,19	2,38	2,66	3,68
	Gd	6,1	6,9	7,0	9,1
Dy	4,20	4,50	4,35	6,00	
Er	2,30	2,30	1,85	2,40	
Yb	2,07	2,02	1,22	1,44	
Th	27,10	27,00	7,80	9,80	

**Annexe 7 (suite) :** Concentration en éléments majeurs (%) et en traces (ppm), mesurées par ICP-AES, pour les laves de la région d'Arusha et du Mt Meru. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989). La norme CIPW et Le Mg# sont calculés en utilisant les rapports Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO recommandés par Middlemost (1989) qui varient en fonction du type de roche défini dans le diagramme TAS. Nvb : cônes parasitiques; facies basiques non différenciés, Nvm : cônes parasitiques facies alcalins non différenciés (Wilkinson *et al.*, 1983)

Echantillon	03TZ07B	03TZ07D	03TZ14A	03TZ14P	03TZ15A	03TZ16A	03TZ16C	03TZ17B
Centre éruptif	Logorit	Logorit	Olmani Hill	Olmani Hill	Tengeru	Tengeru	Tengeru	Chimumbu Hill
Site d'échantillonnage / formation géologique	activité parasitique (Nvb)	activité parasitique (Nvb)	activité parasitique (Nvb)	activité parasitique (Nvb)	activité parasitique (Nvm)	activité parasitique (Nvm)	activité parasitique (Nvm)	activité parasitique (Nvm)
TAS	basalte	basalte	basanite	basanite	phono-téphrite	phonolite	téphrite	foidite
Rb	28	29	49	59	95	177	79	109
Cs	0,2	0,2	0,3	0,8	0,9	2,7	0,9	1,3
Sr	836	870	706	869	1463	1256	1523	1585
Ba	644	684	681	841	1460	1335	1284	1549
Sc	26,8	30,5	30,6	31,8	16,6	1,5	10,1	3,3
Ti	16583	17575	14734	16201	19858	5267	15770	8717
V	291	322	237	274	248	44	225	92
Cr	568,8	607,7	794,7	817,0	22,9	1,0	2,5	8,0
Mn	1834	1799	1653	1844	1816	1264	1970	1465
Co	82,3	68,4	75,0	85,6	37,5	5,6	31,9	11,7
Ni	528,9	227,3	626,0	742,8	37,1	1,2	5,1	3,5
Cu	154	177	176	195	62	11	31	16
Zn	173	203	65	107	182	159	228	147
Ga	21,6	22,7	12,6	14,0	26,3	30,2	21,5	26,0
Y	29,7	29,1	22,3	25,3	39,9	23,9	42,8	30,5
Zr	231	254	218	244	564	581	441	473
Nb	77	84	157	172	158	211	103	191
Ta	3,7	4,3	6,4	7,9	7,3	6,8	4,4	7,4
La	68,4	65,8	93,5	106,5	133,0	107,0	143,0	120,4
Ce	122,5	132,7	167,0	189,8	248,3	162,3	280,2	198,6
Pr	14,1	14,7	17,2	19,6	26,8	14,1	31,0	19,0
Nd	54,4	56,4	60,8	69,4	98,4	43,2	114,6	63,6
Sm	10,2	10,7	10,0	11,6	16,9	6,5	19,3	10,2
Eu	3,1	3,3	2,8	3,2	4,7	1,8	5,4	2,9
Gd	9,3	9,7	8,8	9,8	14,3	5,5	15,7	8,2
Tb	1,2	1,3	1,0	1,2	1,8	0,8	1,9	1,1
Dy	6,0	6,2	4,9	5,6	8,5	4,0	9,3	5,7
Ho	1,1	1,1	0,8	1,0	1,5	0,8	1,6	1,1
Er	2,6	2,6	2,1	2,3	3,7	2,3	4,0	2,9
Yb	1,9	1,9	1,5	1,7	2,9	2,3	3,0	2,5
Lu	0,24	0,25	0,20	0,23	0,38	0,33	0,39	0,35
Hf	5,4	5,9	4,9	5,6	11,7	10,5	9,0	8,8
Th	6,4	7,4	11,6	13,1	17,2	28,5	15,1	23,0
U	1,0	0,9	1,6	1,7	4,7	6,2	3,0	4,7
Pb	2,1	2,6	3,8	4,4	11,9	21,5	10,3	20,0
Be	1,8	2,0	2,4	2,9	4,0	6,0	3,9	5,6
Li	8,4	7,9	7,9	6,8	22,5	26,7	16,9	18,6

**Annexe 8** : Concentration en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves de la région d'Arusha et du Mt Meru. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989). Nvb : cônes parasitiques: facies basiques non différenciés, Nvm : cônes parasitiques facies alcalins non différenciés (Wilkinson *et al.*, 1983)

Echantillon	03TZ18B	03TZ19A	03TZ23A	03TZ24A	03TZ24B	03TZ25	03TZ27	03TZ28
Centre éruptif	Solumu River	Logorit	Loovilukuny	Mt Meru	Mt Meru	Lassarkartarta	Ngare Nanyuki	Ngare Nanyuki
Site d'échantillonnage / formation géologique	activité parasitique (Nvm)	activité parasitique (Nvb)	activité parasitique (Nvb)	Sakina	Sakina	activité parasitique (Nvm)	activité parasitique (Nvm)	activité parasitique (Nvm)
TAS	téphri-phonolite	phono-téphrite	basanite	téphri-phonolite	téphri-phonolite	foidite	foidite	téphri-phonolite
Rb	104	75	55	122	125	85	83	87
Cs	0,7	0,7	0,8	1,3	1,6	1,0	0,7	1,1
Sr	1274	1256	1141	1552	1510	1468	1513	1862
Ba	1403	1350	1047	1659	1575	1356	1249	1763
Sc	4,5	11,2	29,2	4,7	4,7	9,4	14,9	3,8
Ti	9541	14200	21243	10682	10640	18013	16967	9979
V	99	171	254	102	100	194	258	103
Cr	1,7	17,5	181,6	3,6	2,6	3,0	16,6	3,6
Mn	1440	1594	1614	1549	1543	2015	1891	1327
Co	14,4	24,8	56,4	15,3	15,0	28,7	36,1	12,4
Ni	2,8	15,3	93,3	7,1	4,2	3,9	22,2	3,1
Cu	17	38	137	21	21	44	78	18
Zn	120	182	123	126	128	107	149	108
Ga	24,1	23,2	17,8	27,6	27,6	23,0	22,7	21,2
Y	30,8	36,2	27,8	36,5	36,7	42,5	42,0	30,4
Zr	453	478	367	578	573	460	457	432
Nb	173	166	138	269	270	249	125	203
Ta	7,4	8,0	5,7	10,7	11,9	12,0	4,6	7,9
La	121,0	124,7	95,6	148,8	142,2	149,8	138,8	106,7
Ce	212,0	232,4	181,2	239,0	246,6	278,5	271,6	196,3
Pr	21,0	24,5	19,9	25,9	24,6	29,5	28,7	19,8
Nd	71,5	88,1	75,3	87,4	82,8	106,1	104,6	68,1
Sm	11,5	14,6	13,5	14,1	13,2	17,8	17,9	11,1
Eu	3,2	4,1	4,0	3,9	3,6	5,1	5,0	3,2
Gd	9,1	12,3	11,2	11,4	10,6	14,8	14,7	9,2
Tb	1,2	1,5	1,4	1,5	1,4	1,9	1,9	1,2
Dy	6,0	7,5	6,3	7,4	7,0	9,0	8,9	6,0
Ho	1,1	1,3	1,1	1,4	1,3	1,6	1,6	1,1
Er	2,9	3,4	2,5	3,6	3,4	4,1	3,9	2,9
Yb	2,5	2,7	1,9	3,2	2,9	3,3	2,9	2,5
Lu	0,33	0,37	0,24	0,43	0,39	0,44	0,39	0,33
Hf	9,2	10,2	8,3	11,7	10,9	10,0	9,3	8,5
Th	20,3	15,4	12,8	26,8	25,4	19,2	19,8	18,3
U	4,0	2,7	2,6	4,2	5,2	3,9	1,6	3,3
Pb	17,4	12,8	6,7	19,3	19,7	11,3	9,8	13,7
Be	4,5	3,7	2,7	5,1	5,4	3,8	4,3	3,6
Li	21,9	18,8	9,5	29,6	27,6	17,5	15,9	14,9

**Annexe 8 (suite) :** Concentration en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves de la région d'Arusha et du Mt Meru. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989). Nvb : cônes parasitiques: facies basiques non différenciés, Nvm : cônes parasitiques facies alcalins non différenciés (Wilkinson *et al.*, 1983)

Echantillon	03TZ32A	03TZ34D	03TZ35C	03TZ35D	03TZ36A	03TZ36C	03TZ36K	03TZ38
Centre éruptif	Mt Meru	Kivitek	Mt Meru	Mt Meru	Mt Meru	Mt Meru	Mt Meru	East Sakila
Site d'échantillonnage / formation géologique	Sakina	activité parasitique (Nvb)	Tululusia Hill (Meru)	Tululusia Hill (Meru)	Mt Meru crater	Mt Meru crater	Mt Meru crater	activité parasitique (Nvb)
TAS	téphri-phonolite	basalte	foidite	phonolite	foidite	foidite	phonolite	foidite
Rb	134	16	108	147	146	111	154	34
Cs	1,0	0,2	1,3	1,1	1,9	1,4	2,0	0,3
Sr	1563	419	1611	1173	2086	1669	1171	940
Ba	1675	312	1648	1314	1905	1526	1294	655
Sc	5,3	25,3	10,3	3,2	5,9	4,8	3,6	22,4
Ti	11678	14294	18704	7475	15446	13682	8007	17536
V	112	232	222	70	189	170	76	262
Cr	3,7	229,8	3,1	2,2	1,4	0,8	3,5	610,2
Mn	1713	1191	2045	1257	2068	1719	1304	1695
Co	16,7	50,9	31,2	9,5	21,4	18,3	10,8	88,4
Ni	5,7	91,0	7,5	2,1	3,0	1,7	2,4	573,5
Cu	24	86	45	13	35	29	14	140
Zn	152	66	152	87	223	126	116	190
Ga	29,8	16,7	28,3	30,4	33,1	26,1	31,5	15,0
Y	37,8	20,1	41,0	26,6	44,0	35,5	29,8	25,5
Zr	606	170	568	598	660	510	667	305
Nb	315	41	299	248	365	279	255	155
Ta	16,6	2,3	12,1	10,4	12,6	10,0	10,5	8,1
La	147,8	28,1	154,1	119,7	168,9	136,2	128,9	86,0
Ce	259,7	61,4	274,8	191,5	284,7	234,6	208,3	167,1
Pr	26,1	7,3	28,2	17,8	27,5	23,2	19,5	18,8
Nd	88,4	30,1	99,4	58,1	91,7	79,3	62,9	71,1
Sm	14,2	6,4	16,7	9,1	14,7	12,9	9,7	12,8
Eu	4,0	2,0	4,8	2,5	4,1	3,7	2,6	3,7
Gd	11,8	6,2	13,8	7,6	12,4	10,9	8,0	10,8
Tb	1,5	0,8	1,8	1,0	1,6	1,4	1,1	1,3
Dy	7,6	4,3	8,6	4,9	8,2	7,0	5,3	5,9
Ho	1,4	0,8	1,5	0,9	1,5	1,3	1,0	1,0
Er	3,7	1,9	3,9	2,5	4,1	3,4	2,8	2,2
Yb	3,2	1,5	3,3	2,4	3,5	2,9	2,6	1,4
Lu	0,42	0,19	0,45	0,33	0,47	0,38	0,36	0,18
Hf	12,0	4,4	12,2	12,0	12,0	9,8	12,3	6,7
Th	26,9	3,0	24,1	28,3	29,3	22,8	32,8	9,7
U	3,3	0,6	3,9	7,0	6,5	5,0	7,3	2,4
Pb	20,6	7,3	15,6	24,5	20,7	15,7	25,7	2,6
Be	5,6	1,1	4,6	5,4	6,5	4,8	5,6	2,5
Li	29,7	3,4	20,1	20,7	34,6	25,6	24,6	8,2

**Annexe 8 (suite) :** Concentration en éléments en traces (ppm), mesurées par HR ICP-MS Element 2, pour les laves de la région d'Arusha et du Mt Meru. TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989). Nvb : cônes parasitiques: facies basiques non différenciés, Nvm : cônes parasitiques facies alcalins non différenciés (Wilkinson *et al.*, 1983)

Echantillon	Domaine structural / Massif volcanique	Centre éruptif	Site d'échantillonnage / formation géologique	TAS	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	Erreur 1σ	Runs	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	Erreur 1σ	<sup>145</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	Erreur 1σ	Runs	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr corrigé	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd corrigé
<b>03TZ11</b>	Crater Highland	Ngorongoro	Seneto descent road	trachyte	0,713166	0,000003	97/100	0,512366	0,000002	0,348400	0,000002	96/100, 97/100	0,713166	0,512366
<b>03TZ10B</b>	Crater Highland	Ngorongoro	Seneto descent road	trachyte	0,704363	0,000002	96/100	0,512429	0,000003	0,348402	0,000002	93/100, 96/100	0,704363	0,512429
<b>03TZ12</b>	Crater Highland	Ngorongoro	Endoinyo Engititi	basalte	0,704070	0,000003	93/100	0,512734	0,000005	0,348411	0,000003	95/100, 94/100	0,704070	0,512718
<b>05TZ31B</b>	Crater Highland	Ngorongoro	Lerai ascent road	trachybasalte	0,704268	0,000003		0,512391	0,000002	0,348408	0,000001	96/100, 96/100	0,704268	0,512391
<b>05TZ35</b>	Crater Highland	Ngorongoro	Lerai ascent road	basalte	0,704089	0,000003		0,512595	0,000003	0,348407	0,000002	97/100, 97/100	0,704089	0,512595
<b>05TZ38</b>	Crater Highland	Ngorongoro	Endoinyo Osilale	basanite	0,704102	0,000003	96/100	0,512696	0,000003	0,348407	0,000002	97/100, 95/100	0,704102	0,512680
<b>05TZ23</b>	Crater Highland	fissural ?	route Karatu-Ngorongoro	basanite	0,703498	0,000005	96/100	0,512644	0,000002	0,348408	0,000001	95/100, 92/100	0,703498	0,512644
<b>05TZ25A</b>	Crater Highland	fissural ?	route Karatu-Ngorongoro	basanite	0,703569	0,000003	95/100	0,512710	0,000002	0,348409	0,000001	93/100, 93/100	0,703569	0,512710
<b>03TZ03A</b>	Rift Natron-Manyara	Hanang	flanc Nord Est	foïdite	0,705448	0,000003	96/100	0,512453	0,000003	0,348414	0,000002	95/100, 97/100	0,705448	0,512442
<b>03TZ20E</b>	Rift Natron-Manyara	Essimngor	flanc Est	picro-basalte	0,703908	0,000002	97/100	0,512728	0,000003	0,348407	0,000002	93/100, 95/100	0,703908	0,512728
<b>03TZ21B</b>	Rift Natron-Manyara	fissural ?	route de Makuyuni	basalte	0,703829	0,000004	97/100	0,512638	0,000005	0,348410	0,000003	97/100, 97/100	0,703812	0,512638
<b>05TZ03</b>	Rift Natron-Manyara	fissural ?	Engaruka escarpement Sud Ouest	téphrite	0,703758	0,000004	94/100	0,512753	0,000003	0,348402	0,000002	94/100, 97/100	0,703758	0,512737
<b>05TZ07</b>	Rift Natron-Manyara	Gelai	flanc Sud Est	téphrite	0,703777	0,000003	94/100	0,512796	0,000004	0,348403	0,000002	99/100, 96/100	0,703777	0,512780
<b>05TZ08</b>	Rift Natron-Manyara	Gelai	flanc Sud Est	basanite	0,703731	0,000003	96/100	0,512811	0,000004	0,348409	0,000003	95/100, 94/100	0,703731	0,512795
<b>05TZ14</b>	Rift Natron-Manyara	Ketumbeine	flanc Est	basalte	0,704909	0,000003	95/100	0,512616	0,000003	0,348405	0,000002	97/100, 95/100	0,704909	0,512600
<b>05TZ15</b>	Rift Natron-Manyara	Ketumbeine	flanc Est	trachybasalte	0,703443	0,000003	96/100	0,512612	0,000003	0,348406	0,000002	96/100, 95/100	0,703443	0,512596
<b>03TZ07B</b>	Région Arusha-Mt Meru	Logorit	activité parasitique (Nvb)	basalte	0,703585	0,000002	98/100	0,512729	0,000002	0,348407	0,000001	96/100, 94/100	0,703585	0,512729
<b>03TZ14A</b>	Région Arusha-Mt Meru	Olmani Hill	activité parasitique (Nvb)	basanite	0,703508	0,000003	95/100	0,512768	0,000002	0,348403	0,000002	97/100, 96/100	0,703508	0,512768
<b>03TZ34D</b>	Région Arusha-Mt Meru	Kivitek	activité parasitique (Nvb)	basalte	0,704134	0,000003	95/100	0,512651	0,000003	0,348407	0,000002	96/100, 95/100	0,704117	0,512651
<b>03TZ23A</b>	Région Arusha-Mt Meru	Loovilukuny	activité parasitique (Nvb)	basanite	0,703625	0,000003	97/100	0,512698	0,000002	0,348405	0,000001	95/100, 99/100	0,703625	0,512698
<b>03TZ16A</b>	Région Arusha-Mt Meru	Tengeru	activité parasitique (Nvm)	phonolite	0,705206	0,000003	96/100	0,512554	0,000003	0,348404	0,000002	98/100, 98/100	0,705206	0,512554
<b>03TZ15A</b>	Région Arusha-Mt Meru	Tengeru	activité parasitique (Nvm)	phono-téphrite	0,704363	0,000002	97/100	0,512630	0,000002	0,348404	0,000001	95/100, 95/100	0,704363	0,512619
<b>03TZ27</b>	Région Arusha-Mt Meru	Ngare Nanyuki	activité parasitique (Nvm)	foïdite	0,703940	0,000003		0,512681	0,000003	0,348401	0,000002	94/100, 97/100	0,703940	0,512681
<b>03TZ35C</b>	Région Arusha-Mt Meru	Mt Meru	Tululusia Hill	foïdite	0,704128	0,000004	93/100	0,512642	0,000004	0,348406	0,000002	93/100, 94/100	0,704111	0,512642
<b>03TZ36K</b>	Région Arusha-Mt Meru	Mt Meru	Mt Meru crater	phonolite	0,704683	0,000004	96/100	0,512436	0,000003	0,348409	0,000002	96/100, 97/100	0,704666	0,512436
<b>03TZ24B</b>	Région Arusha-Mt Meru	Mt Meru	Sakina	téphri-phonolite	0,704683	0,000003	96/100	0,512558	0,000003	0,348404	0,000002	97/100, 96/100	0,704656	0,512558
<b>03TZ38</b>	Région Arusha-Mt Meru	East Sakila	Activité parasitique (Nvb)	foïdite	0,703489	0,000003	94/100	0,512787	0,000003	0,348414	0,000002	97/100, 96/100	0,703472	0,512787

**Annexe 9** : Compositions isotopiques des échantillons de laves de la Divergence Nord Tanzanienne. Les rapports <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr corrigés et <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd corrigés ont été calculés en suivant la procédure détaillée dans le chapitre 5.D-4.d. Standard NBS987 : <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0,710248 (n = 17), Standard La Jolla : <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0,511856 (n = 12).  
TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre *et al.*, 1989). Nvb : cônes parasitiques: facies basiques non différenciés,  
Nvm : cônes parasitiques facies alcalins non différenciés (Wilkinson *et al.*, 1983)

Echantillon	Domaine structural / Massif volcanique	Centre éruptif	Site d'échantillonnage / formation géologique	TAS	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erreur 1 $\sigma$	Runs	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erreur 1 $\sigma$	$^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erreur 1 $\sigma$	Runs	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ corrigé	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ corrigé
<b>05KI03A</b>	Kilimandjaro	Kibo	Lent group	phonolite	0,704039	0,000002	94/100	0,512681	0,000004	0,348405	0,000002	94/100, 95/100	0,704012	0,512681
<b>05KI04</b>	Kilimandjaro	Kibo	Lava Tower group	phono-téphrite	0,703261	0,000004	95/100	0,512775	0,000002	0,348406	0,000001	98/100, 95/100	0,703261	0,512775
<b>05KI05A</b>	Kilimandjaro	Kibo	Lent group	phonolite	0,703987	0,000003	99/100	0,512703	0,000003	0,348402	0,000002	97/100, 96/100	0,704017	0,512697
<b>05KI07C</b>	Kilimandjaro	Shira	Shira Ridge group	trachybasalte	0,705826	0,000003	99/100	0,512453	0,000002	0,348405	0,000002	95/100, 96/100	0,705856	0,512447
<b>05KI08B</b>	Kilimandjaro	Shira	Shira Ridge group	basanite	0,703843	0,000002	94/100	0,512655	0,000004	0,348403	0,000002	99/100, 95/100	0,703816	0,512655
<b>05KI12</b>	Kilimandjaro	Kibo	Caldera Rim group	phonolite	0,703772	0,000002	96/100	0,512745	0,000004	0,348406	0,000003	97/100, 96/100	0,703745	0,512745
<b>05KI14</b>	Kilimandjaro	Kibo	Lava Tower group	phono-téphrite	0,703803	0,000003	94/100	0,512782	0,000002	0,348404	0,000002	95/100, 93/100	0,703835	0,512776
<b>05KI17</b>	Kilimandjaro	Kibo	Caldera Rim group	phonolite	0,703763	0,000004	98/100	0,512741	0,000002	0,348408	0,000001	99/100, 96/100	0,703763	0,512741
<b>05KI23</b>	Kilimandjaro	Kibo	Lava Tower group	téphri-phonolite	0,703837	0,000003	99/100	0,512755	0,000002	0,348406	0,000001	94/100, 97/100	0,703837	0,512755
<b>05KI24</b>	Kilimandjaro	Kibo	Caldera Rim group	phonolite	0,703658	0,000004	95/100	0,512774	0,000004	0,348406	0,000003	94/100, 97/100	0,703641	0,512774
<b>05KI29</b>	Kilimandjaro	Kibo	Lent group	phonolite	0,704025	0,000003	96/100	0,512685	0,000003	0,348410	0,000003	97/100, 96/100	0,704008	0,512685
<b>05KI30</b>	Kilimandjaro	Kibo	Lent group	phonolite	0,704047	0,000003	95/100	0,512672	0,000004	0,348413	0,000002	93/100, 95/100	0,704030	0,512672
<b>05KI32</b>	Kilimandjaro	Kibo	Lent group	phonolite	0,704069	0,000004	96/100	0,512675	0,000003	0,348409	0,000002	95/100, 96/100	0,704069	0,512675
<b>05KI37</b>	Kilimandjaro	Kibo	Lent group	phonolite	0,704075	0,000004	97/100	0,512680	0,000005	0,348411	0,000003	96/100, 99/100	0,704058	0,512680
<b>05KI41B</b>	Kilimandjaro	Saddle	Parasitic activity	téphrite	0,703651	0,000002	94/100	0,512711	0,000003	0,348405	0,000002	97/100, 95/100	0,703624	0,512711
<b>05KI43B</b>	Kilimandjaro	Mawenzi	Neumann Tower- Mawenzi group	trachybasalte	0,703807	0,000003	95/100	0,512610	0,000002	0,348406	0,000001	96/100, 96/100	0,703807	0,512610
<b>05KI45</b>	Kilimandjaro	Mawenzi	Mawenzi eruptive centre	trachybasalte	0,703760	0,000002	95/100	0,512624	0,000002	0,348408	0,000002	92/100, 94/100	0,703792	0,512613
<b>03TZ41B</b>	Kilimandjaro	Rombo zone	Parasitic activity	basalte	0,704160	0,000004	95/100	0,512579	0,000003	0,348410	0,000002	95/100, 98/100	0,704143	0,512579
<b>03TZ42B</b>	Kilimandjaro	Rombo zone	Parasitic activity	basanite	0,703690	0,000003	95/100	0,512726	0,000003	0,348407	0,000002	96/100, 95/100	0,703690	0,512726

**Annexe 9 (suite)** : Compositions isotopiques des échantillons de laves du massif du Kilimandjaro. Les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  corrigés et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  corrigés ont été calculés en suivant la procédure détaillée dans le chapitre 5.D-4.d. Standard NBS987 :  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710248$  (n = 17), Standard La Jolla :  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511856$  (n = 12).  
TAS : nomenclature de la lave dans le diagramme de classification Total-Alkalis-Silica (Le Maitre et al., 1989). Nvb : cônes parasitiques: facies basiques non différenciés, Nvm : cônes parasitiques facies alcalins non différenciés (Wilkinson et al., 1983)

Standard BHVO-2											
Date analyses	4/10/05	15/11/05	19/1/06	16/2/06	22/3/06	22/3/06	9/8/06	9/8/06	Moyenne	Déviati on standard (ppm)	Déviati on standard (%)
Li7 (LR)	3,7	4,2	4,5	4,0	4,0	4,1	4,3	4,4	4,1	0,3	6,36
Be9 (LR)	1,01	0,92	0,92	1,00	0,92	0,94	0,88	0,91	0,94	0,05	4,94
Sc45 (LR)	31,5	32,2	32,6	32,6					32,2	0,5	1,68
Sr86 (LR)	389	395	381	387	376	385	382	391	386	6	1,56
Y89 (LR)	25,2	26,6	25,9	26,4	25,4	26,0	25,7	26,9	26,0	0,6	2,19
Zr91 (LR)	171	182	172	170	172	180	171	179	175	5	2,76
Nb93 (LR)	17	23	22	17	19	24	21	22	21	3	12,94
Cs133 (LR)	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,11	0,08	0,08	0,10	0,01	12,16
Ta181 (LR)	1,0	1,4	1,4	1,0	1,1	1,5	1,2	1,2	1,2	0,2	16,10
Ba135 (LR)	131	131	126	128	123	126	126	128	128	3	2,16
La139 (LR)	15,0	14,8	14,5	14,7	14,4	14,6	14,3	14,6	14,6	0,2	1,54
Ce140 (LR)	37,1	37,4	35,7	37,2	36,2	37,1	36,0	36,4	36,6	0,6	1,76
Pr141 (LR)	5,1	5,3	4,9	5,0	4,9	5,0	4,9	5,0	5,0	0,1	2,70
Nd143 (LR)	23,2	23,6	23,0	23,3	23,0	23,2	22,9	23,2	23,2	0,2	0,99
Sm149 (LR)	5,97	6,23	6,01	5,99	6,03	6,09	6,01	6,02	6,04	0,08	1,36
Eu151 (LR)	2,22	2,09	2,00	1,99	2,01	2,01	1,97	1,98	2,04	0,08	4,10
Gd157 (LR)	5,6	6,5	6,5	6,3	6,4	6,5	6,7	6,7	6,4	0,3	5,43
Tb159 (LR)	0,96	0,98	0,97	0,95	0,95	0,97	0,97	0,98	0,97	0,01	0,95
Dy163 (LR)	5,06	5,16	5,14	5,19	5,15	5,23	5,16	5,21	5,16	0,05	1,00
Ho165 (LR)	0,97	0,99	0,95	0,96	0,96	0,97	0,96	0,96	0,97	0,01	1,18
Er167 (LR)	2,52	2,60	2,45	2,47	2,47	2,50	2,46	2,48	2,49	0,05	1,91
Yb174 (LR)	2,06	2,09	1,97	1,93	1,95	1,98	1,92	1,92	1,98	0,06	3,23
Lu175 (LR)	0,26	0,30	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,25	0,26	0,01	5,39
Hf177 (LR)	4,3	4,4	4,3	4,3	4,4	4,6	4,3	4,3	4,4	0,1	2,77
W186 (LR)	3	3	4	2	2	3	2	2	2	1	39,08
Pb208 (LR)	1,3		1,4	1,0	1,3	1,9	1,4	1,4	1,4	0,3	19,15
Th232 (LR)	1,17	1,15	1,12	1,15	1,14	1,16	1,13	1,12	1,14	0,02	1,74
U238 (LR)	0,40	0,42	0,39	0,40	0,40	0,41	0,40	0,39	0,40	0,01	2,54
Li7 (MR)					4,1	4,0	4,6	4,5	4,3	0,3	6,46
Sc45 (MR)	33	33	33	32	31	32	34	34	33	1	3,26
Ti47 (MR)	15433	17101	17806	15975	16657	17057	17804	18058	16986	930	5,47
V51 (MR)	323	327	336	321	314	326	338	345	329	10	3,09
Cr52 (MR)	272	288	281	270	260	274	288	291	278	11	3,86
Mn55 (MR)	1331	1331	1358	1318	1284	1304	1402	1393	1340	41	3,09
Co59 (MR)	46	49	47	46	45	47	48	48	47	1	2,95
Ni60 (MR)	116	118	125	121	110	116	125	124	119	5	4,31
Cu63 (MR)	139	146	141	140	133	140	149	145	141	5	3,49
Zn66 (MR)	109	113	89	131	85	96	109	112	105	15	14,09
Ga69 (MR)	20,7	22,0	21,5	20,7	19,9	20,4	21,6	21,6	21,1	0,7	3,54
Rb85 (MR)	9,0	9,2	8,9	8,8	8,5	8,8	9,4	9,3	9,0	0,3	3,25
Sr88 (MR)	392	414	411	403	395	402	429	427	409	14	3,36
Nb93 (MR)	18	23	24	18	19	25	23	23	22	3	12,37
Cs133 (MR)	0,11	0,10	0,11	0,10	0,11	0,12	0,08	0,08	0,10	0,01	12,07
Ta181 (MR)	1,1	1,4	1,4	1,1	1,1	1,6	1,3	1,2	1,3	0,2	14,82
W186 (MR)	2,4	2,9	3,8	1,7					2,7	0,9	32,14
Pb208 (MR)	1,3		1,4	1,0	1,3	1,9	1,5	1,4	1,4	0,3	19,55
Zn66 (HR)					86	96	113	112	102	13	12,91
W186 (HR)					2,2	1,1	1,3	1,6	1,5	0,5	31,39

**Annexe 10** : Concentrations (en ppm) en éléments en traces pour le standard international BHVO-2 mesuré par HR ICP-MS Element 2. LR : basse résolution, MR : Moyenne résolution, HR : Haute résolution.



Standard WSE									
Date analyses	4/10/05	24/10/05	15/11/05	19/1/06	16/2/06	22/3/06	Moyenne	Déviat standard (ppm)	Déviat standard (%)
Li7 (LR)	13	15	14	13	11	12	13	1	9,23
Be9 (LR)	1,1	1,1	1,0	0,9	1,0	0,9	1,0	0,1	9,88
Sc45 (LR)	30	34	31	26	26		29	4	12,35
Sr86 (LR)	432	461	447	361	365	392	410	43	10,50
Y89 (LR)	34	37	36	28	29	31	33	4	11,41
Zr91 (LR)	217	244	237	186	181	210	212	25	11,98
Nb93 (LR)	21	21	23	18	13	28	21	5	24,82
Cs133 (LR)	0,53	0,58	0,57	0,47	0,48	0,52	0,52	0,05	8,75
Ta181 (LR)	1,1	0,8	1,3	0,8	0,6	1,7	1,0	0,4	38,06
Ba135 (LR)	357	394	389	303	310	329	347	39	11,33
La139 (LR)	28	31	29	24	24	26	27	3	10,90
Ce140 (LR)	63	70	66	54	55	58	61	6	10,50
Pr141 (LR)	7,9	8,8	8,8	6,7	6,9	7,3	7,8	0,9	11,97
Nd143 (LR)	34	38	36	29	29	31	33	3	10,63
Sm149 (LR)	9	10	10	8	8	9	9	1	11,56
Eu151 (LR)	2,4	2,6	2,4	2,0	2,0	2,2	2,3	0,2	10,42
Gd157 (LR)	7,8	8,3	8,4	7,0	6,9	7,4	7,6	0,6	8,31
Tb159 (LR)	1,2	1,3	1,3	1,0	1,0	1,1	1,2	0,1	10,09
Dy163 (LR)	6,5	7,1	6,6	5,6	5,6	6,0	6,2	0,6	9,60
Ho165 (LR)	1,2	1,3	1,3	1,1	1,1	1,1	1,2	0,1	9,82
Er167 (LR)	3,4	3,6	3,6	2,9	2,8	3,0	3,2	0,4	11,13
Yb174 (LR)	2,7	3,0	2,9	2,4	2,3	2,5	2,6	0,3	10,06
Lu175 (LR)	0,35	0,41	0,41	0,32	0,31	0,33	0,36	0,04	12,15
Hf177 (LR)	5,3	6,2	5,8	4,8	4,5	5,2	5,3	0,6	11,56
W186 (LR)	6	5	4	5	1	6	4	2	36,90
Pb208 (LR)	13	15	12	10	11	10	12	2	16,83
Th232 (LR)	3,1	3,4	3,2	2,6	2,7	2,8	3,0	0,3	9,92
U238 (LR)	0,65	0,72	0,70	0,58	0,57	0,60	0,64	0,06	9,68
Li7 (MR)						12,11			
Sc45 (MR)	30	33	32	28	27	28	30	2	8,28
Ti47 (MR)	14183	14497	15012	13301	11915	14618	13921	1139	8,18
V51 (MR)	343	396	386	325	311	338	350	34	9,70
Cr52 (MR)	97	107	106	88	82	89	95	10	10,80
Mn55 (MR)	1460	1604	1531	1294	1280	1375	1424	131	9,17
Co59 (MR)	51	57	55	46	43	47	50	5	10,71
Ni60 (MR)	59	60	41	51	49	49	52	7	14,24
Cu63 (MR)	77	80	83	69	66	68	74	7	9,55
Zn66 (MR)	132	114	132	84	100	114	113	19	16,51
Ga69 (MR)	23	26	25	21	20	21	23	2	9,70
Rb85 (MR)	27	29	29	24	24	24	26	3	9,60
Sr88 (MR)	436	486	494	398	387	410	435	46	10,48
Nb93 (MR)	20	20	22	18	13	28	20	5	24,90
Cs133 (MR)	0,53	0,62	0,59	0,52	0,48	0,51	0,54	0,05	9,76
Ta181 (MR)	1,1	0,8	1,2	0,7	0,5	1,7	1,0	0,4	41,57
W186 (MR)	4	7	4	4	2		4	2	45,90
Pb208 (MR)	13	14	12	12	11	10	12	1	12,38
Zn66 (HR)						113			
W186 (HR)						6			

**Annexe 10 (suite) :** Concentrations (en ppm) en éléments en traces pour le standard international WSE mesuré par HR ICP-MS Element 2. LR : basse résolution, MR : Moyenne résolution, HR : Haute résolution.

	Date	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erreur 1 $\sigma$	Runs		Date	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erreur 1 $\sigma$	$^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erreur 1 $\sigma$	Runs
<b>Standard NBS 987</b>	27/10/2005	0,710243	0,000003	95/100	<b>Standard La Jolla</b>	09/11/2005	0,511845	0,000003	0,348408	0,000002	97/100, 96/100
	28/10/2005	0,710241	0,000003	97/100		10/11/2005	0,511850	0,000003	0,348407	0,000002	97/100, 92/100
	31/01/2006	0,710219	0,000003	81/82		09/02/2006	0,511862	0,000003	0,348400	0,000002	93/100, 94/100
	31/01/2006	0,710218	0,000002	97/100		10/02/2006	0,511867	0,000002	0,348404	0,000001	96/100, 96/100
	01/02/2006	0,710216	0,000002	96/100		24/02/2006	0,511872	0,000003	0,348408	0,000002	95/100, 94/100
	23/02/2006	0,710221	0,000003	97/100		27/02/2006	0,511861	0,000002	0,348406	0,000002	97/100, 96/100
	13/04/2006	0,710272	0,000003	95/100		20/06/2006	0,511844	0,000004	0,348402	0,000002	122/126, 117/126
	13/04/2006	0,710278	0,000003	96/100		21/06/2006	0,511852	0,000003	0,348404	0,000002	96/100, 96/100
	16/06/2006	0,710250	0,000004	95/100		25/07/2006	0,511844	0,000005	0,348410	0,000003	98/100, 96/100
	16/06/2006	0,710252	0,000003	94/100		26/07/2006	0,511848	0,000004	0,348408	0,000003	95/100, 96/100
	27/07/2006	0,710272	0,000004	94/100		30/08/2006	0,511872	0,000008	0,348418	0,000005	96/100, 97/100
	27/07/2006	0,710260	0,000003	96/100		31/08/2009	0,511849	0,000003	0,348408	0,000002	96/100, 95/100
	27/07/2006	0,710263	0,000003	95/100							
	24/08/2006	0,710260	0,000004	97/100							
	25/08/2006	0,710255	0,000003	97/100							
	28/08/2006	0,710254	0,000004								
	28/08/2006	0,710248	0,000004								
<b>Moyenne</b>		<b>0,710248</b>	<b>0,000020</b>		<b>Moyenne</b>		<b>0,511856</b>	<b>0,000011</b>	<b>0,348407</b>	<b>0,000005</b>	

**Annexe 11** : Compositions isotopiques mesurées pour les standards internationaux NBS987 et La Jolla sur spectromètre de masse Triton T1.

Le Rift Est Africain (REA) s'étend sur 3500 km du triangle des Afars au golfe du Mozambique et recoupe les hauts plateaux de l'Afar et de l'Afrique de l'Est, considérés comme l'expression morphologique liée à la présence en profondeur de panache(s) mantellique(s) Cénozoïque(s). C'est actuellement le plus bel exemple observable sur Terre de rift magmatique « actif ». La cinématique extensive associée à la branche Est du REA, magmatique, s'est initiée vers 30 Ma en Afar, puis a évolué vers le Sud, en impliquant de multiples cellules de propagation centrées sur le dôme du Kenya, pour atteindre l'extrémité Sud du rift kenyan vers 8 Ma. Située à ce niveau, la Divergence Nord Tanzanienne (DNT) se caractérise par des changements importants dans l'expression de surface du rifting, passant d'une vallée axiale Nord-Sud unique à trois branches divergentes (d'Ouest en Est : Eyasi, Natron-Manyara et Pangani). Dans ces dernières, la déformation est plus diffuse, principalement dominée par des systèmes de blocs basculés où l'héritage structural est prépondérant. Associé à ce changement structural, se met en place une chaîne volcanique Néogène d'orientation Est-Ouest, d'environ 200 km de long, dans laquelle on trouve des édifices volcaniques majeurs tels le Ngorongoro, le Mont Meru ou le Kilimandjaro.

Ce travail de thèse présente les résultats de l'étude volcano-structurale menée sur cette zone de rift divergent. L'originalité de notre approche provient de la combinaison d'outils complémentaires (terrain, pétrologie, radiochronologie, géochimie isotopique Sr-Nd et des éléments en traces), appliquées à une zone clé du REA. Ainsi, à l'échelle des principaux volcans de la DNT, et particulièrement pour le Ngorongoro et le Mt Meru, nous avons pu reconstituer leur activité Plio-Quaternaire en précisant les mécanismes de mise en place de leurs principales formations volcaniques. Cette approche locale a été étendue à l'échelle régionale en synthétisant les données radiochronologiques existantes, complétées par six nouveaux âges K-Ar. Nous avons ainsi pu reconstituer l'histoire volcano-tectonique de la DNT et proposer un modèle d'évolution spatio-temporel du volcanisme depuis 8 Ma. Ce dernier met en évidence une migration de l'activité magmatique vers l'Est entre 8 Ma et l'actuel avec une activité généralisée dans l'ensemble de la DNT à 2,5 Ma, qui accompagne l'extension de la déformation vers la branche de Pangani. Le Kilimandjaro, édifice majeur à l'échelle du Rift Africain, constitue le cœur de ce travail. La détermination de dix sept nouveaux âges K-Ar a permis de contraindre dans le temps les processus volcaniques ayant affecté les trois centres le constituant, et plus particulièrement le centre principal de Kibo pour lequel nous parvenons à reconstituer les dernières phases d'édification entre 492 ka et 165 ka. Grâce à l'approche pétrologique et géochimique réalisée sur les laves du Kilimandjaro, nous proposons un modèle d'évolution des sources mantelliques de ces magmas, en montrant qu'ils sont issus de la fusion partielle d'une source lithosphérique hétérogène à amphibole et grenat résiduels, ayant acquis ses caractéristiques géochimiques au cours de deux épisodes métasomatiques distincts : un premier, probablement d'âge Précambrien, et le deuxième, Plio-Quaternaire, provoqué par la percolation des magmas formés au sein du panache asthénosphérique sous-jacent. La généralisation de cette approche à l'échelle de la DNT, pour les laves primitives d'âges < 1 Ma, met en évidence des différences dans les processus pétrogénétiques à l'origine du magmatisme de cette région. Si sa manifestation, à l'Est de la DNT, présente des compositions caractéristiques d'une fertilisation de la lithosphère par l'activité sub-actuelle d'un panache, les laves émises à l'Ouest comportent des signatures géochimiques héritées d'un manteau lithosphérique métasomatisé au Précambrien, en accord avec les résultats obtenus sur les enclaves mantelliques. Le type de métasomatisme, sa localisation et sa période d'activité sont certainement liés à l'héritage structural, et particulièrement au positionnement relatif des blocs cratoniques Archéen et des zones transverses affectant les ceintures orogéniques Protérozoïques.