AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

Thèse de doctorat

présentée devant le Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques

pour obtenir le titre de

Docteur de l'Université de Lorraine

Spécialité: **Géosciences**

par **Sarah MEDYNSKI**

Equipe d'accueil: Géochimie - Gaz Rares

Thème de recherche: Tectonique, Erosion et Evolution du Relief

Ecole Doctorale: RP2E

Titre de la thèse:

Interactions entre phénomènes tectoniques et magmatiques en contexte d'extension: l'exemple du segment de rift de Dabbahu

Soutenue le 9 juillet 2013 devant la commission d'examen.

Composition du jury:

Rapporteurs:

Jon	BLUNDY	University of Bristol, School of Earth Sciences, UK
Finlay	STUART	University of Glasgow, SUERC, UK

Examinateurs:

Lucilla	BENEDETTI	CEREGE, Aix en Provence, France
Bernard	MARTY	CRPG, Nancy, France
Raphaël	PIK	CRPG (directeur de thèse)
Peter	BURNARD	CRPG (co-directeur de thèse)

Invités:

Charlotte	VYE-BROWN	BGS, Edinburg, UK
Lydéric	FRANCE	CRPG

Remerciements

Et voila, après 3.5 années passées au CRPG, voici le temps des merci…Rude tache, car il y en a BEAUCOUP!

Tout d'abord, je tiens à remercier mes directeurs de thèse Raphaël Pik et Pete Burnard de m'avoir permis de réaliser cette thèse avec eux. En plus de m'avoir offert la possibilité de découvrir les joies de la géochronologie, de la spectrométrie gaz rare et l'univers de la recherche, vous m'avez permis de réaliser un rêve de gamine, initié vers les 7 ± 1 ans: celui d'aller et de travailler en Afar. Je n'oublierai jamais cet après-midi de mai 2007 alors qu'on discutait d'un sujet de Master et ce moment où Pete tu as dit: "Hummm…on pourrait la faire travailler sur les Afars…" Vous ne le saviez pas encore, mais à partir de là vous étiez fichus! J'allais vous poursuivre jusqu'en thèse… I also would like to thank Charlotte Vye-Brown who took part in the directory of this PhD and taught me that basalts are "sensitive little things", amongst many other things concerning lavas and field work organisation.

I'm really grateful to Jon Blundy and Finlay Stuart, who both agreed to be reviewers of this work. Je tiens également à remercier Lucilla Benedetti et Bernard Marty qui ont accepté d'être examinateurs, et Christian France-Lanord pour m'avoir accueilli dans son laboratoire.

Cette thèse s'est appuyée sur plusieurs missions de terrain, principalement en Ethiopie, qui ont bénéficié de l'appui et du soutien de nombreuses personnes. De l'Université d'Addis-Abeba, je tiens à remercier Gezahgn Yirgu pour son accueil. Pour leur aide et leur bonne humeur sur le terrain (malgré la chaleur), je tiens à remercier Dereje Ayelew, Jemal Ibrahim, et Aregahagn Kefelegn. Un grand merci également aux autorités de Semara sans qui les déplacements n'auraient pas pu se faire, et une pensée spéciale pour Osman M. Tajuddin. Pour leur assistance technique dans la préparation des missions de terrain en Afar, je remercie chaleureusement Jidda et Claude Villain, ainsi que les formidables Aeyassou et Alemou. Je remercie également les chercheurs du Centre de Recherches de Djibouti pour leur attention lorsque j'étais coincée entre l'hôpital et Djibouti ville au lieu d'échantillonner…

Au cours de ces travaux, l'approche mise en place m'a permis de rencontrer et d'interagir avec de nombreuses personnes de différents domaines de recherche, ce qui a représenté une expérience particulièrement enrichissante. De l'Afar Rift Consortium, je remercie particulièrement Tim Wright de nous avoir invité à participer aux réunions annuelles, ainsi que mes collègues Lorraine Field, Talfan Barnie et David Ferguson pour m'avoir fait profiter de leur expérience (Dabbahu rocks!). Je remercie chaleureusement Lucilla Benedetti pour m'avoir permis de découvrir les joies des analyses du chlore cosmogénique au CEREGE, ainsi qu'Irene pour m'avoir appris sa chimie, et pour avoir toujours été disponible pour répondre à mes (nombreuses) questions avec le sourire! Merci aussi à Lucie, ma roomate de conf! J'ai beaucoup aimé travailler avec les tectoniciens de l'équipe de Tectonique de l'IPGP, un grand merci à Raphaël Grandin et Stéphanie Dumont pour toutes les discussions sur "notre" segment de rift préféré. Amongst the BGS team, I'd like to thank Sue Loughin for welcoming me in the vulcanological team, Kay Smith who processed a lot of satellite images that greatly helped the mapping work, and Diego, who always found time to help me with ArcGis.

Enfin, travailler au CRPG a toujours été très agréable grâce à la bonne ambiance qui y règne et pour cela je remercie l'ensemble du personnel du CRPG. Plus particulièrement, je remercie Lydéric (bonne chance pour le Lengaï!), François (longue vie aux olivines), Gaston

(pour tous les cafés du matin passés à refaire le monde et l'ammonite!), Nathalie, Julien C., Jérôme L., Larry et Laurie ainsi que Peter R. et Emilie (vivent les TD de géochimie où les plutons remontent à 17 km/s!).

De l'équipe des Gaz Rares du CRPG, mes plus vifs remerciements vont à Laurent Zimmerman (même s'il chauffe pas ton four), PH Blard (dadada), et Bouchaib Tibari pour avoir toujours décroché aux (très) nombreux coups de fils passés à des heures indues en semaine / week-end /congés pour cause de problèmes de pression / fuite / aimant / blancs / turbo / creuset /…avec bonne humeur et gentillesse! Un grand merci à Bernard pour m'avoir permis de faire mon stage de fin de première année à l'ENSG au CRPG, ce qui m'a valu de rencontrer deux super directeurs de stage, qui sont devenus directeurs de projet 2A, puis de Master…puis de thèse! (le 603 s'en souvient lui aussi…). J'ai quand même une petite pensée pour le SFT, sa ligne et son four…On développe de drôles d'attachements pendant la thèse, celui aux machines en fait partie.

Pour les 4 semaines de terrain effectuées à Saint-Auban pour les stages de cartographie 1A je remercie Fabien Palhol, Christian Hibsch, Cédric Carpentier, Mary Ford et Vincent Huault. La technique du Mickey restera dans les mémoires, promis!

Aux collègues du SARM toujours là pour nous aider avec nos galères d'échantillons à analyser pour hier, je tiens à remercier Christophe, Barbara et Jérôme. Et un IMMENSE merci à Aurélie qui a toujours été là pour les questions administratives, et avec le sourire même en cas de boulettes de ma part!

A tous mes camarades de thèses (déjà soutenues ou en cours) et post-docs j'adresse un immense merci pour (liste en vrac et non-exhaustive!): les fou-rires, les prises de tête sur les machines (si, si), les séances de remontage de moral, les concerts, les sorties, les glaces au N_2 liquide, les conférences au loin, le soutien moral et technique pendant la fin de thèse…Un merci ému à la Dream Team: Tutu, Aurélia et Evelyn ca va nous en faire des souvenirs! Et tous les autres: Nico (tes pucholades vont me manquer), Manon, Marie, Céline (longue vie aux vermines), Flo (Damart, Damart…), P'ti Ju (!!), Guillaume M. (petit poney), Romain ("petit" poney aussi), Guillaume A., Marteen, Alexis, Ségolène, Maïa, Camille, Léo, Nico M., Ludivine, Ming-Chang, Ritesh, avec une mention spéciale à mes deux super (mais faut pas leur dire) derniers co-bureaux: Julien F. et Martin (petit poney et p'tit frère de thèse sur les Afar!), sans oublier Tefang et Jennifer (les SFT girls)! Je n'oublie pas non plus nos voisins ex-crpgiens et fiers Gocadiens: Gautier, Jeanne, Pablo, vous codez mais on vous aime quand même! Tout pareil pour les copains en thèse au loin: Claire, Benoît (4!), Ainhoa et François T. Je demande à ceux que j'ai (forcément) oubliés de me pardonner: ils/elles comptent tout autant!

Et du monde extérieur (car il y a un monde hors de la thèse!) un grand merci à LN, Elisabeth, Romain, Agnès S. bien sur (avec nous la poste a encore de beaux jours devant elle!) et les pti' cousins - qui ne sont plus si petits que ça en fait…Votre soutien et votre humour ont été autant d'aide précieuse!

Enfin, je n'aurais jamais pu arriver là sans le soutien indéfectible de ma famille, qui n'a pas failli depuis…eh bien depuis toujours. Votre remarquable aptitude à supporter stoïquement d'entendre parler d'Afar / tectonique / magmatisme / cosmogéniques / spectrométrie de masse et autres pendant presque 4 ans continuera de me réchauffer le cœur pendant longtemps!

Et vous savez qu'en géologie "longtemps" n'est pas un terme à prendre à la légère…

Nothing happens unless first a dream

-*Carl Sandburg*-

TABLES DES MATIERES

RÉSUMÉ ..... **VI**

ABSTRACT ..... **VIII**

INTRODUCTION **1**

PREMIER CHAPITRE

CADRE DE L'ÉTUDE **7**

1.1 L'EXTENSION LITHOSPHÉRIQUE: PROCESSUS ET MORPHOLOGIES **9**

1.1.1 LES MODALITES DE L'EXTENSION LITHOSPHERIQUE 9

1.1.2 INJECTIONS DE DIKES ET IMPACT EN SURFACE 13

1.1.3 LA TRANSITION OCEAN-CONTINENT (TOC): DE LA FRACTURE A LA RUPTURE CONTINENTALE .. 17

1.1.3.1 Morphologie de la TOC *17*

1.1.3.2 Evolution en rides océaniques matures *20*

1.2. LA PROVINCE VOLCANIQUE ETHIOPIENNE ET LA DÉPRESSION DES AFARS **24**

1.2.1 HISTOIRE GEOLOGIQUE 24

1.2.2 STRUCTURE ET NATURE DE LA CROUTE EN AFAR 28

1.2.3 MORPHOLOGIE DES SEGMENTS DE RIFTS EN AFAR 31

1.2.4 LE SEGMENT DE DABBAHU 34

1.2.4.1 Morphologie de rift et complexes volcaniques associés au segment de Dabbahu/Manda Hararo. *34*

1. 2.4.2 Détails de la géologie du segment et du volcan de Dabbahu *39*

1.2.4.3 La crise de 2005-2010 ..... *44*

DEUXIÈME CHAPITRE

LES DONNÉES DE TERRAIN **53**

2.1 LES OBJETS GÉOMORPHOLOGIQUES CIBLÉS **55**

2.2 GÉOMORPHOLOGIE VOLCANIQUE EN AFAR **57**

2.2.1 MISE EN PLACE DES COULEES PAHOEHOE 57

2.2.1.1 Processus d'inflation *57*

2.2.1.2 Terminologie associée *58*

2.2.1.3 Morphologie des coulées pāhoehoe *60*

2.2.2 MISE EN PLACE DES COULEES 'A'A 63
2.2.2.1 Processus d'écoulement *63*
2.2.2.2 Morphologies de coulées 'a'ā *64*
2.2.2.3 Autres morphologies de surfaces de coulées *65*
2.2.2.3 Autres morphologies de surfaces de coulées *66*
2.2.3 LOCALISATION DES DIFFERENTES MORPHOLOGIES 67
2.2.4 FRACTURES ASSOCIEES AUX COULEES BASALTIQUES EN CONTEXTE EXTENSIF 67
2.3 CARTOGRAPHIE DES TERRAINS VOLCANIQUES 70
2.3.1 PRINCIPES DE TELEDETECTION 71
2.3.2 DONNEES DISPONIBLES 71
2.3.3 TRAITEMENT DES DONNEES 73
2.4 CARTOGRAPHIE RÉALISÉE 75
2.4.1 LA ZONE NORD: LES FLANCS DU VOLCAN DABBAHU 75
2.4.2 LA ZONE SUD: DE DURRIE A L'AXE DU RIFT 79
2.5 CONCLUSION 84
TROISIÈME CHAPITRE
QUANTIFICATION DE L'ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE DES PAYSAGES AVEC LES ISOTOPES COSMOGÉNIQUES ^{3}HE ET ^{36}CL 85
3.1 PRODUCTION DES ISOTOPES COSMOGÉNIQUES 87
3.1.1 RAYONNEMENT COSMIQUE ET FLUX PRIMAIRE 87
3.1.2 INFLUENCE DE L'ATMOSPHERE 89
3.1.3 DEPENDANCE A L'ALTITUDE, A LA LATITUDE ET A LA GEOMETRIE DE SITE 90
3.1.4 PRODUCTION IN-SITU DES ISOTOPES COSMOGENIQUES 90
3.1.5 TAUX DE PRODUCTION DES ISOTOPES COSMOGENIQUES IN-SITU 93
3.2 LES APPLICATIONS GÉOMORPHOLOGIQUES DANS CETTE ÉTUDE 97
3.3 PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS 100
3.3.1 CHOIX DU SYSTEME "MINERAL - ISOTOPE COSMOGENIQUE" 100
3.3.2 L'ECHANTILLONNAGE 101
3.3.3 SEPARATION DES PHASES MINERALES 103
3.4 ANALYSE DU ^{3}HE COSMOGÉNIQUE 105
3.4.1 DIFFERENTES ORIGINES DE L'HELIUM ET CORRECTIONS ASSOCIEES 105
3.4.1.1 Correction de l'Hélium magmatique *107*

3.4.1.2 Correction de l'Hélium radiogénique ... *109*
3.4.2 EXTRACTION ET PURIFICATION DE L'HELIUM ... 110
3.4.2.1 Extraction du gaz magmatique par broyage sous vide ... *110*
3.4.2.2 Extraction totale par fusion sous vide ... *112*
3.4.2.3 Ligne de purification. ... *117*
3.4.2.4 Analyse isotopique et élémentaire au spectromètre de masse SFT ... *120*
3.4.2.5 Calcul des concentrations et âges d'exposition. ... *123*
3.4.2.6 Calcul et propagation des erreurs ... *124*
3.5 ANALYSE DU ^{36}CL COSMOGÉNIQUE ... 125
3. 5.1 EXTRACTION DU ^{36}CL COSMOGENIQUE ... 126
3.5.2 ANALYSE DU ^{36}CL COSMOGENIQUE PAR AMS (ACCELERATOR MASS SPECTROMETRY) ... 129
3.5.3 DETERMINATION DES CONCENTRATIONS EN ^{36}CL ... 130
3.5.4 CALCUL DES AGES D'EXPOSITION ... 131
QUATRIÈME CHAPITRE
RÉSULTATS ... 133
4.1 CHRONOLOGIE VOLCANIQUE DU NORD DU SEGMENT DE DABBAHU ... 135
4.2 CHRONOLOGIE TECTONIQUE DU NORD DU SEGMENT DE DABBAHU ... 169
4.3 CHRONOLOGIE VOLCANIQUE ET TECTONIQUE DE LA ZONE AXIALE DU SEGMENT DE DABBAHU ... 199
CONCLUSIONS GÉNÉRALES ... 231
1. IMPACT OF MAGMA AVAILABILITY ON THE NORTH OF THE SEGMENT ... 233
2. TOPOGRAPHY BUILT BY AXIAL RESERVOIR-FED MAGMATISM ... 234
3. LONG TERM EVOLUTION OF RIFT-AXIS LOCATION ... 235
4. CONTRIBUTION OF QUANTITATIVE GEOMORPHOLOGY IN OUR UNDERSTANDING OF SELF-ORGANIZATION OF MAGMATIC RIFT SEGMENTS ... 236
ANNEXES ... 239
BIBLIOGRAPHIE ... 251

Résumé

L'objectif de cette thèse est de quantifier les interactions entre phénomènes tectoniques et magmatiques en contexte extensif, plus particulièrement au niveau des rifts proches de la rupture continentale. Notre étude se focalise sur le segment actif de rift de Dabbahu / Manda Hararo en Afar (Ethiopie). Ce segment de rift particulier a été le siège d'un épisode de rifting majeur de 2005 à 2010 qui a permis d'apporter de nombreuses informations sur les interactions entre tectonique et magmatisme à l'échelle de l'intrusion de dikes. L'approche suivie apporte des contraintes temporelles sur ces interactions à l'échelle du millier à la dizaine de millier d'années, afin de suivre l'évolution morphologique du segment et ainsi mieux comprendre l'évolution des processus responsables de l'acquisition de la topographie. Pour cela nous avons mesuré des âges d'expositions de surfaces de coulées de laves et d'escarpement de failles sur deux zones ciblées du rift. Ces datations ont été combinées à des travaux de cartographie et de géochimie (éléments majeurs et traces). La première zone d'étude se situe au nord du segment et permet d'apprécier l'influence de la présence d'un volcan en terminaison de segment sur le développent de la topographie. La seconde zone étudiée se trouve au milieu du segment et permet de couvrir la marge ouest du rift jusqu'à la zone axiale. Cette seconde zone permet d'évaluer l'impact des variations spatiales et temporelles de la localisation des réservoirs sur la topographie. Le long du segment, il apparaît que la topographie se développe quand les réservoirs magmatiques locaux ont une activité modérée à faible, alors que la topographie est inhibée lors des phases de magmatisme intense. Nos observations ont permis de montrer que l'épisode de rifting de 2005 n'est pas représentatif de l'évolution globale de la morphologie du rift, et que ce type d'intrusion ne représente sans doute qu'un dixième des injections totales. Enfin, l'accrétion magmatique est soutenue à l'axe par différents réservoirs magmatiques qui semblent se relayer dans le temps, et dont la position peut varier de 15 kilomètres de part et d'autre de l'axe.

Abstract

The aim of this thesis is to quantify the interactions between tectonic and magmatic processes in extension settings. I focus on the active Dabbahu / Manda Hararo rift segment of the Afar Rift, Ethiopia, which experienced a major rifting event between 2005 and 2010. The considerable international scientific interest generated by this tecto-magmatic crisis has brought a large range of quantitative information concerning the interplay between tectonics and magmatism on the scale of several dikes intrusions (i.e. a few years), but temporal constraints lack on the scale of a few thousand years to a few tens of thousand years. Here, we provide accurate constraints on this time scale using cosmogenic exposure ages of lava surfaces and fault scarps, in order to decipher the morphological evolution of a rift depression, and in order to identify the processes responsible for the creation of topography in rift settings. The study is based on samples taken from two separate regions within the rift. The field areas were systematically mapped, and all lavas were chemically analysed for major and trace elements. The first area studied focused on the northern portion of the rift segment, where lavas of the segment terminating volcano meet the neo-volcanic zone. This part of the thesis allowed the influence of the presence of a major volcanic edifice on rift processes to be assessed. The second studied area is located near the center of the segment, and covers the rift western margin up to the rift axis. The topography in this area is sensitive to the evolution in space and time of the location of the different axial and peri-axial magma reservoirs. Our results show that topography develops during phases of low magmatic activity, and is inhibited during phases of higher magmatic activity. The 2005 dike intrusion appears to be an unusual event that belongs to a mode of intrusion that accounts for only about a tenth of the total intrusions necessary to build the depression. Maintaining magmatic accretion at the axis seems to be the result of a relay between different magma reservoirs. The position of these reservoirs can vary between 0 and 15 km on both sides of the rift axis.

Introduction

La rupture continentale est l'un des phénomènes majeurs de la tectonique des plaques. Elle permet la mise en place d'une nouvelle lithosphère océanique, après avoir étiré et aminci une croûte continentale épaisse de plusieurs dizaines de kilomètres. Cette déformation se produit au niveau des zones de rift où phénomènes tectoniques et magmatiques prédominent. La transition du stade de rift continental à ride océanique (aussi appelée Transition Océan-Continent ou TOC) est encore actuellement mal comprise, principalement parce que très peu de zones de rift se trouvent à la fois à ce stade de la déformation et à l'air libre. Une autre difficulté réside dans le fait que la seule région à présenter ces caractéristiques se trouve être l'une des plus reculées au monde: il s'agit de la région des Afars, en Ethiopie. L'approche principale de ces travaux de thèse a consisté à produire des contraintes chronologiques précises sur un segment de rift actif des Afars, afin de mieux comprendre les interactions entre magmatisme et tectonique lors des derniers stades de la rupture continentale.

La région des Afars résulte de la séparation progressive des plaques Nubienne, Somalienne et Arabe en un point triple de type rift-rift-rift, né de la rencontre de la ride de la Mer Rouge, de la ride du Golf d'Aden et du Rift Est Africain. Cette dépression triangulaire, dans laquelle se concentre la déformation, présente des caractéristiques propres à la fois aux rifts continentaux mais aussi aux rides océaniques. En effet, au niveau des rifts continentaux matures, la déformation est accommodée à la fois par une segmentation liée à des failles normales, et par un volcanisme limité. Au contraire, les rides océaniques sont caractérisées par une segmentation magmatique et une focalisation de l'accrétion contrôlée par des phénomènes d'injections successives de dikes (Hayward and Ebinger 1996; Batiza et al. 1996; Ebinger and Casey 2001; Carbotte et al. 2004; Wright et al. 2006; Rowland et al. 2007a). Ces segments magmatiques font typiquement entre 60 et 80 km de long et présentent des zones d'injections actives de dikes larges d'une vingtaine de km, associées à un volcanisme basaltique intense.

La morphologie des segments de rifts en Afar est proche de celle des rides océaniques, faisant une centaine de kilomètres de long pour une vingtaine de large. L'activité magmatique y est bien exprimée et également liée aux phénomènes d'injections de dikes (Wright et al. 2006; Sigmundsson 2006; Ayele et al. 2007; Behn et al. 2006; Ebinger 2008). Cependant, la

région Afar n'a pas encore atteint le stade de la rupture, puisque la croûte reste de nature continentale (Hammond et al. 2012; Bastow and Keir 2011). Une autre différence notable avec les rides océaniques est la présence de volcans différenciés ayant produit des volumes significatifs de laves évoluées.

Bien que l'analogie avec les rides matures ne soit pas totale, la région des Afars présente un avantage incontestable: celui d'exposer à l'air libre des objets géologiques qui d'ordinaire se trouvent sous plus de 2000 mètres de fond, rendant les observations et l'échantillonnage bien plus faciles.

Les études faites en Ethiopie ont été principalement consacrées aux évènements tectoniques et magmatiques ayant eu lieu à l'échelle du million d'années, notamment sur l'emplacement des provinces basaltiques (Hofmann et al. 1997; Pik et al. 1999; Ayalew et al. 2002; Ayalew et al. 2006; Lahitte et al. 2003a) ou encore sur le soulèvement des plateaux éthiopiens et l'abandon des failles bordières qui correspondent en Afar à l'initiation de la rupture continentale (Wolfenden et al. 2005; Pik et al. 2008).

Pour les phénomènes se produisant dans les régions plus proches de la TOC, il existe beaucoup moins de données. Il est communément admis que cette transition résulte de la succession d'épisodes de rifting. Ces épisodes sont caractérisés par l'injection de magma dans la croûte sous la forme de dikes. Ces intrusions magmatiques induisent à leur tour une réponse tectonique avec la création ou/et réactivation de failles. Cependant la rareté des observations de ces épisodes de rifting fait que la quantification de l'influence respective de ces processus à l'échelle d'un épisode et de l'ensemble de la TOC reste fortement sous-contrainte.

Le 14 septembre 2005, les géophysiciens d'Addis Abeba (Ethiopie) enregistrèrent une série de séismes de faible à moyenne intensité (allant jusqu'à des magnitudes 5 sur l'échelle de Richter) concentrée dans la région de Dabbahu, dans l'Est des Afars. Ils étaient en fait témoins de l'un de ces épisodes de rifting: l'ouverture "en direct" de l'Afar, marquant la progression vers l'océanisation de cette région du monde (Wright et al. 2012; Ayele et al. 2007; Grandin et al. 2010a). De tels phénomènes se produisent en général au niveau des rides océaniques, sous une hauteur d'eau de plusieurs kilomètres - ce qui limite fortement leur observation. C'est pourquoi de tels épisodes, lorsqu'ils se produisent en surface, provoquent l'intérêt particulier d'une grande partie de la communauté scientifique, rassemblant entre autres sismologues, géophysiciens, pétrologues, et volcanologues.

Pendant cet épisode, des relations complexes sont apparues entre pas moins de trois réservoirs magmatiques localisés le long du segment. Les conséquences sur la topographie ont pu être précisément mesurées et ont fait l'objet de nombreuses publications (Wright et al. 2006; Ayele et al. 2007; Grandin 2009; Hamling 2009; Grandin et al. 2010b; Hamling et al. 2012; Wright et al. 2012). Les progrès technologiques de la géophysique ont permis de faire de l'épisode de 2005 un objet d'étude unique. En effet, si avant 2005 deux autres occurrences de ce type étaient connues des services de géophysique (celle du Krafla en Islande, en 1975; et celle de l'Ardoukôba à Djibouti, en 1978), la technologie de l'époque ne permettait pas d'avoir une résolution et une imagerie comparable en terme d'analyse de la déformation. Avec les techniques actuelles, les observations faites ont permis de modéliser et d'estimer la quantité de magma qui a été injectée et de déterminer les contributions relatives de chacun des réservoirs impliqués. Un autre apport majeur a été l'observation et la quantification de la réponse topographique à cette injection magmatique.

Les observations faites en Afar ont largement contribué à améliorer notre compréhension des relations entre phénomènes tectoniques et magmatiques lors de l'extension et de l'accrétion en contexte continental, à l'échelle d'un épisode de rifting.

En revanche, très peu de données existent sur la période allant de quelques milliers à la centaine de milliers d'années. Les relations entre jeu de failles, activité magmatique, expression volcanique en surface et influence sur la topographie de rift restent donc mal comprises à cette échelle de temps. Or, depuis que l'accrétion est organisée le long de segments magmatiques, les processus magmatiques et tectoniques interagissent pour déformer la croûte continentale, et la mener au stade de la rupture continentale. La morphologie de rift semble résulter de la succession d'épisodes tectoniques et magmatiques, alors que se met en place la "plomberie" magmatique qui va alimenter le segment, ce qui nous amène à nous poser les questions suivantes concernant les interactions entre processus magmatiques et tectoniques impliqués dans la rupture continentale et l'accrétion:

1) Comment interagissent magmatisme et tectonique à l'échelle de quelques milliers à quelques centaines de milliers d'années? Quelle est la durée des cycles magmatiques à l'axe sur le long terme, et peut-on quantifier la contribution relative des différents corps magmatiques distribués sous le segment? Comment la localisation et la disponibilité du magma affecte-t-elle la croissance de la topographie?

2) Comment la topographie répond-elle sur le long terme aux injections successives de dikes? Quelle est la représentativité des observations faites sur le court-terme et notamment pendant l'épisode de rifting de 2005? Suffit-il de répéter x fois ce type d'épisode pour passer d'une croûte continentale à une croûte océanique?

3) Quelle est l'influence des volcans boucliers terminaux et hors-axe sur le développement de la topographie et sur la maturation du système d'alimentation en magma du rift?

4) La région des Afars se trouve-t-elle déjà au stade de la rupture et comment ses segments de rift s'intègrent-ils dans ces modèles: les processus tectoniques et magmatiques sont-ils les mêmes qu'au niveau des rides océaniques et finalement, ont-ils le même impact sur la topographie?

Pour répondre à ces questions, j'ai mis en place une approche associant géomorphologie et datations par la méthode des isotopes cosmogéniques (^{3}He principalement et ^{36}Cl), afin de mieux contraindre l'histoire de ce segment de rift. En effet, dans un tel contexte géologique de volcanisme jeune et peu alcalin, les techniques de datation "traditionnelles" telles que l'Ar-Ar sont difficilement applicables. En revanche, l'extrême aridité des Afars en fait un candidat parfait pour les techniques basées sur les isotopes cosmogéniques. Les taux d'érosion et les précipitations minimes sont autant de garants d'une bonne préservation des surfaces, facteur déterminant pour l'utilisation de cette technique. Elle donne accès à des âges d'exposition de surface et non à des âges absolus. Elle peut être appliquée à la fois sur des surfaces horizontales de coulées de laves, ainsi que sur des surfaces verticales d'escarpement de failles. En étudiant la nature et l'enchaînement chronologique de l'activité volcanique et tectonique, nous espérons en retour lier l'évolution de la morphologie de ce segment de rift aux différents processus acteurs de l'extension crustale. Cette approche a pu être mise en place au sein de l'équipe Tectonique, Erosion & Evolution du Relief, et développée au laboratoire Gaz Rares du CRPG.

Le premier chapitre présentera tout d'abord l'état des connaissances actuelles sur les modalités de rifting, à la fois à l'échelle du modèle lithosphérique et à l'échelle de l'évènement de rifting isolé. Dans un second temps sera résumée l'histoire géologique des Afars, pour ensuite détailler celle du segment de Dabbahu. Enfin, la crise de 2005-2010 qui a affecté le

segment sera évoquée, ainsi que ses principales implications au niveau morphologique. Pour finir, nous présenterons brièvement les zones d'échantillonnage de cette étude.

Le deuxième chapitre présente les données de terrain. La première partie développe la stratégie de l'échantillonnage. La seconde détaille les différents objets morphologiques rencontrés sur ce terrain volcanique ainsi que leurs modes de formation. Ces éléments sont indispensables aux travaux de cartographie qui ont été effectués, et dont la synthèse est présentée dans une troisième partie.

Le troisième chapitre a pour objectif de présenter les techniques analytiques utilisées au cours de cette thèse, notamment les techniques de datation par la méthode des isotopes cosmogéniques. Il est important que le lecteur puisse appréhender les contraintes analytiques ainsi que les problèmes techniques auxquels j'ai été confrontée pour pouvoir apprécier les incertitudes affectant les résultats obtenus.

Les résultats sont discutés dans le chapitre quatre. La première partie présente, sous la forme d'un article publié, la chronologie volcanique du segment de Dabbahu dans sa zone nord (Medynski et al., 2013). On y démontrera l'importance du volcan Dabbahu dans le maintien de l'accrétion du magmatisme le long du segment, ainsi que celle des taux de fusion variant entre les centres magmatiques hors-axe et à l'axe. La chronologie tectonique de cette même région est détaillée dans la seconde partie, également sous la forme d'un article sur le point d'être soumis. L'analyse des vitesses de glissement sur des escarpements de failles, permet de *quantifier* la contribution relative des intrusions magmatiques provenant des centres magmatiques localisés sur l'axe (Dabbahu et chambre magmatique axiale) par rapport aux intrusions hybrides (impliquant plusieurs réservoirs), telle que celle observée en 2005. Sur le long terme, l'épisode du type 2005 ne représente qu'un dixième des intrusions. Ces interactions entre les différents centres magmatiques localisés le long du segment permettent d'expliquer sur le long terme l'acquisition du caractère asymétrique de ce segment de rift dans sa partie nord. Dans une dernière partie sont reportées les données de datation et de cartographie de la zone sud du segment, hors de la zone d'influence du volcan Dabbahu, entre le volcan hors-axe Badi et l'axe du rift. La déformation est ici répartie uniformément sur les failles axiales, mais un volcanisme hors-axe jeune vient perturber la dépression en remettant la topographie à zéro. Les résultats obtenus dans cette région suggèrent que

l'activité magmatique est maintenue par plusieurs réservoirs qui se relaient dans le temps, et dont la position évolue sur une quinzaine de kilomètres de part et d'autre de l'axe.

Ce rapport de thèse se termine par une discussion des résultats obtenus et de leurs implications et perspectives potentielles.

Premier chapitre

Cadre de l'étude

Cette première partie a pour but de présenter les différentes théories sur les mécanismes responsables de la déformation lors des phénomènes d'extension, et de les lier au cadre de l'étude, afin de justifier l'apport de la géomorphologie quantitative dans ce contexte.

Le premier chapitre introduit et décrit les phénomènes physiques responsables de la rupture et de l'extension lithosphérique, menant à la rupture continentale pour finir par la formation des rides océaniques. Une première partie permet d'introduire le fait que l'influence de ces processus physiques se reflète sur le long terme au niveau de la morphologie des rides. Contraindre l'acquisition et l'évolution temporelle de cette morphologie peut donc renseigner sur la dynamique de ces processus. La seconde partie présente la région des Afars, qui est la seule région au monde où l'on peut observer l'ensemble des étapes de la transition océan-continent (TOC) à l'air libre. Elle se focalise ensuite sur le segment de rift retenu pour cette étude. L'intérêt de cette région est de permettre d'étudier la relation entre les mécanismes de la rupture à petite échelle et la progression vers l'océanisation.

1.1 L'extension lithosphérique: processus et morphologies

1.1.1 Les modalités de l'extension lithosphérique

La lithosphère définit une enveloppe regroupant la croûte terrestre et la partie la plus superficielle du manteau supérieur. Elle est divisée en douze plaques rigides principales et en un certain nombre de micro-plaques. Les limites de plaques sont des zones étroites de quelques centaines de kilomètres de large qui concentrent généralement une forte activité sismique et volcanique. Ces frontières sont de nature variée et peuvent se développer en contexte d'extension (rides océaniques ou rifts continentaux), de convergence (zones de subduction), ou de collision (chaînes de montagnes). Si les zones de subduction sont le siège du recyclage de la croûte océanique et continentale, les zones d'extension permettent à l'inverse de déformer et d'amincir la croûte continentale jusqu'à l'amener à la rupture. L'extension favorise ainsi la fragmentation des continents pour aboutir à la mise en place d'un système de ride océanique, menant à la formation continue d'une jeune croûte océanique.

Les modèles cinématiques d'extension peuvent être représentés en utilisant des modèles mécaniques d'étirement de la lithosphère (McKenzie and Jackson 1983; Dunbar and Sawyer 1989). Ces modèles d'étirement accommodent la déformation par des failles dans la lithosphère supérieure cassante et par de la déformation ductile dans la lithosphère inférieure. Des phénomènes de flexure à l'échelle de la lithosphère vont également intervenir. Cette flexure est dépendante de facteurs tels que l'épaisseur de la croûte et de la lithosphère ainsi que du régime thermique de la lithosphère (Kusznir and Karner 1985). En fonction des propriétés rhéologiques de la lithosphère, les contraintes peuvent être distribuées en surface sur une large zone, concentrées le long d'une seule faille, ou encore le long d'une faille de détachement (Buck 1993; Ebinger 2005), ce qui va fortement influencer la morphologie finale du système de rift (Fig. 1.1).

Les modèles décrits par (Rosenbaum et al. 2008) - Fig. 1.1 - considèrent un étirement lithosphérique purement mécanique, posant le problème de la force requise pour initier la rupture continentale. Dans le cas d'une lithosphère déjà amincie, le rifting peut être initié sous de faibles contraintes tectoniques (Forsyth and Uyeda 1975; Solomon et al. 1980). En revanche, dans le cas d'une lithosphère épaisse, les forces nécessaires estimées pour pouvoir initier la rupture continentale sont beaucoup plus importantes que celles "disponibles", telles que les forces de traction d'un slab en limite de plaque par exemple (Kusznir and Park 1987; Hopper and Buck 1993). Le mécanisme "manquant" pour expliquer la rupture continentale est lié à la présence de magma. En effet, si du

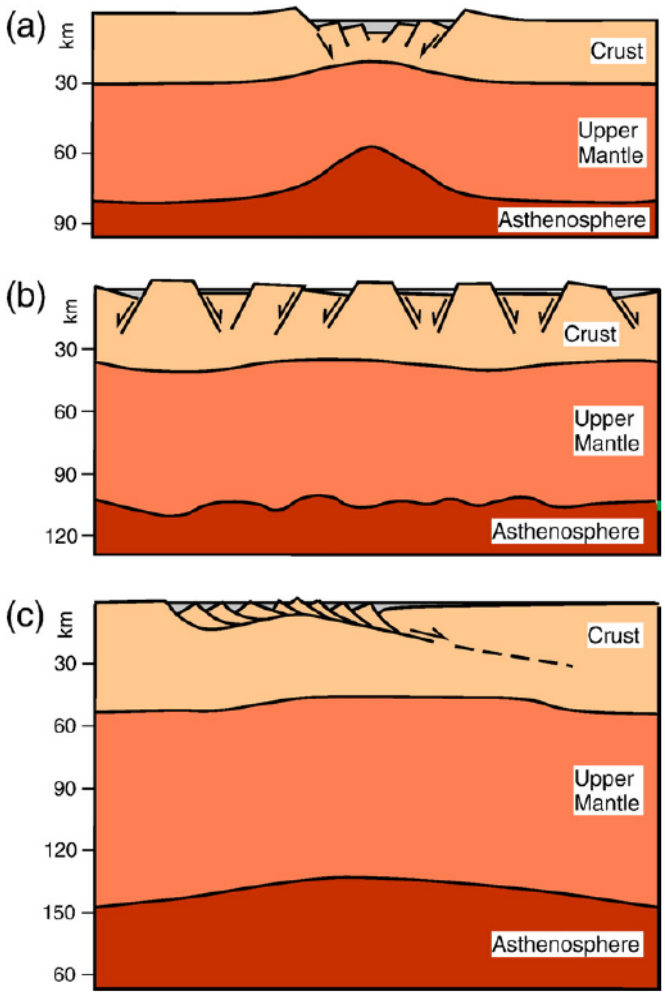


Figure 1.1: Illustration schématique des 3 principaux modes de l'extension (a) rift étroit; (b) rift large; (c)"core complex mode" (Rosenbaum et al., 2008)

magma est disponible pendant le rifting, alors la déformation de la lithosphère liée aux contraintes extensives se fait à la fois par le jeu de failles normales et par l'intrusion de dikes (Fig. 1.2).

Ces deux mécanismes permettent d'accommoder l'extension en libérant les contraintes tectoniques accumulées au cours du temps, lors d'épisodes de rupture. La Fig. 1.3 illustre les différentes modalités de ces deux types de rupture en terme de libération des contraintes.

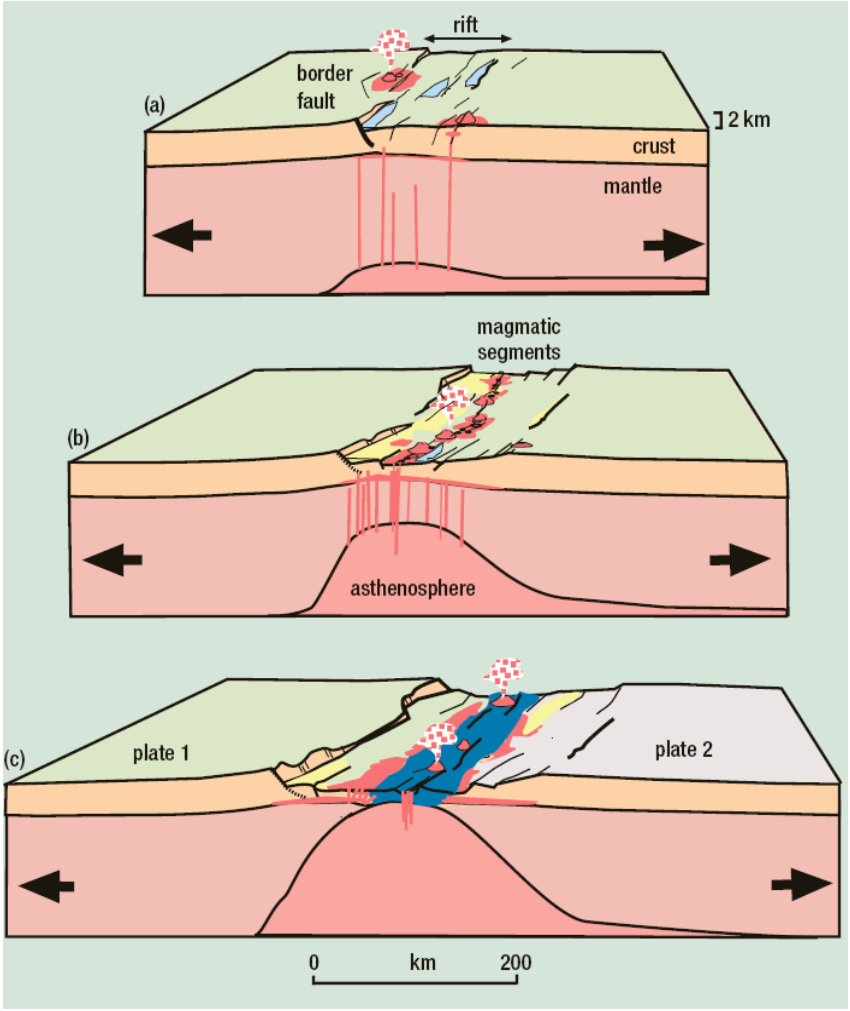


Figure 1.2: Modèle d'évolution de la lithosphère depuis l'initiation du rifting (a) jusqu'à la rupture continentale (c) (Ebinger, 2005). Le rifting initial (a) en surface s'accompagne d'une déformation à l'échelle de la lithosphère qui commence à s'amincir. La remontée de l'asthénosphère vient remplacer l'espace créé par l'amincissement lithosphérique, entraînant un transfert de chaleur et pouvant provoquer une fusion partielle du manteau par décompression. Les produits de cette fusion partielle peuvent alors percoler jusqu'à la surface et produire du volcanisme. Au cours du temps (b) la lithosphère continue de s'amincir via le jeu de failles et une déformation ductile en profondeur. L'asthénosphère remonte de plus en plus ce qui provoque de plus en plus de fusion partielle, ce qui participe à la fragilisation de la lithosphère. A cette étape, la déformation se focalise le long de segments de rifts, où l'ouverture est accommodée de plus en plus par l'injection de dikes. Enfin, lorsque la rupture continentale a eu lieu (c) le nouveau plancher océanique se met en place.

(Buck 2004) a montré que la rupture magmatique permet de relâcher des contraintes beaucoup plus faibles que lors de la rupture "tectonique" pure, et ne déforme que la base de la lithosphère. Les injections de dikes sont donc capables d'accommoder les contraintes pour un environnement soumis à des forces tectoniques plus faibles que celles nécessaires pour provoquer la rupture de failles.

Ces deux types de rupture vont avoir des effets différents sur la topographie en surface. Le modèle d'étirement purement mécanique provoque la formation d'une dépression due à la formation de failles normales. On note que ce type de déformation affecte la lithosphère sur toute son épaisseur. A l'inverse, la déformation magmatique, au premier ordre, ne provoque pas de déformation verticale, car l'extension est principalement accommodée par la mise en place de nouveau matériel crustal via le dike. Ces injections de dikes se produisent lors d'épisodes de rifting, combinant alors magmatisme et sismicité.

A l'échelle de la croûte, les processus magmatiques et tectoniques vont interagir au cours de sa déformation, et ce dans des proportions variables, au fur et à mesure qu'elle se fait

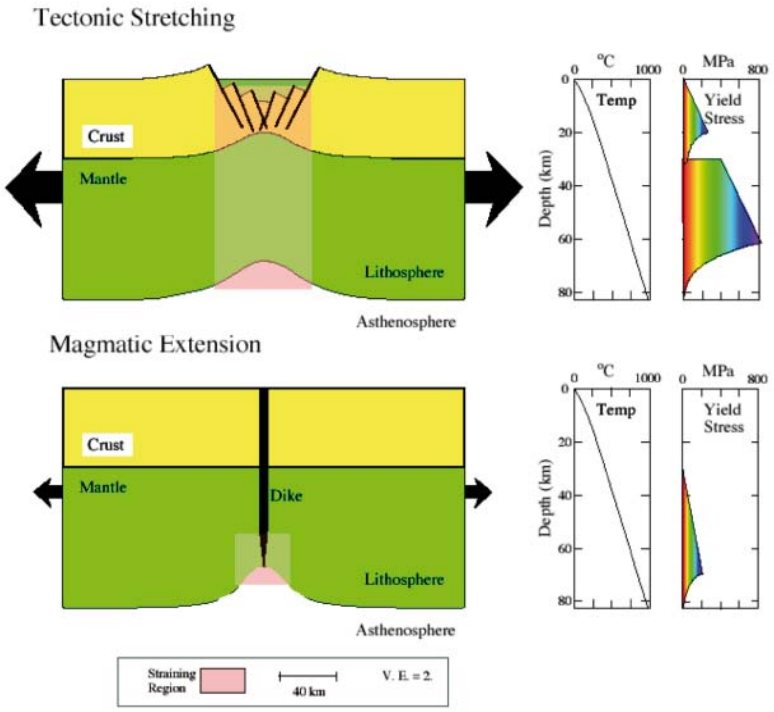


Figure 1.3: Modes de la déformation en contexte extensif (Buck 2004). Ces deux modèles conceptuels montrent comment l'extension peut être accommodée par le détachement de failles normales dans les couches cassantes de la lithosphère et par de la déformation ductile dans la lithosphère inférieure (haut). Dans le cas du rifting magmatique, la réduction et la focalisation des contraintes sont favorisées par les injections de liquide magmatique sous la forme de dikes.

étirer. Le passage d'une croûte cratonique à un centre d'extension océanique se fait en plusieurs étapes, d'abord par de grandes failles bordières au stade de rift initial, puis par de plus en plus d'injections magmatiques sous la forme de dikes. Cette phase d'injections coïncide avec une organisation de la zone de rift en segments individualisés (Ebinger 2005) - Fig. 1.2, et signe l'approche du stade de la rupture continentale proprement dite.

Le mécanisme de rifting magmatique est en fait le principal acteur de l'ouverture océanique (Hayward and Ebinger 1996; Ebinger 2005; Wright et al. 2012) lorsqu'il est répété (e.g. formation de dikes). Le magma est injecté depuis une source magmatique vers la surface au travers de fissures qu'il vient remplir. L'observation en direct de ces injections reste rare, la majorité d'entre elles se produisant au niveau des dorsales océaniques sous plusieurs centaines de mètres d'eau. Le seul exemple d'observation de la mise en place d'un dike au niveau d'une ride océanique a été faite au niveau de la ride Juan de Fuca en juin 1993 (Dziak et al. 1995; Fox et al. 1995). De plus, plusieurs évènements de ce type ont pu être observés en surface. Les 3 crises de rifting les plus étudiées sont celles du Krafla en Islande (1975-1984), de l'Ardoukôba à Djibouti (1978) et du Dabbahu-Manda Hararo en Ethiopie (2005-2010). L'observation de ces évènements, couplée au développement des techniques géophysiques (télédétection, gravimétrie, sismique…) ont permis de mieux contraindre les modèles mécaniques théoriques de la rupture continentale par injection magmatique.

1.1.2 Injections de dikes et impact en surface

La mise en place de magma sous forme de dike est soumise à la notion de pression élastique qui correspond à l'excès de pression initiale de la source magmatique, aussi appelée "driving pressure". C'est cette pression qui va permettre la propagation du dike. Ce paramètre p_d prend en compte: la flottabilité du magma (différence de densité entre le magma et l'encaissant), l'intensité de la contrainte déviatorique (différence entre la contrainte normale exercée sur un plan et la contrainte moyenne exercée sur ce même plan) et la surpression magmatique p_0 (i.e. l'excès de pression fluide).

La pression élastique peut également être exprimée comme la différence entre la surpression de la chambre magmatique p_m et la contrainte horizontale tectonique locale p_{tecto}. Quand un réservoir est à l'équilibre lithostatique avec son encaissant, il n'y a ni extrusion ni fracturation: la pression dans le réservoir est compensée par la pression exercée par la colonne de roches sus-jacentes et dans ce cas p_m=0. Une surpression au sein du réservoir est donc

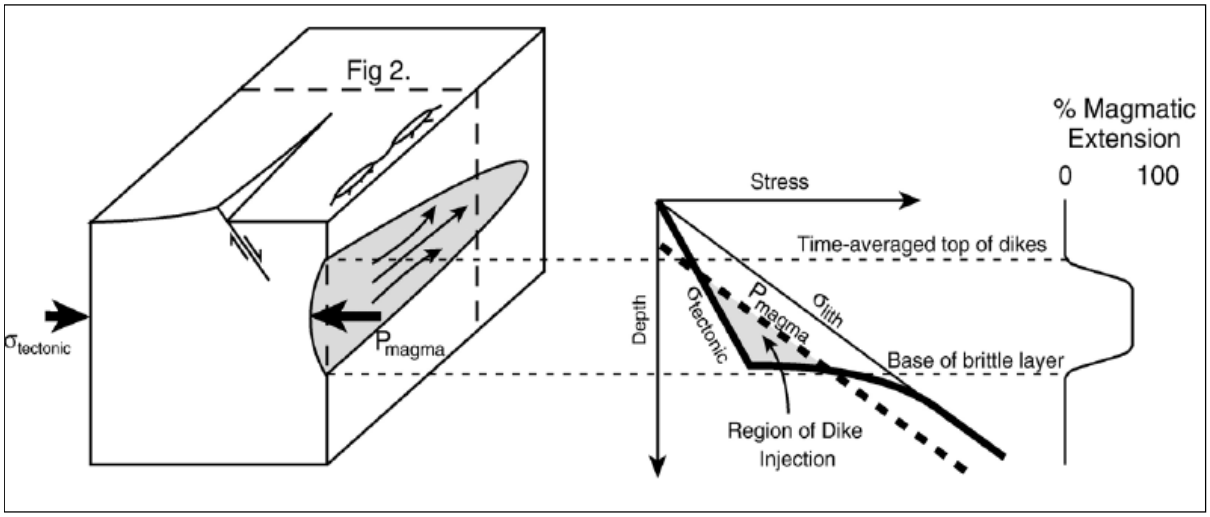


Figure 1.4: **Illustration schématique des conditions de contraintes provoquant la formation et la propagation d'un dike.** La croissance du dike à partir d'un réservoir superficiel est possible si la différence entre la pression magmatique et les contraintes tectoniques est positive, ce qui permet sa migration (Behn and Buck, 2006; modifié d'après Rubin and Pollard (1988).

nécessaire pour provoquer la formation d'une fracture, ce qui se vérifie quand la pression élastique est positive. Le magma peut alors être extrudé du réservoir magmatique sous la forme d'un dike (Fig. 1.4).

Le déséquilibre à l'origine de l'excès de pression dans le réservoir magmatique résulte d'interactions complexes entre la pression interne du fluide magmatique, l'état de contrainte environnant, la géométrie du réservoir (crustal ou sub-crustal) et la viscosité (et donc de la composition) du magma (Gudmundsson 1988; McLeod and Tait 1999).

L'extrusion du magma et sa propagation peuvent se traduire sous la forme d'un problème dynamique, d'autant plus complexe que la viscosité du magma n'est pas homogène dans le dike, et que sa forme géométrique évolue constamment (Parfitt and Wilson 2008). Si la pression élastique au centre du dike devient supérieure à celle située à l'apex ou au sommet du dike, alors celui-ci pourra se propager (Fig. 1.4) soit latéralement, soit vers le haut. Dans les environnements de rifting limité, c'est la propagation latérale qui va être privilégiée (due aux quantités de magma limitées), et ce n'est qu'épisodiquement que les dikes atteindront la surface (Behn et al. 2006). Dans ce dernier cas, le magma peut alors s'écouler et produire des coulées de laves, ce qui en fait le processus responsable du volcanisme fissural.

Dans le cas où la majorité des dikes reste piégée en profondeur, une implication majeure est que l'extension se fera principalement dans la zone d'injection et non pas en surface. Ce phénomène est mis en évidence par les observations de (Hammond et al. 2012) qui montre que, en Afar, seule la croûte supérieure est étirée alors que la croûte inférieure garde une épaisseur à peu près constante (détails au paragraphe 1.2.2). Cela suggère que du nouveau matériel crustal est injecté dans la croûte inférieure, sous la forme de dikes (Ebinger 2005; Ebinger et al., 2008). La propagation du dike et la quantité d'ouverture sont partiellement régulées par la quantité de magma à extruder, elle-même dépendante de la pression lithosphérique exercée sur la lentille ou le réservoir de magma (Buck 2006). Le passage du magma à travers le système de fractures produit un essaim sismique pouvant atteindre les magnitudes 5 sur l'échelle de Richter (Wright 2006; Ayele et al. 2007). L'observation de cette sismicité (et de la micro-sismicité associée) permet de suivre la progression du fluide à travers la fracture.

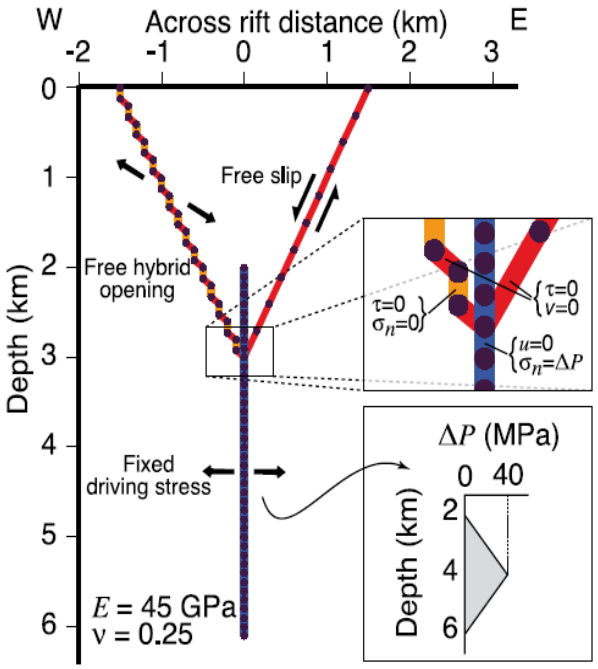


Figure 1.5: Réactivation de failles à l'apex d'un dike. L'injection d'un dike en profondeur provoque la création d'un mini graben en surface lorsque le dike n'atteint pas la surface. En effet, les contraintes relâchées horizontalement se font sur la hauteur du dike (sur l'exemple entre 2 et 6 km). L'ouverture de fractures entre 0 et 2 km de profondeur permet d'accommoder le reste de la déformation liée à l'intrusion (Macdonald 2001; Grandin 2009).

A grande échelle l'injection de dike ne provoque pas de réponse topographique. Cependant à l'échelle de l'intrusion, si le dike n'atteint pas la surface, il peut provoquer la formation et/ou la réactivation de failles (Fig. 1.5). En effet, l'intrusion en elle-même accommode l'extension horizontalement sur toute la hauteur du dike. En revanche, entre le sommet du dike et la surface, les contraintes sont libérées par la formation de failles normales (Fig. 1.5) menant à la formation d'un mini graben en surface. De façon encore plus locale, en surface cette déformation peut se traduire par la formation de fractures ouvertes. En domaine volcanique, la présence de coulées de lave en surface favorise l'ouverture de fractures. En effet,

le mode de refroidissement des coulées favorise la formation de joints constituant des zones de faiblesse mécanique facilement réactivées (Fig. 1.6).

L'importance du phénomène de diking au cours de l'amincissement crustal a été réévaluée dans ces 15 à 20 dernières années au niveau des rifts magmatiques (Hayward and Ebinger 1996). La succession d'intrusions magmatiques va permettre d'accommoder de l'espace horizontalement dans la zone d'injection des dikes (croûte inférieure). Cette extension sous-

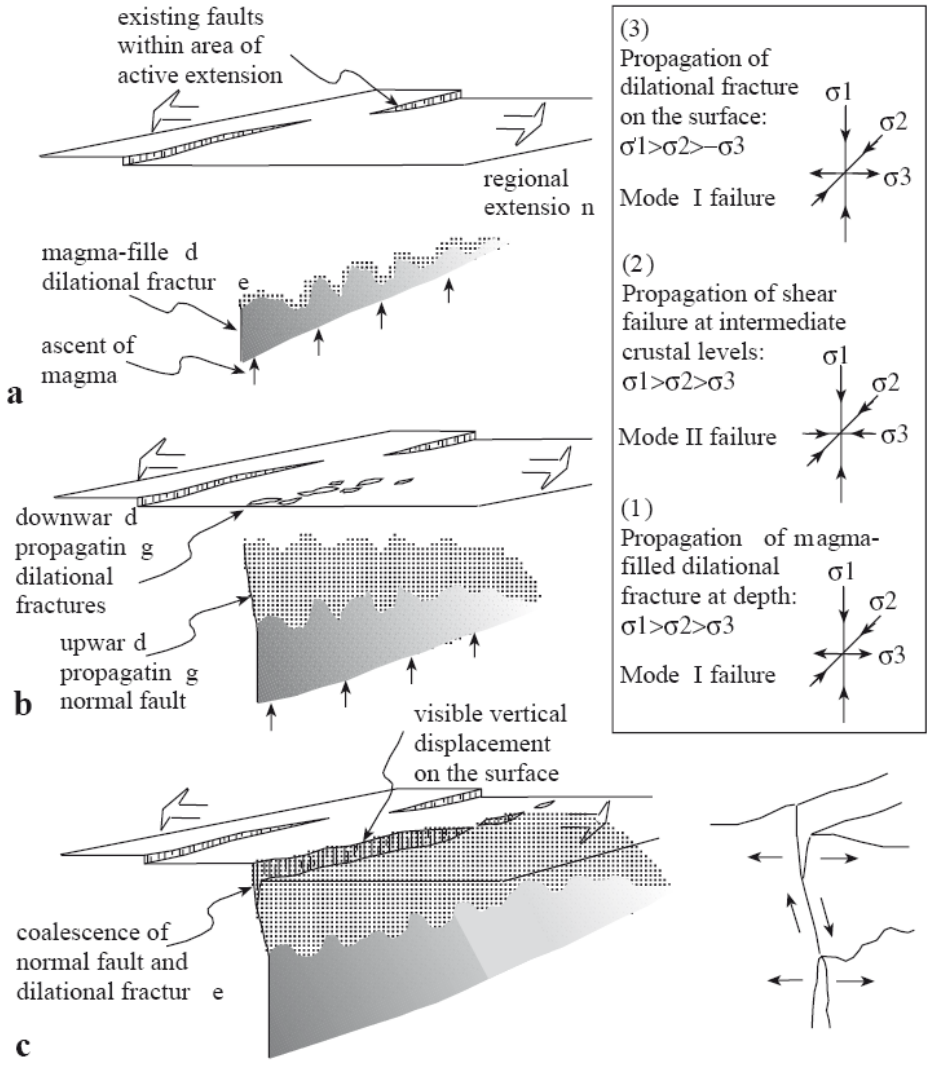


Figure 1.6: Facilitation de la propagation des fractures à l'apex d'un dike par la présence de laves prismatiques dont les joints de colonne vont constituer des zones de faiblesse mécanique, (Carcaillet et al. 2004; Tentler and Mazzoli 2005). Après l'injection d'un dike (a) une partie de la déformation se propage verticalement sous la forme de nouvelles failles normales (b) ou bien en réactivant des failles préexistantes (c). En surface, la déformation peut utiliser les faiblesses mécaniques de certaines coulées comme les joints de colonne pour concentrer l'ouverture (c) et produire un déplacement vertical bien que le dike reste piégé en profondeur.

jacente entraîne la croûte supérieure dont l'amincissement est alors "forcé" et accommodé par de la déformation cassante (si les dikes ne se propagent pas dans la croûte supérieure).

Plusieurs épisodes d'intrusion de dikes ont été mis en évidence (Krafla-Islande; Ardoukôba-Djibouti et Dabbahu-Afar: voir partie 1.2.4) et étudiés avec des techniques géophysiques de plus en plus poussées (InSAR, Geodésie spatiale etc.…), rendant explicites les relations entre magmatisme et tectonique à l'échelle d'un épisode de diking. De même, le rôle des intrusions de dikes au niveau des rides océaniques matures est connu pour maintenir l'accrétion à l'axe de la ride.

Entre les deux stades extrêmes (initiation de rifting et stade de dorsale mature), il est admis (Brandsdottir and Einarsson 1979; Pollard et al. 1983; Björnsson 1985) dans les modèles d'extension, que ces épisodes de diking font partie de cycles magmato-tectoniques, dont la répétition mène à la rupture continentale. Ce concept du cycle magmato-tectonique propose une alternance de phases de rifting suivies par des phases de calme tectonique et volcanique. Les crises de rifting permettraient le relâchement des contraintes accumulées pendant les périodes de calme, chaque crise de rifting pouvant durer jusqu'à plusieurs années et être composée de plusieurs intrusions successives de dikes qui elles se mettent en place en quelques heures (Brandsdóttir and Einarsson 1979). Les modalités des cycles magmato-tectoniques sont encore mal comprises, principalement parce que ceux-ci opèrent au niveau des rides océaniques. Cependant, les mêmes phénomènes ont lieu au niveau des rifts émergés proches du stade de la rupture continentale.

1.1.3 La Transition Océan-Continent (TOC): de la fracture à la rupture continentale

1.1.3.1 Morphologie de la TOC

Au niveau des marges continentales, la lithosphère est amincie jusqu'à la rupture totale qui permet la mise en place d'une nouvelle croûte océanique. On peut distinguer deux types de marges passives en fonction de leur caractère volcanique ou non. Une marge passive non volcanique est caractérisée par la présence de blocs du socle basculés, bordés par des failles normales et une TOC brutale faisant la liaison avec une croûte océanique amincie. Une marge passive volcanique présente, comme son nom l'indique, une forte activité volcanique dérivée principalement de magmas tholéitiques.

L'extension de ces différentes marges va progressivement mener à la rupture continentale. Si les processus initiateurs du rifting sont observables en domaine aérien (rifting continental), les dernières étapes qui mènent à la rupture se mettent en place généralement en domaine marin, rendant leur observation difficile. Plusieurs modèles existent et reproduisent numériquement la déformation menant à la rupture. (Huismans and Beaumont 2011) montrent que l'étirement de la croûte n'est pas nécessairement homogène et peut se faire de façon découplée entre les lithosphères supérieure et inférieure (Fig. 1.7).

Au final, il apparait que les croûtes continentale et océanique ne sont pas en contact direct, mais séparées par une zone transitionnelle appelée Transition Océan-Continent et dont les caractéristiques géophysiques ne peuvent être rattachées au domaine purement continental ou marin. Les modes de formation de cette TOC sont encore actuellement débattus. La TOC présente des morphologies variables en fonction de la nature volcanique ou non de la marge passive.

En contexte de marge volcanique la TOC est caractérisée par la présence de réflecteurs présentant des pendages vers le bassin en formation - les *Seaward Dipping Reflectors* (SDR). Ces SDR (Fig. 1.8) semblent correspondre à des épanchements basaltiques syn-tectoniques

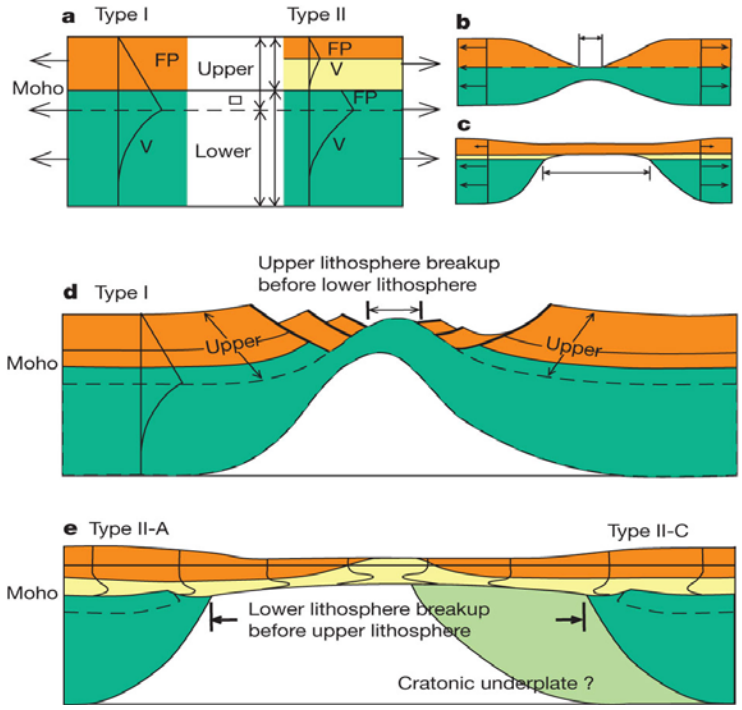


Figure 1.7: Comparaison des modèles de rupture type I (haut) et II (bas) (Huiseman and Beaumont, 2011). La distinction de ces deux modes de rupture repose sur le découplage des propriétés mécaniques des lithosphères inférieures et supérieure. Actuellement la croûte inférieure de l'Afar est étirée alors que la croûte supérieure ne l'est presque pas (Hammond et al., 2012), suggérant une rupture de type II.

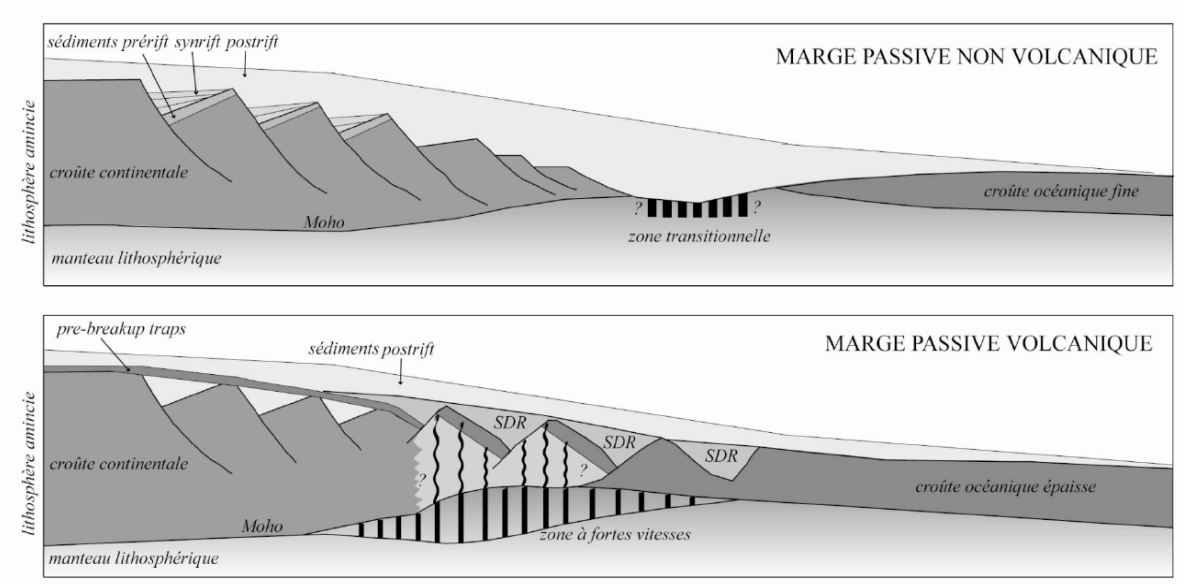


Figure 1.8: Schéma des SDR (modifié par Peron-Pinvidic d'après Geoffroy 2005). Sur cette coupe schématique est présentée l'évolution de la TOC depuis la croûte continentale non-étirée (gauche) jusqu'à la création de croûte océanique (droite) pour une marge passive volcanique (bas) et non-volcanique (haut). La zone de transition (e.g. la TOC) est caractérisée par des failles normales dont le pendage est orienté vers l'océan dans les marges non volcaniques, et vers le continent pour les marges volcaniques. Cette orientation inhabituelle est expliquée par la présence d'un "soft point" sous-plaqué (la "*High Velicity Zone*"). Ce basculement est enregistré par le volcanisme pré- et syn-rift qui va produire les SDR, ces réflecteurs sismiques à pendage *vers* l'océan.

qui se mettent en place alors que la marge passive se développe, avec des blocs basculés à pendage vers le continent cette fois (Geoffroy et al. 2001), (Geoffroy 2005). Ils viendraient remplir l'espace créé lors du basculement des blocs, puis seraient à leur tour basculés, dans un système d'anticlinal en *roll-over*. L'apport magmatique se met en place grâce à un réseau filonien de dikes qui traversent la zone de transition. Dans ce modèle, la rotation des blocs se fait vers le continent à cause du sous-plaquage de matériel mantellique anormalement chaud au niveau de la zone de transition (Fig. 1.9) (Geoffroy, 2005).

En trois dimensions, il semble que les zones de fusion partielle du manteau soient corrélées aux zones les plus étirées. La combinaison de cette zone anormalement chaude (aussi appelée "point mou" rhéologique) pourrait correspondre au toit de petites cellules de convection mantellique, qui provoqueraient la fusion par décompression adiabatique. L'étirement régional provoquerait le fluage de ce point mou, entraînant ainsi la rotation des blocs.

Plusieurs types de données (sismiques et pétrologiques) indiquent que l'Afar n'est pas

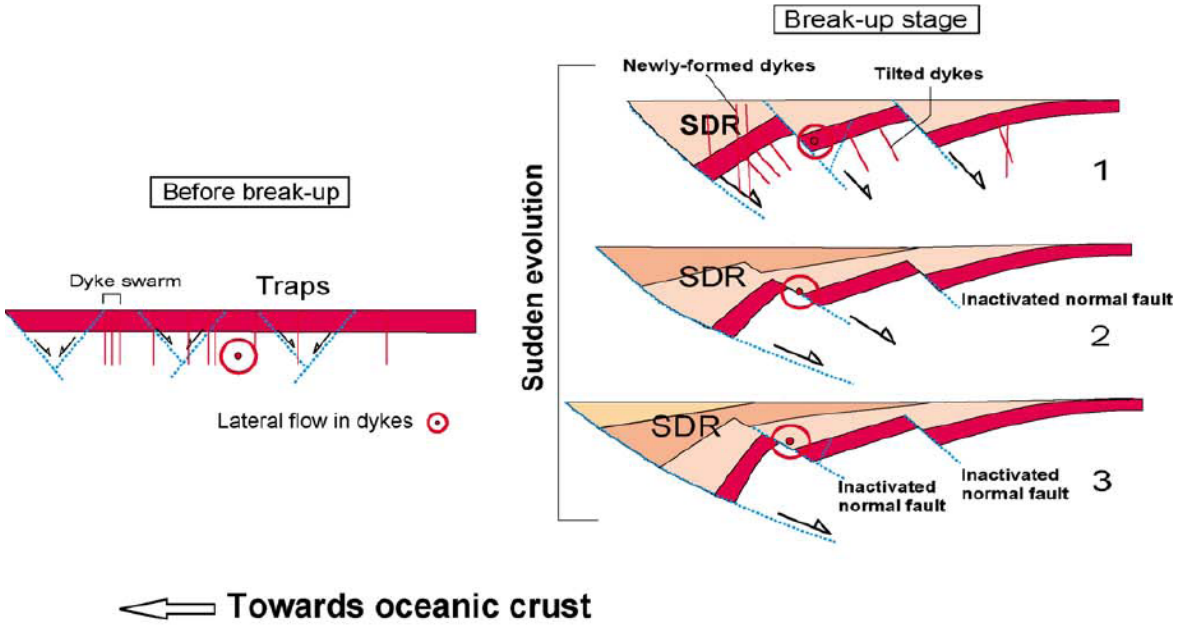


Figure 1.9: Modèle conceptuel proposé par Geoffroy (2005) pour expliquer la rotation de blocs basculés sous l'action d'un point mou rhéologique.

encore arrivé au stade de la rupture continentale proprement dite, mais plutôt à un stade proche de la TOC (cf. partie 1.2.2). Cette situation pose la question de savoir à quel stade exactement se trouve la dépression Afar et de savoir s'il est possible d'intégrer les segments de rifts magmatiques de l'Afar actuel dans ces modèles de TOC et de les lier aux SDR. Par extension, cela pose le problème plus général de comprendre la représentativité des phénomènes tecto-magmatiques enregistrés en Afar par rapport à ce qui est observable au niveau des rides océaniques matures: ont-ils le même impact morphologique et peut-on transposer les observations faites dans un domaine proche de la TOC à un domaine ayant déjà passé le stade de la rupture continentale?

1.1.3.2 Evolution en rides océaniques matures

Une fois que les segments de rift ont atteint un régime permanent d'accrétion et que l'océanisation est complète, les rides océaniques permettent de maintenir l'extension par le jeu d'interactions entre phénomènes tectoniques et magmatiques. Les rides se présentent sous la forme de segments discontinus de quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres de long, séparés par des failles transformantes. La plupart du temps, les terminaisons de segments correspondent à des hauts topographiques locaux, ce qui fait que la morphologie des rides évolue le long de l'axe.

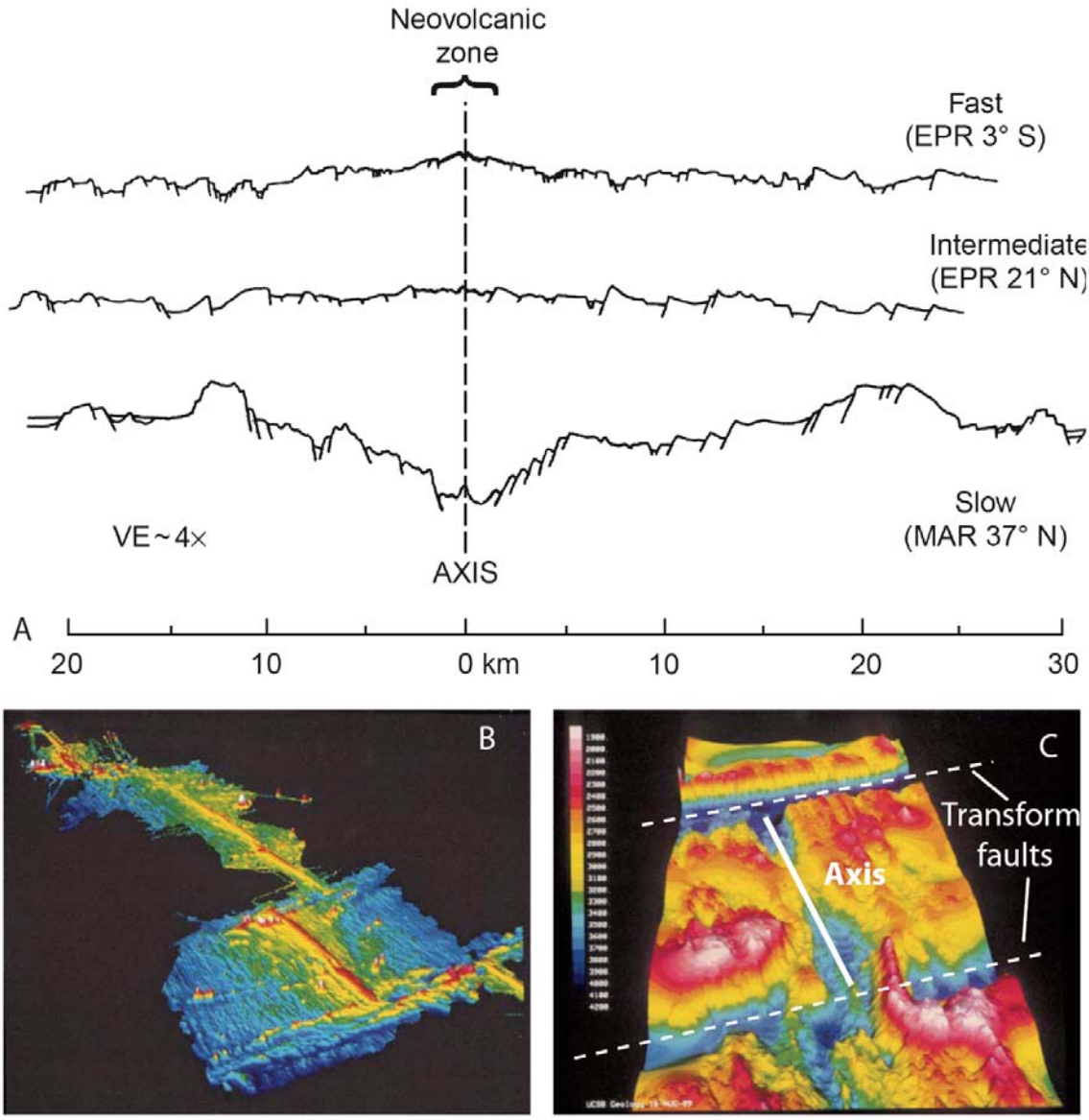


Figure 1.10: Comparaison des profils topographiques de rides médio-océaniques: rapide, intermédiaire et lente (A), et leur imagerie bathymétrique respective (B): EPR et (C): SWIR (Macdonald 2001). On remarque bien pour les rides rapides (telles que l'EPR - A-coupe du haut, et B) que la topographie axiale est élevée et étroite à l'axe des segments. A l'inverse, les rides lentes présentent des dépressions axiales bien développées (A-coupe du bas, et C).

La répartition spatiale des processus tectoniques et magmatiques qui ont lieu à l'axe et leur répétition au cours du temps produit différentes morphologies de rides.

On en distingue majoritairement deux types: les rides rapides et les rides lentes qui toutes deux s'organisent le long de segments de quelques dizaines de kilomètres de long, séparés par des failles transformantes. Le critère sur lequel repose la distinction de ces deux familles est leur vitesses d'extension: les rides lentes ont une vitesse d'extension inférieure à 85 mm/an (Macdonald 2001) alors que les rides rapides s'ouvrent à des vitesses supérieures à 85 mm/an.

Cependant, cette limite varie en fonction des auteurs: par exemple Standish and Sims (2010) définissent comme "rapides" des rides s'ouvrant à 55 mm/an (cf. Fig. 1.11).

La morphologie des rides rapides est caractérisée par une topographie axiale élevée et étroite avec en moyenne une élévation de plusieurs centaines de mètres sur 5 à 30 km de large (Macdonald 2001) - Fig. 1.10. Celle-ci est due à la présence à l'axe d'une colonne étroite de magma à faible profondeur. L'imagerie sismique a révélé la présence de lentilles de magma sur environ 60% de la longueur totale observée (Carbotte, 2005), à des profondeurs variant de 1 à 2 km. L'activité y est quasi continue, et quelques éruptions ont même été observées in situ dont une importante au niveau de la ride Juan de Fuca (Dziak et al. 1995; Chadwick et al. 2012; Dziak et al. 2012). C'est cette activité quasi-permanente des chambres magmatiques qui permet de soutenir une forte vitesse d'extension. Cette rapidité impacte à son tour fortement la vitesse de refroidissement de la croûte nouvellement formée. En s'écartant rapidement de l'axe, cette croûte se refroidit plus rapidement en surface, créant un gradient de température élevé entre la surface et la base de la croûte. Ce gradient de température entraîne un phénomène de contraction à l'échelle crustale, qui favorise l'apparition et le maintien de hauts topographiques (Shah and Buck 2001).

Les rides lentes, à l'inverse, présentent une forte subsidence thermique qui se traduit par l'apparition d'une vallée axiale profonde de 1 à 3 km (Carbotte and Macdonald 1994; Macdonald 2001) - Fig. 1.10 et 1.11 et pouvant faire plusieurs dizaines de kilomètres de large. Ici, le régime de refroidissement thermique de la croûte ne favorise pas l'apparition de hauts topographiques (Carbotte and Macdonald 1994). A la différence des rides rapides, les rides lentes ne semblent pas être alimentées par des lentilles de magma permanentes. Très peu ont été directement observées via des études sismiques, à l'exception de la ride des Reykjanes sur la Ride Médio-Atlantique (Sinha et al. 1997) et de l'Erta Alé (Pagli et al. 2012). Les apports en magma varient fortement dans le temps et l'espace (Cannat et al., 2003). Au niveau de la South West Indian Ridge (SWIR), des cycles magmato-tectoniques d'une durée de 400 ka ont été mis en évidence par (Mendel et al. 2003). Généralement l'activité volcanique est concentrée sur quelques kilomètres de large dans la vallée axiale (Macdonald 2001). Cependant une étude récente effectuée au niveau de la SWIR a montré que la répartition du volcanisme était hétérogène et complexe. Des datations effectuées par les techniques des séries de l'Uranium sur des laves issues de volcans en position hors-axe (e.g. à une distance de 3 à ~15 km de l'axe de la ride) ont révélé que les éruptions se

produisent parfois sur toute la largeur de la vallée axiale, et non pas sur une bande étroite de un à trois kilomètres de large (Standish and Sims 2010) - Fig. 1.11. Les auteurs proposent l'idée que ce volcanisme hors-axe soit le résultat de la propagation de magma le long de certaines failles normales. L'accrétion le long des rides ultra-lentes comme la SWIR pourrait donc ne pas être aussi focalisée que ce que prédisent les modèles actuels d'extension.

L'apport, la disponibilité et les volumes de magma jouent donc un rôle important dans

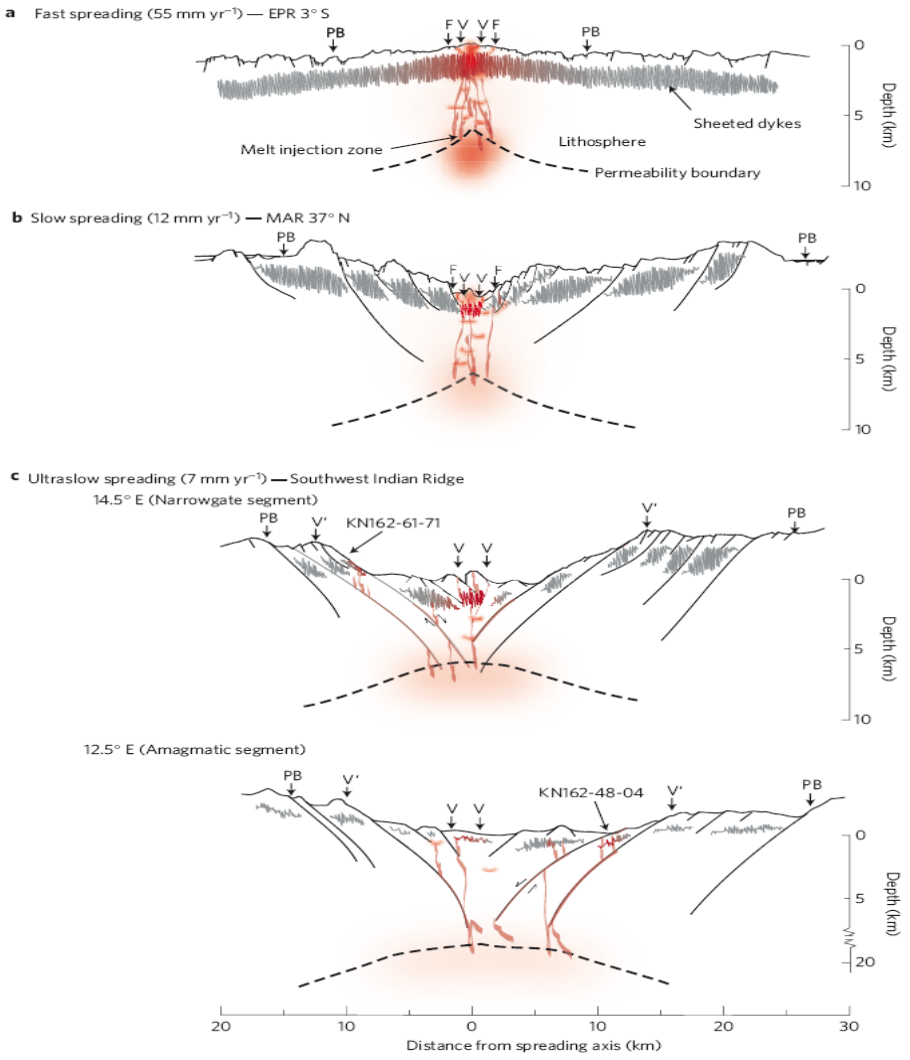


Figure 1.11: Comparaison de la morphologie des différents types de rides (Standish and Sims 2010). On note que les vallées axiales sont plus développées et plus larges au niveau des rides lentes. En revanche les zones néo-volcaniques ont tendance à rester focalisées le long de l'axe sur quelques kilomètres de large. Sur l'exemple de la SWIR qui est classée comme une ride ultra-lente (vitesse d'ouverture <10mm/an) on remarque que le volcanisme est plus homogène le long de la vallée axiale, sans doute grâce à la propagation du magma vers la surface via les failles normales bordières.

l'acquisition de la morphologie de rides matures. Cependant, du fait de la position sous-marine des rides, il est impossible de dater précisément l'acquisition de ces caractères morphologiques et donc de quantifier la contribution des différents processus qui en sont responsables. D'où l'intérêt d'étudier la morphologie d'un rift qui affleure à pied sec pour pouvoir dater les objets géomorphologiques représentatifs de l'histoire du rift et mieux comprendre des processus dont l'observation directe reste difficile. On s'intéresse notamment au rôle des différents réservoirs magmatiques présents le long d'un rift actif dans les processus d'extension.

1.2. La Province volcanique Ethiopienne et la dépression des Afars

La province des Afars en Ethiopie constitue un très bon analogue actif et émergé de la transition océan - continent (TOC). Cette région s'étend entre l'Ethiopie, l'Erythrée et la République de Djibouti, et marque la séparation entre les plaques somalienne, nubienne et arabe. C'est un point triple de type rift-rift-rift, où se rencontrent les rides océaniques de la Mer Rouge et du golf d'Aden, et la terminaison nord du rift Est Africain. Actuellement, la prolongation sud de la ride de la Mer Rouge se trouve au niveau des Afars, et se décompose en quatre segments, actifs depuis moins d'un million d'années et n'ayant pas encore atteint le stade de la rupture continentale. Il s'agit des segments de l'Erta Alé, du Tat'ale, de l'Alayta et du Dabbahu/Manda Hararo dont la taille et la morphologie se rapprochent de celles des rides océaniques lentes à intermédiaires. Cette deuxième partie détaille dans un premier temps l'histoire géologique globale de la région et les principaux évènements qui ont mené à la formation de cette dépression. La géologie du segment de Dabbahu / Manda Hararo sera détaillée dans la section suivante. La dernière section synthétise la crise de 2005-2010 qui a secoué la région et provoqué l'intérêt d'une communauté scientifique internationale, regroupant géologues et géophysiciens.

1.2.1 Histoire géologique

La dépression des Afars est une région aride couvrant approximativement 200 000 km^2. Elle est délimitée par un système complexe de grandes failles bordières et de zones étirées et

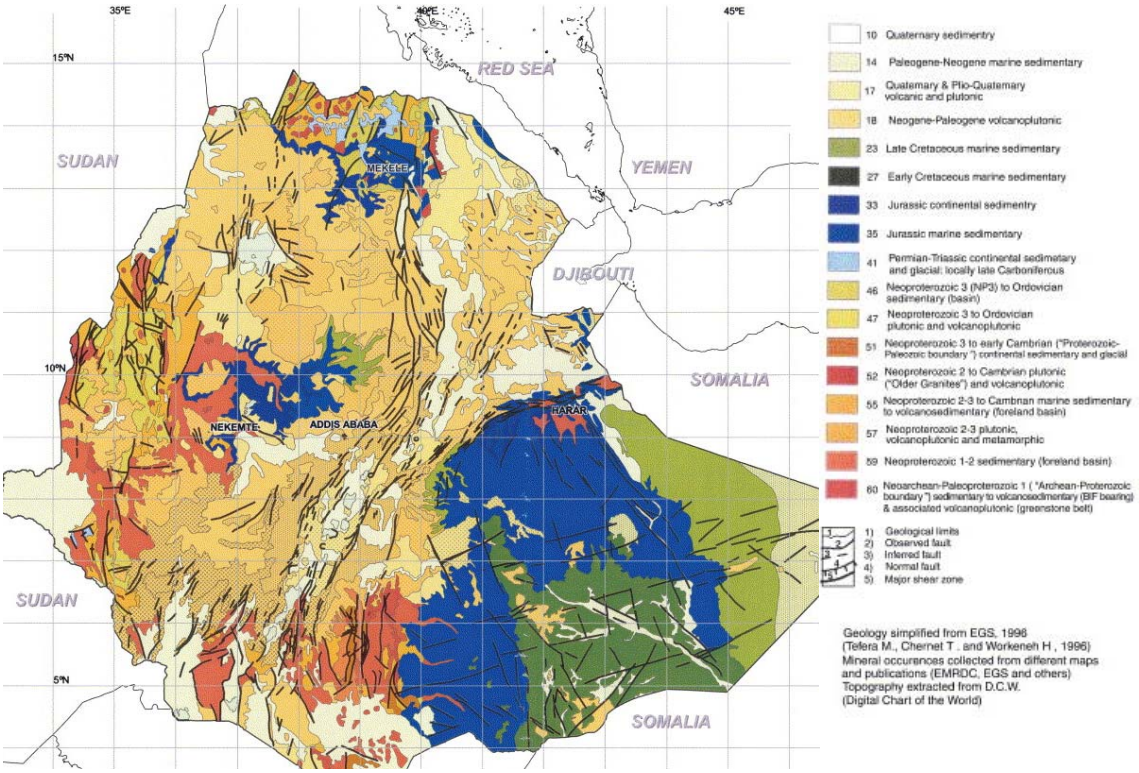
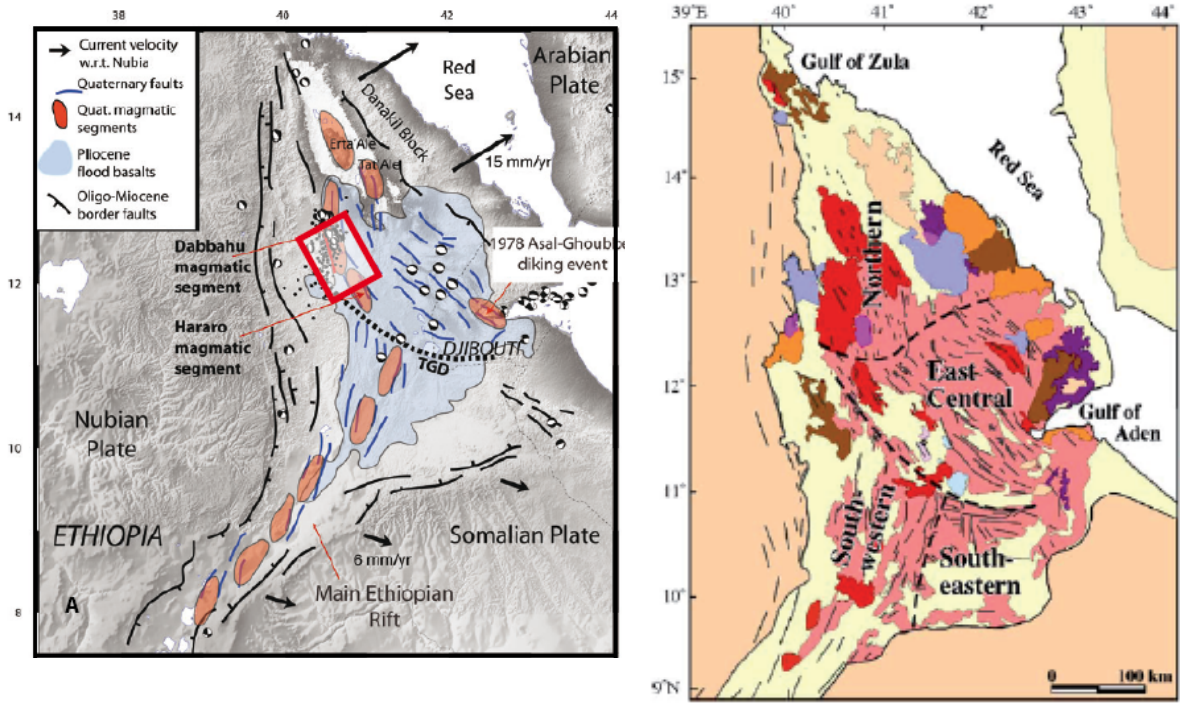


Figure 1.12: Carte géologique de l'Ethiopie

flexurées (Morton et Black, 1975 ; Wolfenden et al. 2005) qui forment les escarpements et les marges topographiques des plateaux Ethiopiens à l'Ouest et au Sud (Fig 1.12 et 1.13). La formation de la dépression Afar résulte successivement de l'amincissement de la lithosphère par l'interaction avec un panache mantellique d'origine profonde (Marty et al. 1996; Pik et al. 1999; Pik et al. 2006), puis d'une tectonique extensive intense qui a prolongé la phase de rifting continental jusqu'à une fragmentation presque complète.

L'arrivée du Panache Afar sous l'Ethiopie a eu lieu pendant la période Eocène-Oligocène Supérieur et a produit des épanchements basaltiques et rhyolitiques de type traps, qui forment actuellement les hauts plateaux éthiopiens et somaliens. L'ensemble des laves émises sur cette période forme une pile de 500 à 1500 m d'épaisseur en moyenne, qui localement peut atteindre les 3000 m comme au nord du plateau le long de la coupe Lima-Limo (Rochette et al. 1998; Kieffer et al. 2004). Le volume total de ces épanchements principalement basaltiques à été estimé à 350 000 km^3 (Mohr 1983; Mohr and Zanettin 1988)), mais a sûrement dû, avant érosion, représenter un volume bien plus important (jusqu'à 1 Millions de Km^3 d'après Rochette et al., (1998). Les taux éruptifs les plus importants pour le plateau NW-Ethiopien ont eu lieu entre 31 et 28 Ma (Baker et al., 1996;

Hofmann et al. 1997; Pik et al. 1998; Coulié et al. 2003), ce qui coïncide probablement avec l'arrivée du Panache Afar vers 30 Ma. La nature de la source mantellique à l'origine des traps éthiopiens est encore très discutée. Elle résulterait soit de la fusion de la lithosphère continentale associée à un ou plusieurs panaches mantelliques (Rooney et al. 2012), soit de la fusion seule de la tête du panache mantellique (Pik et al. 1999; Pik et al. 2006). Après ce pic d'extrusion magmatique, de larges volcans boucliers se sont mis en place entre 30 et 10 Ma sur le plateau. Ces édifices volcaniques dont la base fait entre 50 à 100 km de diamètre ont émis des laves tholéiitiques à alcalines, dont les caractéristiques chimiques des séries varient selon la localisation des volcans (Kieffer et al., 2004).



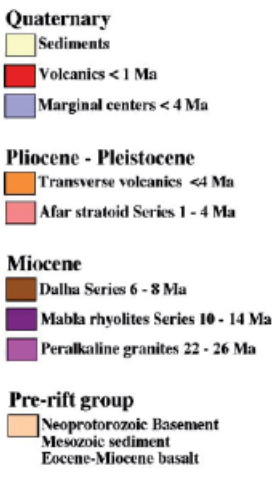


Figure 1.13: Gauche: Représentation des principaux segments de rift rencontrés en Afar: l'Erta Alé, le Tat'Ale le Manda Hararo, le Dabbahu (encadré rouge), TGD: Tandaho Graben. et l'Asal-Ghoubbet (Ebinger 2008). Les points noirs représentent la sismicité enregistrée au moment de la crise de 2005.

Droite: géologie de l'Afar

Cette période pré-rift d'épanchements basaltiques Oligocènes n'a pas connu d'extension. En revanche, l'arrivée du panache mantellique a sûrement fragilisé la lithosphère (érosion basale), favorisant la phase de rifting qui a suivi dès 25 Ma puis de façon plus intense entre 18 et 8 Ma pour la marge Sud de la Mer Rouge (Wolfenden et al. 2005). Le Main Ethiopian Rift, quant à lui s'ouvre à partir de 12-10 Ma (Wolfenden et al., 2004) et n'a que très minoritairement contrôlé l'évolution tectonique et topographique de la dépression Afar (Fig. 1.12 et 1.13). Celle-ci résulte principalement de l'extension de la marge topographique et tectonique Sud Mer Rouge et de son interaction dans sa partie sud avec la prolongation à terre de la ride du Golfe d'Aden (Manighetti et al. 1997; Audin et al. 2004; Kidane et al. 2003). Ce processus d'extension a été assez continu depuis le début du Miocène, mais la dépression Afar telle qu'on la connaît actuellement a probablement réellement commencé à exister lors de la phase d'amincissement lithosphérique principale juste avant la mise en place de la série basaltique Stratoïde (4-1 Ma, (Lahitte et al. 2003b)) qui en forme le plancher et qui a enregistré toutes les déformations tectoniques postérieures (Fig. 1.14). Les segments actifs de ces systèmes de rift se sont mis en place dans cette série Stratoïde qu'ils déchirent depuis moins d'un million d'années.

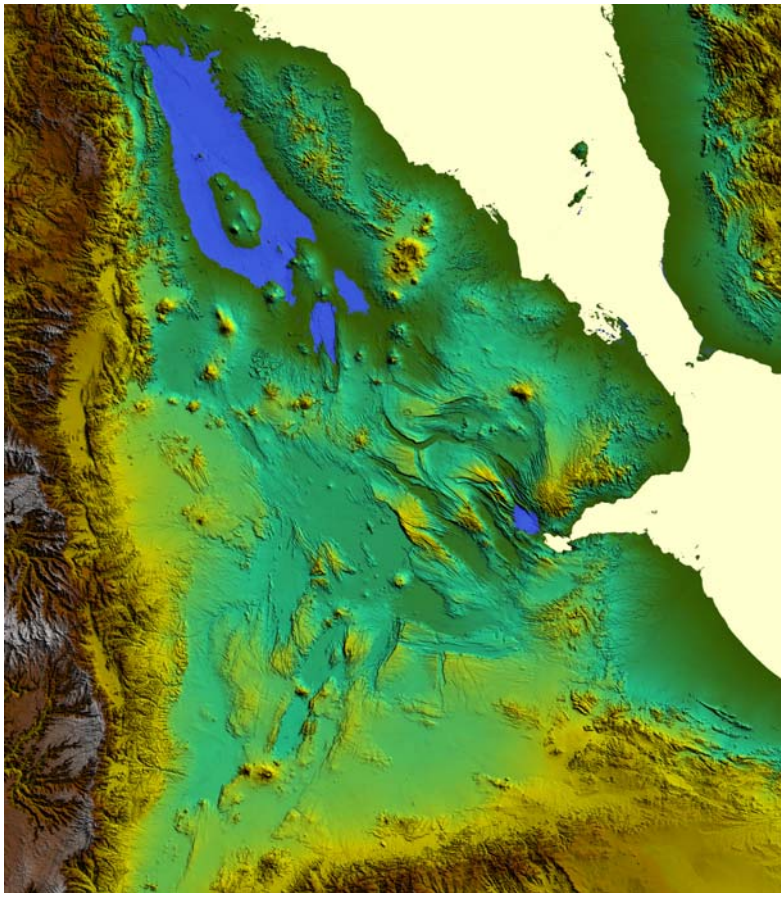


Figure 1.14: Topographie des Afar (élévation SRTM 3).
On note l'organisation complexe des segments de rift. Deux zones sont actuellement au-dessous du niveau de la mer: le segment de l'Erta Alé et le rift d'Asal.

Actuellement, en terme de cinétique l'ouverture, du Rift Ethiopien reste assez faible: environ 5 mm/an (Justin et al., 1994; Chu and Gordon 1999) le long de segments magmatiques de 10 km de large sur 40-80 km de long. La séparation de l'Arabie relative à la Nubie est plus rapide et estimée à environ 18 mm/an par les modèles de cinématique des plaques, et à 15 mm/an par les mesures GPS (Ruegg et al. 1999; Stamps et al. 2008).

1.2.2 Structure et nature de la croûte en Afar

L'analyse des vitesses des ondes sismiques qui traversent la Terre (tomographie sismique) permet d'apporter des contraintes sur l'état des milieux, notamment sur leur température, leur composition, leur état d'anisotropie et la présence ou non de liquide. Cette technique est basée principalement sur l'étude du temps d'arrivée des ondes P et S et de leur retard relatif par rapport à une surface de référence en profondeur. Les anomalies enregistrées par rapport au temps d'arrivée prévu par rapport à cette surface de référence permettent de localiser des zones de plus forte ou plus faible température. Les zones d'anomalies négatives - où la vitesse des ondes est plus faible - correspondent à des zones plus chaudes et moins conductrices.

L'Ethiopie a fait l'objet de plusieurs campagnes sismiques ces 40 dernières années. Les premières données gravimétriques ont été acquises dans les années 70 sur le Territoire Français des Afars et des Issas (T.F.A.I.) par l'Institut de Physique du Globe, et par plusieurs universités allemandes, conjointement avec l'université d'Addis Abeba (Makris and Ginzburg 1987). Depuis, de nouvelles données gravimétriques ont été acquises par le Geological Survey of Ethiopia entre 1994 et 2001 (Keir 2009; Hammond et al. 2011).

Sous les hauts plateaux éthiopiens l'épaisseur crustale peut atteindre jusqu'à 45km (Makris and Ginzburg, 1987), et le ratio Vp/Vs mesuré au niveau du plateau ouest est certainement dû au sous-placage des Continental Flood Basalts, qui peut représenter un volume très supérieur à ce qui a été émis en surface si l'on tient compte des cumulats associés (Ayalew et al. 2002). Le plateau sud-est est quant à lui plus représentatif d'une croûte continentale acide.

En Afar, l'épaisseur totale de croûte varie de 20 à 26 km au centre et au sud de l'Afar (Makris and Ginzburg, 1987) et de 15 à 16 km au niveau de l'Erta Alé.

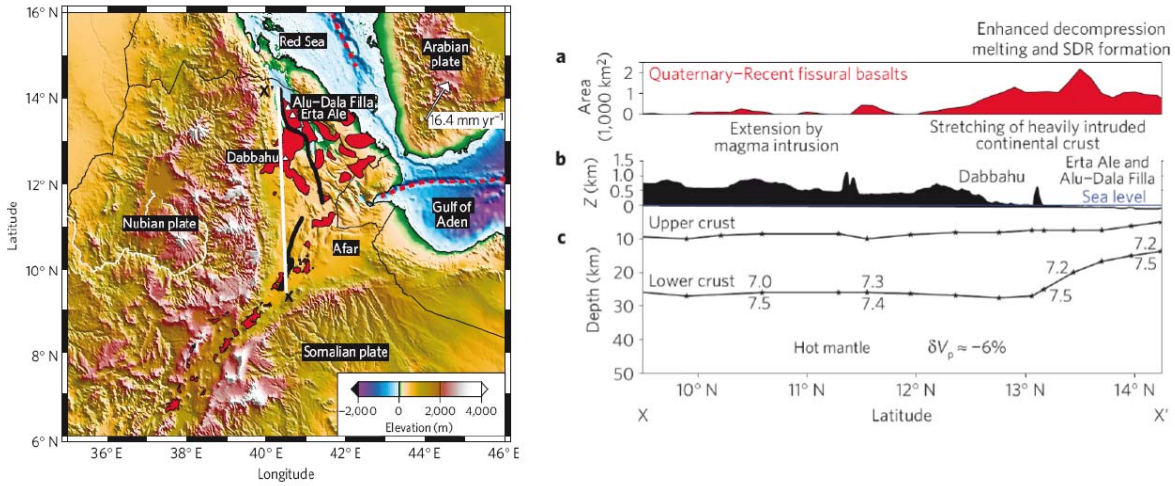


Figure 1.15: Topographie et bathymétrie de la Corne de l'Afrique (Gauche) et volcanisme en Ethiopie (Droite) (Bastow and Keir, 2011). Sur la figure de gauche, les lignes noires indiquent la position des lignes sismiques (utilisées pour contraindre l'épaisseur crustale sur la figure de droite), les triangles blancs indiquent la position des volcans, les zones rouges correspondent au volcanisme Quaternaire à actuel et la ligne blanche souligne le profil X-X' utilisé sur la figure de droite. Sur la figure de droite sont indiquées (a) les variations en volume du volcanisme Quaternaire à actuel exposé sur le profil X-X'; on remarque la forte augmentation du volcanisme vers le nord de l'Afar et l'anti-corrélation avec la topographie, (b) les épaisseurs crustales sont reportées en (c) à partir des vitesses sismiques; on note l'épaisseur quasi-constante de la croûte supérieure et le soudain amincissement vers le nord de l'Afar, qui coïncide avec le pic de volcanisme Quaternaire et les altitudes les plus basses de la région.

De récentes études (Bastow I.D. and Keir 2011; Keir et al. 2011b) ont mis en évidence que ce net amincissement au nord des Afars, était accompagné de forts volumes basaltiques émis depuis le Quaternaire (Fig. 1.15). Cet amincissement est maximal au niveau de l'Erta Alé où la croûte ne fait plus qu'une quinzaine de kilomètres. A l'inverse, de 9° à 13°N (Fig. 1.15) l'épaisseur crustale reste à peu près constante. L'amincissement brutal observé ne pouvant être expliqué par une accélération des taux d'extension (calculés constants depuis environ 13Ma (ArRajehi et al. 2010), les auteurs proposent que l'étirement est la conséquence d'une phase récente de décompression sous la région. Cette hypothèse permet d'expliquer l'anti-corrélation entre volumes extrudés et amincissement crustal (Fig. 1.15). Ces observations montrent que les variations de l'intensité du magmatisme pendant la rupture continentale sont principalement contrôlées par les variations de la structure thermique de la plaque étirée.

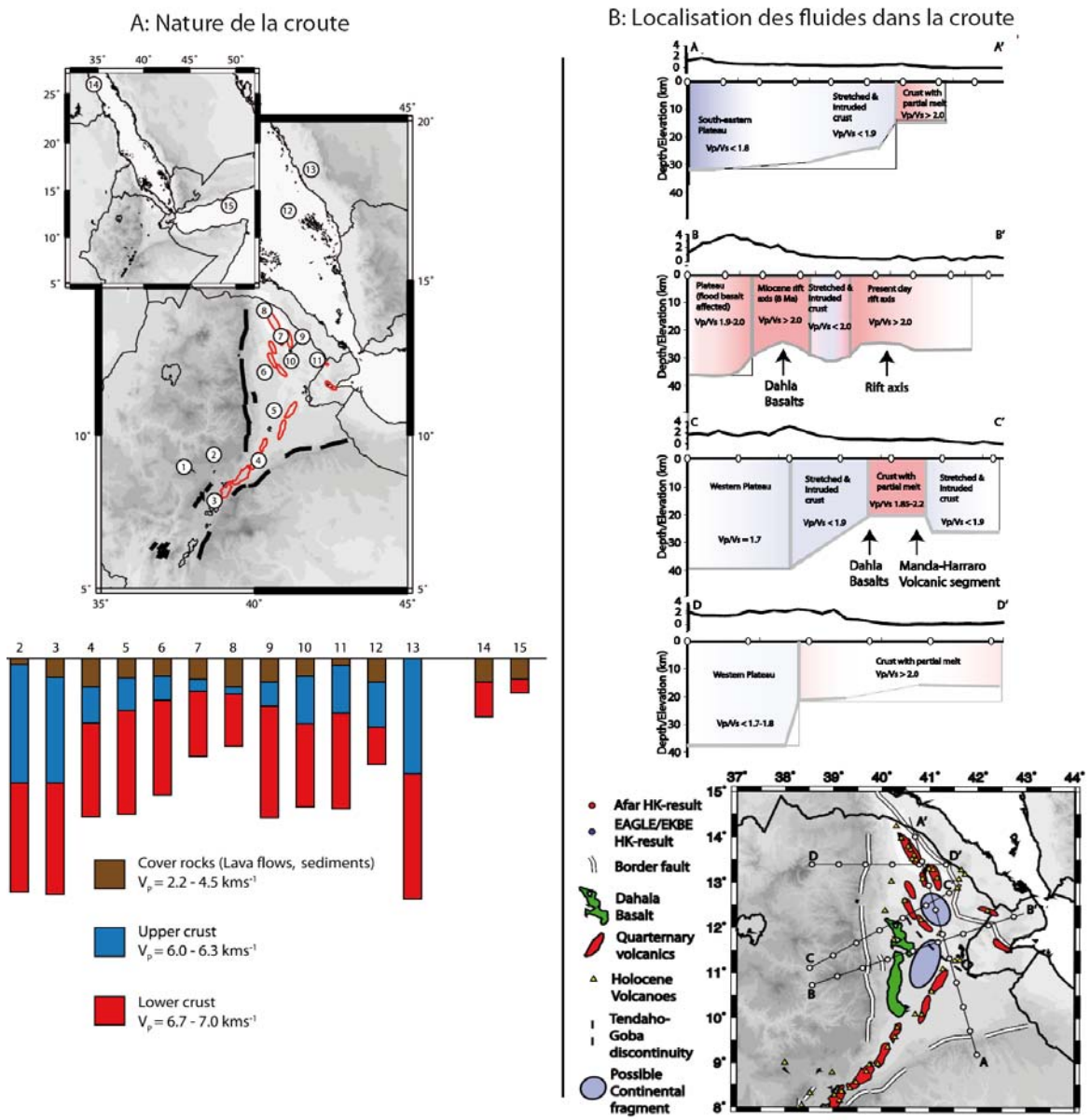


Figure 1.16: Mise en évidence de la présence de fluides dans la croûte sous l'Afar (Hammond et al., 2011).
A: compilation des données montrant l'amincissement crustal en Afar en fonction des vitesses sismiques (noter que la croûte inférieure garde une épaisseur quasi-constante). B: l'analyse des ratios Vp/Vs le long de transects entre la marge éthiopienne et l'Afar (les transects sont marqués sur la carte du bas) montre la présence de fluides (en rouge) au niveau des segments actifs de rift.

La nature de la croûte au niveau des Afars peut être modélisée en un modèle à trois couches: une couverture sédimentaire (composée principalement de sédiments et de roches volcaniques), la croûte supérieure et la croûte inférieure (Makris and Ginzburg 1987; Hammond et al. 2011) - Fig. 1.16A) dont les caractéristiques sont établies sur la base des ratios de vitesse Vp/Vs des ondes sismiques P et S. Les ratios de vitesse varient en fonction de nombreux paramètres comme l'épaisseur de la couche traversée (une croûte fine sera

caractérisée par un fort ratio Vp/Vs tandis qu'une croûte épaisse aura un ratio plus faible), de la minéralogie traversée et de la présence ou non de fluides. En Afar, les vitesses observées ne peuvent être expliquées que par la présence de zones de fusion partielle sur toute la hauteur de la croûte au niveau de l'axe des segments de rift (Fig. 1.16).

Ces observations soulignent, soit l'importance des processus de diking, soit la présence d'un sous placage massif lors de la différentiation des produits émis lors de pics de production de magmas, comme celui de la Stratoide par exemple. Il est donc essentiel de comprendre l'évolution au cours du temps de la partition entre phases d'intrusion magmatique et d'étirement, et leurs conséquences sur la rhéologie des plaques, pour comprendre la construction de la TOC.

1.2.3 Morphologie des segments de rifts en Afar

Actuellement, les segments de rift en Afar sont caractérisés par des zones axiales densément disséquées par des failles normales, présentant une sismicité peu profonde (Keir et al., 2009; Ebinger et al. 2010) et souvent associées à un volcanisme basaltique fissural. L'enregistrement des épisodes de rifting observés en 2005-2010 au niveau du segment de Dabbahu, en 1978-1979 au niveau du rift d'Asal (Abdallah et al. 1979) et au Krafla en Islande en 1975-1984 (Björnsson et al. 1979; Sigmundsson 2006) suggère fortement que l'activité fissurale et tectonique est soutenue à l'axe des segments de rift par des injections de dikes. De telles injections seraient en partie contrôlées par la distribution des centres magmatiques le long de l'axe (Grandin et al., 2009). La présence de centres volcaniques différenciés à l'axe (Barberi et al. 1972; Lahitte et al. 2003a) distingue ces segments de ceux des rides océaniques. En effet, ces centres acides sont sûrement les témoins de la non maturité des segments et du caractère discret de la vie des réservoirs magmatiques sous l'Afar qui finissent par se différencier. La présence de tels centres différenciés a également été mise en évidence au niveau de certaines rides océaniques, telle que l'East Pacific Rise (Wanless et al., 2011; Wanless and Shaw, 2012).

On note que les segments de rift d'Afar présentent déjà certaines caractéristiques morphologiques propres aux rides océaniques: le segment de l'Erta Alé est par exemple suffisamment alimenté en magma à la surface pour créer une morphologie positive qui efface

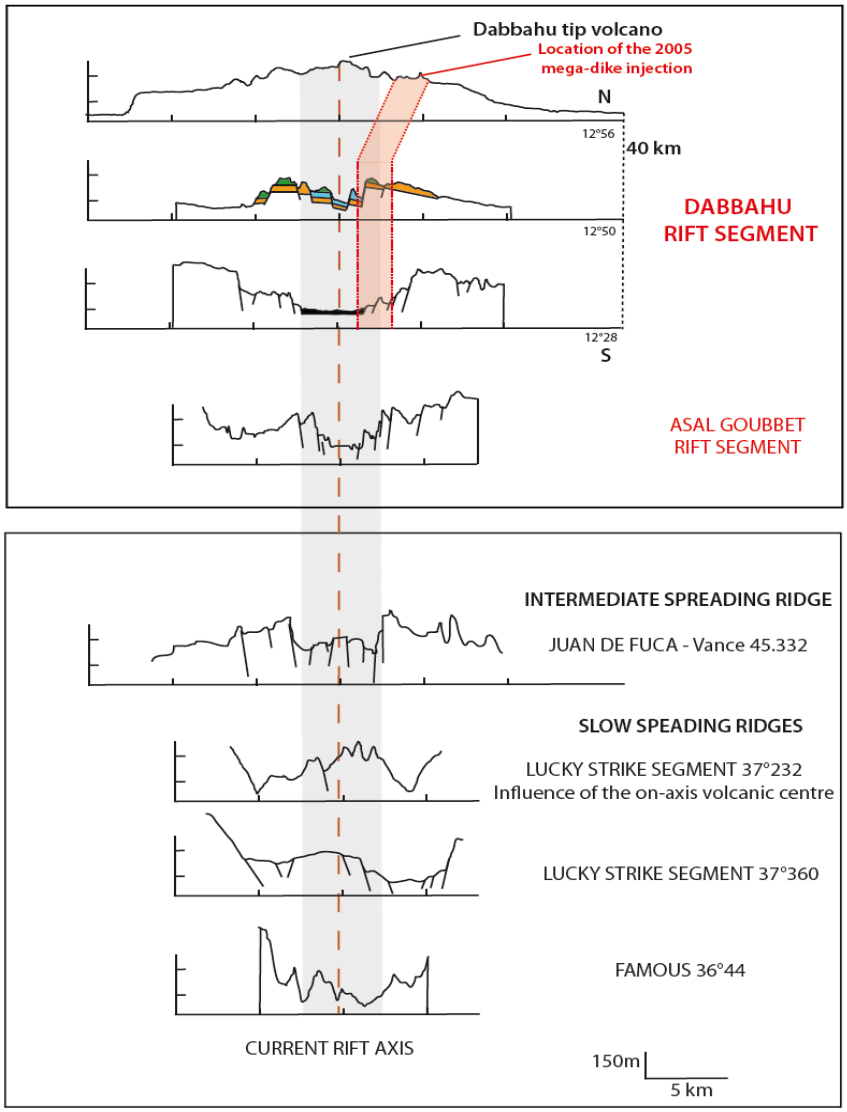


Figure 1.17: Comparaison des morphologies des segments d'Afar (Dabbahu, Erta Alé et Asal Goubbet) avec les rides océaniques lentes à intermédiaires. On note que la présence soutenue de magma au niveau de l'Erta Alé (soulignée par le lac de lave permanent) est associée à une morphologie proche de celle des rides rapides, tandis que l'Asal, à l'inverse amagmatique ou presque, présente des grabens de 200-400 mètres de profondeur. Le segment de Dabbahu quant à lui présente une morphologie intermédiaire Tiré de (Macdonald 2001) pour les morphologies de rides lentes, et (Phillips et al. 2001; Singh et al. 2006) pour Lucky Strike.

rapidement l'activité tectonique (failles presque invisibles) ce qui tend à le faire ressembler à une ride rapide. A l'inverse, le rift d'Asal-Goubbet présente un volcanisme plus modéré et le jeu des failles s'est développé de façon beaucoup plus prononcée, jusqu'à produire des vallées axiales très profondes de 200 à 400 mètres (Fig. 1.17). Sa dernière activité enregistrée date de 1978, lors de l'éruption de l'Ardoukôba. Cette morphologie tend à le faire ressembler d'avantage à une ride lente. Pourtant, en Afar la vitesse d'extension horizontale entre les

différents segments varie peu, et de façon surprenante, entre les segments de l'Erta Ale et de l'Assal c'est ce dernier qui montre les valeurs les d'extension les plus élevées (McClusky et al. 2010) - Fig. 1.18. Dans le système océanique, les vitesses d'extension reflètent directement au premier ordre une différence de production de magma par fusion du manteau sous la ride, mais aussi une certaine organisation du système magmatique en profondeur qui contrôle la migration vers la surface et le rapport piégé/émis en surface. Ici, malgré des vitesses qui rattacheraient l'Afar à un système de rides lentes, on voit que l'apport magmatique et l'activité tectonique apparents ne sont pas directement corrélés aux systèmes de ride matures.

Afin de mieux comprendre les interactions entre tectonique et magmatisme et leur impact sur la morphologie des rifts, nous avons choisi de nous focaliser sur le segment de

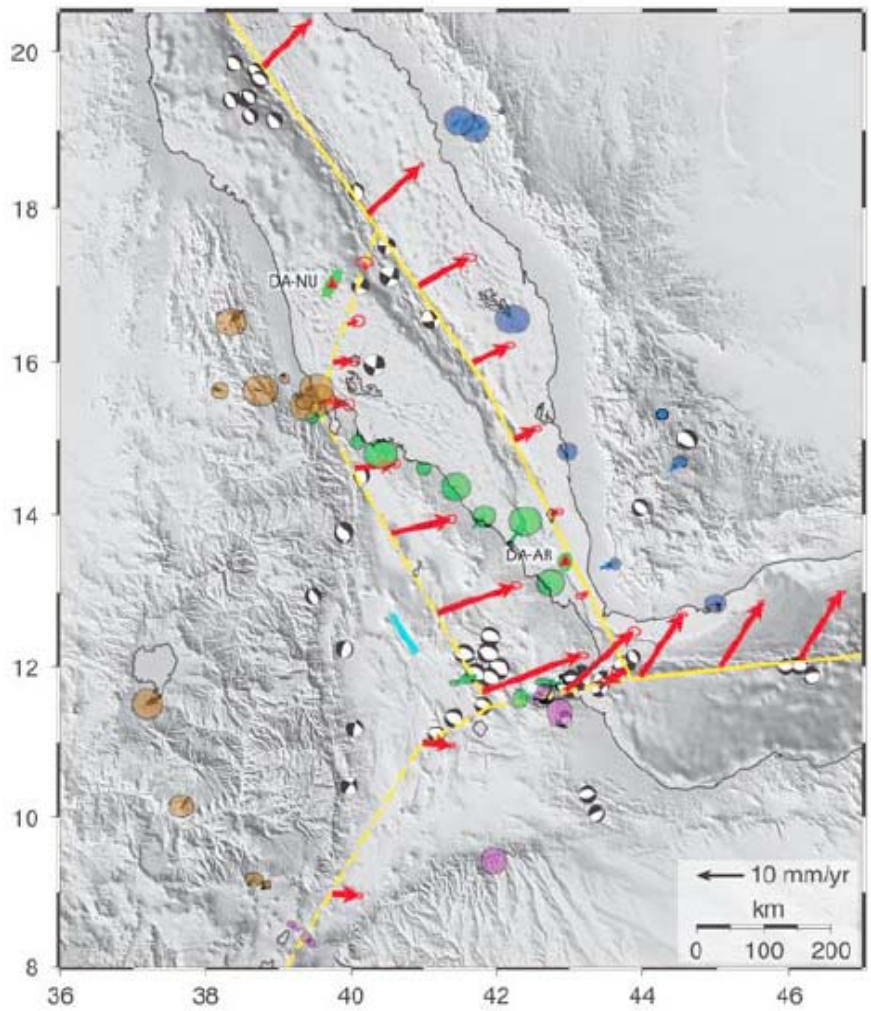


Figure 1.18: Vecteurs vitesse des rides de la Mer Rouge et de l'Aden par rapport à l'Arabie. (McClusky et al. 2010). Les flèches rouges indiquent les vecteurs vitesse des différentes plaques. Les cercles de couleur correspondent aux vitesses GPS résiduelles des plaques (vert: Danakil, violet: Somalie, marron Ethiopie, bleu: Arabie) après le calcul du modèle de vitesse.

Dabbahu qui présente une morphologie intermédiaire: une dépression d'une centaine de mètres à peine, du volcanisme récent à l'affleurement à l'axe, et un volcan bouclier en terminaison de segment, suggérant la présence d'au moins deux réservoirs principaux. La morphologie de ce segment évolue du nord au sud, depuis l'influence du volcan terminal jusqu'à la formation d'une dépression bien marquée. Ce segment présente donc l'opportunité de suivre l'évolution de la morphologie d'un rift, en effectuant des transects à différents niveaux: au niveau du volcan terminal d'une part, puis plus au sud au centre du segment où l'activité magmatique est plus soutenue. L'idée est d'évaluer l'importance de l'organisation du système magmatique sous les segments, en tenant compte notamment du nombre, de la taille et de la répartition spatiale et temporelle des réservoirs le long d'un segment.

1.2.4 Le segment de Dabbahu

1.2.4.1 Morphologie de rift et complexes volcaniques associés au segment de Dabbahu/Manda Hararo.

Le segment actif de Dabbahu/Manda Hararo s'étend depuis le stratovolcan de Dabbahu à son extrémité nord, et jusqu'à la plaine de Semara (Varet 1978) à l'extrême sud. C'est une structure d'une centaine de kilomètres de long pour une vingtaine de large. Le segment de Dabbahu/Manda Hararo se découpe en deux sous-parties: Nord et Sud (Fig. 1.19)

- *le Manda / Hararo sud*

Les plus vieilles coulées du segment du Manda Hararo ont été datées des séries médianes et supérieures de la Stratoïde (Varet et al., 1978). Elles affleurent désormais sur les bordures externes de l'axe (en vert sur la carte - Fig. 1.19). Les failles sont régulières et aucun cône éruptif n'affleure. A l'inverse, l'axe "récent" du segment (en bleu sur la carte de Varet) a préservé de nombreux témoins de l'activité éruptive: de nombreux cônes éruptifs quaternaires, de volcans boucliers, de calderas et de fissures éruptives sont alignés suivant une direction NO-SE. L'activité volcanique à l'axe est clairement fissurale et Quaternaire, datée à environ 30 ka (Kidane et al. 2003; Lahitte et al. 2003b). A l'axe, le jeu entre volcanisme et tectonique est bien visible, avec certaines coulées disséquées par des failles normales, tandis que l'emplacement des autres est clairement contrôlé par la présence des failles préexistantes. Les rejets moyens de ces failles est de quelques dizaines de mètres au maximum.

- *le segment de Dabbahu*

La zone de transition avec la zone Nord est marquée par un "saut" vers l'ouest d'une dizaine de kilomètres au niveau du complexe de l'Ado-Alé. L'ensemble du segment est caractérisé par un plancher basaltique fissural disséqué par un système de failles normales d'orientation globale NNO-SSE au nord du segment, et NO-SE au sud. Les failles présentent des rejets verticaux d'une cinquantaine de mètres, dépassant rarement les 65m. La morphologie du segment de Manda Hararo Nord évolue fortement du nord au sud, en fonction des complexes volcaniques traversés par le rift (Fig. 1.19 et 1.20). Une nette différence d'orientation du système de failles s'observe au niveau de la traversée du complexe volcanique de l'Ado Alé Gommoyta: le système, orienté comme le Manda Hararo Sud en NO-SE s'oriente brutalement vers le volcan Dabbahu selon une direction NNO-SSE. Cette transition s'effectue au nord de la caldera de Wali. Au-delà du volcan de Dabbahu, un nouveau segment prend le relai de l'extension: le segment de l'Alayta. Notre étude ne portant

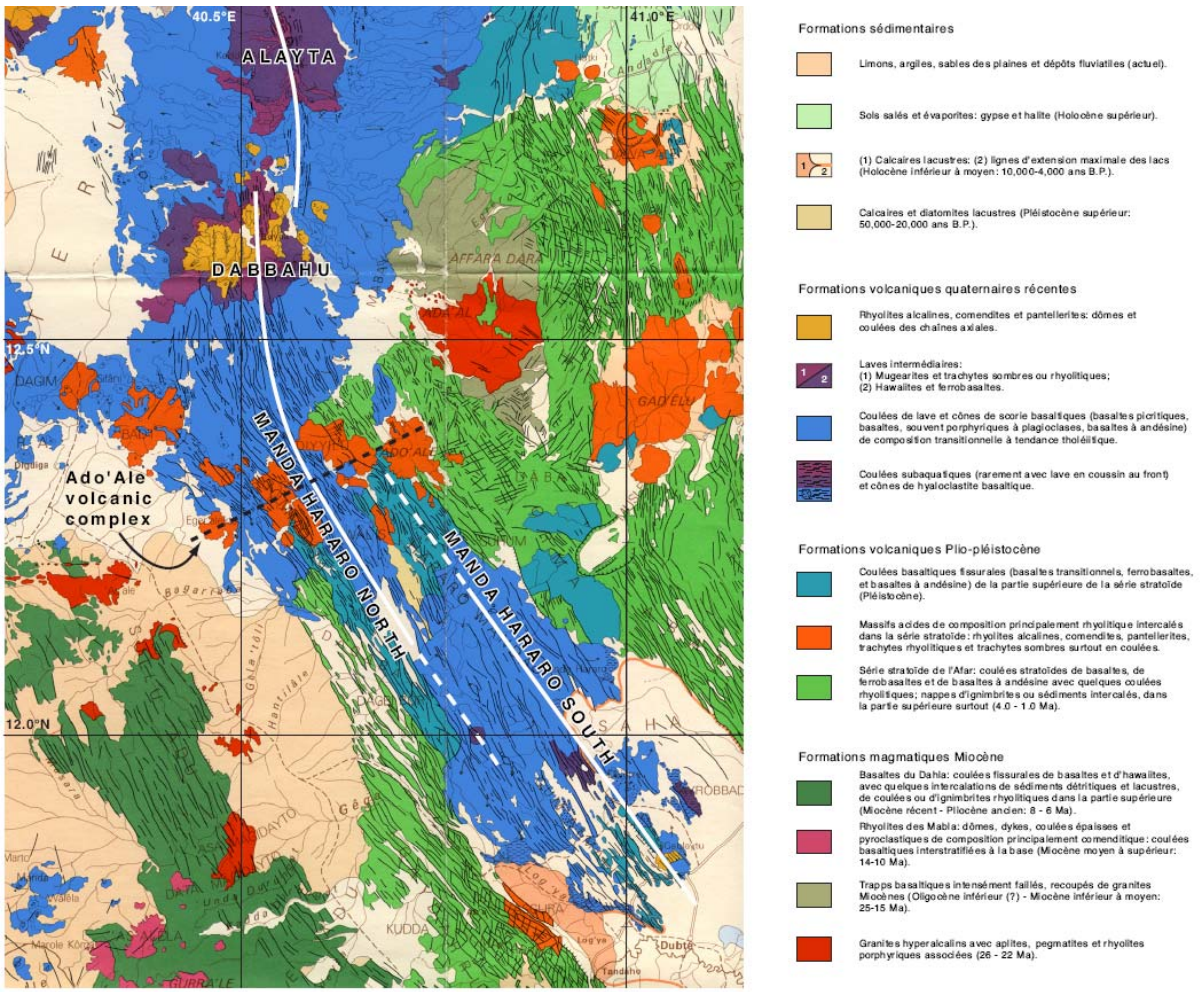


Figure 1.19: Cartographie régionale du segment de Dabbahu établie par (Varet 1978) modifiée par Grandin (travaux de thèse). Les lignes indiquent les axes des différents segments de rift de l'Afar Septentrional.

que sur la région du Manda Hararo Nord, nous le désignerons sous le terme de rift de Dabbahu.

Le segment de Dabbahu dans sa moitié nord est entouré de pas moins de quatre centres magmatiques distincts (Fig. 1.20). Le complexe volcanique de l'Ado'Alé/Gommoyta, hautement faillé et localisé au centre de la région, forme une chaîne topographique.

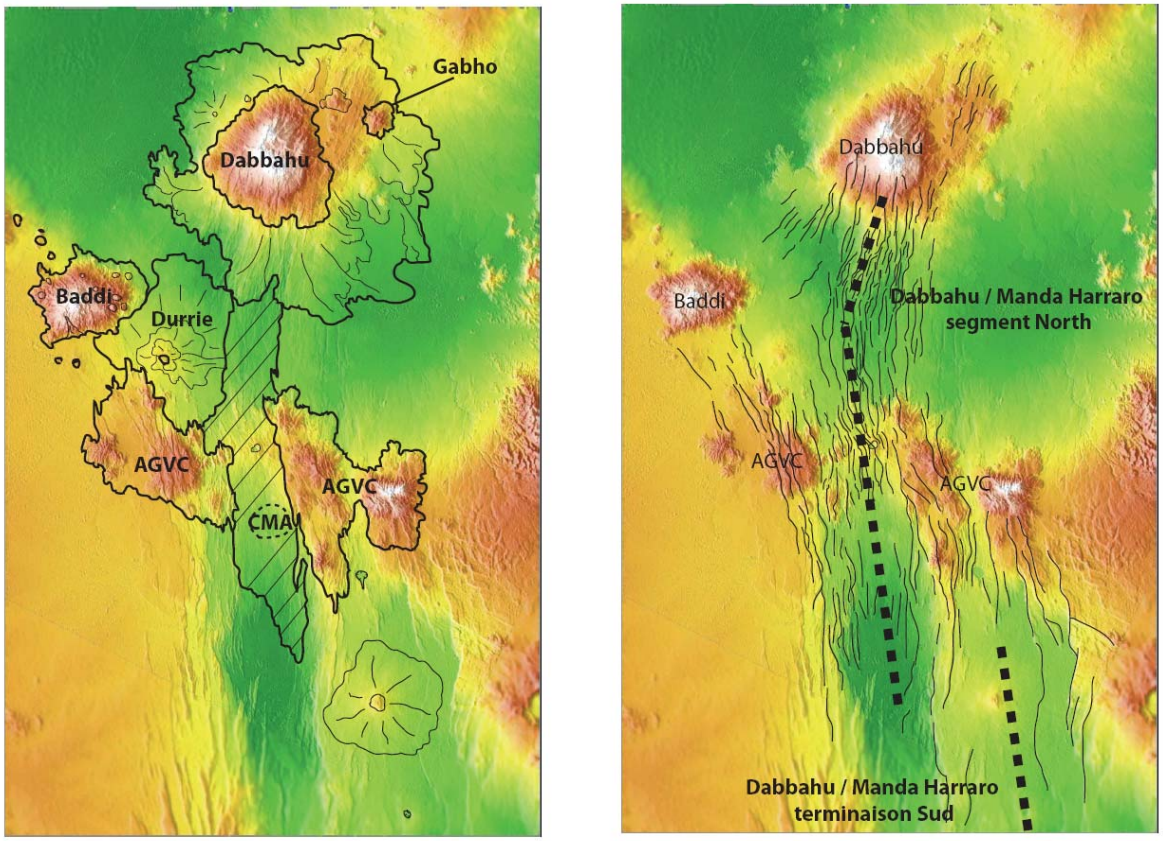


Figure 1.20: Topographie et morphologie du segment de Dabbahu / Manda Hararo dans sa partie nord. La figure de gauche représente les différents complexes magmatiques à l'affleurement. On distingue les 5 complexes suivants: le Dabbahu au nord, ainsi que le volcan Gabho, sur son flanc Est; le volcan hors-axe Badi, parsemé de cônes monogéniques; l'ancien complexe volcanique de l'Ado'Alé Gommoyta (AGVC); le volcan Durrié, situé entre Badi et l'axe du rift et enfin la chambre magmatique axiale (CMA). La figure de droite montre les principales failles qui arment le segment de rift. On note un changement clair dans l'orientation des failles entre la CMA et Dabbahu. De même, il existe deux familles de failles orientées vers Badi: une première faisant la connexion avec le complexe de l'Ado'Alé, et la seconde marquant la connexion avec le Dabbahu. L'analyse du MNT montre d'ores et déjà que la zone du volcan Durrié est très peu faillée, suggérant une remise à zéro de la topographie.

Figure 1.21: Photos des différents complexes magmatiques affleurant sur le segment de Dabbahu.

Il constitue un ancien complexe rhyolitique entrecoupé de massifs d'obsidienne (Fig. 1.21). Il est traversé en son centre par la dépression axiale du rift de Dabbahu, qui a depuis recouvert la base du massif par de nouvelles coulées de laves basaltiques. Ces laves sont issues d'une caldera sommitale, ce qui suggère une certaine stabilité sur le long terme de l'alimentation en magma du système. A notre connaissance, aucune donnée géochimique ou pétrologique n'existe pour ce complexe volcanique.

A l'ouest, le Badi est un volcan dont l'activité a été principalement rhyolitique: il est composé de cônes monogéniques et de l'accumulation de coulées issues de ces cônes (Fig. 1.21). La base rhyolitique de Badi a été datée de 290 ±- 4 ka (Lahitte et al., 2003). Il est fort probable que cette activité soit synchrone de l'activité du complexe de l'Ado'Alé-Gommoyta. Bien que la majorité de Badi soit constituée de produits acides, quelques coulées récentes sont de nature basaltique. Ce volcan se situe hors axe par rapport au segment de Dabbahu. De plus, il occupe une position particulière au niveau de la marge car il est situé juste en bordure. C'est également la terminaison d'un alignement E-O de cônes volcanique qui remonte

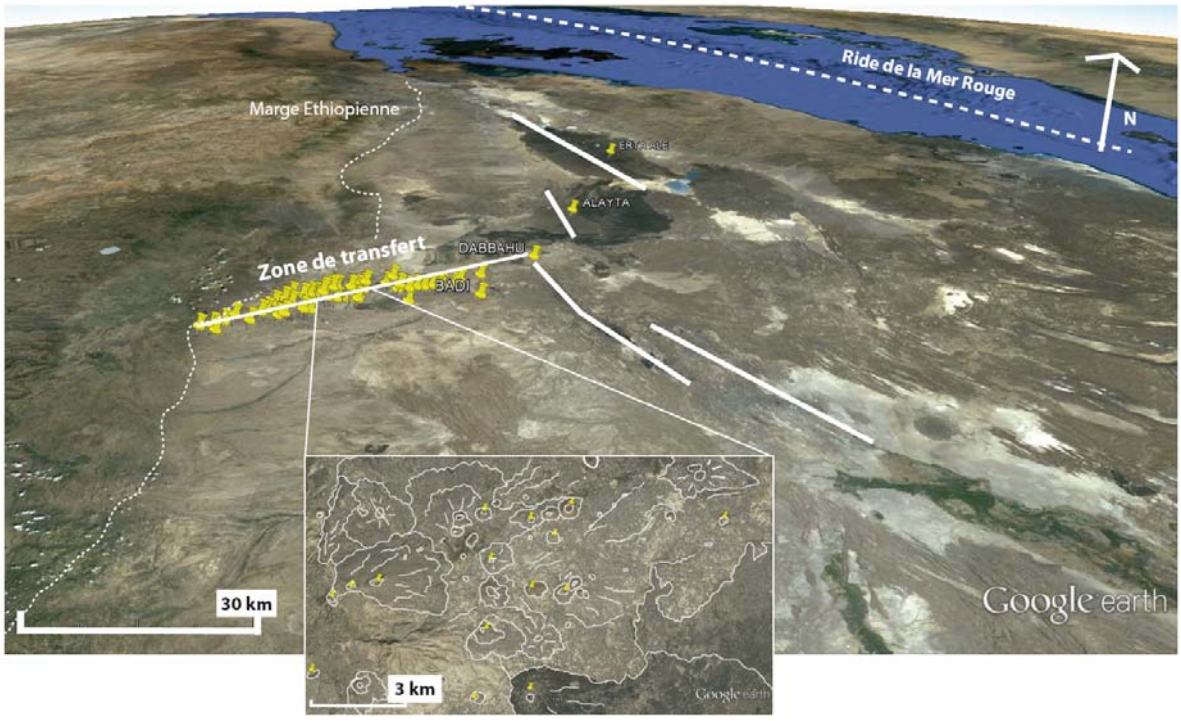


Figure 1.22: visualisation de la zone du volcanisme transforme sous Google Earth. Les traits blancs imagent les différents segments de rift de l'Erta Alé, de l'Alayta, du Dabbahu et du Manda Hararo (du nord au sud). Les signets jaunes pointent de façon indistincte les cônes éruptifs, les fissures éruptives et les calderas d'effondrement. On note l'alignement de ces témoins d'un volcanisme intense le long d'une zone de transfert partant de la marge Ethiopienne et aboutissant au niveau du volcan de Dabbahu.

jusqu'à la marge éthiopienne (Fig. 1.22). Cet alignement souligne le tracé d'une zone de transfert qui sépare l'Afar nord de l'Afar sud, avec aussi présence de magmatisme de l'autre coté sur le bloc de Danakil.

La limite nord du segment est marquée par les volcans Dabbahu (aussi appelé Boïna par (Barberi et al. 1972) et Gabho, deux volcans différenciés dont les bases basiques s'étendent vers le sud au contact de la zone de rifting actif. Cette zone d'interaction à la limite du rift et du volcan Dabbahu a été particulièrement ciblée pour la recherche de marqueurs de la déformation dans la suite de cette étude. Les études menées par (Barberi et al. 1972) puis par (Field et al. 2013) sur le volcan de Dabbahu présentent un modèle de réservoir complexe (voir section ci-après). Du fait de la présence du volcan terminal Dabbahu, la topographie du segment évolue fortement du nord au sud (Fig. 1.17 et 1.20): l'extrémité nord culmine à 1400m d'altitude, alors que l'extrémité sud est à environ 360m.

Le système magmatique le plus actif actuellement est celui de la chambre magmatique axiale, en partie responsable de la crise tectono-volcanique de 2005-2010 (voir paragraphe ci-après).

1. 2.4.2 Détails de la géologie du segment et du volcan de Dabbahu

L'ensemble des complexes volcaniques présents au niveau du segment de Dabbahu a émis au cours de son histoire des laves de composition et morphologie différentes. La géologie du segment de Dabbahu a pour la première fois été décrite en 1974 par Barberi et son équipe, ce qui a mené à l'établissement d'une carte géologique de l'ensemble de la région (Varet et al., 1975) Fig. 1.19. Depuis, les études de Lorraine Field (travaux de thèse; (Field et al. 2013), David Ferguson (travaux de thèse et (Ferguson et al. 2010) et cette étude ont permis de compléter les données géochimiques et cartographiques.

Les lithologies présentes au niveau du segment de Dabbahu sont principalement des coulées de laves et des plaines sédimentaires. Les produits volcaniques présentent des compositions allant des basaltes aux pantellerites et des morphologies 'a'ā à pāhoehoe. Les sédiments sont d'origine éolienne ou lacustre (plaine de Teru), suite au dernier maximum glaciaire, pendant lequel une partie du rift se trouvait sous de grands lacs (Varet et al., 1978).

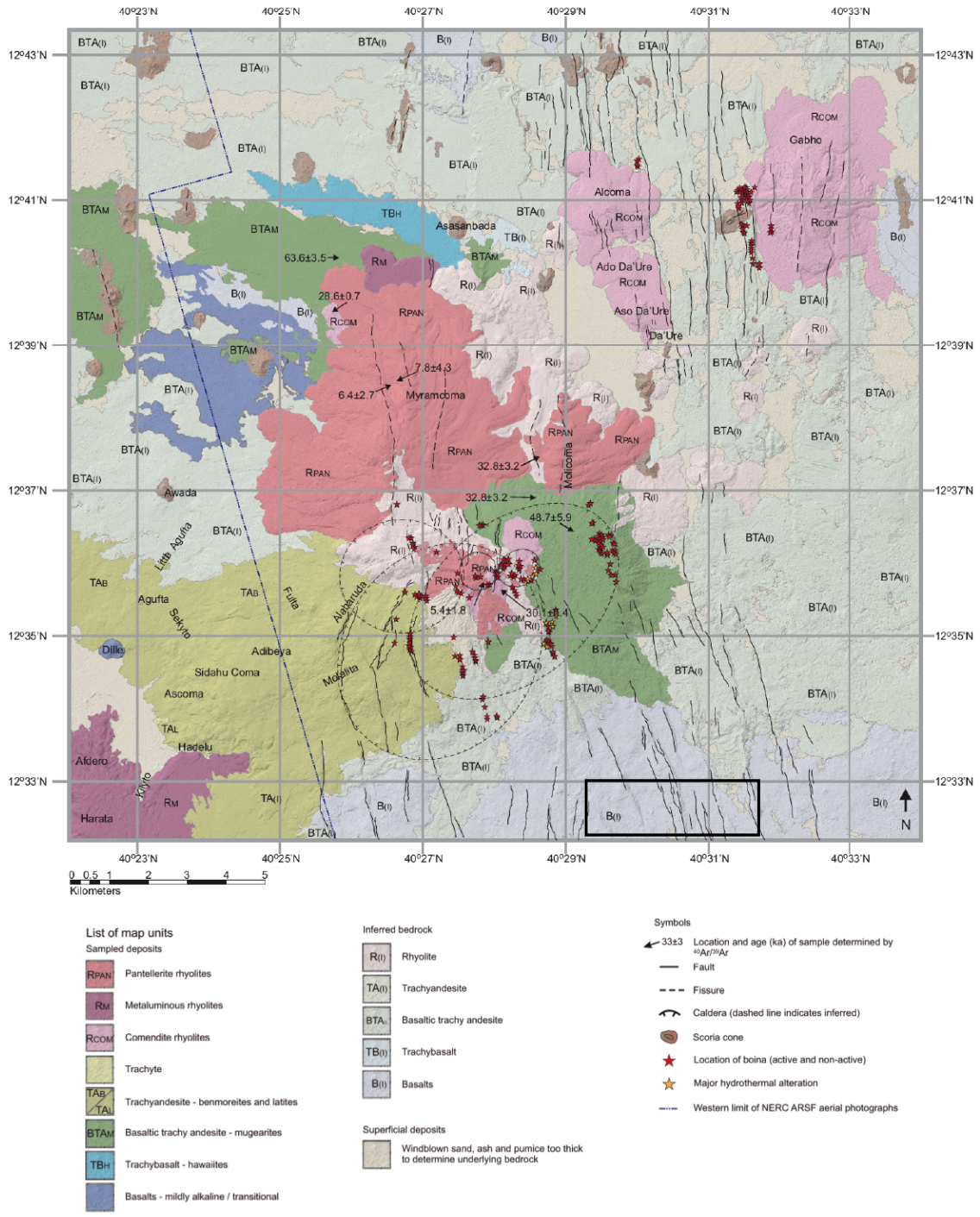


Figure 1.23: Cartographie du volcan de Dabbahu (Field et al., 2012b). Les pointillés correspondant à des ruptures de pente dans la topographie du volcan; leur forme ellipsoïdale suggère qu'il s'agit des limites d'anciennes calderas. Les unités basaltiques à trachy-basaltiques sont en bleu et n'affleurent qu'au nord de l'édifice sur la carte. L'édifice du Dabbahu est principalement composé de laves évoluées. Le carré noir localise notre zone d'étude (la zone nord), dont la cartographie sera détaillée dans les Chapitres 2 et 4.

Une carte géologique du segment de Dabbahu a récemment été publiée (Field et al., 2012), compilant plusieurs travaux de cartographie en collaboration avec l'équipe de Charlotte Vye-Brown au British Geological Survey d'Edimbourg: la cartographie de l'édifice volcanique du

Dabbahu a été réalisée par Lorraine Field durant sa thèse et la zone allant de Badi à l'axe a fait l'objet de cette étude et sera développée dans la section suivante.

- *Le Dabbahu*

L'analyse des laves du volcan de Dabbahu a fait l'objet de la thèse de Lorraine Field à l'université de Bristol (UK).

La cartographie de ce volcan (Fig. 1.23) montre que les derniers produits à l'affleurement au sommet sont majoritairement évolués et différenciés, alors que les produits basiques se concentrent à la base du volcan et vers l'axe du segment. De plus, la présence d'anciennes calderas a été mise en évidence par l'étude des variations de pente des flancs du volcan (voir ellipses sur la carte - Fig. 1.23), suggérant des phases d'activité explosive dans l'histoire du Dabbahu.

Les produits de Dabbahu, échantillonnés sur la partie sommitale et sur les flancs Nord, Est et Ouest montrent une séquence complète depuis les basaltes (45.6 wt% de silice - scorie basaltique) jusqu'aux commendites/pantellerites (max. 74'.0 wt% de silice) (Field et al. 2012) dans le diagramme (Na+K) vs. (SiO_2) (Fig. 1.24). D'un point de vue chimique, ces laves décrivent une série de transition alcaline-subalcaline (Field et al. 2012). La combinaison de datations Ar-Ar de certaines de ces laves et de la chronologie relative de leur emplacement (basée sur des travaux de cartographie et des observations de terrain) montre que les laves

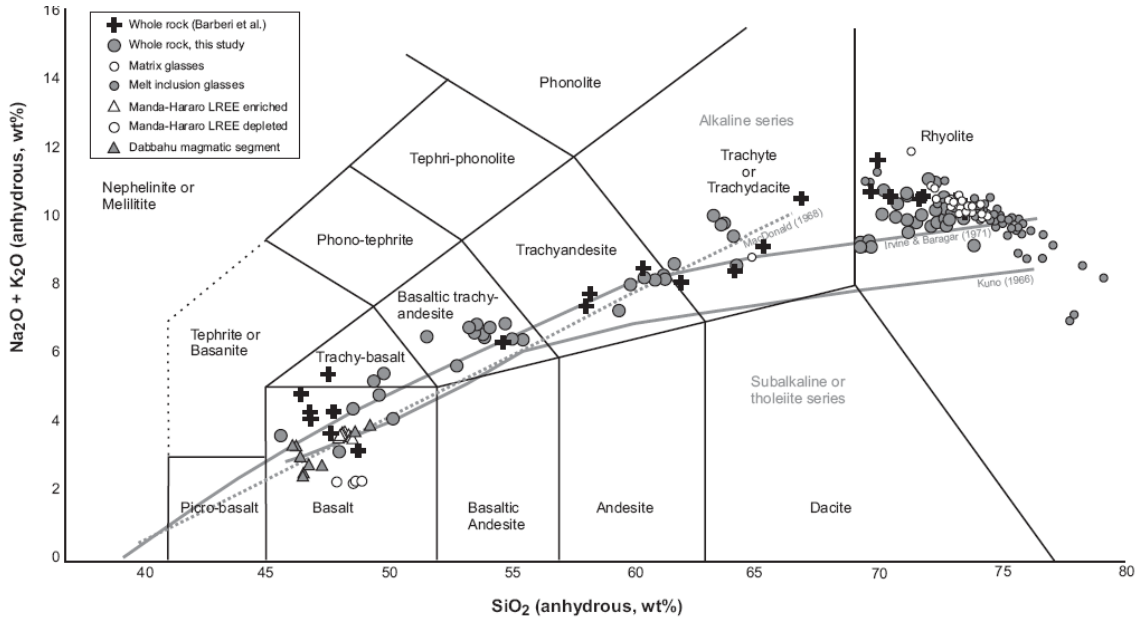


Figure 1.24: Compilation de données géochimiques sur les produits du Dabbahu, replacées dans le diagramme (Na2O + K2O) vs. SiO2 (Field et al., 2012b). Les échantillons de Dabbahu décrivent une série peralcaline quasi-continue.

prélevées ont été émises entre 67 ka et 5.2 ka (Field et al. 2013).

L'évolution du taux de silice avec l'âge de mise en place des coulées ne suggère pas de corrélation à l'échelle de l'édifice, mais ceci reste basé sur très peu de datations absolues des produits volcaniques (Fig. 1.25).

L'intégration d'analyses pétrologiques, sismologiques et de géodésie spatiale, couplées à des analyses par spectrométrie de masse à ionisation secondaire (SIMS) d'inclusions magmatiques en éléments traces piégés dans des minéraux (feldspath alcalins, olivines et pyroxènes) de laves pantelleritiques et obsidiennes jeunes (<8 ka) ont permis à Field et al. (2012a) de reconstituer les conditions de stockage de magma sous le Dabbahu. Il apparait que les assemblages minéralogiques observés ont dû se former sous des conditions de pression de 100 à 150 MPa, ce qui correspondrait à des profondeurs de 1 à 5 km, en accord avec les profondeurs des séismes observés au niveau de Dabbahu. En effet, un essaim sismique a été

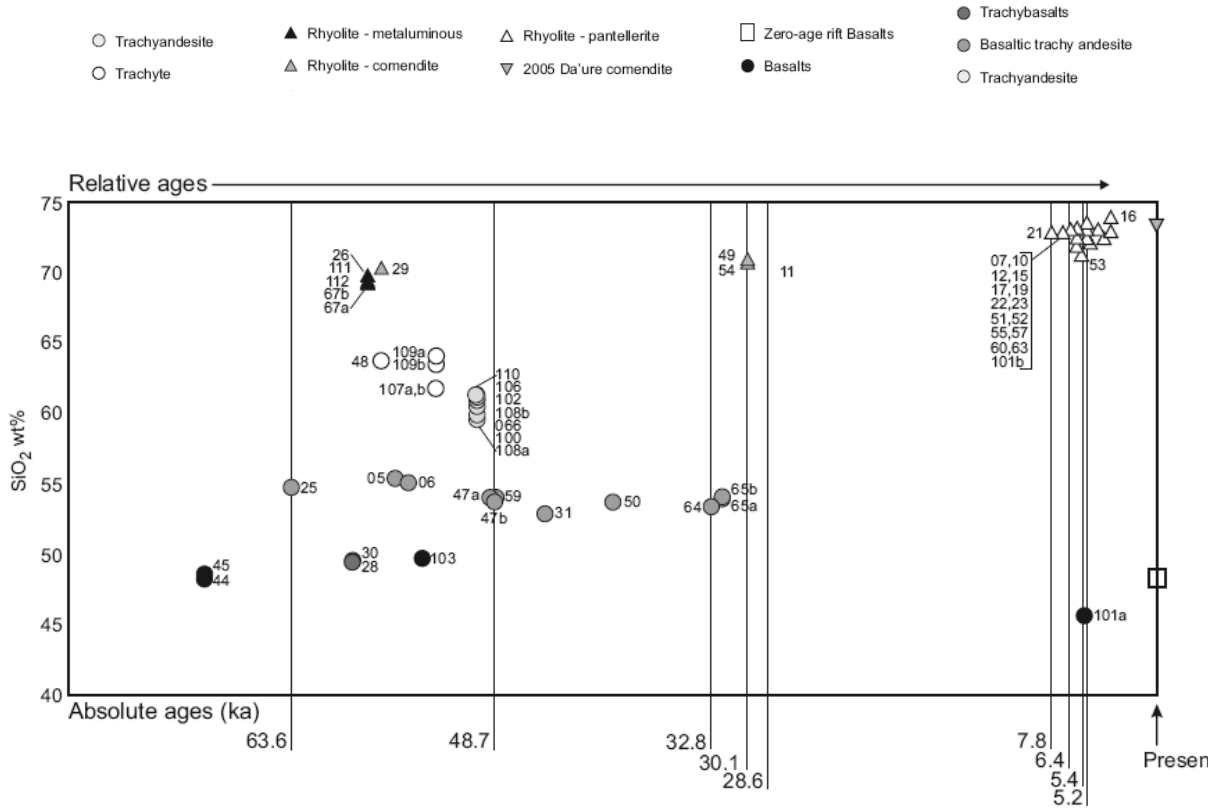


Figure 1.25: Compilation des datations effectuées sur le volcan de Dabbahu (Field et al., 2012b). Les âges réels (datation Ar-Ar) sont indiqués par une barre verticale. Le positionnement des autres données relève de la chronologie relative observée sur le terrain. Ces âges sont compilés en fonction de leur teneur en SiO_2 qui reflète leur indice de différenciation. A l'échelle de l'édifice entier, aucune corrélation franche n'apparait.

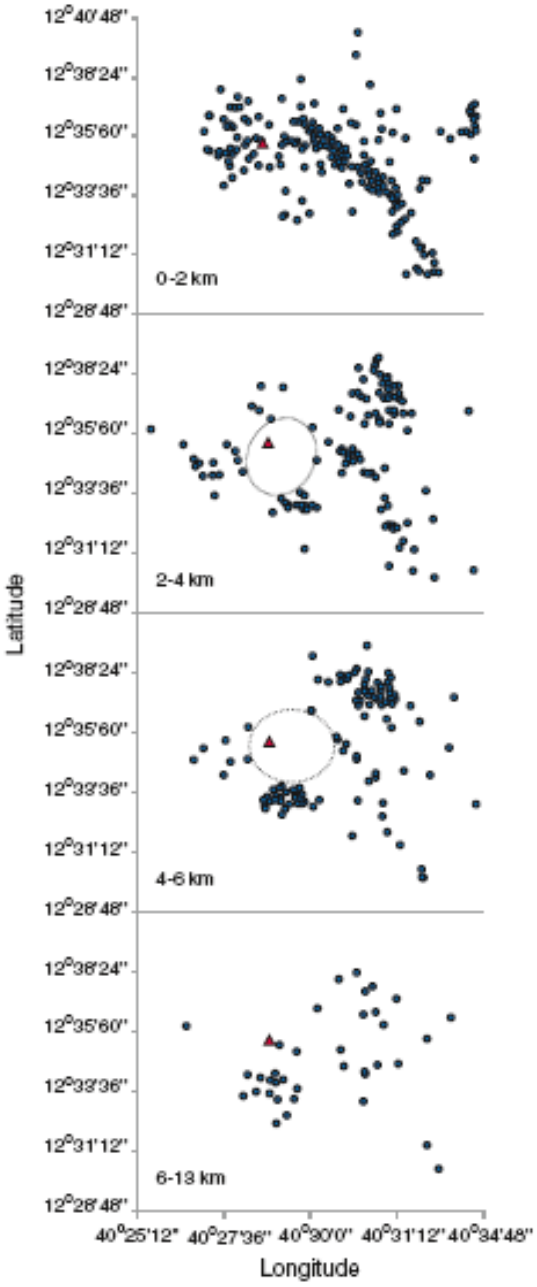


Figure 1.26: Localisation des séismes en vue planaire pour la période 2005-2006 par tranches de profondeur (Field et al., 2012a). Le triangle rouge correspond à un vent éruptif du sommet de Dabbahu. La base de donnée de séismes utilisée ici provient de Ebinger et al., 2006.

enregistré lors de la crise de 2005, et on observe en 3D une zone "sourde", pseudo-cylindrique, pour ces mêmes profondeurs juste sous le Dabbahu et qui correspondrait à la présence d'un réservoir magmatique (Fig. 1.26). Concernant la géométrie du réservoir lui-même, plusieurs modèles ont été testés, sur la base de simulation de déformation théorique qui correspondrait au volume (connu) du dike de 2005. Cinq géométries ont été modélisées: un point de pression isolé, un sill unique, plusieurs sills superposés, un ellipsoïde plat et un ellipsoïde étroit. Ces modèles ont ensuite été comparés à la déformation réelle observée en 2005. Le modèle géométrique se rapprochant le plus des observations réelles se trouve être celui d'un ensemble de réservoirs de type "sill" superposés.

De plus, leur modèle prédit que les processus de cristallisation fractionnée se font à des profondeurs de 10 à 15 km, ce qui correspond à la moitié de la croûte dans cette région. Le modèle de sills permet également d'expliquer les mélanges importants observés sur des coulées du sommet de Dabbahu.

- *Badi et la chaîne de Dabbayra*

Le volcan Dabbahu est la terminaison Est d'un alignement de volcans et cônes monogéniques définissant une zone de volcanisme lié à une faille transformante, d'orientation SW-NE et qui affecte l'escarpement éthiopien. Le volcan Badi est composé d'une accumulation de cônes monogéniques et a connu une activité acide datée par Lahitte et al.,

(2003) à environ 290 ± 4 ka. Depuis, de nouvelles coulées ont été émises, plus basiques (MgO >8wt%; (Medynski et al. 2013)).

La chaîne de Dabbayra a été étudiée par Ferguson (travaux de thèse) et six cônes ont été datés de 54.5 ± 5.6 ka à 445 ± 23.7ka. Leur composition sera réutilisée dans le Chapitre 4.3 pour mettre en évidence l'appartenance de Dabbahu à la zone de volcanisme transforme.

1.2.4.3 La crise de 2005-2010

La crise rifting de Dabbahu a débuté le 14 septembre 2005 par l'enregistrement d'une série de séismes de magnitude 4.7 entre les volcans de Dabbahu et Gabho. Le 26 septembre, une fissure de 500m de long, profonde de 60m, orientée nord-sud s'est ouverte sur les flancs du Dabbahu, près d'un cône nommé Da'Ure, projetant des cendres (Fig. 1.27). L'analyse chimique de ces dépôts a montré qu'ils provenaient d'une source acide réchauffée par l'injection d'un magma basique (Wright et al. 2006). Entre 2006 et 2010, pas moins de 13 dikes ont été injectés, tous de volume réduit par rapport à celui de 2005. Trois d'entre eux - en 2007, 2009 et 2010 - ont produit des éruptions de lave basaltique en surface. Cet épisode de rifting a été suivi par de nombreuses équipes de géophysiciens, qui ont permis de

Figure 1.27: Fissure éruptive de 2005. Crédit photo: Cindy Ebinger

modéliser l'intrusion et de mieux comprendre les interactions qui ont lieu entre phénomènes tectoniques et magmatiques à l'échelle d'une séquence de rifting.

- Le mégadike de 2005

En septembre 2005, le segment de Dabbahu a été le siège d'un épisode de rifting qui a généré une forte sismicité, des réactivations de failles, une éruption acide et un soulèvement de 2 mètres environ sur les flancs du rift et environ 3 mètres de subsidence à l'axe (Figs. 1.28, 1.29 et 1.30) (Rowland et al. 2007b; Wright et al. 2006; Yirgu et al. 2006; Ayele et al. 2007); Grandin et al., 2009). Le volume de magma a été estimé à ~2.5km^3 (Wright et al. 2006; Ayele et al. 2007). La provenance de ce magma a pu être déterminée grâce aux observations INSAR de la région. Le volume "ouvert" lors de l'intrusion devait être compensé par une

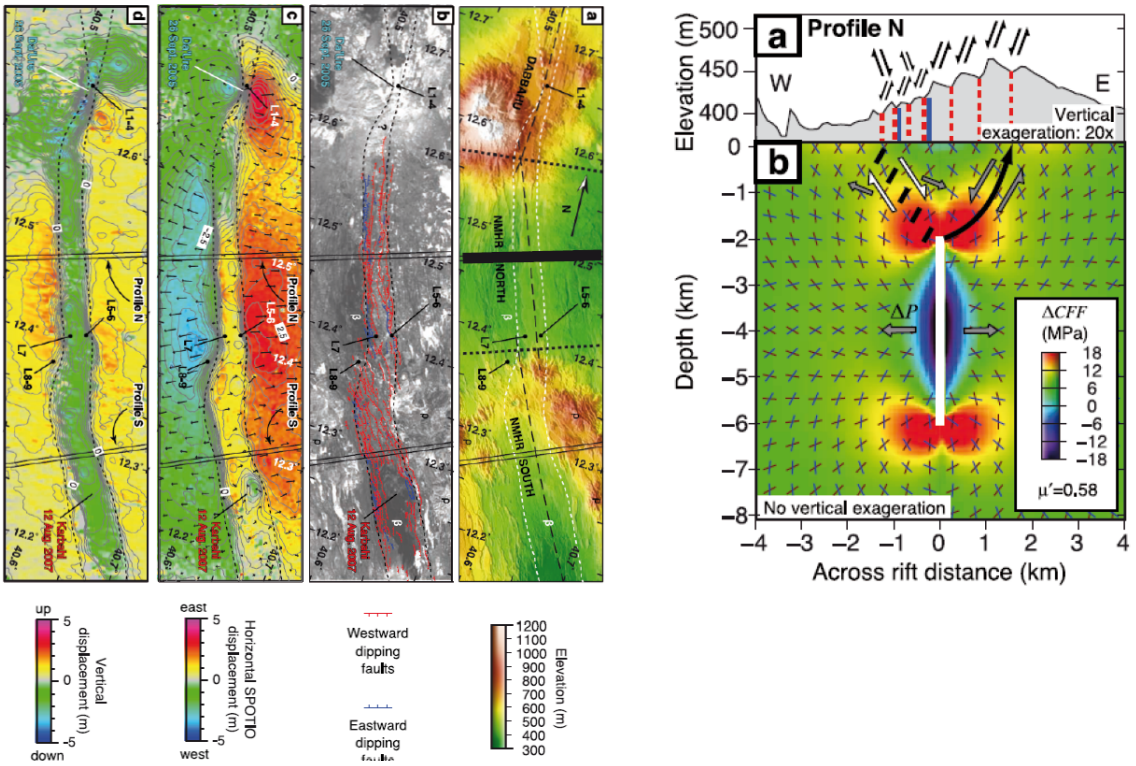


Figure 1.28: Répartition de la déformation observée suite à l'injection du mégadike de 2005, modifiée d'après Grandin et al., 2009. Les figures du haut montrent respectivement: la localisation de l'injection du dike, les failles qui ont été réactivées à cette occasion (en rouge: pendage ouest, en bleu: pendage est; on note la forte proportion de failles à pendage ouest ayant rejoué), et le déplacement horizontal et vertical qui a suivi. La figure de droite montre en coupe les champs de contraintes induits par l'injection de ce mégadike, ainsi que le jeu des failles ayant rejoué à l'aplomb (trait de coupe en noir sur le profil d'élévation). On note que ce dike ne s'est pas injecté à l'axe du rift, mais bien sous l'épaule du rift, une position inhabituelle compte tenu des modèles théoriques d'injection de dikes.

déflation au niveau des réservoirs dont il était issu. Il est rapidement apparu que les déformations observées au niveau de Dabbahu et Gabho ne suffisaient pas à expliquer l'ensemble de la déformation liée au dike. Une déflation observée plus au sud a permis de mettre en évidence un troisième système magmatique et pas des moindres: en effet, environ 80% du volume du mégadike serait issu d'un réservoir peu profond ou sub-crustal situé au centre du segment, au niveau où le rift traverse le complexe de l'Ado'Alé, les 20% restant provenant des réservoirs de Dabbahu et Gabho (Calais et al., 2006; Wright et al. 2006; Ebinger 2008; Keir et al., 2009) - Fig. 1.31.

L'injection du mégadike a réactivé un nombre important de failles situées à son apex, le long d'un couloir de 1 à 2 km de large (Grandin et al. 2009). Ces failles ont subi des rejets allant de l'ordre de 50 cm à 3 m. Même si le mégadike n'est pas arrivé en surface, il a provoqué une ouverture horizontale allant de 5 à 8 mètres pour des profondeurs comprises entre 3 et 10km. Au niveau du rift, la déformation enregistrée montre que les épaules se sont soulevées d'environ 2 m, et que la zone axiale (i.e. située à l'apex du dike - et non à l'axe du rift) a subi une subsidence d'environ 1 m. Il est intéressant de noter la position inhabituelle de ce dike, par rapport à la morphologie du rift. Il a été injecté sous l'épaule Est du rift, dans une zone présentant une topographie importante (Fig. 1.28). D'après les modèles d'injection de dikes et de répartition des contraintes, il eut été plus logique que ce dike s'injecte à l'axe du rift, la où la topographie est la plus basse.

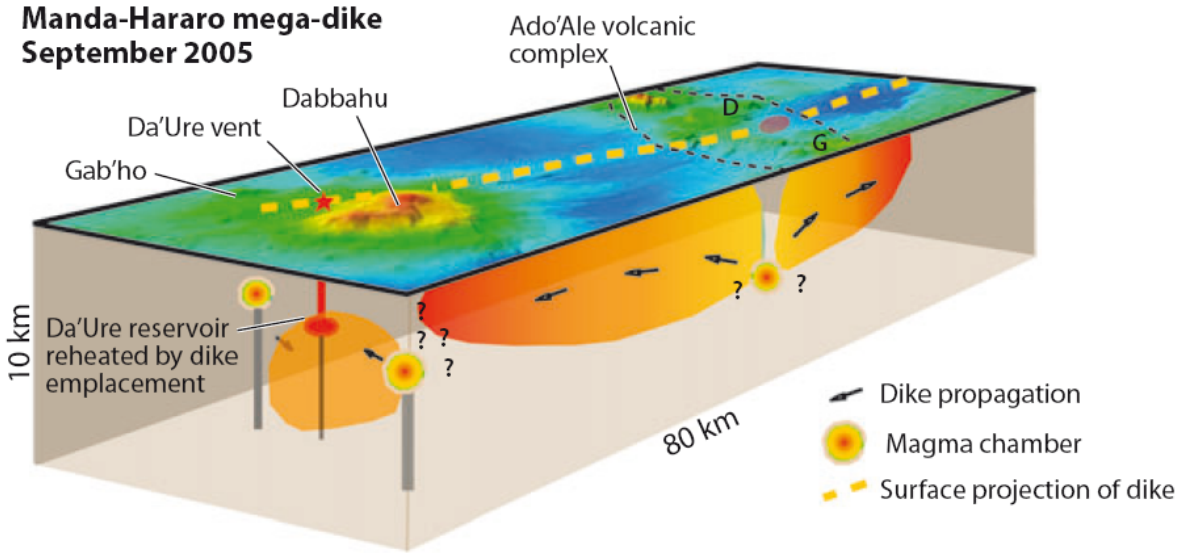


Figure 1.29: Schéma des différents corps magmatiques ayant pris part à l'injection du dike de 2005 (Ebinger et al., 2010). On distingue au nord les deux complexes de Gabho (hors-axe) et du Dabbahu (en terminaison de segment) et au sud la chambre magmatique axiale.

L'éruption acide a eu lieu au niveau du volcan hors-axe Gabho. L'analyse des cendres dispersées a montré que l'éruption était due à l'injection de magma basique "frais" dans un corps magmatique acide (Wright et al. 2006). Chronologiquement, la sismicité est apparue au niveau des réservoirs du Dabbahu et du Gabho, suite à l'intrusion de magma "frais".

Cette injection a produit l'éruption du Gabho, mais a également induit une perturbation à l'échelle du segment. En effet, il semble que la chambre axiale ait été déstabilisée suite à l'arrivée de magma au nord du segment, et ait provoqué la vidange (partielle) de ce réservoir axial dans le mégadike de 2005.

Cet épisode de rifting montre que, à l'échelle d'un évènement, des relations complexes

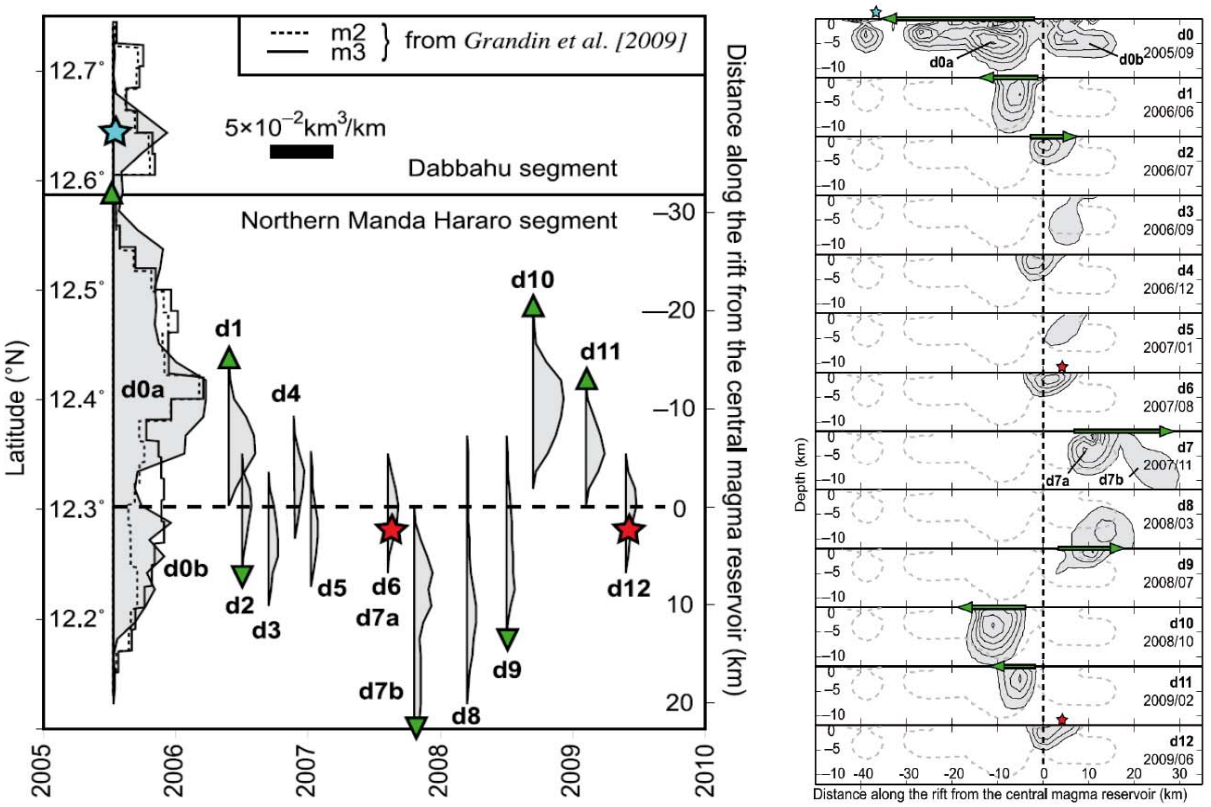


Figure 1.31: Ensemble des dikes injectés sur la période 2005-2009 (Grandin et al., 2010). Sur la figure de gauche sont reportés les volumes (gris) des différents dikes injectés en fonction de leur position et du temps. On voit que les dikes d1 à d12 qui ont suivi l'injection du mégadike de 2005 (d0) sont de volume moindre en comparaison. Le trait pointillé matérialise la chambre magmatique axiale. Les données de microsismicité ont permis de tracer le déplacement de chacun de ces dikes: leur direction de propagation est montrée par les flèches vertes. Pour d6 et d12, des éruptions fissurales basaltiques sont associées aux injections. Une troisième éruption a eu lieu en 2010 lors de l'injection d'un treizième dike. La figure de droite montre en coupe la profondeur d'injection de ces dikes, tout en comparant leur volume à celui du mégadike d0 (tracé en pointillé).

existent entre les différents corps magmatiques répartis le long du segment, et que ce type d'injection peut impacter la topographie de façon tout à fait significative.

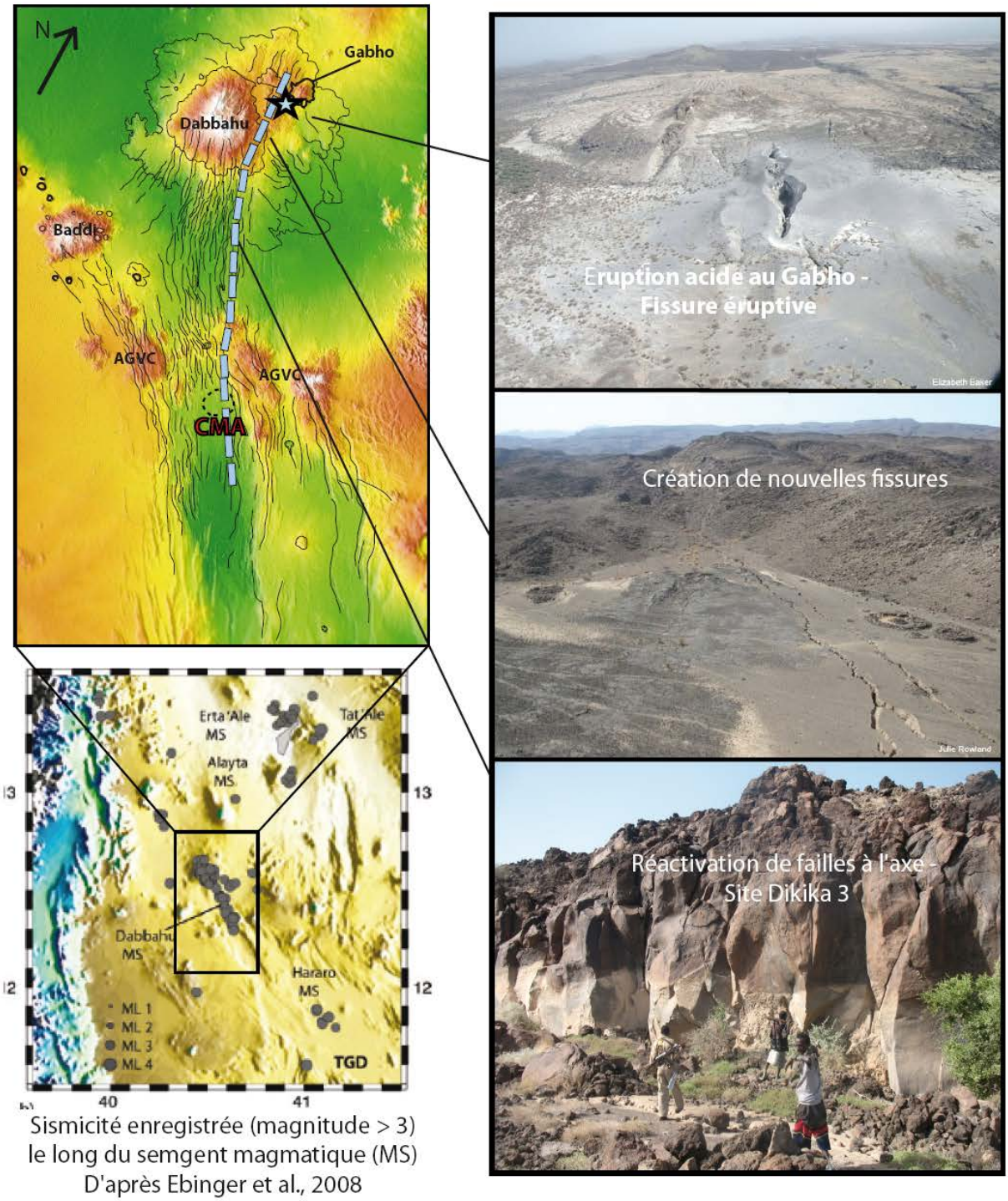


Figure 1.30: Crise sismo-tectonique de 2005. Figure en haut à gauche d'après Grandin et al., 2009: le trait pointillé bleu indique la position du dike en profondeur. Les photos (courtoisie d'Elizabeth Baker et de Julie Rowland pour les fissures) montrent l'amplitude des phénomènes associés sur le terrain. La figure en bas à gauche présente l'enregistrement des séismes de magnitude supérieure à 3 sur la période allant d'octobre 2005 à avril 2006.

➢ Dikes de 2006-2010: une séquence "classique" au niveau de la relâche des contraintes

Les dikes injectés sur la période 2006-2010 correspondent à de plus petits volumes de magma: entre 0.05 et 0.25 km^3 (Grandin et al. 2010a). La surveillance microsismique a permis entre autres de pouvoir suivre leur évolution au cours de leur mise en place. Si l'ensemble de ces dikes a parfois évolué vers le nord ou vers le sud (Fig. 1.31), tous sont issus

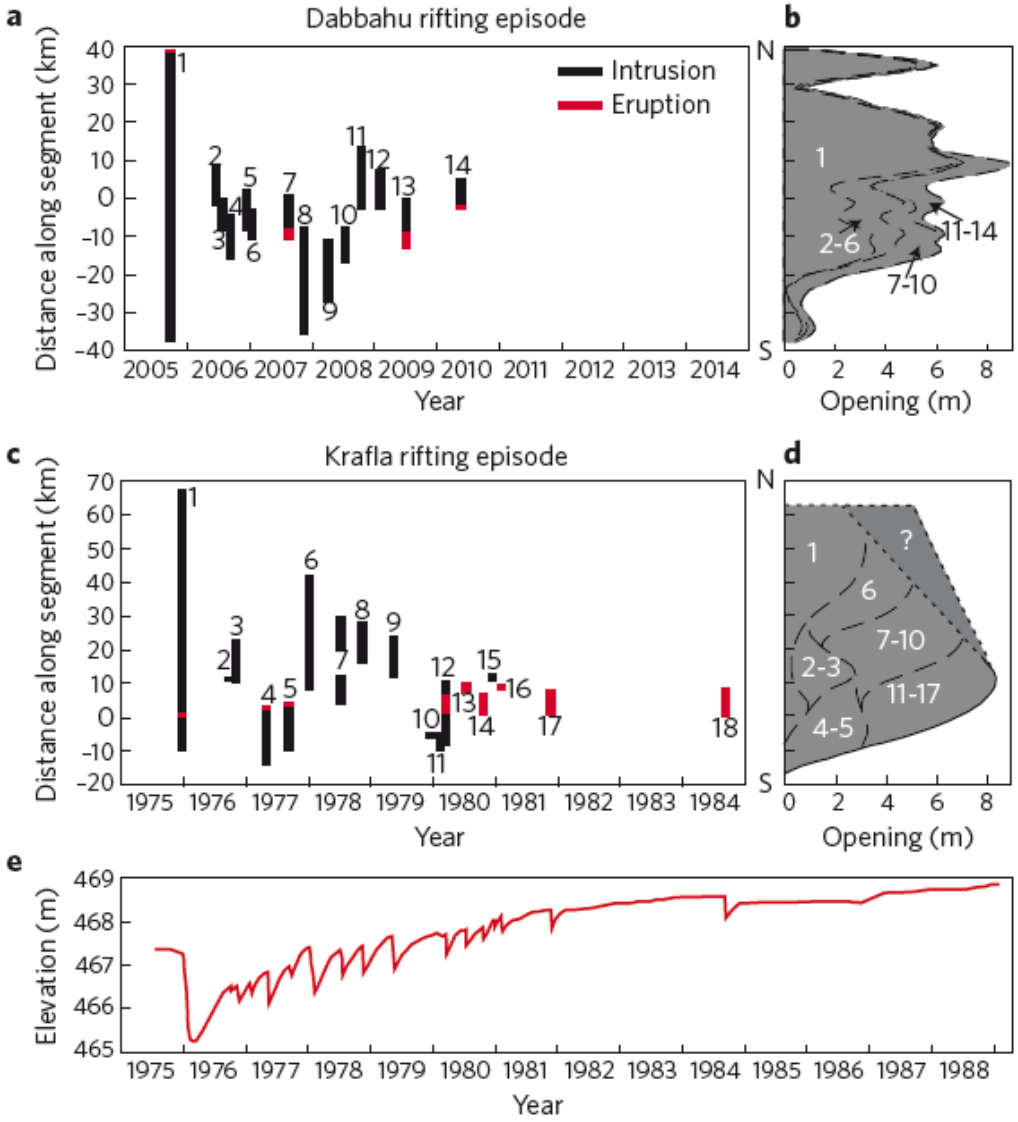


Figure 1.32: Comparaison des crises du Dabbahu et du Krafla (Wright et al., 2012). Mise en place des dikes au cours du temps par rapport à l'axe et ouverture associée à chaque intrusion (cartouche de droite). On note les déflations au niveau de la chambre magmatique du Krafla à chaque nouvelle injection de dike - l'épisode de Dabbahu a présenté le même profil. Les zones rouges indiquent les intrusions ayant atteint la surface et produit des éruptions fissurales.

du même réservoir, celui de la chambre magmatique axiale (Grandin et al. 2010b; Grandin et al. 2010c). A la différence de l'injection de 2005, tous ces dikes ont été injectés à l'axe du rift, avec très peu de déflation enregistrée au niveau de Dabbahu et Gabho (en dehors d'une subsidence constante consécutive à la vidange de 2005). En revanche, la chambre magmatique axiale du segment a continuellement enregistré des cycles de déflation/inflation correspondant à chaque recharge puis vidange de la chambre (Fig. 1.32).

Cette séquence de rifting - comprenant dans un premier temps l'injection d'un dike majeur, suivie de plusieurs autres injections mineures - a déjà été observée lors de précédents épisodes, notamment en Islande au Krafla (Fig. 1.32). La figure suivante compare ces variations observées lors des épisodes de rifting de Dabbahu et du Krafla. On remarque qu'une fois passée la première déflation (due à l'injection du premier dike - le principal), la chambre magmatique va progressivement se remplir de nouveau pour tendre vers la pression qui régnait dans la chambre juste avant la première rupture. Cette période de retour à l'équilibre n'est pas continue et des déflations ont lieu à l'injection de chaque nouveau dike. Les dikes vont continuer de s'injecter car le premier dike n'a pas réussi à relâcher la totalité des contraintes. Les injections successives de plus petits dikes permettent donc d'achever cette relâche, bien que les contraintes tectoniques recommencent à s'accumuler.

Trois dikes ont percé la surface et produit des éruptions fissurales. Là encore, les volumes émis sont très réduits (Keir et al., 2009; Hamling et al., 2009; Ferguson et al. 2010; Grandin

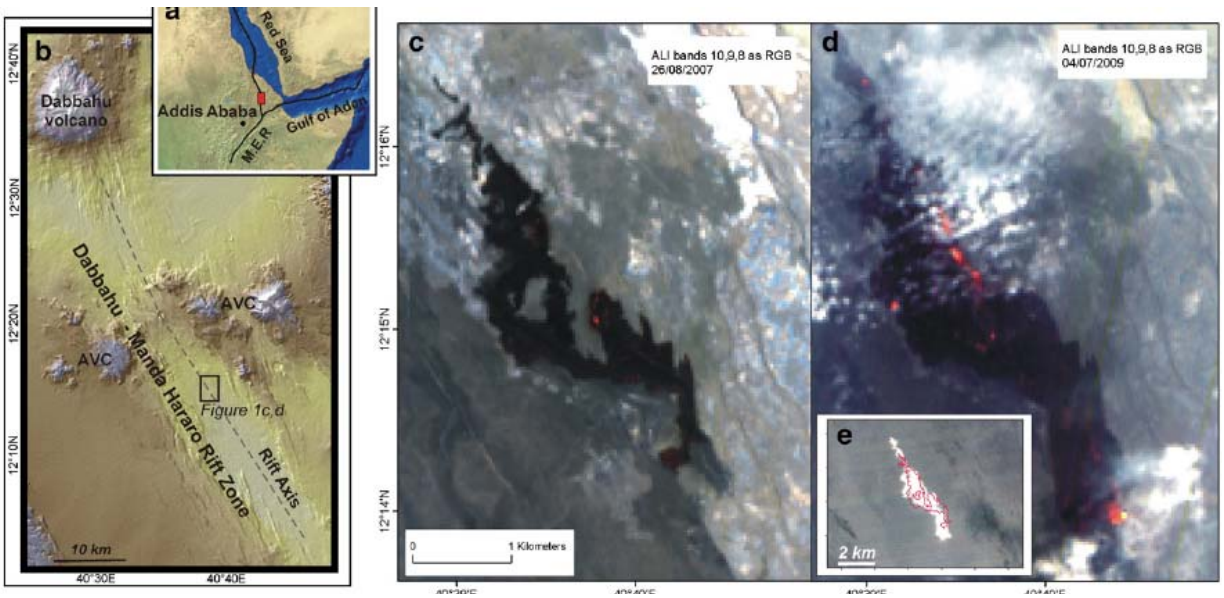


Figure 1.33: Localisation des éruptions fissurales de 2007 et 2009 (Ferguson et al., 2010)

et al. 2010c). Les deux premières éruptions (2007 et 2009) ont eu lieu dans le graben de Karbahi, au sud de la caldera axiale, à environ 10 km au sud du complexe de l'Ado'Alé (Fig. 1.33). L'éruption de 2010 s'est produite sur le flanc Est de la caldera axiale. L'observation de ces éruptions par les méthodes ASTER VNIR (*Very Near Infra Red* - Très proche infra-rouge) a permis de suivre l'évolution de la morphologie des laves et des structures mises en place par ce type de mécanisme. L'arrivée en surface du dike s'est traduite par la formation de cônes de scories alignés le long de la fissure. Les modèles géodésiques ont permis d'estimer le partitionnement entre le matériel extrudé et intrudé à 1:180 (Ferguson et al. 2010).

Deuxième chapitre

Les données de terrain

Cette thèse a bénéficié d'échantillons récoltés lors de trois missions de terrain. La première en 2008 a eu lieu dans le cadre du post-doctorat d'Alice Williams à des fins de calibration des taux de production de ^{3}He cosmogéniques. Les deux missions suivantes ont été menées dans le cadre de cette thèse, en mars 2010 et octobre 2011. Ce chapitre présente tout d'abord la stratégie de l'échantillonnage qui a été effectué dans le but premier de dater les échantillons par la technique des isotopes cosmogéniques (technique détaillée dans le Chapitre 3). La seconde partie décrit les morphologies rencontrées en domaine volcanique. La reconnaissance de ces morphologies à servi de base aux travaux de cartographie qui sont présentés dans la troisième partie de ce chapitre. Ces travaux de cartographie ont été partiellement réalisés au British Geological Survey (BGS), sous la supervision de Charlotte Vye-Brown (pendant 3 semaines). Ce travail a mené à l'élaboration d'une carte géologique de cette région des Afars, publiée par le BGS (Vye-Brown et al. 2012, cf. Appendix 1).

2.1 Les objets géomorphologiques ciblés

L'objectif principal de ces travaux est de contraindre dans le temps l'acquisition de la morphologie de rift, afin de mieux comprendre les processus responsables de la création de topographie dans un contexte où les éruptions de lave à la surface et l'extension tectonique interagissent. Pour cela, nous avons choisi d'étudier le segment de Dabbahu parmi les nombreux segments d'Afar. Ce choix est justifié pour des raisons morphologiques et techniques. Tout d'abord, le segment de Dabbahu présente une morphologie en dépression proche de celle des rides lentes, à la différence des segments de l'Erta Alé et de l'Alayta, où le magmatisme est tellement intense que la morphologie de segment de rift est positive (présence d'un massif volcanique au lieu d'une dépression axiale) et où la tectonique est peu visible. Ensuite, le volcanisme y est bien exprimé tout le long du segment, via la présence de réservoirs magmatiques en milieu et en terminaison de segment (à la différence de l'Asal-Goubbet par exemple où la tectonique prédomine sur le volcanisme), témoignant d'une activité magmatique soutenue. Enfin, la crise magmato-tectonique qui a secoué la région de Dabbahu en a fait un objet d'étude pour de nombreuses équipes géophysiques, pétrologiques et sismologiques, d'où l'intérêt de combiner nos études de géochronologie / géomorphologie quantitative à celles qui ont déjà été faites dans d'autres disciplines.

Deux zones d'étude ont été définies sur ce segment: une zone au Nord, sur les flancs du Dabbahu où les coulées du volcan terminal entrent en contact avec celles de la zone néo-volcanique, et une zone plus au Sud, entre le volcan Badi et l'axe du rift (Fig. 2.1). Ces deux

zones distinctes ont été choisies pour représenter l'évolution des interactions entre la croissance de la topographie et le volcanisme le long du segment.

La zone Nord a été échantillonnée pendant les missions de 2008 et 2010 principalement. Une coupe effectuée perpendiculairement au rift a permis d'avoir accès à la quasi-totalité de l'histoire récente de la partie nord du segment. En effet, à cet endroit affleurent à la fois les premières laves fissurales constituant la base du volcan bouclier et les produits plus évolués et plus récents qui les surplombent (Barberi et al. 1972; Field et al. 2012; Vye-Brown et al. 2012; Medynski et al. 2013). Ces unités issues du Dabbahu sont en contact direct avec les unités volcaniques de l'axe du rift. La tectonique y est également très bien exprimée, soulignée par le réseau dense de failles qui dissèquent la zone (voir Chapitres 4, parties 4.1 et 4.2). La mission de 2011 s'est concentrée sur la zone Sud, qui se situe hors de la zone d'influence du volcan terminal Dabbahu, et permet d'accéder à la partie axiale du rift (voir Chapitre, partie 4.3).

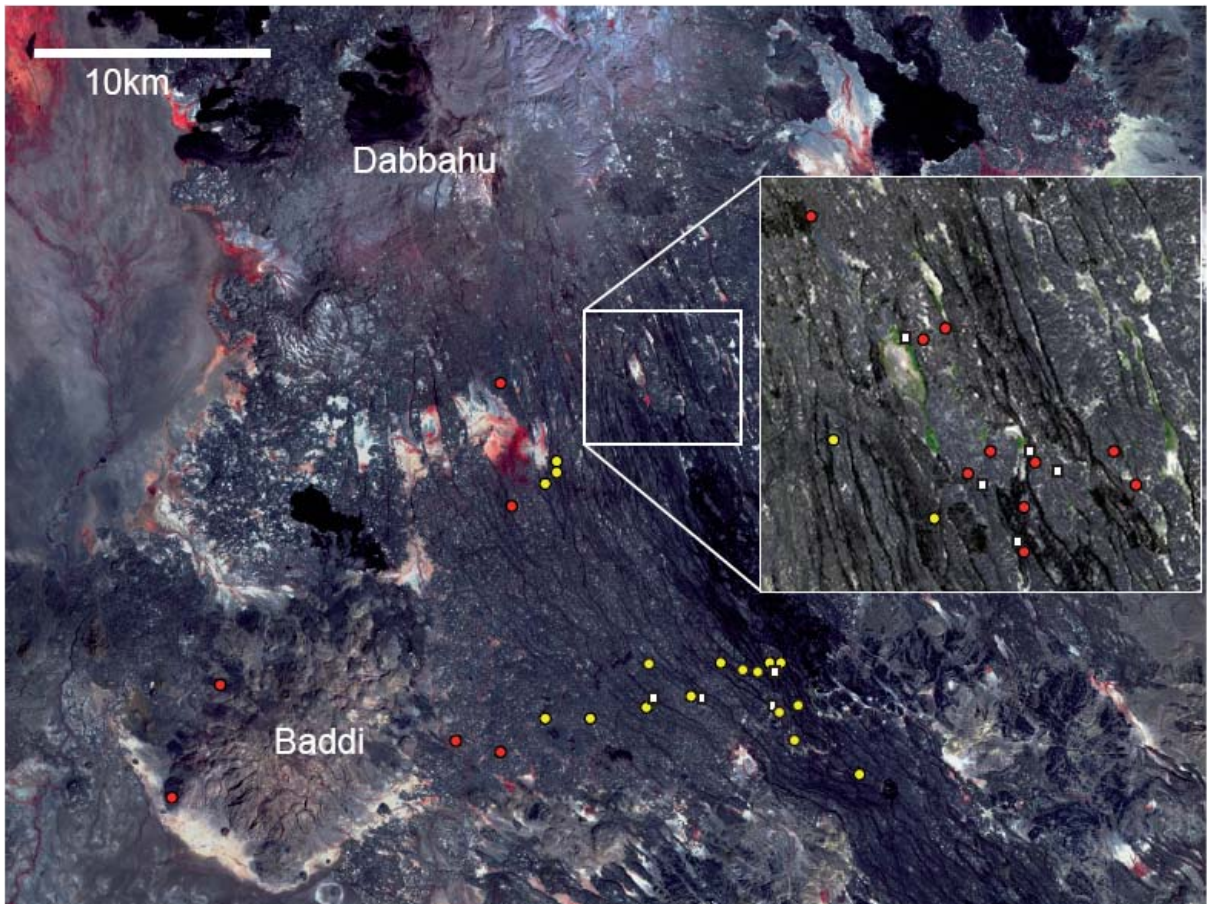


Figure 2.1: Echantillonnage - nature et localisation. Les cercles indiquent un échantillonnage de surface de lave, et les carrés, les escarpements de failles. En rouge sont représentés les échantillons des missions de 2008-2010 et en jaune ceux de la mission de 2011.

L'échantillonnage a été mené de façon à dater systématiquement les objets géomorphologiques rencontrés, afin de pouvoir contraindre de façon certaine l'évolution volcanique et topographique de la région. Les différentes morphologies des objets sont détaillées dans la partie 2.2. De plus, l'échantillonnage s'est appuyé sur des travaux de cartographie effectués au préalable, basés sur l'analyse d'imagerie satellitaire, qui ont permis de cibler les différentes unités à échantillonner dans chacune des deux zones et qui seront détaillées dans la partie 2.3.

2.2 Géomorphologie volcanique en Afar

La section suivante décrit les processus physiques responsables de la mise en place des coulées, et les différentes morphologies de coulées qui en résultent. Les laves se caractérisent par leur composition, leur morphologie et la stratigraphie dans laquelle elles sont intégrées. La morphologie des coulées de lave est fonction de nombreux paramètres tels que la composition, la viscosité, la température, le taux de cristallinité, la topographie pré-existante ainsi que le taux d'extrusion de la lave et la durée de l'éruption (Wilson and Head 1981; Bruce and Huppert 1989; C Heliker et al. 2003). Il existe plusieurs morphologies de coulées, qui évoluent entre les membres extrêmes que sont les types pāhoehoe et 'a'ā.

2.2.1 Mise en place des coulées pāhoehoe

2.2.1.1 Processus d'inflation

Le mécanisme d'inflation permet d'expliquer la mise en place des coulées de type pāhoehoe. Il a principalement été observé sur les coulées d'Hawaii et est caractéristique des faibles taux éruptifs (Hon et al. 1994). Dans le modèle de Hon et al., (1994), chaque lobe de lave est d'abord émis sous la forme d'une fine couche de lave de quelques dizaines de cm (<50cm). Au contact de l'air les premiers centimètres de la coulée se refroidissent, formant une croûte qui va jouer le rôle d'isolant thermique par rapport au centre de la coulée. Cette croûte va s'épaissir vers le cœur de la coulée au fur et à mesure du refroidissement global de celle-ci. Comme cette croûte est solidifiée par rapport au cœur de la coulée, elle est soumise à de fortes contraintes visco-élastiques ce qui peut l'amener à se fracturer plus facilement lors de l'avancée de la coulée (Hon et al., 1994).

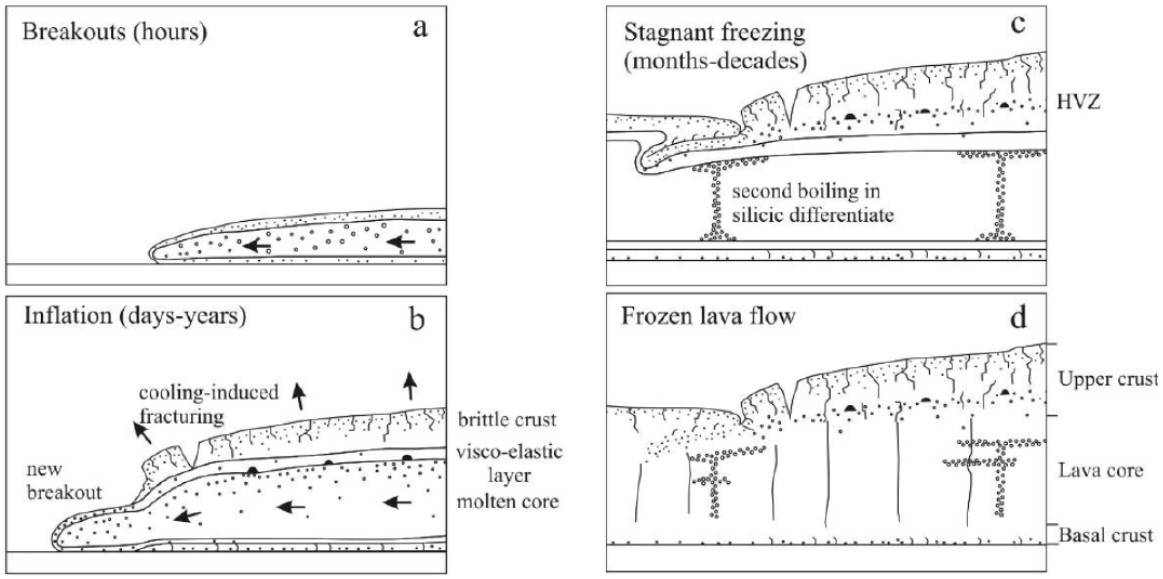


Figure 2.2: Schéma montrant l'évolution au cours du temps d'un lobe de lave par le mécanisme d'inflation (Self et al. 1998).

Le cœur de la coulée est constitué de lave injectée au rythme des "pulses" de magma (Self et al. 1998), la faisant enfler progressivement (Fig. 2.2). La base des coulées pāhoehoe est toujours plus fine que le reste de la coulée (Hon et al. 1994; Self et al. 1998).

Du fait du faible taux éruptif, la mise en place de ce type de coulées est favorisé sur les zones de faible topographie (pente < 5° - (Hon et al. 1994). La propagation de ce type de coulées se fait par rupture des fronts de lobes sous la poussée de la lave "fraiche" contenue dans le cœur de la coulée. La Fig. 2.3 présente le mode de refroidissement de ce type de coulées au cours du temps.

2.2.1.2 Terminologie associée

Il existe plusieurs types de classification des coulées pāhoehoe. Par exemple, (Walker 1971) distingue deux catégories de coulées: les coulées *simples* et *composées*. Il attribue le terme de coulée composée à une lave qui est divisible en plusieurs sous-unités, et de coulée simple pour une unité non-divisible. L'intervalle de mise en place des lobes de lave peut varier de la minute à l'année et la végétation n'a pas le temps de s'y développer, ou les sédiments de s'y accumuler. A l'inverse, les coulées simples sont souvent séparées des suivantes par des horizons végétalisés ou altérées par l'érosion ce qui n'est pas vraiment le cas en Afar, vu l'aridité de la région, où l'altération est de toutes façons limitée et la végétation quasi-

inexistante. Le développement d'une morphologie de coulée simple ou composée est déterminé au premier ordre par le taux d'extrusion de la lave en surface: un faible taux d'extrusion va favoriser la formation de coulées composées, tandis que les forts taux d'extrusion favorisent les morphologies de coulées simples. [NB: les laves en coussin sont un style de coulées composées]

La nomenclature utilisée dans cette étude est principalement basée sur celle décrite par (Self et al. 1997; Self et al. 1998), qui distingue trois sous-ensembles d'unités volcaniques au niveau des coulées pāhoehoe: le *lobe*, la *coulée de lave* et le *champ de lave*.

L'élément le plus petit des coulées de lave est le *lobe* (Self et al. 1998) et correspond à un corps de coulée qui a eu le temps d'être suffisamment refroidi en surface (par trempe lors de l'émission) pour que la croûte supérieure ait eu le temps de se solidifier avant qu'une autre unité ne soit émise par-dessus. Chaque *lobe* est en fait une unité de refroidissement, bien que le cœur de la coulée puisse être encore en fusion (soit car isolé thermiquement de l'extérieur par cette croûte, soit parce que de la lave a été réinjectée dans le cœur de la coulée).

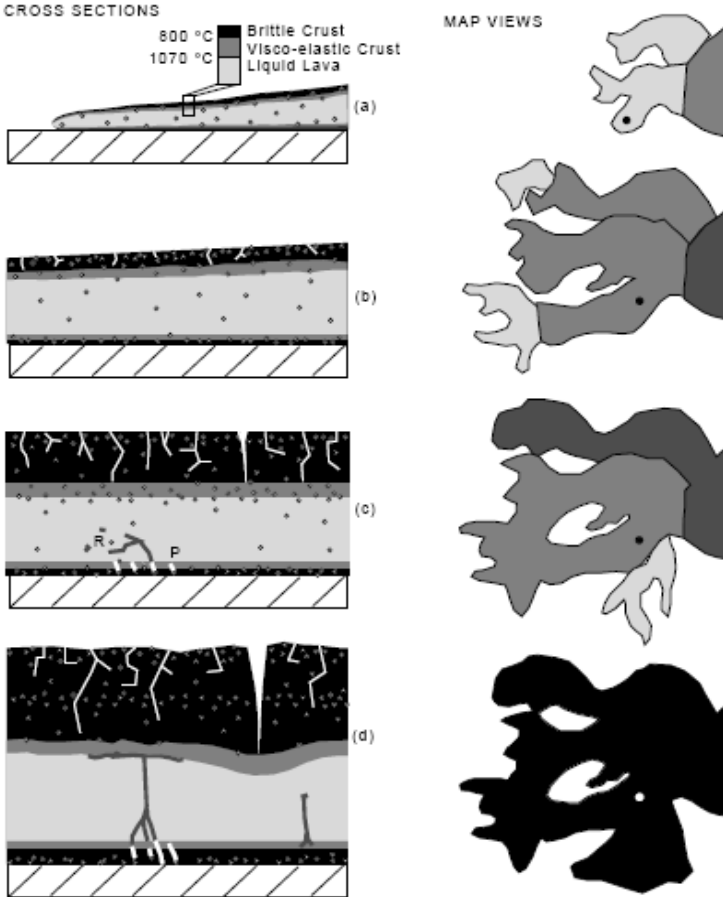


Figure 2.3: Mécanisme de formation des coulées pāhoehoe (Self et al. 1998). Schéma de développement d'une coulée composée pāhoehoe. *Sur la gauche* sont présentées des coupes sur une section fixe, symbolisée par le point sur les figures de droite. *Sur la droite* sont présentés des schémas de l'expansion de la coulée composée. Le code couleur correspond au degré de refroidissement sur les deux colonnes. On voit donc bien le premier pulse de lave être solidifié en une fine couche noire qui va progressivement affecter les couches inférieures. Les pulses suivants vont s'épancher à l'intérieur de la coulée provoquant le phénomène d'inflation, et s'épancheront en brisant la limite frontale du lobe précédent.

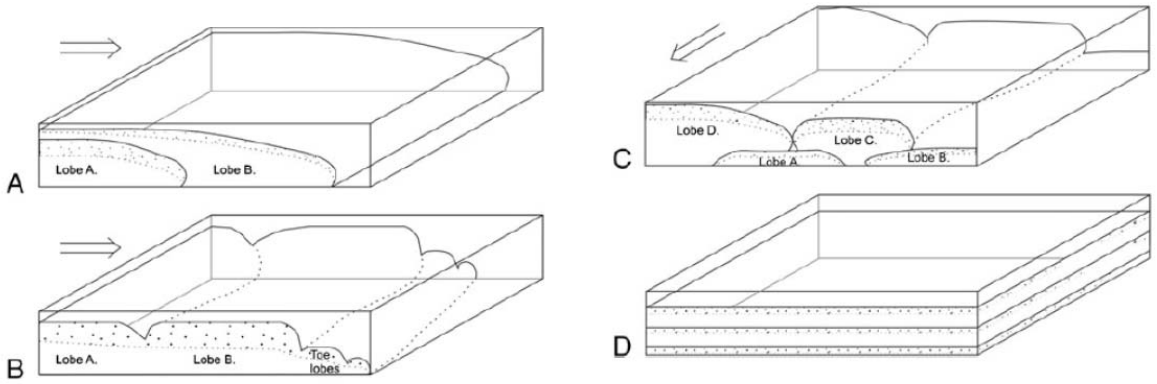


Figure 2.4: Récapitulatif des liens potentiels entre lobes (Vye et al., 2013). Les niveaux à vésicules sont représentés en pointillé. A: Accrétion latérale due à la propagation de la coulée et à l'injection de lave sous-jacente. B: accrétion latérale par rupture successive des fronts de lobes. C: accrétion latérale et verticale par mise en place successive de lobes distincts. D: aggradation latérale uniforme.

Une *coulée de lave* est le produit d'un seul "pulse" de lave, et peut être formée de plusieurs lobes. Il est possible de mettre en place plusieurs coulées de lave différentes au cours d'une même éruption, par l'apparition de nouvelles fissures éruptives, ou encore suite à des variations dans les taux éruptifs au cours de l'éruption (Heliker et al. 2003).

Pendant une même période éruptive de nombreuses coulées peuvent se mettre en place, produisant un *champ de lave* (Kilburn and Lopes 1988).

2.2.1.3 Morphologie des coulées pāhoehoe

Les coulées pāhoehoe sont presque toujours des coulées composées. De façon générale, les lobes peuvent faire de 5 cm à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (Self et al. 1998; Vye-Brown et al. 2013). L'épaisseur totale des champs de lave peut atteindre plusieurs centaines de mètres comme au niveau des basaltes de la Columbia River (Vye-Brown et al. 2013). En Afar, les coulées sont métriques et leur épaisseur varie entre 1 et 10 mètres de haut environ. Concernant l'épaisseur des champs de lave, celle-ci est très difficile à évaluer du fait de la rareté de la végétation et de la hauteur des affleurements (jusqu'à 50 mètres dans les zones étudiées sur le terrain).

Figure 2.5: Exemples de surfaces cordées.

Les coulées de type pāhoehoe se décomposent en trois zones distinctes: la base, le cœur et la partie supérieure. La croûte supérieure des coulées pāhoehoe est souvent marquée par des niveaux enrichis en vésicules, principalement dans le tiers supérieur. Les évènements de vésicularisation peuvent être dus à différentes interactions entre les lobes: ils peuvent apparaître quand un front de lobe se rompt, lors de l'injection de lave sous-jacente ou encore lors de la fissuration de la surface (Vye et al., 2013) (Fig. 2.4 et 2.6). Parfois ces vésicules coalescent et forment des méga-vésicules métriques. Cette croûte supérieure est généralement fortement fracturée. La surface des coulées de type pāhoehoe présente souvent des textures de rides ou cordes (Fig. 2.5). Ces textures de surface se mettent en place lors de la progression de la coulée, quand la surface de la lave est encore malléable (bien que refroidie). Les cordes observées sur le terrain font entre 3 et 10 centimètres. En cas de bonne conservation la partie vitreuse est observable, en général sur le premier centimètre.

Le cœur de la coulée est massif et généralement moins fracturé que le sommet, plus massif et moins vésiculeux. Des vésicules tubulaires peuvent apparaître (Fig. 2.3 et 2.6).

La base de la coulée est généralement plus fine que les 2 couches supérieures et présente des parties vitrifiées - par la trempe subie lors du contact entre la base de la coulée et la surface.

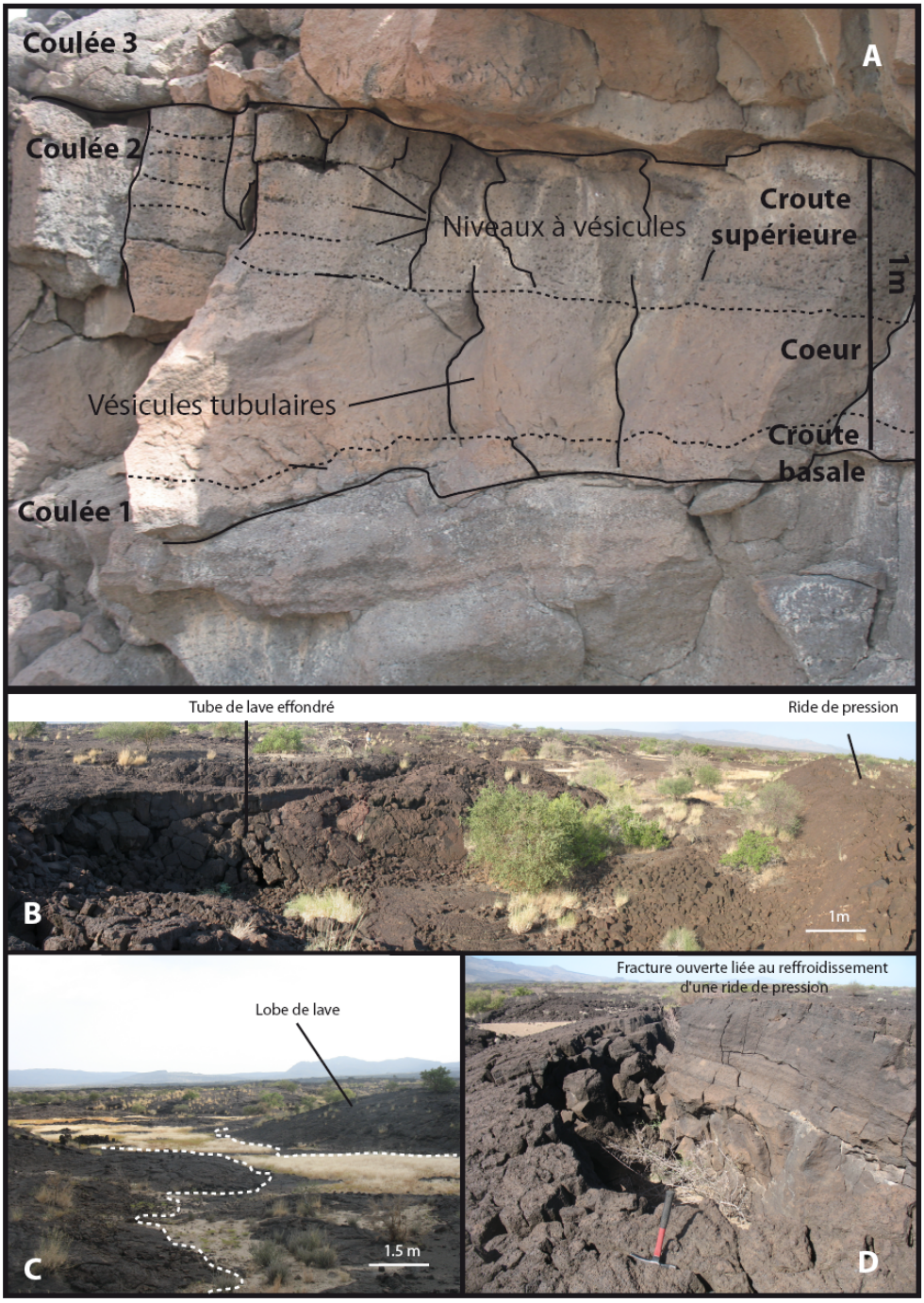


Figure 2.6: Figures morphologiques rencontrées dans un champ de lave. La photo A présente une coulée pāhoehoe type, vue en tranche car faillée. On y distingue les trois unités: la base, le cœur et la surface. On note la base de la coulée avec les vésicules tubulaires qui font la transition avec le cœur, plus massif, et on distingue bien sur la partie supérieure les différents niveaux vésiculeux. La photo B montre un lobe avec une ride de pression (droite) et un tube de lave effondré (gauche). La photo C montre un exemple de lobes bien espacés et séparés par des sédiments. La photo D présente un exemple de fracture ouverte en sommet de ride de pression.

Les lobes de lave peuvent être déformés par endroits et présenter des rides de pression (Fig. 2.6). Ces rides correspondent à des zones irrégulières du lobe, formées pendant la rétractation de la lave lors du refroidissement. Elles sont souvent associées à des fractures ouvertes en surface (Fig. 2.6).

Des indices de la présence de tube ou tunnel de lave peuvent également être rencontrés, notamment par des structures d'effondrement (Fig. 2.6) Les tubes de lave se développent quand la croûte supérieure de la coulée est totalement solidifiée, isolant totalement le reste de la coulée qui peut alors se déplacer à l'intérieur. Ces tunnels de lave ont été largement observés à Hawaii, en Islande et sur l'Etna (Calvari and Pinkerton 1999; Pinkerton et al. 2002; Mattsson and Höskuldsson 2005), et sont des indicateurs de la pente lors de la mise en place de la coulée.

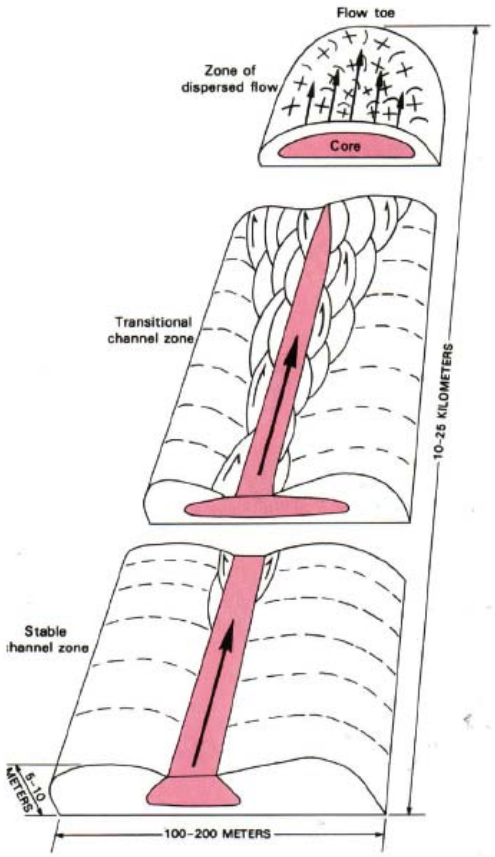
2.2.2 Mise en place des coulées 'a'ā

2.2.2.1 Processus d'écoulement

Les coulées 'a'ā sont caractéristiques des forts taux éruptifs (par exemple, l'éruption du Mauna Loa en 1984 a produit une coulée 'a'ā en 3 semaines à un taux moyen de $10^6 m^3.h^{-1}$, (Lipman et al. 1985). Elles peuvent également être représentatives d'écoulements de pente (>5°) (Hon et al. 1994), mais ce n'est pas une règle générale.

Les coulées 'a'ā sont plus visqueuses que les coulées pāhoehoes et donc moins rapides (parfois quelques centaines de mètres par jour (Macdonald 1953). Une coulée 'a'ā est généralement nourrie par des fontaines de lave dont les produits coalescent pour former une "rivière de lave" (Macdonald 1953) et celle-ci se déplace par l'avancée d'un front actif qui va se rompre constamment sous l'apport massif de matériel (Fig. 2.7). La morphologie chaotique de coulée 'a'ā se développe du fait de la cristallisation de la coulée alors qu'elle est en mouvement (Emerson 1926). Le déplacement rapide de la coulée entre en compétition avec son refroidissement qui tend à l'immobiliser, produisant un effritement chaotique de la coulée (Emerson 1926).

De chaque côté de ces coulées vont se former des levées (Hulme 1974), qui vont donner un caractère chenalisé à la coulée. (Hulme 1974) a montré que ces levées apparaissent à cause



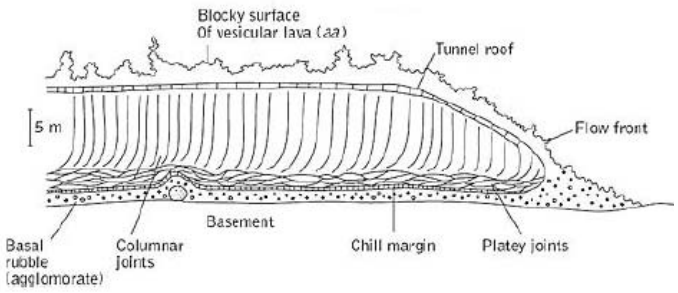


Figure 2.7: Schéma d'une coulée 'a'ā - http://v1.oxfordreference.com/pages/samplep-21.html. La figure de gauche (Lipman et al. 1985) schématise le mode d'écoulement de ce type de coulée: le cœur de la coulée est partiellement isolé thermiquement par les bords, ce qui va favoriser l'apparition de levées. La surface partiellement solidifiée va avoir tendance à se fracturer lors de la propagation de la surface, formant une surface rocailleuse et chaotique (*blocky surface*) (figure de droite). La base de la coulée peut incorporer des clastes issus du sol sur lequel se déplace la coulée.

des champs de contraintes qui existent au sein de la coulée. Ces résultats basés sur des modèles de coulées analogiques ont été confirmés par la suite par (Sparks et al. 1976) qui ont également classé les processus liés à l'apparition de ces levées.

2.2.2.2 Morphologies de coulées 'a'ā

Comme pour les coulées pāhoehoe, les premiers centimètres le la coulée vont subir une trempe une fois en contact avec l'air et peuvent être vitrifiés. La plupart du temps tabulaires, épaisses de 1 à plusieurs dizaines de mètres (jusqu'à 20 mètres dans la zone étudiée), elles présentent un cœur massif de faible vésicularité, coincé entre une base et un toit chaotique, pouvant tous les deux contenir des clastes. Les clastes de la surface sont monolithiques et dus au constant remaniement des blocs de la surface qui se rompt, alors que la base de la coulée peut incorporer des morceaux de sol (Macdonald 1953). Cela produit des surfaces de coulées très scoriacées et facilement érodables (Fig. 2.7 et 2.8).

Figure 2.8: Exemples des morphologies de coulées 'a'ā . A et B: surfaces de coulées de type 'a'ā. C: coulée de type 'a'ā recoupée par une faille, et réactivée en 2005 (liseré blanc de 2-3 m).

2.2.2.3 Autres morphologies de surfaces de coulées

Entre les coulées de type 'a'ā et pāhoehoe existent de nombreuses morphologies de laves intermédiaires, marquant une évolution progressive entre les deux extrêmes. Il a d'ailleurs été souvent observé qu'une même coulée de lave soit initialement caractérisée par une morphologie pāhoehoe, et se développe pour finir en coulée de type 'a'ā (Macdonald 1953; Rowland and Walker 1987a) en revanche, l'inverse n'a jamais été observé (Macdonald 1953).

(Guilbaud et al. 2005) présentent la classification suivante, en proposant une évolution depuis les coulées pāhoehoe jusqu'aux coulées 'a'ā (Fig. 2.9 - schémas et photos A et D).

On peut ainsi distinguer les *shelly*, *spiny, slabby et rubbly pāhoehoe*. Ainsi les coulées *shelly* et *spiny* présentent une morphologie très proche des pāhoehoe mais avec une surface plus chaotique (présence de blocs et *slab,* et pas forcément de cordes). Les *slabby* pāhoehoe

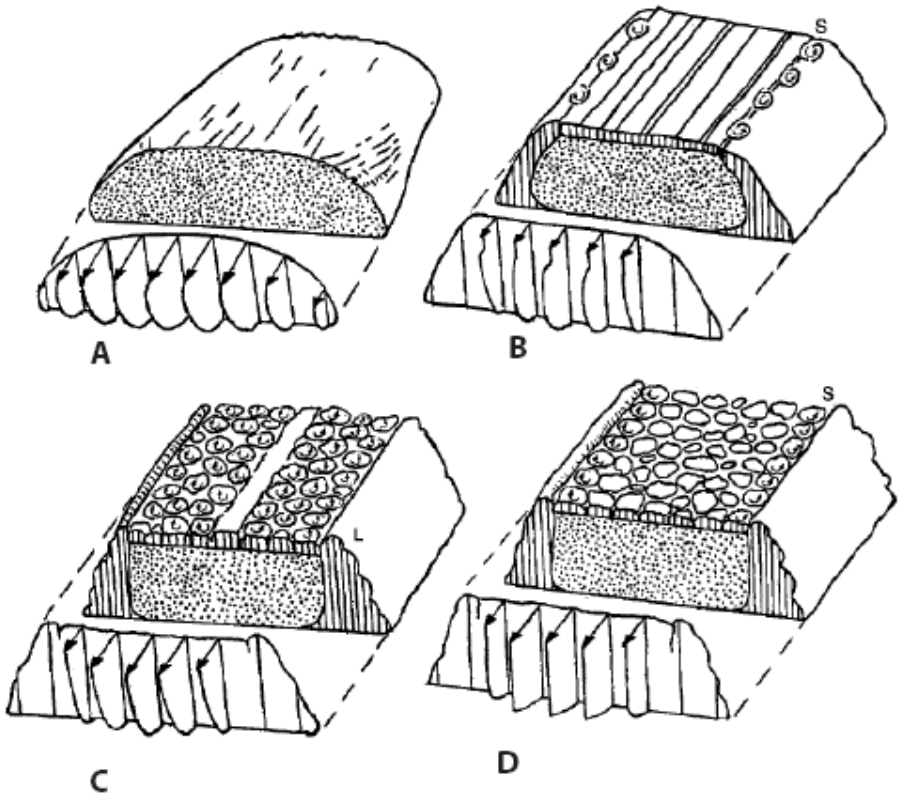


Figure 2.9: Blocs diagrammes schématiques représentant le mode d'écoulement des morphologies de coulées de lave de type pāhoehoe, slabby, rubbly et 'a'ā (Rowland and Walker 1987b). Les profils de vitesse sont indiqués par des flèches en front de coulée. Sont représentées des coulées de type: A -pāhoehoe; B -lave "pâte à dentifrice", où les levées accommodent le cisaillement (S) lié au refroidissement différentiel de la coulée entre le cœur et les bords, au cours du déplacement; C -coulée 'a'ā type "proximal": le fluage différentiel (entre les levées et le cœur de la coulée) provoque la rotation des blocs en surface de coulée, dont les plus externes peuvent se souder aux levées (L); et D -coulée 'a'ā type "distal": le cisaillement est confiné à proximité des levées (S), et la surface principalement composée de blocs indépendants les uns des autres et se déplaçant comme un ensemble chaotique.

présentent des zones tabulaires (de taille métrique) à la surface des lobes. Les *rubbly* présentent encore plus de surfaces de zones tabulaires, mais agencées de façon chaotique ce qui les rend plus proches des coulées 'a'ā. L'ensemble forme une série continue d'un terme (pāhoehoe) à l'autre ('a'ā). Dans cette étude, seules les morphologies 'a'ā et pāhoehoe ont été observées (à part une occurrence de *slabby* pāhoehoe).

Les coulées 'a'ā peuvent également présenter des morphologies variables (Fig. 2.9), cependant sur le terrain seules les morphologies distales (schéma D) ont été observées.

2.2.3 Localisation des différentes morphologies

A l'échelle du segment, il apparait une nette distribution des morphologies 'a'ā et pāhoehoe. Les coulées 'a'ā se trouvent principalement sur les flancs des centres volcaniques évolués tels que les volcans Dabbahu et Badi où les pentes sont les plus fortes. Les coulées pāhoehoe se retrouvent sur les zones de plus faible pente, notamment à la base du volcan Dabbahu et dans la vallée axiale de la zone néo-volcanique. L'épaule Est du rift est également recouverte de coulées de type pāhoehoe, plus vieilles et n'ayant pas été recouvertes par l'activité du volcan Dabbahu. De même, le volcan Durrié est entièrement constitué d'un empilement de coulées de morphologie pāhoehoe.

2.2.4 Fractures associées aux coulées basaltiques en contexte extensif

Les phénomènes d'inflation et de refroidissement des coulées de lave provoquent la formation de joints qui peuvent évoluer en fractures internes aux coulées. Ce type de fractures produit des zones de faiblesse mécanique qui seront plus facilement réactivées en cas d'épisode tectoniques tels que les injections de dikes. Les joints de colonne résultent directement de la contraction thermique qui suit le refroidissement de la coulée. Ils se propagent à partir et de façon perpendiculaire à la périphérie de la coulée vers le cœur de celle-ci (Kattenhorn and Schaefer 2008). En trois dimensions, ils forment les orgues basaltiques.

De plus, un gradient de température se met en place vers l'extérieur de la coulée, provoquant une contraction thermique plus importante proche de la surface qu'au cœur. Cela se manifeste par la formation de craquelures plus serrées au niveau supérieur de la coulée. Ces

zones de faiblesse mécanique seront potentiellement "réutilisées" lors d'épisodes tectoniques ultérieurs.

La Fig. 2.10 ci-après regroupe les différents scénarii d'interaction coulées/failles en fonction de l'intensité de la tectonique et de l'activité volcanique, illustrant la variété des interactions possibles entre coulées et failles. En contexte extensif, une compétition va se mettre en place entre création de topographie par l'activation de faille et comblement de cette topographie par remplissage via la mise en place de coulées de lave.

Actuellement, à l'axe du rift au niveau du Dabbahu, la tectonique semble dominer sur l'apport magmatique, ce qui fait que les failles exercent un contrôle topographique sur la mise en place des coulées les plus récentes (voir partie 2.3). A l'axe de la zone néo-volcanique l'emplacement des coulées est également clairement contrôlé par les failles préexistantes. Cependant, des indications morphologiques couplées aux datations de failles (qui seront décrites dans le Chapitre 4.2) montrent que lors des premières phases magmatiques du Dabbahu (vers 70ka) la tectonique était alors dominée par le volcanisme qui cachetait les failles nouvellement formées ou réactivées. Bien que ce type d'interaction ne soit pas toujours observable directement, nous avons pu démontrer l'abandon de certaines de ces failles lors des

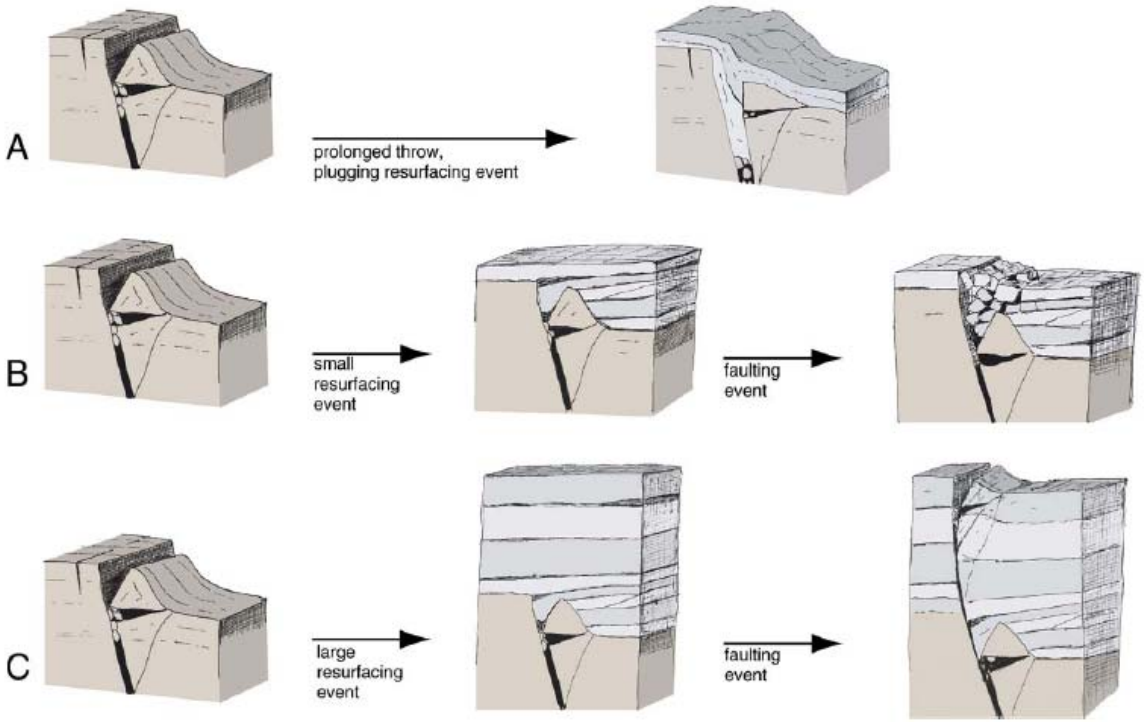


Figure 2.10: Exemples d'interactions entre volcanisme et développement de failles normales
(Pinzuti et al. 2010)

épisodes de fort volcanisme (Faille Gab-B, Chapitre 5). De même, nous avons pu mettre en évidence les interactions de type C (Fig. 2.10) au niveau de la zone sud à l'axe du rift, avec un épisode de remise à zéro de la topographie vers 25ka, où le volcanisme a clairement effacé la topographie pré-existante. Depuis, les failles sont régulièrement réactivées et produisent de nouveau une dépression (ces relations sont détaillées dans le Chapitre 4.3) (Fig. 2.11).

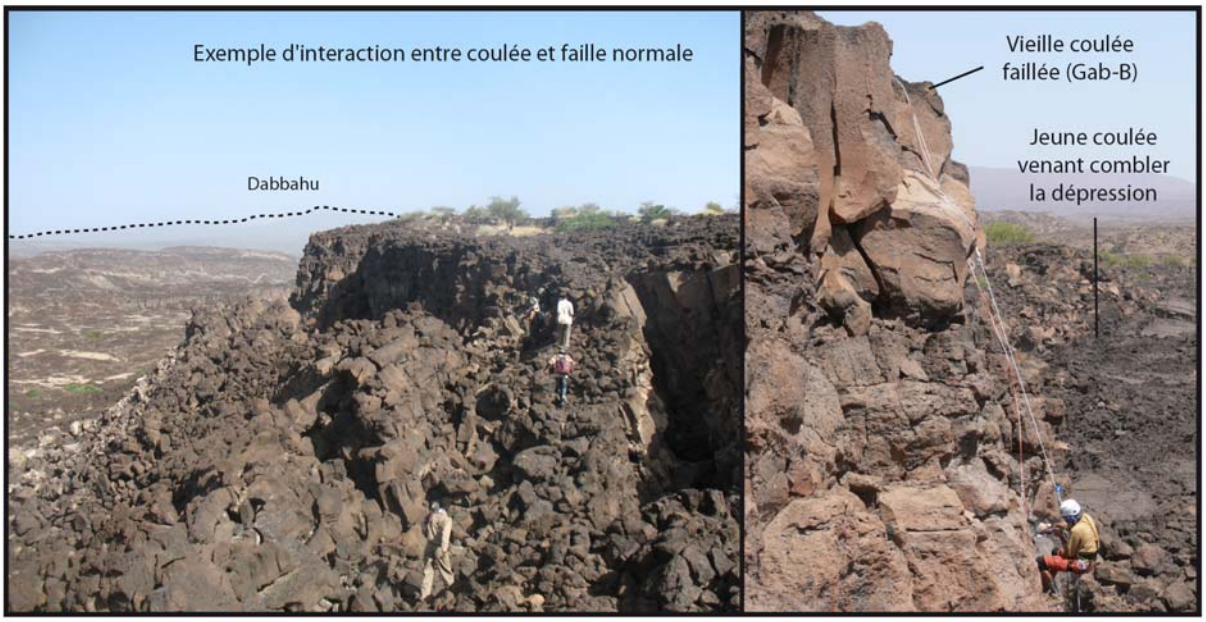


Figure 2.11: Exemples locaux d'interactions entre coulées et failles normales. A gauche la coulée est déformée suite à la formation progressive de la faille. A droite, une coulée récente vient combler la dépression formée par le jeu de failles normales affectant des terrains plus âgés.

2.3 Cartographie des terrains volcaniques

Un travail préalable de cartographie a été effectué avant les missions de 2010 et 2011, afin d'identifier les grandes unités éruptives (représentatives d'un épisode magmatique pouvant durer plusieurs dizaines voire milliers d'années). Les travaux de cartographie déjà existant sur la région (Varet 1978) ne nous permettant pas de distinguer les différentes unités volcaniques décrites ci-avant, il était donc nécessaire d'établir une carte plus détaillée des deux régions étudiées.

La cartographie à cette échelle (1:50 000) permet de cibler l'échantillonnage afin d'établir une reconstruction complète de la chronologie de l'évolution de cette partie du rift, et d'éviter une trop grande dispersion sur le terrain. Ce travail préliminaire est absolument nécessaire car, une fois sur place, les déplacements se font à pied avec caravane de dromadaires pour porter le matériel, et le temps passé sur le terrain est limité à 7-8 jours compte tenu de la quantité d'eau transportable. Il est donc impératif de ne pas perdre de temps et d'avoir déjà une idée de la localisation des objets géomorphologiques à atteindre. Par la suite, ce travail de cartographie a été repris en tenant compte des observations faites sur le terrain, additionnées des données obtenues en laboratoire telles que la chimie des roches et leurs âges.

L'établissement de la carte géologique a été faite en collaboration avec l'équipe de volcanologie du British Geological Survey à Edimbourg, sous la direction de Charlotte Vye-Brown (Vye-Brown 2012). Les données utilisées (LIDAR, ASTER, LandSat, et photos aériennes) ont été gracieusement mises à disposition par l'Université de Leeds dans le cadre de l'étude menée par l'Afar Rift Consortium (financée par le National Environement Research Council de 2007 à 2012). Les travaux de manipulation des images satellites ont été réalisés en utilisant le logiciel ENVI®. L'analyse de la topographie a été faite grâce à un modèle d'élévation numérique de terrain LIDAR. Le logiciel GeoVisionary™, qui permet la visualisation en 3D de la zone d'étude, a également été utilisé pour obtenir un effet de stratigraphie relative à travers l'élévation, la pente et les contacts entre unités volcaniques. L'interprétation a été digitalisée sous Arc GIS. Ce travail de cartographie a permis de produire une nouvelle carte géologique du rift de Dabbahu/Manda Hararo (carte publiée sous: (Vye-Brown et al. 2012).

Cette partie détaille les outils de télédétection utilisés avant de développer le travail de cartographie général. Il est important de bien souligner que le résultat final de cartographie ne repose pas entièrement sur de l'imagerie satellitaire mais bien sur une *combinaison* de données variées provenant à la fois des observations de terrain, d'analyses chimiques, de datation et d'imagerie.

2.3.1 Principes de télédétection

Les images de télédétection sont basées sur l'analyse de l'énergie solaire ayant interagi avec la surface terrestre. Lorsque l'énergie solaire interagit avec un objet, cinq types d'interactions sont possibles. L'énergie peut être:

- **transmise** : elle passe à travers l'objet et subit une modification de vitesse déterminée par son index de réfraction;

- **absorbée** : l'énergie est "donnée" à l'objet via une des réactions éléctroniques ou moléculaires;

- **réfléchie** : l'énergie est retournée inchangée avec un angle d'incidence égal à l'angle de réflexion. La *réflectance* est le ratio de l'énergie réfléchie sur l'énergie incidente (*radiance*) d'un corps. La radiance est indépendante de la géométrie optique alors que la réfléctance dépend de l'angle de visée. L'ensemble des longueurs d'onde réfléchies détermine la couleur d'un objet;

- **dispersée** : l'énergie est renvoyée dans un ensemble de directions aléatoires;

- **émise** : c'est le cas où l'énergie est absorbée puis ré-émise avec une plus grande longueur d'onde. Dans ce cas, l'objet chauffe.

2.3.2 Données disponibles

Trois types d'images de télédétection ont été utilisés, ainsi que trois modèles numériques de terrain (MNT) et des photos aériennes:

- **SPOT 5** (Satellite Pour l'Observation de la Terre) est un système d'imagerie optique spatiale à haute résolution avec une fauchée de 60km et une résolution de 5mètres. Il collecte la lumière réfléchie par la surface terrestre dans le visible et moyen infra-rouge (de 0.49 à 1.75µm, répartis sur 6 bandes). En plus des images haute résolution, il produit un MNT d'une résolution verticale de 2,5m.

- **LANDSAT 7**: Le système Landsat-7 permet de collecter 7 bandes d'énergie réfléchie et une bande d'énergie émise. L'énergie solaire collectée par les capteurs est transformée en unités de radiance. Cette *radiance* correspond au flux d'énergie primaire (ou brillance) reçue par le capteur pour un angle de visée donné. La quantité d'énergie émise et réfléchie vers les capteurs du satellite va dépendre de la nature de la surface qui les émet. Par exemple une surface boisée aura une signature spectrale différente d'une surface granitique ou basaltique. Grossièrement, les huit bandes enregistrées permettent de discrétiser la réponse spectrale globale en fonction de la signature individuelle des différents types de surfaces. Landsat 7 a une fauchée de 185km et une résolution de 30m.

- **ASTER** (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*). C'est un instrument d'imagerie embarqué sur le satellite TERRA de la NASA Earth Observing System (EOS), mis en orbite en décembre 1999. Les données ASTER sont utilisées pour produire des cartes détaillées de la surface terrestre en fonction de la température de surface, de la réfléctance et de l'élévation. ASTER est constitué de 3 instruments séparés qui opèrent dans trois bandes spectrales distinctes: l'un dans le visible et proche infra-rouge (VNIR pour Visible and Near Infrared), le second dans l'infra-rouge lointain (SWIR pour Shortwave Infrared) et le dernier dans l'infra-rouge thermique (TIR pour Thermal Infrared).

-**LIDAR**: (*LIght Detection And Ranging*) En Afar, le Lidar a été acquis par l'ARSF du *National Environment Counil* (Grandin et al.), pour l'Afar Rift Consortium. Les images utilisées dans ces travaux ont été produites par Barbara Hoffman (Université de Leeds). Cette technique de télédétection implique l'émission d'un rayon laser qui se réfléchit sur la cible et dont un récepteur analyse les propriétés. Utilisée en cartographie pour sa haute résolution (de l'ordre du mètre), elle combine un système de télémètre laser (Lidar) qui peut être embarqué (sur avion par exemple), à un système de référence inertiel (qui permet de compenser les mouvements du mobile - sur lequel est embarqué le Lidar) ainsi qu'à un système de positionnement par satellite global (GPS). Comme le Lidar émet son propre signal, il n'est pas dépendant de l'énergie du soleil et peut fonctionner de jour comme de nuit, et fournir des données d'altitude très précises dans des régions de faibles contrastes altimétriques (comme au niveau de certains champs de laves). Le relevé topographique par la technique Lidar reste malheureusement très couteux, c'est pourquoi la surface couverte au niveau du rift de

Dabbahu a été restreinte à l'axe. Pour le reste du segment, nous avons pu utiliser un modèle d'élévation de terrain de type SRTM.

- **SRTM**: (**Shuttle Radar Topography Mission**) Cet instrument embarqué sur la navette spatiale Endeavour en Février 2000 a permis de fournir une topographie précise de la surface terrestre, via une technique d'interférométrie radar, où deux images de la même région sont prises à partir de deux points différents. La différence d'angle enregistrée permet de calculer la distance de la surface observée par rapport à l'instrument (dont la position est connue à chaque instant).

- **PHOTOS AERIENNES** - Ces photos ont été prises sur une bande d'environ un kilomètre de large et couvrent toute la longueur de l'axe du rift et sont la propriété de l'Afar Rift Consortium (la collaboration au cours de cette thèse avec le Consortium nous a permis d'avoir accès à ces données). Ces photos aériennes ont pu être combinées aux MNT (Lidar et SRTM) sous GeoVisionary, permettant une meilleure visualisation des contrastes entre les différentes unités volcaniques.

2.3.3 Traitement des données

Les données ASTER et LANDSAT ont initialement été orthorectifiées et corrigées des perturbations atmosphériques. Elles ont ensuite été modifiées par traitement d'image pour faire ressortir certains contrastes en fonction des propriétés de surface (analyses en composantes principales et "décorrelation stretching", fausse-couleur-composite et "histogramme stretching"). Ce travail a été réalisé en amont par Kay Smith au BGS et les techniques utilisées ne seront pas développées ici.

La Fig. 2.12 présente quelques exemples de données d'imagerie satellitaire qui ont été largement utilisées pour les travaux de cartographie. Les images Landsat utilisées reflètent la composition des roches de façon qualitative. Les roches acides apparaissent en jaune/orange, alors que les roches basiques tirent vers les bleus. Les zones vertes correspondent aux zones de végétation et plaines sédimentaires. Les images ASTER sont elles, sensibles à l'état de rugosité de surface, et donc à la morphologie des roches. Certains traitements (effectués par l'équipe du BGS à Edimbourg) permettent d'amplifier les contrastes et de leur attribuer des

couleurs différentes, produisant des images ASTER combinées. Enfin, les modèles numériques de terrain sont un atout pour contraindre les limites de coulée.

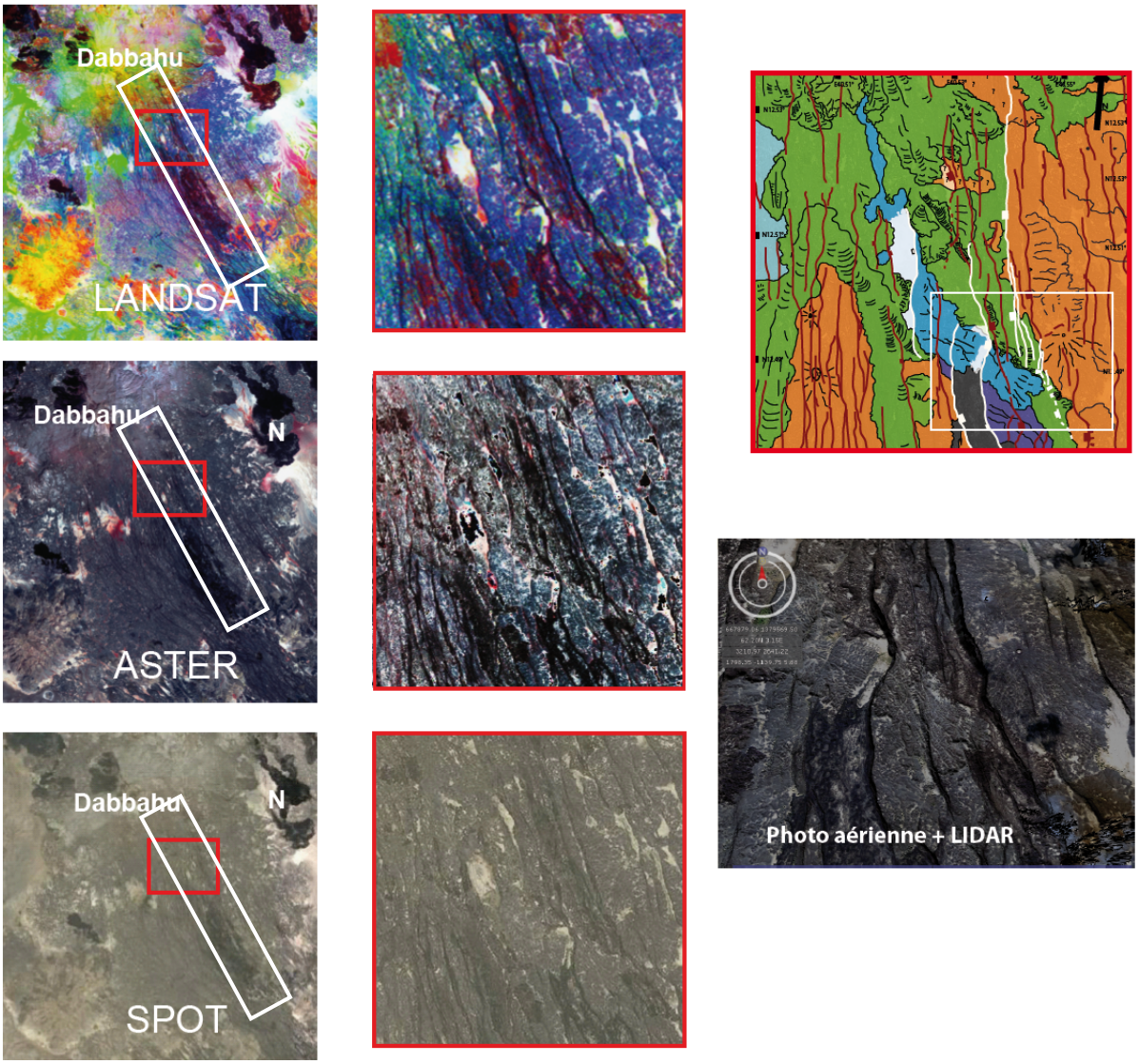


Figure 2.12: Exemples de données satellite utilisées pour la cartographie dans la région Nord (flancs de Dabbahu). Les figures de la colonne de gauche représentent de haut en bas: une image Landsat, ASTER et SPOT du segment de Dabbahu. Le cadre blanc montre la couverture Lidar. L'image Landsat offre une représentation qualitative de la teneur des roches à l'affleurement en silice: plus celles-ci sont riches en silice plus elles seront dans les teintes jaunes, alors que les basaltes auront des teintes bleues. L'image ASTER est quant à elle plus sensible à l'état de surface (rugosité, recouvrement sédimentaire, température). L'image SPOT est ici en couleurs naturelles. Les images de la colonne de droite montrent la région d'étude dans les trois techniques. On distingue en blanc sur les images Landsat et SPOT une petite plaine sédimentaire. Les contrastes et la comparaison de ces trois images permettent d'identifier avec une faible incertitude les différentes unités volcaniques (carte de droite), et parfois même des coulées individuelles (exemple: la coulée bleue et la coulée violette).

L'ensemble de ces données a permis de faire la distinction entre différentes unités de lave, sur la base de leur morphologie, pétrologie et degré de différentiation. On peut distinguer les lobes des coulées de type pāhoehoe, les surfaces scoriacées des coulées plus anciennes et donc altérées, les levées de coulées 'a'ā et les surfaces plus vitreuses des coulées les plus récentes. Cependant, la distinction des coulées entre elles, particulièrement dans des champs de laves entièrement constitués de coulées pāhoehoe, reste problématique. Il est en effet très difficile de rattacher les différents lobes sur des surfaces pouvant faire plusieurs dizaines de kilomètres carrés. Au niveau de la zone d'étude, la faible densité de végétation (rares buissons ou acacias) et l'aridité de la région font que les surfaces à l'affleurement sont faiblement érodées et peu recouvertes. Ainsi, la signature spectrale des images satellite est bien représentative des propriétés de surface des roches à l'affleurement (rugosité de surface, composition et température) et avec peu d'interférences et d'incertitudes. Les interpolations faites à partir des images satellite ont été confirmées plus tard par l'échantillonnage sur le terrain, lors des campagnes de 2010 et 2011.

2.4 Cartographie réalisée

Les travaux de cartographie - préliminaires, et ceux effectués après les différentes missions de terrain - ont pour but, non seulement de décrire la géologie des terrains rencontrés, mais aussi d'aider au ciblage de l'échantillonnage, afin que celui-ci soit exhaustif au regard des objets géomorphologiques rencontrés.

2.4.1 La zone Nord: les flancs du volcan Dabbahu

La première zone d'étude s'étend de 12°32N à 12°28N et de à 40°28E à 40°34E. Elle couvre ~55 - 60 km^2. Dans cette région, le volcan Dabbahu s'est développé depuis un stade de volcan bouclier - caractérisé par une base de volcanisme fissural avec des coulées de type pāhoehoe -jusqu'à un stade plus complexe de stratovolcan. Au cours de sa croissance, les pentes du volcan se sont accentuées, ce qui s'est traduit par des morphologies de lave de type 'a'ā. En parallèle, les failles du rift se sont développées, exerçant un contrôle topographique sur l'écoulement de certaines coulées. Cette zone est également remarquable du fait qu'elle met en contact les produits du volcan Dabbahu avec ceux de la zone néo-volcanique, qui produit actuellement des coulées de type pāhoehoe dans la dépression axiale.

Les variations de morphologie ('a'ā et pāhoehoe) et de composition chimique des laves se

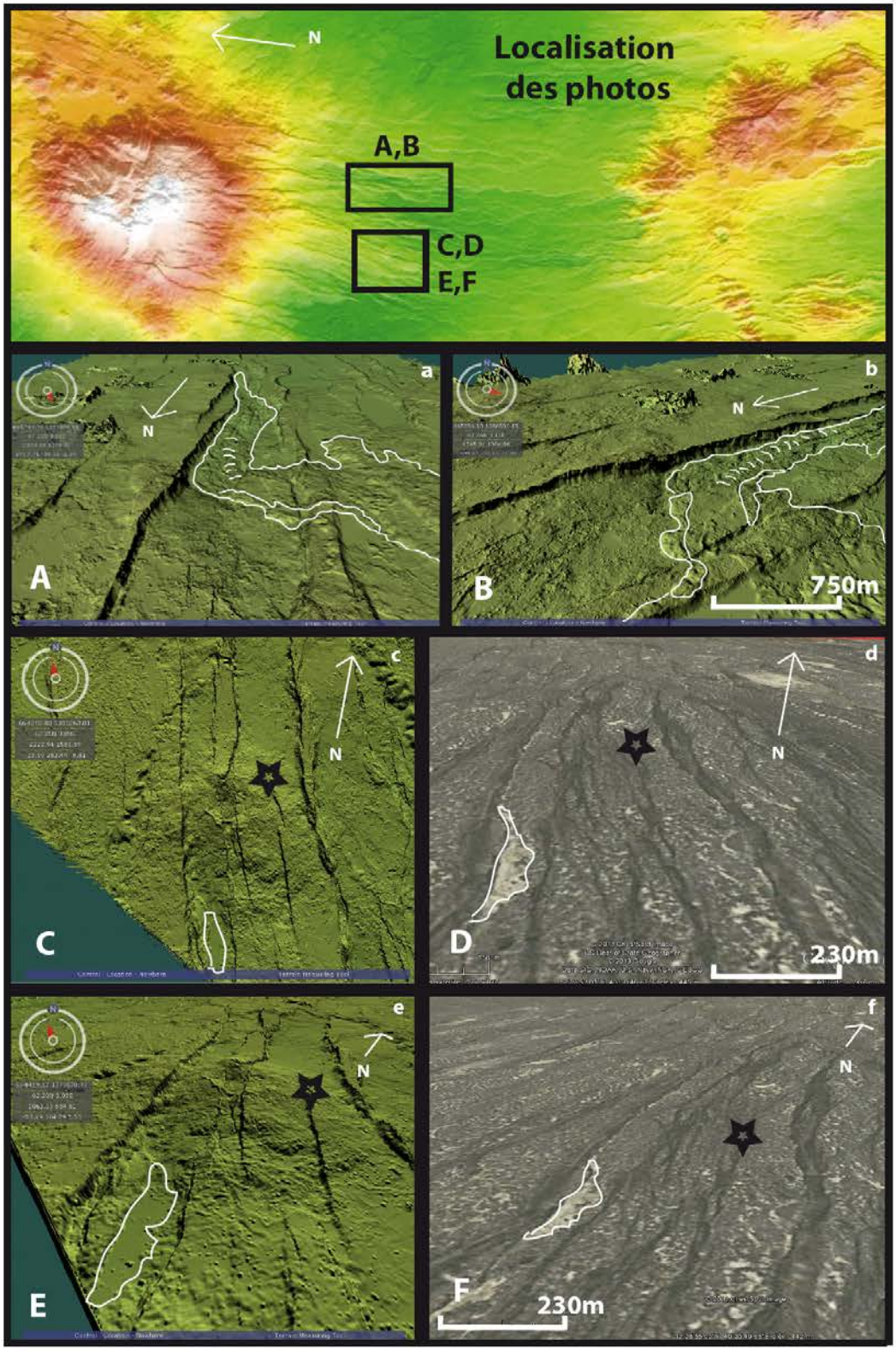


Figure 2.13: Exemples d'utilisation du Lidar sous Geovisionary. Figures A et B (top): mise en évidence du contrôle topographique exercé par la faille N-S sur l'écoulement de l'unité volcanique soulignée en blanc. Figures C, D, E et F: le contour blanc souligne dans les 4 vues (Lidar colonne de gauche, Google Earth colonne de droite) la même petite plaine sédimentaire. On remarque que la résolution du Lidar permet de révéler la présence d'un ancien cône volcanique, et surtout de pouvoir en placer la limite.

traduisent sur les images Landsat et ASTER par de forts contrastes, ce qui en fait une zone particulièrement agréable à cartographier.

Les coulées de pente ont également produit des structures directionnelles d'écoulement (formation de rides suivant la direction de plus grande pente empruntée par la coulée), qui peuvent être visibles sur les images SPOT ou Lidar. L'utilisation des données Lidar a permis de mettre en évidence d'autres détails géomorphologiques, impossibles à distinguer ni sur les images satellites (de plus basse résolution), ni sur le terrain où les failles ne permettent pas toujours d'avoir une vue d'ensemble. La Fig. 2.13 montre deux exemples de l'apport de l'imagerie Lidar, avec la visualisation nette d'un contrôle topographique exercé par une faille sur l'écoulement d'une coulée, et la détection d'un centre éruptif partiellement faillé invisible autrement.

La combinaison de ces données a mené à une cartographie précise de la région (Fig. 2.14). Cette carte distingue 7 unités volcaniques principales. Le plancher (orange) est constitué d'unités pāhoehoe dont certains cônes éruptifs sont préservés. Plusieurs unités composées de coulées 'a'ā se mettent ensuite en place (unités violettes, bleues et vertes). La plus jeune unité émise est l'unité noire, à l'axe. Le détail de l'évolution de cette région est discuté dans le Chapitre 4.

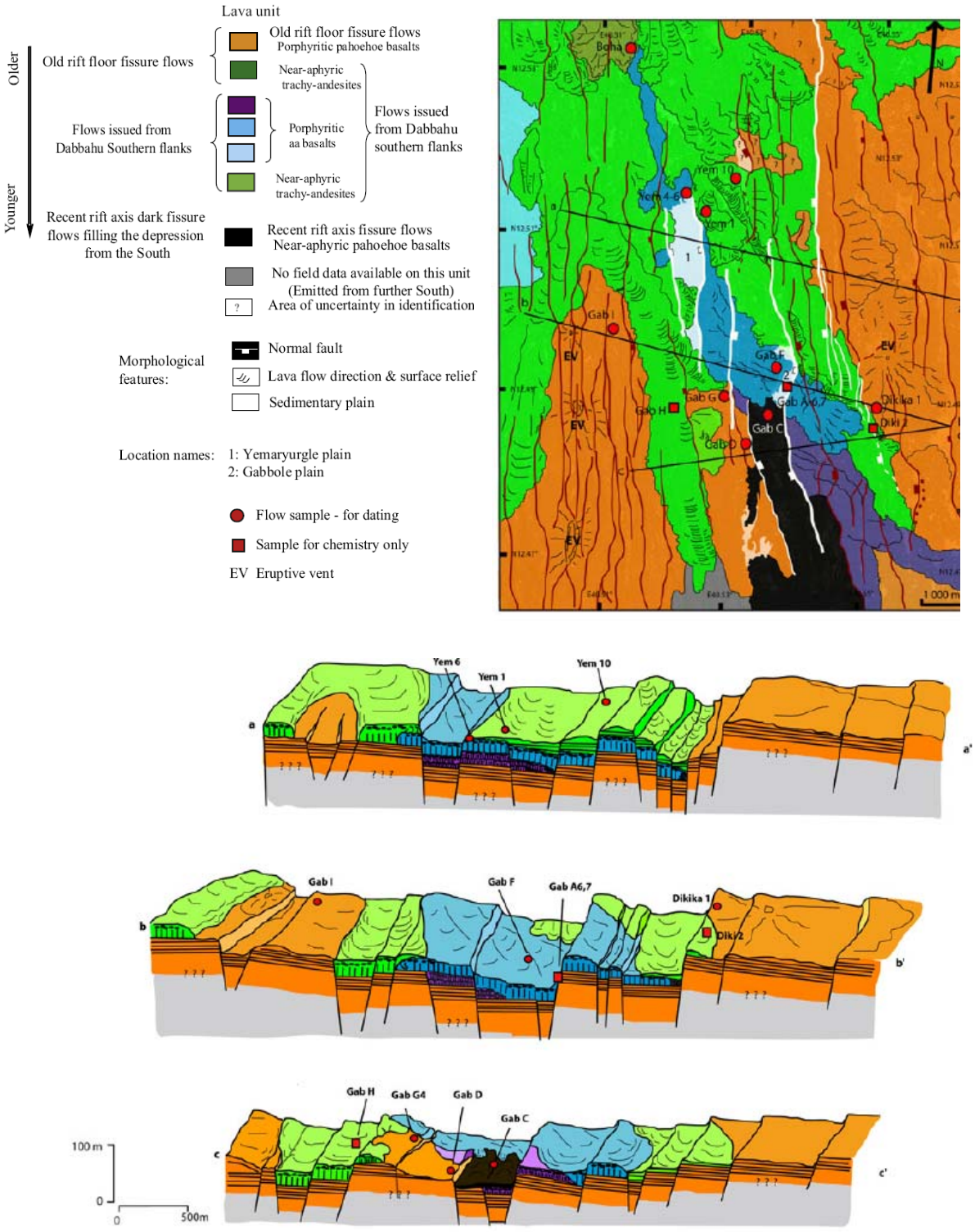


Figure 2.14: Cartographie de la zone d'étude (Medynski et al., 2013)

2.4.2 La zone Sud: de Durrié à l'axe du rift

La zone sud a été choisie pour accéder à l'axe du rift dans sa partie centrale et pour être loin du volcan terminal Dabbahu. La zone d'étude s'étend de la base Est du volcan Badi jusqu'à la caldera axiale. L'analyse de la topographie axiale a donc plus de chances d'être représentative du fonctionnement de la zone néo-volcanique du rift, hors de portée de l'influence du volcan Dabbahu. La Fig. 2.15 montre la couverture des différentes données satellitaires utilisées.

A la différence de la zone Nord, la zone Sud est entièrement constituée de basaltes de morphologies pāhoehoe, qui s'étendent sur environ 200km^2. Les compositions évoluant peu (MgO de 7.39 %wt à 9.20 %wt - cf. Chapitre 4, partie 4.3) les contrastes entre les différentes unités volcaniques sont eux aussi limités, rendant la distinction des unités qui composent cette zone plus délicate.

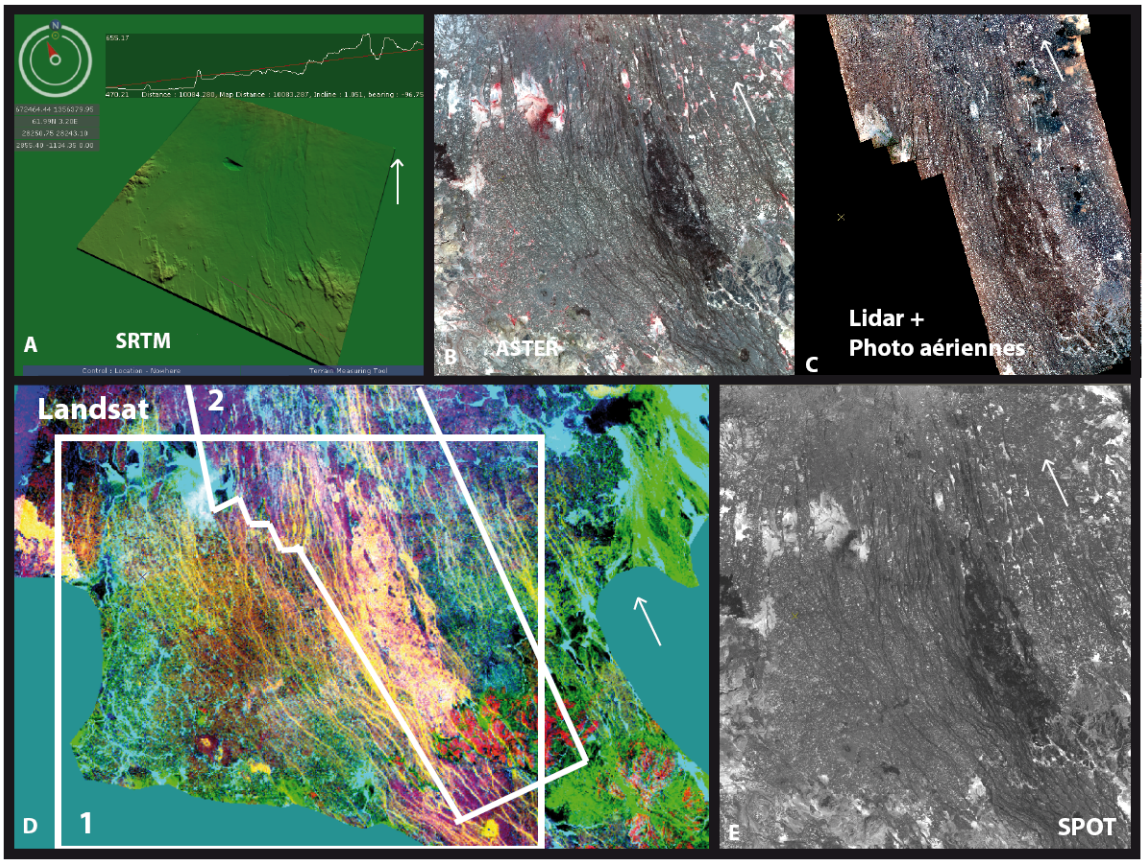


Figure 2.15: Données satellitaires disponibles pour la cartographie du sud du segment de Dabbahu. Les couvertures des différentes images est donnée sur la figure D (en bas à gauche). A: couverture SRTM. B: couverture ASTER. C: couverture Lidar + photos aériennes. D: couverture Landsat. E: couverture SPOT.

La région est parsemée de cônes éruptifs qui ont aidé à établir l'origine des différentes unités. Celles-ci ont pu être mises en évidence par la reconnaissance de ruptures de pente aux alentours des cônes par exemple, mais aussi par la manipulation d'images ASTER effectuée par Kay Smith au BGS. Même ainsi, certaines incertitudes sur les limites d'unités n'ont pu être levées que par leur datation (voir Chapitre 4, partie 4.3). La présence de sédiments éoliens ne peut constituer un indice fiable car la taille des micro-plaines sédimentaires dépend de l'espacement des lobes de la coulée, et non pas de sa durée d'exposition. En plus de ses cônes éruptifs et de ses coulées pāhoehoe, la région sud présente quelques reliques de massif rhyolitique (avec de fréquentes occurrences d'obsidienne), rattachées au complexe de l'Ado-Alé Gommoyta.

Trois complexes volcaniques ont été identifiés sur la zone sud: le volcanisme axial d'une part et deux ensembles volcaniques hors axe d'autre part. Les deux complexes hors-axe sont

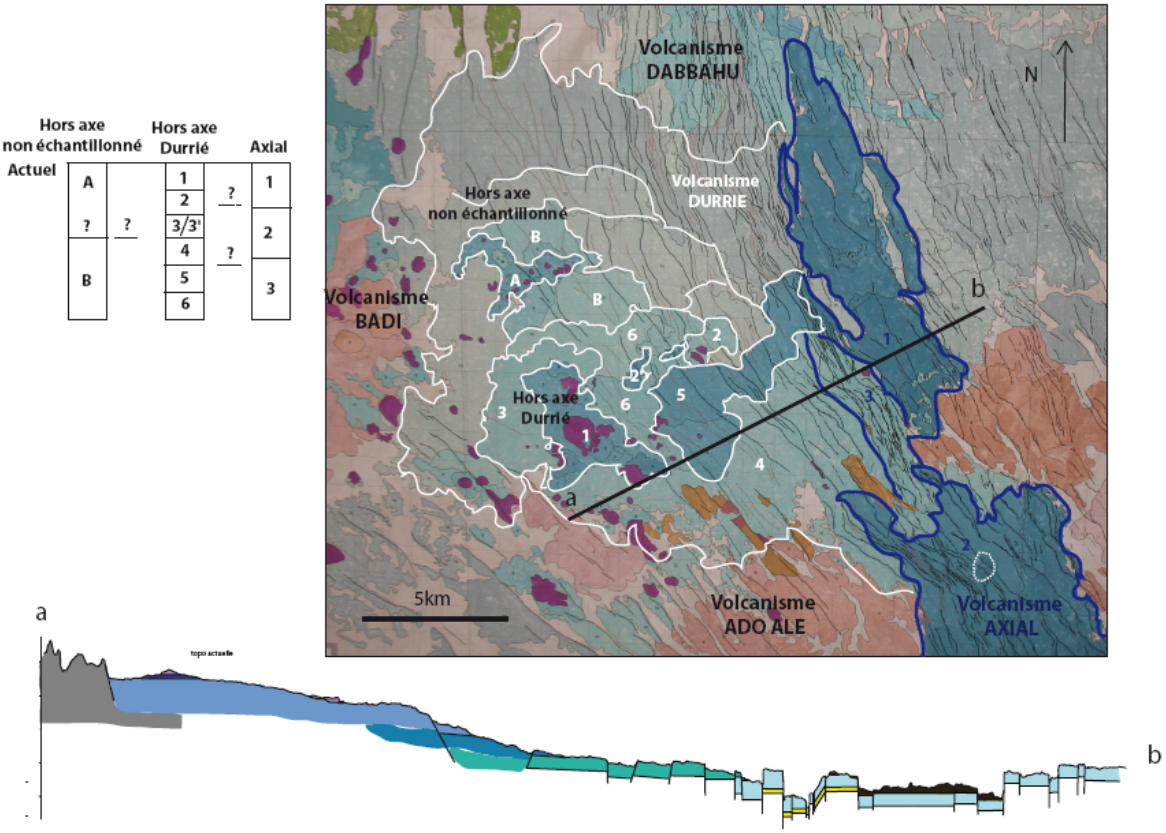


Figure 2.16: Cartographie finale de la zone sud (région de Durrié). Cette carte a été publiée au BGS (Vye-Brown et al. 2012). En plus des produits de l'Ado-Alé Gommoyta, de Badi et de Dabbahu on distingue le volcanisme axial (bleu) qui s'étend de la caldera centrale jusqu'au nord de la dépression axiale (1-3). Le volcanisme hors-axe (situé entre Badi et l'axe) a été décomposé en 2 ensembles (notés 1-6 et A-B). Les unités sont indexées des plus jeunes (1 et A) aux plus anciennes (6 et B). Cette cartographie est détaillée dans le chapitre 4, partie 4.3.

définis par deux alignements distincts de centres éruptifs (unités 1 et A sur la Fig. 2.16). La limite entre volcanisme axial et hors axe est imposée par un contrôle tectonique (Fig. 2.16 et 2.19).

- *Le volcanisme axial*

On distingue trois unités volcaniques. La plus ancienne (unité 3) semble avoir recouvert l'ensemble de l'axe, avant d'être elle-même recouverte par le volcanisme de la caldera (unité 2) et enfin par le volcanisme récent confiné dans la dépression axiale (unité 1). La limite entre les unités 2 et 3 est marquée par une limite topographique ainsi que par une différence nette de signature spectrale (Fig. 2.17).

La limite entre les unités 1 et 2 est marquée par le contrôle topographique formé par les failles bordières de la dépression axiale (voir coupe Fig. 2.16).

- *Le volcanisme hors-axe*

Le volcanisme hors-axe s'étend sur une surface d'environ 120km^2. La hiérarchisation des unités volcaniques s'est articulée autour des cônes éruptifs cartographiés. On note deux familles de cônes éruptifs: celle de l'édifice Durrié au sud, autour duquel se mettent en place des unités concentriques (1-6), et une autre plus au nord, composée de plusieurs cônes alignés perpendiculairement à la direction de l'extension (Fig. 2.17, unités A & B)). Comme aucun échantillon n'a pu être pris sur les unités de ce dernier complexe volcanique, il nous est impossible de contraindre son emplacement avec certitude - morphologiquement, il est

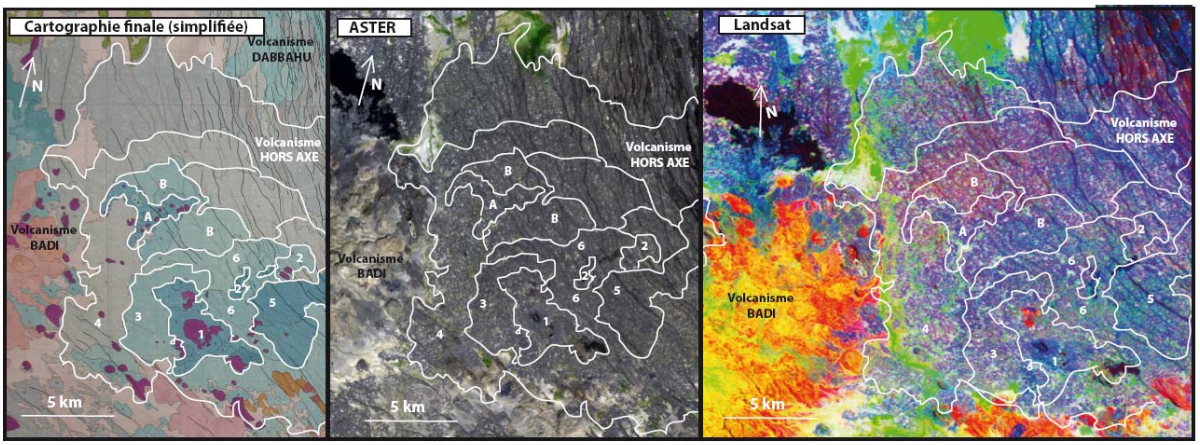


Figure 2.17: Détails de la région de Durrié - cartographie finale, Aster et Landsat

impossible de dire quelle unité précède l'autre. L'alignement des cônes de l'unité nord est surprenante car de tels alignements marquent la position en surface de l'emplacement d'un ou

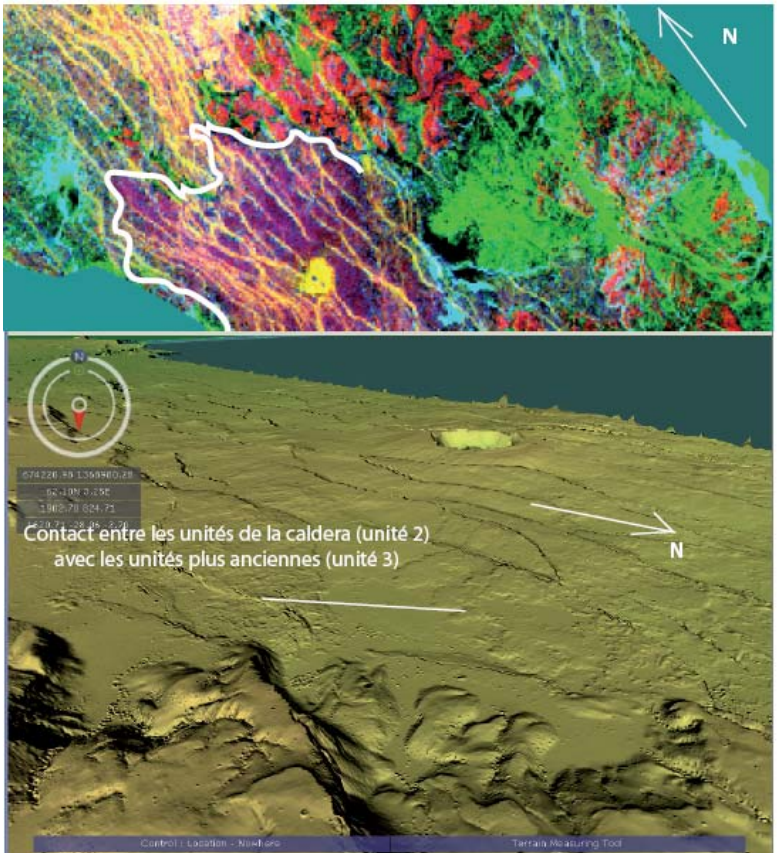


Figure 2.18: Limite des unités 2 et 3 du volcanisme axial par topographie et contraste de signature spectrale.
Pour échelle, le diamètre de la caldera (qui apparait en jaune clair) fait environ 1 km.

plusieurs dikes (qui ont permis la mise en place des laves), et cela impliquerait donc la mise en place de dikes perpendiculairement aux contraintes régionales.

Là encore, la distinction des limites d'unités volcaniques des complexes hors-axe et leur hiérarchisation en terme d'unités volcaniques distinctes s'est faite sur la base de contacts topographiques (SRTM) et de contrastes de signature spectrale.

La hiérarchisation des failles s'est principalement faite grâce aux observations de terrain, pour pouvoir distinguer les failles (avec rejet) des fractures ouvertes (sans rejet). Il apparait que le complexe Durrié, bien qu'ayant recouvert la partie ouest du rift, commence à se démanteler par le jeu de fractures récentes (voir Chapitre 4.3). Une fois encore, quand le Lidar était disponible, il était plus facile de distinguer les limites topographiques entre les différentes unités (Fig. 2.18). La cartographie finale de la zone a permis d'établir des coupes synthétiques de la zone (Fig. 2.19).

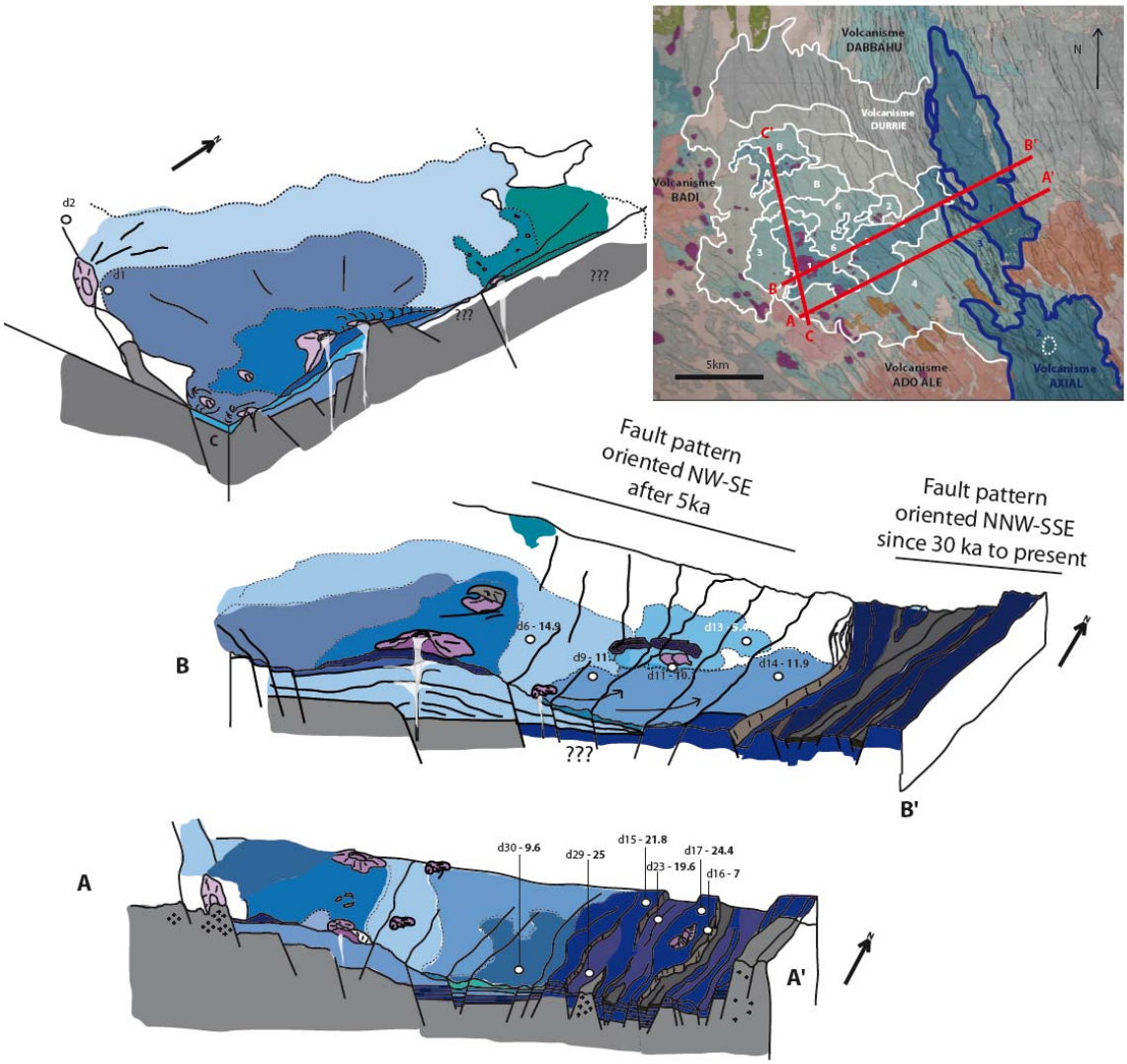


Figure 2.19: Coupes schématiques de la zone allant de Badi à l'axe du rift. Le développement du volcan hors axe repose sur un volcanisme axial plus ancien et remet la topographie à zéro. De nouvelles fractures apparaissent ensuite, qui curieusement ne suivent pas l'orientation de l'axe du rift (voir Chapitre 4, partie 4.2).

2.5 Conclusion

La cartographie détaillée des deux zones d'études a permis de mettre en évidence les relations morphologiques et parfois chronologiques (de façon relative) entre la mise en place des différentes unités volcaniques d'une part, et la croissance des failles d'autre part.

La datation de ces évènements - volcaniques et tectoniques - permet d'apporter une dimension quantitative à cette première étape d'analyse morphologique du paysage. La combinaison de ces travaux de cartographie avec les travaux de datation sont détaillés dans les Chapitres 4.1 (évolution volcanique de la zone Nord), 4.2 (évolution de la topographie de la zone Nord) et 4.3 (évolution tecto-volcanique de la zone Sud). Ils sont présentés sous la forme d'articles (paru pour le chapitre 4.1, en cours de révision pour le chapitre 4.2 et en préparation pour le chapitre 4.3).

Troisième chapitre

Quantification de l'évolution géomorphologique des paysages avec les isotopes cosmogéniques ^{3}He et ^{36}Cl

Le développement des techniques d'étude des processus de surface par les isotopes cosmogéniques a permis une avancée majeure en géomorphologie quantitative. En effet, le signal cosmogénique enregistré dans des objets géomorphologiques très variés permet de quantifier de nombreux processus de surface. Ce sont, depuis une vingtaine d'années maintenant, des techniques de pointe impliquées aussi bien dans des études visant à quantifier les taux d'érosion que dans des études paléo-environnementales (comme la datation du recul des glaciers - (Gayer et al. 2006). Ces techniques permettent également sous certaines conditions de dater des objets volcaniques trop jeunes pour être datés par les techniques "traditionnelles" (telles que l'Ar-Ar par exemple). Un autre avantage incontestable de la datation par la technique des cosmonucléides dans les environnements volcaniques est qu'elle s'applique aux surfaces horizontales comme verticales, ce qui va donc nous permettre de dater à la fois des surfaces de coulées mais aussi des escarpements de failles. Ce chapitre débute par une introduction aux principes de datation par les cosmonucléides et leurs applications aux problèmes de géomorphologie, puis d'une description des techniques analytiques utilisées pour les analyses.

3.1 Production des isotopes cosmogéniques

3.1.1 Rayonnement cosmique et flux primaire

La Terre est constamment soumise à un rayonnement galactique cosmique (GCR) issu de la Voie Lactée, principalement composé de nucléons de haute énergie: 83 % de protons et 13 % de particules α. Le reste du flux est composé d'électrons (3%) et de noyaux durs (1%) (Gosse and Phillips 2001). Ce flux de rayons cosmiques est considéré comme isotrope et constant avant son entrée dans le champ magnétique terrestre. Une fois que les particules de ce flux entrent en contact avec les molécules de l'atmosphère terrestre, elles vont provoquer une cascade de réactions nucléaires qui va mener à la formation d'un flux primaire d'isotopes dit cosmogéniques.

Une fois entré en contact avec le champ magnétique terrestre, ce flux primaire cesse d'être isotrope, car les particules sont déviées en fonction de la direction et de l'intensité du champ, ainsi que de la charge de la particule. Cette déviation entraîne une atténuation du flux primaire qui dépend de l'angle formé entre les lignes de champ et la direction du flux. Le champ magnétique constitue un bouclier contre les particules chargées, donc plus le flux aura

de lignes de champ à traverser, plus il sera amoindri. Par conséquent, les flux de particules sont plus importants au niveau des pôles où le champ magnétique est plus faible, qu'à l'équateur.

L'effet du champ magnétique se traduit par une dépendance du taux de production à la latitude (Lal 1991; Dunai and Wijbrans 2000; Stone 2000; Gosse and Phillips 2001; Desilets and Zreda 2003). La capacité du flux de particules à pénétrer le champ magnétique est décrite par sa quantité de mouvement divisée par sa charge, aussi appelée rigidité magnétique. En chaque point de la magnétosphère peut être définie une valeur seuil de rigidité magnétique. Si les particules ont une rigidité magnétique supérieure à ce seuil alors elles seront capables de produire une cascade réactionnelle significative (e.g. capable d'atteindre le niveau de la mer) (Ziegler 1998).

Les variations de l'intensité du champ magnétique au cours du temps ont donc eu une incidence sur les taux de production du flux primaire dans le passé (Fig. 3.1). Plusieurs modèles ont été proposés pour corriger le taux de production actuel de ces fluctuations passées (Dunai 2001a) sur la base de compilation de données de paléomagnétisme (Nishiizumi et al. 1989a; Guyodo and Valet 1999; Desilets and Zreda 2003; Carcaillet et al. 2004; Muscheler et al. 2005).

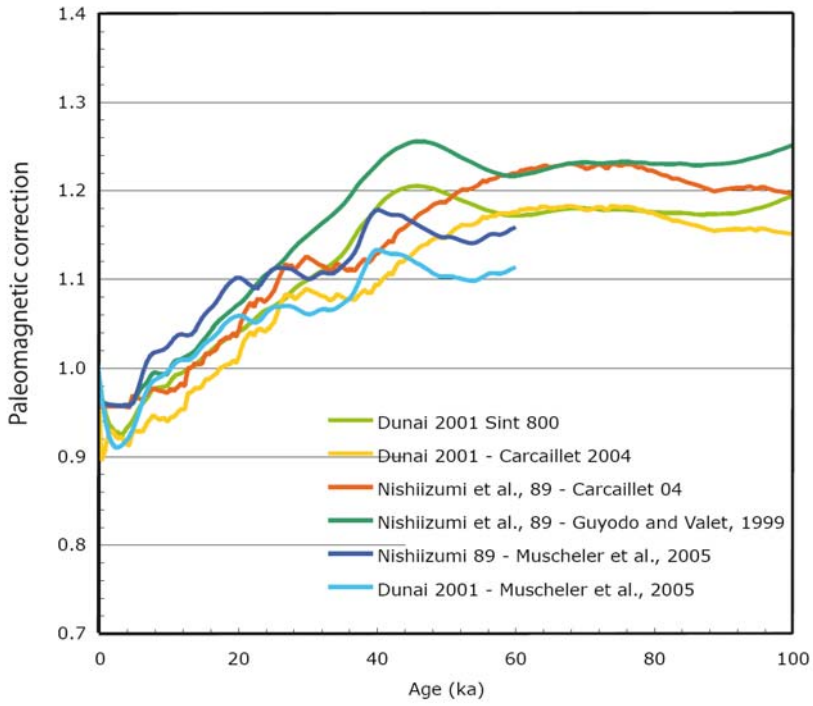


Figure 3.1: Compilation des données existantes sur les différentes reconstructions paléomagnétiques des derniers 100 ka.

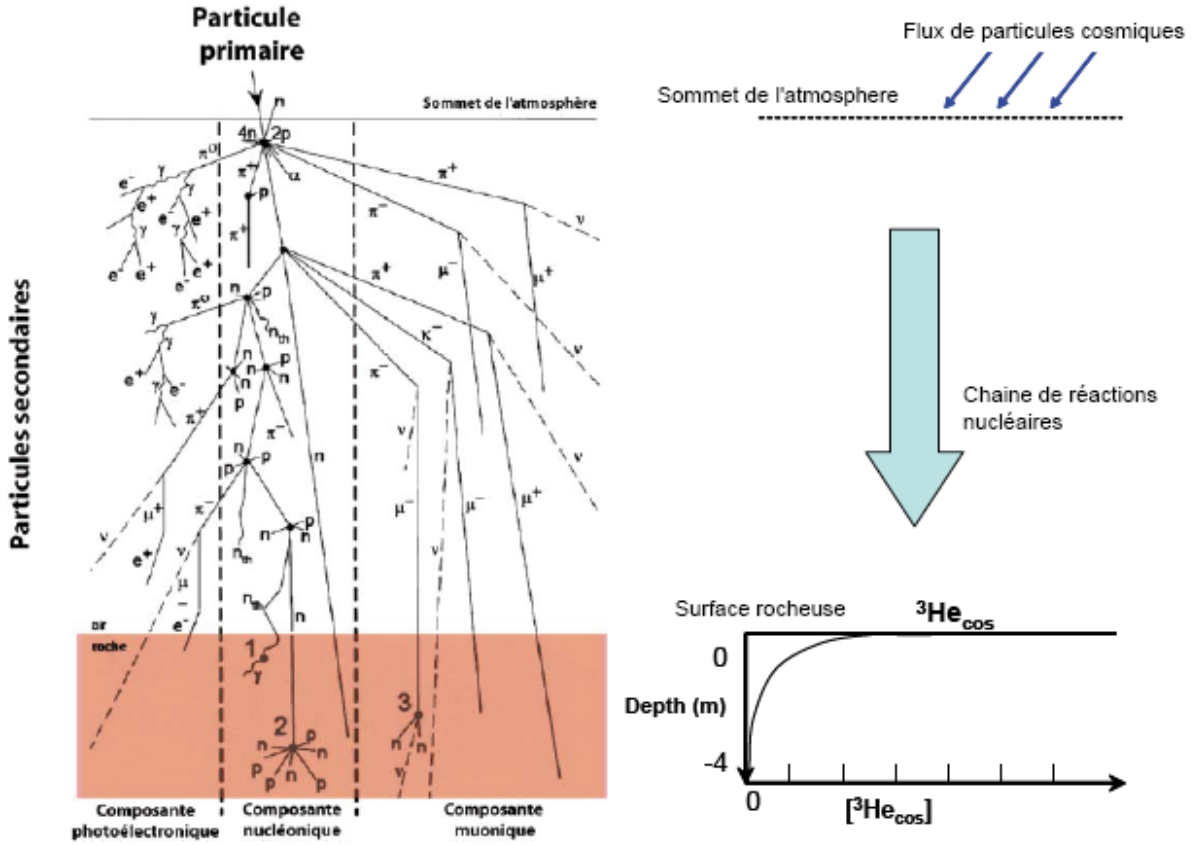


Figure 3.2: Gauche: cascade des réactions nucléaires produisant les particules secondaires à partir des particules primaires (d'après Gosse and Phillips, 2001). Droite: évolution de la concentration des cosmogéniques en fonction de la profondeur. La loi qui régit l'évolution du taux de production des cosmogéniques avec la profondeur est exponentielle (voir éq. 1), expliquant la rapide diminution des concentrations verticalement.

3.1.2 Influence de l'atmosphère

Les particules du flux primaire ayant réussi à franchir la barrière géomagnétique peuvent donc interagir avec les particules constituant l'atmosphère, plus précisément avec les noyaux des atomes (Fig. 3.2). La principale réaction nucléaire est la spallation, qui éjecte du noyau percuté des nucléons (protons ou neutrons). Les nucléons produits par spallation sont suffisamment énergétiques pour pouvoir à leur tour produire une cascade réactionnelle de particules intermédiaires, principalement des neutrons. Cette cascade réactionnelle qui se produit tout le long de la colonne d'air entraine une atténuation du flux de particules secondaires. Il en résulte une forte dépendance du taux de production de particules secondaires à l'altitude, ce taux de production étant plus élevé aux fortes altitudes qu'au

niveau de la mer. L'augmentation est exponentielle de 1% tous les 10m (Stone 2000). L'atténuation du flux est quantitativement représentée par la longueur d'atténuation Λ, qui représente l'épaisseur d'atmosphère nécessaire pour atténuer le l'intensité du flux d'un facteur e^{-1}. Cette longueur d'atténuation s'applique à tous les domaines potentiellement traversés par le flux particulaire (atmosphère, roche etc…). Ce facteur d'atténuation est principalement dépendant de la densité du matériel traversé. Pour l'exprimer de façon indépendante, la valeur numérique de Λ est normalisée à la densité, et est donc exprimée en $g.cm^{-2}$.

3.1.3 Dépendance à l'altitude, à la latitude et à la géométrie de site

La dépendance du taux de production à l'intensité du champ magnétique et de l'épaisseur de la tranche d'atmosphère traversée par les rayons cosmiques va également imposer une dépendance à la latitude et à l'altitude des taux de production. Les taux de production de référence sont donc donnés pour des conditions de hautes latitudes et au niveau de la mer (*Sea Level High Latitude Production Rates*. Plusieurs modèles de calcul existent pour corriger le taux de production de la latitude (Lal 1991; Dunai and Wijbrans 2000; Stone 2000), dont les facteurs de correction respectifs diffèrent d'environ 10% (et jusqu'à 30% dans les cas extrêmes comme l'Antarctique).

Un autre facteur à prendre en compte est la topographie du site d'échantillonnage. En effet, le flux de rayonnement secondaire est maximal pour une surface horizontale dégagée. En revanche, si la surface est inclinée (voire verticale, comme un escarpement de faille) ou proche d'un relief (comme une surface horizontale de lave mais échantillonnée à la base d'un escarpement), le flux sera partiellement écranté, et le taux de production des cosmogéniques diminué d'autant (Dunne et al., 1999; Gosse and Phillips, 2001).

De même, la profondeur des échantillons par rapport à la surface doit être prise en compte puisque le taux de production des cosmogéniques décroît de façon exponentielle avec la profondeur.

3.1.4 Production in-situ des isotopes cosmogéniques

Les particules secondaires qui arrivent à la surface de la Terre interagissent avec les atomes constitutifs des roches, produisant les isotopes cosmogéniques. Les différents mécanismes de production sont décrits ci-dessous.

- spallation:

La spallation correspond à la collision d'une particule incidente (les neutrons secondaires) sur une particule cible, ce qui provoque l'éjection de nucléons (protons + neutrons). Le noyau de la particule cible devient alors plus léger du fait de cette perte de nucléon, et est appelé "résidu spallogénique". Le taux de production d'un isotope cosmogénique correspond à la probabilité de nuclides produits en atomes par gramme d'élément cible par an. Le taux de production d'un isotope cosmogénique donné va donc être fonction de la concentration en éléments cibles dans la roche (dans les minéraux porteurs de ces éléments cibles) (Lal 1991; Masarik and Reedy 1995). Par exemple, le ^{10}Be cosmogénique est produit par spallation sur O, Si, Mg, Ca et Fe, et le ^{3}He est produit par spallation sur tous les éléments sauf H. Une partie du ^{3}He cosmogénique est également produite par la désintégration de ^{3}H en ^{3}He. Le 36Cl est principalement produit par spallation sur ^{40}Ca, ^{39}K, (^{40}Ca(n,2n3p) et ^{39}K(μ^-,p2n)) ainsi que sur Ti et Fe.

La capacité de pénétration du flux secondaire dans la roche va fortement diminuer avec la profondeur, suivant le même principe que l'atténuation atmosphérique du flux de particules secondaires. Cette atténuation étant dépendante de la densité de la roche, les taux de production d'isotopes cosmogéniques par spallation et les concentrations en cosmonucléides va décroître en un profil exponentiel.

Le taux de production par spallation d'un élément "y" pour une roche et une profondeur données peut s'écrire:

$$P_s(z) = PR_k\,[k]\,\exp(-z / \Lambda_f) \qquad (1)$$

où PR_k est la somme des taux de production par élément cibles k de la surface rocheuse au niveau de la mer et sous des hautes latitudes et où [k] est la concentration massique de l'élément k. Λ_f est la longueur d'atténuation des neutrons pour la formation rocheuse f considérée. C'est la technique de calcul appliquée pour la datation au ^{36}Cl.

Ce taux de production peut aussi être écrit:

$$P(y) = P(0)\exp(-\rho.y / \Lambda_f) \qquad (2)$$

P(0) et P(y) étant respectivement la production en surface et à la profondeur y (cm), ($g.cm^{-2}$) la longueur d'atténuation et ρ ($g.cm^{-3}$) la masse volumique de la roche. La longueur d'atténuation varie entre 140 et 160 $g.cm^{-2}$ en fonction du matériel traversé (Gosse and

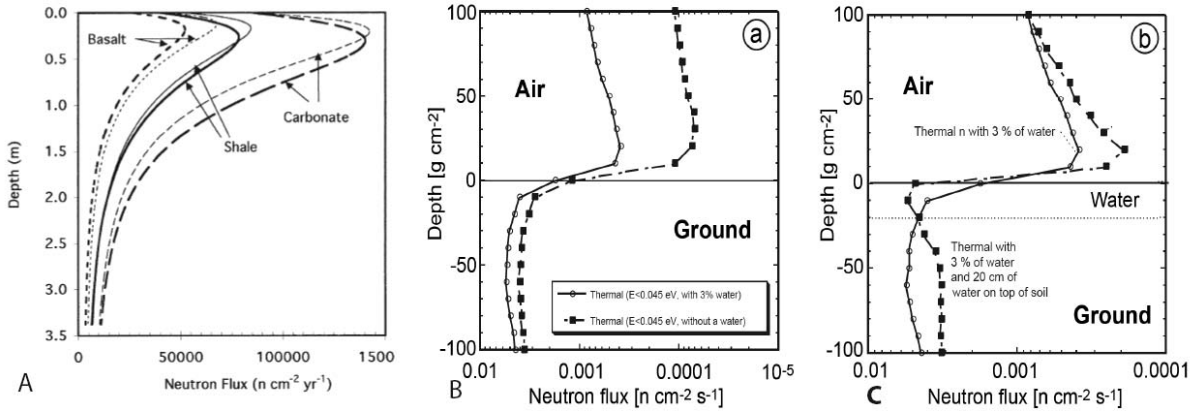


Figure 3.3: Flux de neutrons thermiques calculés pour différentes situations géologiques. A: flux calculés pour trois lithologies anhydres différentes en fonction de la profondeur: basalte, argile (*shales*) et carbonate (Phillips et al. 2001; Dunai 2002). On voit que la composition minérale de la roche joue sur l'intensité du flux de neutrons. L'effet de l'eau sur les sols est présenté sur les diagrammes B et C, en modélisant l'interface air/sol. B: comparaison entre un sol sec (noir) et un sol humide (blanc) contenant 3% d'eau. La présence d'eau dans le sol augmente le flux de neutrons (Phillips et al. 2001; Masarik et al. 2007). C: comparaison entre un sol humide avec 3% de teneur en eau (blanc) et de ce même sol humide mais avec une couche d'eau de 20cm en surface (noir).

Phillips 2001). Dans les deux cas, la composante exponentielle explique la décroissance rapide du taux de production des cosmonucléides avec la profondeur de la roche traversée (Fig. 3.1). Ce profil exponentiel est fondamental pour l'interprétation des profils de concentration faits sur escarpement de faille (voir paragraphe suivant).

- capture de neutrons thermiques

La production d'isotopes cosmogéniques peut également se faire par capture de neutrons dits "thermiques" ou "thermalisés" qui sont des neutrons secondaires de plus faible énergie (<0.025eV). Ils ne sont pas capables à eux seuls d'engendrer une réaction de spallation, en revanche quand ces neutrons de faible énergie entrent en collision avec un atome, ils peuvent être capturés, formant ainsi des isotopes cosmogéniques. Le taux de production de neutrons de faible énergie varie fortement car le flux de neutrons incident est sensible à des phénomènes de diffusion au voisinage de l'interface roche/air, comme la présence d'eau ou de neige en surface (Fig. 3.3). En effet, la présence d'hydrogène peut également produire des neutrons thermiques, entrant de ce fait en compétition avec les éléments cibles, et réduisant le taux de production final des cosmonucléides (Masarik et al., 2007). D'un autre côté, l'hydrogène va également favoriser la thermalisation de neutrons secondaires, augmentant du

coup le flux de neutrons thermiques. Ce taux de production est donc sensible à des facteurs externes très difficiles à calibrer, et reste donc très mal contraint (Phillips et al., 2001; Masarik et al., 2007). Le ^{3}He peut être produit par capture de neutron thermique sur (^{6}Li(n,α)^{3}H), le ^{36}Cl par capture sur ^{35}Cl(n,γ).

- capture de muons négatifs lents

Les muons négatifs sont des électrons instables éjectés lors de collisions entre proton-proton ou neutron-proton. Ils sont susceptibles d'être capturés par un noyau pour former des cosmonucléides. Ce sont des particules faiblement réactives qui ont donc plus de probabilité d'arriver au niveau de la mer et présentent de ce fait une longueur d'atténuation bien plus grande que les neutrons rapides, de l'ordre de 1500 g.cm^{-2}. La capture de muons négatifs lents par le ^{40}Ca et le ^{39}K entraine la production de ^{36}Cl. Le ^{3}He est formé par la capture de muons par le ^{7}Li. En surface, ce processus est négligeable par rapport au taux de production global mais en profondeur, quand les phénomènes de spallation sont suffisamment atténués (profondeur >2m) il peut devenir le principal processus de production des cosmonucléides (Braucher et al., 2003).

Le ^{36}Cl peut être produit par capture neutronique sur ^{35}Cl, et le ^{3}He peut lui être produit indirectement par la décroissance de ^{3}H produit par capture neutronique de ^{6}Li. Pour le ^{3}He, cette composante est négligeable sauf dans les minéraux fortement enrichis en Li ou dans les roches très vieilles (e.g. >1Ma) (Niedermann 2002); Dunai et al., 2007). En revanche, la production de ^{36}Cl à partir du ^{35}Cl est plus complexe à paramétrer car il faut tenir compte de la distribution des neutrons de faible énergie à l'interface atmosphère/roche. La teneur en chlore total de la roche (chlore commun) permet de calculer la production de ^{36}Cl par capture neutronique sur ^{35}Cl en appliquant une correction. Cependant, cette correction est mal contrainte du fait de la difficulté d'évaluer précisément le flux de neutrons thermiques.

3.1.5 Taux de production des isotopes cosmogéniques in-situ

Comme le ^{3}He est produit sur de nombreux éléments, les taux de production de référence sont calibrés sur des phases minérales plutôt que par élément cible, comme c'est le cas pour le ^{36}Cl. La plupart des taux de production publiés ont été obtenus en calibrant des concentrations (généralement provenant de coulées de lave) mesurées par la technique des cosmogéniques avec une technique de datation indépendante comme l'Ar-Ar ou le ^{14}C (sur des végétaux pris dans la coulée par exemple).

Scaling model	Ol ^{3}He prod. rate (at g^{-1} yr^{-1})	χ^2_υ	Px ^{3}He prod. rate (at g^{-1} yr^{-1})	χ^2_υ	Ol + Px ^{3}He prod. rate (at g^{-1} yr^{-1})	χ^2_υ
Western North America (Tabernacle Hill this study, Cerling and Craig, 1994[a]; Licciardi et al., 1999; Poreda and Cerling, 1992)						
Lal/Stone	115 ± 4.4	5.4	92 ± 4.6	1.8	–	–
Desilets	120 ± 4.8	4.0	96 ± 5.0	1.9	–	–
Dunai	121 ± 4.8	4.2	97 ± 5.1	1.9	–	–
Lifton	130 ± 5.2	4.3	103 ± 5.3	2.0	–	–
Lal-t	114 ± 4.5	3.7	89 ± 4.1	2.8	–	–
Southern South America (Ackert et al., 2003[a])						
Lal/Stone	129 ± 4.6	1.9	130 ± 3.6	0.33	130 ± 4.4	1.4
Desilets	131 ± 4.7	2.1	132 ± 3.8	0.34	132 ± 4.6	1.5
Dunai	133 ± 4.7	2.1	134 ± 3.8	0.34	133 ± 4.6	1.5
Lifton	140 ± 5.1	2.1	141 ± 4.1	0.35	140 ± 4.9	1.5
Lal-t	125 ± 4.5	1.9	126 ± 3.6	0.34	125 ± 4.3	1.3
Canary Islands (Dunai and Wijbrans, 2000)						
Lal/Stone	103 ± 11.9	0.06	–	–	–	–
Desilets	106 ± 12.3	0.06	–	–	–	–
Dunai	101 ± 11.8	0.06	–	–	–	–
Lifton	112 ± 13.0	0.07	–	–	–	–
Lal-t	92 ± 10.7	0.07	–	–	–	–
Iceland (Licciardi et al., 2006)						
Lal/Stone	122 ± 6.1	2.3	–	–	–	–
Desilets	126 ± 6.3	2.3	–	–	–	–
Dunai	125 ± 6.3	2.3	–	–	–	–
Lifton	134 ± 6.7	2.3	–	–	–	–
Lal-t	122 ± 6.1	2.3	–	–	–	–
Hawaii (Kurz et al., 1990; Blard et al., 2006)						
Lal/Stone	124 ± 13	12	–	–	–	–
Desilets	140 ± 15	11	–	–	–	–
Dunai	135 ± 14	11	–	–	–	–
Lifton	155 ± 17	11	–	–	–	–
Lal-t	126 ± 13	9	–	–	–	–
Europe (Cerling and Craig, 1994[a]; Blard et al., 2006[a])						
Lal/Stone	135 ± 7.6	4.4	117 ± 6.9	11	123 ± 8.3	7.9
Desilets	139 ± 8.1	4.0	123 ± 7.2	10	129 ± 8.6	6.9
Dunai	139 ± 8.1	4.0	123 ± 7.1	8.8	128 ± 8.3	6.1
Lifton	151 ± 8.8	4.0	133 ± 7.8	10	139 ± 9.3	6.9
Lal-t	128 ± 7.3	4.1	112 ± 6.6	9.7	118 ± 7.9	6.7

[a] Study reports separate ^{3}He measurements in olivine and pyroxene.

Table 1: Compilation des taux de production mesurés pour ^{3}He dans des olivines, pyroxènes, olivines + pyroxènes (Goehring et al. 2010).

Il existe plusieurs modèles numériques qui prennent en compte l'ensemble des paramètres de production décrits dans le paragraphe précédent. Les plus utilisés sont ceux de (Lal 1991) et (Stone 2000), qui permettent d'ajuster la valeur du taux de production à la position géographique du site considéré. Le modèle de Lal (1991) repose sur l'hypothèse que les taux de production sont proportionnels aux taux de désintégrations nucléaires mesurés dans l'atmosphère, basant ainsi les calculs sur l'altitude de prélèvement. Le modèle de Stone se base lui sur la pression atmosphérique, ce qui permet de tenir compte des anomalies régionales de pression (comme la Sibérie - anomalie positive, ou l'Islande - anomalie négative) persistantes au cours du temps. D'autres modèles existent, notamment celui de Dunai (2000) qui prend en compte la composante non dipolaire du champ magnétique, mais qui, se faisant, induit un biais au niveau du calcul de l'atténuation de l'atmosphère, non négligeable pour les zones de forte altitude (>3000m) et entre les latitudes de 20 et 40°.

Concernant les taux de production de ^{3}He cosmogénique, les mesures sont principalement réalisées sur olivines, clinopyroxènes (Liccardi et al., 1999; Schaefer et al., 1999; Dunai 2001a; Blard et al. 2005) et oxydes de fer (Kober et al. 2005). L'étude de

Spallation			
Target element	Production rate [at ^{36}Cl (g)$^{-1}$ a^{-1}]	Reference	Comment
	76 ± 5	Zreda et al. (1991)	includes muonic ^{36}Cl production
	73 ± 5	Phillips et al. (1996)	includes muonic ^{36}Cl production
	48.8 ± 1.7	Stone et al. (1996)	
Ca	65	Masarik and Reedy (1996)	calculated
	66.8 ± 4.4	Phillips et al. (2001)	
	91 ± 5	Swanson and Caffee (2001)	includes muonic ^{36}Cl production
	68	Masarik (2002)	calculated
	52 ± 5	Licciardi et al. (2008)	corrected for abnormal atmospheric pressure in Iceland
	106 ± 8	Zreda et al. (1991)	includes muonic ^{36}Cl production
	154 ± 10	Phillips et al. (1996)	includes muonic ^{36}Cl production
	129	Masarik and Reedy (1996)	calculated
K	170 ± 25	Evans et al. (1997)	includes muonic ^{36}Cl production
	137 ± 9	Phillips et al. (2001)	
	228 ±18	Swanson and Caffee (2001)	includes muonic ^{36}Cl production
	122	Masarik (2002)	calculated
	16	Masarik and Reedy (1996)	calculated
Ti	13 ± 3	Fink et al. (2000)	
	13.5	Masarik (2002)	calculated
	0.9	Masarik and Reedy (1996)	calculated
Fe	6.75	Masarik (2002)	calculated
	1.9	Stone (2005)	
Low-energy neutron capture			
	Production rate [neutr (g air)$^{-1}$ a^{-1}]	Reference	Comment
	307 ± 24	Zreda et al. (1991)	neutron production rate in rock [neutrons (g rock)$^{-1}$ a^{-1}]
	586 ± 40	Phillips et al. (1996)	
	626 ± 46	Phillips et al. (2001)	
	762 ± 28	Swanson and Caffee (2001)	
Slow negative muon capture			
	Slow negative stopping rate [μ (g rock)$^{-1}$ a^{-1}]	Reference	
	175	Stone et al. (1998)	
	190	Heisinger et al. (2002)	

Table 2: Compilation des taux de production de ^{36}Cl cosmogénique par processus et élément cible (Schimmelpfenning)

Goering et al. (2010) (Table 1) présente une compilation de taux de production mesurés sous différentes latitudes en combinant les différents modèles de calcul. Cette compilation permet d'estimer un taux de production global, utile quand les taux de production locaux (qui sont préférables) ne sont pas disponibles. Plusieurs études ont montré que les taux de production entre olivines et pyroxènes étaient similaires (Ackert Jr et al. 2003).

Les taux de production du ^{36}Cl se calculent en fonction du processus (spallation et capture neutronique) et par élément cible. La Table 2 offre une compilation de ces différents taux de production, rassemblés dans les travaux de thèse de Schimmelpfenning. Trois paramètres principaux vont influencer le taux de production total du ^{36}Cl dans la roche: l'abondance

d'éléments cibles, le taux de production lié à chaque élément cible, et enfin la profondeur considérée. Les éléments cibles principaux sont Ca, K, Ti, Cl et Fe. Leurs taux de production respectifs par spallation sont très bien contraints (Schimmelpfennig et al. 2009), en revanche les taux de production par capture neutronique le sont moins. Les taux de production par capture de neutrons de basse énergie ou de muons négatifs ont été calibrés par (Stone 2000). Les taux de production du ^{36}Cl par les différents mécanismes de productions évoluent en fonction de la profondeur et aussi de la concentration en chlore total de la roche (Fig. 3.4).

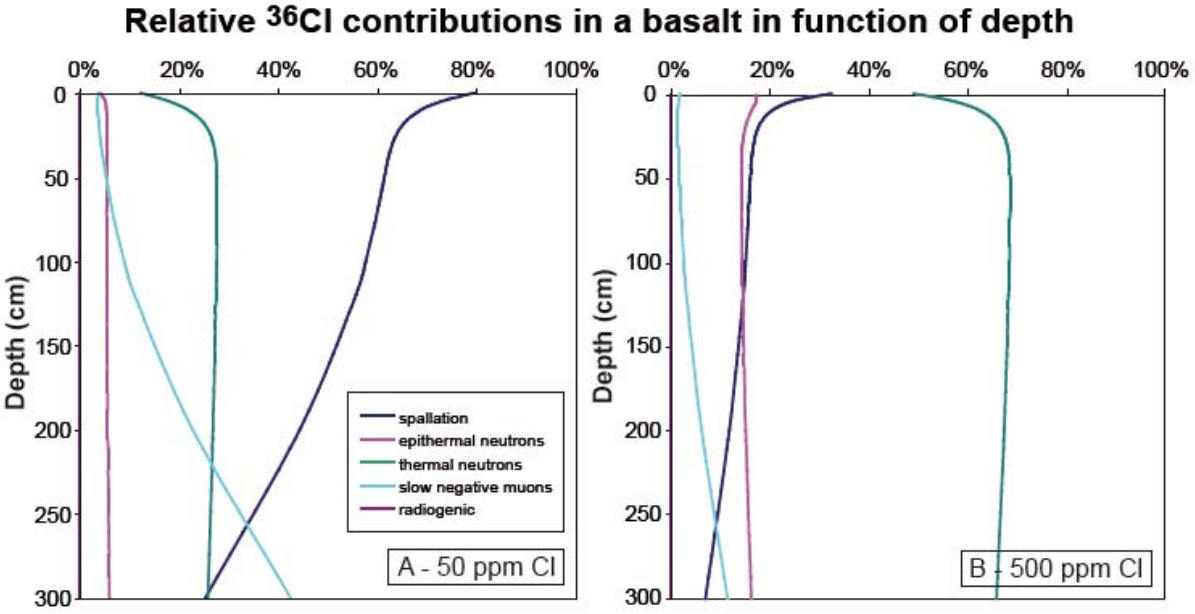


Figure 3.4: Evolution des contributions relatives de la production de ^{36}Cl avec la profondeur en fonction de la composition totale en chlore (Schimmelpfennig, Travaux de thèse).

3.2 Les applications géomorphologiques dans cette étude

La technique de datation de l'âge d'exposition de surface par les isotopes cosmogéniques est particulièrement adaptée aux Afars et ce pour plusieurs raisons. Tout d'abord, la nature basique et pauvre en potassium des objets géologiques rencontrés ainsi que leur âge (souvent inférieur à 100 ka) rend toute datation traditionnelle (Ar-Ar ou K-Ar) difficile ou/et avec de fortes incertitudes analytiques. En revanche, l'extrême aridité de la région est un atout majeur pour l'application des isotopes cosmogéniques, car l'érosion y est de ce fait très modérée voire nulle. C'est cette caractéristique qui nous permet d'utiliser le signal cosmogénique à des fins de datation. En effet, dans le cas d'un système sans érosion, la concentration d'isotope

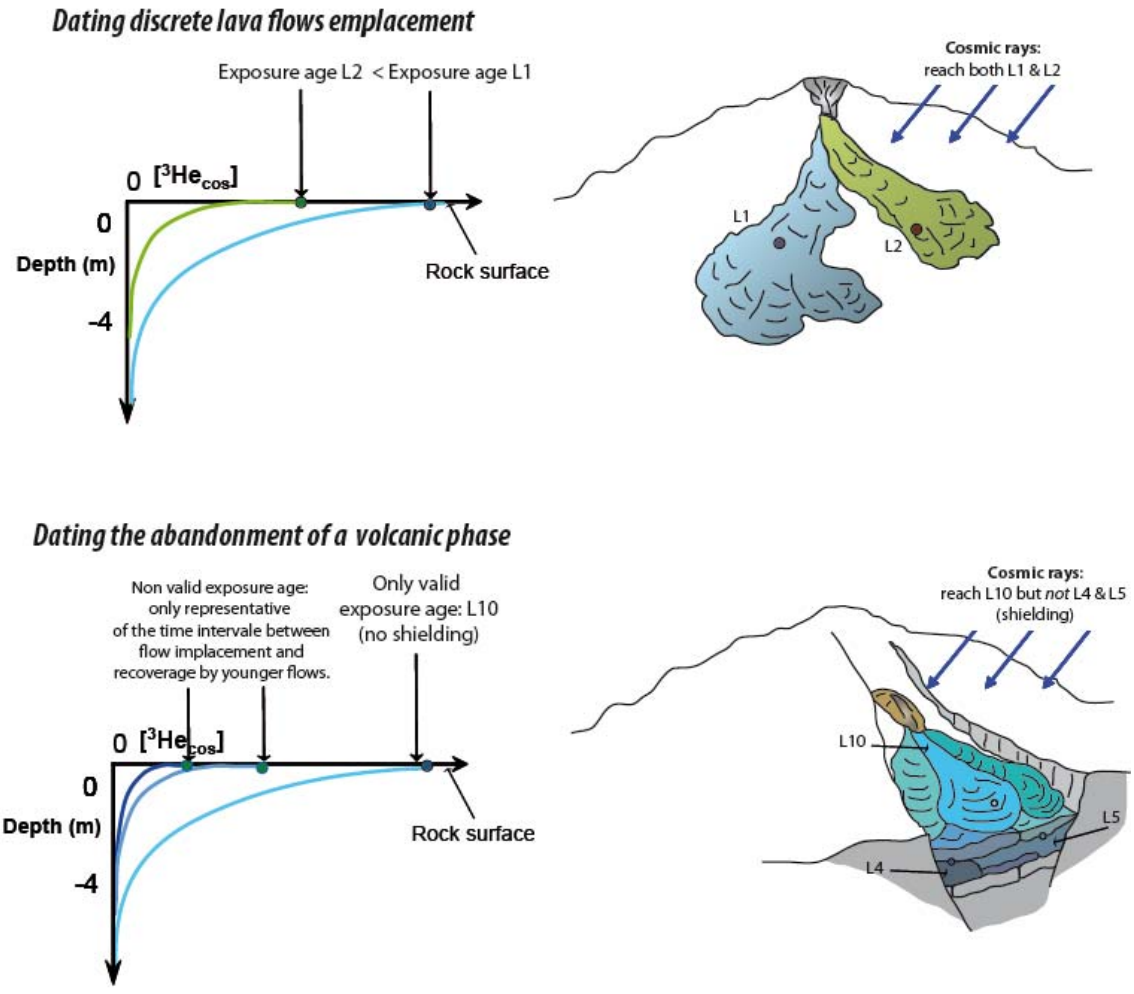


Figure 3.5: Applications géomorphologiques des datations par la technique des isotopes cosmogéniques en Afar.

cosmogénique dans une roche est proportionnelle à sa durée d'exposition. Le deuxième avantage est la possibilité qu'offre cette technique de dater des surfaces d'exposition telles que les escarpements de failles.

Dans un tel contexte de volcanisme basique, le ^{3}He cosmogénique est le meilleur candidat pour effectuer des datations, car il est retenu principalement dans les olivines et pyroxènes. Le ^{36}Cl est également un isotope utilisable, mais sur les plagioclases ou sur roche totale. (Schimmelpfennig et al., 2009) ont montré que cette technique appliquée sur plagioclases était à privilégier par rapport aux analyses sur roche totale. En effet, ces auteurs ont montré que dans les roches totales riches en chlore (>100ppm) la production de ^{36}Cl était dominée par les réactions de capture neutroniques, dont les flux sont très difficilement contraignables (cf. paragraphe précédent et Fig. 3.3). Cependant, ce minéral étant généralement en quantité insuffisante dans nos échantillons, la technique du ^{36}Cl sera retenue pour des analyses sur roche totale dans le cas d'échantillons aphyriques (ou en cas d'absence d'olivines et de pyroxènes).

Dans l'environnement volcanique considéré, deux approches sont envisagées au niveau des datations de surfaces horizontales. D'une part, les isotopes cosmogéniques vont permettre de *dater des évènements discrets,* comme la mise en place de 2 coulées se recoupant partiellement comme sur la Fig. 3.5 (haut). D'autre part, dans le cas d'empilement basaltique où le recouvrement entre coulées est total (dû par exemple à un confinement entre deux failles), comme présenté sur la Fig. 3.5 (bas), la datation des coulées supérieures qui n'ont pas été recouvertes va permettre de *dater l'abandon d'une phase volcanique*.

Concernant l'échantillonnage des surfaces, le paramètre primordial à examiner est l'état de préservation de la coulée. Deux morphologies de lave ont été rencontrées: des laves de type 'a'ā et pāhoehoe (cf. Chapitre 2). Le marqueur principal de bonne préservation des surfaces dans ces deux morphologies est la marque de la trempe subie par les premiers centimètres de la coulée au contact de l'air, lors de sa mise en place. Si les effets de cette trempe ne sont pas observables, d'autres indices morphologiques permettent de reconnaitre une surface bien préservée. Pour les laves pāhoehoe, la présence de cordes a été pris comme un signe de bonne préservation de surface car c'est une texture de lave très facilement érodable. Concernant les coulées 'a'ā, la préservation de l'aspect scoriacé de leur surface constitue également un indice de non-érosion.

D'autre part, dans le cadre des interactions entre magmatisme et tectonique, la datation des surfaces verticales (escarpement de failles - Fig. 3.6) est également primordiale. Dans ce

cas, l'état de préservation de la faille est un facteur déterminant. Le risque principal pour les vieux escarpements en domaine volcanique, c'est le rafraichissement de celui-ci par la chute d'un prisme basaltique, qui peut éroder l'escarpement de plusieurs dizaines de centimètres, voire de quelques mètres. Les indices principaux d'une bonne préservation de l'escarpement sont l'absence d'éboulis à la base d'une part et la présence d'un polis éolien sur la surface d'autre part. En effet, ce dernier mécanisme est continu et ne s'observe que sur de vieilles surfaces non rafraichies. La quantification de l'érosion (et donc des pertes potentielles de ^{3}He cosmogéniques) est très difficilement appréciable, mais est estimée négligeable à l'échelle de quelques dizaines de milliers d'années. Pour les escarpements plus jeunes et donc généralement des failles plus petites, ceux-ci ont plus de chance d'être mieux préservés et ce, de façon plus évidente.

La morphologie des laves qui composent l'escarpement est également un paramètre important. Typiquement il est très difficile de dater des escarpements composés de coulées pāhoehoe car l'exposition de la surface de la coulée peut également contribuer au signal cosmogénique mesuré sur l'escarpement de faille. Cette contribution due à la paléoexposition de la surface est rarement estimable si les coulées sont superposées et non datées de façon indépendante. Ce type de coulées dans cette région fait en moyenne 4m d'épaisseur. Sauf dans un cas précis, sur un escarpement mineur, les failles affectant des coulées type pāhoehoe n'ont pas été échantillonnées (voir Chapitre 5). A l'inverse, les coulées

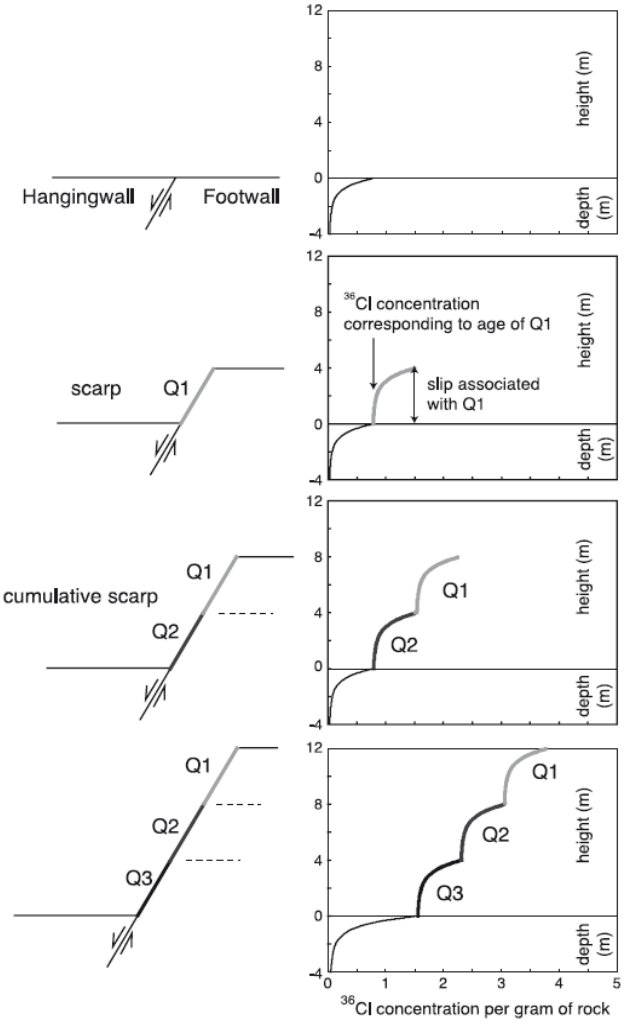


Figure 3.6: Profil de concentration d'isotopes cosmogéniques accumulés le long d'un escarpement de faille formé par une succession de 3 séismes. La rupture de pente entre les différents profils permet d'estimer l'amplitude et le temps de récurrence des séismes précédents. (Palumbo et al. 2004)

de type 'a'ā présentent l'avantage d'être généralement plus épaisses (rencontrées sur le terrain: jusqu'à 15-20 mètres) et massives.

La contamination par la surface peut donc être évitée en échantillonnant à plus de 4m de profondeur de cette surface. L'altération des escarpement affectant ce type de coulées peut être plus facilement et plus surement évalué.

3.3 Préparation des échantillons

3.3.1 Choix du système "minéral - isotope cosmogénique"

Le taux de production des isotopes cosmogéniques dépendant à la fois du minéral et de la composition chimique de la roche, il est important de déterminer le système "minéral - isotope cosmogénique". Pour cela, il est avantageux de connaître la nature des roches rencontrées sur le terrain. Dans notre cas, il s'agit principalement de roches basiques à faiblement différentiées (teneur en SiO_2 comprise entre 48.57 et 45.5 %wt). Le système choisi est donc le ^{3}He cosmogénique qui est particulièrement bien retenu dans les olivines et pyroxènes, que l'on trouve souvent dans les basaltes.

La quantité de roche à prélever dépend quant à elle de la concentration en minéraux cibles de la roche, de l'âge estimé de la roche (i.e. de la concentration en isotopes cosmogéniques des minéraux), et de la limite de détection analytique du cosmonucléide utilisé. Celle-ci est généralement de ~50 000 atomes pour le ^{3}He cosmogénique (Blard - travaux de thèse). Pour contraindre les âges de coulées basaltiques allant de quelques milliers d'années à plusieurs dizaines de milliers d'années, et sous les latitudes des Afar (environ 12° Nord) pour des altitudes de 400 m en moyenne, un minimum de 300 mg de minéraux cibles est requis pour être au-dessus des incertitudes analytiques. En ce qui concerne les escarpements de failles, le taux de production est divisé par deux, car une surface horizontale présente 180° d'exposition aux rayonnements cosmogéniques alors qu'une surface verticale présente des angles de 90° - configuration en Afar - ce qui divise de moitié l'impact du rayonnement cosmique sur la surface. Une plus grande quantité de matériel est donc nécessaire pour que le signal cosmogénique soit au moins un ordre de grandeur au-dessus du blanc analytique et un minimum de 600 mg est requis pour des expositions de plus de 5 ka. Pour les âges d'exposition les plus jeunes, notamment la faille DIKIKA qui a été déplacée en 2005, un gramme est nécessaire.

Au cours des différentes campagnes d'échantillonnage, il est apparu que certaines des "cibles" morphologiques présentaient parfois des minéralogies peu propices à l'analyse de l'Hélium cosmogénique - textures aphyriques ou encore microlithiques trop fines (de l'ordre de 50-200µm) pour être triée, même avec l'aide de liqueurs denses. C'est le cas par exemple de la grande majorité des basaltes de la région Durrié qui étaient aphyriques, ou encore des échantillons DIK-2 sur les flancs de Dabbahu. Dans ces cas, nous avons utilisé le ^{36}Cl cosmogénique sur roche totale pour dater ces surfaces. La chimie et les analyses en ^{36}Cl ont été réalisées au CEREGE à Aix-en-Provence (Octobre 2012).

3.3.2 L'échantillonnage

Nos échantillons ont été sélectionnés pour leur capacité à nous informer sur l'histoire continue de leur exposition. En effet, nous voulons que les âges d'exposition mesurés soient les plus proches possible de leur âge de mise en place. Pour cela, il est nécessaire d'échantillonner des surfaces de laves ou de failles qui présentent des preuves de leur bonne préservation au cours du temps. Le principal risque dans cet environnement est de sous-estimer les âges en échantillonnant des surfaces érodées ou ayant été écrantées au rayonnement cosmique (par des sédiments ou de la végétation qui auraient été enlevé par la suite) au cours de leur histoire, puis remises à découvert.

Deux morphologies de lave ont été rencontrées sur le terrain: des laves de type 'a'ā et pāhoehoe (voir Chapitre 2). Le marqueur principal de bonne préservation des surfaces dans ces deux morphologies est la marque de la trempe subie par les premiers centimètres de la coulée au contact de l'air, lors de sa mise en place. Elle se traduit par une couche de verre basaltique à la surface de la coulée. De plus, la présence de cordes reste un signe de bonne préservation car c'est une texture de surface. Concernant les laves de type 'a'ā, leur surface est chaotique et très scoriacée et malheureusement facilement érodable. Il est donc parfois difficile de se rendre compte de l'état de préservation de ce type de surface. Néanmoins, la vitrification des premiers centimètres reste parfois observable. Sinon, une stratégie consiste à échantillonner en plusieurs localités la même surface, et analyser la répartition des âges obtenus pour cette même surface. Si les âges sont cohérents entre eux cela suggère une bonne préservation de l'ensemble de la surface. Si au contraire les âges sont dispersés, alors l'âge maximum *mesuré* représente *l'âge minimum* d'exposition de la surface.

Concernant les failles, deux problèmes se posent: l'état de préservation de la surface de l'escarpement (le basalte se refroidit en produisant des prismes ou orgues basaltiques qui sont susceptibles de tomber) et l'héritage cosmogénique par le toit de la coulée.

En terme de préservation, la présence d'un polis éolien indique que la surface a été exposée suffisamment longtemps pour être altérée de cette manière (processus lent et de faible amplitude). De même, l'absence d'éboulis au pied de la faille est un indice de bonne préservation de l'escarpement (Fig. 3.7).

Concernant l'héritage cosmogénique, on peut estimer cette composante en datant l'exposition de la surface (toit) de la coulée. Dans les cas où cela n'est pas possible, il convient alors d'échantillonner à au moins 3-4m de la surface, profondeur à partir de laquelle les rayons cosmiques sont suffisamment atténués pour que la contamination par la surface soit négligeable (<5% du signal total).

Lors de l'échantillonnage sur le terrain un certain nombre d'informations ont été collectées:

- positionnement et altitude GPS,
- panorama de la zone d'échantillonnage (pour déterminer un éventuel écrantage - par la présence de failles environnantes par exemple),
- photo de l'échantillon en place,
- estimation et mesure de source potentielle d'écrantage (par exemple dans le cas d'échantillon pris à la base d'un escarpement de faille: distance par rapport à la faille, hauteur de la faille [remesurée *a posteriori* sur un MNT Lidar] et calcul de l'angle entre la surface

Figure 3.7: Exemples de différents degrés de préservation d'escarpements.

d'écrantage et l'échantillon). En Afar les failles sont suffisamment espacées (plus de 100m) pour limiter tout écrantage potentiel.

Ces paramètres sont indispensables pour le calcul des taux de production et des facteurs de correction, nécessaires au calcul des concentrations exactes de cosmonucléïdes.

3.3.3 Séparation des phases minérales

L'objectif de l'extraction est d'obtenir des minéraux les plus purs possible. Pour cela il est nécessaire de traiter les échantillons (tous des blocs ou fragments solides de lave) en plusieurs étapes de broyage, tamisage et enfin séparation. Au préalable, une fois les échantillons récupérés, ils ont été photographiés, mesurés et pesés afin de calculer une épaisseur moyenne pondérée pour chaque échantillon.

Les échantillons ont tout d'abord été broyés, puis une partie de la fraction totale a été prélevée pour les analyses chimiques. Le reste a été tamisé sous eau sur une table à secousses, pour se débarrasser de la fraction fine (<50microns). Les fractions qui retiennent le mieux les olivines et pyroxènes varient fortement en fonction des échantillons. Une coulée en particulier présente des phénocristaux pluri-millimétriques. Dans la majorité des cas, les fractions retenues ont été celles des mailles [1mm-500µm], [500-250µm] et [250-125µm].

Une fois les différentes fractions obtenues, plusieurs procédés ont été appliqués pour pouvoir récupérer les phases minérales souhaitées. Le plus largement, les olivines et pyroxènes ont été séparés par tri manuel sous la loupe binoculaire. Dans tous les cas il s'est agit d'un tri positif, qui permet de vérifier l'état de surface de chaque minéral (Fig. 3.8). En effet, il est primordial d'analyser des phases pures de toute matrice car cette dernière peut induire plusieurs biais. Tout d'abord, les cosmonucléides comme l'^{3}He n'étant pas retenus dans la matrice celle-ci va donc induire un biais de masse. Ensuite, la matrice est généralement plus enrichie en ^{4}He radiogénique (issu de la décroissance radioactive de l'U et Th - réfractaires) que les phases minérales, biaisant les calculs (en effet, la contribution radiogénique si elle n'est pas correctement estimée, va fausser le rapport de ^{3}He/^{4}He d'origine magmatique, ce qui va mener à une sous-estimation des âges calculés. Voir paragraphe 3.4.1).

Dans le cas d'échantillons à faible "tonnage" en minéraux-cibles, des techniques de séparation préliminaires ont été appliquées.

Les techniques de séparation utilisées sont les suivantes:

1) Séparation des phases magnétiques (principalement des oxydes de fer) grossière avec un aimant. La phase contenant les minéraux mafiques (olivines et clinopyroxènes), à savoir la phase la moins magnétique est conservée.

2) Séparation des phases magnétiques fines avec un Frantz. Cet appareil est composé d'une table vibrante inclinée, scindée en deux rails et encastrée au cœur d'un électro-aimant. L'intensité du champ magnétique produit par cet électro-aimant est réglable et permet donc de séparer les phases minérales en fonction de leur susceptibilité magnétique: les grains les plus magnétiques étant aiguillés vers le rail le plus proche de l'aimant. Ce processus permet de concentrer les olivines et les clinopyroxènes de façon plus fine qu'au moyen de l'aimant manuel seul.

3) Séparation par densité aux liqueurs denses. Le principe de cette étape repose sur le contraste de densité entre les différentes phases minérales. L'échantillon est immergé dans un liquide de densité connue. Les phases dont la densité est supérieure à celle du liquide vont alors couler tandis que les phases "légères" (de densité moindre) vont rester à la surface. La liqueur utilisée ici, le bromophorme ($CHBr_3$) a une densité de 2.9 environ à 20°C. En raison de la forte nocivité de ce produit et de son coût élevé, cette technique de séparation n'a été

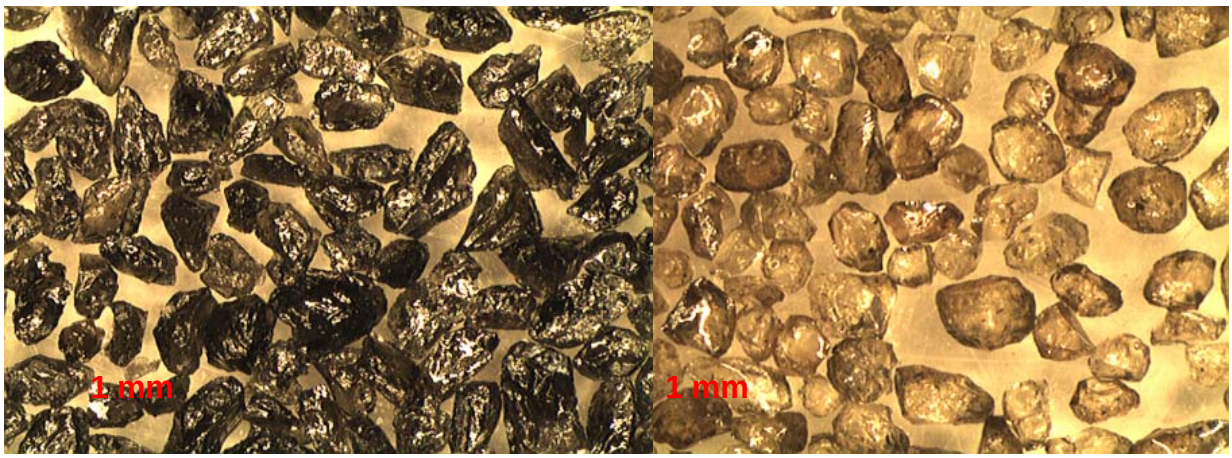


Figure 3.8: Clinopyroxènes et olivines sous loupe binoculaire (x 16)

appliquée qu'aux échantillons les plus pauvres en olivines et pyroxènes.

4) Tri manuel. Le tri à la main a été réalisé sous loupe binoculaire avec une pince à épiler (Fig. 3.8).

La quantité de minéraux triée dépend à la fois de l'âge de l'échantillon (et donc du signal en isotopes cosmogéniques attendu), de l'exposition de la surface (une surface verticale de faille reçoit en moyenne 50% du signal que reçoit une surface horizontale) et de la limite de détection analytique imposée par la technique de spectrométrie de masse utilisée pour l'analyse du cosmonucléide considéré.

3.4 Analyse du ^{3}He cosmogénique

Toutes les analyses en Hélium présentées dans ce rapport de thèse ont été réalisées au laboratoire Gaz Rares du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy. L'analyse des gaz rares nécessite des conditions extrêmement rigoureuses. La rareté de l'Hélium cosmogénique impose de travailler dans des conditions d'ultra-vide (Pression $<10^{-7}$ mbar et idéalement de 10^{-9} mbar), et d'utiliser un système analytique permettant d'extraire puis d'analyser le gaz sans risque de contamination atmosphérique.

L'extraction, la purification et l'analyse du gaz se font dans des volumes en acier inoxydable (316L - imperméables à l'Hélium) qui permettent de créer les conditions d'étanchéité nécessaires à l'ultra-vide ($P<10^{-7}$mbar). Le four utilisé permettant de faire dégazer totalement les olivines et les pyroxènes a fait l'objet d'un brevet (Zimmerman and Pik, 2011) et d'un article (Zimmermann et al. 2011).

3.4.1 Différentes origines de l'Hélium et corrections associées

L'Hélium est l'élément le plus abondant dans l'univers après l'hydrogène. C'est le plus léger des gaz rares et il apparaît donc dans la dernière colonne du tableau de Mendéléïev. En tant que gaz rare il ne va pas former de liaison chimique avec d'autres molécules. Ce caractère inerte de l'Hélium va permettre de contraindre certains processus géologiques. Il possède deux isotopes stables le ^{4}He et le ^{3}He. Dans l'atmosphère, le rapport (^{3}He/^{4}He) est relativement constant et égal à $1.39.10^{-6}$ (Clarke et al., 1976; Mamyrim et al., 1970).

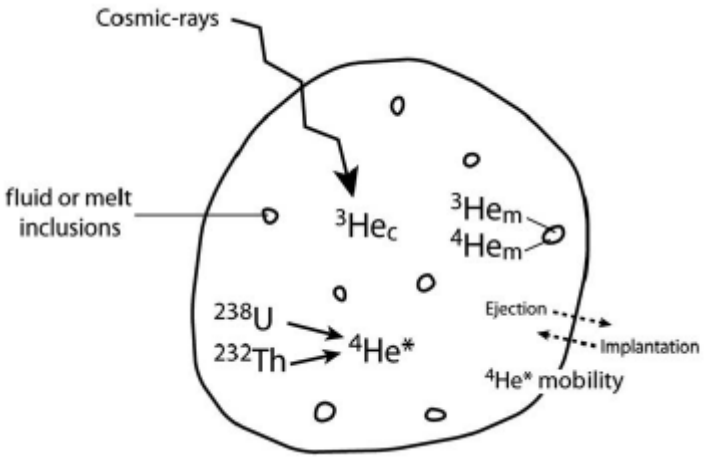


Figure 3.9: Répartition et sources de l'Hélium dans un phénocristal mafique exposé aux rayons cosmiques (Blard and Farley 2008).

Dans les minéraux, le ^{4}He a deux sources principales: magmatique et radiogénique (produit par la décroissance radioactive α de l'^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th et ^{147}Sm). Dans une moindre mesure il peut être produit par spallation. Le ^{3}He a également deux composantes principales: la première magmatique (primordiale) et la seconde cosmogénique (spallation sur O, Si, Mg, Fe, et Ca). L'Hélium atmosphérique peut être adsorbé sur les surfaces de minéraux mais va être très rapidement éliminé par chauffage - des températures d'étuvage avoisinant les 100°C sont suffisantes.

La fusion des échantillons permet d'extraire de façon indifférenciée le ^{3}He et le ^{4}He totaux. La quantité extraite totale de $^3He_{totale}$ est donc égale à :

$$^3He_{totale} = {}^3He_{cosmo} + {}^3He_{mag} \qquad (3)$$

On en déduit que la quantité totale de ^{3}He cosmogénique est égale à:

$$^3He_{cosmo} = {}^3He_{totale} - {}^3He_{mag} \qquad (4)$$

Il est donc nécessaire de corriger la quantité totale extraite de l'Hélium magmatique.

3.4.1.1 Correction de l'Hélium magmatique

La technique de correction de l'Hélium magmatique peut être mise en œuvre de deux façons différentes: par broyage (Kurz 1986) ou par la technique des isochrones (Blard et Pik, 2008).

La technique de broyage se base sur la répartition hétérogène de l'Hélium magmatique et cosmogénique dans les phases minérales. En effet, l'Hélium magmatique est préférentiellement retenu dans les inclusions fluides, alors que l'Hélium cosmogénique et radiogénique est lui "encastré" dans le réseau cristallin (Fig. 3.9). En broyant légèrement les minéraux, les inclusions fluides vont être les premières à rompre et libérer ainsi l'Hélium magmatique tout en conservant la plupart de son Hélium cosmogénique. L'analyse d'un aliquot broyé sous vide permet d'estimer le ratio de $(^3He/^4He)_{mag}$. Le reste de l'échantillon (ou un second aliquot du même échantillon) peut alors être fondu pour extraire la totalité du gaz restant ($^3He_{cosmo}$ et $^3He_{mag}$).

Marty et al., (1994) a montré que le rapport $(^3He/^4He)_{mag}$ était homogène entre la matrice et les inclusions fluides. On peut alors corriger la quantité d'Hélium total de la contribution magmatique comme suit:

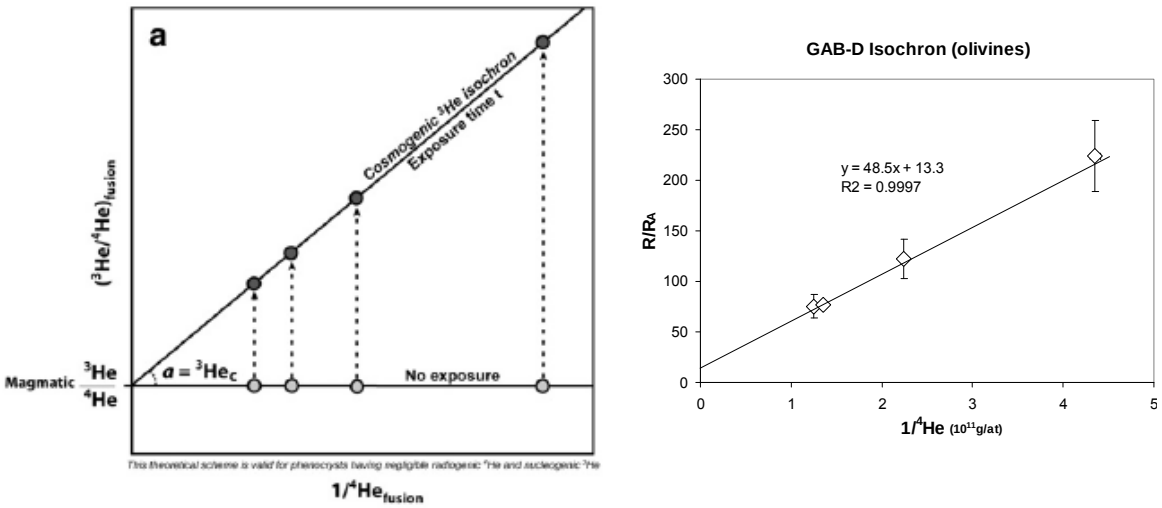


Figure 3.10: Exemple d'isochrone: L'exemple de gauche propose un modèle théorique dans lequel quatre aliquots (points gris) du même échantillon n'ont pas été exposés au rayonnement cosmique. Dans ce cas, le rapport ($^3He/^4He$) est invariant en fonction de la teneur en ^4He, quand la contribution en ^4He est entièrement d'origine magmatique. Une fois que l'échantillon a été exposé aux rayonnements cosmiques, les grains vont incorporer du ^3He d'origine cosmogénique et faire varier le rapport $^3He/^4He$ en fonction des teneurs en ^4He des grains. Les points s'alignent alors sur une isochrone (points noirs) dont l'origine est le rapport magmatique initial, et la pente la concentration en cosmogéniques (Blard and Pik, 2008). A droite sont présentées des données réelles.

$$^{3}He_{mag} = {}^{4}He_{mag} \times (^{3}He / {}^{4}He)_{mag} \quad (5)$$

On arrive donc à l'équation suivante:

$$^{3}He_{cosmo} = {}^{3}He_{totale} - {}^{4}He_{mag} \times (^{3}He / {}^{4}He)_{mag} \quad (6)$$

Cependant, le risque de cette technique est qu'elle est susceptible de libérer de l'Hélium cosmogénique si le broyage est trop intense (Blard et al. 2008). Il arrive encore que la technique de broyage ne permette pas de libérer suffisamment de gaz pour être détecté ou analysé avec suffisamment de précision par le spectromètre de masse.

La technique des isochrones a été développée par (Blard and Pik 2008).

Une solution alternative au broyage revient à tracer dans un diagramme les valeurs du ratio $(^{3}He/^{4}He)_{tot}$ en fonction du rapport $1/^{4}He_{tot}$ pour plusieurs aliquots du même échantillon, ayant donc été soumis à la même histoire d'exposition (Fig. 3.10). Dans le cas où la composante radiogénique en ^{4}He est négligeable (les concentrations en U et Th sont inférieures au ppm), alors l'ensemble du ^{4}He extrait par fusion est magmatique. Dans un diagramme d'isochrone, les concentrations des échantillons vont s'aligner sur une droite, représentative de l'incorporation au cours du temps de ^{3}He cosmogénique dans un système ayant un rapport initial de $(^{3}He/^{4}He)_{mag}$. Les différents aliquots vont incorporer le ^{3}He dans des proportions similaires mais avec des concentrations différentes en fonction du rapport initial dans les phénocristaux. L'équation de cette isochrone est donnée par:

$$\left(\frac{^{3}He}{^{4}He}\right)_{fusion} = {}^{3}He_{cosmo} * \frac{1}{^{4}He_{fusion}} + \left(\frac{3^{3}He}{^{4}He}\right)_{mag} \quad (7)$$

L'ordonnée à l'origine représente le rapport magmatique $(^{3}He/^{4}He)_{mag}$ et la pente représente la concentration en ^{3}He cosmogénique (Blard and Pik 2008).

L'inconvénient de cette technique est qu'elle ne permet pas de faire la distinction entre ^{4}He magmatique et ^{4}He radiogénique. De plus cette technique nécessite d'analyser *a minima* 3 aliquots du même échantillon (préférentiellement 5), ce qui n'est pas toujours réalisable s'il y a très peu d'olivines par exemple. Dans le cas où l'Hélium radiogénique doit être pris en compte, l'équation (7) peut être modifiée.

3.4.1.2 Correction de l'Hélium radiogénique

La technique de correction de l'Hélium magmatique introduit le ^{4}He dans l'équation. Or, celui-ci a une composante radiogénique qu'il est nécessaire de corriger. L'influence et les techniques de corrections du ^{4}He radiogénique (noté ^{4}He*) ont été décrites par (Farley et al. 2006) et (Blard and Farley 2008).

Le ^{4}He radiogénique, noté ^{4}He*, est issu de la décroissance radioactive de U, Th et Sm des minéraux. Une contamination par l'encaissant est également possible par implantation de particules α dans la périphérie des phénocristaux. Le taux de production total du ^{4}He radiogénique est décrite par l'équations suivante:

$$P_a = P_i[1-1.5(S/D)+0.5(S/D)^3] + P_h[1.5(S/D)-0.5(S/D)^3] \quad (8)$$

où Pa est le taux de production apparent, Pi et Ph les taux de production in-situ dans le minéral ciblé et sa gangue. S correspond à la distance d'éjection des particules α qui est égale à 20µm pour ces minéraux (Ziegler 1977), et le diamètre D varie de 200 à 1200µm. Une fois le taux de production connu, il est possible de retrouver la contribution radiogénique si l'on connaît, par une méthode indépendante, l'âge de la coulée. Cette technique est notamment nécessaire lors de la datation des escarpements de faille. On peut alors corriger la contribution de l'Hélium radiogénique par l'équation:

$$^3He = {}^3He_{fusion} - ({}^4He_{fusion} - {}^4He_{radiogenique}) * ({}^3He/{}^4He)_{mag} \quad (9)$$

où $^4He_{radiogénique} = t \times P_a$, avec t l'âge de la surface.

En revanche, lorsque l'âge de la coulée est indéterminé, (Blard and Farley 2008) ont montré qu'il était possible, pour les histoires d'exposition continues où l'âge cosmogénique correspond à l'âge de la coulée, d'exprimer la contribution radiogénique par un facteur indépendant de l'âge. En effet, dans le cas de coulées *non-érodées*, la concentration en ^{3}He cosmogénique est proportionnelle au ^{4}He*, car l'âge de cristallisation de la coulée (e.g. fermeture du système à partir duquel U et Th vont commencer à décroître) est identique à l'âge d'exposition. On peut alors intégrer un facteur R, égal à :

$$R = \frac{1}{P^4{}_{mean} / P^3{}_{mean}} * \left(\frac{^3He}{^4He} \right)_{mag} \quad (10)$$

où P^4_{mean} et P^3_{mean} sont les taux de production de ^4He et ^3He (Blard and Farley, 2008). Ce facteur R est ensuite intégré dans le calcul de correction de la contribution radiogénique comme suit:

$$^3He = {}^3He_{fusion} - ({}^4He_{fusion} * ({}^3He/{}^4He)_{mag})/R \qquad (11)$$

Dans le cas des failles, l'âge cosmogénique n'est pas égal à l'âge de la coulée mais à la durée d'exposition suite à la rupture d'une faille. Il est donc impossible d'appliquer le facteur R pour corriger la composante radiogénique. La contribution de $^4He^*$ est évaluée par la première technique, et soustraite de la quantité totale de ^4He mesurée sur l'escarpement. Cela implique de connaître l'âge de chaque coulée faillée avant de calculer les âges d'exposition sur l'escarpement de faille.

3.4.2 Extraction et purification de l'Hélium

L'extraction de l'Hélium cosmogénique des échantillons se fait en deux étapes, au vu des corrections nécessaires. Tout d'abord, l'Hélium magmatique est extrait par broyage, puis l'Hélium total est extrait par fusion de l'échantillon. Avant toute analyse, les minéraux sont purifiés dans un bain d'acétone (5minutes) dans une cuve à ultrasons, afin de retirer toute contamination organique, puis séchés dans une étuve à 80°C.

3.4.2.1 Extraction du gaz magmatique par broyage sous vide

Pour les analyses par broyage (ou crush), l'échantillon est placé dans un tube muni d'une bride de type CF16. Une croix à 4 branches munie également de brides CF16 est fixé sur ce dernier. Un tube plein en aluminium, ayant en son centre une cavité permettant de recevoir un échantillon est ensuite inséré dans la croix. Un aimant est placé à l'extrémité de ce tube afin de le faire pivoter en utilisant un second aimant placé, lui, à l'extérieur de l'enceinte sous vide. Ce montage mécanique permet ainsi de contrôler le moment où l'on souhaite broyer l'échantillon. Au fond du tube se trouve une pastille en acier inoxydable pour le protéger et un piston en fer doux. Ce piston est évidé sur toute sa longueur afin de pouvoir faire glisser les échantillons jusqu'au niveau de la pastille. La mise en mouvement du piston va ainsi placer naturellement l'échantillon à broyer entre la pastille et le piston. Ce dernier est actionné par un système de trois bobines placées à l'extérieur du tube en conférant au piston

un mouvement de va et vient. La fréquence du mouvement est généralement réglé à 100 cps par minute. Ce type de broyeur, en stockant sous vide l'échantillon dans une cavité prévue à cet effet, permet de mesurer des blancs de tube dans des conditions analytiques strictement identiques à celles utilisées durant le broyage des échantillons. En effet, la friction du piston sur les parois du tube est une source de dégazage non négligeable dont il faut connaître l'importance pour s'en affranchir au mieux. Ce système peut également permettre de diminuer la proportion de blanc d'Hélium en multipliant le nombre de broyages à vide (sans échantillon) afin de faire dégazer les parois du tube.

Le temps de broyage imposé à l'échantillon doit permettre de briser les inclusions magmatiques sans affecter le réseau cristallin (donc de ne pas le broyer trop finement), tout en produisant un signal détectable par le spectromètre de masse. Le broyage permet de réduire le signal magmatique dans l'échantillon et donc d'abaisser l'incertitude liée à ce paramètre lors de l'analyse du ^{3}He cosmogénique.

Un compromis acceptable de 200 coups (1 à 2 minutes) a été trouvé pour des échantillons de granulométrie comprise entre 200 et 600 µm, et des poids de 400 à 600 mg. Pour les échantillons à minéraux millimétriques, les résultats sont plus mitigés: un temps plus long de broyage est nécessaire pour rompre les vésicules. Cependant, le broyage n'est pas homogène: la couche de minéraux surnageante qui se trouve au contact avec le piston est très finement broyée et fait écran (effet tampon) par rapport aux cristaux situés en dessous. Il y a donc un risque de fuite du ^{3}He cosmogénique dans la couche finement broyée, ce qui viendrait bruiter le ratio de $^{3}He/^{4}He$ magmatique. Le broyage est également plus efficace quand la granulométrie des échantillons est homogène - ce qui n'est pas toujours le cas.

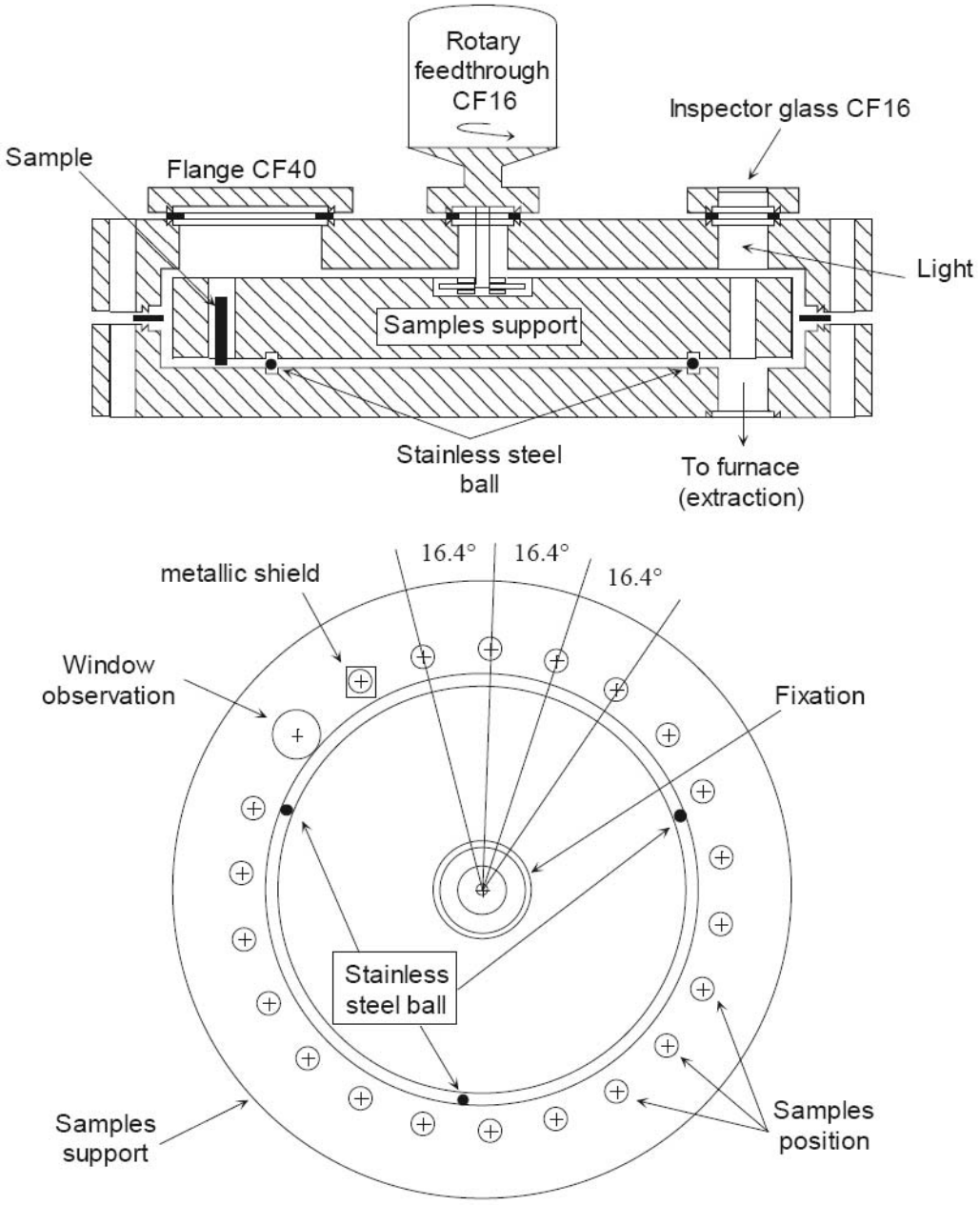
Le gaz extrait par broyage sous vide est ensuite purifié dans une ligne d'extraction avant d'être détendu dans le spectromètre de masse (VG5400 et SFT) afin de pouvoir calculer le rapport isotopique $(^{3}He/^{4}He)_{broyage}$, égal au rapport $(^{3}He/^{4}He)_{mag}$.

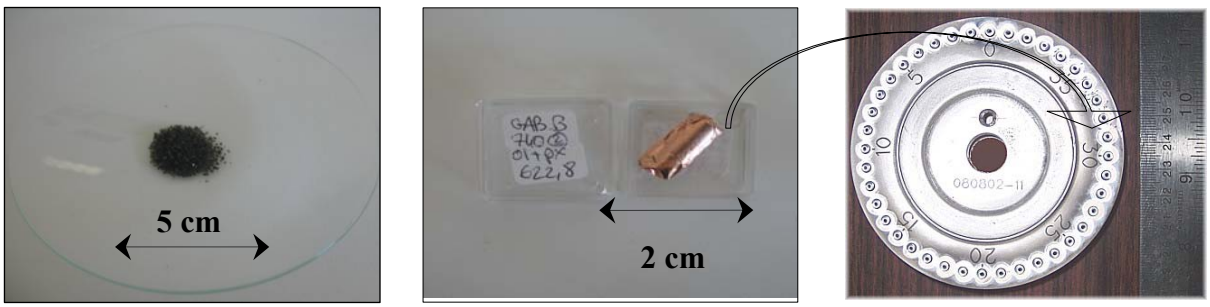
Quand le broyage le permettait - i.e. que le broyat n'était pas réduit intégralement en poussière, le résidu de broyage a été filtré pour retirer les particules fines (< 120 µm - car susceptibles d'avoir perdu de l'Hélium cosmogénique (Blard et al. 2008) puis repesé avant d'être fondu (voir étape suivante).

3.4.2.2 Extraction totale par fusion sous vide

L'extraction totale de l'Hélium s'est faite par fusion dans un four haute température. L'objectif de cette étape est l'extraction totale de l'Hélium des olivines et/ou pyroxènes de l'échantillon. La diffusivité de l'Hélium dans ces phénocristaux impose de les chauffer à des températures dépassant les 1400°C (Trull and Kurz 1993) pour que l'extraction par diffusion se fasse dans des délais raisonnables (<30-40 minutes - au-delà de cette durée, les blancs de machines - à savoir les quantités d'Hélium dégazées - augmentent et risquent de noyer le signal de l'échantillon). Compte tenu des âges d'exposition de nos échantillons et donc de leurs concentrations attendues en ^{3}He (de 10^{4} à 10^{7} at.g^{-1}), il a fallu analyser entre 300mg et 1g d'olivines et de pyroxènes pour se retrouver au dessus du blanc du spectromètre de masse. Pour cela, un four a été monté au CRPG, décrit dans Zimmerman et al. (2011) (Fig. 3.11).

Ce four possède une enceinte à ultra-vide, située au dessous d'un carrousel (Fig. 3.11) dans lequel peuvent être chargés jusqu'à 19 échantillons. Les échantillons sont enveloppés dans des capsules en cuivre cylindriques qui s'adaptent bien à la forme cylindrique des places du carrousel (Fig. 3.11). Il est apparu que cette forme de capsule était la plus adaptée car elle limite les risques de "coinçage" de l'échantillon dans le tube connectant le carrousel au four. Un système de carrousel permet de les faire tomber dans le four un par un. La distance entre le carrousel et l'enceinte du four est suffisamment grande pour éviter tout dégazage partiel des échantillons en attente d'extraction. En effet tous les échantillons ne sont pas soumis au rayonnement du creuset à haute température et l'ensemble du carrousel reste à 20°C durant l'extraction d'Hélium d'un échantillon (confirmé par un suivi de la température au niveau du carrousel).





a b c

Figure 3.11: Présentation de la disposition des échantillons dans le carrousel, une fois encapsulés dans une feuille de cuivre (T° de fusion 1084°C)

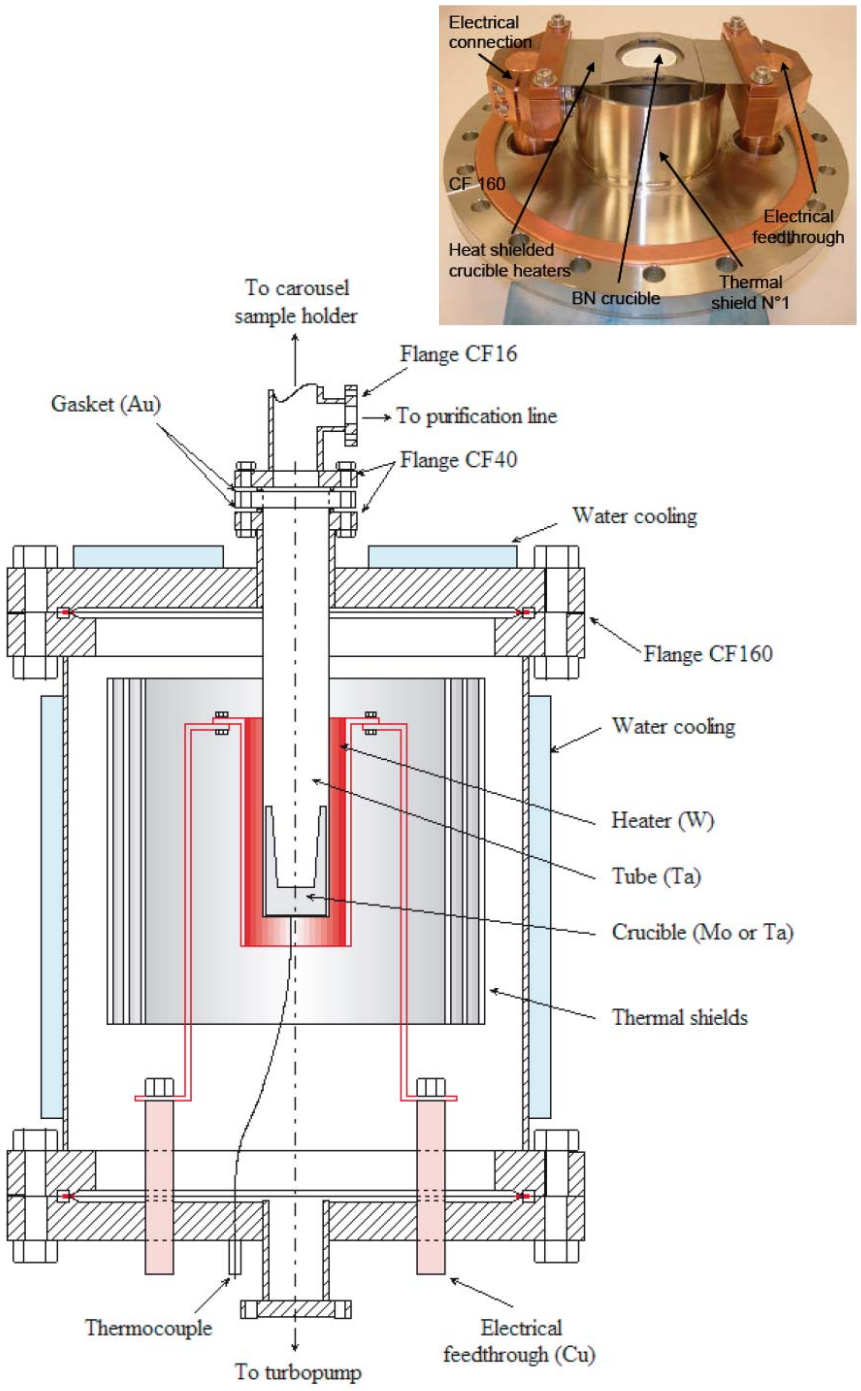


Figure 3.12: Détail de l'enceinte du four utilisé pour les analyses (Zimmerman et al., 2011).

L'intérieur du creuset avoisine les 1400°C (perte thermique due à la paroi du creuset et de son transfert thermique) avec une résistance neuve. Cette température a tendance à diminuer avec l'usure de la résistance. La calibration de la température se fait grâce à un pyromètre optique (qui détecte la température à partir de 800-900°C, à partir du moment où les parois émettent des rayonnements infra-rouge du fait de la chaleur), à travers un hublot placé au même niveau que le carrousel centré sur le fond du creuset. La calibration de ce pyromètre se fait grâce à la fusion du cuivre (1080°C), ce qui permet de vérifier ses réglages.

Une fois tombé, l'échantillon encapsulé se retrouve dans un creuset en nitrure de bore (qui résiste donc à des températures supérieures à 2800°C), lui-même placé au centre d'une résistance pouvant chauffer jusqu'à plus de 1600°C en principe (Fig. 3.12). Une fois le carrousel chargé, le vide est fait dans l'enceinte formée par le four et le carrousel par pompage turbomoléculaire et pour être sûr que l'ensemble des parois - qui ont adsorbé des particules d'air et d'eau atmosphérique - soit "propre", l'ensemble du système est placé sous étuvage à 100°C pendant une nuit.

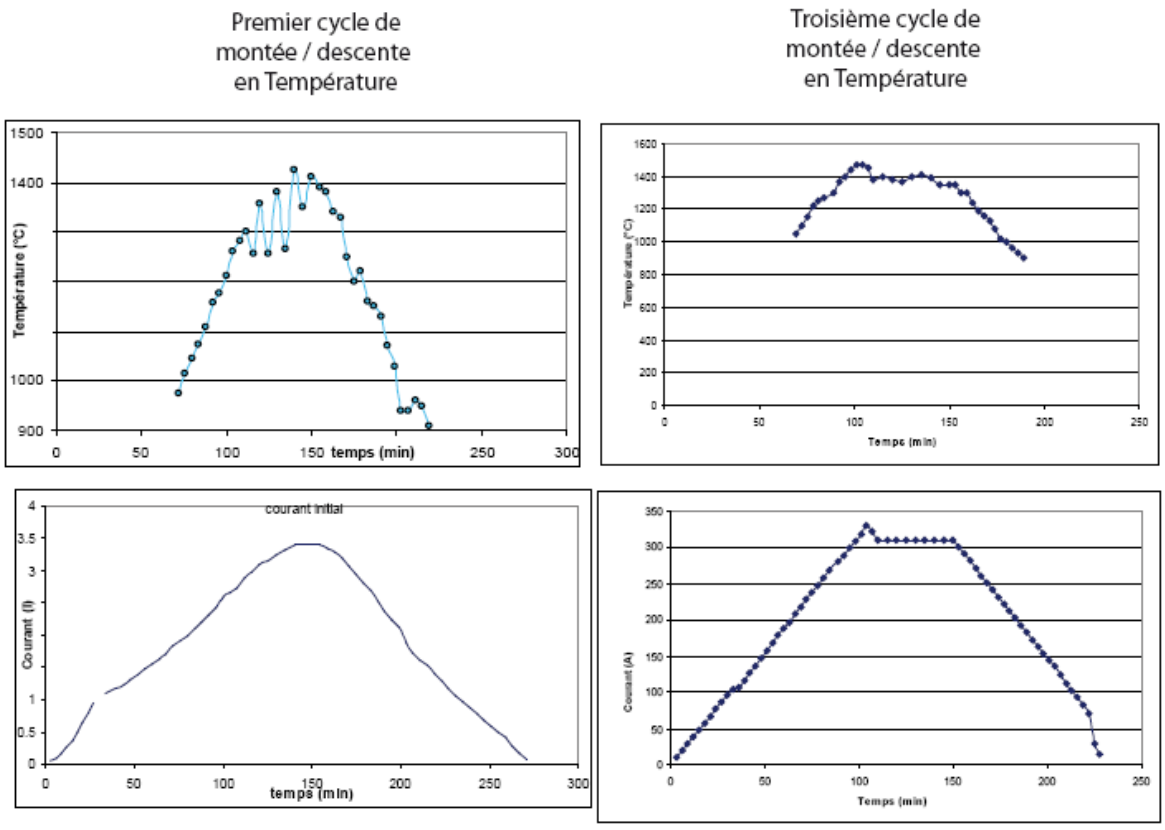


Figure 3.13: Description des premières montées en T° d'un nouveau creuset après la pose d'une nouvelle résistance.

Le four étant réglé en intensité, sa calibration est effectuée à chaque mise en place d'une nouvelle résistance, par 2 montées et descentes en température à vide. Cela permet à la fois de vérifier le bon état de la résistance, et de faire dégazer le creuset en nitrure de bore, très poreux. Des instabilités au niveau de la température ont également été enregistrées lors des premières utilisations (Fig. 3.13). Les premières calibrations ont également permis de déterminer le pas de temps et d'intensité nécessaires à la montée en température pour que celle-ci se fasse le plus linéairement possible. Il est apparu que le rythme le plus adapté est de monter de 20A toutes les 2 minutes. La résistance du four est limitée en puissance à 620W, sous peine de l'endommager.

Une fois les blancs (sous vide et à chaud) vérifiés, l'analyse peut avoir lieu. L'extraction se fait pendant 30 à 40 minutes (temps du plateau sur la Fig. 3.13).

Le système proposé par ce four impose que le dégazage du premier échantillon tombé soit total avant l'analyse du suivant. Pour plus de sûreté, un blanc à chaud a été réalisé après chaque extraction de pyroxènes sur 3 carrousels (donc 57 échantillons). L'excellente reproductibilité des résultats (blancs satisfaisants donc extraction jugée totale) a permis par la suite d'enchaîner les échantillons composés de pyroxènes. Arrivé à la moitié du carrousel (soit 9-10 échantillons pour des masses allant de 300 à 500mg), le creuset est suffisamment rempli pour que sa masse (masse du creuset + masse de l'ensemble des résidus de fusion) freine la montée en température. Il est donc nécessaire d'ouvrir le four pour changer le creuset (et casser le vide, ce qui implique un nouveau cycle l'étuvage puis de montées en température afin de faire dégazer le nouveau creuset).

Des problèmes analytiques et techniques sont rapidement apparus au moment de l'extraction des olivines des échantillons les plus jeunes (échantillons de la faille Dik-3 - voir chapitre 4.2). En effet, l'analyse de ces échantillons, exposés au rayonnement cosmique depuis 2005 seulement (base d'un escarpement de faille réactivé lors de l'épisode de rifting de 2005) s'est heurtée à plusieurs difficultés:

- les échantillons provenant d'un escarpement de faille, leur taux de production d'isotopes cosmogéniques est deux fois plus faible,

- la durée d'exposition fait que les concentrations mesurées correspondent au profil d'atténuation datant de l'épisode tectonique *précédant* celui de 2005, donc très faibles,

- les phénocristaux de cette coulées sont millimétriques et donc plus difficiles à faire dégazer,

- les concentrations de $^{4}He^{*}$ radiogénique semblent très variables,

- le four avait une fuite électrique.

Le très jeune âge d'exposition a imposé d'analyser un gramme d'échantillon à chaque fois, augmentant l'inertie des échantillons (creuset rempli 2 à 3 fois plus rapidement, donc ce qui implique de rompre le vide plus souvent). La fuite électrique a posé un problème au niveau des blancs, car la montée en température n'était plus optimale (bloquée entre 1150 et 1200°C). Si la baisse de température peut être compensée par une extraction plus longue (40 minutes) en revanche les premières montées en température censées faire dégazer le creuset n'étaient plus assez efficaces, augmentant ainsi le blanc machine (blanc en ^{3}He normal: 0.05 cps ce qui correspond à environ ~10^{-20}-10^{-21} moles, blanc ^{3}He avec fuite: 0.1 à 0.8 cps). De plus, la taille des phénocristaux faisait que la durée du palier nécessaire pour extraire la totalité de l'Hélium dépassait l'heure. A ce stade, le dégazage des parois du four devient non négligeable, et provoque un excès de pression impossible à abaisser (voir paragraphe suivant sur la ligne de purification). Autre implication: l'extraction n'était jamais totale après la première analyse, il fallait faire une réextraction, plus un blanc pour être sûr que celle-ci était bien totale. A ce stade, une analyse représentait 6 à 9h de manipulations.

Une procédure particulière a été mise en place pour ces échantillons afin de réduire les contributions de l'Hélium radiogénique et magmatique. Ils ont d'abord été abrasés pour éliminer au maximum l'Hélium radiogénique implanté dans les premières dizaines de microns (Blard and Farley, 2006). L'abrasion se fait dans une enceinte reliée à une arrivée d'air comprimée. Une perforation obstruée par un filtre maillé à 50µm permet à l'air de circuler. Les grains sont alors mis en mouvement et s'abrasent eux-mêmes sous l'effet combiné de la vitesse et des chocs. Une fois l'abrasion terminée, les grains sont filtrés pour retirer la poussière résiduelle et ils sont alors broyés avec un mortier en agate.

Le broyage final a également permis une meilleure extraction: les grains ne faisant plus que 300-500µm, l'Hélium pouvait diffuser à plus basse température en des temps raisonnables.

3.4.2.3 Ligne de purification.

Une fois le gaz extrait de l'échantillon - depuis le four ou le tube de broyage, il est détendu dans une ligne de purification, sur laquelle sont branchés différents pièges, physiques et chimiques. Leur rôle est de purifier le gaz de toute espèce autre que l'Hélium, car lors du dégazage de l'échantillon, de nombreuses espèces chimiques sont libérées en plus de l'Hélium

(CO_2, H_2O, SO_2, H_2, hydrocarbures…). Cette étape est nécessaire à la qualité de l'analyse, mais surtout indispensable à la survie du spectromètre. En effet, l'abondance de ces gaz se manifeste sous la forme d'une pression élevée dans la ligne, ce qui, au-delà d'un certain stade ($P>10^{-5}$mbar) risque d'endommager le spectromètre. La ligne en elle-même est composée d'une succession de volumes séparés entre eux par des vannes pneumatiques ou manuelles étanches (Fig. 3.14 et 3.15), où le gaz est détendu.

Les pièges fonctionnent selon des phénomènes d'adsorption (chimisorption et physisorption). L'adsorption est un phénomène qui permet de piéger les molécules d'une phase gazeuse sur la surface d'un solide. Elle est dite chimique si des liaisons se créent entre l'adsorbant et l'adsorbat (Ti-N, TiO, etc... voir ci-dessous). L'adsorption est alors mono-couche et irréversible. Elle est dite physique si le piégeage se fait à basse température par des forces de Van der Walls. La physisorption intervient quelle que soit la nature de l'adsorbat et de l'adsorbant, elle est multi-couche et réversible par simple chauffage. Deux types de pièges sont utilisés: les getters et les charbons actifs.

Le getter est composé de mousse de titane, de granulométrie variable (0.5 à 2mm). Le principe de piégeage du getter est basé sur la chimisorption et sur la diffusion. Dans un premier temps, les molécules viennent se fixer à la surface du getter jusqu'à recouvrir tous les

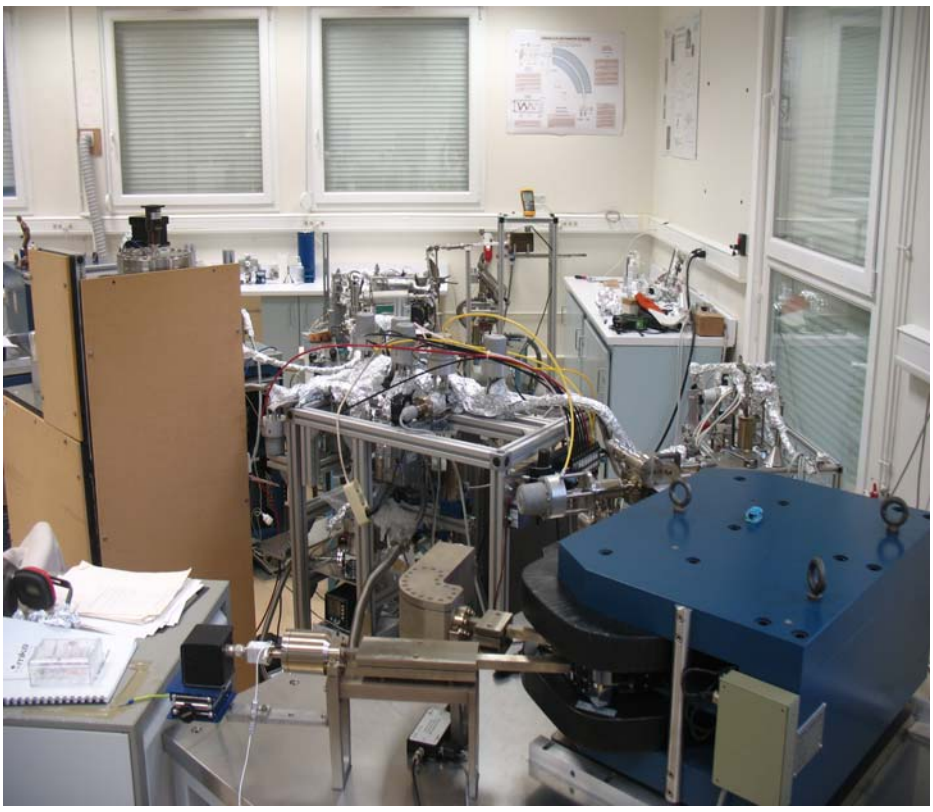


Figure 3.14: Photo de la ligne utilisée

sites actifs chimiquement présents en surface. Dans un second temps, un phénomène de diffusion des espèces adsorbées à travers les pores du getter intervient de manière à faire migrer ces molécules adsorbées dans la masse même du getter, afin de régénérer la surface de réaction exposée aux gaz. Celle-ci peut alors continuer à piéger les molécules restantes. Les principales espèces piégées sont CO, CO_2, O_2 et N_2, car elles forment des oxydes très stables avec le titane, le zirconium etc. L'adsorption est alors irréversible.

Les gaz inertes et certaines molécules peuvent se physissorber sur des surfaces refroidies. La première couche adsorbée se fait à la surface du solide par la formation de liaisons covalentes. Chaque molécule de cette couche constitue un nouveau site d'adsorption potentiel pour la deuxième couche et ainsi de suite.

Les différents volumes de la ligne sont connus et calibrés à l'aide d'un baratron par détente de gaz (précision inférieure au pourcent). Le standard d'Hélium est de composition connue (Matsuda et al. 2002). Sa concentration a été déterminée par une intercalibration avec

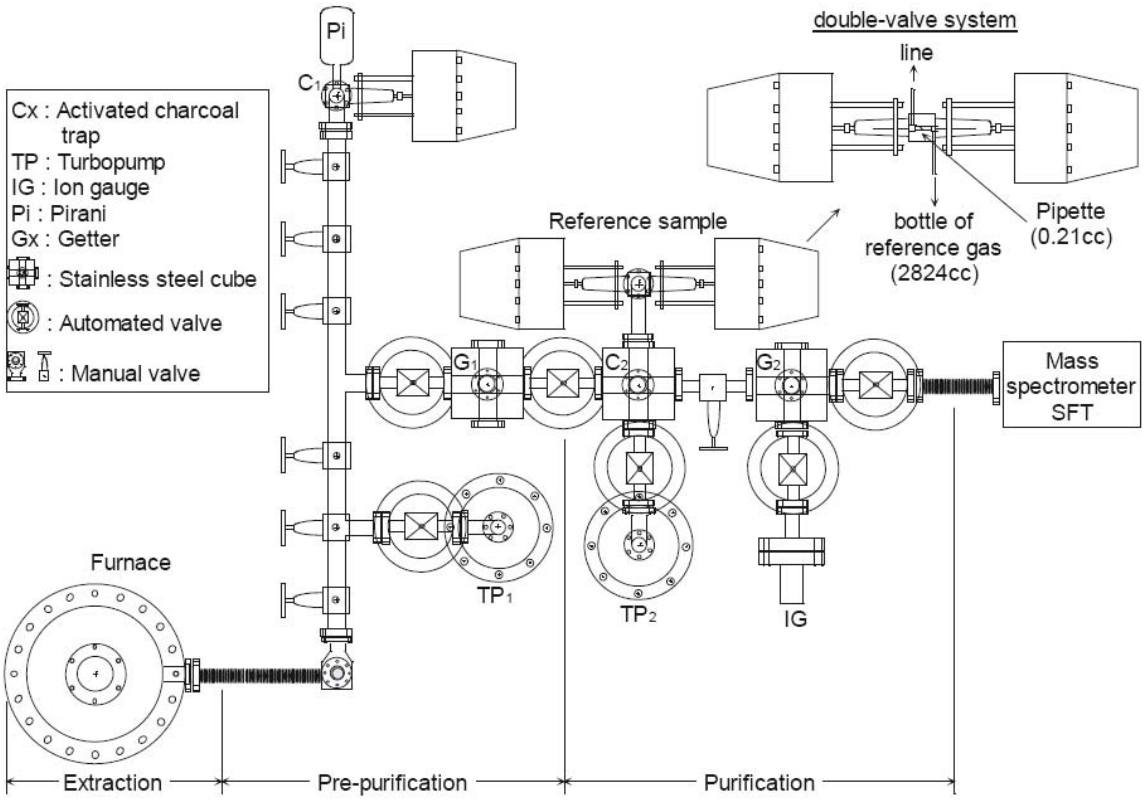


Figure 3.15: Schéma de la ligne d'extraction depuis le four jusqu'à l'introduction dans le spectromètre de masse.

un standard international Vermeesch P. et al., (in press). Le même standard a été utilisé lors des 3 sessions d'analyses (Novembre à Décembre 2009; Février à Juillet 2010 et Février à Juin 2012).

3.4.2.4 Analyse isotopique et élémentaire au spectromètre de masse SFT

Une fois le gaz purifié, celui-ci peut être introduit dans le spectromètre de masse afin de mesurer les compositions isotopiques et élémentaires de l'Hélium.

Le spectromètre de masse utilisé est un SFT Helix (Split Flight Tube). Sa source est de type Nier et fonctionne en mode statique. L'énorme avantage de ce type de spectromètre est qu'il permet l'analyse simultanée du ^{3}He et ^{4}He.

Une source à bombardement électronique est utilisée pour ioniser le gaz introduit dans le spectromètre de masse. L'ionisation doit être suffisamment efficace pour obtenir un signal mesurable. Les ions produits sont ensuite extraits de la source par une différence de potentiel en direction du secteur magnétique. Au cours de cette extraction, le flux d'ion est focalisé pour réduire les dispersions angulaires et augmenter la transmission des ions vers les

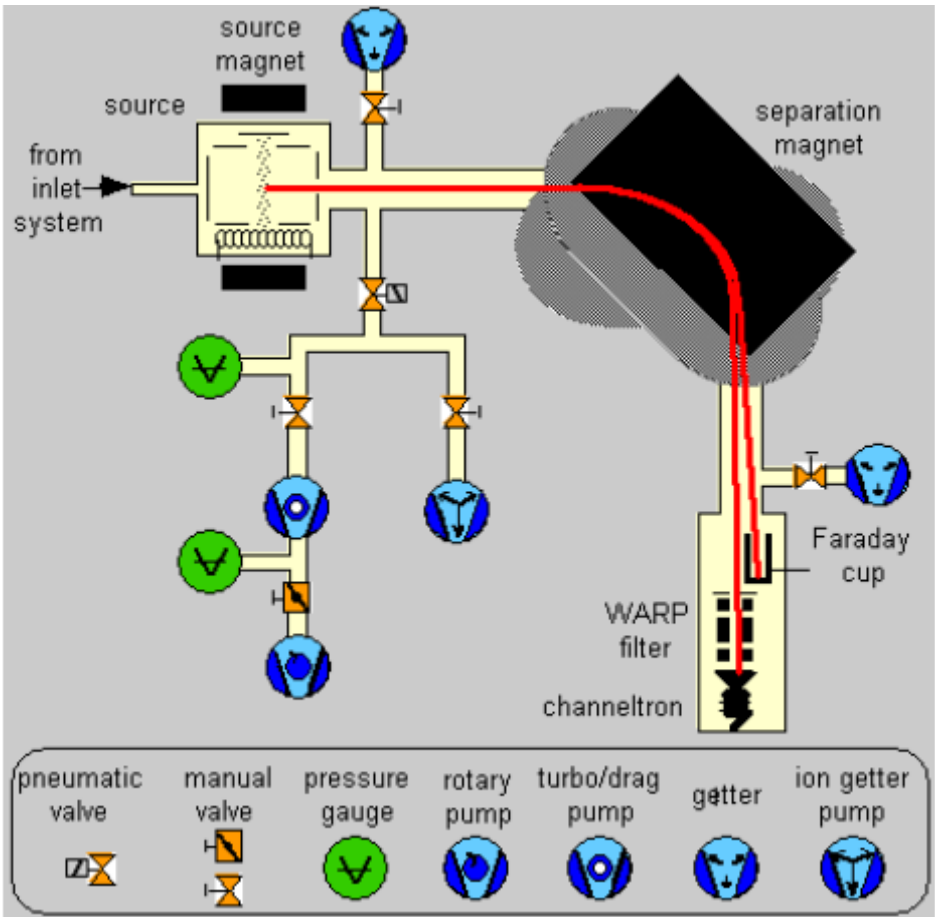


Figure 3.16: Schéma d'un spectromètre standard

collecteurs: à l'entrée du secteur magnétique le faisceau ionique doit être intense et homogène. Au niveau de l'aimant, chaque élément, chaque isotope décrira un rayon de courbure propre qui dépendra du rapport masse/charge (Fig. 3. 16).

Deux collecteurs permettent l'analyse de l'Hélium: une cage de Faraday (pour le ^{4}He) et un multiplicateur d'électrons (pour le ^{3}He) pour la détection de très faibles signaux.

Le fonctionnement de l'analyseur est dit en mode statique, c'est à dire sans pompage durant l'analyse. Le fait que l'analyse se fasse en statique permet de faire des analyses quantitatives - nécessaires dans le cas des analyses cosmogéniques, mais requiert un très faible bruit de fond. Sa résolution de masse (environ 600) est suffisamment élevée pour séparer le $^{3}He^{+}$ du pic composite $DH^{+}/^{3}He^{+}$.

La chambre d'ionisation du SFT est placée sous l'influence d'un champ magnétique ce qui permet de dissocier la trajectoire du ^{3}He du ^{4}He en fonction de leur masse. Les particules ionisées sont soumises à une force F_m produite par un champ magnétique d'intensité B dont la direction est perpendiculaire à la vitesse (V) de l'ion :

$$F_m = qV.B \qquad (12)$$

L'ion décrira une trajectoire circulaire si la force centrifuge équilibre la force magnétique F_m. Pour chaque valeur de B, les ions de même quantité de mouvement et de même charge décriront la même trajectoire, déterminée par la valeur de leur rayon de courbure R. Ainsi en imposant R par la courbure d'un tube guide, pour une valeur de B donnée, seuls les ions d'un même rapport m/q pourront passer par l'analyseur.

En faisant varier B au cours du temps, on peut observer successivement les ions de diverses valeurs de m/q. Le logiciel d'analyse effectue un premier balayage en masse pour détecter le pic de ^{3}He sur le multimètre, et simultanément il détecte le pic de ^{4}He sur la cage de Faraday. Une fois ce centrage effectué (enregistrement des valeurs de champ et de haute tension correspondant à la valeur centrée), l'analyse proprement dite est composée de 30 cycles de mesures (comptage) pour cette valeur de l'aimant. Dans les périodes où le spectromètre n'est pas très stable, il est possible d'effectuer des recentrages de pic en cours d'analyse pour éviter toute dérive instrumentale.

- *Détermination de la sensibilité du SFT.*

La sensibilité du spectromètre de masse correspond au rapport de l'amplitude du signal électronique sur la quantité de gaz analysé. La sensibilité varie en fonction de la pression (i.e. de la quantité de ^{3}He envoyée sur le spectromètre de masse). Elle peut être évaluée en analysant régulièrement la même quantité de standard détendu dans le volume de la ligne. Ces mesures permettent de calibrer la réponse du spectromètre à une quantité invariante et connue de gaz standard. On peut alors suivre les variations temporelles de la sensibilité du spectromètre de masse.

$$S = \left(\frac{X_{ballon}}{V_{ballon} / V_{ligne}} \right) * \left(\frac{V_{ballon}}{V_{ballon} + V_{pip}} \right)^N * \left(\frac{V_{pip}}{V_{ballon} + V_{pip}} \right) * \left(\frac{1}{Mesure_X} \right) \quad (13)$$

où S est la sensibilité (en mol(^{4}He)/mV ou mol(^{3}He)/cps), X_{ballon} la concentration en moles de l'isotope X contenu dans le ballon de standard plein, V_{ballon} le volume du ballon de standard, V_{ligne} le volume de la ligne, V_{pip} le volume de la pipette de standard, N le nombre de standards ayant été effectués (pour pouvoir calculer exactement la quantité de X envoyée dans la ligne à la N^{ième} analyse - et donc après avoir soustrait NxV_{pip} du ballon), et $Mesure_X$ le signal mesuré par le spectromètre de masse (en coups et volts pour ^{3}He et ^{4}He respectivement). Sur plusieurs analyses de standards on peut tracer l'évolution de S en fonction de la quantité de gaz présente dans le spectromètre (Fig. 3.17).

Pour les mesures effectuées entre 2009 et 2010, la sensibilité était plus forte pour les plus

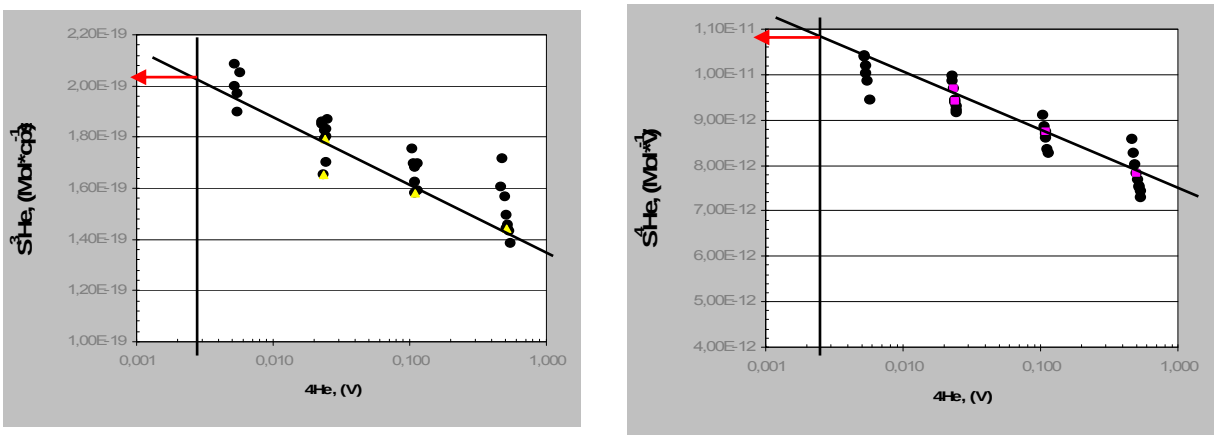


Figure 3.17: Estimation de la sensibilité du spectromètre de masse en fonction de la quantité de gaz analysée. Les points de couleur correspondent aux derniers calculs de sensibilité avant le passage des échantillons, ce sont donc eux qui ont été retenus pour estimer la sensibilité.

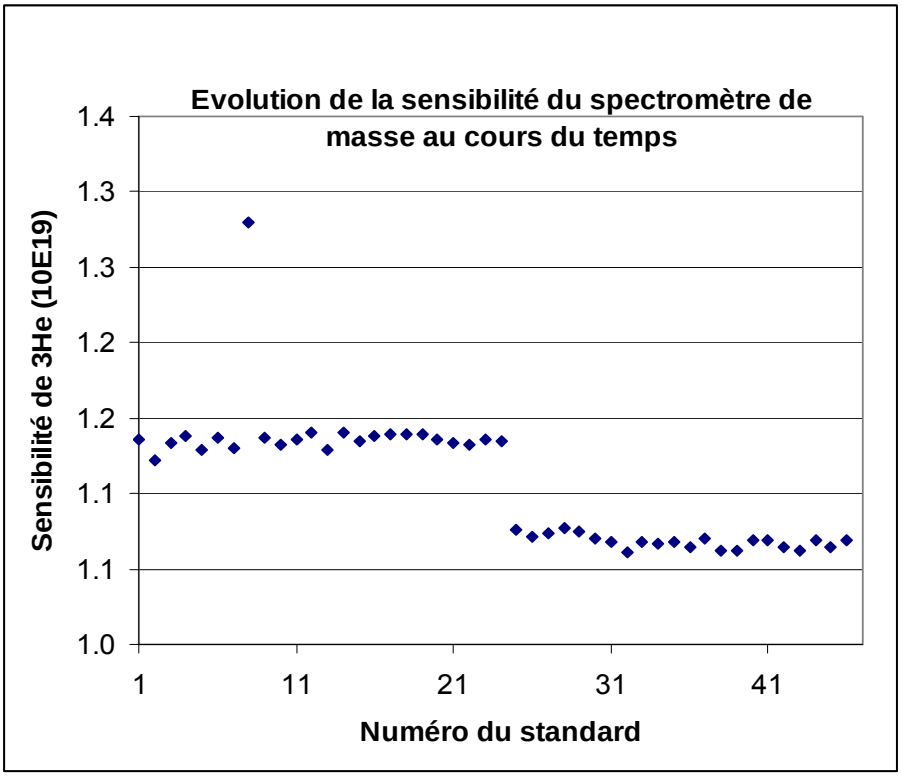


Figure 3.18: Evolution de la sensibilité du spectromètre de masse au ^{3}He sur 47 analyses effectuées entre le 15 et 27 mars 2012. On note deux sauts de sensibilité inhabituels, et deux paliers pendant lesquels la sensibilité est stable. Pour ne pas manquer ces sauts de palier ou encore les valeurs aberrantes, il est nécessaire d'effectuer des mesures de standards entre chaque échantillon. Les incertitudes sont soit moyennées sur les périodes de bonne reproductibilité (les écart-types varient de 1 à 3.6%), soit c'est la dernière valeur de standard qui est retenue.

faibles quantités de gaz introduites. L'important était donc de pouvoir effectuer une régression pour connaître précisément la sensibilité, quelle que soit la quantité de gaz analysée (Fig. 3.17).

Pour les mesures effectuées entre 2011 et 2012, les analyses ont tenu compte de la sensibilité du dernier standard réalisé (au moins 4 standards réalisés dans la journée). Répartir les standards permet de repérer et corriger rapidement d'éventuels "sauts" brutaux de sensibilité qui peuvent arriver en cours de journée et passer inaperçus si aucun nouveau standard n'est fait régulièrement.

3.4.2.5 Calcul des concentrations et âges d'exposition.

L'abondance A en moles des échantillons est calculée en appliquant:

$$A_{mesurée} = (U \times S) / (D) \qquad (14)$$

où U est l'intensité du signal en volts (^{4}He) ou cps (^{3}He), D le coefficient de dilution (autrement dit le rapport de dilution calculé pour un standard détendu dans le volume $V_{four+ligne+spectro}$), S la sensitivité du spectromètre en A/Torr. Pour obtenir une abondance réelle, il faut soustraire à cette valeur la mesure du blanc. Pour récupérer une concentration en moles par gramme il suffit de diviser l'abondance par la masse de l'échantillon.

$$C = (A_{mesurée} - A_{blanc}) / m \quad (15)$$

L'âge d'exposition devient donc:

$$t_{expo} = \frac{C_{corr}}{P_{He}} \qquad (16)$$

où C_{corr} est la concentration en ^{3}He (e.g. corrigée de l'Hélium magmatique) et P_{He} le taux de production en at/g/an.

3.4.2.6 Calcul et propagation des erreurs

Les concentrations mesurées en ^{3}He et ^{4}He sont soumises à des incertitudes liées aux machines utilisées. Les erreurs peuvent avoir des origines variées: depuis la reproductibilité des analyses, la connaissance physique des volumes dans lesquels sont détendus les gaz, ou encore la stabilité du spectromètre.

La loi statistique qui permet de propager des erreurs indépendantes tout au long du calcul menant aux âges d'exposition se traduit comme suit:

soit y une grandeur physique fonction de paramètres x_1, x_2,…x_n, indépendants les uns des autres, dont les incertitudes associées sont, respectivement: ε_1, ε_2,… ε_n, alors l'incertitude ε_y associée à $y = f(x_1, x_2,\ldots x_n)$ est donnée par:

$$\varepsilon_y^2 = \sum_{i=1}^{n} \left[\frac{\partial f}{\partial x_i} . \varepsilon_i \right]^2 \qquad (17)$$

On peut donc calculer des incertitudes totales associées:

1) aux paramètres physiques tels que les volumes de dilution de l'ensemble (four + ligne + spectromètre),

2) à la sensibilité du spectromètre aux signaux électriques (reproductibilité externe - évaluée sur les standards, qui caractérise la capacité du spectromètre à analyser la même quantité de gaz - Fig. 3.18),

3) à la quantité de gaz extraite (c'est la reproductibilité interne - propre à chaque analyse).

4) aux erreurs associées au blanc. Le blanc est une combinaison du bruit analytique (correspondant à la plus petite concentration détectable par le spectromètre de masse), et du blanc résiduel de l'ensemble (four + ligne). La quantité d'Hélium résiduelle dans le four étant généralement supérieure au bruit analytique, c'est elle qui détermine le blanc.

Ces quatre incertitudes peuvent donc être propagées sur la concentration finale de ^{3}He mesurée.

3.5 Analyse du ^{36}Cl cosmogénique

La préparation chimique des échantillons et les analyses en ^{36}Cl cosmogénique ont été réalisées par spectrométrie de masse avec accélérateur (AMS) au CEREGE, Aix-en-Provence. La technique traditionnelle de datation par le ^{36}Cl cosmogénique se fait sur des plagioclases (Schimmelpfennig et al. 2011). Ici nous avons appliqué (et adapté) cette technique à des fractions de roche totale, compte tenu du caractère aphyrique ou trop finement cristallisé pour être triés des échantillons.

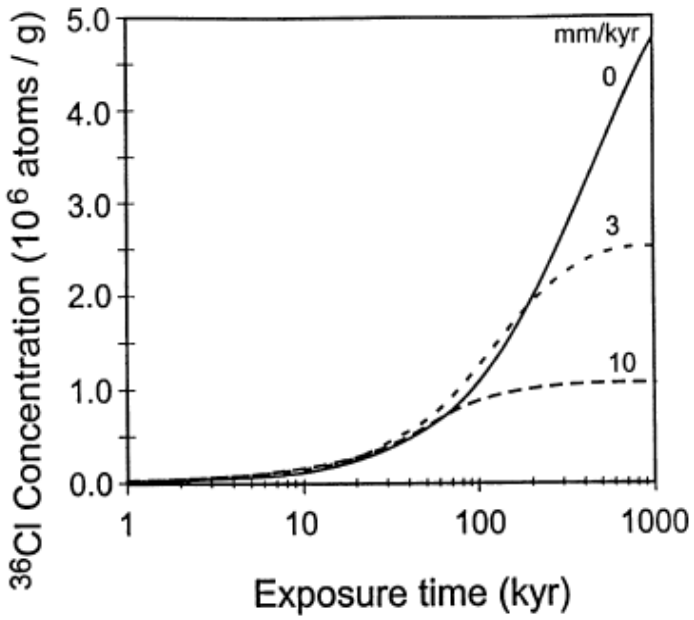


Figure 3.19: évolution de la concentration en ^{36}Cl cosmogénique avec le temps. (Gosse and Phillips, 2001). L'état stationnaire (pas d'érosion) est décrit par la courbe noire.

Le principe des analyses en ^{36}Cl cosmogénique diffère de celui utilisé pour le ^{3}He, car le ^{36}Cl n'est pas stable. La concentration enregistrée dans un échantillon va donc être le résultat de la production du ^{36}Cl cosmogénique au cours du temps et de sa décroissance radioactive.

Initialement, les concentrations vont augmenter linéairement (Fig. 3.19) avant d'arriver à un équilibre entre production et désintégration après 10^4ka (Fig. 3.19). A priori, des analyses de chlore cosmogénique peuvent être réalisées sur n'importe quelle lithologie a partir du moment où elle contient des éléments cibles.

L'extraction du ^{36}Cl cosmogénique passe par une préparation chimique des échantillons. Le premier à avoir décrit ce protocole d'extraction est Stone et al. (1996). Les analyses se font sur la fraction 125-500µm de la roche totale des échantillons. Ces fractions ont été tamisées sous eau pour éliminer les particules de poussière.

3. 5.1 Extraction du ^{36}Cl cosmogénique

Pendant l'ensemble des étapes de préparation, des bouteilles HDPE (*high density polyethylene*) ont été utilisées. Pour déterminer le poids d'échantillon nécessaire aux analyses, il faut tenir compte de la teneur en chlore total de la roche, et de son âge supposé d'exposition (Fig. 3. 19). Nous avons procédé aux étapes suivantes:

1) Purification des échantillons

La première étape du protocole consiste à purifier les échantillons de la matière distincte du basalte, telle que les lichens ou des résidus carbonatés, afin d'éviter toute contamination. Cette étape permet également de purifier l'échantillon du chlore atmosphérique potentiellement retenu dans les fractures ou vésicules de la roche. Pour cela, les échantillons ont été mis à tremper dans un bain d'acide nitrique (HNO_3 + eau mMlliQ) sur une table à secousses pendant 12h. L'eau MilliQ est une eau de laboratoire purifiée par le système MilliQ de Millipore. Avant l'étape de dissolution, 2 à 3 milligrammes de la roche totale sont prélevés pour analyse en éléments majeurs et traces (par ICP-OES et ICP-MS, exception faite du Li: absorption atomique, B: colorimétrie, H_2O: titrage Karl Fischer et le Cl: spectrophotométrie). Ces analyses sont nécessaires pour calculer la distribution des neutrons de basse énergie à l'interface roche/atmosphère, et qui peuvent affecter significativement la production de ^{36}Cl.

2) Dissolution des échantillons

Après cette étape de purification, deux dissolutions successives sont effectuées, la première à 50% et la seconde totale. Cette étape a pour but de réduire les concentrations en

chlore total - responsables de la formation de ^{36}Cl par capture de neutrons de basse énergie sur le ^{35}Cl et de concentrer le ^{36}Cl dans la fraction restante (Schimmelpfennig et al. 2009). En effet, cette étude a montré que réduire fortement les concentrations de chlore total permet de diminuer la fraction de ^{36}Cl produite par capture neutronique (Fig. 3.20). Comme il est très difficile de contraindre la production de ^{36}Cl par capture neutronique sur le ^{35}Cl, cette étape de dissolution permet de réduire les incertitudes associées à ce phénomène. (Schimmelpfennig et al. 2009) ont montré que 85% de dissolution de la roche totale (dans cette étude: du basalte) permet d'éliminer le ^{36}Cl issu de la capture neutronique. Cependant, ce degré de dissolution varie en fonction des lithologies et il n'est pas toujours possible de se débarrasser totalement du chlore commun.

La dissolution se fait en baignant les échantillons dans une solution d'acide fluoridrique (HF) concentré (60%) avec de l'acide nitrique (HNO_3). On met d'abord l'HNO_3, puis on

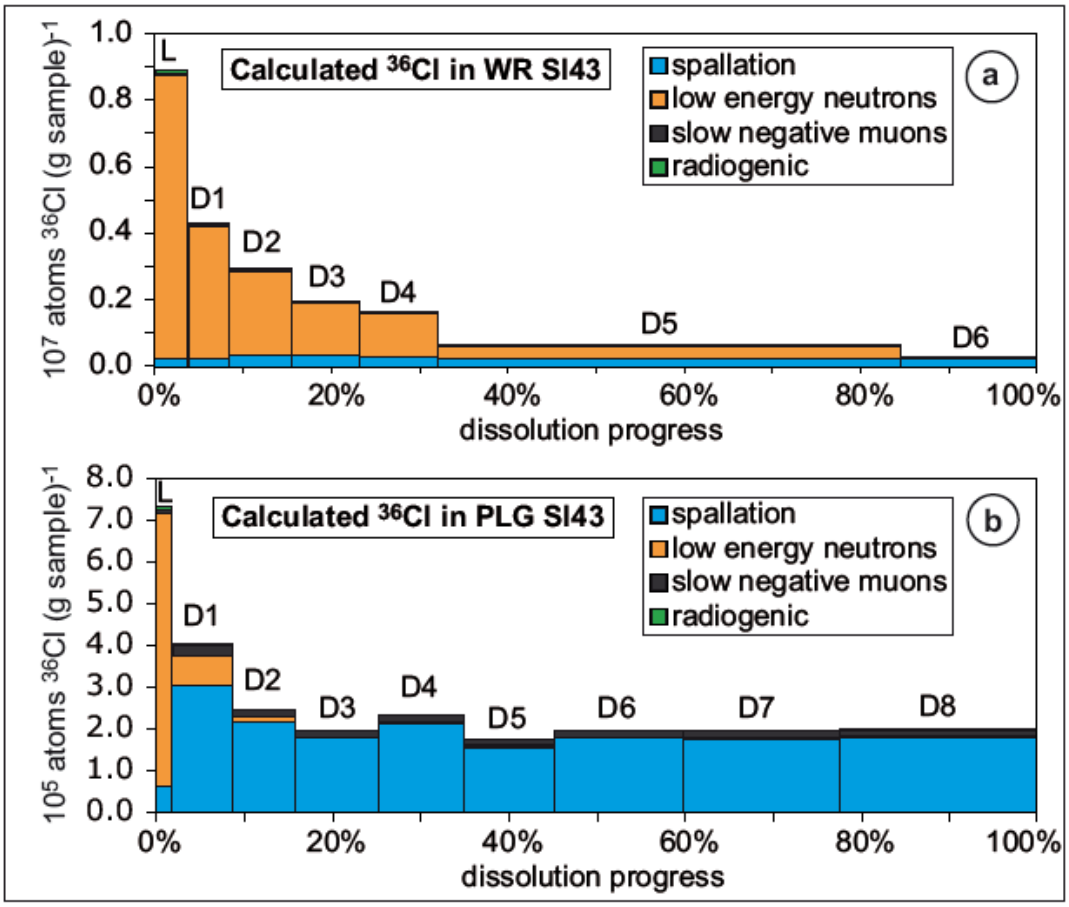


Figure 3.20: Evolution de la concentration avec les étapes de dissolution (Schimmelpfenning et al., 2009). Ce diagramme illustre les différentes contributions (radiogénique, spallogénique, ou par capture) à la formation de ^{36}Cl. Il apparaît que la diminution de chlore total (qui s'accompagne donc de pertes en ^{36}Cl) permet de réduire la contribution neutronique par rapport à la contribution spallogénique. Il montre également pourquoi il est préférable de travailler sur des phases minérales comme les plagioclases: au bout de moins de 20% de dissolution la contribution neutronique de basse énergie est largement éliminée. En revanche, le processus de capture de muons négatifs ne peut pas être éliminée. (WR = Whole Rock, PL = Plagioclase)

ajoute l'HF. L'HF est susceptible de réagir violemment avec l'échantillon et de provoquer des réactions relâchant des gaz qui peuvent potentiellement contenir du chlore (et de projeter de l'acide sur l'utilisateur). Afin d'éviter ou de limiter la violence de ces réactions, l'ajout de HF se fait très lentement, et la bouteille contenant l'échantillon baigne dans un bain d'eau et de glace.

Les échantillons sont ensuite scellés et mis à barboter pendant 12h sur une table à secousses. Après rinçage puis séchage de l'échantillon, 2 à 3 milligrammes de résidu sont prélevés pour analyses en éléments majeurs, en éléments traces et en éléments cibles (Ca, K, Fe, Ti et Cl). C'est à partir de ces compositions que seront calculés les taux de production de ^{36}Cl.

A ce stade, on ajoute alors 1,5 mL de solution enrichie en ^{35}Cl (spike) aux échantillons, ainsi qu'à une nouvelle bouteille qui fera office de témoin (ou blanc). L'ajout de ce spike a deux intérêts: permettre l'analyse du ^{36}Cl et ^{35}Cl de façon simultanée par effet de dilution isotopique, et de "porter" le précipité final de chlore pour qu'il soit analysable et au dessus de la limite de détection de l'AMS (Desilets et al. 2006). Comme la composition isotopique du spike est connue (avec un ratio ^{35}Cl/^{37}Cl différent du ratio naturel), tout comme sa teneur en chlore, les ratios finaux mesurés seront le résultat de ce mélange entre concentration de spike et concentration de l'échantillon. Plus l'échantillon contient de Cl, plus la valeur finale mesurée sera proche des rapports naturels. Cette dépendance peut être calculée.

L'étape de dissolution totale sert à extraire le chlore pour l'analyse isotopique. Elle se fait également dans un mélange de HF+HNO3 pendant 12h. Certains échantillons microlithiques se dissolvaient mal et ont été laissés plus longtemps dans le bain sur une plaque chauffante (pour augmenter la cinétique de dissolution).

L'utilisation de HF nécessite la prise de précautions pour l'utilisateur du fait de son extrême toxicité. En effet, il est indolore au contact de la peau, mais pénètre les tissus jusqu'à l'os où il va complexer avec le calcium. Il est donc nécessaire d'éviter tout contact cutané (d'où l'utilisation de blouses et gants spéciaux). De même, les vapeurs qui peuvent se dégager pendant la réaction avec l'échantillon sont toxiques, exigeant de travailler sous hotte.

3) Récupération du chlore sous forme d'un précipité d'AgCl

A la fin de la dissolution, le résidu de roche forme un gel fluorhydrique. Le chlore est lui passé dans la solution. On récupère cette solution par centrifugation dans des tubes de 50ml

(rincés à l'eau MilliQ, là encore pour éviter toute contamination), ce qui permet de dissocier définitivement le gel de la solution.

Pour faire précipiter l'AgCl, une solution de AgNO3 est ajoutée (solution à 10%) aux échantillons et au blanc. La quantité de AgNO3 est calculée de telle sorte qu'elle est largement en excès afin de faire précipiter l'ensemble du chlore. Les bouteilles sont alors placées dans le noir pendant 24 à 48h le temps que la réaction se fasse - car le précipité d'AgCl est sensible à la lumière, et une trop longue exposition du précipité pourrait entraîner la dissociation entre Ag et Cl. Le précipité obtenu doit être bien blanc (s'il est noir c'est qu'il a été altéré par la lumière). Curieusement, certains de nos échantillons présentaient une teinte jaunâtre. La récupération du précipité se fait en pompant le surnageant.

4) Elimination des sulfates et 2ème précipitation de l'AgCl

Une fois le précipité d'AgCl récupéré, il faut encore le nettoyer du soufre, dont la masse molaire est 36 et qui, s'il reste, sera analysé par l'AMS au même titre que le ^{36}Cl. Le précipité est donc remis en solution, cette fois avec 1ml d'une solution saturée en baryum ($Ba(NO_3)_2$), ce qui provoque au contact de l'air la précipitation de $BaSO_4$ et $BaCO_3$. Le surnageant est récupéré puis reprécipité grâce à l'ajout de HNO_3.

3.5.2 Analyse du ^{36}Cl cosmogénique par AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*)

Les analyses réalisées par spectrométrie avec accélérateur sont basées sur le même principe que les analyses par spectrométrie conventionnelle. Dans les deux cas des ratios isotopiques ont mesurés après l'ionisation des particules de l'échantillon, et une séparation basée sur leur différence de masse et de charge. Comme son nom l'indique, la technique de l'AMS va accélérer les particules avant de les envoyer sur le spectromètre de masse, ce qui va permettre la détection de quantités d'isotopes beaucoup plus petites avec une bonne sensibilité (Elmore and Phillips 1987); (RC Finkel and Suter 1993). En revanche, l'AMS mesure mieux les rapports atomiques que les abondances (à la différence de la spectrométrie gaz rares) et donc un spike est utilisé (Fig. 3.21).

La dérive instrumentale est calibrée par la mesure régulière de standards entre les différents échantillons analysés. Les procédures de blancs permettent d'évaluer la limite de détection de la machine - autrement dit son bruit de fond.

3.5.3 Détermination des concentrations en ^{36}Cl

La concentration en ^{36}Cl est obtenue grâce à la connaissance des rapports $^{35}Cl/^{37}Cl$ du porteur. Pour le spike utilisé, la concentration en ^{36}Cl est obtenue par la formule:

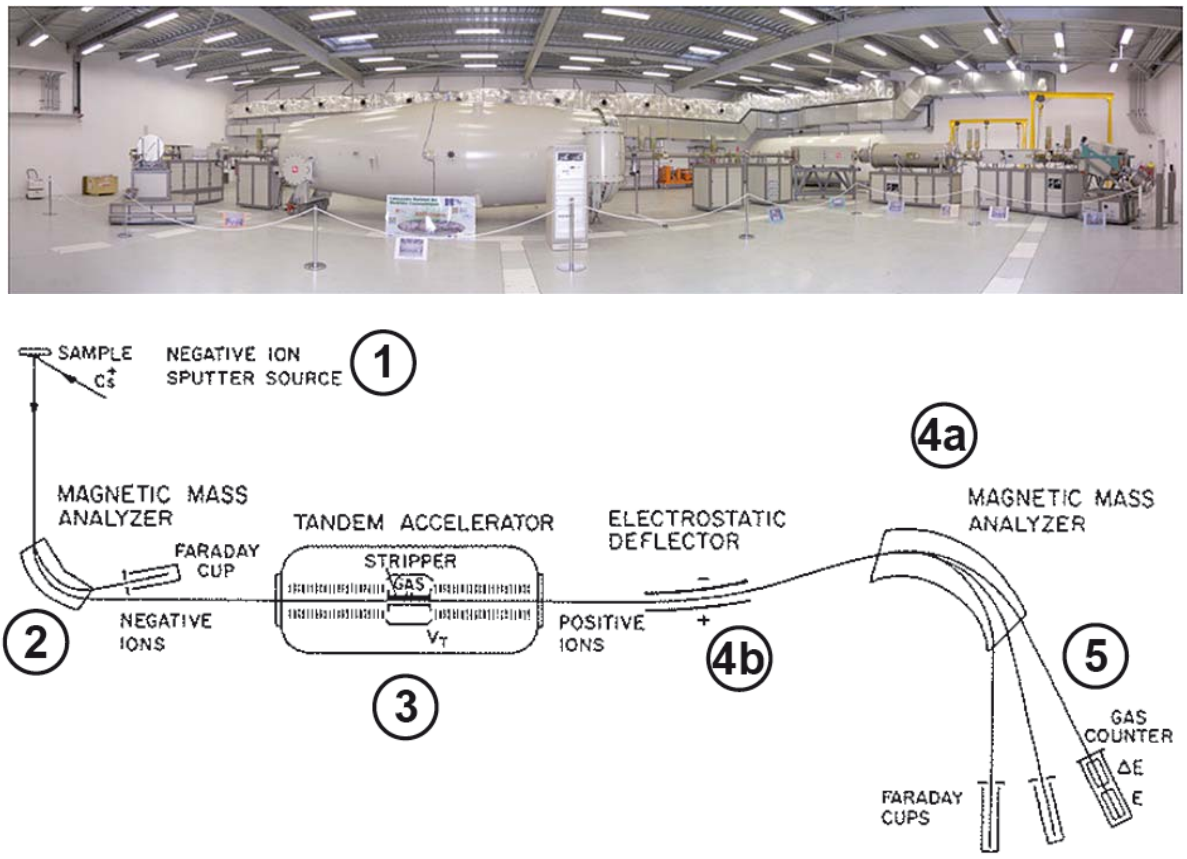


Figure 3.21: Panorama du spectromètre de masse par accélérateur ASTER du CEREGE et schéma de l'AMS ASTER du CEREGE, basé sur le modèle de Finkel and Suter (1993). 1: l'échantillon est bombardé sur la source par des ions Cs, afin de produire un faisceau d'ions négatifs. 2: les ions accélérés (40-100 keV) passent par un analyseur magnétique. 3: les ions négatifs sont ensuite accélérés jusqu'à plusieurs MeV et transformés en ions positifs en traversant un gaz (qui leur prélève des électrons). 4: les ions désormais positifs sont une seconde fois accélérés et passent dans un deuxième champ magnétique (a) et dans un analyseur électrostatique (b). 5: les isotopes stables sont mesurés sous forme de courant électrique sur des cages de Faraday.

$$[^{36}Cl] = \frac{at_c * \left| \frac{R_{36/37} - R_{cm}}{R_{cm} + 1} \right| + at_n * \left| \frac{R_{36/37}}{R_n + 1} \right|}{M_{ech}} \qquad (18)$$

$$\text{avec: } at_n = at_c * \left[\frac{(R_c - R_{35/37}) * (R_n + 1)}{(R_c + 1) * (R_{35/37} - R_n)} \right] \qquad (19)$$

où $[^{36}Cl]$ est la concentration finale en ^{36}Cl des échantillons (en at/g), $R_{36/37}$ et $R_{35/37}$ correspondent aux rapports respectifs de $^{35}Cl/^{37}Cl$ et $^{36}Cl/^{37}Cl$ des échantillons. R_c correspond au rapport $^{35}Cl/^{37}Cl$ du spike, R_n au rapport naturel $^{35}Cl/^{37}Cl$ (R_n=3.127), R_{cm} au rapport du blanc, et at_n et at_c sont respectivement les nombres d'atomes de chlore de l'échantillon naturel et du spike. M_{ech} est la masse d'échantillon dissous (2ème dissolution).

3.5.4 Calcul des âges d'exposition

Pour calculer les âges d'exposition, il est nécessaire d'estimer les taux de production correspondant aux différents processus responsables de la formation de ^{36}Cl. Le calcul des taux de production et des âges cosmogéniques est fait en utilisant le nouveau calculateur mis au point par Schimmelpfennig et al. (2009). Par rapport aux modèles précédents (Phillips and Plummer, 1996), il permet de distinguer clairement les compositions de la roche totale (avant dissolution) et celle de la fraction cible (après dissolution à 50%).

Le temps d'exposition s'exprime par la formule:

$$t_{expo} = \frac{-\ln(1 - N_{meas}\lambda_{36} / P_{total})}{\lambda_{36}} \qquad (20)$$

où λ_{36} est la constante de décroissance radioactive du ^{36}Cl (égale à $2.303 \times 10^{-6} a^{-1}$).

Quatrième chapitre

Résultats

4.1 Chronologie volcanique du nord du segment de Dabbahu

Ce chapitre reproduit un article paru dans la revue *Earth and Planetary Sciences Letters* en 2013 (date de première soumission: août 2012). Cet article présente la géochronologie volcanique précise d'une zone réduite des flancs sud de Dabbahu. Cette zone présente le double intérêt de mettre en contact les laves du volcan terminal Dabbahu avec celles issues de l'axe du rift, et de présenter une topographie bien exprimée.

Cet article a bénéficié de la collaboration de différentes équipes de l'Afar Rift Consortium, notamment celle du British Geological Survey d'Edimbourg pour les travaux de cartographie.

Il s'appuie sur deux études déjà parue, centrées sur la pétrologie de Dabbahu menées par l'équipe de Bristol (Field et al., 2012 a & b), qui ont fourni d'importantes informations sur la complexité du stockage magmatique à l'échelle de ce volcan. Une troisième étude de géochronologie et géochimie menée sur le sud du segment (Ferguson et al., 2010 et travaux de thèse) a permis d'étoffer les données géochimiques représentatives du volcanisme issu des éruptions axiales de la crise de 2005-2010, ainsi que celles du volcanisme de la chaine de Dabbayra et de Badi. Compte tenu de la complexité des réservoirs, le but de cette étude n'était pas de proposer un modèle global sur le fonctionnement de Dabbahu, mais de se concentrer sur une zone réduite du segment où les interactions entre tectonique et volcanisme sont clairement observables, afin de les dater de façon précise. Dans la zone choisie, la plupart des coulées sont chenalisées et proviennent de fissures éruptives proches les unes des autres, ce qui nous conforte dans l'idée qu'il s'agit bien d'un système magmatique isolé.

Cette étude présente la chronologie volcanique sur une fenêtre du rift de Dabbahu dans le but d'apporter des contraintes temporelles au niveau des interactions entre phénomènes magmatiques et tectoniques. En effet, si ces derniers ont été décrits en détail après la crise de 2005-2010, très peu de données existent sur le long terme, à l'échelle de la dizaine de milliers d'années. Or, de telles contraintes sont essentielles car elles permettent de mettre en relation les modalités de l'acquisition de la morphologie de rift avec l'évolution magmatique des centres volcaniques. Nous associons une cartographie précise de la zone d'étude à des datations obtenues par la technique des isotopes cosmogéniques sur des surfaces de coulées de lave préservées. Nous montrons que les volcans Badi et Dabbahu partagent une signature chimique différente de celle des laves issues de la chambre magmatique axiale, ce qui s'explique par des taux de fusion partielle différents. A ce titre, nous parlerons du Dabbahu comme un volcan de terminaison de segment, ou encore associé à la zone de volcanisme transforme. Le Dabbahu a été alimenté depuis au moins les derniers 72 ka. Au moins deux phases magmatiques ont été enregistrées. La première phase est caractérisée par une

faible topographie et par la mise en place d'importants volumes de basaltes fissuraux effusifs et s'achève vers 58 ka avec la mise en place de laves plus différenciées. Un nouvel apport de magma "frais" a lieu aux alentours de 51 ka et signe le début d'un nouveau cycle magmatique. Il est accompagné d'une évolution topographique au niveau du volcan Dabbahu, qui développe des pentes plus raides, comme en témoigne la morphologie des laves émises sur cette période. C'est également au cours de ce second cycle magmatique que la tectonique de rift commence à s'exprimer de façon marquée, et amorce le développement des futures failles majeures du rift.

Nous concluons en insistant sur l'importance du volcanisme du Dabbahu au niveau du maintient de l'accrétion magmatique sur le tiers nord de la zone de rift étudiée.

Contrôle du développement de la topographie de rift par les cycles magmatiques au niveau du segment du Manda Hararo (Afar, Ethiopia): l'apport des datations par le ^{3}He cosmogénique sur l'évolution des paysages.

Medynski, S. [a,b], Pik, R.[a,b], Burnard, P. [a,b], Williams, A. [a,b], Vye-Brown, C. [c], Ferguson, D.[d,*], Blard, P.-H.[a,b], France, L.[a], Yirgu, G. [e], J. I. Seid [f], Ayalew D. [e], Calvert A.[g]

a: Université de Lorraine, CRPG, UPR 2300, Vandoeuvre-lès-Nancy, F-54501, France

b: CNRS, CRPG, UPR 2300, Vandoeuvre-lès-Nancy, F-54501, France

c: British Geological Survey, Murchison House, West Mains Road, Edinburgh,EH9 3LA, United Kingdom

d: Department of Earth Sciences, University of Oxford, Oxford, OXI 3AN, UK

e : School of Earth Sciences (formerly Department of Earth Sciences), Addis Ababa University, PO Box 1176, Addis Ababa, Ethiopia

f: Water and Mines Bureau, Afar National Regional Government, Semera, Ethiopia

g: USGS Menlo Park, California 94025, USA

*: *now at Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, NY*

Résumé

En combinant des âges d'exposition de surfaces de coulées de lave à une étude morphologique basée sur une cartographie détaillée et des analyses géochimiques, nous proposons de retracer une partie de l'histoire volcanique d'un segment de rift actif à la limite de la Transition Océan-Continent, au niveau de la partie nord du segment de Dabbahu/Manda Hararo en Afar, Ethiopie. Nous apportons des contraintes chronologiques à l'échelle des cycles magmatiques (i.e. quelques dizaines de milliers d'années) pour vérifier si les injections de dikes telles qu'elles ont été observées et modélisées lors de l'épisode de 2005-2010 peuvent expliquer sur le long terme le fonctionnement d'un tel segment de rift. Le rift de Dabbahu/Manda Hararo est alimenté dans sa partie nord par deux réservoirs magmatiques majeurs. Le premier est localisé sous le volcan Dabbahu, positionné à l'extrémité nord du segment et le deuxième correspond à la chambre magmatique axiale située au milieu du segment qui a alimenté une partie du dike de 2005 et l'ensemble des dikes injectés entre 2006 et 2010. Nos données montrent que les laves du Dabbahu, bien que localisées sur le segment, présentent une signature chimique différente de celle de la chambre magmatique axiale. Le volcan Dabbahu partage les mêmes caractéristiques que le volcan hors-axe Badi, situé à une dizaine de kilomètres de l'axe. En effet ces deux volcans sont alignés sur

une zone de volcanisme transverse. Sur les derniers 100 ka, 2 cycles magmatiques ont été clairement identifiés au niveau du volcan de Dabbahu. Ces cycles ont été accompagnés d'un changement de morphologie au niveau de l'édifice volcanique et au niveau de la dépression axiale. Pendant le premier cycle, depuis 70 ka (plus vieille unité datée) jusqu'à environ 58 ka, l'activité de Dabbahu a très clairement été dominée par un volcanisme fissural étendu. Les produits de ce volcanisme précoce semblent n'avoir été que faiblement affectés par l'activité tectonique du rift, ou alors celle-ci n'a pu être enregistrée à cause d'une remise à zéro constante de la topographie par un volcanisme effusif très important. L'influence du régime tectonique régional se fait néanmoins sentir, notamment au niveau des centres éruptifs qui sont alignés selon un axe nord-sud. En revanche, pendant le deuxième cycle magmatique enregistré de 51 à 22 ka, des pentes plus fortes se développent sur le Dabbahu, soulignées par des morphologies de coulées 'a'ā radiales de volume moindre. C'est sur cette période que les escarpements majeurs du rift sont initiés, menant au développement de la dépression axiale actuelle.

Cette étude montre que les taux de magma injectés dans le rift par les différents centres magmatiques font partie des facteurs clés à la fois au niveau du maintien de l'accrétion et dans le contrôle de la topographie du rift le long du segment. En effet, la topographie est inhibée dans les phases de forte production volcanique et se développe lorsque l'apport magmatique est limité. Cette étude met également en lumière le rôle des réservoirs magmatiques secondaires de terminaison de segment: la cartographie des produits du Dabbahu a permis de montrer que ce dernier participe au maintien de l'accrétion d'un tiers du segment.

Earth and Planetary Science Letters 367 (2013) 133–145

Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Earth and Planetary Science Letters

journal homepage: www.elsevier.com/locate/epsl

Controls on magmatic cycles and development of rift topography of the Manda Hararo segment (Afar, Ethiopia): Insights from cosmogenic ^{3}He investigation of landscape evolution

S. Medynski [a,*], R. Pik [a], P. Burnard [a], A. Williams [a], C. Vye-Brown [b], D. Ferguson [c,1], P.-H. Blard [a], L. France [a], G. Yirgu [d], J.I. Seid [e], D. Ayalew [d], A. Calvert [f]

[a] CRPG, CNRS, Université de Lorraine, UMR 7358, Vandoeuvre-lès-Nancy F-54501, France
[b] British Geological Survey, Murchison House, West Mains Road, Edinburgh EH9 3LA, UK
[c] Department of Earth Sciences, University of Oxford, Oxford OXI 3AN, UK
[d] School of Earth Sciences (formerly Department of Earth Sciences), Addis Ababa University, PO Box 1176, Addis Ababa, Ethiopia
[e] Water and Mines Bureau, Afar National Regional Government, Semera, Ethiopia
[f] USGS Menlo Park, CA 94025, USA

ARTICLE INFO

Article history:
Received 24 August 2012
Received in revised form
7 February 2013
Accepted 9 February 2013
Editor: T.M. Harrison
Available online 28 March 2013

Keywords:
^{3}He cosmogenic
rifts
magmatic accretion
extension

ABSTRACT

Crustal extension at mature continental rifts and oceanic ridges occurs by a combination of normal faulting and magma injection, which interact to create rift morphology. Quantifying the relative roles of faulting and melt intrusion in accommodating extension at magmatic rifts remains difficult and requires studies at sufficient spatial and temporal scales to resolve the interaction between these processes. In this study we provide new chronological constraints based on cosmogenic exposure dating for the ~100 kyr topographic evolution of a young and active magmatic rift segment in Afar, Ethiopia. We combine structural investigations, field mapping, geochemical analysis and cosmogenic ^{3}He exposure dating of lava surfaces in order to investigate the interplay between volcanic activity and fault growth in the northern part of the axial depression, where the rift segment intersects a large stratovolcano. Our results allow us to determine the roles of the various magma reservoirs feeding this rift system and their interactions during accretion over the past 100 kyr. New age data for key lava units allow several magmatic cycles to be distinguished. Each cycle lasts 20–40 ka resulting in periods of high and low magma supply rate. The variations in magma supply rate at the segment extremity strongly affect the development of the rift depression, with the availability of melt controlling the morphological impact of faulting. Melts from different magma reservoirs feeding the segment are chemically distinct and geochemical analysis of lavas from the rift floor allows their respective contributions to maintaining magmatic accretion to be estimated. We propose that melts from the magma reservoir at the northern end of the segment contribute around one-third of the length of this portion of the segment, whereas the mid-segment reservoir is responsible for the remaining two-thirds of the segment accretion.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Extension at continental rifts and oceanic ridges is accommodated by two main processes: normal faulting and magma injection (Hayward and Ebinger, 1996; Batiza et al., 1996; Ebinger and Casey, 2001; Carbotte et al., 2004; Wright et al., 2006; Ayele et al., 2007; Rowland et al., 2007). In a continental environment faulting is typically dominant, whereas in oceanic ridges dyke intrusion is the primary mode of extension (Wright et al., 2012), controlling crustal growth and rift segmentation. However, it remains unclear how the transition between these styles of rifting occurs and specifically how faulting and dyke intrusion interact as continental rifts evolve. Testing models of rift development requires temporal constraints on these magmatic and tectonic processes; however, these are typically lacking for most rift systems: even after considerable efforts observing and sampling ocean ridges (e.g. Macdonald, 1982; Perfit and Chadwick, 1998; Colman et al., 2012), the complete spatio-temporal evolution of individual segments remains poorly documented because of their remote location. One way to assess these questions is therefore to examine how this transition happens on land in more accessible rifted areas.

* Corresponding author. Tel.: +333 83 59 42 42.
E-mail address:
medynski@crpg.cnrs-nancy.fr (S. Medynski).
[1] Now at: Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, NY, USA.

0012-821X/$ - see front matter © 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.
http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.02.006

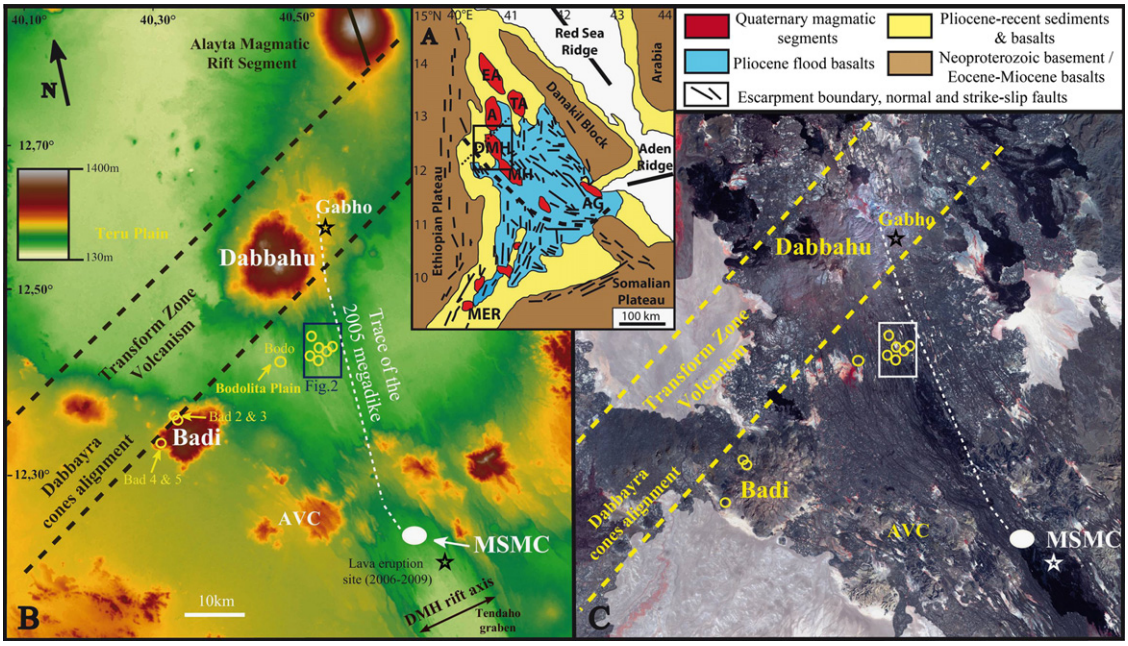


Fig. 1. (A) Geological map of the Ethiopian volcanic province showing the locations of the Red Sea and Aden ridges and magmatic segments in the Afar depression. EA=Erta Ale, TA=Tat'Ale, A=Alayta, DMH=Dabbahu/Manda Hararo, MH=Manda Hararo, AG=Assal Goubbet, MER=Main Ethiopian Rift. The black box indicates the location of figures B and C. The dotted line corresponds to the transform zone volcanism (modified from Rowland et al., 2007). (B) Topographic and (C) ASTER satellite image views of the Dabbahu/Manda Hararo magmatic segment (which corresponds to the northern portion of the Manda Hararo segment), covering the area from the mid-segment magma chamber (MSMC), (Keir et al., 2009; Grandin et al., 2010) to the terminal Dabbahu stratovolcano. AVC=Ado'Ale/Gommoyta volcanic complex. It also shows the link with the Alayta segment to the north, which is separated from the DMH rift by a transform zone where volcanic activity is concentrated, and is outlined by the alignment of the Dabbahu, Badi and Dabbayra volcanic systems. This transform zone volcanism continues to the south-west up until the continental margin. The position of the 2005 dyking event on the Eastern flank of the main rift axis is indicated by the dashed white line (Wright et al., 2006; Grandin et al., 2009). Locations of Badi volcano and Bodolita plain samples are indicated in this figure (yellow circles); for precise locations of Yemaryugle and Gabole plain samples see Fig. 2.

The Afar region in Ethiopia is a unique example of the subaerial transition from continental to oceanic rifting. In Afar, deformation is already morphologically organised along magmatic rift segments (MRS, Hayward and Ebinger, 1996), as observed in mature oceanic ridges, but within magmatically modified continental crust (Makris and Ginzburg, 1987; Hammond et al., 2011), implying a currently incomplete continent–ocean transition (COT) (Bastow and Keir, 2011).

An additional interest in Afar resides in the major tectonic–magmatic event that the Dabbahu/Manda Hararo (DMH) segment experienced from 2005 to 2010 (Wright et al., 2006; Ebinger et al., 2010, Grandin et al., 2010). This rifting episode was the largest event of its kind to be observed and monitored with modern geophysics and satellite geodesy (e.g. Bastow et al., 2008; Barisin et al., 2009; Keir et al., 2009; Hamling et al., 2009). It involved the sequential injection of 14 dykes during this short period that were controlled by an intermittent magma supply (Wright et al., 2012). InSAR observations of inflation/deflation cycles of the rift surface (Hamling et al., 2009, Wright et al., 2006, Grandin et al., 2009) and seismic constraints on dyke propagation (Keir et al., 2009; Belachew et al., 2011) showed that intrusions injected laterally along the rift axis were fed from a melt reservoir located below the neo-volcanic zone in the rift centre. This style of magmatism is similar to crustal accretion at mid-ocean ridge spreading centres (e.g. Macdonald et al., 2001). However, it has also been shown that the rifting sequence originally started with a dyke originating from below the Dabbahu volcano (Ayele et al., 2009; Grandin et al., 2009), and triggered the following megadyke intrusion that ruptured the entire segment (~2.5 km^3 injected along 60 km) (Wright et al., 2006), demonstrating that multiple magma centres simultaneously operate during a single rifting episode via a complex plumbing system.

These observations raise questions concerning long-term interactions between the principal mid-axis magma reservoir and those present at the apex of the segments along the transfer zones. In this context of moderate extension and magma production, periodic refilling of such melt pockets will partly control the morphological evolution of the neo-volcanic zone (Macdonald et al., 2001). More generally, this calls into question the role of the second-order reservoirs at the apex of the segments in maintaining segmentation during accretion processes.

The dating of land surfaces via measurements of nuclides produced by cosmic ray bombardment (i.e. Gosse and Phillips, 2001) presents a powerful tool for understanding landscape evolution. In this study, we present an extensive set of cosmogenic age constraints on the active DMH rift segment. We focus our attention on the faults and lava flows forming the current neo-volcanic zone near the northern end of the rift zone where it interacts with the Dabbahu central volcano (Barberi et al., 1974; Field et al., 2012) (Fig. 1). Combining morpho-structural investigations, mapping, major and trace elements analysis and cosmogenic ^{3}He exposure dating of lava surfaces, we investigate the interplay between volcanic activity and morphological evolution of the axial depression. The overall aim of this work is to integrate the roles of the various magma reservoirs and their interactions during accretion processes over the past 100 kyr in order to put observations of the recent rifting episode (Wright et al., 2012) into a rift-evolution context.

2. Geological setting: the Dabbahu Magmatic Rift Segment

The Afar province represents the northernmost portion of the East African Rift System (EARS) where it meets the oceanic ridges of the Red Sea and Gulf of Aden, and defines a triple-junction

(Fig. 1A). The depression is located at the heart of a long-lived volcanic province which started in northern Ethiopia by the emission of a thick pile of pre-rift continental flood basalts (CFB) 30 Myr ago (Hofmann et al., 1997; Pik et al., 1998; 1999; Ayalew et al., 2002, 2006) related to the activity of an underlying mantle plume (Marty et al., 1996; Pik et al., 2006; Bastow et al., 2008). Subsequent rifting and extension along the western Afar margin started 25 Myr ago, soon after the CFB event (Wolfenden et al., 2005), and was accompanied by discrete and less voluminous volcanic activity up to the Pliocene (Mohr, 1967; Rooney et al., 2012). The crust and lithosphere have been significantly attenuated below the Afar depression (Tiberi et al., 2005; Bastow et al., 2010; Hammond et al., 2012) although formal breakup is not yet complete, resulting in a rift system with characteristics typical of a volcanic margin close to the COT stage (Geoffroy, 2005; Bastow and Keir, 2011, Keir et al., 2011).

Presently, extension along the Red Sea arm in the Afar depression is focused in four en-echelon MRS: Erta' Ale, Tat' Ale, Alayta and Dabbahu/Manda Hararo (Fig. 1A). The active, ~60-km long, ~20-km wide DMH magmatic rift segment (Fig. 1B) is characterised by a basaltic floor dissected by extensive normal faulting orientated NNW–SSE in the north and NW–SE in the south, with relatively moderate vertical displacements of up to 50 m (Rowland et al., 2007; this study) resulting in a slightly depressed neo-volcanic zone within an axial graben (Fig. 2b). The segment is surrounded by several large central volcanoes and prominent magmatic complexes, including the heavily faulted and dismantled Ado' Ale–Gommoyta differentiated volcanic complex (known as the Ado' Ale Volcanic Complex (AVC), Fig. 1). Its summit caldera demonstrates an ongoing mid-segment magmatic activity (Keir et al., 2009). The few age data that exist for this area are mainly distributed to the south and west of the segment: K/Ar ages on basalts in the southern portion of the Manda Hararo rift (Lahitte et al., 2003a) range from 31 to 39 ka at the axis, whereas the oldest basaltic sections outside the neo-volcanic zone were dated at ~100–220 ka (Lahitte et al., 2003b). Recent Ar/Ar ages from an axis-perpendicular transect immediately north of the AVC also range from ~30 to 200 ka (Ferguson et al., 2013). The northern limit of the DMH rift is marked by the Dabbahu (also referred to as Boina in Barberi

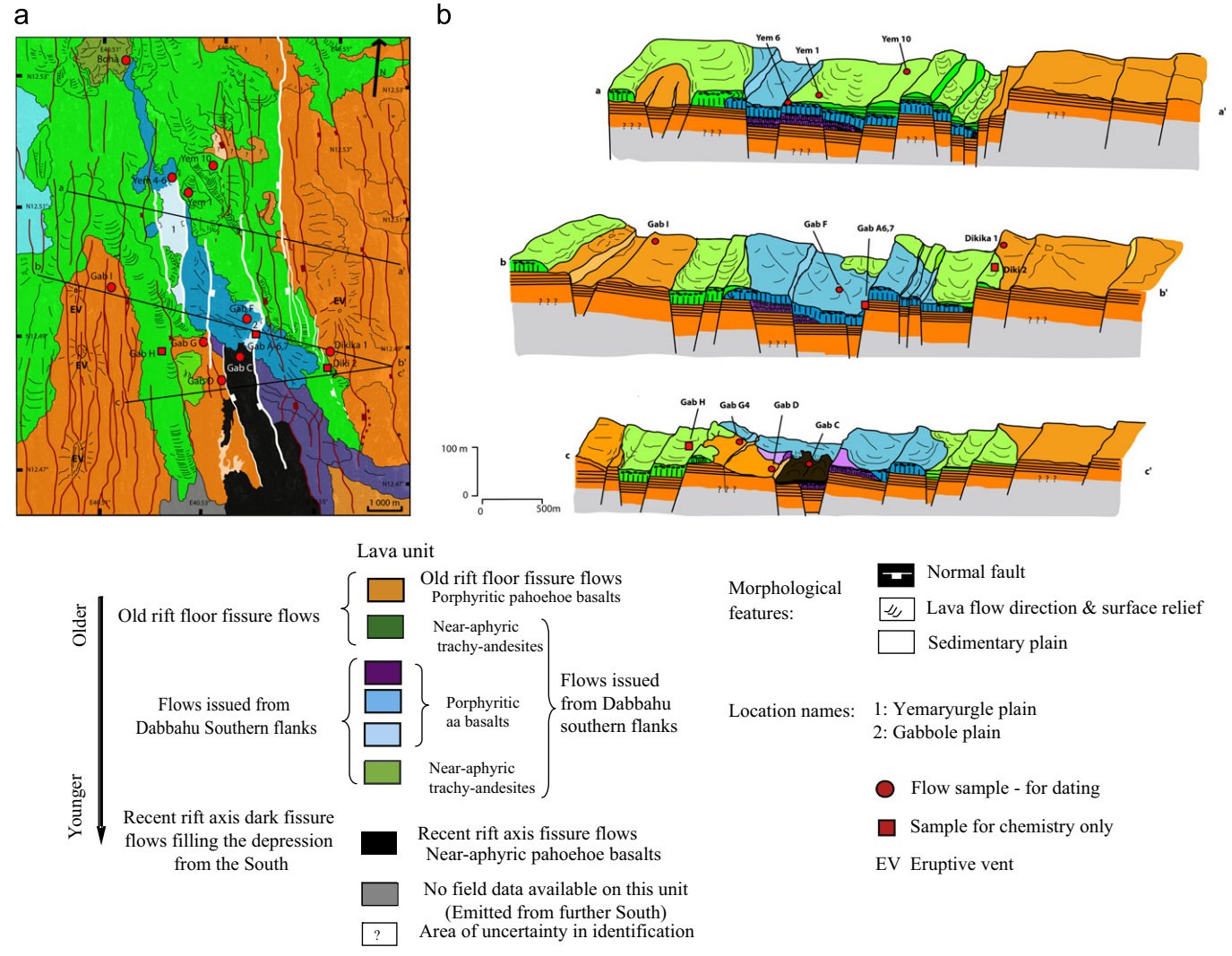


Fig. 2. (a) Detailed geological map of the northern axial zone of the Dabbahu Magmatic Rift Segment, constructed from ASTER and LandSat satellite imagery and field observations (2007, 2008, 2010 and 2011 field seasons). Lines a–a′, b–b′ and c–c′ refer to cross-sections illustrated in (b). Sample BODO is located 6 km west of the mapped area, but belongs to the lightest blue unit described in the legend. (b) Geological cross-sections cut perpendicular to the spreading-axis illustrating topographic (tectonic) controls on lava flow emplacement. The lateral extent of the oldest outcropping orange unit remains speculative. Circles are for samples which were dated and squares are for samples used only for petrographic and geochemical data. Surface area and average thickness of cycle 1 (e.g. orange unit)=60 ± 10 km^2 and 50 ± 5 m (this is the thickness of lava that outcrops; in reality this may be considerably thicker as the base is unmapped) and cycle 2 (e.g. purple, blue and green units)=50 ± 5 km^2 and 15 ± 5 m respectively.

et al., 1974) and Gabho differentiated volcanoes, whose mafic volcanic aprons extend southwards into the neo-volcanic rift zone (Figs. 1 and 2). The oldest products sampled on Dabbahu have Ar–Ar ages of 63.6 ± 3 ka (Field et al., 2013). This major central volcano located at the apex of the segment belongs to a wide chain of volcanics oriented NE–SW which includes the Badi and Dabbayra Pleistocene volcanics to the west (Lahitte et al., 2003b) and older Pliocene formations referred to as "transverse" or "marginal" volcanics to the east (Barberi et al., 1974). Along with the Dabbahu volcano they underline a transform zone that separates the DMH segment from the Alayta segment system to the north-east (Fig. 1).

The most recent volcanic activity in the DMH magmatic segment occurred during the 2005–2010 rifting event: three of the fourteen dykes injected reached the surface, producing fissure volcanism in 2007, 2009 (Ferguson et al., 2010) and 2010.

3. Sampling details, mapping and relative chronology of lava emplacement

We concentrate our geochronological investigation on the poorly accessible area immediately south of Dabbahu volcano, in the northern half of the segment where this central magmatic system overlaps fissural activity of the neo-volcanic zone. The study area stretches from the Bodolita plain (Fig. 1) across the MRS, to the main W-facing fault-scarps that bound the rift-zone to the east (Fig. 2). In this region, the older basaltic rift floor is highly faulted and the depression of the neo-volcanic zone has been filled by both channelized lavas flowing from the flanks of Dabbahu volcano and very recent fissural lavas erupted within the axial graben. Off-axis volcanism from Badi volcano on the western margin of the segment is also included in this study (Fig. 1) in order to compare the chemical signatures of lavas emitted in the neo-volcanic zone from the mid-segment magma chamber, with those of lavas emitted along the transform-zone and derived from reservoirs below the central volcanoes (Fig. 1).

Prior to sampling, the area was mapped at high-resolution to identify individual eruption units. Mapping at this scale enabled us to target our sampling in order to date different eruptive events and build a complete temporal record of the rift evolution.

Geological mapping was conducted using a combined approach of remote sensing image analysis and field reconnaissance (Vye et al., 2011). Analysis of topography and surface rock chemistry using Landsat, ASTER, and LiDAR imagery was conducted in ENVI® and compared with topographic maps and a LiDAR digital elevation model (DEM). Multiple images were generated and enhanced through a series of interactive techniques (false-colour-composite and histogram stretching) and statistical manipulation techniques (principal component analyses and decorrelation stretching) to increase the distinction for visual interpretation between eruptive units. Interpretation of geological linework was digitised and compiled in Arc GIS. Further visualisation of the data was conducted in GeoVisionary™ with the LiDAR DEM to provide a sense of relative stratigraphy through evaluation of the slope, relief and lava flow contacts. These interpretations were subsequently ground-proofed by targeted field studies during three campaigns in 2007, 2008 and 2010, enabling production of a geological map of the field area (Fig. 2).

Within the field area, abundant exposure and an arid environment enable mapping with limited uncertainty. Here, the spectral signature of satellite imagery reflects the rock surface and its properties (including surface roughness, composition and temperature) with little interference. The lobate nature of pāhoehoe flow fields, rubbly surfaces of weathered older lava flows, levées around 'a'ā lavas and the glassy selvages of recent lavas are all visible in the imagery and interpretation of these features has enabled the production of a high resolution map. This mapping was conducted in collaboration with the British Geological Survey, sharing methods, software and imagery that have been used to produce the new geological map of the Dabbahu–Manda Hararo Rift (Vye-Brown et al., 2012). Below we describe the individual samples taken from each of our study locations.

3.1. Rift-axis volcanism

Two volcanic units were identified in the rift axis region. The oldest unit of olivine and pyroxene-rich pāhoehoe lavas outcrops where the rift-axis depression has not been filled by younger shield 'a'ā-lavas (orange in Fig. 2). Samples **Gab-D, Gab-G and Gab-I** (Fig. 3d and e) were taken from the top of pāhoehoe flows, from the same flow field that outcrops at the axis of the depression. Gab-I was taken 50 m east of a volcanic cone from which this flow originates.

This unit also outcrops extensively on the eastern rift-shoulder, on the top of the major scarps thus avoiding burial by later lava flow. **Dikika-1** was collected from a 1–2 m-thick lava flow at the top of a ~50 m-thick pile of sheeted pāhoehoe lava flows that were emitted from a 20–30 m-high cone, 700 m away from the sample location (Fig. 2). Two other samples (Gab-A6 and Gab-A7) were collected for chemical analysis only, from the same unit exposed in a fault scarp ~500 m further west in the depression. The second unit morphologically corresponds to the youngest basalts in the area. It outcrops at the rift axis in the south of the segment, and was emplaced north and south of the central Dabbahu/Manda Hararo MRS magma chamber in between axial fault-footwalls (Figs. 1 and 2). We sampled this recent lava-field on the Gabole plain. Sample **Gab-C** (Fig. 3f) was taken from a large (10–20 m-high) tumulus on a pāhoehoe lava flow containing scarce pyroxene microphenocrysts.

3.2. Dabbahu central volcano: segment tip volcanism

The compositional evolution of the Dabbahu lavas was first recognised and mapped by Barberi et al. (1974), who identified differentiation of early fissural basaltic activity to more recent pantelleritic lavas. Field et al. (2012) proposed that the most evolved liquids were stored in multiple shallow (1–5 km depth) sill-like reservoirs but that the main phase of magma differentiation/fractionation occurred at ~10–15 km depth (Field et al., 2013). These studies were carried out on samples from the summit, northern and western flanks of the Dabbahu volcano, and describe the complexity of differentiation at Dabbahu. In contrast, here we examine only basaltic to trachyandesitic volcanism, from the south-eastern flank of the volcano where flows are issued from vents and have not been covered by subsequent (and more differentiated) lavas. These less differentiated flows exhibit typical radial-piling, and infill the DMH-rift axial depression in this area. Two compositionally distinct units (see Section 4) can be distinguished on satellite images (green and blue in Fig. 2).

The lower unit (blue in Fig. 2), emplaced directly over older rift-floor pāhoehoe flows (orange in Fig. 2), is mainly composed of 'a'ā lava flows. Samples for cosmogenic dating were collected from three locations: the Yemaryugle (**Yem-6**), Gabole (**Gab-F,** Fig. 3c) and Bodolita (**Bodo**) plains. Yem-6 and Gab-F are parts of the same lava flow, used as a reference surface (Fig. 2). It was emplaced before the development of the main fault that dissects this portion of the rift, and which is vertically offset by 50–60 m in places (Fig. 2). This flow therefore constrains the relative chronology and interactions between the Dabbahu basaltic lava flows and the large-offset rift-axis faults that control the present day graben defining the neo-volcanic zone.

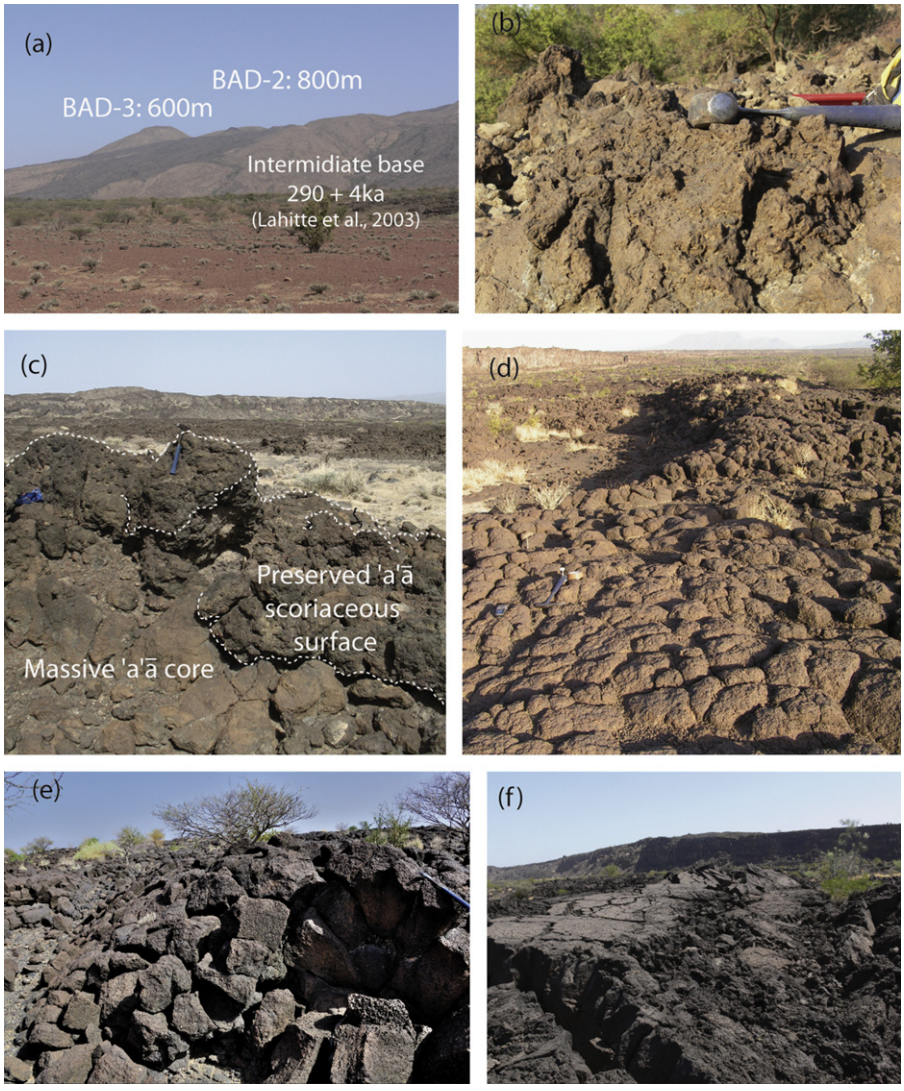


Fig. 3. Selection of field photographs and sketches of sampling sites. Because cosmogenic nuclides accumulate in the uppermost few centimetres of a surface, erosion of the top of a lava flow can bias the cosmogenic signal; it is important to have criteria for evaluating if lava flow surfaces were eroded before sampling. However, sampling of a′ā-surfaces for cosmogenic surface exposure dating is not straightforward since the degree of lava flow top preservation is often difficult to assess. Particular care was taken to target extensive, pristine lava flow tops, free of signs of reworking that may have affected surfaces near small inter-tumuli gullies or close to the top of fault scarps. On pāhoehoe lavas, the presence of pristine glassy ropes was used as an indicator of good surface preservation. (a) Badi volcano: lava flow on northern flank of volcano and (b) small tumulus, sampling site for BAD-3. (c) Gabole East side: lava flow GAB-F: massive 'a'ā porphyric lava flow, with rough clinker texture. (d) Gabole West Side: lava flow GAB-D: pressure ridge with lobate (about 30–50 cm wide lobes) pāhoehoe preserved surface. (e) Eastern side of the rift depression. Lava flow DIK-1: top of the lobe of a pāhoehoe fissure-fed lava flow. (f) Southern part of the studied area. Flow GAB-C: young pāhoehoe fissure-fed lava flow.

Three samples are from the upper, more differentiated unit (green in Fig. 2, **Yem-1**, **Yem-10** and **Boha**), sampled on the northern and eastern sides of the Yemaryugle plain. On the basis of mapping alone (Fig. 2), it is difficult to distinguish lava flows within the flow field. The emplacement of this unit appears to have been controlled by the older 20-m thick porphyritic lava flow (Gab-F—blue flow in Fig. 2) on its western and southern sides, and by the major fault that displaces the Dikika pāhoehoe rift-flank volcanism on its eastern side (Fig. 2). After emplacement, the unit was dissected by propagation of the main Yemaryugle and Gabole N–S trending faults system. Two other samples (Gab-H and Dik-2) were collected for chemical analyses only on 'a'ā flows of the same flow field.

3.3. *Off-axis volcanism: Badi*

On the western side of the Dabbahu MRS, the off-axis Badi volcano consists of a suite of small basaltic parasitic cones emplaced on the flanks of an older (290 kyr $\pm$ 4, Lahitte et al., 2003b) silicic volcano (Fig. 1). Samples **BAD-2** and **BAD-3** (Fig. 3a and b) were collected at different elevations from an olivine-rich basaltic lava flow extending down the northern flank of the volcano. **BAD-4** and **BAD-5** were taken from the surface of a small lava flow on the western flank and exhibit an assemblage of olivine, pyroxene and plagioclase.

4. Geochemistry and magmatic affinity of lavas

Major and trace element concentrations were determined by ICP-OES and ICP-MS respectively, at the Service d'Analyse des Roches et des Minéraux, CRPG–Nancy, France (see Supplementary Material 1). Only the matrices of highly porphyritic cumulate samples were analysed in order to better represent the magmatic liquid.

The samples are sub-alkaline basalts to trachyandesites. The regular variations observed in major elements (Fig. 4) are compatible with fractional crystallisation from a common parental magma, marked by enrichment in Fe+Ti, with corresponding low Al-content in intermediate stages related to sequential fractionation of olivine, plagioclase and clinopyroxene, typical of low-pressure crystallisation (Barberi et al., 1974; Field et al., 2012).

Interestingly, the two most primitive Badi samples also plot along this evolution trend and therefore could be compositionally related to the Dabbahu suite and its parental melt (shown on Fig. 4). Total Fe and the rare earth elements (REE) define two distinct fractionation trends for the Dabbahu/Badi group and the axial lavas, pointing towards clearly separate and compositionally different parental magmas. This is particularly clear for La (Fig. 4) in the most primitive lavas (MgO > 8 wt%). The fact that the Dabbahu/Badi group falls on a different evolution line to lavas erupted from the rift axis reinforces the genetic link between the off-axis and segment-tip central volcanoes at the margins of the segment (Badi and Dabbahu) all of which belong to the transform-zone (Fig. 1) between the DMH and Alayta segments. This suggests that, while the composition of the source mantle beneath the entire region is relatively homogeneous, melts below the segment may have been generated under different degrees of partial melting, specifically affecting the REE and iron contents (and to a lesser extent the alkaline elements). A detailed investigation of such processes is beyond the scope of this paper. However, a non-modal partial melting model (Fig. 5 and Supplementary Material 2) can explain the different heavy- (Sm/Yb ratio) and light-REE (La/Sm ratio) fractionation of two parental magmas which can be identified below the segment. These correspond to the mid-segment magma chamber and the apex Transform Zone volcanic zone (P_{MS} and P_{TZ} respectively in Figs. 4, 5 and 7).

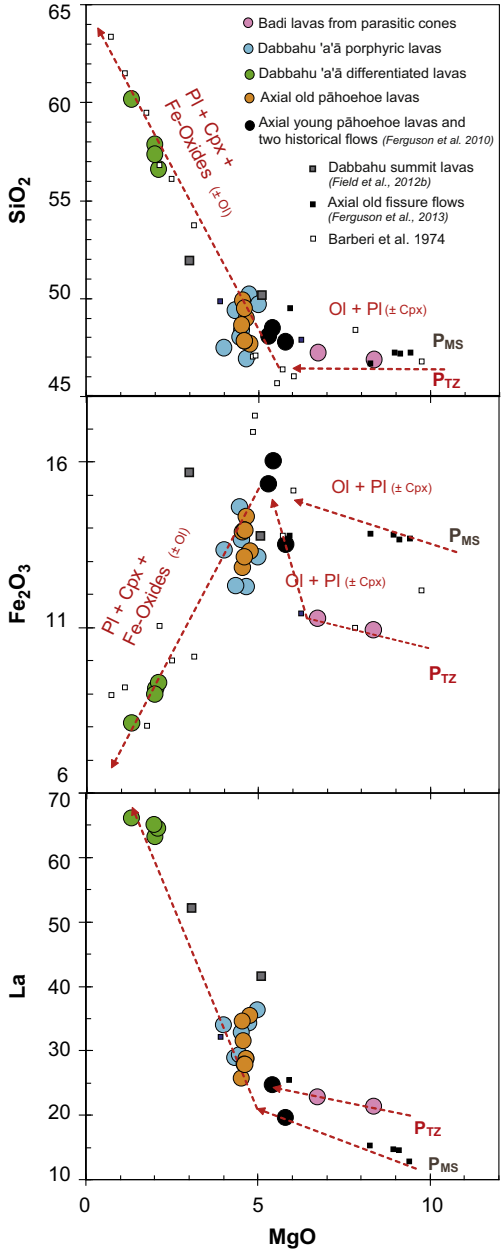


Fig. 4. Harker diagrams, showing common evolution for volcanic rocks in Afar as observed on Dabbahu (Boina) lavas by Barberi et al. (1974) although with a more restricted range due to our focused sampling area along the southern flank. MgO, Fe_2O_3, La vs. SiO_2, illustrating differentiation trends for each group of lavas. The differentiation trend of Boïna/Dabbahu lavas described in Barberi et al. (1974) is also shown, as well as the composition of rift-axis pāhoehoe flows erupted in 2007 and 2009 (Ferguson et al., 2010). Small blue dots are samples of fissure-fed lava flows from the rift axis close to Gommoyta volcano (Ferguson et al., 2013). Fractionation mineral assemblages indicated on the evolution trends are indicative only. Ol=olivine, Cpx=clinopyroxene, Pl=plagioclase. A tentative composition for the primitive melts is also indicated at initiation of differentiation (MgO > 10 wt%) for the Badi and Dabbahu transform zone volcanism (P_{TZ}) and for the young mid-segment volcanism (P_{MS}).

5. Cosmogenic ^{3}He exposure-dating

Terrestrial cosmogenic nuclides (TCN) provide a robust technique for determining chronologies in a variety of geological settings (see reviews in Gosse and Phillips, 2001; Niedermann,

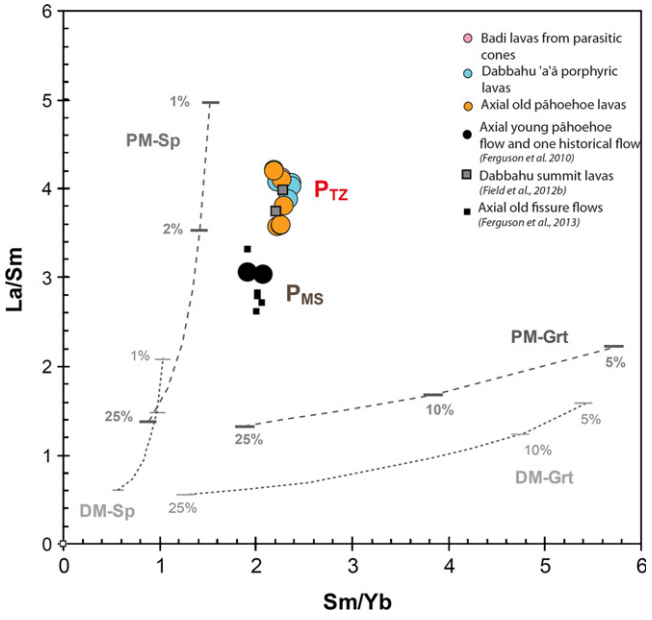


Fig. 5. La/Sm vs. Sm/Yb diagram, compiling lavas with the same degree of differentiation. Grey lines are theoretical Liquid Lines of Descent calculated for melts of Primitive Mantle (PM, Sun and McDonough, 1989), and of Depleted Mantle (DM, Workman and Hart, 2005); spinel (solid lines) and garnet (dotted lines) bearing source lithologies are modelled. Source composition, mineralogy and partition coefficients are listed in Supplementary Material 2. P_{TZ} and P_{MS} refer to the same proposed partial melt fractions as in Fig. 4 to explain the distinct signatures in REE of the different samples.

2002; Dunai, 2010). The TCN ^{3}He has been extensively used for dating volcanic surfaces on timescales of $\sim 10^3$ to $> 10^6$ yr (e.g. Kurz, 1986; Kurz et al., 1990, Kurz and Geist, 1999; Blard et al., 2005; Fenton et al., 2009; Margerison et al., 2004; Foeken et al., 2009; Schimmelpfennig et al., 2011a,b) and the low rainfall and erosion in Afar are ideal conditions for TCN exposure dating as full preservation of lava surfaces is required (Gosse and Phillips, 2001).

Exposure dating provides two kinds of geomorphological information. First, the method allows the emplacement of individual lava flows to be dated. Second, it can be used to constrain the cessation of major volcanic episodes. In topographic depressions, where younger lava flows shield underlying older lava surfaces from further cosmic-ray exposure, it is not possible to use the TCN technique for dating buried lavas within a lava pile. Therefore, for the older pāhoehoe lavas which outcrop in the axial rift zone, the ages of the lava flow on top represent the cessation of an eruptive period. In contrast, on the slopes of Badi and Dabbahu, the lateral emplacement of 'a'ā lavas, unshielded by later lava flows (Fig. 2) allows dating and documentation of discrete and more continuous eruptive events.

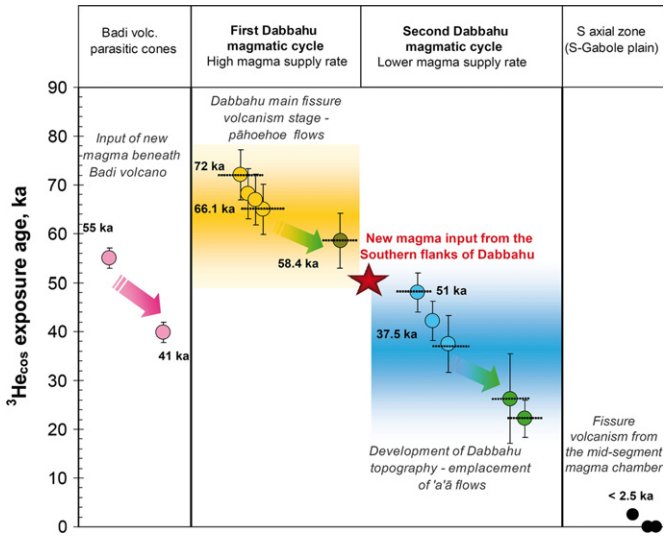


Fig. 6. Cosmogenic ^{3}He ages and summary of the chronology of flow emplacement along the northern DMH rift portion. The colour code is the same as for the geological map in Fig. 2.

5.1. Analytical techniques and exposure age calculations

Helium extractions and isotope measurements were carried out at the noble gas laboratory at CRPG (Nancy, France) using Helix SFT and Helix MC mass spectrometers. Internal cross-calibrations of the two mass spectrometers and purification lines were made using the HESJ Helium gas standard (Matsuda et al., 2002), which has a $^{3}He/^{4}He$ of $20.63 \pm 0.10 R/R_A$. Measurements of the CRONUS pyroxene He standard, "*P*", yielded $^{3}He_c$ concentrations of $4.95 \pm 0.1 \times 10^9$ at g^{-1} ($n=6$). Details of the sample preparation, gas extraction methods and treatment of analytical data at CRPG are detailed in the supplementary information (Supplementary Material 3).

Assuming zero erosion and constant exposure without burial, cosmogenic ages T_E (a) are then calculated from the $^{3}He_c$ concentrations, N (atoms g^{-1}), by

$$T_E = N/P_3 \quad (1)$$

where P_3 is the local $^{3}He_c$ production rate (atoms g^{-1} a^{-1}). In the absence of a local production rate calibration, we used $P_3 = 120 \pm 9$ atoms g^{-1} a^{-1}. This value is a global average production rate calculated from the compilation in Goehring et al. (2010) (Table 2). Because production of TCN varies with sample location, P_3 must be scaled to the elevation and latitude of the sampling site. We calculated this scaling factor using the equations of Stone (2000) (adapted from Lal, 1991) and a standard atmosphere.

5.2. Validity of calculated exposure ages

For all samples analysed here (Table 2), cogenetic olivines and pyroxenes yield indistinguishable exposure ages ($< 5\%$ discrepancy between aliquots) supporting the use of a common production rate for olivine and pyroxene. Where multiple aliquots of the same sample were available, the mean exposure age was used; where several samples were analysed from a single surface, the oldest sample is assumed to be the most representative of the age of the lava (only Badi samples showed a $> 5\%$ discrepancy between samples from different locations within the same lava flow) because erosion, shielding, or vegetation cover will result in underestimation of the true exposure age (Gosse and Phillips, 2001).

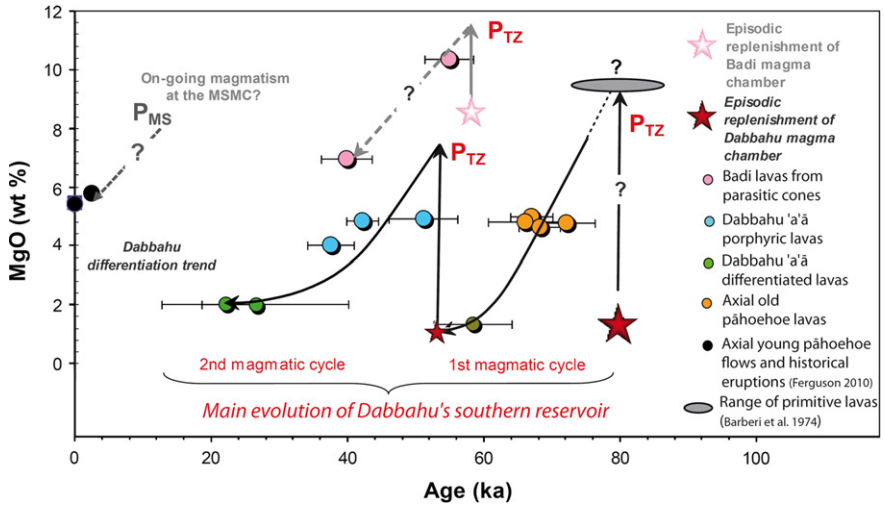


Fig. 7. Summary compilation of age versus degree of differentiation of lavas (represented by MgO concentration) illustrating the two consecutive magmatic cycles identified in this study on the southern flanks of Dabbahu volcano. Note that the whole magmatic evolution also corresponds to the two main stages of construction of the Dabbahu volcano. The colour code is the same as for the geological map in Fig. 2.

Table 1
Background sample information. Self-shielding factors, scaling factor (Stone, 2000) and P^3He_{cos} rates were calculated using Cosmocalc calculator of (Vermeesch, 2007). Samples were orientated in the field but no topographic-shielding corrections or corrections for self-shielding based on surface geometry were required.

Sample	Altitude (m)	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Lava morphology	Petrology	Sample thickness (cm)	Depth correction	Stone scaling factor	**Local P^3He_{cos} at g^{-1} yr^{-1}**	±
Badi parasitic cone flows										
BAD 2A	800	12.41115	40.35053	'A'ā flow	Ol & Cpx	8	0.94	1.13	**127**	10
BAD 2B	800	12.41115	40.35053	'A'ā flow	phenocryst rich	8	0.94	1.13	**127**	10
BAD 3A	618	12.41407	40.34775	'A'ā flow	Ol & Cpx	8	0.94	0.99	**111**	9
BAD 3B	600	12.41407	40.34775	'A'ā flow	phenocryst rich	9	0.93	0.97	**108**	8
BAD 4	650	12.38027	40.32248	'A'ā flow	Ol & Cpx	4.5	0.96	1.01	**116**	9
BAD 5	650	12.38027	40.32248	'A'ā flow	phenocryst rich	6.5	0.95	1.01	**115**	9
Dabbahu southern flank lavas										
GAB D4	400	12.43203	40.53404	Pāhoehoe flow	Ol & Cpx phenocryst rich	5	0.96	0.84	**96**	8
GAB I	461	12.49828	40.51400	Pāhoehoe flow	Ol & Cpx phenocryst rich	5	0.96	0.88	**101**	8
GAB G4	409	12.29262	40.31518	'A'ā flow	Ol & Cpx phenocryst rich	5	0.96	0.84	**97**	8
BOHA	495	12.31485	40.30503	'A'ā flow	Rare Cpx & Ol	4	0.97	0.90	**104**	8
GAB F	385	12.29327	40.32989	'A'ā flow	Cumulative Ol & Cpx phenocryst rich	2.7	0.98	0.82	**97**	8
YEM 6	432	12.51344	40.52374	'A'ā flow	Cumulative Ol & Cpx phenocryst rich	5	0.96	0.86	**99**	8
BODO	444	12.51272	40.48839	'A'ā flow	Cumulative Ol & Cpx phenocryst rich	4	0.97	0.86	**101**	8
YEM 1	454	12.51309	40.52467	'A'ā flow	Rare Cpx & Ol	5	0.96	0.87	**100**	8
YEM 10	458	12.30440	40.32139	Pāhoehoe flow	Rare Cpx & Ol	10.5	0.92	0.87	**96**	8
Dabbahu Easternmost flow—shoulder of the depression										
DIKIKA 1	435	12.29219	40.32593	Pāhoehoe flow	Ol & Cpx phenocryst rich	6.2	0.95	0.86	**98**	8
Southern part of the studied area—young axial fissure flow										
GAB C3	384	12.48327	40.53537	Pāhoehoe flow	Rare Cpx	5	0.96	0.83	**95**	7

The method assumes constant elevation for each sampling site. The northern part of the rift axis has maximum vertical offsets of 50–70 m, corresponding to maximum P_3 variations of 5–6%, therefore the assumption of constant elevation is valid (see Supplementary Material 5) and does not exceed typical analytical uncertainties.

The errors and uncertainties reported here take into account associated analytical errors but not uncertainties in P_3 calibration, scaling factors or elevation variations. Variations in P_3 due to the Earth's magnetic field could reduce ^3He_c surface exposure ages by between 3% and 17% (see Supplementary Material 6), for lava flows of 20 and 70 ka, respectively (this correction factor is given in Table 1). Similarly, the use of an alternative SLHL P_3 or scaling method could change exposure ages by up to 10%, but it is important to note that the *relative* exposure ages would remain unchanged and that the sequence of events proposed in the present work would also remain the same.

In order to assess the validity and accuracy of our ages and P_3 values, two lava units included in this study were also dated using $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology at the USGS Ar lab, Menlo Park, CA (Ferguson et al., 2013). For these lavas (GAB-D and GAB-F), co-existing phenocrysts and groundmass were analysed for ^3He and $^{40}Ar/^{39}Ar$ respectively. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age-spectra and plateaux for these samples are shown in Supp. Material 6 and demonstrate excellent agreement between the two techniques (GAB-D: Age (^3He) = 72.1 ± 4.3 ka; Age($^{40}Ar/^{39}Ar$) = 69.3 ± 7.5 ka and GAB-F: Age (^3He) = 51.1 ± 5 ka; Age ($^{40}Ar/^{39}Ar$) = 56.1 ± 1 ka).

5.3. Volcanic stratigraphy

The surface exposure ages for the northern Dabbahu segment lava-flows range from < 2 ka (Gab-C3) to 72.1 ± 4.3 ka (Gab-D) (Table 2). The volcanic stratigraphy established on the basis of these results is summarised in Table 2 and Fig. 6.

5.3.1. Old rift-floor formation

The earliest phase of volcanic activity observed is the pāhoehoe lava flow unit (samples **Gab-D**, **Gab-G**, **Gab-I** and **Dik-1**; orange in Fig. 2). The ages range from **72.1** ± 4.3 **ka** (Gab-D) to **66.1** ± 5.4 **ka** (Gab-I) on the Gabole Plain. The consistency of ages along the DMH rift axis confirms that this flow field results from a single emplacement of basaltic fissure-fed pāhoehoe lava. The sparse outcrops in the axial depression are likely due to infilling of the northern portion of the segment by subsequent lava flows originating from Dabbahu flank eruptions (Fig. 2A) and younger rift-axis eruptions. Where exposed in fault-scarps, the lava-pile associated with the old fissure unit becomes 11-m thick close to Gab-I and 50-m thick close to Dik-1, but the whole unit may be significantly thicker (Fig. 2B). The distribution of the older lava

Table 2
Helium data and cosmogenic exposure ages.

Sample	Phase[a]	Magmatic $^3He/^4He$[b] (R/Ra)	±	$^4He_{fusion}$ (10^{11}at.g^{-1})	±	$^3He_{fusion}$ (10^6at.g^{-1})	±	$(^3He/^4He)_{fusion}$ R/Ra	±	R factor[c]	^3He cos[d] (10^6at.g^{-1})	±	Minimum exposure age kyrs	±	Flow exposure age[e] kyrs	±	Paleomag. corr. Factor[f]
Bad-2A #1	Olivine	11.4	0.3	2.59	0.011	10.81	0.51	30.1	1.4	0.99	6.77	0.52	53.2	4.1	–		
Bad-2A #2	Olivine	11.4	0.3	6.27	0.004	16.56	0.81	19.1	0.9	0.99	6.69	0.85	52.6	6.7	–		
Bad-2B	Olivine	11.4	0.3	1.84	0.005	10.35	0.30	40.7	1.2	0.99	7.52	0.31	59.0	2.4	**54.9**	**3.6**	1.13
Bad-3A	Olivine	11.4	0.3	5.56	0.008	14.49	0.34	18.8	0.4	0.99	5.74	0.41	51.8	3.7			
Bad-3B	Olivine	11.4	0.3	3.17	0.004	10.67	0.32	24.3	0.7	0.99	5.71	0.35	52.6	3.2			
Bad-5 #1	Pyroxene	*10.5*	*0.9*	2.33	0.003	7.54	0.16	23.4	0.5	0.98	4.27	0.32	37.1	2.8			
Bad-5 #2	Olivine	*10.5*	*0.9*	3.80	0.11	4.94	0.23	93.84	28.49	0.99	4.45	0.29	38.73	2.5			
Bad-5 #3	Olivine	*10.5*	*0.9*	1.34	0.003	6.21	0.15	33.6	0.8	0.99	4.34	0.22	37.7	1.9			
Bad-4 #1	Pyroxene	*10.5*	*0.9*	2.24	0.003	7.71	0.41	24.8	1.3	0.98	4.57	0.49	39.3	4.2	–		
Bad-4 #2	Pyroxene	*10.5*	*0.9*	1.53	0.006	6.85	0.68	32.3	3.2	0.98	4.70	0.70	40.4	6.0	**39.8**	***3.7***	1.08
Gab-D4 #1	Pyroxene	*13.3*	*1.6*	0.23	0.003	7.14	0.65	224.0	20.7	0.96	7.01	0.65	72.9	6.8	–		
Gab-D4 #2	Olivine	*13.3*	*1.6*	0.80	0.007	8.35	1.08	75.4	9.8	0.97	7.07	1.10	73.5	11.4	–		
Gab-D4 #3	Olivine	*13.3*	*1.6*	0.45	0.004	7.56	0.98	122.3	16.0	0.97	6.93	0.99	72.0	10.3	–		
Gab-D4 #4	Olivine	*13.3*	*1.6*	0.74	0.001	7.91	0.30	77.1	2.9	0.97	6.73	0.34	69.9	3.5	**72.1**	***4.3***	1.17
Dikika #1	Olivine	8.4	0.8	0.27	0.005	7.06	0.37	185.56	10.40	0.96	7.00	0.37	71.7	3.8	–		
Dikika #2	Olivine	8.4	0.8	1.03	0.020	7.33	0.44	51.30	3.23	0.96	6.36	0.45	65.1	4.6	–		
Dikika #3	Olivine	8.4	0.8	1.43	0.029	8.04	0.45	40.65	2.44	0.96	6.62	0.48	67.8	4.9	**68.2**	**3.3**	1.16
Gab-G4 #1	Olivine	10.0	2.6	4.38	0.011	6.51	0.36	107.25	6.50	0.96	6.16	0.39	63.72	4.1	–		
Gab-G4 #2	Pyroxene	5.7	0.7	3.93	0.006	6.60	0.35	121.14	6.70	0.97	6.47	0.36	66.9	3.7	–		
Gab-G4 #3	Pyroxene	5.7	0.7	2.73	0.012	6.56	0.35	173.50	12.20	0.97	6.53	0.36	67.5	3.7	–		
Gab-G4 #4	Pyroxene	5.7	0.7	6.35	0.025	7.41	0.43	85.50	5.90	0.97	7.11	0.43	73.5	4.5	**67.9**	**4.1**	1.16
Gab-I #1	Olivine*	10.9*	2*	2.24	0.07	6.40	0.52	206.49	18.00	0.98	6.20	0.53	64.11	5.43	–		
Gab-I #2	Olivine	10.9*	2*	1.54	0.14	6.66	0.90	311.91	50.55	0.98	6.58	0.90	68.00	9.34	**66.1**	***5.4***	1.16
Boha #1	Pyroxene	5.0	0.6	0.73	0.02	7.04	0.40	70.08	4.50	0.97	6.75	0.40	64.7	3.9	–		
Boha #2	Pyroxene*	5.0	0.6	0.33	0.01	6.23	0.37	136.60	9.90	0.97	6.20	0.37	59.4	3.5	–		
Boha #3	Olivine*	9.7	1.3	0.43	0.02	5.60	0.39	104.05	7.30	0.94	5.33	0.40	51.0	3.8	**58.4**	**6.9**	1.14
Gab-F #1	Olivine	*13.0*	1.0	1.23	0.01	6.63	0.54	38.80	3.20	0.98	4.51	0.56	46.6	5.7	–		
Gab-F #2	Olivine	*13.0*	1.0	0.83	0.01	6.65	0.36	57.74	3.25	0.97	5.28	0.38	54.4	3.9	–		
Gab-F #3	Olivine*	*13.0*	1.0	0.92	0.01	6.42	0.34	50.26	2.76	0.97	4.87	0.36	50.3	3.7	–		
Gab-F #4	Pyroxene	*13.0*	1.0	4.05	0.01	12.73	0.72	22.66	1.30	0.98	5.60	0.90	57.8	9.0	–		
Gab-F #5	Pyroxene	*13.0*	1.0	0.95	0.003	6.08	0.32	46.14	2.40	0.98	4.51	0.34	46.5	3.5	**51.1**	**5.0**	1.12
Yem-6 #1	Pyroxene	*12.2*	*0.6*	2.04	0.003	7.58	0.42	26.8	1.5	0.96	4.27	0.45	43.2	4.6	–		
Yem-6 #2	Olivine	*12.2*	*0.6*	2.23	0.67	4.40	0.29	142.2	43.7	0.97	4.15	0.31	42.0	3.2	–		
Yem-6 #3	Olivine	*12.2*	*0.6*	0.82	0.004	5.36	0.41	47.2	3.7	0.97	4.09	0.42	41.5	4.3	**42.2**	***2.3***	1.08
Bodo #1	Pyroxene	*9.9*	*1.3*	1.34	0.134	5.46	0.43	29.3	3.7	0.97	3.72	0.53	36.9	5.3	–		
Bodo #2	Pyroxene	*9.9*	*1.3*	2.07	0.011	6.85	0.27	23.9	0.9	0.97	4.13	0.47	41.0	4.7	–		
Bodo #3	Olivine	*9.9*	*1.3*	3.43	0.004	8.12	0.43	17.1	0.9	0.98	3.48	0.77	34.6	7.6	**37.5**	***3.5***	1.08
Yem-1 #1	Pyroxene	8.0	0.4	2.98	0.000	5.18	0.28	12.5	0.7	0.95	1.97	0.10	19.7	3.2	–		
Yem-1 #2	Pyroxene	8.0	0.4	4.21	0.001	7.02	0.38	12.0	0.7	0.95	2.47	0.12	24.7	4.4	**22.2**	**3.5**	1.03
Yem-10	Olivine	10.9*	2*	43.13	0.06	8.56	4.42	14.33	0.70	0.81	2.53	1.27	26.3	13.2	**26.3**	***13.2***	1.05
Gab-C3 #1	Pyroxene	10.9*	2*	0.70	0.006	0.24	0.06	2.4	0.6	0.97	−0.84	0.20	−8.8	−2.1	***< 2ka***		

[a] ∗ indicates samples that were crushed before fusion in order to reduce the magmatic ^3He and ^4He contributions.
[b] Magmatic ratios calculated from crush measurements (plain text) or by the isochron method (italic); see Supplementary Material 3 for more details.
[c] R factor calculated according to Blard and Farley, 2008. See Supplementary Material 4 for more details.
[d] Minimum Surface Exposure Ages. Errors include the uncertainty of the analytical procedures, but do not include production rate or scaling factor errors.
[e] Final exposure ages. Samples Badi 2 and 3 were taken at two different locations on the same flow, as were samples Badi 4 & 5. For these two flows, the oldest surfaces are most representative of the eruption age (Badi 2 and Badi 4). Final errors correspond to 1σ (plain text) or to the mean of the analytical error (italic) when inferior to σ. Final errors take into account the different aliquots of a sample.
[f] Paleomagnetic correction factor. This factor takes into account temporal variations in the paleomagnetic field. Based on the model of Dunai, 2001; using Carcaillet et al., 2004 database.

unit and vents (Fig. 2) appears to be confined to the axial graben, suggesting it was erupted through fissures and sourced from segment-parallel dyke intrusions, similar to the activity observed from 2005 to 2010 (Wright et al., 2012).

The trachy-andesitic flow **Boha** was dated at **58.4** $\pm$ 6.9 **ka**.

5.3.2. Off-axis Badi volcanism

Following the emplacement of the previous flow fields, the next volcanic episode identified in our study area was the eruption of discrete basaltic lava flows from parasitic cones on the flanks of the off-axis Badi volcano, about 25 km west of the rift-axis (Fig. 1). Pairs of samples from two lava flows (**BAD-2/3** and **BAD-4/5**) yield consistent surface exposure ages, constraining the eruption-ages of these lava flows to **54.9** $\pm$ 3.6 **ka** and **39.8** $\pm$ 3.7 **ka**. Despite extensive occurrence of older off-axis volcanism west of Badi volcano (the Dabbayra chain), we believe that these monogenetic parasitic cones emplaced on the flanks of the volcano result from renewed injection of basaltic magma to this system, beginning around 55 kyrs ago with the eruption of relatively primitive melts (MgO > 8%, Fig. 4).

5.3.3. Southern Dabbahu central volcanism

Chronologically, the next volcanic episode was the filling of the growing rift-axis graben by emplacement of porphyritic basaltic 'a'ā lava flows from Dabbahu. The thick (~4–12 m) 'a'ā lava flows appear to have been concentrated in the northern part of the axis, flowing down from the flanks of Dabbahu (Figs. 2 and 8). The minimum surface exposure ages of the first porphyritic lavas (which covered the Gab-D pāhoehoe basalts) range from **51.1** $\pm$ 5.0 to **42.2** $\pm$ 2.3 **ka** (**GAB-F** and **YEM-4/6**). The **37.5** $\pm$ 3.5 **ka** exposure age of the lava flow sampled at Bodolita (BODO) suggests that this lava was emitted as part of the same volcanic episode, consistent with the spectral signature of the basalts at these two locations, as observed on ASTER data (Bodo was collected ~6 km west of the mapped area illustrated in Fig. 2).

A successive phase of volcanism on the flanks of Dabbahu resulted in the more differentiated and less-phyric lavas (Fig. 4), also emitted from Dabbahu flank fissures. The exposure ages of samples **Yem-10** and **Yem-1** (**26.3** $\pm$ 13.2 **ka** and **22.2** $\pm$ 3.5 **ka** respectively) constrain the initial stages of emplacement of these lavas to around **25 ka** (Figs. 2 and 8).

5.3.4. Recent and historic activity

Although Gab-C was analysed, there was insufficient ^3He_c in the sample to determine an age. Based on mass spectrometer detection limits, it is likely that this sample is younger than 2 ka. Field observation and satellite imagery (Fig. 1) indicate that this young, very dark fissure unit continues along the depression-axis as far as the middle of the segment, and is typical of recent eruptive activity in the rift axis, as observed in 2007, 2009 and 2010. In contrast to all the older samples analysed, the chemistry of this lava (Fig. 4) suggests that it was derived from the mid-segment magma chamber (Ferguson et al., 2010) and not the Dabbahu magma reservoirs (Fig. 5).

6. Discussion

6.1. Record of magma differentiation and variations in supply rate

We define magmatic cycles as the time interval between two successive magma chamber replenishments. The start of a magmatic cycle is clearly marked by the dramatic change in composition resulting from the input of fresh, undifferentiated magma to reservoirs that have previously evolved. In the study area, we can directly observe the subsequent differentiation of the magma as a function of time, through systematic changes in lava composition with age (Fig. 7). For example, at the rift-segment termination (Dabbahu) the oldest recorded units (72 ka) correspond to a series of high MgO, relatively high volume, pāhoehoe lava flows fed by fissure eruptions (orange unit in Figs. 2 and 8). The subsequent lavas (58 ka trachyandesites) have significantly lower MgO (5.0–1.33 wt%), and are smaller and less numerous (Fig. 7). This discrete episode of more differentiated lavas was followed by a sudden return to MgO contents comparable to the earlier mafic phase (~4–6 wt%) and the emission of a series of slope flows, radially emplaced on the southern flank of the nascent volcano between 51 ka and 23 ka (Fig. 8). Similarly, at Badi we observe an evolution from 8.37 to 6.74 wt% MgO in ~15 kyrs (between 54 and 39 ka) where formation of the parasitic monogenetic cones appears to be coeval with on-going differentiation of the same batch of magma.

Overall, the pattern defined by the age/composition evolution of the erupted magmas (Fig. 7) suggests the existence of two distinct sequential differentiation events for this part of the Dabbahu volcano since about 70 ka. These cycles are clearly

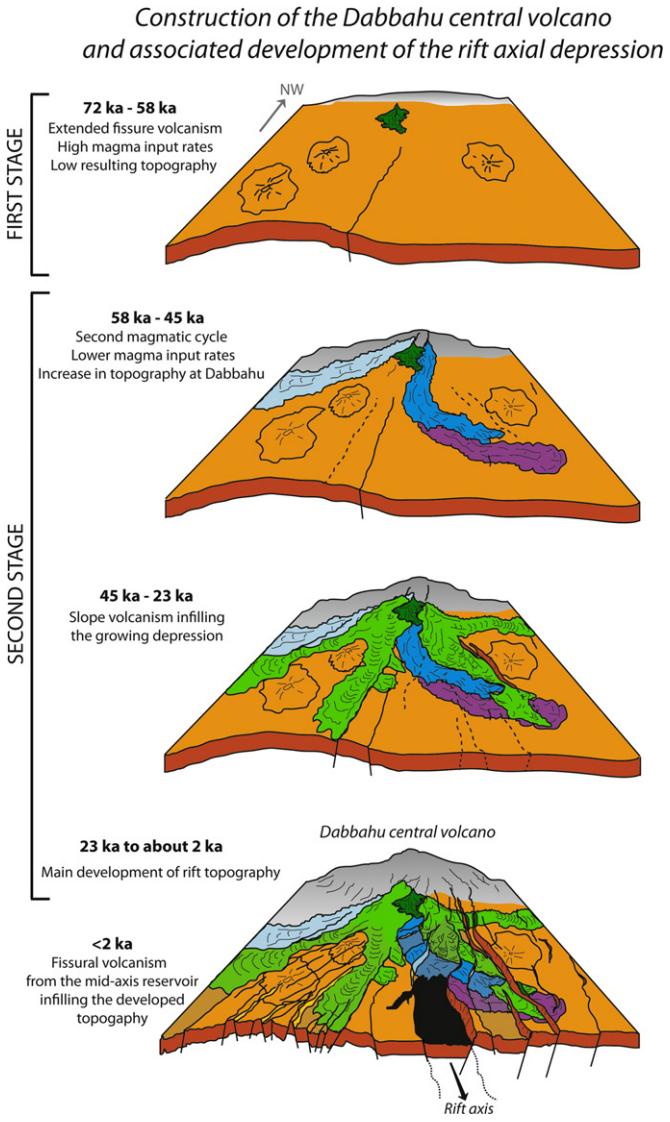


Fig. 8. Simplified summary sketch of the northern DMH morphological evolution. The colour code is the same as for the geological map in Fig. 2. This evolution diagram illustrates the interplay and correlation between the two stages of the volcano construction and the two identified magmatic cycles from 72 ka to the present.

defined here because of the small spatial scale of our observations on the southern flank of Dabbahu (Fig. 2). On a larger scale (e.g. that of the entire Dabbahu volcano), it may be harder to decipher such well defined cycles, because of the complexity of the magmatic system and the geometry of the magma storage-zones which may be divided into several shallow sill-like bodies at 1–5 km depth, as recently published by Field et al. (2012). In line with the proposed geometry for the Dabbahu plumbing system (Field et al., 2012), the two compositional cycles we document would correspond to the evolution of a single sill-like reservoir, and were coeval with two major phases of construction of this central volcano.

The first stage consisted of a spatially extensive fissure eruption episode that appears to have extended over the entire base of the volcano (Fig. 8), resulting from the arrival of a new batch of primitive melt at the base of the crust. We date the very last lavas produced by this episode at the top of the pāhoehoe flow field at 72–66 ka. However, this cycle probably started earlier (~80–90 ka based on the duration of magmatic cycles at Dabbahu) with the emission of more primitive lavas at the base of the pile, such as those sampled by Barberi et al. (1974) with MgO contents of about 10 wt% (Fig. 4). In this scenario, during this first stage, massive transfer of basic magma through the upper crust from the deep (10–15 km, Field et al., 2013) main reservoir established the complex reservoir system of shallow sill-like bodies, in which the basic magmas continued to differentiate separately. The trachyandesitic composition we observe of lavas emplaced at about 59 ka, would then be the end product of one of the differentiation processes in a single sill-like reservoir.

In contrast, the volume of extruded lavas is lower for the 2nd stage. From the detailed map and from field observations of lava unit thicknesses, we can estimate the relative volumes of the two units (Fig. 2): the volume of the 2nd magmatic cycle is less than one-third of the first one. These younger radial lavas, emplaced on the growing slopes of the volcano (Fig. 8), correspond to a second phase of construction on the southern flank of the volcano. This is coeval with a new magmatic cycle (Fig. 7) following transfer of new, undifferentiated magma to one of the underlying shallow sill-like reservoirs (Field et al., 2012).

The chronological data we provide in this study constrain the total duration of this complete magmatic evolution (two magmatic cycles) to 70–80 kyrs, given the uncertainty related to the initiation of fissure volcanism. This duration is considerably longer than that estimated for an arc volcano: at Merapi, Indonesia, for example, Gertisser and Keller (2003) documented the existence of two magmatic cycles in only 2000 yr, highlighting the complexity of differentiation and replenishment processes, and the need for high-quality chronological data in order to better understand these processes.

6.2. Morphological evolution of the rift controlled by magma supply along the segment

In addition to the temporal overlap between magmatic cycles and growth of the Dabbahu edifice described above, we also observe significant spatial overlap between the volcanic products of the Dabbahu central volcano and the axial depression of the neo-volcanic zone (Fig. 1). This spatial overlap was at a maximum during the first cycle of massive magma input when tectonic features of the rift were poorly expressed and the topography was subdued (Fig. 8). This first stage of rift construction resulted either from less-intensive faulting or from an eruption rate that was high enough to regularly resurface the neo-volcanic zone, making the interplay of faulting and lava-infilling difficult to assess here (Fig. 8). On the other hand, given that fissure volcanism fed by dykes reaching the surface is more likely to release tectonic strain (Qin and Buck, 2008), a degree of feedback between fault activity and high fissure-eruption rates might also exist. Moreover, even if tectonic activity was not well expressed at around 70 ka and the topography was subdued, it seems that this first magmatic phase was influenced by the regional tectonic regime, as shown by the N–S alignment of eruptive centres close to Gab I (Fig. 2). This suggests that a large part of the extension in the northern DMH segment was accommodated during the first stage of rift-construction by magma injection throughout the entire crust.

The initial phase of apparently subdued tectonic activity was followed by a second phase in which fault development was much more deeply expressed in the topography. During this second stage, defined from 58 ka to present, the Dabbahu volcanic edifice progressively grew with eruption of slope ‘a’ā lava flows (Fig. 8) from a region higher up the flank of the volcano. During this stage, fault growth increased, and new (or reactivated) faults dissected the older pāhoehoe lavas, which were displaced vertically by more than 50 m on the eastern shoulder of the neo-volcanic zone (Figs. 2 and 8). The oldest dated lava flow of the 2nd magmatic cycle (Gab-F, blue in Fig. 2) flowed oblique to the main rift direction and was not controlled by faulting during eruption at 51 ka. However, the emplacement of all younger units (20–25 ka green in Fig. 2) was at least partly controlled by fault growth (Figs. 2 and 8), highlighting the progressive development of the present-day fault array and associated depression of the neo-volcanic zone during this second stage of construction.

Since 23 ka, apparently the northern part of the rift depression has no longer been filled with lavas erupted from Dabbahu (either because the melt pocket was not refilled, or because the most differentiated lavas, presumably more viscous, did not propagate to the sampled area—e.g. south of samples Yem 1 and 10) further favouring the expression of fault growth. The younger lavas recently emplaced at the rift axis (Gab C, Figs. 2 and 8) display the chemical signature of the mid-segment magma chamber and erupted from axial fissures.

6.3. Contribution of the Dabbahu magmatic system in maintaining segment accretion

It appears that an increase in tectonic activity and fault displacement after 51 ka in the northern part of the segment (Fig. 8) may be linked to a decrease in magma supply rate (2nd cycle on Fig. 7), which in turn also controlled the topographic expression and preservation of the newly formed axial depression by limiting infilling and resurfacing (Fig. 8). Magma supply at Dabbahu should then be a dominant process on both the growth of the volcanic edifice, and on the expression of major faults south of the edifice along the neo-volcanic zone of the segment axis.

At least three different magmatic systems (of which two were still active in 2005) interact beneath this part of the segment: the Dabbahu volcano at the northern extremity of the segment, the off-axis Badi volcano, and the mid-segment magma chamber (MSMC) system (Fig. 1). The off-axis Badi and Dabbahu volcanoes appear to have been derived from the same degree of partial melting (Fig. 5). Either melting conditions are very similar for both volcanoes aligned along the transform zone (Fig. 1), or they share a common deep magma reservoir located at the base of the crust. The trace element signature of the mid-axis volcanism is on the other hand distinct from Dabbahu/Badi, suggesting that the degree of partial melting is greater beneath the mid-axis reservoir due to a shallower and longer melting column. A clear implication of this observation (Figs. 4 and 5) is that the southward limit of lavas originating from Dabbahu is about one-third of the segment length; conversely the northward extent of lavas originating from the MSMC reaches two-thirds of the segment.

All the volcanics in the mapped region (Fig. 2) that were emplaced after 72 ka are geochemically similar to the Dabbahu magmatic complex. The study area also corresponds to the northern limit of the very recent (<2 ka; Gab-C) dark lavas originating from the MSMC (Figs. 1B and 2). It appears that few dykes originating from the MSMC erupted at the surface at this distal tip of the rift. During the 2006–2010 recent injection sequence only two dykes reached the required maximum dyke-length of about 20 km (Keir et al., 2009; Grandin et al., 2010), but neither showed any surface expression. Most of the other dykes injected from the MSMC were shorter than 20 km, which also corresponds to the maximum surface outcrop of these dark lavas (Fig. 1B).

It therefore seems that the northern part of the segment is dominated by magmatic activity from Dabbahu which consequently seems to play a major role in maintaining segmentation in the northern part of the rift. Episodic replenishment alternating with periods where this part of the segment is magma-starved produces the lava compositions observed. During periods of high magma supply rates, such as the 1st magmatic cycle (72–58 ka), extension in the northern segment is accommodated by magma injection without a pronounced axial depression. In contrast, during episodes of low magma supply, volcanism is focused under the growing central volcano which then erupts more differentiated products. Consequently, this stage also corresponds to a greater topographical expression at the apex of the neo-volcanic zone and a lower axial depression as observed along the East Pacific Ridge (MacDonald et al., 2001). This complex spatial and temporal influence of the magma pocket present at the extremity of the segment certainly controls the morphological, if not tectonic, variations along the rift segment.

7. Conclusions

Cosmogenic ^{3}He surface exposure dating of basaltic lava flows, combined with field observations, geological mapping and geochemistry, unravel the volcano-magmatic history of the Dabbahu central volcano and its interactions with the DMH rift segment during the last ~80-kyr. We show that

(1) The ages of various lava units allow us to distinguish distinct magmatic cycles each of 20–40 kyr duration, which correspond to periods of high and low magma supply rate. The repetition of these magma input/starvation phases contributed to the development of the Dabbahu central volcano.
(2) Variations in magma supply rate at the segment tip (e.g. beneath the Dabbahu volcano) strongly affect the development of the rift depression: when the system is well-supplied in magma, the morphological representation of any fault activity is limited (from 72 to 58 ka), whereas episodes of limited magma supply (from 51 ka to present) correlate with increases in topographic expression of any tectonic activity.
(3) Three different magma reservoirs operate in this segment. The Dabbahu and Badi volcanoes share the chemical composition of the DMH segment terminating transform zone, and are distinct from the most recent magma reservoir corresponding to the MSMC. Currently, the mid-segment reservoir feeds the neo-volcanic zone. The distinct chemical signatures between Dabbahu and the MSMC allow their respective contributions towards maintaining magmatic accretion to be estimated. It appears that the Dabbahu source contributes magma to around one-third of this portion of the segment. The remaining two-thirds are supplied from the MSMC. Second order magma chambers at the apex of a segment can produce at least a third of segment accretion through injection of magma at the apex of the segment.

Acknowledgements

This paper is dedicated to the memory of Osman Mohammed Tajuddin. For their help in the field, we thank J. Foeken, Y. Marrocchi and P. Lahitte, as well as the members of the Afar regional government at Semera. We are grateful to B. Tibari (CRPG) for assistance with cosmogenic ^{3}He and U and Th measurements and L. Zimmerman (CRPG) for technical assistance with mass spectrometry. We thank L. Field and R. Grandin for fruitful discussions and M. Kurz and an anonymous reviewer for constructive and helpful reviews. Financial support was provided by the INSU "Actions Marges" consortium (RP& SM) and the CRONUS-EU research training network: EU FP6 Marie Curie Actions, Project 511927 (AW post-doctoral position). C.V.-B. publishes with the permission of the Executive Director of the British Geological Survey (Natural Environment Research Council). This is CRPG Contribution no. 2238.

Appendix A. Supporting information

Supplementary data associated with this article can be found in the online version at http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.02.006.

References

Ayele, A., Stuart, G., Bastow, I., Keir., D., 2007. The August 2002 earthquake sequence in north Afar: insights into the neotectonics of the Danakil microplate. J. Afr Earth Sci 48, 70–79.
Ayele, A. et al., 2009. September 2005 mega-dike emplacement in the Manda-Harraro nascent oceanic rift (Afar depression). Geophys. Res. Lett. 36, L20306, http://dx.doi.org/10.1029/2009GL039605.
Ayalew, D., Ebinger, C., Bourdon, E., Wolfenden, E., Yirgu, G., Grassineau, N., 2006. Temporal compositional variation of early syn-rift rhyolites along the western Red Sea margin and northern Main Ethiopian rift. In: The Afar Volcanic Province within the East African Rift System. Geological Society, London, Special Publications, vol. 259, pp. 121–130.
Ayalew, D., Barbey, P., Marty, B., Reisberg, L., Yirgu, G., Pik, R., 2002. Source, genesis and timing of giant ignimbrite deposits associated with Ethiopian continental flood basalts. Geochim. Cosmochim. Acta 66, 1429–1448.
Barberi, F., Tazieff, H., Varet, J., 1974. Volcanism in the Afar depression: its tectonic and magmatic significance. Tectonophysics 15, 19–29.
Barisin, I., et al., 2009. Surface displacements in the September 2005 Afar rifting event from satellite image matching: asymmetric uplift and faulting. Geophys. Res. Lett. **36**, 7.
Bastow, I.D., Keir, D., 2011. The protracted development of the continent–ocean transition in Afar. Nat. Geosci. 4, 248–250.
Bastow, I.D., et al., 2010. Melt-induced seismic anisotropy and magma assisted rifting in Ethiopia: evidence from surface waves. Geochem. Geophys. Geosyst. **11**, 6.
Bastow, I.D., Nyblade, A.A., Stuart, G.W., Rooney, T.O., Benoit, M.H., 2008. Upper mantle seismic structure beneath the Ethiopian hot spot: rifting at the edge of the African low-velocity anomaly. Geochem. Geophys. Geosyst. 9, Q12022, http://dx.doi.org/10.1029/2008GC002107.
Batiza, R., Becker, N., Bercovici, D., Coleman, T., Gorman, T., Head, J.W., Holloway, L., Karsten, J., Kelly., A., Keszthelyi, L.P., Maicher, D., Mueller, W., Muller, J., Norby, L., Paduan, J., Parker, G., Prockter, L., Stakes, D., White, J., 1996. New evidence from Alvin for the origin of deep-sea eruptive hyaloclastite on Seamount 6: Cocos plate 12°43′N. Eos 77, 319.
Belachew, M., Ebinger, C., Coté, D., Keir, D., Rowland, J.V., Hammond, J.O.S., Ayele, A., 2011. Comparison of dike intrusions in an incipient seafloor-spreading segment in Afar, Ethiopia: seismicity perspectives. J. Geophys. Res. 116, B06405.
Blard, P.H., Farley, K.A., 2008. The influence of radiogenic ^{4}He on cosmogenic ^{3}He determinations in volcanic olivine and pyroxene. Earth Planet. Sci. Lett 276, 20–29.
Blard, P.-H., Lavé, J., Pik, R., Quidelleur, X., Bourlès, D., Kieffer, G., 2005. Fossil cosmogenic ^{3}He record from K/Ar dated basaltic flows of Mount Etna volcano

(Sicily, 38°N): Evaluation of a new paleoaltimeter. Earth Planet. Sci. Lett. 236, 613–631.
Carbotte, S.M., Small, C., Donnelly, K., 2004. The influence of ridge migration on the magmatic segmentation of mid-ocean ridges. Nature 429, 743–746.
Carcaillet, J.T., Bourles, D.L., Thouveny, N., 2004. Geomagnetic dipole moment and ^{10}Be production rate intercalibration from authigenic ^{10}Be/^{9}Be for the last 1.3Ma. Geochem. Geophys. Geosyst. 5.
Colman, A., et al., 2012. Effects of variable magma supply on mid-ocean ridge eruptions: constraints from mapped lava flow fields along the Galápagos Spreading Center. Geochem. Geophys. Geosyst..
Dunai, T.J., 2010. Cosmogenic Nuclides. Principles, Concepts and Application in the Earth Surface Sciences. Cambridge University Press, UK.
Dunai, T.J., 2001. Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in-situ produced cosmogenic nuclides. Earth Planet. Sci. Lett. 193, 203–218.
Ebinger, C.J., Casey, M., 2001. Continental breakup in magmatic provinces: an Ethiopian example. Geology 29, 527–530.
Ebinger, C., Ayele, A., Keir, D., Rowland, J., Yirgu, G., Wright, T., Belachew, M., Hamling, I., 2010. Length and timescales of rift faulting and magma intrusion: the Afar Rifting Cycle from 2005 to present. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 38, 439–466.
Fenton, C.R., Niedermann, S., Goethals, M.M., Schneider, B., Wijbrans, J., 2009. Evaluation of cosmogenic^{3}He and ^{21}Ne production rates in olivine and pyroxene from two Pleistocene basalt flows, western Grand Canyon, AZ, USA. Quat. Geochronol. 4, 475–492.
Ferguson, D.J., Calvert, A.T., Pyle, D.M., Blundy, J.D., Yirgu, G., Wright, T.J., 2013. Constraining timescales of focused magmatic accretion and extension in the Afar crust using lava geochronology. Nat. Commun. 4, 1416, http://dx.doi.org/10.1038/ncomms2410.
Ferguson, D.J., Barnie, T.D., Pyle, D.M., Oppenheimer, C., Yirgu, G., Lewi, E., Kidane, T., Carn, S., Hamling, I.G., 2010. Recent rift-related volcanism in Afar, Ethiopia. Earth Planet. Sci. Lett. 292, 409–418.
Field, L., Blundy, J., Calvert, A., Yirgu, G., 2012. Magma storage conditions beneath Dabbahu Volcano (Ethiopia) constrained by petrology, seismicity and satellite geodesy. Bull. Volcanol., 1–24.
Field, L., et al., 2013. Magmatic history of Dabbahu, a composite volcano in the Afar Rift, Ethiopia. Geol. Soc. Am. Bull 125, 128–147.
Foeken, J.P.T., Day, S., Stuart, F.M., 2009. Cosmogenic ^{3}He exposure dating of the Quaternary basalts from Fogo, Cape Verdes: implications for rift zone and magmatic reorganisation. Quat. Geochronol. 4, 37–49.
Gertisser, R., Keller, J., 2003. Temporal variations in magma composition at Merapi Volcano (Central Java, Indonesia): magmatic cycles during the past 2000 years of explosive activity. J. Volcanol. Geotherm. Res. 123 (1–2), 1–23.
Geoffroy, L., 2005. Volcanic passive margins. C. R. Geosci. 337 (16), 1395–1408.
Goehring, B.M., Kurz, M.D., Balco, G., Schaefer, J.M., Licciardi, J., Lifton, N., 2010. A reevaluation of in situ cosmogenic ^{3}He production rates. Quat. Geochronol. 5, 410–418.
Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. Quat. Sci. Rev. 20, 1475–1560.
Grandin, R., Socquet, A., Jacques, E., Mazzoni, N., de Chabalier, J.-B., King, G.C.P., 2010. Sequence of rifting in Afar, Manda-Hararo rift, Ethiopia, 2005-2009: Time-space evolution and interactions between dykes from interferometric synthetic aperture radar and static stress change modeling. J. Geophys. Res. 115, B10413.
Grandin, R., Socquet, A., Binet, R., Klinger, Y., Jacques, E., de Chabalier, J.-B., King, G.C.P., Lasserre, C., Tait, S., Tapponnier, P., Delorme, A., Pinzuti, P., 2009. September 2005 MandaHararo-Dabbahu rifting event, Afar (Ethiopia): Constraints provided by geodetic data. J. Geophys. Res. 114, B08404.
Hammond, J.O.S., et al., 2012. The nature of the crust beneath the Afar triple junction: evidence from receiver functions. Geochem. Geophys. Geosyst. **12**, 12.
Hammond, J.O.S., Kendall, J.-M., Stuart, G., Keir, D., Ebinger, C., Ayele, A., Belachew, M., 2011. The nature of the crust beneath the Afar triple junction: evidence from receiver functions. Geochem. Geophys. Geosyst. 12, Q12004.
Hayward, N.J., Ebinger, C.J., 1996. Variations in the along-axis segmentation of the Afar Rift system. Tectonics 15, 244–257.
Hamling, I.J., Bennati, A., Calais, L., Ebinger, C., Keir, D., Lewi, E., Wright, T.J., Yirgu, G., 2009. Geodetic observations on the ongoing Dabbahu rifting episode: new dyke intrusions in 2006 and 2007. Geophys. J. Int. 78, 989–1003.
Hofmann, C., Courtillot, V., Feraud, G., Rochette, P., Yirgu, G., Ketefo, E., Pik, R., 1997. Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change. Nature 389, 838–841.
Keir, D., et al., 2011. Mapping the evolving strain field during continental breakup from crustal anisotropy in the Afar Depression. Nat. Commun. **2**, 285.
Keir, D.H., Ayele, I.J., Calais, E., Ebinger, C., Wright, T., Jacques, E., Mohamed, K., Hammond, J.O.S., Belachew, M., Baker, E., Rowland, J., Lewi, E., Bennati, L., 2009. Evidence for focused magmatic accretion at segment centers from lateral dyke injections captured beneath the Red Sea rift in Afar. Geology 37, 59–62.
Kurz, M.D., Geist, D., 1999. Dynamics of the Galapagos hotspot from helium isotope geochemistry. Geochim. Cosmochim. Acta **63** (23–24), 4139–4156.
Kurz, M.D., et al., 1990. Cosmic ray exposure dating with in situ produced cosmogenic ^{3}He: results from young Hawaiian lava flows. Earth Planet. Sci. Lett. **97** (1–2), 177–189.
Kurz, M.D., 1986. In situ production of terrestrial cosmogenic helium and some applications to geochronology. Geochim. Cosmochim. Acta 50, 2855–2862.
Lahitte, P., Gillot, P.-Y., Courtillot, V., 2003a. Silicic central volcanoes as precursors to rift propagation: the Afar case. Earth Planet. Sci. Lett. 207, 103–116.
Lahitte, P., Gillot, P.-Y., Kidane, T., Courtillot, V., Bekele, A., 2003b. New age constraints on the timing of volcanism in central Afar, in the presence of propagating rifts. J. Geophys. Res 108, 2123.
Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. Earth Planet. Sci. Lett. 104, 424–439.
Macdonald, K.C., et al., 2001. Mid-Ocean Ridge Tectonics, Volcanism, and Geomorphology, Encyclopedia of Ocean Sciences, Second Edition Academic Press, Oxford, p. 852–866.
Macdonald, K.C., 1982. Mid-ocean ridges: fine-scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 10, 155–190.
Makris, J., Ginzburg, A., 1987. The Afar Depression: transition between continental rifting and sea-floor spreading. Tectonophysics 141 (1–3), 199–214.
Margerison, H.R., Phillips, W.M., Stuart, F.M., Sugden, D.E., 2004. Cosmogenic^{3}He concentrations in ancient flood deposits from the Coombs Hills, northern Dry Valleys, East Antarctica: interpreting exposure ages and erosion rates. Earth Planet. Sci. Lett. 230, 163–175.
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.
Matsuda, J., Matsumoto, T., Sumino, H., Nagao, K., Yamamoto, J., Miwa, Y., Kaneoka, I., Takahata, Sano, Y., 2002. The ^{3}He/^{4}He ratio of the newinternal He Standard of Japan (HESJ). Geochem. J. 36, 191–195.
Mohr, P.A., 1967. Major volcano-tectonic lineament in the Ethiopian rift system. Nature 213 (5077), 664–665.
Niedermann, S., 2002. Cosmic-ray-produced noble gases in terrestrial rocks: dating tools for surface processes. In: Porcelli, D., Ballentine, C.J., Wieler, R. (Eds.). Noble gases in geochemistry and cosmochemistry. Rev. Mineral. Geochem. 47, 731–784.
Perfit, M.R. and W.W. Chadwick, Jr., Magmatism at mid-ocean ridges: constraints from volcanological and geochemical investigations. In: Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges. 1998, AGU: Washington, DC. p. 59–115.
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. Geochim. Cosmochim. Acta 63, 2263–2279.
Pik, R., Marty, B., Hilton, D.R., 2006. How many mantle plumes in Africa? the geochemical point of view. Chem. Geol. 226, 100–114.
Pik, R., Deniel, C., Coulon, C., Yirgu, G., Hofmann, C., Dereje, A., 1998. The Northwestern Ethiopian Plateau flood basalts: classification and spatial distribution of magma types. J. Volcanol. Geotherm. Res. 81, 91–111.
Qin, R., Buck, W.R., 2008. Why meter-wide dykes at oceanic spreading centers? Earth Planet. Sci. Lett. 265, 466–474.
Rooney, T.O., et al., 2012. Geochemical evidence of mantle reservoir evolution during progressive rifting along the western Afar margin. Geochim. Cosmochim. Acta **102** (0), 65–88.
Rowland, J., Baker, E., Ebinger, C.J., Keir, D., Kidane, T., Biggs, J., Hayward, N., Wright, T.J., 2007. Fault growth at a nascent slow-spreading ridge: 2005 Dabbahu rifting episode, Afar. Geophys. J. Int. 171, 1226–1246.
Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Garreta, V., Pik, R., Blard, P.H., Burnard, P.G., Bourlès, D.L., Finkel, R., Ammon, K., Dunai, T., 2011a. Calibration of cosmogenic^{36}Cl production rates by spallation of Ca and K on in lava flows samples from Mt. Etna (38°N, Italy) and PayunMatru (36°S, Argentina). Geochim. Cosmochim. Acta 75, 2611–2632.
Schimmelpfennig, I., Williams, A., Pik, R., Burnard, P., Niedermann, S., Finkel, R., Schneider, B., Benedetti, L., 2011b. Inter-comparison of cosmogenic in-situ ^{3}He, ^{21}Ne and ^{36}Cl at low latitude along an altitude transect on the SE slope of Kilimanjaro volcano (3°S, Tanzania). Quat. Geochronol. 6, 425–436.
Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. J. Geophys. Res. 105, 23753–23759.
Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications. vol. 42, pp. 313–345.
Tiberi, C., Ebinger, C., Ballu, V., Stuart, G., Oluma, B., 2005. Inverse model of gravity data from the Red Sea-Aden-East African rifts triple junction zone. Geophys. J. Int. 163.
Vermeesch, P., 2007. CosmoCalc: An Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations. Geochem. Geophys. Geosyst. 8, Q08003.
Vye-Brown, C.L., Smith, K., Medynski, S., Field, L., Wright, T., 2012 Geological map of the Dabbahu (Manda-Hararo) Rift, 1:100,000 scale, British Geological Survey.
Vye, C.L., Napier, B., Smith, K., Medynski, S., Loughlin, S., 2011. Identification and characterization of eruption sites and lava flows within the Manda-Hararo rift segment, Afar Depression, Ethiopia. American Geophysical Union, Fall Meeting 2011, abstract #V13C-2610.
Wolfenden, E., Ebinger, C., Yirgu, G., Renne, P.R., Kelley, S.P., 2005. Evolution of a volcanic rifted margin; southern Red Sea, Ethiopia. Geol. Soc. Am. Bull. 117, 846–864.
Workman, R.K., Hart, S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). Earth Planet. Sci. Lett. 231, 53–72.
Wright, T.J., et al., 2012. Geophysical constraints on the dynamics of spreading centres from rifting episodes on land. Nat. Geosci. 5 (4), 242–250.
Wright, T., Ebinger, C., Biggs, J., Ayele, A., Yirgu, G., Keir, D., Stork, A., 2006. Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode. Nature 442, 291–294.

SUPP. MATERIAL

Supp. Material Table 1: Major and trace element chemistry by ICP-MS and ICP-OES at Service d'Analyses des Roches et des Minéraux, Nancy. France.

Sample	Baddi 2B	Baddi 4	Bodo	Bodo 2	Dik 1	Gab A3	Gab A6	Gab A7	Gab B 370	Gab B 875	Gab C
Name	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt
Major elements (wt %)											
SiO_2	46.84	47.20	47.82	48.02	47.80	49.36	48.97	48.61	49.90	49.47	47.65
Al_2O_3	14.58	15.70	14.89	13.66	14.43	15.95	13.85	14.86	14.84	14.68	13.55
$Fe_2O_{3(TOTAL)}$	10.99	11.32	13.54	14.69	14.00	12.32	14.42	13.94	12.86	13.18	15.16
MnO	0.18	0.19	0.22	0.23	0.23	0.20	0.23	0.22	0.22	0.22	0.24
MgO	8.37	6.74	4.03	4.46	4.61	4.34	4.65	4.53	4.55	4.60	5.88
CaO	11.66	11.36	9.33	9.19	9.92	9.98	9.05	10.00	9.69	9.99	10.37
Na_2O	2.44	2.50	3.22	3.59	3.24	3.47	3.60	3.36	3.31	3.27	2.82
K_2O	0.62	0.64	1.12	1.19	0.98	1.16	1.13	1.03	1.36	1.32	0.61
TiO_2	2.06	2.04	3.10	3.42	3.21	2.74	3.47	3.17	2.52	2.63	2.76
P_2O_5	0.38	0.39	0.52	0.47	0.48	0.43	0.43	0.41	0.39	0.39	0.45
LOI	0.72	1.43	1.68	0.09	0.33	-0.16	0.15	-0.31	-0.29	-0.36	-0.20
Total	98.84	99.51	99.47	99.02	99.22	99.79	99.94	99.81	99.35	99.36	99.30
Trace elements (ppm)											
Rb	8.992	11.52	18.22	22.15	17.76	24.35	24.54	21.28	31.21	30.5	11.75
Sr	367.1	380.7	424.3	390.6	389.1	429.9	430.1	384.5	385.2	373.1	288.3
Y	23.65	26.97	39.28	34.51	37.77	32.95	36.17	35.06	39.67	36.76	35.9
Zr	127.9	161.1	260.6	207	229.2	218.7	220.3	216.6	272.5	248.9	157.7
Nb	27.65	26.95	41.93	36.52	32.93	34.89	35.82	31.07	40.44	38.46	22.55
Cs	0.1	0.146	0.197	0.17	0.188	0.124	0.281	0.193	0.371	0.221	0.118
Ba	252.8	312	392.3	317.9	300.9	318.1	316.4	257.9	366.3	341.9	208.4
La	21.36	22.75	31.6	29.35	27.81	28.82	28.73	25.69	34.57	31.49	18.21
Ce	45.42	49	71.72	61.64	59.74	62.47	60.91	55.12	75.12	68.73	43.45
Pr	5.614	6.037	8.48	8.046	7.916	7.821	8.032	7.277	9.342	8.545	5.42
Nd	23.63	24.97	38.14	33.85	33.51	32.39	34.01	31.19	38.08	35.17	26.23
Sm	5.122	5.511	8.206	7.568	7.764	7.086	7.555	7.184	8.228	7.773	6.349
Eu	1.742	1.858	2.678	2.526	2.595	2.379	2.627	2.429	2.516	2.364	2.249
Gd	4.979	5.451	7.98	7.29	7.616	6.781	7.457	7.082	7.994	7.513	6.611
Tb	0.765	0.831	1.202	1.123	1.175	1.05	1.13	1.099	1.236	1.135	1.041
Dy	4.403	4.924	7.225	6.548	6.931	6.145	6.678	6.523	7.296	6.793	6.355
Ho	0.848	0.939	1.386	1.258	1.345	1.177	1.301	1.271	1.408	1.34	1.292
Er	2.287	2.562	3.78	3.414	3.671	3.221	3.503	3.465	3.908	3.689	3.511
Tm	0.32	0.367	0.559	0.493	0.526	0.465	0.502	0.495	0.574	0.529	0.519
Yb	2.168	2.432	3.617	3.236	3.441	3.034	3.291	3.236	3.759	3.51	3.296
Lu	0.32	0.364	0.55	0.485	0.514	0.46	0.5	0.494	0.562	0.524	0.509
Hf	3.096	3.776	6.136	5.223	5.386	5.095	5.316	5.05	6.411	5.905	4.001
Ta	2.158	2.061	3.3	2.866	2.588	2.769	2.883	2.459	3.143	2.961	1.768
W	0.264	0.32	0.405	0.457	0.38	0.463	0.502	0.385	0.567	0.571	0.325
Pb	2.2763	2.8522	5.1028	5.0793	2.7958	2.9621	3.2736	2.5021	3.44	5.0189	2.2467
Bi	< L.D.	< L.D.	0.105	< L.D.	0.119	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Th	2.268	2.579	3.563	3.162	2.919	3.024	2.99	2.768	4.195	3.65	1.618
U	0.523	0.668	0.833	0.891	0.823	0.902	0.797	0.746	1.17	0.974	0.484
Be	0.784	1.043	1.476	1.438	1.515	1.346	1.417	1.352	1.809	1.793	1.088
Sc	37.08	34.07	30.14			31.96			34.12	34.37	41.09
V	281.2	288.1	332.9	457.3	418	353.4	417.3	413.1	326.7	343.6	406.1
Cr	580	111.1	16.92	6.875	48.34	53.29	18.67	48.12	42.99	37.91	70.13
Co	42.41	41.68	32.82	36.73	37.11	32.53	37.07	36.91	36.33	36.9	43.6
Ni	124.3	69.29	18.78	12.62	21.24	25.5	12.32	20.34	28.44	37.25	31.14
Cu	69.27	58.59	49.22	55.67	64.84	53.34	24.48	58.45	109.7	84.6	52.53
Zn	88.97	95.13	131.9	127.5	128.6	113.1	133	121.5	122.8	152.7	129.8
Ga	16.9	19.08	22.2	21.52	21.87	22.14	22.59	22.12	23.05	21.77	20.26
Ge	1.5	1.52	1.629	1.552	1.609	1.503	1.644	1.591	1.706	1.555	1.629
As	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	1.227	< L.D.	< L.D.
Mo	1.176	1.726	1.644	1.789	1.484	1.945	1.797	1.388	2.17	2.064	1.327
Cd	0.179	0.247	0.364	0.239	0.299	0.234	0.237	0.231	0.271	0.376	0.155
In	0.085	0.095	0.124	< L.D.	0.106	0.099	0.101	< L.D.	0.098	0.105	0.139
Sn	3.84	1.699	2.925	3.271	1.959	1.879	1.906	1.85	2.644	3.243	1.6
Sb	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0.198	< L.D.

Sample	Gab D	Gab F	Gab G1	Gab G2	YEM-6	Boha	Dik 2	Yem 1	Yem 10	LF-AF08-044	LF-103
Name	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	BTA	BTA	BTA	BTA	Basalt	Basalt
Major elements (wt %)											
SiO_2	47.69	46.92	50.18	49.69	48.40	60.17	56.61	57.35	57.87	47.86	49.85
Al_2O_3	14.34	14.33	13.92	13.75	14.22	14.97	14.83	14.65	14.82	15.24	14.46
$Fe_2O_{3(TOTAL)}$	13.35	13.07	13.33	13.20	13.70	8.16	9.39	9.04	9.23	11.49	13.71
MnO	0.23	0.22	0.22	0.23	0.23	0.21	0.22	0.21	0.21	0.19	0.22
MgO	4.77	4.92	4.74	5.00	4.52	1.33	2.10	2.00	2.01	6.27	3.91
CaO	10.21	10.39	9.41	9.89	9.57	3.83	5.25	5.25	4.83	11.38	8.77
Na_2O	2.87	3.07	3.05	2.91	3.15	4.98	4.64	4.58	4.74	2.62	3.31
K_2O	1.11	0.88	1.13	1.27	1.11	3.14	2.60	2.65	2.83	0.64	1.30
TiO_2	2.66	2.80	2.70	2.73	3.06	1.23	1.79	1.69	1.73	2.30	3.16
P_2O_5	0.42	0.59	0.46	0.42	0.49	0.41	0.68	0.64	0.62	0.28	0.42
LOI	1.67	3.05	0.57	0.28	1.20	1.28	1.29	1.16	0.74	1.46	0.52
Total	99.33	100.22	99.71	99.36	99.63	99.69	99.41	99.21	99.62	99.71	99.65
Trace elements (ppm)											
Rb	18.97	11.13	26.38	29.95	22.55	68.96	56.85	64.88	62.88	12.3	28.43
Sr	383.9	418.8	332.5	370	424.9	313	369	358.7	344.2	405.8	384.3
Y	40.49	33.64	39.35	43.56	37.24	59.46	58.44	59.61	56.52	25.67	38.3
Zr	275.1	229	291.2	309.5	246.6	533.4	480.1	484.8	470.9	147.3	254.2
Nb	41.63	35.71	40.76	42.36	40.85	75.83	70.6	72.44	69.04	24.22	39.5
Cs	0.193	0.239	0.318	0.32	0.241	0.78	0.62	0.658	0.665	0.135	0.283
Ba	398.7	368.7	363.8	372.2	387	776.9	655.9	710.2	675.6	229.1	362.2
La	35.46	27.26	34.24	36.33	32.76	66.13	64.41	65	63.1	19.86	32.08
Ce	76.93	61.17	71.59	76.4	71.21	140	137.8	138.1	133.9	42.85	70.19
Pr	9.566	7.309	9.173	9.868	8.917	16.45	16.35	16.61	15.98	5.494	8.843
Nd	39.25	33.02	37.75	41.05	36.95	64.71	64.33	65.24	63.45	23.31	36.92
Sm	8.64	7.236	8.127	8.914	8.13	12.87	13.12	13.28	12.68	5.304	8.066
Eu	2.646	2.426	2.483	2.702	2.684	3.532	3.611	3.654	3.519	1.81	2.604
Gd	8.206	6.938	7.818	8.737	7.756	11.68	11.82	11.8	11.53	5.167	7.896
Tb	1.257	1.06	1.215	1.343	1.197	1.811	1.812	1.833	1.774	0.794	1.215
Dy	7.547	6.186	7.232	7.909	6.9	10.8	10.5	10.82	10.43	4.73	7.055
Ho	1.475	1.2	1.398	1.539	1.34	2.113	2.05	2.086	2.008	0.928	1.383
Er	4.068	3.269	3.845	4.178	3.648	5.855	5.688	5.865	5.573	2.567	3.767
Tm	0.577	0.474	0.565	0.623	0.513	0.894	0.839	0.862	0.837	0.358	0.544
Yb	3.805	3.105	3.718	4.008	3.431	5.909	5.563	5.717	5.497	2.392	3.531
Lu	0.587	0.465	0.571	0.609	0.525	0.915	0.831	0.864	0.85	0.371	0.548
Hf	6.586	5.386	6.496	6.859	5.829	11.91	10.64	10.87	10.48	3.661	6.032
Ta	3.253	2.758	3.139	3.329	3.135	5.733	5.465	5.525	5.382	1.939	3.075
W	0.584	0.306	0.503	0.576	0.463	1.094	0.981	1.035	0.988	0.429	0.557
Pb	3.9602	4.3298	4.2334	4.9175	4.3955	8.3487	7.4252	7.0077	6.9235	1.9616	3.5313
Bi	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0.126	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Th	4.136	3.089	4.116	4.377	3.397	9.736	8.399	8.304	8.523	1.986	3.62
U	1.124	0.723	1.086	1.155	0.918	2.587	2.369	2.4	2.321	0.782	0.919
Sc	1.515	1.202	1.783	1.764	1.715	3.696	3.269	3.046	3.044	1.099	1.693
V	35.4	33.34			35.17					37.53	30.96
Cr	325.9	344.4	305.5	333.5	385.7	21.67	73.93	68.67	65.6	305.5	366.7
Co	38.84	63.32	34.42	59	41.29	< L.D.	4.143	< L.D.	< L.D.	158.3	14.4
Ni	36.62	35.75	35.92	38.12	36.36	6.181	11.55	11.16	10.55	38.84	32.41
Cu	28.18	30	26.59	34.02	22.25	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	37.57	14.31
Zn	105.8	75.54	68.39	94.31	60.76	7.151	13.67	9.148	9.027	28	29.25
Ga	124	129.1	126.6	143.2	135.9	132.6	131.6	131.1	127.7	93.95	128.3
Ge	21.68	20.42	21.03	22.66	22.39	25.49	23.93	25.93	24.29	19.24	23.07
As	1.529	1.665	1.59	1.807	1.652	1.775	1.653	1.812	1.709	1.503	1.751
Mo	1.47	< L.D.	< L.D.	1.401	1.129	1.284	1.499	1.781	1.392	< L.D.	2.684
Cd	1.943	1.621	1.496	1.905	1.849	4.127	3.911	3.851	3.886	1.173	1.897
In	0.321	0.311	0.288	0.317	0.304	0.527	0.436	0.427	0.398	0.258	0.34
Sn	0.107	0.141	0.104	0.135	0.117	0.14	0.118	< L.D.	0.113	0.076	0.12
Sb	2.751	2.759	2.71	3.212	2.055	4.621	4.076	5.146	4.108	1.27	2.208
	0.108	< L.D.	0.118	0.129	< L.D.	0.187	0.143	< L.D.	0.147	< L.D.	0.118

Supp. Material 2: Parameters used in the trace element melting model

Source Composition (ppm)			
	La	**Sm**	**Yb**
Primitive Mantle (Sun et al., 89)	0.69	0.44	0.49
Depleted Mantle (Workman et al., 05)	0.13	0.21	0.35

Partition coefficients (McDade et al., 2003)			
Cpx	0.071	0.459	0.76
Opx	0.0008	0.0251	0.047
Ol	0.0000082	0.00032	0.0096
Gt	0.001	0.21	4.18
Pl	0.148	0.039	0.023

Source mineralogy		
	Garnet-rich mantle (Winter 2001)	**Spinel-rich mantle** (McDade et al 2003)
Cpx	0.02	0.08
Opx	0.25	0.24
Ol	0.63	0.67
Gt	0.1	0
Sp	0	0.02

Melting mode		
	Garnet-rich mantle	**Spinel-rich mantle** (Winter 2001)
Cpx	0.65	0.7
Opx	0.13	0.2
Ol	0.07	0.1
Pl	0	0
Gt	0.13	0
Partition coefficients		
P(La)	0.05	0.05
P(Sm)	0.33	0.33
P(Yb)	1.13	0.54

Supp. Material Table 2: Details of the parameters used for the trace element melting model. The melting mode was estimated based on thin sections observation of our samples.

McDade, P., J.D. Blundy, and B.J. Wood, Trace element partitioning on the Tinaquillo Lherzolite solidus at 1.5GPa. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2003. 139(1-2): p. 129-147.

Sun, S.S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of oceanic basalts: implications for Mantle Composition and Processes. In A.D. Saunders and M.J. Norry (eds.) Magmatism in the Ocean Basins , Spec. Publ. Vol. Geol. Soc. Lond. , No. 42, pp. 313-345.

Winter, J.D., 2001.Principles of igneous and metamorphic petrology. Pearson, Prence Hall.

Workman, R.K. and Hart, S.R., 2005.Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). Earth Planet. Sci.Lett. 231, 53-72.

Supp. Material 3: Analytical Methods

Helium extraction procedures

Crush extractions

The magmatic $^{3}He/^{4}He$ ratio of samples was measured by in vacuum crushing of olivine and pyroxene grains (grain size ranging from 200µm to 2mm). Crushing experiments were conducted using steel tubes containing iron slugs activated by external solenoids (Burnard et al, 2013). Approximately 300-500 mg of each sample was loaded into on line crushers and baked under vacuum at 110°C overnight. After cooling to room temperature samples were crushed for two minutes at a rate of approximately 100 strokes per minute.

Furnace extractions

For high-temperature extractions, 155 - 400 mg (mean value: 300mg) aliquots of pure olivine or pyroxene grains or powders were wrapped in copper foil, loaded into the sample carousel and baked under vacuum at 110°C for 24 hours. After degassing of the furnace over several hours, the furnace temperature was set to 800°C prior to sample introduction. Each sample was dropped into the Ta-crucible and heated to 1450°C over a 20-minute period, before reducing furnace temperature to 800°C prior to introduction of the gas into the purification line. A second extraction ensured total extraction of He.

Gas purification

After crushing and melt extraction, gases were released into the extraction lines and successively purified using liquid nitrogen cooled charcoal (-196°C) and several hot (600°C) and cold (20°C) Ti foam getters.

Helium isotope measurements

Helium isotope concentrations and ratios were measured using GV Instruments Helix Split Flight Tube and Helix Multi-collector mass-spectrometers. Cross-calibrations of the two mass-spectrometers and their purification lines were made using the HESJ Helium gas standard ($^{3}He/^{4}He = 20.63 \pm 0.10\ R_A$; Matsuda et al., 2002). At least 3 to 6 aliquots of the HESJ standard were measured daily throughout the analytical periods in order to monitor mass-spectrometer stability and sensitivity. Measurements of the CRONUS-EU pyroxene He standard "P" were undertaken for inter-laboratory comparison. A mean $^{3}He_{cos}$ concentration of $4.95 \pm 0.10 \times 10^{9}$ at g^{-1} was determined (n=6). Further details of analytical techniques and data-reduction procedures at CRPG can be found in Zimmermann et al. (2011).

Blank analyses were performed throughout all stages of the extraction and measurement procedures, Crushing blanks were performed by measuring helium isotope concentrations by activating a slug in an empty crushing tube, and by measuring He concentrations in each filled tube post bake-out (i.e., prior to sample-crushing). The latter also ensured adequate degassing. Similarly, furnace blanks were performed post-bake-out, by sequentially heating the furnace from 800 to 1450°C, ensuring complete furnace degassing and absence of leaks. In addition, empty Cu-foil packages were periodically melted and analysed throughout each analytical period in order to quantify the blank corrections. Blanks averaged $3.10^{-14} \pm 2.10^{-15}$mol/g and $6.10^{-19} \pm 6.10^{-20}$mol/g for ^{4}He and ^{3}He respectively.

Zimmermann, L., Blard, P. H., Burnard, P., Medynski, S., Pik, R. and Puchol, N., 2012. A New Single Vacuum Furnace Design for Cosmogenic 3He Dating. Geostandards and Geoanalytical Research 36, 121–129.

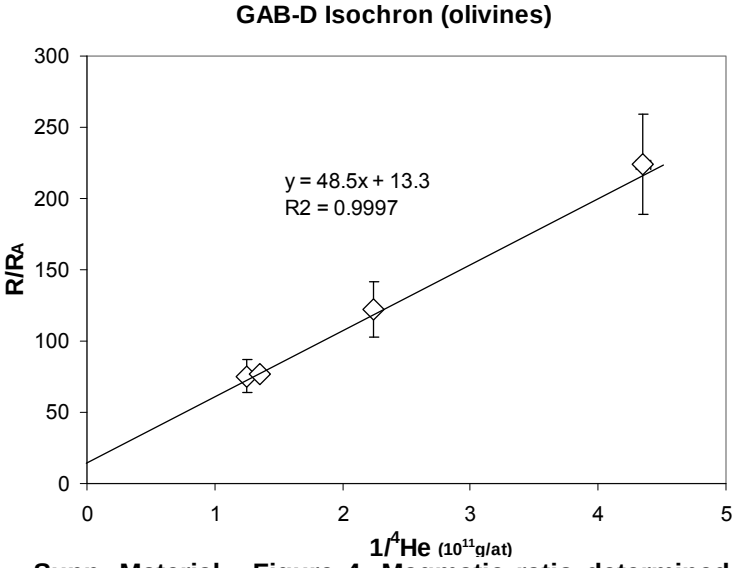
Burnard, P., Zimmermann, L., Sano, Y., 2013. The Noble Gases as Geochemical Tracers: History and Background, in: Burnard, P. (Ed.), The Noble Gases as Geochemical Tracers. Springer Berlin Heidelberg, pp. 1-15.

Supp. Material 4: Determinations of Cosmogenic helium - corrections

Magmatic $^3He/^4He$ correction

Magmatic $^3He/^4He$ ratios were determined by in vacuo crushing which releases magmatic He trapped in fluid and melt inclusions. The measured magmatic $^3He/^4He$ values vary little between phenocryst populations of individual lava flows therefore a single sample is considered adequate for determining the magmatic He isotopic composition of a flow. In contrast to previous work which suggests olivine and pyroxenes from the same flow have the same $^3He/^4He$ (Schimmelpfennig et al., 2011), in two samples (Gab-G, Boha) we measured variable $^3He/^4He$ between olivines and pyroxenes (Table 2), which may be due to contamination or inherited phenocrysts. In that case we used the respective magmatic ratio determined by crushing for olivine and pyroxene each.

When He yields by crushing were too low to allow sufficiently precise measurement of the $^3He/^4He$ ratio, magmatic He was corrected for using the isochron method of Blard and Pik (2008). In a diagram of $(^3He/^4He)_{tot}$ against $1/^4He_{tot}$,(for multiple aliquots of the same sample), the y-intercept represents the magmatic $(^3He/^4He)_{mag}$ ratio and the slope represents the cosmogenic ^3He concentration (no further correction required) (Blard and Pik, 2008).,



Supp. Material - Figure 4: Magmatic ratio determined using the isochron method for GAB-D is 13.3 RA. The error on the magmatic 3He/4He is calculated by the dispersion of the linear regression.

For samples Gab-I, Yem-10 and Gab-C, neither crushing nor isochron methods were able to constrain the magmatic $^3He/^4He$ due to extremely low He yields, dispersion in the $(^3He/^4He)_{tot}$ vs. $1/^4He_{tot}$ plots, or lack of data-points. For these samples we used the mean of all $(^3He/^4He)_{magmatic}$ ratios and applied a 1σ error of 2 Ra units (mean value: 10.9 Ra for olivines). This approximation is valid for Gab-I and Yem-10 because magmatic He concentrations were inferior to cosmogenic He (although this introduces a significant uncertainty in the age of Yem-10). We could not detect any ^3He above blank in Gab-C and calculate a minimum age based on the mas spectrometer detection limits assuming a zero magmatic He content..

Determination of $^3He_{cos}$ and Corrections for radiogenic ^4He and nucleogenic ^3He

Concentrations of ^3He_c in olivine and pyroxene must be calculated after correcting the total ^3He for magmatic ^3He. In the case of uneroded lava flows, this can be achieved using the following budget equation (Kurz 1986, modified by Blard and Farley, 2008):

$$^{3}He_{cos} = \frac{^{3}He_{m} - ^{4}He_{m} \times (^{3}He/^{4}He)_{mag}}{R} \quad (1)$$

where: $^{3}He_{m}$ and $^{4}He_{m}$ are the measured ^{3}He and ^{4}He concentrations from total extractions by melting the phenocrysts, $(^{3}He/^{4}He)_{mag}$ is the magmatic $^{3}He/^{4}He$ ratio and R a correction factor that accounts for the production of radiogenic ^{4}He. The R-factor is specific for each lava and was calculated using the U and Th concentrations measured in groundmass and phenocrysts (see below). In our samples the R-factor ranges from 0.84 to 0,99 (see Supp. Material 3). The magmatic He isotopic ratios (ranging between 5 ± 0.6 R_A and 13.3 ± 1.6 R_A, Table 2) were either measured from crush extractions or, in the case of samples being poor in magmatic helium, from isochron intercept values (Blard and Pik, 2008) (Table 2).

The presence of radiogenic ^{4}He ($^{4}He^{*}$) in phenocrysts, either implanted from the surrounding groundmass or from decay of U and Th in the crystal can have a significant effect on calculated exposure ages, even for very young samples (e.g. Blard and Pik, 2008). All ^{4}He concentrations were therefore corrected for $^{4}He^{*}$ following the procedures of Blard and Pik, 2008 (based on Farley et al., 2006). Concentrations of U and Th were measured by the SARM in both groundmass and phenocryst samples for each lithology (Table 4 – U,Th and calculated $P^{4}He^{*}$). $P^{4}He^{*}$ were calculated following Farley et al. 2006. R-factor values (which range from 0.84 to 0.99; excluding Yem10, the variation is from 0.94 – 0.99) were then determined using:

$$R = 1 / (P^{4}_{mean}/P^{3}_{mean}) \times (^{3}He/^{4}He)_{mag}$$

where P_{4mean} and P_{3mean} are respectively the production rates of ^{4}He and ^{3}He (Blard and Farley 2008). For sample Gab-I, values were taken from sample Gab-D.

Sample	Phase	Mineral mean diameter (µm)	*Whole rock* / Groundmass U (ppm)	Th (ppm)	Phenocrysts U (ppb)	Th (ppb)	P^4He^* $10^4at.g^{-1}.yr^{-1}$	R
BADDI 2B	Olivine	2000	0.8	1.9	4.0	6.0	7.6	**0.99**
BADDI 5	Olivine	2000	0.7	2.6	10.2	20.9	11.4	**0.99**
BADDI 5	Pyroxene	2000	0.7	2.6	*29.9*	*49.3*	19.8	**0.98**
YEM 6	Olivine	2000	0.8	2.9	29.6	11.1	17.5	**0.97**
YEM 6	Pyroxene	2000	0.8	2.9	29.9	49.3	20.5	**0.96**
BODDOLITA	Olivine	2000	0.7	3.2	29.6	11.1	17.4	**0.98**
BODDOLITA	Pyroxene	2000	0.7	3.2	53.0	29.3	20.6	**0.97**
Gab C3	Pyroxene	2000	0.5	1.6	*29.9*	*49.3*	17.5	**0.97**
Gab D7	Olivine	2000	1.0	3.7	25.4	4.7	14.5	**0.97**
Gab D7	Pyroxene	2000	1.0	3.7	*29.9*	*49.3*	22.3	**0.96**
GAB G4	Pyroxene	1000	1.1	4.4	28.1	69.4	34.6	**0.95**
GAB I	Olivine	1000	1.0	3.7	25.4	4.7	14.5	**0.97**
GAB F	Olivine	2000	0.8	3.0	11.6	21.9	12.5	**0.98**
GAB F	Pyroxene	2000	0.8	3.0	17.8	54.3	17.0	**0.97**
YEM10	Olivine	400	2.3	8.5	***30.0***	***0.1***	***121.6***	**0.84**
DIKIKA 1	Olivine	800	0.8	2.9	21.1	72.2	30.3	**0.96**
DIKIKA 3	Olivine	2000	0.8	3.0	0.0	0.0	18.0	**0.95**
BOHA	Olivine	300	2.6	9.7	***30.0***	***0.1***	***135.1***	**0.94**
BOHA	Pyroxene	400	2.6	9.7	43.7	139.5	142.0	**0.94**

Supp. Material -Table 4: Calculation of P^4He^*, after Farley et al., 2006.

$$P_a = P_i[1-0.75(S/R)+0.0625(S/R)^3] + P_h[0.75(S/R)-0.0625(S/R)^3]$$

where Pa is the apparent production rate and Pi and Ph the in-situ production rates in the mineral of interest and its host. S is the stopping range and was taken as 20µm, and the phenocrysts diameter R range from 200 µm to 1.2mm. The density of olivine pyroxene is 3.32 and 2.8 respectively. Data in red are estimations only , pending new data. Gab-I P^4He^* was inferred as being equal to Gab-B, as they belong to the same magmatic unit.

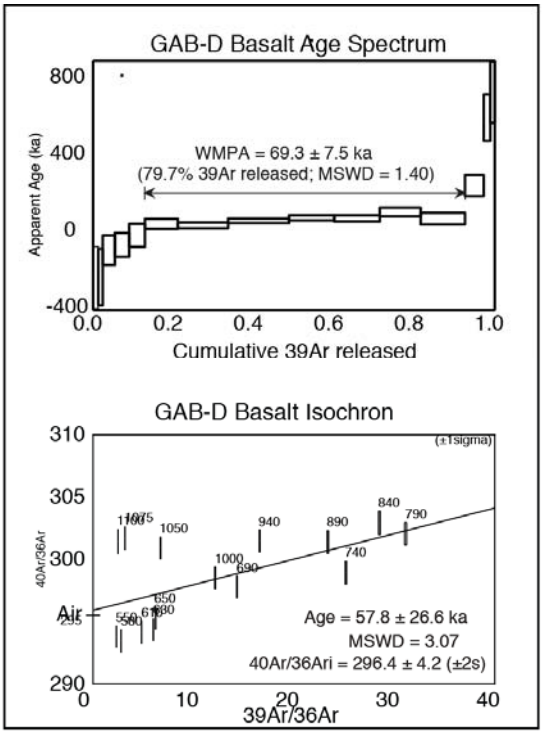
Supp. Material - Table 5: Influence of altitude changes (+50 and +100m) on $^{3}He_{cos}$ production rate. We show here that a variation in altitude results in less than 10% variation in production rate.

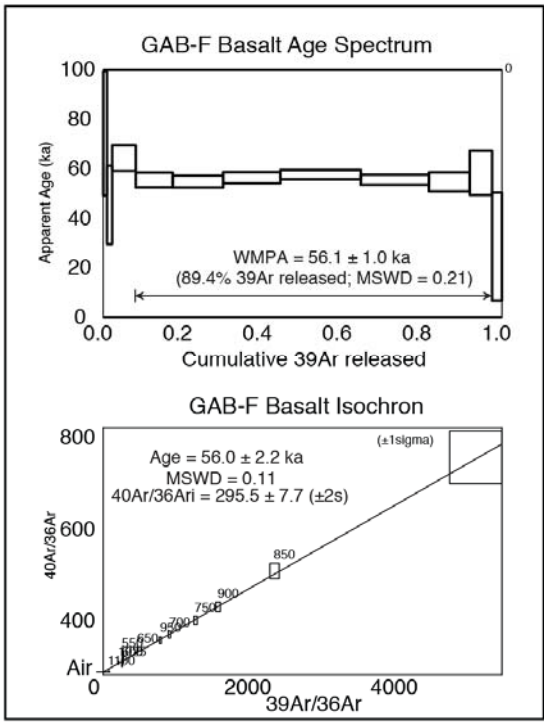
Sample	Longitude °E	Latitude °N	Elevation GPS m	Thickness cm	Rc (GV)	Inclination	Pressure mbar	Atmospheric depth (g/cm2)	Shielding Factor	Scaling Factor Stone	$P^{3}He$ cos at g-1 yr-1	±	% differance due to altitude
BAD 4	40.32	12.38	650	4.5	14.18	23.70	938	956	0.96	1.01	**116.82**	9	
Bad 4 + 50m	40.32	12.38	700	4.5	14.18	23.70	932	950	0.96	1.05	121.34	10	**3.9**
Bad 4 + 100m	40.32	12.38	750	4.5	14.18	23.70	926	925	0.96	1.09	126.04	10	**7.9**
BODOLITA	40.49	12.51	444	4	14.17	23.93	961	980	0.97	0.86	**100.40**	8	
Bodo + 50m	40.49	12.51	494	4	14.17	23.93	955	974	0.97	0.90	104.31	8	**3.9**
Bodo + 100m	40.49	12.51	544	4	14.17	23.93	950	968	0.97	0.93	108.36	8	**7.9**
YEM 1	40.52	12.51	454	5	14.17	23.93	960	979	0.96	0.87	**100.34**	8	
Yem1 + 50m	40.52	12.51	504	5	14.17	23.93	954	913	0.96	0.91	104.25	8	**3.9**
Yem1 + 100m	40.52	12.51	554	5	14.17	23.93	948	921	0.96	0.94	108.30	8	**7.9**
GAB C1	40.54	12.48	385	5	14.17	23.88	968	385	0.96	0.83	**95.16**	7	
Gab C + 50m	40.54	12.48	435	5	14.17	23.88	962	435	0.96	0.86	98.86	8	**3.9**
Gab C + 100m	40.54	12.48	485	5	14.17	23.88	956	485	0.96	0.89	102.71	8	**7.9**
GAB D4	40.53	12.43	400	5	14.17	23.79	966	985	0.96	0.84	**96.20**	8	
Gab D + 50m	40.53	12.43	450	5	14.17	23.79	960	913	0.96	0.87	99.94	8	**3.9**
Gab D + 100m	40.53	12.43	500	5	14.17	23.79	955	921	0.96	0.90	103.83	8	**7.9**
BOHA	40.31	12.31	495	4	14.18	23.59	955	974	0.97	0.90	**104.14**	8	
Boha + 50m	40.31	12.31	545	4	14.18	23.59	949	968	0.97	0.93	108.19	8	**3.9**
Boha + 100m	40.31	12.31	595	4	14.18	23.59	944	962	0.97	0.97	112.40	9	**7.9**
DIKIKA 1	40.33	12.29	435	6.2	14.19	23.55	962	981	0.95	0.86	**97.68**	8	
Diki + 50m	40.33	12.29	485	6.2	14.19	23.55	956	913	0.95	0.89	101.48	8	**3.9**
Diki + 100m	40.33	12.29	535	6.2	14.19	23.55	951	921	0.95	0.92	105.43	8	**7.9**
GAB G4	40.32	12.29	409	5	14.19	23.55	965	984	0.96	0.84	**96.70**	8	
Gab G + 50m	40.32	12.29	459	5	14.19	23.55	959	913	0.96	0.87	100.47	8	**3.9**
Gab G + 100m	40.32	12.29	509	5	14.19	23.55	954	921	0.96	0.91	104.38	8	**7.9**
GAB F	40.33	12.29	385	2.7	14.19	23.55	968	987	0.98	0.82	**96.75**	8	
Gab F + 50m	40.33	12.29	435	2.7	14.19	23.55	962	912	0.98	0.86	100.52	8	**3.9**
Gab F + 100m	40.33	12.29	485	2.7	14.19	23.55	956	921	0.98	0.89	104.43	8	**7.9**
YEM 10	40.32	12.30	458	10.5	14.18	23.57	959	978	0.92	0.87	**96.03**	8	
Yem 10 + 50r	40.32	12.30	508	10.5	14.18	23.57	954	913	0.92	0.91	99.76	8	**3.9**
'em 10 + 100r	40.32	12.30	558	10.5	14.18	23.57	948	921	0.92	0.94	103.64	8	**7.9**

<u>Supp. Material 6</u>: Comparison of $^{40}Ar/^{39}Ar$ and cosmogenic ^{3}He age determinations

Two samples were used for $^{40}Ar/^{39}Ar$ age determinations. The measurements were made following the methods described in Ferguson et al. 2013

$^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra (upper plot) showing heating steps used for plateau age and isochron (lower plot; temperature steps labelled in degrees Celsius) for plateau steps.





Supp. Material Table 6. Step heating Data

Sample BADI05

T(°C)	Age(ka)	%40 Ar*	K/Ca	K/Cl	moles 40Ar*	∑39Ar	40Ar	39Ar	38Ar	37Ar	36Ar
550	39.4±28.7	0.72	0.38	3127	4.01E-16	0.07	2.020937±0.004109	0.118660±0.000239	0.002951±0.000035	0.164816±0.000702	0.006836±0.000027
600	39.3±23.6	0.8	0.31	3724	6.05E-16	0.16	2.766606±0.005606	0.179307±0.000361	0.004240±0.000043	0.300204±0.001205	0.009372±0.000031
650	24.2±21.0	0.53	0.25	2695	4.44E-16	0.28	3.048773±0.006171	0.213990±0.000431	0.005002±0.000040	0.442406±0.003365	0.010387±0.000031
700	41.8±22.3	0.88	0.19	3150	8.06E-16	0.41	3.316776±0.006707	0.225003±0.000453	0.005274±0.000056	0.630694±0.003226	0.011302±0.000036
750	8.4±25.4	0.15	0.16	2350	1.53E-16	0.52	3.624630±0.007322	0.210992±0.000425	0.005385±0.000067	0.709018±0.003050	0.012447±0.000037
800	12.2±31.0	0.18	0.13	2585	1.76E-16	0.62	3.632196±0.007368	0.168199±0.000340	0.004737±0.000038	0.688020±0.001539	0.012463±0.000034
850	-13.1±39.4	-0.15	0.12	2560	-1.35E-16	0.68	3.239865±0.006583	0.120967±0.000245	0.003813±0.000050	0.542648±0.003289	0.011133±0.000032
900	2.5±50.4	0.02	0.12	1382	1.84E-17	0.73	2.821692±0.005747	0.086421±0.000176	0.003165±0.000039	0.385210±0.001258	0.009655±0.000031
975	31.6±56.6	0.27	0.11	1008	2.02E-16	0.77	2.706726±0.005517	0.075508±0.000154	0.003001±0.000031	0.356611±0.001348	0.009235±0.000031
1100	280.3±57.5	1.98	0.03	836	9.90E-15	1	7.939305±0.015924	0.180846±0.000365	0.008216±0.000049	2.710720±0.005556	0.027098±0.000057

Packet IRR282-UB, Experiment #10z0234, 0.1457 g Basalt, all errors ±1 sigma. J = 0.000177198±3.54E-07

40Ar* is radiogenic argon, isotopes in volts (6.31e-14 moles/volt), corrected for blank, background, discrimination, and decay. Calculated K2O = 0.74%wt., Calculated CaO = 7.60%wt., Calculated Cl = 0.4ppm

Total Gas Age = 51.6 ± 8.3 ka

Weighted Mean Plateau Age = 25.4 ± 9.4 ka (±1 sigma, including ±J), 77.2% 39Ar released

Weighted Mean Plateau Age = 25.4 ± 9.4 ka (A priori, without ±J), MSWD = 0.37 (Good fit, MSWD < 2.19)

Steps 9 of 10 (550,600,650,700,750,800,850,900,975°C)

Isochron Age = 54.968 ± 26.246 ka (±1 sigma, including ±J)MSWD = 0.46 (Good fit, MSWD < 2.29)

40Ar/36Ar intercept = 293.9 ± 1.3 (±1 sigma)

Steps 9 of 10 (550,600,650,700,750,800,850,900,975°C)

Sample GAB-F

T(°C)	Age(ka)	%40 Ar*	K/Ca	K/Cl	moles 40Ar*	∑39Ar	40Ar	39Ar	38Ar	37Ar	36Ar
550	74.26±25.00	9.92	0.24	7084	2.34E-16	0.01	0.086006±0.000273	0.070416±0.00146	0.000995±0.00023	0.155876±0.01495	0.000306±0.000010
600	45.41±15.83	6.08	0.25	14333	2.00E-16	0.02	0.119811±0.000315	0.098384±0.00198	0.001362±0.00030	0.208960±0.01742	0.000440±0.000008
650	64.37±5.19	14.34	0.28	13093	1.29E-15	0.08	0.329287±0.000730	0.449579±0.00902	0.006088±0.00044	0.851183±0.04302	0.001194±0.000012
700	55.47±3.05	21.72	0.33	32587	1.74E-15	0.17	0.291729±0.000655	0.699787±0.01404	0.009200±0.00053	1.119375±0.04193	0.001087±0.000011
750	54.83±2.47	27.66	0.4	35224	2.35E-15	0.3	0.309105±0.000690	0.955324±0.01916	0.012488±0.00061	1.258884±0.04481	0.001110±0.000012
800	56.41±2.25	61.37	0.48	27361	2.74E-15	0.44	0.163774±0.000741	1.091175±0.02190	0.014175±0.00081	1.203597±0.04980	0.000552±0.000013
850	57.68±1.89	42.76	0.52	19476	3.93E-15	0.65	0.337636±0.001085	1.533166±0.03076	0.020076±0.00065	1.542292±0.05422	0.001087±0.000015
900	55.61±2.08	32.55	0.49	17814	3.21E-15	0.82	0.359311±0.001128	1.288345±0.02585	0.016949±0.00058	1.383290±0.05623	0.001209±0.000014
950	54.76±3.83	19.13	0.4	8002	1.90E-15	0.92	0.361019±0.001131	0.772744±0.01551	0.010491±0.00048	1.002316±0.04687	0.001270±0.000015
1025	58.43±9.02	6.43	0.29	3049	1.11E-15	0.98	0.625488±0.001658	0.421741±0.00848	0.006367±0.00043	0.750720±0.02485	0.002192±0.000019
1100	28.64±21.84	1.17	0.2	1489	2.40E-16	1	0.749152±0.001904	0.187271±0.00377	0.003411±0.00026	0.489055±0.02882	0.002643±0.000020

Packet IRR276-PI, Experiment #10z0079, 0.1798 g Basalt, all errors ±1 sigma, J = 0.00033925820408±6.7852E-07

40Ar* is radiogenic argon, isotopes in volts (2.75e-14 moles/volt), corrected for blank, background, discrimination, and decay,
Calculated K2O = 1.31%wt., Calculated CaO = 4.02%wt., Calculated Cl = 0.1ppm

Total Gas Age = 56.0 ± 1.5 ka

Weighted Mean Plateau Age = 56.1 ± 1.0 ka (±1 sigma, including ±J), 89.4% 39Ar released

MSWD = 0.21 (Good fit, MSWD < 2.40)

Steps 7 of 11 (700,750,800,850,900,950,1025°C)

Isochron Age = 56.0 ± 2.2 ka (±1 sigma, including ±J)

MSWD = 0.11 (Good fit, MSWD < 2.56)

40Ar/36Ar intercept = 295.5 ± 7.7 (95% confidence)

Steps 7 of 11 (700,750,800,850,900,950,1025°C)

Sample GAB-D

T(°C)	Age(ka)	%40 Ar*	K/Ca	K/Cl	moles 40Ar*	∑39Ar	40Ar	39Ar	38Ar	37Ar	36Ar
550	-231.0±160.9	-0.59	0.25	1969	-1.26E-15	0.01	7.780019±0.015574	0.061287±0.00125	0.005870±0.00062	0.128698±0.01318	0.026520±0.000056
580	-228.9±147.5	-0.7	0.26	-33089	-1.06E-15	0.02	5.516404±0.011314	0.052365±0.00121	0.004179±0.00061	0.106123±0.01805	0.018829±0.000044
610	-88.2±77.3	-0.47	0.29	59312	-1.14E-15	0.05	8.884853±0.018050	0.145939±0.00295	0.007528±0.00058	0.260797±0.02642	0.030282±0.000065
630	-60.2±62.3	-0.4	0.33	51060	-9.04E-16	0.09	8.279086±0.016839	0.168744±0.00341	0.007434±0.00078	0.266922±0.02939	0.028204±0.000060
650	-11.1±60.1	-0.08	0.38	2787	-1.85E-16	0.13	8.996008±0.018273	0.189400±0.00382	0.008412±0.00092	0.259974±0.02366	0.030539±0.000065
690	49.2±26.1	0.77	0.47	14393	1.71E-15	0.21	3.536393±0.007141	0.170151±0.00342	0.004448±0.00042	0.189542±0.01501	0.011929±0.000025
740	41.8±15.1	1.14	0.57	6503	2.22E-15	0.34	3.082070±0.006232	0.259671±0.00521	0.005421±0.00042	0.240899±0.02075	0.010379±0.000023
790	64.9±12.1	2.17	0.64	4617	4.18E-15	0.49	3.055542±0.006179	0.314979±0.00632	0.006212±0.00041	0.258509±0.01389	0.010189±0.000022
840	80.3±13.6	2.45	0.67	5603	3.84E-15	0.6	2.481915±0.005032	0.233754±0.00469	0.004700±0.00032	0.183358±0.01237	0.008245±0.000019
890	77.6±16.3	1.95	0.6	7669	3.74E-15	0.71	3.031712±0.006132	0.235197±0.00472	0.005020±0.00045	0.203889±0.01342	0.010117±0.000022
940	111.0±22.7	1.98	0.58	3564	4.80E-15	0.82	3.840697±0.007750	0.211336±0.00425	0.005339±0.00032	0.190339±0.01434	0.012793±0.000027
1000	76.4±30.7	1.01	0.56	2035	3.57E-15	0.93	5.618378±0.011305	0.228744±0.00460	0.006927±0.00035	0.213062±0.01248	0.018881±0.000040
1050	248.2±55.8	1.79	0.35	1718	4.92E-15	0.97	4.340833±0.008696	0.096843±0.00195	0.004179±0.00029	0.144448±0.00828	0.014467±0.000030
1075	602.1±120.7	2.05	0.16	1089	4.23E-15	0.99	3.267932±0.006551	0.034380±0.00070	0.002602±0.00015	0.112150±0.01650	0.010864±0.000024
1100	736.2±160.2	1.96	0.06	349	3.50E-15	1	2.822841±0.005661	0.023341±0.00048	0.002339±0.00031	0.203444±0.01075	0.009422±0.000024

Packet IRR279-RJ, Experiment #10z0169, 0.191 g Basalt, all errors ±1 sigma, J = 0.000170861±3.42E-07

40Ar* is radiogenic argon, isotopes in volts (6.31e-14 moles/volt), corrected for blank, background, discrimination, and decay,
Calculated K2O = 1.54%wt., Calculated CaO = 4.40%wt., Calculated Cl = 0.4ppm

Total Gas Age = 52.8 ± 7.4 ka

Weighted Mean Plateau Age = 69.3 ± 7.5 ka (±1 sigma, including ±J), 79.7% 39Ar released

Weighted Mean Plateau Age = 69.3 ± 6.3 ka (A priori, without ±J)

MSWD = 1.40 (Good fit, MSWD < 2.40)

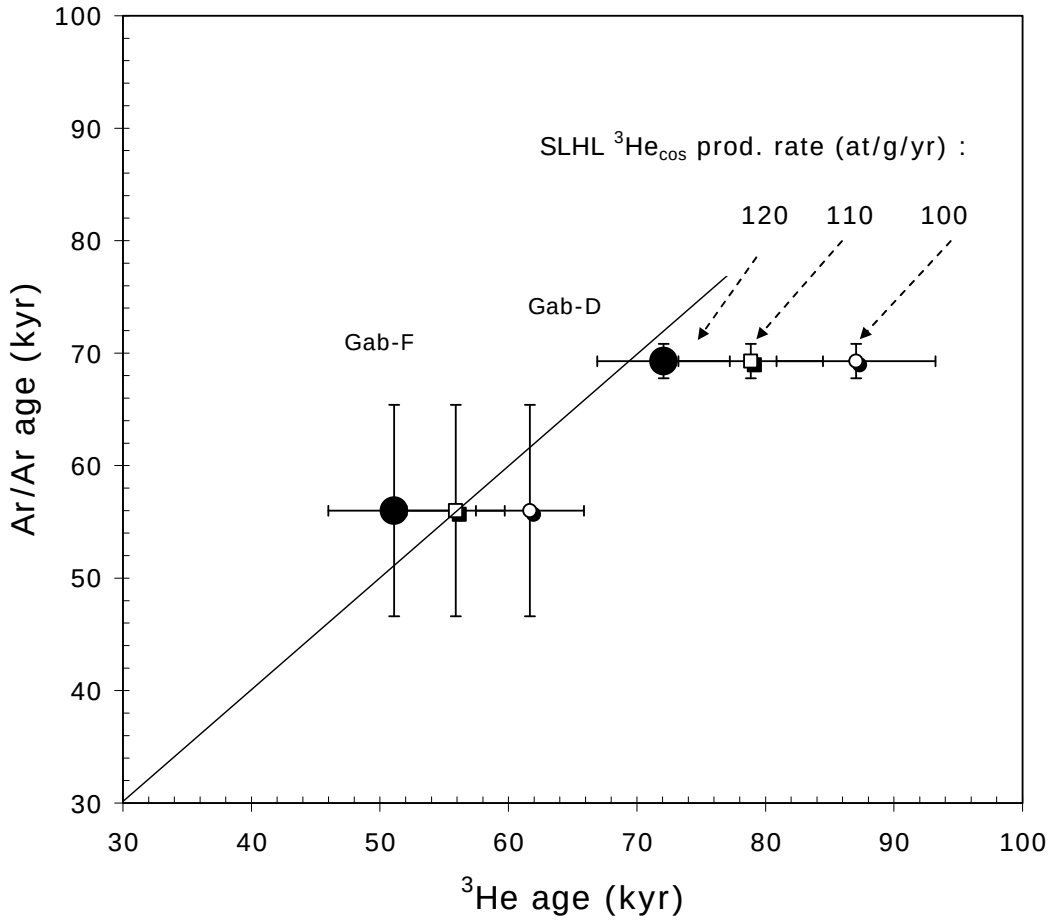
Steps 7 of 15 (690,740,790,840,890,940,1000°C)

Isochron Age = 57.812 ± 26.593 ka (±1 sigma, including ±J)

	Ar-Ar age	±	^{3}He age	±
Gab F	**56.00**	1.53	**51.10**	5.16
Gab D4	**69.30**	7.50	**72.07**	8.00

Supp. Material Table 7 Cross-dating of samples Gab-F and Gab-D.

There is excellent agreement between ^{40}Ar/^{39}Ar and ^{3}He ages for sample Gab-D.

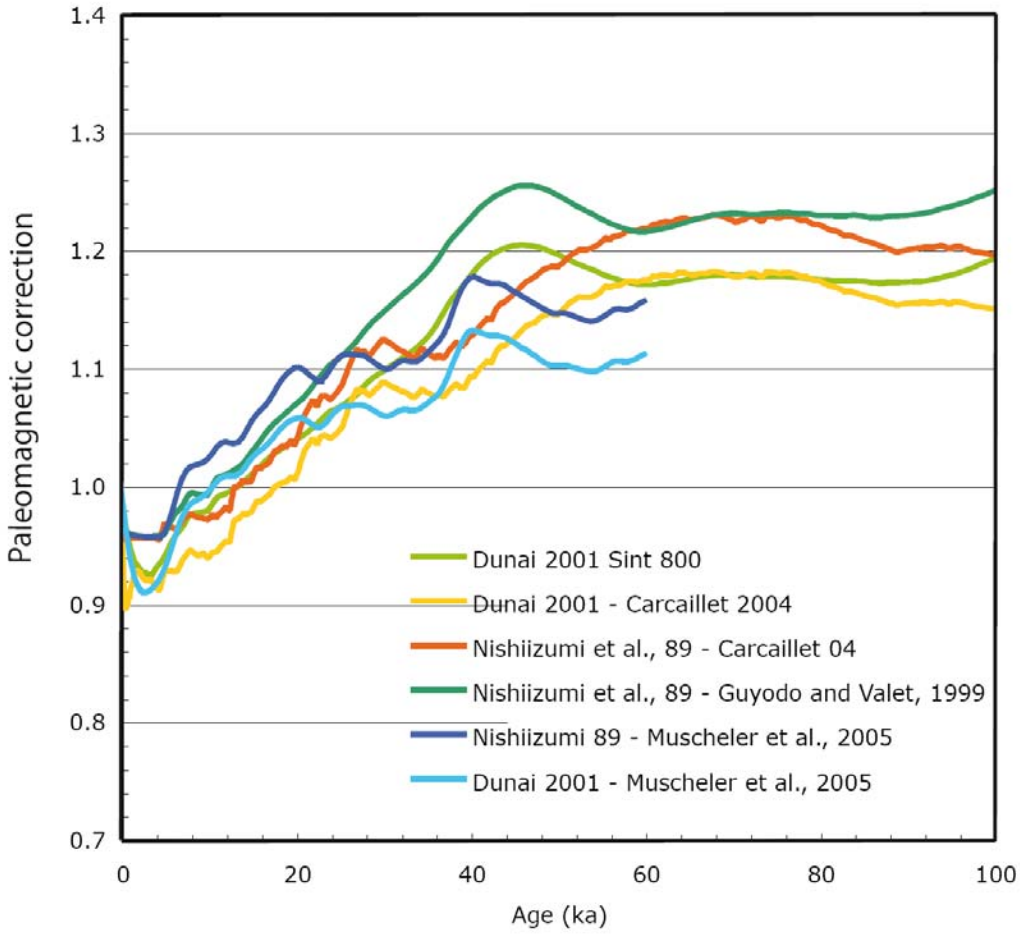


Supp. Material - Figure 2: Comparison of the ^{39}Ar/^{40}Ar and ^{3}He$_{cosmogenic}$ methods for dating. Two samples were double-dated: Gab-D and Gab-F. Our chosen production rate (which was independently selected; see text) produces cosmogenic ages that are most consistent with the ^{39}Ar/^{40}Ar data.

Magnetic field influence on ^{3}He$_{cos}$ production rate.

Recent work has suggested that the production of TCNs will depend on the Earth's magnetic field e.g. (Dunai 2001b). As a result, the production rate should ideally include a correction for this time-dependent effect, integrated over the whole exposure time of the sample. Here, this issue is not critical to our ages, as our uncorrected cosmogenic ages agree well with the

independent $^{40}Ar/^{39}Ar$ age estimations. We have nevertheless estimated the range of these production rate corrections that would result from magnetic field variations. For this, we used two different models (Dunai 2001b) and (Nishiizumi et al. 1989b) and three different virtual dipole moment databases (Carcaillet et al., 2004; Guyodo and Valet, 1999; Muscheler et al., 2005) in order to compute this time-integrated correction. Supp. Fig. 3 shows these six correction models. This correction can reach 15% for the oldest lava flows (> 50 ka) *relative to the present-day production rate*. Given that this uncertainty will be considerably less for relative ages (i.e. the relative chronology that we use to define magmatic cycles), we do not consider this to be significant.



Supp. Material - Figure 3: Paleomagnetic correction factor as a function of the age of the sample.

Carcaillet, J. T., Bourles, D. L., and Thouveny, N. (2004). Geomagnetic dipole moment and ^{10}Be production rate intercalibration from authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ for the last 1.3 Ma. *Geochemistry Geophysics Geosystems* **5,** doi:10.1029/2003GC000641.

Dunai, T. J. (2001). Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides. *Earth and Planetary Science Letters* **193,** 197-212.

Guyodo, Y., and Valet, J. P. (1999). Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature* **399,** 249-252.

Muscheler, R., Beer, R., Kubik, P. W., and Synal, H. A. (2005). Geomagnetic field intensity during the last 60,000 years based on Be-10 and Cl-36 from the Summit ice cores and C-14. *Quaternary Science Reviews* **24,** 1849-1860.

Nishiizumi, K., Winterer, E. L., Kohl, C. P., Klein, J., Middleton, R., Lal, D., and Arnold, J. R. (1989). Cosmic-ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth And Planets* **94,** 17907-17915.

4.2 Chronologie tectonique du nord du segment de Dabbahu

Cette partie reproduit un manuscrit présentant des âges d'expositions mesurés sur des escarpements de failles localisées à l'axe du rift de Dabbahu, dans sa partie nord. Cette étude complète le chapitre précédent en apportant des contraintes temporelles sur l'activité tectonique de plusieurs familles de failles situées à l'axe du rift.

La zone étudiée a été soumise à l'influence de l'intrusion du méga-dike de 2005. De nombreuses failles ont été réactivées, sur parfois plus de deux mètres de hauteur. La position de ce dike est cependant particulière, car elle se trouve décalée par rapport à l'axe du rift, faisant bouger des failles mineures. L'une d'elles en particulier a accommodé environ 2 à 3 mètres de rejet. Cette répartition des contraintes a été particulièrement bien observée par les méthodes InSAR. La position du dike de 2005 a été interprétée comme le résultat de la participation de 3 centres magmatiques dont 2 localisés à l'extrémité nord du segment, qui auraient "capturé" l'intrusion, provoquant sa mise en place sous l'épaule Est du rift, et non pas à l'axe (Wright et al., 2006; Grandin et al., 2009). Les failles réactivées se trouvant à l'aplomb du dike, c'est ce qui a permis à une faille mineure d'accommoder 2 mètres de déplacement.

L'observation fine des interactions entre tectonique et magmatisme à l'échelle d'un épisode de rifting (celui de 2005) appelle la question de savoir si ces observations sont représentatives des interactions entre ces processus sur le long terme.

Pour répondre à cette question nous avons échantillonné plusieurs failles le long de l'axe du segment de Dabbahu, à la fois sur des escarpements majeurs, des petites failles situées à l'axe du segment et également des failles ayant été réactivées lors de l'épisode de 2005.

Nos résultats montrent que deux populations de failles apparaissent en terme de vitesse de glissement: la topographie est dominée dans cette zone par deux failles principales de plus de 50 mètres de haut, qui bougent en moyenne dix fois plus vite que les petites (1-2 mm/an comparé à 0.1-0.3 mm/an). Un profil précis effectué sur une petite faille ayant accommodé deux mètres de déformation pendant la crise de 2005 montre que cet escarpement a enregistré des épisodes de cette ampleur deux fois seulement au cours de son histoire. Le temps de récurrence de ce type d'évènement varie entre 5 et 15 ka, ce qui ne permet pas d'expliquer la formation de la dépression axiale sur le long terme.

La répartition des failles "rapides" et "lentes" peut être reliée aux différents modes d'injection des dikes le long du segment. En effet, il semble que la région soit principalement dominée par des intrusions injectées depuis des réservoirs axiaux (e.g. depuis le volcan terminal Dabbahu ou depuis la chambre magmatique axiale), et par des intrusions impliquant plusieurs réservoirs axiaux et non-axiaux (tels que le volcan Gabho lors de la crise de 2005).

Nos résultats montrent que la majorité des intrusions se font par les réservoirs axiaux, alors que seulement un dixième des intrusions est du type de celle de 2005. A l'échelle du segment, cela implique que la distribution des différents corps magmatiques contrôle le mode des injections.

Evolution topographique d'un jeune segment de ride en Afar (Dabbahu, Ethiopie)

S. Medynski[a], S. Dumont[b], R. Pik[a], P. Burnard[a], R. Grandin[b], A. Williams[a], C. Vye[c], L. France[a], P.-H. Blard[a], D. Ayelew[d], G. Yirgu[d]

a: CRPG - 15 rue Notre Dame des Pauvres, 54500 Vandoeuvre-lès-Nancy, France

b: IPGP- IPGP - 1, rue Jussieu - 75238 Paris cedex 05, France

c: British Geological Survey, Murchison House, West Mains Road, Edinburgh,EH9 3LA, United Kingdom

d : School of Earth Sciences (formerly Department of Earth Sciences), Addis Ababa University, Ethiopia

Résumé

Dans cette étude nous présentons des âges d'exposition de surfaces de failles majeures et mineures situées à l'axe du segment de rift de Dabbahu, obtenus par la méthode des isotopes cosmogéniques sur des escarpements. La zone étudiée a été soumise à l'influence d'une intrusion de dike lors de la crise de 2005, qui a eu des répercussions importantes sur la topographie du rift, avec en moyenne un soulèvement de 2 à 3 mètres. Nos résultats montrent que ce type d'évènement est inhabituel, et ne permet pas sur le long terme d'expliquer la formation de la dépression axiale. De plus, ces datations permettent d'identifier deux régimes de vitesses de glissement vertical le long des escarpements: les deux failles de rejets supérieur à 50 mètres glissent en moyenne dix fois plus vite que les petites failles (de l'ordre de la dizaine de mètres de hauteur). Les vitesses mesurées sont de l'ordre du millimètre par an (entre 1.3 et 1.9 mm/an) par rapport au dixième de millimètre par an (entre 0.1 et 0.3 mm/an).

Nos résultats montrent que la plupart des injections sont mises en place à partir des réservoirs axiaux, et que seulement 10% des intrusions résultent de la combinaison des réservoirs axiaux et hors-axe, comme ce fut le cas en 2005. Cela implique que à l'échelle du segment, dans sa partie nord, la distribution spatiale des corps magmatiques contrôle fortement les intrusions.

Topographic evolution of a young spreading centre in Afar (Dabbahu rift segment), Ethiopia

S. Medynski[a], S. Dumont[b], R. Pik[a], P. Burnard[a], R. Grandin[b], A. Williams[a], L. France[a], P.-H. Blard [a], C. Vye-Brown[c], D. Ayelew[c], G. Yirgu[d]

a: CRPG - 15 rue Notre Dame des Pauvres, 54500 Vandoeuvre-lès-Nancy, FRANCE

b: IPGP - 1 rue Jussieu, 75238 Paris, FRANCE

c: BGS:, Murchison House, West Mains Road, Edinburgh,EH9 3LA, United Kingdom

d: School of Earth Sciences (formerly Department of Earth Sciences), Addis Ababa University, Ethiopia

To be submitted to Nature Geosciences

Abstract

Quantitative slipping rates have been measured using cosmogenic ^{3}He on major and minor normal fault scarps in the active Dabbahu magmatic rift segment (MRS) in the Afar Rift, the region that was subjected to a seismic crisis in 2005 following intrusion of a 60 km long dyke. Our data show that the initial 2005 dyke intrusion was an unusual event, one that cannot explain the long term evolution of the rift topography. Our results show that, for at least the last ~60ka, distribution of denudation is largely bimodal: topography is created by large, rapidly moving faults (xx mm/yr average displacement) whereas smaller faults accommodate less deformation (xx mm/yr) and are static between rare, large amplitude events such as that experienced in 2005.

Our data show that most of the injections are intruded from the axial reservoirs (Dabbahu and the mid segment magma chamber), and that only about 10% of the intrusions result from the combination of axial and off-axis reservoirs as in 2005. This implies that, at the scale of the Northern rift axis, the distribution of the different magma bodies strongly controls the intrusions.

Introduction

Tectonic and magmatic processes play a key role in maintaining ridge segmentation, magma distribution and crustal growth at the axis of mid-oceanic ridges, where faulting and diking tend to concentrate in a narrow axial volcanic zone (on average only 2km wide) irrespective of ridge morphology (MacDonald and Atwater 1978; Carbotte et al. 2001; Macdonald et al. 2005). However,

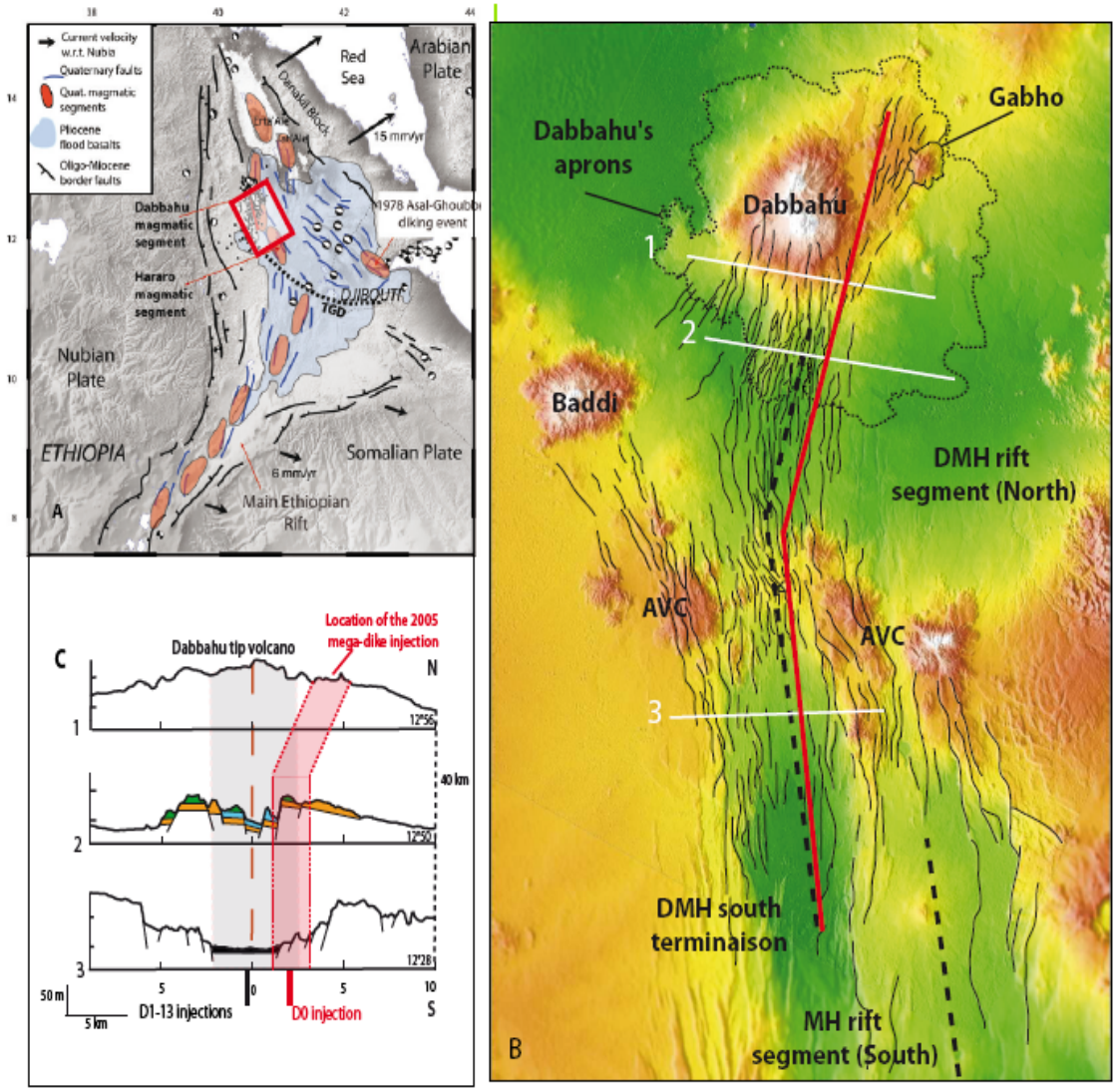


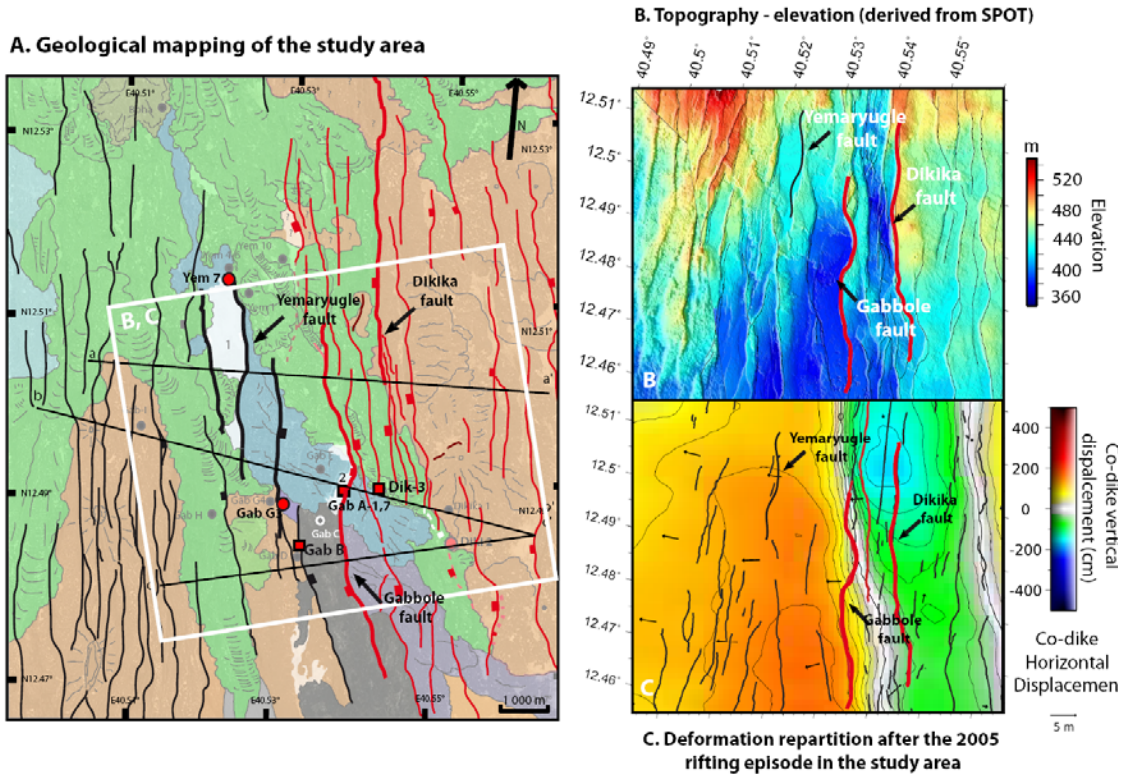
Fig. 1 - Geological setting: A. Regional setting of the Afar Rift and location of the Dabbahu/Manda Hararo segment - after (Ebinger 2008). B: Dabbahu/Manda Hararo rift magmatic complexes and fault pattern. The black dotted line shows the principal rift axis, defined as the lowest point of the depression. White lines labelled A, B, C correspond to the topographic sections in panel C. The red shaded area indicates the location of the 2005 dyke intrusion and fault reactivation zone. Note that the 2005 megadike (red line) did not intrude in the alignment of the rift axis, but deviated slightly to the East, below the rift shoulder. C. Along rift variations in the Dabbahu/Manda Hararo topography, showing the transition from axial graben in the region of the mid-segment magma chamber to axial high close to Dabbahu.

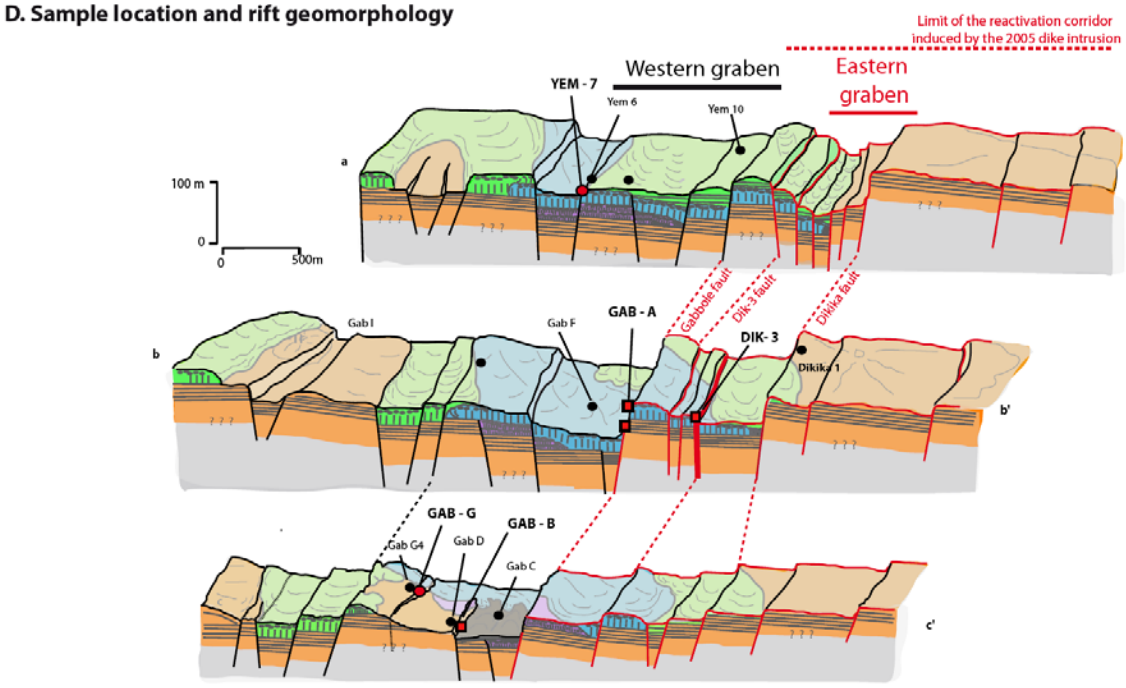
the feedback processes that produce these focussed zones of accretion and deformation are poorly known, at least in part due to their predominantly submarine location.

The Afar depression represents a triple rift-rift-rift junction, splitting apart at 15 mm/yr (Calais 2006), similar to slow oceanic spreading ridges. Individual magmatic rift segments (MRS) in the Afar already morphologically resemble mature spreading centres and the same tectonic and magmatic processes that operate at mid-ocean ridges can be observed subaerially in the Afar. Even if the transition to full oceanic crust is incomplete (Mohr 1989; Bastow I.D. and Keir 2011; Hammond et al. 2011; Keir et al. 2011a), to a first order the Afar region provides a natural analogue for studying the interaction between tectonic and magmatic processes. In addition, a recent (2005-2010) rifting event affected the Dabbahu/Manda Hararo (DMH) MRS in the Western Afar (Fig. 1), allowing the interplay between dyke injection and topography creation to be directly observed via InSAR and seismic monitoring (Wright 2006; Ebinger 2008; Hamling 2009; Grandin et al. 2010c; Keir et al. 2011b; Wright et al. 2012). During this magmato-tectonic crisis, a megadyke ruptured the entire length of the segment (~2.5 km^3 injected magma along 60km - (Ayele et al. 2009) (Fig. 1B). At least 75% (Grandin et al., 2009; Grandin et al. 2010c) of the magma originated from a mid-axis magma chamber, with two other reservoirs located at the segment extremity (Dabbahu and Gabho) contributing the remaining 25% of the dyke's magma (Fig. 1). This single intrusion produced an average uplift of 2-3m at the surface, associated with 2m of lateral extension (Wright et al. 2006; Rowland et al. 2007b; Ebinger 2008; Ayele et al. 2009; Barisin et al. 2009; Grandin 2009).

The 2005 injection was remarkable in that the dike intruded off the main rift axis, preferentially reactivating marginal faults to the east of the main graben (Fig. 2C), probably due to the involvement of an off-axis reservoir at the segment extremity (Ebinger et al. 2010) (below the Gabho volcano; Fig 2C). As a result, the maximum of deformation occurs to the east of the main depression and deformation is anti-correlated with topography, for example, the fault that accommodated the most displacement during the 2005 diking event was a minor, 8m high fault, whereas the major (>50m) faults in the region were relatively unaffected by the event. This suggests that multiple mechanisms are responsible for creating the main axial topography.

It has been shown recently that variations in magma supply rate exert a feedback on the evolution of rift morphology in the northern part of the Dabbahu MRS (Medynski et al. 2013). Phases of high





magma output with widely distributed fissural volcanism (from 70 to 50 ka) are associated with little development of rift topography, whereas magma-starved periods (50 ka to 20 ka) favoured the development of normal faults, producing the major tectonic features of the present-day rift (Medynski et al. 2013). This is consistent with the fact that long term topography evolution is sensitive to variations in magma supply along rift segments (MacDonald et al. 1991; Macdonald 2001).

Fig. 2 - opposite: A: Geological map of the axial zone of the northern Dabbahu Magmatic Rift Segment, reconstructed from ASTER and LandSat satellite imagery and field observations (2008, 2010 and 2011 field seasons (Medynski et al. 2013)). Lines a-a^1, b-b^1 and c-c^1 refer to cross-sections illustrated in panel D. The faults reactivated during the 2005 event are indicated in red; faults that did not move in 2005 are in black. The thickness of the line corresponds to the fault's current height: thick lines are for scarps greater than 15 meters high. B: Digital Elevation Map (DEM, from SPOT data of the area defined by the white rectangle in A. The axial depression, bounded by the Gabbole fault in the East and the Dikika-1 fault further south, is clearly visible. The narrower eastern graben formed by Dik-3 and Dikika-1 faults deepens to the north to a maximum depth of 80m, whereas the wider axial graben is clearly delimited to the east by the Gabbole fault (maximum height: 55m) but does not have a well-defined western boundary. C: Deformation field of the northern DMH. The eastern graben, defined by the Dik-3 and Dikika-1 faults, underwent most deformation during the 2005 intrusion (Grandin 2009). D: Geological cross-sections perpendicular to the spreading-axis illustrating topographic (tectonic) controls on flow-emplacement. Here, the weight of the red lines corresponds to the amplitude of the scarp reactivation in 2005. Maximum reactivation was observed at the Dik-3 location. Modified from (Medynski et al. 2013).

The Dabbahu MRS is therefore a perfect natural laboratory for investigating topography evolution in response to complex magmatic and tectonic interactions in rifted margins, on timescales ranging from 10 to >10^5 years. High resolution cosmogenic nuclide dating are used here to decipher the evolution of topography over the ~100 kyr timescale of an area located within the neo-volcanic zone, at the contact of the graben with the segment tip volcano of Dabbahu.

Description of field area

We focus on the Southern flanks of the segment terminating Dabbahu volcano, a key region where Dabbahu volcanics meet, and are deformed by, the rift neo-volcanic zone, which is in turn fed by the axial magma-chamber (Fig. 1). This area clearly records the interplay between tectonic and volcanic inputs. In the area studied, the influence of the 2005 magmato-tectonic event is well expressed with some scarps displaying reactivation scars ranging from 40-50 cm (Gabbole fault) to more than 2 meters (Dik-3 fault). Two sub-parallel depressions accommodate the deformation in this area with (i) the main, 2-3 km wide axial depression bounded to the East by the west-dipping, 55m high Gabbole fault (Fig. 2A, B & D), and (ii) a second, narrower (<1km) graben defined by two antithetic faults: the small and east-dipping, 8m high Dik-3 scarp and the second major west-dipping 35-65 m high Dikika-1 fault (Fig. 2A, B & D). This graben system strikes towards the eastern flanks of the Dabbahu volcano. By contrast the western margin is poorly defined: the western limit of the main axial depression is not marked by a major antithetic east-facing fault.

Because the vertical motions of the 2005 event appear anticorrelated with this main axial depression, the faults bounding these two grabens are liable to respond to different stresses, depending on the intrusive mechanism (off- or on-axis). We show here that by dating the displacements of sets of faults which have different responses to these intrusive mechanisms, the relative influences of dyking processes can be constrained, and in turn a first order control on rift topography by the location and activity of magmatic reservoirs can be proposed.

Cosmogenic nuclides and their application to the DMH segment

Terrestrial cosmogenic nuclides (TCN) such as ^{3}He are produced through interactions of cosmic rays with minerals within the rock surface (Gosse and Phillips 2001). Their production rate decreases exponentially with depth and TCN mostly accumulate in the uppermost centimetres of exposed surfaces. Measuring TCN concentrations in preserved geomorphologic surfaces, including fault scarps, provides a robust technique for dating the evolution of landscapes. Precise dating of fault scarps along continuous profiles has already been tested in carbonate lithologies (using the TCN ^{36}Cl - (Palumbo et al. 2004; Carcaillet et al. 2008; Schlagenhauf et al. 2011) but this is the first attempt in a basaltic environment. We use the technique in order to constrain the timing of fault movements and rates of displacement in these basalts. Sample details are given in Supplementary Materials 1 & 2, and calculation parameters & results are summarized in Supplementary Material 3 & 4, following the protocols used in (Medynski et al. 2013).

Analysis of TCN concentrations in these samples allow the timing of paleo-rupture events recorded in the fault scarp surfaces to be constrained. In one specific case (DIK-3), the data also constrain the amplitudes and recurrence times of past tectonic events. Extreme care was taken while selecting the sampled faults to ensure that any erosion of the fault planes was minimal. In Afar where erosion rates are generally low, resurfacing of fault planes mainly results from bulk loss of lava prisms along tectonic scarps, the lost material being clearly evident as a pile of talus at the base of the fault (see Supplementary online material); such localities were systematically avoided. The presence of an aeolian polished surface texture is considered to be a sign of good preservation, as a constant surface exposure is required to build up the polish. The uniform, reddish-oxidised colour of the surface also indicated a well-preserved portion of the scarp. The loss

of <1-2 cm of surface material during aeolian weathering does not significantly affect the calculated cosmogenic ages. The scarps that were sampled were carefully selected in order to represent the different deformation regimes encountered in the rift. Most of the faults selected (Gab-A, Gab-G3, Yem-7 and Dik-3) cut the same massive 'a'ā lava flow dated at 51 ± 5 ka (Medynski et al. 2013). The evolution of the smaller Eastern graben was constrained by sampling its boundary faults, Dik-3 and Dikika-1. Because the Dik-3 scarp accommodated the most deformation after the 2005 intrusion (average 2m of uplift), a continuous vertical profile was made up this scarp, in order to capture the last major tectonic events that affected this fault (Fig. 2 & 3). The Dikika-1 fault was not suitable for cosmogenic dating (see captions to Figs. 4 and 5), but its long term slip rate can be constrained by the fact that the 35m high fault cuts a lava unit dated at 20-25 ka (Medynski et al. 2013)(Fig. 2).

Samples Gab-B, Gab-G and Yem-7 were taken at the base of faults within the axial depression, whereas the Gab-A samples are representative of the main Eastern border fault (which was slightly reactivated in 2005). Those sampled faults are located in the northern main axial graben (Fig. 2).

Capturing the last major tectonic events affecting the 2005 reactivated faults

During the 2005 intrusion, the Dik-3 fault - a small east-dipping 8m high scarp (Fig. 3A) - accommodated a slip of 2 meters. This uplift is consistent with the post-diking deformation recorded by InSAR (Wright 2006; Grandin 2009).

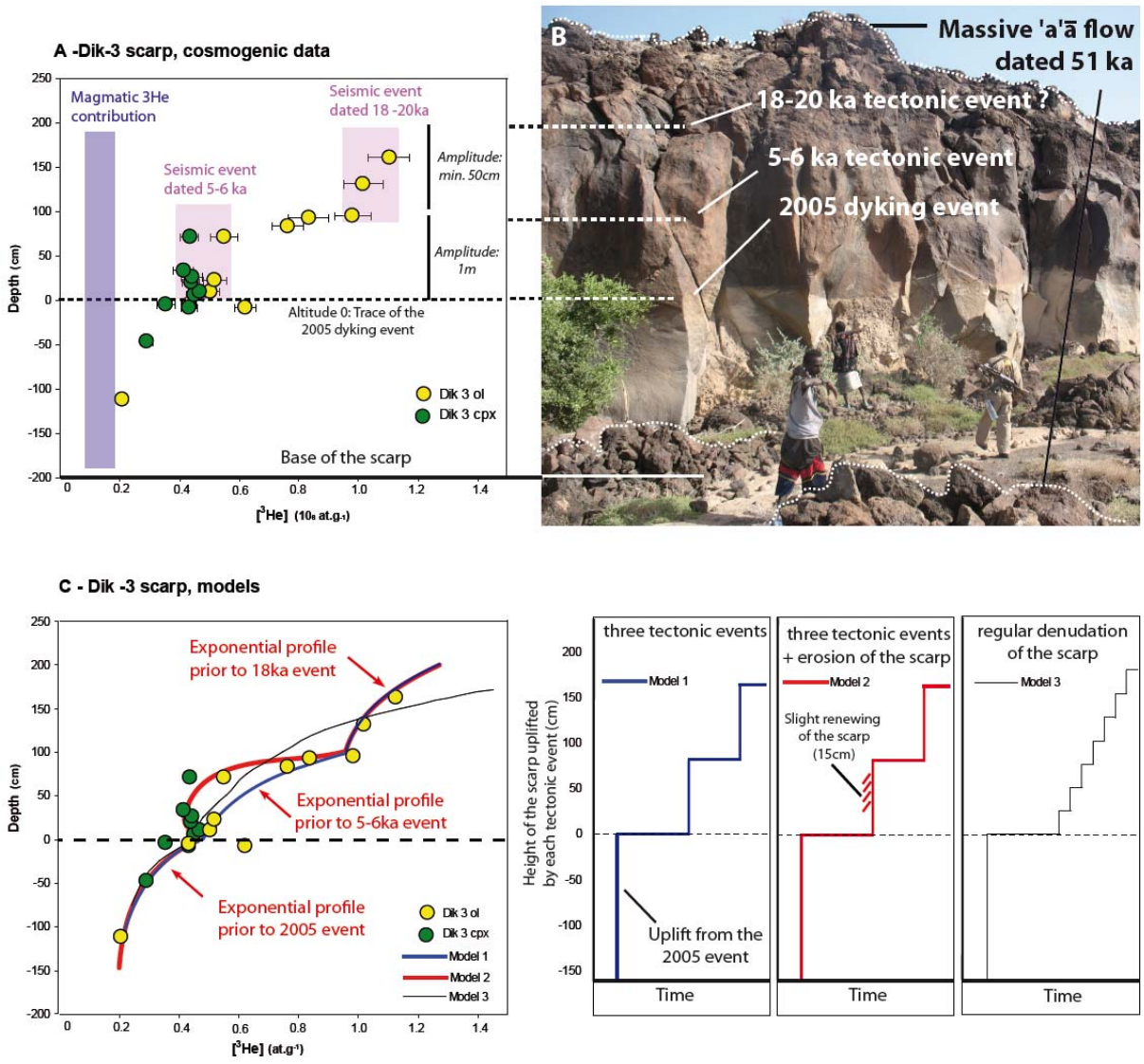
Cosmogenic ^{3}He concentrations measured on a continuous vertical profile (Fig. 3) increase from the base to the top of the scarp, with inflexions in the profile that are consistent with a complex tectonic history (see Fig. 3 caption for explanation).

The scar of the 2005 event is clearly visible near the base of the scarp (Fig. 3). In the "scarred" section of the scarp (i.e. the portion still bearing white powder characteristic of recently ruptured fault surfaces), we identify a corresponding ^{3}He concentration profile that perfectly matches the exponential attenuation with depth expected for TCNs: this corresponds to the attenuation profile implanted when this section of the fault was buried (i.e. prior to 2005). Two similar exponential profiles are visible higher up the scarp, corresponding to two further tectonic events prior to 2005.

The two previous tectonic events that ruptured the Dik-3 fault each produced > 1m vertical movement on the scarp (Fig. 3), very similar in amplitude to the 2005 event. These three tectonic

events can be modelled by a 2m slip in 2005, a 1m slip at **5 – 6** kyr bp and an event of at least 2m at **18 - 20** kyr b.p. (see Fig. 3B & caption for more details). Very little or no slip occurred between these three events, resulting in a plateau in the ^{3}He profile; the Dik-3 fault was frozen for 10 kyr between slip 2 and slip 3. For further details concerning the age calculation, please see Fig. 3 caption.

The long recurrence time between movement on the Dik-3 fault cannot account for the long term deformation in this region of the rift, and furthermore suggests that the movement generated by the seismic crisis of 2005 was an infrequent event. We show below that different mechanisms (i.e. mechanisms unrelated to the 2005 megadyke intrusion), not involving Dik-3, likely created the present day DMH graben.



Long-term deformation on the eastern margin of the main axial depression

The two major tectonic features of the northern DMH rift are the Gabbole and Dikika-1 faults. They are synthetic west-dipping faults that offset the rift floor by up to 65 and 35 meters respectively at the sampling sites (Fig. 2), and constitute the Eastern boundary of the main axial depression. In the axial valley itself, topography is distributed along a succession of smaller scarps (<20m).

The rate of denudation on the two boundary faults was constrained as follows. The Gabbole fault cuts a 51 ka lava flow (Medynski et al. 2013) which implies a minimum average slip rate of 1.3 ± 0.12 mm/yr. Additionally, a surface exposed on the scarp ten metres below the apex of the fault was dated (Fig 5), with ages ranging from 15 to 29 ka (several samples were taken; see Fig. 4 and Appendix 1 for details), with the oldest ages providing the minimum exposure duration of this upper portion of the fault, corresponding to a maximum slipping rate of 1.9 ± 0.25 mm/yr (Fig. 5). This exposure age also implies that, at 29 ka, at least 10 meters of the depression were already built.

Fig. 3 - opposite: A: ^{3}He profile of the DIK-3 scarp. ^{3}He concentrations increase vertically up the scarp with inflexions that are consistent with exhumation of palaeosurfaces: as a scarp is exhumed, it uplifts the portion of the scarp previously buried immediately below the surface; this palaeosurface will have a TCN concentration profile which decreases exponentially with depth. Once exhumed, the whole surface of the scarp will start accumulating TCN with a constant and homogenous production rate. The resulting ^{3}He concentration is therefore the sum of the ^{3}He produced below the scarp prior to the seismic event, and the ^{3}He accumulated above the surface after exhumation. After several tectonic events, the scarp should therefore display a concentration profile with a series of exponentials, separated by discontinuities marking the different tectonic events (Palumbo et al. 2004).

B: Photo of the Dik-3 scarp corresponding to the ^{3}He profile shown in Fig 3A. The lack of fallen blocks at the base of the scarp indicates good preservation of the fault surface (the rubble at the base is from the top of an a'a flow, not due to fallen blocks). Note the obvious uplift due to the 2005 event (pale portion of the scarp visible in the photo). The top of the 2005 scar is set as 0m.

C: Simulations of ^{3}He accumulation on the DIK-3 scarp for different scarp emplacement scenarios: Model 1 (blue) considers 3 events that affected the fault at 16-18 ka, 5-6 ka and in 2005. This fits the data relatively well but fails to adequately reproduce the data between 0 and 1m (between 2005 and the 5-6 ka event). Model 2 (red) uses the same uplift scenario as model 1 but adds slight erosion of the scarp between 80-25 cm, which can explain the steep ^{3}He profile (steeper than exponential) observed on the scarp at this level. This erosion could correspond for example to a refreshment of the scarp surface of about 15 cm, that may well have occurred during the tectonic event itself. Model 3 (black) illustrates the expected profile for regular uplift, assuming a tectonic event every 2ka, with 50 cm of scarp denudation each time (in order to match the long term uplift rate). It is clear that three large (>1m) displacements created the Dik-3 scarp with long periods of inactivity between displacements (up to 12 ka). Irrespective of the displacement model used, the mean uplift rate on the DIK-3 scarp is 0.2 ± 0.03 mm/yr.

Assuming a constant slipping rate of ~2mm/yr, then this fault scarp was first initiated at 35 ± 3.8 ka (Fig. 5).

Similarly, the Dikika-1 fault cuts a flow unit dated at 20 - 25 ka (Medynski et al. 2013) at a point where the scarp is 30 meters high towards the southern end of the fault (Fig. 2), and therefore has an average slip rate of ~2 mm/yr. From field relations between a lava flow butting against the growing fault, it is clear that the fault propagated southward (Fig. 2 - see the green unit displaced after its emplacement, and, in detail, in Fig. 5) and likely initiated earlier to the north of this sampling

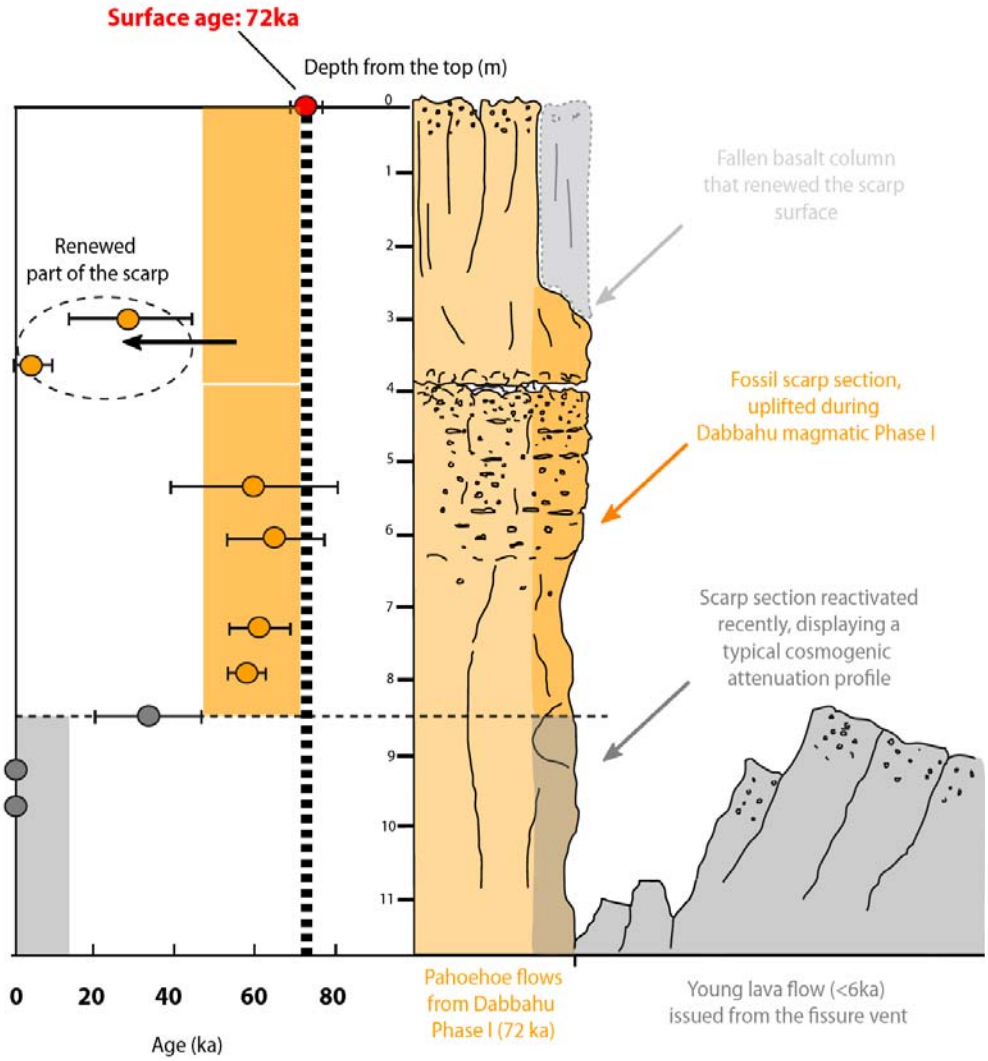


Fig. 4: A. ^{3}He cosmogenic ages and profile of the Gab B scarp. The surface at the top of the scarp (equivalent to the age of the top lava flow) was dated at 72.1 ka +/- 4.3 **(Medynski et al. 2013)**. The age of the lower flow is not known; however, palaeoexposure of the surface of this flow cannot affect our profile since our samples are from >1.5 metre below the contact with the upper flow (altitude 5.3m on the figure), resulting in a maximum palaeoeoxposure $^{3}He_{cos}$ contribution of 5%.

location. Thus the two eastern boundary faults (Gabbole and Dikkika-1) display comparable slipping rates and periods of activity, which strongly suggest that they share similar reactivation mechanisms.

Three additional small faults (< 15 m) were selected to date the last tectonic events that affected the axial depression west of the main Gabbole/Dikkika border system (locations Gab-G3, Yem-7 and Gab-B, Fig. 2). The Gab-G3 and Yem-7 scarps (sampled at 1 and 1.5 meters above the present ground level respectively) display low integrated slip rates with respective exposure ages of 7.6 ± 1.5 ka and 12.5 ± 2.4 ka, corresponding to average slip rates of only 0.12 ± 0.02 mm/yr. The Gab-B fault which cuts an older volcanic unit (dated at 72 ka (Medynski et al. 2013) registered very few or no tectonic events since about 60ka. Indeed, numerous samples distributed along this 11 m high fault scarp (Figs. 4 & 5) display constant exposure ages of 61 ± 8 ka (Fig. 4). Only the bottom-most 2 meters have younger ages (which were sampled below the present hangingwall surface, in the fissure at the base of the scarp) with TCN concentrations below detection levels. It is clear from this profile that the very base of the scarp was never exposed to cosmogenic rays until very recently while the remainder of the scarp has been static for the majority of the recent history of the rift.

Discussion

The combination of observations on geological timescales (e.g. from mapping and geomorphology) and at the scale of a single rifting event (e.g. the deformation during and since 2005) at the rift axis strongly suggests that the injection modes of dikes (in on- and off-axis positions) drive the rift topography. Below we use the TCN observations in order to constrain how topography in rifts is sensitive to different mechanisms of intrusion and is controlled at to a first order by the location and activity of magmatic reservoirs.

Topography building and magma availability

How topography reacts to tectonic and magmatic activity is a matter of debate. A recent study, based on observations made in the Asal rift (Djibouti) (Cattin et al. 2005) proposed that rift topography increases during phases of high magma input, with increased volcanic activity coupled with increased fault slip rates. Models predict that rift morphology is acquired by a succession of tecto-magmatic cycles (Björsson, 1985; (Buck et al. 2005; Ito and Behn 2008) predicting an alternation of rifting phases (dominated by diking and faulting) with quiet periods (where strain accumulates). However, another study based on the South-West Indian Ridge sonar bathymetry and analysis of spreading rates (Mendel et al. 2003) suggested that deformation occurs by

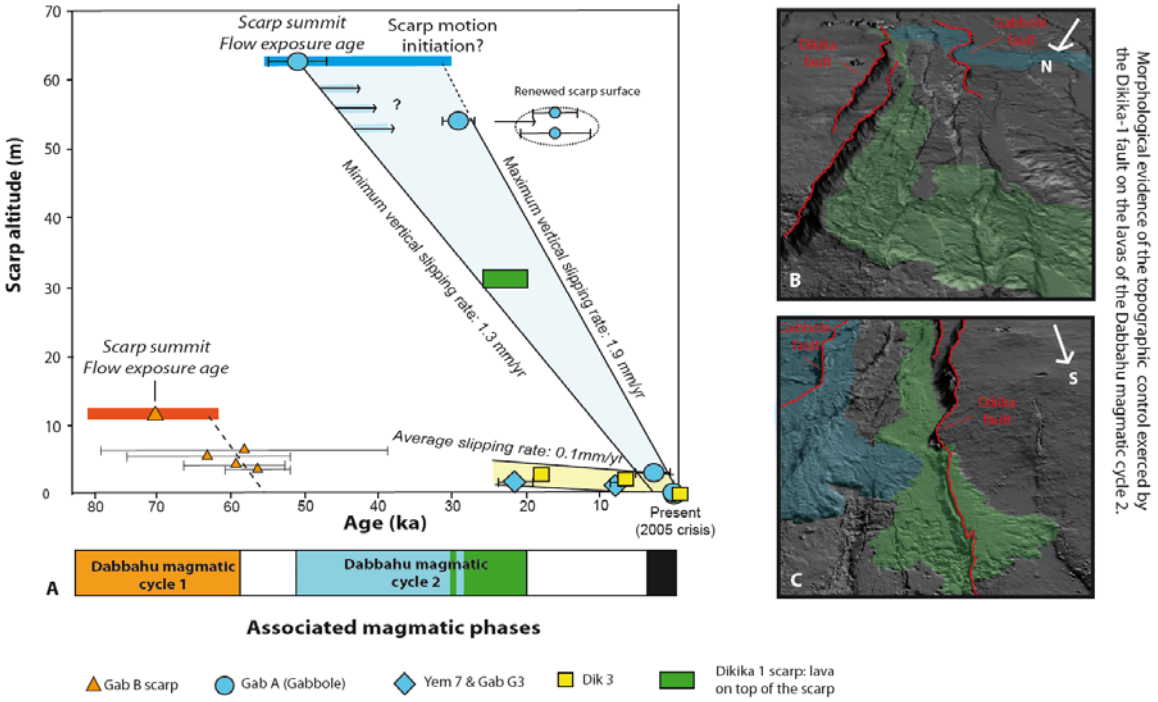


Fig. 5: Denudation rates in the northern Dabbahu-Manda Harraro Rift. The rates of fault movement are discussed in Figures 3 and 4 and in the text. Two different fault displacement regimes are evident: the main scarps, Gabbole and Dikika-1, present average slipping rates which are ten times higher than the minor ones (Dik-3, Gab-G3 and Yem-7). This is consistent with subdued tectonic movement during rapid emplacement of lavas during Dabbahu magmatic cycle 1 (between 70 and 58 kyr; orange bar) following (Medynski et al. 2013), whereas the less voluminous Dabbahu magmatic cycle 2 (50 – 20 kyr; blue and green) is characterised by rapid denudation. B and C. LiDAR views of the Dikika-1 fault illustrating how lava morphology can be used to constrain the rate of fault movement: as we were unable to directly date the fault itself (which cuts thin pāhoehoe flows inappropriate for cosmogenic dating due to palaeoexposure of the lava surfaces), we use the age of the green lava flow (20-25 ka) which butts against the fault in the north and flows over the fault in the south which constrains the maximum uplift rate of the Dikika-1 fault at 1.3 ± 0.2 mm/yr. LiDAR data courtesy Barbara Hofmann and Tim Wright, NERC Afar Rift Consortium. See text for discussion .

successive tectonic and magmatic phases, with a clear decoupling of these processes during the 400ka tecto-magmatic cycles.

The new exposure dates for fault scarps brought by this study, combined with previous dating of the Dabbahu volcano magmatic activity (Medynski et al. 2013) support the last model where magmatic and tectonic activity are decoupled: the major phase of topography growth (marked by the development of Gabbole and Dikika faults) occurs during a subdued magmatic phase which is characterised by a strong decline in volcanic activity at Dabbahu: the present day DMH rift was principally constructed during a magma-starved period (Medynski et al. 2013). By contrast, the development of topography was inhibited during periods of high magma input.

We propose that, at the rift segment termination, magmatic intrusions are likely to release most of the tectonic stress when they reach the surface during phases of high magma input (Behn et al. 2006; Qin and Buck 2008) whereas during magma-starved periods, dykes are trapped at depth and stress is released by reactivating faults. The resulting growth of topography depends not only on the distribution of magma bodies along the rift but also on the ability of the magma to pierce the surface. The evolution of magma compositions toward more differentiated and viscous products during magma starved periods could also significantly act as a control mechanism on the ability of dykes to propagate up to the surface.

Influence of magma chamber location on topography evolution

Variations in the magma delivering system along the segment in space and time seems to be a major factor in determining how the rift develops topographically, as appears to be the case for mature oceanic spreading centres (Macdonald 2001). The DMH rift segment includes 3 or more different magmatic bodies that can produce dikes along the depression: Dabbahu, Gabho and the mid-segment magma chambers. These bodies may act independently or combine to intrude a dyke (as seen in 2005). We distinguish two modes of injections relative to the position (axial or off-axis) of the magma reservoirs: mode A is entirely axial and corresponds to intrusions fed by Dabbahu and/or the mid-segment magma chamber, whereas mode B refers to intrusions fed by the off-axis Gabho volcano magma chamber. Although intrusions from mode B have not been documented, the assumption that Gabho volcano could produce off-axis intrusions is consistent with its' involvement in the 2005 event (Wright et al. 2006; Ayele et al. 2009; Ebinger 2008; Grandin et al. 2010b) and

with the fact that it is located in a faulted area. It is therefore reasonable to assume that Gabho alone can produce small individual dikes. The 2005 event tapped both on- and off-axis reservoirs, defining an A+B mode of injection.

In the light of our data on fault slip rates, the results of Modes A and A+B injections can be distinguished in the area under study. Over the last 50 kyr, the axial depression and the bounding Gabbole/Dikika fault system have been growing rapidly (~ 1,3 - 1.9 mm/yr, Fig. 5), corresponding to mode A intrusions. The combined influence of the two magma sources involved in Mode A injections (Dabbahu and the axial chamber) interact to form a complex fault pattern that seems to originate from both reservoirs and converges at the middle of the segment (Fig. 6).

On the other hand, faults from the eastern graben and rift shoulder are reactivated by intrusions from mode B and mode A+B injections that are characterised by large and rare tectonic events with metre-scale displacements. The recurrence interval between these events (5 to 15 kyrs) is representative of the frequency of Mode A+B intrusions (Fig. 6); Mode B intrusions have not been recorded since 2005 and do not seem to have a major effect at the southern end of the fault.

In the scenario developed above (Fig. B), the eastern graben defined by the antithetic Dik-3 and Dikika-1 faults appears as an overlapping zone between two separate systems of faults, responding to two different intrusion modes and controlled by distinct magma reservoirs. This characteristic boundary is going to be reflected in fault motions, which enables us to distinguish the relative influence of these processes. Since there is more than a factor ten between the slip rates registered by both systems (Gab-A + Dikika-1 and Dik-3, see Fig. 5), then this ratio should be representative of the respective contributions of the magma bodies (Fig. 6). Mode A+B should therefore have produced less than 10 % of the dike intrusions over the past 50ka. The 2005 rifting event constitutes an exceptional rifting event on the scale of the segment lifetime.

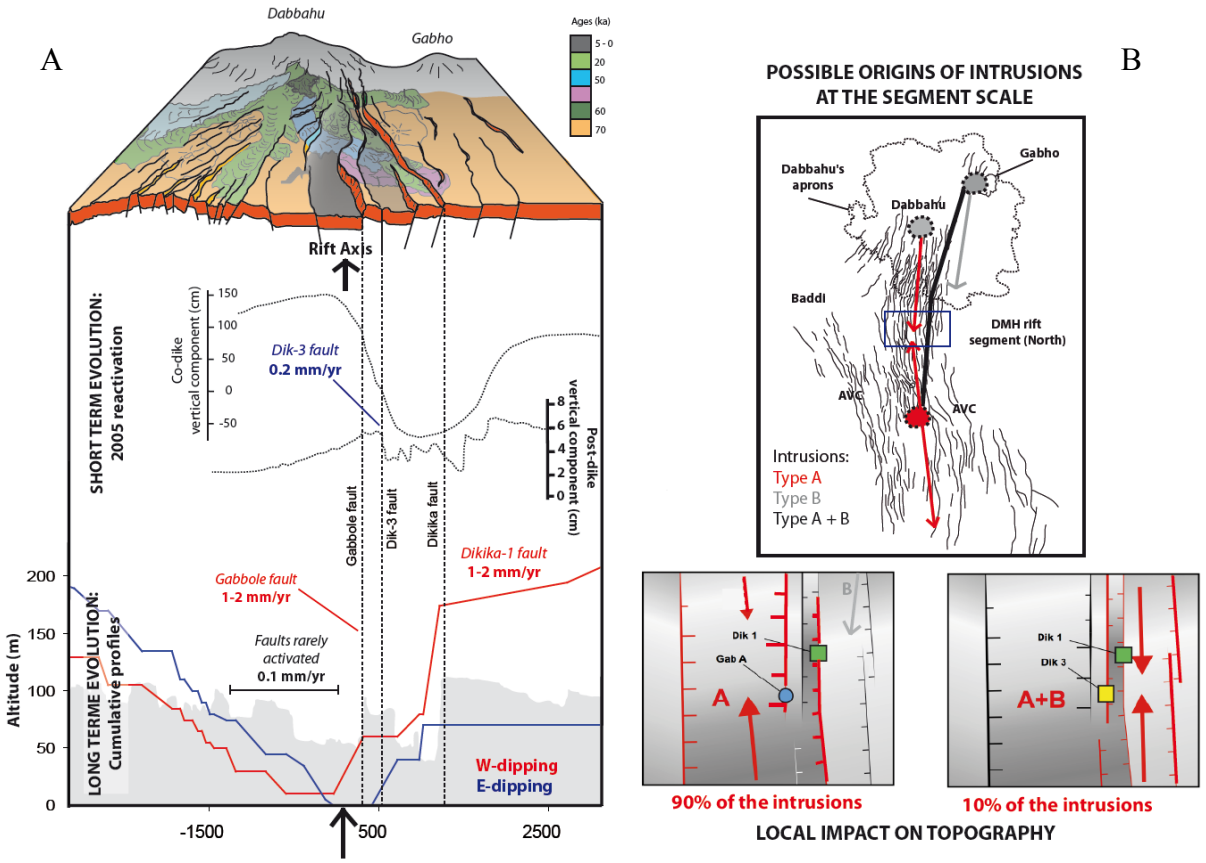


Fig. 6: Figure illustrating the short- and long-term evolution of the rift morphology in relation to the present day topography (3-D reconstruction above and grey shaded region on the same scale as the cumulated deformation below). Black lines: surface deformation as recorded by InSAR during and in the following months of the 2005 rifting event. The dotted line represents the vertical co-diking deformation phase which was metric, implying coherence loss on interferograms and impossibility to detect precisely the fault activated; whereas the solid line represents the December-February 2006 vertical post-diking deformation which was smaller and could therefore be attributed to specific faults. This short-term deformation highlights the off-axis nature of the intrusion relative to the current rift-axis. Blue and red lines: represent cumulative deformation recorded by the entire height of the east- (blue) and west-dipping (red) faults. The accumulation is calculated using fault scarp heights from the rift axis towards the western and eastern extremities of the profile, highlighting the long term evolution of the deformation distribution. The asymmetric nature of movement in this section of the DMH is evident in both east and west dipping faults. B: Schematic illustrations of the different modes of intrusion that can affect the rift topography (top) and their local effect on the fault reactivation (bottom). The potential magmatic contributors to dike intrusions are indicated by the arrows in the lower panels: Dabbahu and the mid-segment magma chambers potentially intrude axial dikes in mode A, an intrusion mode that has been witnessed 13 times between 2005 and 2012 [Grandin et al., 2010]. By contrast, mode A is not implicated in the 2005 event, where a combination of axial and off-axial (Gabho) reservoirs led to the oblique intrusion. It is therefore reasonable to assume that the Gabho volcano is capable of producing smaller off-axis dikes (mode B). and that the 2005 event was created by a combined A+B mode. The bottom cartoons (not to scale) summarize the local effect of the on-axis (mode A) and combined (mode A+B) intrusion types: reactivated faults are in red, faults not active are in black. The blue circle represents the location of sample Gab-A and the yellow and green squares represent the locations of samples DIK-3 and DIKIKA-1 respectively. Dotted arrow represent the different potential origins of dike intrusions (e.g. from the Dabbahu and/or the mid-segment magma chamber - mode A, or from a combination of on- and off-axis reservoirs - mode A+B).

Within the main axial depression, deformation is clearly focussed on the eastern boundary forming the major escarpments of Gabbole and Dikika-1 faults, whereas the axial portion of the rift is rarely reactivated (Fig. 5). The smaller axial scarps are either fossil (Gab-B) or rarely reactivated with a very low recurrence time (equivalent to a 0.1mm/yr slip rate - Gab-G3 and Yem-7). This distribution is consistent with our proposed model of frequent type A dike intrusions at the axis, which implies limited reactivation directly above the dike but the majority of the deformation propagating symmetrically at 45° to the plane of the dike (Grandin 2009). In this model, the rift depression should grow symmetrically with conjugate bounding scarps at either side of the axial graben. However, in the northern DMH, the corresponding major structures to the west are missing, or are not clearly expressed in the topography (Fig. 6). This apparent asymmetry could be related to the distribution of the intrusions themselves and reflect injections from multiple shallow reservoirs present beneath Dabbahu (Field et al., 2012), rather than from a single, focussed emission point (as seems to appears for the mid-segment magma chamber (Grandin et al. 2010c)). As a result, there is a wider spatial distribution of intrusions in the western half of the rift, creating the relatively gentle western margin of the graben and the apparent asymmetry. The cumulative deformation on both sides of the rift axis (Fig. 6), supports this view and confirms that deformation is almost equally and widely distributed along east- and west-dipping faults on the western part of the axial depression, whereas it is strongly focussed on the Gabbole and Dikika faults on its eastern border. Thus we show that focussed injections trigger accretion, which is essentially controlled by the location of the magma reservoirs in slow-spreading rift systems.

Methods

Cosmogenic ^{3}He was measured on separated olivine and pyroxene grains in the Noble Gas Laboratory at CRPG by heating to 1300°C under vacuum following the methods described in (Medynski 2013).

Acknowledgements

We are grateful to Brabar Hoffman (Afar Rift Consortium) for providing LiDAR images.

References

Ayele, A., D. Keir, et al. (2009). "September 2005 mega-dike emplacement in the Manda-Harraro nascent oceanic rift (Afar depression)." Geophysical Research Letters **36**(20).

Barisin, I., S. Leprince, et al. (2009). "Surface displacements in the September 2005 Afar rifting event from satellite image matching: Asymmetric uplift and faulting." Geophysical Research Letters **36**(7): n/a-n/a.

Bastow I.D. and D. Keir (2011). "The protracted development of the continent–ocean transition in Afar." Nat. Geosci. **4**(248–250).

Behn, M. D., W. R. Buck, et al. (2006). "Topographic controls on dike injection in volcanic rift zones." Earth and Planetary Science Letters **246**(3-4): 188-196.

Buck, W. R., L. L. Lavier, et al. (2005). "Modes of faulting at mid-ocean ridges." Nature **434**(7034): 719-723.

Calais, E. E., C; Hartnady, C; Nocquet, JM (2006). "Kinematics of the East African Rift from GPS and Earthquake Slip Vector Data."

Carbotte, S. M., H. S. Editors-in-Chief: John, et al. (2001). Mid-Ocean Ridge Seismic Structure. Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition). Oxford, Academic Press**:** 826-836.

Carcaillet, J., I. Manighetti, et al. (2008). "Identifying past earthquakes on an active normal fault (Magnola, Italy) from the chemical analysis of its exhumed carbonate fault plane." Earth and Planetary Science Letters **271**(1-4): 145-158.

Cattin, R., C. c. Doubre, et al. (2005). "Numerical modelling of quaternary deformation and post-rifting displacement in the Asal-Ghoubbet rift (Djibouti, Africa)." Earth and Planetary Science Letters **239**(3-4): 352-367.

Ebinger, C., A. Ayele, et al. (2010). "Length and Timescales of Rift Faulting and Magma Intrusion: The Afar Rifting Cycle from 2005 to Present." Annual Review of Earth and Planetary Sciences **38**(1): 439-466.

Ebinger, C. K., D; Ayele, A; Calais, E; Wright, T.J; Belachew, M; Hammond, J.O.S.; Campbell, E; Buck, W.R (2008). "Capturing magma intrusion and faulting processes during continental rupture: seismicity of the Dabbahu (Afar) rift." Geophysical Journal International **doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03877.x**.

Gosse, J. C. and F. M. Phillips (2001). "Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application." Quaternary Science Reviews **20**(14): 1475-1560.

Grandin, R., A. Socquet, R. Binet, Y. Klinger, E. Jacques, J.-B. de Chabalier, G. C. P. King, C. Lasserre, S. Tait, P. Tapponnier, A. Delorme, and P. Pinzuti (2009). "September 2005 Manda Hararo-Dabbahu rifting event, Afar (Ethiopia): Constraints provided by geodetic data." J. Geophys. Res. **114**(B08404): 10.1029/2008JB005843.

Grandin, R., E. Jacques, et al. (2010). "Seismicity during lateral dike propagation: Insights from new data in the recent Manda Hararo;Dabbahu rifting episode (Afar, Ethiopia)." Geochem. Geophys. Geosyst. **12**: Q0AB08.

Grandin, R., A. Socquet, et al. (2010). "Transient rift opening in response to multiple dike injections in the Manda Hararo rift (Afar, Ethiopia) imaged by time-dependent elastic inversion of interferometric synthetic aperture radar data." J. Geophys. Res. **115**(B9): B09403.

Hamling, I. A., A; Bennati, L; Calais, E; Ebinger, C; Keir, D; Lewi, E; Wright, TJ; Yirgu, G (2009). "Geodetic observations on the ongoing Dabbahu rifting episode: new dyke intrusions in 2006 and 2007." Geophysical Journal International(10.1111/j.1365-246X.2009.04163.x).

Hammond, J. O. S., J. M. Kendall, et al. (2011). "The nature of the crust beneath the Afar triple junction: Evidence from receiver functions." Geochem. Geophys. Geosyst. **12**(12): Q12004.

Ito, G. and M. D. Behn (2008). "Magmatic and tectonic extension at mid-ocean ridges: 2. Origin of axial morphology." Geochemistry, Geophysics, Geosystems **9**(9): Q09O12.

Keir, D., M. Belachew, et al. (2011). "Mapping the evolving strain field during continental breakup from crustal anisotropy in the Afar Depression." Nat Commun **2**: 285.

Keir, D., C. Pagli, et al. (2011). "The magma-assisted removal of Arabia in Afar: Evidence from dike injection in the Ethiopian rift captured using InSAR and seismicity." Tectonics **30**(2): n/a-n/a.

Macdonald, K. C. (2001). Mid-Ocean Ridge Tectonics, Volcanism, and Geomorphology. Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition). A John, H. Steele, K. T. Karl and A. T. Steve. Oxford, Academic Press**:** 852-866.

MacDonald, K. C. and T. M. Atwater (1978). "Evolution of rifted ocean ridges." Earth and Planetary Science Letters **39**(3): 319-327.

Macdonald, K. C., C. S. Editors-in-Chief:Â Â Richard, et al. (2005). TECTONICS | Mid-Ocean Ridges. Encyclopedia of Geology. Oxford, Elsevier**:** 372-387.

MacDonald, K. C., D. S. Scheirer, et al. (1991). "Mid-ocean ridges: Discontinuities, segments and giant cracks." Science **253**(5023): 986-994.

Medynski, S., R. Pik, et al. (2013). "Controls on magmatic cycles and development of rift topography of the Manda Hararo segment (Afar, Ethiopia): Insights from cosmogenic 3He investigation of landscape evolution." Earth and Planetary Science Letters **367**(0): 133-145.

Mendel, V., D. Sauter, et al. (2003). "Magmato-tectonic cyclicity at the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge: Evidence from variations of axial volcanic ridge morphology and abyssal hills pattern." Geochemistry, Geophysics, Geosystems **4**(5): 9102.

Mohr, P. (1989). "Nature of the crust under Afar: new igneous, not thinned continental." Tectonophysics **167**(1): 1-11.

Palumbo, L., L. Benedetti, et al. (2004). "Slip history of the Magnola fault (Apennines, Central Italy) from 36Cl surface exposure dating: evidence for strong earthquakes over the Holocene." Earth and Planetary Science Letters **225**(1-2): 163-176.

Qin, R. and W. R. Buck (2008). "Why meter-wide dikes at oceanic spreading centers?" Earth and Planetary Science Letters **265**(3-4): 466-474.

Rowland, J., E. Baker, et al. (2007). "Fault growth at a nascent slow-spreading ridge: 2005 Dabbahu rifting episode, Afar." Geophysical Journal International **171**(doi: 10.1111).

Schlagenhauf, A., I. Manighetti, et al. (2011). "Earthquake supercycles in Central Italy, inferred from 36Cl exposure dating." Earth and Planetary Science Letters **307**(3-4): 487-500.

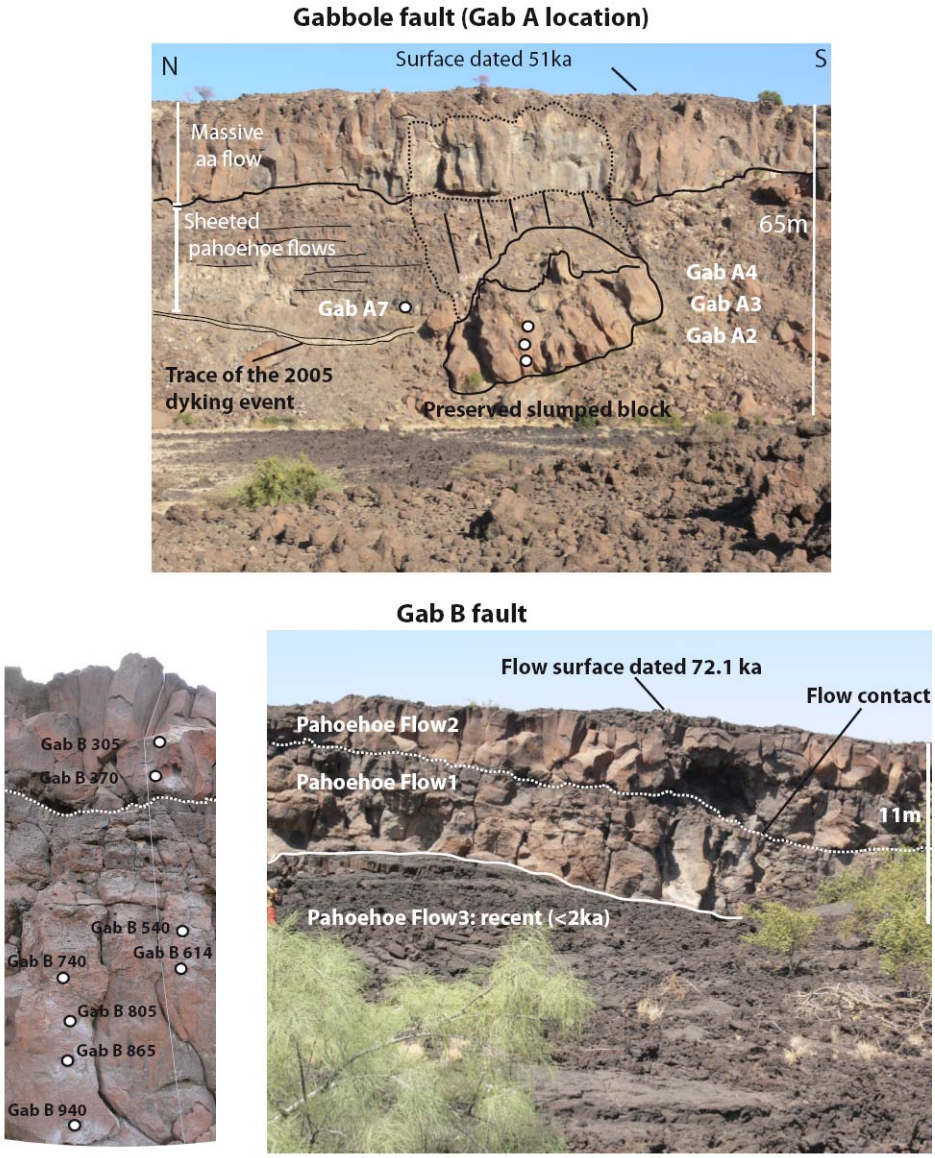
Wright, T., Ebinger, C., Biggs, J., Ayele, A., Yirgu, G., Keir, D., Stork, A. (2006). "Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode." Nature **442**: 291-294.

Wright, T. J., C. Ebinger, et al. (2006). "Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode." Nature **442**(7100): 291-294.

Wright, T. J., F. Sigmundsson, et al. (2012). "Geophysical constraints on the dynamics of spreading centres from rifting episodes on land." Nature Geosci **5**(4): 242-250.

SUPPLEMENTARY MATERIAL

Supplementary Material 1:



Gab-A: Picture of the recently slumped block that provided an access to the first higher ten meters of the scarp. Given the good preservation of the scarp, it was sampled to determine the exposure age of the top of the scarp.

Gab-B: The 11-m high, east-dipping scarp is constituted of lavas that were emitted during the Dabbahu magmatic phase 1 (Fig. 4). The scarp was sampled along a vertical profile constituted of 9 discrete samples from the base up to 7 metres. There, exception made of the uppermost samples that have clearly been refreshed, from 6 to 8.5 meters below the surface

Supplementary Material 2:

Sample	Altitude	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Lava morphology	Petrology	Scarp description	Sample thickness (cm)	Thickness correction	Topo shielding	Stone scaling factor	Local P^3He_c at g^{-1} yr^{-1}	±
Gabbole main scarp												
Gab A2	444	12.49192	40.53872	Massive aa lava flow	Cumulative Ol, Cpx & Pl phenocrysts	Preserved slumped block representative of the first 10m of the scarp (from the top)	3	0.98	0.5	0.86	50.6	4
Gab A3	444	12.49192	40.53872				4	0.97	0.5	0.86	50.2	4
Gab A4	444	12.49192	40.53872				4	0.97	0.5	0.86	50.2	4
Gab A7	448	12.49192	40.53872	Pahoehoe flow	Ol & Pl phenocyst rich	Base of the scarp (above the 2005 reactivation mark)	5	0.96	0.5	0.86	49.8	4
Gab-B old scarp												
Gab B 305 & 370	386	12.483331	40.5339	Upper pahoehoe flows	Ol & Cpx phenocyst rich	Upper scarp zone partially refreshed	3	0.98	0.5	0.83	48.4	4
Gab B 540 to 990 Gab B 614	386	12.483331	40.5339	Lower pahoehoe flows	Ol & Cpx phenocyst rich	Scarp well preserved eolian polish feature (?)	3	0.98	0.5	0.83	48.4	4
Dikika 3 scarp												
Dik 3 samples	413	12.49107	40.543027	Massive aa lava flow	Cumulative Ol, Cpx & Pl phenocrysts	Core of the flow The 2005 event clearly appears	3	0.98	0.5	0.84	49.2	4
Two subsequent base of minor faults				Massive aa	Cumulative	Core of the flow						
Gab G3	406	12.490611	40.53105	lava flow	Ol, Cpx & Pl phenocrysts	Well preserved scarp	8	0.94	0.5	0.84	47.2	4
Yem 7	436	12.51344	40.52374	Massive aa lava flow	Cumulative Ol, Cpx & Pl phenocrysts	Core of the flow Well preserved scarp	2.5	0.94	0.5	0.86	48.3	4

Supplementary Material 3

Sample	Phase [a]	Magmatic $^3He/^4He$ [b] (R/Ra)	±	$^4He_{rusion}$ (10^{10}at.g^{-1})	±	$^3He_{rusion}$ (10^5at.g-1)	±	$(^3He/^4He)_{rusion}$ R/Ra	±	Flow age (ka)*	$^4He^*$ (10^9at.g^{-1})	??? ±	$^3He_{cos}$ (10^5at.g^{-1})	±	Minimum exposure age kyrs	±	**Scarp min. exposure age kyrs**	±
Gabbole main scarp																	***Gabbole main scarp***	
Top of the scarp																	***Top of the scarp***	
Gab A2	cpx	13	1.3	2.87	0.03	12.74	2.36	31.97	5.93	51.0	10.7		9.48	2.41	18.74	4.77	-	
Gab A3 b	cpx	13	1.3	2.46	0.02	14.98	2.27	43.93	6.66	51.0	10.7		12.47	2.31	24.85	4.61		
Gab A3 c	ol	13	1.3	3.72	0.05	20.34	1.37	39.47	2.72	51.0	8.3		15.14	15.14	30.16	3.05	**29.1**	**3.8**
Gab A3 d	ol	13	1.3	6.09	0.04	25.65	1.27	30.36	1.52	51.0	8.3		16.17	16.17	32.21	3.35		
Gab A4 a	ol	13	1.3	3.92	0.02	15.46	2.12	28.44	3.91	51.0	8.3		9.89	2.24	19.71	4.46	-	
Gab A4 b	cpx	13	1.3	2.25	0.01	10.77	2.09	34.47	6.69	51.0	10.7		8.63	2.13	17.20	4.24	-	
Base of the scarp																	***Base of the scarp***	
Gab A7	ol	5.3	0.1	1.85	0.08	2.73	0.35	10.62	1.43	51.0	no data		1.43	0.36	2.87	0.71	**2.9**	**0.71**
Gab-B old scarp																	***Gab-B old scarp***	
Upper part of the scarp																	***Upper part of the scarp***	
Gab B 305 a	ol + cpx	13.32	1.6	3.62	0.03	20.23	3.78	40.35	7.54	72.1	13.3		16.01	3.86	33.07	7.98	-	
Gab B 305 c	ol	13.32	1.6	15.02	0.03	45.15	2.63	21.69	1.26	72.1	10.6		19.37	4.25	40.01	8.77	-	
Gab B 305 d	cpx	13.32	1.6	6.48	0.06	29.69	1.15	33.05	1.31	72.1	16.1		20.70	1.84	42.76	3.81	-	
Gab B 305 e	ol + cpx	13.32	1.6	2.86	0.17	8.23	5.25	20.72	14.48	72.1	13.3		5.40	5.30	11.16	10.94	**31.8**	**14.3**
Gab B 370 a	ol	13.32	1.6	6.53	0.02	26.26	2.31	29.00	2.55	72.1	10.6		16.14	2.72	33.35	5.63	-	
Gab B 370 b	cpx	13.32	1.6	1.71	0.01	20.31	1.22	85.74	5.21	72.1	16.1		20.12	1.28	41.57	2.64	**37.5**	**5.8**
Lower part of the scarp																	***Lower part of the scarp***	
Gab B 540 a	ol + cpx	13.32	1.6	3.60	0.04	40.27	3.32	80.63	6.71	72.1	12.3		35.88	3.42	74.13	7.06	-	
Gab B 540 b	ol + cpx	13.32	1.6	5.46	0.03	30.29	2.01	40.01	2.66	72.1	12.3		22.47	2.34	46.43	4.84	**60.3**	**19.6**
Gab B 614	cpx	13.32	1.6	2.54	0.06	34.01	5.76	96.72	16.55	72.1	13.9		31.89	5.79	65.89	11.96	**65.9**	**12.0**
Gab B 740 a	ol + cpx	13.32	1.6	5.16	0.12	35.14	3.45	49.11	6.80	72.1	12.3		27.87	3.64	57.59	7.52	-	
Gab B 740 a	cpx	13.32	1.6	2.20	0.11	33.60	6.08	110.26	20.67	72.1	13.9		32.10	6.11	66.32	12.61	**62.0**	**7.3**
Gab B 805	cpx	13.32	1.6	2.89	0.13	31.38	2.19	78.35	6.50	72.1	13.9		28.61	28.61	59.11	4.74	**59.1**	**4.7**
Gab B 865 a	cpx	13.32	1.6	2.50	0.11	15.65	2.94	44.01	10.36	72.1	10.7		13.00	3.00	26.85	6.20	-	
Gab B 865 b	ol	13.32	1.6	1.53	0.10	14.71	3.35	69.37	20.46	72.1	10.7		13.86	3.37	28.63	6.96	-	
Gab B 865 d	ol + cpx	13.32	1.6	3.48	0.08	28.32	3.42	58.79	8.47	72.1	12.3		24.17	3.51	49.94	7.24	**35.1**	**12.8**
Gab B 940	cpx	13.32	1.6	12.02	0.01	BLD	BLD	BLD	BLD	72.1	13.9		-	2.67	0.00	0.00	**0.0**	**0.0**
Gab B 990	ol	13.32	1.6	16.29	0.03	13.28	0.82	5.88	0.36	72.1	10.7		-	3.70	0.00	0.00	**0.0**	**0.0**
Two subsequent base of minor faults																		
Gab G3 a	cpx	9.3	1.8	1.82	0.07	4.51	0.43	17.92	1.83	51.0	11.0		3.59	0.63	7.61	1.33	-	
Gab G3 b	ol	9.3	1.8	1.77	0.12	4.24	0.38	17.29	1.95	51.0	10.9		3.37	0.60	7.13	1.28	-	
Gab G3 c	ol	9.3	1.8	1.69	0.07	4.56	0.42	19.44	1.94	51.0	10.9		3.78	0.60	8.01	1.27	-	
Gab G3 d	ol	9.3	1.8	3.60	0.06	6.87	0.46	13.78	0.94	51.0	10.9		3.64	1.01	7.70	2.14	**7.6**	**0.8**
Yem 7 a	cpx	8.4	0.6	2.60	0.26	8.03	0.87	22.24	3.29	51.0	9.7		6.13	0.95	12.69	1.97	-	
Yem 7 b	ol	8.4	0.6	8.23	0.02	14.84	1.03	13.01	0.91	51.0	7.2		6.11	1.26	12.66	2.62	-	
Yem 7 c	cpx	8.4	0.6	5.11	0.03	10.64	3.09	15.02	4.36	51.0	9.7		5.83	3.12	12.07	6.46	**12.5**	**2.4**

Supplementary Material 4: the Dik-3 fault

Sample	Phase [a]	Magmatic $^3He/^4He$ [b] (R/Ra)	±	$^4He_{fusion}$ (10^{10}at.g^{-1})	±	$^3He_{fusion}$ (10^5at.g-1)	±	$(^3He/^4He)_{fusion}$ R/Ra	±	Flow age (ka)*	$^4He^*$ (10^9at.g^{-1})	??? ±	Ages estimation (ka)
Dik-3 scarp													
Dik 3. -115	ol	***5.9***	***1.8***	2.54	0.06	2.08	0.14	5.91	0.41	51.0	9.2		
Dik 3. -11 a	ol	***5.9***	***1.8***	1.51	0.02	6.21	0.35	29.78	1.70	51.0	9.2		0
Dik 3. -7.5 a	ol	***5.9***	***1.8***	0.82	0.02	4.35	0.25	38.13	2.30	51.0	9.2		
Dik 3. +7 a	ol	***5.9***	***1.8***	4.12	0.02	5.04	0.32	8.82	0.56	51.0	9.2		
Dik 3. + 20	ol	***5.9***	***1.8***	4.03	0.06	5.20	0.38	9.31	0.70	51.0	9.2		5 - 7
Dik 3. +68 a	ol	***5.9***	***1.8***	1.44	0.13	5.50	0.46	27.51	3.35	51.0	9.2		
Dik 3. +80	ol	***5.9***	***1.8***	1.60	0.07	7.64	0.54	34.44	2.89	51.0	9.2		
Dik 3. +89.5	ol	***5.9***	***1.8***	2.34	0.17	8.35	0.66	25.79	2.78	51.0	9.2		
Dik 3. +92	ol	***5.9***	***1.8***	1.60	0.09	9.83	0.64	44.19	3.76	51.0	9.2		
Dik 3. +128	ol	***5.9***	***1.8***	0.91	0.05	10.17	0.66	80.37	7.04	51.0	9.2		18 - 20
Dik 3. +158	ol	***5.9***	***1.8***	2.97	0.12	11.05	0.69	26.87	2.01	51.0	9.2		
Dik 3. -50 b	cpx	***5.9***	***1.8***	11.07	0.04	2.93	0.20	1.91	0.13	51.0	9.2		
Dik 3. -11 b	cpx	***5.9***	***1.8***	132.07	0.04	4.35	0.25	0.24	0.01	51.0	9.2		
Dik 3. -7.5 b	cpx	***5.9***	***1.8***	3.20	0.05	3.56	0.30	8.02	0.69	51.0	9.2		
Dik 3. +3	cpx	***5.9***	***1.8***	8.74	0.03	4.51	0.27	3.72	0.23	51.0	9.2		
Dik 3. +7 b	cpx	***5.9***	***1.8***	2.28	0.05	4.69	0.38	14.81	1.24	51.0	9.2		
Dik 3. +17	cpx	***5.9***	***1.8***	0.95	0.10	4.40	0.29	33.42	4.06	51.0	9.2		5 - 7
Dik 3. +23	cpx	***5.9***	***1.8***	21.72	0.07	4.43	0.35	1.47	0.12	51.0	9.2		
Dik 3. +30	cpx	***5.9***	***1.8***	1.20	0.04	4.15	0.34	24.95	2.20	51.0	9.2		
Dik 3. +68 b	cpx	***5.9***	***1.8***	1.59	0.03	4.37	0.30	19.83	1.43	51.0	9.2		

Supplementary Material 5: Analytical Methods

(See Medynski et al., 2013 for details on the method)

The measured TCN concentrations along tectonic scarps have two origins: a component due to the accumulation through the lava surface (e.g. since its emplacement), and the accumulation through the vertical scarp itself (e.g. since the scarp ruptured). Special care must be taken to evaluate the relative contributions of these two components, either by dating the lava flow emplacement, or by sampling the scarp at sufficient depth relative to the lava-top, to avoid surface-exposure contamination (the TCN production becomes negligible after 4-5 meters). It is therefore easier to date scarps which affect massive 'a'ā flows that are thicker (up to 20 metres in this area) than pāhoehoe flows which usually are 1 to 4 metres thick. This is why all samples were taken at least 1.5 metres below the top of the scarp, to ensure the dating of the scarp exposure alone, and avoid any bias due to TCN production issued from the lava-top exposure. It ensures a maximum contamination by the surface of 3%, which is negligible regards to the measurement uncertainties (Fig. 4).

This technique requires a perfect preservation of the surfaces (fault scarps and the lava surfaces themselves in this study), because removing partially the surface where most of the TCN accumulate induces a bias in the age estimation.

Helium extraction procedures

Crush extractions

The magmatic $^{3}He/^{4}He$ ratio of samples was measured by in vacuum crushing of olivine and pyroxene grains (grain size ranging from 200µm to 2mm). Crushing experiments were conducted using steel tubes containing iron slugs activated by external solenoids (Burnard et al, 2013). Approximately 300-500 mg of each sample was loaded into on line crushers and baked under vacuum at 110°C overnight. After cooling to room temperature samples were crushed for two minutes at a rate of approximately 100 strokes per minute.

Furnace extractions

For high-temperature extractions, 600 mg and 1200 mg (for samples taken on the Dik-3 site, under the 2005 scar) aliquots of pure olivine or pyroxene grains or powders were wrapped in copper foil, loaded into the sample carousel and baked under vacuum at 110°C for 24 hours. Samples from the Dik-3 scarp were first ablated in order to get rid off most of the radiogenic $^{4}He^{*}$ (Blard and Pik, 2008) and then crushed in order to release most of the magmatic helium (Blard and Farley 2006).

After degassing of the furnace over several hours, the furnace temperature was set to 800°C prior to sample introduction. Each sample was dropped into the Ta-crucible and heated to 1450°C over a 20-minute period, before reducing furnace temperature to 800°C prior to introduction of the gas into the purification line. A second extraction ensured total extraction of He.

Gas purification

After crushing and melt extraction, gases were released into the extraction lines and successively purified using liquid nitrogen cooled charcoal (-196°C) and several hot (600°C) and cold (20°C) Ti foam getters.

Helium isotope measurements

Helium isotope concentrations and ratios were measured using GV Instruments Helix Split Flight Tube and Helix Multi-collector mass-spectrometers. Cross-calibrations of the two mass-spectrometers and their purification lines were made using the HESJ Helium gas standard ($^3He/^4He$ = 20.63 ± 0.10 R_A; Matsuda et al., 2002). At least 3 to 6 aliquots of the HESJ standard were measured daily throughout the analytical periods in order to monitor mass-spectrometer stability and sensitivity. Measurements of the CRONUS-EU pyroxene He standard "P" were undertaken for inter-laboratory comparison. A mean $^3He_{cos}$ concentration of 4.95 ± 0.10 × 10^9 at g^{-1} was determined (n=6). Further details of analytical techniques and data-reduction procedures at CRPG can be found in Zimmermann et al. (2011).

Blank analyses were performed throughout all stages of the extraction and measurement procedures, Crushing blanks were performed by measuring helium isotope concentrations by activating a slug in an empty crushing tube, and by measuring He concentrations in each filled tube post bake-out (i.e., prior to sample-crushing). The latter also ensured adequate degassing. Similarly, furnace blanks were performed post-bake-out, by sequentially heating the furnace from 800 to 1450°C, ensuring complete furnace degassing and absence of leaks. In addition, empty Cu-foil packages were periodically melted and analysed throughout each analytical period in order to quantify the blank corrections. Blanks averaged 3.10^{-14} ± 2.10^{-15}mol/g and 6.10^{-19} ± 6.10^{-20}mol/g for ^4He and ^3He respectively.

Zimmermann, L., Blard, P. H., Burnard, P., Medynski, S., Pik, R. and Puchol, N., 2012. A New Single Vacuum Furnace Design for Cosmogenic 3He Dating. Geostandards and Geoanalytical Research 36, 121–129.

Burnard, P., Zimmermann, L., Sano, Y., 2013. The Noble Gases as Geochemical Tracers: History and Background, in: Burnard, P. (Ed.), The Noble Gases as Geochemical Tracers. Springer Berlin Heidelberg, pp. 1-15.

Supp. Material 6: Determinations of Cosmogenic helium - corrections

Magmatic $^3He/^4He$ correction

Magmatic $^3He/^4He$ ratios were determined by in vacuo crushing which releases magmatic He trapped in fluid and melt inclusions. The measured magmatic $^3He/^4He$ values vary little between phenocryst populations of individual lava flows therefore a single sample is considered adequate for determining the magmatic He isotopic composition of a flow.

Determining cosmogenic ages on the Dik-3 scarp couldn't be performed following standard procedure, because the radiogenic ^4He concentrations were too important to be corrected in routine way. However, the ($^3He/^4He$) magmatic contribution can be estimated by taking the ($^3He/^4He$) ratio value of the deepest sample analysed (Dik-3 -150, e.g. sampled 1.5 meter below the reactivation scar of the 2005 event). Because this part of the scarp was only exposed since 2005 (Fig. 3), it is reasonable to assume that the ^3He concentration measured is due to a magmatic contribution alone. However, we also tested more "regular" magmatic ratio, which explains that we do not present accurate ages but a range (respectively 5-8 and 18-20 ka) for each previous tectonic event captured.

Determination of $^3He_{cos}$ and Corrections for radiogenic ^4He and nucleogenic ^3He

Concentrations of ^3He_c in olivine and pyroxene must be calculated after correcting the total ^3He for magmatic ^3He and radiogenic ^4He. In the case of uneroded lava flows, this can be achieved using the following budget equation (Kurz 1986):

$$^3He_{cos} = {}^3He_{fusion} - (^4He_{fusion} - {}^4He^*) \times (^3He/^4He)_{mag} \quad (1)$$

where: $^3He_{fuision}$ and $^4He_{fusio}$ are the measured ^3He and ^4He concentrations from total extractions by melting the phenocrysts, $(^3He/^4He)_{mag}$ is the magmatic $^3He/^4He$ ratio, and $^4He^*$ is the radiogenic ^4He component, calculated using the U and Th concentrations measured in groundmass and phenocrysts (see below).

The presence of radiogenic ^4He ($^4He^*$) in phenocrysts, either implanted from the surrounding groundmass or from decay of U and Th in the crystal can have a significant effect on calculated exposure ages, even for very young samples (e.g. Blard and Pik, 2008). All ^4He concentrations were therefore corrected for $^4He^*$ following the procedures of Blard and Pik, 2008 (based on Farley et al., 2006), except for the Dik-3 samples.

Concentrations of U and Th were measured by the Service d'Analyse des Roches et des Minéraux in both groundmass and phenocryst samples for each lithology (Table 4 – U,Th and calculated P^4He^*). P^4He^* were calculated following Farley et al. 2006

Calculation of P^4He^*:

After Farley et al., 2006:

$$P_a = P_i[1-1.5(S/D)+0.5(S/D)^3] + P_h[1.5(S/D)-0.5(S/D)^3]$$

where Pa is the apparent production rate and Pi and Ph the in-situ production rates in the mineral of interest and its host. S is the stopping range and was taken as 20µm, and the phenocrysts diameter D range from 150 µm to 2mm. The density of olivine and pyroxene are 3.32 and 2.8, respectively. Data in red are estimations only , pending new data. The 4He* is inferred knowing the age of the different lava units (all ages are from Medynski et al., 2013).

Sample no	Phase	Mineral Diameter (µm)	Whole rock/*groundmass* Uppm	Th ppm	*Phenocrysts* Uppm	Th ppm	P^4He^* at g yr
GAB A	ol	200	*1.005*	*2.634*	2.54E-02	4.74E-03	1.63E+05
GAB A	cpx	200	*1.005*	*2.634*	3.02E-02	4.54E-02	2.09E+05
Gab B 305	ol	500	1.039	3.694	2.54E-02	4.74E-03	1.46E+05
Gab B 305	cpx	500	1.039	3.694	2.87E-03	1.39E-03	2.23E+05
Gab B 306	ol+cpx	500					1.85E+05
Gab B 865	ol	500	1.058	3.833	2.54E-02	4.74E-03	1.48E+05
Gab B 865	cpx	500	1.058	3.833	3.02E-02	4.54E-02	1.93E+05
Gab B 866	ol+cpx	500					1.70E+05
GAB G3	ol	2000	*1.086*	*4.377*	1.01E-03	5.28E-03	2.14E+05
GAB G3	cpx	2000	*1.086*	*4.377*	2.87E-03	1.39E-03	2.17E+05
DIKIKA 3	ol	500	*0.767*	*3.025*	3.07E-02	1.36E-02	1.80E+05
DIKIKA 3	cpx	500	*0.767*	*3.025*	3.07E-02	1.36E-02	1.80E+05
Yem 7	ol	150	0.647	2.341	2.96E-02	1.11E-02	1.41E+05
Yem 7	cpx	150	0.647	2.341	2.99E-02	4.93E-02	1.91E+05

Figure 5: Radiogenic 4He component calculated for each lava flow.

For Dikika 3: same P^4He^* was taken equal for olivines and pyroxenes based on olivine analysis, due to lack of data (samples being processed). For the Gab-B samples, when olivines and pyroxenes were analysed together, a mean average was calculated for P^4He^*.

4.3 Chronologie volcanique et tectonique de la zone axiale du segment de Dabbahu

La section suivante présente des âges d'expositions effectués sur des laves et des failles de la zone centrale du segment de rift de Dabbahu, s'étendant de l'axe du rift à la base du volcan Badi, sur la marge ouest.

Cette dernière étude permet d'apporter des contraintes temporelles et spatiales sur l'évolution de l'activité magmatique à l'axe du rift, et sur son impact au niveau de la morphologie résultante.

La zone étudiée englobe deux systèmes magmatiques distincts: celui de la chambre magmatique axiale (bien mise en évidence lors de la crise de 2005-2010), et un petit volcan légèrement hors-axe (le volcan Durrié), qui a remis à zéro la topographie de la marge ouest du rift. L'échantillonnage s'est effectué le long d'un transect perpendiculaire à l'axe du rift.

Un des objectifs était de se situer suffisamment loin du volcan de Dabbahu pour que la morphologie du rift ne soit pas affectée par son influence (c.f. Chapitres 4.1 et 4.2) et que l'évolution enregistrée soit bien représentative de l'interactions entre phénomènes tectoniques et magmatiques à l'axe du rift.

Stabilité des réservoirs magmatiques axiaux au niveau des segments de rift: évolution dans le temps et l'espace sur les 30 derniers milliers d'années du segment de rift de Dabbahu (Afar, Ethiopie)

S. Medynski[a], R. Pik[a], P. Burnard[a], C. Vye[b], I. Schimmelpfennig[c], L. Benedetti[c], L. France[a], D. Ayelew[d], G. Yirgu[d]

a: CRPG - 15 rue Notre Dame des Pauvres, 54500 Vandoeuvre-lès-Nancy, France

b: British Geological Survey, Edinburgh, UK

c :CEREGE- Aix-en-Provence, France

d : School of Earth Sciences (formerly Department of Earth Sciences), Addis Ababa University, Ethiopia

Résumé

L'activité magmatique des rides océaniques est focalisée le long de structures axiales (des rides ou bien des vallées axiales), le plus souvent inaccessibles, ce qui rend l'études des interactions entre magmatisme et tectonique difficile. Une solution pour palier à ce problème est d'étudier ces phénomènes sur des analogues terrestres, tels que le segment de rift de Dabbahu, en Afar (Ethiopie). Afin de mieux comprendre les interactions entre phénomènes magmatiques et tectoniques qui se produisent à l'axe des rifts et construisent la topographie de ces segments, nous avons effectué des datations cosmogéniques (^{36}Cl et ^{3}He) sur des surfaces de laves et d'escarpements de failles. Nous couplons ces âges aux données géochimiques de ces basaltes (éléments majeurs et traces) ainsi qu'à une étude cartographique détaillée de l'axe du rift.

Nos résultats montrent que la topographie verticale axiale se développe à la même vitesse que au nord du segment et que la morphologie du rift est fortement influencée par la distribution spatiale et temporelle des différents réservoirs axiaux. Il apparaît que ces réservoirs peuvent être distribués sur environ 15 kilomètres de large de part et d'autre de l'axe du rift. La morphologie des segments n'ayant pas encore atteint le stade de la rupture continentale est donc principalement dépendante de l'activité des réservoirs axiaux.

Rift axis magma reservoirs stability: space and time evolution during the last 30 kyrs, the example of the Dabbahu rift segment (Afar, Ethiopia)

S. Medynski[a], R. Pik[a], P. Burnard[a], C. Vye-Brown[b], I. Schimmelpfennig[c], L. Benedetti[c], L. France[a], P.-H. Blard[a]; Ayelew[e], G. *Yirgu[e]*

a: CRPG - 15 rue Notre Dame des Pauvres, 54500 Vandoeuvre-lès-Nancy, FRANCE

b: BGS:, Murchison House, West Mains Road, Edinburgh,EH9 3LA, United Kingdom

c: CEREGE: Aix-en-Provence, France

d: School of Earth Sciences, Addis Ababa University, Ethiopia

Keywords: rifting, focussed/unfocussed magmatism, dyking, cosmogenic ^{36}Cl

Abstract

Magmatism is focussed in axial valleys or along ridges at mid-oceanic ridges, but the interplay between magmatic and tectonic processes is hard to study, due to the oceanic ridges remote location. Therefore we choose to study an onshore analogue of oceanic ridge system to constrain the evolution in time and space of tecto-magmatic processes at the axis of a rift segment. The Dabbahu – Manda Harraro magmatic rift segment (MRS) (Ethiopia) is taken as such an analogue to help the understanding of these processes. The tecto-volcanic activity of the rift from the mid-axis to 15 km from the current rift axis is studied coupling cosmogenic (^{36}Cl and ^{3}He) exposure ages of lava and scarp surfaces to detailed mapping (remote sensing and field campaigns), cosmogenic isotopes (for dating lava emission and rates of fault movement) and basalt geochemistry (major and trace elements).

We show that topographic development is strongly influenced by the magma reservoir distribution in space and time, and that the position of axial magmatic centres varies between 15 km from both sides of the axis. The major implication for immature segments (i.e. that haven't yet reached full continental breakup) is that the stability of the entire segment depends on the stability of the magma-reservoirs.

1. Introduction

Faulting and dyking are two competitive processes that accommodate deformation in both marine and subaerial rifting environments. Depending on the geological context (e.g. continental rifting, slow or fast oceanic ridges), the degree of maturation of rifting the system (e.g. early continental rifting stage, ocean-continent transition stage or mature oceanic ridge stage) and the longitudinal repartition of the magma along a single segment (Ebinger and Hayward 1996; Standish and Sims 2010; Colman et al. 2012), tectonic and magmatic processes clearly interact in various proportions. However, quantifying the interaction between magmatic and tectonic processes at mid-oceanic ridges remains challenging, due to their remote location and the resulting lack of chronological constraints.

The Afar triple junction has often been taken as an analogue to a mature oceanic spreading centre, in order to understand the magmatic and tectonic processes that occur in the ridge environment and also because it is the only subaerial location where rifting close to the continent-ocean transition (COT) occurs (Hayward and Ebinger, 1996; Ebinger and Hayward). Even if the process of oceanisation is not entirely complete in regards to the nature of the crust (Bastow I.D. and Keir 2011; Hammond et al. 2011), this area allows the morphological evolution of the latest stages of continental breakup to be studied directly, which is an undeniable advantage.

Additionally, the Dabbahu/Manda Hararo (DMH) rift, in western Afar, Ethiopia, was recently massively studied after a major rifting crisis affected the whole segment in 2005 (Wright et al., 2006; Ayele et al., 2007). A megadyke intruded the whole segment length (~2.5 km^3 of magma injected along 60 km), inducing a topographic response with an average vertical deformation of 3-4 meters, and an average horizontal extension of 2-3 meters (Wright et al. 2006; Ayele et al. 2007; Ayele et al. 2009; Grandin 2009). Three magma chambers were involved in this crisis: one located at the mid-segment and two others located below the Dabbahu and the Gabho volcanoes at the segment termination (Wright et al., 2006; Ayele et al., 2007a; Grandin 2009; Ebinger 2008), Fig. 1. The megadyke injection was followed by 13 smaller intrusions between 2006 and 2010, issued from the mid-segment magma chamber alone.

This tecto-magmatic event provided a large range of information regarding the relation between tectonic and magmatism on the scale of a single rifting event (Ebinger 2008; Keir 2009; Ferguson et

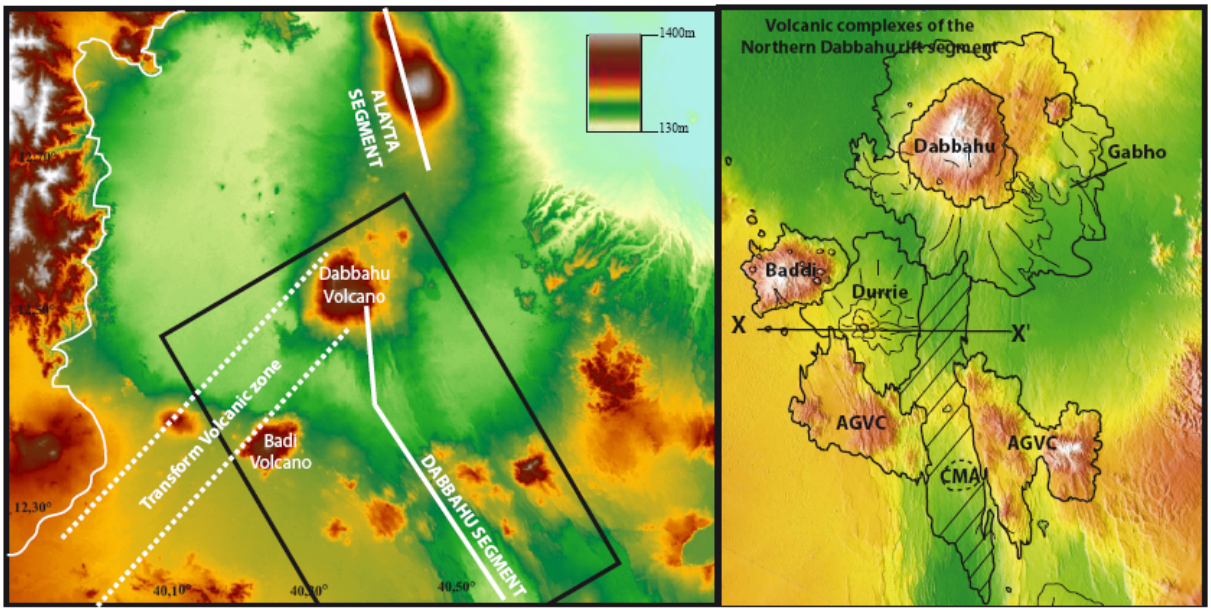


Figure 1: A: Regional topography of the DMH segment and its relation with the Alayta segment and the transform volcanic zone. B: Detail on the DMH segment and the extension of volcanic products issued from the volcanic complexes of the rift. AVC is for the Ado-Ale Volcanic Complex and MSMC is for the mid-segment magma chamber which feeds the current neo-volcanic zone (striped area). Note in off-axis position the small Durrie volcano, between the AVC, the Baddi volcano and the rift axis. C: Magneto-telluric profile (Johnson et al.) along the studied zone. Note the perfect match between areas of lower resistivity below the rift axis and below the Durrie volcano.

al. 2010; Grandin et al. 2010a; Belachew et al. 2011; Keir et al. 2011a; Johnson et al., in review), but many questions remain concerning the role of axial reservoirs on the long term, such as their replenishment recurrence time, their impact on topography and their evolution through time and space. These parameters are necessary to understand the maintaining of a focussed magmatic accretion at the rift axis, by the development of temporary (slow MOR) or permanent (rapid MOR) magma chambers (Macdonald 2001).

In this study, we present a set of cosmogenic ages on the lavas and faults of the central DMH rift segment, ranging from the rift axis to the western limit of the rift (Fig. 2). The combination of morpho-structural investigations, mapping, major & trace elements analysis and cosmogenic ^{36}Cl exposure dating of lava surfaces, enable us to investigate the interplay between volcanic activity and topographic evolution of the axial depression. The aim of this work is to asses the stability of the axial magmatic reservoirs at the rift axis, and to document the evolution of topography and volcanism interplay at the scale of magmatic cycles (a few tens of thousand years). Overall, the final objective of this study is to discuss the pertinence of using a rift segment close to the continent-oceanic transition (COT) as an analogue for mature oceanic ridges with respect to tecto-magmatic processes.

2. Geological setting

The Afar region forms the junction between three rift systems: the Gulf of Aden Ridge, the Red Sea Ridge and the Main Ethiopian Rift. The separation of the Nubian and Arabian plates leads to the building of the triangular Afar depression, cutting into a massive pile of continental flood basalts (CFB), emplaced around 30 Myrs ago, linked to the activity of an underlying plume (Marty et al. 1996; Pik et al. 2006; Bastow et al. 2008). The rifting of the Red Sea Ridge started 29 Myrs ago (Wolfenden et al. 2005), and since 2-1 Myr its segmentation has been clearly organised along four en-échelon MRS: Erta' Ale, Tat' Ale, Alayta and Dabbahu/Manda Hararo (Fig. 1A). Those MRS are typically 60-100 km long and 20-40 km wide, highly faulted and associated with differentiated volcanoes (Lahitte et al., 2001; Barberi et al., 1972; Field et al., 2012).

The current spreading rates obtained by geodetic data is 15 mm/yr (Calais et al., 20xx), comparable to Iceland and slow spreading ridges (McDonald et al., 2001; Carbotte et al. 2005). However, complete break-up hasn't occurred yet, resulting in a stretched and heavily intruded crust (Tiberi et al., 2005; Bastow et al., 2010; Hammond et al., 2012) more akin to the continental oceanic transition stage (COT) than to a mature oceanic spreading centre.

The active Dabbahu / Manda Hararo spreading centre can be subdivided in two sub-segments: the Manda Hararo segment in the south, and the Dabbahu segment in the north (Fig. 1). The current morphology of the Manda Hararo segment has likely been in place since 220 ka and was active until ~31-39 ka at the axis (Lahitte et al. 2003a). It is probable that more recent activity occurred since, given the extremely low albedo of some undated lavas, a parameter that usually signs non-weathered surface. The transition in between these two sub-segments is characterised by a shift of the axial depression to the west (Fig. 1A). The Dabbahu sub-segment is about 60km long, and presents an axial rift valley of ~40 to 100 meters deep. The rift axis cuts the rhyolitic and at present undated Ado-Ale Gommoyta volcanic complex (AVC) in the middle of the segment. The intersection of the Dabbahu segment with the AVC is accented by a caldera within an elevated section of the rift. Concerning the structure of the rift axis, it displays a complex fault pattern (Rowland et al., 2007). South of the caldera the axial depression is oriented NW-SE, whereas further north the faults reorient toward the Dabbahu volcano in a NNW-SSE direction (Fig. 1B). The mid-axis portion of the rift (this study area) has up to now lacked temporal constraints with which to decipher the long-term evolution of the tectonic and

magmatic interplay since the only available data constrain the easternmost shoulder of the rift (Ferguson et al., 2013) with sparse Ar-Ar dating of lava flows..

Concerning the repartition of the different volcanic edifices surrounding the Dabbahu MRS, the northern extremity of the rift is marked by the presence of the Dabbahu volcano. It produced lavas since 72 ka (Medynski et al., 2013) and up to 5 ka (Field et al., 2012). This composite volcano aligns with a NE-SW oriented transform zone, underlined by aligned volcanic cones (Fig. 1A). This volcanic transform zone is Pleistocene in age (Lahitte 2003a; Lahitte et al., 2003b; Ferguson, thesis) and encompasses the off-axis volcano of Baddi and the volcanic cones of the Dabbayra chain that reaches the Ethiopian escarpments (Fig. 1). Between the rift axis, the AVC and the Baddi volcano stands the small Durrie volcanic complex which overlaps the previous topography. All this central portion of the rift, up to the axis and eastern margin, is characterised by the emission of pahoehoe lavas (Vye et al., 2012; Ferguson et al., 2013).

It has been shown recently that both the mid-axis magma chamber and the Dabbahu volcano exert a major control on the evolution of the rift. In the northern extremity of the rift, variations in magma supply at the Dabbahu volcano (which is a composite volcano supplied in magma by a series of stacked sill-like reservoirs (Field et al., 2012b)) can affect the topography acquisition, with a better expression of faults during magma-starved periods (Medynski et al., 2013). In the central part of the rift, the mid-segment magma chamber also plays a key role: it was the main active reservoir involved in the 2005 dyking episode (which fed 75-80% of the dyke magma budget - Wright et al., 2006; Ayele et al., 2007a; Grandin et al., 2009), and has fed the subsequent series of 13 dykes intruded from 2006 to 2010 (Grandin et al., 2010). Magneto-telluric studies also highlighted the presence of two areas of low resistivity zones, which are highly susceptible to correspond to crustal magma reservoirs (Johnson et al., in press - thesis). One of these zones perfectly matches the position of the mid segment magma chamber as recorded by the seismic activity during dike injections (Keir et al., 2008; Grandin et al.). The second is located slightly off-axis, in between the current depression and the Baddi volcano (; Johnson et al., in review) below the Durrie volcanic complex, suggesting that magma storage beneath the rift axis may be composite and not supplied by a single reservoir.

Few data exist that constrain the activity of these mid-segment magma reservoirs and their control on the topography acquisition of the segment through time. The area studied here offers the

opportunity to date and document the evolution of volcanism between the axis depression and the off-axis Baddi volcano along a transverse perpendicular to the segment strike (Fig. 1).

3. Mapping and sampling details

The area studied stretches from the rift mid-axis to the limit of the Baddi volcano (Fig. 1 & 2). The objective in reaching the rift axis at this latitude was to be out of the influence zone of the Dabbahu segment terminating volcano, which impacts the topography acquisition in the northern extremity of the MRS (Medynski et al., 2013). Between Baddi and the axis stands the off-axis Durrie volcano, which is characterised by a central spatter cone and concentric lavas that spread over ~160km^2 (Fig. 2). We sampled both the on-axis lava units (fed by the mid-segment magma chamber) and the slightly off-axis lavas supplied by the Durrie volcano in a single transect.

3.1 Mapping basaltic fields

In order to focus sampling on relevant geomorphological objects relative to the rift topography acquisition and the different volcanic complexes, preliminary mapping was carried out at the British Geological Survey. The primary objective was to clarify the distinction between products erupted from the rift axis and those emitted from the Durrie volcano. Secondly, the study also aimed to distinguish the succession of eruptive units produced by Durrie itself in an attempt to reconstruct its magmatic evolution in terms of cycles of replenishment/fractional crystallisation. The final mapping of the different eruptive units results from a combination of field observations, remote sensing imagery analysis (Vye-Brown et al., 2012), chemical analysis, and dating.

In this portion of the rift only lobate pāhoehoe lava flows outcrop, at both the rift axis and on the rift flank Durrie volcano, making the distinction between the two different eruptive centres by geomorphologic observations alone tricky. Moreover, the lava petrologic textures are similar, with microlithic assemblages of clinopyroxenes and plagioclases (and rare olivines), so distinction of lava units cannot be made on petrologic criteria either. The use of remote sensing data, combined with field reconnaissance (Vye et al., 2011) and chemical analysis has proved to be suitable for distinguishing different lava units. Analysis of topography and surface rock chemistry using Landsat, ASTER, and LiDAR imagery was conducted in ENVI® and compared with topographic maps and a LiDAR digital elevation model (DEM). Multiple images were generated and enhanced through a series of interactive techniques (false-colour-composite and histogram stretching) and statistical manipulation techniques

(principal component analyses and decorrelation stretching) to increase the distinction for visual interpretation between eruptive units. Interpretation of geological linework was digitised and compiled

in Arc GIS. Further visualisation of the data was conducted in GeoVisionary™ with the LiDAR DEM to provide a sense of relative stratigraphy through evaluation of the slope, relief and lava flow contacts. These interpretations were subsequently ground-proofed by targeted field studies during two campaigns in 2010 and 2011, enabling production of a geological map of the field area (Fig. 2).

Within the field area, abundant exposure and an arid environment, the spectral signature of satellite imagery reflects the rock surface and its properties (including surface roughness, composition and temperature) with little interference. However, interpretation is mainly based on the spectral signature of the surfaces because the constant lobate nature of pāhoehoe flow fields and the low erosion rates that prevail in Afar makes the surface roughness quite homogeneous.

The resulting high resolution map was made in collaboration with the British Geological Survey, sharing methods, software and imagery that have been used to produce the new geological map of the Dabbahu-Manda Hararo Rift (Vye et al. 2012).

3.2 Sampling details

The mapping of this portion of the rift, the distinction of the different volcanic units and the identification of their emission points allowed a limit to be placed between rift-axis related volcanism and the products of Durrie volcano. Between 12 to 15 different eruptive units were recorded on the Durrie volcano, whereas only 3 units are identifiable in the axial volcanism. The sampling effort was made as thoroughly as possible on the basis of the geological map, in order to explore the chemistry and the timing of emplacement of the distinct units identified in the map. Sample locations are reported on Fig. 2, and sample details are summarized in Tables 1 & 2. All samples were analysed for major and minor element chemistry, and 12 lava flow samples plus two fault scarps (**D-10** and **D-1**) were dated using cosmogenic ^{36}Cl. The **D-2** and **D-29** lava flow surfaces were dated with cosmogenic ^{3}He, following the protocol described in Medynski et al, (2013).

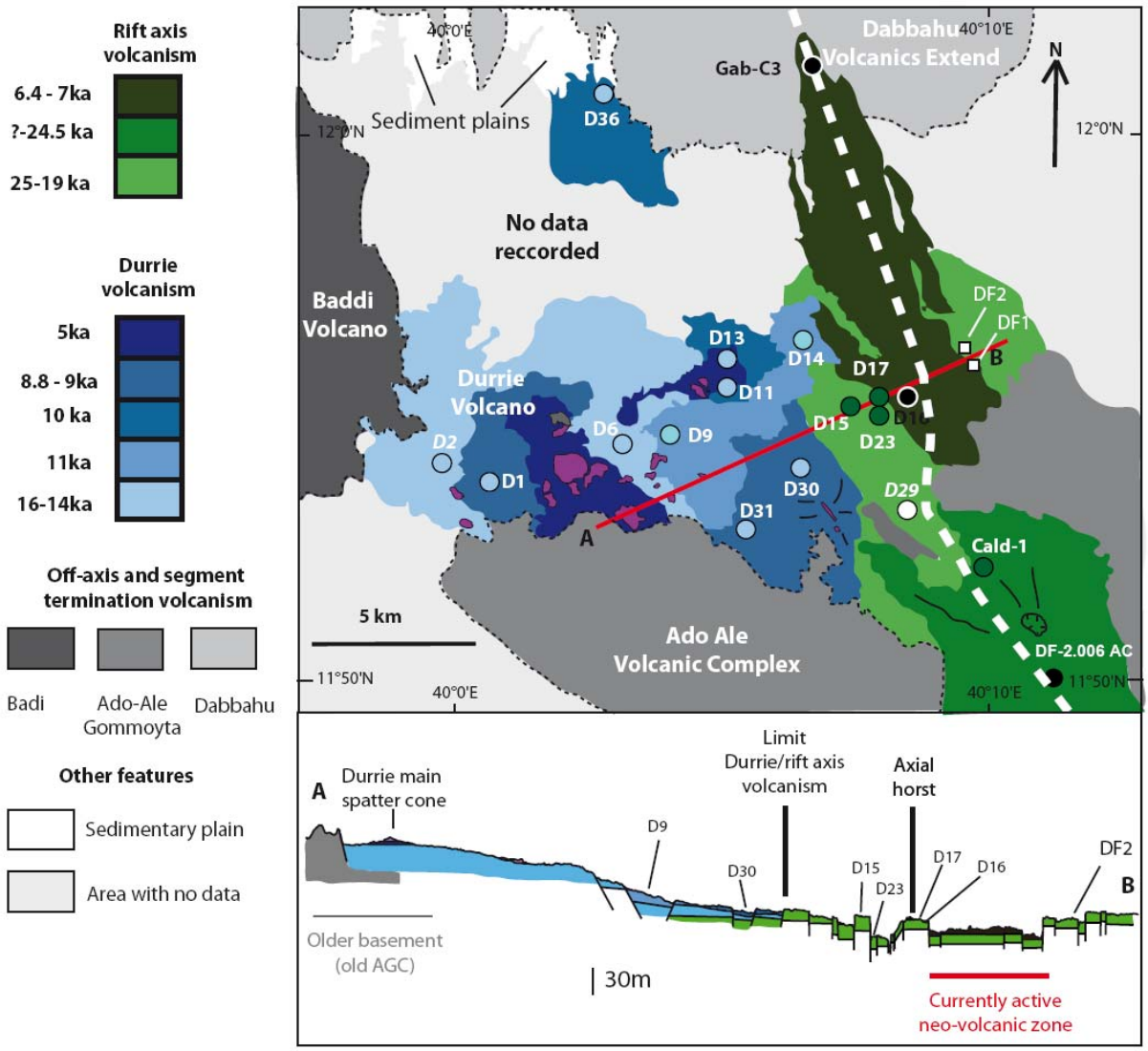


Figure 2.A: Mapping of the studied area (Field et al., 2012) and samples location. Circles are for lava surface samples, squares are for fault samples. Surface samples are coloured in function of their Fe2O3 content (dark blue: concentration > 13%, blue: concentration ranging from 12 to 13%, light blue: concentrations <12%wt). topographic profile (made on Lidar - courtesy of Barbara Hoffman) along the studied area, clearly showing the topographic influence of the Durrie volcano on the rift morphology. The frame details rift axis topography and sampling area, made in order to constrain the main faults motion on the long term, by sampling lavas on top and bottom of the different scarps.

Durrie volcanism samples

The Durrie volcano is composed of piled pahoehoe lavas, focused around a central spatter cone. This volcanism resurfaced the western margin of the rift: on the topographic profile (Fig. 2) and on the geological map (Vye et al., 2012) it is clear that the density of faults diminishes in the vicinity of the Durrie volcano, which was also confirmed by field observations. This volcano is slightly off-axis compared to the current topographic axis of the depression, but still belongs morphologically to the segment.

Amongst the flow surface samples, the **D-1**, **D-6**, **D-11**, **D-13**, **D-14 & D-9**, **D-30**, **D-31**, and **D-36** samples were identified as separate eruptive units from the Durrie volcano. A large number of eruptive

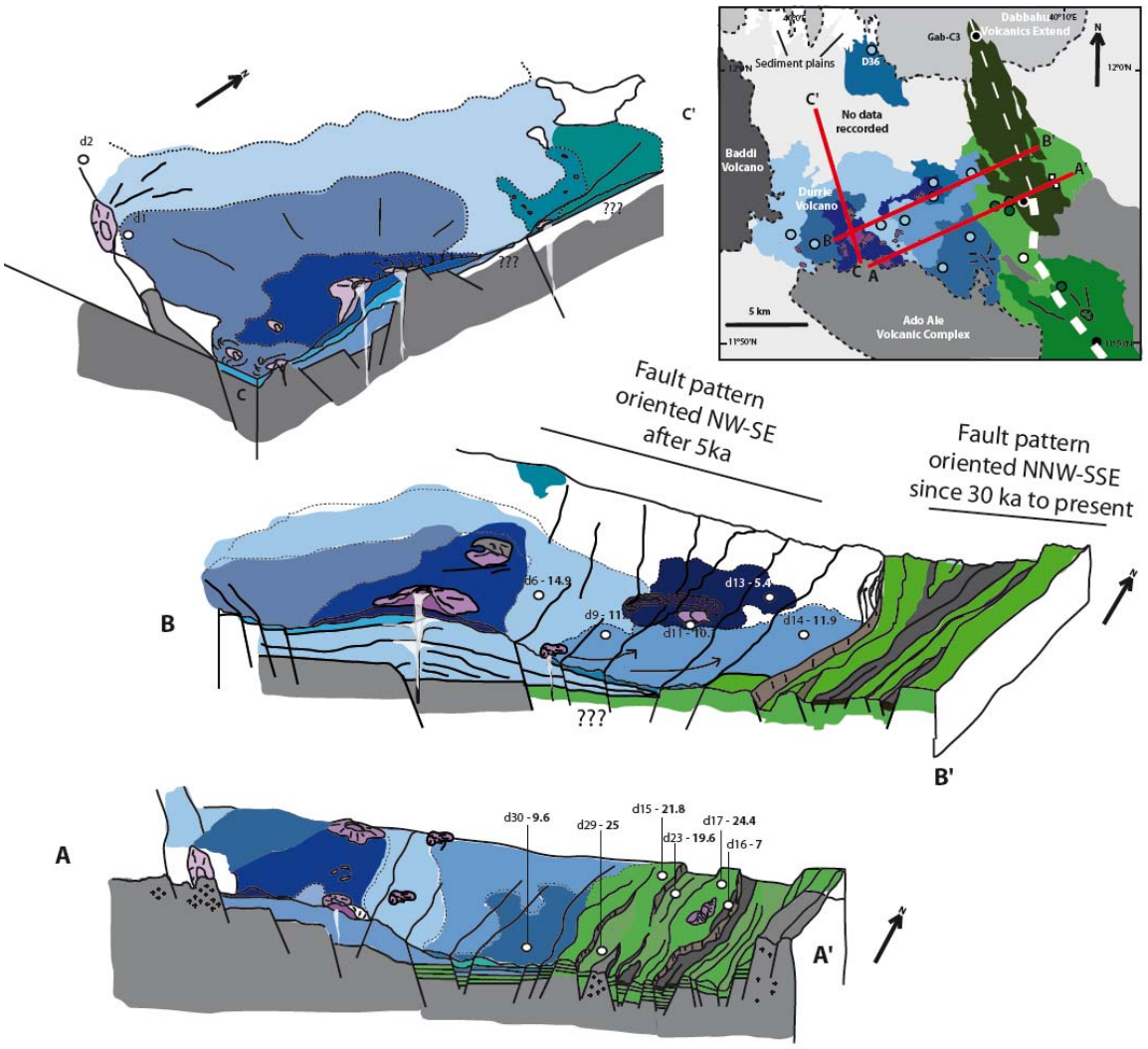


Figure 2C : Compilation of the new age dataset on previous mapping work, and interpretative cross sections.

cones were mapped in this area (in purple in Fig. 2). Samples **D-9** and **D-14** are part of the same eruptive unit and were sampled to test the homogeneity of exposure ages along the same unit, and also to validate the mapping. All samples are from the top of pristine pāhoehoe lavas, 1-4 meters thick with microlithic glomerocrysts of plagioclase and clinopyroxene. The different eruptive units roughly spread out from the Durrie central spatter cone in aureoles. Two supplementary samples were taken on small fault scarps (**D-10** and **D-12**) in order to constrain the motion of the faults that subsequently displaced the Durrie lavas. The sampled faults are 4 and 3.5 meters high and oriented NW-SE, oblique to the mean axial fault direction (NNW-SSE), but consistent with the orientation of the faults that dissect the AVC. Samples were taken at the base of the scarp, 2 meters below the surface. The limit between products from Durrie and those from the rift axis itself is marked by a topographic control, e.g. a west dipping fault prevents the spreading of the youngest Durrie lava flows toward the rift axis (Fig. 2).

Rift axis volcanism

The portion of the rift axis that was studied is characterised by an axial horst with a well-preserved volcanic cone. East of this horst is the main rift axis depression, filled by recent lavas. On the western side of the horst, a deep narrow depression (30 - 40 m deep, 1-2 km wide) spreads (NW-SE orientation) up to the caldera. Several fissure vents can be observed in this part of the depression between the horst and the caldera (Fig. 2)

Samples **D-15**, **D-16**, **D-17**, **D-23**, **Cald-1**, and **Gab-C** are representative of the axial volcanism. The youngest samples are Gab-C (that was reanalysed for cosmogenic ^{36}Cl after being dated with cosmogenic ^{3}He by Medynski et al., 2013) and D-16 which belong to the same volcanic unit but in its southernmost extremity (Fig. 2). This lava eruptive unit morphologically resembles the lavas emitted in 2007, 2009 and 2010, following shallow dike intrusions (Ferguson et al., 2010; Grandin et al. 2010), and seem to have been emitted from similar processes. The D-16 lava sample partially outcrops on the axial horst, therefore constraining the motion of the eastern fault of the horst. Samples D-15, D-17 and D-23 are from an older volcanic unit that outcrop on the western rift border, and which erupted from a preserved volcanic cone (located on the horst where samples D-16 and D-17 were taken; see Fig. 2) and fissure cracks along the axis. Finally, samples Cald-1 and D-29 are eruptive lava units that were emitted from the mid-segment caldera, further south. It should to be noted that there is no

obvious volcanic cone associated with D-29 flow, but the slope variation is more likely consistent with an origin from the caldera rather than from a fissure crack of the axial depression or the horst cone.

4. Dating aphyric lava surfaces with cosmogenic ^{36}Cl

Terrestrial cosmogenic nuclides (TCN) provide a robust technique for determining chronologies in a variety of geological settings (see reviews in Gosse and Phillips, 2001; Niedermann, 2002; Dunai, 2010). The low rainfall and erosion in the Afar are ideal conditions for TCN exposure dating as full preservation of lava or fault scarp surfaces is required (Gosse and Phillips, 2001). Exposure dating can provide information about either the emplacement of individual lava flows or the cessation of an eruptive phase. Indeed, in confined environments such as a rift axial depression, rapidly emitted lava flows are stacked, shielding pre-existing lava surfaces from cosmic ray exposure. In this context, only the last outcropping flows can be dated with TCN, indicating abandonment of the eruptive unit.

The TCN ^{36}Cl is applicable to timescales of ~10^3 to >10^6 years (e.g. Gosse and Phillips, 2001). It

CHLORINE SAMPLES

Sample	Latitude N	Longitude E	Altitude (m)	Scaling neutrons	Scaling muons	Sample thickness	Topographic correction
Durrie volcano lavas							
D1	12° 22.148'	40° 26.732'	574	0.94	0.81	3	1
D6	12° 22.780'	40° 29.382'	560	0.93	0.81	4	1
D9	12° 23.483'	40° 30.255'	466	0.87	0.78	3	1
D11	12° 23.903'	40° 30.777'	449	0.86	0.78	3.5	1
D13	12° 24.588'	40° 31.120'	442	0.85	0.77	3	1
D14	12° 24.385'	40° 32.013'	434	0.85	0.76	3	1
D30	12° 22.620'	40° 31.848'	473	0.87	0.78	3	1
D31	12° 21.707'	40° 31.108'	490	0.88	0.78	3	1
D36	12° 28.575'	40° 28.957'	367	0.81	0.74	3	1
Rift Axis lavas							
D15	12° 23.903'	40° 32.742'	436	0.83	0.76	3	1
D16	12° 23.860'	40° 33.532'	430	0.85	0.74	3	1
D17	12° 23.783'	40° 33.367'	440	0.85	0.77	3	1
D23	12° 23.932'	40° 32.795'	396	0.83	0.75	3	1
Cald-1	12° 21.157'	40° 34.957'	576	0.94	0.74	5	1
Durrie volcano faults							
D10	12° 23.575'	40° 30.335'	465	0.87	0.78	10	0.5
D12	12° 24.122'	40° 30.927'	454	0.86	0.77	11	0.5

Table 1: Locations and description of samples used for ^{36}Cl dating. All lavas are pahoehoe; flow surface samples are pahoehoe ropes and the faults samples are taken in the massive core of the lava. All samples analysed correspond to the fraction 140-500µm.

has been extensively used for dating surfaces with carbonate lithologies (including fault scarps - e.g. Palumbo et al., 2006), as calcium is one of the main target elements for the in situ production of 36Cl (besides potassium). A few studies have also used ^{36}Cl measurements in volcanic whole rocks to date the emplacement of lava flows (Zreda et al., 1993; Kelly et al., 2008) or to cross calibrate TCN production rates (Schimmelpfennig et al., 2011). Although it has been shown that pure Ca- and K-bearing minerals, such as feldspars, are preferable for ^{36}Cl dating due to their appropriate chemistry compared to whole rocks (Schimmelpfennig et al., 2009), the lack of sufficient phenocrysts in the lavas studied often imposes the use of whole rocks. In this study, the sampled lavas present aphyric or microlithic textures, preventing the use of separated mineral phases for exposure dating. We therefore use whole rock ^{36}Cl analysis in order to estimate exposure ages of the lavas.

Physical and chemical sample preparation

The sample preparation and analysis was performed at CEREGE (Aix-en-Provence, France) applying the chemical 36Cl extraction protocol established by Schimmelpfennig (Thesis). Chemical analysis of major and trace elements were performed at the Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM, Nancy, France), and the analysis are presented in Table 2.

One procedural blank was performed in order to assess cleanliness during chemical extraction and to correct sample measurements for laboratory 36Cl and stable Cl sources. Concentrations of ^{36}Cl and Cl were determined using the accelerator mass spectrometer facility ASTER at CEREGE. Isotope dilution (addition of a ^{35}Cl-enriched carrier) allows simultaneous determination of ^{36}Cl and Cl concentrations (Ivy-Ochs et al. 2004). ^{36}Cl/^{35}Cl ratios were determined by normalizing to a ^{36}Cl standard prepared by K. Nishiizumi (Sharma et al., 1990). The stable ratio ^{35}Cl/^{37}Cl was also normalized to this standard, assuming a natural ratio of 3.127. Measured ratios and their uncertainties are presented in Table 3. The precision of the ^{35}Cl/^{37}Cl ratios is 2% or less (standard deviation of repeated measurements). The precision of the ^{36}Cl/^{35}Cl ratios ranges from 4 to 18%. The blank ^{36}Cl/^{35}Cl ratio is 3.23×10^{-16}, and is two to three orders of magnitude lower than the sample ^{36}Cl/^{35}Cl ratios (Table 3). The resulting blank-corrected ^{36}Cl and Cl concentrations range from (1.09 to 9.09) x 10^4 atoms ^{36}Cl g^{-1} and from 22 to 196 ppm Cl, respectively. The ^{36}Cl concentrations are also given in Table 3.

Sample	SiO2 [wt.-%]	Na2O [wt.-%]	MgO [wt.-%]	Al2O3 [wt.-%]	MnO [wt.-%]	P2O5 [wt.-%]	CO2 [wt.-%]	H2O [wt.-%]	Li [ppm]	B [ppm]	Sm [ppm]	Gd [ppm]	Th [ppm]	U [ppm]	Cr [ppm]	Be [ppm]	S [ppm]	Co [ppm]	Ni [ppm]	Rb [ppm]	Sr [ppm]	Zr [ppm]	Mo [ppm]	Cs [ppm]	Ba [ppm]
Dunie volcano lavas																									
D1	47.51	1.98	8.61	13.69	0.18	0.30	2.08	1.35	4.9	3	3.80	4.00	0.98	0.42	394.40	0.61	0.06	47.75	169.10	6.56	266.50	91.69	4.53	0.12	157.30
D6	47.51	2.09	9.43	14.26	0.20	0.38	0.68	1.32	5.1	4	3.83	4.08	1.12	0.41	470.40	0.72	0.16	50.39	216.30	7.95	253.70	97.25	7.91	0.16	142.80
D9	47.37	2.18	7.82	14.28	0.21	0.40	1.02	1.35	5.6	5	5.31	5.41	1.18	0.44	282.80	0.80	0.16	49.49	103.20	6.45	278.00	113.50	0.89	0.13	167.00
D11	47.98	2.26	8.31	14.62	0.19	0.32	0.71	0.85	4.9	3	4.01	4.24	1.02	0.35	401.10	0.61	0.03	47.40	159.90	8.12	267.40	95.77	4.87	0.12	158.80
D13	47.26	2.20	8.24	14.94	0.18	0.28	1.44	1.85	4.5	4	3.68	3.90	0.92	0.30	322.00	0.61	0.06	44.87	117.70	6.20	259.00	92.16	0.85	0.00	135.90
D14	47.57	2.50	7.89	13.93	0.23	0.55	0.99	1.00	5.5	3	5.99	6.09	1.50	0.55	365.50	0.99	0.04	49.61	161.20	9.89	326.70	122.50	8.18	0.14	223.00
D30	47.04	2.24	8.55	15.09	0.19	0.34	1.44	1.85	4.5	4	4.10	4.48	0.97	0.34	312.70	0.69	0.06	47.21	122.90	5.53	266.50	101.60	0.69	0.09	129.20
D31	45.50	1.70	7.85	13.56	0.22	0.61	2.75	2.63	7.7	7	5.25	5.27	1.76	0.62	319.00	0.82	0.09	49.64	116.80	12.34	273.70	115.60	1.04	0.32	187.20
D36	47.86	2.40	8.23	13.82	0.23	0.53	0.71	0.91	5.7	4	5.73	5.81	1.25	0.44	283.20	0.88	0.08	51.98	125.40	8.26	294.50	127.20	2.21	0.13	195.80
Rift Axis lavas																									
D15	46.56	2.03	8.51	13.22	0.23	0.45	1.33	1.74	5.9	6	5.53	5.51	1.10	0.47	299.40	0.87	0.26	51.98	122.40	7.25	274.60	116.50	1.27	0.17	180.00
D16	47.57	2.82	6.10	13.69	0.23	0.43	0.99	0.82	5.6	4	5.55	5.79	1.37	0.40	74.04	0.87	0.06	39.98	28.39	10.00	265.90	115.30	1.15	0.12	182.80
D17	45.71	2.05	8.14	14.14	0.22	0.46	1.25	1.49	5.8	4	5.78	5.83	1.02	0.44	319.80	0.77	0.10	53.77	111.00	4.65	291.80	118.70	0.72	0.11	152.10
D23	45.39	2.19	8.18	13.55	0.23	0.45	1.42	1.64	5.8	5	5.40	5.49	0.97	0.52	319.30	0.94	0.25	50.05	120.10	5.89	283.10	118.70	2.75	0.11	171.90
Gab-1	47.84	2.17	7.12	13.34	0.21	0.62	1.07	1.76	5.3	6	5.53	5.64	1.13	0.46	298.40	0.94	0.36	44.05	96.06	7.01	294.80	111.60	2.63	0.15	171.40
Gab-C3	49.31	2.76	5.83	13.82	0.24	0.46	0.51	0.77	5.9	4	6.85	6.90	1.72	0.55	71.29	1.12	0.07	45.85	29.22	12.46	309.40	135.40	1.34	0.17	234.50
Dunie volcano faults																									
D10	47.81	2.33	8.28	14.86	0.21	0.34	0.10	0.71	4.8	4	4.97	5.21	1.05	0.28	329.00	0.80	0.08	50.45	120.00	3.81	276.60	109.10	1.78	0.00	146.60
D12	48.67	2.30	8.25	15.42	0.18	0.24	0.12	0.33	4.0	3	3.85	4.02	0.96	0.25	338.40	0.63	0.04	46.93	125.70	6.03	272.20	89.12	0.76	0.08	138.80

Table 2: Locations and description of samples used for ^{3}He dating. Self-shielding factors, scaling factor (Stone, 2000) and $P^{3}He_{cos}$ rates were calculated using Cosmocalc calculator of (Vermeesch 2007). Samples were orientated in the field but no topographic-shielding corrections or corrections for self-shielding based on surface geometry were required.

Cosmogenic ^{36}Cl exposure age calculation

Calculations of cosmogenic ^{36}Cl exposure ages were done using the Excel® spreadsheet published by Schimmelpfennig et al. (2009), applying the scaling method by Stone (2000) and the Schimmelpfennig production rates. To take all 36Cl production reactions into account, chemical compositions of the bulk-rock were analyzed at the Service d'Analyse des Roches et des Minéraux du CNRS (CRPG, Nancy, France). Major elements were determined by ICP-OES and trace elements by ICP-MS, except Li (atomic absorption), B (colorimetry), H_2O (Karl Fischer titration) and Cl (spectrophotometry). Bulk-rock concentrations of the major elements and of H, Li, B, Sm, Gd, U, Th and Cl are given in Table 2. These analysis are required for calculating thermal and epithermal (low-energy) neutron distributions at the land/atmosphere interface, which can significantly affect ^{36}Cl production in a rock sample (see below) via n-capture of low energy neutrons by ^{35}Cl. Aliquots of the leached mineral grains, taken before their complete dissolution, represent the part of sample dissolved for ^{36}Cl extraction and retained for the analysis of the corresponding target element concentrations (Ca, K, Ti and Fe). These concentrations (Table 2) and the Cl concentrations, determined by isotope dilution during AMS measurements (Table 2), were used to calculate ^{36}Cl production from all production mechanisms in the dissolved samples.

Cosmogenic ^{36}Cl is produced by three different production reactions: (1) spallation of Ca, K, Ti and Fe, (2) slow negative muon capture by Ca and K and (3) low-energy neutron capture on the trace

element ^{35}Cl (review in Schimmelpfennig et al., 2009). Regarding this last production reaction, a significant proportion of ^{36}Cl can result from a high level of Cl (>50 ppm) in a sample (Schimmelpfennig et al., 2009). The production rate of 36Cl via this reaction is hard to quantify due to the complexity of the thermal and epithermal neutron fluxes and the related ^{36}Cl production reaction (Phillips et al. 2001). It has been shown that high Cl concentrations can lead to significantly over-estimated ^{36}Cl exposure ages (Schimmelpfennig et al., 2009). Since our samples have Cl concentrations ranging from ~20 to 200 ppm (after leaching), the calculated exposure ages of those samples with the highest Cl concentration (>100ppm) must be treated with caution, as they might be over-estimated. This concerns samples D-14, D-16 and Gab-C3.

HELIUM SAMPLES

Sample	Altitude (m)	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Petrology	Sample thickness (cm)	Depth correction	Stone scaling factor	Local P^3He_{cos} at g^{-1} yr^{-1}	±
Durrie volcano lavas **D2**	12° 22.844'	40° 26.359'	554	small olivines	5	0.96	0.94	108	8
Rift Axis lavas **D-29**	12° 22.553'	40° 33.448'	495	small olivines	4	0.97	0.90	104	8

Helium exposure ages

Two samples presented enough olivines to be separated for ^{3}He analysis (D-2 and D-29). They were analysed following the protocole of Medynski et al., (2013) to retrieve ^{3}He cosmogenic ages.

5. Lava chemistry and on/off-axis affinity

Major and trace element concentrations were determined by ICP-OES and ICP-MS respectively, at the Service d'Analyse des Roches et des Minéraux, CRPG–Nancy, France (Table 2) on whole rock material (Carignan et al. 2001). The samples are all sub-alkaline basalts, and present relatively homogeneous major and trace element compositions (MgO content varies from 9.5 to 5 wt%) (Fig. 3). Previous studies (Ferguson et al., 2013; Medynski et al., 2013) showed that it was possible to distinguish rift off- and

Table 3: Sample composition in target elements. Major elements concentrations are measured by ICP-OES at SARM (CRPG).

on-axis products on the basis of their chemical signature in rare earth elements (REE). Indeed, REE are incorporated in various proportions in the melt as a function of their systematic variations in mineral – melt incompatibility [ref]. The analysis of heavy (Sm/Yb ratio) and light-REE (La/Sm ratio) that have distinct partitioning coefficients allows different partial melting fraction zones to be distinguished. In our case, lavas erupted at the rift axis and lavas issued from the Transform Volcanic Zone (TVZ; see Fig. 1) (e.g. from the Dabbayra cones on the West of Baddi - Ferguson et al., In press, Baddi and Dabbahu volcanoes - (Field et al. 2013) and Medynski et al., 2013 - Fig. 1) derive from parental magmas that experienced different degrees of partial melting, with a higher partial melt fraction below the axis (P_{MS}) than below the TVZ (P_{TZ}) (Ferguson et al., in press; Medynski et al.,

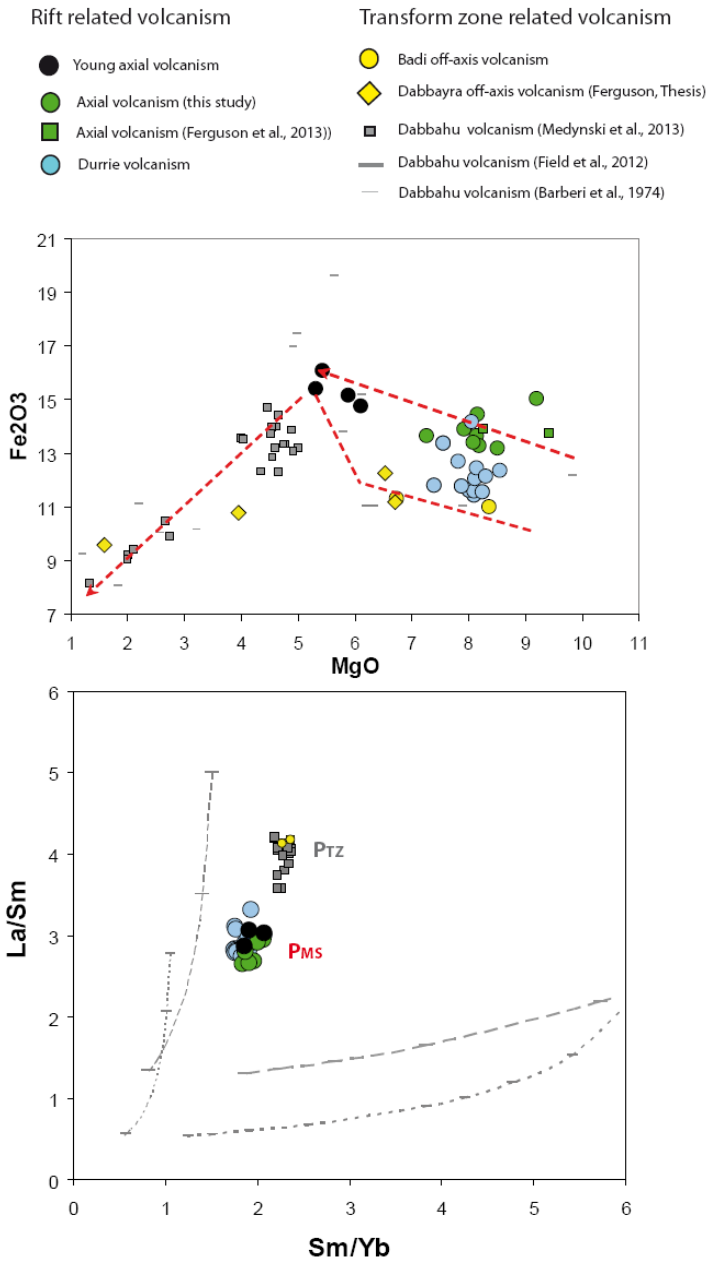


Figure 3: Chemistry of this study samples, compared to TVZ samples: the Dabbahu volcano (Barberi et al., 1974; Field et al., 2012; Medynski et al., 2013), the Baddi volcano (Medynski et al., 2013) and Dabbayra (Ferguson et al., in press) and to axial volcanism (Medynski et al., 2013; Ferguson et al., in press). Top: Fe_2O_{3T} vs. MgO diagram. Bottom: (La/Sm) vs. (Sm/Yb) diagram. The Durrie samples are clearly issued from the same parental magma as the rift axis lavas (fed by the mid-segment magma chamber), but certainly evolved in separated magma reservoirs (see text for discussion).

2013).

In a (La/Sm) vs. (Sm/Yb) diagram (Fig. 3B), all the samples measured in this study from the axis to the Durie volcanic complex fall on the same trend. They overlap the field defined by samples from the eastern margin (Ferguson et al., in press) and lavas erupted in 2007 (Ferguson et al. 2010), and can be strictly distinguished from the off-axis TVZ volcanics. On the base of this REE signature, it is clear that the slightly off-axis Durrie volcano shares the same melt fraction related compositional signature as the on-axis volcanics. This initial observation strengthens the fact that there is a clear distinction in partial melt fraction between TVZ volcanics and rift-related lavas, irrespective of their position in the segment.

The lavas from the Durrie complex and the rift axis are characterized by concentrations in MgO ranging from 9.43 to 6.10 wt%, and are generally more primitive than lavas sampled on the flanks of the Dabbahu volcano (Fig. 3). In contrast to their similar REE signature, these two groups generally present more diverse major and trace element compositions, illustrated in Fig. 3 by a wide range of Fe_2O_{3T} content for a similar MgO content. On the base of such major elements compositional trends, lavas from the Durrie complex can be clearly distinguished from those erupted at the rift-axis, which have been fed by the mid-segment magma chamber. This suggests either different initial parental magmas, or at the very least different fractionation processes in distinct reservoirs. Moreover, compositions of the lavas issued from the Durrie volcano are also more heterogeneous than those issued from the axis, which may indicate a more complex plumbing system/history.

These variations which suggest the existence of distinct reservoirs below the segment are in good agreement with magnetotelluric data (see discussion and Fig. 7, Dessisa al. 2013) which have imaged contrasted resistivity, interpreted as the presence of large melt bodies in the crust distributed along the same off- on-axis transect.

Sample	$m_{rock\ dissolved}$ (g)	Cl [ppm]	err	$^{36}Cl/^{35}Cl$ in rock	err (%)	^{36}Cl (at/g of rock)	err	$^{36}Cl_{cos}$	err	Blank correction (%)	$P^{36}Cl$ (at.g-1.a-1)	err	^{6}Cl exposure age (ka)	err (ka)
Durrie volcano lavas														
D1	67.18	42.1	1.5	4.7E-14	9.0	4.82E+04	4.46E+03	4.8E+04	4.5E+03	0.32	5.5	0.41	**8.9**	**1.1**
D6	52.15	55.6	3.2	6.5E-14	5.5	8.70E+04	5.53E+03	8.7E+04	5.5E+03	0.23	5.9	0.43	**14.9**	**1.5**
D9	28.49	52.8	2.9	3.5E-14	6.6	6.26E+04	4.38E+03	6.2E+04	4.4E+03	0.59	5.4	0.40	**11.6**	**1.2**
D11	60.21	73.8	5.5	4.0E-14	7.5	5.96E+04	5.30E+03	6.0E+04	5.3E+03	0.29	6.0	0.43	**10.1**	**1.2**
D13	83.45	22.9	0.3	3.5E-14	9.0	2.43E+04	2.21E+03	2.4E+04	2.2E+03	9.11	4.5	0.35	**5.4**	**0.6**
D14	74.21	116.7	5.8	4.2E-14	6.5	8.06E+04	6.12E+03	8.0E+04	6.1E+03	0.18	6.9	0.48	**11.9**	**1.2**
D30	50.77	49.2	1.8	4.1E-14	6.3	5.12E+04	3.40E+03	5.1E+04	3.4E+03	0.40	5.4	0.40	**9.6**	**1.0**
D31	71.03	30.2	0.9	5.2E-14	6.8	4.35E+04	3.04E+03	4.3E+04	3.0E+03	0.34	4.6	0.35	**9.5**	**1.0**
D36	52.1	82.6	2.9	3.6E-14	6.5	5.99E+04	4.14E+03	6.0E+04	4.1E+03	0.34	5.6	0.40	**10.9**	**1.1**
Rift Axis lavas														
D15	76.29	52.9	4.2	9.8E-14	4.1	1.09E+05	6.95E+03	1.1E+05	6.9E+03	0.13	5.1	0.37	**21.8**	**2.2**
D16	57.82	195.6	25.8	2.0E-14	8.6	6.01E+04	8.29E+03	6.0E+04	8.3E+03	0.30	8.6	0.61	**7.0**	**1.1**
D17	50.46	33.6	1.7	1.1E-13	3.9	1.16E+05	5.05E+03	1.2E+05	5.0E+03	0.18	4.9	0.37	**24.4**	**2.2**
D23	80.33	39.8	4.9	1.0E-13	5.3	9.08E+04	7.93E+03	9.1E+04	7.9E+03	0.14	4.7	0.35	**19.6**	**2.3**
Cald-1	79.49	62.4	6.3	1.2E-13	4.0	1.42E+05	1.11E+04	1.4E+05	1.1E+04	0.09	6.0	0.43	**24.3**	**2.6**
Gab-C3	77.53	146.3	10.4	2.0E-14	13.5	4.46E+04	6.59E+03	4.5E+04	6.6E+03	0.30	7.0	0.49	**6.4**	**1.1**
Durrie volcano faults														
D10	61.51	29.0	1.4	1.8E-14	18.7	1.61E+04	3.06E+03	4.8E+04	3.1E+03	1.05	3.2	0.41	**5.0**	**1.1**
D12	69.34	43.0	2.4	1.3E-14	10.4	1.32E+04	1.44E+03	4.8E+04	1.4E+03	1.14	2.7	0.41	**4.9**	**0.6**
Blank														
	Cl (10^{16} atoms)					^{36}Cl (10^{3} atoms)								
	23.51					10.53								

6. Dating results

The lava surface exposure ages calculated for the mid-length Dabbahu MRS lava-flows range from 5.4 ± 0.6 ka (D-13) to 24.7 ± 1.6 ka (D-29) (Table 3). The two fault scarps sampled at respective height of 1 and 1.5 m (for total scarp height of 5 and 3.5 m) on the Durrie volcano have been exposed for ~5 ka (D-10 and D-12, displaying exposure ages of 5.0 ± 1.1 and 4.9 ± 0.6 ka respectively). The volcanic stratigraphy established on the basis of these results is summarized in Table 3 and Fig. 4.

Rift-axis volcanism: major resurfacing event of the depression around 30-25 ka

The current mid-segment magma chamber position has been identified by InSAR and seismic studies (Wright et al., 2006, Grandin et al., 2009, Field et al., 2012) and is known to have fed minor axial volcanism during the 2005-2012 crisis. Several eruptive centres can be recognised in the study area, which certainly tapped the same axial reservoir.

Table 4: Chemical analysis of bulk rock. ^{36}Cl and Cl concentrations are determined by AMS at ASTER (CEREGE)

In the vicinity of the caldera, the lava units form a topographic high, suggesting the presence of an eruptive centre before the formation of the caldera, from which the lavas spread out. In the axial depression, a preserved cone stands on a horst and recent fissure cracks also outcrop in the axial depression. The Cald-1 sample belongs to a lava unit that was emplaced on the flanks of the topographic high, close to the caldera. It yields an exposure age of 24.3 ± 2.6 ka, and stands on an unit dated 24.7 ± 1.6 ka (D-29), suggesting a rapid succession of eruptive units issued from numerous eruptive vents. This assumption is supported by sample D-17 (24.4 ± 2.2 ka) which was emitted from the horst cone. Even if the lavas produced in the rift axis (D-17, D-29 and Cald-1) are indistinguishable within analytical errors, the stratigraphy determined during the mapping of the area allows the order of emplacement to be established. The western faults of the depression displace lavas dated 21.8 ± 2.2 ka (D-15, Fig. 2), whereas the most recently emplaced lavas at the bottom of the depression are dated at 19.6 ± 2.3 ka (sample D-23). Those ages are consistent with the single Ar-Ar age available on the eastern border of the rift: the last lava to be displaced by the rift border fault was dated 30.0 ± 5.4 ka (Ferguson et al., 2013). Considering the broad distribution of the lavas dated around 24-20 ka, they must represent a major resurfacing event that may have spread over the whole rift depression, associated with large volumes of lavas.

The youngest lavas that were emplaced at the rift axis are dated 6.4 ± 1.1 ka (Gab-C - which was dated <2ka by the ^{3}He technique but with high uncertainties (Medynski et al., 2013) and 7.0 ± 1.1 ka (D-16). Overall, these younger flows show that there was a homogeneous resurfacing of the axial depression around 6-7ka, that filled the graben on the eastern side (Fig. 4) in the vicinity of eruptive fissure vents.

Durrie volcanism: broad resurfacing of the western shoulder of the rift

The various units of the Durrie volcano range from 16.3 ± 2.8 ka (D-2) to 5.4 ± 0.6 ka (D-13). The extensive sampling allowed several different mapped units to be grouped together, reducing uncertainties in the mapping and shows that, over time, the emission of the different lava units was distributed along the different eruptive centres mapped. For instance, the oldest recorded lava flow field (D-2 and D-6 dated 15.0 ± 1.5 ka) clearly erupted from the Durrie main spatter cone. The next chronologically emplaced unit (D-9 and D-14 - part of the same unit, dated 11.7 ± 1.2 ka and 11.9 ± 1.2 ka respectively) erupted from an eastern cone, ~1km away. Samples D-30 and D-31 display

similar ages (both 9.6 ± 1 ka) and were emitted from small cones further south-east. Sample D-1 was emplaced at 8.9 ± 1.1 ka, indicating continuous activity of the Durrie central spatter cone. The last (youngest) lava erupted at 5.4 ± 0.6 ka (D-13) further north, closer to the rift axis (Fig. 2). Overall, the eruptive centres (in purple on Fig.2) are broadly distributed. The lavas that were mapped as part of this off-axis volcanism spread over 170km^2 (Fig. 2 and (Vye-Brown et al. 2012), implying a major resurfacing event at the scale of the segment at 15-10 ka. Small lava volumes kept erupting around 5 ka (D-13).

Only small (< 10 m) fault scarps are now dismantling this large lava field. The two sampled faults (D-10 and D-12) display recent ages, respectively 5.0 ± 1.1 ka and 4.9 ± 0.6 ka (Fig.4). These faults are west-dipping and respectively 5 and 3.5 meters high at the sampling location.

	Phase [a]	Magmatic $^3He/^4He$ [b] (R/Ra)	±	$^4He_{fusion}$ (10^{11}at.g^{-1})	±	$^3He_{fusion}$ (10^6at.g^{-1})	±	$(^3He/^4He)_{fusion}$ R/Ra	±	R factor [c]	^3He cos (10^6at.g^{-1})	±	Minimum exposure age kyrs	±
Durrie volcano lavas														
D-2	olivine	8	2	1.20	0.01	2.79	0.17	16.86	1.05	0.98	1.5	0.4	**14.5**	**3.6**
Rift Axis lavas														
D-29	olivine*	10	2	0.14	0.02	2.8	0.2	146.4	26.8	0.99	2.6	0.2	**25.0**	**1.7**

Table 5: Helium data and cosmogenic exposure ages.

[a]: * indicates samples that were crushed before fusion in order to reduce the magmatic ^3He & ^4He contributions

[b] Magmatic ratios calculated by the isochron method,

[c] Radiogenic ^4He concentrations, estimated from measured U and Th concentrations, following the method of (Farley et al. 2006)

7. Discussion

7.1 Morphological evolution of the rift depression along the axis

The oldest dissected flows on the western side of the axis (but within the study region) display ages ranging from 19.6 ± 2.3 to 24.4 ± 2.2 ka (Table 2 and Fig 2). On the eastern side of the rift, the major faults displace lavas dated at 30 ± 5.4 ka (Ferguson et al., 2013). These lavas were emitted concomitantly with the emplacement of the mid-axis caldera units, with the youngest lavas emitted at 24.3 ± 2.6 ka. This convergence in age, as well as the monotonous lava pile sequence observed along all the axial fault scarps, suggest that a major re-surfacing event erased all the pre-existing topography around 25-30 ka. Subsequently, the erupted lavas seem to be focused on the eastern margin of the axial horst: the oldest lava emplaced west of this horst

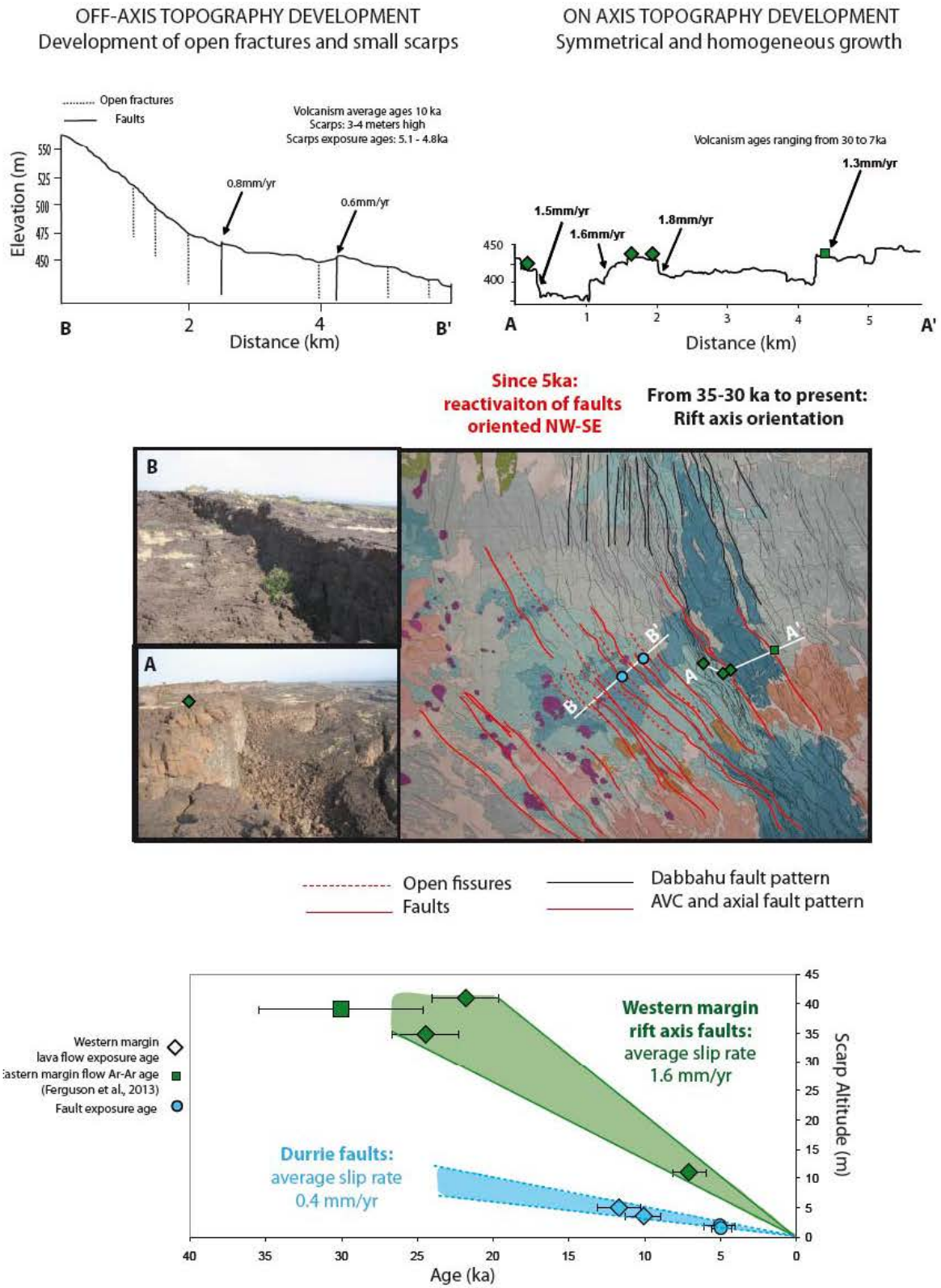


Figure 4: Topography acquisition in on/off axis position. The positioning of the two topographic profiles is shown on the geological map. Pictures A and B respectively represent faults from the rift-axis and from the Durrie area. Profile A-A': topography is symmetrically acquired with a deformation equally distributed along the faults. Profile B-B': deformation seems to correspond to the on-going dismantling of the AVC.

is dated at 19.6 ka (D-19), whereas a second less voluminous resurfacing event occurred more recently at 7-6ka (D-16 and Gab-C - Fig. 2) and affected the whole segment length.

However, because lavas are stacked in the depression, and cosmogenic dating can only be performed on the latest lava emplaced and currently outcropping, it is impossible to say if the lava emplacement has been continuous since 19 ka but focussed in the eastern depression until 7ka, or if there was a gap in the volcanic activity at the scale of the whole segment.

The current axial depression started developing after the major resurfacing event of 25-30 ka. The precise dating of lavas at the top and bottom of the western rift border (D-15 and D-23) reveals average slipping rates ranging from 1.4 to 1.8 mm/yr that are very close to the slip rate estimated by Ferguson et al. (2013) on the eastern border (1.3 mm/yr) (Fig. 4). The horst that stands along the axial valley (where samples D-16 and D-17 were taken, Fig. 2) marks the limit between the current neo-volcanic zone, which was resurfaced around 6-7ka along the whole length of the segment (Gab-C3) and the western arm of the neo-volcanic zone, where volcanism seems to have stopped at ~20ka (Fig. 2 and 4). The dating of lavas on the western (between sample D-17 and the bottom of the depression) and eastern side of this horst (the lava represented by sample D-16 is offset by a 12m height scarp) indicate identical slipping rates of 1.6 and 1.7 mm/yr respectively, recorded over the two resurfacing periods of the axis.

The deformation in this central part of the rift seems to be equally partitioned along the different scarps of the axial valley, and to have started later than in the Northern extremity which was initiated between 51 and 34 ka, Medynski et al., 2013 and in prep) (Fig. 4). The symmetrical morphology of the rift axis coupled with the homogeneous distribution of slip rates along the rift faults in this region contrasts with the northern part. Indeed, close to the segment terminating volcano, the depression becomes slightly asymmetrical, with important variations in the faults slip rates (ranging from 0.1 mm/yr to 1.9 mm/yr). In the north of the segment, fault motions are under the influence of a complex magma plumbing system which alternatively contributed to intruding dikes in off- and on-axis position between 35 - 0 ka (Medynski et al., in prep). In the present study area slip rates are partitioned equally along the depression which suggests that this region is under the influence of a simple source that inject focussed intrusions since 25 ka, creating a symmetrical depression.

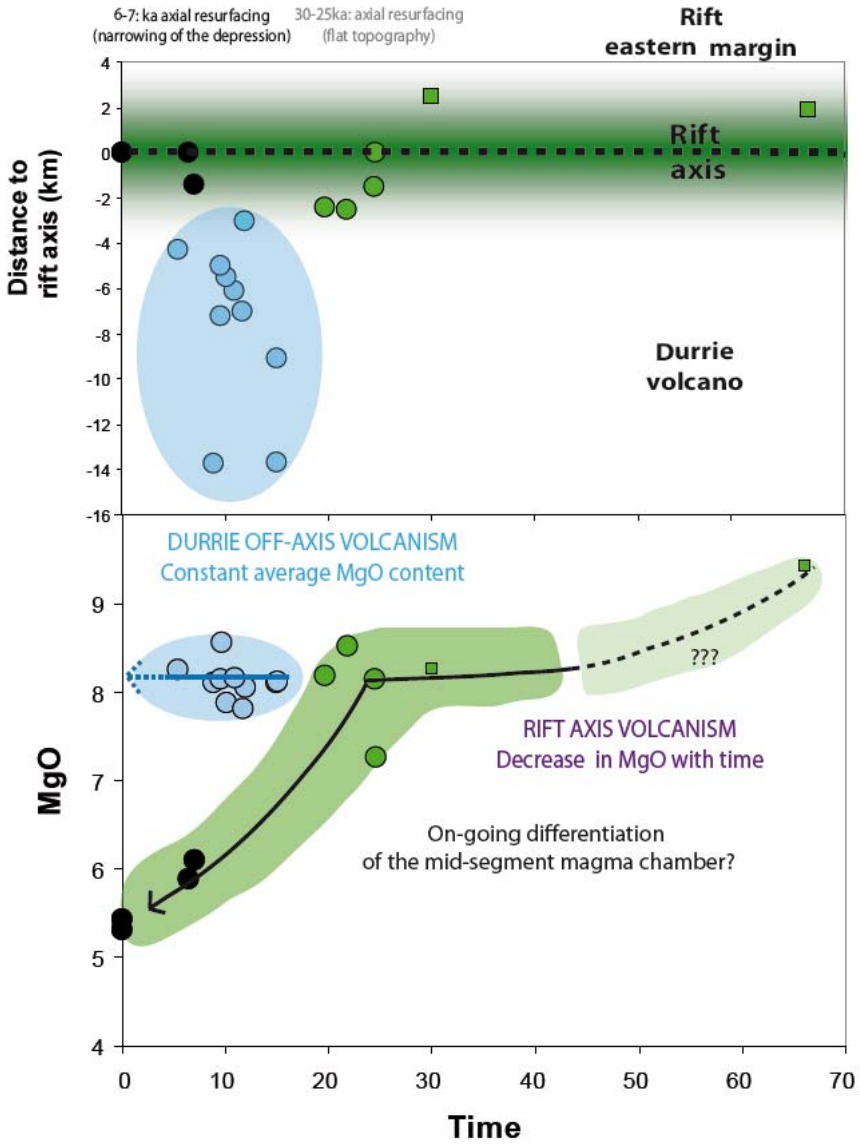


Figure 5: Top: timing and localisation of the emission points of on/off axis lavas in order to show that the rift axis activity's evolution follows the evolution the axial depression (focussing the magmatic activity in the growing depression) whereas the off-axis activity is clearly unfocussed in regard to the variability of the emission points. Bottom: evolution of the MgO content of lavas from the axis and Durrie volcano through time. A clear decrease appears in MgO on the lavas of the axis, whereas the Durrie ones display constant average concentrations.

Despite the geometrical discrepancy of the depression between the central and northern part, slip rates are similar in the north (~1.6 mm/yr on the major faults - Medynski et al., in prep.) and in the south (~1.5mm/yr - average of the 4 scarps measured), suggesting that a common intrusion and reactivation mechanism since ~ 50 ka operates along the entire rift which then creates the present day

axial depression. These results are consistent with the idea that the stability of the depression is linked to the stability of magma reservoirs, as proposed in Medynski et al., 2013, and Medynski et al., in prep, but they also raise the question of the lifetime of magmatic reservoirs, e.g. the duration of the period over which they are regularly supplied in magma before they are abandoned or replenished.

7.2 Stability of axial magma reservoirs during the last 30 ka

The temporal evolution of the lava chemistry (Fig. 6) shows that there is a clear difference in the differentiation rate at the rift-axis lavas compared with that at Durrie. Lavas erupted from the rift-axis (fed by the mid-segment magma chamber) display a decrease in MgO content through time that seems to have accelerated since 30 ka (Fig. 6); this could be the result of ongoing differentiation process for example due to a decrease in magma supply from 30 ka onwards below this axial reservoir.

Similar processes have already been described in the northern portion of the segment. There, a batch of magma evolved, in two separate magmatic cycles, from a phase of high magma input rate associated with limited topography, to a phase of low magma input and enhanced topographic development. (Medynski et al., 2013). These cycles were coeval with on-going differentiation processes and lasted around 20 - 30 ka each (the cycle I was dated ~70 to 60 ka, and the cycle II was dated ~50 to 22 ka). The mid-segment magma chamber seems to have evolved in a similar manner and it appears that this reservoir was at the high magma input stage at and prior to 25 ka. It subsequently evolved towards more differentiated basalts (i.e. less magma available) and this stage is also associated with the development of the rift topography (Fig 4C), the same as is observed in the northern part of the segment. In the absence of replenishment, the next logical step in the evolution of the MSMC would be the eruption of more differentiated products (MgO < .2 wt %).

In contrast, lavas erupted from the Durrie volcano are broadly constant in composition from 14 to 5 ka and represent large volumes (even if these are difficult to completely asses, since the base of the volcano does not outcrop and therefore only lower limits to the true volume can be estimated). From the perspective of the magmatic cycles described above, this would put the Durrie volcano in a phase of high magma input and associated limited topography development, which is consistent with the few scarps that affect the edifice and with the slow slip rates recorded on the faults (0.5 - 0.8 mm/yr, Fig. 4), less than half the slip rates recorded at the axis.

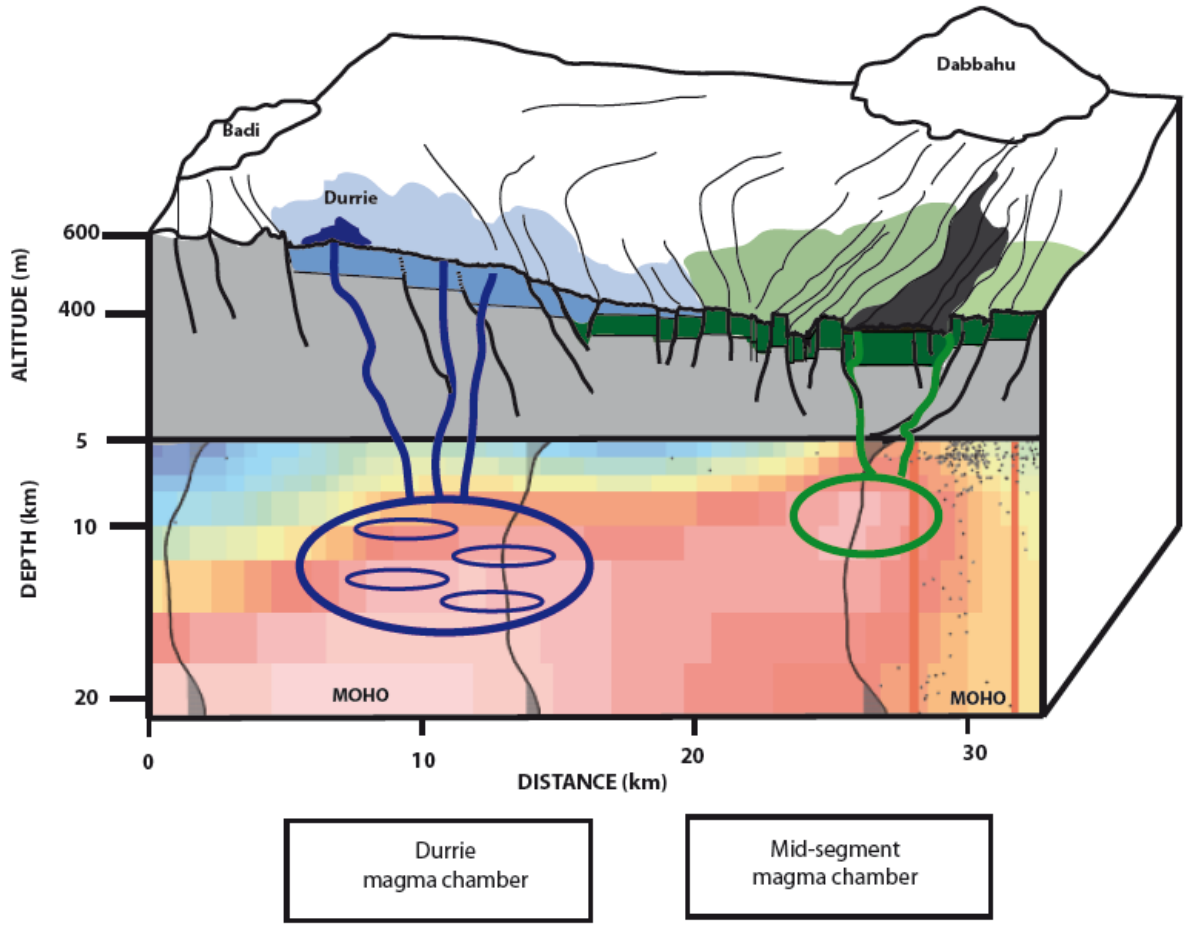


Figure 6: Comparison between surface topography and sub-surface resistivity (magneto-telluric image: courtesy of Nick Johnson)

Because the mid-segment magma chamber seems to be in a phase of decreasing magma input rate and the Durrie volcano in a phase of intense magma input, we would expect to find greater volumes of magma beneath Durrie than beneath the mid-segment magma chamber. Interestingly, the magneto-telluric analysis of the sub-surface resistivity show that there are two areas of melt accumulation that correspond to the rift axis and the Durrie volcano (Fig. 6). Even if the melting areas cannot be identified with accuracy (for example it is not possible to determine the reservoir geometry nor to determine if they are composed of stacked sills as opposed to a single magma pocket), the difference in size between the two areas strengthens the idea of a mid-segment reservoir that is magma-starved and that magmatic activity is currently focussed below the western margin.

The excellent correspondence of the MT imaging and our surface mapping/dating confirms that magmatism is currently *not* only focussed along the rift-axis, as would be the case in mature oceanic

ridges, but spreads over 15 km between the axis and the western rift border. The fact that both Durrie volcano and the rift systems were active coevally also strongly suggests that the Durrie reservoir is currently taking over the mid-axis magma chamber while this latter reservoirs is dying (Fig. 5 & 6).

7.3 Long-term evolution of the rift-axis depression

The position and morphology of the rift depression is linked to the position and activity of the different magma reservoirs. The reservoir located below Dabbahu and the mid-segment magma chamber seem to have experienced successive magmatic cycles since 70ka. From 50 ka (Dabbahu) and 25 ka (MSMC), both these reservoirs are in magma-starved cycles which results in better expression of topography resulting in the formation of the present axial valley of the DMH segment i.e. between Dabbahu and the mid-segment.

Currently, the Durrie volcano seems to be the only magmatic system in a phase of high magma supply . This slightly off-axis volcanic centre currently focuses the magmatic activity and is associated with limited topographic expression. However, deformation markers are already expressed at the surface, with open fractures and the new faults appearing (or reactivation of sealed faults), oriented NW-SE. We speculate that over the next magmatic cycle (20 – 30 kyr), as the Durrie magmatic activity decreases, tectonic activity will focus on these faults, building a newly oriented rift depression controlled by the position of the Durrie reservoir., Any new replenishment of the Dabbahu and mid-segment reservoirs will, in this scheme, laterally resurface the present day depression.

8. Conclusion

Cosmogenic ^{36}Cl surface exposure dating of basaltic lava flows, combined with field observations, geological mapping and geochemistry, allows the volcano-tectonic history of the central part of the Dabbahu MRS to be deciphered, covering the area from its western boundary to the rift axis itself. This study, in combination with previous work (Ferguson et al. 2013) supports symmetrical growth of the current axial valley, underlying different processes of topography acquisition compared to the northern portion of the rift. It also highlights the *unfocussed* character of volcanism relative to the rift axis since 30ka (Fig. 7).

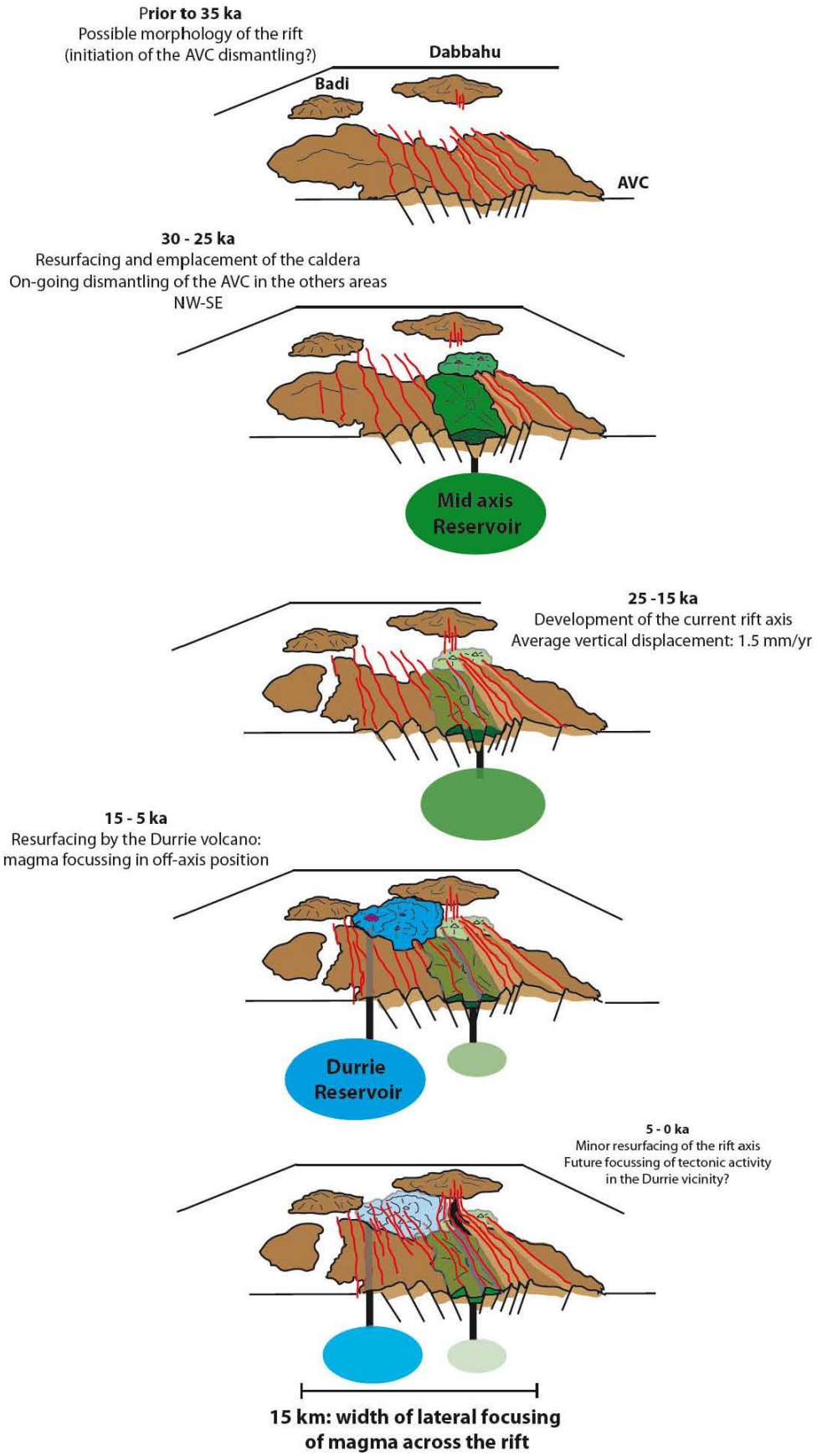


Figure 6: Schematic evolution of the DMH rift.

1. The ages of the displaced lavas at the rift axis on both sides of the depression are consistent with a major resurfacing event that rapidly emplaced piled pahoehoe lavas at about 25 ka and erased previous topography.

2. After this volcanic phase, the depression was initiated with regular slip rates distributed along different fault escarpments, at an average rate of 1.5mm/yr, similar to the slip rates obtained in the northern portion of the segment. Therefore, the topography acquisition along the entire rift segment is acquired with at more or less the same rate, but the distribution of the deformation differs from north to south Medynski et al. (in prep). The growing asymmetry of the rift toward Dabbahu could be due to the higher density of magma reservoirs in the north than the centre of the segment.

3. Topography seems enhanced where the segment is magma-starved, following the diminishing of magma budget at the rift axis between 20-30 ka up to 7-6 ka. This observation is consistent with the northern evolution of the Dabbahu MRS, but also with slow spreading ridges.

Overall, the development of the Dabbahu MRS topography seems to be highly sensitive to the location of the different magma chambers: the rift topography is limited during major magmatic phases, either close to the Dabbahu or close to the rift axis. Subsequently, the axial magma chamber seems to differentiate slowly with time, suggesting a decrease in magma supply, associated with the development of the topography (Fig. 6). Currently, the main magmatic chamber is located below the Durrie volcano and already produced a major resurfacing event, but the edifice is already under the influence of faulting activity, suggesting a future focusing of tectonic activity along these tectonic features.

Based on the Dabbahu MRS, it seems that close to the COT, topography (and therefore the development of the axial depression) is driven by the repartition of the magma, and thus, provided accretion remains unfocussed, the depression cannot be stable for more than a few tens of thousands years. As a result, observations made on these rifts can only provide information (for example, for models of mature oceanic ridge development) on the time-scale of the segment stability . At the scale of slow oceanic ridges, this could to indicate that magma bodies have a lifetime of a least 70 ka, and that the continuity of the magmatic activity is maintained by a system of different relaying reservoirs, which in return control the location of the rift valley.

Appendix: Composition of lava samples

Sample BULK ROCK	As ppm	Ba ppm	Be ppm	Bi ppm	Cd ppm	Ce ppm	Co ppm	Cr ppm	Cs ppm	Cu ppm	Dy ppm	Er ppm	Eu ppm	Ga ppm
Durrie volcano lavas														
D1	< L.D.	133.2	0.59	< L.D.	0.16	25.85	45.22	316.4	< L.D.	115.4	4.105	2.261	1.388	16.47
Durrié 2	< L.D.	140.6	0.642	0.12	0.156	27.21	46.82	332.9	< L.D.	108.8	4.439	2.418	1.491	16.81
durrié 6	< L.D.	133.5	0.729	< L.D.	0.134	25.51	45.42	323.7	0.109	123	4.021	2.211	1.346	16.5
durrié 9	< L.D.	167	0.795	< L.D.	0.259	37.02	49.49	292.8	0.131	97.96	5.355	2.894	1.85	18.81
durrié 11	< L.D.	137	0.677	< L.D.	< L.D.	25.68	44.68	310.1	0.082	164.6	4.13	2.293	1.407	16.39
durrié 13	< L.D.	135.9	0.614	< L.D.	0.17	24.43	44.87	322	< L.D.	136.2	3.858	2.169	1.322	16.02
durrié 14	< L.D.	199.2	0.998	< L.D.	0.177	41.13	49.38	235.6	0.119	104	5.484	2.916	1.977	18.94
durrié 30	< L.D.	129.2	0.686	< L.D.	0.208	27.38	47.21	312.7	0.092	120.9	4.379	2.368	1.489	17.07
durrié 31	< L.D.	141.4	0.716	< L.D.	0.213	30.74	46.87	307.2	0.103	91.19	4.705	2.517	1.562	16.62
durrié 36	< L.D.	178.3	0.794	< L.D.	0.136	36.82	51.05	257	0.094	116.3	5.682	3.03	1.963	18.9
Rift Axis lavas														
durrié 15	< L.D.	180	0.867	< L.D.	0.252	38.43	51.98	299.4	0.172	110	5.266	2.869	1.861	17.58
durrié 16	< L.D.	182.8	0.869	< L.D.	0.127	37.95	39.98	74.04	0.117	50.07	5.548	3.065	1.964	18.19
durrié 17	< L.D.	152.1	0.766	< L.D.	0.207	39.04	53.77	319.8	0.114	96.18	5.757	3.073	1.976	18.81
durrié 23	< L.D.	171.9	0.943	< L.D.	0.319	38	50.05	319.3	0.107	146.2	5.345	2.856	1.923	18.65
cald 1		< L.D.	155.8	0.747	0.219	0.248	37.48	46.5	273.4	< L.D.	117.5	5.446	2.981	1.99
Gab C	< L.D.	208.4	1.088	< L.D.	0.155	43.45	43.6	70.13	0.118	52.53	6.355	3.511	2.249	20.26

Sample BULK ROCK	Gd ppm	Ge ppm	Hf ppm	Ho ppm	In ppm	La ppm	Lu ppm	Mo ppm	Nb ppm	Nd ppm	Ni ppm	Pb ppm	Pr ppm	Rb ppm
Durrie volcano lavas														
D1	4.166	1.472	2.47	0.813	< L.D.	11.94	0.344	0.558	13.4	15.71	113.9	1.3128	3.55	5.225
Durrié 2	4.492	1.547	2.63	0.887	0.201	12.78	0.357	0.933	13.75	16.83	115	1.3945	3.845	2.806
durrié 6	4.074	1.467	2.409	0.812	0.113	10.84	0.326	0.917	12.85	15.54	117.7	1.6071	3.204	6.639
durrié 9	5.406	1.512	3.377	1.052	0.092	15.81	0.427	0.885	16.72	21.33	103.2	1.9279	4.847	6.451
durrié 11	4.107	1.489	2.506	0.831	0.116	10.89	0.332	0.826	13.23	15.73	102.4	1.6053	3.246	7.52
durrié 13	3.904	1.398	2.366	0.796	0.117	10.34	0.317	0.847	12.5	14.93	117.7	1.5772	3.053	6.195
durrié 14	5.812	1.498	3.721	1.06	0.131	17.27	0.425	1.053	21.57	24.46	105.1	2.0995	5.056	9.506
durrié 30	4.479	1.444	2.691	0.856	0.12	11.49	0.342	0.685	13.82	16.91	122.9	1.8175	3.413	5.534
durrié 31	4.751	1.519	2.79	0.936	0.122	13.17	0.365	0.596	14.63	18.5	109.4	1.9769	3.849	6.026
durrié 36	5.803	1.584	3.504	1.102	0.124	15.37	0.435	0.894	18.38	22.74	108.1	1.8532	4.635	7.711
Rift Axis lavas														
durrié 15	5.514	1.482	3.319	1.046	0.109	16.31	0.408	1.268	16.31	22.1	122.4	2.3182	5.027	7.245
durrié 16	5.792	1.449	3.438	1.11	0.148	15.89	0.45	1.151	19.9	22.77	28.39	1.914	4.718	9.998
durrié 17	5.83	1.473	3.471	1.118	0.102	16.95	0.444	0.723	16.85	23.38	111	1.8931	5.224	4.652
durrié 23	5.488	1.398	3.35	1.045	0.089	15.74	0.419	2.746	16.33	22.23	120.1	2.0837	4.907	5.894
cald 1	18.69	5.736	1.685	3.533	1.088	0.142	15.5	0.429	0.958	18.23	23.02	82.31	2.9488	4.72
Gab C	6.611	1.629	4.001	1.292	0.139	18.21	0.509	1.327	22.55	26.23	31.14	2.2467	5.42	11.75

Sample BULK ROCK	Sc ppm	Sb ppm	Sm ppm	Sn ppm	Sr ppm	Ta ppm	Tb ppm	Th ppm	Tm ppm	U ppm	V ppm	W ppm	Y ppm	Yb ppm
Durrie volcano lavas		< L.D.	3.844	0.892	267.6	1.015	0.68	0.998	0.333	0.27	290.8	< L.D.	22.73	2.183
D1		< L.D.	4.161	0.948	271.9	1.071	0.73	0.997	0.353	0.297	303.8	< L.D.	24.7	2.354
Durrié 2	37.82	< L.D.	3.827	1.127	262.5	0.982	0.654	0.994	0.333	0.326	282.3	< L.D.	22.86	2.179
durrié 6	37	< L.D.	5.313	1.045	278	1.282	0.878	1.177	0.413	0.441	317.8	< L.D.	29.46	2.796
durrié 9	39.13	< L.D.	3.854	1.481	263.3	1.015	0.673	0.954	0.342	0.289	294.7	< L.D.	23.74	2.211
durrié 11	37.44	< L.D.	3.684	1.484	259	0.949	0.646	0.92	0.318	0.299	275.8	< L.D.	22.35	2.079
durrié 13	36.05	< L.D.	5.746	1.476	322.4	1.657	0.916	1.388	0.434	0.436	316.7	< L.D.	30.63	2.774
durrié 14	37.78	< L.D.	4.097	1.369	266.5	1.058	0.704	0.968	0.349	0.338	292.5	< L.D.	24.65	2.308
durrié 30	38.66	< L.D.	4.519	1.347	260.9	1.113	0.759	1.215	0.376	0.401	298.2	< L.D.	26.34	2.422
durrié 31	38.42	< L.D.	5.496	1.584	281.2	1.434	0.92	1.181	0.442	0.364	342.2	< L.D.	31.19	2.937
durrié 36														
Rift Axis lavas	36.5	< L.D.	5.525	1.155	274.6	1.249	0.879	1.096	0.415	0.474	312.6	< L.D.	29.49	2.671
durrié 15	40.47	< L.D.	5.548	1.598	265.9	1.59	0.924	1.372	0.463	0.403	355.2	< L.D.	31.67	2.99
durrié 16	38.88	< L.D.	5.775	1.17	291.8	1.287	0.937	1.015	0.442	0.442	344.7	< L.D.	31.53	2.915
durrié 17	38.29	< L.D.	5.395	1.012	283.1	1.238	0.874	0.973	0.41	0.524	317.2	< L.D.	29.88	2.76
durrié 23	5.556	41.69	< L.D.	5.614	1.831	291.8	1.337	0.908	0.993	0.434	0.308	350.2	< L.D.	30.5
cald 1	41.09	< L.D.	6.349	1.6	288.3	1.768	1.041	1.618	0.519	0.484	406.1	0.325	35.9	3.296
Gab C														

Sample BULK ROCK	Zn ppm	Zr ppm	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MnO %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	TiO2 %	P2O5 %	PF %	Total %
Durrie volcano lavas														
D1	91.57	93.77	46.89	15.18	11.43	0.18	8.10	12.15	2.18	0.31	1.71	0.29	0.41	98.82
Durrié 2	96.73	99.78	45.48	15.19	12.06	0.19	8.11	11.83	2.06	0.22	1.84	0.28	1.26	98.52
durrié 6	93.65	98.76	47.60	15.00	11.58	0.18	8.10	12.25	2.22	0.37	1.68	0.33	1.77	101.08
durrié 9	113.5	139.5	47.37	14.28	12.69	0.21	7.82	11.71	2.18	0.33	2.03	0.40	1.77	100.77
durrié 11	94.55	101.7	48.16	14.97	11.78	0.18	7.88	12.21	2.33	0.40	1.75	0.28	0.70	100.62
durrié 13	92.16	96.11	47.26	14.94	11.55	0.18	8.24	12.50	2.20	0.34	1.66	0.28	1.30	100.45
durrié 14	121.9	157.5	46.73	14.18	14.18	0.22	8.05	10.48	2.58	0.56	2.47	0.47	0.47	100.37
durrié 30	101.6	106.8	47.04	15.09	12.35	0.19	8.55	11.82	2.24	0.33	1.87	0.34	1.19	101.00
durrié 31	103	113.6	44.80	14.08	12.43	0.21	8.14	12.59	1.93	0.27	1.93	0.45	2.33	99.16
durrié 36	122.9	143.9	46.70	13.79	14.44	0.22	8.16	10.66	2.44	0.45	2.45	0.47	0.80	100.58
Rift Axis lavas														
durrié 15	116.5	140.2	46.56	13.22	13.19	0.23	8.51	11.52	2.03	0.34	2.13	0.45	2.61	100.79
durrié 16	115.3	137.6	47.57	13.69	14.74	0.23	6.10	10.50	2.82	0.59	2.65	0.43	1.29	100.60
durrié 17	118.7	145.7	45.71	14.14	13.66	0.22	8.14	11.95	2.05	0.24	2.18	0.46	1.92	100.66
durrié 23	118.7	140.6	45.39	13.55	13.29	0.23	8.18	12.01	2.19	0.34	2.21	0.45	2.84	100.68
cald 1	2.768	113.4	147.6	46.88	13.95	13.65	0.21	7.26	11.69	2.34	0.37	2.32	0.46	0.62
Gab C	129.8	157.7	47.65	13.55	15.16	0.24	5.88	10.37	2.82	0.61	2.76	0.45	-0.20	99.30

Conclusions

Générales

Conclusions

The principal aim of this thesis was to constrain the morphological evolution of a rift segment close to the continent-ocean transition (COT), in an attempt to better understand the interactions between magmatic and tectonic processes involved in the last stages of continental breakup, at the scale of a few tens of thousand years. Another goal was to apply these observations to oceanic spreading centres, in order to determine if the same processes could be responsible for the evolution of the morphology of mature ridges. This was achieved by dating morphological surfaces (lava flows and fault escarpments) along the Dabbahu / Manda Hararo (DMH) magmatic rift segment using cosmogenic nuclide techniques (^{3}He and ^{36}Cl) in combination with detailed mapping both in the field and by remote sensing.

The DMH rift segment in Afar presents many advantages for achieving our objectives: it outcrops aerially (as opposed to sub-marine), its overall morphology is close to intermediate to slow oceanic spreading centres, and it has been widely studied over the past 8 years by a broad scientific community (geophysicists, seismologists, petrologists, etc…) following the beginning of a 5-year long rifting crisis. Although the work of this thesis did not focus on the 2005 rifting event, it benefited nevertheless from collaboration with the Afar Rift Consortium members.

Due to the lack of existing chronological constraints at the timescale considered, the approach in this thesis was to focus on limited areas of the rift axis where extensive preliminary mapping was conducted. Then, systematic dating of the different morphologic units (where possible) was performed.

The combination of structural investigations, field mapping, geochemical analysis and cosmogenic ^{3}He (and ^{36}Cl) exposure dating of lava surfaces allowed the interplay between volcanic activity and fault growth along the Dabbahu rift to be investigated, and thus several of the questions that were presented in the introduction were addressed.

1. Impact of magma availability on the north of the segment

My first study focused on the morphologic evolution of a poorly accessible area immediately to south of Dabbahu volcano, in the northern half of the segment where this central magmatic system overlaps fissural activity of the neo-volcanic zone. The aim was to determine the roles of the various magma reservoirs feeding this rift system and their

interactions during accretion over the past 100 kyr. This study allowed the importance of the segment terminating Dabbahu volcano in controlling topography development in the rift to be assessed.

First of all, new age data for key lava units allowed several magmatic cycles to be distinguished, based on the chronological differentiation of the successively emplaced lavas. This observation can be integrated with other models of the Dabbahu plumbing system (Field et al. 2012) which predict a magma supply via several sills where discrete magma bodies evolve independently from each other. My interpretation is that here we are observing the magmatic evolution one of these sills.

Each of the recorded cycle lasts 20 – 40 ka resulting in periods with alternately high and low magma supply rates. The mapping and volume estimation of the products of these two cycles strongly suggest that the second cycle corresponded to a decrease in the rate of magma supply below the Dabbahu.

It was during this second, low effusion rate magmatic cycle that the topography developed in a significant way, suggesting that the variations in magma supply rate at the segment terminating magmas drive the development of the northern extremity of the rift depression.

Finally, melts issued from the different magma reservoirs that feed the segment are chemically distinct, allowing their respective contributions in maintaining magmatic accretion to be estimated. Given the lateral extents of the lavas issued from the Dabbahu, this northern reservoir contributes to maintaining magmatic accretion of around one third of the segment's length, whereas the mid-segment reservoir is responsible for the remaining two-third of the segment accretion.

2. Topography built by axial reservoir-fed magmatism

The second study of my thesis research focused on fault motions in the northern end of the Dabbahu rift (same study area as in the previous section). In focusing on the rate of fault movement, the aim was to quantify the response of local faults to the different magmatic centres surrounding the Dabbahu MRS, and to determine if the large (> 1m) displacements produced by the 2005 megadyke intrusion event could explain the long-term deformation of the rift depression.

We measured quantitative slipping rates on two major and four minor normal fault scarps in the active Dabbahu magmatic rift segment (MRS) in the Afar Rift. We identify three types

of dyke injection mechanisms that could be responsible for topography creation, based on the assumption that faults are reactivated by magmatic intrusions. First of all, injections can be produced by axial magma chambers (e.g. the Dabbahu and the mid-segment magma chamber). Secondly, the smaller off-axis reservoirs (such as the Gabbho volcano) are also able to produce intrusions, even if none have been observed. The third intrusion type corresponds to the combination of on- and off-axis reservoirs, as in 2005.

Our results show that, for the last ~60ka, distribution of denudation is largely bimodal: topography is created by large, rapidly moving faults (1 to 2 mm/yr) whereas smaller faults accommodate less deformation (0.1 - 0.3 mm/yr) and are static between rare, large amplitude events. The repartition of the fast and slow moving faults along the segment can be related to different modes of intrusions. Basically, the area seems to be predominantly affected by dykes produced from the axial reservoirs, and from a combination of on- and off-axis. Our data show that most of the injections are intruded from the axial reservoirs (Dabbahu and the mid segment magma chamber), and that only about a tenth of intrusions result from a combination of axial and off-axis reservoirs (as in 2005). It implies that at the scale of the Northern rift axis, the distribution of the different magma bodies strongly controls the intrusions. The 2005 megadyke intrusion likely characterizes a rare event in the DMH segment; these types of events contribute little to the present-day topography.

3. Long term evolution of rift-axis location

The last study of my thesis research focused on an area that spread from the base of the Badi volcano to the axis of the rift depression, close to the mid-segment caldera. By sampling the rift axis at the middle of the segment, we intended to be out of the Dabbahu volcano area of influence, since we showed that the segment terminating volcano impacted the rift topography acquisition. Additionally, the observation of magmatic and tectonic processes at the axis are supposed to be the most representative to magmatic processes at mid-oceanic ridges. The aim was to constrain the evolution of the rift axial morphology, and to link it to the activity and location of the current axial magma chamber.

In the studied area, two separate volcanic systems contribute to the magmatic accretion: the rift axis volcanism, linked to the mid-segment magma chamber, and a slightly off-axis volcano (Durrie), that resurfaced the entire western margin of the rift.

Our data show that the rift axis experienced a major resurfacing event around 30-25 ka, and since, the volcanic activity seems to decrease. The subsequent development of the current depression comforts our previous observations according to which topography is enhanced during phases of limited magma input. Moreover, the time evolution of the chemical compositions of the different lavas emitted from the rift axis suggest that the mid-segment magma chamber is no longer as much alimented as it was around 25 ka. It could indicate that this axial reservoir, despite being still able to produce major intrusions like the 2005 event, may be no longer the main axial reservoir of the rift axis. This assumption is strengthened by two independent observations. First, the magneto-telluric imaging of the sub-surface clearly show a massive area of low resistivity (thus susceptible to contain melt) right below the Durrie volcano, whereas the imaging of the mid-segment magma chamber is much smaller. Second, the dating of the Durrie lavas suggest that they are erupted from a separate reservoir, despite the fact that they share similar characteristics of melt fraction. The Durrie lavas were emitted coevally with the rift axis volcanism, but seem to keep a constant composition, which suggests a taking of the Durrie reservoir over the axial one.

Therefore, at the scale of 30 ka, it appears that the magmatic activity is capable of focusing in a range of about 15 km across the axis.

4. Contribution of quantitative geomorphology in our understanding of self-organization of magmatic rift segments

In this thesis, I have showed that quantitative geomorphology is an appropriate tool with which to study the evolution of relief in volcanic environments. The combination of geological mapping, dating geomorphologic surfaces with TCNs and simple chemical analysis allowed the following statements to be highlighted:

- On the scale of a few tens of thousands of years, magmatic and tectonic processes respond reciprocally: since development of topography along the DMH segment is clearly enhanced during magma starved periods, whereas topography is limited during periods of high magma input.

- with the detailed mapping, I was able to show that the relative contribution of the different magmatic reservoirs can be assessed, concluding that a third of the segment accretion results from the Dabbahu volcano.

- The 2005 megadyke intrusion was not representative of the regular injections that produce the main rift topography: it was an epiphenomenon that appears to occur every 10 to 15ka, probably due to the participation of the off-axis reservoir of Gabbho, coupled with the mid-segment magma chamber. The slipping rates recorded on the different faults of the rift show that the 2005 intrusion type happens ten times less often than intrusions fed by axial reservoirs such as the Dabbahu and the mid-segment magma chamber.

- The mid-axial magma chamber might be dying or at least waning, as its products seem to differentiate through time while lava emission occurs at the slightly off-axis Durrie volcano. It seems that this latter volcano is taking over the axial chamber, possibly signaling an imminent ridge-jump.

- The evolution of the location of the different magma chambers through time affects the orientation of the depression's faults. In such scheme, in the future we might expect the depression to develop through this new off axis volcano (Durrie), resulting in a NW-SE orientation of the main rift axis.

Finally, it seems that the development of topography in the Dabbahu MRS is tightly tied to the magma budget and location. Phases of stability, where the axial valley is well-defined, are coeval with phases of magmatic stability. As long as the magmatic system is not totally focused, the rift valley is susceptible to drift. On the scale of my observations, this drift can occur in a window of about 15-20 km both sides of the current axis. Concerning the representativeness of the Dabbahu as a mid-oceanic ridge analogue, this variability in space and time of the valley might be a characteristic of the juvenile stage of the rift, or on the contrary, could be representative of small-scale variations that also occur in mature oceanic ridges.

ANNEXES

GEOSTANDARDS and GEOANALYTICAL RESEARCH

A New Single Vacuum Furnace Design for Cosmogenic ^{3}He Dating

Laurent **Zimmermann***, Pierre Henri **Blard**, Pete **Burnard**, Sarah **Medynski**, Raphael **Pik** and Nicolas **Puchol**

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Nancy-Université, INSU-CNRS, BP20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex, France

* Corresponding author. e-mail: laurentz@crpg.cnrs-nancy.fr

Helium-3 is a stable cosmogenic isotope that can be used to determine the time interval during which a rock sample has been at or close to the Earth's surface. As a result of the high production rate of 'cosmogenic' ^{3}He (≈ 130 at g^{-1} year^{-1}) and the low detection limit of modern mass spectrometers, it is possible to date exceptionally young surfaces (≈ 1000 years). The precision and accuracy of cosmogenic ^{3}He measurements depend critically on the passive helium blank (produced by the metalwork of the extraction furnace) which can be significant relative to the sample signals. We have developed and constructed, at the CRPG (Nancy, France), a new high temperature furnace (‹ 1500 °C) to extract helium in minerals such as apatite, pyroxene and olivine at 1050, 1350 and 1450 °C, respectively. The furnace demonstrated an excellent helium extraction yield (› 99% for olivine and pyroxene for heating times of 20–30 min and temperatures in the range 1050–1450 °C) and low residual helium contributions (the blank, obtained under the same analytical conditions as for sample extraction: 1×10^{-15} mole ^{4}He and ‹ 4×10^{-21} mole ^{3}He). This is approximately an order of magnitude lower than those reported by other laboratories using conventional furnaces.

Keywords: ^{3}He, cosmogenic, ultra-high vacuum furnace, extraction, purification, mass spectrometry, olivine, pyroxene.

L'hélium-3 est un isotope cosmogénique qui est utilisé pour déterminer l'intervalle de temps pendant lequel un échantillon a été au niveau ou près de la surface de la terre. Etant donné que l'hélium-3 cosmogénique possède à la fois un taux de production très élevé (≈ 130 at g^{-1} year^{-1}) et que nos spectromètres de masses modernes ont une très faible limite de détection, il est possible, actuellement, de dater des surfaces jeunes (≈ 1000 ans). La précision et l'exactitude de la mesure de l'hélium-3 cosmogénique dépend en partie du blanc d'hélium (produit par le métal du four d'extraction) qui peut être significatif par rapport aux signaux des échantillons. Nous avons développé et construit au CRPG (Nancy, France), un nouveau four haute température (‹ 1500 °C) pour extraire l'hélium dans des minéraux comme les apatites, les pyroxènes et les olivines à 1050, 1350 et 1450 °C respectivement. Le four a un excellent rendement d'extraction de l'hélium (› 99% pour les olivines et les pyroxènes pour un temps de chauffage de 20–30 min et une gamme de température de 1050–1450 °C) et de faibles quantités résiduelles d'hélium (le blanc, obtenu dans les mêmes conditions analytiques que pour une extraction: 1×10^{-15} mole ^{4}He and ‹ 4×10^{-21} mole ^{3}He). C'est environ ordre de grandeur en dessous des blancs obtenus par les autres laboratoires avec des fours conventionnels.

Mots-clés : ^{3}He, cosmogénique, four à vacuum ultra-haute, extraction, purification, spectrométrie de masse, olivine, pyroxène.

Received 13 Apr 11 – Accepted 12 Oct 11

Helium-3 primarily originates from primordial nucleosynthesis and is quite rare on Earth. As a result the small amounts of cosmogenic ^{3}He (^{3}He$_{cos}$) produced at the Earth's surface by spallation reactions induced by galactic cosmic rays can be detected. The amount of ^{3}He$_{cos}$ produced in a geological sample is directly proportional to

doi: 10.1111/j.1751-908X.2011.00145.x
© 2012 The Authors. Geostandards and Geoanalytical Research © 2012 International Association of Geoanalysts

the exposure duration of the rock at surface. Therefore, cosmogenic ^{3}He has applications constraining rates of Earth surface processes in geology, geomorphology and palaeoclimatology (e.g. Licciardi *et al.* 2001, Gayer *et al.* 2006, Blard *et al.* 2007). Moreover, cosmogenic ^{3}He has several advantages over other exposure dating techniques: (a) It has the highest production rate among all terrestrial cosmogenic nuclides ($\approx$ 130 at g^{-1} year^{-1} at sea level and high latitude, (Goehring *et al.* 2010). Given the low ^{3}He detection limit, $^3He_{cos}$ can be used to date young surfaces ($\approx$ 1000 years) (Blard *et al.* 2006b). (b) As it does not undergo radioactive decay, $^3He_{cos}$ is able to date events and quantify geological processes over long geological timescales (up to several million years) (Gosse and Phillips 2001, Blard *et al.* 2006a).

One important aspect of cosmogenic ^{3}He determination is the necessity to correct for non-cosmogenic ^{3}He components (mainly magmatic ^{3}He). This is generally carried out by monitoring the ^{4}He concentration in the same aliquot as the $^3He_{cos}$ determination (Kurz 1986a) and measuring the magmatic ^{3}He/^{4}He ratio in a separate experiment (usually by crushing). However, this requires very low and reproducible analytical ^{4}He blanks to avoid propagating uncertainty arising from the correction for non-cosmogenic ^{3}He.

In most laboratories, helium is commonly extracted from mafic minerals using a high temperature furnace (1600 °C). In this apparatus, a Ta or Mo crucible is connected to a double-sided Conflat flange and heated with a tantalum or tungsten resistance element housed in a separately pumped external vacuum chamber (Takaoka 1976, Staudacher *et al.* 1978). The main advantage of double vacuum furnaces is that the heating element is placed in a separate vacuum from the sample gas. This reduces non-noble gas components (mainly H_2) that are produced by the furnace that require subsequent purification. Nevertheless, these furnaces suffer from several disadvantages: (a) a large mass of refractory metal is heated. As a consequence, ^{3}He and ^{4}He blanks are often large ($\rangle$ 10^{-14} mol of ^{4}He) and variable, which can hamper the precision and accuracy of cosmogenic measurements; (b) the seal between the refractory metal crucible and the stainless steel extraction system is difficult to attain and is prone to leaks; (c) after a certain number of cycles (in our experience, $\langle$ 100), leaks develop between the crucible and the external vacuum resulting in partial (or total) loss of sample gas without any way of predicting when this loss will occur; (d) the crucible is frequently damaged after reacting with silicate liquids (molten samples) which requires the crucible to be frequently replaced; (e) these furnaces are costly to construct and maintain: they require a separate pumping system. They necessitate frequent interventions to replace refractory metal components that are expensive and hard to manufacture. Alternatively, some laboratories also use induction furnaces or diode lasers (808 nm) for He extraction from geological materials (Moreira and Allègre 2002, Foeken *et al.* 2006, Ammon *et al.* 2009).

This article presents a new type of furnace that was constructed and developed in the CRPG-CNRS noble gas laboratory (Nancy, France) for the extraction of cosmogenic helium in minerals such as olivine, pyroxene and apatite. Our experiments have demonstrated that the system results in an excellent helium extraction yield ($\rangle$ 99%) along with very low helium blanks (1×10^{-15} mole ^{4}He and $\langle 4 \times 10^{-21}$ mole ^{3}He). In this contribution, we report the design and the technical details of this single vacuum furnace.

Description of the furnace

Furnace design

The entire furnace housing was made of stainless steel, selected for its welding properties and its low He permeability, which permitted baking to 300 °C for desorption of chemical species from the inner surfaces. The furnace had a volume of $\approx$ 1400 cm^3. A 150 mm diameter stainless steel tube was welded to the upper CF160 flange. A CF16 flange, welded to the chamber wall, connected this volume to the purification line and a CF40 flange connected the sample holder (Figures 1 and 2). Two ceramic electrical feed-throughs (19 mm diameter Cu conductors; Caburn-MDC®, MC3-600C; Caburn-MDC Europe Limited, Uckfield, UK) were welded to the bottom flange (Figure 3). A heat-shielded tungsten heating element (R.D. Mathis Company®, CH-5; Mathis Company, Long Beach, CA, USA) was connected to the Cu feed-throughs via a large surface area (440 mm^2) to prevent overheating of the Cu–W connection. A boron nitride (BN) crucible (R.D. Mathis Company®, C5-BN) was placed within the heating element and was heated by thermal conduction and radiation to $\approx$ 1600 °C. A stainless steel thermal shield was welded around the heating assembly to protect the chamber wall and the electrical feed-throughs from radiation produced by the heating element at high temperature. A second thermal shield, placed under the heating element, protected the CF160 flange itself.

Samples (between 10 and 1000 mg each) were packed in copper foil (Alfa Aesar®, 0.025 mm thick, 99.8%, Lot K14R020; Alfa Aesar, Ward Hill, MA, USA); packets

© 2012 The Authors. Geostandards and Geoanalytical Research © 2012 International Association of Geoanalysts

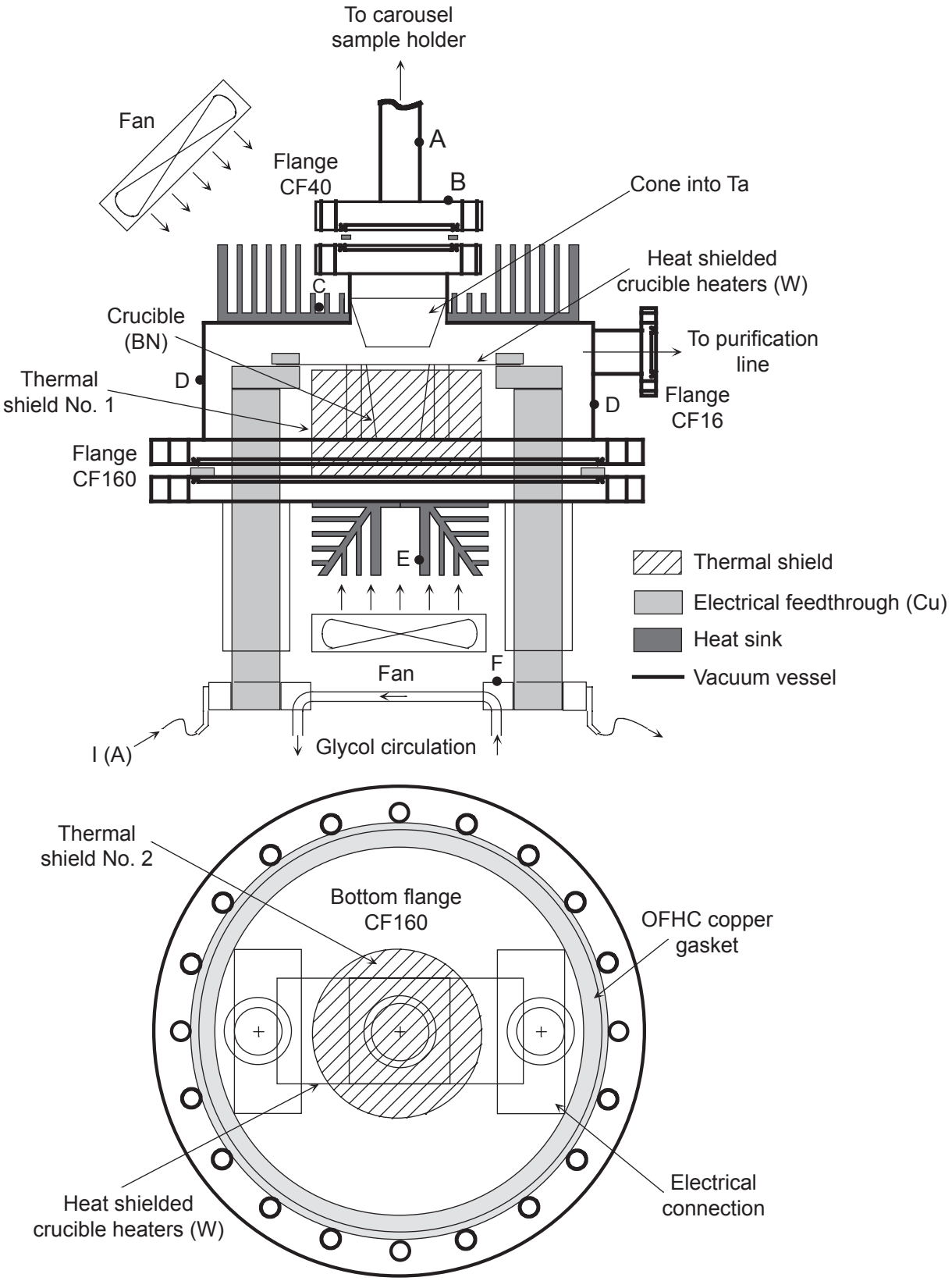


Figure 1. Schematic diagram of the high temperature furnace showing location of the heating element, the two electrical feed-throughs, the additional heat shielding within the vacuum housing and the position of the exterior heat sinks.

© 2012 The Authors. Geostandards and Geoanalytical Research © 2012 International Association of Geoanalysts

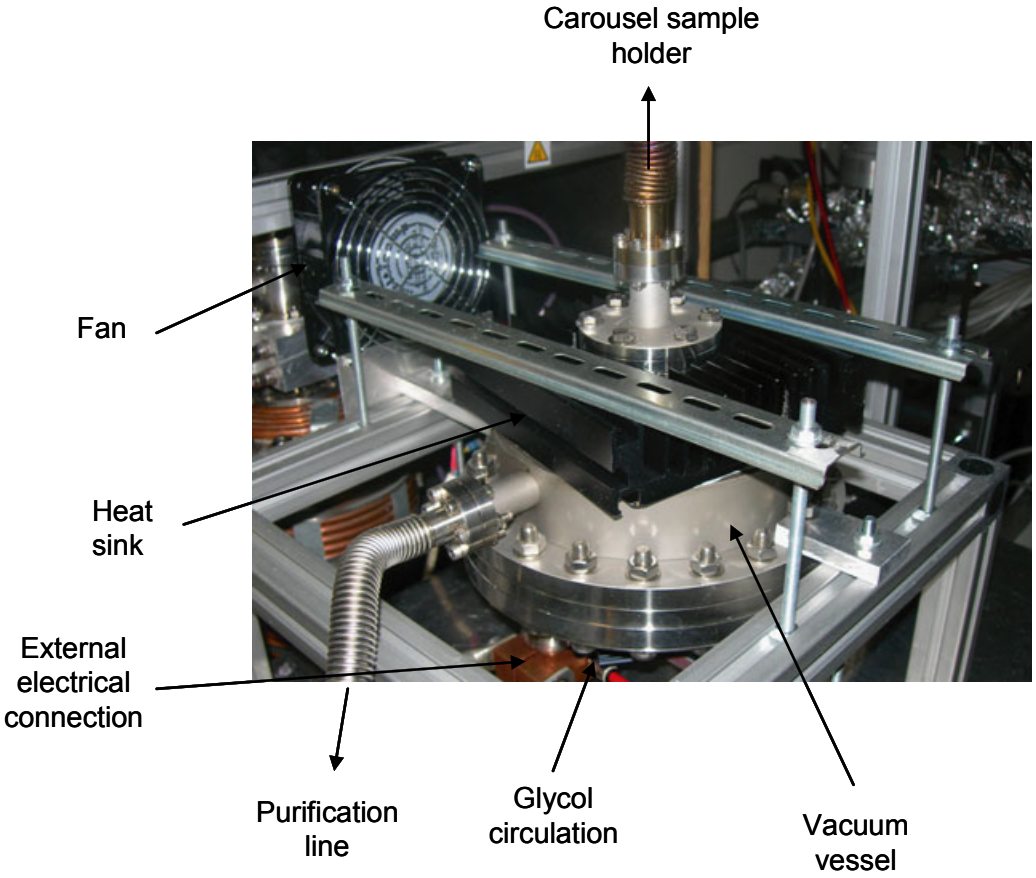


Figure 2. High temperature furnace. The furnace was connected to the purification line and to the sample holder via flexible metal hoses which reduced the risk of leakage during assembly. The furnace could be baked easily at 200 °C using heating tape to obtain, after 12 hr of pumping, a pressure of 10^{-8} mbar.

were limited to 5–6 mm diameter and 10 mm length to ensure that they dropped cleanly into the crucible. The samples (mineral or powder) were stored in a carousel sample holder; rotating the sample holder caused the sample packets to drop through a hole. A tantalum funnel guided the samples into the BN crucible.

Temperature calibration

The temperature of the crucible was measured with an optical pyrometer (Impac®, pyrometer IS-2, for measurement of temperature of 800–1600 °C; IMPAC Infrared GmbH Temperaturmessgeräte, Frankfurt/Main, Germany) through a small Pyrex window located at the top of the carousel. We obtained a linear calibration between crucible temperature (°C) and the applied current (A) for temperatures between 800 and 1600 °C [T (°C) = $a \times I$ (A)]. A period of 15 min was necessary to ensure a stable crucible temperature at each step. At the maximum current of 380 A and a voltage ‹ 2 V, the internal temperature of the crucible was › 1500 °C. The temperature–current calibration was sufficiently reproducible to be used during helium extraction. Furthermore, copper and nickel metal foils were introduced into the crucible to cross-check the pyrometer temperature determination. At the point of copper and nickel fusion, the optical pyrometer indicated 1060 and 1415 °C (±10 °C), respectively, consistent with the published copper and nickel melting points.

Cooling

During operation, the thermal shields were cooled externally via an extruded Al heat sink (Radiospares®, SO83/B75, R: 1.3 °C W^{-1}; Radiospare components, Beauvais cedex, France) fixed directly onto the bottom CF160 flange. A second heat sink (Farnell®, 151-290, R: 0.9 °C W^{-1}; Farnell France SAS, Limas, Villefranche sur Saône cedex, France) was used to cool the upper part of the furnace and protect the CF40 flange. A silicone heat transfer paste was spread between the heat sinks and the

© 2012 The Authors. Geostandards and Geoanalytical Research © 2012 International Association of Geoanalysts

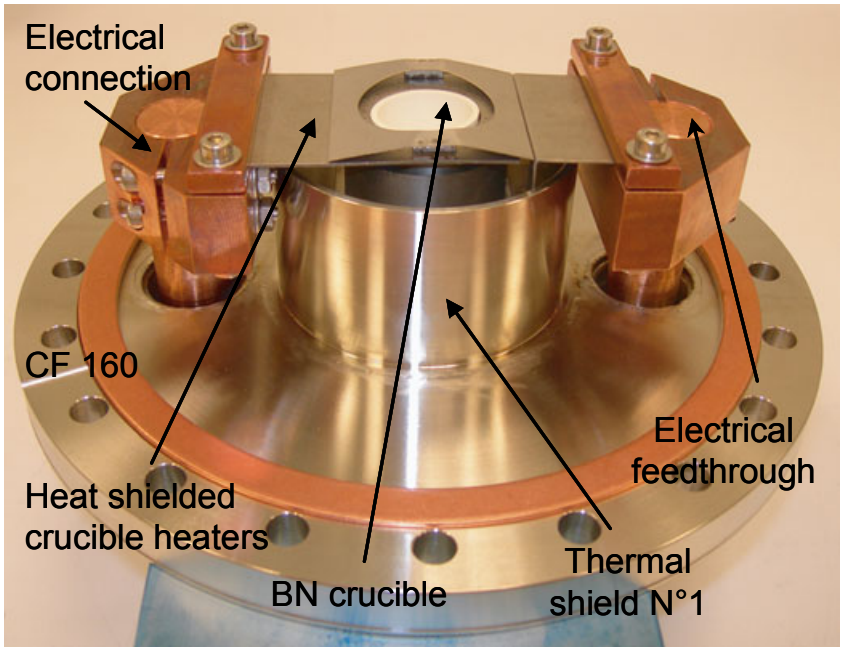


Figure 3. Detail of the bottom CF160 flange, with the two electrical connections that fix the heat-shielded crucible heating element on the electrical feed-throughs. A close fit was necessary to avoid heating the connectors excessively during operation. The screws used were UHV adapted to avoid dead-volumes within the threads which could be a source of He blank.

furnace to improve the contact and the heat transfer. Two fans further improved cooling (Figure 1). Finally, each power cable terminal block (attached to the atmosphere side of the feed-throughs) was cooled by a glycol cooling system.

The heat sinks with their fans efficiently cooled the entire system: the external furnace temperature, at various points (A, C, D and E, see Figure 1), was systematically ‹ 90 °C after 25 min at 1415 °C. The CF40 flange was at 140 °C (point B). The glycol circulation also efficiently cooled the electrical feed-throughs: their temperature remained below 46 °C (point F).

Nature and choice of the crucible

BN was chosen for three reasons: (a) Helium blanks depend in part on the nature of the crucible: Maruoka and Matsuda (2001) observed that Mo crucibles (1.1×10^{-13} mole ^{4}He) had larger helium blanks than BN (4.8×10^{-14} mole ^{4}He) at the same temperature. Our observations have confirmed that helium blanks are dependent on the nature of the crucible: under the same analytical conditions, our BN crucible released 10^{-15} mole ^{4}He whereas Mo and Ta crucibles produced up to $3–5 \times 10^{-14}$ and 9×10^{-15} mole ^{4}He, respectively. (b) Thermal properties. BN has high thermal conductivity, higher than most other ceramics and refractory metals. It can also be heated (in inert or reducing atmospheres) up to 2800 °C. The disadvantage of using BN is that it can degas considerable quantities of N; for He and Ne determinations, this does not pose a problem as the N can be separated readily using liquid nitrogen-cooled activated charcoal, but we do not recommend using BN crucibles for Ar determination.

Furnace cleaning

After construction, the furnace was cleaned by three successive ultrasonic baths in detergent (Decon90) for 2–3 hr. Between each bath, the furnace was rinsed in demineralised water. This procedure efficiently removes hydrocarbons (Chiggiato *et al.* 1999).

Furnace operation

Once clean (12 hr of pumping and baking at 200 °C, followed by thorough degassing of the BN crucible at 1450 °C), samples packed in copper foil were dropped into the BN crucible by rotation of the sample carousel: samples were usually dropped with the crucible held at 800 °C as the faintly glowing crucible allowed visual con-

© 2012 The Authors. Geostandards and Geoanalytical Research © 2012 International Association of Geoanalysts

firmation that the sample had dropped. Temperatures of 1050, 1350 or 1450 °C for 20–30 min cycles were sufficient to extract helium from apatite, pyroxene and olivine samples, for grain sizes ‹ 400 μm, respectively (Wolf *et al.* 1996, Blard *et al.* 2008). A liquid nitrogen-cooled charcoal trap within the furnace removed the large amounts of N generated by the BN crucible at high temperature (Kato *et al.* 2004). During heating, the temperature could be controlled using an optical pyrometer that had been calibrated by observing the fusion of several metals. Following extraction, the furnace temperature was decreased to 200 °C to reduce the H_2 partial pressure produced by the hot metal components. The gas extracted was then purified using an ultra-high vacuum line, using several charcoal traps and getters (Ti-sponge) (Zimmermann *et al.* 2009). Finally, helium was determined, in static mode, with a mass spectrometer (Helix SFT).

Furnace blanks and helium extraction yield

The stainless steel purification line was baked several times at 250 °C to desorb gases from internal surfaces. The getters and the activated charcoal traps were repeatedly activated at 800 °C and degassed at 250 °C, respectively.

The main source of helium blank was the BN crucible. To minimise this source of He, the crucible was degassed prior to use at between 400 and 1450 °C under dynamic UHV (ultra-high vacuum) conditions. Pressure was monitored with a Pirani gauge (Figure 4). During this heating procedure, the line was baked at 150 °C to minimise re-adsorption of the desorbed gases.

The resulting He blanks were $1.1 \times 10^{-15} \pm 5.9 \times 10^{-16}$ mole ^{4}He and ‹ $4 \times 10^{-21} \pm 2 \times 10^{-18}$ mole ^{3}He at 1450 °C. The uncertainty arising from the helium blank corresponds to an age of ‹ 100 years (for a 100 mg sample exposed at sea level). At ≈1000 °C, the He blank was 9.4×10^{-16} mole ^{4}He. These high temperature (› 1400 °C) blanks are an order of magnitude lower than those reported by most laboratories using double vacuum furnaces (Figure 5; Kurz 1986b, Honda *et al.* 1993, Niedermann *et al.* 1997, Maruoka and Matsuda 2001, Aciego *et al.* 2007, Blard *et al.* 2009), and the 1000 °C blanks are comparable to blanks reported elsewhere for metal furnaces (6.7×10^{-16} to 5.8×10^{-15} mole ^{4}He; Wolf *et al.* 1996, Persano *et al.* 2002). Two similar single vacuum furnaces have been reported by Hohenberg (1980) and Honda and Reynolds (1987) where samples were dropped into a simple tungsten basket-type heater (without crucible) in a single vacuum vessel. Despite a stainless steel construction, Honda reports high helium blanks from his furnace (≈ 10^{-13} mol of ^{4}He). The second furnace (Hohenberg) used Pyrex vacuum components and therefore probably also had high helium blanks (as helium diffuses through Pyrex). Induction furnaces, although capable of

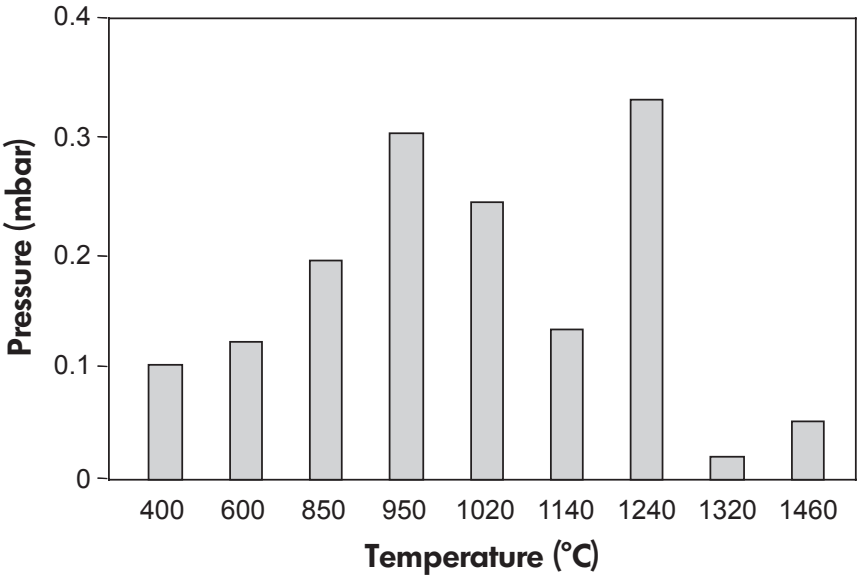


Figure 4. Furnace pressure during degassing of a new boron nitride crucible while the furnace volume was open to a turbo pump. Each temperature was held constant for 20 min while pumping, except at 950 and 1240 °C (30 min while pumping). Indeed, at these temperatures, pressure was particularly high (› 0.3 mbar). Finally, after 2–3 cycles of degassing, the pressure reached ‹ 10^{-8} mbar with the crucible at 800 °C.

© 2012 The Authors. Geostandards and Geoanalytical Research © 2012 International Association of Geoanalysts

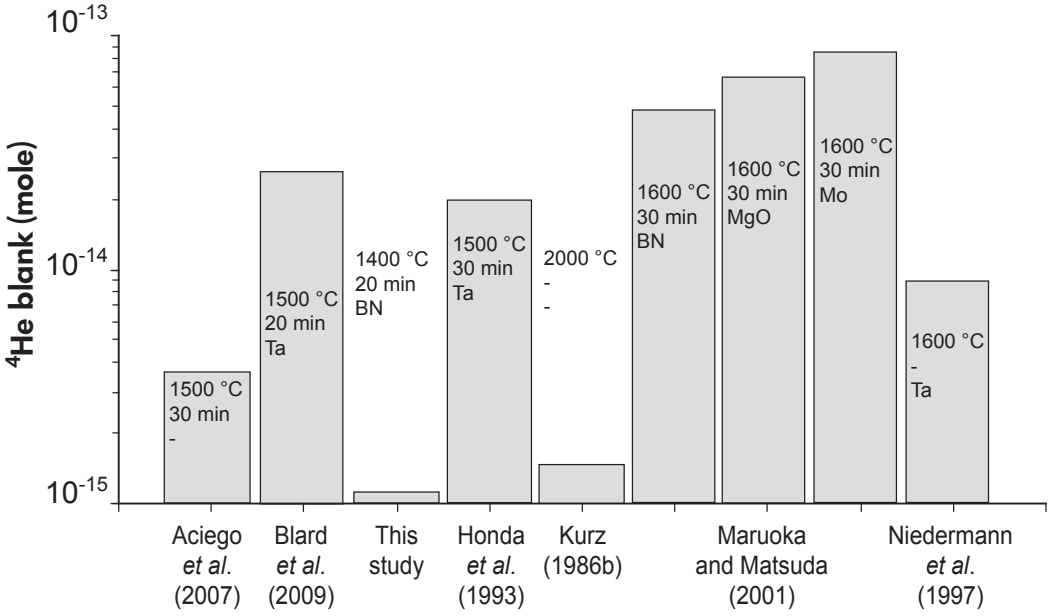


Figure 5. Comparison of helium procedural blanks for different laboratories. Crucible type, time and extraction temperature are given in the figure. Heating times with these different furnaces were similar (20–30 min). Heating temperature value (between 1400 and 2000 °C) depended of the size and nature (pyroxene, apatite, olivine, etc) of minerals analysed. Helium blank values are given for a maximal extraction temperature. For this study, helium blanks were similar in a temperature range of 1000–1450 °C.

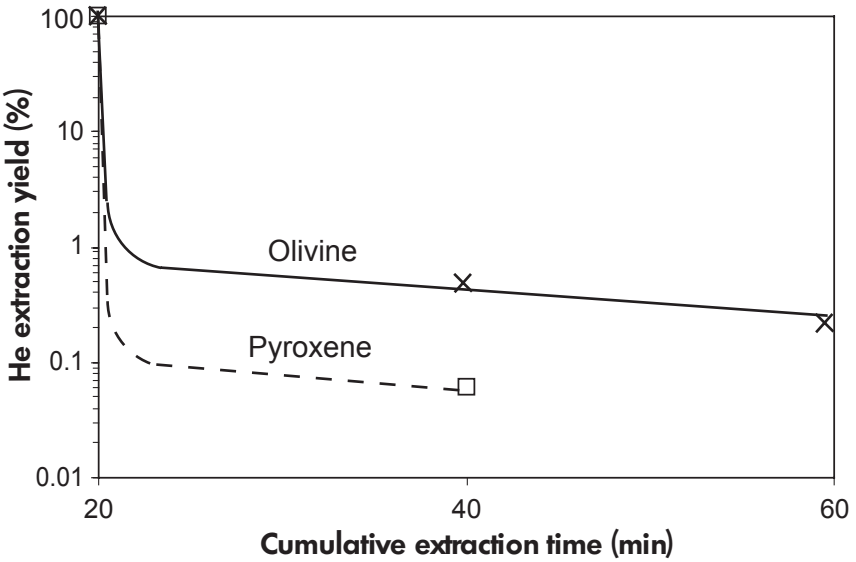


Figure 6. Helium extraction yield from olivine and pyroxene of 300–500 μm grain size. After 20 min at 1430 °C, › 99% of helium was extracted for each sample. The second (and third) extractions, under the same analytical conditions, were ‹ 1% (cumulative).

high extraction temperatures, do not have good He blanks because of diffusion of He through their Pyrex (or Kovar) vacuum envelopes: typical high temperature blanks are often › 9×10^{-14} mole ^{4}He (Marty *et al.* 1995, Moreira and Allègre 2002). Diode laser (808 nm) systems permit extraction of He at lower temperatures with shorter durations than furnaces (e.g. 30 s at 500–600 °C (apatite), 20 min at 1100–1300 °C (zircon) and 20–35 min at

© 2012 The Authors. Geostandards and Geoanalytical Research © 2012 International Association of Geoanalysts

1300 °C (olivine and pyroxene) with a blanks range of 6.7×10^{-17} (low temperature) to 1.2×10^{-15} (high temperature) mole ^{4}He and a He extraction yield of 100% (Foeken *et al.* 2006, 2009). Nevertheless, it should be noted that Ammon *et al.* (2009), with the same laser, only extracted 95% of He from pyroxene and olivine samples under the same conditions. For small sample analysis (multiple or single grain aliquots, mass ‹ 10 mg), other lasers (CO_2 and Nd-YAG) can be used to extract helium, at high temperature (1000–1300 °C), from micrometeorites or separated minerals (e.g. apatite, titanite, zircon etc) with a blank range of 5×10^{-17} to 6×10^{-15} mole ^{4}He (e.g. Stuart *et al.* 1999, Pi *et al.* 2005, Farley *et al.* 2006).

Finally, preliminary tests on neon showed that ^{21}Ne blanks in our furnace were $5.4 \times 10^{-19} \pm 0.8 \times 10^{-19}$ (Neon blanks have been improved) (furnace in static vacuum for 20 min at 1000–1300 °C). It should thus be possible to use this furnace for both cosmogenic ^{21}Ne and ^{3}He measurements.

Two types of samples were heated using the same heating procedure as that described above: olivine (Fo_{86}, ≈ 0.5 mm diameter, ≈ 500 mg) and a pyroxene (diopside, ≈ 0.2 mm grain size, ≈ 50 mg). After 20 min at 1430 °C, › 99% of He was extracted (the total amount of ^{4}He extracted from the samples ranged between 10^{-12} and 10^{-11} mole) (Figure 6). Despite the significant quantity of helium extracted during each analysis, we did not observe any memory effect. Indeed, the blanks measured after the third extraction step were within the range of hot furnace blanks, namely ≈ 10^{-15} mole ^{4}He.

Conclusions

We have described a new ultra-high vacuum furnace for He extraction from geological samples, such as apatite, pyroxene or olivine. This single vacuum furnace with a BN crucible had low He blanks: 20 min at 1450 °C resulted in helium blanks of 3.7×10^{-21} and 1.1×10^{-15} mole for ^{3}He and ^{4}He, respectively. This is an order of magnitude lower than the blanks of a conventional double vacuum furnace.

Helium was efficiently extracted from olivine and pyroxene: after 20 min of heating at 1450 °C, all the cosmogenic ^{3}He from refractory minerals such as olivine or pyroxene (with grain sizes ‹ 0.5 mm) was extracted. The cost of this furnace was considerably lower than that of a double vacuum design because (a) the heating element used was an industry standard as opposed to a custom-built element and (b) a separate pumping system was not necessary.

Acknowledgements

We are grateful to Pierre Baillot for help during the design and construction of this furnace and of the new purification line. Julien Dubois and Bouchaib Tibari are thanked for technical assistance. We also thank Fin Stuart and an anonymous reviewer for their constructive comments. This development was supported by Institut National des Sciences de l'Univers (INSU) and the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS). CRPG contribution No. 2112.

References

Aciego S.M., Depaolo D.J., Kennedy B.M., Lamb M.P., Sims K.W.W. and Dietrich W.E. (2007)
Combining ^{3}He cosmogenic dating with U-Th/He eruption ages using olivine in basalt. **Earth and Planetary Science Letters, 254,** 288–302.

Ammon K., Dunai T.J., Stuart F.M., Meriaux A.-S. and Gayer E. (2009)
Cosmogenic ^{3}He exposure ages and geochemistry of basalts from Ascension Island, Atlantic Ocean. **Quaternary Geochronology, 4,** 525–532.

Blard P.H., Bourles D., Lavé J. and Pik R. (2006a)
Applications of ancient cosmic-ray exposures: Theory, techniques and limitations. **Quaternary Geochronology, 1,** 59–73.

Blard P.H., Pik R., Lavé J., Bourles D., Burnard P.G., Yokochi R., Marty B. and Trusdell F. (2006b)
Cosmogenic ^{3}He production rates revisited from evidences of grain size dependent release of matrix sited helium. **Earth and Planetary Science Letters, 247,** 222–234.

Blard P.H., Lavé J., Pik R., Wagnon P. and Bourles D. (2007)
Persistence of full glacial condition in the central Pacific until 15,000 years ago. **Nature, 449,** 591–594.

Blard P.-H., Puchol N. and Farley K.A. (2008)
Constraints on the loss of matrix-sited helium during vacuum crushing of mafic phenocrysts. **Geochimica et Cosmochimica Acta, 72,** 3788–3803.

Blard P.H., Lavé J., Farley K.A., Fornari M., Jimenez N. and Ramirez V. (2009)
Late local glacial maximum in the Central Altiplano triggered by cold and locally-wet conditions during the paleolake Tauca episode (17–15 ka, Heinrich 1). **Quaternary Science Reviews, 28,** 3414–3427.

Chiggiato P., Benvenuti C., Canil G., Collin P., Cosso R., Guerin J. and Ilie S. (1999)
Surface cleaning efficiency measurements for UHV applications. **Vacuum, 53,** 317–320.

© 2012 The Authors. Geostandards and Geoanalytical Research © 2012 International Association of Geoanalysts

references

Farley K.A., Libarkin J., Mukhopadhyay S. and Amidon W. (2006)
Cosmogenic and nucleogenic ^{3}He in apatite, titanite and zircon. Earth and Planetary Science Letters, 248, 451–461.

Foeken J.P.T., Stuart F.M., Dobson K.J., Persano C. and Vilbert D. (2006)
A diode laser system for heating minerals for (U-Th)/He chronometry. Geochemistry Geophysics Geosystems, 7, 2005GC001190.

Foeken J.P.T., Day S. and Stuart F.M. (2009)
Cosmogenic ^{3}He exposure dating of the Quaternary basalts from Fogo, Cape Verdes: Implications for rift zone and magmatic reorganisation. Quaternary Geochronology, 4, 37–49.

Gayer E., Lavé J., Pik R. and France-Lanord C. (2006)
Monsoonal forcing of Holocene glacier fluctuations in Ganesh Himal (Central Nepal) constrained by cosmogenic ^{3}He exposure ages of garnets. Earth and Planetary Science Letters, 252, 275–288.

Goehring B.M., Kurz M.D., Balco G., Schaefer J.M., Licciardi J. and Lifton N.A. (2010)
A re-evaluation of *in situ* cosmogenic He-3 production rates. Quaternary Geochronology, 5, 410–418.

Gosse J.C. and Phillips F.M. (2001)
Terrestrial *in situ* cosmogenic nuclides: Theory and application. Quaternary Science Reviews, 20, 1475–1560.

Hohenberg C.M. (1980)
High sensitivity pulse-counting mass spectrometer system for noble gas system. Review of Scientific Instruments, 51, 1075–1082.

Honda M. and Reynolds J.H. (1987)
Noble gases in diamond: Occurrences of solar-like helium and neon. Journal of Geophysical Research, 92, 12507–12521.

Honda M., McDougall I., Patterson D.B., Doulgeris A. and Clague D.A. (1993)
Nobles gases in submarine pillow basalt glasses from Loihi and Kilauea, Hawaii: A solar component in the Earth. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57, 859–874.

Kato Y., Tomida M. and Ishii S. (2004)
Production of multicharged iron ions by using pyrolitic boron nitride crucible and application to material processing. Review of Scientific Instruments, 75, 1919–1921.

Kurz M.D. (1986a)
Cosmogenic helium in a terrestrial igneous rock. Nature, 320, 435–439.

Kurz M.D. (1986b)
In situ production of terrestrial cosmogenic helium and some applications to geochronology. Geochimica et Cosmochimica Acta, 50, 2855–2862.

Licciardi J.M., Clark P.U., Brook E.J., Pierce K.L., Kurz M.D., Elmore D. and Sharma P. (2001)
Cosmogenic ^{3}He and ^{10}Be chronologies of the late Pinedale northern Yellowstone ice cap, Montana, USA. Geology, 29, 1095–1098.

Marty B., Lenoble M. and Vassard N. (1995)
Nitrogen, helium and argon in basalt: A static mass spectrometry. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), 120, 183–195.

Maruoka T. and Matsuda J. (2001)
New crucible for noble gas extraction. Chemical Geology, 175, 751–756.

Moreira M. and Allègre C.J. (2002)
Rare gas systematics on Mid Atlantic Ridge (37–40°N). Earth and Planetary Science Letters, 198, 401–416.

Niedermann S., Bach W. and Erzinger J. (1997)
Noble gas evidence for lower mantle component in MORBs from the southern East Pacific Rise: Decoupling of helium and neon isotope systematics. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61, 2697–2715.

Persano C., Stuart F.M., Bishop P. and Barfod D.N. (2002)
Apatite (U-Th)/He age constraints on the development of the great escarpment on the southeastern Australian passive margin. Earth and Planetary Science Letters, 200, 79–90.

Pi T., Solé J. and Taran Y. (2005)
(U-Th)/He dating of fluorite: Application to the La Azul fluorspar deposit in the Taxco mining district, Mexico. Mineralium Deposita, 39, 976–982.

Staudacher Th., Jessberger E.K., Dörflinger D. and Kiko J. (1978)
A refined ultrahigh-vacuum furnace for rare gas analysis. Journal of Physics E: Scientific Instruments, 11, 781–784.

Stuart F.M., Harrop P.J., Knott S. and Turner G. (1999)
Laser extraction of helium isotopes from Antarctic micrometeorites: Source of He and implications for the flux of extraterrestrial ^{3}He to Earth. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63, 2653–2665.

Takaoka N. (1976)
A low-blank, metal system for rare-gas analysis. Mass Spectrometry, 24, 73–86.

Wolf R.A., Farley K.A. and Silver L.T. (1996)
Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60, 4231–4240.

Zimmermann L., Burnard P., Marty B. and Gaboriaud F. (2009)
Laser ablation (193 nm), purification and determination of very low concentrations of solar wind nitrogen implanted in targets from the GENESIS spacecraft. Geostandards and Geoanalytical Research, 33, 183–194.

© 2012 The Authors. Geostandards and Geoanalytical Research © 2012 International Association of Geoanalysts

Bibliographie

Abdallah, A., V. Courtillot, et al. (1979). "Relevance of Afar seismicity and volcanism to the mechanics of accreting plate boundaries." Nature **282**(5734): 17-23.

Ackert Jr, R. P., B. S. Singer, et al. (2003). "Long-term cosmogenic 3He production rates from 40Ar/39Ar and K-Ar dated Patagonian lava flows at 47°S." Earth and Planetary Science Letters **210**(1-2): 119-136.

ArRajehi, A., S. McClusky, et al. (2010). "Geodetic constraints on present-day motion of the Arabian Plate: Implications for Red Sea and Gulf of Aden rifting." Tectonics **29**(3): TC3011.

Audin, L., X. Quidelleur, et al. (2004). "Palaeomagnetism and K-Ar and 40Ar/39Ar ages in the Ali Sabieh area (Republic of Djibouti and Ethiopia): constraints on the mechanism of Aden ridge propagation into southeastern Afar during the last 10 Myr." Geophysical Journal International **158**(1): 327-345.

Ayalew, D., P. Barbey, et al. (2002). "Source, genesis and timing of giant ignimbrite deposits associated with Ethiopian continental flood basalts." Geochim. Cosmochim. Acta **66**: 1429–1448.

Ayalew, D., C. Ebinger, et al. (2006). "Temporal compositional variation of early syn-rift rhyolites along the western Red Sea margin and northern Main Ethiopian rift, in The Afar Volcanic Province within the East African Rift System." Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. **259**: 121–130.

Ayele, A., D. Keir, et al. (2009). "September 2005 mega-dike emplacement in the Manda-Harraro nascent oceanic rift (Afar depression)." Geophysical Research Letters **36**(20).

Ayele, A., G. Stuart, et al. (2007). "The August 2002 earthquake sequence in north Afar: Insights into the neotectonics of the Danakil microplate." Journal of African Earth Sciences **48**(2-3): 70-79.

Barberi, F., H. Tazieff, et al. (1972). "Volcanism in the Afar depression: Its tectonic and magmatic significance." Tectonophysics **15**(1-2): 19-29.

Barisin, I., S. Leprince, et al. (2009). "Surface displacements in the September 2005 Afar rifting event from satellite image matching: Asymmetric uplift and faulting." Geophysical Research Letters **36**(7): n/a-n/a.

Bastow I.D. and D. Keir (2011). "The protracted development of the continent–ocean transition in Afar." Nat. Geosci. **4**(248–250).

Bastow, I. D. and D. Keir (2011). "The protracted development of the continent-ocean transition in Afar." Nature Geosci **4**(4): 248-250.

Bastow, I. D., A. A. Nyblade, et al. (2008). "Upper mantle seismic structure beneath the Ethiopian hot spot: Rifting at the edge of the African low-velocity anomaly." Geochemistry, Geophysics, Geosystems **9**(12)

Batiza, R., N. Becker, et al. (1996). "New evidence from Alvin for the origin of deep-sea eruptive hyaloclasite on Seamount 6: Cocos plate, 12°43′N." EOS **77**: 319.

Behn, M. D., W. R. Buck, et al. (2006). "Topographic controls on dike injection in volcanic rift zones." Earth and Planetary Science Letters **246**(3-4): 188-196.

Belachew, M., C. Ebinger, et al. (2011). "Comparison of dike intrusions in an incipient seafloor-spreading segment in Afar, Ethiopia: Seismicity perspectives." J. Geophys. Res. **116**(B6): B06405.

Björnsson, A. (1985). "Dynamics of crustal rifting in NE Iceland." Journal of Geophysical Research: Solid Earth **90**(B12): 10151-10162.

Björnsson, A., G. Johnsen, et al. (1979). "Rifting of the plate boundary in north Iceland 1975–1978." Journal of Geophysical Research: Solid Earth **84**(B6): 3029-3038.

Blard, P.-H., J. r. m. Lavé, et al. (2005). "Fossil cosmogenic 3He record from K-Ar dated basaltic flows of Mount Etna volcano (Sicily, 38Â°N): Evaluation of a new paleoaltimeter." Earth and Planetary Science Letters **236**(3-4): 613-631.

Blard, P. H. and K. A. Farley (2008). "The influence of radiogenic 4He on cosmogenic 3He determinations in volcanic olivine and pyroxene." Earth and Planetary Science Letters **276**(1-2): 20-29.

Blard, P. H. and R. Pik (2008). "An alternative isochron method for measuring cosmogenic 3He in lava flows." Chemical Geology **251**(1-4): 20-32.

Blard, P. H., N. Puchol, et al. (2008). "Constraints on the loss of matrix-sited helium during vacuum crushing of mafic phenocrysts." Geochimica et Cosmochimica Acta **72**(15): 3788-3803.

Brandsdottir, B. and P. Einarsson (1979). "Seismic activity associated with the September 1977 deflation of the Krafla central volcano in northeastern Iceland." Journal of Volcanology and Geothermal Research **6**(3-4): 197-212.

Brandsdóttir, B. and P. Einarsson (1979). "Seismic activity associated with the September 1977 deflation of the Krafla central volcano in northeastern Iceland." Journal of Volcanology and Geothermal Research **6**: 197-212.

Bruce, P. M. and H. E. Huppert (1989). "Thermal control of basaltic fissure eruptions." Nature **342**(6250): 665-667.

Buck, W. R. (1993). "Effect of lithospheric thickness on the formation of high- and low-angle normal faults." Geology **21**(10): 933-936.

Buck, W. R. (2004). "Consequences of Asthenospheric Variability on Continental Rifting, in Rheology and Deformation of the lithosphere at comntinental margins." Columbia University Press: 1-31.

Buck, W. R. (2006). "The role of magma in the development of the Afro-Arabian Rift System." Geological Society, London, Special Publications **259**(1): 43-54.

Buck, W. R., L. L. Lavier, et al. (2005). "Modes of faulting at mid-ocean ridges." Nature **434**(7034): 719-723.

C Heliker, DA Swanson, et al. (2003). "The Pu 'u 'Ō 'ō—Kūpaianaha eruption of Kīlauea volcano, Hawai 'i: the first 20 years." U.S. Geological Survey Professional Paper 1676.

Calais, E. E., C; Hartnady, C; Nocquet, JM (2006). "Kinematics of the East African Rift from GPS and Earthquake Slip Vector Data."

Calvari, S. and H. Pinkerton (1999). "Lava tube morphology on Etna and evidence for lava flow emplacement mechanisms." Journal of Volcanology and Geothermal Research **90**(3-4): 263-280.

Cannat, M., C. Rommevaux-Jestin, et al. (2003). "Melt supply variations to a magma-poor ultra-slow spreading ridge (Southwest Indian Ridge 61 degrees to 69 degrees E)." Geochemistry Geophysics Geosystems **4**.

Carbotte, S. M., C. S. Editors-in-Chief:Â Â Richard, et al. (2005). TECTONICS | Seismic Structure At Mid-Ocean Ridges. Encyclopedia of Geology. Oxford, Elsevier**:** 405-417.

Carbotte, S. M., H. S. Editors-in-Chief:Â John, et al. (2001). Mid-Ocean Ridge Seismic Structure. Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition). Oxford, Academic Press**:** 826-836.

Carbotte, S. M. and K. C. Macdonald (1994). "The axial topographic high at intermediate and fast spreading ridges." Earth and Planetary Science Letters **128**(3-4): 85-97.

Carbotte, S. M., C. Small, et al. (2004). "The influence of ridge migration on the magmatic segmentation of mid-ocean ridges." Nature **429**: 743-746.

Carcaillet, J., D. L. Bourlès, et al. (2004). "A high resolution authigenic 10Be/9Be record of geomagnetic moment variations over the last 300 ka from sedimentary cores of the Portuguese margin." Earth and Planetary Science Letters **219**(3-4): 397-412.

Carcaillet, J., I. Manighetti, et al. (2008). "Identifying past earthquakes on an active normal fault (Magnola, Italy) from the chemical analysis of its exhumed carbonate fault plane." Earth and Planetary Science Letters **271**(1-4): 145-158.

Cattin, R., C. c. Doubre, et al. (2005). "Numerical modelling of quaternary deformation and post-rifting displacement in the Asal-Ghoubbet rift (Djibouti, Africa)." Earth and Planetary Science Letters **239**(3-4): 352-367.

Chadwick, W. W., S. L. Nooner, et al. (2012). "Seafloor deformation and forecasts of the April 2011 eruption at Axial Seamount." Nature Geosci **5**(7): 474-477.

Chu, D. and R. G. Gordon (1999). "Evidence for motion between Nubia and Somalia along the Southwest Indian Ridge." Nature **398**(6722): 64-66.

Clarke, W. B., Jenkins, W. J., and Top, Z., 1976. Determination of tritium by mass spectrometric measurement of 3He. The International Journal of Applied Radiation and Isotopes 27, 515-522.

Colman, A., J. M. Sinton, et al. (2012). "Effects of variable magma supply on mid-ocean ridge eruptions: Constraints from mapped lava flow fields along the Galápagos Spreading Center." Geochem. Geophys. Geosyst. **13**: Q08014.

Coulié, E., X. Quidelleur, et al. (2003). "Comparative K-Ar and Ar/Ar dating of Ethiopian and Yemenite Oligocene volcanism: implications for timing and duration of the Ethiopian traps." Earth and Planetary Science Letters **206**(3-4): 477-492.

Desilets, D. and M. Zreda (2003). "Spatial and temporal distribution of secondary cosmic-ray nucleon intensities and applications to in situ cosmogenic dating." Earth and Planetary Science Letters **206**(1-2): 21-42.

Desilets, D., M. Zreda, et al. (2006). "Extended scaling factors for in situ cosmogenic nuclides: New measurements at low latitude." Earth and Planetary Science Letters **246**(3-4): 265-276.

Desissa, M., et al., A mantle magma reservoir beneath an incipient mid-ocean ridge in Afar, Ethiopia. Nature Geosci, 2013. **6**(10): p. 861-865.

Dunai, T. J. (2001a). "Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides." Earth and Planetary Science Letters **193**(1-2): 197-212.

Dunai, T. J. (2001b). "Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides." Earth and Planetary Science Letters **193**(1-2): 197-212.

Dunai, T. J. (2002). "Scaling factors for in-situ cosmogenic production, an attempt to reach a working consensus." Geochimica Et Cosmochimica Acta **66**(15A): A200-A200.

Dunai, T. J. and J. R. Wijbrans (2000). "Long-term cosmogenic 3He production rates (152 ka-1.35 Ma) from 40Ar/39Ar dated basalt flows at 29°N latitude." Earth and Planetary Science Letters **176**(1): 147-156.

Dunbar, J. A. and D. S. Sawyer (1989). "How preexisting weaknesses control the style of continental breakup." Journal of Geophysical Research: Solid Earth **94**(B6): 7278-7292.

Dziak, R. P., C. G. Fox, et al. (1995). "The June-July 1993 seismo-acoustic event at CoAxial segment, Juan de Fuca Ridge: Evidence for a lateral dike injection." Geophysical Research Letters **22**.

Dziak, R. P., J. H. Haxel, et al. (2012). "Seismic precursors and magma ascent before the April 2011 eruption at Axial Seamount." Nature Geosci **5**(7): 478-482.

Ebinger, C. (2005). "Continental break-up: The East African perspective." Astronomy & Geophysics **46**(2): 2.16-2.21.

Ebinger, C., A. Ayele, et al. (2010). "Length and Timescales of Rift Faulting and Magma Intrusion: The Afar Rifting Cycle from 2005 to Present." Annual Review of Earth and Planetary Sciences **38**(1): 439-466.

Ebinger, C. and M. Casey (2001). "Continental breakup in magmatic provinces: An Ethiopian example." Geology **29**: 527-530.

Ebinger, C. J. and N. J. Hayward (1996). "Soft plates and hot spots: Views from Afar." J. Geophys. Res. **101**(B10): 21859-21876.

Ebinger, C. K., D; Ayele, A; Calais, E; Wright, T.J; Belachew, M; Hammond, J.O.S.; Campbell, E; Buck, W.R (2008). "Capturing magma intrusion and faulting processes during continental rupture: seismicity of the Dabbahu (Afar) rift." Geophysical Journal International **doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03877.x**.

Elmore, D. and F. M. Phillips (1987). "Accelerator mass spectrometry for measurement of long-lived radioisotopes." Science **236**(4801): 543-550.

Emerson, O. H. (1926). "The formation of aa and pahoehoe." American Journal of Science **Series 5 Vol. 12**(68): 109-114.

Farley, K. A., J. Libarkin, et al. (2006). "Cosmogenic and nucleogenic 3He in apatite, titanite, and zircon." Earth and Planetary Science Letters **248**(1-2): 451-461.

Ferguson, D. J., T. D. Barnie, et al. (2010). "Recent rift-related volcanism in Afar, Ethiopia." Earth and Planetary Science Letters **292**(3-4): 409-418.

Ferguson, D. J., A. T. Calvert, et al. (2013). "Constraining timescales of focused magmatic accretion and extension in the Afar crust using lava geochronology." Nat Commun **4**: 1416.

Ferguson, D., Maclennan, J etal. (in press). "Melting during late-stage rifting in Afar is jot and deep". Nature

Field, L., J. Blundy, et al. (2012). "Magma storage conditions beneath Dabbahu Volcano (Ethiopia) constrained by petrology, seismicity and satellite geodesy." Bulletin of Volcanology: 1-24.

Field, L., J. Blundy, et al. (2013). "Magmatic history of Dabbahu, a composite volcano in the Afar Rift, Ethiopia." Geological Society of America Bulletin **125**(1-2): 128-147.

Forsyth, D. W. and S. Uyeda (1975). "On the relative importance of the driving forces of plate motion." Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society **43**: 163-200.

Fox, C. G., W. E. Radford, et al. (1995). "Acoustic detection of a seafloor spreading episode on the Juan de Fuca Ridge using military hydrophone arrays." Geophysical Research Letters **22**(2): 131-134.

Gayer, E., J. Lavé, et al. (2006). "Monsoonal forcing of Holocene glacier fluctuations in Ganesh Himal (Central Nepal) constrained by cosmogenic 3He exposure ages of garnets." Earth and Planetary Science Letters **252**(3-4): 275-288.

Geoffroy, L. (2005). "Volcanic passive margins." Comptes Rendus Geosciences **337**(16): 1395-1408.

Geoffroy, L., J. P. Gélard, et al. (2001). "Comments on [`]New insight into the structure of the Nuussuaq Basin, central West Greenland' from Chalmers, Pulvertaft, Marcussen and Pedersen (Marine and Petroleum Geology, 1999, 16, 197-234)." Marine and Petroleum Geology **18**(8): 947-952.

Goehring, B. M., M. D. Kurz, et al. (2010). "A reevaluation of in situ cosmogenic 3He production rates." Quaternary Geochronology **5**(4): 410-418.

Gosse, J. C. and F. M. Phillips (2001). "Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application." Quaternary Science Reviews **20**(14): 1475-1560.

Grandin, R., A. Socquet, et al. (2010a). "Sequence of rifting in Afar, Manda-Hararo rift, Ethiopia, 2005-2009: Time-space evolution and interactions between dikes from interferometric synthetic aperture radar and static stress change modeling." J. Geophys. Res. **115**(B10413): doi:10.1029/2009JB000815.

Grandin, R., A. Socquet, R. Binet, Y. Klinger, E. Jacques, J.-B. de Chabalier, G. C. P. King, C. Lasserre, S. Tait, P. Tapponnier, A. Delorme, and P. Pinzuti (2009). "September

2005 Manda Hararo-Dabbahu rifting event, Afar (Ethiopia): Constraints provided by geodetic data." J. Geophys. Res. **114**(B08404): 10.1029/2008JB005843.

Grandin, R., E. Jacques, et al. (2010b). "Seismicity during lateral dike propagation: Insights from new data in the recent Manda Hararo-Dabbahu rifting episode (Afar, Ethiopia)." Geochem. Geophys. Geosyst. **12**: Q0AB08.

Grandin, R., A. Socquet, et al. (2010c). "Transient rift opening in response to multiple dike injections in the Manda Hararo rift (Afar, Ethiopia) imaged by time-dependent elastic inversion of interferometric synthetic aperture radar data." J. Geophys. Res. **115**(B9): B09403.

Gudmundsson, A. (1988). "Effect of tensile-stress concentration around magma chambers on intrusion and extrusion frequencies." Journal of Volcanology and Geothermal Research **35**: 179-194.

Guilbaud, M., S. Self, et al. (2005). "Morphology, surface structures, and emplacement of lavas produced by Laki, AD 1783-1784." SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA **396**: 81.

Guyodo, Y. and J.-P. Valet (1999). "Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800kyr." Nature **399**(6733): 249-252.

Hamling, I. A., A; Bennati, L; Calais, E; Ebinger, C; Keir, D; Lewi, E; Wright, TJ; Yirgu, G (2009). "Geodetic observations on the ongoing Dabbahu rifting episode: new dyke intrusions in 2006 and 2007." Geophysical Journal International(10.1111/j.1365-246X.2009.04163.x).

Hamling, I. J., T. J. Wright, et al. (2012). "Stress transfer between thirteen successive dyke intrusions in Ethiopia." Nature Geosci **3**(10): 713-717.

Hammond, J. O. S., J. M. Kendall, et al. (2011). "The nature of the crust beneath the Afar triple junction: Evidence from receiver functions." Geochem. Geophys. Geosyst. **12**(12): Q12004.

Hammond, J. O. S., J. M. Kendall, et al. (2012). "The nature of the crust beneath the Afar triple junction: Evidence from receiver functions." Geochemistry, Geophysics, Geosystems **12**(12).

Hayward, N. J. and C. J. Ebinger (1996). "Variations in the along-axis segmentation of the Afar Rift system." Tectonics **15**: 244-257.

Heliker, C., DA Swanson, et al. (2003). "The Pu 'u 'Ō 'ō—Kūpaianaha eruption of Kīlauea volcano, Hawai 'i: the first 20 years." U.S. Geological Survey Professional Paper 1676.

Hofmann, C., V. Courtillot, et al. (1997). "Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change." Nature **389**: 838–841.

Hon, K. E. N., J. I. M. Kauahikaua, et al. (1994). "Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii." Geological Society of America Bulletin **106**(3): 351-370.

Hopper, J. R. and W. R. Buck (1993). "The initiation of rifting at constant tectonic force: Role of diffusion creep." Journal of Geophysical Research: Solid Earth **98**(B9): 16213-16221.

Huismans, R. and C. Beaumont (2011). "Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins." Nature **473**(7345): 74-78.

Hulme, G. (1974). "The Interpretation of Lava Flow Morphology." Geophysical Journal International **39**(2): 361-383.

Ito, G. and M. D. Behn (2008). "Magmatic and tectonic extension at mid-ocean ridges: 2. Origin of axial morphology." Geochemistry, Geophysics, Geosystems **9**(9): Q09O12.

Ivy-Ochs, S., H.-A. Synal, et al. (2004). "Initial results from isotope dilution for Cl and 36Cl measurements at the PSI/ETH Zurich AMS facility." Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms **223-224**(0): 623-627.

Kattenhorn, S. A. and C. J. Schaefer (2008). "Thermal-mechanical modeling of cooling history and fracture development in inflationary basalt lava flows." Journal of Volcanology and Geothermal Research **170**(3-4): 181-197.

Keir, D., M. Belachew, et al. (2011a). "Mapping the evolving strain field during continental breakup from crustal anisotropy in the Afar Depression." Nat Commun **2**: 285.

Keir, D., C. Pagli, et al. (2011b). "The magma-assisted removal of Arabia in Afar: Evidence from dike injection in the Ethiopian rift captured using InSAR and seismicity." Tectonics **30**(2).

Keir, D. H., IJ; Ayele, A; Calais, E; Ebinger, C; Wright, T; Jacques, E; Mohamed, K; Hammond, JOS; Belachew, M; Baker, E; Rowland, J; Lewi, E; Bennati, L (2009). "Evidence for focused magmatic accretion at segment centers from lateral dike injections captured beneath the Red Sea rift in Afar." Geology **37**(doi: 10.1130/G25147A.1): 59-62.

Kidane, T., V. Courtillot, et al. (2003). "New paleomagnetic and geochronologic results from Ethiopian Afar: Block rotations linked to rift overlap and propagation and

determination of a 2 Ma reference pole for stable Africa." Journal of Geophysical Research: Solid Earth **108**(B2): 2102.

Kieffer, B., N. Arndt, et al. (2004). "Flood and Shield Basalts from Ethiopia: Magmas from the African Superswell." Journal of Petrology **45**(4): 793-834.

Kilburn, C. R. J. and R. M. C. Lopes (1988). "The growth of AA lava flow fields on Mount Etna, Sicily." Journal of Geophysical Research: Solid Earth **93**(B12): 14759-14772.

Kober, F., S. Ivy-Ochs, et al. (2005). "In situ cosmogenic 10Be and 21Ne in sanidine and in situ cosmogenic 3He in F-Ti-oxide minerals." Earth and Planetary Science Letters **236**(1-2): 404-418.

Kurz, M. D. (1986). "<In situ production of terrestrial cosmogenic helium and some applications to geochronology." Geochimica et Cosmochimica Acta **50**(12): 2855-2862.

Kusznir, N., J. and R. Park, G. (1987). "The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness." Geological Society, London, Special Publications **28**: 35-52.

Kusznir, N. and G. Karner (1985). "Dependence of the flexural rigidity of the continental lithosphere on rheology and temperature." Nature **316**(6024): 138-142.

Lahitte, P., P.-Y. Gillot, et al. (2003a). "Silicic central volcanoes as precursors to rift propagation: the Afar case." Earth and Planetary Science Letters **207**(1-4): 103-116.

Lahitte, P., P.-Y. Gillot, et al. (2003b). "New age constraints on the timing of volcanism in central Afar, in the presence of propagating rifts." J. Geophys. Res. **108**(B2): 2123.

Lal, D. (1991). "Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models." Earth and Planetary Science Letters **104**(2-4): 424-439.

Licciardi, J. M., M. D. Kurz, et al. (1999). "Calibration of cosmogenic< sup> 3</sup> He production rates from Holocene lava flows in Oregon, USA, and effects of the Earth's magnetic field." Earth and Planetary Science Letters **172**(3): 261-271.

Lipman, P. W., N. G. Banks, et al. (1985). "Degassing-induced crystallization of basaltic magma and effects on lava rheology." Nature **317**(6038): 604-607.

Macdonald, G. A. (1953). "Pahoehoe, aa, and block lava." American Journal of Science **251**(3): 169-191.

Macdonald, K. C. (2001). Mid-Ocean Ridge Tectonics, Volcanism, and Geomorphology. Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition). A John, H. Steele, K. T. Karl and A. T. Steve. Oxford, Academic Press**:** 852-866.

MacDonald, K. C. and T. M. Atwater (1978). "Evolution of rifted ocean ridges." Earth and Planetary Science Letters **39**(3): 319-327.

Macdonald, K. C., C. S. Editors-in-Chief: Richard, et al. (2005). TECTONICS | Mid-Ocean Ridges. Encyclopedia of Geology. Oxford, Elsevier**:** 372-387.

MacDonald, K. C., D. S. Scheirer, et al. (1991). "Mid-ocean ridges: Discontinuities, segments and giant cracks." Science **253**(5023): 986-994.

Makris, J. and A. Ginzburg (1987). "The Afar Depression: transition between continental rifting and sea-floor spreading." Tectonophysics **141**(1-3): 199-214.

Mamyrin, B. A., Anufriev, G. S., Kamenskii, I. L., and Tolstikhin, I. N., 1970. Determination of the isotopic composition of atmospheric helium. Journal Name: Geochem. Int. **7**: 498-505.

Manighetti, I., P. Tapponnier, et al. (1997). "Propagation of rifting along the Arabia-Somalia Plate Boundary: The Gulfs of Aden and Tadjoura." Journal of Geophysical Research: Solid Earth **102**(B2): 2681-2710.

Marty, B., R. l. Pik, et al. (1996). "Helium isotopic variations in Ethiopian plume lavas: nature of magmatic sources and limit on lower mantle contribution." Earth and Planetary Science Letters **144**(1-2): 223-237.

Masarik, J., K. J. Kim, et al. (2007). "Numerical simulations of in situ production of terrestrial cosmogenic nuclides." Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms **259**(1): 642-645.

Matsuda, J., T. Matsumoto, et al. (2002). "The 3He/4He ratio of the new internal He Standard of Japan (HESJ)." GEOCHEMICAL JOURNAL-JAPAN- **36**(2): 191-195.

Mattsson, H. B. and Ã. r. Höskuldsson (2005). "Eruption reconstruction, formation of flow-lobe tumuli and eruption duration in the 5900 BP Helgafell lava field (Heimaey), south Iceland." Journal of Volcanology and Geothermal Research **147**(1-2): 157-172.

McClusky, S., R. Reilinger, et al. (2010). "Kinematics of the southern Red Sea–Afar Triple Junction and implications for plate dynamics." Geophysical Research Letters **37**(5): L05301.

McKenzie, D. and J. Jackson (1983). "The relationship between strain rates, crustal thickening, palaeomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone." Earth and Planetary Science Letters **65**(1): 182-202.

McLeod, P. and S. Tait (1999). "The growth of dykes from magma chambers." Journal of Volcanology and Geothermal Research **92**(3-4): 231-245.

Medynski, S., R. Pik, et al. (2013). "Controls on magmatic cycles and development of rift topography of the Manda Hararo segment (Afar, Ethiopia): Insights from cosmogenic 3He investigation of landscape evolution." Earth and Planetary Science Letters **367**(0): 133-145.

Mendel, V., D. Sauter, et al. (2003). "Magmato-tectonic cyclicity at the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge: Evidence from variations of axial volcanic ridge morphology and abyssal hills pattern." Geochemistry, Geophysics, Geosystems **4**(5): 9102.

Mohr, P. (1983). "Ethiopian flood basalt province." Nature **303**(5918): 577-584.

Mohr, P. (1989). "Nature of the crust under Afar: new igneous, not thinned continental." Tectonophysics **167**(1): 1-11.

Mohr, P. and B. Zanettin (1988). "The Ethiopian flood basalt province." Continental flood basalts **3**: 63.

Muscheler, R., J. Beer, et al. (2005). "Geomagnetic field intensity during the last 60,000 years based on 10Be and 36Cl from the Summit ice cores and 14C." Quaternary Science Reviews **24**(16–17): 1849-1860.

Niedermann, S. (2002). "Cosmic-Ray-Produced Noble Gases in Terrestrial Rocks: Dating Tools for Surface Processes." Reviews in Mineralogy and Geochemistry **47**(1): 731-784.

Nishiizumi, K., D. Elmore, et al. (1989a). "Update on terrestrial ages of Antarctic meteorites." Earth and Planetary Science Letters **93**(3–4): 299-313.

Nishiizumi, K., E. L. Winterer, et al. (1989b). "Cosmic-ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks." Journal of Geophysical Research - Solid Earth And Planets **94**(B12): 17907-17915.

Pagli, C., T. J. Wright, et al. (2012). "Shallow axial magma chamber at the slow-spreading Erta Ale Ridge." Nature Geosci **5**(4): 284-288.

Palumbo, L., L. Benedetti, et al. (2004). "Slip history of the Magnola fault (Apennines, Central Italy) from 36Cl surface exposure dating: evidence for strong earthquakes over the Holocene." Earth and Planetary Science Letters **225**(1-2): 163-176.

Parfitt, E. A. and L. Wilson (2008). "Fundamentals of Physical Volcanology." Oxford: Blackwell Publishing.

Phillips, F. M., W. D. Stone, et al. (2001). "An improved approach to calculating low-energy cosmic-ray neutron fluxes near the land/atmosphere interface." Chemical Geology **175**(3–4): 689-701.

Pik, R., B. Marty, et al. (2006). "How many mantle plumes in Africa? The geochemical point of view." Chemical Geology **226**(3-4): 100-114.

Pik, R. l., C. Deniel, et al. (1998). "The northwestern Ethiopian Plateau flood basalts: Classification and spatial distribution of magma types." Journal of Volcanology and Geothermal Research **81**(1-2): 91-111.

Pik, R. l., C. Deniel, et al. (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. l., B. Marty, et al. (2008). "Timing of East African Rift development in southern Ethiopia: Implication for mantle plume activity and evolution of topography." Geology **36**(2): 167-170.

Pinkerton, H., M. James, et al. (2002). "Surface temperature measurements of active lava flows on Kilauea volcano, Hawaiâ€²i." Journal of Volcanology and Geothermal Research **113**(1-2): 159-176.

Pinzuti, P., A. Mignan, et al. (2010). "Surface morphology of active normal faults in hard rock: Implications for the mechanics of the Asal Rift, Djibouti." Earth and Planetary Science Letters **299**(1-2): 169-179.

Pollard, D. D., P. T. Delaney, et al. (1983). "Surface deformation in volcanic rift zones." Tectonophysics **94**(1–4): 541-584.

Qin, R. and W. R. Buck (2008). "Why meter-wide dikes at oceanic spreading centers?" Earth and Planetary Science Letters **265**(3-4): 466-474.

RC Finkel and M. Suter (1993). "AMS in the earth sciences: techniques and applications." Adv Anal Chem **1**: 1–114.

Rochette, P., E. Tamrat, et al. (1998). "Magnetostratigraphy and timing of the Oligocene Ethiopian traps." Earth and Planetary Science Letters **164**(3-4): 497-510.

Rooney, T. O., P. Mohr, et al. (2012). "Geochemical evidence of mantle reservoir evolution during progressive rifting along the western Afar margin." Geochimica et Cosmochimica Acta **102**(0): 65-88.

Rosenbaum, G., R. F. Weinberg, et al. (2008). "The geodynamics of lithospheric extension." Tectonophysics **458**(1-4): 1-8.

Rowland, J., E. Baker, et al. (2007a). "Fault growth at a nascent slow-spreading ridge: 2005 Dabbahu rifting episode." Afar.Geophys. J. Int. **171**: 1226-1246.

Rowland, J., E. Baker, et al. (2007b). "Fault growth at a nascent slow-spreading ridge: 2005 Dabbahu rifting episode, Afar." Geophysical Journal International **171**(doi: 10.1111).

Rowland, S. and G. L. Walker (1987a). "Toothpaste lava: Characteristics and origin of a lava structural type transitional between pahoehoe and aa." Bulletin of Volcanology **49**(4): 631-641.

Rowland, S. K. and G. P. L. Walker (1987b). "Toothpaste lava: characteristics and origin of a lava structural type transitional between pahoehoe and aa." Bulletin of volcanology **49**(4): 631-641.

Ruegg, J. C., P. Briole, et al. (1993). "First epoch geodetic GPS measurements across the Afar Plate Boundary Zone." Geophysical Research Letters **20**(18): 1899-1902.

Schaefer, J. r. M., S. Ivy-Ochs, et al. (1999). "Cosmogenic noble gas studies in the oldest landscape on earth: surface exposure ages of the Dry Valleys, Antarctica." Earth and Planetary Science Letters **167**(3-4): 215-226.

Schimmelpfennig, I., L. Benedetti, et al. (2009). "Sources of in-situ 36Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates." Quaternary Geochronology **4**(6): 441-461.

Schimmelpfennig, I., L. Benedetti, et al. (2011). "Calibration of cosmogenic 36Cl production rates from Ca and K spallation in lava flows from Mt. Etna (38°N, Italy) and Payun Matru (36°S, Argentina)." Geochimica et Cosmochimica Acta **75**(10): 2611-2632.

Schlagenhauf, A., I. Manighetti, et al. (2011). "Earthquake supercycles in Central Italy, inferred from 36Cl exposure dating." Earth and Planetary Science Letters **307**(3-4): 487-500.

Self, S., L. Keszthelyi, et al. (1998). "The importance of pahoehoe." Annual Review of Earth and Planetary Sciences **26**(1): 81-110.

Self, S., T. Thordarson, et al. (1997). "Emplacement of continental flood basalt lava flows." GEOPHYSICAL MONOGRAPH-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION **100**: 381-410.

Shah, A. K. and W. R. Buck (2001). "Causes for axial high topography at mid-ocean ridges and the role of crustal thermal structure." Journal of Geophysical Research: Solid Earth **106**(B12): 30865-30879.

Sigmundsson, F. (2006). "Plate tectonics: Magma does the splits." Nature **442**(7100): 251-252.

Singh, S. C., W. C. Crawford, et al. (2006). "Discovery of a magma chamber and faults beneath a Mid-Atlantic Ridge hydrothermal field." Nature **442**(7106): 1029-1032.

Sinha, M. C., D. A. Navin, et al. (1997). "Evidence for accumulated melt beneath the slow spreading Mid-Atlantic Ridge." Philosophical Transactions of the Royal Society of

London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences **355**(1723): 233-253.

Solomon, S. C., E. A. Bergman, et al. (1980). "Tectonic stress - Models and magnitudes." Journal of Geophysical Research **85**: 6086-6092.

Sparks, R. S. J., H. Pinkerton, et al. (1976). "Classification and formation of lava levees on Mount Etna, Sicily." Geology **4** (5): 269 - 271.

Stamps, D. S., E. Calais, et al. (2008). "A kinematic model for the East African Rift." Geophysical Research Letters **35**(5): L05304.

Standish, J. J. and K. W. W. Sims (2010). "Young off-axis volcanism along the ultraslow-spreading Southwest Indian Ridge." Nature Geosci **3**(4): 286-292.

Stone, J. O. (2000). "Air pressure and cosmogenic isotope production." Journal of Geophysical Research: Solid Earth **105**(B10): 23753-23759.

Tentler, T. and S. Mazzoli (2005). "Architecture of normal faults in the rift zone of central north Iceland." Journal of Structural Geology **27**(9): 1721-1739.

Trull, T. W. and M. D. Kurz (1993). "Experimental measurements of 3He and 4He mobility in olivine and clinopyroxene at magmatic temperatures." Geochimica et Cosmochimica Acta **57**(6): 1313-1324.

Varet, J. (1978). "Geology of central and southern Afar (Ethiopia and Djibouti Republic), map and 124 pp. report." Centre Natl. de la Rec. Sci.

Vye-Brown, C. (2012). "Geological mapping in the northern part of the Dabbahu Rift Segment, Afar, Ethiopia." BGS Internal Report.

Vye-Brown, C., S. Medynski, et al. (2012). "Geological map of the Dabbahu (Manda-Hararo) Rift, North, 1:100,000 scale." British Geological Survey.

Vye-Brown, C., S. Self, et al. (2013). "Architecture and emplacement of flood basalt flow fields: case studies from the Columbia River Basalt Group, NW USA." Bulletin of Volcanology C7 - 697 **75**(3): 1-21.

Walker, G. P. L. (1971). "Compound and simple lava flows and flood basalts." Bulletin Volcanologique **35**(3): 579-590.

Wilson, L. and J. W. Head (1981). "Ascent and eruption of basaltic magma on the earth and moon." Journal of Geophysical Research **86**.

Wolfenden, E., C. Ebinger, et al. (2005). "Evolution of a volcanic rifted margin: Southern Red Sea, Ethiopia." Geological Society of America Bulletin **117**(7-8): 846-864.

Wolfenden, E., C. Ebinger, et al. (2004). "Evolution of the northern Main Ethiopian rift: birth of a triple junction." Earth and Planetary Science Letters **224**(1): 213-228.

Wright, T., Ebinger, C., Biggs, J., Ayele, A., Yirgu, G., Keir, D., Stork, A. (2006). "Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode." Nature **442**: 291-294.

Wright, T. J., C. Ebinger, et al. (2006). "Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode." Nature **442**(7100): 291-294.

Wright, T. J., F. Sigmundsson, et al. (2012). "Geophysical constraints on the dynamics of spreading centres from rifting episodes on land." Nature Geosci **5**(4): 242-250.

Yirgu, G., A. Ababa, et al. (2006). "Recent seismovolcanic crisis in northern Afar, Ethiopia." Eos, Transactions American Geophysical Union **87**(33): 325-329.

Ziegler, J. F. (1998). "Terrestrial cosmic ray intensities." IBM Journal of Research and Development **42**(1): 117-140.

Zimmermann, L., P. H. Blard, et al. (2011). "A New Single Vacuum Furnace Design for Cosmogenic 3He Dating." Geostandards and Geoanalytical Research **36**(2): 121-129.

Zreda, M. G., F. M. Phillips, et al. (1993). "Cosmogenic 36Cl dating of a young basaltic eruption complex, Lathrop Wells, Nevada." Geology **21**(1): 57-60.

Interactions entre phénomènes tectoniques et magmatiques en contexte d'extension: l'exemple du segment de rift de Dabbahu (Afar, Ethiopie)

Dans cette thèse nous quantifions les interactions entre phénomènes tectoniques et magmatiques au niveau d'un rift proche de la rupture continentale: le segment de rift du Dabbahu / Manda Hararo en Afar (Ethiopie). Ce segment a été le siège d'un épisode de rifting majeur de 2005 à 2010 qui a permis d'apporter de nombreuses informations sur les interactions entre tectonique et magmatisme à l'échelle de l'intrusion de dikes. Nous apportons ice des contraintes temporelles sur ces interactions à l'échelle du millier à la dizaine de millier d'années, afin de suivre l'évolution morphologique du segment et ainsi mieux comprendre l'évolution des processus responsables de l'acquisition de la topographie. Pour cela nous avons produits des âges d'expositions de surfaces de coulées de laves et d'escarpement de failles sur deux zones ciblées du rift. Ces datations ont été combinées à des travaux de cartographie et de géochimie (éléments majeurs et traces). La première zone d'étude se situe au nord du segment et permet d'apprécier l'influence de la présence d'un volcan en terminaison de segment sur le développent de la topographie. La seconde zone étudiée se trouve au milieu du segment et permet de couvrir la marge ouest du rift jusqu'à la zone axiale. Cette seconde zone permet d'évaluer l'impact des variations spatiales et temporelles de la localisation des réservoirs sur la topographie. Le long du segment, il apparaît que la topographie se développe quand les réservoirs magmatiques locaux ont une activité modérée à faible, alors que la topographie est inhibée lors des phases de magmatisme intense. Nos observations ont permis de monter que l'épisode de rifting de 2005 n'est pas représentatif de l'évolution globale de la morphologie du rift, et que ce type d'intrusion ne représente sans doute qu'un dixième des injections totales. Enfin, l'accrétion magmatique est soutenue à l'axe par différents réservoirs magmatiques qui semblent se relayer dans le temps, et dont la position peut varier de 15 kilomètres de part et d'autre de l'axe.

Mots clés: rupture continentale, rift de Dabbahu, magmatisme, tectonique, volcanisme, isotopes cosmogénique, cartographie volcanique.

Interactions between tectonic and magmatic processes during continental breakup: the Dabbahu rift segment example (Afar, Ethiopia)

In this thesis we quantify the interactions between tectonic and magmatic processes in extension settings. We focus on the active Dabbahu / Manda Hararo rift segment, which experienced in between 2005 and 2010 a major rifting event. This tecto-magmatic crisis brought a large range of information concerning the interplay between tectonics and magmatism at the scale of several dikes intrusions, but temporal constraints lack on the scale of a few thousand years to a few tens of thousand years. Here, we provide accurate constraints at this time scale by producing cosmogenic exposure ages of lavas surfaces and faults scarps, in order to decipher the morphological evolution of a rift depression, and to identify the processes that are responsible for the topography acquisition. The study is based on samples taken on two separate areas of the rift. The field areas were systematically mapped, and all lavas were chemically analysed in major and trace elements. The first studied focused the northern portion of the rift segment, where the lavas of the segment terminating volcano meets the neo-volcanic zone. This area allowed the influence of the presence of such volcanic edifice to be assessed. The second studied area is located at the middle of the segment, and covers the rift western margin up to the rift axis. The topography in this area is sensitive to the evolution in space and time of the location of the different axial magma reservoirs. Our results show that along the rift segment, topography develops during phases of low magmatic activity, and is inhibited during phases of lower magmatic activity. The 2005 appears to be an unusual event that represents about a tenth of the total intrusions necessary to build the depression. The maintaining of magmatic accretion at the axis seems to be the result of a relay between different magma reservoirs. The position of these reservoirs can vary between 0 and 15 km from both sides of the rift axis.

Key words: continental breakup, Dabbahu rift segment,, magmatism, tectonic, volcanism, cosmogenic isotopes, mapping in volcanic environment..